

BACHELOROPPGAVE

Geofysisk kartlegging av løsmasser ved Hauge, Lærdal

av

423, Karsten Kjøs Seljeset

420, Martin Flatmo Hove

Geophysical survey of sediments at Hauge, Lærdal

Geologi og Geofare

GE491

01.06.2016

Avtale om elektronisk publisering i Høgskulen i Sogn og Fjordane sitt institusjonelle arkiv (Brage)

Jeg gir med dette Høgskulen i Sogn og Fjordane tillatelse til å publisere oppgaven (Skriv inn tittel) i Brage hvis karakteren A eller B er oppnådd.

Jeg garanterer at jeg er opphavsperson til oppgaven, sammen med eventuelle medforfattere. Opphavsrettslig beskyttet materiale er brukt med skriftlig tillatelse.

Jeg garanterer at oppgaven ikke inneholder materiale som kan stride mot gjeldende norsk rett.

Ved gruppeinnlevering må alle i gruppa samtykke i avtalen.

Fyll inn kandidatnummer og navn og sett kryss:

423, Karsten Kjøs Seljeset

JA ___ NEI___

420, Martin Flatmo Hove

JA ___ NEI___

Geofysisk kartlegging av løsmasser ved Hauge, Lærdal



Geophysical survey of sediments at Hauge, Lærdal

Geology and Geohazards

GE491

01.06.16

Innholdsfortegnelse

1. Sammen drag	5
2. Innledning	5
3. Feltlokalitet	7
3.1 Geologi.....	8
3.2 Bakgrunn og tidligere undersøkelser.....	9
4. Teori	11
4.1 Georadar	11
4.1.1 Beregning av dybde.....	13
4.1.2 Relativ permittivitet.....	13
4.1.3 Konduktivitet.....	14
4.1.4 Frekvens	14
4.1.5 Vertikal oppløsning	14
4.2 Tolkningsteori	15
4.2.1 Uønskede refleksjoner.....	17
4.2.2 Hellende lag	18
4.3 Hydrogeologi i løsmasser.....	18
4.3.1 Hydrogeologiske begreper	19
4.3.2 Krav til gode grunnvannsressurser	21
5. Metode.....	22
5.1 Feltarbeid.....	22
5.2 Prosessering og tolkning (Reflex2D Quick)	25
5.3 Hensyn til umettet sone og grunnvannsspeil.....	28
5.4 Bestemmelse av hastighet i umettet sone	30
5.5 Topografisk modell ved interpolasjon.....	31
5.6 Korreksjon av GPS-punkt ved skredvifte.....	32
5.7 Helning til skrålag	34
6. Resultater og tolkning	35

6.1 Brønnpeilinger.....	35
6.2 Geologisk modell	37
6.2.1 Tolkning av radarprofiler.	37
6.2.2 Orientering av skrålag	44
6.2.3 Presentasjon og beskrivelse av interpolasjon	45
6.3 Skredavgrensning.....	48
7. Diskusjon.....	50
7.1 Usikkerheter	50
7.1.1 Usikkerheter ved georadar	50
7.1.2 Usikkerhet ved GPS-punkter.....	51
7.1.3 Usikkerhet ved boringslogger	54
7.1.4 Usikkerhet ved bestemmelse av hastighet.....	55
7.2 Dannelse av sedimentbasseng	55
7.3 Grunnvannsmuligheter	56
8. Konklusjon	58
9. Referanser	59
10. Vedlegg	61

1. Sammendrag

I denne oppgaven er det blitt utført et omfattende kartleggingsarbeid ved Hauge i Lærdal, hovedsaklig ved hjelp av georadar, der hydrogeologiske forhold er vektet på grunn av områdets potensiale som fremtidig grunnvannsuttak. Det har lenge blitt diskutert om hvorvidt Hauge egner seg som grunnvannsuttak for Lærdal og det er derfor gjort flere ulike undersøkelser i området. Denne rapporten tar for seg data fra det som er en utvidet undersøkelse av avsetningene i et større område enn noen tidligere rapport, og inneholder ikke bare hydrogeologiske beskrivelser, men undersøker også områdets geologiske historie. Undersøkelsene fra tidligere ga et viktig grunnlag for utformingen av denne oppgaven.

Det er blitt utført omfattende georadarundersøkelser i to runder med totalt 50 georadarprofil og det har blitt innsamlet vannstandsdata fra 18 brønner ved 2 forskjellige anledninger. Disse data har blitt brukt til å sette sammen en geologisk modell av Hauge som består av kart, interpoleringer og beskrivelser. Den geologiske modellen inneholder blant annet en interpolering av et sedimentbasseng som dekker store deler av Hauge, en struktur som ble avdekket under en tidligere georadarundersøkelse. De geofysiske data fra georadarinnsamlingen ble benyttet til å lage en interpolasjon av sedimentbassenget. Interpoleringen viser at sedimentbassengets bredde er ca 250 meter, med mektighet opp til 20 meter og at det har en skålformet fremtoning. Undersøkelsesområdet som var tilgjengelig for denne undersøkelsen var ikke nok til å dekke hele strukturen, og videre undersøkelse trengs for å kunne konkludere med bassengets form nord for dette området. Mulige teorier for dannelsesmåte blir diskutert. Sammensetningen av løsmassene i undersøkelsesområdet er i stor grad deltaavsetninger med variasjoner i kornstørrelse som inkluderer alt fra leire til blokk, men er i stor grad delt i to hovedtyper: Sand/grus og fin-sand/silt/leire. Potensialet for etablering av uttak for grunnvann av høy kvalitet ved Hauge er, basert på tidligere undersøkelser og data fra denne undersøkelsen, vurdert som godt.

Det ble også utført georadarundersøkelser ved skredviften i Haugsbakken med hensikt om å kunne avdekke tidligere skredhendelser og å bestemme overgang fra elvesedimenter til skredavsetninger. I radargrammene ble det tolket to separate skredhendelser, begge med observert maks tykkelse rundt 4-5 meter, der den eldste ble tolket til å representere skredviftens utbredelse på overflaten. Resultatet ble sammenlignet med NGUs løsmasskart og det ble lagt frem et forslag til ny grense mellom skred- og elveavsetninger her.

2. Innledning

Det er lenge siden vår forståelse av naturen gjorde at vi kunne bruke flint til å lage skarpe verktøy og leire til å lage hus, pottar og kar. Siden har vi gravd brønner for å skaffe rent vann, og mer nylig har vi temmet naturfarer ved å bygge skredvoller og flomvern for å hindre tap av liv og ødeleggelse av

infrastruktur. I alle disse tilfellene er kunnskap om området geologi viktig for å lykkes. Kartlegging av det som er ansett som viktig eller av verdi for menneskene, som mineraler, rent grunnvann eller naturfarer, er en tidkrevende affære, men har likevel vist seg å være verdt innsatsen.

På Hauge i Lærdal ble det på 90-tallet fastslått at området kunne være godt egnet til grunnvannsuttak for Lærdal Kommune (Jæger & Danielsen, 1999). Det har siden Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) startet grunnundersøkelse i 1996 vært en rekke undersøkelser for å avdekke en god løsning. Under de ulike undersøkelsene har problemer med høyt jerninnhold og fare for infiltrasjon av flomvann skapt utsettelse for prosjektet, men i «Sluttrapport og forslag til klausulering» fra Hallingdal Bergboring er det gitt klarsignal for å søke om godkjenning for grunnvannsuttak på Hauge (Veslegard, 2015).

Området ved Hauge er ikke bare karakterisert av sedimenter egnet til grunnvannsuttak. Skredvifter finnes over alt i Sogns dype daler, og Lærdal er intet unntak. Sør-øst i undersøkelsesområdet finnes en skredvifte, med utløp fra Haugsgjel, som her blir undersøkt med georadar. I denne rapporten benyttes georadarmålinger og brønnpeilinger til å sette sammen en utvidet modell over løsmasseavsetningene i området.

Spesifikt ønsker vi å:

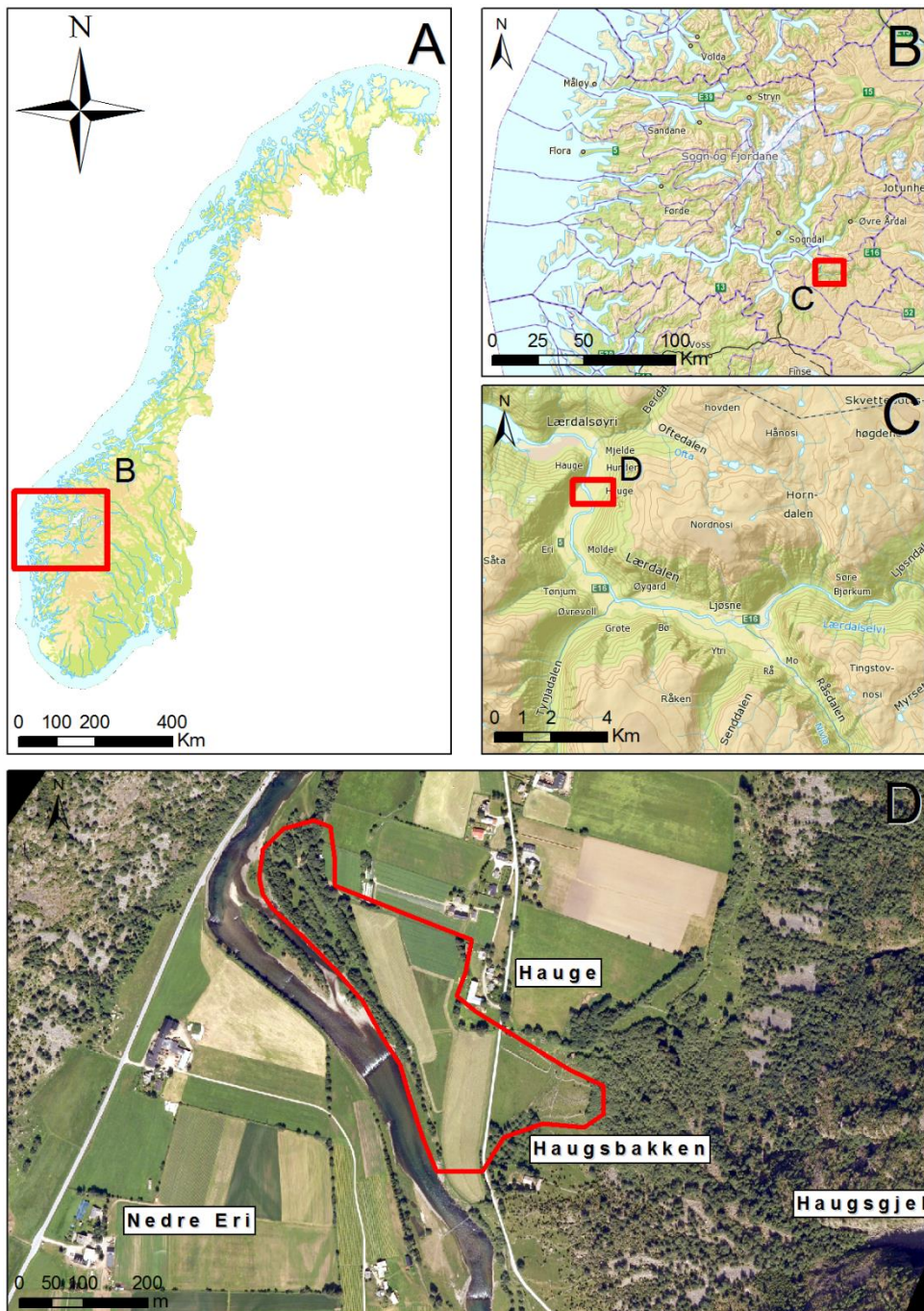
- Supplere de eksisterende undersøkelsene av grunnvannspotensialet, blant annet ved bruk av både 50 og 100 MHz antennefrekvenser.
- Undersøke sedimentbassengets form, interne strukturer og materiale, med den hensikt å diskutere mulige dannelsesmåter.
- Kartlegge utbredelse av skredavsetninger, og å avdekke tidligere skredhendelser.

Georadardata og grunnvannspeilinger innsamlet gjennom denne undersøkelsen suppleres med eksisterende data fra tidligere undersøkelser, primært borelogger og georadarprofiler, samt eksisterende kart og LIDAR-data.

Formålet med undersøkelsen er å undersøke løsmassene i mer detalj enn tidligere, samt å utvide undersøkelsesområdet opp til og med skredviften. Den geologiske beskrivelsen som blir lagt frem i denne rapporten skal inneholde beskrivelser av områdets geologiske sammensetning og skal gi økt forståelse innen områdets geologiske sammensetning, oppbygning og skredhistorikk. En viktig del av oppgaven er å bruke georadar til å undersøke en interessant struktur, referert til som et sedimentbasseng, avdekket i den tidligere georadarundersøkelsen (Soldal, 2008), i tillegg til å se nærmere på skredviften i Haugsbakken for å se om det er mulig å avdekke tidligere skredhendelser og å avgrense skredviftens utbredelse. Geofysiske metoder, spesifikt georadar i dette tilfellet, gir en mulighet til å skaffe data som ellers er utilgjengelig for oss, og resulterer i et innblikk i det som ligger dypt under overflaten.

3. Feltlokalitet

Hauge i Lærdal ligger like ved Lærdalselvi, rundt 3 km opp gjennom dalen fra Lærdalsøyri (se Figur 1). Store deler av undersøkelsesområdet ligger midt i dalføret på løsmasser av stor mektighet (Soldal, 2008). Et stort areal av dette utgjør landbruksområder som bør forbli regulert til landbruksformål (Statens landbruksforvaltning, 2012). Å legge ned restriktive klausuleringssoner i landbruksområder må derfor unngås i størst mulig grad. Fra Haugsgjel har skredviften som preger Haugsbakken sitt utspring (Figur 1), og NGUs løsmassekart (Figur 2) viser at skredmateriale er kartlagt et stykke vest for veien. Figur 2 viser også marin grense på ca. 125 meter over havet.

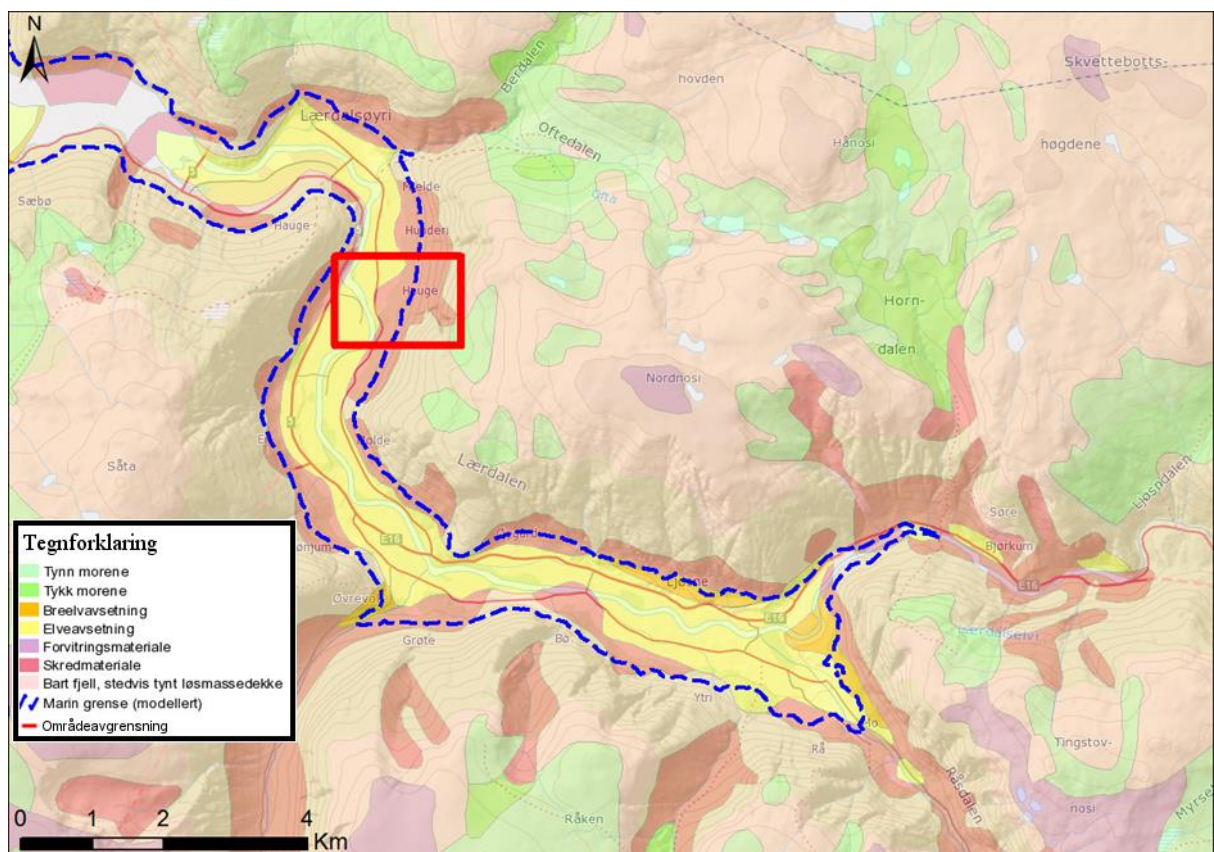


Figur 1. Oversiktskart. På del D vises avgrenset undersøkelsesområde med rødt omriss.

3.1 Geologi

Lærdal ligger i et grunnfjellsvindu, et mindre område med grunnfjellsbergarter, der de dominerende bergartene er gneiser og granitter, omgitt av et skyvedekke av metamorfe eruptivbergarter (Jotundekket). Undersøkelser gjort av NGU viser at løsmassene i all hovedsak stammer fra grunnfjellsbergarter (Stokke, 1987).

For 25 000 år siden, under siste istids maksimum, lå iskanten et stykke ut på kontinentalsokkelen. Klimaet begynte å bli varmere og isfronten bevegde seg gradvis tilbake, men under Yngre Dryas (12 900 – 11 600 år siden) stoppet retretten opp, isen rykket et stykke frem igjen på grunn av en markant klimaforverring, før den igjen fortsatte sin tilbaketrekning. I Preboreal tid, ca 9700 år siden, trakk isen seg tilbake med bare små fremrykk, og breelvene fikk anledning til å avsette store mengder sand- og grus i deltaavsetninger i møte med havet. Isen fortsatte å trekke seg hurtig tilbake til omlag 8000 år siden da det regnes at den forsvant helt (Stokke, 1987).



Figur 2. Løsmassekart fra NGU.

I tiden etter har nedbrytende, transporterende og oppbyggende prosesser fått tid til å virke på landskapet. Dette gjør at dalbunnen i Lærdal er dominert av mektige elveavsetninger. Det rennende vannet har siden flyttet rundt på breelvsedimenter fra hoveddalen og moreneavsetninger fra sidedalene (Stokke, 1987). I samarbeid med skredprosesser har dette formet området på Hauge til det som finnes i dag.

Store deler av feltområdet er flat jordbruksmark, i vest nærme elven er det et lett skogkledd område som også er relativt flatt selv om gamle og nåværende bekkeløp gjør det litt ujevnt. Høydeforskjellen for området i vest er relativt liten (under 2 m), men mot sør og øst observeres en gradvis økning i høyde mot skredviften.

Området er i utgangspunktet godt egnet hydrogeologisk både med tanke på at massene hovedsakelig er elvesedimenter i form av grusig sand og at Lærdalselvi gir et godt tilsig av nytt vann til akviferen (Veslegard, 2015). Det antas å være et avgrensende lag i form av silt/leire i dypet som vil begrense dybden av en eventuell grunnvannsbrønn da området befinner seg under marin grense (Soldal, 2008)(Figur 2).

3.2 Bakgrunn og tidligere undersøkelser

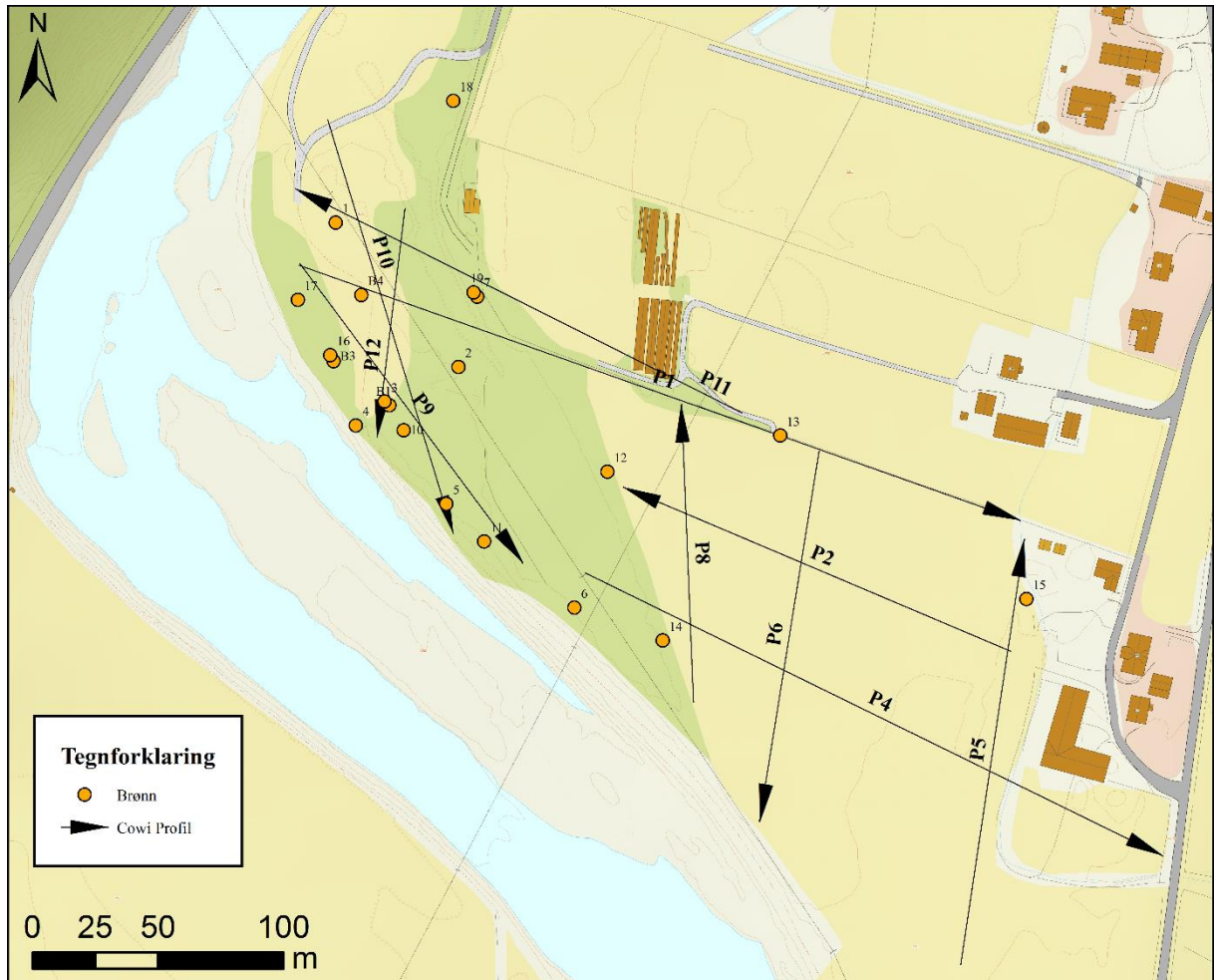
Planlegging for ny vannforsyning til Lærdal er en prosess som startet så tidlig som i 1994 da kommunestyret i Lærdal vedtok at det skulle utarbeides "Hovedplan for vassforsyning". Den største hindringen har vært å finne en egnet vannkilde (Lærdal kommune; Norconsult, 2015).

Grunnen til at det er viktig for Lærdal å få utbedret vannverket er blant annet lite tilfredsstillende vannkvalitet og kapasitet på nåværende råvannskilde, mangel på reservevannkilde og hygienisk barrier. Etablering av hovedvannkilde på Hauge vil erstatte Ofta vannverk, som da blir reservevannkilde (Lærdal kommune; Norconsult, 2015).

NGU utførte omfattende grunnvannsundersøkelser i 1996 der konklusjonen ble at det er gode muligheter for grunnvannsuttak fra løsmassene ved Hauge (Hilmo & Tønnesen, 1997). Det ble også utført en rekke undersøkelser i 1998 av NGU ved Haugsbakken som ligger lenger sørvest ved skredviften. Rapporten fra disse undersøkelsene kom i 1999 og konkluderte med at muligheter for grunnvannsproduksjon ved Haugsbakken også er gode (Jæger & Danielsen, 1999). Det ble anbefalt igangsetting av prøvepumping.

Det praktiske arbeidet ved Hauge (Figur 3) startet i 1997 i regi av Hallingdal bergboring som siden har utført flere prøvepumper der. Det er etablert 3 uttaksbrønner. Den første i 1997, den andre i 2009 og den siste i 2010. I de tre boreloggene er det registrert stort sett grove materialer, med stein og grus i topplaget, før sand blir dominerende ned mot 16 meter der disse loggene slutter. Det ble også etablert en brønn (B2) i 2008, men den ble trukket opp igjen i 2009 fordi vanntesting viste høyt jerninnhold under prøvepumping. Prøvepumpingene utført i 2010-2012 av brønn B1 og B4 viste

generelt god vannkvalitet. B1 viste høye jernverdier, men resultatene fra B4 viste svært god vannkvalitet med bare én av 40 prøver med for høy jernverdi (Veslegard, 2015).



Figur 3. Tidligere arbeid utført av COWI (Georadarprofiler) og Hallingdal bergboring (Brønner og peilerør).

Materiale med kornstørrelse fin sand og mindre er registrert i brønn 11, 13, 14, 15, 17 og 19, et utvalg av brønner som dekker hele området, men lagene er registrert med liten tykkelse. Dybden til disse avsetningene ligger på 10 – 12 meter i de fleste boreloggene. Unntaket er borelogg 14 og 15 der fin sand/finstoff er registrert på 5 – 7 meter.

Det er også blitt utført grunnundersøkelser med georadar i samband med etablering av prøvebrønnene. Georadarundersøkelsen ble utført av COWI, der formålet var å finne en plassering med større avstand til elven slik at faren for innsig av flomvann blir redusert, men samtidig ikke får for store negative virkninger for landbruksdrift. Undersøkelsen konkluderte med at området er dominert av sand og grus, med finere masser mot dypet. Den koblet også jerninnholdet i vannet til innslag av finkornet, sannsynligvis også organisk, materiale, og foreslo at jernproblematikken kunne løses ved å flytte brønnen nærmere elven eller til et sted der oppholdstiden var mindre (Soldal, 2008).

Georadarundersøkelsene avdekket også en interessant struktur, referert til som et sedimentbasseng, som blir beskrevet nærmere i denne oppgaven.

I mai 2015 kom Hallingdal bergboring med en sluttrapport og forslag til klausulering for grunnvannsanlegg ved Hauge. Rapporten konkluderte med at det er grunnlag for å søke om godkjenning av grunnvannsanlegg på Hauge som vannforsyning til Lærdal (Veslegard, 2015). Samme år kom Norconsult, i samarbeid med avdelingen for tekniske tjenester i Lærdal kommune, ut med «Hovedplan vassforsyning 2015-2026» der 1. prioritet i planen er etablering av nytt Lærdal vannverk basert på grunnvannsforsyning fra Hauge (Lærdal kommune; Norconsult, 2015).

4. Teori

4.1 Georadar

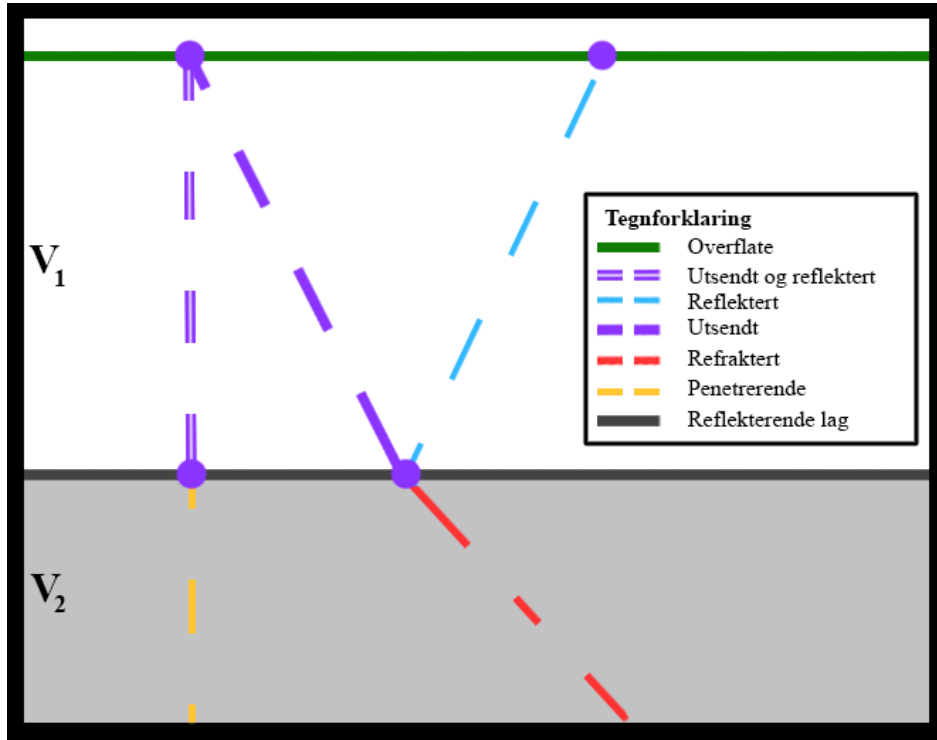
Georadar sender ut pulser av høyfrekvente, elektromagnetiske bølger og registrerer de reflekterte bølgene med den hensikt å kartlegge lagdelinger og strukturer under overflaten. Bølgene beveger seg med bestemt hastighet i ulike materialer, bestemt av materialets relative permittivitet (se 4.1.2). Materialelegenskaper og verdier for ulike materialer finnes i Tabell 1.

Tabell 1 Materialelegenskaper for ulike materialer (Mauring, et al., 1995)

Materiale	Relativ permittivitet, ϵ_r	Konduktivitet, σ [mS/s]	Hastighet, v [mm/ns]	Dempning, α [dB/m]
Luft	1	0	300	0
Destilert vann	80	0,01	33	$2 \cdot 10^{-3}$
Ferskvann	80	0,5	33	0,1
Saltvann	80	30000	10	1000
Tørr sand	3-10	0,01-0,5	150	0,01
Vannmettet sand	20-30	0,1-1,0	60	0,03-0,3
Silt	5-30	1-100	70	1-100
Leire	5-40	1-1000	60	1-300
Granitt	4-6	0,01-1	130	0,01-1

Bølgen refrakteres og reflekteres når den krysser over en grense som innebærer en endring i relativ permittivitet (beskrevet i 4.1.2), for eksempel fra grus til sand. Litt av bølgeenergien vil da reflekteres tilbake mot overflaten. Det er denne reflekterte bølgeenergien som registreres av mottakerantennen

til georadarsystemet på overflaten. Når en bølge går over til et nytt vertsmateriale som utgjør en endring i relativ permittivitet, vil bølgen brytes, som lys i vann (se Figur 4) (Mussett & Khan, 2000). Bølgeenergien blir redusert ettersom noe av energien blir sendt i andre retninger enn den originale på grunn av refleksjon og refrakson.



Figur 4 Forenklet figur av bølger propagerende gjennom to materialer. Bølger sendt ut av georadaren på overflaten propagerer gjennom topplaget, og har en satt hastighet (V_1) bestemt av dette lagets relative permittivitet, før den treffer overgangen til et nytt materiale. Noe av energien vil sendes tilbake til overflaten i form av en refleksjon. Det som ikke absorberes vil fortsette gjennom det nye materialet med ny hastighet (V_2) og brytes som lys i vann.

Demping av bølgeenergi skjer ikke bare ved refraksjon og refleksjon. I tillegg vil spredning og absorpsjon gradvis svekke bølgeenergien på vei ned i dypet. Etter hvert som distansen blir større vil en mindre mengde energi kunne reflekteres til overflaten og etterhvert vil den reflekterte bølgeenergien være for liten til å kunne registreres av apparatet. Spredning skjer etter hvert som bølgen forplanter seg, og avhenger dermed av distanse/dyp. Når bølgen forplanter seg vil energien fordeles over en stadig større bølgefront, og energien på et gitt punkt i bølgefronten vil derfor bli redusert som en faktor av distanse fra kilden. Elektromagnetiske bølger som forplanter seg gjennom materiale med konduktivitet større enn null vil, som funksjon av materialets konduktivitet, absorberes. Atmosfæren har tilnærmet ingen konduktivitet, men stein har relativt høy konduktivitet, og derfor kan radiosignaler sendes over lange distanser i luft, mens signalet svikter raskt i tunneller (mer om konduktivitet under 4.1.3) (Mussett & Khan, 2000). I praksis medfører spredning og absorpsjon at de mottatte signalene blir svakere, som en funksjon av forplantningsdistanse og materialets konduktivitet (4.1.3), og må forsterkes under prosessering (5.2).

Elektromagnetiske bølger beveger seg med en hastighet på 0,3 m/ns i vakuum. Hastigheten i andre materialer vil avta med en faktor basert på materialets relative permittivitet (Mussett & Khan, 2000). Ved hjelp av bølgens antatte hastighet i vertsmaterialet og tidsintervallet mellom sending og registrering kan dybden til reflektoren kalkuleres (Formel 1). Utstyret tar målinger etter angitt tidsintervall og grunnen kartlegges ved å flytte radaren i ønsket profil over området som skal undersøkes.

Ettersom ikke all bølgeenergi absorberes eller reflekteres, vil gjenværende energi refrakteres som følge av endret hastighet og fortsette i det nye materialet frem til en ny endring i relativ permittivitet produserer en ny refleksjon som georadaren kan registrere. Slik får georadaren ved hver puls registrert tidsintervaller ned til ulike reflektorer på ett punkt, kalt en «trace», og ved å sette sammen disse punktene langs et profil produseres en visuell fremstilling av hva som finnes under overflaten.

4.1.1 Beregning av dybde

Tiden fra pulsen sendes til det registreres en reflektert bølge kalles two-way time (TWT) og brukes til å beregne dybden til reflektoren. Når bølgene blir registrert har de reist tur/retur og avstanden blir derfor to ganger distansen, for eksempel lagtykkelsen. Setter man dybden til reflektor som d , og hastigheten gjennom materialet som v gir dette:

$$2 * d = TWT * v$$

Videre isoleres dybden (d) slik:

$$d = \frac{(TWT * v)}{2} \quad (1)$$

Bølgens hastighet i ulike materialer avhenger sterkt av relativ permittivitet og konduktivitet (4.1.2 og 4.1.3). Se Tabell 1 for verdier av ulike medium.

4.1.2 Relativ permittivitet

Relativ permittivitet er en størrelse som beskriver forholdet mellom permittiviteten for et materiale og det tomme rom. Permittivitet er et mål for et materiales evne til å bli elektrisk polarisert ved at det dannes et elektrisk felt (Mussett & Khan, 2000).

Hastigheten til EM-bølger gjennom et materiale er i all hovedsak bestemt av relativ permittivitet, ettersom relativ magnetisk permeabilitet for de vanligste materialtypene er lik 1, og dette gjør at det kan ses bort fra relativ magnetisk permeabilitet.

Vanninnhold bestemmer i stor grad den relative permittiviteten da vann har mye høyere verdier (rundt 80) enn for eksempel tørr sand (3-5) og granitt (4-6) (se Tabell 1).

4.1.3 Konduktivitet

Materialets elektriske ledningsevne blir målt i konduktivitet, og høy konduktivitet gjør materialet til en god elektrisk leder. Høyt ioneinnhold øker konduktiviteten.

Konduktivitet er relevant i denne sammenhengen fordi når bølgene går gjennom materialet absorberes noe av bølgeenergien. Graden av absorpsjon øker i takt med konduktiviteten, og økende konduktivitet har derfor innvirkning på demping, styrke på reflekterte bølger og på hvor dypt klare signaturer kan oppnås (Mussett & Khan, 2000).

4.1.4 Frekvens

Forholdet mellom hastighet og bølgelengde utgjør frekvensen, og kan uttrykkes slik:

$$f = \frac{v}{\lambda} \quad (2)$$

der f er frekvens, v er hastighet og λ er bølgelengde.

Elektromagnetiske bølger med høy frekvens vil absorberes lettere i et materiale enn bølger med lav frekvens. Dette gjør at valg av antennefrekvens avgjør hvor dypt man kan gjenkjenne reflektorer.

4.1.5 Vertikal oppløsning.

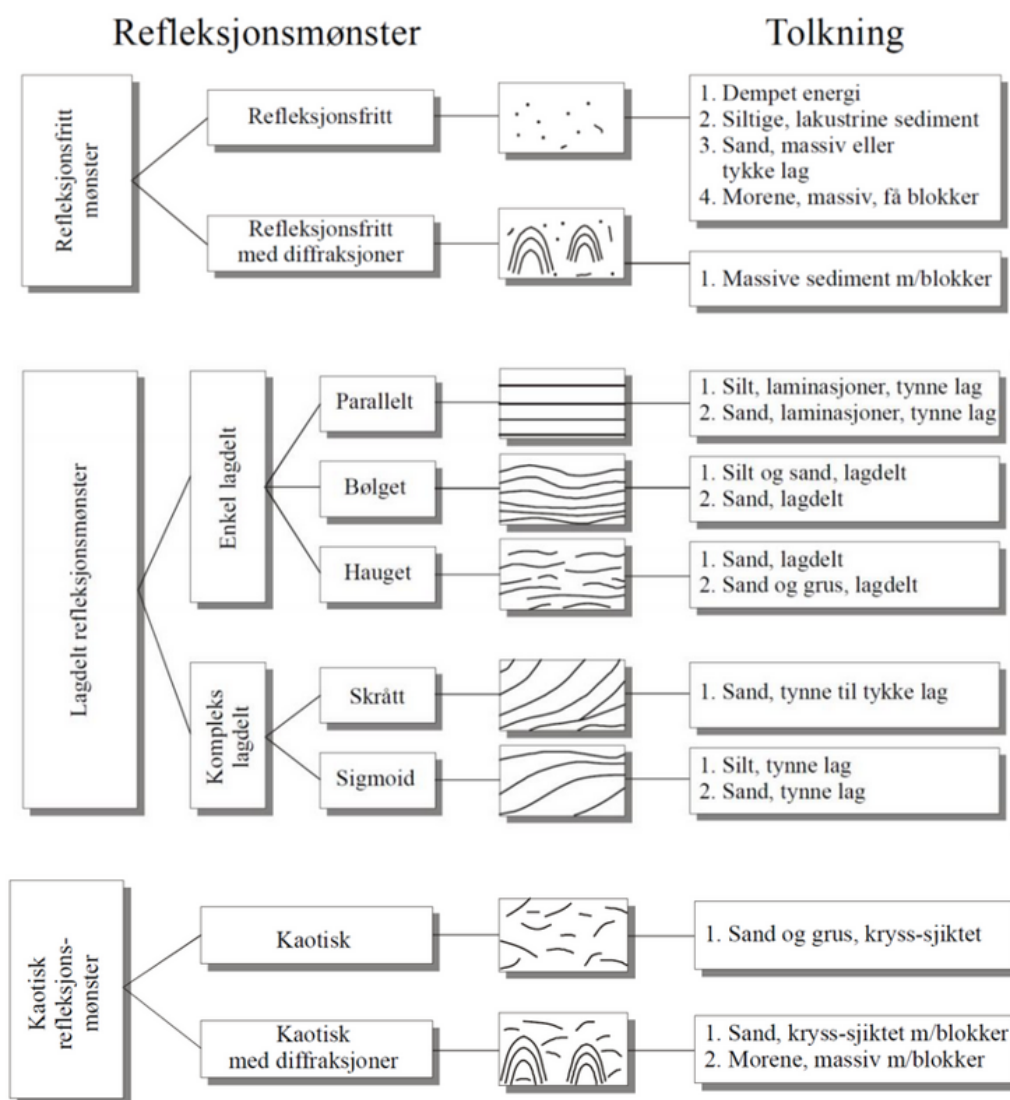
Vertikal oppløsning betegner den minste avstand mulig mellom to reflektorer der de fortsatt fremstår som to reflektorer. Høyere antennefrekvenser gir bedre vertikal oppløsning, noe som medfører at lagdelinger kan være separert med kortere avstand og fortsatt oppfattes som to separate reflektorer (Tabell 2) (Mussett & Khan, 2000). Vertikal oppløsning beskrives vanligvis som et forhold til bølgelengde λ , ideelt sett i et forhold på $\frac{\lambda}{4}$ (Mauring, et al., 1995), men ofte begrenset til $\lambda/3 - \lambda/2$ på grunn av usikkerhet ved hastighetsbestemmelse og variasjoner i bølgeform (Mauring, et al., 1995).

Tabell 2. Vertikal oppløsning i forskjellig materialer (Reynolds, 2011). Antatt vertikal oppløsning er $\lambda/2$ (Mauring, et al., 1995).

Materiale	Relativ permittivitet, ϵ_r	Hastighet, v (mm/ns)	Vertikal oppløsning for 50 MHz, m	Vertikal oppløsning for 100 MHz, m
Tørr sand	3-6	122-173	1,22-1,73	0,61-0,865
Våt sand	10-32	53-95	0,53-0,95	0,265-0,475
Grus	5	134	1,34	0,67
Sand og grus	3,6-6,5	118-160	1,18-1,6	0,59-0,8
Sand og grus (vannmettet)	15,5-17,5	72-76	0,72-0,76	0,36-0,38

4.2 Tolkningsteori

Korrekt tolkning av radarprofiler forutsetter at man er kjent med innsamlingsmetoden og hvilke fenomener som kan oppstå på grunn av hvordan georadardata blir registrert. Denne kunnskapen gjør at man kan unngå feil i tolkningsarbeidet. Vellykket tolkning av georadarprofiler og anvendelse av informasjon fra disse avhenger derfor av erfaring og kjennskap til ulike generelle mønstre innenfor tolkning av vanlige avsetningstyper er nyttig å legge til grunn for tolkningen (figur 5 og 6). I tillegg må avsetningskilde og -metode vurderes ut fra lokale forhold og områdets historie. Nøyaktig tolkning og bekreftelse avhenger ofte av ekstra data fra andre undersøkelsesmetoder, som kjerneprøver og borelogger.



Figur 5 Skjema som knytter refleksjonsmønster i radargrammer til mulige avsetningstyper (Beres & Haeni, 1991). Sigmoid kan beskrives som halvmåneform.

Refleksjonsfrie mønstre


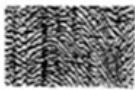
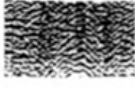


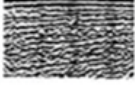




Et mønster som ikke innehar rette, bøyde, parallelle eller irregulære linjer, men bare har punktvisse reflektorer og/eller mangler tydelige reflektorer, blir kategorisert som et refleksjonsfritt mønster (Beres & Haeni, 1991, se figur 5 og 6). Dette innebærer ofte homogene sedimenter av silt og sand. Disse utgjør altså homogene masser, men tilstedeværelse av tydelige diffraksjonshyperbler antyder at kraftige punktreflektorer i form av f.eks. stein og blokker finnes i det ellers homogene sedimentet.

Lagdelte refleksjonsmønstre

I avsetninger preget av fluviale, lakustrine og marine avsetninger er lagdelte refleksjonsmønstre å forvente. Fra et geologisk perspektiv forventes avsetningene her å være sammensatt av kornstørrelser fra silt til sand, men kan også inkludere grus. Strukturene kjennetegnes av rette eller bøyde reflektorer som ofte oppfattes som parallelle. Detaljer om avsetningsmetode må vurderes lokalt, men skrå lag er ofte indikator på en deltaavsetning bestående av korn med kornstørrelse innenfor kategorien sand avsatt i alternerende lag av varierende kornstørrelse. Det som skiller denne kategorien fra refleksjonsfrie og kaotiske mønstre er at reflektorene er i større grad sammenhengende med kurvet eller lineær form. For ulike typer lagdelte strukturer se fremstilling i figur 5.

Kaotiske refleksjonsmønstre

Grovere avsetninger vil produsere gode reflektorer, men disse vil i mindre grad være lagdelte og ikke fremvise samme egenskaper som lagdelte refleksjoner (sammenhengede, lineære/kurvede). Disse kan fremstå kaotiske uten tydelig orientering, og kan tyde på en kryssjiktet- sand og grusavsetning (figur 5 og 6). Stein og blokker av betydelig størrelse vil produsere punktreflektorer i form av diffraksjonshyperbler.

	Georadar facies	Tolkning
1	 Refleksjonsfritt	1. Dempet energi 2. Morene
2	 Undulerende/kupert eller kaotisk med makroskala diffraksjoner	Grunnfjell
3	 Kaotisk med mesoskala diffraksjoner	Elvevifte facies 1: vifte facies med blokker
4	 Kaotisk, høyfrekvent med mikroskala diffraksjoner	Kunstig fyll, nedgravde kabler og rør, trær
5	 Diskontinuerlige, undulerende/kuppert, bølgede	Elveviftefacies 2: 1, dårlig lagdelt sheetfloodavsetning. Sand og grus. 2, Matriksrik jordskred
6	 Horisontalt kontinuerlig, lagdelt, parallell	Elveviftefacies 3: 1, horisontalt avsatt sheetflood sand og grus; 2, klastrik jordskred diamict
7	 Kaotisk eller dårlig definert	Elveviftefacies 4: tykk, matriksrik jordskred diamict
8	 Trauformet	Kanalfyll
9	 Skrå klinorformer	Deltafront
10	 Kompleks skrå halvmåneform	Moderne flomslette; migrerende kanaler

Figur 6 Grafiske fremstillinger av typiske strukturer med mulige tolkninger. Den vertikale dimensjonen av refleksjonsmønstrene er 6-12 m (Éckes & Hickin, 2001)

4.2.1 Uønskede refleksjoner

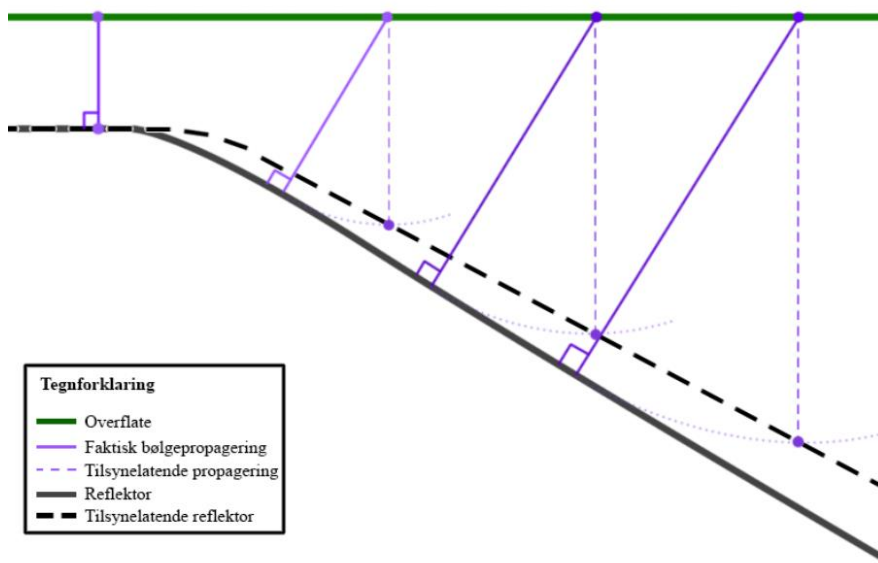
Bølgene i georadarpulsen sendes ut i alle retninger, ikke bare rett ned, og det kan derfor registreres refleksjoner som ikke gjenspeiler hva som er rett under antennen. Dette kalles uønskede refleksjoner.

Det første signalet mottakeren mottar er direktebølgen gjennom luft, og det andre er direktebølgen gjennom bakken. Disse er ikke refleksjoner, men vil utarte seg som to parallelle, horisontale linjer i toppen av profilet dersom avstanden mellom sender og mottaker er konstant.

Gjenstander på overflaten vil også kunne reflektere bølger tilbake til mottakeren, og kan skape utfordringer i tolkningsarbeidet om man ikke tenker over dette under innsamlingsarbeidet. Mulige forstyrrende årsaker er hustak, strømledninger, mobiltelefoner eller lignende. Hjelpere bør derfor holde seg på avstand under innsamling, og operatøren bør ikke bære med seg gjenstander som kan gi forstyrrende reflektorer. Gjenstander som anses som mulige årsaker til uønskede refleksjoner bør unngås etter beste evne eller registreres under innsamling og vurderes under tolkning av data.

4.2.2 Hellende lag

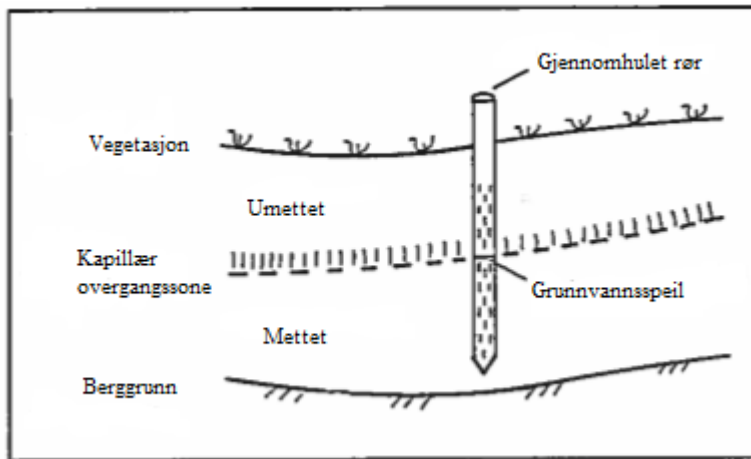
Georadardata blir fremstilt som om reflektoren ligger loddrett fra antennens posisjon. Så lenge det er slik, som ved horisontale strukturer, fungerer dette godt. Hellende lag, vil derimot føre til at radaren registrerer en refleksjon fra en bølge som ikke har reist loddrett, og som dermed har kortere TWT. Den reflektoren som observeres i radargrammet kommer fra et punkt nærmere overflaten og fra siden i stedet for loddrett under. Effekten forsterkes ved større helningsvinkel og dybde til reflektor. I radargrammer vil derfor hellende/skrå lag fremstå som slakere og nærmere overflaten enn de ville gjort i et faktisk tverrsnitt (Figur 7).



Figur 7 Hellende lag fører til at signal blir registrert fra et punkt nærmere overflaten. De hele strekene viser faktisk bølgebevegelse og reflektor. Stiplede linjer viser hvor reflektoren faktisk er registrert og bølgenes antatte bevegelsesrute. Dotted linje viser bølgefronten i det bølgen først treffer reflektoren.

4.3 Hydrogeologi i løsmasser

Vann som finnes i jorden kalles grunnvann. Andelen av vann i jorden er avhengig av hvor store porerommene er og hvor mye av porerommet som er fylt med vann. Når alle porerom i en jorden er fylt med vann, sies det at jorda er mettet. Når porerommet er tomt (fylt med luft) eller delevis fylt med vann, sies det at jorden er umettet. Grensen mellom umettede og mettede forhold kalles grunnvannsspeilet, men på grunn av kapillærkrefter er overgangen fra umettet til mettede forhold en gradvis overgang med det som kalles kapillær overgangssone. For å finne grunnvannsspeilet brukes et gjennomhullet rør som bores ned i bakken og forbi den kapillære overgangssonen (Figur 8). Vannstanden i røret blir definert som høyden til grunnvannsspeilet (Henriksen & Nielsen, 2014).

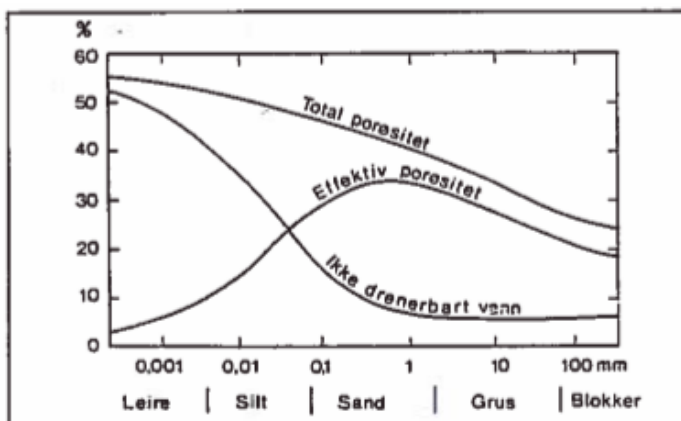


Figur 8. Vannmettet og umettet sone i jorden, samt grunnvannsspeilet i et gjennomhulet rør (Etter Henriksen & Nielsen, 2014)

4.3.1 Hydrogeologiske begreper

Porøsitet

Porøsitet er en betegnelse på hvor stor andel av et materiale som er tomrom. Porøsitet i løsmasser er avhengig av sortering, kornstørrelse, kornform og pakning. I hvor stor grad vann kan strømme gjennom et materiale er i størst grad bestemt av porøsitet. Det er finkornige løsmasser som har størst porøsitet, men porehalsene er trange og porerommene er små og ofte ikke sammenhengende. I finkornige løsmasser er også mye av vannet adhesivt bundet til mineralkornene ved svake elektrostatiske «Van der Waal – krefter». Dette gjør at den totale porøsiteten ikke representerer hvor lett vann strømmer gjennom løsmasser. Det er den effektive porøsiteten som beskriver hvor mye av løsmassen som er tilgjengelig for vanntransport (Figur 9) (Henriksen & Nielsen, 2014).

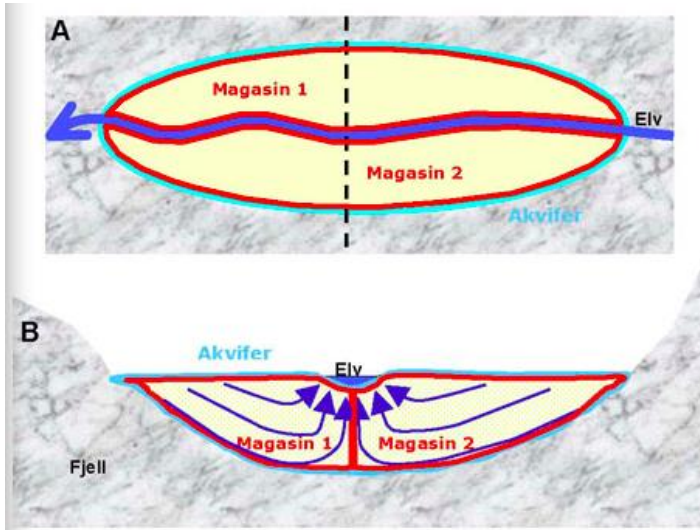


Figur 9. Sammenhengen mellom porøsitet og kornstørrelse. Selv om porøsiteten i leire er veldig høy så er den effektive porøsiteten veldig lav. Det skyldes at mye vann blir bundet til mineralkornene (Henriksen & Nielsen, 2014).

Akvifer og magasin

Vannmettede løsmasser som er permeable(gjennomtrengelige) nok til at vannet i løsmassen kan pumpes ut og nyttes blir kalt en akvifer. Akviferer kan ytterlig deles opp i separate magasiner som opptrer som egne hydrauliske enheter. Eksempel på dette er vist i Figur 10 der en elv renner gjennom

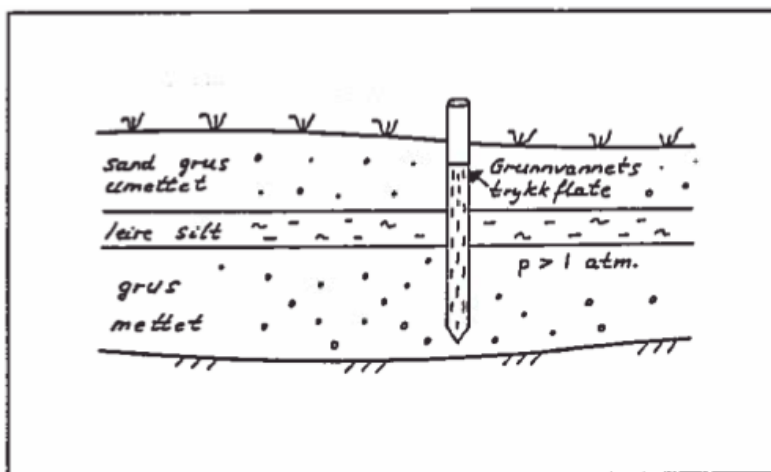
en dal og deler akviferen i to magasin. Forskjellige typer akviferer kan klassifiseres utifra materialtype, geologiske strukturer i løsmassen og nydanning (Henriksen & Nielsen, 2014).



Figur 10. Akvifer og grunnvannsmagasin i en dal. (Norges geologiske undersøkelser (NGU), 2016)

Åpen akvifer

I en åpen akvifer er det fri forbindelse mellom atmosfæren og grunnvannspeilet gjennom den umettede sonen. Det vil si at nedbør kan renne fritt gjennom den umettede sonen og ned til grunnvannet. Figur 8 viser eksempel på en åpen akvifer. I en åpen akvifer vil grunnvannspeilet ligge der det hydrostatiske trykket er lik en atmosfære (Henriksen & Nielsen, 2014). En lukket akvifer (Figur 11) er avgrenset av et tett lag, av f.eks. silt eller leire som gjør at nydanning ikke vil kunne skje direkte fra nedbør, men gjennom kontakt med tilgrensede åpen akvifer.



Figur 11. Illustrasjon av en lukket akvifer (Henriksen & Nielsen, 2014).

Nydanning

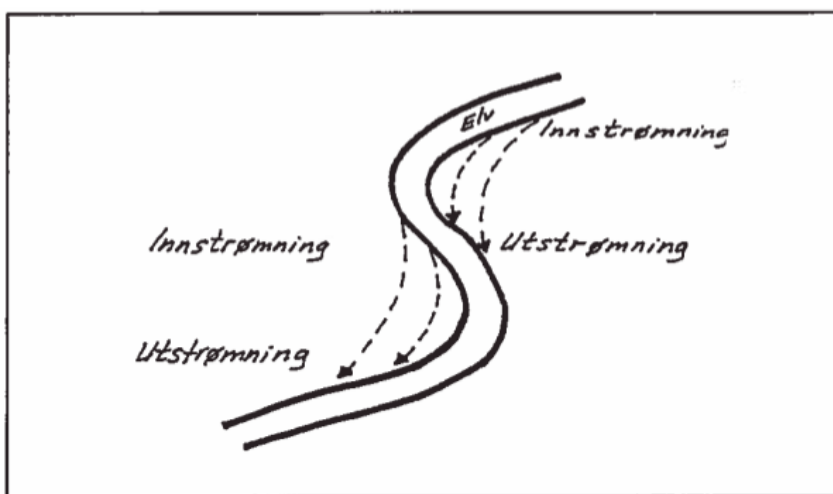
I klassifisering av akviferer ved nydanning skiller det mellom selvmatende- og infiltrasjonsmagasin. I et selvmatende grunnvannsmagasin skjer nydanning hovedsakelig ved nedbør som infiltrerer og

renner gjennom jordlaget og ned til akviferen. Infiltrasjonsmagasin blir nydannet ved at innsjøer, elver og andre vassdrag mater akviferen med vann (Henriksen & Nielsen, 2014).

Hydrauliske grenser, grunnvannstrømning og grunnvannskille

Avgrensning av grunnvannsmagasin gjøres med hydrauliske grenser som kan være positive eller negative. Som positive grenser har vi: bekk, elv, vann, innsjø eller lignende. Det som gjør at en hydraulisk grense er positiv er at den bidrar til å forsyne grunnvannsmagasinet med vann. Det vil si at en senkning av grunnvannstanden (ved f.eks pumping) ikke blir like stor som den hadde vært om den positive grensen ikke hadde vært der. En negativ grense kan være tette løsmasser eller fjell som gjør at en senkning av grunnvannet vil bli forsterket av den negative grensen (Henriksen & Nielsen, 2014).

Grunnvannstrømning i løsmasser skjer veldig sakte med en strømningshastighet på mellom 1 og 500 m/år der gravitasjonskraften hele tiden er den drivende kraften. Generelt beveger vannet seg nedover mot havet, men inhomogene forhold og topografiske former gjør at bevegelsesretningen varierer. Ved elver kan grunnvannet strømme ut eller inn av elva, avhengig av forholdene. I elver som ligger i flate dalbunner med tilnærmet horisontalt grunnvannsspeil vil ofte innstrømning og utstrømning opptre vekselvis nedover elva Figur 12 (Henriksen & Nielsen, 2014).



Figur 12. En meandrerende elv med ut- og innstrømningsområder (Henriksen & Nielsen, 2014).

4.3.2 Krav til gode grunnvannsressurser

Det stilles en rekke krav til en løsmasseavsetning for at det skal tilfredsstillende god kvalitet og gi tilstrekkelige vannmengder. De viktigste kravene er om nydanning av grunnvannet, de magasinerende egenskapene, transportegenskaper, renseevne og naturlig beskyttelse (Henriksen & Nielsen, 2014). Naturlig beskyttelse innebærer akviferens mektighet og materialenes kornstørrelse, samt en øvre avgrensning med tette lag av silt og leire.

Nydanning skjer som sagt hovedsakelig ved nedbør, men også ved snøsmelting og infiltrasjon fra vann og vassdrag. Infiltrasjonskapasiteten øker generelt med kornstørrelse. (Henriksen & Nielsen, 2014)

De magasinerende egenskapene til en akvifer er bestemt av magasinkoeffesienten. Magasinkoeffesienten er definert som “den vannmengden (m^3) som vil bli frigjort fra eller tatt opp i en vertikal søyle av akviferen med grunnflate lik $1 m^2$ når grunnvannspeilet (åpen akvifer) eller grunnvannets trykkflate (lukket akvifer) senkes eller heves med $1 m$ ”. For åpne akviferer tilsvarende magasinkoeffesienten den effektive porøsiteten. For en tilsvarende lukket akvifer vil magasinkoeffesienten være betydelig mindre enn den effektive porøsiteten. Fra Figur 9 observeres det at den effektive porøsiteten er størst i sand- og grusavsetninger (Henriksen & Nielsen, 2014).

Transportegenskaper til en jordart er avhengig av kornstørrelse og sortering og er også her størst i sand- og grusavsetninger. Transportegenskapene kan uttrykkes med den hydrauliske ledningsevnen, som kort sagt beskriver samspillet mellom vannet og jordarten. (Henriksen & Nielsen, 2014)

En av fordelene med å bruke grunnvann er at det er bedre beskyttet mot forurensning ved at vann som strømmer gjennom jord vil renses ved mekanisk filtrering, adsorpsjon, kjemisk rensning og bakteriologisk/biologisk nedbryting. Dette gjør at vann fra grunnvann ofte har mindre behov for vannbehandling. Renseevnen er størst i finkornete avsetninger, men finkornete løsmasser har dårligere evne til å transportere vann. For å kunne tilfredsstillende både god rensing og god gjennomstrømning er det sandavsetninger som passer best. Grovere avsetninger vil ha for dårlig renssevne. (Henriksen & Nielsen, 2014)

Kort oppsummert er det sand- og grusavsetninger med beskyttende overliggende silt eller leire som er de optimale avsetningstypene å plassere en grunnvannsbrønn i.

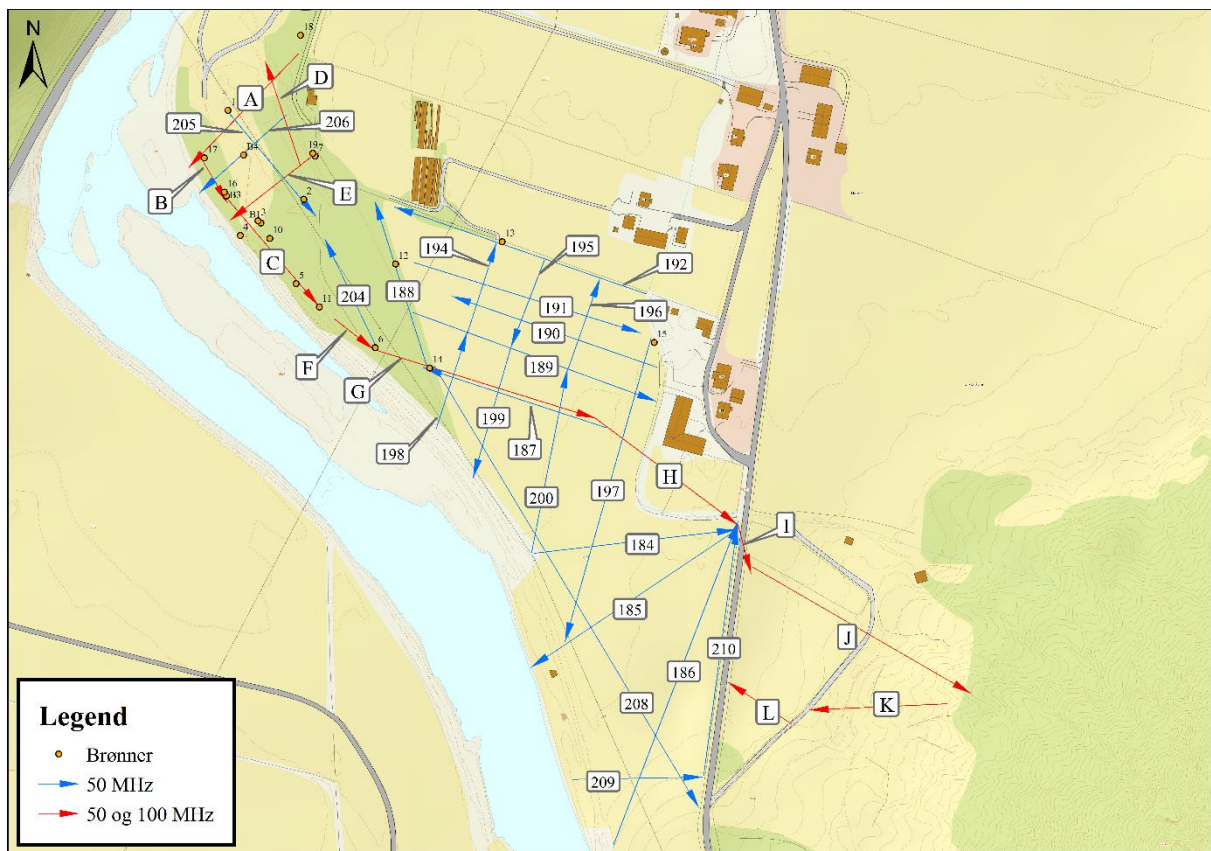
5. Metode

5.1 Feltarbeid

Feltarbeidet for denne oppgaven omfatter tre separate innsamlinger: 1) Innledende georadarinnsamling oktober 2015, 2) Måling av grunnvannstand i peilerørene februar 2016, og 3) Utvidet georadarinnsamling og enda en måling av vannstanden i brønnene i mars 2016. Formålet med den tredje datainnsamlingen var å utvide søkeområdet og få flere profiler i allerede undersøkt område for å øke detaljnivået rundt brønnområdet og sedimentbassenget som ble avdekket i COWIs georadarundersøkelse (Soldal, 2008). Antennefrekvens 50 MHz ble valgt for å kunne identifisere en eventuell overgang i dypet til finstoff/marine sedimenter.

I innledningen av arbeidet, og første dag i felt var målet å skaffe en oversikt over områdets geologi og sammensetning. Under prosessering og vurdering av disse profilene kom det frem at en grense til finstoff lå for dypt til å kunne identifiseres for hele området. Det ble besluttet å utføre en ny georadarundersøkelse der målet var å utvide undersøkelsesområdet og skaffe en mer detaljert oversikt over det området som allerede var dekket (Figur 13). Det var også ønskelig å kartlegge sedimentbassengets geometri, mektighet og form i tillegg til å få en innsikt i deltaets indre strukturer over et større område. Det ble besluttet å kun bruke 50 MHz på disse profilene i håp om å registrere en finstoffgrense på flere profiler, og fordi detaljnivået hadde vist seg tilfredsstillende i de 12 første profilene (4.1.5).

Under den innledende georadarundersøkelsen ble det samlet inn 24 profiler totalt. Dette innebærer 12 separate profiler hver gått to ganger, en gang med hver antennefrekvens (50 og 100 MHz). Disse profilene blir referert til med bokstaver A-L (Figur 13). Om det refereres til et spesifikt radargram vil profilets bokstav med nummer bak, indikerende antennefrekvens (for eksempel C100 og G50), brukes. Feltarbeidet i mars innebar 26 profiler innsamlet 17. mars 2016 med antennefrekvens 50 MHz og navngitt med tall 184-210 (Figur 13). Profil 193, 201, 202, 203 og 207 ble ikke brukt. I tillegg til innsamlingen av georadarprofiler ble det peilet grunnvannstand i de 18 brønnene i området.



Figur 13. Georadarprofiloversikt. Dette viser oversikt over brønner i området og georadarprofiler innsamlet i denne undersøkelsen. Røde profiler (merket med bokstaver) finnes i både 50 og 100 MHz.

Georadarprofilene ble samlet inn med utstyr lånt ut av Høgskulen i Sogn og Fjordane (HISF). Systemet er av merket “Malå” med kontrollenhet av typen “ProEx” samt “XV monitor” med “Rough Terrain Antenna” (Figur 14). Dette systemet er utstyrt med GPS som registrerer punkter underveis. Dette utgjør et enmannssystem og fungerer slik at operatøren har enheten på ryggen, og antennen slepes over profilet. Eventuelle hjelpere holder god avstand til antennen for ikke å skape unødvendig støy. Instillinger brukt finnes i tabell 3. Bakken var i stor grad jevn over hele området og produserte gode resultater, men noen steder var det utfordringer i form av bratte eller ujevne steinete partier. Det var fokus på å holde mest mulig konstant fart fra start til slutt i hvert profil. Som et ekstra tiltak ble det også innsamlet data med håndholdt gps i start- og sluttunkt. Georadarundersøkelsen fremviste profiler av god kvalitet, og i tolkningen benyttes innsamlet data for vannstand og eksisterende data fra tidligere undersøkelser.



Figur 14. Georadarutstyret som ble brukt i feltarbeidet.

I området var det veldig få overflatemomenter som forårsaket eller kunne forårsake støy i data. Hustak, strømgjerde og høyspentledninger var alt som ble ansett som potensielle årsaker til uønskede refleksjoner (4.2.1). Strømgjerdet ble notert og vurdert under tolking, hustaket ble i felt vurdert til å være på trygg avstand. Høyspentledningene kunne det ikke gjøres noe med, men det er ingenting som tyder på at hverken de, strømgjerdet eller hustaket har redusert kvaliteten på det innsamlede datasettet. Noen reflektorer forårsaket av disse var tilstede i radargrammene, men skapte ikke problemer for tolkningsarbeidet. Under innsamling av profilene 189-200, med unntak av 193, ble ikke GPS-punkter innsamlet automatisk av georadarsystemet. Disse fikk i senere konstruert GPS-punkter i ArcMap. Fremgangsmåte er beskrevet i avsnitt 5.2.

Tabell 3. Georadar innstillinger

Antennefrekvens	Hastighet	Maksimale tidsvindu	Stacks	Opptakstid	Sampling interval
50 MHz	60 mm/ns	1500 ns	4	0,4 s	500 MHz
100 MHz	60 mm/ns	1500 ns	4	0,2 s	1000 MHz

Avstanden mellom målingene ble beregnet til ca. 0,26 meter for 50 MHz og 0,125 meter for 100 MHz. Denne ble funnet ved å dele lengden av profilet med antall trace for profil G og C. Dette innebærer en ganghastighet på ca. 0,65 m/s for 50 MHz og ca. 0,625 for 100 MHz.

Ønsket om god dybderekkevidde, samt høy oppløsning var avgjørende for valget om å gå alle de innledende 12 profilene med både 50 og 100 MHz (4.1.5 Vertikal oppløsning). Ved å benytte 100 MHz kan en forvente god vertikal oppløsning for bedre kartlegging av interne strukturer nærmere overflaten samt mer detaljert fremstilling av lagdelingen. Dette suppleres ved å bruke 50 MHz i håp om å kunne kartlegge overgangen til finstoff i form av marine sedimenter som en antar å finne dypere nede på grunn av at området ligger under marin grense.

5.2 Prosessering og tolkning (Reflex2D Quick)

Prosesseringsprogrammet “Reflex2DQuick” (R2DQ) ble anvendt til å fremstille grafisk presentasjon av data for tolkning. Ved å bruke en rekke funksjoner, filtre og korreksjoner i programmet blir signalene fra dypt nede i bakken lesbare, og strukturer under overflaten kan observeres. Det var her spesielt ønskelig å finne grunnvannspeil og laggrenser som skulle nyttes til å lage den geologiske modellen. Å identifisere lag som skiller hydrogeologisk gunstig materiale fra materiale ansett som ugunstig i en akvifer var også en viktig oppgave. Ugunstige materialer inkluderer leire, som utgjør tette lag, og finstoff som har dårlig effektiv porøsitet (4.3.1) og ofte er assosiert med organisk materiale. Noen av de funksjonene som ble brukt i R2DQ er som følger:

Static correction er en innstilling som gjør at man kan justere starttidspunktet for når første signal ankommer og dermed gjør at reflektorene får riktig ankomsttidspunkt i fremstillingen. Det er to alternativer, «automatic» og «read starttime», der sistnevnte er en manuell innstilling. Automatic-funksjonen vil automatisk registrere første signifikante signal og justere starttidspunktet til det. Automatic funksjonen ble brukt på samtlige profil i denne undersøkelsen.

Subtract-mean (dewow) er et filter som fjerner lavfrekvent forskyvning av data som ofte oppstår i georadardata. Dette gjøres ved at programmet finner amplitudemidtpunktet for hvert målepunkt (trace) og plasserer dem ved amplitude (A) lik 0. Når datasettet blir lastet vil programmet automatisk

sette en standardverdi for tidsvinduet (time window), men denne kan endres dersom det ønskes. Filteret har blitt brukt i prosessering av alle georadarprofilene.

Gain function brukes til å forsterke signalet ved hjelp av en lineær og eksponensial justering av amplituden. Filteret tar høyde for en mulig dempning av signalet på grunn av geometrisk spredning og absorpsjon i elektriske ledere. Filteret tar å multipliserer datapunktene med en funksjon som inneholder en lineær og eksponential komponent som vil øke amplituden til signalet og dermed gi en tydeligere refleksor. For de fleste profil ble det brukt en lineær gain på 0,3 og en eksponensiell dempning på 0,5 og standard verdi for max gain (10 000).

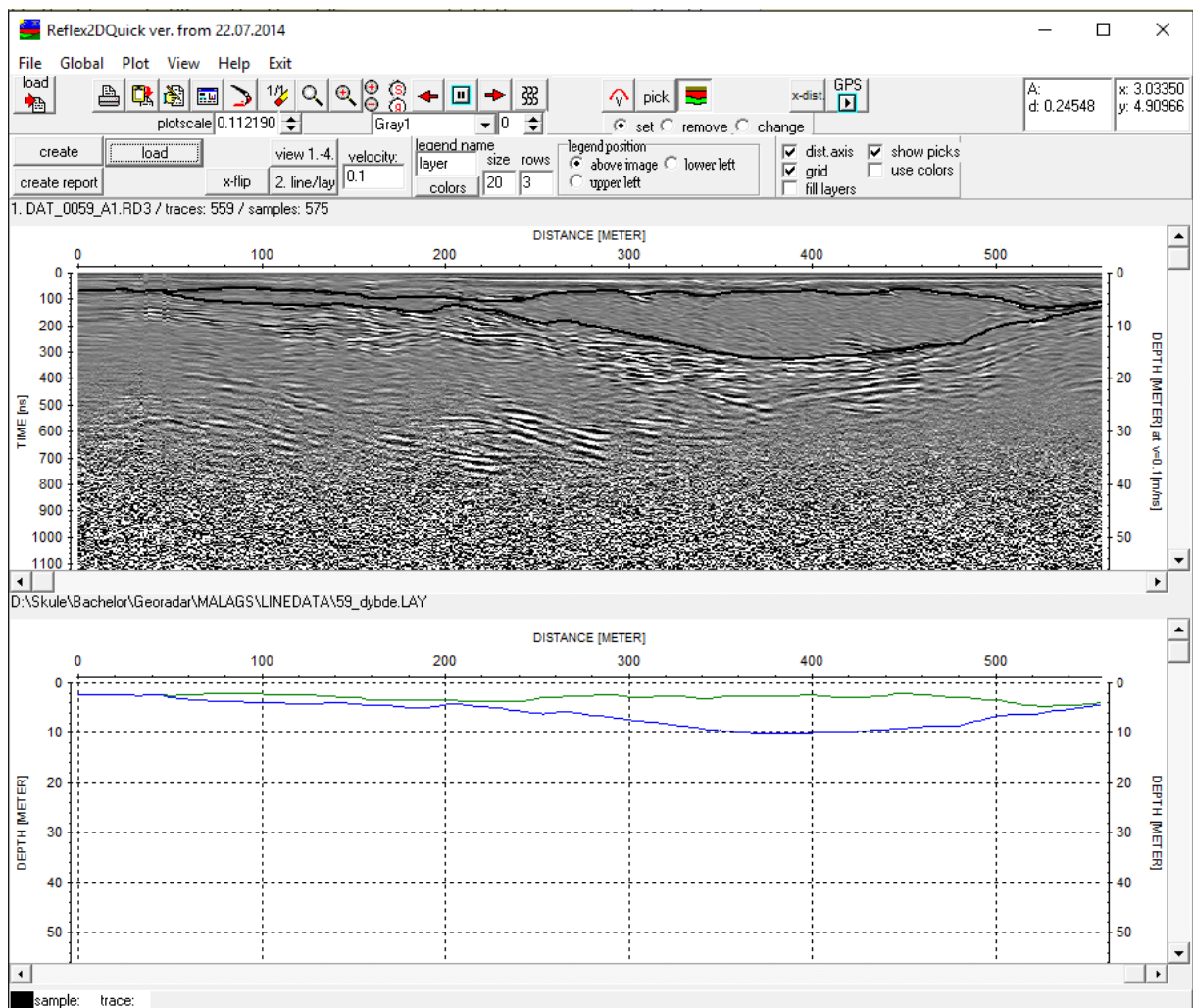
Plotscale øker kontrasten i radargrammet og kan gjøre refleksorer tydeligere. Funksjonen er veldig nyttig under tolkning der høye gain-verdier gjør at dype refleksorer blir skjult i støy. Da brukes det heller en lavere gain-verdi som gjør at refleksorer i dypet er tydeligere. Plotscale brukes også når det er nødvendig å gjøre refleksorer i f.eks toppen tydeligere.

Time cut fjerner de nederste delene av tidsvinduet ved å kutte fremstillingen etter valgt toveistid (TWT). Det er nyttig å bruke til å fjerne deler av fremstillingen som ellers bare er støy.

Background removal fjerner konstant støy som direktebølger, men kan også fjerne horisontale refleksjoner som er ønskelig å beholde som f.eks. grunnvannsspeil. Filteret gjør dette ved å fjerne gjennomsnittet av alle målinger fra hver enkelt måling. Filteret ble bare brukt for å finne grunnvannsspeilet, da det lå så nært overflaten at det antageligvis var dekt av direktebølgene, men er ikke brukt i noen av de ferdigprosesserte bildene.

Pick er et verktøy som kan brukes til å markere refleksorer som har blitt tolket som f.eks. grunnvannsspeil, grunnfjell eller overganger mellom forskjellige lag. Reflektorene markert med Pick-funksjonen ble senere brukt til å lage en terrengmodell i ArcMap.

Layer show bruker pick filene til å lage en modell med flere lag. Hvert lag kan gis en egen hastighet som gjør at dybden til reflektorene blir mer korrekt (Figur 15).



Figur 15. To-lags modell av profil G. Lineær gain = 0,3 og eksponentiell dempning = 0,5. Hastigheten i det øverste laget er på 0,072 m/ns og 0,06 m/ns i laget under.

Trace header gjør det mulig å bruke GPS-målinger til å beregne avstanden langs profilet og radargrammet vises deretter med riktig lengde på profilet x-aksen i stedet for trace number. Det kan være det oppstår loddrette hvite streker i radargrammet når denne funksjonen blir brukt. Det kommer av manglende data pga. ujevn ganghastighet eller usikkerhet i GPS-posisjonene. Denne funksjonen ble bare brukt under tolkning og ikke i ferdigprosesserte figurer.

De fleste profilene krevde omtrent like mye prosessering. Det ble brukt en lineær gain på 0,3 og en eksponentiell gain på 0,5, avhengig av hvor dypt de interessante reflektorene lå. De ferdig prosesserte profilene gav tydelige reflektorer av god kvalitet. Sammen med borelogger ble det gjort et forsøk på å finne reflektorer som passet med ulike laggrenser. På grunn av profilenes planlagte plassering var det mange av profilene som krysset hverandre. Slik kunne reflektorer/laggrenser gjenkjennes og følges over flere profiler.

De reflektorene som som var mulig å gjenkjenne over flere profiler ble markerte ved hjelp av pick-verktøyet i Reflex2DQuick. Totalt var dette to reflektorer. Topplaget, og laget som utgjør sedimentbassenget. Finstoffgrensen lå for dypt til å kunne kartlegges utenom enkelte steder (se figur 22, profil C) med 50 MHz antenne. I tillegg ble det forsøkt å markere grunnvannspeilet, men det viste seg å være vanskelig å gjenkjenne i radargrammene, da grunnvannspeilet befant seg så nærme overflaten at reflektoren forsvant blant direktebølgene. Det ble derfor bestemt å ta høyde for umettet sone senere ved å bruke peilingsmålingene i brønnene og interpolering i ArcMap. Dette er beskrevet i eget avsnitt 5.4.

Når refleksjonene var merket med pick funksjonen i Reflex2DQuick ble de lagt inn i layer show funksjonen. I layer show kan det lages en rapport som inneholder dybden til lagene for hvert enkelt trace. Dette eksporteres sammen med GPS-koordinater til et Excel-dokument. Dette dokumentet ble så importert i ArcMap hvor disse data ble brukt til interpolering.

På de profilene der GPS-punkter ikke ble innsamlet automatisk (5.1 Feltarbeid) av radarens innebygde GPS ble disse generert i ArcMap og lagt inn i Excel-filen. Det ble gjort ved å tegne inn alle profilene som linjer i ArcMap. Antall punkter ble satt til å tilsvare antall trace i hvert enkelt profil. For hvert profil ble det laget en tabell som inneholdt x- og y-koordinater. Feilmarginer for georadardataposisjoner er diskutert under 7.1.1 og 7.1.2. Tabellene ble eksportert som tekstfiler slik at koordinatene kunne legges inn i excel filen som skulle brukes til interpoleringen.

5.3 Hensyn til umettet sone og grunnvannsspeil

Siden å merke grunnvannspeilet i Reflex2DQuick ikke lot seg gjøre (avsnitt 5.2) ble det forsøkt å ta hensyn til den umettede sonen ved å bruke interpolering av grunnvannstandsmålinger i ArcMap. Ved å introdusere en umettet sone med en annen hastighet vil dybden til reflektorene endres. Hastigheten til den umettede sonen er på 95 mm/ns (se avsnitt 5.4) som er høyere en hastigheten i en tilsvarende mettete sone (72 mm/ns). Forskjellen i hastighet vil føre til at dybden til reflektoren blir større. Dybdeforskjellen som oppsto ved å introdusere en umettet sone varierte mellom 0,325 til 0,627 meter (Figur 16).

Utleiding av formel:

$$\Delta d = (\text{dybde med grunnvann})_1 - (\text{dybde uten grunnvann})_2$$

$$\Delta d = (v_g * t_g + (t_t - t_g) * v_t)_1 - (v_t * t_t)_2$$

$$t_g = \frac{d_g}{v_g}$$

$$t_t = \frac{d_t}{v_t}$$

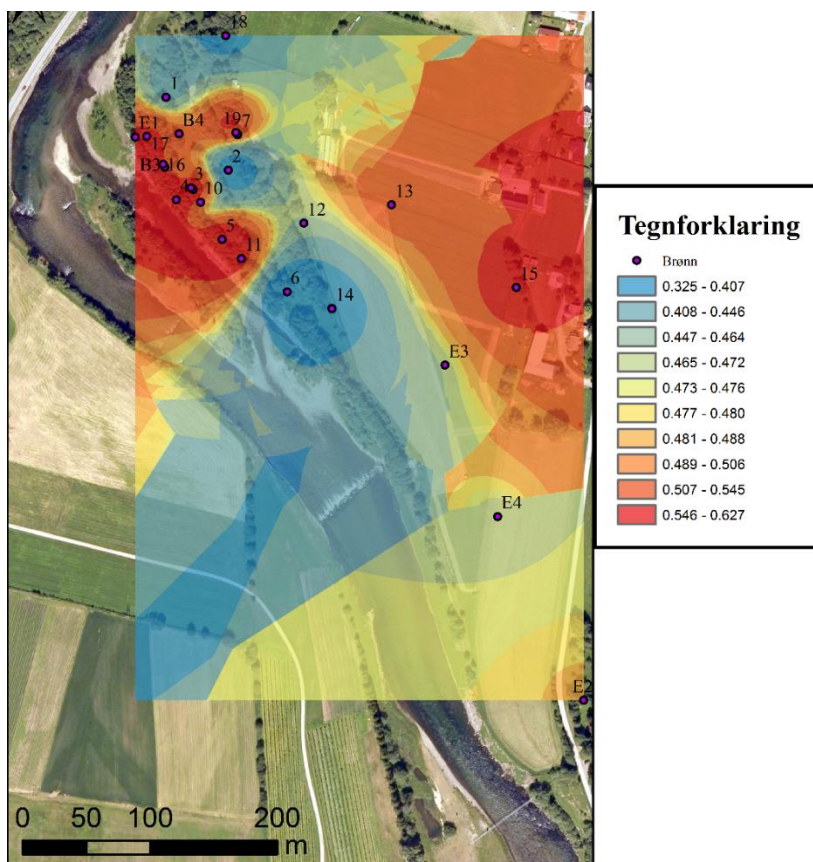
Ved å sette inn for t_g og t_t får vi

$$\Delta d = \frac{v_g}{v_g} * d_g + \left(\frac{d_t}{v_t} - \frac{d_g}{v_g} \right) * v_t - \frac{v_t}{v_t} * d_t$$

$$\Delta d = d_g - d_g * \frac{v_t}{v_g} \quad (3)$$

, der d_g er dybden til grunnvannsspeilet, d_t er dybden til topplaget, v_t er bølgehastigheten i topplaget (vannmettet), v_g er bølgefarten i den umettede sonen over grunnvannsspeilet, t_g er engangstiden til grunnvannsspeilet og t_t er engangstiden til topplaget. Dybden til grunnvannsspeilet tar utgangspunkt i peilingsmålingene fra brønnene som ble samlet inn i mars. Dybdeforskjellen ble interpolert og den resulterende rasteren ble addert med modellen som ikke tar hensyn til grunnvannsspeil.

Et problem med dette er at det ikke eksisterer nok brønner som dekker hele området til de interpolerte georadar profilene. For å løse dette ble det manuelt lagt til ekstra brønner med en grunnvannndybde basert på nærliggende brønner og hydrogeologisk kunnskap (Figur 16).



Figur 16. Interpolering av Δd som ble brukt til å ta hensyn til umettet sone. Rastercellestørrelse = 0,5x0,5 meter. Ekstra brønner er markert med bokstaven E. Totalt ble det lagt til 4 ekstra brønner.

5.4 Bestemmelse av hastighet i umettet sone

I tolkning av løsmasseavsetningene ble det bestemt at området består av hovedsakelig 2 typer løsmasser. Den første typen faller inn under grovere masser, bestående hovedsakelig av sand og grus, med innslag av stein, og den andre typen utgjorde finere masser, fra sand til finstoff(silt/leire). De fine massene ble tildelt en hastighet på 60 mm/ns (Tabell 1). De grove massene ligger i toppen og er derfor delvis over grunnvannsspeilet. Vannmettede grove masser ble tildelt en hastighet på 72 mm/ns (Tabell 2), mens for grove masser i den umettede sonen ble hastigheten funnet gjennom en hastighetsanalyse hvor dybdeforskjeller mellom overganger i borelogg ble sammenlignet med tolkede overganger i radargram. Målet med hastighetsanalysen var å finne en sannsynlig hastighet for umettet sone i området.

Formel 3 viser endringen i dybde som kommer av å introdusere en umettet sone i løsmasser. Formelen er avhengig av hastigheten som blir brukt i den umettede og mettede delen av løsmassen. Ved å holde hastighet i mettede forhold konstant (72 mm/ns) kan formel 3 brukes til å bestemme hastigheten i den umettede sonen. Det gjøres ved å utregne en hastighet for umettet sone som gjør at differansen mellom en grense i borelogg og en tilsvarende grense i radargramet er 0 meter. Det er bare brukt profiler og borelogger der differansen er mindre enn eller lik 1 meter for borelogg og grense til radargram uten hensyn til umettet sone. En formel for å regne ut hastigheten blir gitt ved:

Differanse (0m) = Grense borelogg – Grense radargram(med hensyn til umettet sone)

$$Differanse (0m) = d_B - (d_r + \Delta d)$$

, der d_B er dyden i borelogg, d_r er dybden til reflektor (hastighet = 72 mm/ns) og Δd dybdeforskjellen ved å introdusere et umettet lag (avsnitt 5.3). Ved å sette in formel 3 for Δd blir formelen for hastighet i umettet sone:

$$v_g = \frac{d_g \cdot v_t}{d_B - d_r - d_g} \quad (4)$$

, der v_g er hastigheten i umettet sone, d_g er dybden til grunnvannsspeilet, v_t er farten i mettet sone, d_B er dybden til overgang i borelogg og d_r er dybden til reflektor.

Det ble antatt at den umettede sonen ikke er helt tørr, men fuktig. Hastigheten i fuktig sand og grus er mellom 76 og 118 mm/ns fordi hastigheten i vannmettet sand og grus er fra 72 til 76 mm/ns og hastigheten i tørr sand og grus er fra 118 til 160 mm/ns (Tabell 2). Der hvor den utregnede hastigheten til umettet sone (den som skal til for at differansen mellom borelogg og radargram er 0 meter) er større enn 118 mm/ns ble hastigheten satt til 118 mm/ns, for at det skulle stemme med hastigheter for fuktig sand og grus. Av samme grunn ble hastigheter mindre enn 76 mm/ns satt til 76 mm/ns.

Dette vil skape differanser som videre er diskutert i avsnitt 7.1.4. Resultatet av hastighetsanalysen ble en hastighet på 95 mm/ns for den umettede (fuktige) sonen (Tabell 4).

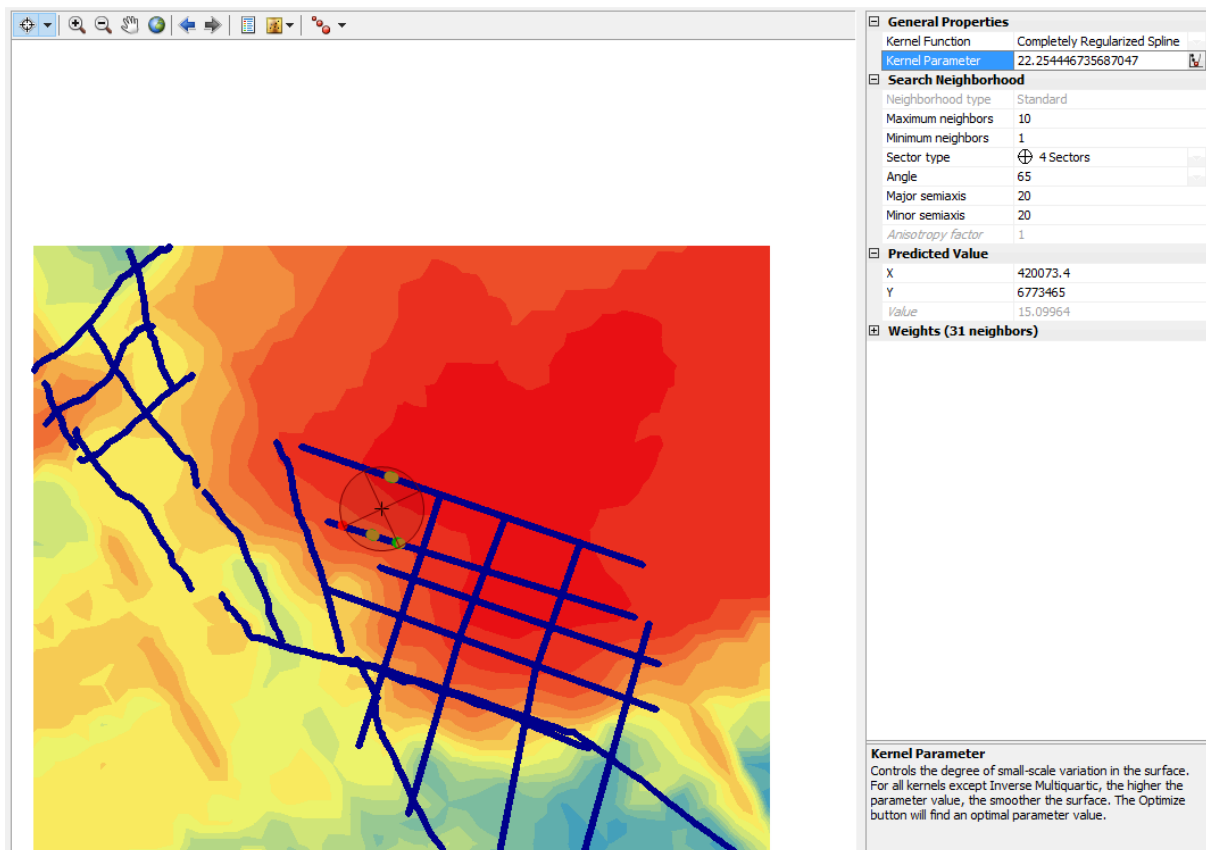
Tabell 4. Tabellen viser resultatet av hastighetsanalysen som er en hastighet på 95 mm/ns for umettet(fuktig) sone. «Dybde borelogg» er dybden til en overgang i boreloggen. «Dybde reflektor» viser dybden til tilsvarende reflektor når hastigheten fra kolonnen «Hastighet» er brukt i umettet (fuktig) sone. For hastigheter utenfor intervallet 76 – 118 mm/ns ble hastigheten satt til nærmeste verdi innenfor intervallet (76 eller 118 mm/ns). Differansen er negativ når dybden til reflektoren ligger dypere en dybden til overgang i borelogg og positiv ved omvendt tilfelle.

Brønn	Profil	Hastighet [mm/ns]	Dybde borelogg [m]	Dybde reflektor [m]	Differanse [m]
B4	206	105	7,50	7,50	0,000
10	C	100	3,50	3,50	0,000
11	C	76	4,00	4,77	-0,771
13	192	90	3,50	3,50	0,000
14	188	118	3,50	3,06	0,435
14	G	76	3,50	3,52	-0,015
15	197	98	4,00	4,00	0,000
Gjennomsnittlig hastighet:		95			

5.5 Topografisk modell ved interpolasjon

Data innsamlet og prosessert ble brukt til å skape en topografisk modell av de ulike geologiske lagene i området gjennom interpolasjon av datapunktene. Interpolasjon ved hjelp av innsamlet data gjør at man kan lære noe om områder der det ikke er samlet inn informasjon. Ved hjelp av interpolasjon kunne det dermed skaffes brukbare data selv mellom profilene. Dette ble utført i programmet ArcMap ved hjelp av funksjonen “radial basis function” som interpolerer verdier for celler innen et område ved å bruke data som er tilgjengelig og nærliggende.

I den valgte interpolasjonsrutinen søkes det etter punkter i en sirkel med fire sektorer som rotert 65 grader (Figur 17), slik at den passet bedre med georadar profilene som går ved sedimentbassenget (Figur 13). Sirkelen ble gitt en diameter på 20 meter. Den ferdige interpoleringen ble konvertert til en raster med en cellestørrelse på 0,5*0,5 meter.



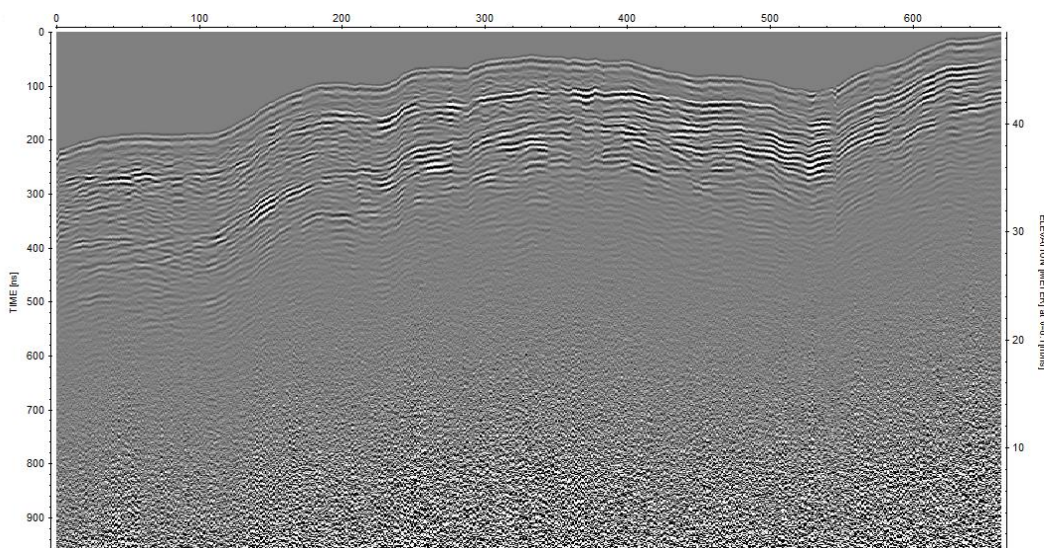
Figur 17. Innstillinger brukt i interpolering.

Rasteren ble korrigert for tilstedeværelse av umettet sone ved å addere raster med en raster av dybdeforskjellen (avsnitt 5.4). Til slutt ble rasteren av den endelige interpolasjonen subtrahert med en topografisk raster laget av detaljert LIDAR-data. Dette resulterte i en modell som viser toppen av laget som avgrenser sedimentbassengets bunn.

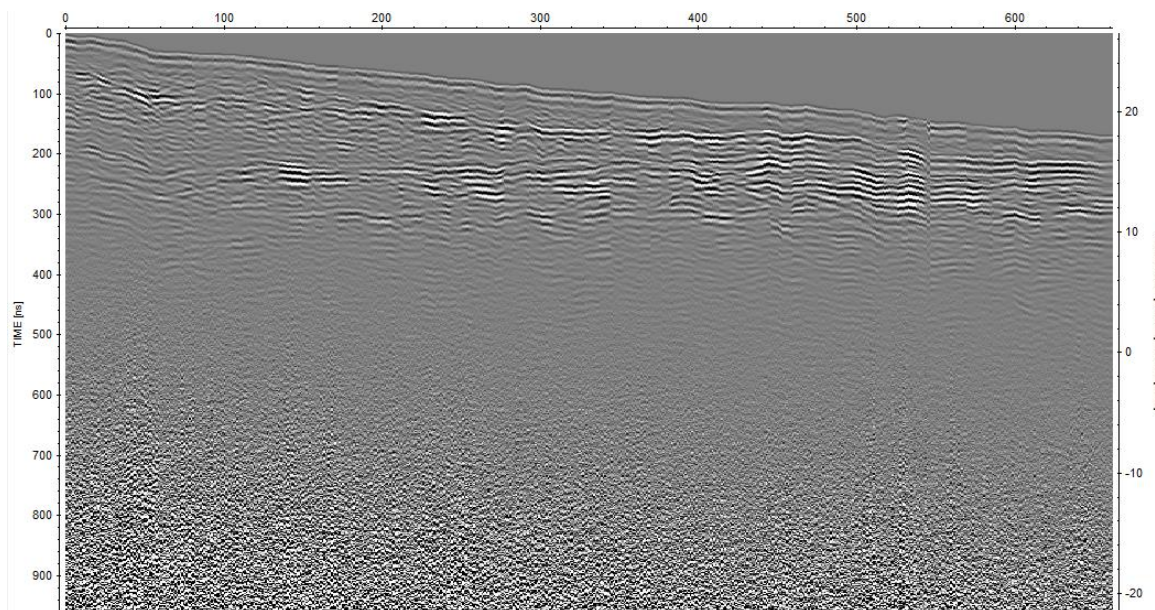
5.6 Korreksjon av GPS-punkt ved skredvifte.

Ved tolking av profilene K og L på skredviften viste det seg at nøyaktigheten til GPS-koordinatene ikke var tilfredsstillende. I ArcMap ble det tegnet to nye linjer for å representere profil K og L. De nye linjene ble plassert slik at profilene fikk en plassering som stemte bedre med virkeligheten. Det ble ikke tatt brukbare GPS punkter for start- og slutt punkt til profilene, så plasseringen til linjene ble bestemt ut fra gjenkjennelige landemerker. Det antas at profilet er innsamlet med konstant hastighet og punktene blir plassert med en jevn fordeling over hele linjen. Antall punkter måtte tilsvare antall målinger som eksisterte i georadar profilene (antall trace). For hvert punkt ble det lagt inn X- og Y-koordinater og høyden over havet som Z-koordinat. Det ble her brukt en topografisk raster basert på LIDAR data for at det skulle bli mest mulig nøyaktig. Punktens høyde over havet ble lagt til fordi eksisterende GPS-data ikke var tilfredsstillende (se Figur 18 og 19). Den resulterende tabellen ble eksportert som tekstfil for videre redigering.

For å kunne bruke de nye GPS punktene under tolking i Reflex2DQuick må selve .cor filen til de aktuelle profilene redigeres. Dette gjøres ved å åpne både .cor filen og den nylig lagde tekstfilen i Excel. Koordinater og høyde fra tekstfilen blir kopiert over og erstatter de eksisterende verdiene i .cor filen. Det hele ble lagret som en ny .cor fil, for å ikke overskrive original data. Dette ble gjort for både profil K og L. De nye .cor filene ble så brukt under tolking av radargrammene til K og L. Forskjellen i Y-koordinat mellom radargrammene med GPS-koordinater og de LIDAR-korrigererte er slående og understreker hvorfor dette var et nødvendig steg (figur 18 og 19).



Figur 18. Profil K før redigering. X-aksen viser trace nummer.



Figur 19. Profil K etter redigering. X-aksen viser trace nummer.

5.7 Helning til skrålag

Orienteringen av skrå lag i en deltaavsetning forteller om retningen til tidligere elveløp. Ved å analysere helningsvinkel til ulike skrålag på flere profiler kan en sammenligne disse, anslå hvilken retning skrålagene har, og dermed retningen det tidligere elveløpet hadde. Dette gjøres ved å sammenligne helningsvinkelen for flere profiler med ulik retning spredt utover området, og det profilet som inneholder størst helningsvinkel vil være det profilet som har en orientering som representerer elveløpets retning best. For å finne skrålag med størst helning ble det brukt Excel. Lengde og høyde ble hentet fra Reflex2DQuick. Vinkelen (θ) ble regnet ut med formelen;

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{h}{l} \right) \quad (5)$$

, der h er høydeforskjellen på start og slutt punktet til reflektoren og l er lengden av reflektoren. Denne metoden ble utført på en rekke profiler der skrålag ble observert (se vedlegg 2).

6. Resultater og tolkning

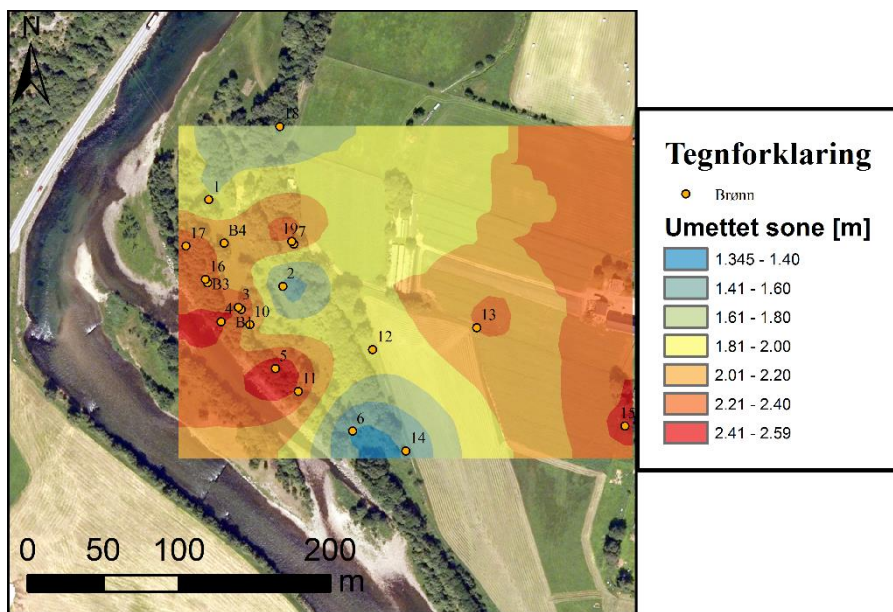
6.1 Brønnpeilinger

Brønnpeilingsdata er presentert i tabell 5. Disse ble brukt til å lage en interpolasjon som viser mektigheten av umettet sone (Figur 20) og topografisk kart over grunnvannstanden (Figur 21). Det er målingene fra mars som er blitt brukt i interpoleringene og ved korreksjon av dybde ved introduksjon av umettet sone (avsnitt 5.3). Det ble bestemt å bruke målingene fra mars fordi de ble tatt samtidig som georadar innsamlingen i mars og på grunn av at forskjellen på de grunnvannsmålingene i februar og mars var forsvinnende liten med gjennomsnittlig forskjell på 0,05 meter (Tabell 5).

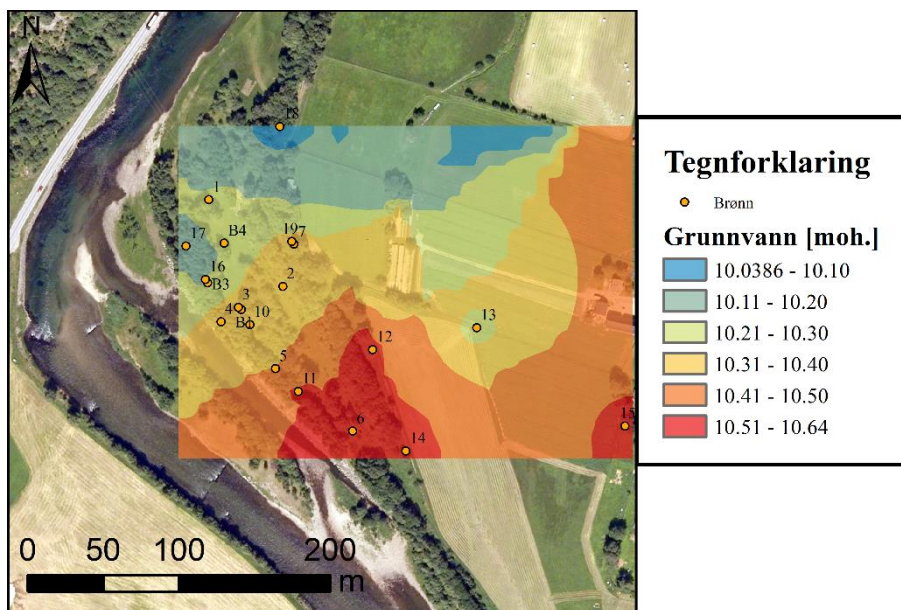
Tabell 5. Brønnpeilinger fra februar og mars med differanse.

Brønn	Umettet sone (Februar)	Umettet sone (Mars)	Differanse [m]	Differanse [%]
B1*	2,26	2,38	0,12	2,6%
B3*	2,23	2,27	0,04	0,9%
B4	2,16	2,15	0,01	0,2%
1	1,83	1,82	0,01	0,3%
2	1,49	1,53	0,04	1,3%
3	2,26	2,38	0,12	2,6%
4	2,34	2,44	0,1	2,1%
5	2,43	2,56	0,13	2,6%
6	1,34	1,38	0,04	1,5%
7	2	2,13	0,13	3,1%
10	2,1	2,15	0,05	1,2%
11	2,41	2,36	0,05	1,0%
12	1,83	1,9	0,07	1,9%
13	2,04	2,21	0,17	4,0%
14	1,5	1,41	0,09	3,1%
15	2,33	2,46	0,13	2,7%
16	2,23	2,27	0,04	0,9%
17	2,27	2,32	0,05	1,1%
18	1,5	1,58	0,08	2,6%
19	2,18	2,18	0	0,0%
Gjennomsnitt	2,04	2,09	0,05	1,2%

*B1 og B3 ble ikke peilet, men står rett ved siden av brønn 3 og 16. Det antas derfor at grunnvannsstanden er lik.



Figur 20 Interpolering av umettet sones mektighet. Avstand fra bakkenivå til grunnvanspeil.



Figur 21 Interpolering av grunnvannets topografiske utbredelse. Kartet ble dannet ved å subtrahere brønnmålinger (Tabell 5) fra brønnens høyde over havet. Resultatet er grunnvannsspeilets høyde over havet som så ble interpolert på samme måte som sedimentbassenget.

Dette forteller oss at umettet sone er mektigst lengst ut mot elven og mot øst, lengst bort fra elven. Det at den umettede sonen er tykk ved elven kommer mest sannsynlig av at det er forbygd her, og at terrenget derfor er kunstig høyt slik at distansen mellom overflate og grunnvannspeil blir stor. Mot øst vil en forvente at grunnvannspeilet blir lavere etter hvert som en kommer bort fra elven, da det sannsynligvis ikke var mye nydanning på østsiden av området. I tillegg er det fjell som avgrenser løsmassene i øst, som kan føre til en negativ hydraulisk grense (avsnitt 4.3.1).

6.2 Geologisk modell

6.2.1 Tolkning av radarprofiler.

I prosesseringen av profilene kom det frem at terrengkorrigering ved bruk av GPS-data innsamlet av georadarens innebygde GPS-enhet ikke ville gi tilfredsstillende resultat (se avsnitt 5.6), da usikkerhet i GPS Z-koordinater førte til forskyvning av data, og dermed reduserte kvaliteten på tolkning av reflektorer. I tillegg var store deler av interesseområdet relativt flatt slik at terrenget ville påvirke data minimalt. Under tolkningen ble derfor hovedsaklig profiler tolket uten terrengkorrigering (unntaket er skredvifteprofilene, se avsnitt 6.3).

Under tolkningen ble de prosesserte profilene sammenlignet med annen tilgjengelig informasjon som borelogger (Veslegard, 2015), eksisterende georadardata (Soldal, 2008) og innsamlede grunnvannsmålinger. Sammenligning mellom 50 MHz og 100 MHz var også givende under tolkning.

Ved å sammenligne profilene med eksisterende borelogger, kunne de ulike lagenes sammensetning bekreftes. Lagene ble koblet sammen der profilene krysset hverandre, og slik kunne sedimentenes sammensetning være kjent selv om det ikke var boret der.

Strukturer og lagdelinger ble identifisert på de innsamlede radargrammene og resultatene benyttes til den geologiske modellen.

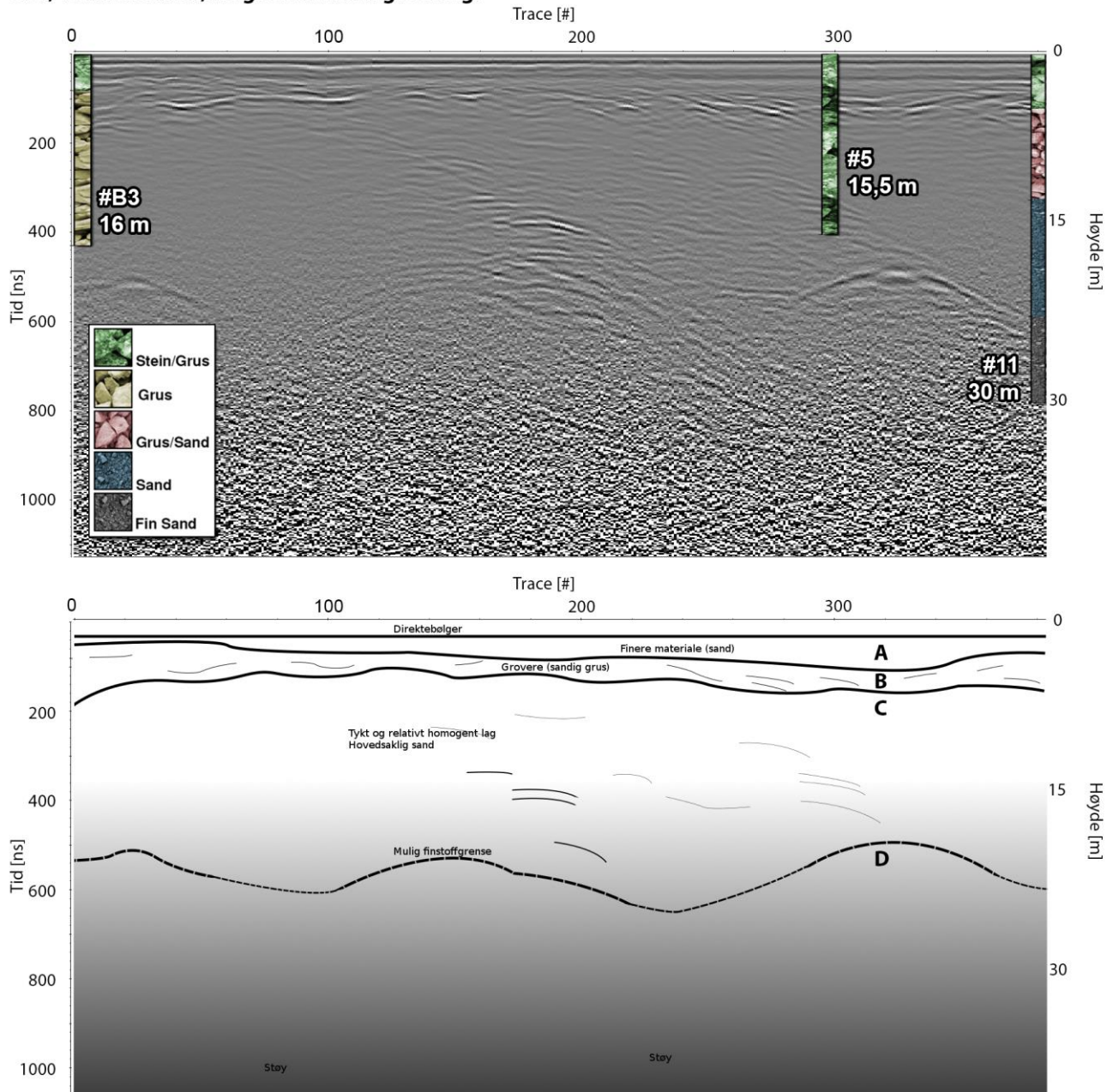
Presentasjon av profil C

Figur 22 viser profil C med grafisk tolkning. Beskrivelsen gjelder 50 MHz-profilen om ikke annet er spesifisert. X-aksen viser antall trace (målepunkter), og Y-aksen viser TWT i nanosekunder. Brukbare data er registrert med opptil 630 ns TWT. Profilet går langs elven fra NV til SØ fra B3 og brønn 16, forbi brønn 10 og 5 frem til brønn 11. På overflaten finnes gressdekt skogbunn i relativt åpen, spredt skog. Georadarantennens kontakt med bakken burde være god, selv om terrenget ikke var helt flatt. I øvre sjikt, rett under skogbunnen og direktebølgene observeres et tynt lag med varierende tykkelse (markert A). Laget ser ut til å bli tykkere langs profilet oppover dalen, altså i sør-østlig retning. Laget merket B, som ligger rett under, har en undulerende karakter og en mer konstant tykkelse med unntak av en liten fortykning ved starten av profilet. Videre i dypet vises et tykt relativt homogent lag med innslag av relativt svake reflektorer (lag C), før tydelige reflektorer viser seg på 500 nanosekunder (ns) (øvre avgrensning av lag D).

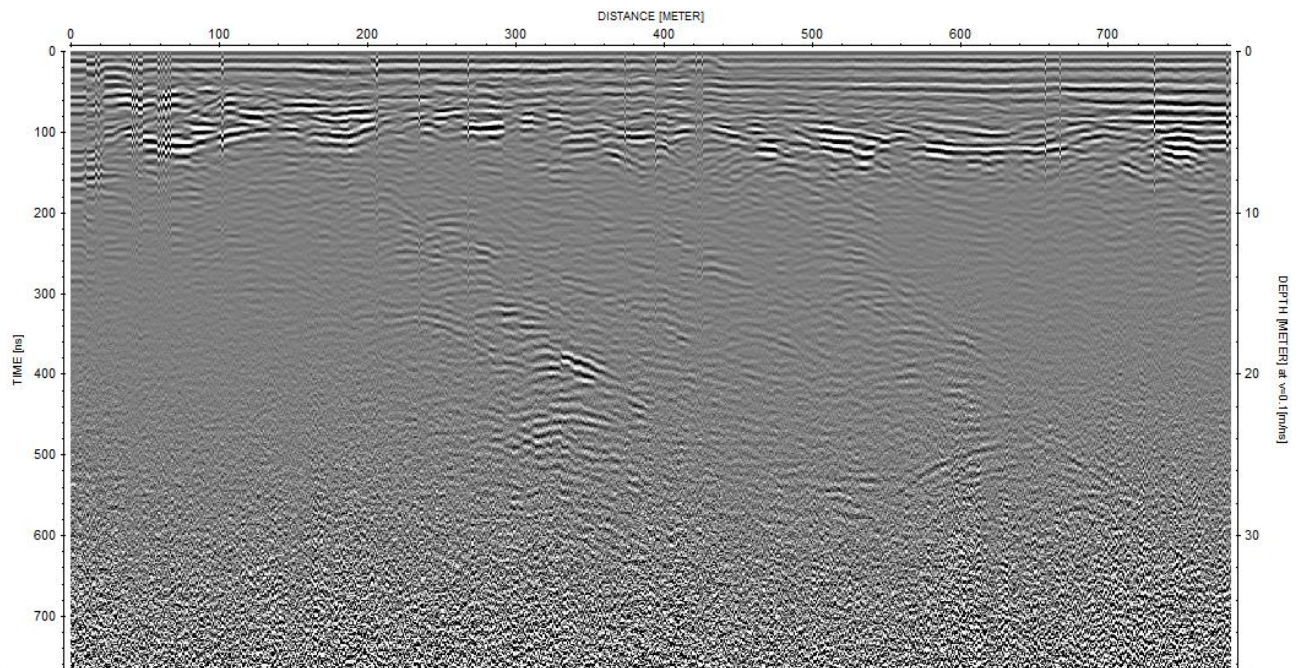
Boreloggene som er inkludert i tolkningen av profil C er B3, 5 og 11. Disse loggene viser alle at grovt materiale som stein/grus dominerer til minst 5 meters dyp. Etter dette går det generelt over til mindre kornstørrelser tilnærmet grus/sand. En utfordring med boreloggene er at selv om 5 og 11 ligger relativt nærme hverandre (21 m) viser de svært forskjellige sammensetninger. Ved 15,5 m er det i borelogg 5 registrert stein/grus, men ved samme dybde på borelogg 11 er det tydelig registrert

sand. Selv om det er mulig at sammensetningen endres så dramatisk, er det ikke å forvente når radargrammet fremstår som det gjør. Det støttes blant annet av georadargrammene for profil C som viser at det ikke fins en tydelig endring i refleksjonsmønsteret fra 5 til 11. Boreloggenes nøyaktighet og kredibilitet blir vurdert nærmere i del 7.1.3.

C50, vest i området, langs elven i sørlig retning.



Figur 22. Profil C med grafisk tolkning. Borelogg til B3, 5 og 11. I nedre del viser de tykkeste linjene tolkede overgangssoner. De andre stripene viser svakere reflektorer, symbolisert av tykkelsen på stripene. Den stiplede linjen antyder at finstoffgrensen ikke er veldig klar i radargrammet, og at det er rom for usikkerhet her. Bokstavene identifiserer de ulike lagene.



Figur 23 C100, 100 MHz radargram av profil C. Viser tydelig lagdeling i det lag A, der det på 50 MHz er tilnærmet refleksjonsfritt. X-akse viser trace og Y-akse viser TWT (aksen til høyre viser dyp ved hastighet 0.1m/ns).

Ved å sammenligne profil C50 (Figur 22) med C100 (Figur 23) kan grunnen til å registrere profil med flere frekvenser observeres. Profil C50 har tydelige reflektorer ned mot 600 ns, noe som faller bort når antennefrekvensen er 100 MHz. I bytte får en, på grunn av den økte vertikale oppløsningen (avsnitt 4.1.5), et mer detaljert innblikk i de lagene som ligger nærmere overflaten, som gir muligheten til å se reflektorer og lagdelinger der det på 50 MHz bare ble observert én eller ingen reflektorer. I dette profilet gjelder det spesielt fra 20 til 150 ns, men et godt eksempel er fra 50 til 100 ns rundt trace 740.

Tolkning av profil C

Lag A

Under overflaten indikeres et lag som på C50 virker nærmest refleksjonsfritt (lag A), men som på C100 har sterk horisontal kontinuerlig lagdeling (se figur 5 og 6). Dette kan tyde på elveviftefacies, horisontalt avsatt flomskredavsetning eller klastrik jordskredavsetning (Figur 6). Mønsteret kan også tyde på at det kan være silt/sand i tynne laminasjoner (Figur 5). Dette stemmer dårlig med boreloggenes indikasjon på at dette er grovt materiale (brønn B3, 5 og 11), men fra et lag med sand/grus-blanding eller grovere, som loggene antyder, vil en vanligvis forvente antydning til et mer kaotisk refleksjonsmønster (Figur 5).

Når flomvann går over elvebredden og hastigheten blir redusert vil finere materiale falle ut av suspensjon og bli avsatt. Lag A kan ha blitt avsatt under en enkelthendelse, selv om flere hendelser er mer sannsynlig på grunn av lagets mektighet og tilstedeværelsen av tydelige horisontale reflektorer i 100 MHz profilet. Hastigheten vannet innehar under avsetningshendelsen begrenser avsatte

kornstørrelser. I slike tilfeller kan gode reflektorer forventes dersom vertikal oppløsning er tilstrekkelig (se avsnitt 4.1.5). Lag A kan altså være en flomsletteavsetning, avsatt i stillestående vann om det viser seg å være sand/silt i tynne laminasjoner, eller i mer turbulent vann om kornstørrelsen er like grov som boreloggene indikerer.

Sheetflood/flomskred og jordskred virker mindre sannsynlig siden profilet er midt i dalføret og relativt langt fra mulige skredkilder. Lag A er heller ikke så tydelig på profiler i nærheten som man burde forvente dersom kilden var i øst (fra Haugsgjelet). Elveviftefacies står igjen som et sannsynlig alternativ, ettersom det har gått både større og mindre elveløp her, og at refleksjonsmønsteret stemmer godt overens med både figur 5 og 6.

Lag B

Lag B viser et mer undulerende lagdelt refleksjonsmønster, noe som tyder på sand eller sand/grus (figur 5). Boreloggene indikerer også i dette laget at avsetningen skal være av grovere karakter enn antydnet i radargrammet. Forskjellen i kornstørrelse mellom radargramtolkning og borelogg er mindre for lag B. Dette, sett i sammenheng med at det finnes usikkerhet for boreloggenes nøyaktighet (avsnitt 7.1.3), gjør at tolkningen blir mer entydig.

Et lag av lagdelt sand/grus kan tyde på en avsetning av en elv med moderat hastighet. Elven ville normalt avsatt sand, men under flomhendelser ville større klaster i form av grus bli avsatt, og det oppstår en lagdeling bestående av sand og grus. En sannsynlig vurdering er at dette antas å være et topset av en vanlig deltaavsetning. Dette utgjør sannsynligvis avsetninger med lite finstoff og lite organisk materiale, noe som gir det egenskaper av en akvifer og gjør det utmerket for uttak av grunnvann.

Lag C

Det tykke og homogene laget C viser få sterke refleksjoner, men antydninger til skrå lag. En umiddelbar teori er at dette må være et foreset i en deltaavsetning, men mangelen på tydelige skråstilte lag som kjennetegner en deltaavsetning gjør at denne teorien må vurderes nærmere. Sammenlignes profilets orientering med dalens retning, vil mangelen på tydelige skråstilte lag kunne forsvares. Skråstilte lag (avsnitt 5.7) vil følge elvens retning, som igjen generelt vil følge dalens retning. En sammenligning med profiler parallelt med dalens retning viste tydelige skrålag (vedlegg 2). Borelogg 11 antyder finere materiale ned mot dypet som også viser til at dette er deltaavsetninger.

Lag D

Før signalet forsvinner i støy kommer det frem flere mer tydelige reflektorer. Disse er tolket som en mulig finstoffgrense basert på disse reflektorenes dybde og borelogg 11 som har registrert «fin sand» fra dette dypet (ca. 22 m). Det ser derfor ut som at en undulerende finstoffgrense kan gå i dette området. Borelogg 10, som ligger et par meter øst for profilet (se Figur 13), sår tvil om dette, ettersom

den indikerer grusig sand i dette området fra 19 m ned til 23,5 m dybde. Dersom dette er korrekt vil det innebære at finstoffgrensen har et fall mot venstre i profilet. Finstoffgrensen vil da mulig ha et fall mot nord-vest, noe som er gode nyheter for grunnvannsuttak med tanke på tykkelse av akviferen.

Presentasjon av profil G

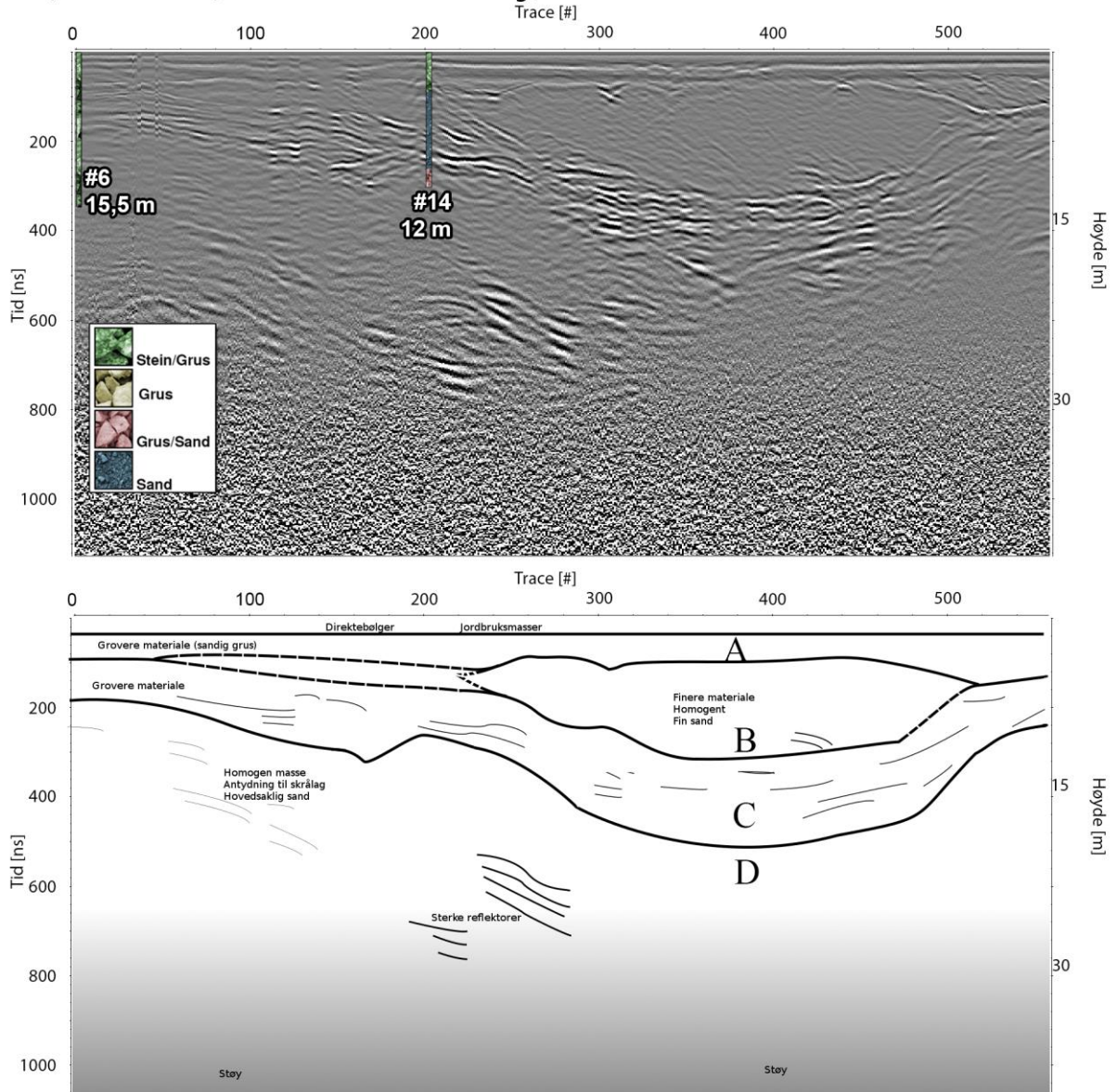
Figur 24 viser profil G (50MHz) sammen med en grafisk fremstilling av tolkningen for dette profilet. Beskrivelsen gjelder 50 MHz-profilet om ikke annet er spesifisert. Brukbare data er registrert med opptil 800 ns TWT. X-aksen viser antall trace (målepunkt), og Y-aksen viser TWT i nanosekunder. Overflaten er flat jordbruksmark med gode forutsetninger for god energioverføring til bakken fra antennen. Profilet starter i vest med brønn 6 og fortsetter videre østover forbi brønn 14 og over den flate jordbruksmarka (Figur 13). Radargrammene gir en god fremstilling av sedimentbassenget som ble observert i COWIs georadarundersøkelse (Soldal, 2008), ved bruk av både 50 MHz og 100 MHz (Figur 25).

Under jordbrukslaget viser det seg et lag av konstant tykkelse langs hele profilet (lag A). Dette laget ser ut til å skilles fra et dypere liggende lag enten ved trace 50 eller 240 (se stiplede linjer i Figur 24), der det dypeste laget (lag C) blir den nedre avgrensningen av sedimentbassenget (lag B). De to lagene møtes igjen på den østlige siden rundt trace 500. På Figur 25 (100 MHz) kan enkel lagdeling (Figur 5) observeres i det øverste av disse to lagene, med undulerende karakter til en viss grad, men i det dypere laget vises en mer undulerende lagdelt struktur med enkelte inslag av skrå/sigmoide reflektorer (f.eks. trace 520, ns 220 på Figur 25) og stemmer godt med en beskrivelse som diskontinuerlig, undulerende og bølget (Figur 6). Under dette finnes et relativt refleksjonsfritt lag (lag D) med innslag av sterke skråstilte reflektorer og svakere antydninger til skrålag.

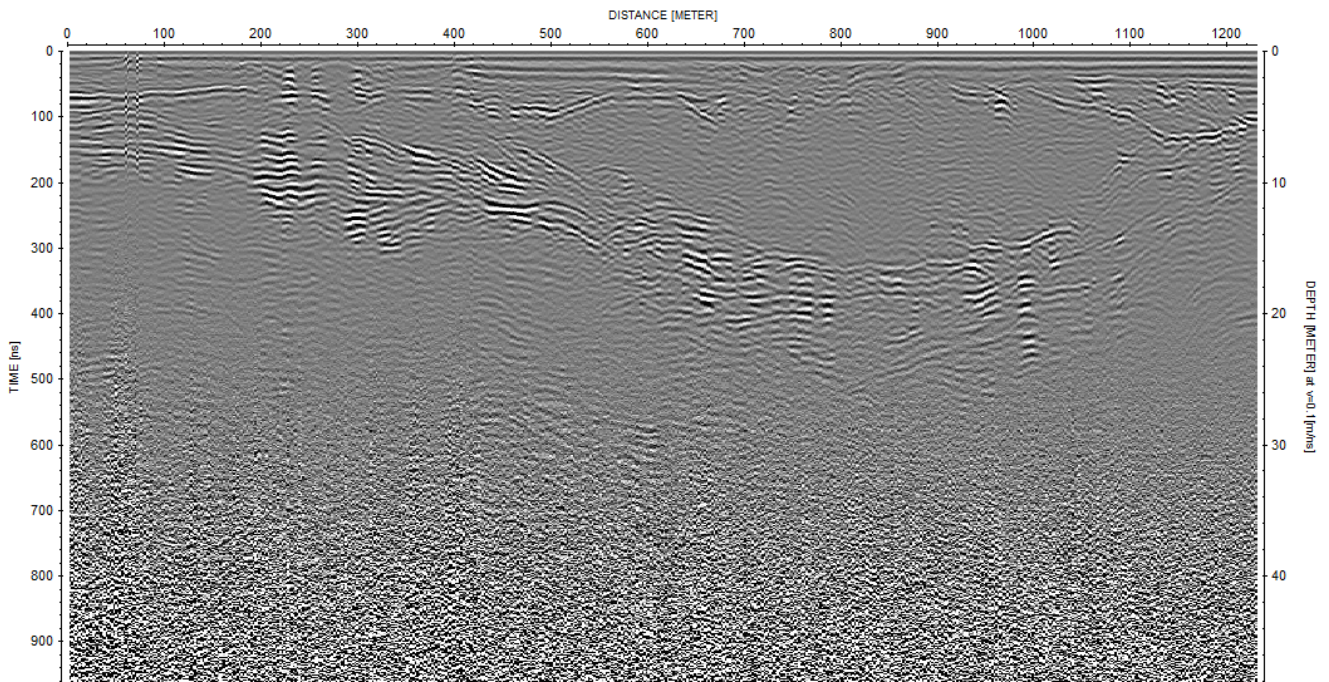
Borelogger inkludert i denne figuren er borelogg 6 og borelogg 11 (Veslegard, 2015). Borelogg 6 viser stein og grus helt fra overflaten og ned til 15,5 meter ved boreloggens dypeste registrering. Sterke reflektorer er manglende i området rundt denne brønnen på G50, men det observeres en mer tydelig horisontal lagdeling på G100. Borelogg 14 viser stein/grus de første 3,5 meter, før et lag med hovedsakelig sand ned mot 10 meter der en overgang til grus/sand er registrert.

Under det tykke laget (lag C) som avgrenser sedimentbassenget finnes ikke et tydelig avgrenset lag men relativt store seksjoner med nærmest refleksjonsfrie mønstre (Figur 6). Fra trace 200 til 300 finnes det sterke reflektorer som ligner skrå (oblique clinofoms) eller halvmåneformede lagdelte refleksjoner.

G50, midt i området, over landbruksmarka i retning øst



Figur 24. G50, Profil G med 50 MHz antenne. De sterke reflektorene rundt 600 ns demonstrerer også grunnen til å bruke 50 MHz i stedet for bare 100 MHz. Y-aksen til høyre er basert på boreloggene. I nedre del av figuren viser de tykkeste linjene tolkede overgangssoner. Tynnere striper viser andre reflektorer som er verdt å merke seg og tykkelsen antyder styrke. Stiplede linjer antyder at tolkningen har rom for flere forklaringer.



Figur 25: G100. Profil G i 100 MHz. Her observeres den fine lagdelingen, som for eksempel i laget som begrenser nedre avgrensning av sedimentbassenget, i større detalj enn på 50 MHz, og til en mer detaljert fremstilling av strukturene i selve bassenget. Dybdeaksen (høyre Y-akse) går ut fra en gjennomsnittlig hastighet på 0.1 m/ns, og viser derfor antakeligvis større dyp enn det som forventes i realiteten.

Tolking av profil G

Laget i toppen (lag A), under jordbruksmassene, med enkelt lagdelt undulerende struktur vil tyde på silt eller sand, lagdelt eller i tynne laminasjoner (Figur 5). Alternative forklaringer inkluderer elveviftefacies, horisontalt avsatt flomskredmateriale i form av sand og grus eller matriskrik jordskredavsetning (Figur 6), men flomskredavsetning og jordskred er usannsynlig, i likhet med profil C, ettersom det er langt til en eventuell kilde og mengden som er avsatt er meget stor.

I radargrammet til profil G er det to reflektorer som skiller seg ut. Det er de samme reflektorene som er beskrevet i COWI rapporten, hvor de er tolket som topplaget (lag A) og sedimentbassenget (lag B) (Soldal, 2008). Ved å sammenligne radargrammet (50 MHz) med borelogg 14 ble det konkludert med at topplaget, med en bunnreflektor på ca. 75 ns TWT, består av grove masser. Fra 75-150 ns er det et lite område med svake reflektorer som kanskje har sammenheng med sedimentbassenget, men det er ikke registrert en lagendring i boreloggen på dette dypet (5,3 meter).

Boreloggen (14) sier at det skal være fin sand fra 3,5 til 10 meter. I radargrammet (50 MHz) blir fin sand laget tolket til å ligge mellom 75 til 295 ns. Det tilsvarer en dybde på 10,24 meter (funnet ved å bruke 95 mm/ns for umettet topplag, 72 mm/ns i mettet topplag og 60 mm/ns for sedimentbassenget) som passer bra med boreloggen (10 meter). Reflektorene i laget med fin sand er veldig kraftige, spesielt fra 150-295 ns. Av borelogg 14 skal laget under fin sand bestå av sand og

grus. Sedimentbassenget blir derfor tolket til å ha en øvre avgrensing med grove masser og en nedre avgrensing med sand og grus. Innholdet i selve bassengformasjonen blir diskutert i 6.2.3.

Det grove topplaget er å finne i både profil C og G. I tillegg finner vi det tykke og relativt homogene laget med antydning til skrålag og som er tolket til å bestå hovedsakelig av sand. Fortsettelsen av den mulige finstoff grensen fra profil C var ikke å finne i profil G, men det er mulig at det er denne som utgjør de sterke reflektorene rundt trace 250.

6.2.2 Orientering av skrålag

Helningen til skrålag ble regnet ut for 8 profiler (Tabell 6) ved metode beskrevet under avsnitt 5.7. Profilene ble utvalgt basert på tilstedeværelsen av skrålag. Det ble fokusert på å finne helning til skrålagene i det laget som avgrenser sedimentbassengets dybde. Valget av skrålag var ikke alltid like åpenbart fordi i noen profiler var det flere skrålag med forskjellige helning. Det er derfor blitt regnet ut helning til skrålag utenfor sedimentbassenget i noen av profilene. Maksimal helning på 27,90° ble observert i profil 210. Profil 210 har en 8,11° vinkel fra nord. Dette er som forventet med tanke på dalens orientering. Retningen på helningen til de skrå lag viser, som nevnt i 5.7, retningen som elven har hatt når sedimentene ble avsatt i delta.

Tabell 6. Tabellen viser lengde og høyde av observerte skrålag og er sortert etter helning til skrålagene.

Profil	Lengde (m)	Dybde (m)	Orientering (Vinkel fra nord)	Vinkel
210*	9,50	5,03	8,11	27,90
200*	10,72	5,19	11,06	25,83°
208*	11,00	4,35	149,11	21,58
198	15,00	3,65	17,92	13,68
189	23,29	5,29	290,03	12,80
199	16,40	3,66	16,12	12,58
189	14,50	3,17	110,03	12,33
200	20,00	4,23	11,06	11,94
G	7,97	1,66	287,22	11,76
G	8,38	1,09	107,22	7,41
188	29,34	3,55	342,46	6,90
208	40,90	1,58	149,11	2,21

*Skrålag utenfor sedimentbassenget.

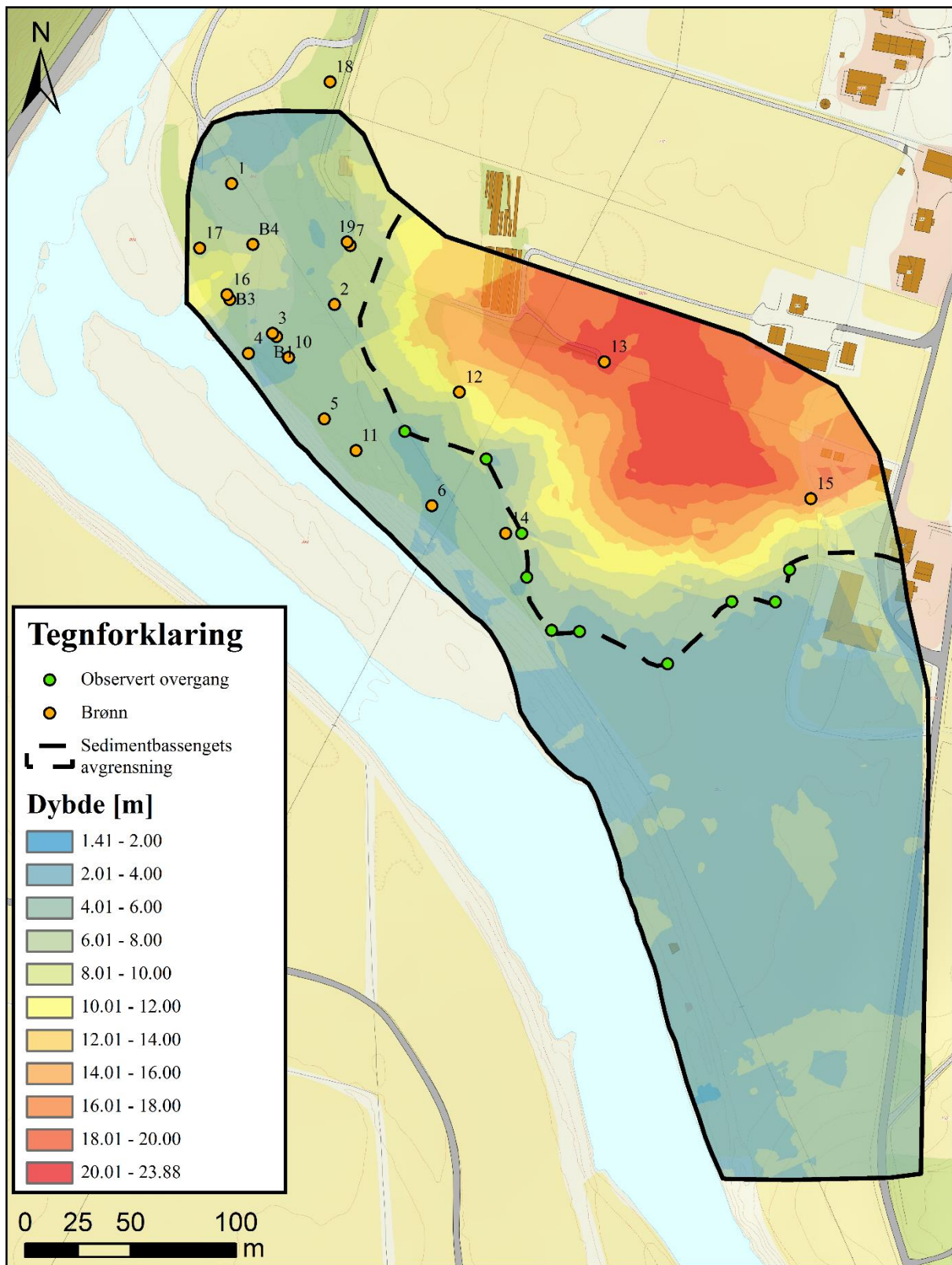
6.2.3 Presentasjon og beskrivelse av interpolasjon

Den nedre avgrensingen til sand og grus i sedimentbassenget er blitt markert i flere profiler i Reflex2DQuick og interpolert i ArcMap og deretter korrigert for umettet sone i topplaget.

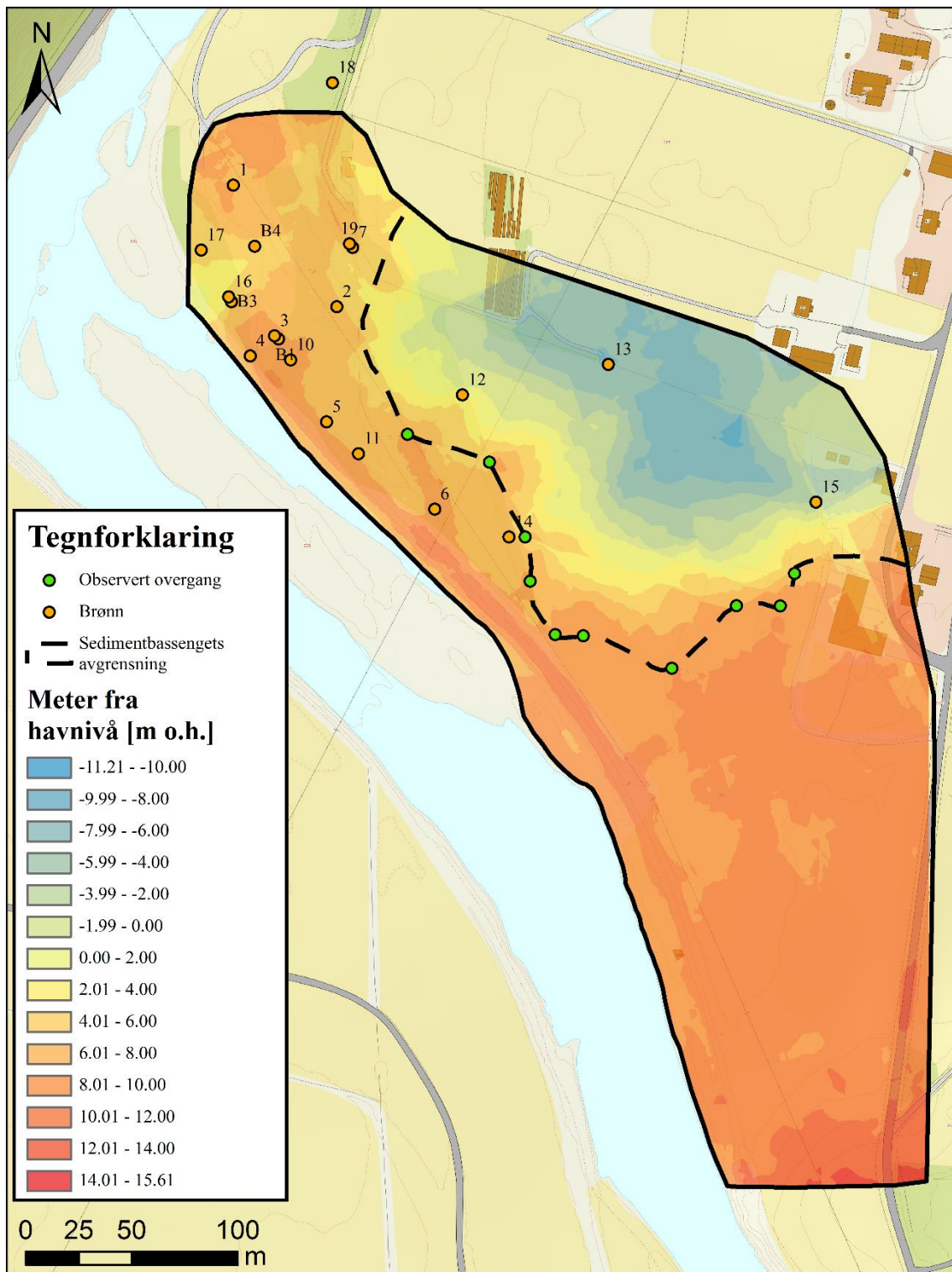
Figur 26 viser det ferdige resultatet av interpolering av sedimentbassenget. Figur 27 viser topografisk kart av sedimentbassenget. Avgrensning av sedimentbassenget er tolket fra georadarprofiler og er vist med stiplet linje. I følge borelogg 13 er det fin sand fra 7,5 meter til et dyp på minst 12 meter, der brønnen slutter. Brønn 15 står også i sedimentbassenget. Boreloggen til brønn 15 viser at det er funnet finstoff mellom 5 og 6 meter. Det er også notert at vannet som er pumpet opp fra 4-6 meter har en veldig rød/brun farge. Dette er en indikasjon på finstoff og organisk materiale. Sedimentbassenget blir, basert på borelogg 13 og 15, og sine reflektorer, tolket til å bestå av finere materiale som fin sand og finstoff (silt/leire), sannsynligvis med innslag av organisk materiale.

Radargrammet av profil G (Figur 24) viser at sedimentbassenget består av homogene masser med lite og svake reflektorer. Andre profiler som profil 189-196 (vedlegg 3) viser at det finnes sterkere reflektorer i selve bassenget og selve bunnreflektoren blir mer og mer utydelig ettersom den går dypere enn som kunne registreres med 50 MHz.

Utenfor sedimentbassenget er det dybden til topplaget som er interpolert. Dybden til sedimentbassenget er på maksimalt 23,88 meter, men mektigheten er noe mindre da topplaget ligger over med en varierende mektighet på 2 – 4 meter. Ved å subtrahere modellen i figur 24 fra en raster av LIDAR data ble resultatet en topografisk fremstilling av sedimentbassenget vist i figur 25. Dannelse av sedimentbassenget blir diskutert i avsnitt 7.2.



Figur 26. Modell av dybden til bunnen av sedimentbassenget i nordøst og bunnen av topplaget i sør og vest.

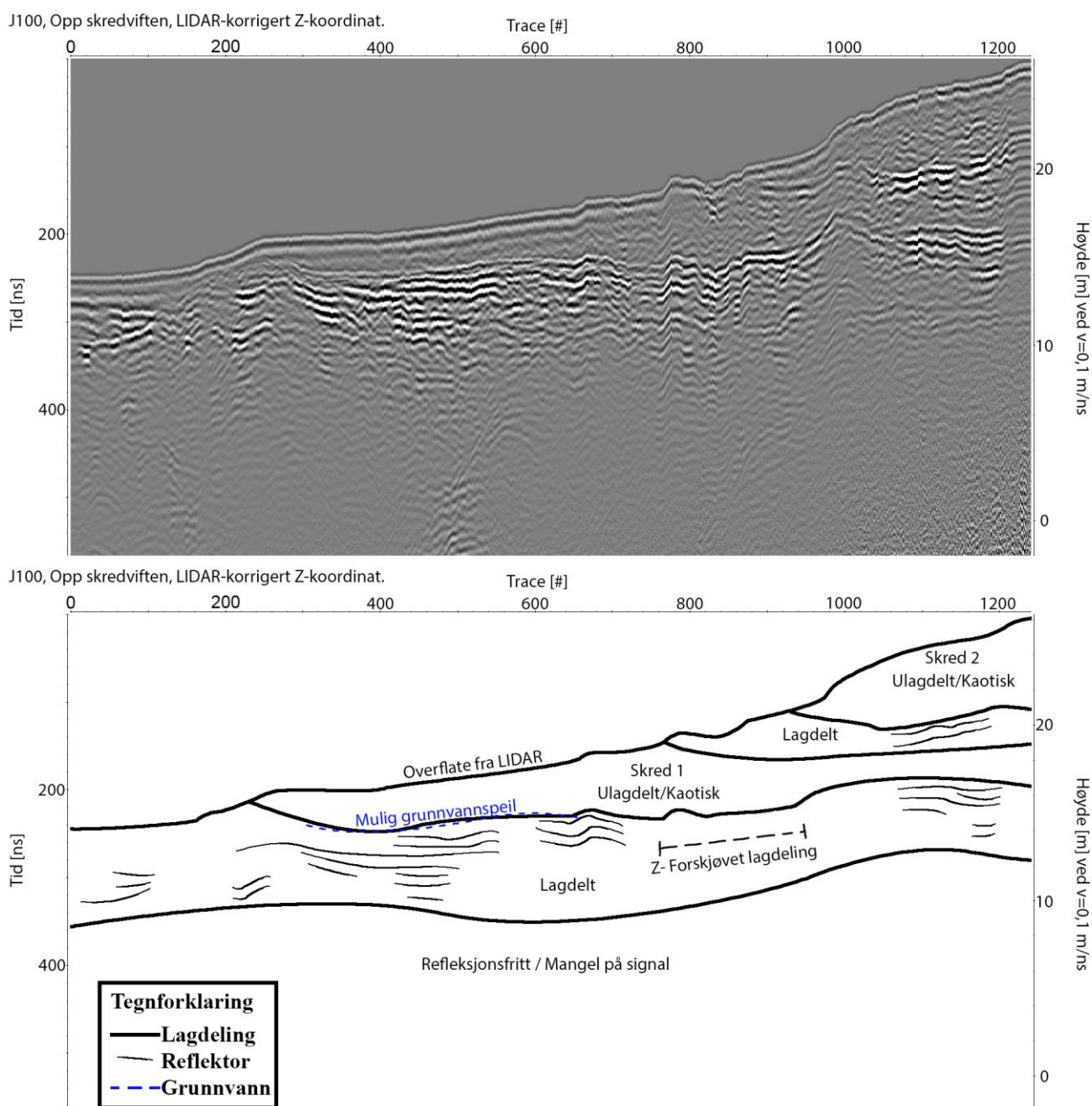


Figur 27. Sedimentbassengets topografiske form.

6.3 Skredavgrensning

Presentasjon J

Figur 28 viser profil J (100 MHz) med grafisk tolkning. Profilet går fra veien og opp skredviften som kommer fra Haugsgjel (Figur 29). Fra hovedveien (trace 0) og opp til traktorveien (trace 683) består overflaten av jordbruksmark. Øst for traktorveien er det observert i felt at overflaten består av skredmateriale. I radargrammet er det to merkbare reflektorer. Den første reflektoren strekker seg fra trace 880 til 1240 og ligger ved ca. 20 meter over havet (m o.h.). Den andre reflektoren strekker seg fra trace 200 til 1240 og ligger mellom 14 og 16 m o.h.



Figur 28. Profil J. Terrenkorrigert med LIDAR-data. Dybdeaksen er basert på en hastighet på 0,1 m/ns. Under Skred 1 finner vi et lag med tykkelse 4-6 meter med undulerende lagdeling.

7. Diskusjon

7.1 Usikkerheter

Under innsamling og dataprosessering kan det forekomme ulike feilkilder. Disse inkluderer usikkerhet i utstyret, refleksjoner fra uønskede objekter, usikkerhet i GPS-målinger, tolkning av laggrenser (se avsnitt 4.2.2), avvik mellom antatt og reell utbredeshastighet, overprosessering av rådata, unøyaktighet i bedømmelse av laggrenser, interpolasjonsalgoritmen, interpolasjonens oppløsning og at interpolering tidvis skjer langt fra datapunkter.

7.1.1 Usikkerheter ved georadar

For å teste presisjonen til georadarmålingene og tolkningen ble dybden til bunnen av sedimentbassenget/topplaget sammenlignet i kryssende profil (Tabell 7). Differansen i prosent ble regnet ut ved å dividere differansen på gjennomsnittet av dybde 1 og dybde 2.

Tabell 7. Differanser mellom kryssende profil. Profilene har blitt delt inn i grupper for å kunne sammenligne profiler som ikke fikk automatisk tildelt GPS-punkter med profiler som fikk tildelt GPS-punkter automatisk av georadarens GPS under feltarbeid.

Kryssende profiler	Dybde 1 [m]	Dybde 2 [m]	Differanse [m]	Differanse, %	Gjennomsnittlig differanse, %
198* og G	7,13	5,45	1,68	13%	11,03%
199* og G	10,37	9,33	1,04	5%	
200* og G	6,41	8,57	2,16	14%	
A og D	2,57	3,29	0,72	12%	6,2%
E og C	3,37	3,24	0,13	2%	
205 og 206	5,78	5,36	0,42	4%	
205 og E	4,94	4,32	0,62	7%	
206 og B	9,73	8,56	1,18	6%	3,8%
190* og 194*	11,95	13,55	1,60	6%	
190* og 195*	19,03	20,10	1,07	3%	
190* og 196*	18,41	18,00	0,41	1%	
190* og 197*	9,59	10,63	1,03	5%	6,6%
			Sum:		

* Profiler som ikke har fått innsamlet GPS punkter automatisk, men ble tildelt GPS-punkter i ArcMap (avsnitt 5.2).

Den gjennomsnittlige dybdeforskjellen for de kryssende profilene ble på 6,6%. Det betyr at georadaren og tolkningen har en gjennomsnittlig feilmargin på 6,6%. Det kan komme av forskjellige grunner, der den mest sannsynlige er posisjonering av målepunktene (trace). Upresise målinger av

GPS-koordinater gjør at krysningspunktet til to profiler også blir upresise. Dette vil gi utslag i interpoleringen av sedimentbassenget.

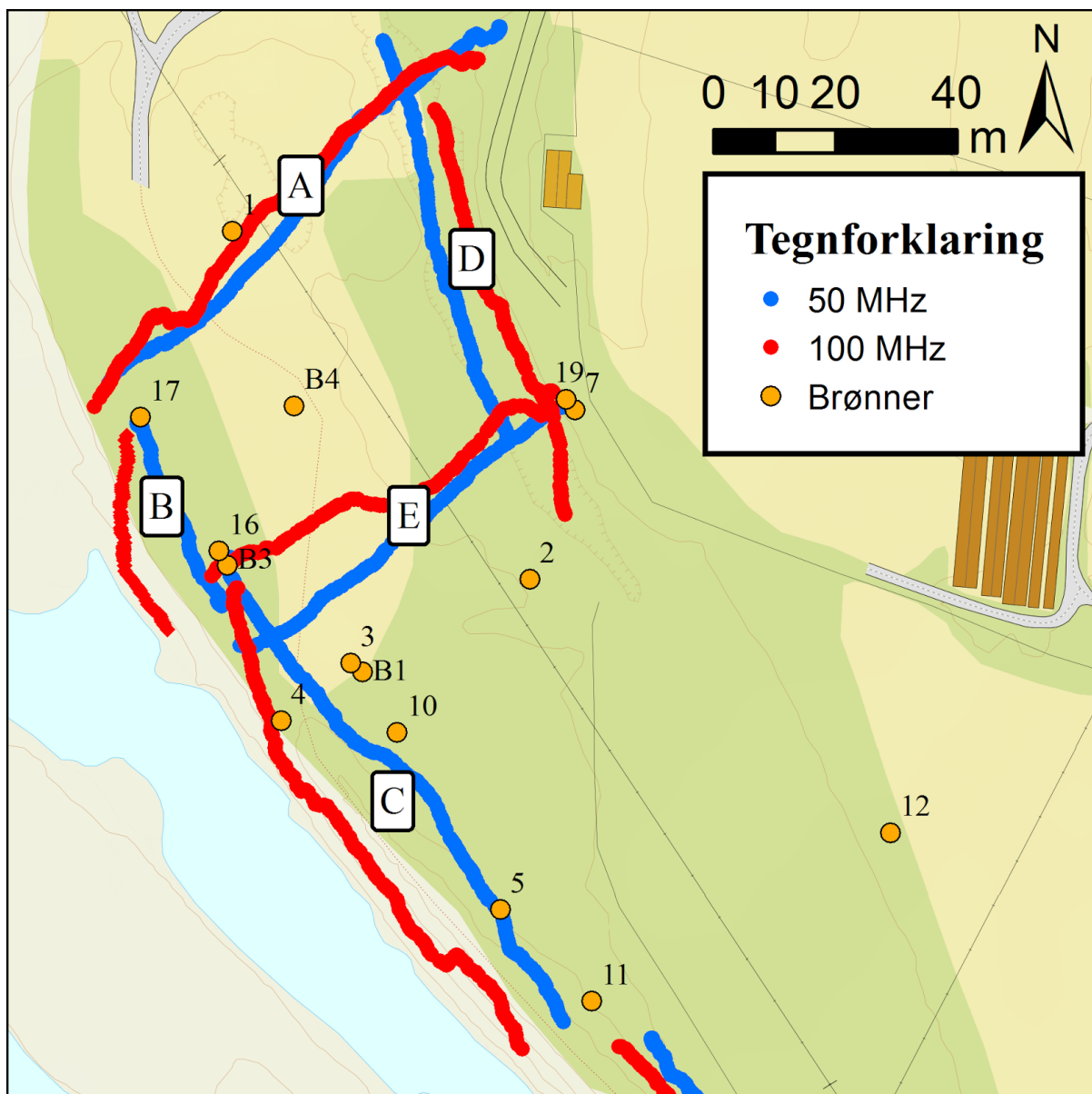
Det viste seg å være en forskjell i usikkerhet mellom profiler der GPS-punkter ble automatisk innsamlet og profiler der det ikke ble automatisk innsamlet GPS-punkter av georadarens GPS. Feilmarginen til profiler med GPS var på 6,2% og for profiler med manuelt tildelte GPS-punkter var den 3,8%. Dette er gode resultater da vanlig feil ved georadar ofte er rundt 10 % (Yde, et al., 2014).

Dette innebærer mindre usikkerhet for profiler som fikk tildelt GPS-punkter manuelt. Dette kan være tilfeldig eller det kan være at usikkerheten til det innebygde GPS-systemet er så stor at tildeling av punkter manuelt faktisk gir en større nøyaktighet og bedre fordeling av punktene. Dette forutsetter selvfølgelig god kjennskap til området og gode landemerker.

7.1.2 Usikkerhet ved GPS-punkter

Nøyaktigheten til GPS-målingene er avhengig av god sikt til satellitter og at forstyrrelser som høye fjellsider, skog eller dårlig vær holdes til et minimum. GPS-punkter innsamlet via antennen på Malå-systemet antas å ha en usikkerhet på opptil 5 - 10 meter (Garmin, 2007), og utgjør en mulig feilkilde. Unøyaktige registreringer med GPS finnes det flere eksempler på her. Ved feltarbeidet i oktober 2015 ble alle profilene gått to ganger, en gang med 100 MHz og en gang med 50 MHz. Dette ga muligheten til å sammenligne GPS-målingene for profiler gått på eksakt samme sted.

Sammenligningen er vist i Figur 30 og viser at det er en tydelig forskjell mellom målingene tatt med 50 og 100 MHz. Profilene tatt med 100 MHz er de som er forskjøvet lengst bort fra faktisk plassering. En mulig forklaring er at satellitter flytter på seg slik at de høye fjellene i Lærdal kom mellom antennen og satellitter, da disse ble samlet inn senere på dagen og tiden mellom innsamlingene kan ha vært nok til å forflytte satelittene ut av synslinjen. Dette fører til at antennen er i kontakt med færre satelitter, og feilmarginen på GPS-målingene øker.



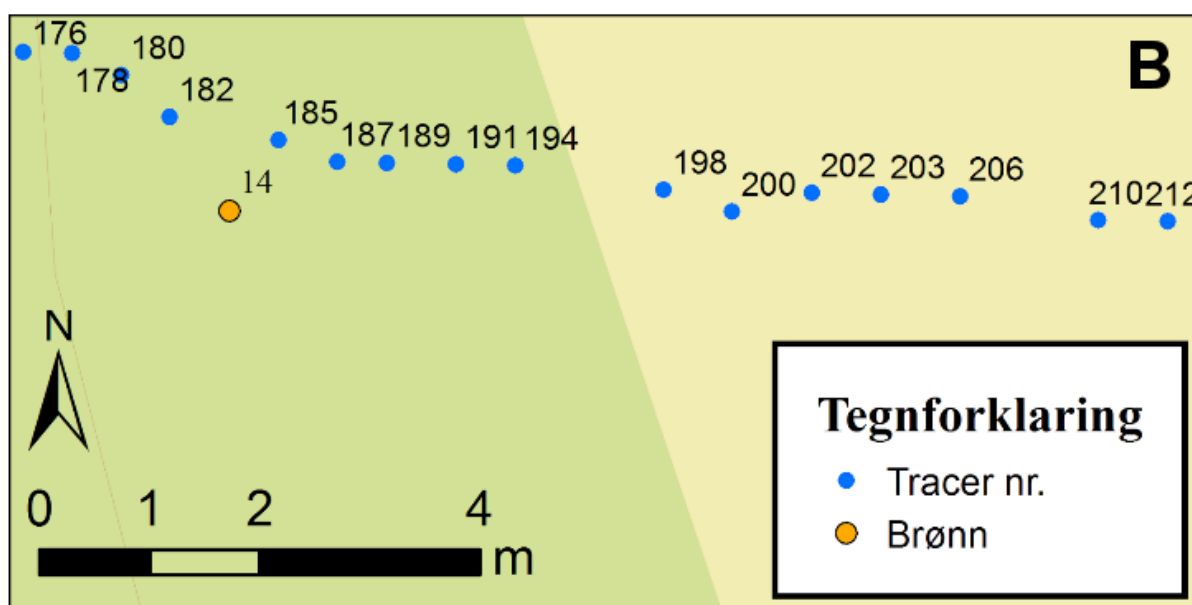
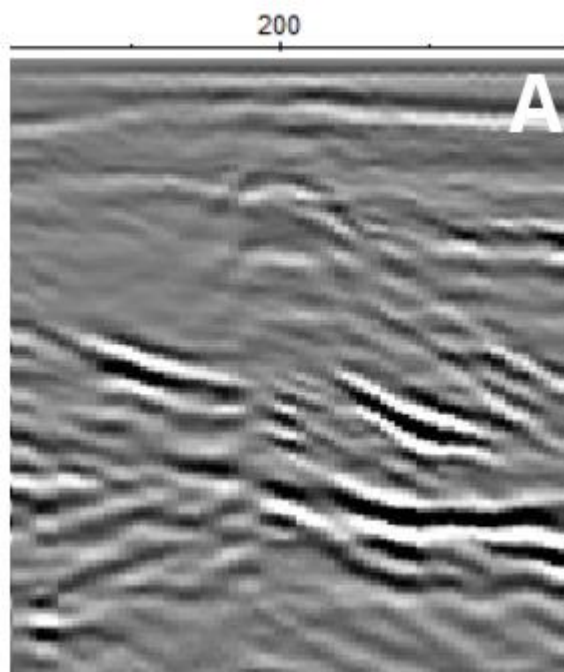
Figur 30. Sammenligning av GPS-målingene til 100 og 50 MHz. Det er spesielt ved profil B, C og E at GPS-målingene avviker mest fra hverandre.

I avsnitt 5.2 ble det beskrevet hvordan profiler uten GPS-målinger fikk tildelt punkter med ArcMap. Dette gjelder profil 189 til 200 (193 er ikke brukt). Profilene ble likevel kartfestet med stor nøyaktighet takket være god planlegging av profiler i forkant av innsamlingen, og ved hjelp av landemerker som eiendomslinjer, veier, bekker, hus o.l. Usikkerheten for disse profilene viste seg å være ganske lav (se avsnitt 7.1.1), men dersom det ikke har blitt gått med konstant hastighet kan det betydelig forskyve målepunktene over lange profiler. Den lave georadarusikkerheten på godt under 10 % (7.1.1) gir et hint om at det generelt har blitt gått med konstant hastighet, og en kan derfor anta at dette ikke utgjør en særlig stor feilkilde.

Det er likevel knyttet en viss usikkerhet til plassering av hver manuelt genererte trace i forhold til plasseringen disse ville hatt med automatisk registrerte GPS-punkter, men i sammenlikningen av

profiler med og uten automatisk innsamlet GPS ble det klart at profiler der GPS hadde fungert som normalt hadde større feilmargin enn profiler med manuelt genererte GPS-punkter. Det er derfor mulig at GPS-målingene er så unøyaktige at en manuell tildeling av punkter kan redusere usikkerheten.

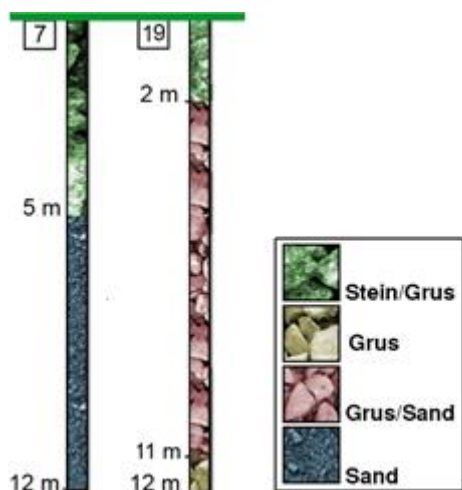
Andre eksempler på unøyaktig GPS ble observert ved profil G der brønn 14, i følge de automatisk innsamlede GPS-målingene ligger mellom trace 182 og 185 (se figur 31). Ved tolking av profil G i Reflex2DQuick ble det observert hyperbler ved tracer 200 som svært sannsynlig er brønn 14. Dersom dette er brønn 14 tilsvarer det en unøyaktighet på ca. 4 meter noe som stemmer godt med oppgitt usikkerhet for denne typen GPS-enhet. Alternativ tolkning av hyperbelen er en steinblokk, nær-liggende tre eller steinmuren som ligger ca. 5 meter unna, men det er likevel lite sannsynlig at brønnen ikke vil kunne observeres i profilet.



Figur 31. Hyperbler ved trace 200 i profil G. Figur 15b. Plassering av trace for profil G. Det er verdt å merke seg at det er forskjellige antall trace mellom disse punktene, og det derfor ser mindre konstant ut enn målingene faktisk er.

7.1.3 Usikkerhet ved boringslogger

Detaljnivået i boreloggene varierte veldig. Brønn 1, 2, 4, 5 og 6 viser for eksempel bare stein og grus i boreloggen (Vedlegg 1) og borelogg 3 viser ingenting annet en boredybde. Et eksempel på forskjellig detaljnivå i boreloggene kan observeres ved å sammenligne brønn 19 og 7 (Figur 32). Brønnene ligger ca. 1 meter fra hverandre og man skulle forventet at boreloggene er omtrent like, men de er likevel ganske forskjellige.



Figur 32. Borelogg 7 og 19. De ligger ca. 1 meter fra hverandre, men antyder at kornstørrelsen varierer stort mellom disse boringene.

Et annet eksempel er tydelig i figur 22. I figuren ser man at overgangen fra stein og grus til grus og sand i borelogg 11 passer godt med en tydelig reflektor i radargrammet til profil C. Reflektoren strekker seg gjennom hele profilet, men overgangen er likevel ikke å finne i borelogg 5 som også går gjennom reflektoren.

Mangel på detaljer i boreloggene kan komme av at undersøkelsen ble gjort med andre prioriteringer, og fokuset var å finne overgangen til finstoff og ikke andre laggrenser eller detaljer som hadde vært nyttig for denne undersøkelsen. Det kan også hende at det finnes mer detaljerte borelogger som ikke har vært tilgjengelige for denne oppgaven. Det er derfor usikkert hvor mye, og hvor bokstavelig, man kan stole på, og tolke, boreloggene til å fortelle hvor det er forventet å finne laggrenser og hva lagene eksakt består av under tolkning av radargrammene.

Ved boring blir grunnforholdene ofte tolket ved sonderboring og vannspyling. Det er mest vanlig at det blir tatt målinger for hver 0,5 – 1 meter. Sonderboring skjer ved at boret blir dreiet i hullet og lyden som kommer på grunn av friksjon mellom boret og materialet blir brukt til å gjenkjenne kornstørrelse på materialet. Riktig tolkning av grunnforholdene er derfor avhengig av operatørens erfaring. Det blir anslått en usikkerhet på 0,5 - 1 meter for tolkning av overganger i boreloggene.

7.1.4 Usikkerhet ved bestemmelse av hastighet

Av de mulige feilkilder som nevnes over, er kanskje feil i dybde til lagdeling som følge av antatt utbredeshastighet den som har størst betydning i dette studiet. Under tolkning av georadardata må man for å finne dybde angi en bølgehastighet. Denne blir et estimat, ettersom grunnen ikke er homogen, og at utstyret ikke hadde mulighet til å utføre hastighetsanalyse av sedimentene. Tilgjengelig informasjon fra tidligere undersøkelser og studier bidrar til å anslå sannsynlig hastighet for de aktuelle materialer (Tabell 1 og Tabell 2). Hastigheten for umettet sone ble bestemt i avsnitt 5.4.

Her oppstod det i noen tilfeller en differanse. Dette kan komme av at overgangen i borelogg ikke tilsvarer den reflektoren som er tolket som overgang i radargrammet. Det kan også komme av at hastigheten for umettet sone er feil eller at løsmassene er tørrere enn antatt. Dette kan håndteres ved å utvide hastighetsintervallet (76 – 118 mm/ns) til å overlapse med nedre del av hastighetsintervallet til tørr sand og grus (118 – 160 mm/ns) (Tabell 2).

7.2 Dannelse av sedimentbasseng

Dannelsen av den strukturen som vises tydelig frem i interpolasjonen (Figur 26) har vist seg vanskelig å avdekke. Gjennom arbeidet med denne oppgaven har mange teorier sett dagens lys, og de som skulle ville se nærmere på dette i fremtiden vil kunne ha nytte av disse tankene rundt problemstillingen.

Elveløp og kroksjø

I utgangspunktet var denne strukturen vurdert til å være et gammelt elveløp. Teorien ble ivaretatt også etter den innledende georadarundersøkelsen der profil G (Figur 24), som da var eneste profil over strukturen, viste det som kunne minne om et tverrsnitt av et gammelt elveløp. Frem til prosessering av profilene ble det antatt at denne strukturen var en gjenfylt kroksjø eller lignende. Selv om det lignet en elv i tverrsnitt rent visuelt på dette radargrammet, kunne data fra georadarundersøkelsene så tvil om denne teorien ettersom strukturen har en avgrensning på 10 meter fra bunn til topp (Figur 24). Topplaget har en mektighet på ca 2. meter, så sedimentbassenget vil, ifølge profil G, få en mektighet på ca. 8 meter på det dypeste. Avsetningsmiljøet anses for likt i dag til at elven da kunne være 8 meter dyp, og etter å ha utført den større innsamlingen og prosesseringen av data for området rundt denne strukturen stemmer heller ikke formen eller orienteringen spesielt godt. I tillegg viser disse at maks dybde er nærmere 20 meter. En kroksjø vil i de aller fleste tilfeller ha en u-form sett ovenfra. Undersøkellesområdet for denne oppgaven avgrenses i nord og videre undersøkelse i dette området må til for å avdekke hvordan strukturen utarter seg lenger nord, og dette vil gi betydelig informasjon for å avdekke dannelsesmåten. Strukturens mektighet og form taler mot teorien om kroksjø, og andre alternativer må derfor utforskes.

Dødisgrop

Strukturen ble sammenlignet med georadarprofiler av sedimentfylte dødisgroper (Larsen, et al., 2015). Det viste seg at disse hadde slående likheter med sedimentbassenget observert ved Hauge, og er derfor viktig å merke seg selv om dødisgrop raskt ble avkreftet på grunn av tidsperspektivet. Det er ikke en mulighet at dette er en dødisgrop, da istiden tok slutt flere tusen år før disse massene ble avsatt (se avsnitt 3.1). Likhetene inkluderte strukturens form i tverrsnitt, en tydelig overgang fra det avgrensede lag til bassengavsetningen og at det underliggende laget har en lagdeling som følger strukturen (horisontalt under og skrått på sidene).

Chute

Lignende strukturer er blitt observert i Tana (Mauring, et al., 1995). I denne rapporten ble det beskrevet som en chute og dette kan også være svaret for strukturen her, selv om disse strukturene var betydelig mindre enn det som er observert i Lærdal.

Avbrutt delta

En mulig forklaring på hvordan sedimentbassenget er dannet er at bassenget har fått sin form under utbyggingen av deltaet her. Etter siste istid og ved landhevning vil dalbunner bli dekket av elvedelta etterhvert som havet trekker seg tilbake. Når elven går ut i stillestående vann vil reduksjonen i strømningshastighet føre til at det blir avsatt grus og sand, og slik bygger deltastrukturen seg ut i fjorden og etterhvert som havet trekker seg tilbake vil deltaet følge etter. Teorien om avbrutt delta går ut på at elven først har bygget ut et delta på en av sidene til sedimentbassenget. Senere har elven, på grunn av for eksempel en skred- eller flomhendelse, skiftet retning og gått over til den andre siden av dalen for så å starte å bygge et delta der. Sedimentbassenget vil da ha et delta på hver side. Det tomme bassenget må så ha blitt fylt med finere fjordsedimenter. Dette er tolket som den mest sannsynlige forklaringen for dannelse av sedimentbassenget, ettersom det stemmer godt med bassengets finkornede sammensetning og relative mangel på refleksjoner.

7.3 Grunnvannsmuligheter

Muligheter for grunnvannsuttak ved Hauge er etter hvert blitt diskutert i mange rapporter. Dette var også noe det var ønskelig å se nærmere på også i denne rapporten. Samtlige rapporter konkluderer med at uttak på vestkanten av Hauge, relativt nærme elven, trolig er det beste valget, noe som denne rapporten også støtter, da de nye georadarmålingene viser en god mektighet av sedimenter i kornstørrelse fra grus til sand.

Hauge er en åpen akvifer der nydanning skjer hovedsakelig fra Lærdalselvi som fungerer som en positiv avgrensning (4.3.2). Situasjonen ved Hauge er ganske lik den som er vist i Figur 12. I avsnitt 4.3.2 er det beskrevet hva det letes etter når man prøver å finne egnede akviferer. Kort oppsummert er det sand- og grusmasser det letes etter når man er på jakt etter gode akviferer for grunnvannsuttak.

Det er fordi sand og grus har størst effektiv porøsitet (4.3.1) kombinert med god filtrering. Mektigheten av sand og grus er størst i området som ligger utenfor sedimentbassenget (Figur 26). Området i vest er allerede godt undersøkt med georadar og brønnboringer og blir regnet som godt egnet til grunnvannsuttak (Veslegard, 2015).

Avsetningene under topplaget, med unntak av sedimentbassenget, er tolket til å være deltaavsetninger. Typiske for deltaavsetninger i norske daler er at de består for det meste av elvesedimenter som sand og grus fordi de har blitt bygget ut relativt raskt etter siste istid. Det er likevel ikke uvanlig å finne finstoff og organisk materiale som mindre linser i deltaavsetninger på grunn av dens kompliserte oppbygning (Henriksen & Nielsen, 2014). Det kan derfor være vanskelig å finne områder i deltaavsetninger som egner seg til grunnvannsuttak, noe som ser ut til å være tilfellet ved Hauge som har flere brønner i sand og grus avsetninger der det er blitt observert farget vann ved prøvepumping eller reduserende forhold ved testing av oppumpet vann (Veslegard, 2015).

I området i sør (Profil 184, 185, 186, 208, 209, 210) inneholder radargrammene mye skrålager som har en helning mot nord-nordøst (se Tabell 6). Radargrammene inneholder også mange hyperbler som tyder på steinete masser. Ellers har profilene i sør mange likheter med profilene i vest og det er ingen grunn til å tro at dette er vesentlig forskjellige avsetningstyper. Løsmassene i sør blir derfor også tolket til å være deltaavsetninger med mye grus og sand. Det kan derfor diskuteres om dette området er like godt egnet til grunnvannsuttak, men med tanke på jordbrukets viktighet vil det være uaktuelt å plassere en uttaksbrønn her, da det ville medføre betydelige klausuleringssoner som ville begrenset jordbruksvirksomhet.

Et av målene med georadarundersøkelsen var å kartlegge grensen til finstoff og dermed kunne vurdere mektigheten av akviferen ved Hauge. En grense til finstoff ble muligens observert i profil C (Figur 23) på en dybde på ca. 20 meter. Denne reflektoren ble ikke med sikkerhet gjenkjent i andre profil, og en grense til finstoff ligger derfor mest sannsynlig på 20 meter og dypere.

8. Konklusjon

Det har i denne oppgaven blitt utført omfattende georadarundersøkelser ved Hauge i Lærdal. Georadarmålingene viser et topplag, hovedsaklig med mektighet på 2-4 m, som i stor grad består av sand og grus. Under topplaget finnes det i enkelte profiler tydelige skrålag, med helning i stor grad bestemt av profilets orientering, som indikerer deltaavsetninger. Dette innebærer sorterte sand/grus-dominerte avsetninger, som regnes å bli finere mot dypet.

Grunnvannspotensialet er knyttet til disse sand og grusavsetningene, men er utsatt for innslag av finere kornstørrelser med organisk materiale som kan redusere vannkvalitet. Grensen til finstoff lå for dypt til å kunne kartlegges med 50 MHz. En mulig grense ble tolket på ca. 20 meter dybde i ett profil, så det vannførende laget antas å ha en mektighet på 20 meter eller mer. Gjennomsnittlig grunnvannsdypde (umettet sone) for området ligger på rundt 2 m.

Ved tidligere undersøkelser ble det avdekket et sedimentbasseng som er blitt videre undersøkt i denne oppgaven. Sedimentbassengets øvre avgrensning er det grove topplaget, selve bassengets innhold består av et homogent, relativt refleksjonsfritt materiale tolket til å bestå av finere kornstørrelser med dårlige hydrogeologiske egenskaper og stor risiko for innslag av organisk materiale. Strukturen er tolket til å ligge på et maks dyp på 23,88 m, med en tykkelse på ca 20 meter, og en bredde (vest-øst) på rundt 250 meter. Lengde (nord-sør) vites ikke da undersøkelsesområdet avgrenses i nord.

Under granskingen av skredviften viste georadardata seg å være meget anvendelig, selv om unøyaktige GPS-målinger gjorde at nye måtte genereres. Ved å studere prosesserte georadarprofiler kunne to separate skredhendelser identifiseres, separert av mer lagdelte avsetninger mellom skredhendelsene. Grensen mellom elvavsetninger og skredmateriale kunne identifiseres i radarprofilene og ga bevis for grensens egentlige plassering.

Takk til

Mette Kusk Gillespie for en utfordrende oppgave, godt samarbeid og eksepsjonell veiledning. Takk til Jens Hauge for fremvisning interesse, gjestfrihet og bidrag til forståelse av den byråkratiske prosessen rundt grunnvannsetablering i området. Takk til Denise Christina Rüter for assistanse i felt og takk til Stein Bondevik og Helge Henriksen for viktige faglige innspill.

9. Referanser

- Beres, M. & Haeni, F. P., 1991. *Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeologic Studies*. 1 red. s.l.:NGWA.
- Éckes, C. & Hickin, E. J., 2001. Ground penetrating radar facies of the paraglacial Cheekye Fan, southwestern British Columbia, Canada.. I: *Sedimentary Geology*. s.l.:s.n., pp. 199 - 217.
- Garmin, 2007. *Owners manual: eTrex VistaHCx eTrex Legend HCx personal navigator*. s.l.:s.n.
- Henriksen, H. & Nielsen, J. T., 2014. *Innføring i Hydrogeologi. Kompendium til emnet GE482 Hydrologi og Hydrogeologi*. Sogndal: s.n.
- Hilmo, B. O. & Tønnesen, J. F., 1997. *Grunnvannsundersøkelser i nedre Lærdal, Lærdal kommune*, Rapport nr.: 97.044: NGU.
- Jæger, Ø. & Danielsen, E., 1999. *Grunnvannsundersøkelser ved Haugsbakken, Lærdal kommune*., Rapport nr.: 99.029: NGU.
- Lærdal kommune; Norconsult, 2015. *Lærdal kommune: Hovudplan vassforsyning*, Sogndal: s.n.
- Larsen, B. E., Tønnesen, J. F. & Olsen, L., 2015. *GPR-undersøkelser ved Storås og Meldal, Meldal kommune, Sør-Trøndelag*, Rapport nr.: 2015.025: NGU.
- Mauring, E., Koziel, J. & Lauritsen, T., 1995. *Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak*, Rapport nr.: 94.024: NGU.
- Mussett, A. E. & Khan, M. A., 2000. *Looking into the earth: An introduction to geological geophysics*. England, Cambridge: Cambridge University Press.
- NGU, 2015. *geo.ngu.no*. [Internett]
Available at: <http://geo.ngu.no/mapserver/LosmasserWMS>
[Funnet 14 03 2016].
- Norges geologiske undersøkelser (NGU), 2016. *Grunnvann i Norge*. [Internett]
Available at: <http://www.grunnvanninorge.no>
[Funnet 18 April 2016].
- Reynolds, J. M., 2011. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 2 red. s.l.:Wiley-Blackwell.
- Soldal, O., 2008. *Georadarundersøking. Hauge, Lærdal kommune*, s.l.: Cowi.

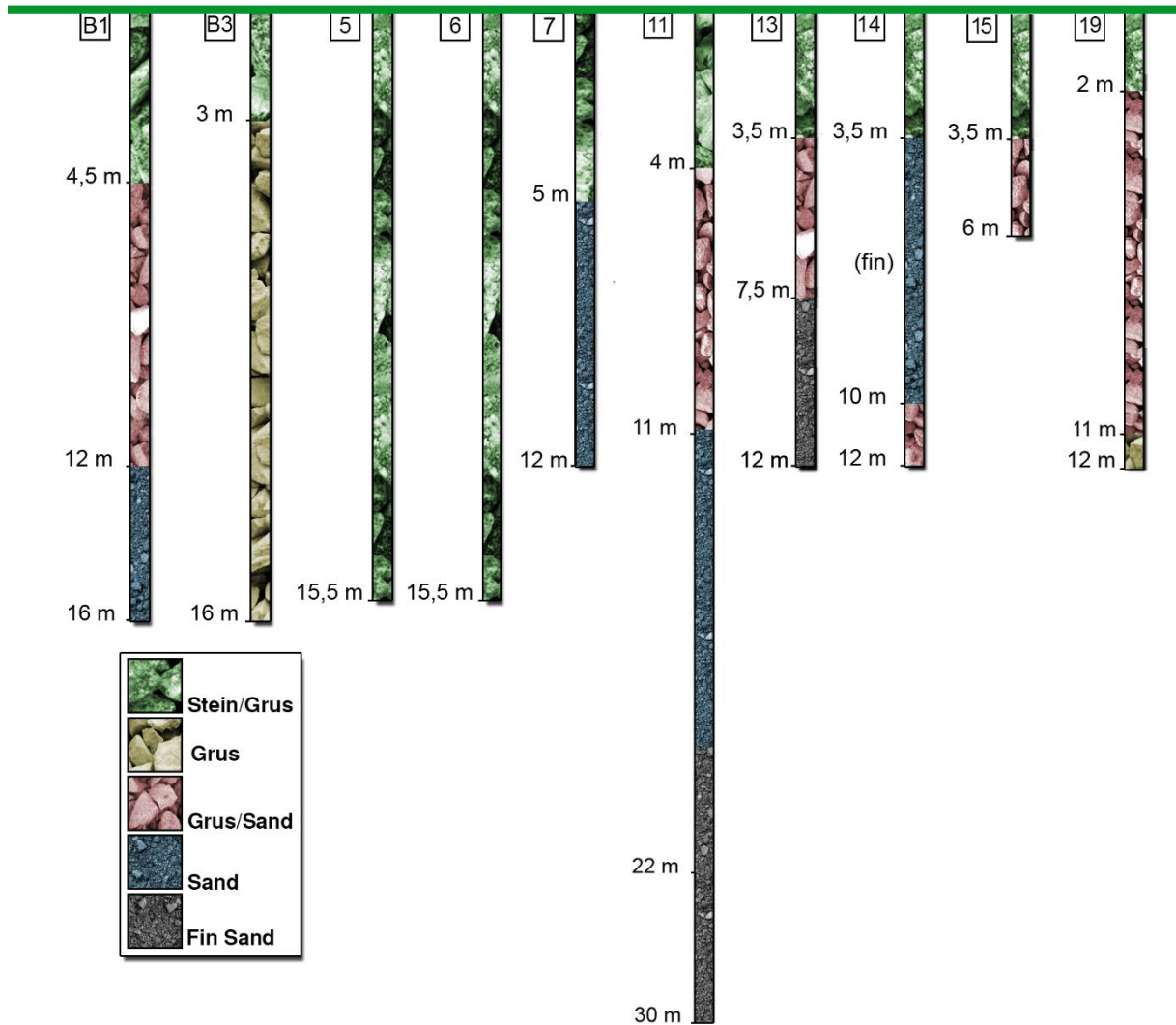
Statens landbruksforvaltning, 2012. *Temaveileder: Landbruk og planlegging etter plan- og bygningsloven*. s.l.:Statens landbruksforvaltning.

Stokke, J. A., 1987. *Kvartærgeologisk kartlegging med oppfølgende sand- og grusundersøkelser i Lærdal, Sogn og Fjordane fylke*, Rapport nr.: 87.113: NGU.

Veslegard, G., 2015. *Grunnvassanlegg Hauge. Sluttrapport og forslag til klausulering*, s.l.: Hallingdal Bergboring.

Yde, J. C. et al., 2014. *Volume measurements of Mittivakkat Gletscher*. Sogndal: s.n.

10. Vedlegg



Vedlegg 1. Fremstilling av utvalgte borelogger fra Hallingdal bergboring.

Se vedlagt minnepenn for vedlegg 2-6.