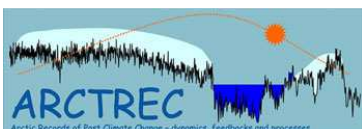


Bruken av georadar som metode innanfor kvartærgeologiske studiar og undersøking av torvområde, Æråsdalen, Andøya



Masteroppgåve i naturgeografi
Odd Inge Hesjedal Thorkildsen

Institutt for Geografi
Universitetet i Bergen
Vår 2010



Framsidedfoto:

Ytste del av Æråsdaalen med Andfjorden i bakgrunn, sett frå Trolldalstjørna.

(foto: Odd Inge Hesjedal Thorkildsen)

Forord

"To dare is to do" er mottoet til ein stor fotballklubb, og akkurat dette, "å våge er å gjere", tykkjer eg er svært beskrivande for denne oppgåva. Når eg tok fatt på arbeidet viste eg fint lite om georadar, men kasta meg ut i det, og gjennom intensiv kursing, samt prøving og feiling, føler eg dette er ein lærdom eg fint har tilegna meg.

Med dette vil eg starte med å takke Harry og hans menn for ein oppløftande sesong, som gav meg ein bekymring mindre i arbeidet med oppgåva.

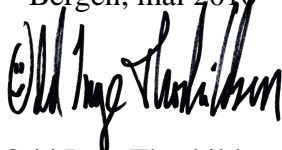
Når oppgåva no endeleg er ferdig, og forhåpentlegvis klar for innlevering er det sjølvsagt fleire enn ein gjeng fotballspelarar frå balløya som fortener ei stor takk. Fyrst og fremst vil eg takke mine medstudentar og vener på institutt for geografi for eit fantastisk miljø, og for mange gode faglege diskusjonar, spesielt Henrik L. Jansen, Andreas G. Roald og Pål R Nielsen.

Eg vil sjølvsagt også takke rettleiar førsteamanuensis Jostein Bakke, sjølv om han er ein særst opptatt mann, har han vært til uvurderlig hjelp både i felt og i forming av oppgåva. Ein spesiell takk går og til Sara Beate Larsen og Bjørn Kvisvik for god hjelp under feltarbeid, og til ARCTREC for finansiering av flott hus på Andøya. Når eg er inne på feltarbeid må eg og takke min gode kamerat og fetter Asgeir Lunde, for lån av kapital til diesel når eg på veg heim nærma meg tom tank midt i Trøndelag ein stad.

Eg vil og takke kusina mi, Marita Hesjedal, som tok seg tid til å lese korrektur på oppgåva, sjølv om det sikkert var heilt andre ting som freista meir tidleg i mai månad.

Til slutt vil eg takke familien min for oppbakking og økonomisk støtte gjennom fem år som student, hadde ikkje latt seg gjennomføre utan dykk!

Bergen, mai 2010



Odd Inge Thorkildsen

Innholdsfor-teikning

Forord.....	i
Innholdsfor-teikning	iii
Figurliste	v
Tabelliste	viii
Bilef-liste	viii
1.0 INTRODUKSJON.....	1
1.1 Rekonstruksjon av klima - paleoklima.....	1
1.2 Isavsmeltingshistoria for Nord-Noreg.....	2
1.3 Hovudproblemstilling.....	6
1.4 Skildring av feltområdet.....	7
1.4.1 Områdebeskriving	8
1.4.2 Berggrunn.....	9
1.4.3 Klima.....	10
1.5 Tidlegare arbeid.....	13
1.5.1 Andøya	13
1.5.2 Ground-penetrating Radar.....	14
2.0 METODE	17
2.1 GPR – ground-penetrating radar	17
2.1.1 Utstyr og bruksområde	18
2.1.2 Måleteknikkar.....	23
2.1.2.1 ”Common off-set” profilering.....	23
2.1.3 Hastigheitsanalyse.....	24
2.1.3.1 CMP - ”common mid point”	24
2.1.3.2 Tabulærte verdiar	28
2.1.3.3 Empirisk metode	28
2.1.3.4 Tilpassing og kalkulering av hyperblar	28
2.1.3.5 Kjent avstand ned til reflektor.....	30
2.1.4 Teori og prinsipp bak GPR.....	32
2.1.5 Elektromagnetiske bølger.....	33
2.1.5.1 EM-bølgjers forplanting og rekkevidde	33
2.1.5.2 EM-bølgjers geometri	35
2.1.6 Penetrasjon og oppløysning	37
2.1.6.1 Vertikal oppløysning.....	38
2.1.6.2 Horisontal oppløysning	38
2.1.7 Planlegging og feltprosedyrar	39
2.1.7.1 Undersøkingføresetnader og val av opptaksparameter.....	39
2.1.8 Tolking	43
2.1.8.1 Tolking av strukturar i lausmasseavsetjingar	43
2.1.8.2 Tolking av torv over underliggende sediment.....	43
2.1.8.3 Tolking av fjelloverflate under lausmassar	43
2.2 GIS – geografisk informasjonssystem.....	45

3.0	PROSESSERING OG DØME PÅ PROFIL	47
3.1	Profil mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn	48
3.2	Profil over Kjølhaugmorenen.....	55
3.3	Tverrprofil mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn, mot Nedre Æråsvatn	60
3.4	Profil samanlikning	63
4.0	TOLKING OG RESULTAT	71
4.1	Tolking og framstilling av profil.....	71
4.2	Resultat av interpolering	78
5.0	DISKUSJON OG SAMANSTILLING	85
5.1	Innlandsisens posisjon i Æråsdalen.....	85
5.2	Danninga av Endletvatn	88
5.3	Avsetjing og sedimentasjon – lokalglasiasjon eller ikkje?.....	89
5.4	Georadar som verktøy for geologiske undersøkingar	97
6.0	OPPSUMMERING OG KONKLUSJON	99
7.0	LITTERATUR	103
	Etterord	107

APPENDIKS

1. Frå RadExplorer til ArcGIS – ein guide.
2. Paleotopografisk kart basert på lengdeprofil (vest-aust)
3. Paleotopografisk kart basert på tverrprofil (sør-nord)

VEDLEGG PÅ CD

- I. Tabell over georadarprofil og CMP med innstillingar
- II. Oversiktskart over georadarprofil og CMP
- III. Utrekning av hastigheit med kjend avstand ned til reflektor (Profil 09_04, A1-A1')
- IV. Utrekning av hastigheit med kjend avstand ned til reflektor (Profil 07_03)
- V. 3D-modell av paleotopografien.
- VI. Framstilling av dataflyt for 25 MHz-profil (A1-A1')
- VII. Framstilling av dataflyt for 50 MHz-profil (M1-M1')
- VIII. Uprosesserte georadardata, fordelt på innsamlingsdato.

Figurliste

Figur 1-1: Tid-distansediagram for isfrontvariasjonar i Andsfjord-Vågsfjord området. Modifisert etter Vorren og Plassen (2002). Figuren viser innlandsisens avstand i kilometer frå kontinental kanten, og på kva tidspunkt i 14C år før notid, kalibrerte år før notid, og kronosoner den hadde denne posisjonen.

Figur 1-2: Kart over feltområdet og plassering av feltområdet i eit kart over Andøya.

Figur 1-3: Berggrunnsgeologisk kart over Æråsdalen. Informasjon til kartet er henta frå NGU (2010).

Figur 1-4: Temperatur (C°) og nedbørsnormal (for klimaperioden 1961-1990) ved målestasjon 87100 Andenes. Data henta frå eKlima 2009.

Figur 2-1: Generell framstilling av datainnsamling i eit enkelt punkt med GPR-systemet. T representerer sendarantenna og R representerer mottakarantenne, der signal vert utsendt, reflektert av reflektor i grunnen og mottatt. Vidare vart signalet digitalisert, framvist og lagra i systemet. Modifisert etter Neal (2004).

Figur 2-2: Vanleg profilering med georadar. T syner sendarantenne og R syner mottakarantenne. S syner antenneavstanden, og a er flyttavstanden mellom kvart målepunkt. Modifisert etter Mauring (1995).

Figur 2-3: Figuren viser døme på rådata frå vanleg georadarprofilering (frå Andøya). Signal djupet (i nanosekund) er vist i y-aksen (loddrette), medan x-aksen (horisontale) viser distanse i profileringa.

Figur 2-4: Illustrasjon av CMP-målingar for hastigheitsanalyse. T syner sendarantenne og R syner mottakarantenne, medan a syner utgangsavstand, og a/2 syner flyttavstand til neste posisjon. Modifisert etter Mauring (1995).

Figur 2-5: Døme på refleksjonar ved CMP-måling, der dei reflekterte bølgiene er markert nedst i profilet (a), og hastigheitsanalyse utført i programvare (b) (Salih, 2005).

Figur 2-6: Hastigheitsutrekning på innsamla CMP-målingar der punkta er markert på reflekterte bølger, og vidare utrekna i formel for hastigheitsrekning.

Figur 2-7: Døme på hastigheitsanalyse ved kalkulering av hyperbel, der punkta syner plassering i hyperbelen. x_1 = raud og x_2 = grøn. Informasjonen (djup i nanosekund og distanse i profilet) er nytta for å rekne hastigheit.

Figur 2-8: Visualisering av kjernelokalitet, og utrekning av hastigheit basert på kjend avstand ned til reflektor.

Figur 2-9: Figuren syner dei vanlegaste bølgebanelar ved profilering (venstre) og korleis desse er representert i eit opptak. Tx representerer sendarantenna. Modifisert etter Fischer et al. (1992).

Figur 2-10: Horisontal oppløysning av ein reflektor, som syner forenkla strålebane, der vinkelen på kjegla er definert av den dielektriskekonstant (her K) (Annan og Cosway, 2005).

Figur 2-11: Døme på godkjend samplingintervall ΔT i raudt, og aliasing i tid i grønt. I dei raude punkta vart signalet attgjeve korrekt, medan det i dei grønne punkta er for stor avstand mellom punkta, og difor vil bli feil digitalisering av signalet

Figur 2-12: Framstilling av ulike refleksjonskonfigurasjon med mulig tolking. Modifisert etter Beres og Haeni (1991).

Figur 3-1: Kart som syner start- og sluttspunkt for profil A1-A1', A2-A2' og A3-A3', samt orientering i feltområdet. Figuren viser og profila si relative lokalisering i forhold til kvarandre.

Figur 3-2: Rådata for profil A1-A1', som syner ei svak refleksjonsstyrke i uprosessert data.

Figur 3-3: Figuren syner Profil A1-A1' etter "DC-removal", der refleksjonane kjem noko betre til syne.

Figur 3-4: Profil A1-A1' etter "trace edit" og "spatial interpolation", der ei vidare utvikling etter køyrte prosesseringssteg kjem til syne.

Figur 3-5: Figuren syner frekvensområde til profil A1-A1', med ei spiss amplitude samla rundt 25 MHz, og jamt frekvensområde før og etter toppunktet.

Figur 3-6: Figuren syner profil A1-A1' etter siste prosesseringssteg i dataflyten, "bandpass filtering".

Refleksjonane kjem her godt til syne, og data er klar for vidare arbeid.

Figur 3-7: Figuren syner ferdigprosessert profil A1-A1', samt korrigering for topografi. Dette viser den relative høgdeskilnaden mellom Øvre Æråsvatn i sørvest og Endletvatn i nordaust.

Figur 3-8: Profil A1-A1' etter at det er lagt inn "picks" og data er konvertert til djup med ei hastigheit for torvlag på 3,72 cm/ns.

Figur 3-9: Profil A2-A2' etter å ha gjennomgått same prosessering/dataflyt som A1, samt konvertering til djup med hastigheit for torvlag på 3,72 cm/ns.

Figur 3-10: Kart som syner start- og slutt punkt for profil M1-M1' og M2-M2', samt orientering i feltområdet.

Figuren viser og profila si relative lokalisering i forhold til kvarandre.

Figur 3-11: Rådata for profil M1-M1', som syner ei relativt sterk refleksjon (midtre refleksjon) i uprosessert data.

Figur 3-12: Figuren syner Profil M1-M1' etter "DC-removal", der nokre fleire refleksjonar kjem betre til syne.

Figur 3-13: Profil M1-M1' etter "trace edit" og "spatial interpolation", der ein klart får fram over- og underliggende refleksjonar av den sterke midtrefleksjonen .

Figur 3-14: Figuren syner profil M1-M1' etter siste prosesseringssteg i dataflyten, "bandpass filtering".

Refleksjonane kjem her godt til syne, og data er klar for vidare arbeid.

Figur 3-15: Figuren syner ferdigprosessert profil M1-M1', samt korrigering for topografi. Dette syner den relative høgdeskilnaden mellom Endletvatn i søraust, over morenen, og mot Nedre Æråsvatn i nordvest.

Figur 3-16: Profil M1-M1' etter at det er lagt inn "picks" og data er konvertert til djup med ei hastigheit for torvlag på 3,72 cm/ns.

Figur 3-17: Profil M2-M2' etter å ha gjennomgått same prosessering/dataflyt som M1, samt konvertering til djup med hastigheit for torvlag på 3,72 cm/ns.

Figur 3-18: Figuren syner uprosessert data for profil A3-A3', der ein finn overflata, samt ein samanhengande refleksjon noko ned i grunnen.

Figur 3-19: Profil A3-A3' etter å ha gjennomgått same prosessering/dataflyt som M1 og M2, samt topografijustering som syner den relative høgdeskilnaden nordsør mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn, mot Nedre Æråsvatn .

Figur 3-20: Profil A3-A3' etter å ha gjennomgått same prosessering/dataflyt som M1 og M2, samt konvertering til djup med hastigheit for torvlag på 3,72 cm/ns, og noko grov tolking

Figur 3-21: Kart som syner lokalisering for samanlikningsprofil S1-S1', S2-S2' og S3-S3', samt orientering i feltområdet.

Figur 3-22: Figuren syner uprosessert data for profil S1-S1', der ein finn overflata, samt ein refleksjon som syner overgong frå eit materiale til eit anna.

Figur 3-23: Døme syner Profil M1-M1' etter "DC-removal", der refleksjonar under overgangen frå eit materiale til eit anna kjem noko betre fram

Figur 3-24: Profil S1-S1' etter "trace edit" og "spatial interpolation", der ei vidare utvikling etter køyrte prosesseringssteg kjem til syne, og ein får ei utglattande effekt.

Figur 3-25: Figuren syner profil S1-S1' etter siste prosesseringssteg i dataflyten, "bandpass filtering". På grunn av høg oppløysning på data med 100 MHz, kan det være vanskeleg å skilje ulike reflektorar frå kvarandre.

Figur 3-26: Figuren syner ferdigprosessert profil S1-S1', samt korrigering for topografi. Djupet i nanosekund er tatt med for å samanlikne med djup i 50 og 25 MHz profil.

Figur 3-27: Figuren syner uprosessert data for profil S2-S2', der ein finn overflata, samt ein kraftig refleksjon som syner overgong frå eit materiale til eit anna.

Figur 3-28: Profil S2-S2' etter å ha gjennomgått same prosessering/dataflyt som M1,M2 og A3, samt korrigering for topografi. Djupet i nanosekund er tatt med for å samanlikne med djup i 100 og 25 MHz profil.

Figur 3-29: Figuren syner uprosessert data for profil S3-S3', der ein finn overflata, samt ein refleksjon som syner overgong frå eit materiale til eit anna.

Figur 3-30: Profil S3-S3' etter å ha gjennomgått same prosessering/dataflyt som A1 og A2, samt korrigering for topografi. Djupet i nanosekund er tatt med for å samanlikne med djup i 100 og 50 MHz profil.

Figur 4-1: Figuren syner topografijusterte profil (M1-M1' og M2-M2') over Kjølhaugmorenen, med antatt verkelege overflate (gul stipla linje). Figuren viser også eksempel på tolking med bakgrunn i Figur 2-12 av Beres og Haeni (1991).

Figur 4-2: Figuren syner topografijusterte profil (A3-A3') orientert sør-nord mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn, over Kjølhaugmorenen, med antatt verkelege overflate (gul stipla linje). Figuren viser også eksempel på tolking med bakgrunn i Figur 2-12 av Beres og Haeni (1991).

Figur 4-3: Figuren syner topografijusterte profil (A1-A1' og A2-A2) frå Øvre Æråsvatn til Endletvatn, med antatt verkelege overflate (gul stipla linje). Figuren viser også eksempel på tolking med bakgrunn i Figur 2-12 av Beres og Haeni (1991).

Figur 4-4: Figuren syner torvtjukkleiken i meter mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn, basert på interpolering mellom lengdeprofil (vest-aust).

Figur 4-5: Figuren syner torvtjukkleiken i meter mellom Øvre Æråsvatn, Endletvatn og Nedre Æråsvatn, basert på interpolering mellom tverrprofil (sør-nord).

Figur 4-6: Døme på modellering av paleotopografi mellom Øvre Æråsvatn, Endletvatn og Nedre Æråsvatn. Figur a er basert på interpolering av vest-aust profil, der ein finn nedskjeringar/dreneringsspor i innfyllinga mot Endletvatn. Figur b er basert på interpolering av sør-nord profil, der ein finn nedskjeringar/dreneringsspor mellom Endletvatn (større utbreiing) og Nedre Æråsvatn. Omriss for vatna er lagt over modelleringa pga. mangel på data frå desse områda.

Figur 4-7: Mogeleg isutbreiing ved danning av Kjølhaugmorenen. Rekonstruksjonen er gjort med bakgrunn i paleotopografisk kart som er basert på vest-aust profil og isens frontposisjon er plassert ved dei høgste punkta i terrenget.

Figur 4-8: Mogeleg isutbreiing ved danning av Endletmorenen. Rekonstruksjonen er gjort med bakgrunn i paleotopografisk kart som er basert på vest-aust profil og isens frontposisjon er plassert ved dei høgste punkta i terrenget..

Figur 5-1: Figuren syner skisse av tolka georadarprofil (M1-M1' og M2-M2') over Kjølhaugmorenen (sør-nord), samt profilet si plassering og orientering i feltområdet (lite vindauga).

Figur 5-2: Figuren syner skisse av tolka georadarprofil (A3-A3') mellom Ø.Æråsvatn og Endletvatn, og over Kjølhaugmorenen (sør-nord), samt profilet si plassering og orientering i feltområdet (lite vindauga).

Figur 5-3: Figuren syner skisse av tolka georadarprofil (A1-A1' og A2-A2') mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn (vest-aust), samt profilet si plassering og orientering i feltområdet (lite vindauga).

Tabelliste

Tabell 1: Typiske verdiar for dielektrisitetskonstant, hastighet og demping i vanlege geologiske materialer. Modifisert etter Neal (2004) og Mauring (1995).

Tabell 2: GPR-instillingar for profila A1, A2 og A3.

Tabell 3: GPR-instillingar for profila M1 og M2.

Tabell 4: GPR-instillingane for profila S1, S2 og S3.

Biletliste

Bilete 1: Bruken av GPR-systemet i feltarbeid. Innerste del av Æråsdalen kan sjåast i bakgrunnen. Foto: Bjørn Kvisvik.

Bilete 2: Utsikt frå Trolldalstjørna mot Øvre Æråsvatn og Andfjorden. Morene i dagen er markert med pilar og tekst, medan dei stipla linjene er tentativt tenkte randmorener. Øvre Æråsvatn der det ikkje er funne spor av glasiasjon etter 26 000 kal. år før notid (Alm og Willassen, 1993) er markert til høgre i bilete. Foto: Jostein Bakke.

1.0 INTRODUKSJON

Denne oppgåva er ein del av eit større prosjekt som heiter ARCTREC, *Artic Records of Past Climate Change - dynamics, feedbacks and processes*. Det overordna målet til prosjektet er å undersøke fortidas kulde- og varmeperiodar med ulike tilhøve enn dagens, for å seie noko om atmosfærens og havets innverknad på Arktiske klimavariasjonar.

1.1 Rekonstruksjon av klima - paleoklima

Den generelle årsaka til klimavariasjonane som har gjeve istider på jorda har opptatt forskarar sidan istidsteorien vart allment akseptert i siste halvdel av 1800-talet. Gjennom testing av kontinuerlege sedimentkjerne frå djuphava, som går fleire hundretusen år tilbake i tid har ein kome fram til at dei store klimaendringane som fører til vekslingar mellom istider og mellomistider skuldast tre nesten periodiske variasjonar i jordas bane og akse, som har fått namnet Milankovitsch-teorien . Det som dei seinare åra er vorte både eit forskingsdilemma, og eit problem som den ”vanlege” mannen og kvinna i gata får føle på kroppen, er at denne naturlege variasjonen går mykje raskare enn tidlegare, dette på grunn av menneskeskapte klimagassar (t.d. CO₂, CH₄ og N₂O), noko som igjen fører til auka global gjennomsnittstemperatur.

For å forstå framtidens klima, er det eit føremon å forstå klimaet i fortida, og dette freistar forskarar å gjere gjennom paleoklimatiske og kvartærgeologiske studiar. Ved å rekonstruera fortidas klima, gjennom ulike metodar, og sette dette saman i eit heilskapeleg bilete, kan ein seie noko om korleis den globale situasjonen har vært, og freiste å skape seg ei forståing av korleis klimaet vil bli i framtida. Ulike metodar for å seie noko om korleis klima har forandra seg har vært brukt i lang tid, men det er i hovudsak dei siste to tiåra, etter at det vart satt fokus på global oppvarming, at desse data har vorte satt verkeleg i system. Desse metodane er til dømes pollenanalyse, sedimentkjerne, oksygenisotopinnhaldet i iskjernar (på Grønland og Antarktis), kvartærgeologisk kartlegging, brefrontvariasjonar og generelt studiar av sedimenttypar og fossil. Dette omfamnar eit stort fagområde og ein brei fagkrets, og tolking og rekonstruksjon av klima er difor eit omfattande arbeid.

Som innanfor dei fleste fagkretsar, freistar ein også innanfor klimaforsking å teste ut nye metodar som kan gje ny kunnskap, eller kanskje berre gje informasjon som tidligare har vært vanskeleg å få tilgang på. Nettopp dette er hovudtanken bak dette prosjektet, der ein nyttar

georadar, eit instrument som har vært nytta innfor andre fagkretsar i lengre tid, til å avdekkje informasjon som hadde vore både svært vanskeleg og tidskrevjande å innhente dersom ein skulle gjere dette på anna måte.

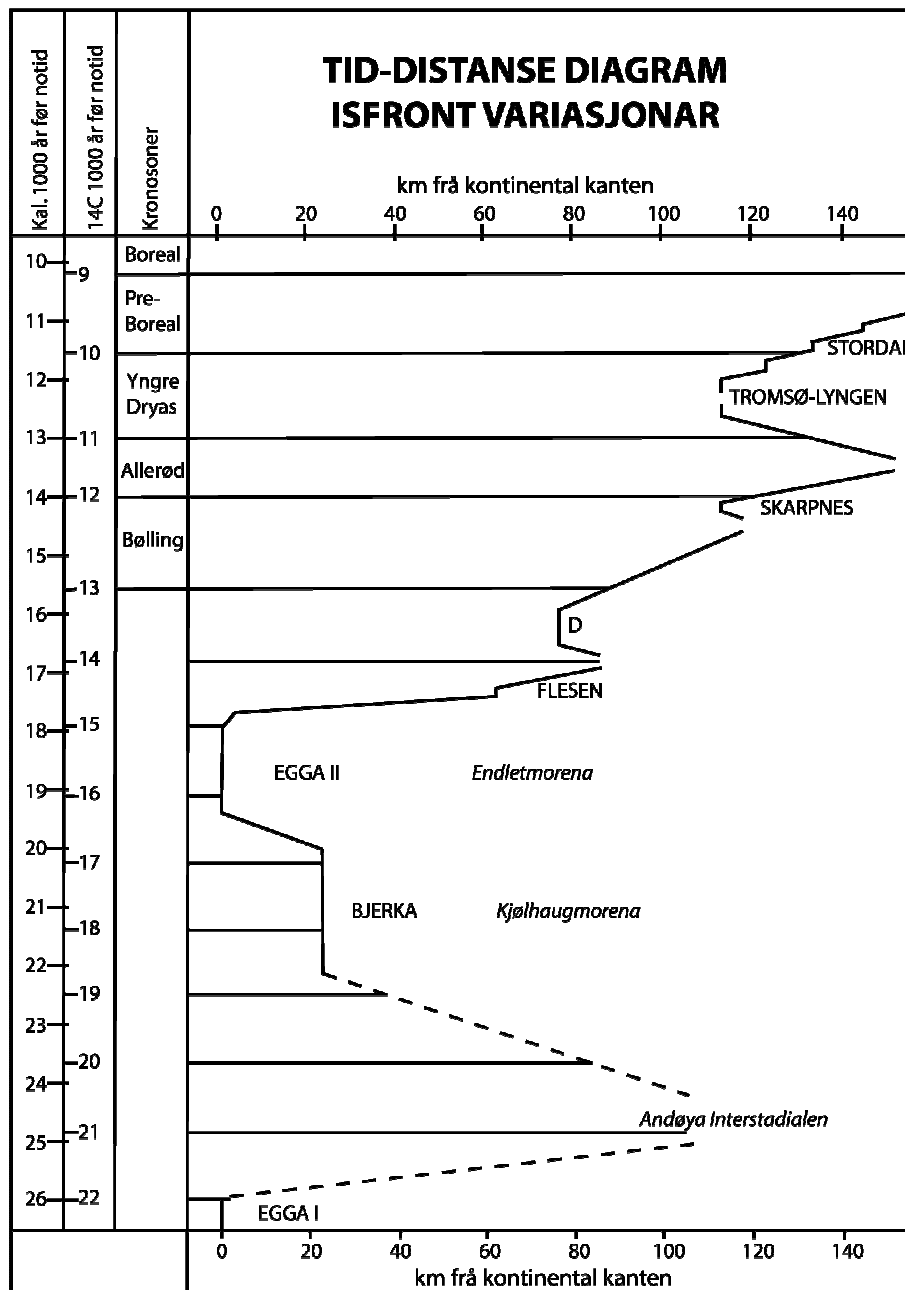
1.2 Isavsmeltingshistoria for Nord-Noreg

Hovudårsaka til at Andøya er interessant med tanke på kvartærgeologiske og klimarelaterte undersøkingar, er den særeigne isavsmeltingshistoria og Andøyas geografiske nærleik til kontinentalhylla. Sokkelen utanfor nordlige Nordland og Troms bær tydeleg preg av glasial aktivitet, der U-forma dalar som er overfordjupa og hengande sidedalar er klare spor etter fleire nedisingar. Ein har også markerte morene ryggar, også kalla Egga-trinnet, ytst på sokkelen som syner brefrontens posisjon. Desse avsetjingane er danna ved maksimal nedising, og på denne tida var store vassmengder knytt opp i jordas ismassar, noko som igjen førte til at havnivået var betydeleg lågare enn i dag, enkelte stader opp mot om lag 100 meter skilnad. På Andøya har ein funne glasimarine sediment under strandavsetjingane ytst på stranda på øyas strandflater, og desse er datert til 40 000 ^{14}C år. Dette tyder på at området var isfritt og truleg dekkja av hav i midtre Weichsel, medan ein etter dette har hatt eit veksande isdekke og framrykk av brefronten i byrjinga av sein Weichsel (Jørgensen et al., 1997).

Avsetjingar på Andøya og nordover gjenspeiler utviklinga i sein Weichsel, og mykje av geomorfologien og landformene på nordlege Andøya er forma og avsett etter om lag 26 000 kal. år før notid. I Andfjorden aust for Andøya (mellom Andøya og Senja) finn ein tre morenesystem. I ytre Andfjord har ein Egga I, samt Bjerkamorenen (og Egga II), medan ein i midtre Andfjord finn Flesenmorenen. I tillegg til desse finn ein i nærområdet andre submarine morenesystem som viser til framrykk eller opphald av det Fennoskandiske isdekket, desse er Tromsø-Lyngen og Stordalen systema (Vorren og Plassen, 2002). Egga I, som er lokalisert ytst på kontinentalhylla, kan gjevast ein minimumsalder ved hjelp av korrelasjon av isens sørlege utstrekning opp mot funn av forvitra morenemateriale på nordlege Andøya. Dersom denne rekonstruksjonen vært akseptert, sei dette indirekte at innlandsisen dekkja Øvre Æråsvatn, der postglasiale sediment har ein alder på om lag 22 000 ^{14}C (26 000 kal.) år før notid, altså at Egga I vart avsett på denne tida (Vorren og Plassen, 2002) Ei anna undersøking av botnsedimenta i denne innsjøen, foreslår at den har vært fritt for innlandsisen frå minimum 22 000 ^{14}C (26 000 kal.) år før notid (Alm og Willassen, 1993). I same undersøkinga vært det

foreslått at Endletvatn og Nedre Æråsvatn var under innlandsisens framrykk ca 18 500 ^{14}C (22 000 kal.) år før notid, noko som passar godt med undersøkingar gjort i seinare tid.

På nordaustlege Andøya finn ein to store morenesystem, Kjølhaug- og Endletmorenen. Alderen på desse morenane har vorte datert på botnsedimenta i Nedre Æråsvatn, på distal sida av Kjølhaugmorenen, og sediment frå Endletvatn, som ligg mellom desse to ryggane. Postglasiale sediment frå begge desse bassenga er datert til om lag 18 500 – 19 000 ^{14}C (22 000 til 22 500 kal.) år før notid, men desse aldrane gjev i hovudsak alderen til Kjølhaugmorenen (Vorren et al., 1988). Ein finn ved Endletmorenen ein markant nedgong i strandlinja, og Vorren (1988) foreslår at denne nedgongen samantil med det Fennoskandiske isdekket si tilbaketrekning frå Endletmorenen rundt 15 000 ^{14}C (18 000 kal.) år før notid. Ut frå desse aldrane og undersøkingar gjort på Bjerka- og Egga II-morenesystema, vart Kjølhaugmorenen korrelert med Bjerka-hendinga, medan Endletmorenen vart korrelert med Egga II-hendinga (Vorren og Plassen, 2002). Perioden mellom Egga I og Bjerka-hendinga har fått namnet Andøya interstadialen, men det er ikkje funne avsetjingar i Andfjord-Vågsfjord området som kan fortelje kor langt tilbake isdekket trekte seg i denne interstadialen (Vorren og Laberg, 1996) (Figur 1-1).



Figur 1-1: Tid-distansediagram for isfrontvariasjoner i Andsfjord-Vågsfjord området. Modifisert etter Vorren og Plassen (2002). Figuren viser innlandsisens avstand i kilometer fra kontinental kanten, og på kva tidspunkt i ^{14}C år før notid, kalibrerte år før notid, og kronosoner den hadde denne posisjonen.

Mellom 22 000 til 21 000 ^{14}C (26 000 til 25 300 kal.) år før notid, då innlandsisen i Noreg og Nord-Europa hadde sin største utbreiing, låg brekanten ytst på kontinentalhylla og avsette som nemnt Egga I morenen. Undersøkingar av sedimenta i Nedre Æråsvatnet har vist at dette området var isfritt mellom om lag 20 000 – 19 000 ^{14}C (23 750 til 22 500 kal.) år før notid, og på denne tida vart truleg innsjøsediment avsett i vatnet. For om lag 18 500 ^{14}C (22 000 kal.) år før notid, rykka breen fram igjen og dekkja området, antakelig rykka breen på dette tidspunktet

heilt fram til den ytre endemorenen på kontinentalhylla. Under dei gamle innsjøsedimenta i Nedre Æråsvatn ligg det steinblanda grus, og dette kan være avsett av ein bre som dekkja kontinentalhylla. Ein mogelegheit er difor at brefronten kan ha lagt ved Egga I-morenen ytst mot kontinentalhylla samstundes med at innlandsisen i Sør-Noreg hadde sin maksimale utbreiing - LGM, og kanskje nådde brefronten igjen denne posisjonen om lag 18 500 ^{14}C (22 000 kal.) år før notid (Andersen, 2000).

Fossilinnhaldet i kjernane frå Nedre Æråsvatn ber prov på at det var særskildt kaldt i perioden 18 000 til 16 000 (om lag 21 400 til 19 250 kal.) og 14 000 til 12 800 ^{14}C (om lag 16 800 til 15 000 kal.) år før notid, medan sumartemperaturen var relativt høg i periodane 16 000 til 15 000 (om lag 19 250 til 18 250 kal.) og 12 800 – 11 000 ^{14}C (om lag 15 000 til 13 000 kal.) år før notid. Truleg smelta innlandsisen vekk frå dei ytre kyststrøka i Finnmark om lag 16 000 til 15 000 ^{14}C (19 250 til 18 250 kal.) år før notid, og dei høgstliggande strandlinjene og dei eldste morenen vart sannsynlegvis avsett om lag på denne tida i dette området (Andersen, 2000: 101). Det ein kan leggje merke til er at det ikkje er kaldast når isen er på sitt største, men ei stund før, og same tendensen går på dei mildare temperaturane og tilbaketrekning.

Lengst sørvest i Æråsdalen, rett under Trolltinden er det noko som kan minne om ein botn, og det er difor i tillegg til at det i området rundt Øvre Æråsvatn, Nedre Æråsvatn og Endletvatn som nemnt over, er klare spor av innlandsisen, også eit spørsmål og diskusjon om det gjennom Weichsel har vært lokalglasiasjon her. For å finne spor i form av landformer frå ein slik lokalglasiasjon, må denne ha funne stad etter at innlandsisen har trekt seg tilbake, for at ikkje denne skal ha fjerna eventuelle landformer. Det er då spørsmål om når ein eventuelt har hatt temperaturregime der ein kan ha hatt framvekst av lokalglasiasjon i dette området.

Temperaturrekonstruksjonar tyder på at det var for varmt i området gjennom Yngre Dryas, men at det er tidlige periodar, sett på som høg arktiske periode på Andøya, mellom om lag 17 500 – 14 700 kal. år før notid, med ein gjennomsnitts julitemperatur på rundt 3°C (Paasche et al., 2007).

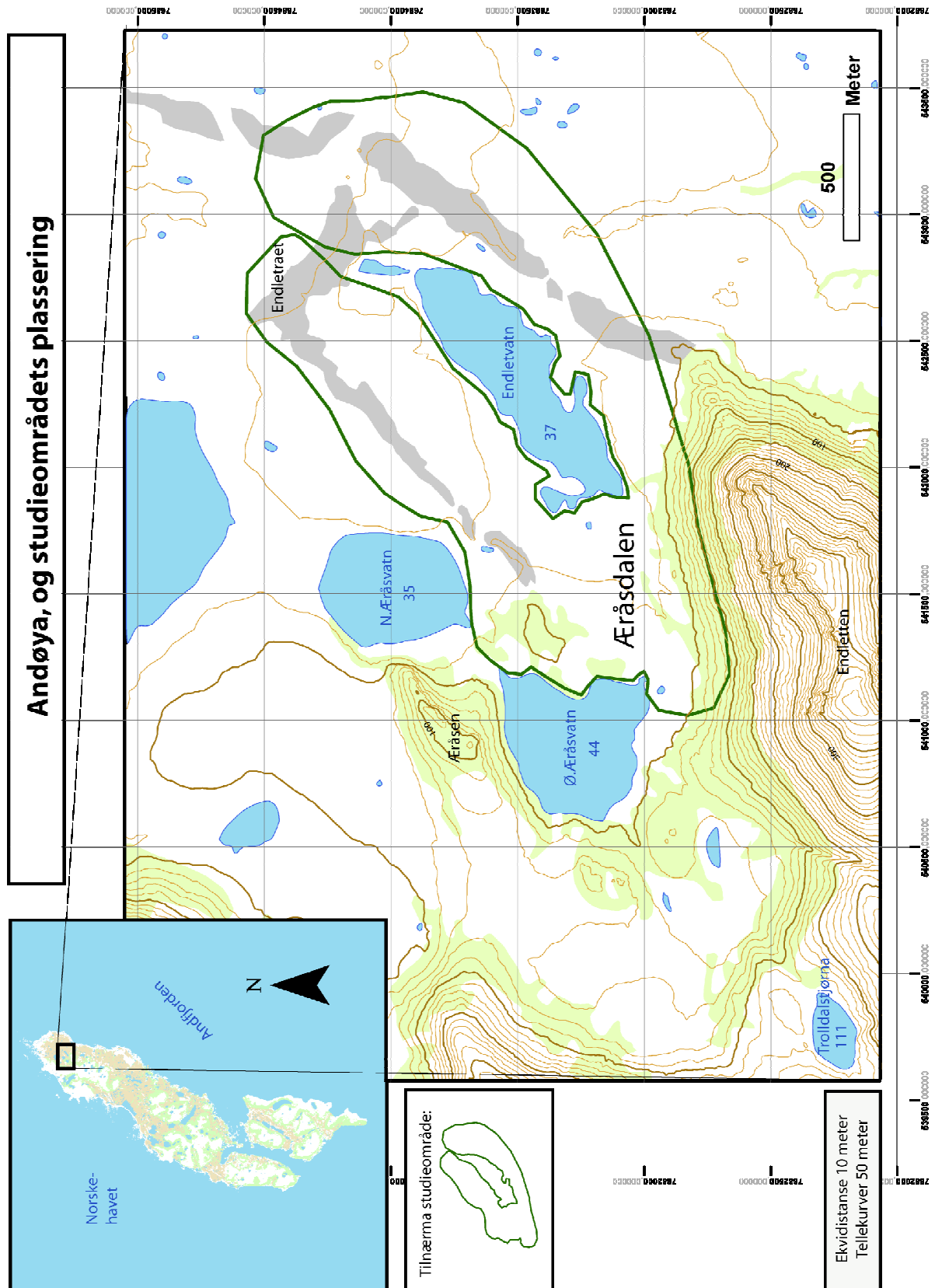
1.3 Hovudproblemstilling

Korleis kan ein nytte georadar som metode innanfor kvartærgeologiske studiar og undersøking av torvområde, Æråsdalen, Andøya?

Underproblemstillingar

1. Granske bruken av georadarantenner med ulik frekvens for undersøkingar i eit torvområde?
2. Kva moglegheiter har ein med georadardata etter prosessering, og kan ein identifisere torv og ulike sedimentar ved hjelp av eit georadartverrsnitt?
3. Undersøke moglegheita for, og eventuelt nøyaktigheita til, interpolering mellom georadarprofil, og sjå kva informasjon ein kan hente ut av dette?
4. Undersøke anvendegheita til georadar som ei rask og nøyaktig forskingsmetode?
5. Freiste å seie noko om innlandsisens posisjon i ulike fasar og moglegheita for eventuell lokalglasiasjon i Æråsdalen?

1.4 Skildring av feltområdet



Figur 1-2: Kart over feltområdet og plassering av feltområdet i eit kart over Andøya.

1.4.1 Områdebeskriving

Andøya er Noregs 10. største øy med ei lengdeutstrekning sørvest-nordøst på sine 489 km² store areal, og er ein del av øydistriktet Vesterålen. Andøya grensar i nord og vest til Nordsjøen, medan den i aust er avgrensa frå Senja med Andfjorden. I søraust er øya skilt frå Hinnøya ved Risøysundet og i sørvest frå Langøya av Gavlfjorden.

Andøya består av store myrareal, på om lag 263 km², noko som altså tilsvarar over halvparten av landarealet på øya. Forutan desse flate myrområda, består øya av bratte, nærast alpine fjell som reiser seg rett opp frå strandflaten, og utgjer ein brem langs kysten. Fjella strekkjer seg på det høgste opp mot 700 meter, og den høgaste toppen på øya er Kvasstinden med sine 705 moh.

Studieområdet rundt Endletvatn og Æråsvatna (Øvre og Nedre) ligg nord på Andøya, og hovudfelt for dette arbeidet har vore frå søraustsida av Øvre Æråsvatn (33V 541174 A 7683023 N) til sørvestsida av Endletvatn (33V 541893 A 7683163 N), og nordover mot Nedre Æråsvatn (33 V 541553 A 7683700 N) (Figur 1-2). Desse tre vatna er mot sørvest omkransa av fjell som ligg mellom 300 og 400 moh., med den høgste toppen, Trolltinden, på i overkant av 400 meter bak Trolldalstjørna. Trolldalstjørna ligg innerst i det som liknar på ein botn lengst sørvest i feltet, og mellom denne tjørna og Øvre Æråsvatn ligg ein del ryggformar, samt eit større myrområde. Dei tre vatna i området er i dag åtskilt av myr, fjellparti og ryggar av lausmassar. Nord for Endletvatn og sør for Nedre Æråsvatn ligg Kjølhaugmorenen, medan Endletmorenen avgrensar Endletvatn i sør. Det har også vorte gjort nokre undersøkingar aust for Endletvatn, i noko som ser ut som eit sandtak e.l. (33V 542639 A 7684457 N), og i området vest for Øvre Æråsvatn, under Trolltinden (33V 540263 A 7682976 N).

Vegetasjonen generelt i området er prega av myr, med nokre få innslag av lauvskog og lyng. Desse to sist nemnte finn ein i hovudsak på morenane og fjellknausane som ligg mellom vatna. Myrene i området er jordvassmyrer, også kalla minerogene myrer, som er påverka av grunnvatnet, det vil sei vatn som har vært i kontakt med berg- eller jordmassar i området. Innhaldet av næringsstoff i vatnet avhenger av kva masser vatnet har vært i kontakt med (Miljøstatus, 2010), altså kva berg- eller jordmassar som eksisterer i området.

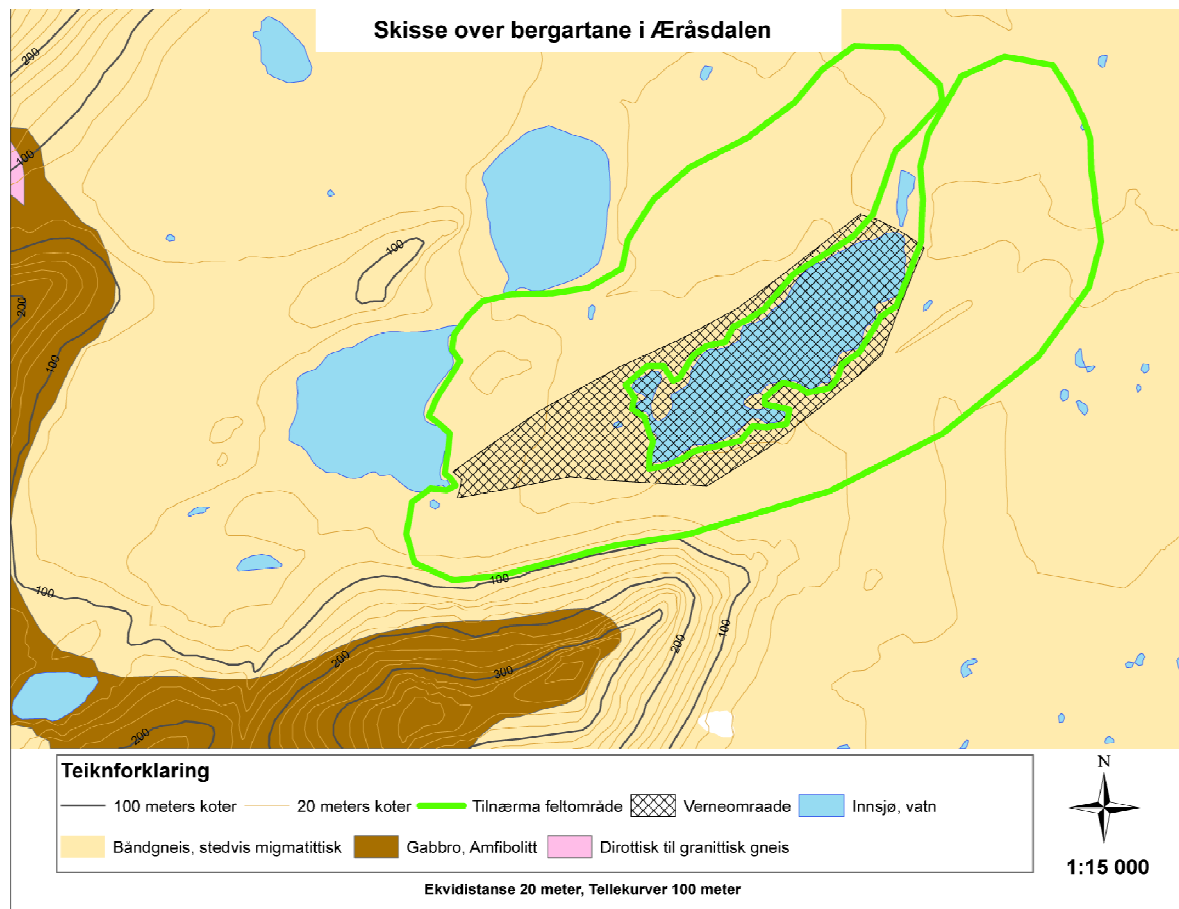
Endletvatn og næraste området rundt er av direktoratet for naturforvaltning verna som naturreservat. Myrene her er flatmyrer av fattig jordvasstype, og dette saman med den spesielle vegetasjons- og glasiasjonshistoria til området står som formål for verning. I tillegg

til dette har ein ved Endletvatn, Noregs eldste samanhengande sedimentrekke frå tida etter at isen trakk seg tilbake. Denne totalen gir lokaliteten spesielt egna for å inngå i eit internasjonalt opplegg for paleo-økologiske standard profiler til bruk i vegetasjonshistorisk forskning (Naturvernområder, 2010).

1.4.2 Berggrunn

Berggrunnen på Andøya består i hovudsak av harde grunnfjellsbergartar som gneis, granitt og gabbro, og vart danna i prekambrium, jordas urtid, for mellom 1.6 og 2.8 milliardar år sidan og er blant dei eldste i Noreg (Henningsen og Tveten, 1998). Desse bergartane vart seinare omdanna under den kaledonske fjellkjedefoldinga i silur, for ca 400 millionar år sida. Det finst også spor frå andre periodar, der i blant Ramsåsfeltet med sine sedimentere bergartar og kolførekomstar, som stammar frå dei geologiske periodane jura og kritt. Dette området er også rikt på fossil, t.d. planter, muslingar og øgler.

I området rundt feltområdet er det Gabbro som utgjer hovudbestanddelen av berggrunn, samt nokre innslag av båndgneis i områda mellom vatna og myrene (NGU, 2010) (Figur 1-3). Dette kan ha noko å seie for myrveksta, då næringsinnhaldet i grunnvatnet som nemnt vil ha påverknad for dei minerogene myrene.

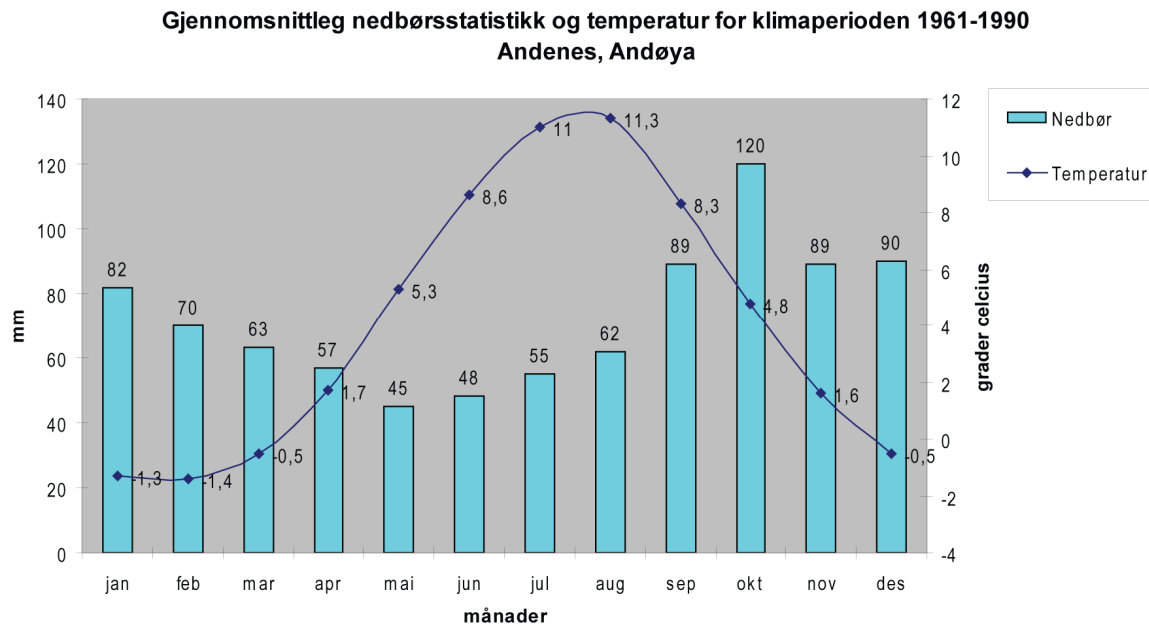


Figur 1-3: Berggrunnsgeologisk kart over Æråsdalen. Informasjon til kartet er henta frå NGU (2010).

1.4.3 Klima

I dag har Nordland eit mildt klima sett i forhold til breiddegradene, og dei yste øyene deriblant Andøya, har ein gjennomsnittstemperatur på 0°C vinterstid, 25°C over det tilsvarande for andre stader på same breiddegrad, som eit resultat av golfstraumen. Våren er noko varmare i den sørlege delen av fylket enn lengre nord. Kysten har eit relativt mildt klima, medan vintrane er kaldare i innlandet, men fjordane moderer klimaet rundt seg. Til tross for Nordlands store utstrekning frå nord til sør, er klimaet langs kysten ganske einsarta nord til Lofoten-Vesterålen, som i mange situasjonar markerer eit værskilje. Fylket ligg spesielt utsett for lågtrykk som dannes i Island - Jan Mayen området, og vandrar raskt mot aust.

Påverknaden frå havet fører til at februar gjerne er kaldaste månad, med ein middeltemperatur på ca 0°C på kysten og øygruppene, og som nemnt har ingen andre stader på same breiddegrad så mildt vinterklima som Lofoten. Når det gjeld middeltemperaturen for juli, ligg denne på om lag 11°C på øygruppene Lofoten-Vesterålen.



Figur 1-4: Temperatur (C°) og nedbørsnormal (for klimaperioden 1961-1990) ved målestasjon 87100 Andenes. Data henta frå eKlima 2009 (Met.no).

Årsnedbøren varierer sterkt med dei geografiske forhold, frå 600-700 mm på dei ytste øyene til over 2000 mm i kystnære fjellområde. Spesielt i Lofoten-Vesterålen ser ein store skilnader over korte distansar, noko som hovudsakleg skyldes at sjølv moderate høgder kan utløyse og forsterke byenedbøra (SNL, 2010).

Klima er definert som gjennomsnittleg temperatur og nedbør (og vind) over ein 30 års periode, og klimadata for perioden 1961-1990, som vært nytta i dag når ein pratar om notidas klima, er henta frå målestasjon på Andenes, berre et par kilometer nord for feltområdet (Figur 1-4). Ut frå desse data er gjennomsnittleg årstemperatur på Andenes 4,1°C, medan gjennomsnittleg årsnedbør ligg på 870 mm. Som resten av Lofoten-Vesterålen har også Andenes februar som kaldaste månad, men ligg noko under gjennomsnittet med -1,4 °C middeltemperatur.

Ei undersøking av makrofossil frå Endletvatn på Andøya, som er datert til perioden mellom 21 000 til 12 000 år før notid, har gitt grunnlag for å samanlikne klimaet og vegetasjonen her på denne tida, med klimaet og vegetasjonen på dagens Svalbard (Elverland, 2007).

Deriblant Vorren et al. (1988) har ved hjelp av kjerne og paleobotaniske bevis frå Nedre Æråsvatn og Endletvatn, forsøkt å gje ein samanstilling av klimaforhold i dette området. Dei samanliknar som mange andre dåtidas klima på Andøya med dagens klima på Svalbard, og korrelerer pollen frå kjernane med ulike vegetasjonssonar der. Dei har delt inn i følgjande vegetasjonssonar,

1. Den hemiarktiske sone, som er ein overgang mot den arktiske sone. Vegetasjon: Fjelljamne (*Diphasium alpinum*), Skogstorkenebb (*Geranium sylvaticum*), Kvann (*Angelica archangelica*), Einer (*Juniperus communis*) og Dvergbjørk (*Betula Nana*).
2. Sørlege arktiske tundrasone, noko kaldare enn overgangssone, og karakterisert med vegetasjonsdekke av lyngvekster (*Ericales*) og fjellkrekling (*Empetrum hermaphroditum*).
3. Middel arktiske tundrasone med kantlyng (*Cassiope tetragona*) som karakteristisk vegetasjons komponent. Denne sonen okkuperer dei varmaste delane av Svalbard i dag.
4. Nordlege arktiske tundrasone med noko som liknar på Dryas vegetasjon.
5. Polar ørkensone, som består av bart landskap med små innslag av Raudsildre (*Saxifraga oppositifolia*).

1.5 Tidlegare arbeid

1.5.1 Andøya

Opp gjennom tida har det vorte gjort mykje paleoklimatiske og kvartærgeologiske studiar i områder på og rundt Andøya. Frå den generelle starten av Undås (1938) med "kvartærstudier i Vestfinnmark og Vesterålen", og Grønlie (1940) med "On the traces of the ice ages in Nordland, Troms and the south western part of Finnmark in northern Norway", til dei meir stads og fagleg spesifikke arbeida (Elverland, 2007, Vorren og Alm, 1999, Vorren og Moe, 1986, Vorren, 1978, Vorren et al., 1988, Vorren og Plassen, 2002, Vorren et al., 2009, Alm og Birks, 1991, Alm, 1993, Alm og Willassen, 1993). Som nemnt er årsaka til at Andøya er ei ynda lokalisering for studie av klima o.l., øyas nære plassering i forhold til Eggakanten, og eit tidleg forslag om Andøya hadde vært delvis isfritt under sein Weichsel maksimum (Undås, 1938, Grønlie, 1940). Dette vart eit diskutert tema, og i motsetning meinte Bergstrøm i (1973), med bakgrunn i funn av flyttblokker på fleire fjelltoppar, at isen hadde dekkja heile Lofoten og Vesterålen. Randmorene ytst på kontinentalsokkelen vart av Rokoengen (1977) datert til 15 200 kal. år før notid, noko som passar dårleg med dateringar frå innsjøsediment frå fleire innsjøar på nordlege Andøya (Vorren, 1978, Vorren et al., 1988, Vorren og Plassen, 2002, Alm, 1993), som syner at desse har vært isfrie sidan om lag 26 000 – 22 000 kal. år før notid. Dette betyr at isen stod ytst på kontinentalsokkelen samstundes som det var isfrie område på øya, noko som til dømes Flakstad (1983) hadde problem med å akseptere. I ettertid av Bergstrøm (1973) og Rokoengen (1977) sitt relativt tidlege og mykje omdiskuterte arbeid, har både Vorren (1988), Alm (1993) og Vorren og Plassen (2002) bekrefta ein tidleg deglasiasjon for Andøya, og ved hjelp av marine data frå Andfjorden og Vågsfjorden, samt terrestriske data frå Andøya, rekonstruert tid og utbreiing for dei glasiale hendingane som har hatt betydning for Andøya og området rundt (Figur 1-1).

I feltområde til dette arbeidet er det, som vist i Figur 1-1, spor etter Bjerkglasiasjonen og Egga II-glasiasjonen, i form av Kjølhaug- og Endletmorenen. Sist nemnte ligg sør for Endletvatn, og det er konkludert med at vatnet har vært fritt for innlandsis sidan om lag 18 000 kal. år før notid (Vorren et al., 1988). Innafor feltområdet er det også gjort mykje arbeid på innsjøsediment frå Øvre og Nedre Æråsvatn, samt Endletvatn (Alm, 1993, Vorren et al., 1988). Dette har som nemnt vært med på å stadfeste siste tidspunkt dei ulike vatna har

vært dekket av innlandsisen, og dermed vært eit prov på at områder på Andøya var tidleg isfritt.

1.5.2 Ground-penetrating Radar

Den fyrste bruken av elektromagnetiske signal for å bestemme nærværet av fjerne metallobjekt vart føretatt av Hülsmeier i 1904, men den fyrste skildra bruken vart presentert seks år seinare i ein tysk patent av Leimbach & Löwy (Mauring, 1995: 5).

Dei fyrste målingane gjekk i hovudsak ut på å kartleggje områder med høgare leiingsevne som områder med absorpsjon av energi, men same forfattarane beskreiv også ein teknikk, som er meir lik dagens bruk av GPR, der dei nytta antenner på overflata for å registrere refleksjonar frå grenseflater som grunnvatn og liknande. Bruken av pulsteknikk synes fyrste gang i bruk med eit arbeid i 1926, og var i byrjinga meint for å bestemme oppbygningen og strukturen til nedgravne objekt. Pulsteknikken utvikla seg gjennom dei neste 50 år som eit verktøy for å sjå gjennom is, ferskvatn, saltförekomst, ørkensand og bergformasjonar. Kartlegging av grunne kullförekomst vart også føretatt ved hjelp av radar (Mauring, 1995: 6). Men det var ikkje berre det teoretiske med GPR som utvikla seg gjennom midten av 1900-tallet, også det tekniske, med sjølve utforminga av antennene og tilhøyrande utstyr vart utvikla. På denne måten opna det seg også nye bruksområde. Eit døme kan være at ved byrjinga på 1950-tallet, jobba forskarar ved California Institute of Technology, med modifiserte flyradarar, og kom fram til at ei vidare utvikling av dette instrumentet, kunne gje eit verktøy til å måle istjukkleik med. Vidare vart det i 1956 føreslått at flyradar også kunne nyttast til å måle istjukkleik på vatn. Det vart antatt at grenseflata luft/is og is/vatn begge ville gje radarrefleksjonar (Mauring, 1995). På bakgrunn av desse arbeida, samt vidare utvikling, vart det utvikla GPR som var spesielt berekna på kartlegging av istjukkleik, og i dag er radar ofte nytta innan glasiologi for kartlegging av istjukkleik.

Tidligare vart georadardata innsamla i analog form på magnetband for seinare digitalisering, fordi det var vanskeleg å digitalisere i sann tid ved dei små tidsintervalla (nanosekund – 10^{-9}) som er naudsynt for å representere dei høge frekvensane som nyttast (10-1000 MHz).

Utviklinga av nytt radarutstyr basert på digital innsamling av data i sann tid har gjort det mogeleg å auke signal/støyforholdet gjennom ”stacking” (summering av fleire målingar) ved kvar målestasjon, meir avanserte måleteknikkar og digital prosessering. Mesteparten av dagens utvikling skjer på den tekniske sida, med betre utstyr, teknikkar og dataprosessering (Mauring, 1995: 7). I Noreg er fenomenet georadar ganske nytt, frå den fyrste radaren

innkjøpt i 1986 av selskapet Geomap, til spesielt geologiske instansar fekk auga opp for verktøyet i løpet av 1990-tallet. GPR har vore kommersielt tilgjengeleg sidan 1970-åra, men i byrjinga var det i hovudsak entreprenørar o.l. som gjorde seg nytte av denne teknologien innanfor bygg og anlegg. Beres og Haeni sitt arbeid frå 1991, "Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeological Studies", vart i mange samanhenga sett på som starten for bruken av GPR i geologiske studiar. I denne publikasjonen definerer dei mellom anna ulike refleksjonar, og korleis desse bør tolkast i refleksjonsdata, i ein tabell som i utgangspunktet er utarbeida av Haeni (1988), og tidligare nytta i seismiskeprofil. I 2004 kom Adrian Neal med et arbeid som baserer seg i stor grad på Beres og Haeni sitt arbeid, der han tar for seg bruken av GPR i sedimentologi, prinsipp, problem og framgang (Neal, 2004). Dette arbeidet, saman med Muring (1995) sitt arbeid for NGU, med tittelen, "Målingar med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksemplar på opptak", er svært gode oppslagsverk dersom ein står fast med noko teknisk i arbeidsprosessen.

Etter "revolusjonen" til Beres og Haeni (1991) fekk mange auga opp for metoden, og Hänninen (1992) tok i bruk GPR for å undersøke eit myrområde i Finland. Hovudmålet med denne undersøkinga var å teste ut nytteverdien ulike antenner med ulik frekvens har på myr, moglegheita for prosessering av dei ulike resultata, og å undersøke om det var mogeleg å skilje ulike torvlag, torvtypar og vassmetta sediment frå kvarandre. NGU har sidan midten av 1990-tallet gjort fleire undersøkingar, og Tønnesen (1998) gjorde på oppdrag frå IKU, avdeling for Petroleumsgeologi, georadarmålingar nord for Ramsa på Andøya. Formålet her var å kartleggje fjelloverflata, lausmassetjukkuleik og variasjonar i lausmassetypar i forbindelse med planlegging av refleksjonsseismiske undersøkingar og etterfølgjande geologisk kjerneboring. I seinare tid har både Slater og Reeve (2002) og Lowry et. al. (2009) nytta georadar for undersøkingar i myrområde ulike stader i USA, begge for å kunne seie noko om oppbygginga av myr, samt innhaldet av grunnvatn. I feltområdet som denne oppgåva omhandlar er det vorte gjort arbeid av Tønnesen (2007) og NGU på oppdrag for Universitetet i Tromsø, med tittelen "Georadarmålingar ved Endletvatn og Nedre Æråsvatn på Andøya, Nordland", men det er hittil ikkje publisert noko på dette arbeidet.

2.0 METODE

Sjølv om det berre er nytta ein metode i dette arbeidet, så er det likevel eit svært metodisk arbeid, der alt avheng av gode innsamla data. I dette kapitlet vil georadar som metode bli beskrive med utgangspunkt i den tilnærminga som er nytta i dette arbeidet.

2.1 GPR – ground-penetrating radar

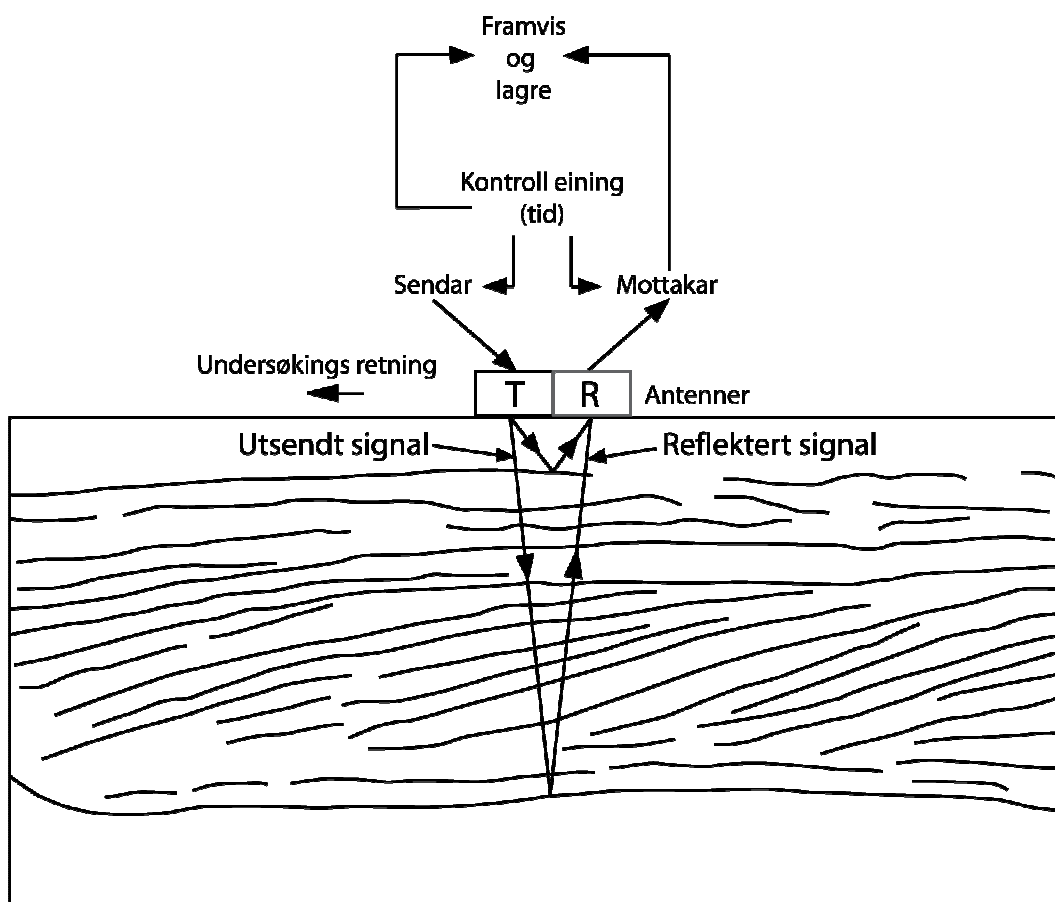
Ground-penetrating radar (GPR, også referert til som ground-probing radar, surface-penetrating radar, subsurface radar, georadar eller impulse radar) er ein ikkje-øydeleggjande geofysisk teknikk som oppdagar endringar i dei elektriske eigenskapane i undergrunnen (<50 m) (Neal, 2004: 261).

GPR er ein rask og effektiv metode for å undersøke store områder på relativt kort tid. Det vært vanlegvis brukt innafor kvartærgeologi, hydrogeologi, geoteknikk, arkeologi og miljø tekniske undersøkingar, men det kan også nyttast i utalege andre fagområde. Metoden gjev i mange tilfeller ein detaljert avteikning av strukturar og laggrenser i undergrunnen (Mauring, 1995: 5). Djupet på undersøkingane vil variere avhengig av frekvens på antenna og dei fysiske eigenskapane til grunnen, men mest vanlege penetrering er mellom om lag 1 - 20 meter djup, noko som t.d. kan hjelpe oss å lokalisere lekkasjar frå drikkevasskjelder i permafrost (jfr. egne undersøkingar gjort ved Isdammen, Longyearbyen, Svalbard) eller gjenskape topografien under torvvekst (jfr. dette arbeidet). GPR kan i fyrst nemnte tilfellet ikkje skilje ein lekkasje frå andre objekt i grunnen, t.d. iskiler og blokker, men metoden gjev grunnlagsdata slik at omfanget av boringar kan reduserast for dermed å redusere totale kostnadar ved ei undersøking (Mauring, 1995)

For den vanlege borgar, er den grunne undergrunnen kanskje det viktigaste geologiske laget på jorda (Neal, 2004: 262). Det inneheld mange av naturressursane som t.d. ressursar til byggemateriale, drikkevasskjelder og jordsmonn, samstundes som det verkar som et reservoar for menneskeleg avfall. Men også, spesielt i områder med permafrost, er det viktig å kjenne til dei øvre laga i grunnen, med tanke på oppføring av hus, næringsbygg og installasjonar (t.d. Svalbard og Sibir). GPR vært difor i stor grad vektlagt i dei nemnte fagområda, nettopp for å kunne kartleggje ulike ressursar og eigenskapar i grunnen.

2.1.1 Utstyr og bruksområde

Georadar består i hovudsak av ei sendarantenne (Tx), ei mottakarantenne (Rx), sjølve systemet (PC m/skjerm, konsoll, batteri, GPS) og leidningar til å kople utstyret saman. Dette utstyret genererer, sender ut, forplantar, reflekterer og mottar åtskilte pulsar av høgfrekvent elektromagnetisk energi i megahertz ($\text{MHz} = 10^6 \text{ Hz}$, $1 \text{ Hz} = 1 \text{ svinging/sekund}$) (Neal, 2004: 262). Dette vil i korte trekk seie at Tx sender ut ein puls (stack) nedover i grunnen, og denne pulsen blir reflektert ved overgangen mellom lag med ulike fysiske eigenskapar. Rx mottar og registrerer denne pulsen i konsollen. Innanfor et gitt tidsvindauga, kan det sendast ut fleire pulsar i eit punkt, og desse pulsane/stacksa dannar til saman ein trase, eller eit nedteikna signal på skjermen (Figur 2-1).



Figur 2-1: Generell framstilling av datainnsamling i eit enkelt punkt med GPR-systemet. T representerer sendarantenna og R representerer mottakarantenne, der signal vert utsendt, reflektert av reflektor i grunnen og mottatt. Vidare vart signalet digitalisert, framvist og lagra i systemet. Modifisert etter Neal (2004).

Utbreiinga av dei elektromagnetiske bølgiene avhenger av bakkens høgfrekvente elektriske eigenskapar, som i geologisk material i hovudsak er bestemt av dielektrisitetkonstanten ϵ_r (aukar med vassinnhald) og elektriske leiingsevne σ (aukar med ioneinnhald). Dei elektriske

eigenskapane kontrollerer EM-bølgjenes utbreiingshastigheit, demping og refleksjon. Høgare antennefrekvensar gjev betre vertikal oppløysning, men lågare penetrasjon. Val av antennefrekvens er ei avgjersle som må tas på grunnlag av om ein er interessert i stor rekkevidde i djupet, god oppløysning eller ein mellomting (Mauring, 1995: 9). Dette vært omtala nærare i avsnitt 2.1.6.

I dette arbeidet er det Malå sitt georadarsystem som er nytta, eit svensk produsert system, som har vore nytta og produsert for bygg og anlegg, men som nemnt i tidlegare arbeid, har dette som andre system vorte tatt i bruk i nye fagdisiplinar og arbeid. Systemet er samansatt av antenner (ulike antenner ut frå frekvens), ein PC med Malå si programvare for CX-monitorer, og ein Ramac-konsoll som knytt saman antenner, PC og GPS. Dette fungerer som nemnt tidligare i avsnittet, og systemet ser i prinsippet ut som i Figur 2-1, og det er vist i bruk i Bilete 1. GPSen som er kopla til systemet, er ein DGPS (differential global positioning system), noko som vil seie at ein nyttar to eller fleire mottakara for å fjerne støy, og såleis få ei meir nøyaktig posisjonering.



Bilete 1: Bruken av GPR-systemet i feltarbeid. Innerste del av Æråsdalen kan sjåast i bakgrunnen. Foto: Bjørn Kvisvik.

Heile tida medan ein køyrer georadar, er ein avhengig av koordinatar for å vite kvar profila er henta. I tillegg til den GPS som er ein del av georadaren, nyttar ein også gjerne handhalden GPS, der ein har kartdata for feltområdet lagt inn, slik at ein heile tida kan sjå kor ein har

køyr profilering, og kva områder som gjenstår. Det er altså eit viktig instrument både for orientering i felt (hand haldt), samt for prosessering av data i etterkant og for å kunne gjere seg ei geologisk, miljømessig og/eller samfunnsmessig nytte av data. Spesielt i denne oppgåva, der eit av måla er å skape eit heildekkande paletopografisk kart, er det viktig å ha gode koordinatar, for å kunne kople innsamla data saman med allereie eksisterande kartdata i ArcGIS (sjå avsnitt 2.2). Tabell over georadarprofil med innstillingar og kart med oversikt over innsamla georadarprofil kan sjåast i vedlegg I og vedlegg II.

GPS er eit satellittbasert navigasjonssystem som vart utvikla av det amerikanske forsvaret på 1960-talet. Det grunnleggjande prinsippet for å fastsetje posisjon med GPS, er måling av kor lang tid eit signal bruker frå satellitt til mottakar (SNL, 2010). Då mottakaren sin posisjon og tid vært fastsett ved hjelp av ei likning med fire ukjente; romleg posisjon i tre dimensjonar, samt mottakarklokka sitt avvik frå satellittsystemet si tidsreferanse, er ein avhengig av signal frå minimum fire satellittar for å bestemme posisjon i lengde, breidde og høgde. Dette fører til at ein i enkelt områder, til dømes tronge dalstrøk og liknande, kan oppleve problem med å få inn gode nok signal, men dette er ikkje tilfellet i dette feltområde. Når ein saman med GPR nyttar DGPS, for sikrare og meir nøyaktige posisjonar, er dette avhengig av dei same føresetnadane som vanleg GPS. Innsamling av posisjonar ved DGPS kan utførast på to ulike måtar, nemleg statisk og kinematisk. Statisk vil då seie at ein berre kjører målingar i eit punkt, medan kinematisk, som er nytta i dette arbeidet, vil seie at ein er i bevegelse. Ved innsamling av data i eit større område er kinematiske målingar mest praktisk og effektivt, men dette kan føre til noko større usikkerheit i resultata, spesielt med tanke på høgdevariasjonar. Ein kan likevel stole på at resultata vært gode nok til gjeldande arbeid.

Når det gjeld GPR-antennene som har vore nytta i dette arbeidet, har ein også der ulike variantar, nokon meir praktiske i ulendt terreng enn andre, men også med tanke på frekvens må ein gjere val utifrå kva resultat ein forventar å få. Dette fører til at val av undersøkingsføresetnadar er ganske omfattande og kan være krevjande (sjå avsnitt 2.1.7). Dei antennene som har vore tilgjengelig for dette arbeidet, saman med Malå sitt system, er 50 og 25 MHz snake-antennar, samt 100 og 200 MHz stativ-antennar. Snake-antennene er såkalla ubeskytta RTA, som i hovudsak vil seie at dei er lange pølser der sendarantenna er plassert ubeskytta i fronten, medan mottakarantenna er plassert ubeskytta bak, men ein nyttar seg av plastdeksel for å ikkje skade desse. Sjølv om dette plastdekselet er med på å beskytte antennene, kan det saman med direkte bølger i luft og øvste lag i bakken, også være orsak til

at ein får relativt mykje direkte bølger i toppen av data. Dette er ikkje noko problem, når ein er klar over at desse bølgene opptre i profilet (sjå avsnitt 2.1.5.2). Avstanden mellom sender og mottakar er for 50 MHz 3,5 meter og for 25 MHz 6,5 meter. Antennesystema for desse snake-antennene er kledd i kevlar, noko som fører til at dei både tålar svært mykje, men også er bøyelege, og såleis tilpassar seg terreng og topografi på ein svært tilfredsstillande måte. Ein drar desse antennene bak seg ved hjelp av belte og karabinkrok. 100 og 200 MHz antennene er satt saman i eit trestativ, der antennene er beskytta inne i plast, og avstanden mellom antennene er 1 meter for 100 MHz, og 0,5 meter for 200 MHz. Desse antennesystema kan nyttast på fleire måtar enn snake antennene, men i denne samanhengen vart sendarantenna plassert i front, medan mottakarantenna vart plassert bak på ei presenning som er spesiallaga for akkurat dette. Denne presenningen med antennene montert på, vart dratt etter personen i felt. Konstruksjonen med trestativ og presenning er svært avstiva og lite topografivennleg, noko som fører til at det ofte plar velte, og såleis vart målingane og resultatane dårlege. Dette systemet fungerer nok mykje betre på jamn og solid grunn.

Når ein kjem innpå bruksområde for GPR, er det nesten berre fantasien som er avgrensinga. Det er vorte nytta i generell kvartærgeologisk kartlegging, kartlegging av fjelltopografi under lausmassar, grunnvassundersøkingar, miljøtekniskeundersøkingar, kartlegging av sand og grusressursar, kartlegging av kull-, myr og torvførekomstar, geotekniskeundersøkingar, arkeologiskeundersøkingar, undersøkingar i snø/is/permafrost m. fl. Metoden og framgangsmåten ved dei ulike undersøkingane er stort sett den same, men val av frekvens, antenne, ”køyretøy” og innhentingemetode kan variere. Desse innhentingemetodane er som følgjer:

- Odometer/lengdemålingar: Ein koplar eit hjul til systemet, og stiller inn ei lengdeeining der det skal føretakast målingar (t.d. 0,5 meter) eller ein kan ha ein trå kopla til systemet, slik at det vart gjort målingar kvar gong ei viss lengde vart trekt ut.
- Manuelt: Ein bruker ein ”trigger”, og trykker på denne når det er ynskt å foreta måling.
- Kontinuerlig/tidstrigger: Ein stiller inn systemet på eit gitt tidsintervall, og målingar vart då føretatt ved dette tidsintervallet (t.d. kvart 0,2 sekund).

I dette arbeidet er det tidstrigging som er nytta, då det vart funne mest praktisk og effektivt. Alternativet ville vart å nytta lengdemålingar ved hjelp av trå, men då dette fører til at ganske mykje trå vart liggande etter ei profilering (og ein difor også måtte ha plukka inn denne) vart

ikkje denne metoden nytta. I tillegg er delar av området verneområde, noko som gjer det særskild viktig å ikkje leggja igjen spor etter arbeidet. Nokre ulemper med tidstrigging er at ein er svært avhengig av å halde ganske jamn fart heile tida, då tid nytta på ei profil, vært omgjort til lengda på profila. Dette gjer at dersom topografien er ujamn, og ein ikkje klarer å halde jamn fart, vært lengda på profilen noko feil. Ein kan frå dette få forskyvingar i djupet, då ei forskyving i lengderetninga, vil auke med auka djup (sjå dipping structure i avsnitt 2.1.5.2). Ein har forsøkt å løyse dette med hjelp av handhalden GPS, der ein kan velje å ha fartsmåling, og ein har freista å halde ei hastigheit på om lag 4 km/t, slik at jamnast mogeleg hastigheit vært haldt gjennom ei profilering. Det er også mogleg å jamne ut ulikskapar i lengda i eit profil, gjennom å nytte seg av prosesseringssteget "spatial interpolation" (sjå kapittel 3.0). Ein definerer då ei ny avstand mellom kvar trasè, noko som gjer at ein få ei utglattung av profilet, og at distansen mellom målingane vært utjamna.

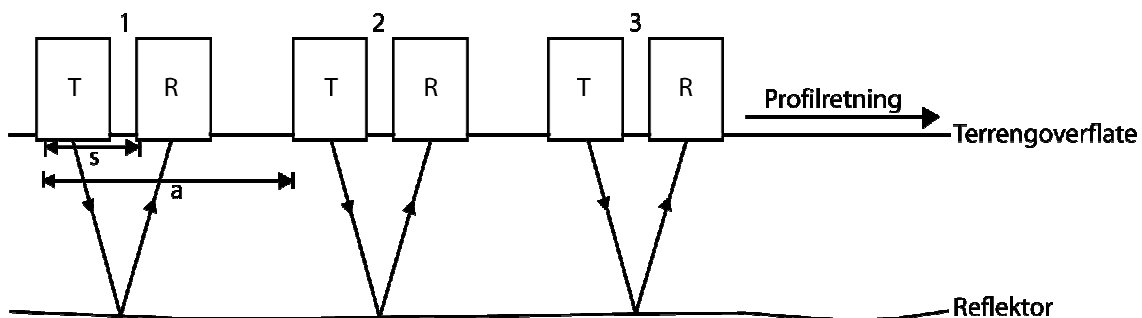
Bruksområda som vil være mest aktuelle i dette arbeidet er kvartærgeologisk kartlegging (lausmassar under torv) og kartlegging av fjelltopografi under lausmassar. Ved det fyrstenemnte bruksområdet har georadar vist seg å gje ei svært detaljert avteikning av strukturar i lausmasseavsetjingar. Dette gjev informasjon om avsetjingsforhold, jordartstypar og stratigrafi. Når det gjeld kartlegging av fjelltopografi under lausmassar, gjev denne metoden vanlegvis ein detaljert avteikning av fjelltopografien under lausmassar dersom dei overliggende sedimenta er vassmetta (Mauring, 1995).

2.1.2 Måleteknikkar

Det er tre hovudteknikkar for utføring av georadarmålingar; ”common off-set” profilering, ”common mid-point” (CMP) (ved hastigheitsanalyse) og gjennomlysning (tomografi). I tillegg kan målingar utførast ved ein kombinasjon av profilering og CMP. I dette arbeidet er det berre profilering og CMP som er nytta, og difor er ikkje dei andre nemnt vidare.

2.1.2.1 ”Common off-set” profilering

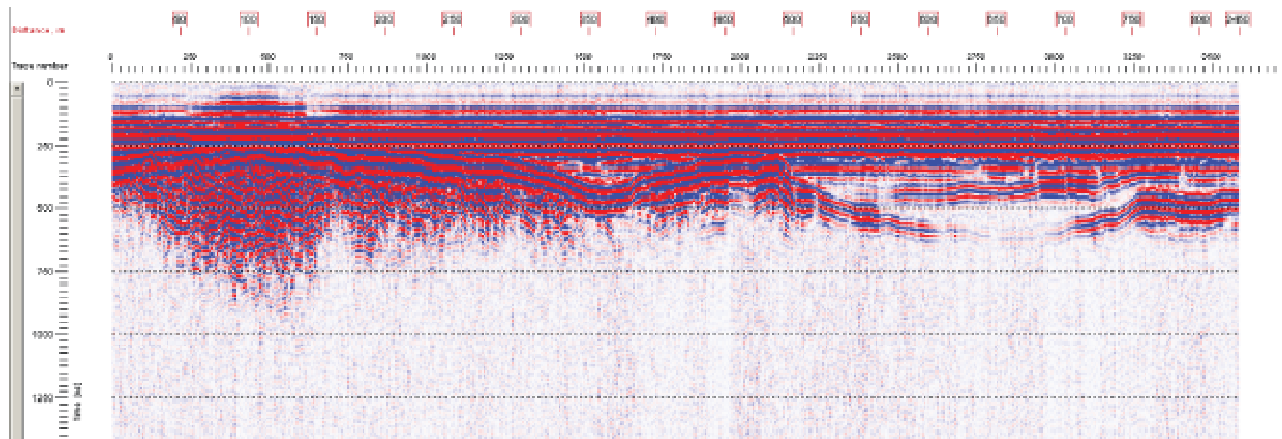
Ved profilering vart målingane utført som vist i Figur 2-2.



Figur 2-2: Vanleg profilering med georadar. T syner sendarantenne og R syner mottakarantenne. S syner antenneavstanden, og a er flyttavstanden mellom kvart målepunkt. Modifisert etter Muring (1995).

Antennene kan orienterast i andre retningar enn det som er vist i figuren, men i dette arbeidet er det sendarantenne fremst og mottakarantenne bak som er nytta. På førehand er opptaksparametrane, deriblant antenneavstand (s) og flyttavstand (a) bestemt. I kvart målepunkt har ein som oftast moglegheit til å foreta fleire registreringa, dette er kalla ”stacking”. På denne måten veks signal/støyforhaldet og dermed datakvaliteten (Muring, 1995: 32). Etter å ha gjort målingar i utgangsposisjon, flytter ein begge antennene fram med ein gitt avstand (a) i profileringsretning til neste posisjon, ny måling utførast, og deretter same prosedyre til ynskt profil er tatt. Dersom ein gjer målingar etter bil, ATV, scooter e.l. og ein nyttar seg av odometerhjul, vart målingane gjort automatisk ved ein gitt avstand, eventuelt gjere målingar ved eit gitt tidsintervall. Det er sist nemnte metode som, bortsett frå eit par CMP-målingar, er nytta i denne oppgåva.

Døme på ei uprosessert georadarprofil mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn på Andøya er vist i Figur 2-3.



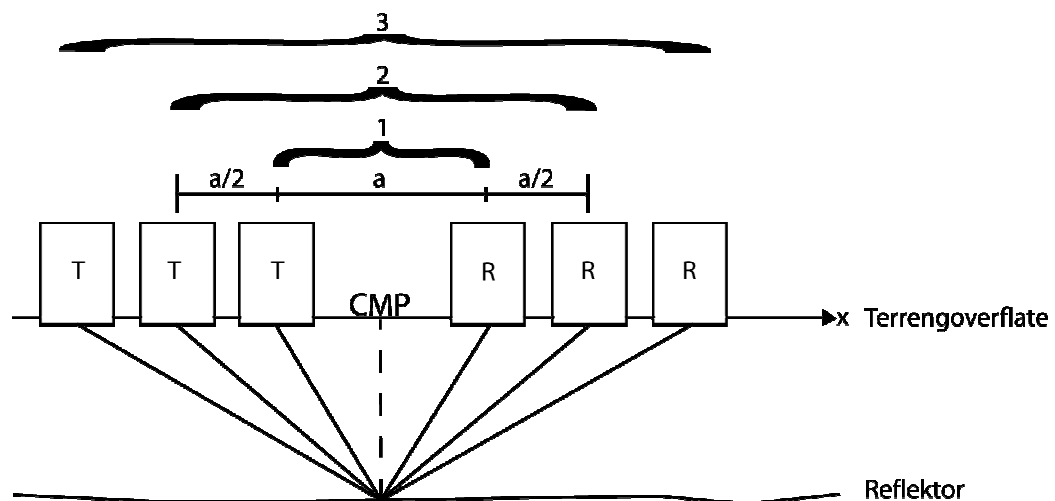
Figur 2-3: Figuren viser døme på rådata frå vanleg georadarprofilering (frå Andøya). Signal djupet (i nanosekund) er vist i y-aksen (loddrette), medan x-aksen (horisontale) viser distanse i profileringa.

2.1.3 Hastigheitsanalyse

Når ein køyrer ei GPR-profil, er ein som oftast ute etter å finne djup ned til eit punkt, eller hastigheita i materialet. Hastigheita vil ein freiste å finne, for den er ganske eigen for eit materiale, og ein kan såleis finne ut kva materiale ein undersøker. Hastigheita kan ein finne dersom ein har ein kjend avstand, og motsatt kan ein finne avstand dersom ein veit hastigheita i materialet. Når ein veit hastigheita, kan ein konvertere ”two-way travelttime” i tidsseksjonen, til djup. Det finst fleire metodar for å kome fram til dette.

2.1.3.1 CMP - ”common mid point”

Ei CMP-måling vært nytta til hastigheitsanalyse for djupnekonvertering av opptak (Mauring, 1995). Målingane føregår ved at det vært målt i fyrste posisjon med antenneavstand a . Etter at denne målinga er utført, vært kvar antenne flytta vekk frå eit felles midt punkt (CMP), med avstanden $a/2$, til neste posisjon, sånn at den totale flyttlengda vært a . Ny måling vært utført, og antennene flyttast vidare til tredje posisjon osv.(Figur 2-4).



Figur 2-4: Illustrasjon av CMP-målinger for hastighetsanalyse. T syner sendarantenne og R syner mottakarantenne, medan a syner utgangsavstand, og $a/2$ syner flyttavstand til neste posisjon. Modifisert etter Mauring (1995).

Refleksjonar frå undergrunnen vil då ideelt sett komma frå same punkt på ein reflektor som er planparallellell med overflata (Mauring, 1995: 32). CMP-målingar fungerer difor absolutt best i områder med horisontal stratigrafi. Utskrift av det ferdige profilet vil vise reflektorar som hyperblar i tidsseksjonen (Figur 2-5 - a).

Ein nyttar i denne metoden auke i "two-way-traveltime" (TWT), til å kalkulere gjennomsnittleg bølge hastighet til ein gitt reflektor, og når denne gjennomsnittshastigheita er kjend, kan ein rekne TWT om til einingar for djup. Vidare er det naudsynt med ein tidskorreksjon for å gjere hyperblane om til ei rett linje. Denne tidskorreksjonen er avhengig av hastigheita (v) i mediet ned til ein reflektor, samt avstanden (x) mellom antenner og djup til reflektor. Korreksjonen vart kalla "normal move-out" (NMO), og størrelsen på korreksjonen er gitt ved;

$$V = \sqrt{\frac{x^2}{2\Delta T \cdot t_0}}$$

der:

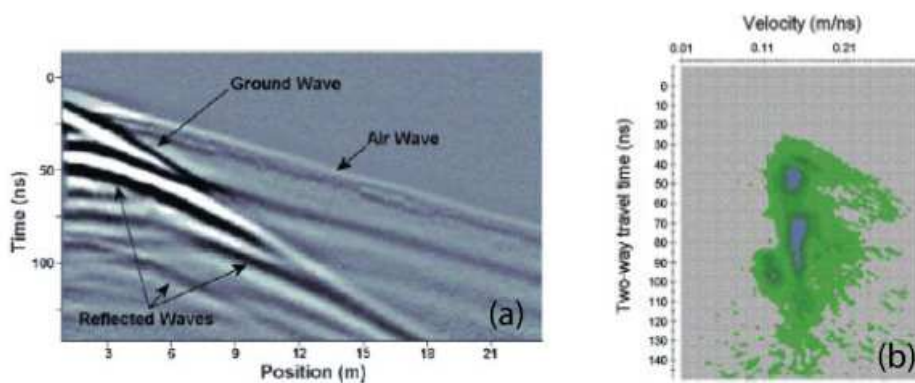
$V = \text{hastighet}(m/ns)$

$x = x_2 - x_1$ (distanse i profilen)

$\Delta T = t_2 - t_1$ (djup i tid, i profilen)

$t_0 = t_1$

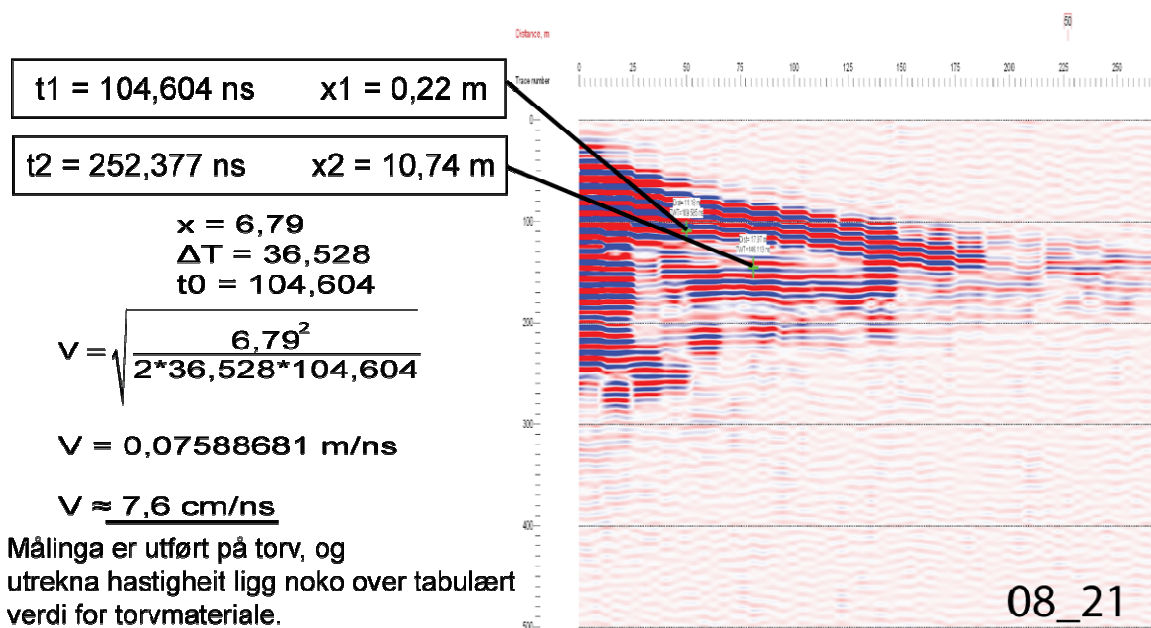
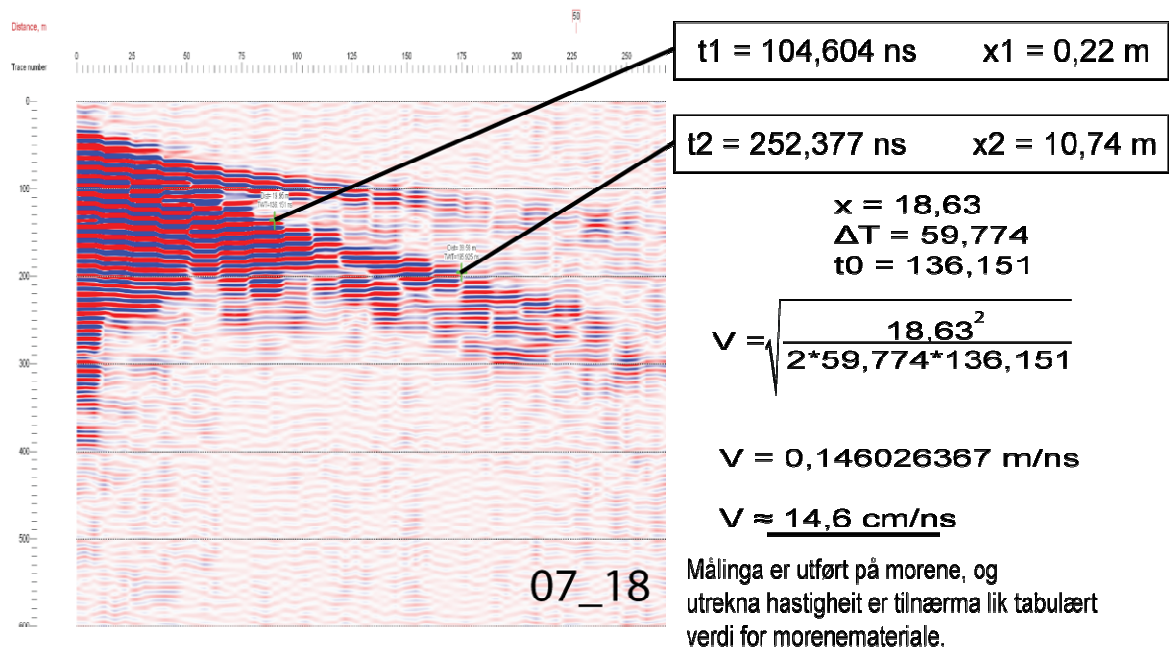
Ei hastigheitsanalyse kan sjå ut som (Figur 2-5 - b).



Figur 2-5: Døme på refleksjonar ved CMP-måling, der dei reflekterte bølgjene er markert nedst i profilet (a), og hastigheitsanalyse utført i programvare (b) (Salih, 2005).

Dømet i Figur 2-5, er utrekna ved hjelp av programvare, men dette kan også gjerast manuelt.

Ei slik CMP-rekning vil gje noko større usikkerheit, og kjem meir an på kvaliteten på innsamla data. Døme på ei manuell hastigheitsutrekningar ved hjelp av innsamla CMP-målingar kan sjåast i Figur 2-6.



Figur 2-6: Hastigheitsutrekning på innsamla CMP-målingar der punkta er markert på reflekterte bølger, og vidare utrekna i formel for hastigheitsrekning.

Om ein samanliknar hastigheitene med dei tabulærte verdiane i Tabell 1, ser ein at dei ein har kome fram til gjennom CMP-rekning ligg noko høgt. Dette er ei av orsakene til at det i staden har vorte nytta hastigheitar som ein har kome fram til gjennom kjend avstand ned til reflektor (sjå avsnitt 2.1.3.5). Dersom ein ikkje hadde hatt kjerne frå området, måtte ein truleg nytta seg av hastigheitene frå CMP-målingane, noko som hadde gitt større feilmargen i vidare arbeid.

2.1.3.2 Tabulerte verdier

Ved å anta kva materiale ein gjer målingar på, og deretter finne ut den dielektriskekonstanten ϵ_r for det gitte materialet gjennom t.d. tabell 1, kan ein rekne ut hastigheita ved formelen;

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

der C er lysets hastigheit som $= 2,998 \times 10^8 \text{ m/s}$.

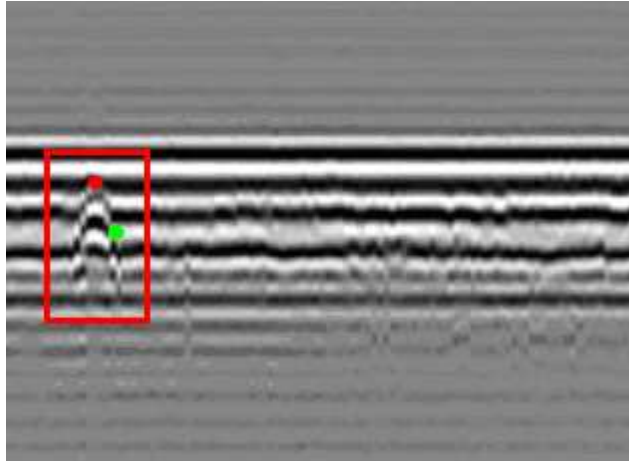
Dette vil være ein ganske usikker metode for å finne hastigheita, dersom ein ikkje er ganske trygg på kva materiale ein har med å gjere, samt at om ein veit materiale, vil den dielektriskekonstanten variere med vassinnhald, og dette er vanskeleg å vite noko om.

2.1.3.3 Empirisk metode

Ein målar tettleiken ρ , til eit materialet for deretter å kunne kalkulere den dielektriskekonstanten ϵ_r . Vidare bruker ein same formel som i avsnitt 2.1.3.2.

2.1.3.4 Tilpassing og kalkulering av hyperblar

Bruk av hyperblar frå profilering er kanskje ein av dei vanlegaste og mest presise metodene å nytte for å finne hastigheita i eit materiale. Ved hjelp av avansert programvare, kan ein teste ut hastigheiter, for såleis å sjå kva hastigheit som gjer best tilpassing av hyperblane. Dersom ein ikkje har tilgang på denne programvara, kan ein likevel bruke hyperblane til liknande utrekningar. Dette gjer ein ved å velje toppunktet i ein hyperbel x_0 , og eit vilkårleg punkt x_1 , lenger nede på hyperbelen i tidseksjonen. Dette kan sjå ut som vist i Figur 2-7. Hyperbelen er markert inne i den røde firkanten, toppunktet x_0 i hyperbelen er markert med rødt, medan x_1 er markert med grønt.



Figur 2-7: Døme på hastigheitsanalyse ved kalkulering av hyperbel, der punkta syner plassering i hyperbelen. x_1 = raud og x_2 = grøn. Informasjonen (djup i nanosekund og distanse i profilet) er nytta for å rekne hastigheit.

Sei då at x_1 ligg på eit djup som tilsvargar 200 ns (nanosekund, 10^9 sekund), og ein distanse langs profileringa som er 0 meter, medan x_2 ligg på eit djup som tilsvargar 235 ns, og ein distanse i profileringa på 20 meter. Då får ein formel jamfør avsnitt 2.1.3.1:

$t_0 = 200 \text{ ns}$, som då er x_1 sitt djup.

$\Delta t = 35 \text{ ns}$, som er skilnaden i tid på djupet mellom x_1 og x_2 .

$x = 20$ meter, då dette er skilnaden i avstanden mellom punkta i profileringsretning.

Dersom ein sett dette inn i formelen;

$$v = \sqrt{\frac{x^2}{2\Delta t \times t_0}}$$

då får ein;

$$v = \sqrt{\frac{20^2}{2 \times 35 \times 200}}$$

$$v = 0,169 \approx 0,17 \text{ m/ns}$$

Dersom ein går inn i ein tabell og sjekkar denne hastigheita, finn ein at desse målingane er utført på kald/polar is (utført på Svalbard).

2.1.3.5 Kjent avstand ned til reflektor

Dersom ein kjenner djupet ned til eit objekt (reflektor), kan ein nytte denne kunnskapen, ved hjelp av reflektorflaten til objektet for å rekne ut hastigheita i materialet. Då sit ein med kunnskap om TWT og djupet ned til objektet, og dette er tilstrekkeleg for å kunne rekne ut hastigheita i materialet, og såleis anta kva materiale ein undersøker. Dette gjer ein ved hjelp av fylgjande formel.

$$s = v \times t, \text{ der}$$

s = målt djup,

v = hastighet, og

t = halve TWT (ned til reflektor).

I dette feltområdet er det tatt ei 10 meter lang kjerne (33V 541788 A 7683305 N) av Rienk Smittenberg og Axel Birkholz frå *Climate Geology Group, Department of Earth Science, Geological Institute, ETH Zürich*, der dei har fått om lag 4 meter med torv. Når ein veit djupet ned til reflektor, og har målingar frå dette området, kan ein ved hjelp av kjend djup og tida signalet brukar tur/retur reflektor, rekne ut hastigheita ved å snu på formelen vist tidligare i avsnittet. Formelen blir då,

$$v = \frac{s}{t}, \text{ der ein får svaret i cm/ns.}$$

Då informasjon om denne kjernen er mottatt etter gjennomført feltarbeid, var det diverre inga profil som gjekk nøyaktig i same punkt som kjernen, men ved hjelp av utrekningar på nærliggande profil, har ein fått ein estimert hastighet på 3,72 cm/ns (Figur 2-8), noko som tilsvare ein dielektriskkonstant tilnærma lik 70. Det har vorte gjort hastighetsrekning ut frå tre ulike profil, der den eine av dei vart forkasta pga. for låg hastighet, medan den eine som nemnt gav hastighet på 3,72 cm/ns (figur 2-9) og den tredje gav ei hastighet på 3,33 cm/ns, noko som er same som hastighet for ferskvatn. Dette kan forklarast med at djupet ned til reflektor i desse profila antakelegvis er større enn i punktet kjernen er teken. Dette vil gje ei høgare tid for signalet tur/retur reflektor, i forhold til det djupet ein har nytta (jf. kjerne).

Forutan om den som er framstilt her (figur 2-9), kan ein sjå dei andre utrekningane i vedlegg III og IV.

Ein kan også, når ein veit djupet ned til reflektor, ved hjelp av prøving og feiling i prosesseringsprogrammet, finne ei hastigheit som gjer at ein får om lag same djupneresultat ved prosessering av data frå nærast moglege same punktet, og vidare nytte dette som proxy, og bruke denne hastigheita på alle profila. Det vært ikkje heilt nøyaktig, men for å få det heilt nøyaktig måtte ein i utgangspunktet tatt ein CMP-måling eller ei kjerne ved alle profila, og dette ville gjort arbeidet svært tidkrevjande. Ein lyt difor komme fram til ein hastigheit, å ta utgangspunkt i at eigenskapane til grunnen er nokolunde like i eit homogent område.

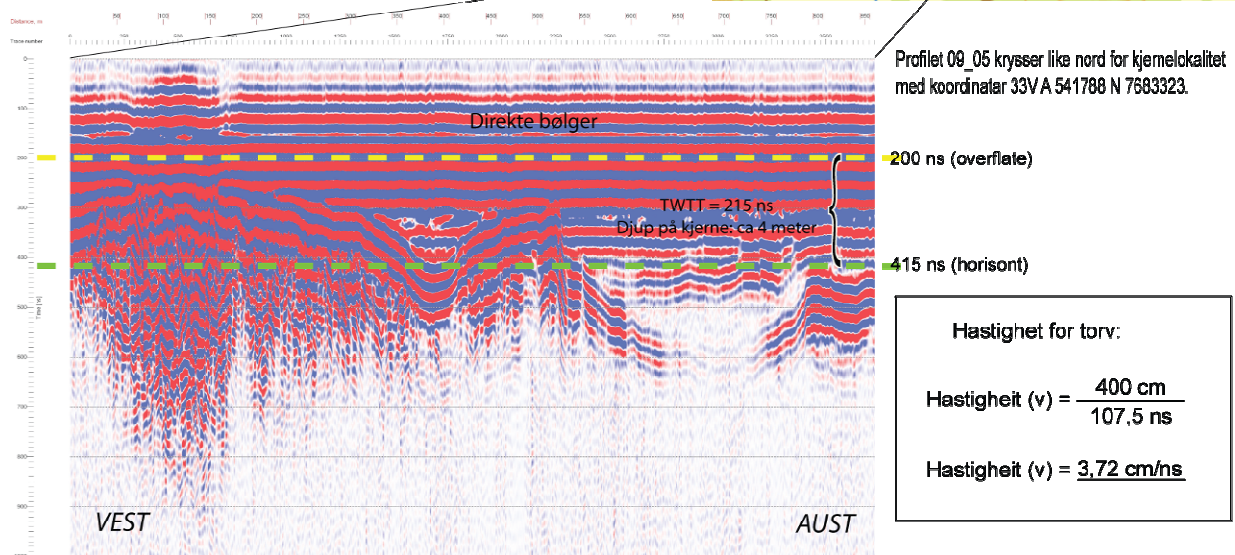
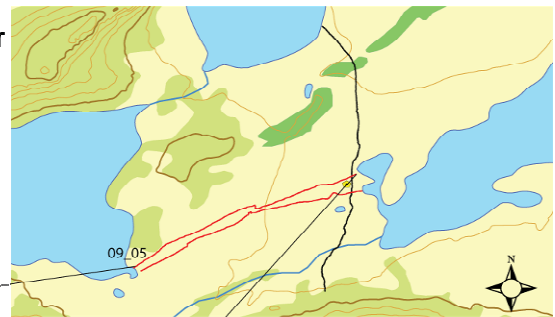
Utrekning av hastigheit med kjend avstand ned til reflektor

(djup og Two Way Travel Time)

Data henta frå profil 09_05 og kjerne (33V A 541788 N 7683305)

$$\text{One Way Travel Time (OWTT)} = \frac{\text{TWTT}}{2}$$

$$\text{Hastigheit (v)} = \frac{\text{Distanse (djup)}}{\text{OWTT}}$$



Figur 2-8: Visualisering av kjernelokalitet, og utrekning av hastigheit basert på kjend avstand ned til reflektor.

2.1.4 Teori og prinsipp bak GPR

Som nemnt sender pulsradaren korte pulsar av høgfrekvent elektromagnetisk-energi (10 – 1000 MHz) ned i grunnen. Vidare er det dei elektriske eigenskapane til undergrunnen som fastsett utbreiinga av desse pulsane. Dei elektriske eigenskapane er kjenneteikna ved; elektriske leiingsevne σ , dielektriskkonstant ϵ_r og magnetisk permeabilitet μ . Det er variasjonar i dei dielektriske eigenskapane som gjev opphav til refleksjonar, og desse avhenger fyrst og fremst av vassinnhaldet i eit geologisk materiale (Mauring, 1995).

Dielektriskkonstant vanlegvis uttrykt med ϵ_r , også kalla relativ permittivitet, beskriv forholdet mellom permittiviteten for et materiale og permittiviteten til det tomme rom (vakuum). Denne storleiken er eit mål for en isolators evne til å bli elektrisk polarisert (Smith-Meyer et al., 2004). Dielektrisiteten aukar med auka vassinnhald, og uttrykket er eigentleg litt misvisande, då den også varierer med ulik frekvens i eit materiale, ϵ_r er likevel konstant innanfor gitte frekvensområder.

Elektrisk leiingsevne σ , eller elektrisk konduktivitet, er eit mål for evna eit stoff har til å leie elektrisitet (Smith-Meyer et al., 2004). Elektrisk leiingsevne aukar med auka ioneinnhald i eit materiale.

Magnetisk permeabilitet μ , er evna eit materiale har til å la seg magnetisere.

Den elektriske leiingsevna σ , påverkar rekkevidda for EM-bølgjer i djupet. Rekkevidda for bølgjene minkar ved auka leiingsevne, og signala dempast kraftig i godt leiande materiale t.d. marine avsetjingar, noko som fører til at det ikkje er mogeleg å få refleksjonar frå større djup dersom ein støyter på slikt materiale. Dempinga aukar også med auka frekvens på utsendt signal. Ved målingar over lausavsetjingar egner metoden seg best ved tørre, grovkorna avsetjingar, men fungerer vanlegvis også bra ved målingar over grove, vassmetta avsetjingar, til tross for auka leiingsevne. Dette fordi vassmetta avsetjingar har større dielektrisitet, eit forhold som gjev betre forplanting av EM-bølgjer. Ei grov utrekning (tommelfingerregel) for penetrasjonsdjupet dersom ein ser bort frå antennefrekvens er gitt ved (Mauring, 1995: 9);

$$d_{\max} < \frac{35}{\sigma}$$

d_{\max} = maks penetrasjonsdjup.

σ = elektrisk leiingsevne.

2.1.5 Elektromagnetiske bølger

Dei elektromagnetiske bølgene som ein nyttar i samband med georadar, har som nemnt ein frekvens på mellom 10 og 1000 MHz. Då 1 MHz tilsvarer 10^6 Hz, tilsvarer altså frekvensområdet for signala i bruk, frå 10^7 til 10^9 Hz. Dette er same frekvens som FM-radio og TV vært sendt på (før digital-TV). Ved ein lav frekvens innan for dette området, er bølglengda relativt lang, men med auka frekvens vil bølglengda minke, og ein vil få tettare svingingar.

2.1.5.1 EM-bølgjers forplanting og rekkevidde

Utsending, forplanting, refleksjon, refraksjon og diffraksjon av EM-bølgjer er basert på Maxwells-likninga. Denne sei mellom anna noko om korleis forplantinga og dempinga av elektromagnetiske bølger er kontrollert av ulike faktorar, som t.d. den dielektriskkonstant ϵ_r , elektriske leiingsevne σ og magnetisk permeabilitet μ . Ved hjelp av desse faktorane beskriv likningane samanhengen mellom det elektriske og magnetiske feltet til ei EM-bølgje uttrykt ved dei elektriske og magnetiske eigenskapane til mediet som EM-bølgja vært forplanta gjennom (Mauring, 1995). Det er altså dielektrisitetskonstanten som har størst betydning for utbreiingshastigheita i eit gitt materiale, og denne er som nemnt kontrollert av vassinnhaldet. Men dersom leiingsevna til materialet er for høg, fører dette til for god forplanting av det utsendte signalet, og ein får såleis ikkje tilbake noko signal. Det er dette som gjer at ein ikkje får gjort gode målingar i områder med for høgt ioneinnhald i materialet, t.d. kystnære områder og/eller i områder med marinleire og andre marine sedimentar.

Tabell 1: Typiske verdier for dielektrisitetskonstant, hastighet og demping i vanlege geologiske materialer. Modifisert etter Neal (2004) og Mairing (1995).

Materiale	Relativ Dielektriskkonstant (ϵ_r)	Hastighet for elektromagnetiske bølger (cm/ns)	Demping (α dB/m)
Luft	1	30	0
Fersk vatn	80	3,33	0,1
Salt vatn	80	1	1000
Tørr sand og grus	3 – 10	9,0 - 15,0	0,01
Vassmetta sand og grus	20 - 30	6	0,03 - 0,3
Leire	2,5 – 5	9,0 – 12,0	1 - 300
Vassmetta leire	15 - 40	5,0 - 7,0	1 - 300
Silt	5 – 30	7	1 - 100
Morene	7,4 – 21,1	10,0 – 12,0*	inga verdi
Vassmetta morene	24 – 34	10,0 – 12,0*	inga verdi
Ferskvass torv/myr	57 – 80	3,33 – 6,0	0,3
Grunnfjell	4 – 6	12,0 - 13,0	0,01 - 1
* Vassmetta og ikkje-metta verdier kan ikkje skiljast			

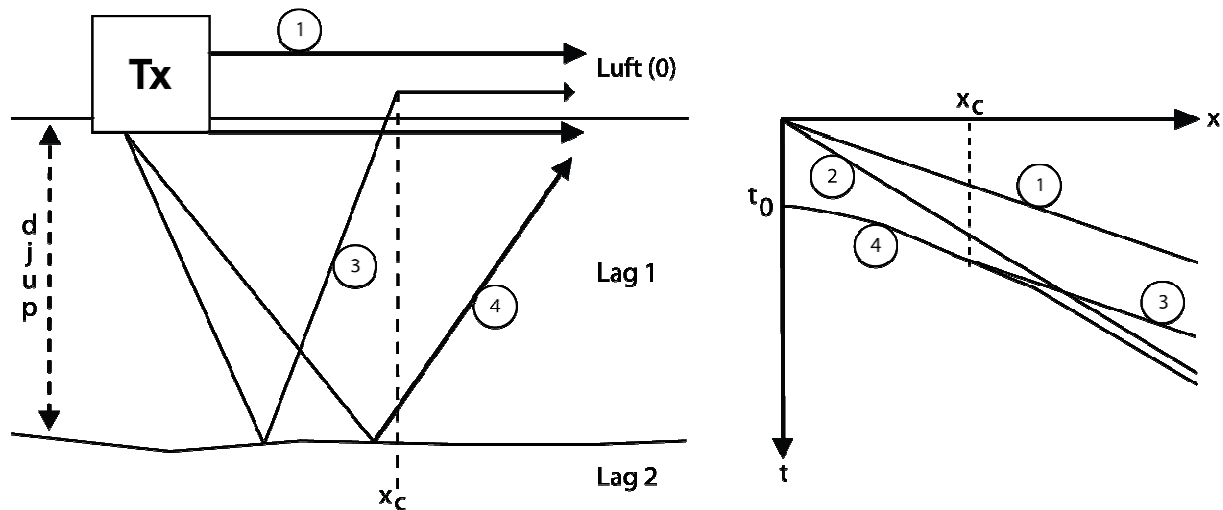
For utanom dielektrisitetskonstanten og leiingsevna til eit materiale, vært altså rekkevidda og forplantinga til EM-bølger styrt av dempinga eller skinndjupet. Denne kan uttrykkast med;

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

der δ er skinndjupet, og α er dempinga for eit bestemt materiale. Skinndjupet varierer altså i materiale med ulik dielektriskkonstant og leiingsevne. Låg leiingsevne gjev lågt skinndjup, dvs. låg ”innsikt” (penetrasjon). Men med dagens utstyr (som har høg ytingseffekt) er det teoretiske skinndjupet tilnærma lik eit forventa penetrasjonsdjup (Mairing, 1995: 13).

2.1.5.2 EM-bølgjers geometri

Når ein sender ut eit signal med georadaren, er det ikkje alt som går den ”vegen” ein er interessert i, og gjer refleksjonar av dei laga ein ynskjer. Dette er viktig å være klar over, slik at ein ved prosessering kan ta omsyn til dette. Ein kan også oppleve at ein får feil utslag pga. t.d. brot på eit horisontalt lag. Dei vanlegaste hendingane i eit georadarprofil kan framstillast som i Figur 2-9.



Figur 2-9: Figuren syner dei vanlegaste bølgebaneer ved profilering (venstre) og korleis desse er representert i eit opptak. Tx representerer sendarantenna. Modifisert etter Fischer et al. (1992).

Direkte bølger

Hendinga markert som 1 i Figur 2-9, syner elektromagnetiske bølger som går direkte mellom antennene gjennom luft. Denne blir vist som det øvste utslaget i datavisning, og hastigheita på detta kan framstillast som:

$$V_0 \approx C = 2,998 \times 10^8 \text{ m/s}$$

som er lysets hastighet i luft.

Hending 2 er direkte bølger som går i øvre lag i bakken. Dette er nest øvste utslaget i datavisninga, då det går har noko lågare hastighet og bruker litt lenger tid en direkte bølga i luft.

Refrakterte bølger

Den 3 hendinga i figuren syner reflekterte EM-bølger som deretter er kritisk refraktert langs grenseflata terrengoverflata/luft (Mauring, 1995). Denne har ei hastighet avhengig av

materiale før og etter refleksjon, men etter refraksjon, aukar denne hastigheita til den same som hending 1.

Refleksjonar

Hending 4 er reflekterte EM-bølgjer, og det er desse signala ein i hovudsak er ute etter i eit GPR-profil. Tovegs-gangtid, dvs. tida signalet bruker til og frå ein refleksjon, for ei bølge er gitt ved:

$$t = \frac{\sqrt{x^2 + 4d^2}}{V_1}$$

der d er djupet på bølga og x er avstanden. Denne likninga kan omskrivast til;

$$\frac{V_1^2 t^2}{4h^2} - \frac{x^2}{4h^2} = 1$$

Dette er ein hyperbel, og refleksjonar opptrer difor gjerne som hyperblar i tidsseksjonen (Mauring, 1995).

I tillegg til desse hendingane kan ein få såkalla ”artifacts” eller kunstige refleksjonar i georadardata. Dette er utslag som ein må vite om, og kan være naudsynt å ta omsyn til ved prosessering. Den fyrste kunstige refleksjonen er diffraksjon. Dette er ein refleksjon ein kan få dersom det utsende signalet støyter på eit enkelt punkt (rør o.l.), blokker i lausmassar, eit reflektorbrot eller brot i horisontale lag i grunnen. I staden for at energien i det utsende signalet vært reflektert eller refraktert, vært det i sånne tilfeller diffraktert, eller spreidd (opp mot 360°) frå refleksjonspunktet. Diffraksjonar, kan som refleksjonar gje seg til kjenne som buer, ”paraplyar” (eller hyperblar) i tidsseksjonen, der toppunktet lokaliserer toppen på kjelda til diffraksjonen. Ein anna kunstig refleksjon ein må være klar over er multiplar. Dette er ei hending som har gjennomgått meir en ein refleksjon før det vært registrert i mottakarantenna. Kraftige reflektorar som grunnvasspeil o.l. kan gje multiplar. Ei slik hending gjer seg til kjenne i tidsseksjonen ved at den opptrer med dobbel gangtid og med dobbel helling i forhold til primære refleksjonar (Mauring, 1995). Prinsippet bak den neste feilkjelda, ”dipping structure”, er at dersom ein har eit skrålag som gjev refleksjon ved undersøking, kan dette skrålaget i røynda være skråare enn det resultatet av refleksjon syner. Dette er på grunn av at

reflekterte signal vært litt forskyvd i lengde retninga, og denne forskyvinga aukar med auka djup. Som nemnt i avsnittet om utstyr og bruksområde (avsnitt 2.1.1), er dette eit problem ein kan støyte på ved tidstrigging av profil.

Den siste kunstige reflektoren, har namnet kompleksstruktur, og ligg i grensesona til ein kunstig refleksjon då det eigentleg syner det som verkeleg er i undergrunnen. Dette er noko ein kan støyte på dersom grunnen er for kompleks, det vil seie at ein har ulike lag og materiale som inngår i kvarandre, ein har ei miksa samansetning eller er blanda. Dette fører til at det blir vanskeleg å skilje ulike materiale frå kvarandre. Dette er ein typisk refleksjon for morene, og opptrer difor i ein del profil i dette arbeidet, men det vært ikkje sett på som noko problem her, då desse refleksjonane skil seg svært godt frå myr/torv, og overgangen frå dette til sediment og berggrunn.

2.1.6 Penetrasjon og oppløysning

Når ein kjører eit georadarprofil, må ein på førehand vite noko om kva ein er interessert i å finne ut. Penetrasjonen og djupnadsrekkevidda varierer i ulike materiale avhengig av frekvens på antenna, og val av antennesystem avhenger om ein ynskjer høg oppløysning eller stort penetrasjonsdjup. Som nemnt tidlegare gjev høg antennefrekvens betre vertikal oppløysning, men dårlegare penetrasjon. Val av antennefrekvens er difor ein avgjersle som må takast på grunnlag av om ein er interessert i stort djup eller god oppløysning. Oppløysning avhenger også av bølgjelengda, men denne varierer også avhengig av frekvens.

Høg frekvens -> Låg bølgjelengde

Låg frekvens -> Høg bølgjelengde

I dette arbeidet har ein vore avhengig av være sikra god nok oppløysning, for å skilje ulike materiale frå kvarandre, men det har også vært naudsynt å ha god nok penetrasjon, for å være sikker på at ein får med overgangen frå torv til sediment eller berggrunn. Dette har ført til at ein har nytta seg av fleire frekvensar, og sjekka resultata fortløpande, for å sjå kva som har gitt best resultat. Dei frekvensane som er nytta i dette arbeidet er 25 MHz, 100 MHz og i hovudsak 50 MHz.

2.1.6.1 Vertikal oppløysning

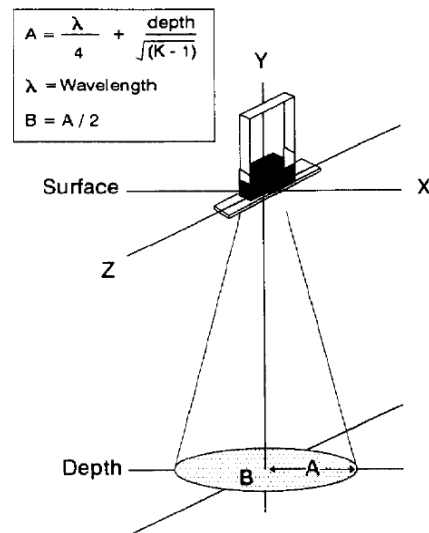
Ved ein låg frekvens, får ein altså ein høg bølgjelengde, noko som gjer at bølgene avgjer mindre energi pr. svinging, og difor når lenger ned i grunnen. Men dette fører igjen til lågare oppløysning på resultatata ein får tilbake. Motsatt gjeld for høg frekvens, då ein vil få ei låg bølgjelengde, fleire svingingar, lågare penetrasjon, men til gjengjeld betre oppløysning på resultatata. Den vertikale oppløysninga vert difor vanlegvis relatert til bølgjelengda λ , og denne kan gjevast ved:

$$\lambda = \frac{V}{f}, \quad \lambda \approx \frac{c}{f\sqrt{\epsilon_r}}$$

Overstående uttrykk gjeld for $\sigma < 10\text{ms}/m$ ($\rho > 100\Omega m$). Ein føresetnad som er oppfylt for dei fleste geologiske materiale. Av denne likninga ser ein at vertikal oppløysning aukar (bølgjelengda minkar) med aukande antenne senterfrekvens (f) og dielektrisitetskonstant (ϵ_r) (Mauring, 1995: 17).

2.1.6.2 Horisontal oppløysning

Den horisontale oppløysninga vært påverka av spreininga av signalet i grunnen, og er som den vertikale oppløysninga kontrollert av dei dielektriske eigenskapane til materialet, men den er og påverka av valt frekvens. Ein høgare gitt frekvens (og lågare bølgjelengde), gjev høgare horisontal oppløysning (Neal, 2004). Den horisontale oppløysninga vil eigentleg auke med auka djup (større "kjegle"), men då hovudprinsippet for større djup er ein lågare frekvens, er det avgrensa kor høg horisontal oppløysning ein kan få. Ein kan difor sei at den horisontale oppløysninga gjev ei maksimums horisontal refleksjonsflate ein kan nå ved ein gitt frekvens. Dette kan sjåast i Figur 2-10, der vinkelen på kjegla er definert av den dielektriskekonstant (her K). Denne modellen er svært forenkla, og kan ikkje seiast å være fullt ut representativ for den verkelege bana for signalet (Annan og Cosway, 2005: 2).



Figur 2-10: Horizontal oppløysning av ein reflektor, som syner forenkla strålebane, der vinkelen på kjegla er definert av den dielektriskekonstant (her K) (Annan og Cosway, 2005).

2.1.7 Planlegging og feltprosedyrar

Før ein tek i bruk georadar i felt, er det naudsynt med god planlegging, å orientere seg i området, og vite kva ein er interessert i å finne ut. Det er viktig å gjere god førebuing, med tanke på val av antennefrekvens, val av antenne ("snake" eller vanleg) og eventuelt val av framkomstmiddel i feltområdet. Dersom ein ikkje gjer dette grundig nok på førehand, vil prosessen med køyring av radaren være både tidskrevjande, og det kan vise seg vanskeleg å få gode resultat. Det er også svært greitt å ha i tankane kva ein skal bruke innsamla data til i ettertid, spesielt med tanke på korleis ein køyrer profilane. Slik som i dette arbeidet, der eit av måla er å danne eit paleotopografisk kart, er det naudsynt å samle inn ganske tette profil, med orientering både frå sør til nord, og vest mot aust. Dersom ein t.d. skal finne og kartleggje eit rør, så har ein gjerne eit mindre undersøkingsområde, og ein har difor andre føresetnader og omsyn ein må ta før ein startar feltarbeidet. Det kan gjerne være smart å lage ei skisse over profil ein ynskjer å gjennomføre før ein startar feltarbeidet, slik at ein kan gjere dette mest mogeleg effektivt.

2.1.7.1 Undersøkingføresetnader og val av opptaksparameter

I dette avsnittet vil det kort bli gjennomgått nokre av dei viktigaste faktorane ein må ta omsyn til ved arbeid med georadar og korleis ein ut frå desse faktorane kjem fram til opptaksparameter for undersøkinga. Desse opptaksparametrane går på dei tekniske vala ein gjer på georadaren, både når det gjeld frekvens, tidsvindauga, intervall, flyttavstand osv.

Det fyrste ein må tenkje på er kva ein vil finne ut og kva arbeid ein skal gjere med GPR. Skal ein finne objekt som rør, kablar, arkeologiske artefakter o.l., eller er ein ute etter å kartleggje grenseflater, som i t.d. geologiske og hydrogeologiske undersøkingar, der ein i hovudsak er ute etter å finne overgonger mellom ulike materiale og strukturar, som i dette arbeidet. Den fyrste faktoren ein må prøve å seie noko om før ein køyrer georadar, er forventa djup til objekt eller grenseflate. Denne kan være vanskeleg å determinere eksakt, men ein må likevel freiste å gjere dette med tanke på val av antennefrekvens. Saman med ein forventa leiingsevne og dielektrisitetskonstant på materialet ein skal undersøke, kan ein velje seg ut 2-3 antennefrekvensar å gjere målingar med, slik at ein både får resultat med ulik oppløysning, men også med ulikt djup (sjå også avsnitt 2.1.6). Det kan også være ein fordel å vite leiingsevna og dielektrisitetskonstanten til eit eventuelt objekt i grunnen, for å kunne skilje det frå andre objekt (som blokker o.l.) som kan opptre i datavisninga. Som nemnt i førre avsnitt, har ein på bakgrunn av noko usikkerheit på djup til ulike grenseflater, samt usikkerheit på eigenskapane til grunnen valt ut tre frekvensar å nytte seg av i arbeidet. Dersom ein køyrer eit par målingar med dei ulike frekvensane, kan ein fortløpande sjekke data, og finne ut kva frekvens som gjer best mogeleg resultat. Slik er ein sikra god dekning og oppløysning både vertikalt og horisontalt (sjå avsnitt 2.1.6). Når ein har valt frekvens på antenna, må ein vidare stille inn systemet for den valte frekvensen. Det fyrste ein bestemmer er tidsvindauga. Dette angjev kor lenge ein tar imot signal frå eit eksakt punkt. Dette må ein stille inn på georadaren i forkant av målinga, og det kjem an på forventa penetrasjon (altså frekvens) og hastigheita i materialet. Innanfor eit opent tidsvindauga kan ein ta opp fleire ”stacks”, som er eit utsendt og mottatt signal i eit punkt. Ein kan altså sende ut fleire stacks i eit punkt, for å gjere støykjelder og innslag av feilmarginar marginale, og resultatet av fleire stacks vært ein trase. Det har vorte valt same tidsvindauga for kjøringar med same frekvens, og desse instillingane kan sjåast saman med dei vidare nemnte opptaksparametra i tabellar i prosesseringskapittel (sjå kapittel 3.0) og i vedlegg I.

Dei andre parametra ein må stille inn på GPR systemet er samplingintervallet (prøveintervall) og samplingfrekvensen (prøvefrekvens). Når ein mottar signal tilbake til mottakarantenna (Rx), vært desse mottatt som analoge signal. Når desse vært digitalisert, må ein sjølv velje kor ofte ein skal gjere målingar på det analoge signalet, og denne tida ΔT vært kalla samplingintervall.

I følge samplingsteoremet må samplingfrekvensen være minst dobbelt så høg som den høgste frekvensen i signalet for å kunne reprodusere dette korrekt. Halvparten av samplingsfrekvensen vært kalla Nyquist-frekvensen (f_N), og dersom frekvensen (f) i signalet er Δf høgare enn Nyquist-frekvensen, vil frekvensen bli reprodusert som $f_N - \Delta f$. Dette vil seie at frekvensar som er høgare enn Nyquist-frekvensen vært gjengjeve som lågare frekvensar (Mauring, 1995). Dette fenomenet vært kalla aliasing (i tid), og vil seie at amplituden vært gjengjeve for lågt i forhold til kva den verkeleg er. For å unngå dette må samplingsintervallet ΔT være;

$$\Delta T \leq \frac{1}{2f}, \text{ der } f \text{ er frekvensen}$$

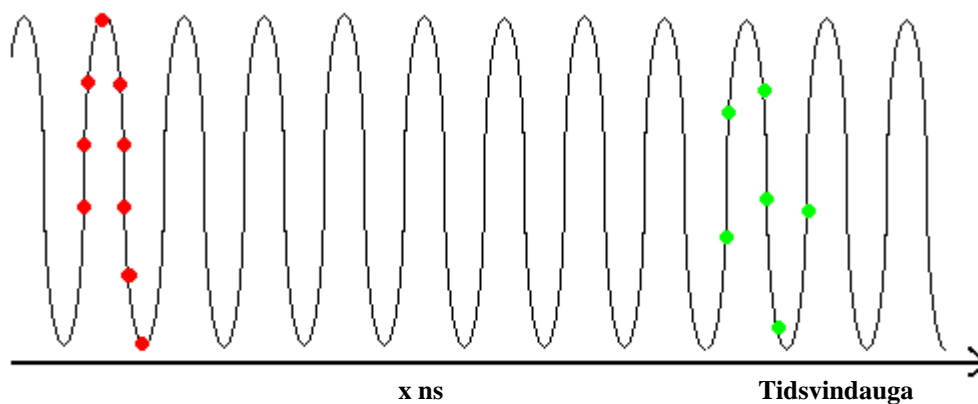
Frekvensinnhaldet til den utsendte pulsen vil ligge i eit område rundt senterfrekvensen, avgrensa til om lag 0,5-1,5 gonger senterfrekvensen. Dette gjer at for å finne ein akseptabel samplingsintervall må ein modifisere likninga til;

$$\Delta T \leq \frac{1}{3f_s}, \text{ der } f_s \text{ er samplingsfrekvensen.}$$

Det er derimot vanleg å nytte ein sikkerheitsfaktor på 2 i forhold til dette;

$$\Delta T \leq \frac{1}{6f_s}$$

Samplingintervallet blir ofte oppgitt som picosekund, 10^{-12} , noko som er ein mindre tidseining enn nanosekund, og det er difor rom for å ta opp fleire punkt på eit signal som blir utsendt i nanosekund. For lågt samplingsintervall vil gje for få punkt på signalet, men for låg innstilt samplingsfrekvens, vil også gje tap av signal, dette er begge døme på aliasing i tid.



Figur 2-11: Døme på godkjend samplingsintervall ΔT i raudt, og aliasing i tid i grønt. I dei raude punkta vært signalet attgjeve korrekt, medan det i dei grøne punkta er for stor avstand mellom punkta, og difor vil bli feil digitalisering av signalet

I Figur 2-11 er ΔT avstanden mellom dei raude punkta på linja, og det er viktig at det er nok slike punkt, for å framstille signalet riktig. Dei grøne punkta til høgre på figuren, syner døme på for høg ΔT , noko som vil føre til ei feil digitalisering av det analoge signalet, feil framstilling, og difor aliasing i tid.

Det neste ein må ta omsyn til er at GPR er eit ganske sensitivt verktøy med tanke på omgivnadar, og det er difor svært viktig å sjekke ut om det er støykjelder i nærleiken av feltområdet, då dette kan gjere bruken av georadar umuleg. Nærleiken til metall- og/eller elektromagnetiske bølgekjelder, som t.d. radiofrekvensområdet, vil føre til at GPR vært så mykje påverka, at andre metodar vil fungere betre. Dette var noko ein ikkje var heilt sikker på før ein tok til med arbeidet på Andøya, då nærområdet er militært, og det er ganske mykje satellittar i nærleika. Dette viste seg heldigvis å ikkje være noko problem. Ein anna faktor som kan påverke resultata, men også effektiviteten på arbeidet er lokalisering av og tilgjengelegheit i feltområdet. Det er raskare og enklare å foreta målingar i opent og flatt terreng samanlikna med kupert terreng og/eller tett vegetasjon, både på grunn av lettare framkommelegheit, men også for at ein i opne flate terreng lettare kan ta i bruk framkomstmiddel. Dette kan også påverke resultata i form av val av innhentingsmetode, som nemnt i tidlegare avsnitt (2.1.1). Ein får nok betre resultat dersom ein nyttar seg av odometerhjul eller lengdemålingar, men når underlaget og området ikkje tillet dette, er nok kontinuerlig forhandsinnstilt tidstrigger det best mogeleg alternativet.

Det siste ein gjerne tar omsyn til før ein går i gang med målingar, er antenneseparasjon og antenneorientering, men for det nytta GPR-systemet, er både desse parametra valt på forhand for denne typen arbeid (sjå avsnitt 2.1.1).

Avgrensingar ved bruken av GPR

Georadar er eit svært brukarvenleg verktøy, men som nemnt fleire gongar tidlegare i oppgåva, så er det faktorar som kan påverke signala både via støy, dårleg penetrasjon og dårleg refleksjon. Dette er faktorar som kan være vanskeleg å forutsjå på førehand, og det kan derfor vere naudsynt å teste om bruk av georadar er mogeleg, og eventuelt ha andre geofysiske metodar som alternativ. Eit døme på ein slik hindring kan være som nemnt i avsnitt 2.1.4., med marineavsetjingar, som har for høg leiingsevne, noko som igjen fører til at signala vært spreidd for godt, og ein difor ikkje får refleksjonar frå lag under det marine laget.

2.1.8 Tolking

Når ein skal tolke dei ferdig prosesserte resultata, baserer dette seg på gjenkjenning og samanknytning av refleksjonar og refleksjonsmønster. Ut frå dette trekker ein inn geologi og kvartærgeologi der ein kan knytte resultata opp mot teori om avsetjingsformer og eventuelt kan trekke inn resultat frå andre undersøkingar. I dette arbeidet vil det nok som sagt være mest aktuelt med køyring av GPR på lausmasseavsetjingar, og dette vil difor kort bli nemnt.

2.1.8.1 Tolking av strukturar i lausmasseavsetjingar

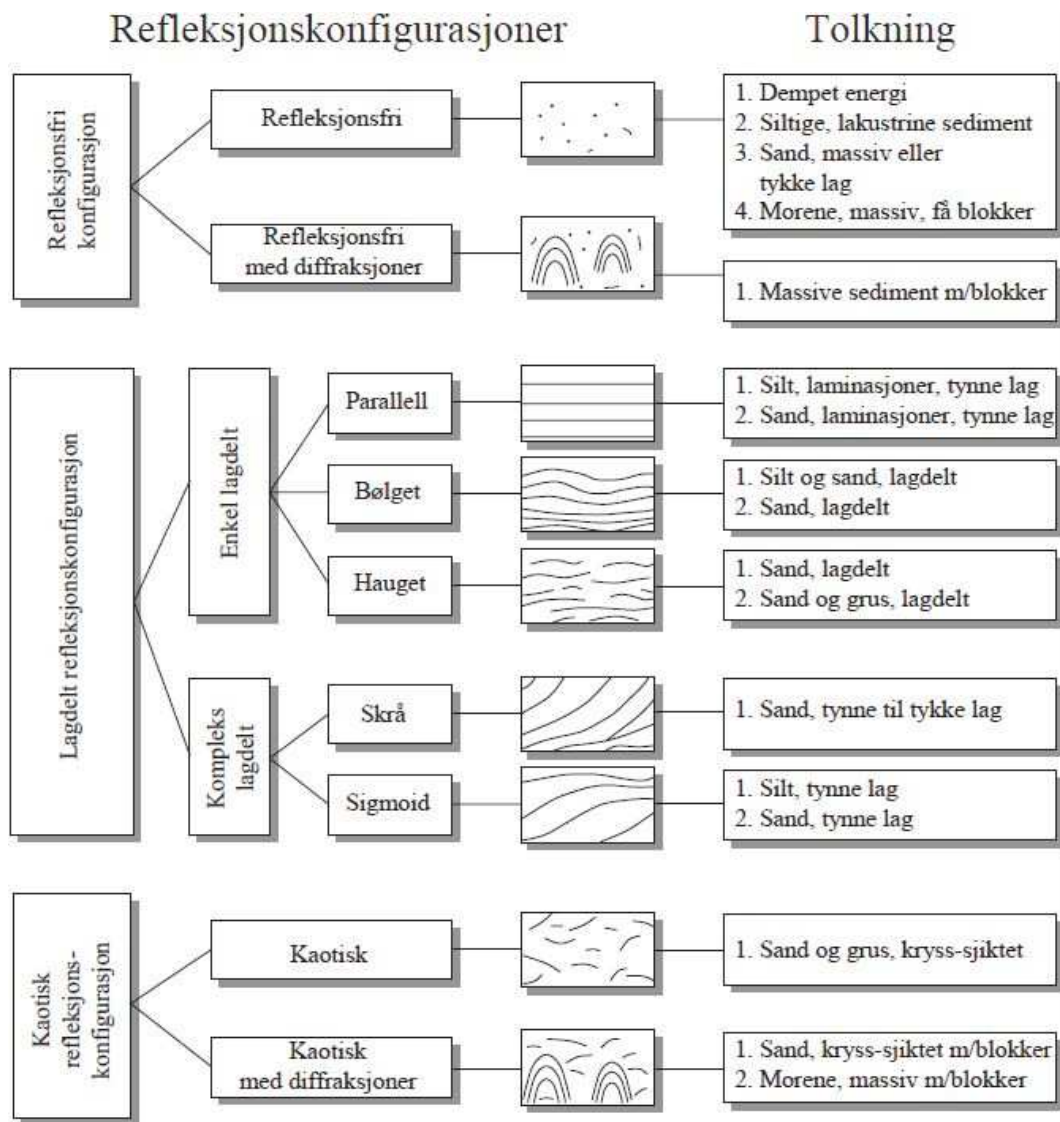
Det kan være vanskeleg å gjenkjenne avsetjingstypar på bakgrunn av georadarprofilet, men Beres & Haeni (1991) har foreslått nokre svært generelle retningslinjer som definerer ulike refleksjonar som kan være karakteristiske for ulike avsetjingstypar, og som kan bidra til tolking. Dei ulike refleksjonskonfigurasjonane med tolking er vist i Figur 2-12. Eit døme på ei slik refleksjonskonfigurasjon er kaotisk med diffraksjonar, som er føreslått tolka som morene. Som ein vil sjå i kapittel 3.0 og 4.0, er dette ein vanleg refleksjon i profila, og desse refleksjonane opptrer gjerne som ei blanding av hyperblar, skrålag og rette lag, og dei er gjerne korte sekvensar med raske endringar i vinkel. Ein må være klar over at tolking på bakgrunn av refleksjonskonfigurasjonar berre er tenkt som eit hjelpemiddel, dersom lite anna informasjon av avsetjingstype er tilgjengelig.

2.1.8.2 Tolking av torv over underliggende sediment

I Beres & Haeni (1991) sin framstilling av reflekskonfigurasjonar og forslag til tolking av desse, er det ikkje tatt med noko framstilling og tolking av torv eller myr. Det fører likevel ikkje til problem i tolkingprosessen, då ein pga. kjennskap til området gjennom feltarbeid, veit i alle fall korleis torva ligg i forhold til landemerke som innsjøar, fjellknausar og morene. Dette gjer at ein veit kvar det øvre laget på torva startar, og slik kan sjå i profilet kvar ein har klare overgonger mellom denne øvre refleksjonen og neste refleksjon, t.d. morene, sand, grus eller silt.

2.1.8.3 Tolking av fjelloverflate under lausmassar

Som nemnt tidlegare vil det være vanskeleg å sjå fjelloverflata under lausmassar dersom lausmassane er tørre. Dette fordi det er lita eller ingen ulikskap i dielektrisiteten mellom tørre lausmassar og fjell. Dersom lausmassane derimot er vassmetta, vil ein få kraftige refleksjonar frå fjelloverflata.



Figur 2-12: Framstilling av ulike refleksjonskonfigurasjon med mulig tolking. Modifisert etter Beres og Haeni (1991).

2.2 GIS – geografisk informasjonssystem

Eit geografisk informasjonssystem integrerer maskinvare, programvare og data for innhenting, styring, analysing og visualisering av alle former for geografisk referert informasjon (ESRI, 2010). Det finst fleire versjonar av GIS, men i denne oppgåva er det ArcGIS og programvara ArcMap som vært nytta, i all hovudsak fordi det er dette Universitetet i Bergen har lisensordning på. Bruksområdet for GIS i dette arbeidet, er at ein ved hjelp av data innsamla med GPR, koordinatar og djup, skal interpolere mellom punkt, for å danne eit paleotopografisk kart, samt andre modellar av feltområdet. Ein guide frå prosessering i RadExplorer til implementering og interpolering i ArcGIS er å finne som appendiks 1.

3.0 PROSESSERING OG DØME PÅ PROFIL

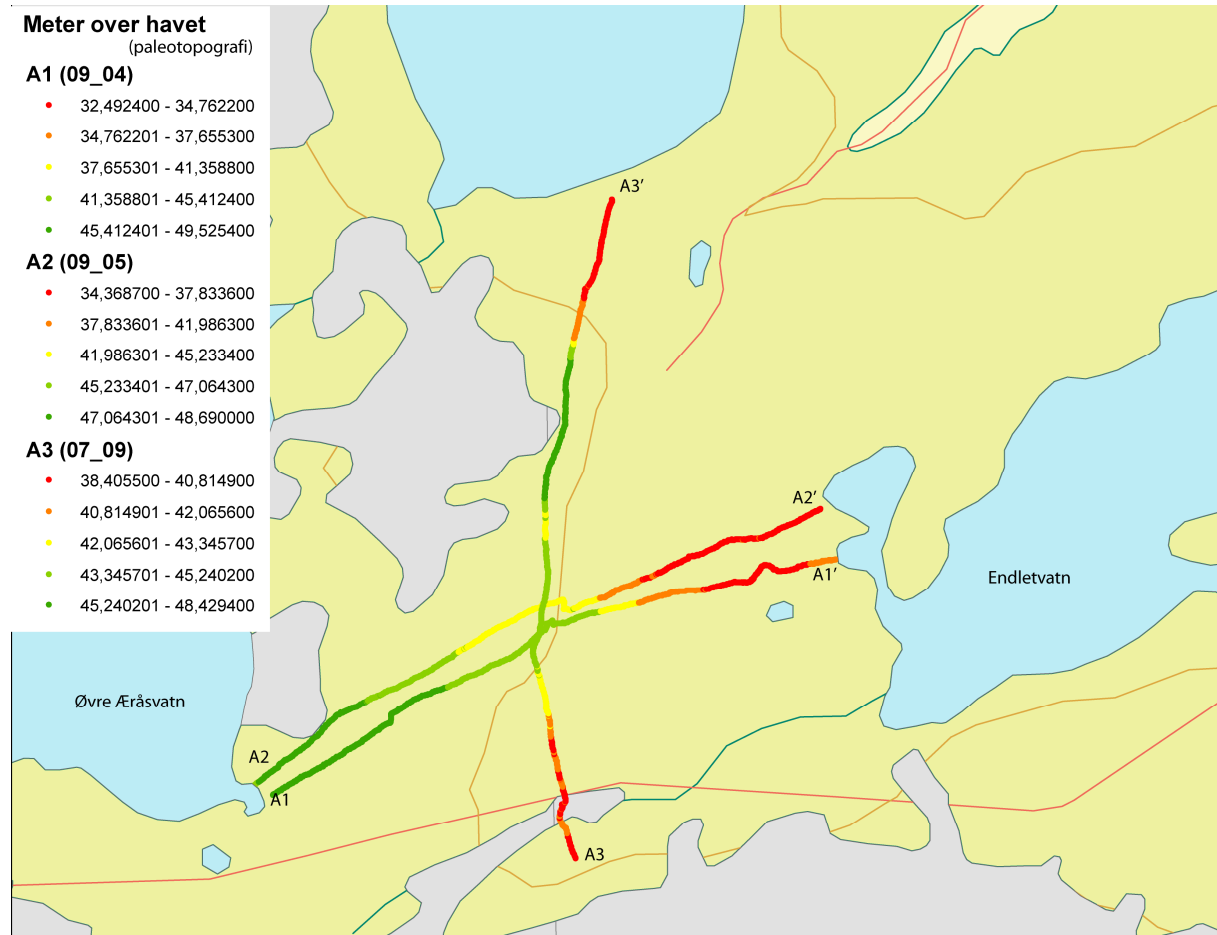
For prosessering av innsamla data er programvara RadExplorer nytta, eit program utvikla av det russiske firmaet DECO Geophysical, og formidla av Malå GeoScience Sverige.

RadExplorer er valt fordi det er eit program som er lett å lære, og samstundes har eit profesjonelt men enkelt brukargrensesnitt. Programvara inneheld dei mest sentrale prosesseringsverktøya og innehar eigenskapane av å kunne lese GPR-data frå dei aller fleste systemprodusentar. I dette avsnittet vil det bli vist døme på dei mest vanlege profila frå dette området, og korleis ein har valt å prosessere desse ved hjelp av RadExplorer.

Sidan området i hovudsak er dekkja av torv og myr, er det naturleg å ta med døme på slike profil, men også data frå dei mest framtrekande og kartlagde landformene i området, morene. På grunn av dårlege resultat på CMP-målingane, er det som nemnt i avsnitt 2.1.3.5, nytta ei 10 meter lang kjerne som er tatt på søraust sida av Endletvatnet av Rienk Smittenberg og Axel Birkholz (Climate Geology Group, Department of Earth Science, Geological Institute, ETH, Zürich) til hastigheitsrekning. Dei har i dette punktet fått ei torvdjup på om lag 4 meter, og såleis er det nytta nærliggande profil til å rekne ut omtrentlege hastigheitane (sjå avsnitt 2.1.3.5). Hastigheitane nytta for konvertering til djup i prosesseringa er 3,72 cm/ns, eller ein tilnærma dielektriskkonstant på 70. Ein kan sjå utifrå Tabell 1, at dette ligg godt innanfor hastigheit og dielektriskkonstant for ferskvasstorv (sjå utrekninga i figur 2-9).

3.1 Profil mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn

Figur 3-1 syner plassering for profila A1-A1' og A2-A2'. A1 er tatt frå Øvre Æråsvatn mot Endletvatn, medan A2 er tatt motsatt veg. Desse profila er valt å ta med, for å freiste å beskrive både ulikskapar og likskapar i ganske nære profil. Begge desse profila er tatt med 25 MHz antenner, med instillingar på georadaren som vist i Tabell 2.



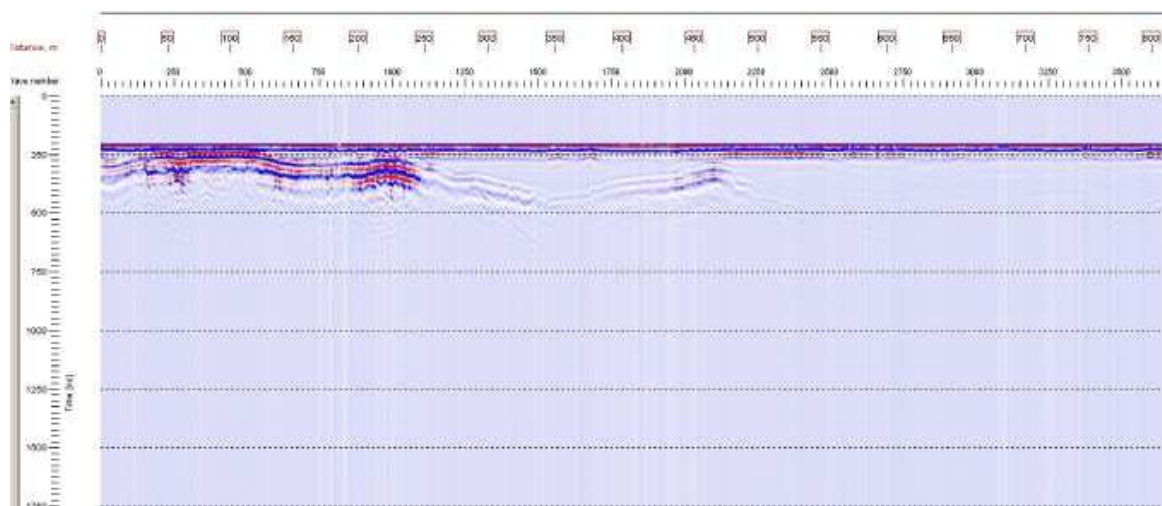
Figur 3-1: Kart som syner start- og slutt punkt for profil A1-A1', A2-A2' og A3-A3', samt orientering i feltområdet. Figuren viser og profila si relative lokalisering i forhold til kvarandre.

Tabell 2: GPR-instillingar for profila A1, A2 og A3.

Fil nr.	Frekvens (MHz)	Prøvefrekvens (MHz)	Tidsvindauga (ns)	Prøveintervall (s)
A1 (09_04)	25	200,76	2400,9	0,2
A2 (09_05)	25	200,76	2400,9	0,2
A3 (07_09)	50	501,89	1008,2	0,2

Når ein har fullført målingar og datainnsamling, er neste steg prosessering og redigering råmaterialet for å få fram eit best mogeleg resultat eller best mogeleg visualisere det ein er ute etter. Dette kan være frå heilt enkle operasjonar som t.d. å skifte fargar på georadarprofilen, til meir avanserte operasjonar som t.d. å velje ut aktuelle frekvensområdet. Vidare vil det bli forklart ulike prosesseringsoperasjonar, både horisontale som går i avstandsretninga x i profilet, og loddrette som går i tidsretninga y i georadarprofilen. (Sjå også avsnitt 2.1.5.2, EM-bølgjers geometri). For å forklare desse prosesseringsstega, vil det bli gjennomgått ein dataflyt (flow) for profilen A1-A1', og deretter vil det berre bli gjennomgått endringar i dei ulike stega gjort for kvar frekvens. Framstilling av dataflyten for 25 MHz som er nytta i dette avsnittet, finn ein også i vedlegg VI. Ein dataflyt (flow) er ei fil i RadExplorer, der ein legg inn dei ulike prosesseringsstega, slik at ein ikkje treng å gå gjennom alle stega for kvar profil, og både effektiviserer arbeidet, men også er sikker på at alle profila med same frekvens får nøyaktig same prosesseringsinnstillingar om det er ynskt.

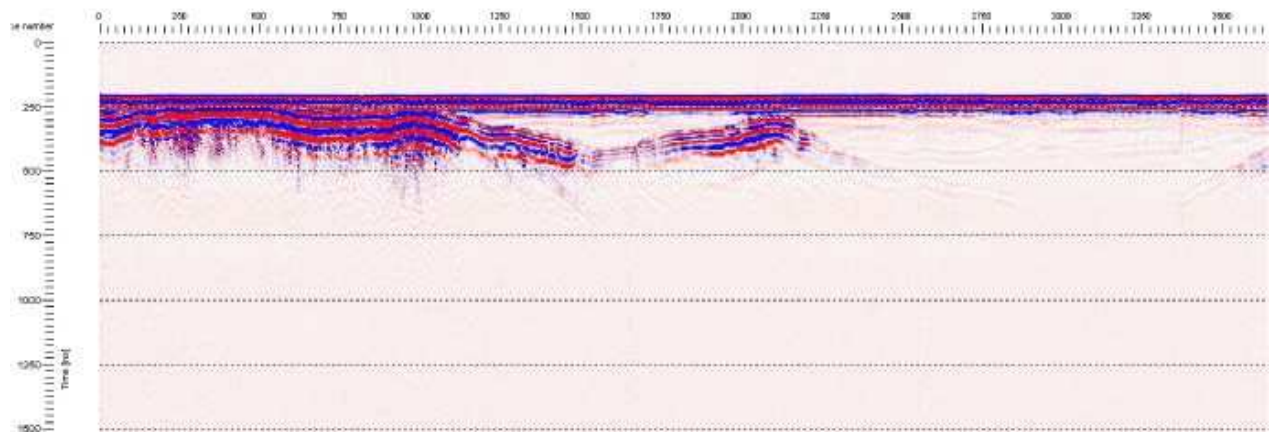
Figur 3-2 syner rådata for A1-A1', altså utan noko form for prosessering.



Figur 3-2: Rådata for profil A1-A1', som syner ei svak refleksjonsstyrke i uprosessert data.

Første prosesseringssteg som er med i den aktuelle prosesseringsflyten, er DC-removal der ein i dette tilfellet har valt å utjamne støy mellom 2042 til 2545 nanosekund.

Det dette prosesseringssteget gjer er å fjerna ein konstant komponent av signalet, i tilfelle det finst. Starttid og sluttid spesifiserer grensene til tidsspekteret der denne prosessen vart utført. Dette vil seie at dersom ein har konstant støy mellom t.d. 2042 og 2545 nanosekund som her, så kan ein utjamne denne støyen ved hjelp av DC Removal. Ein får då fylgjande resultat (Figur 3-3).



Figur 3-3: Figuren syner Profil A1-A1' etter "DC-removal", der refleksjonane kjem noko betre til syne.

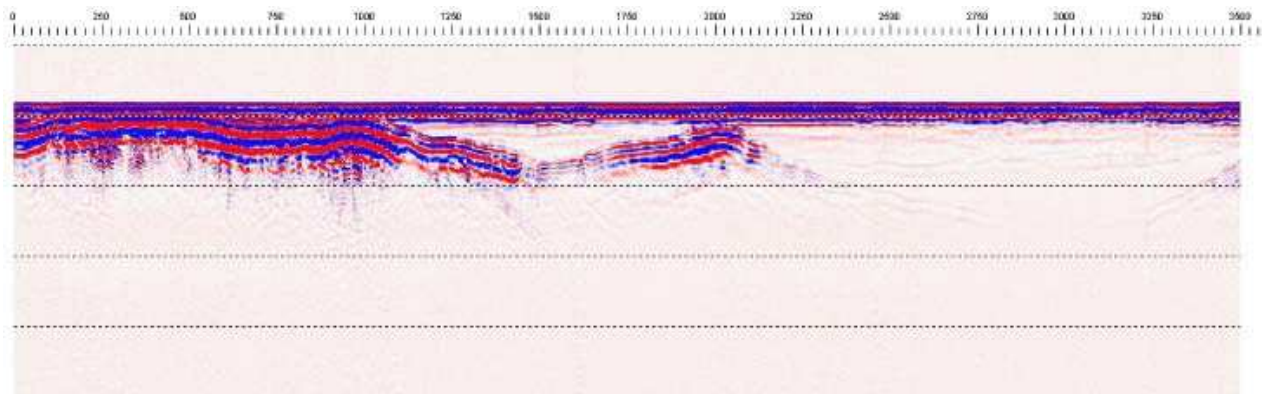
Ein kan sjå ut frå Figur 3-3 at dei reflektorane som allereie er ganske klare i uprosessert data, vart endå klarare, medan ein ikkje får gjort uklare reflektorar noko særleg skarpare.

Det neste prosesseringssteget i RadExplorer er ei tidsjustering ("Time adjustment"), og er meint for justering av 0-punktet på den vertikale tidsskalaen til det verkelege 0-punkt. Med andre ord til det tidspunktet der bølga faktisk forlèt sendarantenna. Dette er for å få rett tid og djup ned til reflektorar ved vidare prosessering. I dette arbeidet er dette steget utelat, og forklaring på dette kan sjåast i appendiks 1.

Neste prosesseringssteg i den aktuelle dataflyten er "trace edit" og "kill traces". Dette gjev brukar moglegheit til å ekskludere "feile" og uønska trasar ("kill traces") og tidsintervall ("vertical crop") frå profila. "Kill traces" kan både nyttast automatisk og ein kan velje ut dei uønska trasane sjølv. Ved "vertical crop" kan ein fjerne eit tidsintervall utan utslag, t.d. under eller over det området i profilet ein har ynskte resultat. I dette tilfellet køyrer ein ei automatisk fjerning av traser. Dette gjev så lite endringar, ikkje-synbare resultat, at det er ikkje funne naudsynt å ta med ein eigen figur av dette. Men sjølv om det ikkje gjev synbart resultat, kan det være med å gjere ein skilnad på det endelege resultatet.

Neste steg i dataflyten er "spatial interpolation", som er meint som ei dataomrekning av eit vanleg profilintervall, altså ei interpolering av trasane i horisontal retning.

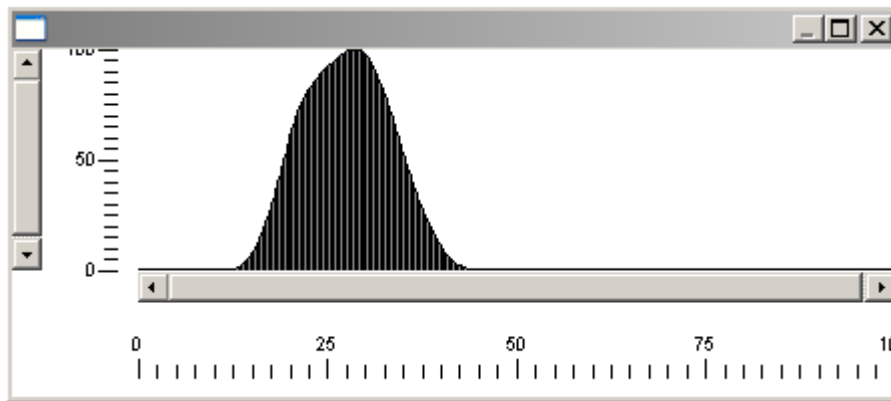
Dette vært altså ei utglatting av traser, og nyttast gjerne når ein har fjerna traser (kill traces) eller data er innsamla med tidstrigger, som er tilfellet i dette arbeidet. Sist nemnt er pga. at ein gjerne ikkje klarar å halde ein nøyaktig jamn hastigheit gjennom eit heilt profil, og difor nyttar "spatial interpolation" for utjamning av distanse i lengderetninga. Det ein stiller inn, dL, er den nye distansen mellom kvar enkelt trase i meter. I flyten for profilet A1-A1' nyttar ein førehandsinnstillingane som RadExplorer har sett opp for det aktuelle profil, som er at ny distanse mellom trasane skal setjast til 0,2308 meter, som er ei utglatting av trasane i horisontal retning. Resultatet av dette (og førre steg), visast i Figur 3-4.



Figur 3-4: Profil A1-A1' etter "trace edit" og "spatial interpolation", der ei vidare utvikling etter køyrte prosesseringssteg kjem til syne.

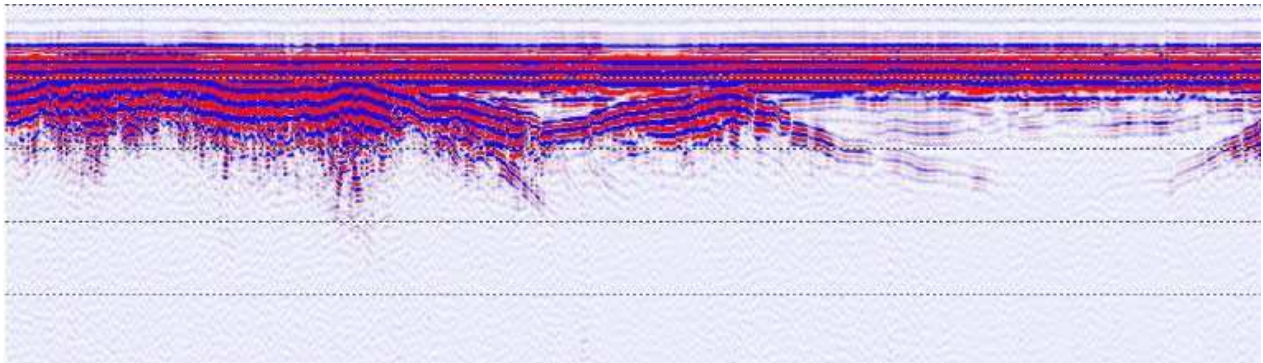
Det som er mest merkbart etter dette steget, er at den horisontale lengda går frå om lag 3600 traser, til 3500 traser, altså vært noko kortare. Dette er truleg eit resultat av "kill traces", der nokre få vært fjerna, og difor får ei utglattingseffekt når ein køyrer "spatial interpolation".

Det siste prosesseringssteget som ligg inne i den førehandslaga dataflyten, er eit frekvensfilter ("bandpass filtering"). Dette nyttast som namnet seier, for å velje ut dei frekvensane ein er interessert i å ha med i ei utskrift. Det mest vanlege å bruke er bandpassfilter, der ein utelukkar dei lågaste og dei høgaste frekvensane i eit profil, og det er dette som er nytta i denne prosesseringsflyten. Andre frekvensfilter er lågpas (utelukkar høge frekvensar) og høgpass (utelukkar låge frekvensar). Frekvensområdet i flyten er avgrensa til det lågaste på 12 MHz og det høgaste på 44 MHz, medan senter ligg mellom 23 og 27 MHz, noko som vitnar om ein ganske spiss amplitude og eit ganske jamt frekvensområde både før og etter toppunktet (Figur 3-5).



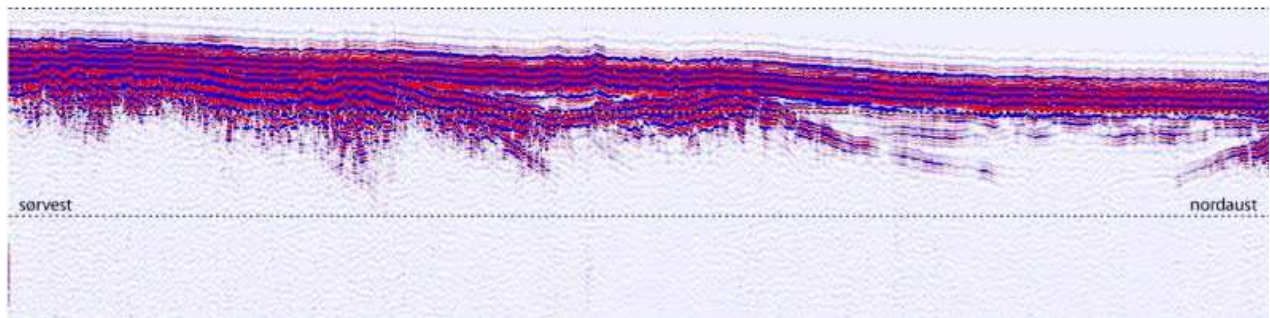
Figur 3-5: Figuren syner frekvensområde til profil A1-A1', med ei spiss amplitude samla rundt 25 MHz, og jamt frekvensområde før og etter toppunktet.

Dette fører til at ein får forsterka signala, og dermed klarer å få fram reflektorar som tidlegare ikkje var synlege, Figur 3-6.



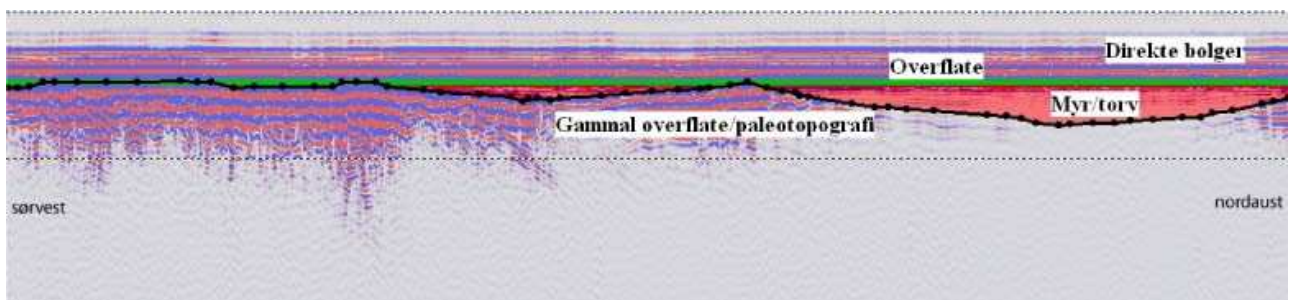
Figur 3-6: Figuren syner profil A1-A1' etter siste prosesseringssteg i dataflyten, "bandpass filtering". Refleksjonane kjem her godt til syne, og data er klar for vidare arbeid.

Individuelt for dei ulike profila, kan ein topografijustere, for å få eit visuelt best mogleg resultat. Denne rutinen er det siste ein gjer i prosesseringa, og er meint for å korrigere data for overflate topografien langs profilen. Ein legg inn topografidata, som ein finn i fila for kvart enkelt georadarprofil. Dette prosesseringssteget har ikkje vorte mykje nytta i dette arbeidet, då data skal vidare til GIS, og det vart oppdaga at ein fekk overdreve stort djup ned til reflektor. Dette pga. at alle djup etter topografijustering vart rekna frå toppunktet i profilen, likevel er det tatt med eit døme på topografijustert data i Figur 3-7, for å vise den aktuelle topografien for A1-A1'.



Figur 3-7: Figuren syner ferdigprosessert profil A1-A1', samt korrigering for topografi. Dette viser den relative høgdeskilnaden mellom Øvre Æråsvatn i sørvest og Endletvatn i nordaust.

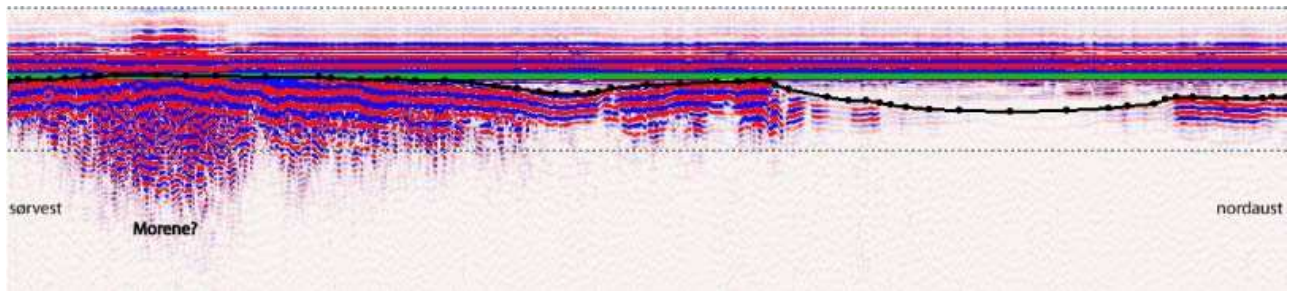
Ved hjelp av ei slik justering, kan ein heilt klart sjå høgdeskilnaden mellom Øvre Æråsvatn i sørvest og Endletvatn i nordaust, men pga. at alle djup som sagt vært rekna ut frå høgaste punktet i sørvest, kan ein ikkje nytte ei slik justering for vidare arbeid. Denne topografijusteringa vært difor fjerna før ein lagar modell for konvertering til djup, der det er valt ei hastigheit for myr på 3,72 cm/ns eller om lag 70 ϵ_r , som utrekna i avsnitt 2.1.3.5. Av dette får ein følgjande resultat (Figur 3-8) for A1-A1'.



Figur 3-8: Profil A1-A1' etter at det er lagt inn "picks" og data er konvertert til djup med ei hastigheit for torvlag på 3,72 cm/ns.

Ein ser at ved å konvertere for djup, får ein i dette tilfellet ei utjamning av høgdeskilnader, slik at relieffet blir mykje lågare enn for rådata.

Ved å utføre nøyaktig same dataflyt for A2-A2' (09_05), får ein eit resultat som vist i Figur 3-9.

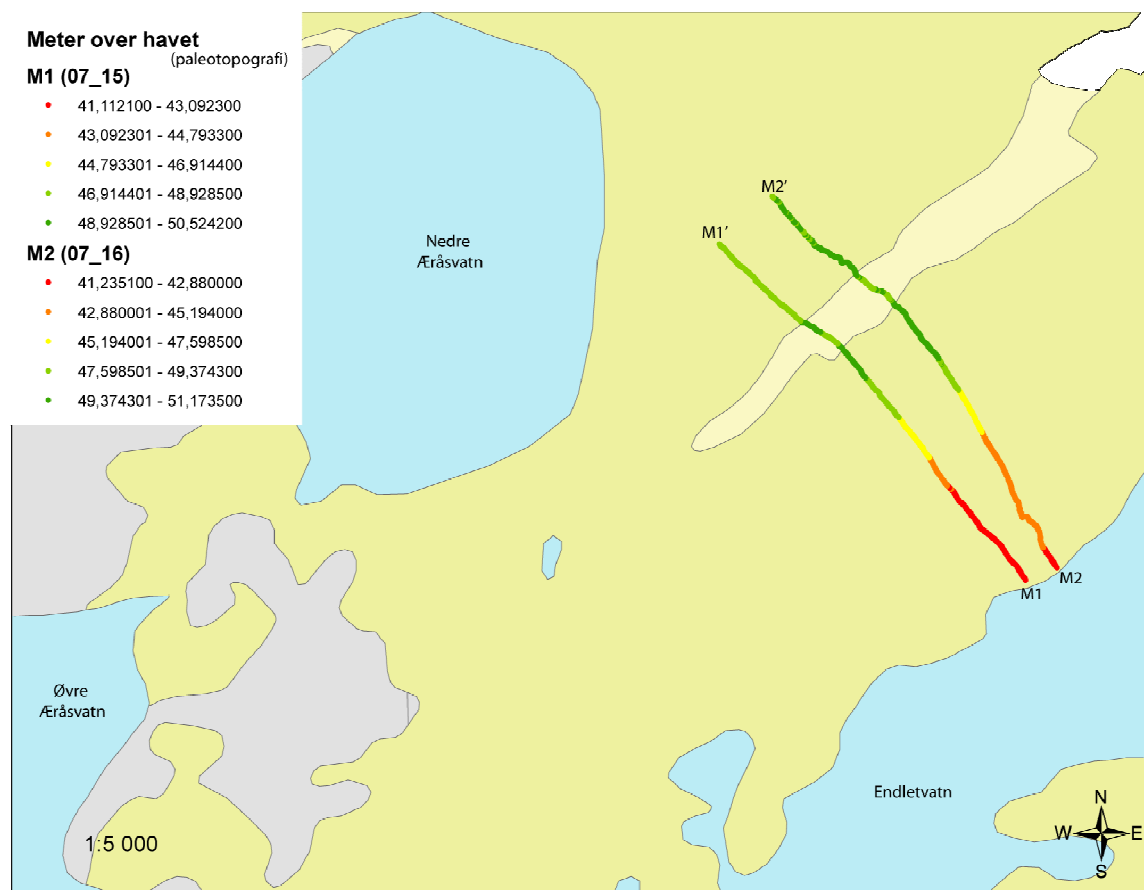


Figur 3-9: Profil A2-A2' etter å ha gjennomgått same prosessering/dataflyt som A1, samt konvertering til djup med hastigheit for torvlag på 3,72 cm/ns.

Ein kan sjå av Figur 3-8 og Figur 3-9, at dei to profila er ganske like i sørvest, der det er relativt låg myrvekst, og paleotopografien difor ligg ganske nært dagens overflate. I profilet A2-A2', som går noko nord for A1-A1', finn ein eit område som er markert med spørsmål om morene. Ein kan sjå at det er ganske kaotisk, utan noko form for lagdeling, og difor eit spørsmål om det er morene eller ei anna kompleks avsetjing. Nordaust i profil A1-A1', er det noko meir stigning enn same stad på A2-A2', men av kartet i Figur 3-1, kan dette gjerne forklarast så enkelt som at ein på profil A1-A1' er kome noko nærare kanten av Endletvatn. Uansett så har dei to profila, med høgaste avstand på ca 60 meter, stort sett same tendens, noko som tyder på at interpolering mellom profila ikkje burde by på problem.

3.2 Profil over Kjølhaugmorenen

Dei neste data som vært presentere, er tatt over Kjølhaugmorenen, ein av landformene som gjer at dette området er svært interessant for kvartærgeologiske studiar. Både M1-M1' og M2-M2' ligg mellom Endletvatn og Nedre Æråsvatn, og går frå søraust mot nordvest. M1-M1' er i utgangspunktet profilert i motsatt retning, men er reservert i RadExplorer for at profila skal ha same utgangspunkt. Lokalisering og orientering er vist i Figur 3-10.



Figur 3-10: Kart som syner start- og slutt punkt for profil M1-M1' og M2-M2', samt orientering i feltområdet. Figuren viser og profila si relative lokalisering i forhold til kvarandre.

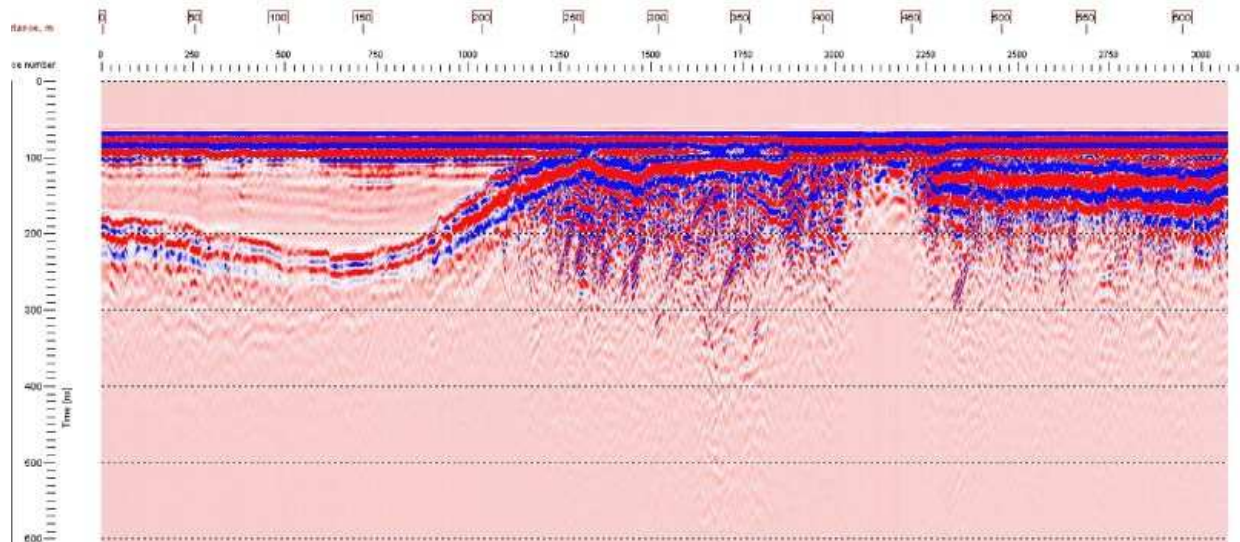
Begge desse profila er tatt med 50 MHz antenner, og instillingane kan sjåast i Tabell 3.

Tabell 3: GPR-instillingar for profila M1 og M2.

Fil nr.	Frekvens (MHz)	Prøvefrekvens (MHz)	Tidsvindauga (ns)	Prøveintervall (s)
07_15 (M1-M1')	50	501,89	1008,2	0,2
07_16 (M2-M2')	50	501,89	1008,2	0,2

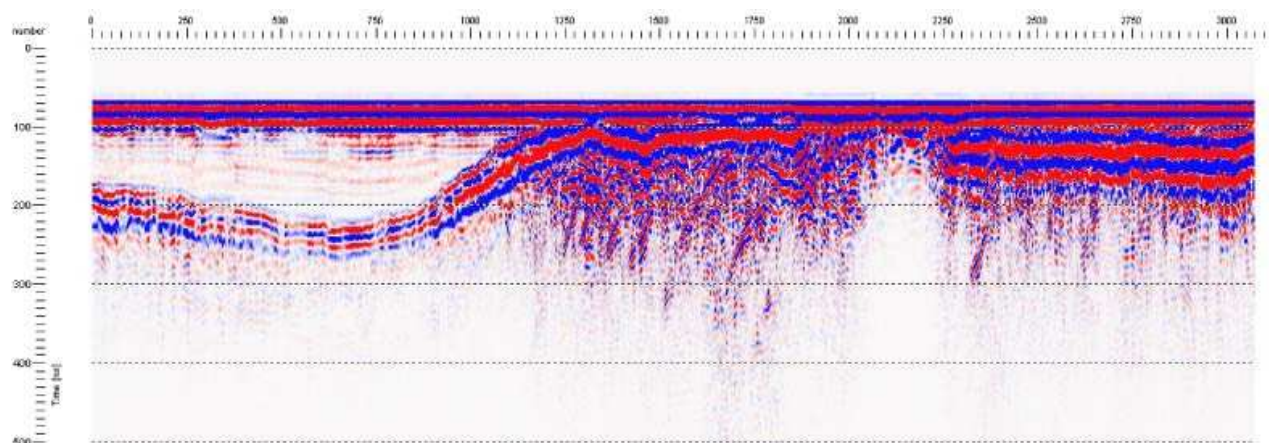
For prosessering av desse profila er det laga dataflyt i RadExplorer, men det vil vidare berre bli kommentert endringar i dei ulike prosesseringsstega frå avsnitt 3.1. Framstilling av dataflyten for 50 MHz som er nytta i dette avsnittet, finn ein også i vedlegg VII.

Fyrst er det framstilt eit uprosessert profil, dvs. rådata. Der kan ein sjå at det allereie er ganske greitt å sjå reflektorar, særskild i byrjinga av profilet (Figur 3-11).



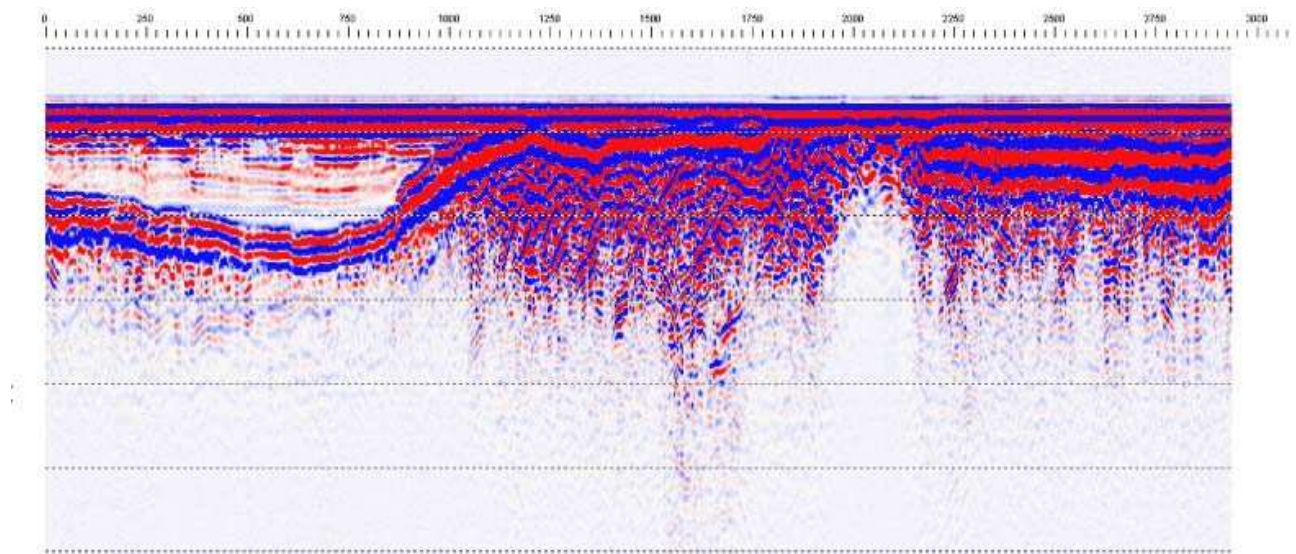
Figur 3-11: Rådata for profil M1-M1', som syner ei relativt sterk refleksjon (midtre refleksjon) i uprosessert data.

Ein kan leggje merke til at det frå midten av profilen og ut, er ganske kaotisk i undergrunnen, noko som er eit klassisk døme på morene (sjå avsnitt 2.1.8.1). Ved å køyre fyrste prosesseringssteg, som også i denne flyten er DC-removal, der det er valt å utjamne støy mellom 689 og 858 nanosekund, får ein resultatet som vist i Figur 3-12.



Figur 3-12: Figuren syner Profil M1-M1' etter "DC-removal", der nokre fleire refleksjonar kjem betre til syne.

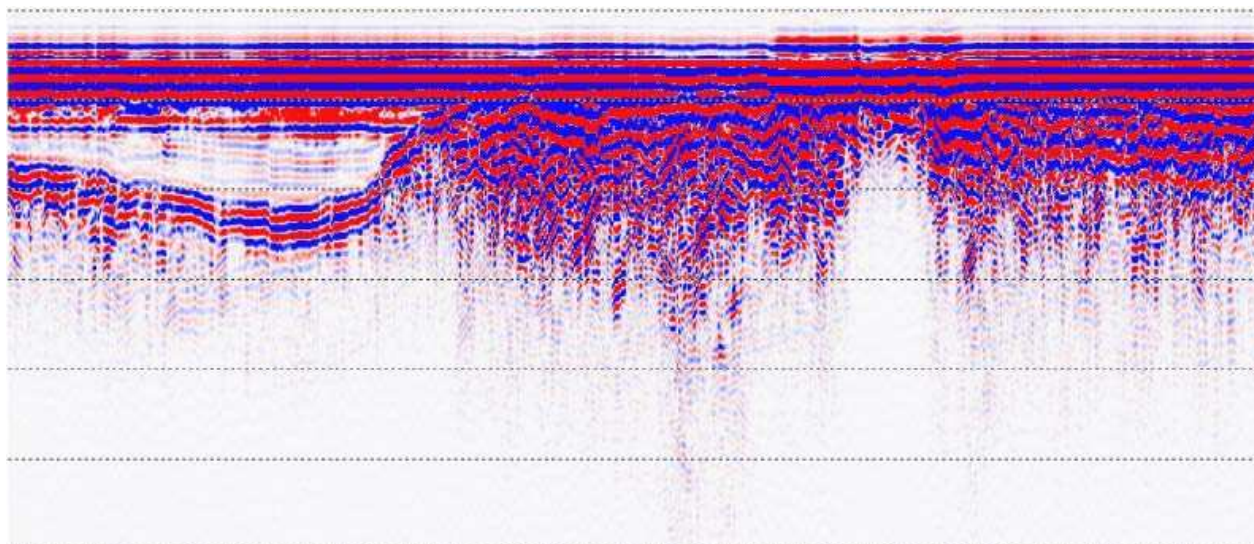
Det fyrste ein legg merke til er at kontrastane vært mykje sterkare, det vil sei at overgangen mellom reflektorar og områder utan refleksjonar vært mykje klarare. Når ein vidare køyrer "trace edit" → "kill traces", med ein automatisk fjerning av traser, får ein som for A1-A1', ingen synbare endringar, og finn det difor ikkje naudsynt å ta med ein figur av dette. Derimot når ein køyrer neste prosesseringssteg, som er "spatial interpolation", med ein ny distanse mellom trasane på 0,2124 meter, vært resultatet som i Figur 3-13.



Figur 3-13: Profil M1-M1' etter "trace edit" og "spatial interpolation", der ein klart får fram over- og underliggende refleksjonar av den sterke midtreleksjonen .

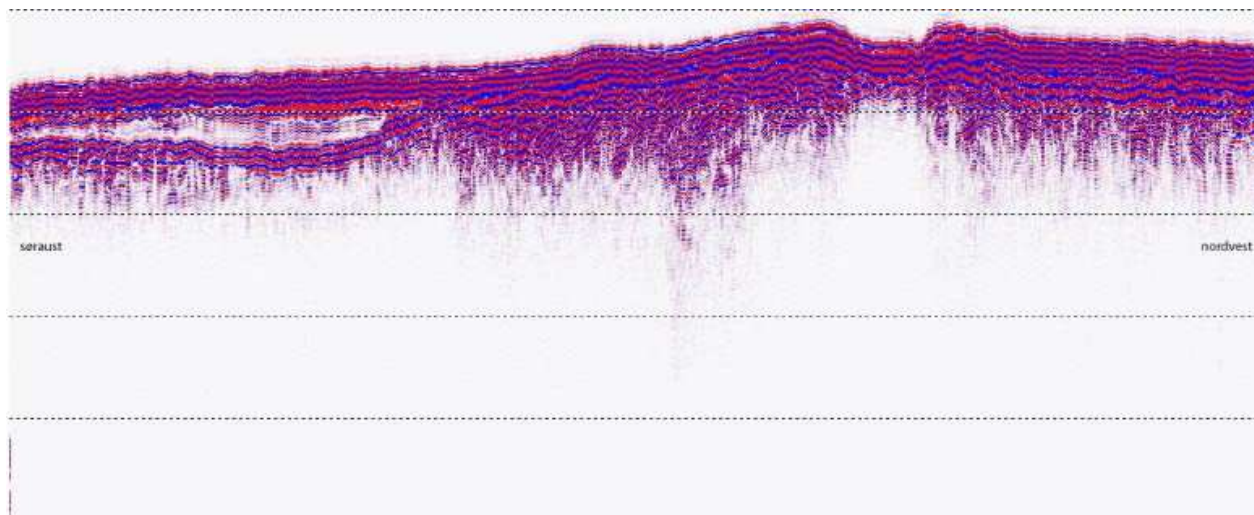
Det som forandrar seg med kombinasjonen av "trace edit" og "spatial interpolation", er at ein får noko djupare reflektorar, eventuelt støy, samt det same som hende i førre døme, at profilet vært noko kortare. I dette tilfellet gjekk det frå noko over 3000 traser, til ca 2900 traser.

Som i dataflyten for 25 MHz profil, er også her, siste prosesseringssteg i flyten "bandpass filtering", der det i dette tilfellet er avgrensa frekvensområdet til lågaste på 22 MHz, medan det høgaste er satt til 90 MHz. Senter er lagt mellom 46 og 60 MHz, noko som vitnar om ein ganske spiss amplitude, og eit øvre frekvensområde som er noko slakkare enn før toppunktet. Resultatet av denne avgrensinga i frekvensområdet kan sjåast i Figur 3-14.



Figur 3-14: Figuren syner profil M1-M1' etter siste prosesseringssteg i dataflyten, "bandpass filtering". Refleksjonane kjem her godt til syne, og data er klar for vidare arbeid.

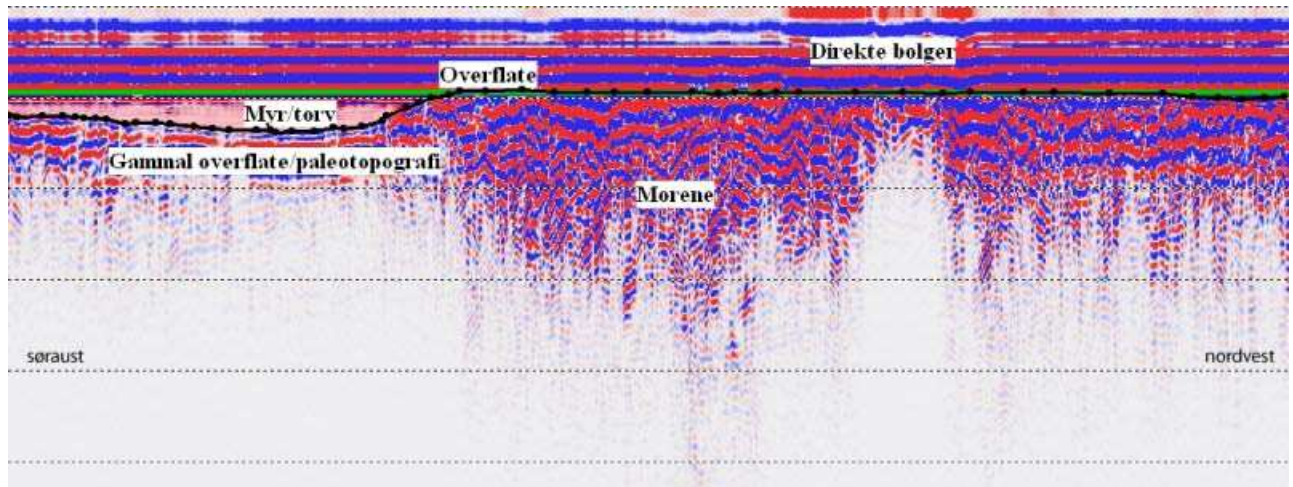
Det ferdig prosesserte profilet, syner klare reflektorar, men ein kan også leggje merke til dei horisontale reflektorane i toppen av profilet. Dette er direkte bølger og refrakterte bølger, altså utslag som ein ikkje er interessert i. Ein kan og her individuelt topografijustere kvart enkelt profil for best mogeleg visualisering, men som nemnt i tidligare døme, kan ein ikkje nytte ei slik justering ved vidare arbeid, det er likevel valt å ta med døme på profilet over morenen etter ei topografijustering (Figur 3-15).



Figur 3-15: Figuren syner ferdigprosessert profil M1-M1', samt korrigering for topografi. Dette syner den relative høgdeskilnaden mellom Endletvatn i søraust, over morenen, og mot Nedre Æråsvatn i nordvest.

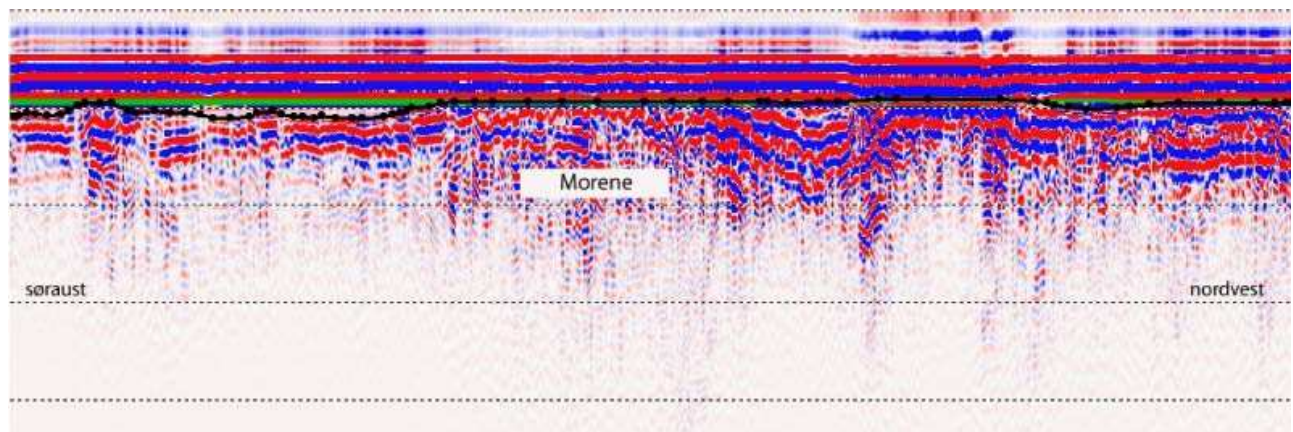
Dette gjev ei relativt klar framstilling av landskapet, sjølv om det lyg litt pga. direkte bølgjene i toppen av profilet. Ein kan leggje merke til depresjonen om lag midt på moreneryggen, noko som truleg er eit resultat av menneskeleg utgraving/aktivitet. Som for A1-A1', må ein fjerna

denne topografijusteringa igjen, før ein konverterer til djup, men også i dette tilfellet vært hastigheita på 3,72 cm/ns valt. For profilet M1-M1', får ein dette resultatet (Figur 3-16).



Figur 3-16: Profil M1-M1' etter at det er lagt inn "picks" og data er konvertert til djup med ei hastighet for torvlag på 3,72 cm/ns.

Ved å utføre nøyaktig same dataflyt for M2-M2' (07_16), får ein eit resultat som vist i Figur 3-17.

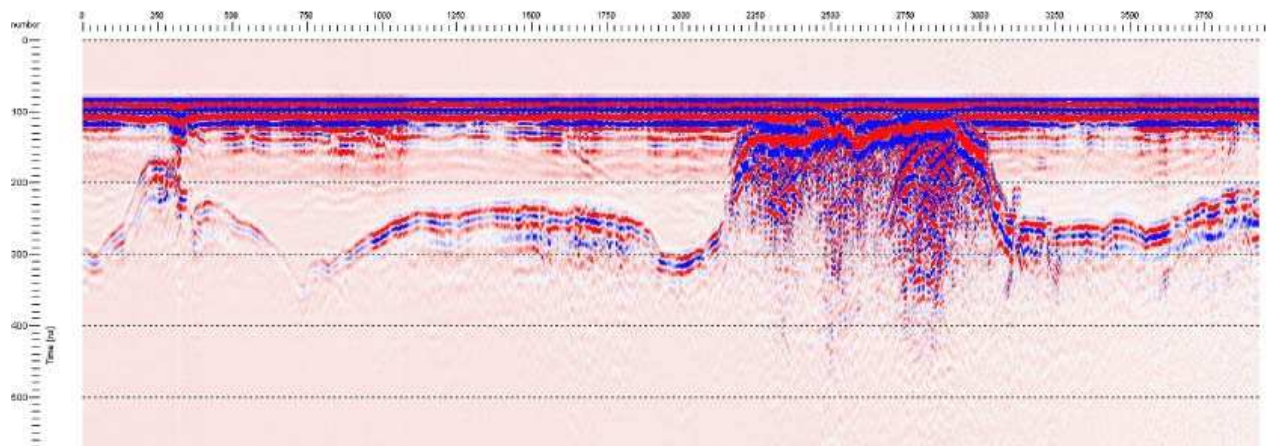


Figur 3-17: Profil M2-M2' etter å ha gjennomgått same prosessering/dataflyt som M1, samt konvertering til djup med hastighet for torvlag på 3,72 cm/ns.

Profilane er relativt like i nordvest, der dei er dominert av jamt lågt relieff, og kaotiske refleksjonar nedi profilet. Det er derimot ein del skilnader i søraust, der M2-M2' er ganske mykje meir kupert enn M1-M1'. Sist nemnte ser ut til å ha ein ganske jamn botn, med eit tjukkare lag med myr før det stig opp mot morene. M2-M2' ser i motsetning ut til å opptil tre basseng, separert av to høgdedrag. Det er vanskeleg å gje noko spesielt god forklaring på dette, då det er under ein meter høgdeskilnad.

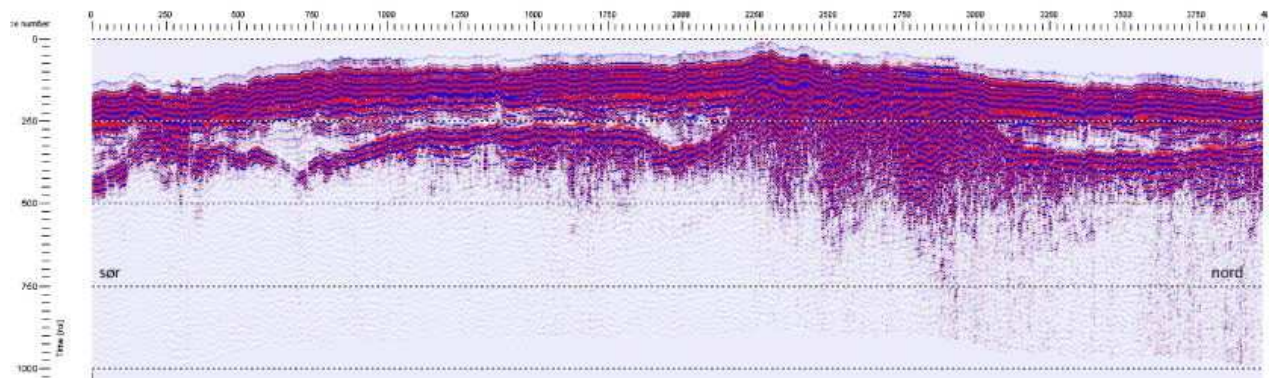
3.3 Tverrprofil mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn, mot Nedre Æråsvatn

I Figur 3-18 er det også lagt inn eit profil, A3-A3', som går på tvers (frå sør mot nord) av A1-A1' og A2-A2'. Dette er tatt med same frekvens som M1-M1' og M2-M2', nemleg 50 MHz, og instillingane på GPR under profileringa er vist i Tabell 2. Grunnen til at dette dømet er tatt med, er at det er tatt i same område som A1 og A2, men med ein høgare frekvens. I utgangspunktet skal det difor være betre oppløysning på desse data. Rådata for A3-A3' er vist i Figur 3-18.



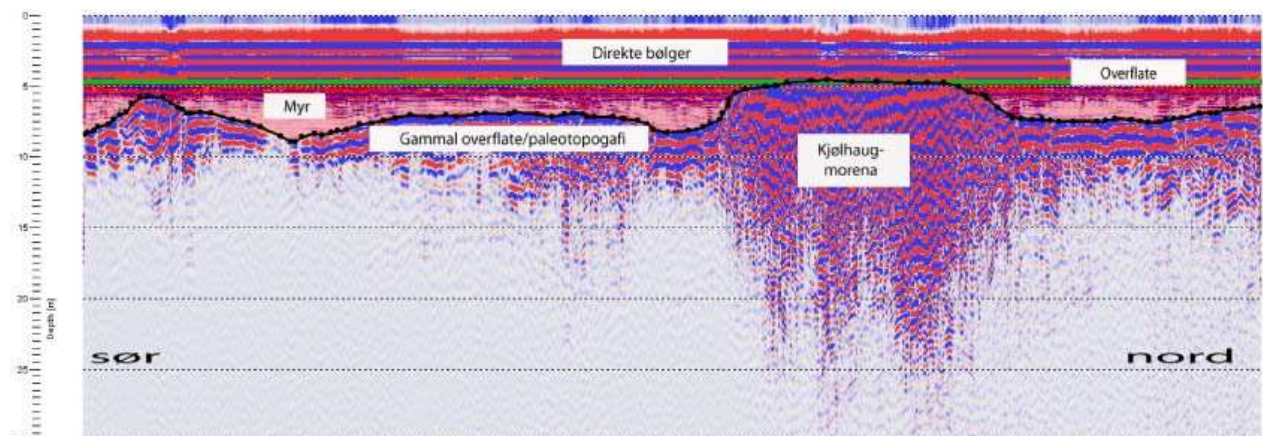
Figur 3-18: Figuren syner uprosessert data for profil A3-A3', der ein finn overflata, samt ein samanhengande refleksjon noko ned i grunnen.

Dette profilet er prosessert med same dataflyt som M1 og M2, sidan alle desse profila er tatt med same frekvens. Det går og an å ha ulike flyt for profiler med same frekvens også, men som nemnt i tidlegare avsnitt, er prosesseringa av profil i hovudsak for å få fram mest mogeleg informasjon og best mogeleg visualisering. Dersom dette lar seg gjere med same dataflyt i fleire profil, er det effektivt og greitt. Etter dei fire prosesseringstega som ligg i flyten laga til 50 MHz profil, samt topografijustering, vært A3-A3' sjåande ut som i Figur 3-19.



Figur 3-19: Profil A3-A3' etter å ha gjennomgått same prosessering/dataflyt som M1 og M2, samt topografijustering som syner den relative høgdeskilnaden nordsør mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn, mot Nedre Æråsvatn .

Etter å ha fjerna topografien igjen, og laga modell for konvertering til djup, der hastigheita vart satt til 3,72 cm/ns, vart det ferdige resultatet som vist i Figur 3-20.



Figur 3-20: Profil A3-A3' etter å ha gjennomgått same prosessering/dataflyt som M1 og M2, samt konvertering til djup med hastigheit for torvlag på 3,72 cm/ns, og noko grov tolking

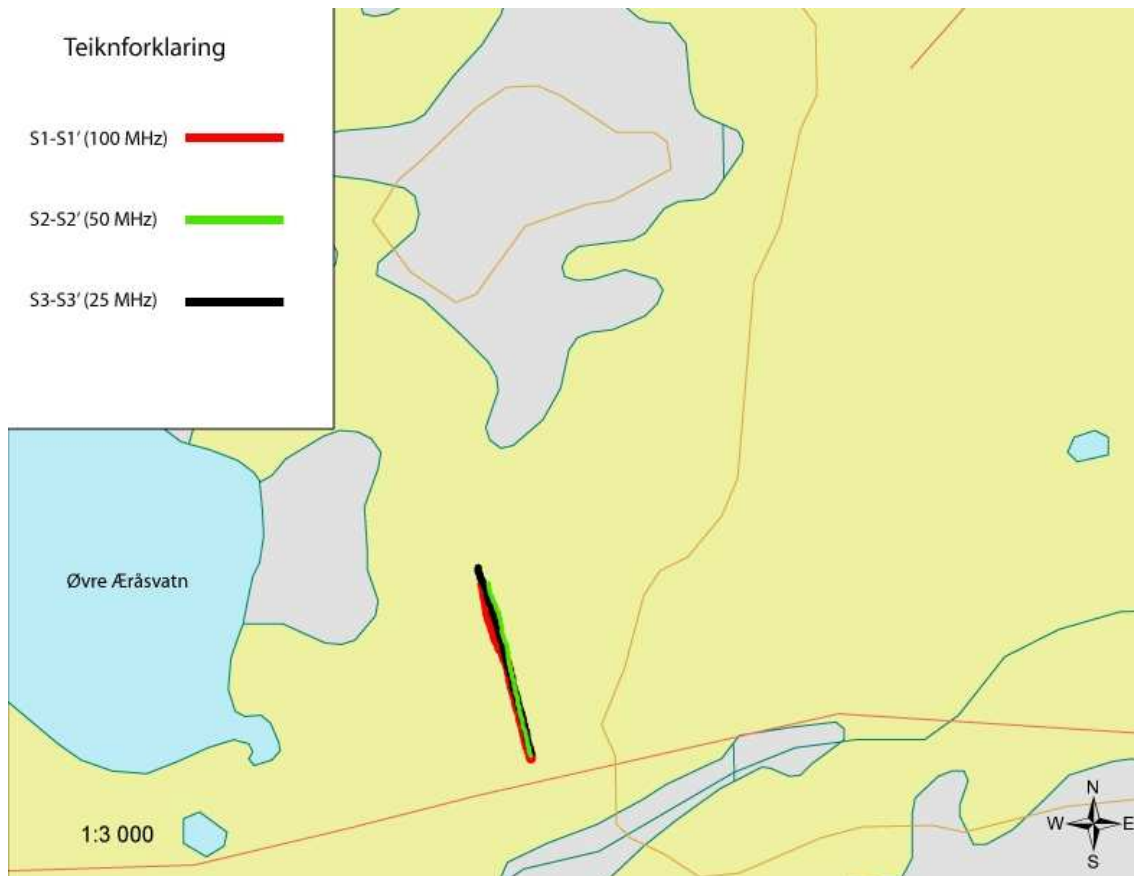
Ut frå djupneskalaen til venstre i profilet, kan ein sjå at dagens overflaten byrjar på om lag 5 meter. Dette er fordi nullpunktet ikkje er flytta på, då dette fører til feil i hastigheitsmodellen. Så lenge ein veit om dette, er det enkelt å redigere det i Excel (sjå appendiks 1), og ein fjernar såleis direkte bølgiene der.

Det ein kan leggje merke til i Figur 3-20, er at rett under overflaten er det relativt sterke refleksjonar, medan dess nærare ein kjem den gamle overflata, dess mindre refleksjonar opptrer i det som er antatt å være myr. Dette kan forklarast med at toppaga på myra var relativt tørr når arbeidet vart utført, medan lenger nede i grunnen var nok vassinnhaldet

høgare. Dette gjer at spreininga av signalet og hastigheita aukar, og dermed mindre refleksjonar. Ein kan også sjå ein svært klar refleksjon i overgangen frå myr til den gamle overflata, og kan såleis anta at denne overflata er ganske kupert. Den varierer frå å være heilt i dagen over Kjølhøgmorenen, til å være om lag 4,5 meter under dagens overflate rett etter høgste punktet sør i profilet. Dette høge punktet i sør kan være ein del av eit morenesystem, men dette vil ein komme tilbake til i seinare diskusjon.

3.4 Profil samanlikning

I dette avsnittet er det freista å samanlikne tre profil som er tatt over same linje, men med ulike frekvensar, 25, 50 og 100 MHz. Dette for å vise døme på likskapar og skilnadar mellom dei ulike frekvensane, og eventuelt bestemme kva som gjev den beste framstillinga av det ein er ute etter i dette arbeidet. Dei 3 profila er tatt frå sør mot nord, med svak gradient mot vest, som vist i Figur 3-21.



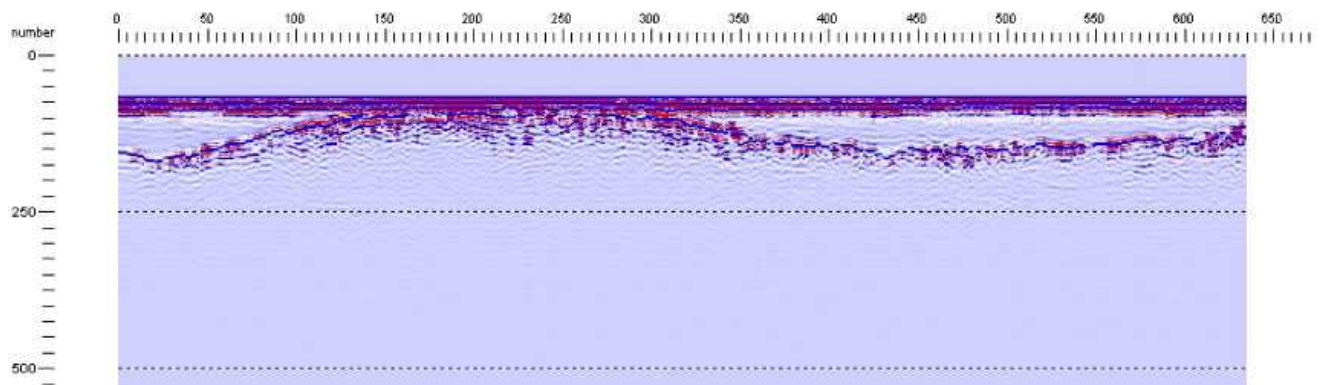
Figur 3-21: Kart som syner lokalisering for samanlikningsprofil S1-S1', S2-S2' og S3-S3', samt orientering i feltområdet.

Førehandsinnstillingane på georadaren for dei ulike profila er vist i Tabell 4.

Tabell 4: GPR-instillingane for profila S1, S2 og S3.

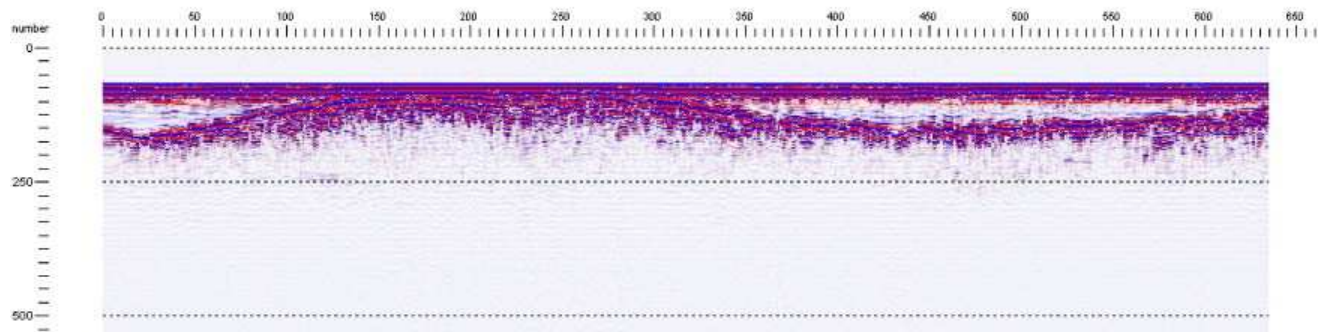
Fil nr.	Frekvens (MHz)	Prøvefrekvens (MHz)	Tidsvindauga (ns)	Prøveintervall (s)
S1 (11_09)	100	708,56	1401,9	0,2
S2 (11_14)	50	501,89	1008,2	0,2
S3 (12_01)	25	200,76	2400,9	0,2

Sidan dataflyten for 50 MHz og 25 MHz profilar allereie er gjennomgått, vil flyten for 100 MHz profilen no bli forklart. Det som i utgangspunktet skil eit profil tatt med 100 MHz antenne frå 50 MHz og 25 MHz, er lågare penetrasjon, men høgare oppløysning, og difor skal det være mogleg å skilje ulike lag frå kvarandre. Rådata for S1-S1' er vist i Figur 3-22.



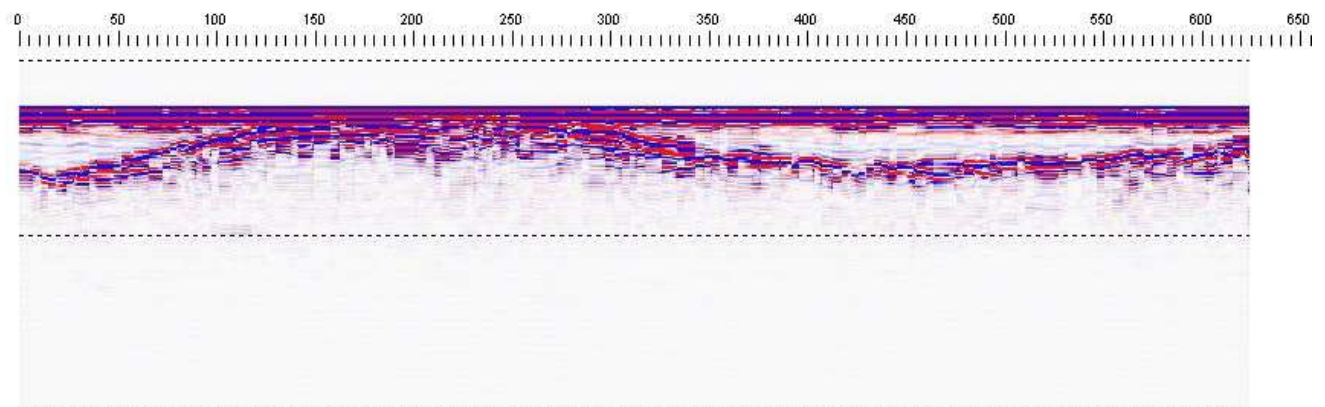
Figur 3-22: Figuren syner uprosessert data for profil S1-S1', der ein finn overflata, samt ein refleksjon som syner overgong frå eit materiale til eit anna.

I denne dataflyten, som i dei andre, er DC-removal fyrste prosesseringssteg. I flyten for 100 MHz profil, er det valt å jamne ut støy mellom 1157 ns og 1443 ns ned i profilet. Dette er original instillingane for 100 MHz profil i RadExplorer, men det er også prøvd andre tidsintervall, utan nokre betre resultat. Resultatet etter DC-removal er vist i Figur 3-23.



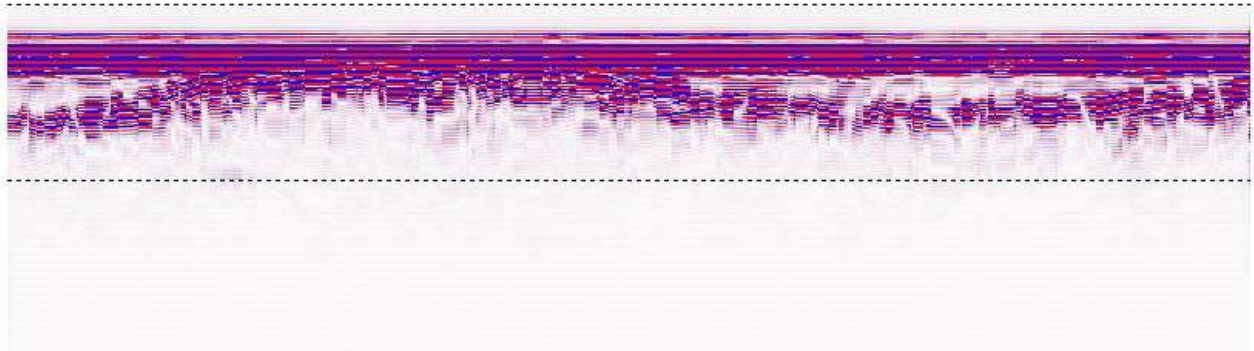
Figur 3-23: Døme syner Profil M1-M1' etter "DC-removal", der refleksjonar under overgangen frå eit materiale til eit anna kjem noko betre fram

Dei største endringane etter fyrste prosesseringssteg er at refleksjonane går djupare, samt at ein får fleire refleksjonar i mellompartiet. I begge figurane er det relativt greitt å sjå den markante horisonten som her i oppgåva vært tolka som den gamle overflata eller paleotopografien. Ved å vidare køyra ein automatisk "kill traces" under "trace edit", og "spatial interpolation", der den nye distansen mellom trasane vært stilt til 0,2192 meter, vært resultatet som vist i Figur 3-24.



Figur 3-24: Profil S1-S1' etter "trace edit" og "spatial interpolation", der ei vidare utvikling etter køyrte prosesseringssteg kjem til syne, og ein får ei utglattande effekt.

Som med dei fleste andre profila som er skildra i dette kapitlet, fører kombinasjonen av "trace edit" og "spatial interpolation" til at ein får eit noko kortare profil, her om lag 10 traser, men ein får også ei utglatting av profilet. Dette gjer at ein del signal i djupet forsvinn, men at ein får ein del reflektorar betre fram. Som i alle andre dataflyt, er siste ikkje-individuelle prosesseringssteg, "bandpass-filtering", der er det for 100 MHz flyten gjort ei avgrensing av frekvensområdet til lågaste på 61 MHz, medan det høgaste er satt til 141 MHz. Senter er lagt mellom 93 og 107 MHz, altså ei relativt jamn frekvenskurve. Dette resultatet er vist i Figur 3-25.



Figur 3-25: Figuren syner profil S1-S1' etter siste prosesseringssteg i dataflyten, "bandpass filtering". På grunn av høg oppløysning på data med 100 MHz, kan det være vanskeleg å skilje ulike reflektorar frå kvarandre.

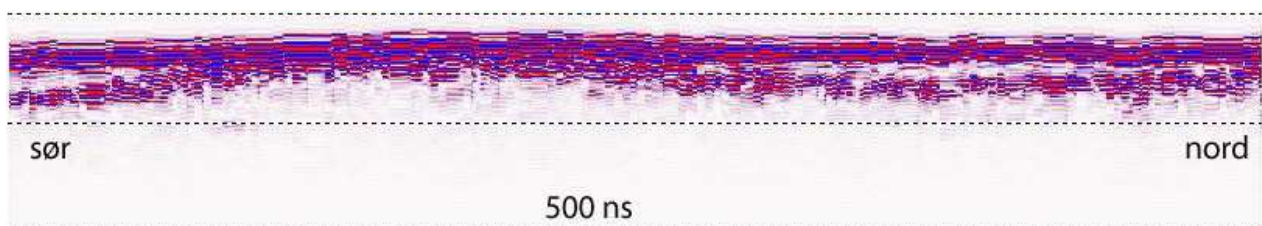
Reflektorane kjem no betre til syne, sjølv om det kan virke noko mindre oversiktleg. Ein får i større grad framheva direkte bølger, noko som ikkje er nødvendig for arbeidet, men som er eit resultat av at ein med bandpass filteret får klarare og meir framheva reflektorar.

Vidare i dette avsnittet er det freista å samanlikne uproesserte og prosesserte (inkludert topografijusterte) profil tatt med 100, 50 og 25 MHz antenner. Dette for å kunne sjå om noko gjev betre resultat enn andre, då det er desse frekvensane som er nytta til datainnnsamling, og såleis gjere ei bestemming på kva frekvensar ein ynskjar å nytte vidare.

100 MHz (S1-S1')

Uprosessert profil kan sjåast i Figur 3-22.

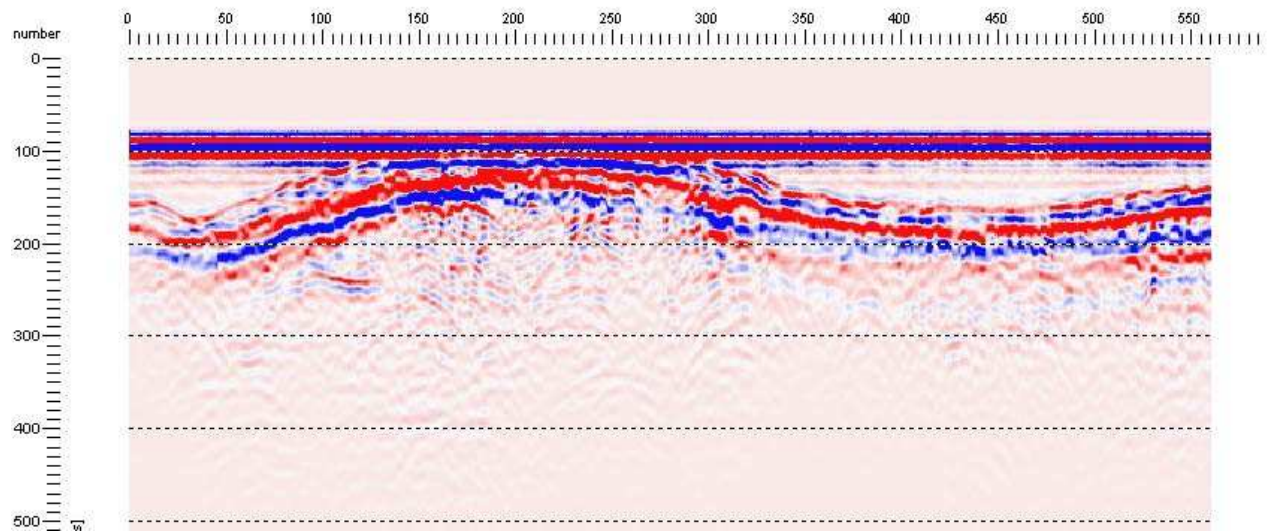
Ferdig prosessert profil med dataflyt for 100 MHz, samt topografijustering, er vist i Figur 3-26.



Figur 3-26: Figuren syner ferdigprosessert profil S1-S1', samt korrigering for topografi. Djupet i nanosekund er tatt med for å samanlikne med djup i 50 og 25 MHz profil.

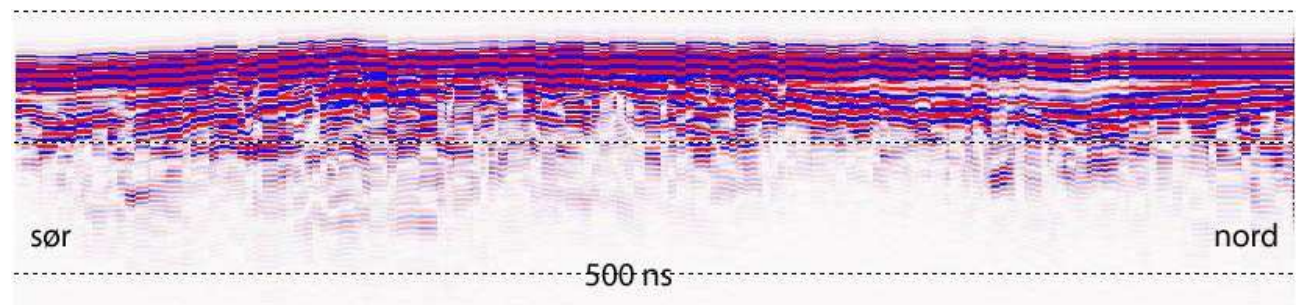
50 MHz (S2-S2')

Uprosessert profil er vist i Figur 3-27.



Figur 3-27: Figuren syner uproessert data for profil S2-S2', der ein finn overflata, samt ein kraftig refleksjon som syner overgang frå eit materiale til eit anna.

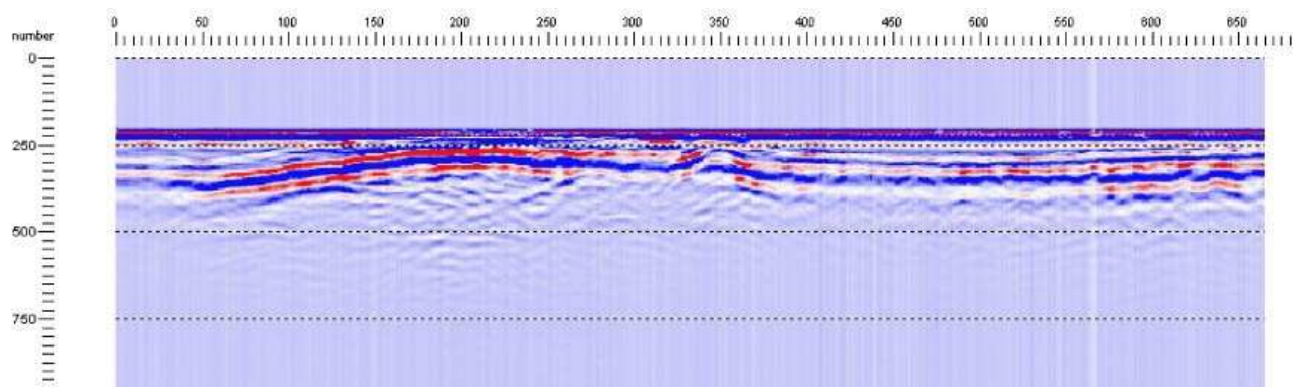
Ferdig prosessert profil med dataflyt for 50 MHz (som brukt på M1-M1', M2-M2' og A3-A3'), samt topografijustering, er vist i Figur 3-28.



Figur 3-28: Profil S2-S2' etter å ha gjennomgått same prosessering/dataflyt som M1,M2 og A3, samt korrigerig for topografi. Djupet i nanosekund er tatt med for å samanlikne med djup i 100 og 25 MHz profil.

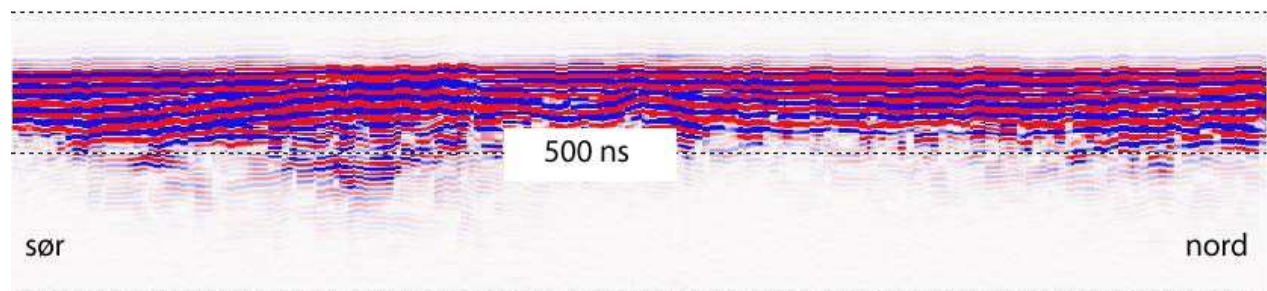
25 MHz (S3-S3')

Uprosessert profil er vist i Figur 3-29.



Figur 3-29: Figuren syner uproessert data for profil S3-S3', der ein finn overflata, samt ein refleksjon som syner overgang frå eit materiale til eit anna.

Ferdig prosessert profil med dataflyt for 25 MHz (som brukt på A1-A1' og A2-A2'), samt topografijustering, er vist i Figur 3-30.



Figur 3-30: Profil S3-S3' etter å ha gjennomgått same prosessering/dataflyt som A1 og A2, samt korrigerings for topografi. Djupet i nanosekund er tatt med for å samanlikne med djup i 100 og 50 MHz profil.

Det ein relativt greit kan sjå, både frå dei uproesserte og prosesserte profilane, er at høg frekvens gjer betre oppløysning medan låg frekvens gjev betre penetrasjon stemmer svært bra. Oppløysninga på S1-S1' (100 MHz), er på den prosesserte profila, nesten så høg at det er vanskeleg å skilje ulike reflektorar frå kvarandre. Dette kan vere eit resultat av ulike lag i grunnen som har tilnærma lik, men ikkje identisk hastigheit og dielektrisitetskonstant, å difor gjev utslag som ulike reflektorar. Ein ser at dette i mykje mindre grad gjeld for S2-S2' (50 MHz) og S3-S3' (25 MHz), der sist nemnt moglegvis har for dårleg oppløysning, at det rett og slett ikkje skil godt nok. Derimot er penetrasjonen på S1-S1', truleg ikkje tilfredstillande i eit større perspektiv. Akkurat i dette tilfellet, ser det ut til at ein når godt nok ned også med 100 MHz antenne, men ein kan leggje merke til at både S2-S2' og S3-S3' nærmar seg og

passerer eit djup på 500 ns, medan S1-S1' ligg langt over. I det området som desse profila er tatt, fører ikkje dette til noko problem, då ein høgst truleg har med overgangen frå myr til paleotopografien i alle profila, men i områder der tjukkeleiken på myra er større, vil ein nok få problem med å komme ned med 100 MHz antenne. I avsnitt 2.1.6.1, om vertikal oppløysning, vart det sagt at auka antennefrekvens, gjev mindre bølgjelengde, og at dermed den vertikale oppløysninga aukar. Ut frå dei profila som er samanlikna her, finn ein at dette kan være ei trend. I Figur 3-26, som er profil innsamla med 100 MHz antenne, kan ein sjå at dei ulike refleksjonane har låg vertikal utbreiing, og at det difor moglegvis utgjer ulike lag i grunnen (torva). Samanlikna med Figur 3-30, som er innsamla med 25 MHz, der ein finn ei grovare inndeling av refleksjonar, med ei relativt høg vertikal utbreiing per refleksjon. Dersom ein konverterer til djup (med ei hastigheit på 3,72 cm/ns), kan ein sjå at ein refleksjon i S1-S1' (100 MHz) utgjer om lag 25 cm, i S2-S2' (50 MHz) utgjer ein refleksjon om lag 50 cm, medan ein refleksjon i S3-S3' (25 MHz) utgjer om lag 100 cm. Dersom ein testar dette med formelen som er oppgitt i avsnitt 2.1.6.1, der ein kan få forventa vertikal oppløysning, ved å dividere hastigheita i materialet på nytta frekvens, får ein eit resultat som ligg i nærleiken av nemnte resultat. Dette fortel i hovudsak kor tjukt eit lag i grunnen må være for å opptre som ein eigen refleksjon i opptaket.

Ein kan difor ta ein avgjersle på at det truleg er best å bruke 50 MHz og 25 MHz antenner i området, då ein i alle fall er trygg på å komme langt nok ned i grunnen. 50 MHz egner seg nok endå noko betre, sidan det kan sjå ut som om 25 MHz antenna ikkje har tilfredstillande oppløysning, og difor gjev uklare resultat. 100 MHz antenne kan også nyttast, men berre dersom ein er sikker på at djupet ikkje overskrider mogleg penetrasjon, noko ein aldri kan være heilt sikker på ved fyrste undersøking.

4.0 TOLKING OG RESULTAT

Det overordna målet med køyring av georadar, er å seie noko om kva materiale som er i undergrunnen, og korleis oppbyggingen av desse materiala er. For å kunne gjere dette, lyt ein tolke data, og sjå samanhenger mellom dei ulike laga i grunnen. I dette kapittelet vil det fyrst bli diskutert moglege tolkingar av profila, og desse vil bli framstilt gjennom enkelt døme, og meint å gje ein peikepinn på korleis ein kan knytte den teoretiske tolkinga til Beres & Haeni (1991) opp mot empirien som her er innsamla data. I andre del vil dei enkelte georadarprofila bli satt inn i ein større samanheng, og det vil bli drøfta vidare arbeid med ferdigprosesserte georadardata og resultat av ulike interpoleringar. Dette dannar til saman viktige faktorar for å kunne analysere og drøfte dei ulike ferdigstilte resultatata i kapittel 5.

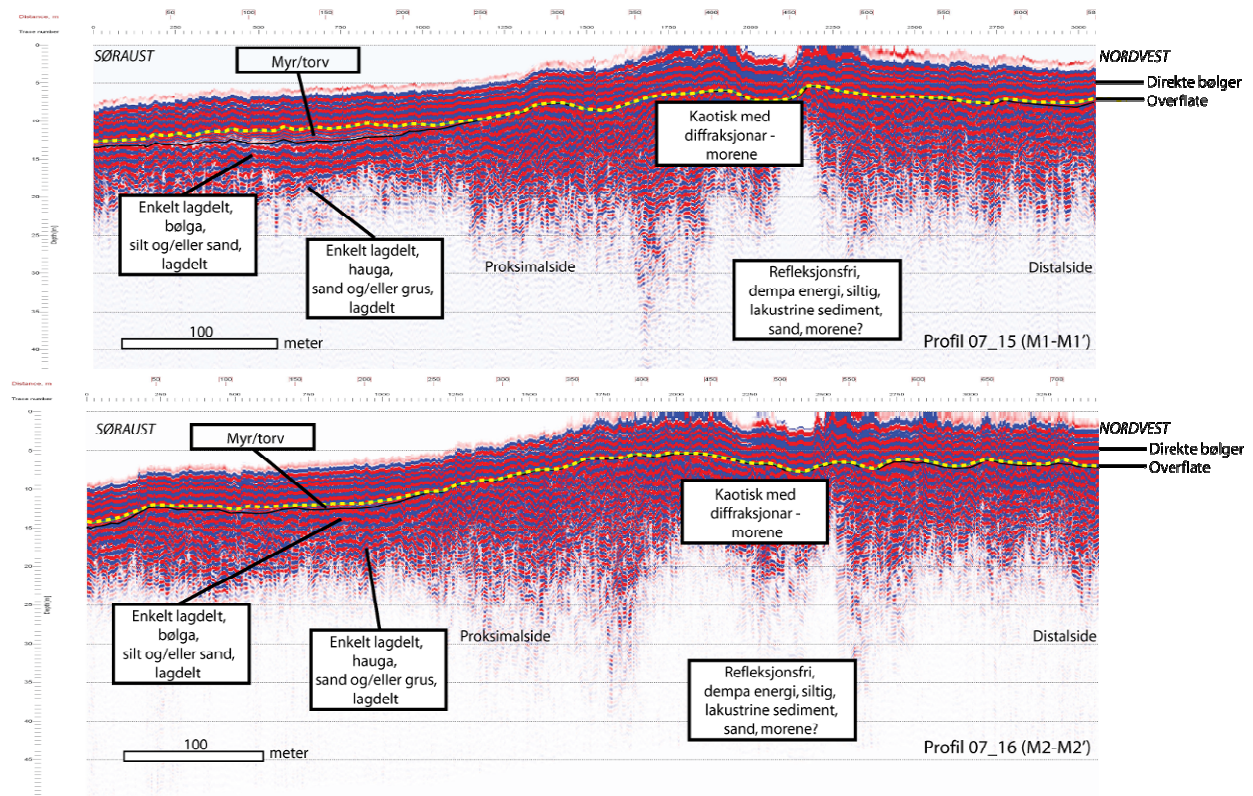
4.1 Tolking og framstilling av profil

Når ein er ferdig å prosessere data, er det tid for å freiste å tolke refleksjonar i profila, slik at ein kan seie noko om kva materiale som er i undergrunnen. Det er eit føremon å ha litt informasjon om feltområdet på førehand, då det er fleire materiale og samansetningar som kan gje tilnærma same refleksjon. I tolkinga er Beres og Haeni (1991) sin oversikt over refleksjonskonfigurasjonar med tolking, som er vist i Figur 2-12 nytta. Ved hjelp av denne har det vært freista å tolke profil, både frå Kjølhøgmorenen og mellom dei tre vatna i feltområdet, høvesvis M1-M1', M2-M2' og A3-A3', samt A1-A1' og A2-A2', frå kapittel 3.0. For nærare lokalisering og orientering på profila, kan dette sjåast i Figur 3-1 og Figur 3-10.

Dei refleksjonskonfigurasjonane som er funne i dei tre fyrst nemnte profila er, refleksjonsfri (som kan vera; 1. dempa energi, 2. Siltige, lakustrine sediment, 3. Sand, massive eller tjukke lag, 4. Morene, massiv, få blokker), enkelt lagdelt, bølga (1. Silt og sand, lagdelt, 2. Sand, lagdelt) og hauga (1. Sand, lagdelt, 2. Sand og grus, lagdelt), og kaotisk med diffraksjonar (1. Sand, kryss-sjikta m/blokker, 2. Morene, massiv m/blokker)(sjå avsnitt 2.1.8.1 for forklaring). I tillegg er det og tatt med ei tolking for myr/torv, som ikkje er med i denne figuren, men sidan det føreligg god kjennskap til området gjennom feltarbeid, kan ein vite at dette førekjem. Den stipla linja og spørsmålsteikna i botn av skissene, er for å markere at det er ein viss usikkerheit om kor djupt signala går, og ein difor ikkje kan være sikker på eventuell berggrunn.

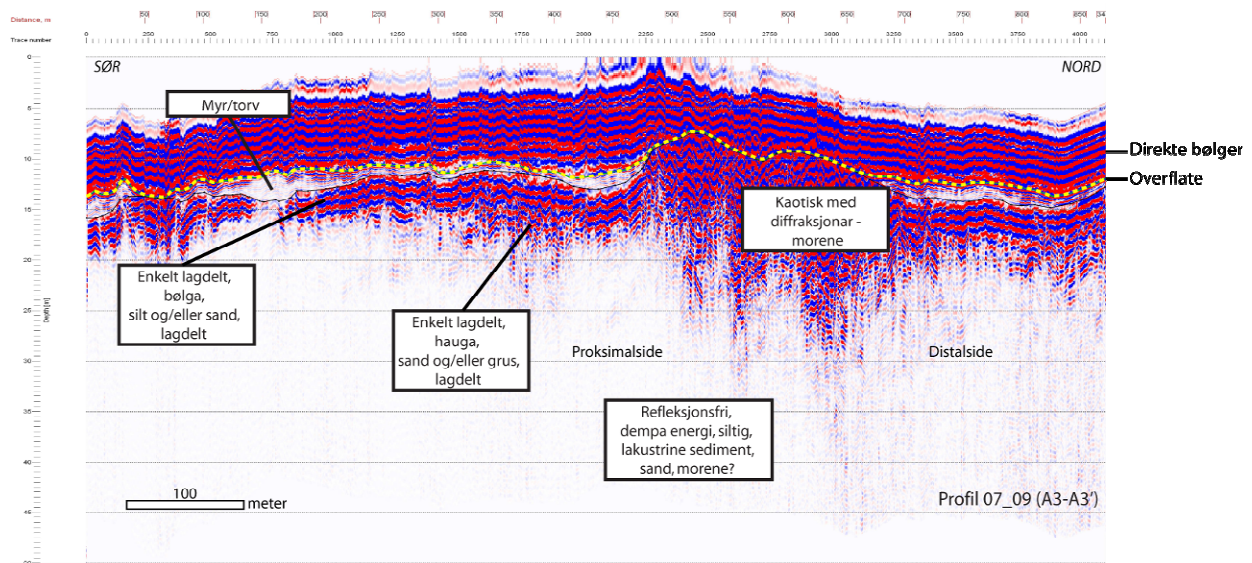
Tolkingane for M1-M1', M2-M2' og A3-A3' er markert og forsøkt avgrensa i ferdig prosesserte data, og vidare skissert, for å freiste å lage ei klar inndeling i ulike material. Dette er vist i framstillinga av dei enkelte profila som kan sjåast i Figur 4-1 og Figur 4-2, og i eige skisse over tolkinga av profila som kan sjåast i avsnitt 5.3 (Figur 5-1, Figur 5-2).

Profil over Kjølhaugmorena, med tolking



Figur 4-1: Figuren syner topografijusterte profil (M1-M1' og M2-M2') over Kjølhaugmorenen, med antatt verkelege overflate (gul stipla linje). Figuren viser også eksempel på tolking med bakgrunn i Figur 2-12 av Beres og Haeni (1991).

Sør-nord profil mellom øvre Æråsvatn og Endletvatn, over Kjølhaugmorena, med tolking



Figur 4-2: Figuren syner topografijusterte profil (A3-A3') orientert sør-nord mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn, over Kjølhaugmorenen, med antatt verkelege overflate (gul stipla linje). Figuren viser også eksempel på tolking med bakgrunn i Figur 2-12 av Beres og Haeni (1991).

Dei refleksjonsfrie områda vart tolka som enten siltige lakustrine sediment, sand, morene (massiv, få blokker) eller dempa energi. Demping av energi forårsakast av absorpsjon av energien i materialet, noko som fører til at ein ikkje får det utsende signalet i retur frå reflektor (sjå avsnitt 2.1.5.1). Typisk materiale der ein kan oppleve dette er marine sediment og leire. Det ein må vurdere når ein skal tolke, er om dette er avsett av bre/innlandsis og eventuelt kor stor erosiv kraft denne har hatt. Sidan ein finn denne refleksjonen i botn av profila, er det, om det er lakustrine sediment, sand, marine sediment eller leire, bevart under morene, noko som vil seie at isen som har avsett morenen, i liten grad har erodert i førglasiale avsetjingar. Dersom ein tolkar dette som massiv morene med få blokker, er nok denne avsett omtrent samstundes som den overliggande morenen (Kjølhaug), og kan vera botnmorene. Då det er vanskeleg å skilje ulike refleksjonsfrie område frå kvarandre, kan det også være fleire ulike tolkingar på same området. Dei refleksjonsfrie områda finn ein i botn av alle tre døma.

Over dei refleksjonsfrie områda finn ein kaotiske refleksjonane med diffraksjonar, tolka som massiv morene med blokker. Dette er både fordi desse refleksjonane er ganske tydelige, men også fordi kjennskap til området gjer at ein veit at dei tre profila som er nytta som døme, kryssar Kjølhaugmorenen. På profilet A3-A3', finn ein slike refleksjonar i starten av profilet, etter om lag 50 meter. Dette kan være spor etter Endletmorenen, men det kan og være spor av

at breen har hatt eit opphald mellom avsetjinga av Kjølhaugmorenen og Endletmorenen. Denne morene ligg, i motsetnad til Kjølhaugmorenen, ikkje synleg i dagen. Over dei refleksjonsfrie områda, og sør for dei kaotiske refleksjonane med diffraksjonar i profil M1-M1' og M2-M2', og over det refleksjonsfrie området, men mellom dei to nemnte områda med kaotiske refleksjonar med diffraksjonar, samt nord i profilet (etter Kjølhaugmorenen) i profil A3-A3', finn ein enkelt lagdelte refleksjonar i haugar. Desse kan tolkast som lagdelt sand, eller lagdelt sand og grus, noko som kan vurderast til å være breelvmateriale avsett etter at breen har trekt seg tilbake frå morenen, eller elvemateriale. Breelvmateriale er vanlegvis sorterte lag av ulik kornstørrelse, og den lagvise vekslinga gjenspeilar variasjonar i breelvas vassføring (Nesje, 1995: 79). Dette kan også være med på å forklare depresjonar med nord-sør orientering i både Kjølhaug- og Endletmorenen, som kan sjåast i dei paleotopografiske karta. Desse depresjonane kan være resultat av glasifluvial erosjon i moreneryggane etter at breen har trekt seg tilbake.

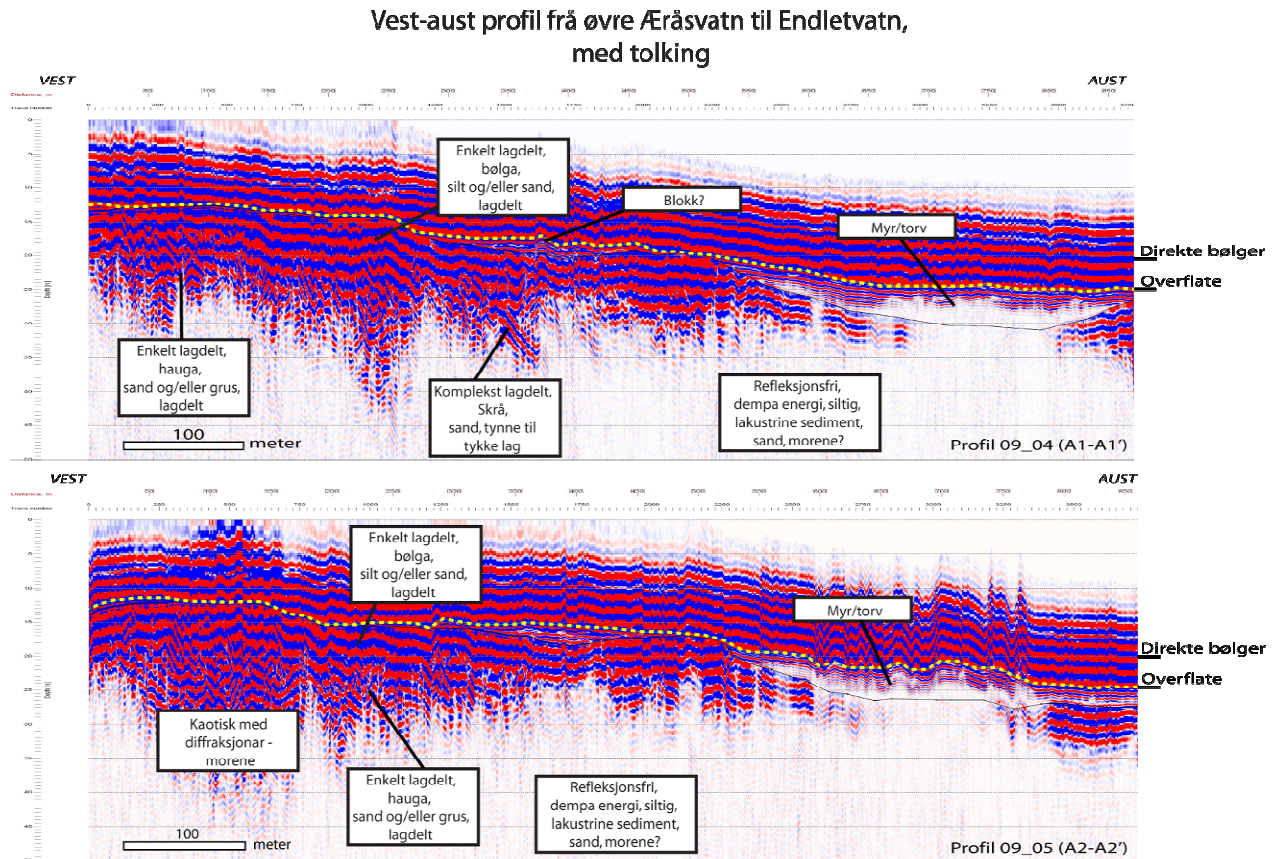
Over desse hauga refleksjonane finn ein enkel lagdelte refleksjonar i bølger. Ut frå Figur 2-12 kan slike refleksjonar tolkast som lagdelt silt og sand eller lagdelt sand. Desse refleksjonane finn ein sør for, mellom og nord for morenane i profil A3-A3', og sør for morenen i M1-M1' og M2-M2'. Dette kan eigentleg sjåast i samanheng med det underliggande laget, der det overliggande laget er av mindre kornstørrelsar, og difor er avsett i eit rolegare miljø. Dette er ei logisk tolking då finare sediment ville vorte fjerna dersom vassføringa i breelva/elva hadde auka etter fyrst å avsett desse, og difor vil desse ligge over grovare kornstørrelsar. I topp av profila finn ein eit lag som pga god kjennskap til området er tolka som torv. Dette laget varierer i tjukkeleik, og det verker som ei trend at det vært tjukkare med auka distanse til morenen. Dette kan være naturleg då torvvekst er avhengig av vatn, og difor er tjukkare i dei lågare områda i terrenget. I profil M1-M1' og M2-M2' finn ein denne torvveksten i sør, dvs. nordsida av Endletvatn, medan ein i profil A3-A3', finn dette torvlaget både mellom morenane, og nord for Kjølhaugmorenen. Dette samsvarer bra med at dette profilet går i området mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn, samt ender i nord med Nedre Æråsvatn. Dei høgdane som er markert på skissene er dei paleotopografiske høgdene ein har kome fram til, der toppunktet er høgste fastepunkt, dvs. punkt som ikkje er torv, medan botnpunktet er lågaste punkt under torva. Ein kan legge merke til at for M1-M1' og M2-M2' er desse svært like, og varierer berre med om lag 0,5 meter i toppunktet, som er høgda over havet på moreneryggen. Dette toppunktet er noko lågare for A3-A3', der det ligg på 48,5 moh., medan botnpunktet ligg på om lag 38,5 moh. Dette er lågare enn botnpunktet for M1 og

M2, men det punktet ligg også heilt sør på profilet A3-A3', og har difor ingen samanheng med botnpunkta for dei to andre profila.

Om ein samanliknar dei tre profila, legg ein merke til at Kjølhaugmorenen har mykje større utbreiing på M1-M1' og M2-M2', enn det som er tilfellet på A3-A3', og ligg både høgare over havet og er har ei større breidd i dei to fyrstnemnte. Elles kan ein sjå at innfyllinga av lausmassar og torvveksten er relativt lik på sør sida av Kjølhaugmorenen i alle tre profila, noko som fortsett ganske jamt på nordsida av morenen i profil A3-A3', medan dette ikkje er med i M1 og M2, då ein her ikkje har kome forbi morenepartiet med profileringa.

To profil som skil seg ein del frå dei som er nemnt over, er profil A1-A1' og A2-A2' som går frå Øvre Æråsvatn til Endletvatn. Desse er ulike pga. ei anna orientering, der desse går frå vest mot aust, men det er langs desse profila heller ikkje noko kjende morene lokalitet, og ut frå kjennskap til området gjennom feltarbeid, veit ein at dette er eit område som er prega av torv. Desse profila er som nemnt i avsnitt 3.1, ganske tette, og maks avstand mellom dei er 60 meter (A2 nord for A1). Som i dei tre overnemnte profila, er det også her funne områder som er refleksjonsfri, enkelt lagdelt, bølga og hauga, og kaotisk med diffraksjonar, samt ei eiga tolking for myr/torv. I tillegg til desse er det i profil A1-A1', også markert eit område med komplekst lagdelte skrå lag, som ut frå Figur 2-12, kan være tynne til tjukke lag med sand. Det er altså ikkje noko endring i materiale i grunnen, men strukturen kan moglegvis være noko ulik.

Også her er dei ulike tolkingane markert og forsøkt avgrensa i ferdig prosesserte data, og vidare skissert, for å freiste å lage ei klar inndeling av ulike material. Dette kan sjåast i framstillinga av dei enkelte profila i Figur 4-3, og i eige skisse over tolkinga av profila i avsnitt 5.3 (Figur 5-3).



Figur 4-3: Figuren syner topografijusterte profil (A1-A1' og A2-A2) frå Øvre Æråsvatn til Endletvatn, med antatt verkelege overflate (gul stipla linje). Figuren viser også eksempel på tolking med bakgrunn i Figur 2-12 av Beres og Haeni (1991).

Dei refleksjonsfrie områda i profil A1-A1' og A2-A2' er antatt å være anten massiv eller tjukke lag med sand, massiv morene med få blokker eller eit resultat av dempa energi (marine sediment eller leire). Men som for M1, M2 og A3 kjem dette an på innlandsisen si erosive kraft, eventuelt om havet kan ha stått inn i dette området etter at isen trekte seg tilbake for om lag 18 000 kal. år før notid. I desse profila finn ein også kaotiske refleksjonar med diffraksjonar, noko ein i motsetning til i dei tre andre profila, ikkje kunne sjå i felt. Desse refleksjonane er svært mykje tydeligare i A2-A2' enn i A1-A1', i tillegg til at dei går mykje høgare i A2 der dei utgjer toppunktet på om lag 48,5 moh. I profil A1-A1' når desse refleksjonane ei maks høgde på om lag 40 moh, noko som er ein ganske stor skilnad når overflaten er om lag den same, og avstanden mellom profila er mindre enn 60 meter. Desse refleksjonane vart for desse profila, som i dei tre andre, tolka som morene, og spørsmålet er om det er ein del av randmorenen Kjølhøg, eller om det er avsetjingar frå bre som har komme ut frå Æråsdalen. Dette vil ein kome tilbake til i diskusjonskapitlet.

Neste refleksjonen i profila er enkelt lagdelt hauga, som nemnt tidlegare har ei tolking av Beres & Haeni som lagdelt sand og/eller grus. Dette kan være glasifluviale avsetjingar, men det kan også være fluviale avsetjingar, truleg i både tilfelle avsett i vatn. Det same gjeld eit område med refleksjonar i profilet til A1-A1', der ein har komplekst lagdelte skrålag, noko som har ei tolking til å være tynne til tjukke lag med sand. Dette kan også være eit resultat av ei deltautbygging både glasialt og fluvialt. Over desse refleksjonane finn ein enkelt lagdelte bølga refleksjonar, akkurat som i dei tre føregåande profila. Denne refleksjonen er tolka som lagdelt silt og/eller sand, og kan også passe saman med både glasifluviale og fluviale avsetjingar. Dette blir ein diskusjon på om det har lagt noko bre i nedslagsfeltet vest i Æråsdalen, sidan skrålaga med sand høgst truleg må ha vorte avsett frå den retninga, dvs. frå vest mot aust. Alt dette avheng også av den tidlegare utbreiinga til Endletvatnet, t.d. om eit eventuelt delta kan ha vorte bygd ut her, og kor høgt vatnet må ha vært for at dette skal kunne være ein realitet. Øvste refleksjonane i profila (sett bort frå direkte bølger), er også i desse profila tolka som torv/myr. Som for dei tre andre profila har ein god kjennskap til dette gjennom feltarbeid, men ein veit ikkje nøyaktig tjukkeleik på torva. Som nemnt tidlegare, har det vorte tatt ei kjerne i vestkanten av Endletvatnet (aust i desse profila), og denne kjernelokaliteten ligg mellom desse to profila i aust. Der er det målt ei torvdjup på om lag 4 meter, noko som kan stemme ganske bra overens med torvdjupet i desse profila. Dette er også nytta tidlegare i arbeidet for å rekne ut hastigheitar i torva, der profil A2-A2' er kome ut med ein svært tilfredsstillande hastigheit, medan A1-A1' antakelegvis er noko djupare (i same koordinat), og difor har gitt ein noko låg hastigheit (sjå avsnitt 2.1.3.5 og vedlegg III).

Det ein i alle fall kan sjå ut frå tolkinga av profil A1-A1' og A2-A2', er at dei korrelerer svært bra, både med tanke på høgdane som er markert inn, med tanke på gradient frå vest til aust (Øvre Æråsvatn til Endletvatn), og tolking av strukturane i undergrunnen.

4.2 Resultat av interpolering

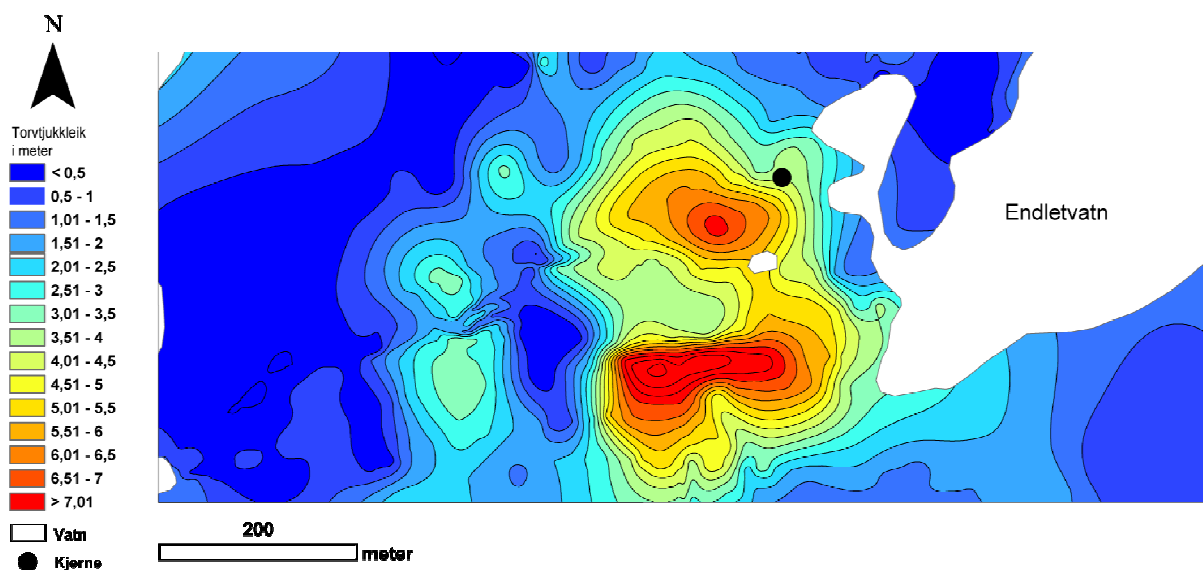
Kva kan ein så få ut av profila innhenta ved hjelp av georadar? Etter å ha lagt inn profila i ArcGIS, kan ein vidare modellere, analysere og presentere data, sånn at ein får fram den informasjonen ein er interessert i. Alle funksjonar vil ikkje være aktuelle i dette arbeidet, men moglegheitene er tilstades. Ved å interpolere mellom profilane, det vil seie å berekne verdier som ligg mellom to eller fleire kjente verdier, vil ein kunne skape eit heildekkande bilete, der desse nye verdiane skaper heilskap mellom profila. I dette arbeidet er både dei kjende og dei ukjende verdiane høgder over havet, men då ein her er interessert i topografien under torva, vært det dagens topografi minus djupet ned til den gamle topografien som vært freista framstilt i karta. Denne informasjonen ligg allereie i profila gjennom tidligare førebuingar i RadExplorer og Excel . Det vil være ein del usikkerheit med ei slik interpolering, og resultatet vil variere og avhenge av ulike faktorar. Tettleiken mellom profila vil være utslagsgjevande på nøyaktigheita i ferdig resultat, men ein erfaring tileigna gjennom dette arbeidet er at kryssande profil ikkje gjev noko godt resultat ved interpolering, og ein har difor nytta mest mogeleg profil som har tilnærma same orientering. Det har vist seg at dersom ein nyttar seg av profil med ulik orientering, får ein depresjonar der profila går, medan det vært konstruert høgare verdier mellom dei kjende. Dette fører til at ein får eit rutemønster i topografien, som er svært lite sannsynleg, men heller ikkje ser bra ut i ei visualisering. Noko anna ein må ta omsyn til når ein tolkar resultatet (t.d. paleotopografiskkart), er at dersom avstanden mellom profila vært for stor, og det eine profilet ligg høgare enn det andre, så vil ein få ei jamn stigning mellom profila, sjølv om det i røynda kan være kupert mellom dei to profila. Dette fører også til at framtrekande landskapsformar som t.d. morene, kan få ein noko stor utbreiing.

Noko som og er ein viktig faktor er at dei ytste profila i interpoleringa (altså det lengst nord, sør, vest og aust), må i hovudsak være ytterpunkta for det ein nyttar for gode nok resultat som tolking. Dette er fordi det også vil bli danna verdier på utsida av dei ytste profila, men desse verdiane vil i høg grad være usikre. Det som ligg inne av data i innsamla GPR-profil, etter tolking og analyse i RadExplorer, samt utrekningar og tilpassing i Excel er, høgde over havet, tjukkleik på torv og høgde over havet utan torv (paleotopografi). Dette vil seie at ein i utgangspunktet kan interpolere mellom verdiane, og skape heildekkande kart som syner dagens topografi, torvdjup i området, samt paleotopografien, dvs. den gamle topografien før ein fekk torvvekst i området. Dagens topografi er ikkje av særleg interesse då det finst mykje

sikrere kartdata av akkurat dette, men både torvdjup og paleotopografien kan være med å fortelje oss noko om kva som har hendt i området, korleis ulike hendingar har påverka området og kva rate det er på veksten av torv. Til dømes kan ein ved hjelp av eit paleotopografisk kart, freiste å seie noko om korleis innlandsisen har lagt når dei ulike morenane i området har vorte danna o.l. På grunn av noko usikkerheit rundt interpoleringa, vært det også noko usikkerheit rundt tolkinga av dei ferdige resultata, men i sentrale delar av feltområdet, dvs. vest og nord for Endletvatn, vært desse resultata vurdert som gode nok. Ein usikkerheit rundt data vil likevel være høgdedata som er innsamla med GPS tilkopla georadaren. Dei innsamla data stemmer ikkje heilt overens med høgder som allereie ligg inne i kartdata frå området, men då desse høgdedata ikkje føl georadarprofila, må ein nytte innsamla høgder. Så lenge ein er observant på at det eksisterer ei viss feilmargin, så kan ein ta omsyn til dette.

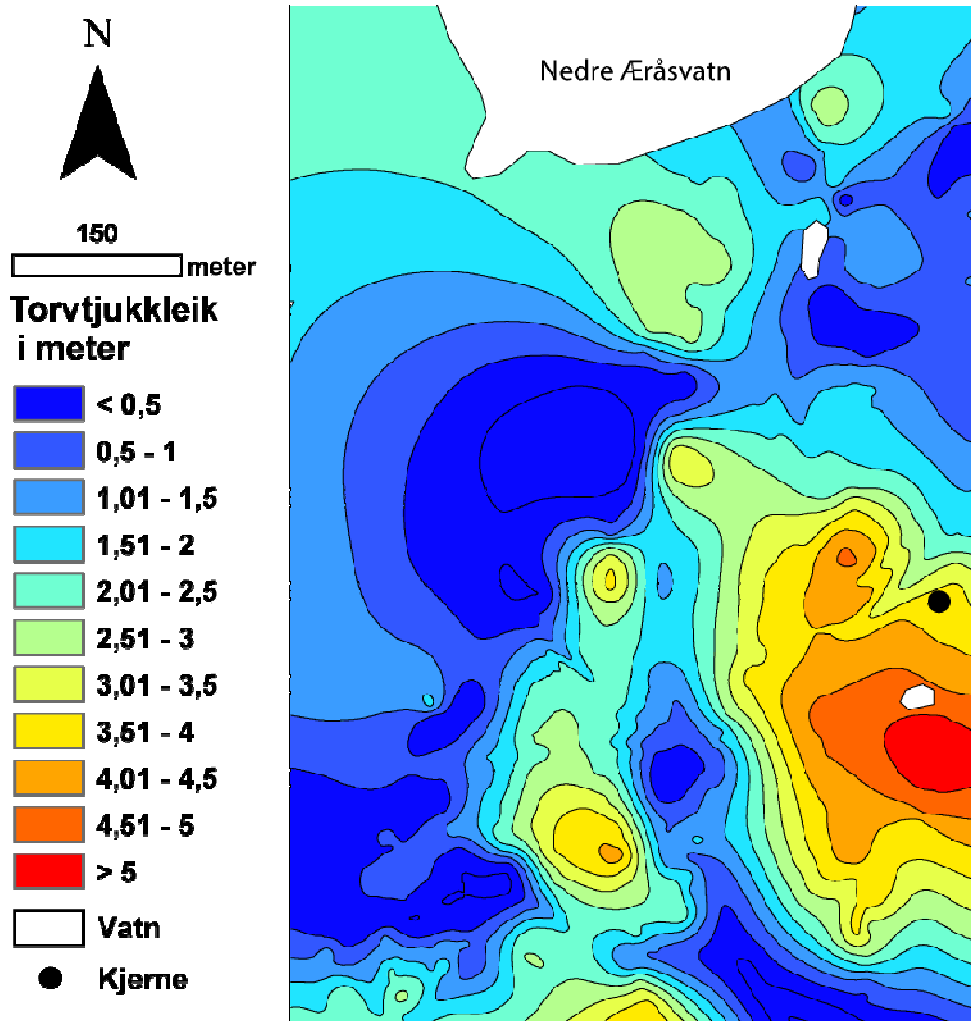
Med utgangspunkt i innsamla og prosessert data, er det danna to paleotopografiske kart, der det eine er basert på vest-aust profil, og det andre er basert på sør-nord profil, medan begge har med profil over moreneryggar. Desse karta har ei utbreiing frå vestkanten av Øvre Æråsvatn, til noko aust for austkanten av Endletvatnet, og i nord dekkjer det Nedre Æråsvatn. Nokre av dei høgste områda i karta er synleg også i dag, då dette er moreneryggar, men i mesteparten av området er torva "lyfta" vekk, for å få fram høgda på den gamle overflata. Ein finn dei lågaste områda i begge karta ved vestkanten av Endletvatn, men dei lågare områda har ei ganske mykje større utbreiing på kartet som er basert på vest-aust profil. Mest truleg er dette fordi profileringa vært meir nøyaktig inn mot Endletvatn med slik profilering enn i det kartet som er basert på sør-nord profil. På ei anna side kan ein sjå at det sannsynlegvis er meir detaljert i overgangen mellom Endletvatn og Nedre Æråsvatn i det kartet som er basert på sør-nord profil, og moglegvis ved austkanten av Øvre Æråsvatn. Sjølv om det er ein del ulikskapar i karta, på bakgrunn av kva veg profila er orientert, kan det sjå ut som dei store linjene er relativt like, og at ein difor kan freiste å seie noko om kva agensar som har verka i området, og korleis dette har hendt. Akkurat nøyaktigheita for å fortelje noko om korleis innlandsisen har lagt, er vanskelig å teste om stemmer, men det er og eit spørsmål om kor viktig nøyaktigheit faktisk er for dette. Dersom ein kan danne seg eit meir eller mindre grovt bilete av korleis isen har lagt når Kjølhøgmorenen har vorte avsett, så kan dette være tilfredstillande for å skape ei drøfting om kor vidt det har vore lokalglasiasjon i området o.l.

For området mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn, er det med interpolering også laga to kart over torvtjukklege, der det eine er basert på sør-nord profil, medan det andre er basert på vest-aust profil. Eit slikt kart kan være med å fortelje noko om raten på torvvekst i området, og om det eventuelt er noko grunn til at det er tjukkare torvlag enkelte stader. Det kan også brukast som del av større arbeid, og til dømes fortelje noko om kor det er best egna å gjennomføre boringar og andre undersøkingar. For dette arbeidet er ikkje kart over torvtjukklege veldig naudsynt, men er meir tatt med som eit døme på kva moglegheiter ein har med innsamla data. Ei framstilling av desse torvtjukklege kan sjåast i Figur 4-4.



Figur 4-4: Figuren syner torvtjukklege i meter mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn, basert på interpolering mellom lengdeprofil (vest-aust).

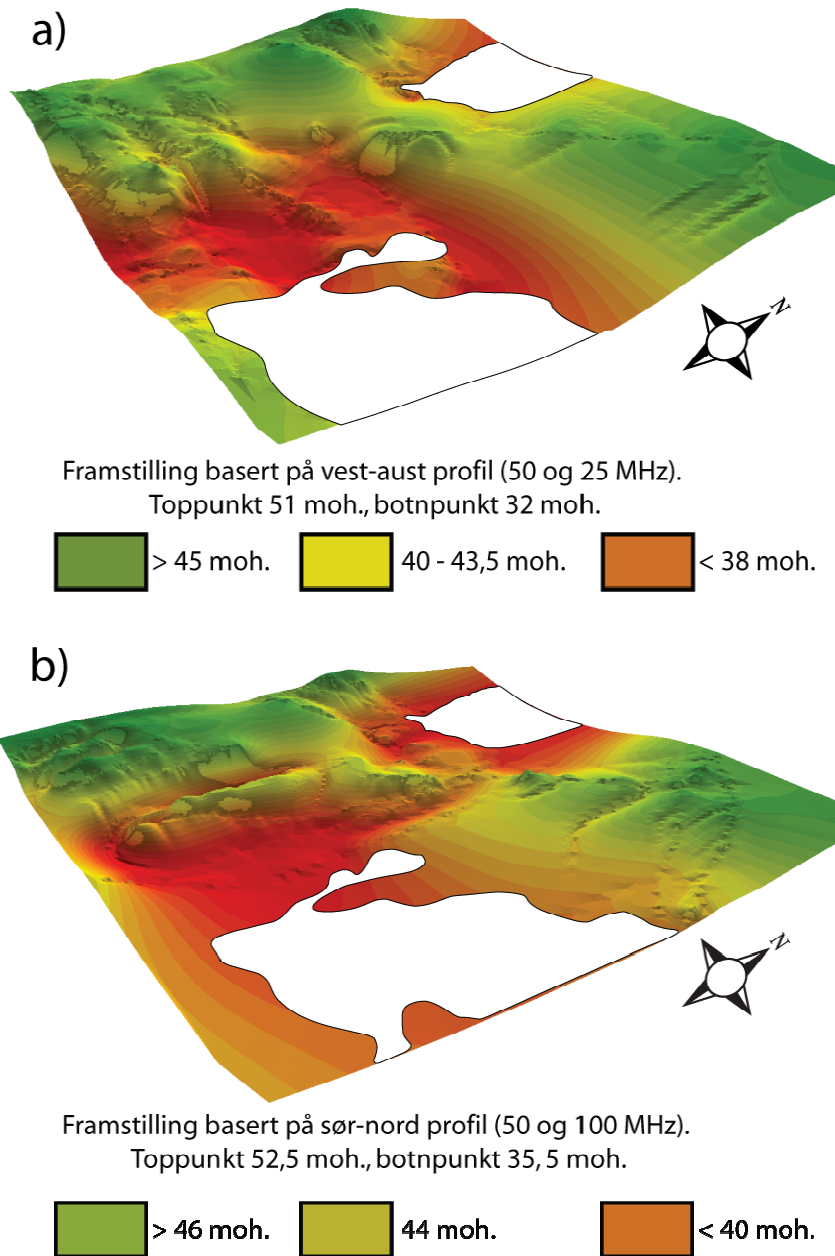
Det er for dette døme, som i dei fleste andre i dette arbeidet, tatt med døme på både vest-aust profil og sør-nord profil. Dette vart gjort for å kunne drøfte kva skilnadar ein kan oppdage, og kva som eventuelt gjev best resultat. Ei framstilling som er basert på profil med ulik orientering enn figur 4-4 er vist i Figur 4-5.



Figur 4-5: Figuren syner torvtjukkeleiken i meter mellom Øvre Æråsvatn, Endletvatn og Nedre Æråsvatn, basert på interpolering mellom tverrprofil (sør-nord).

Då ein ved prosessering av data allereie har tilrettelagt informasjonen i dei ulike filane, kan ein enkelt interpolere og hente ut den informasjonen ein vil framstille. Som nemnt tidlegare er alle profila prosessert slik at dei inneheld informasjon om topografi på overflaten, tjukkeleik på torv, og topografi på overflata under myra. Paleotopografien er forsøkt framstilt på ulike måtar, der hovudarbeidet er dei to paleotopografiske karta som syner høgde over havet når torva er fjerna. Ut frå desse karta, har det også vorte laga 3D-modellar over terrenget utan torv, for å få ei betre visualisering og igjen for å vise kva moglegheiter som faktisk ligg i metoden. Desse 3D-modellane over terrenget slik det kan ha vore etter at isen trekte seg tilbake, gjev eit betre inntrykk av korleis topografien faktisk kan ha vært, enn det dei flate paleotopografiske karta gir, men som modell samanlikna med eit kart, er det vanskelegare å sjå ulike høgdar i forhold til kvarandre. Ein slik 3D-modell er vist i Figur 4-6, der figur a er

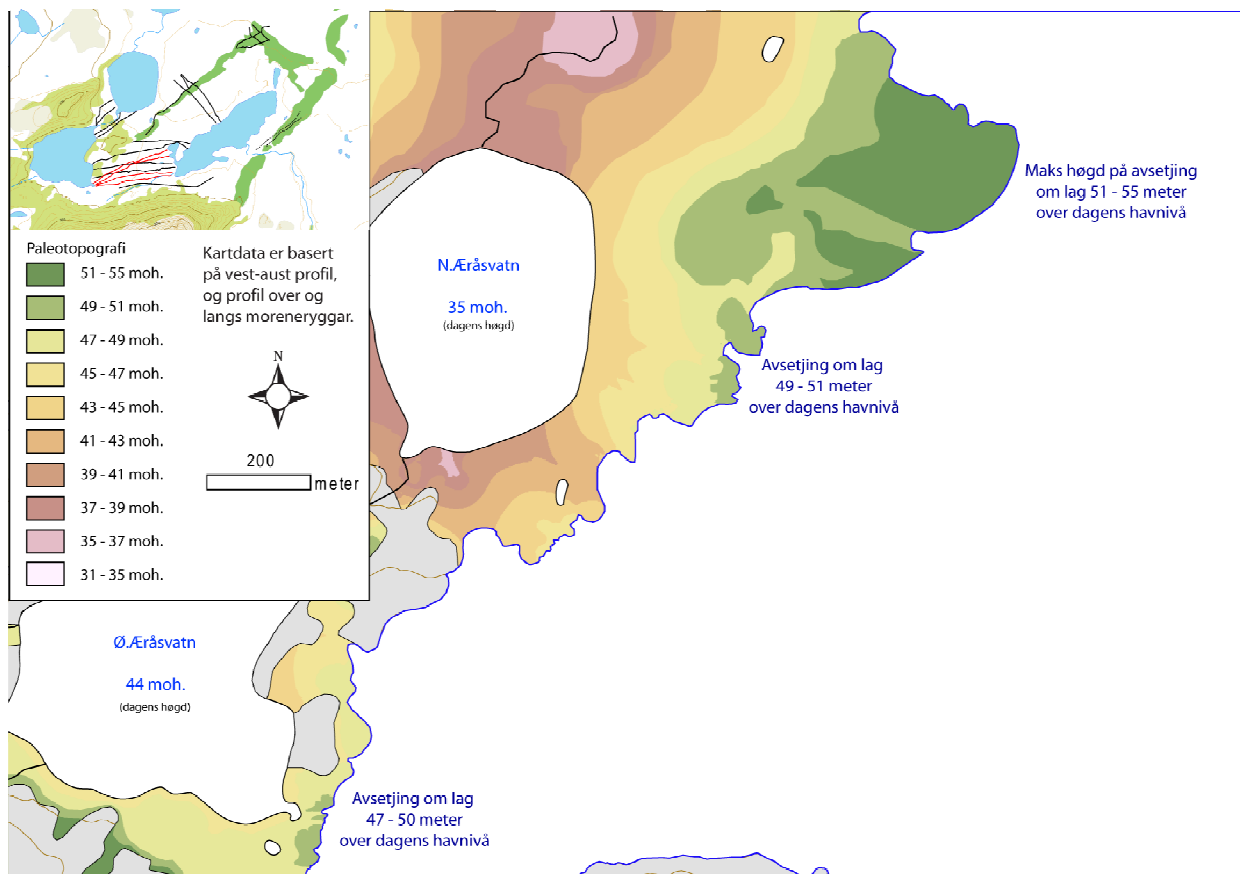
basert på lengdeprofil (vest-aust), medan figur b er basert på tverrprofil (sør-nord), begge syner området mellom Endletvatn, Øvre Æråsvatn og Nedre Æråsvatn. Desse modellerna er også lagt ved oppgåva som vedlegg V.



Figur 4-6: Døme på modellering av paleotopografi mellom Øvre Æråsvatn, Endletvatn og Nedre Æråsvatn. Figur a er basert på interpolering av vest-aust profil, der ein finn nedskjeringar/dreneringsspor i innfyllinga mot Endletvatn. Figur b er basert på interpolering av sør-nord profil, der ein finn nedskjeringar/dreneringsspor mellom Endletvatn (større utbreiing) og Nedre Æråsvatn. Omriss for vatna er lagt over modelleringa pga. mangel på data frå desse områda.

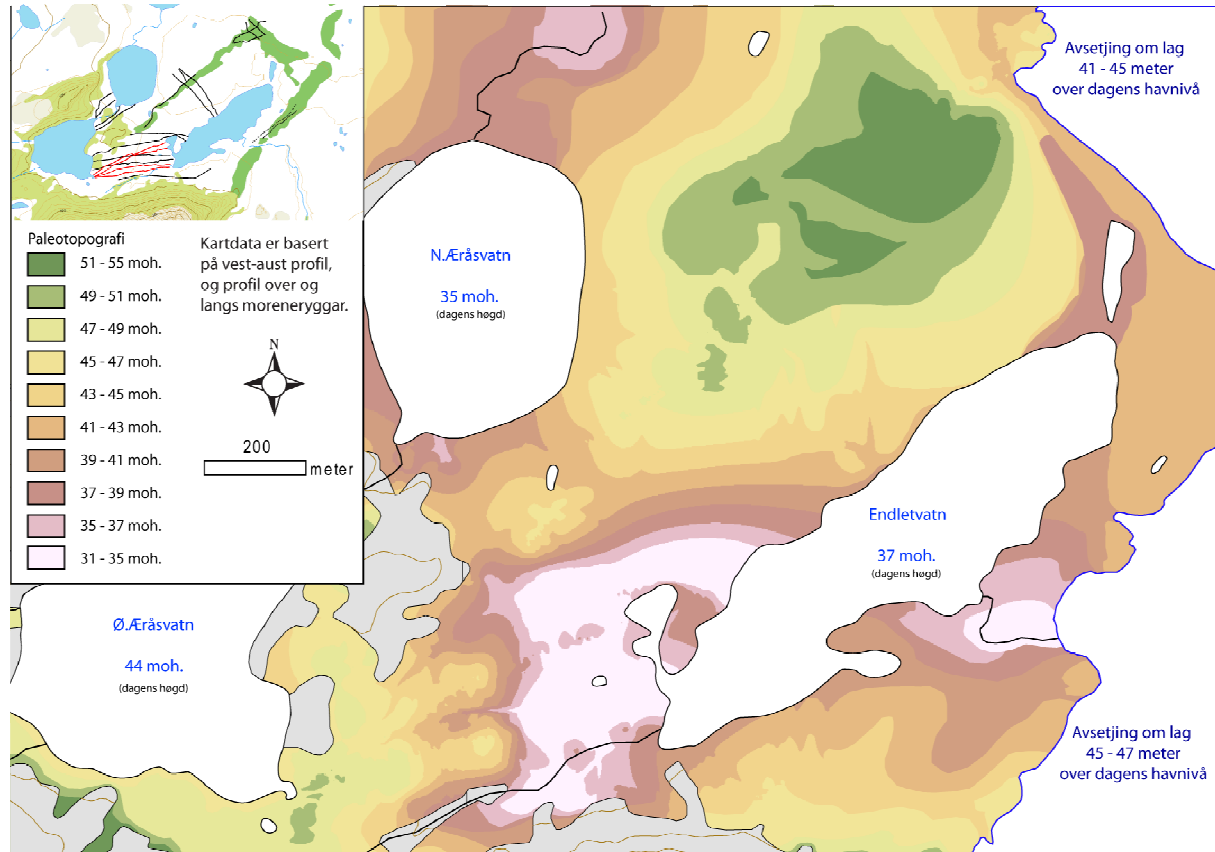
Sjølv om begge desse modellane er relativt ulike, viser begge ei moglegheit for at både Endletvatn og Nedre Æråsvatn har hatt ganske mykje større utbreiing enn dei har i dag. På begge modellane er vatnet lagt over, pga. at det manglar data frå områda der vatna er, noko som fører til at interpoleringa her vært feil. Endletvatn ligg i dag 37 meter over havet, og det er fleire områder rundt marginen på vatnet, som utan torv ligg under denne høgda. Særskild på figur a, kan ein sjå at Endletvatnet kan være demma opp i nord av Kjølhaugmorenen, og i sør av Endletmorenen, men dette vil bli tatt opp i diskusjonskapittelet.

Dei to paleotopografiske karta som er laga gjennom ArcGIS, med bakgrunn i georadarprofil med ulik orientering, er lagt ved oppgåva i appendiks 2 og 3, men dei same karta er freista nytta til å rekonstruere korleis innlandsisens posisjon og høgde har vært i dei ulike fasane når Kjølhaugmorenen og Endletmorenen vart avsett. Eit slikt forslag for danning av Kjølhaugmorenen kan sjåast i Figur 4-7.



Figur 4-7: Mogleg isutbreiing ved danning av Kjølhaugmorenen. Rekonstruksjonen er gjort med bakgrunn i paleotopografisk kart som er basert på vest-aust profil og isens frontposisjon er plassert ved dei høgste punkta i terrenget.

Isfronten er rekonstruert og lagt langs dei høgste punkta i terrenget, og ein kan ut frå dette sjå posisjonen for isfronten ved avsetjing av Kjølhaugmorenen er rekonstruert. Same prosedyre er utført for rekonstruksjon av innlandsisens posisjon ved danning av Endletmorenen, og det resultatet kan sjåast i Figur 4-8.



Figur 4-8: Mogleg isutbreiing ved danning av Endletmorenen. Rekonstruksjonen er gjort med bakgrunn i paleotopografisk kart som er basert på vest-aust profil og isens frontposisjon er plassert ved dei høgste punkta i terrenget..

Begge desse rekonstruksjonane vil være noko usikre, men både sikkerheita og relevansen bak eit sånt arbeid vil ein komme nærare tilbake til i diskusjonskapittelet. Noko ein elles kan sjå ut frå figur 4-8, er at pga. mangel på innsamla data søraust for Endletmorenen, er det i rekonstruksjonen fått med ein svært avgrensa del av isen. Likevel tyder rekonstruksjonen på at brefrontens høgde har vært noko lågare ved danning av Endletmorenen enn Kjølhaugmorenen.

5.0 DISKUSJON OG SAMANSTILLING

Hovudmålet med denne oppgåva er undersøke korleis georadar kan nyttast som metode innanfor kvartærgeologiske studiar og undersøking av torvområder, og korleis eit slikt arbeid kan seie noko om forminga av landskapet aust for Æråsdalen under siste glasiasjon og etter at innlandsisen trakk seg tilbake frå området for om lag 22 000 kal. år før notid. I dette kapitlet vil resultatane frå prosesserte, tolka og interpolerte data bli samanfatta og diskutert. Fyrst vil det med utgangspunkt i paleotopografiske kart verta diskutert innlandsisens posisjon i området når Kjølhaug- og Endletmorenen vart avsett, og i kva grad Endletvatn er oppdemma av desse morenesystema. Vidare vil det verte drøfta kva dei ulike georadartverrsnitta kan fortelje oss om avsetjing og innfyllingar både rundt morenesystema og frå Øvre Æråsvatn mot Endletvatn, og korleis dette kan seie noko om eventuell lokalglasiasjon i området etter innlandsisens tilbaketrekking for om lag 18 000 kal. år før notid. Til sist vil det bli tatt ei vurdering av georadar som einsamt verktøy og metode i eit slikt arbeid, i forhold til georadar som del av større undersøkingar.

5.1 Innlandsisens posisjon i Æråsdalen

Som nemnt i avsnitt 4.2, er det vorte danna to paleotopografiske kart gjennom interpolering av georadarprofil, og desse er også framstilt med døme på isutbreiing i Figur 4-7 og Figur 4-8. Isutbreiinga er teikna inn langs høgdedraga som er orientert frå sørvest mot nordaust, og det er ikkje nødvendigvis så vanskeleg å plassere frontposisjonen ut frå dei data ein har, men det kan vere vanskeleg å seie noko om høgda på brefronten, då denne kan vere mykje høgare enn høgda på avsetjingane. Det er likevel antatt at isen ikkje har passert over Endletten, då avstanden frå dette fjellpartiet og fram til Kjølhaugmorenen er under 1 km, men det er mogleg at innlandsisen har kome over eit passpunkt på i overkant av 200 moh., mellom Endletten og Trolldalstjørna. Dette stemmer ikkje med Alm og Willassen (1993) sine undersøkingar som seier at Øvre Æråsvatn har vært fritt for innlandsisen frå minimum 26 000 kal. år før notid. Det gjev derimot rom for diskusjon når det gjeld utbreiinga av isen vestover i Æråsdalen, og om det ut frå paleotopografien kan seiast noko om moglegheita for avsetjing av mindre moreneryggar mellom Kjølhaugmorenen og Endletmorenen. Mellom Nedre Æråsvatn og Endletvatn, samt søraust for Endletvatn finn ein i begge dei paleotopografiske karta klare høgdedrag, som både gjennom kjennskap til området, tidlegare arbeid og tolking av georadarprofil er plassert som høvesvis Kjølhaug- og Endletmorenen. Ein kan langs begge

desse høgdedraga også sjå depresjonar med hovudsakleg orientering frå søraust mot nordvest. Dette kan være svakheiter i interpoleringa, men sidan ein finn dei i begge karta (og desse er interpolert med enten sør-nord profil eller vest-aust profil), kan det tenkjast at det faktisk gjenspeiler ei trend. Dette kan difor tolkast som tidlegare smeltevassslau, og såleis kan ein anta kva veg den største og kraftigaste dreneringa har tatt veg når isen har trekt seg tilbake. Ein kan til dømes sjå ein kraftig fordjuping i Endletmorenen inn mot Endletvatn. I dag drenerer Endletvatn ut her, mot fjorden i søraust, men denne fordjupinga er så mykje djupare enn omliggande morene, at det er eit spørsmål om det fyrst har vore smeltevatt som har drenert andre vegen (søraust mot nordvest) når isen trekte seg tilbake frå Endletmorenen, og då erodert og skjert seg ned i morenen. I ettertid har ein hatt erosjon og drenering frå Endletvatn (37 moh.) mot Andfjorden, i det same området då det her har vore minste motstands veg for vatnet. I Kjølhaugmorenen kan ein truleg sjå spor etter to slike gamle smeltevassslau, lokalisert rett sør for Nedre Æråsvatn. Her er det ikkje spor etter noko drenering i ettertid, men spesielt det mest vestlege av dei to (på det paleotopografiske kartet basert på vest-aust profil), har ein ei naturleg plassering tett opp mot fjell i dagen som kan ha fungert som avgrensing for dette dreneringslauet.

Ved den austlege marginen til Øvre Æråsvatn, der grensa for isfronten er satt i Figur 4-7, er det eit klart høgdedrag i begge dei paleotopografiske karta, men orientert noko ulikt. I kartet som er basert på vest-aust profil kan ein sjå at dette høgdedraget har ei sør-nord orientering, med ein utstikkar mot aust, medan det i det andre kartet, basert på sør-nord profil, kan sjå ut som dette høgdedraget har ei noko større utbreiing, med hovudorientering sør-nord, og med to fordjupingar med same orientering. Desse fordjupingane må nok tolkast som svakheitar i interpoleringa, og kjem til å bli sett vekk i frå. Men kan ein ut frå dei paleotopografiske karta seie noko om kor langt vest i Æråsdalen innlandsisen har gått i dei ulike periodane? Høgda i karta tilsei at høgdedraget ligg mellom 47 og 51 meter over havet, og difor moglegvis samanfell best med høgda på isens avsetjingar på 47 – 55 moh., når den låg ved Kjølhaugmorenen, som framstilt i Figur 4-7. Ein kan likevel stille spørsmålsteikn ved dette om ein ser på den vest-aust orienterte utstikkaren frå høgdedraget. Er dette spor etter eit opphald av breen mellom Kjølhaug- og Endletmorenen, er det ein del av Endletmorenen, eller er det eit resultat av feil i interpoleringa? Sidan ein ikkje finn spor etter dette vest-aust orienterte høgdedraget nærare vest- eller sørmarginen av Endletvatn, må det nok seiast at det mest trulege er at innlandsisen har lagt heilt inntil Øvre Æråsvatn ved avsetjing av Kjølhaugmorenen eller at det sør-nord orienterte høgdedraget her er spor etter lokalglasiasjon.

Det kan og være ein moglegheit for at elva/bekken som kjem frå fjellet Endletten, og drenerer mot nordaust inn i Endletvatn, kan ha erodert i og fjerna ei eventuelt større utbreiing av denne utstikkaren, då ein ikkje har data frå sjølve Endletvatn (og kan spore ein rygg der), kan det være spor etter eit opphald av breen. Det er i alle fall lite i karta som tyder på at isen har stått inn her når Endletmorenen har vorte avsett, og dersom det er randmorene etter lokalglasiasjon, så har denne isen hatt relativt stor utbreiing frå dalbotnen. Det mest trulege er difor som nemnt, på grunn av samanfallande høgde med Kjølhaugmorenen og fjell i dagen, samt avbøying på høgdedrag, at innlandsisen har stått opp mot austmarginen til Øvre Æråsvatn når Kjølhaugmorenen vart avsett. Dersom ein ser på tolkinga (Figur 4-2 og Figur 4-3), samt skissene (Figur 5-1, Figur 5-2 og Figur 5-3) av profila A3-A3', A2-A2' og A1-A1', kan ein leggje merke til at det for fyrst nemnte er markert for morene sør i profilet (i byrjinga), forutan om Kjølhaugmorenen. For dei to andre profila er det markert for mogeleg morene vest i profilet, og alle desse tre markeringane kan være spor etter det same systemet. I profil A2-A2', der morenen er markert lengst nord av markeringane i dei tre profila, kan det sjå ut som denne ligg ved tilnærma dagens overflate, med ei høgde på om lag 48,5 moh., noko som er same høgde som for Kjølhaugmorenen i profil A3-A3', medan det i profil A1-A1' og A3-A3' kan sjå ut som om høgda på denne sørlege moreneavsetjinga er ganske like, med ei noko lågare høgde på i overkant av 40 moh. Desse to sist nemnte har også overliggjande lag av torv og sediment.

Når det gjeld innlandsisens posisjon når Endletmorenen vart avsett, er det som nemnt tidlegare, pga. mangel på innsamla data søraust for denne ryggen, noko avgrensa informasjon for å plassere heile brefronten i området. Likevel kan det verke som ei trend i dei to karta, at eit høgdedrag strekkjer seg frå Endletten, mot nordaust, før den bøyer av mot nordvest ved Endletraet. Ein kan sjå at høgdedraget har ganske mykje større utbreiing i sør, ved eggen av Endletten, men dette kan og være eit resultat av skråningsprosessar frå fjellsida. Høgdedraget ligg mellom 47 til 41 meter over havet, altså ein del lågare enn Kjølhaugkomplekset, som også har relativt mykje større utbreiing frå søraust mot nordvest. Det kan sjå ut som Endletmorenen i dag har ei større utbreiing frå sørvest mot nordaust, og mogleg til og med avskjer Kjølhaugmorenen. Som nemnt tidlegare meiner Vorren og Plassen (2002) at Endletmorenen korrelerer med Egga II og Kjølhaugmorenen med Bjerka hendinga (sjå Figur 1-1), noko det ikkje er belegg for å seie noko om ut frå dette arbeidet. Det kan likevel virke noko rart at isen ved avsetjing av Endletmorenen, skal ha nådd heilt fram til Eggakanten, utan å påverke denne indre delen av Kjølhaugmorenen, men det er absolutt mogleg med tanke på

at det antakelegvis har vore stort innhald av vatn i bresålen då breen har lagt i Andfjorden, og breen difor kan ha hatt liten erosiv kraft.

5.2 Danninga av Endletvatn

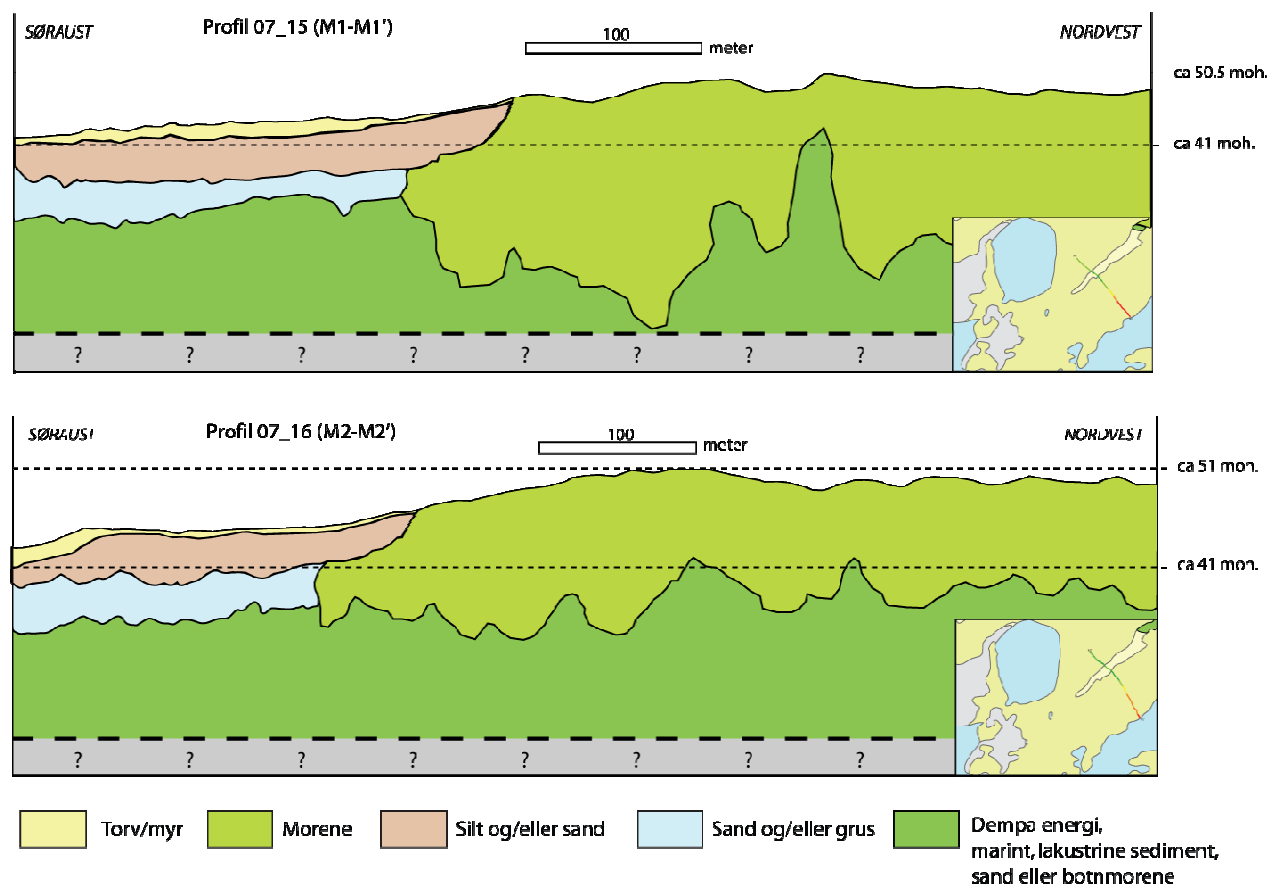
Dateringar på postglasiale sediment frå Endletvatn (og Nedre Æråsvatn) gjev ein alder på om lag 22 000 til 22 500 kal. år før notid, men denne alderen gjev i hovudsak alderen på Kjølhaugmorenen (Vorren et al., 1988). Likevel kan denne alderen nyttast som ein maksimumsalder for Endletvatn, dersom ein antar at vatnet er oppdemma av Kjølhaugmorenen, og difor delvis er eit resultat av avsetjinga av denne. I same arbeidet foreslår Vorren et al. (1988) ei tilbaketrekning av innlandsisen frå Endletmorenen for om lag 18 000 kal. år før notid, noko som då vil gje minimumsalderen til Endletvatn dersom same antaking vært fylgt. Gjennom dette arbeidet, dei paleotopografiske karta, 3D-modellar, samt tolkingar og skisser av profil i avsnitt 5.3, kan denne antakinga om at Endletvatn er demma opp av morenesystema Kjølhaug og Endlet underbyggast med at ein ikkje finn spor av grunnfjell eller anna naturlege barrierar for eit vatn. Når ein også veit om breens evne til å grave og avsetje, samt morene si evne til å stengje av vatn, pga. låg permeabilitet, er det mest truleg at Endletvatn er ein postglasial innsjø, som fyrst vart stabilt etter avsetjinga av Endletmorenen. Av dei paleotopografiske karta kan ein sjå at utbreiing til vatnet antakeleg har vært større både mot sørvest, søraust og nordaust, der ein både i sørvest og nordaust kan sjå mindre basseng berre avgrensa frå hovudbassenget av torv. Ein kan derfor sei at det er på grunn av relativt høg torvvekst, samt drenering frå det antatt snudde smeltevasslauget i søraust, ein har dagens avgrensing av vatnet. 3D-modellane (Figur 4-6) av paleotopografien viser moglegheita for ei eventuelt tidlegare utbreiing ganske bra, og i Figur 4-6, a, kan ein også ane korleis høgdedraga (Kjølhaug- og Endletmorenen) på sør og nordsida av vatnet fungerer som ei barriere.

5.3 Avsetjing og sedimentasjon – lokalglasiasjon eller ikkje?

I avsnitt 4.1, er det omtala og framstilt forslag til tolking av eit par sentrale og beskrivande profil (M1-M1', M2-M2', A3-A3', A1-A1' og A2-A2'). Disse er som nemnt vidare skissert, og desse skissene kan sjåast på side 89, 91 og 93. I dette avsnittet er det freista å diskutere kva ei slik tolking og skissering kan fortelje om avsetjingar og sedimentasjon i området, for å vidare kunne seie noko om eventuelt spesielle hendingar.

Truleg er den eldste avsetjinga i området Kjølhaugmorenen, og det vært difor naturleg å starte med skisser av profil over denne. Profila som er nytta er også omtala i avsnitt 4.1, der forklaring på dei ulike refleksjonane også er gitt. Profila har namna M1-M1' (07_15) og M2-M2' (07_16). Skisser av desse profila kan sjåast i Figur 5-1.

Skisse av tolka profil over Kjølhaugmorenen



Figur 5-1: Figuren syner skisse av tolka georadarprofil (M1-M1' og M2-M2') over Kjølhaugmorenen (sør-nord), samt profilet si plassering og orientering i feltområdet (lite vindauga).

Om ein byrjar her som i avsnitt 4.1, med den nedste tolka refleksjonen i profilet, som er nesten refleksjonsfrie områder, er det mest truleg enten eit resultat av at signalet ikkje når djupt nok, eller så må ein anta at det er ei form for avsetjing som gjev dårlege refleksjonar. Sidan dette området varierer ganske kraftig i høgde i profilet, vart dette tolka som ei avsetjing. Det at ein finn denne avsetjinga under Kjølhaugmorenen, tilsei som nemnt i tidlegare kapittel, at den enten er bevart under avsetjing av morenen, eller at den er avsett samstundes som eller er ein del av Kjølhaugmorenen. Sidan botnsediment frå Endletvatn og Nedre Æråsvatn har gitt ein alder på om lag 22 000 – 22 500 kal. år før notid til Kjølhaugmorenen, kan ein anta at desse botnsedimenta er avsett om lag på same tid, og det vart difor tolka som botnmorene og eventuelt djupe delar av Kjølhaugmorenen for det som ligg under den. Antakelegvis er dette laget eldst lengst nordvest i profilet, og blir gradvis yngre lenger søraust, sidan innlandsisen har trekt seg tilbake denne vegen.

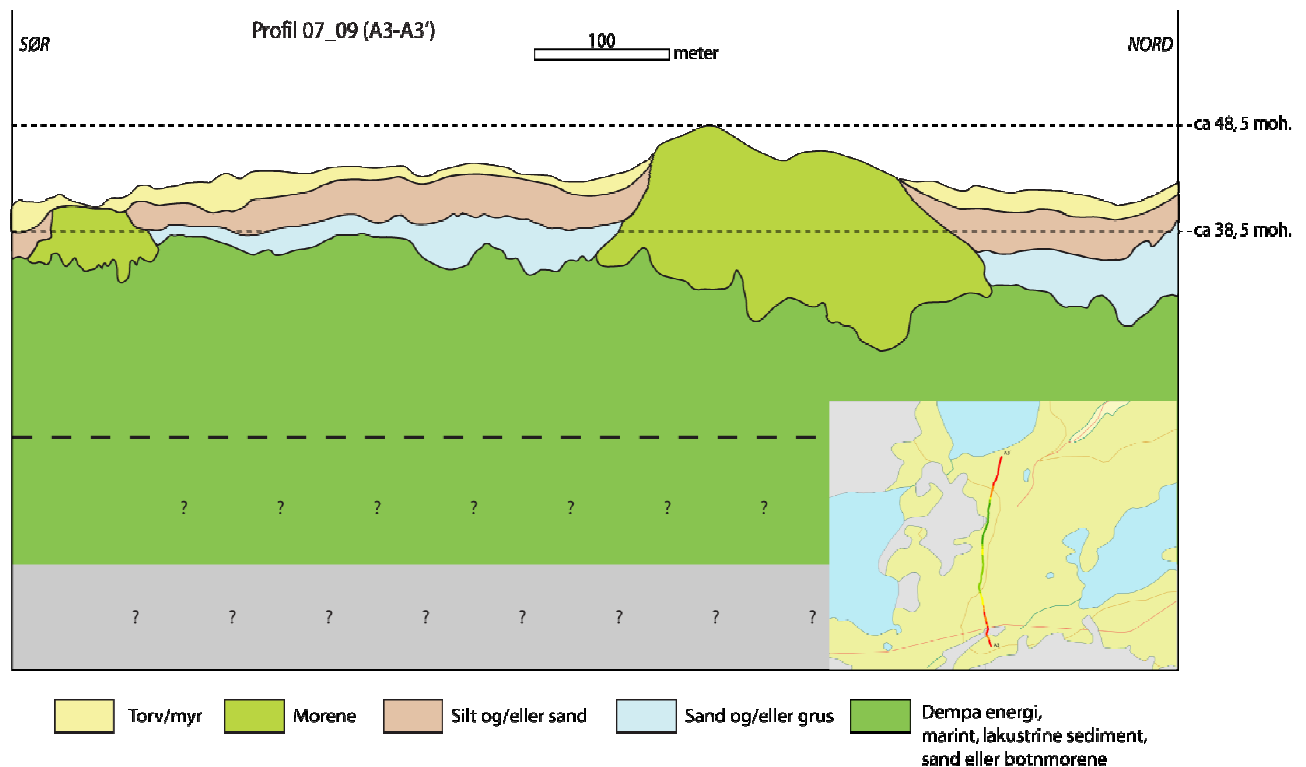
Over dette laget finn ein kaotiske refleksjonar med diffraksjonar, som er gjennom kjennskap til området, tolka som morene, og då i tilfellet M1-M1' og M2-M2' Kjølhaugmorenen. Det kan være noko vanskeleg å avgrense denne, men som ein kan sjå ut av Figur 5-1, kan det verke som om den har eit gradvis fall mot søraust - proksimalsida, medan ein i nordvest ikkje har fått med distalsida. Ein kan ut frå skissa sjå at Kjølhaugmorenen er både høgare og breiare i profil M2-M2', noko som kan samanheng med at dette profilet er tatt lenger aust (nærare breens senter), men skilnaden er så liten at det kan være tilfeldig. Søraust for Kjølhaugmorenen i begge profila, over botnmorenen, finn ein lagdelt refleksjonar i haugar. Det er vanskeleg å bestemme om dette er berre sand, eller lagdelt sand og grus, men det vart i alle fall tolka til å være glasifluvialmateriale, som er avsett etter at breen trekte seg tilbake frå Kjølhaugmorenen.

Neste laget i profilet er enkle lagdelte refleksjonar i bølger, også her er det vanskeleg å definere om det er berre silt eller lagdelt silt og sand. Ein viktig observasjon er at dette laget er av mindre kornstørrelse enn laget under, men likevel glasifluvialt. Dette tyder på at det er avsett på et tidspunkt når breen sto lenger tilbake enn den gjorde når det underliggjande laget vart avsett, eventuelt at kompetansen i breelva var mindre, då den lagvise vekslinga gjenspeilar variasjonar i breelvas vassføring (Nesje, 1995). Ein kan sjå at laget med silt og/eller sand ser ut til å av ta i tjukkeleik frå Kjølhaugmorenen i nordvest mot søraust, medan laget med sand og/eller grus er relativt jamt, med ein mogleg auke i tjukkeleik mot søraust. Slike glasifluviale avsetjingar kan også være med på å forklare fordjupingane i

moreneryggen, som kan tolkast å være nedskjeringar av breelv. Det øvste laget i profilet er definert som torv, i hovudsak på bakgrunn av kjennskap til området. Dette laget er ganske tynt, noko som kan forklarast med at det ligg relativt høgt frå vasskjelde, og at ein difor ikkje har hatt tilstrekkeleg tilgang til vatn, som er naudsynt for å avgrense lufttilgangen (SNL, 2010).

Profil A3-A3' (07_09), er tolka og skissert i Figur 5-2.

Skisse av tolka profil mellom Ø.Æråsvatn og Endletvatn, over Kjølhaugmorenen

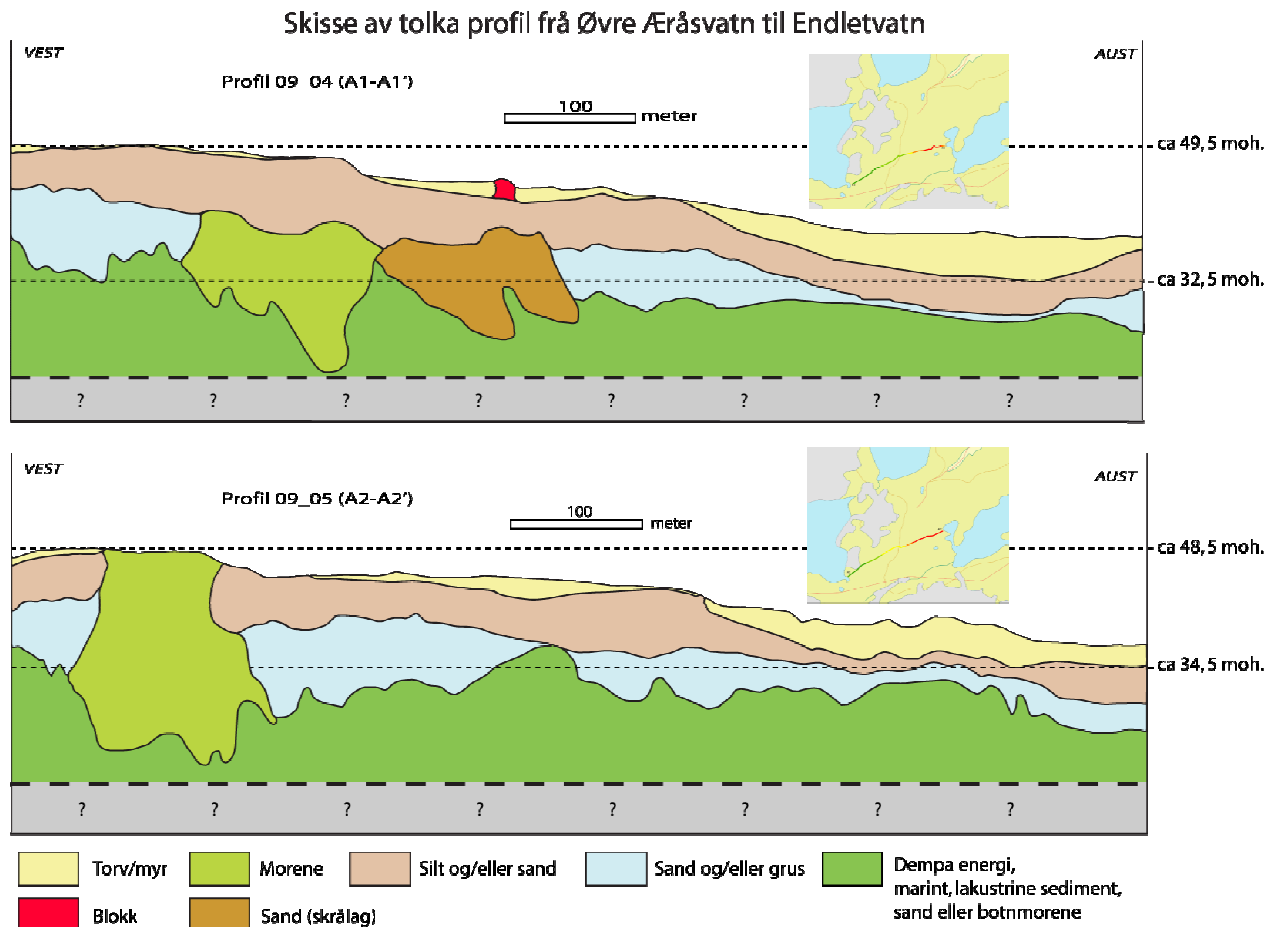


Figur 5-2: Figuren syner skisse av tolka georadarprofil (A3-A3') mellom Ø.Æråsvatn og Endletvatn, og over Kjølhaugmorenen (sør-nord), samt profilet si plassering og orientering i feltområdet (lite vindauga).

Refleksjonane i dette profilet er svært like dei som er gjennomgått for profil M1-M1' og M2-M2', bortsett frå at ein i dette profilet har fått med sediment på distalsida, dvs. nord for Kjølhaugmorenen. Ein finn også sjå refleksjonar tolka som morene sør i profilet. I botn av profilet finn ein også her refleksjonsfrie områder, som pga. same argument som i dei to føregåande profila, vart tolka som botnmorene. Årsaka til stipla linjer og spørsmålsteikn er pga. usikkerheit bak kor langt ned i grunnen ein har botnmorene, og eventuelt kor langt signalet i georadarprofilet når. Over dette laget finn ein som nemnt to parti med kaotiske refleksjonar med diffraksjonar, som vart tolka som morene, der den nordlegaste er Kjølhaugmorenen. Morenematerialet sør i profilet, kan som diskutert i avsnitt 5.1, være ein

del av innlandsisens rand mot Øvre Æråsvatn, eller det kan være spor av at breen har hatt eit opphald mellom Kjølhøug og Endletmorenen, men dette er høgst usikkert. Mellom desse to morenane, og over botnmorenen, samt nord for Kjølhøugmorenen, finn ein eit lag med enkelt lagdelte hauga refleksjonar, som vært tolka som glasifluvialt eller fluvialt avsett sand og/eller grus, avhengig av lokalisering. Over dette laget igjen finn ein igjen dei enkelt lagdelte bølga refleksjonane som ein også ser i M1-M1' og M2-M2'. Ein finn desse refleksjonane heilt sør i profilet, mellom morenane, og nord for Kjølhøugmorenen. Denne refleksjonen er også her tolka som silt og/eller sand, og forklart som glasifluvialt eller fluvialt materiale. Det som er spesielt i profil A3-A3', er at ein finn igjen desse laga på nordsida av Kjølhøugmorenen, noko som enten kan være avsett før Kjølhøugmorenen, eller eit resultat av at breelv har erodert gjennom Kjølhøugmorenen når breen har trekt seg tilbake, og såleis avsett desse glasifluvialesedimenta. Sidan ein i dei paleotopografiske karta finn fordjupingar/dreneringsspor i Kjølhøugmorenen, er det nok sannsynleg at det er den siste forklaringa som gjeld. Sedimentpakka mellom morenane, som er i området mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn, er det ut frå dette profilet vanskeleg å bestemme avsetjingsretning på, men dette vil bli nærare diskutert for profil A1-A1' og A2-A2'. Øvst i A3-A3' har ein refleksjon som er tolka til å være torv, eit torvlag med varierende tjukkeleik. Nærast opp til moreneryggane er torvlaget også her ganske tynt (pga. mangel på vatn), medan det mellom desse ryggane og nord for Kjølhøug, har ganske jamn tjukkeleik, noko som kan forklarast med at desse områda har større nærleik til Endletvatn og Nedre Æråsvatn.

Profil A1-A1' (09_04) og A2-A2' (09_05) skil seg som nemnt i avsnitt 4.1, frå dei føregåande profila, med fyrste augekast på grunn av orientering. Desse profila er tatt mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn, og kan sjåast i Figur 5-3, der A1-A1' er det mest sørlege av desse to.



Figur 5-3: Figuren syner skisse av tolka georadarprofil (A1-A1' og A2-A2') mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn (vest-aust), samt profilet si plassering og orientering i feltområdet (lite vindauga).

I dette profilet, som i dei tre andre er det i botn refleksjonsfrie område. Sidan dette laget er bevart under eit område med kaotiske refleksjonar med diffraksjonar, som vart tolka som morene, er det mest sannsynleg at det er botnmorene som representerer dei refleksjonsfrie områda. Det er likevel ein moglegheit for at desse refleksjonsfrie områda kan være både botnmorene i enkelte delar av profilet, medan det kan være glasilakustrint, sand eller liknande i andre delar, men det er umogleg å skilje mellom dette med bakgrunn i dei refleksjonsfrie områda. Over dei refleksjonsfrie områda finn ein som nemnt eit mindre parti med morene, som ligg ganske langt vest i profilet, altså ganske nært austmarginen av Øvre Æråsvatn. Dette kan samanfalla med den sørlege morenen i A3-A3' og med isfrontens posisjon vestover i Æråsdalen som er omtala i avsnitt 5.1, og antatt avsett når isen avsette Kjølhøgmorenen. Over og rundt desse kaotiske refleksjonane, finn ein dei vanlege enkelt lagdelte hauga og

bølgja, som også her vært tolka til å være sand og/eller grus, og silt og/eller sand. Ein finn også eit området med komplekst lagdelte skrålag, som vært forklart med sand, men det som er spesielt med dette laget er at det pga. skrålag kan fortelje noko om avsetjingsretninga på desse sedimenta. Sidan dei skår nedover frå vest mot aust, er dette sandlaget truleg avsett i denne retninga, og dette gjev rom for diskusjon. Ein kan også sjå ein mogleg tendens til at det er ulike nivå på avsetjingane, eit etter ca 200 meter (som er mest tydeleg i A1-A1'), og eit litt over halvvegs, som er svært tydeleg i begge profila. Desse nivåa ser ein best i det øvste sedimentlaget, som er silt og/eller sand, men ein finn truleg spor etter dei i sand og/eller grus også.

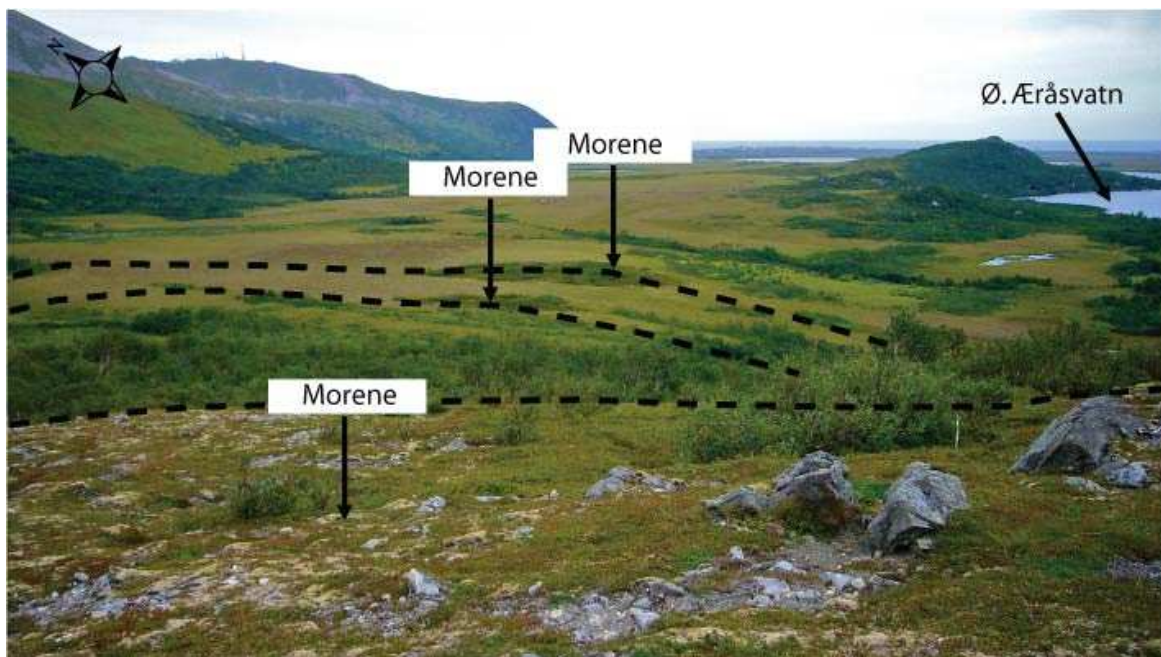
Det ein må avgjere er om dette er fluviale eller glasifluviale avsetjingar, og i tilfelle dei er glasifluviale, om dei er avsett av innlandis som har lagt over passpunktet (om lag 200 moh.) mellom Endletten og Trolldalstjørna eller om det er avsetjingar frå lokalglasiasjon. Det er eigentleg ingenting som peikar meir eller mindre mot nokon av forklaringane, men dersom ein sei at dei ulike nivå i avsetjingane tyder på oppbygning i vatn, så kan ein kanskje utelukke at det er avsett av innlandsis over passpunkt. Dette fordi det må ha vært ganske rolege forhold i vatnet som det er avsett i, og at isen difor må ha lagt eit stykke vekke frå vatnet. Sidan vatnet det er avsett i må være Endletvatn med ei større utbreiing, må ein velje å tru at Endletmorenen allereie er avsett på dette tidspunktet, og difor breen har trekt seg tilbake frå denne, og då heller ikkje har gått over passpunktet. Ein anna ting som talar imot at denne avsetjinga er avsett av innlandsisen er Alm og Willassen (1993) si datering på botnsediment frå Øvre Æråsvatn, som foreslår at dette har vært fritt for innlandsis sidan om lag 26 000 kal. år før notid. Truleg vil denne dateringa også gjelde lokalglasiasjon, men sidan det berre er eit forslag, så vil moglegheitene for lokalglasiasjon framleis bli halden open. I følgje Paasche et al. (2007) kan ein ha hatt eit temperaturregime med moglegheiter for lokalglasiasjon på Andøya mellom om lag 17 500 – 14 700 kal. år før notid, noko som er relativt kort tid etter at innlandsisen trakk seg tilbake frå Endletmorenen for om lag 18 000 kal. år før notid. Endletvatn kan så kort tid etter avsetjinga av Endletmorene framleis ha ei stor utbreiing, og sediment frå vest i Æråsdalen kan difor ha vorte avsett på det høgste nivået i Figur 5-3.

Spørsmålet om desse sedimenta er fluvialt avsett, kjem eigentleg an på moglegheita for at ein har hatt drenering frå Øvre Æråsvatn mot Endletvatn, og at ein såleis har hatt oppbygging av eit delta i Endletvatn. Då ein har tolka laga til å være ganske fine sediment (grus til silt), må det har vært noko avgrensa kompetanse i denne elva, og difor mindre moglegheit for at den

har hatt straumhastigheit til å erodere gjennom ei tidlegare avsett morene.

Straumingshastigheita kan derimot ha vore større på eit tidleg tidspunkt, før elva har gradvis mista kompetanse, og dermed avsett dei finare sedimenta ein finn i profilet. Om dette er tilfellet kan det også være ei moglegheit for at det nedste laget i profilet, som er omtala som botnmorene, kan være grovare fluviale sediment. Inst i Æråsdalen, ligg Trolldalstjørna, som nok høgst truleg er ein botn, dvs. spor etter glasiasjon. Dette kan være spor etter lokalglasiasjon etter innlandsisens tilbaketrekning, men det kan også være ei eldre form.

I forkant av Trolldalstjørna er det og uansett tolking, spor etter fleire randmorener, og desse er tentativt teikna inn i eit bilde frå området (Bilete 2), og er eit prov på at det har vært glasiasjon inst i Æråsdalen på eit tidspunkt.



Bilete 2: Utsikt frå Trolldalstjørna mot Øvre Æråsvatn og Andfjorden. Morene i dagen er markert med pilar og tekst, medan dei stipla linjene er tentativt tenkte randmorener. Øvre Æråsvatn der det ikkje er funne spor av glasiasjon etter 26 000 kal. år før notid (Alm og Willassen, 1993) er markert til høgre i bilete. Foto: Jostein Bakke.

Botnen ligg skjerma vest for passpunktet i området, så det har truleg ikkje vore påverka av innlandsisen då denne avsette Kjølhaug- og Endletmorenen, og som nemnt finn ein truleg heller ikkje spor av innlandsisen i botnsedimenta i Øvre Æråsvatn etter 26 000 kal. år før notid. Det er i det heile vanskeleg å fastsetje om innfyllinga frå Øvre Æråsvatn mot Endletvatn er avsett av elv som har drenert austover, eller om det er avsett av breelv frå lokalglasiasjon i Æråsdalen, men mangel på grovare kornstørrelsar i refleksjonsdata tyder på at elva eller breelva har hatt ganske avgrensa kompetanse, og det at dei grovare sedimenta (grus/sand) ligg under finare sediment (sand/silt) kan kanskje tyde på at det kan ha vært ei

drenering som delvis har mista kompetansen, og difor avsett dei finaste sedimenta øvst, før den igjen har auka, erodert i det øvste nivået, og avsett neste nivå. Noko som verkar klart er at det uansett agens er avsett i eit Endletvatn som gradvis har fått mindre utbreiing, og at ein difor har fått dei ulike nivåa ein kan sjå i Figur 5-3.

Det øvste laget er i desse profila som i dei tre tidlegare, tolka som torv. Ein kan sjå at det lengst vest i profilet er svært tynt lag, medan det aukar i tjukkeleik mot aust noko som fører til at ein ikkje ser dei ulike nivåa på sedimenta i overflata i dag. I aust har ein ei torvtjukkeleik som går under dagens høgd på Endletvatn (37 moh.), og dette kan være med å bekrefte at vatnet har hatt ei større utbreiing mot vest.

5.4 Georadar som verktøy for geologiske undersøkingar

Bruken av georadar innanfor denne forma for studiar og undersøkingar opnar på mange måtar heilt nye moglegheiter og tilnærmingar til arbeidet. Ved å køyre georadar kan ein dekke store områder på relativt kort tid, og såleis freiste å seie noko om grunnforhold og sediment i store områder om gongen. Slik kan ein lettare dra slutningar om korleis eit område er påverka av ulike agensar, erosjon, avsetjing og sedimentasjon. Ein får sikrere data over lagdeling i eit punkt dersom ein tar kjerne, men dette seier i utgangspunktet berre noko om laga akkurat i det punktet, og ein generaliserer gjerne resultatet til eit større område. Derfor er nok det optimale for eit sånt arbeid som dette, å kombinere georadarinnsamling med innsamling av kjernar frå ulike profileringar. Sidan georadar er ein ikkje-øydeleggjande metode har det heller ingen innverknad på feltområdet i form av endringar, utgravingar og liknande, noko som fører til at det stort sett kan nyttast i alle områder, med tilgjengelegheit som einaste hindring. Til dømes ville det i arbeidet som er gjort i denne oppgåva, vært umogleg å fjerna alt av torv i området, og sidan delar av området er verneområde er det avgrensa kor store inngrep ein kan gjere. Då er det svært enkelt og miljøvennleg å køyre georadarmålingar for å i ettertid fjerne torva digitalt. Nøyaktigheita avheng av kor mykje kunnskap ein har om området, og igjen hjelper det mykje om ein har ei kjerne som ein kan korrelere georadardata med, og t.d. nytte til å rekne ut hastigheit i materialet (avsnitt 2.1.3.5). Det er også ein del usikkerheit med nøyaktigheita på prosesseringa av data, då svært lite avstand i eit profil, kan utgjere signifikant avstand i røynda. Dette gjeld spesielt plassering av linjer ("picks") langs ulike reflektorar (som omtala i appendiks 1). I dette arbeidet er ikkje krava til nøyaktigheita så store, men dersom ein skal nytte seg av georadar som verktøy for undersøking av grunnforhold t.d. før ei utbygging, vært dette svært mykje viktigare, noko ein må ta omsyn til.

I denne oppgåva er det etter prosessering av georadardata, nytta seg av interpolering, og i avsnitt 4.2 er nøyaktigheit og feilkjelder med denne prosessen omtala.

6.0 OPPSUMMERING OG KONKLUSJON

I denne oppgåva er georadar nytta som metode for undersøkingar av torvområde og kvartærgeologien i Æråsdalen på nordaustlege Andøya. Dette området består mellom anna av to omtala moreneryggar Kjølhauugmorenen og Endletmorenen, samt tre vatn som gjennom tida har vært nytta i undersøkingar og diskusjonar for innlandsisens utbreiing og deglasiasjonshistoria for Andøya. Gjennom innsamling av georadardata, tolking av georadartverrsnitt og interpolering av profil, er det vorte danna modellar og paleotopografiske kart over området. Dette er vidare er nytta for å plassere innlandsisens posisjon i ulike fasar, seie noko om drenering, samt vurdere moglegheita for lokalglasiasjon i Æråsdalen etter at innlandsisen trakk seg tilbake frå området for om lag 18 000 kal. år før notid.

Ved hjelp av resultat og diskusjonen i oppgåva vært konklusjonane som følgjer:

- ⇒ Området rundt Æråsdalen er godt egna for undersøkingar med georadar. Dette på grunn av eit opent landskap, med flat topografi og lite vegetasjon. Ein har også faste haldepunkt i t.d. morener, innsjøar o.l., som ein finn igjen i data frå profilering.
- ⇒ Gjennom køyring av samanlikningsprofil med 100, 50 og 25 MHz antenner på georadaren, er den vertikale oppløysninga til 100 MHz antenne funnen å være for høg, samstundes som penetrasjonen er for låg for undersøkingar i torvområde. I slikt arbeid eignar 50 og 25 MHz antenner seg best for å være sikra at signalet kjem djupt nok. Samstundes må det understrekast at dersom ein er interessert i god oppløysning, og detaljerte data frå dei øvste laga, er 100 MHz (og moglegvis 50 MHz) einaste alternativ.
- ⇒ Det vil alltid være ein fordel å teste ut ulike antennefrekvensar i eit nytt feltområde, for så å determinere kva frekvens som gjev best resultat. Såleis er ein sikra å få tilfredstillande resultat både når det gjeld penetrasjon og oppløysning.
- ⇒ Etter at georadardata er prosessert i der til eigna prosesseringsverktøy (her: RadExplorer), er det berre kvaliteten på innsamla data og eigen kreativitet som sett stoppar for vidare arbeid. Data kan som vist i denne oppgåva redigerast for

implementering i geografiske informasjons system, men det finst og andre programvarer på markedet som kan nyttast for vidare visualisering av georadardata.

- ⇒ Dersom kvaliteten på georadartverrsnitt er tilfredstillande, kan ein skilje og tolke ulike torv og sedimentlag i grunnen. Vidare kan ein med bakgrunn i kvartærgeologisk kunnskap, vurdere avsetjande agens, avsetjingsretning og prosessar som har påverka området. Om ein kjenner hastigheita elektromagnetiske bølger har i materialet i grunnen, kan ein også konvertere data frå djup i tid til djup i meter, og såleis seie noko om tjukkeleiken til dei ulike torv og sedimentlaga.
- ⇒ Ved å skilje ut t.d. overflaten og overgangen frå torv til sediment i prosesseringsverktøy, og vidare implementere dette i GIS, kan ein interpolere mellom ulike profil, og såleis skape heildekkande kartinformasjon om området. Nøyaktigheita på denne informasjonen avheng av kvaliteten på innsamla data, samt nøyaktigheita i prosesseringsarbeidet. Informasjonen i karta beror på kva verdiar i georadarprofilen ein vel å interpolere mellom, men både kart over torvtjukkeleik, paleotopografiske modellar og paleotopografiske kart, er døme på informasjon ein kan hente ut av ferdigprosessert data.
- ⇒ Med bakgrunn i slike kart og modellar kan ein tentativt framstille korleis området såg ut før ein fekk torvvekst, og på den måten foreslå innlandsisens utbreiing, vatna si oppdemming og tidlegare utbreiing, samt tidlegare drenering i området.
- ⇒ Resultata av ei interpolasjon mellom georadarprofil har nokre feilkjelder som ein må være klar over. Avstanden mellom innsamla profil utgjer store delar av denne feilkjelda, då det med interpolasjon vart danna nye verdiar mellom profila. Dersom det eine profilet ligg inne med verdiar på t.d. 50 moh., medan det andre har verdiar på 45 moh., vil det mellom desse profila bli danna ei jamn gradient mellom 45 og 50 moh., sjølv om det i røynda kan være kupert terreng. Det vart ved interpolasjon også danna nye verdiar på utsida av dei ytste profila i eit kart. Desse verdiane er danna på falsk grunnlag, og må difor sjåast vekk frå i ei analyse av modell eller kart.

- ⇒ Georadar er ein relativt god metode for kvartærgeologiske studiar og undersøking av torvrområde, men det må seiast at nøyaktigheita truleg vil auke betrakteleg dersom ein implementerer andre geotekniske eller geofysiske metodar i arbeidet. Metoden opnar nye moglegheiter og tilnærmingar til arbeidet, og ein vil ved å køyre georadar kunne undersøke store områder på relativt kort tid. Dersom ein berre nyttar seg av alternative metodar, som t.d. kjerneboring, vil ein måtte generalisere lagdelinga i eit område ut frå eit eller fleire punkt. Med georadar kan ein sjå korleis ulike lag i eit område varierer i tjukkeleik og omfang, og ved hjelp av prosesseringsverktøy kan ein også skilje dei ulike laga frå kvarandre.
- ⇒ Kombinasjon av undersøkingar med georadar samt innsamling av kjerner frå ulike punkt i området er difor ei anbefaling for liknande arbeid i ettertid. Dette fordi både kjennskap til sedimentlag, materiale og djup som ein kan innhente i ei kjerne, vil auke nøyaktigheita for prosessering, hastigheitsanalyse og tolking av georadardata.
- ⇒ Ein finn to klare spor etter innlandsisen sin posisjon i Æråsdalen, høvesvis Kjølhaugmorenen og Endletmorenen. Ut frå høgdedrag i dei paleotopografiske karta, er isens posisjon under avsetjinga av Kjølhaugmorenen satt til å ligge fram mot denne, rundt austsida av fjellpartiet Endletten, utan å passere over dette, og opp mot austmarginen til Øvre Æråsvatn. Etter å ha avsett Kjølhaugkomplekset for om lag 22 000 år før notid, trakk isen seg tilbake, og ein finn moglegvis spor etter eit mindre opphald av isen mellom Kjølhaug- og Endletmorenen. Ved avsetjing av Endletmorenen låg isen opp mot søraustkanten av Endletten og sør for Endletvatn. Til tross for ei sørlegare posisjon enn under avsetjing av Kjølhaugmorenen i Æråsdalen, er det mogleg at isen på denne tida har skåre av Kjølhaugmorenen aust for området, og at isen har hatt ei større utbreiing nordover i Andfjorden.
- ⇒ Endletvatn er eit resultat av at breen ved avsetjing av Kjølhaugmorenen har grove seg ned i forkant av moreneryggen, og dermed laga ei fordjuping. Innsjøen hadde etter at breen trakk seg tilbake frå Endletmorenen, ei noko større utbreiing enn det har i dag, og det er i dag demma opp av høvesvis Kjølhaug- og Endletmorenen, samt avgrensa i sørvest, søraust og nordvest av relativt tjukke torvlag.

- ⇒ Mellom Kjølhaug og Endletmorenen finn ein glasifluviale sediment, avsett frå sørvest mot nordaust, og ein finn i begge morenane gamle smeltevasslaup med same orientering. Dette er truleg erodert i morenane og avsett når breen trakk seg tilbake.
- ⇒ Mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn finn ein sediment som er avsett frå sørvest mot nordaust. Desse er antatt å være yngre enn dei andre sedimenta i området, og er diskutert som enten avsett av lokalglasiasjon i Æråsdalen eller drenering frå Øvre Æråsvatn til Endletvatn. Det er ikkje gjort ei konkludering på om det er frå lokalglasiasjon eller drenering, då ein ikkje har funne klare indikatorar som kan utelukke verken eine eller andre forklaringa.
- ⇒ I sedimenta mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn finn ein spor etter i alle fall to nivå, noko som er tolka til at dei er avsett i eit Endletvatn med ulik størrelse på utbreiinga. Sidan ein finn dei finaste sedimenta øvst i dette området, er det tenkt at breelva eller elva fyrst har avsett dei grove sedimenta (grus/sand) for så å miste kompetanse og såleis avsette finare sediment (sand/silt) over. Dette er avsett på eit tidspunkt der Endletvatn var på sitt største. Vidare har Endletvatn minka i utbreiing, og kompetansen i breelva/elva har auka igjen, erodert i det fyrste nivået, for så å avsetje et nytt nivå i vatnet. Elva har igjen mista kompetanse, og avsett finare sediment øvst.
- ⇒ I nyare tid har området rundt Æråsdalen berre vorte påverka av torvvekst, og enkelte skråningsprosessar frå Endletten. I dag er det i hovudsak berre Kjølhaugmorenen og Endletmorenen, samt nokre ryggar nordaust for Trolldalstjørna, som er synlege spor av isbrear i Æråsdalen.

7.0 LITTERATUR

Alm, T. (1993) Ovre Aerasvatn - Palynostratigraphy of a 22,000 to 10,000 Bp Lacustrine Record on Andoya, Northern Norway. *Boreas*, 22, 171-188.

Alm, T. og Birks, H. H. (1991) Late Weichselian Flora and Vegetation of Andoya, Northern Norway - Macrofossil (Seed and Fruit) Evidence from Nedre Aerasvatn. *Nordic Journal of Botany*, 11, 465-476.

Alm, T. og Willassen, E. (1993) Late Weichselian Chironomidae (Diptera) Stratigraphy of Lake Nedre-Aerasvatn, Andoya, Northern Norway. *Hydrobiologia*, 264, 21-32.

Andersen, Bjørn G. (2000) *Istider i Norge : landskap formet av istidenes breer*, Oslo, Universitetsforl.

Annan, A. P. og Cosway, S.W. (2005) Simplified GPR Beam Model for Survey Design. *Sensors and Software Inc. Canada*.

Beres, M. og Haeni, F. P. (1991) Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeologic Studies. *Ground Water*, 29, 375-386.

Bergström, Erik (1973) *Den precenta lokalglaciationens utbredningshistoria inom Skanderna*, Stockholm ,.

Elverland, Ellen (2007) Plante- og dyrefossiler forteller om fortidens klima på Andøya. *NORKLIMA*, S. 17-23.

ESRI (2010) The Guide to Geographic Information Systems [Internet] Tilgjengelig fra: <http://www.gis.com>

Fisher, E., et al. (1992) Examples of Reverse-Time Migration of Single-Channel, Ground-Penetrating Radar Profiles. *Geophysics*, 57, 577-586.

- Flakstad, Nils** (1983) Nordre Andøya : Kwartærgeologi og geomorfologi med spesiell vekt på dannelsen av talustunger. 104 s.
- Grønlie, Ole T.** (1940) On the traces of the ice ages in Nordland, Troms, and the south western part of Finnmark in northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 20, 1-70.
- Haeni, F. P.** (1988) Application of seismic-refraction techniques to hydrologic studies. X, 86 s.
- Henningsen, Tormod** og **Tveten, Einar** (1998) Andøya. NGU.
- Hänninen, Pauli** (1992) Application of ground penetrating radar and radio wave moisture probe techniques to peatland investigations. *Bulletin / Geological Survey of Finland*, 71 s.
- Jørgensen, Per, Sørensen, Rolf** og **Haldorsen, Sylvi** (1997) *Kwartærgeologi*. Oslo, Landbruksforl.
- Lowry, C. S., Fratta, D.** og **Anderson, M. P.** (2009) Ground penetrating radar and spring formation in a groundwater dominated peat wetland. *Journal of Hydrology*, 373, 68-79.
- Mauring, E., Koziel, J., Lauritsen, T., Rønning, J.S., & Tønnesen, J.F.** (1995) Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak. *NGU*, 1-78.
- Met.no, Meteorologisk Institutt** (2010) Gratis tilgang til vær- og klimadata fra Meteorologisk institutt
frå historiske data til sanntidsobservasjoner [Internet] Tilgjengelig fra:
<<http://www.eklima.no>>
- Miljøstatus** (2010) Miljøstatus i Norge [Internet] Tilgjengelig fra:
<www.miljostatus.no/Tema/Naturomrader/Viktige-naturtyper/Truede-vegetasjonstyper/Myr/> (05.01.10).

Naturvernområder (2010) Naturvernområder i Nordland [Internet] Tilgjengelig fra:

<http://nordland.miljostatus.no/msf_themepage.aspx?m=1555#19076> (05.01.10)

Neal, A. (2004) Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66, 261-+.

Nesje, Atle (1995) *Brelære*, Kristiansand, Høyskoleforlaget.

NGU (2010) Berggrunnsgeologidatabasen [Internet] Tilgjengelig fra:

<<http://www.ngu.no/kart/bg250/>> (Dato: 05.01.10).

Paasche, O., et al. (2007) Cirque glacier activity in arctic Norway during the last deglaciation. *Quaternary Research*, 68, 387-399.

Rokoengen, Kåre (1977) Prøvetaking av fjellgrunn og løsmasser utenfor deler av Nord-Norge i 1976. *Institutt for kontinentalsokkelundersøkelser*, 65 s., [1] pl. (fold.).

Salih, Sabar Abdallah (2005) Applications of Ground Penetrating Radar (GPR) in Detection of Groundwater Table. *Department of Applied Geology, College of Science, University of Tikrit, Tikrit, Iraq*, 16.

Slater, L. D. og **Reeve, A.** (2002) Investigating peatland stratigraphy and hydrogeology using integrated electrical geophysics. *Geophysics*, 67, 365-378.

Smith-Meyer, Trond, Gundersen, Dag og **Reisegg, Øyvind** (2004) *Aschehoug og Gyldendals store norske ettbinds leksikon*, Oslo, Kunnskapsforl.

SNL (2010) Store Norske Leksikon [Internet] Tilgjengelig fra: <<http://www.snl.no>>

Tønnesen, Jan Fredrik (1998) *Georadarmålinger nord for Ramsa på Andøya*, Trondheim, *Norges Geologiske Undersøkelser*.

Tønnesen, Jan Fredrik (2007) *Georadarmålinger ved Endletvatn og Nedre Åråsvatn på Andøya, Nordland*, Trondheim, *Norge Geologiske Undersøkelser*.

- Undås, I.** (1938) *Kvartærstudier i Vestfinnmark og Vesterålen*, Oslo, [s.n.].
- Vorren, K. D.** (1978) Late and Middle Weichselian Stratigraphy of Andoya, North Norway. *Boreas*, 7, 19-38.
- Vorren, K. D. og Alm, T.** (1999) Late Weichselian and Holocene environments of lake Endletvatn, Andoya, northern Norway: as evidenced primarily by chemostratigraphical data. *Boreas*, 28, 505-520.
- Vorren, K. D., et al.** (2009) Vegetation and climate c. 12 300-9000 cal. yr BP at And circle divide ya, NW Norway. *Boreas*, 38, 401-420.
- Vorren, K. D. og Moe, D.** (1986) The Early Holocene Climate and Sea-Level Changes in Lofoten and Vesterålen, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 66, 135-143.
- Vorren, T. O. og Plassen, L.** (2002) Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vagsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31, 97-125.
- Vorren, T. O., et al.** (1988) The Last Deglaciation (20,000 to 11,000 Bp) on Andoya, Northern Norway. *Boreas*, 17, 41-77.
- Vorren, T.O. og Laberg, J.S.** (1996) Late glacial air temperature, oceanographic and ice sheet interactions in the southern Barents Sea region. *Geological Society Special Publication*, 111, 303-321.

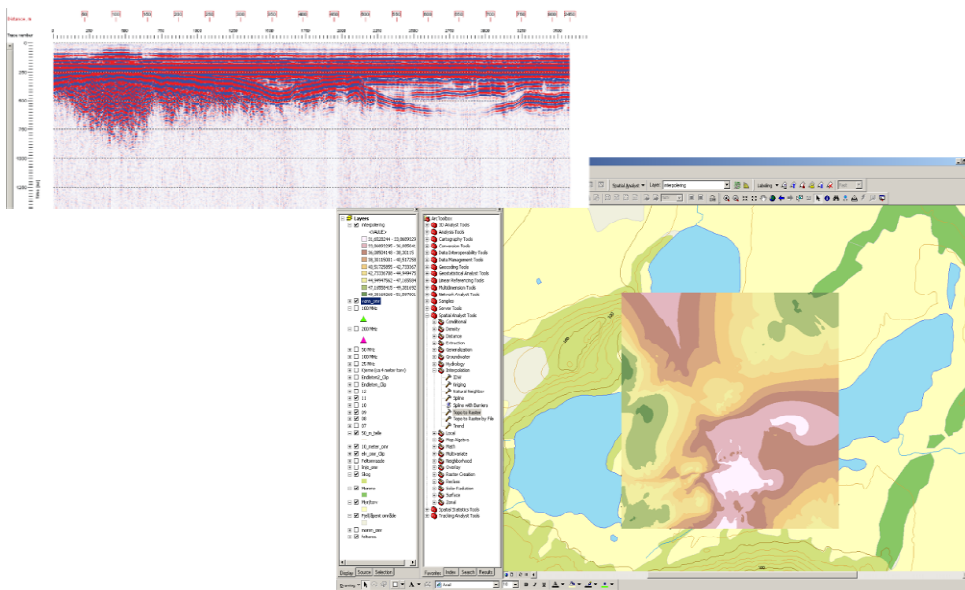
Etterord

Æråsdaalen er eit spanande område for studiar av innlandsisens arbeid og moglegheita for lokal glasiasjon på Andøya, og det ligg potensiale i området for vidare arbeid innafor kvartærgeologi og paleoklima.

Sør og aust for Endletmorenen er områder som burde vært undersøkt med tanke på avsetjinga og utbreiing til denne moreneryggen. Samstundes er det vest i Æråsdaalen områder med fleire moreneryggar som kunne vært interessant å kartlagt med tanke på om det har vore lokalglasiasjon i området eller ikkje. Det kunne også vore interessant å samla inn kjerner mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn, samt frå Endletvatn, for å kunne seie noko om aldrar på avsetjingane i området, men også for å seie meir om sedimentoppbygginga frå innlandsis mellom Kjølhauget og Endletmorenen, og dei yngre avsetjingane mellom Øvre Æråsvatn og Endletvatn.

I dette arbeidet er det ikkje gjort dateringar, og aldrane som er brukt i oppgåva er henta frå tidlegare arbeid som er utført i området. Sidan tolkingane i dette arbeidet vært noko endra i forhold til tidlegare arbeid, samt at det i dette arbeidet er tatt med moglegheita for lokalglasiasjon i Æråsdaalen (noko som ikkje er tatt med i tidlegare arbeid), gjer at det kunne vore interessant å fått eigne dateringar på ulike avsetjingar.

Frå RadExplorer til ArcGIS

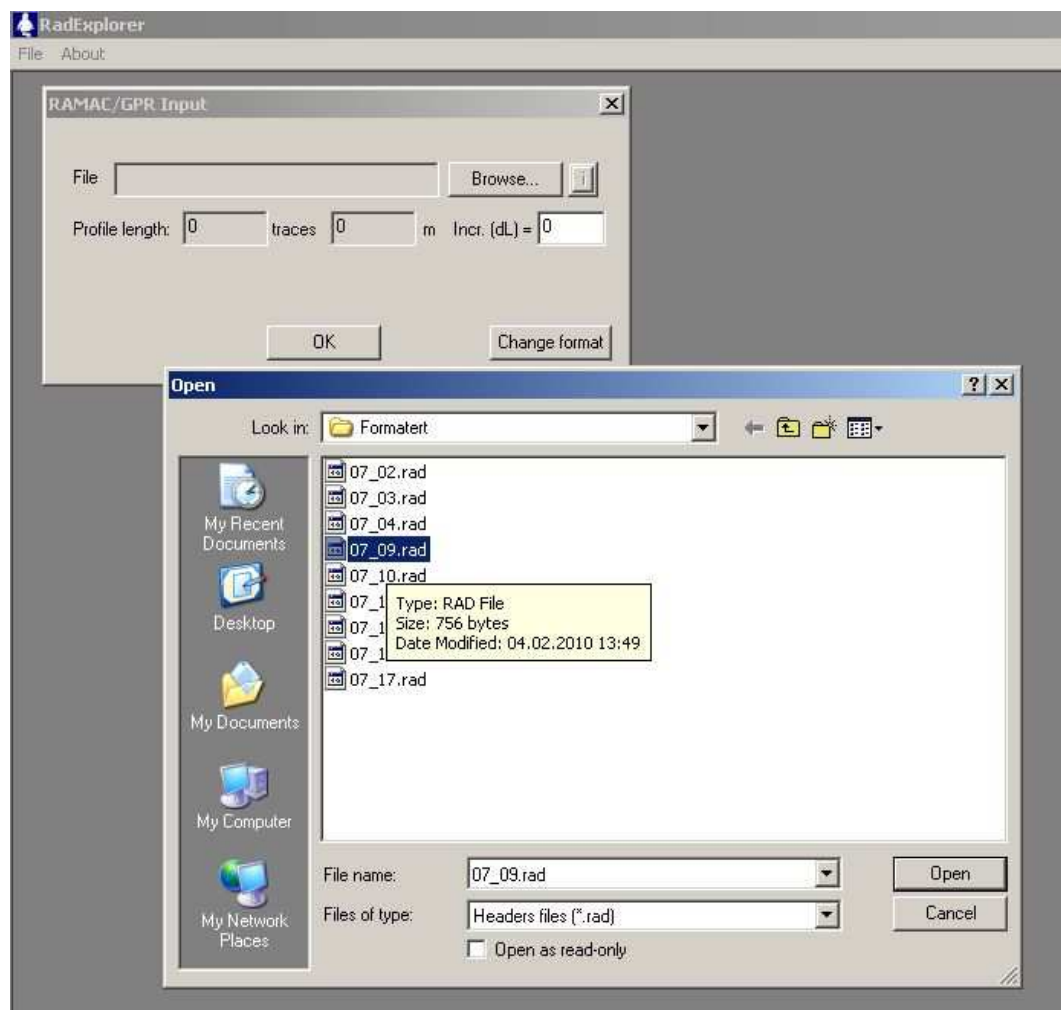


ein guide

Appendiks
til
Masteroppgåve i
naturgeografi
av
Odd Inge Thorkildsen

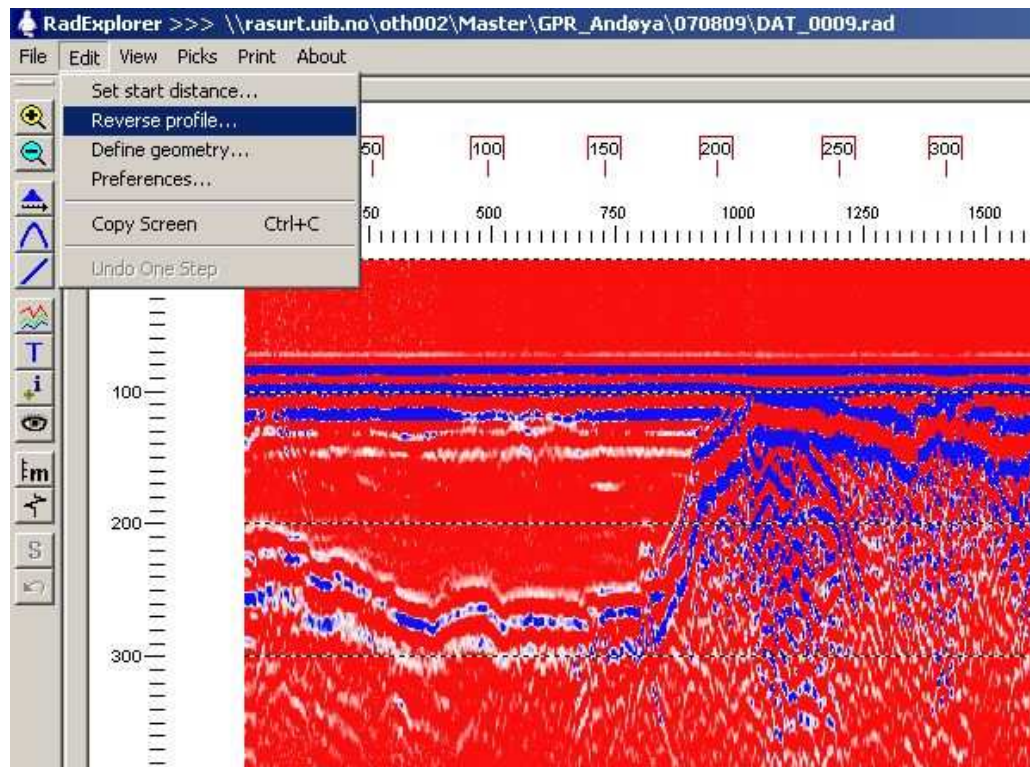
Teorien bak dei ulike prosesseringsstega er forklart i kapittel 3.0 i oppgåva, men vegen frå desse stega til implementering i ArcMap (ArcGIS), vil ein komme innpå her. Det er ganske viktig å gjere dette skikkelig, både med tanke på best mogeleg resultat, men også at GIS er ganske "kresen" på filer og informasjonen i desse. Dette vil seie at ein lett får feilmeldingar, krasj o.l. dersom ikkje tekstfilane har riktig formatering. Vidare kjem det altså ei rettleiing frå RadExplorer til ArcGIS.

1. Opne RadExplorer, og vel ynskte *.rad-fil (figur 1).



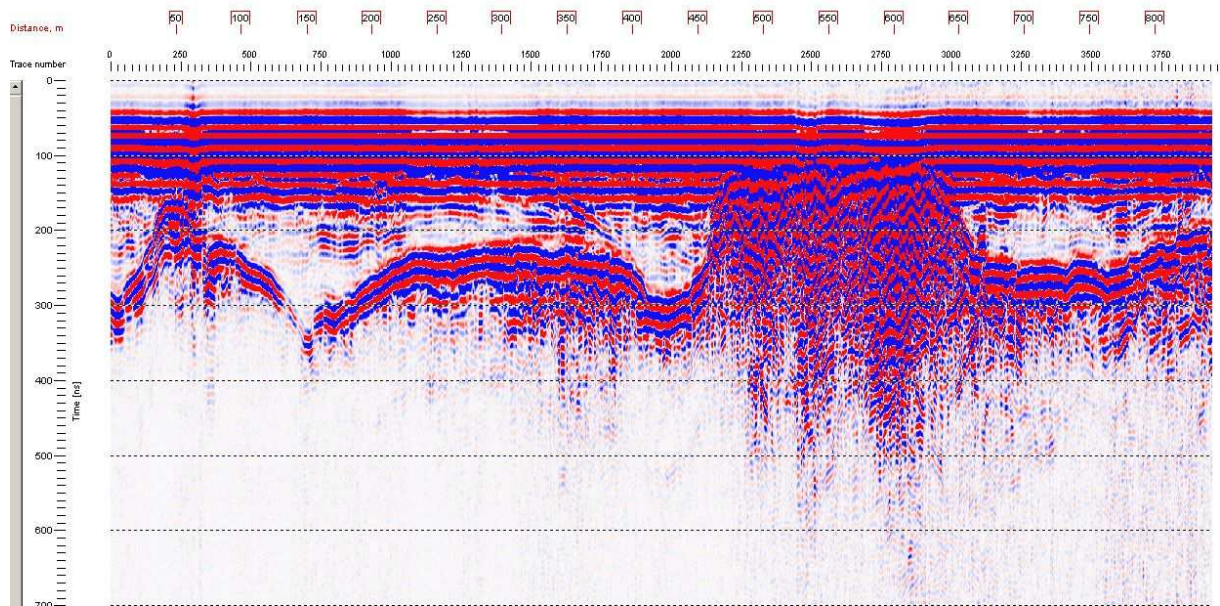
Figur 1: Opning av GPR-data i RadExplorer.

2. Filen vil no bli opna uprosessert, sjå døme i figur 2. Det fyrste ein må tenke på, er kva veg ein starta å gå, og korleis den ny opna fila er gått i forhold til utgangspunktet. T.d. er dei fyrste profila tatt frå sør mot nord, og frå vest mot aust. Difor vært dei profila som er gått motsatt veg reversert, slik at alle er orientert i same retning. Dette er vist i figur 2.



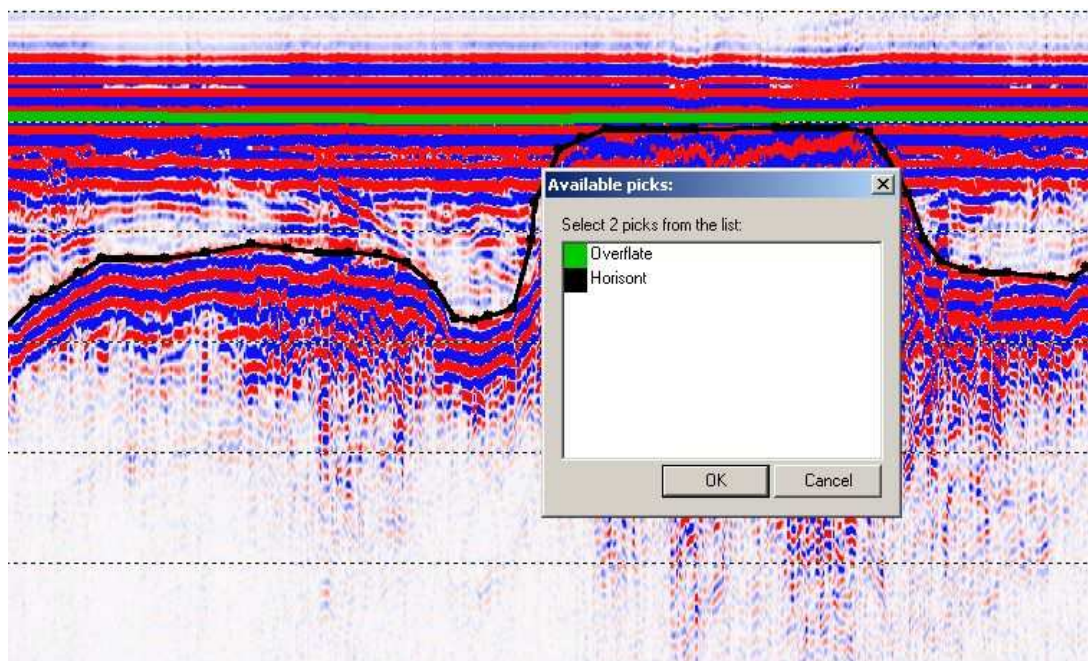
Figur 2: Reversering av profil.

3. Neste steg er no å kjøre ulike prosesseringsfilter. Dette er gjennomgått i kapittel 3.0 i oppgåva, og ein vil difor ikkje gå meir detaljert inn på desse her. Etter å ha gjennomgått ulike prosesseringssteg, noko som kan variere frå profil til profil, og ein har fått fram best mogeleg visualisering, kan det sjå ut som i figur 3. I innsamla profil, vært det ikkje justert for topografi. Dette er fordi ein opplevde problem med at alle djup vart berekna ut frå toppunktet i profilen, og at det difor vart for store djup ned til reflektor.



Figur 3: Ferdig prosessert profil.

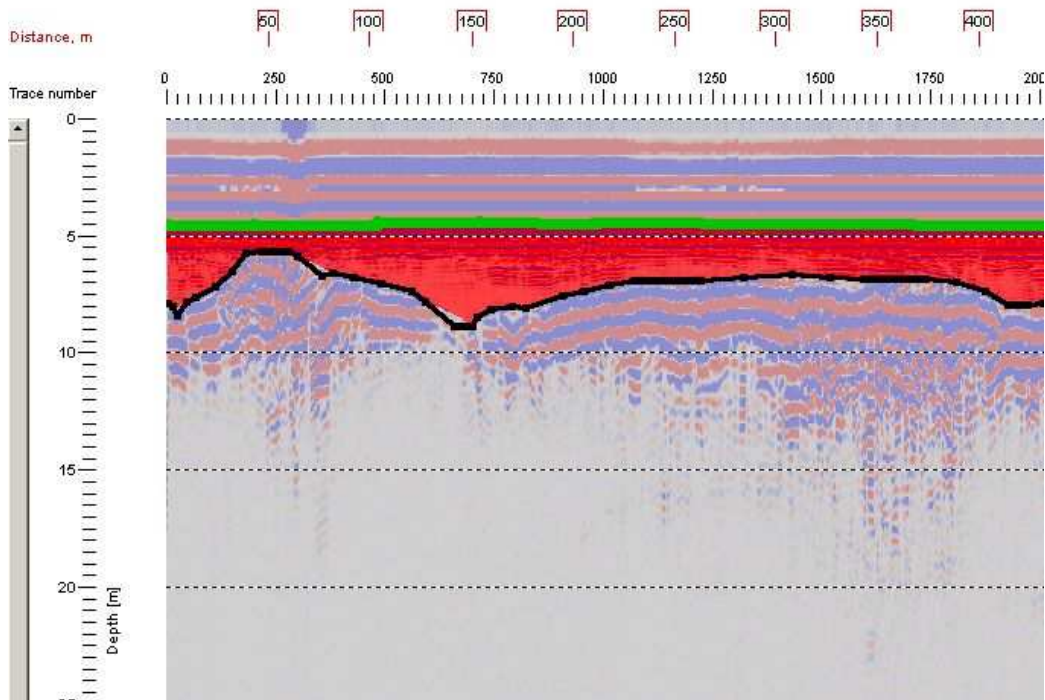
4. Vidare skal ein no legge inn "picks" på dei horisontane ein er interessert i. Dette gjer ein for å kunne avgrense eit område, slik at ein i dette området kan lage ein modell for konvertering til djup ved å legge inn ein bestemt hastigheit i det gitte området. Ein slikt utval vil sjå ut som i figur 4.



Figur 4: Profil med innlagt "picks", og utval for djupne konvertering.

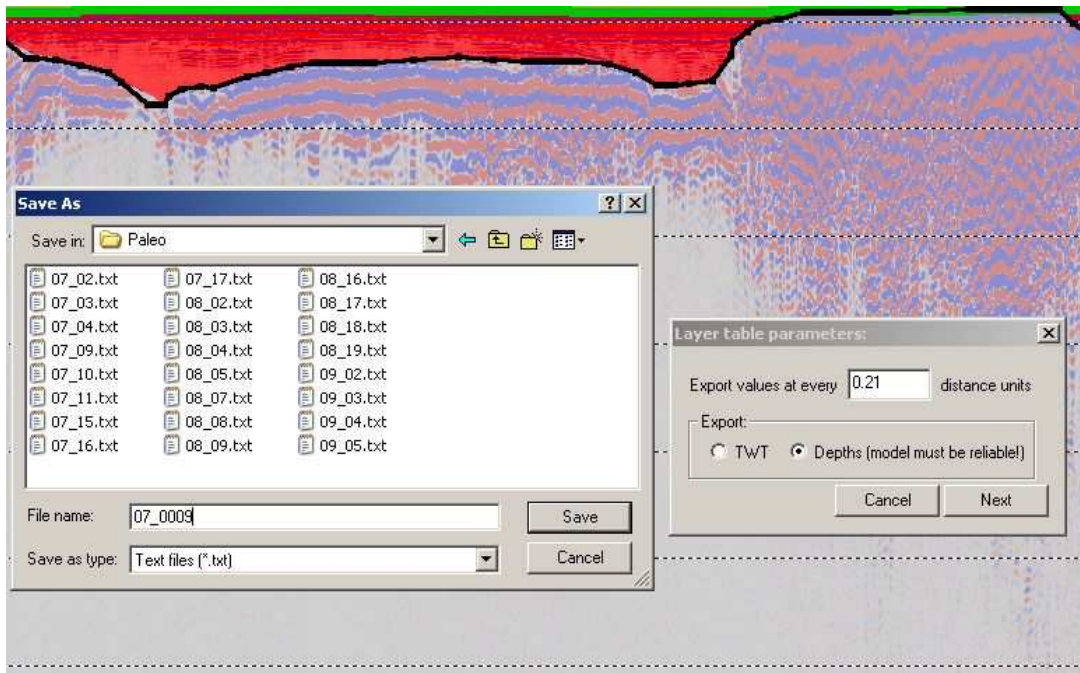
5. Etter å ha valt dei ynskte "picks" (linjer), må ein leggja inn hastigheit eller epsilon for materialet mellom dei valte linjer, t.d. hastigheit på 3,72 cm/ns eller epsilon på om lag

70 for myr. Ved så å konvertere til djup ("convert to depth"), vært det rekna om frå nanosekund til djup i meter (figur 5).



Figur 5: Profil med modell for djupne konvertering.

Det har oppstått ein del problem med denne konverteringa, dersom ein på forhand har justert 0-punktet i profilen ved hjelp av "time adjustment". Det som då har hendt er at konverteringa har ført til at toppunkta i profilen har mista verdiar eller vorte fjerna frå profilet. Difor er det heller valt å ikkje justere 0-punktet, og heller gjere dette manuelt ved å trekke frå det konverterte djupet ned til det egentlege 0-punkt til på djupet ned til horisonten. Vidare vært 0-punktet erstatta med topografidata som er innsamla av GPS på georadaren. Men fyrst må ein eksportere data frå RadExplorer som ein tekstfil (figur 6).



Figur 6: Ferdig konvertert profil, klar for eksportering til Excel.

6. No er ein klar til å opne fila i Excel, for å formatere den slik at ArcGIS kan lese den, og slik at den inneheld ynskt informasjon. Når ein opnar fila i Excel, vil ein automatisk kome inn på tekstimportvegvisar, der ein må velje følgjande kriterium for å få data inn på riktig måte; ”Data med skiljeteikn”, ”Tabulator” og ”Mellomrom”, også må ein merke alle kolonnane på steg 3, og velje kolonnedataform som ”tekst. Originalfila opna i Excel vil då sjå ut som i figur 7.

	A	B	C	D	E	F	G	H
1	Depth							
2	Distance	X	Y	Lat_D	Lon_D	Overflate	Horisont	
3	0.1789	7682940.5076	541527.9345	69.2531	16.0505	4.5722	7.8943	
4	0.3939	7682940.6404	541527.9023	69.2531	16.0505	4.5723	7.8944	
5	0.6089	7682941.0637	541527.8198	69.2531	16.0505	4.5724	7.8945	
6	0.8239	7682941.1327	541527.8063	69.2531	16.0505	4.5722	7.9063	
7	1.0389	7682941.2557	541527.7577	69.2531	16.0505	4.5720	7.9182	
8	1.2539	7682941.5267	541527.6122	69.2531	16.0505	4.5718	7.9300	
9	1.4689	7682941.7717	541527.4792	69.2531	16.0505	4.5716	7.9419	
10	1.6839	7682941.8770	541527.4110	69.2531	16.0505	4.5715	7.9537	
11	1.8989	7682941.9829	541527.3427	69.2531	16.0505	4.5713	7.9656	
12	2.1139	7682942.3949	541527.0337	69.2531	16.0505	4.5711	7.9774	
13	2.3289	7682942.8769	541526.7271	69.2531	16.0505	4.5709	7.9893	
14	2.5439	7682943.3767	541526.6042	69.2531	16.0504	4.5707	8.0011	
15	2.7589	7682943.8844	541526.4784	69.2532	16.0504	4.5706	8.0130	
16	2.9739	7682944.4344	541526.3389	69.2532	16.0504	4.5704	8.0248	
17	3.1889	7682944.9389	541526.2105	69.2532	16.0504	4.5702	8.0366	
18	3.4039	7682945.0687	541526.1737	69.2532	16.0504	4.5700	8.0682	
19	3.6189	7682945.2520	541526.0835	69.2532	16.0504	4.5698	8.1011	
20	3.8339	7682945.5293	541525.9018	69.2532	16.0504	4.5697	8.1339	
21	4.0489	7682945.8066	541525.7201	69.2532	16.0504	4.5695	8.1667	
22	4.2639	7682946.0839	541525.5383	69.2532	16.0504	4.5693	8.1996	
23	4.4789	7682946.1554	541525.4781	69.2532	16.0504	4.5691	8.2324	
24	4.6939	7682946.2106	541525.4275	69.2532	16.0504	4.5689	8.2653	
25	4.9089	7682946.3864	541525.2662	69.2532	16.0504	4.5687	8.2981	
26	5.1239	7682946.5820	541525.0867	69.2532	16.0504	4.5686	8.3309	

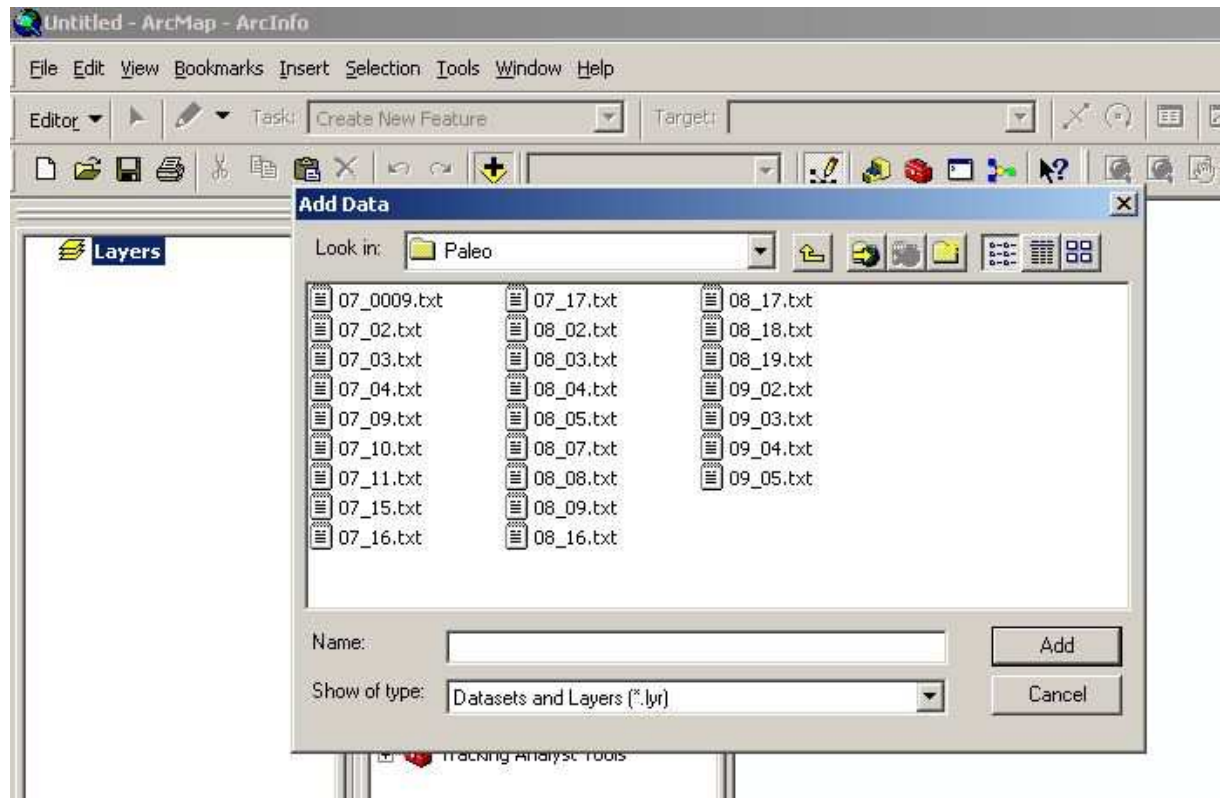
Figur 7: Ferdig prosessert profil i Excel.

Etter å ha fjerna unødvendig informasjon, og redigert, slik at ein sitt igjen med dei verdiane ein er interessert i, lagrar ein fila som ein *.txt-fil, og kan deretter opne den i Notepad for å sjekke at den ser riktig ut. Grunnen til at ein nyttar Notepad er at denne opnar tekstfila utan noko form for formatering. Ein må i Excel t.d. erstatte alle punktum i djupn verdiane med komma, slik at dei vært lest som tall og ikkje tekst. Vidare vært som nemnt djupet til overflata trekt frå på djupet ned til horisonten, og legg så inn topografidata i dokumentet, og avsluttar med å trekke det nye djupet til horisonten frå topografidata (høgde over havet). Slik sitt ein igjen med å ha ”løfta” vekk det som ligg mellom overflaten og horisonten, noko som forhåpentlegvis er myra. Det siste ein må hugse på er å skifte X og Y, slik at desse overskriftene står over riktig kolonne. Når alt dette er fullført, vil fila sjå ut omtrent som i figur 8.

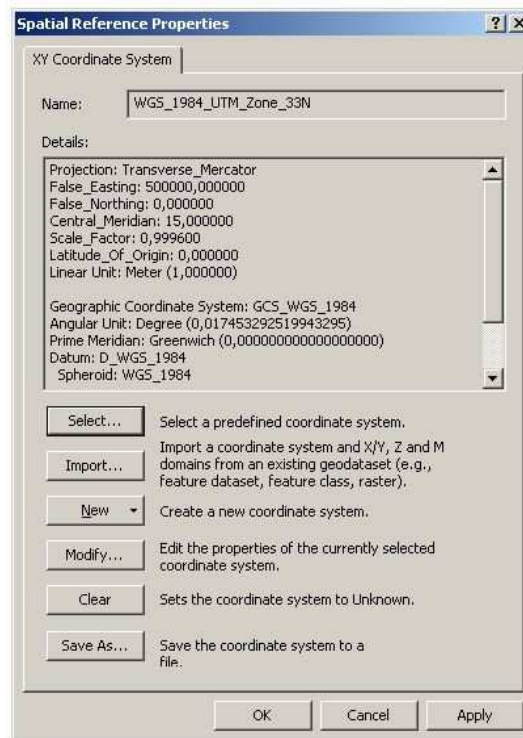
	X	overflata	Horisont	Paleo
7682940.5078	541527.9345	41,85	3,3221	38,5279
7682940.6404	541527.9023	41,85	3,3221	38,5279
7682941.0637	541527.8198	41,85	3,3221	38,5279
7682941.1327	541527.8063	41,85	3,3341	38,5159
7682941.2557	541527.7577	41,95	3,3462	38,6038
7682941.5267	541527.6122	41,95	3,3582	38,5918
7682941.7711	541527.4792	41,95	3,3703	38,5797
7682941.8770	541527.4110	41,95	3,3822	38,5678
7682941.9829	541527.3427	41,95	3,3943	38,5557
7682942.3949	541527.0337	41,95	3,4063	38,5437
7682942.8765	541526.7271	42,07	3,4184	38,6516
7682943.3761	541526.6042	42,07	3,4304	38,6396
7682943.8844	541526.4784	42,07	3,4424	38,6276
7682944.4344	541526.3389	42,07	3,4544	38,6156
7682944.9389	541526.2105	42,06	3,4664	38,5936
7682945.0681	541526.1737	42,06	3,4982	38,5618
7682945.2520	541526.0835	42,06	3,5313	38,5287
7682945.5293	541525.9018	42,06	3,5642	38,4958
7682945.8066	541525.7201	42,06	3,5972	38,4628
7682946.0839	541525.5383	42,06	3,6303	38,4297
7682946.1554	541525.4781	42,18	3,6633	38,5167
7682946.2106	541525.4275	42,18	3,6964	38,4836
7682946.3864	541525.2662	42,18	3,7294	38,4506
7682946.5820	541525.0867	42,18	3,7623	38,4177
7682946.7777	541524.9073	42,23	3,7954	38,4346
7682946.8944	541524.8001	42,23	3,8245	38,4055
7682947.0152	541524.7004	42,23	3,7945	38,4355
7682947.2481	541524.5791	42,23	3,7645	38,4655
7682947.4809	541524.4579	42,39	3,7344	38,6556
7682947.6217	541524.4228	42,39	3,7044	38,6856
7682947.7524	541524.3973	42,39	3,6744	38,7156
7682947.8830	541524.3718	42,39	3,6444	38,7456
7682948.0172	541524.3523	42,39	3,6144	38,7756
7682948.1621	541524.3506	42,39	3,5843	38,8057
7682948.3235	541524.3764	42,44	3,5542	38,8358
7682948.4949	541524.4022	42,44	3,5242	38,9158
7682948.6523	541524.4255	42,44	3,4942	38,9458
7682949.0541	541524.3552	42,44	3,4642	38,9758

Figur 8: Formatert data opna i Notepad.

7. Opne ArcMap og legg til den aktuelle tekstfilen (figur 9).

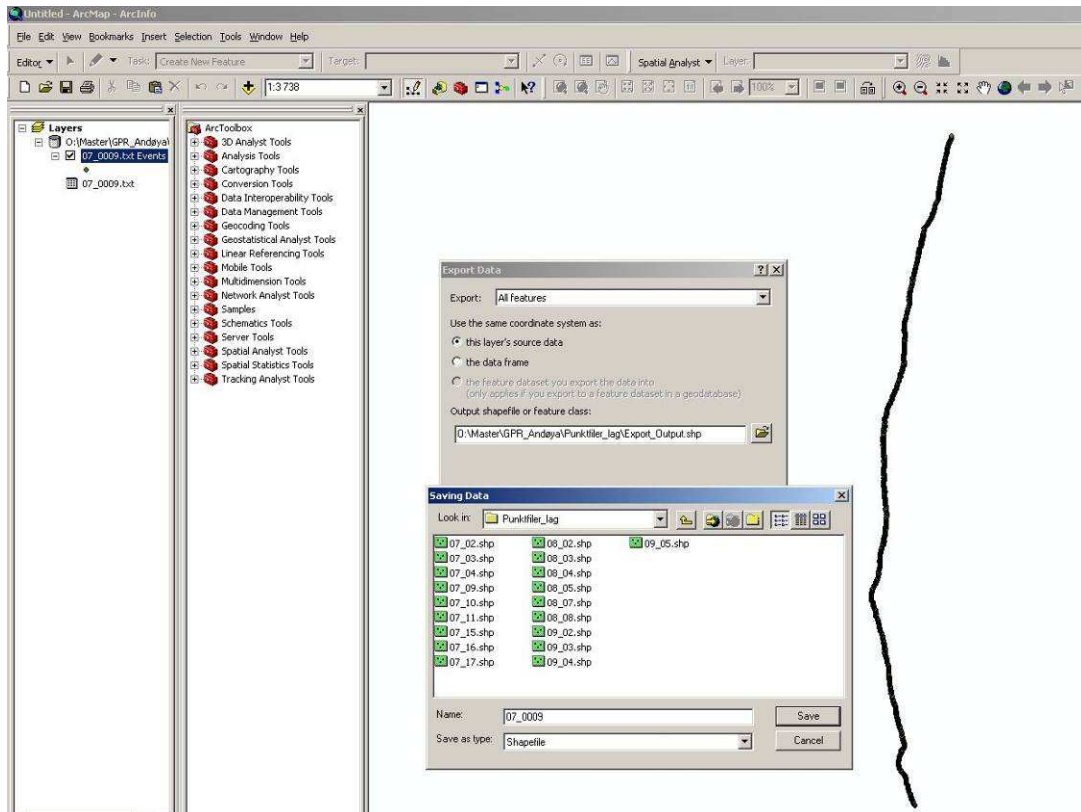


Figur 9: Innlegging av tekstfil i ArcMap.



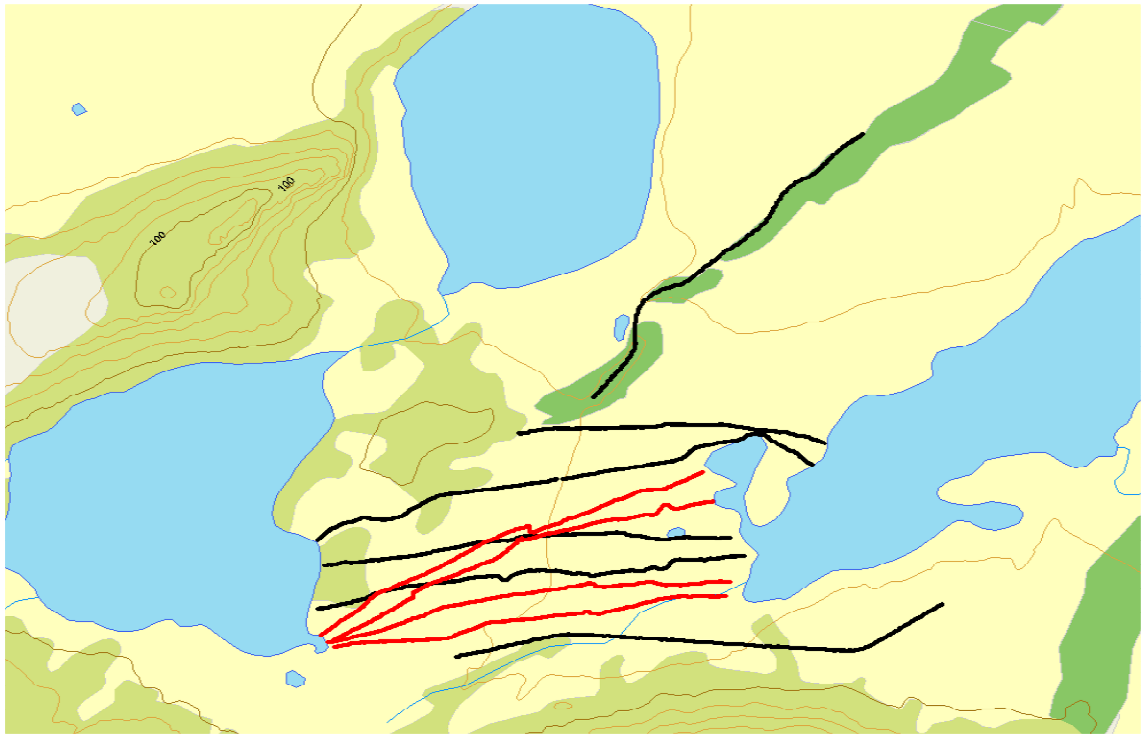
Figur 10: Fastsetjing av koordinatsystem

Ein må legge til riktig koordinatsystem, som vist i figur 10, i dette tilfellet er det WGS 1984 UTM sone 33N. Dette må ein gjere for å i det heile få fram punkta, men også for å plassere profila på riktig plass på kartet. Dette vil føre til at punkta kjem til syne, og ein kan no eksportere denne fila som ein shapefil, slik at ein kan fortsette å arbeide med fila saman med andre kartlag. Ein høgre klikkar då på den nye punktfila i oversikta til venstre i ArcMap, vel **data → export data**, og vel deretter plassering og namn for shapefila (figur 11).



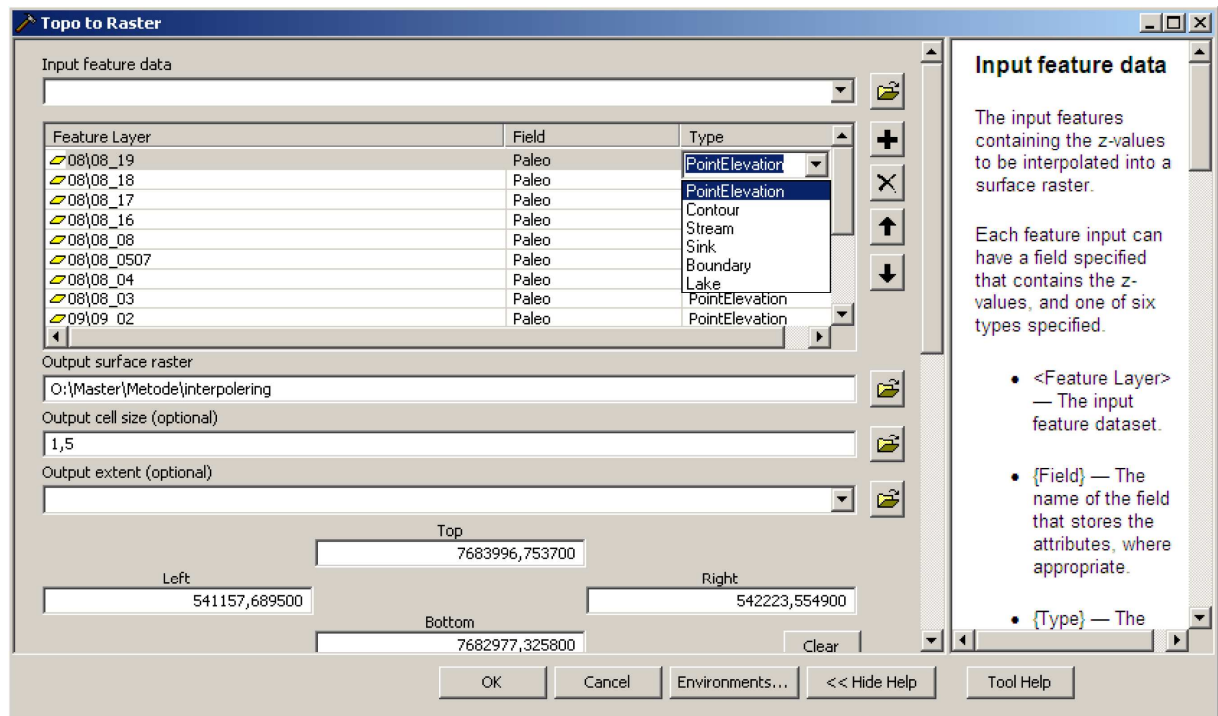
Figur 11: Eksportering av data til shapefil for vidare arbeid.

8. Stega 1-7 må ein gjennomgå for kvart enkelt profil, då med unntak av å opne programvara. Når ein har gjort dette, og laga shapefiler av dei profila ein vidare vil bruke i interpolering, kan ein legge ynskde filer inn i eit kartlag frå det aktuelle området. Dette gjer ein på same måte som i punkt 7, berre at ein vel den ferdig shapefilen i staden for tekstfil. Dette kan sjå ut som i figur 12.



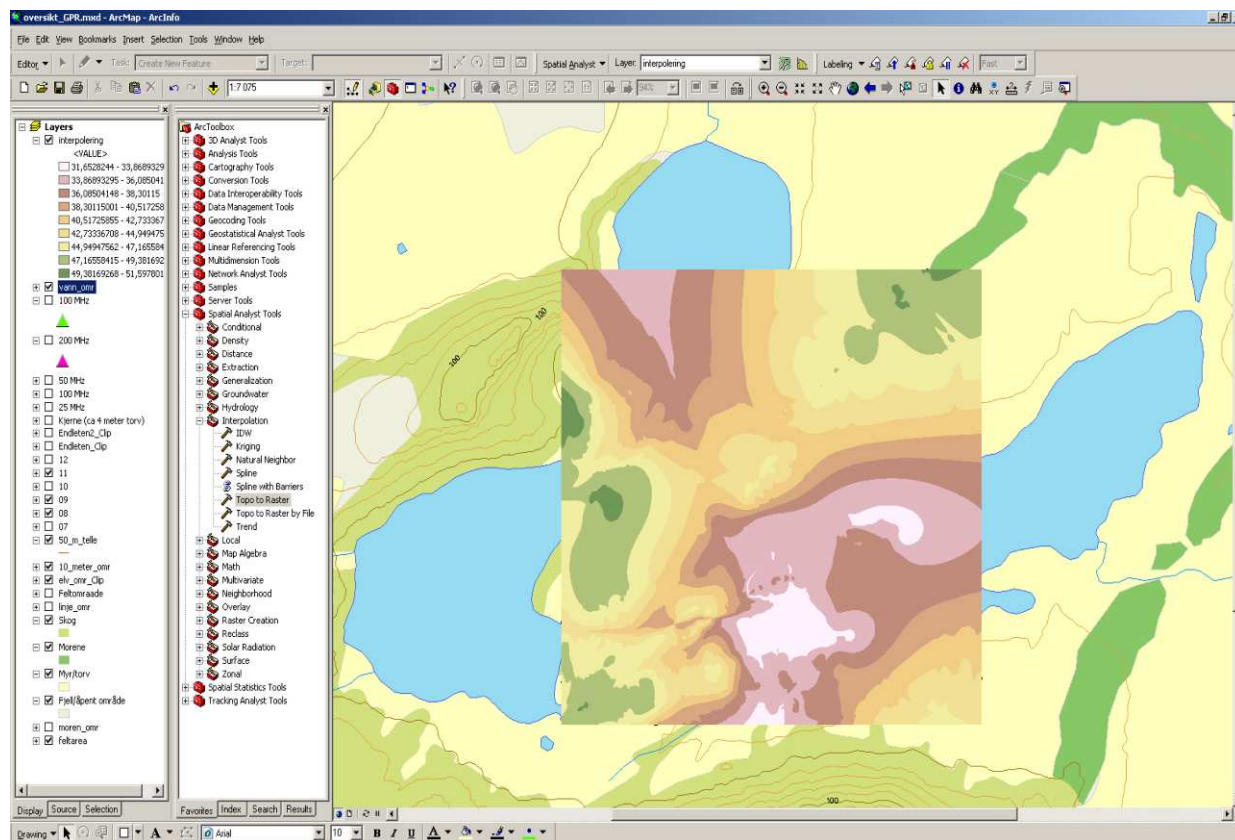
Figur 12: Døme på kartlag med shapefiler, klare for interpolering.

9. Neste steg då er å velje interpoleringsverktøy, der ein må legge til filene ein skal ha med i denne prosessen. I **ArcToolbox**, vel **Spatial Analyst Tools** → **Interpolation** → **Topo to Raster**. Ein vil då få opp eit vindauga (figur 13), der ein ved hjelp av den øverste "gardina", legg til dei shapefilane ein skal ha med i interpolerings operasjonen. Vidare må ein velje det feltet ein vil interpolere mellom (dei felte ein har delt inn i steg 4), typen på filane ein skal interpolere mellom (som i dette tilfellet er punkt med høgdeinformasjon). Ei vel også kor den ferdig interpolerte fila skal lagrast, og eventuelt celle størrelse for ferdig fil. Trykk så OK, og det vil komme opp ein tenkjeboks.



Figur 13: Vindauge med instillingar for interpolering (topo to raster).

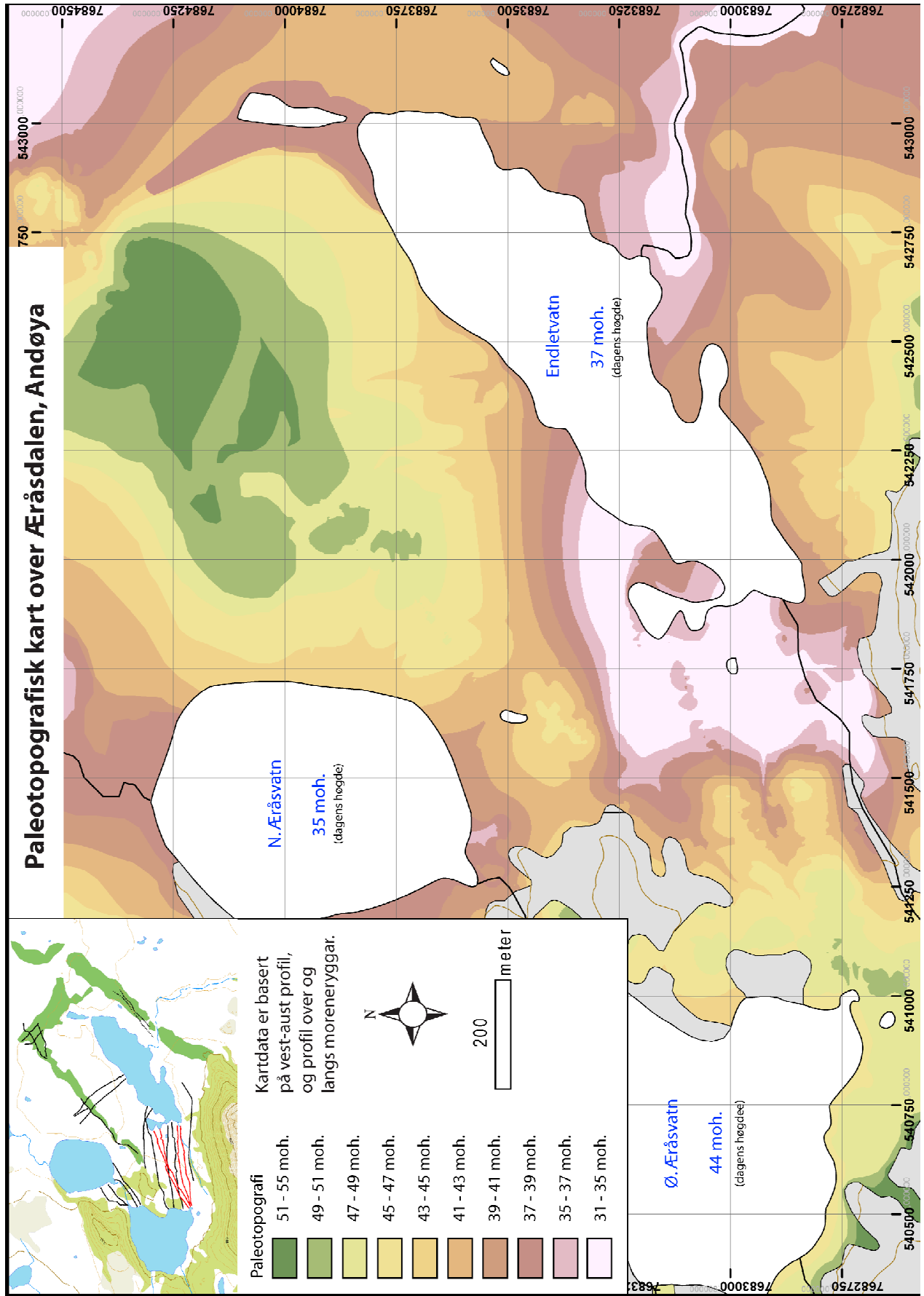
10. Det som hender når ein interpolerer mellom dei ulike punkta, er å berekne ein verdi som ligg mellom to eller fleire kjende verdiar, altså estimere nye punkt som ligg innanfor eit område som er dekkja av eksisterande punkter. Dette gjer ein for å lage ei heildekkande flate med utgangspunkt i dei verdiane ein har samla inn gjennom feltarbeid. Resultatet av interpoleringa kan sjå ut som figur 14.



Figur 14: Døme på interpolering i ArcGIS.

Dersom ein ser på filane lagt til i figur 12, og samanliknar med resultatet i figur 14, kan ein leggje merke til at det også vært ekstrapolert utanfor dei ytste punkta, men dette er noko ein kan fastsetje sjølv gjennom vala ein gjer i steg 9.

No har ein altså gått frå rådata i RadExplorer til ferdig interpolering i ArcGIS, og det som gjenstår då er å eventuelt velje ulike utformingar med tanke på fargar og andre visuelle effektar. Dette er val som må takast på individuelt grunnlag.



APPENDIKS 2

