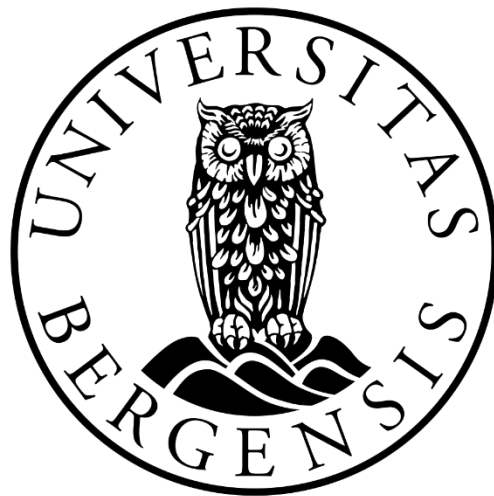


Geofysiske og sedimentologiske
undersøkelser av israndavsetningene
fremfor Esmarkmorenen, Rogaland

Masteroppgave i kvartærgeologi og paleoklima

Fredrik Hjorth Karlsen



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

September 2016

Sammendrag

Det første geologiske arbeidet som ble gjort i Forsand ble gjort av Jens Esmark på 1800-tallet, da han beskrev det vi i dag kaller Esmarkmorenen/Vassryggen og sletteområdet foran. Han konkluderte med at dette var avsetningsformer som en isbre måtte ha avsatt i fjern fortid. Det er denne observasjonen som danner grunnlaget for oppgaven. I denne oppgaven har målet vært å undersøke disse avsetningene med georadar og geologiske metoder for å kunne danne et bilde av hvordan avsetningene er bygd opp, og hvordan avsetningshistorien har vært. Arbeidet har hovedsakelig bestått av innsamlede data ved hjelp av georadar, observasjoner gjort på forskjellige steder i feltområdet og de eksponerte snittene i de to grustakene som ligger i feltområdet. Arbeidene til (Briner *et al.* 2014) og (Andersen 1954) har vært viktig for å plassere observasjonene og dataene gjort i denne oppgaven i kronologien, da det ikke er gjort noen form for dateringen i arbeidet. I utgangspunktet antok man at hele avsetningen var avsatt under den siste glasiasjonen, men dette har vist seg å ikke stemme. Den nederste delen utgjør et delta som er avsatt på begynnelsen av Allerød under et fallende havnivå som representerer regresjonsminimum i Allerød. Det er også spor etter Leiknmorenen ovenfor dette deltaet. Den øvre delen av avsetningene er avsatt samtidig som Esmarkmorenen mot slutten av Yngre Dryas transgresjonen. Oppgaven viser at avsetningshistorien til sedimentene i Forsand er mer kompleks enn tidligere antatt, og at det her ligger muligheter for mer og detaljert arbeid som kan gi mer nøyaktige dateringer for de forskjellige hendelsene.

Forord

Først av alt vil jeg takke mine to veiledere, professor Jostein Bakke ved Universitetet i Bergen og professor John Inge Svendsen ved Universitetet i Bergen, som har satt opp en meget spennende oppgave. Selv om oppgaven har endret seg i løpet av disse to årene, har det vært spennende arbeid som har gitt meg ny kunnskap om noe jeg kunne lite om fra før.

En spesiell takk rettes til John Inge Svendsen som har vært med flere ganger i felt og bidratt med innsikt, observasjoner og tips til feltarbeidet. Tusen takk for tips til artikler og bøker som har vært til god hjelp og til alt det arbeidet du har lagt ned, spesielt i sommer med tilbakemeldinger på teksten og figurer som er med i oppgaven. En stor takk rettes til EISCLIM-prosjektet ved leder John Inge Svendsen, som har bidratt med økonomisk støtte slik at dette arbeidet har vært mulig. En takk til Jostein Bakke for gjennomlesning og tilbakemeldinger på oppgaven. Jeg må og rette en takk til Jon Moe hos Kartverket som har gitt meg tilgang til LIDAR-data for området

Tusen takk til min gode venn og medstudent, Oliver Grant, som var med meg på kalde feltdager i desember. Feltarbeidet hadde vært umulig uten din hjelp med innsamling av data, montering av utstyr, og moralsk støtte når vi vandret jorder opp og ned i vinter.

Takk til min familie i Bergen og på Østlandet for all støtte gjennom mine studieår i Bergen, disse årene hadde ikke vært det samme uten denne støtten. Tusen takk til mine medstudenter på studiet i geofysikk og geologi ved Universitetet i Bergen og på UNIS. Dere har gjort disse fem årene utrolig minnerike, de kommer aldri til å glemmes.

En spesiell takk til Marie som helt i innspurten har lest korrektur og kommet med gode innspill helt på slutten, hadde det ikke vært for deg hadde det vært mange slurvefeil

Til slutt må jeg takke min kjære Hildegunn som det siste året har fått høre på all min frustrasjon. Tusen takk for at du har tatt vare på meg disse siste ukene med innspurt og for at du har tatt deg tid til å se over oppgaven min en siste gang.

Fredrik Hjorth Karlsen

30.08.2016

Innholdsfortegnelse

Sammendrag	i
Forord.....	ii
1 Introduksjon	1
1.1 Bakgrunn – Målsetning.....	1
1.2 Forskningsspørsmål.....	1
1.3 Områdebeskrivelse	2
1.4 Berggrunn.....	4
1.5 Tidligere arbeider i Boknafjorden- og Lysefjordområdet.....	5
1.6 Isavsmeltingshistorien for Boknafjorden og Lysefjorden-området siden siste istids maksimum	7
2 Metoder	9
2.1 Feltarbeid og metoder brukt i felt -introduksjon	9
2.1.1 Første periode	9
2.1.2 Andre periode	10
2.2 Georadar.....	12
2.2.1 Teori bak georadar.....	12
2.2.2 Malå Georadar	13
2.2.3 Hastigheten til den elektromagnetiske bølgen	14
2.2.4 Prosessering	19
2.2.5 Tolkning av georadar data	25
2.3 Flybåren LIDAR.....	27
2.4 Differensiell GPS (DGPS)	29
2.5 Kartlegging.....	31
2.6 Logging – metoder brukt ved logging av snitt	31
3 Resultater	32
3.1 Observasjoner gjort i felt	32
3.1.1 Grustaket ved Fossanmoen	32
3.1.2 Grustaket ved Hestomoen	43
3.1.3 Diverse lokaliteter fra feltområdet	46
3.1.4 Kvartærgeologisk kart.....	57
3.2 Georadardata	59
3.2.1 Profiler.....	60
3.2.2 Interpolert overflate av toppen på skrålagene	68
3.3 Innmålte høyder med DGPS.....	72
4 Diskusjon.....	74

4.1	Sedimentære logger	74
4.1.1	Grustaket ved Fossanmoen	74
4.1.2	Grustaket ved Hestomoen	75
4.2	Georadardata	75
4.3	Georadar som metode sammen med sedimentære observasjoner i et snitt	78
4.4	Høyder	79
4.5	Tverrsnitt fra Esmarkmorenen til fjorden.....	83
4.6	Tverrsnittet fra Lysefjordmorenen og ut mot grustaket ved Fossanmoen	86
4.7	Avsetningshistorien til israndavsetningen ved Esmarkmorenen	88
5	Konklusjon.....	91
6	Forslag til videre arbeid.....	92
7	Litteraturliste.....	93
8	Vedlegg	95
8.1	Vedlegg 1 - Hvordan importere data fra Radexplorer til ArcGIS.....	95
8.2	Vedlegg 2 - CD-Rådata.....	104
8.3	Vedlegg 3 - Tabell med metadata.....	105

1 Introduksjon

1.1 Bakgrunn – Målsetning

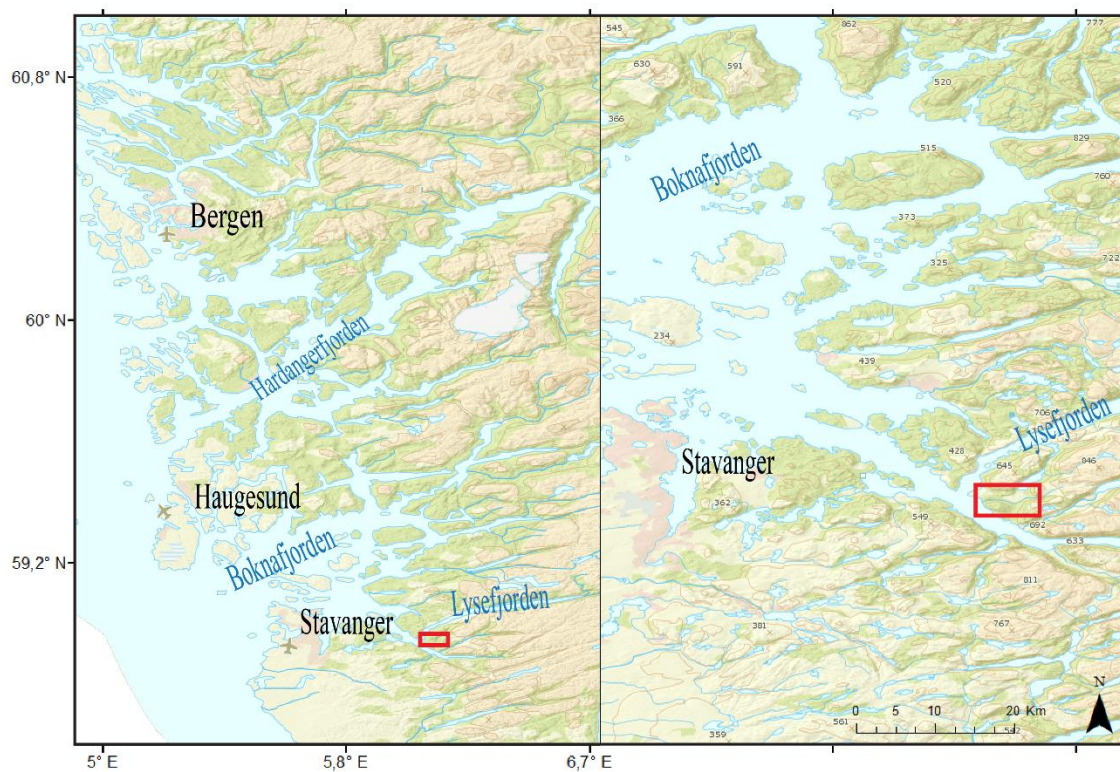
Første gang området ble beskrevet i geologisk sammenheng, var av Jens Esmark så tidlig som i 1824. På en reise beskrev han og undret seg over en distinkt løsmasserygg, Vassryggen(Esmarkmorenen), som krysset dalen ved sørenden av Haukelivatnet i Forsand. Sammen med observasjoner gjort lengre nord på vestlandskysten og i Jotunheimen konkluderte han i ettertid med at ryggen og de tilhørende grusavsetningene som han hadde observert i Forsand måtte være avsatt av en breis som i en fjern fortid hadde kommet ut dalen og avsatt løsmassen der brefronten hadde stoppet opp (Esmark 1824). Dette er den første beskrivelsen om at Norge en gang i tiden må ha vært dekket av is. Denne oppgaven har som mål å kunne rekonstruere den geologiske historien som kan knyttes til Esmarkmorenen og avsetningene som ligger foran denne, og hvordan disse kan relateres til senglasiiale brevariasjoner og havnivåendringer som har funnet sted. Grustaket som ligger midt i avsetningene på den vide sletten foran Esmarkmorenen har blottlagt en tykk lagpakke med sedimenter som kan gi grunnlag for sedimentologiske tolkninger, relasjonen til de samtidige havnivåendringene og derved også glasiasjonshistorien. Sammen med georadarprofiler som dekker lagpakken i området mellom Esmarkmorenen og grustaket, kan det gi grunnlag for å bestemme den tredimensjonale arkitekturen i avsetningene og hvordan disse er relatert til Esmarkmorenen. Den tradisjonelle oppfatningen er at disse avsetningene har blitt avsatt samtidig som moreneryggen og at de representerer et glasiarint sandurdelta som er avsatt i forkant av isen som skjøv opp moreneryggen. Et viktig spørsmål i oppgaven er å finne ut om de tykke topplagene som var kjent fra tidligere observasjoner fra grustakene, kan forklares ved stigende havnivå under avsetningsperioden, eller om det representerer en sandur som har bygget seg opp over havoverflaten som et resultat av stor sedimenttilførsel og en forholdsvis lang avstand til deltafronten i fjorden.

1.2 Forskningsspørsmål

- Hvordan er geometrien til sedimentene som ligger i forkant av Esmarkmorenen?
- Hvordan er dannelseshistorien til disse sedimentene?
- Hvordan har havnivået vært når sedimentene ble avsatt?

1.3 Områdebeskrivelse

Undersøkelsesområdet ligger i Forsand kommune i Rogaland ca. 25km øst for Stavanger, (Figur 1.1). Feltområdet ligger i et dalføre med mye løsmasser like sør for munningen av Lysefjorden. Området avgrenses i sør av det store Haukelivatnet som demmes opp av Vassryggen (Esmarkmorenen) (Figur 1.2), som inspirerte Esmark til å fremsette teorien om at hele Skandinavia hadde vært dekket av breis. Esmarkmorenen strekker seg rundt 800m på tvers av dalen ved sørenden av Haukelivatnet og er 20-30m høy. Vest for vannet er det et stort sletteområde med tykke grusavsetninger som strekker seg helt ned til fjorden i forskjellige nivåer. I den sør-vestlige delen av denne sletten, som heller svakt mot sør, er det et stort grustal like ved veien, som har vært i drift helt siden 1964. Det er disse avsetningene som ligger distalt for Esmarkmorenen som har vært fokus i arbeidet i denne masteroppgaven (Figur 1.2). Ved munningen av Lysefjorden er det også markerte, opptil 20-30 meter høye morenerygger som strekker seg på begge sider av fjorden, disse ryggene er en del av Lysefjordtrinnet og hører til samme morenekompleks som Esmarkmorenen (Andersen 1954). På sørsiden av denne er det også et sletteområde med tykke løsmasser som man kan følge i forskjellige nivåer ned til sjøen. Tidligere har det også vært drevet grustak gjennom en lang periode og en stor del av den primære overflaten er derfor senket. Det var tidligere en sammenhengende slette mellom Esmarkmorenen og moreneryggen ved munningen av Lysefjorden.



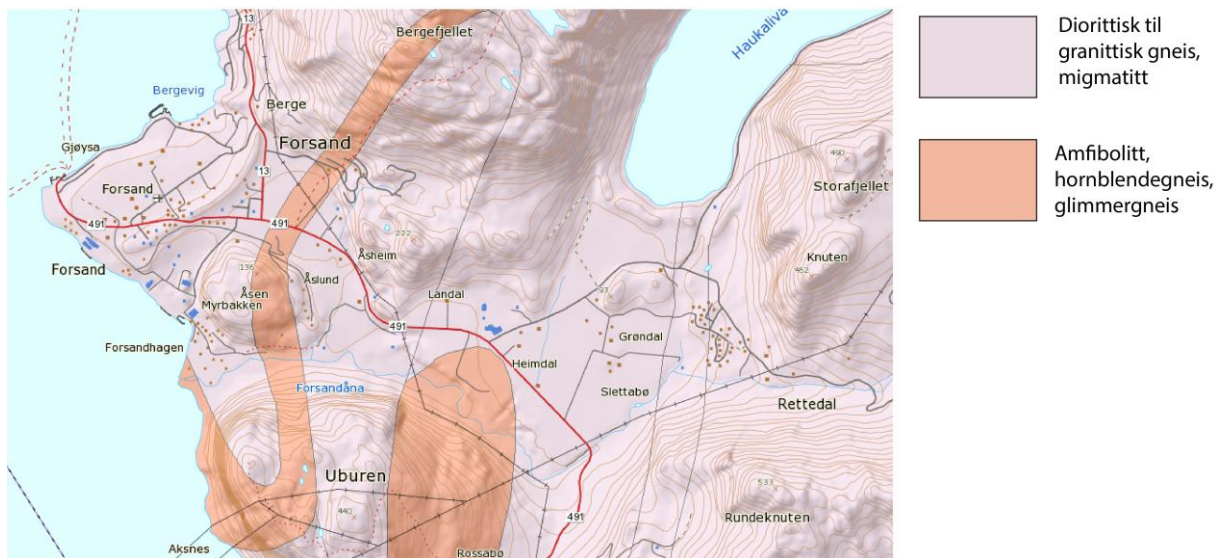
Figur 1.1 Feltområdet ligger på Sør-Vestlandet øst for Stavanger, ved munningen av Lysefjorden. Feltområdet er her markert med en rød boks. Kartdata: Kartverket (2016b).



Figur 1.2 Feltområdet dekker området mellom Esmarkmorenen, Uburen. Tettstedet Forsand og fjorden i Sør-Vest. Kartdata: Kartverket (2016b).

1.4 Berggrunn

Berggrunnen for store deler av Rogaland er dominert av magmatiske bergarter. Disse bergartene er av Proterozoisk opprinnelse og ble dannet under to forskjellige fjellkjedefoldinger, den gotiske fjellkjeden som ble dannet for 1700 til 1500 millioner år siden og den Svekonorvegiske fjellkjeden mellom 1130 til 900 millioner år siden (Ivar B. Ramberg *et al.* 2013). Bergartene i denne regionen består hovedsakelig av øyegneis, omdannende porfyriske granitter og granodioritter (NGU 2015). I feltområdet er den dominerende bergarten migmatitt, men det er også noen belter med amfibolitt, hornblendegneis og glimmergneis. (Figur 1.3) (NGU 2015)



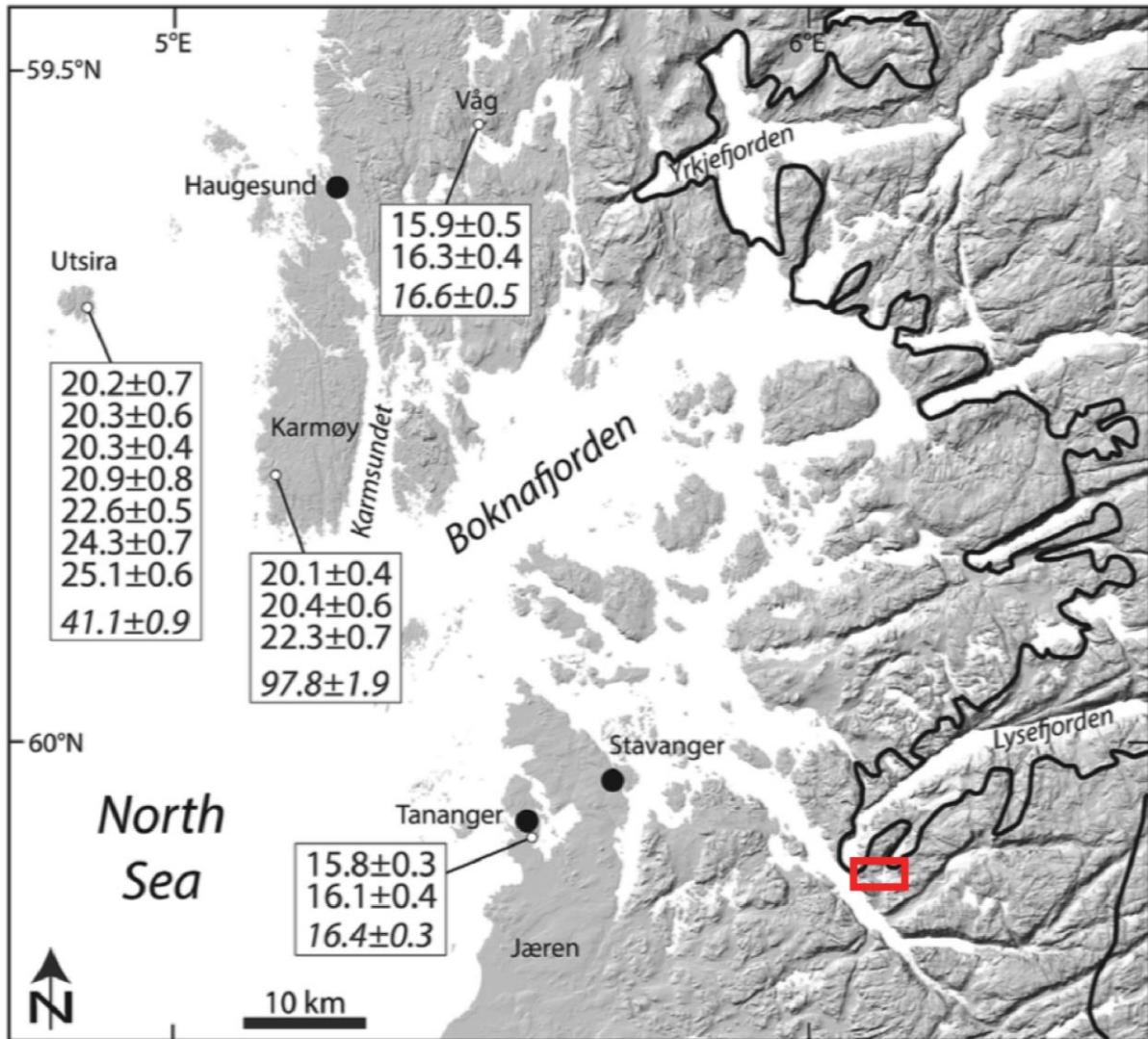
Figur 1.3 Oversiktskart over berggrunnen i feltområdet. Området domineres amfibolitt, hornblendegneis og glimmergneis (NGU 2015).

1.5 Tidligere arbeider i Boknafjorden- og Lysefjordområdet

De første geologiske arbeidene ble som tidligere nevnt utført av Jens Esmark (Esmark 1824). Han gjorde i 1823 en reise i Norge som tok han langs Vestlandet, opp Nord-Vestlandet og inn i Jotunheimen. I løpet av denne reisen beskrev han geologiske former og observasjoner gjort på forskjellige steder. Et av disse stedene var Forsand i Rogaland. Her bemerket han seg den store ryggen som krysset den u-formede dalen og likeledes de vide grusflatene distalt for ryggen. I Jotunheimen oppdaget Esmark at det lå lignende ryggformer i forkant av eksisterende breer. Han konkluderte dermed med at Esmarkmorenen i Forsand måtte være dannet på samme måte som ryggene i Jotunheimen, bare av en mye større bre og at det måtte ha skjedd i fjern fortid. Det neste betydelige glacialgeologiske arbeidet i denne regionen ble gjort av geologen Bjørn Andersen på begynnelsen av 1950-tallet (Andersen 1954). Andersen, som gjorde omfattende geomorfologisk kartlegging av randmorener i sørvest-Norge, var en av de første som brukte stereoskop sammen med flybilder som et verktøy i kartleggingsarbeidet. Sammen med feltobservasjoner lagde han et kart som viste hvordan de forskjellige ryggsegmentene i området hang sammen (Figur 1.4). Denne rekonstruksjonen viser blant annet utløpsbreen i Lysefjorden og hvordan det har kommet ned en sidearm fra denne som terminerte ved Esmarkmorenen. På 2000-tallet har det blitt gjort forsøk på å datere Lysefjordtrinnet ved hjelp av eksponeringsdateringer (Briner *et al.* 2014), (Svendsen *et al.* 2015; Gump *et al.* 2016). Det er i løpet av de seneste årene utført eksponeringsdateringer på flyttblokker, og noen steder også fast fjell, på forskjellige steder rundt Boknafjorden og Lysefjorden. Dateringsresultater fra øyene Utsira og Karmøy kan tyde på at disse områdene ble isfrie så tidlig som 20 ka. (Svendsen *et al.* 2015). Det knytter seg fremdeles en usikkerhet til disse tidligere dateringene, men nye resultater tyder på at isfronten begynte å trekke seg innover i Boknafjorden for ca. 16 ka. (Gump *et al.* 2016). Videre er det gjort dateringer på forskjellige lokasjoner innover Boknafjorden og langs Lysefjorden, hvor de yngste dateringene er rundt 11ka (Briner *et al.* 2014). Dateringer av steinblokker som ligger på Lysefjordmorenen bekreftet antagelsen om at disse ble avsatt i Yngre Dryas perioden.

1.6 Isavsmeltingshistorien for Boknafjorden og Lysefjorden-området siden siste istids maksimum

Det store isdekket som siste gang dekket landet hadde sin maksimale utbredelse i Nordsjøregionen for mer enn 20.000 år siden (Hughes *et al.* 2016). Tidspunktet for når isen nådde sin maksimale utbredelse varierer med opptil flere tusen år i de ulike sektorene av isdekket (Sejrup *et al.* 2016). I Norskerenna var det under siste istids glasiale maksimum en stor isstrøm som drenerte ismasser fra innlandsisen nordover mot eggakanten i Norskehavet (Sejrup *et al.* 2016). Isen i Norskerenna begynte tidlig å kalve opp og dateringer fra borekjerner på Trollfeltet utenfor Sognefjorden tyder på at isfronten trakk seg sør for dette området omkring 18.5ka. (Sejrup *et al.* 2009). Eksponeringsdateringer av flyttblokker på Utsira kan tyde på at dette skjedde så tidlig som omkring 20 ka. (Svendsen *et al.* 2015) (Figur 1.5) Årsaken til de avvikende resultatene er uklart. Nye resultater fra eksponeringsdateringer viser at isfronten trakk seg inn i Boknafjorden i tidsrommet 16-15 ka. (Gump *et al.* 2016). Dateringer av flyttblokker på en morenerygg (Leikenmorenen) like utenfor Lysefjordtrinet (Andersen 1954) tyder på at isen terminerte her under et brefremstøt som kulminerte omkring 14 ka. (Eldre Dryas) (Briner *et al.* 2014). Det er uklart hvor langt inn i fjordene isen lå i Allerød, men i Yngre Dryas rykket isen frem på nytt og avsatte de store morenene som korresponderer med Lysefjordtrinet. Som en respons på den Holosene varmetiden trakk brefronten seg raskt innover i fjordene i hundreårene etter Yngre Dryas. De nevnte brefremstøtene i Eldre og Yngre Dryas gjør at det har bygget seg opp et komplekst morenesystem langs begge sider av Lysefjorden og i fjordene og dalene nord for Lysefjorden. De mest markante moreneryggene i området ligger ytterst i Lysefjorden og ved sørenden av Haukelivatnet (Esmarkmorenen). Langs Lysefjorden ligger det markerte rygger på hver side av fjorden og disse har utvilsomt gått sammen og dannet en sammenhengende rygg som går på tvers av munningen av fjorden (Andersen 1954). Esmarkmorenen ved Haukelivatnet er også korrelert med Lysefjordtrinet av Andersen (1954), men det foreligger ingen dateringer herfra.



Figur 1.5 Kart som viser eksponeringsdateringer i Boknafjordområdet og utstrekningen til det skandinaviske isdekket under Yngre Dryas. Eksponeringsdateringene er hovedsakelig fra blokker. Aldrene i kursiv er fra berggrunn. Feltområdet er merket med rød boks. (Svendsen et al. 2015).

2 Metoder

2.1 Feltarbeid og metoder brukt i felt -introduksjon

2.1.1 Første periode

Første periode med feltarbeid ble utført i dagene 14-16.12 2015. Feltarbeidet ble utført over en kveld, en hel dag og en formiddag. Første kveld ble brukt til å gå i gjennom alt utstyret og kjøre noen testprofiler med 25Mhz og 50Mhz antenner for å se hvilken antenne som er best egnet. Ved kjøringen av testprofiler ble det imidlertid konkludert med at det muligens var noe galt med 50Mhz antennen, da det ikke ble observert skrålag i 50MHz profilene på de samme strekkene hvor disse ble observert med 25MHz antenn. Alle de påfølgende profilene ble derfor gjort med 25Mhz, da en viktig del av oppgaven var å kartlegge skrålagene.

På dag 2 var det strålende vær, med frost i bakken og rim som dekket jordene. I løpet av dagen ble det tatt 13 profiler i det øvre området og ett profil nede i bunnen av grustaket. Disse profilene ble tatt mellom 10:00 om morgenen og 17:00 om ettermiddagen. Ønsket var å få profiler som dekker området fra morenen og sør-vest over mot kanten av grustaket. Det ble tatt profiler både i retning fra morenen mot grustaket og parallelt med morenen. Da jordene er oppstykket med gjerder, var det umulig å gå profiler i hele lengden mellom morenen og grustaket. Det ble også tatt flere parallelle profiler i omtrent samme avstand mellom hverandre. På grunn av gjerder, veier, hus og andre bygninger som begrenser lengden på profilet så ble avstanden mellom profilene noe varierende. Det ble fokusert på å kartlegge skrålagene som kan sees i grustaket og som kan sees på georadarprofilene. Disse er begrenset til området mellom den lille knausen og veien langs kanten av grustaket ved Fossanmoen (Figur 1.2). Det er dermed størst konsentrasjon av profiler i dette området. Profilet som ble tatt inne i grustaket ble tatt på flaten foran snittet hvor det i dag blir tatt ut grus. Dette profilet går fra nord-vest til sør-øst i grustaket.

Siste dagen var det blitt varmere i været og det var ikke lenger frost i det øverste laget i bakken. Det ble i løpet av tidsrommet 09:00-11:00 tatt totalt 4 profiler i det øvre området på Fossanmoen (Figur 1.2). Det ble også tatt et profil på samme nivå som det fra grustaket tatt dagen før. Dette profilet er fra området sør-vest for grustaket i retning mot fjorden. Av de 4 profilene fra det øvre området er 3 fra området opp mot morenen og ett strekker seg fra knausen og ned mot grustaket. Dette var for å få en mer fullstendig kartlegging av området. Det ble også tatt noen differensielle GPS-punkter i grustaket for å få en nøyaktig høyde på snittet og hvor høyt det ligger over havet.

2.1.2 Andre periode

Andre periode med feltarbeid ble gjort i forbindelse med feltdelen av kurset GEOV326, 11-14.04 2016. De to første dagene ble brukt til å gå over feltområdet med studentene og kursleiderne Hans Petter Sejrup og John Inge Svendsen. På feltarbeidet ble det brukt en differensiell-GPS fra Topcon for å gjøre diverse høydemålinger. I løpet av de to første dagene ble det gjort mange stopp for å gjøre høydemålinger. Det ble gjort målinger i begge grustakene og slettene foran Esmarkmorenen, Lysefjordmorenen og terrassene som strekker seg nedover mot fjorden. Det ble også gjort observasjoner ved en ridebane som ligger mellom høyden Åsen og fjellet Uburen. Gjennom samtaler med sjåførene til Forsand Sandkompani blir det opplyst om at det tidligere var tatt ut masser i hele det lavere området mellom de to grustakene og at det her lå en sammenhengende slette i nivå med toppen av grustakene. Forsand Sandkompani har tatt ut sand og grus fra hele dette området ned til et nivå med leire og silt som trolig strekker seg ned til ridebanen. Det ble også gjort kartlegging av morenerygger som ligger distalt for Esmarkmorenen i forbindelse med arbeidet på det kvartærgeologiske kartet.

Den siste dagen ble det arbeidet i det store grustaket ved Fossanmoen (Figur 1.2) hvor de eksponerte lagene ble beskrevet og fotografert. Det ble også gjort flere høydemålinger på den øvre grensen mellom skrålagene og de horisontale topplagene som her ble funnet å være 21.5m o.h. Det ble også gjort høydemålinger av de ulike stratigrafiske enhetene i snittveggen. Siden store deler av eksponeringen er vertikal og med stadige utrasinger var det umulig å arbeide helt inn mot snittet. Det ble derfor gjort to sett med høydemålinger i hver ende av grustaket hvor det var mulig å komme til (Figur 2.1). Målingene ble gjort ved å grave frem til de forskjellige laggrensene å ta en måling med den differensielle-GPSen når den hadde full dekning.

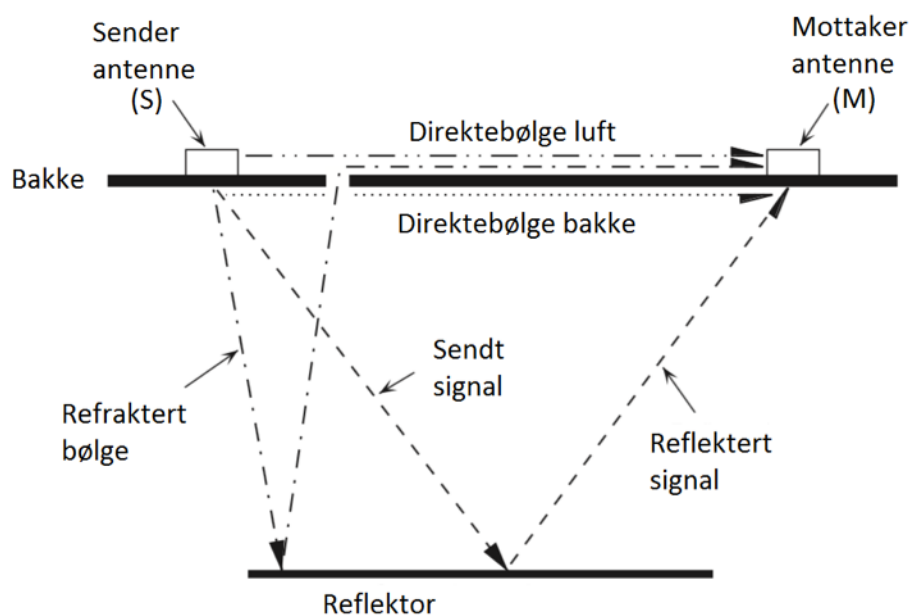


Figur 2.1 Den vestlige kanten av snittet hvor det ble tatt en serie av høydemålinger på de forskjellige laggrensene.

2.2 Georadar

2.2.1 Teori bak georadar

Georadar er et verktøy for å kartlegge sedimentene under bakken. Georadaren utnytter de elektromagnetiske egenskapene til forskjellige medier. Grunnprinsippet er at det blir sendt ut elektromagnetiske bølger (radiobølger) som trenger ned i jorden. De forskjellige lagene har forskjellige dielektriske egenskaper. Ved en endring i disse, f.eks. ved en laggrense mellom to sedimentlag så vil det bli reflektert et signal tilbake til overflaten. Styrken på det reflekterte signalet er et resultat av forskjellene i de elektromagnetiske egenskapene til de forskjellige lagene, en større forskjell mellom to lag vil gi et kraftigere reflektert signal (Figur 2.2) (Davis & Annan 1989).



Figur 2.2 Oversikt over hvilke baner det utsendte signalet vil ta til mottakeren. Signalene vil bli registrert i mottakeren i denne rekkefølgen: Direktebølge luft, direktebølge bakke, refraktert bølge og reflektert signal. Modifisert etter Neal (2004).

Frekvensområdet til georadar ligger i området 25 til 1000 Mhz (Mussett & Khan 2000). Det er denne egenskapen som gjør at man kan tilpasse utstyret til den undersøkelsen man skal gjøre. Valg av frekvens vil kunne avgjøre hvor god oppløsningen på dataene blir og hvor dypt signalene trenger ned. Høy frekvens vil gi høy oppløsning, men signalet vil da ikke penetrere så dypt ettersom energien absorberes i mediet. Denne absorpsjonsfaktoren er avhengig av den elektriske konduktiviteten til sedimentene. Ved å bruke lavere frekvenser vil en få dårligere oppløsning, men signalet vil da kunne penetrere dypere (Mussett & Khan 2000). Det er ikke bare frekvensen som bestemmer hvor dypt signalet vil nå, det er også avhengig av den elektriske konduktiviteten til mediet. Denne konduktiviteten kan bli påvirket av vann- og saltinnholdet i sedimentene (Mussett & Khan 2000; Kearey *et al.* 2002).

Ved undersøkelser som dette er det flere forskjellige parametere som må stilles inn på instrumentene. I tillegg til antenne-frekvensen må det gjøres innstillinger av sampling frekvens, tidsvindu og maksimum tidsvindu. Sampling frekvens er en innstilling for mottakeren til systemet og avgjør hvor ofte denne registrerer signaler. Hvis frekvensen stilles for lavt vil ikke den korrekte bølgelengden bli registrert og man ender opp med aliasing. Dette kan potensielt føre til at man registrerer bølgelengder som er lengre enn den riktige bølgelengden (Mussett & Khan 2000). Tidsvinduet er innstillingen som styrer hvor lenge mottakeren skal lytte etter det reflekterte signalet. Det er viktig å passe på at man har et tidsvindu som er langt nok slik at man registrerer de dypeste refleksjonene.

2.2.2 Malå Georadar

Malå-systemet som ble brukt i denne undersøkelsen består av forskjellige deler. Systemet består av en antenne som trekkes etter brukeren, en sekk med en "computer"/styringsenhet, en GPS-antenne og en monitor (Figur 2.3). Det er mulig å bruke forskjellige typer antenner, noe som gjør at man kan spesialisere utstyret til den undersøkelsen man skal gjøre. Her ble det brukt en 25Mhz "Rough terrain antenna" (RTA) for å samle inn data så dypt ned i sedimentene som mulig. Når man samler inn data blir rådataene presentert på monitoren slik at man får et tidlig inntrykk av hvordan dataene er.



Figur 2.3 Georadarsystemet som er brukt i undersøkelsen kommer fra Malå geoscience og består av en 25Mhz RTA antenne som inneholder sender og mottaker, styringsenhet, monitor og GPS. Foto: Oliver Grant.

2.2.3 Hastigheten til den elektromagnetiske bølgen

Et viktig poeng når det gjelder bruken av georadar er at dataene ikke sier noe direkte om hvor dypt nede de ulike reflektorene ligger. Dataene sier bare hvor lang tid signalet bruker på veien ned og opp fra reflektoren, det som kalles to-veis gangtid. Gangtiden er avhengig av hvordan hastigheten til de elektromagnetiske bølgene (EM-bølgene) er i det aktuelle mediet. Hastigheten til EM-bølgene vil kunne variere nokså mye fra medium til medium, men influeres også mye av innholdet av vann og salter. Innholdet av salt og vann er med på å påvirke sedimentenes evne til å lede elektriske signaler, de dielektriske egenskapene og dempingen av signalet (Tabell 1).

Medium	Dielektrisk konstant (ϵ_r)	Elektrisk ledningsevne (mS/m)	Hastighet cm/ns
Luft	1	0	30,0
Destillert vann	80	0,01	3,30
Ferskvann	80	0,5	3,30
Saltvann	80	30000	1,00
Tørr sand	3-10	0,05-0,5	15,00
Vannmettet sand	20-30	0,1-1,0	6,00
Silt	5-30	1-100	7,00
Leire	5-40	1-1000	6,00
Granitt	4-6	0,01-1	13,00

Tabell 1. Oversikt over forskjellige egenskaper til forskjellige medier ved en radarfrekvens på 100MHz. Modifisert etter Davis og Amman (1989).

Siden hastigheten til EM-bølgene i et medium er særdeles viktig for å få til en riktig konvertering fra to-veis gangtid skala til en dybdeskala så finnes det flere metoder som kan brukes for å beregne denne hastigheten. Den vanligste metoden som benyttes er "Common Midpoint" (CMP). Metoden fungerer ved at det gjøres flere enkeltmålinger omkring et felles midtpunkt. Mottakeren og senderen står med samme avstand fra midtpunktet. For hver ny måling økes avstanden for sender og mottaker til midtpunktet med den originale avstanden, slik at mellom den første og andre målingen dobles avstanden mellom sender og mottaker (Figur 2.4). Ved å sette sammen resultatet fra målingene vil man få et signal som ligner en hyperbola (Figur 2.5), og en vil dermed få en tidsforskjell mellom det første og siste signalet. Det siste registrerte signalet må justeres slik at hyperbolaen blir tilnærmet horisontal (Mauring *et al.* 1995). Størrelsen på justeringen er da gitt ved følgende ligning:

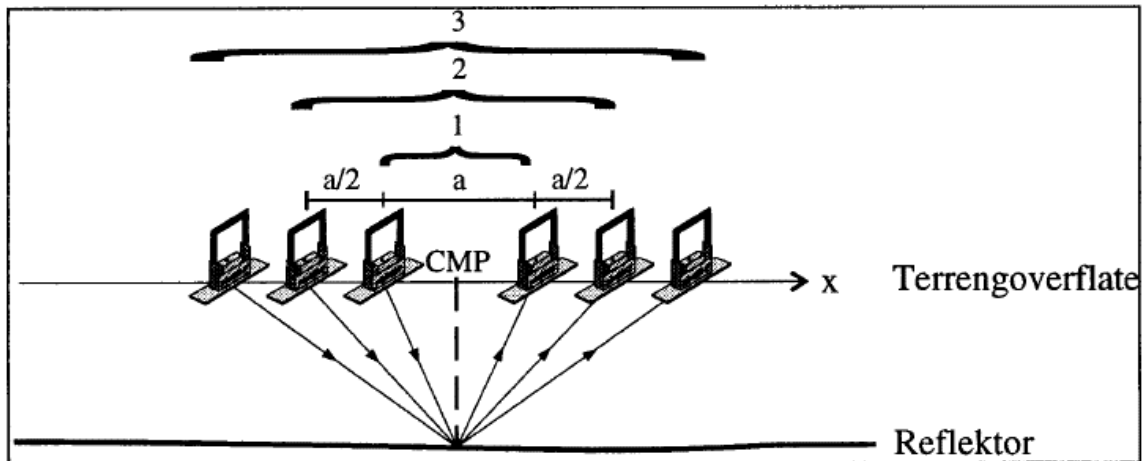
$$\Delta T_n = t_x - t_0 \approx \frac{x^2}{2V^2 t_0}$$

x = Avstand mellom antennene

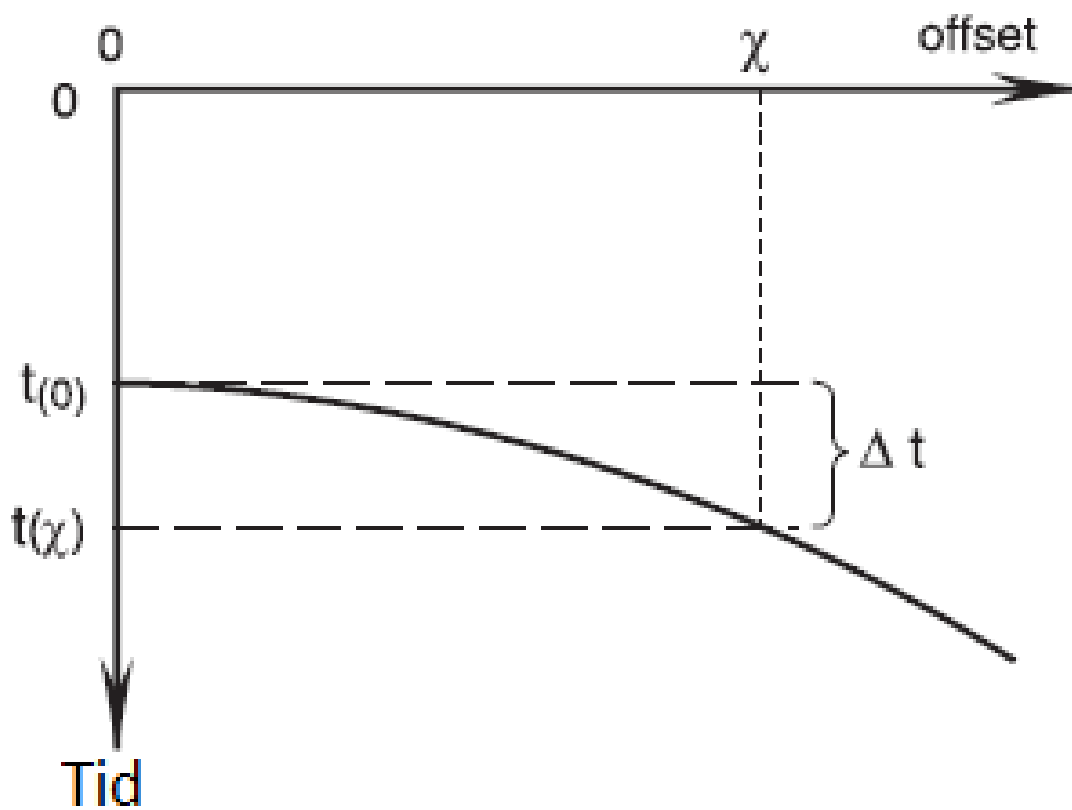
t₀ = Toveis gangtid ned til reflektor ved x=0

t_x = Toveis gangtid for avstand x mellom antennene

V = Hastigheten for EM bølgene i laget gitt ved m/ns



Figur 2.4 Oppsett for CMP. For hver ny måling økes avstanden mellom sender og mottaker med den originale avstanden, Signalene vil da bli reflektert fra samme overflate, men tiden øker for hvert signal. Dette brukes for å beregne hastigheten i laget (Mauring et al. 1995).



Figur 2.5 Illustrasjon av hyperbolaen som oppstår når man setter sammen resultatet fra CMP målingene. Modifisert etter Neal (2004).

I det store grustaket som ligger rett ved området hvor georadarprofilene er tatt er det et snitt som eksponerer de øverste lagpakkene. Dette gjør at det er mulig å måle nøyaktig avstanden mellom toppen av skrålagene og overflaten (Figur 2.6). Toppen av skrålagene utgjør en horisontal flate som er synlig på georadardataene. Når dataene lastes inn i Radexplorer kan man der lese av gangtiden ned til horisonten. Det er viktig å være oppmerksom på at i programmet er tidene to-veis gangtid, og for å få riktig dyp må denne halveres. Man kan dermed beregne hastigheten i laget ved hjelp av formelen: $s = v \times t$

s = Avstanden mellom overflaten og toppen av skrålagene

v = Hastigheten til EM-bølgene i laget.

t = Gangtiden fra overflaten ned til reflektoren.

Det profilet som ligger nærmest eksponeringen, er profil 56 (Figur 2.6). Gangtiden er dermed hentet fra målingene her. Avstanden mellom overflaten og toppen av skrålagene er målt helt til høyre i snittveggen da det er denne delen som ligger nærmest profil 56. Hastigheten vil dermed enkelt kunne regnes ut:

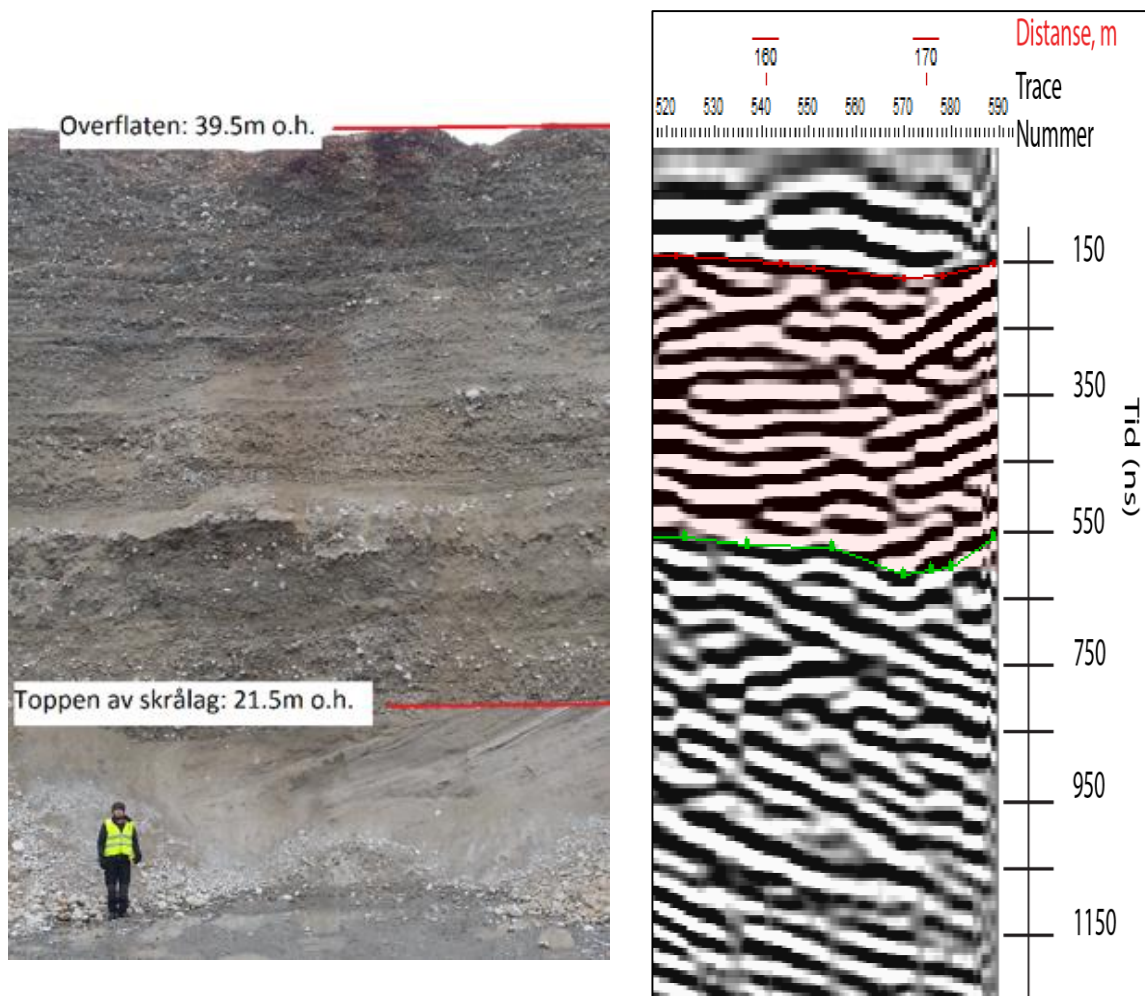
$$s = 1800\text{cm}$$

$$t = (550/2) - (150/2) = 200\text{ns}$$

$$v = \frac{1800\text{ cm}}{200\text{ ns}}$$

$$v = 9\text{cm/ns}$$

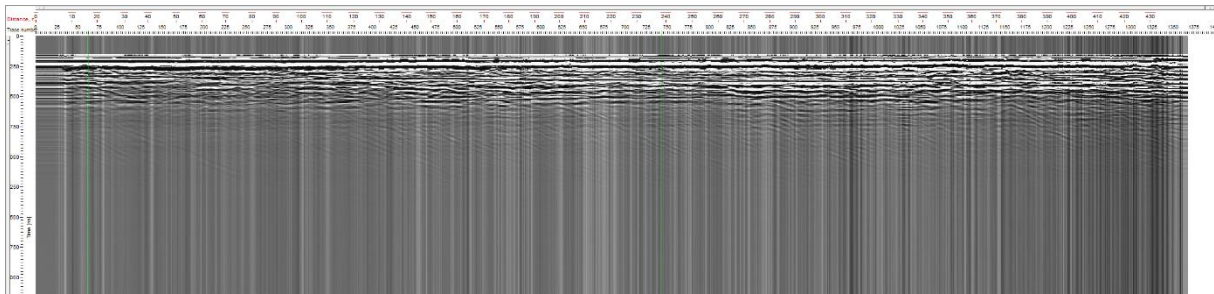
Hastigheten til de EM-bølgene i de enhetene som ligger mellom overflaten og toppen av skrålagene er 9cm/ns.



Figur 2.6 Det venstre bildet er snittet fra grustaket ved Fossanmoen. Overflaten ligger 39.5m o.h., toppen av skrålag ligger 21.5m o.h. Oliver Grant for skala. Til høyre er et utsnitt fra profil 56, som er det profilet som ligger nærmest grustaket ved Fossanmoen, overflaten(rødt) her ligger ved en to-veis gangtid på 150ns og toppen av skrålagene(grønt) på 550ns.

2.2.4 Prosessering

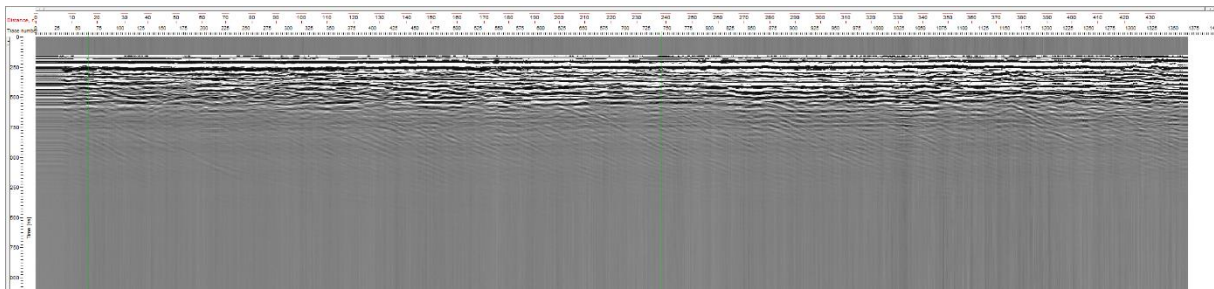
Prosessering av rådataene er et viktig steg for fjerne støy og forsterke signalet nedover i bakken (Figur 2.7). Til prosesseringsarbeidet i dette prosjektet er Radexplorer programmet benyttet. Programmet er utviklet av firmaet Deco-geophysical for Malå geoscience, som er produsent av georadarutstyret som er brukt i denne oppgaven. Programmet er lett å bruke, og har alle de funksjonene som er nødvendige for å få et ønskelig resultat. De prosesserte dataene kan eksporteres som tekstfiler noe som gjør det enkelt å implementere dataene i GIS programvare.



Figur 2.7 Rådataene slik de ser ut når de er importert i Radexplorer. Dette er profil 68 som er ca. midt på sletten foran Esmarkmorenen. Skalaen på venstre side er to-veis gangtid for signalet, skalaene på toppen er distanse i m og tracenummer. De vertikale grønne strekene er markører som settes når man samler inn dataene ved ting som kan forstyrre signalet, f.eks. hus, skilt eller kjøretøy.

"DC Removal"

I "tracene" (en "trace" er det samme som en måling) er det ofte konstante frekvenser som er et resultat av støy under innhenting av dataene. Disse er ikke relatert til refleksjoner, og kan bli tatt ut av signalet ved hjelp av "DC Removal" (Figur 2.8) (DECO Geophysical 2005).



Figur 2.8 Profil nr. 68 etter "DC removal". Konstante frekvenser er blitt fjernet og det er mye mindre støy i profilet. Til venstre i profilet er det tydelig at man har stått stille, man får dermed horisontale streker som ikke er representative for bakken.

"Time-Zero Adjustment"

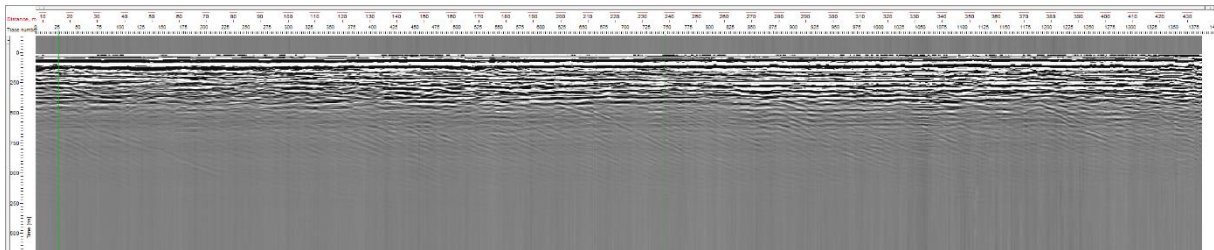
Dette er en prosess som justerer den vertikale skalaen. Dette blir gjort slik at nullpunktet faktisk er det tidspunktet signalet ble sendt (Figur 2.9). (DECO Geophysical 2005).

"Trace Edit"

Dette er et trinn i prosesseringen som gjør endringer på "tracene" og gjør det mulig å slette de som er uønsket. Under opptakene må en ofte stoppe og stoppene blir representert av et repetitivt signal. Dette er et signal som kun representerer bakken hvor man har stått stille. Siden signalet går kontinuerlig vil man få horisontale linjer i profilet som ikke er representative for de geologiske lagene en måler på (Figur 2.8). Man kan dermed fjerne disse "tracene" ved hjelp av "trace edit" verktøyet (DECO Geophysical 2005).

"Spatial Interpolation"

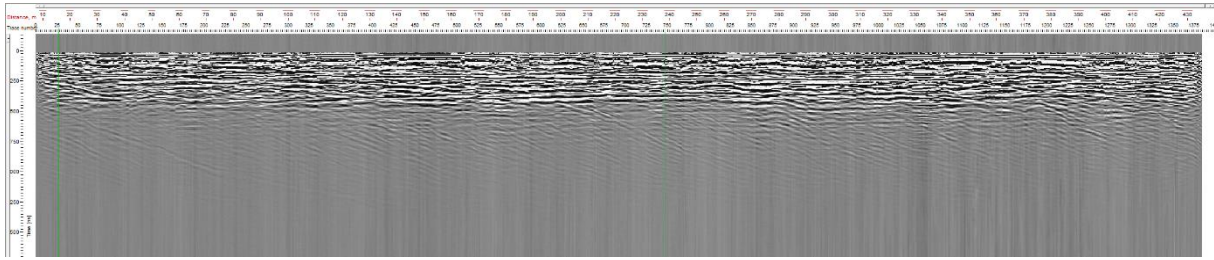
Dataene ble i denne undersøkelsen samlet inn ved hjelp av en "time triggering" som baserer seg på tid. Dette betyr at det blir sendt ut et signal med jevne mellomrom. Dette betyr at avstanden mellom "tracene" er ujevn siden det er umulig å gå med en konstant hastighet. For å korrigere for denne effekten kan man beregne den gjennomsnittlige avstanden mellom "tracene" basert på lengden av profilet og antall "tracer". Dermed kan man ved hjelp av "Spatial Interpolation" verktøyet ha en mer riktig avstand mellom "tracene" (Figur 2.9). Dette må også bli brukt hvis det har blitt slettet "tracer" i "trace edit" verktøyet (DECO Geophysical 2005).



Figur 2.9 Profil 68 etter at time "zero adjustment", "trace edit" og "spatial interpolation". Nullnivået er justert ned til første registrerte signal. De repetitive "tracene" til venstre og høyre i profilet er fjernet med "trace edit" slik at hele profilet representerer de signalene som ble sendt når man var i bevegelse.

"Background Removal"

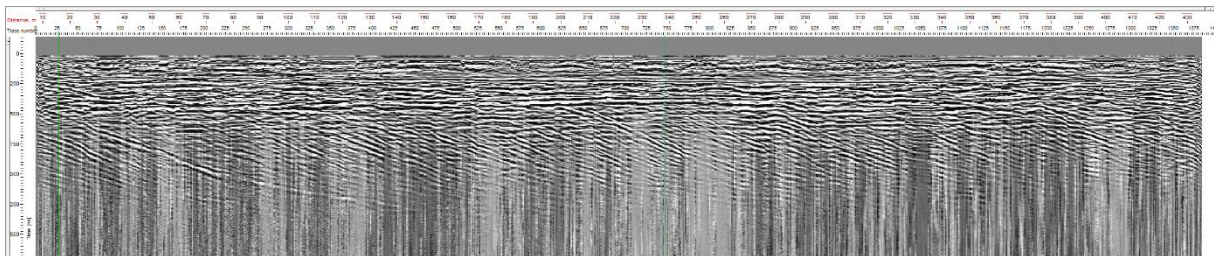
Dette verktøyet blir brukt for å fjerne uønsket bakgrunnsstøy. Verktøyet fungerer ved å trekke fra gjennomsnittsverdien av signalet fra signalet (Figur 2.10). Dette baserer seg på et gjennomsnitt som er beregnet langs signalet på et tidsvindu, dette blir gjort på alle "tracene" langs hele profilet. Lengden på tidsvinduet er med på å bestemme hvor kraftig effekten av verktøyet er. Langt tidsvindu gir en svak effekt, mens et kort tidsvindu gir en kraftig effekt (DECO Geophysical 2005).



Figur 2.10 Profil 68 etter "background removal". Verktøyet beregner gjennomsnittet av signalet langs et satt tidsvindu. Dette gjennomsnittet representerer bakgrunnsstøy i signalet og blir trukket fra signalet for å få en mer riktig fremvisning av dataene.

"Amplitude Correction"

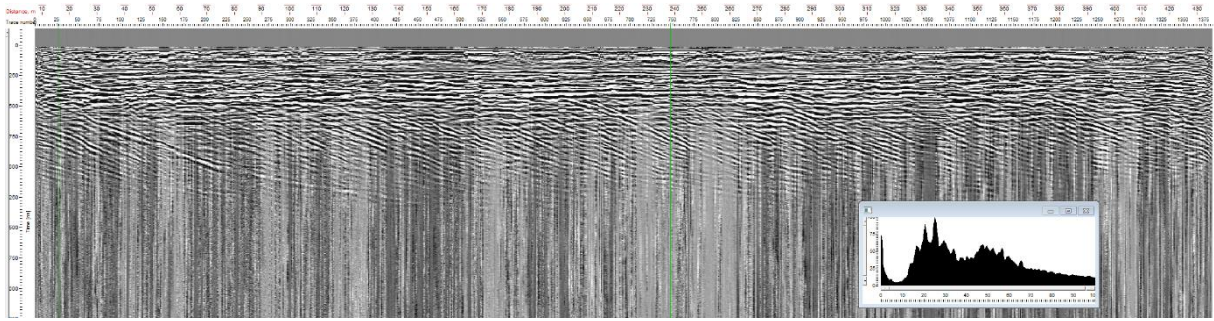
Signalet som blir sendt ut fra senderen beveger seg som en kule vekk fra senderen og gjør at signalet gradvis svekkes. For å kompensere for dette kan man bruke forskjellige typer "gain" som gjør at signalet blir forsterket lengre vekk fra senderen. Det er forskjellige typer "gain", "Spherical Divergence correction" bruker en lineær "gain" som øker proporsjonalt med toveis gangtiden. "Automatic gain control" utligner amplituden langs signalet (Figur 2.11). Dette blir gjort på hver enkelt "trace" langs profilet. "Trace equalization" utligner variasjonen i amplitudene fra "trace" til "trace". Gjennomsnittsamplituden blir beregnet for hver trace langs profilet og til slutt blir hver enkelt trace delt på denne snittverdien.



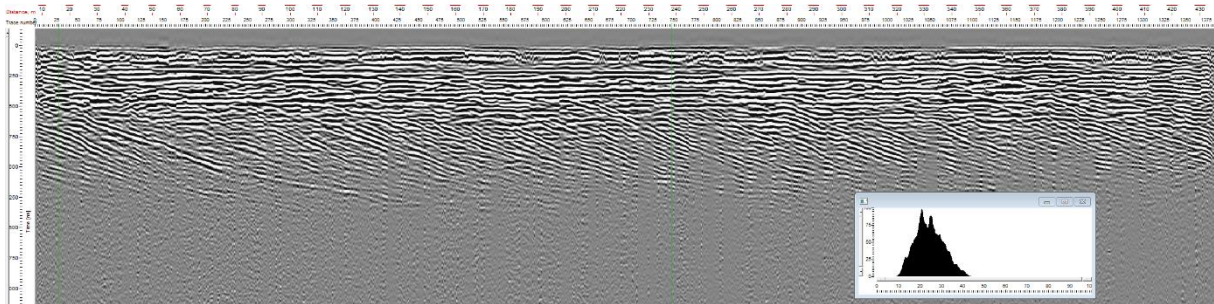
Figur 2.11 Profil 68 etter at "amplitude correction". Verktøyet brukes for å kompensere for reduksjonen i signalet som er et resultat i avstand fra senderen øker. Man vil dermed kunne få et tydeligere inntrykk av dype refleksjoner i profilet.

"Bandpass Filtering"

Etter de foregående prosesseringstrinnene ender man opp med et profil som inneholder relativt mye støy. Støyen er representert av frekvenser som ikke har sin opprinnelse i det originale signalet (Figur 2.12). Ved å sette grenser for hvilke frekvenser filteret skal kutte ut, kan man fjerne uønskede frekvenser og ende opp med et profil hvor en større andel av frekvensene er fra det opprinnelige signalet (Figur 2.13).



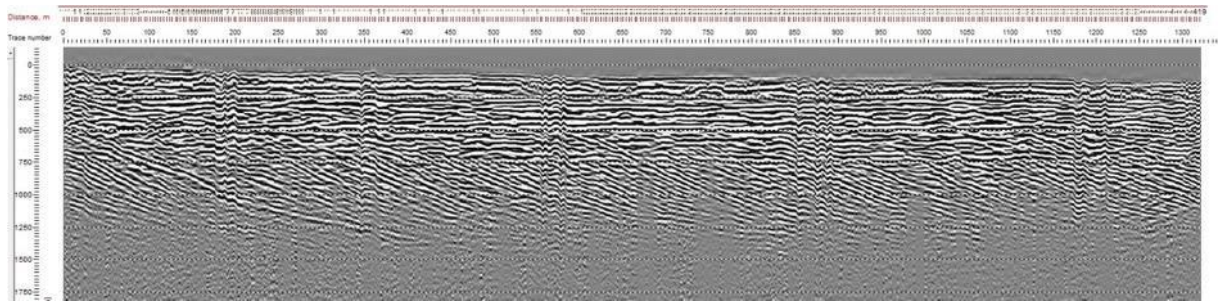
Figur 2.12 Profil 68 før "bandpass" filteret er brukt. Grafen viser fordelingen av frekvenser som er i profilet. Det er en stor andel frekvenser som ikke har sin opprinnelse i det originale signalet.



Figur 2.13 Profil 68 etter at "bandpass" filteret er brukt. Grafen viser nå hvordan frekvensområdet til profilet er fordelt. Filteret har kuttet ut de høye og de lave frekvensene som er synlige på figur 12.

"Topography"

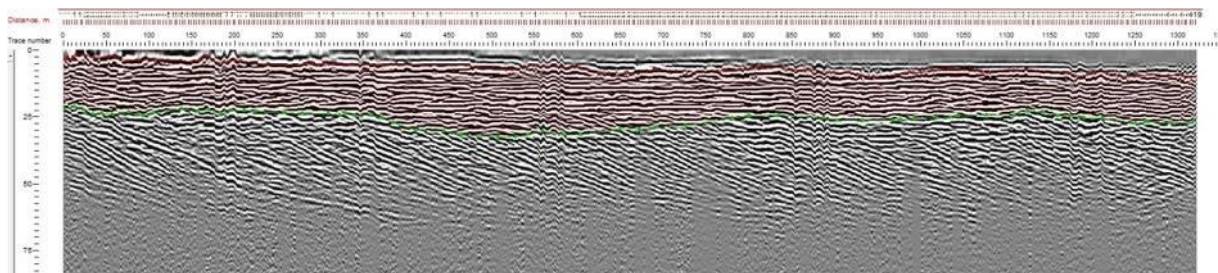
Innsamlingen av dataene foregår på en overflate som er ujevn mens signalene blir registrert som om det er en rett flate. Dataene vil dermed ikke være helt representative. Dette må korrigeres for ved å legge til et profil som dekker den linjen man har gått. Man kan dermed korrigere høydeforskjellene i profilet ved hjelp av GPS-profilet som ble samlet inn på denne strekningen. Ved innsamling av GPS-dataene blir det laget en tekstfil som inneholder informasjon om tracenummer, koordinater, høyden over havet og nøyaktigheten. Dermed kan man justere de respektive "tracene" i forhold til hverandre, basert på høyden over havet (Figur 2.14). I flere av topografi-filene ble det oppdaget at høyden til GPS-dataene hopper veldig mye langs profilet. Dette gjør at overflaten blir ujevn. En løsning på dette problemet er å plote topografien som en kurve og generere en lineær interpolasjon mellom dataene som brukes i stedet. Dette kan man gjøre på de profilene hvor man vet at overflaten er tilnærmet flat med en jevn helning.



Figur 2.14 Profil 68 etter at det er justert for topografi. Ved hjelp av en korreksjonsfil som genereres basert på GPS-data når man samler inn dataene kan man justere topografien slik at den representerer virkeligheten.

Dybdemodell

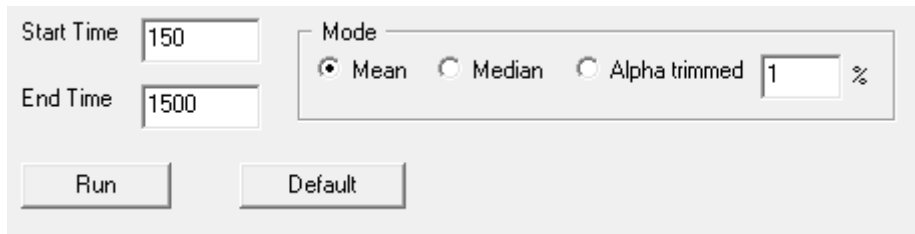
For å gjøre det videre arbeidet med dataene lettere kan en konvertere den vertikale skalaen fra to-veis gangtid til dybde. Dette gjøres ved at man tolker de prosesserte dataene. Man tolker horisonter i profilene og disse utnyttes til å lage polygoner som definerer en enhet (Figur 2.15). For hvert polygon angis hastigheten til EM-bølgene i mediet, i dette tilfellet 9cm/ns. Når hastigheten er angitt for de forskjellige polygonene så vil man få et ferdig prosessert profil som viser de forskjellige polygonene og de tolkede horisontene med en vertikal dybdeskala (Figur 2.15).



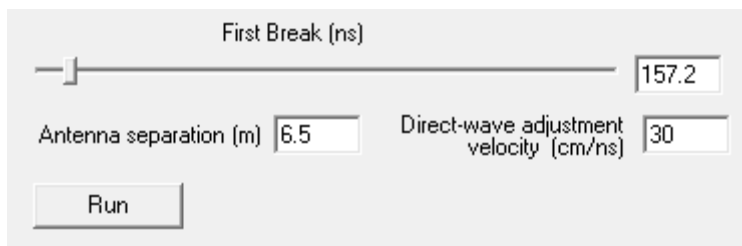
Figur 2.15 Profil 68 etter dybdemodellen har blitt laget. Det er tolket to horisonter, overflaten (rødt) og toppen skrålagene (grønt), disse danner et polygon (topplag). Ved at hastigheten til EM-bølgene er angitt, så får man en vertikal dybde skala i stedet for to-veis gangtid.

2.2.4.1 Prosesseringsparametere

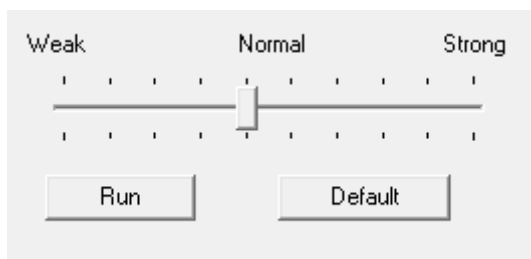
Alle de prosesseringsverktøyene som er nevnt over er brukt i denne oppgaven. Hvert enkelt av disse har en eller flere parametere som kan justeres. For at alle profiler skal være sammenlignbare er de samme parameterne benyttet på alle profilene. Det eneste som er individuelt for hvert enkelt profil er hvilke "tracer" som er slettet i "trace edit", avstanden i "spatial interpolation" og at det er brukt den tilhørende korreksjonsfilen for topografi for hvert enkelt profil. Parameterne for "DC removal" er satt til å dekke fra 150-1500ns og det er brukt gjennomsnittsmetoden (Figur 2.16). Det er justert slik at første refleksjon treffer etter 157.2ns (Figur 2.17). Parameteren for fjerning av bakgrunnsstøy er satt til normal (Figur 2.18). Det er brukt automatisk "gain" med standardinnstillinger (Figur 2.19) og "bandpass" filteret er satt til "low cut": 7MHz, "low pass": 13MHz, "high pass": 25MHz og "high cut": 45MHz (Figur 2.20)



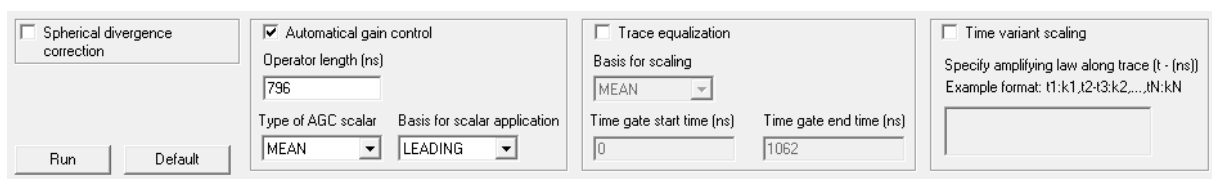
Figur 2.16 Parametrene for "DC removal" er satt til å dekke fra 150-1500ns og det er brukt gjennomsnittsmetoden.



Figur 2.17 "First break" er satt til å være ved 157.2ns slik at nullpunktet for når første signal blir registrert.



Figur 2.18 Parameteret for å fjerne bakgrunnsstøy er satt til normal.



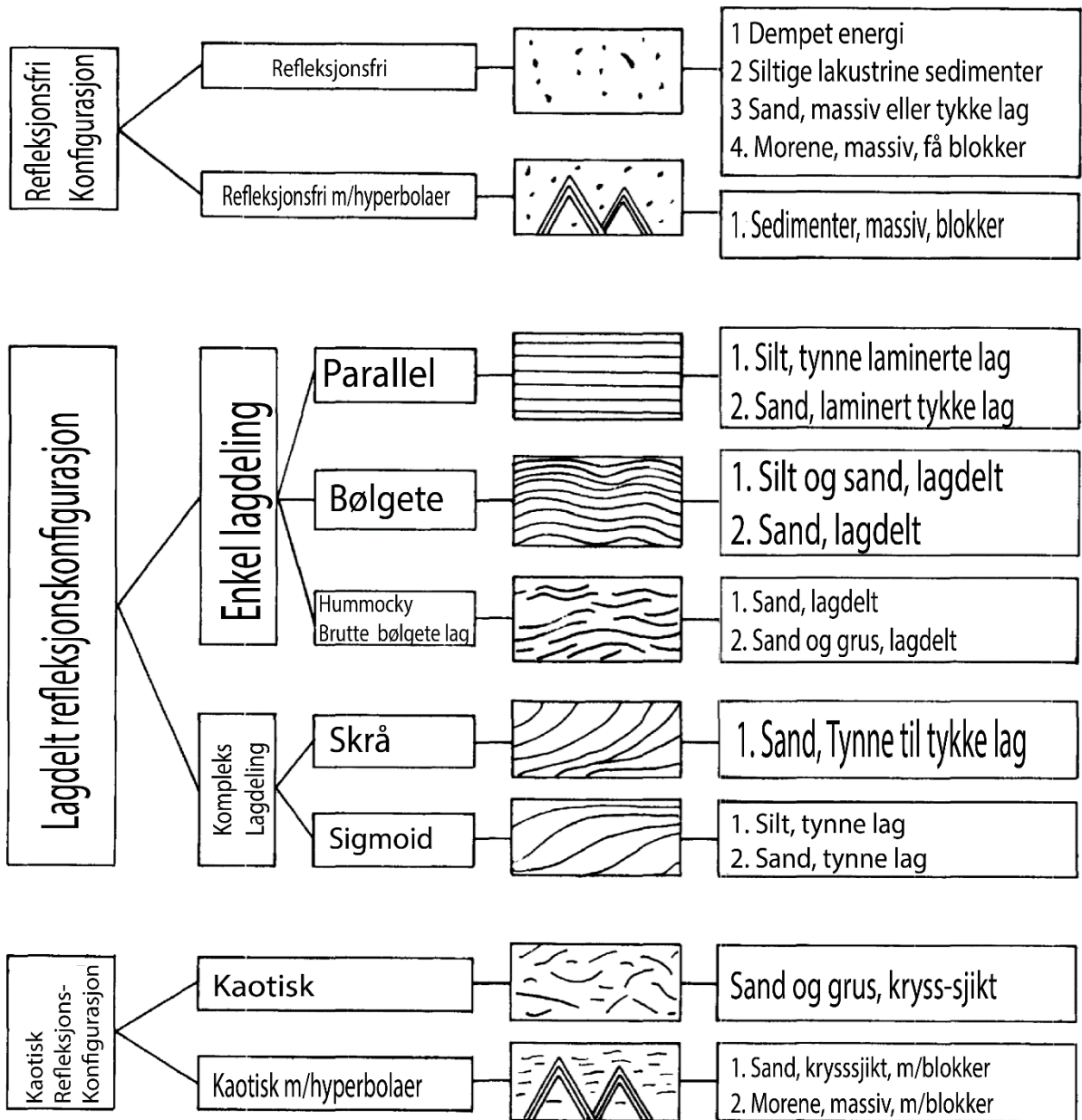
Figur 2.19 Standardinnstillingene for automatisk "gain" ble beholdt.



Figur 2.20 "Bandpass" filteret som ble brukt til dataene ble satt til å ha "low cut": 7MHz, "low pass": 13MHz, "high pass": 25MHz og "high cut": 46MHz.

2.2.5 Tolkning av georadar data

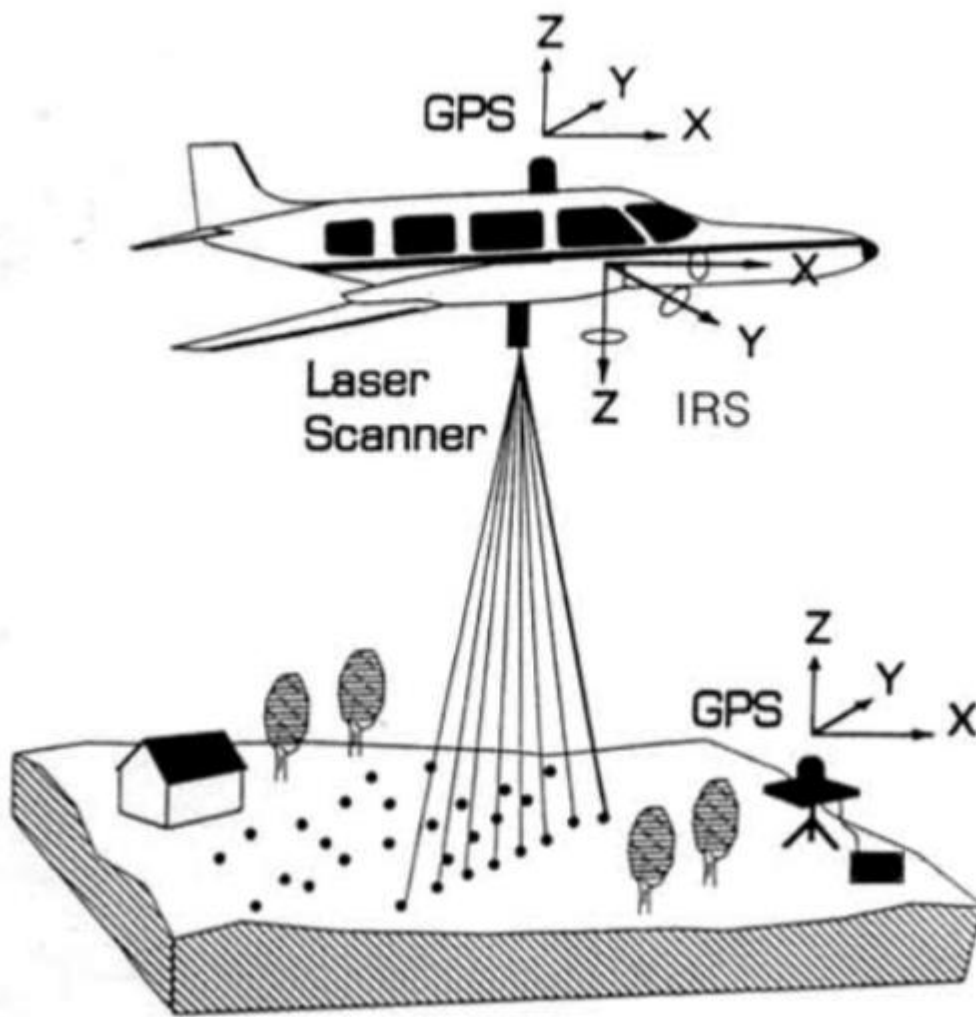
Tolkningen av de prosesserte georadardataene baserer seg på mønstrene og karakteristikken til refleksjonene i profilet sammen med amplituden til signalet. Beres og Haeni (1991) har satt sammen en oversikt over ulike typer avsetninger og strukturer i avsetningene og hvordan disse vil se ut i georadardataene (Figur 2.21). Oversikten er laget for glasielle avsetninger i nord-øst USA og passer bra for avsetninger som finnes i feltområdet til denne oppgaven. Snittet i grustaket ved Fossanmoen gir et innblikk i de avsetningene som er kartlagt med georadar og gjør det mulig å koble mønstre og det man ser i profilet sammen med observasjonene gjort i snittet. Amplituden til signalet er også en viktig faktor i arbeidet med tolkningen av georadardataene. Amplituden er en indikator på hvordan den dielektriske konstanten er for mediet, noe som endrer seg mye fra f.eks. vannmettet sand, tørr sand eller berggrunnen. Amplituden er dermed en god indikator for å identifisere grunnvannsspeilet eller hvor berggrunnen er.



Figur 2.21 Oversikt over hvordan ulike geologiske avsetninger og strukturer og hvordan disse vil se ut i georadar dataene. Modifisert etter Beres og Haeni (1991).

2.3 Flybåren LIDAR

I tillegg til georadar er det i denne oppgaven brukt data fra LIDAR-målinger som er tatt fra fly. Dette er et verktøy som brukes for kartlegging av overflater. Disse dataene er samlet inn ved hjelp av et LIDAR-system som er montert på enten et fly eller et helikopter. Dette er et sammensatt system som består av forskjellige komponenter. Hoveddelen av systemet er en laserskanner. Denne baser seg på pulser av laserstråler som blir sendt ut med jevne mellomrom i retning av den overflaten som en ønsker å skanne. Laserstrålene vil der bli reflektert tilbake fra overflaten og i mottakeren måles tiden laserstrålen bruker frem og tilbake. Hastigheten til laserstrålen tilsvare lysets hastighet og dette utnyttes til å beregne avstanden mellom skanneren og den reflekterte overflaten (Wehr & Lohr 1999). For hver laserstråle som reflekteres kan det være flere refleksjoner fra f.eks. trær, høyt gress og til slutt bakken. De forskjellige refleksjonene vil bli registrert på forskjellige tidspunkter og en vil dermed kunne skille for eksempel vegetasjon og bakken i dataene (Hug & Wehr 1997). For å kunne gjøre seg nytte av målingene er det viktig å vite hvor disse dataene er samlet inn og hvilke koordinater refleksjonene har. LIDAR-instrumentene har innebygd en veldig nøyaktig GPS som brukes til å bestemme flyets nøyaktige posisjon til enhver tid. Det er i tillegg til GPS-systemet en IRS-sensor som registrerer orienteringen til flyet i rommet (Hug & Wehr 1997) (Figur 2.22). Sammen brukes lasersystemet, GPS-systemet og IRS-systemet for å samle inn presise LIDAR-data (Wehr & Lohr 1999).



Figur 2.22 Oversikt over hva et LIDAR-system består av. LIDAR-systemet består av en laserskanner som brukes til å skanne overflaten flyet flyr over, et GPS-system i flyet som brukes til å bestemme flyets posisjon, en IRS-sensor som registrerer orienteringen til flyet i rommet. Det er også kjente GPS-punkter på bakken som brukes for å øke nøyaktigheten til GPSen i flyet. Modifisert etter Flood og Gutelius (1997).

Ved innsamling av data blir det flydd overlappende linjer over det området som man ønsker å kartlegge. Langs hver linje blir det tatt skann med jevne mellomrom og disse overlapper hverandre slik at hele område langs flylinjen dekkes. Bredden på området som dekkes av hver linje er begrenset av bredden på hver skann (Wehr & Lohr 1999). Etter at skanningen er blitt gjennomført blir avstandsdata fra skanneren, posisjonsdata og orienteringsdata prosessert slik at man sitter igjen med et datasett med punkter som representerer de reflekterte overflatene.

Dataene som er brukt i denne oppgaven er samlet inn av Kartverket i to omganger. De første ble samlet inn i 2010 ved hjelp av ALS50-II laserskanner, som tilfredsstillter FKB-Laser20 standarden. Dette gir en nøyaktighet på ca. et punkt per m^2 . I andre omgang ble det brukt en

ALS70 skanner som tilfredsstillter FKB-Laser10 standarden. Dette gir en nøyaktighet på ca. 10 punkter per m². Dataene som er skannet med ALS70 dekker bare deler av feltområdet. Dataene som er tatt med ALS50-II skanneren brukes dermed bare i de områdene som ikke allerede er dekket av ALS70. For begge datasettene er nøyaktigheten på de vertikale målene <12cm.

2.4 Differensiell GPS (DGPS)

Differensiell GPS (DGPS) er et posisjonsverktøy som baserer seg på “Global Positioning system” (GPS). Systemet består av en GPS-mottaker, en GSM-tilkobling og et sett med referansepunkter. Disse referansepunktene er kjente punkter som er målt og befinner seg på forskjellige lokasjoner i verden (Parkinson & Enge 1996).

GPS-systemet ble utviklet på oppdrag fra det amerikanske forsvarsdepartementet på 1970-tallet. Målet var å utvikle et system som kunne bestemme posisjon, hastighet og tid til alle tider og i all slags vær på hele jordkloden (Wooden 1985). Systemet består av satellitter som går i bane rundt jorden, et kontrollsystem og brukerens mottaker. For å få nøyaktig nok data må det alltid være minimum fire satellitter som kan observeres av brukeren sin mottaker (Wellenhof *et al.* 1992). Ved hjelp av triangulering kan disse dataene brukes til å bestemme brukeren sin posisjon og eventuelt hastighet.

Ved innsamling av posisjon vil DGPS-systemet hente ned posisjonsdata fra GPS-satellitter. Systemet vil også hente inn korreksjonsdata gjennom GSM-nettet. Disse korreksjonsdataene baserer seg på kjente referansepunkter som gjør at man kan øke nøyaktighetene på dataene (Parkinson & Enge 1996). DGPS-systemet som er brukt i denne oppgaven er et TOPCON GRS-1 system. Dette systemet består av en antenne som står på en 2m stang og en PDA enhet som er montert midt på stangen (Figur 2.23). Systemet viste seg å ha en vertikal nøyaktighet på 2-3cm.



Figur 2.23 TOPCON GRS-1 Differensiell GPS-system. Systemet består av en kombinert GSM og GPS-antenne på toppen av stangen, og en PDA midt på stangen som brukes for å styre hele systemet.

2.5 Kartlegging

Den kvartærgeologiske kartleggingen av feltområdet har vært gjort i en kombinasjon av observasjoner gjort i felt, ved hjelp av flyfotobilder, ved hjelp av LIDAR-data og NGU sitt kvartærgeologiske kart for området. Før feltarbeidet ble det sett på flyfotoer for å skape et grunnlag for undersøkelsene gjort i felt. Det området som det ble viet mest fokus på var distalsiden av Esmarkmorenen hvor det ble kartlagt flere morenerygger. Det ble også tatt en hel del bilder fra feltområdet som siden ble sammenlignet med LIDAR-dataene for å danne grunnlaget for det kvartærgeologiske kartet. Alle observasjoner ble til slutt digitalisert gjennom dataprogrammet QGIS for å lage et kvartærgeologisk kart over området.

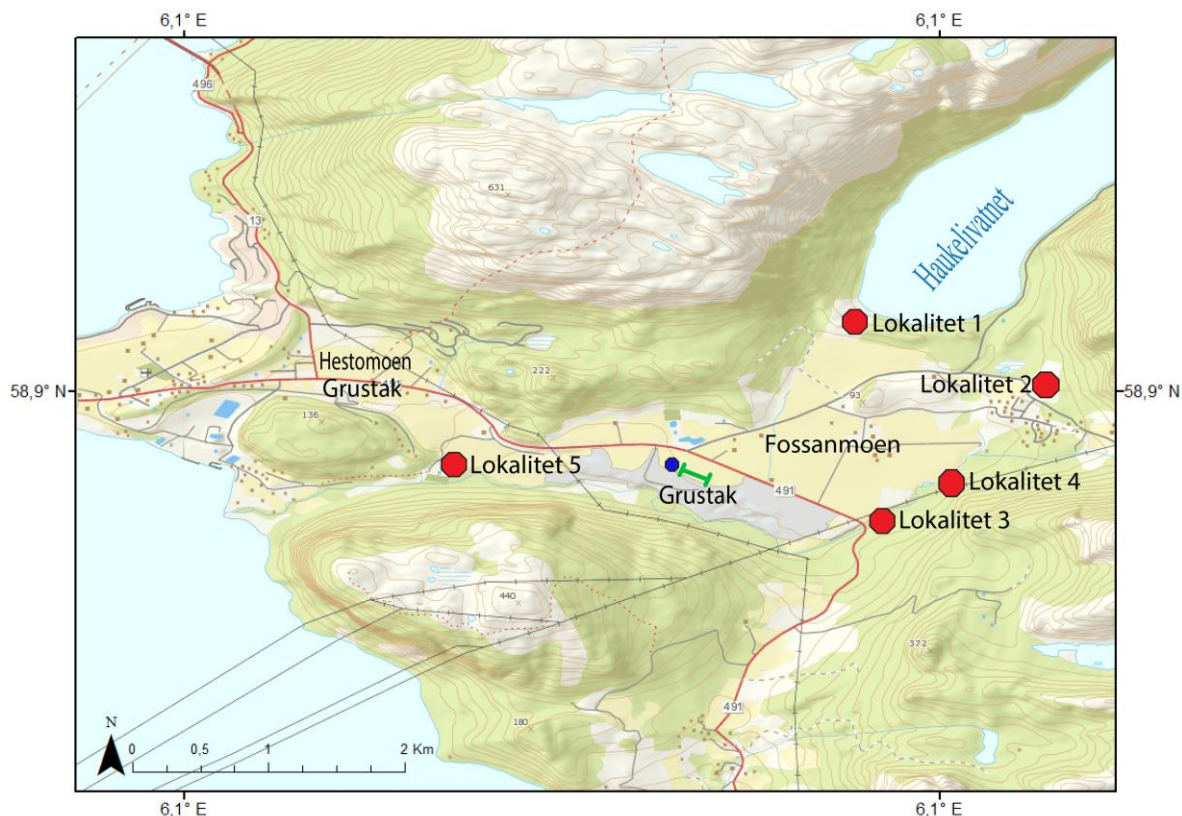
2.6 Logging – metoder brukt ved logging av snitt

Snittene som er eksponert i grustakene er høye og stedvis helt vertikale. Det var derfor umulig og uforsvarlig å arbeide helt inne ved snittveggene for å gjøre en detaljert logging av de forskjellige lagene. Det ble imidlertid tatt en hel del fotografier av snittene og det ble gjort detaljert høydemåling ved hjelp av DGPS på de forskjellige laggrensene som det var mulig å komme til. I grustaket ved Hestomoen (Figur 1.2) ble det gjort DGPS-målinger på toppen og bunnene av snittet, men ikke internt i snittet. I grustaket ved Fossanmoen (Figur 1.2) ble det gjort to sett med målinger av de forskjellige laggrensene. Disse målingene ble gjort i hver ende av snittet hvor det var skjedd utrasinger. Disse utrasingene gjorde det mulig å grave seg ned til den aktuelle grensen og ta en måling. Det ble så gjort en beskrivelse av de forskjellige lagene basert på observasjoner gjort i felt og fra bildene som ble tatt.

3 Resultater

3.1 Observasjoner gjort i felt

Under feltarbeidet ble det gjort forskjellige observasjoner forskjellige steder i feltområdet. Det ble gjort observasjoner i to grustak, grustaket ved Fossanmoen og grustaket ved Hestomoen (Figur 3.1). Det ble også gjort observasjoner ved forskjellige lokaliteter rundt omkring i feltområdet (Figur 3.1).



Figur 3.1 Oversiktskart over lokalitetene og de to grustakene i feltområdet, loggen er tatt ved det blå punktet og den grønne linjen viser hvilken del av snittet som er i illustrert med skissen. Kartdata: Kartverket (2016b).

3.1.1 Grustaket ved Fossanmoen

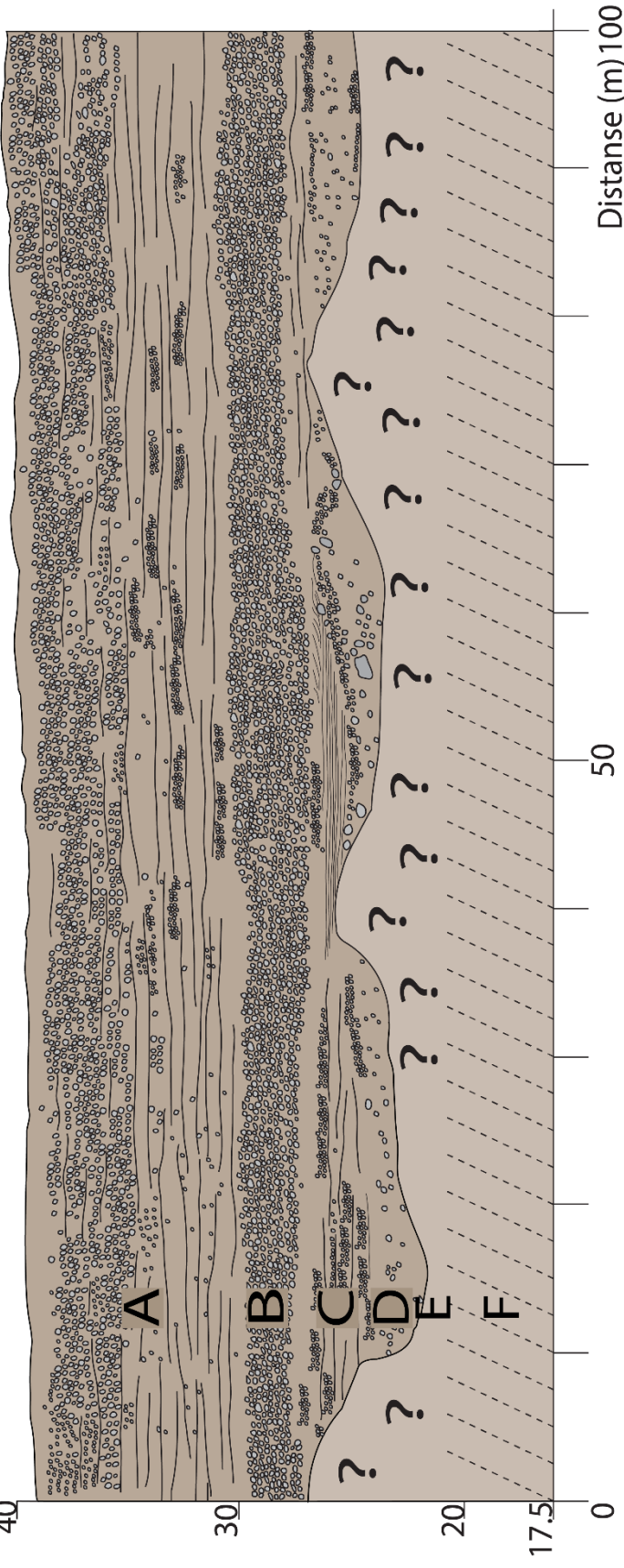
Grustaket ved Fossanmoen er det største av de to grustakene som ligger i feltområdet. Det ligger ca. 1 km sør for Esmarkmorenen og er ca. 1000 m langt og 350 m bredt. Grustaket ligger parallelt med veien som går SØ-NV på tvers av dalen. Det er Forsand Sandkompani som står for driften og det tas i dag ut grusmasser langs den NØ-veggen. Det er her eksponert en 21 m tykk lagpakke som strekker seg 250 m langs den NØ-veggen (Figur 3.2). Snittet består av 6 sedimentære enheter hvor synligheten til de nederste er litt variabel på grunn av utrast materiale (Figur 3.3). I bunnen av grustaket ligger det en hel del store steinblokker som kan være opp til 6 m i diameter (Figur 3.4). Konsentrasjonen av blokker er størst i den SØ-delen av grustaket (Figur 3.5). I den vestlige delen av grustaket foran snittet er det også noen få blokker, disse er 3-4 m i diameter. Det er også noen store blokker, opp til 3-4 m, som kommer frem i nedre del av snittveggen. Sør

i grustaket langs fjellsiden som ligger mot Uburen står det fortsatt igjen noen uforstyrrede rester igjen av den opprinnelige avsetningen. Det er her mulig å se flere av enhetene som er observert i snittveggen. Her ble det bl.a. observert uforstyrrede skrålag og topplag av mer finkorna sand. Grensen mellom skrålagene og de horisontale lagene over ble her målt til å være 21.5 m o.h. Skrålagene faller her mot NV i retning av fjorden.



Figur 3.2 En del av snittet i grustaket ved Fossanmoen. Snittet er 250m langt og ca. 21m høyt, og det ligger i den vestlige delen av grustaket.

Høyde over
havet (m)
40



Figur 3.3 Illustrasjon av en del av snittveggen i grustaket ved Fossanmoen. De 4 øverste enhetene er synlige, mens de nederste delene av enhet C og D samt hele enhet E og F er dekket av utrast materiale.



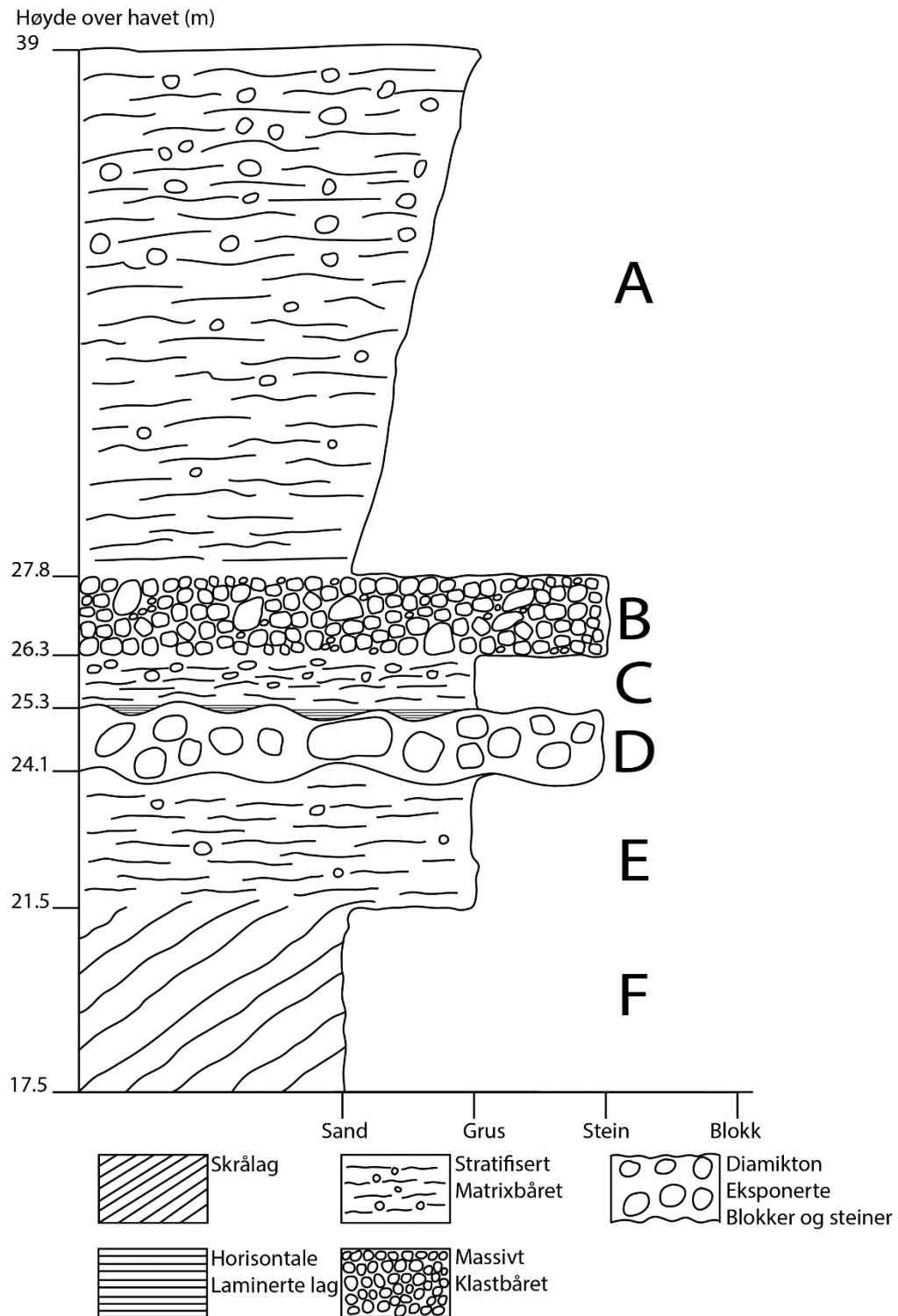
Figur 3.4 I bunnen av grustaket er det store blokker som ligger spredt rundt. De største blokkene er tilnærmet 6m i diameter.



Figur 3.5 Bildet øst i grustaket retning vestover. Konsentrasjonen av blokker på bunnen av grustaket er størst helt øst i grustaket og ser ut til å avta vestover.

Sedimentstratigrafi

Den eksponerte lagpakken som er eksponert i snittet i grustaket ved Fossanmoen er inndelt i seks stratigrafiske enheter (A-F), (Figur 3.6)



Figur 3.6 Sedimentær logg for grustaket ved Fossanmoen. Snittet består av seks ulike sedimentære enheter (A-F).

Enhet F

Enhet F er det nederste laget, dette dipper mot NV, med et dip på ca. 30grader. Lagene varierer noe i tykkelse, fra 5-10cm. Kornstørrelsene i lagene er hovedsakelig medium til grov sand med noen få klaster av fin grus, i blant kommer det lag med fin grus som også er 5-10cm tykke. Toppen av skrålagene ser ut til å ligge langs samme høyde langs snittveggen. Dette blir bekreftet med flere målinger av toppen langs snittveggen hvor alle blir målt til 21.5m o.h. (Figur 3.7). Noen steder langs snittet ser det ut til at toppen av skålagene bøyer av nær toppen og at det blir en jevn overgang til de horisontale lagene over (Figur 3.8).



Figur 3.7 Langs snittet kan toppen av skrålagene observeres flere steder. Toppen måles til å være ca. 21.5m o.h. Bildet til venstre er helt vest på snittet og bildet til høyre er helt øst på snittet. John Inge Svendsen som skala til venstre, og Oliver Grant som skala til høyre.



Figur 3.8 Noen steder langs snittveggen er det mulig å se at skrålagene bøyer av mot toppen og at overgangen til lagene over blir jevn. Blokken i bildet er ca. 2m på lengste akse.

Enhet E

Enhet E består av horisontale lag. Lagene består hovedsakelig av medium til grov sand. I den øvre delen av enheten er det eksponerte klaster av grus spredt litt tilfeldig i lagene, konsentrasjonen av disse klastene øker oppover i enheten. Rundingsgraden varierer fra kantrundet til rundet. Tykkelsen til enheten varier langs snittet som et resultat av at den øvre enhetsgrensen er undulerende, på det tykkeste er enheten ca. 3.5m tykk. Enheten er målt til mellom 21.5m o.h. og 24.1m o.h. langs de vestlige målepunktene og 21.5m o.h. og 24.8m o.h. langs de østlige målepunktene.

Enhet D

Enhet D er et diamikton som består hovedsakelig av kornstørrelse fra sand til grus, men det er også en del grovere materiale. Flere steder kommer det frem nokså store blokker på opp til 3m (Figur 3.9) og (Figur 3.10). Enhet D er opp til 2-3 m tykk, men kan ikke følges sammenhengende i snittveggen. Flere steder er ikke enheten synlig i det hele tatt. Opplysninger fra de som jobber i grustaket tilsier at de store blokkene som befinner seg på bunnen av grustaket kommer fra denne enheten. Enheten er målt til mellom 24.1m o.h. og 25.3m o.h. langs de vestlige målepunktene og 24.8m o.h. og 27.8m o.h. langs de østlige målepunktene.



Figur 3.9 Langs snittet er det synlig flere store blokker på opptil 3m store. Blokkene ligger er synlige i lag D. Det er også synlig en kanal som er erodert ned i enhet D. Foto: John Inge Svendsen.



Figur 3.10 Langs snittet er det synlig flere store blokker på opptil 3m. Helt til høyre ved pilen er det synlig en blokk som ligger i samme høyde som enhet D.

Enhet C

Enhet C er ca. 1-1.5m tykk og kan følges sammenhengende langs hele snittet (Figur 3.3). Sedimentene består av horisontale lag av sand og grus. Lagene varierer i tykkelse og hvor utholdende de er. I de delene av enheten hvor det for det meste er grus, er det ikke en veldig tydelig lagdeling. De delene hvor det hovedsakelig består av sand er lagdelingen tydeligere. Lagene er da gjennomgående 3-5 cm tykke og de kunne følges opp til 5-6m langs snittet. Flere steder er det tydelige kanalinnfyllinger langs undergrensen. Disse kanalene er 5-8m brede og ca. 1.5m dype (Figur 3.11). I noen av disse er det tynne lag (1-2cm) med fin grus. Helt nederst i disse forsenkingene ligger det noen steder større stein og blokker (Figur 3.11) og (Figur 3.12). Enheten er målt til mellom 25.3m o.h. og 26.3m o.h. langs de vestlige målepunktene og 27.8m o.h. og 29.2m o.h. langs de østlige målepunktene.



Figur 3.11 Langs snittet er det synlige flere kanaler som ligger i den nedre grensen i enhet C. Disse kanalene varierer noe i størrelse, men er rundt 5-8m brede og 1.5m dype.



Figur 3.12 Helt i bunnen av kanalene som er synlige i enhet C er det blokker som stammer fra enhet D.

Enhet B

Enhet B er ca. 1.5m tykt og kan følges langs hele snittet (Figur 3.3). Sedimentene består av klastbåret stein og grus som er kantrundet til rundet, rundt klastene er det en matriks av fin grus til grov sand. Enheten har en konstant tykkelse langs hele snittet. Enheten er målt til mellom 26.3m o.h. og 27.8m o.h. langs de vestlige målepunktene og 29.2m o.h. og 30.7m o.h. langs de østlige målepunktene.

Enhet A

Enhet A er ca. 10m tykk og kan følges langs hele snittet (Figur 3.3). Sedimentene består av horisontale lag av sand og grus som varierer i tykkelse, fra ca. 5-10cm. Kornstørrelsene varierer fra medium sand til grus. Lagene følger ikke enheten langs hele snittet, men i rundt 2-4m avhengig hvor i snittet laget ligger, lagene i den nederste delen av snittet er mer utholdende enn lagene lengre opp i enheten. Det er også synlige klaster av stein i noen av lagene. Klastene er kantrundet til rundet og ser ut til å være tilfeldig spredt i enheten, med en økning av konsentrasjonen oppover i enheten (Figur 3.13). Kornstørrelsen til sedimentene øker også oppover i snittet. Den nedre delen er mer finkornet og lagene er primært sand, oppover blir sedimentene grovere og lagene blir hovedsakelig grus (Figur 3.3). Den øverste delen av snittet er også preget av mindre kanaler som er ca. 30cm dype og et par meter brede. Enheten er målt til mellom 27.8m o.h. og 37.5m o.h. langs de vestlige målepunktene og 30.7m o.h. og 39.5m o.h. langs de østlige målepunktene.



Figur 3.13 Enhet A er den øverste enheten i snittet. Enheten består av horisontale lag av sand og grus med klaster av stein. Konsentrasjonen av klaster øker oppover i laget.

Enhet E og F er tolket som henholdsvis topp- og skrålag i et glasimarint delta. Diamiktonet og horisonten med de store blokkene antas å være rester av en morene som delvis er erodert bort ved fluvial erosjon slik at det nå bare finnes linser igjen av de opprinnelige sedimentene. De flattliggende lagene over, enhet C, antas å være en yngre breelvavsetning. Tolkningen av enhet B er usikker. Det faktum at denne enheten kunne spores sammenhengende i hele snittets bredde uten spor etter fluviale prosesser kan tyde på at dette er en strandavsetning. I den øverste enheten, enhet A, er det to forskjellige avsetningstyper. Den nederste delen ser ut til å være grunnmarine sedimenter da det er en tydelig lagdeling i enheten. Den øverste delen av enhet A tolkes til å være en sanduravsetning da sedimentene er grovere enn den nedre delen, det er også tydelige kanaler i enheten.

3.1.2 Grustaket ved Hestomoen

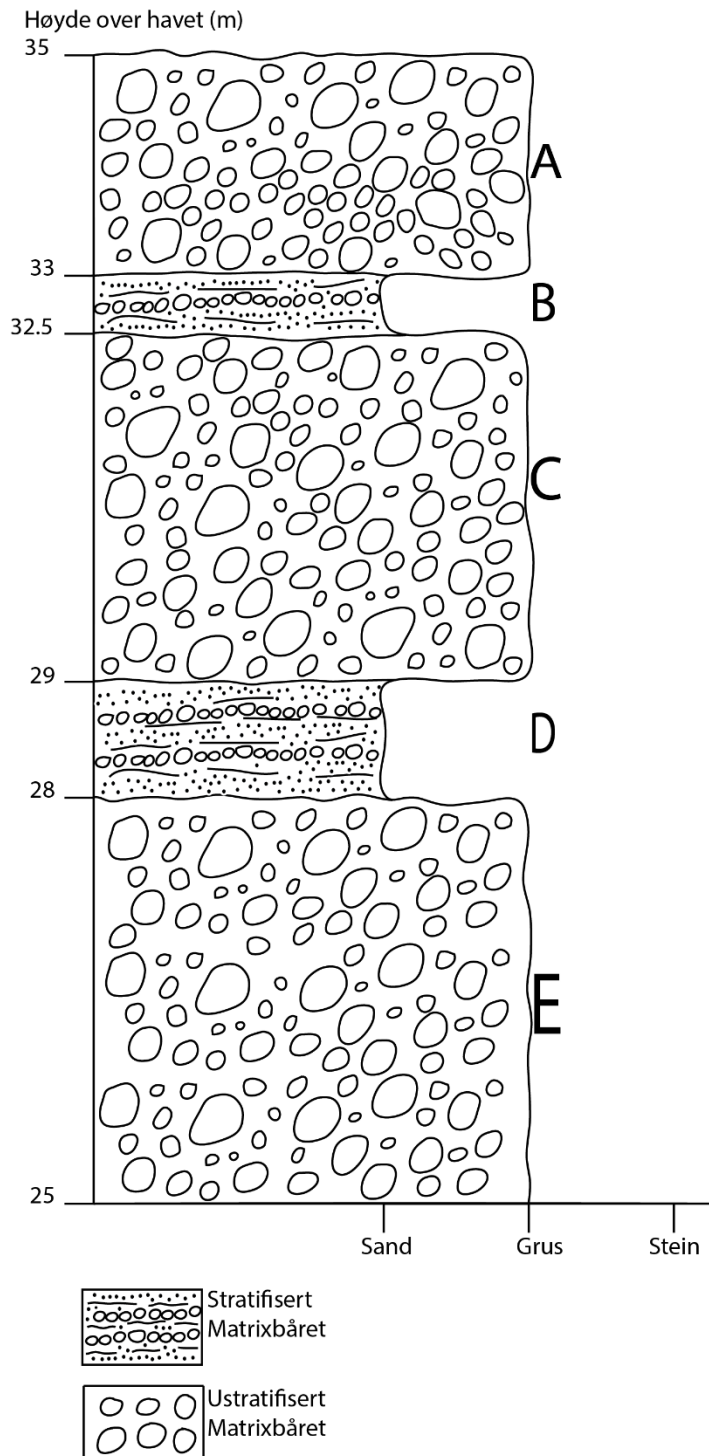
Dette er det minste av de to grustakene som ligger i feltområdet. Det ligger ca. 200m sør for Lysefjordmorenen ved Hestomoen. I moreneryggen er det en nedskjæring helt inne ved fjellsiden i NØ. Denne nedskjæringen er høyeste punkt (ca. 51 m o.h.) på sletten som strekker seg ned fra morenen og frem til grustaket. Grustaket er ca. 200m*200m og har et eksponert snitt som er ca. 10m høyt (Figur 3.14). Det er også noe aktivitet i dette grustaket, som gjør at de primære lagene i store deler av snittet er eksponert. Sedimentene som er synlige i dette grustaket består av grovere materiale enn i grustaket ved Fossanmoen.



Figur 3.14 Snittet i grustaket ved Hestomoen er ca. 100m langt og 10m høyt, det følger den vestlige og sørlige vegg i grustaket. På bildet: Marie Klopstad Hernar og Cecilie Merkesvik.

Sedimentstratigrafi

Den eksponerte lagpakken som er eksponert i Grustaket ved Hestomoen består av 5 stratigrafiske enheter (A-E), (figur 3.15).



Figur 3.15 Sedimenter logg fra grustaket ved Hestomoen. Snittet går fra 25m o.h. til ca. 35m o.h. Snittet består av 5 forskjellige enheter (A- E).

Enhet E

Enhet E strekker seg fra bunnen av grustaket ved 25m o.h. og opp til ca. 28m o.h. Sedimentene består av sand og grus med isolerte klaster av stein og blokker. Det er ingen tydelig lagdeling i enheten

Enhet D

Enhet D er ca. 1m tykt og består av tynne, opp til 5-10 cm horisontale lag av enten sand eller grus. Lagene kan følges 5-6m langs snittet.

Enhet C

Enhet C består av sand og grus med klaster av stein. Det er ingen tydelig lagdeling i enheten eller gradering av korningsgraden. Rundingsgraden til steinene er kantrundet til rundet. Enheten er helt lik som enhet E og A

Enhet B

Enhet B er ca. 0.5m tykk og består av horisontale lag av sand eller grus. Lagene er ca. 5-10cm tykke. Tykkelsen til enheten varier langs snittet og forsvinner helt noen steder langs snittet.

Enhet A

Enhet C består av matriksbåret sand og grus med klaster av stein. Rundingsgraden til steinene er kantrundet til rundet. Det er ingen tydelig lagdeling i enheten eller tendenser til at korningsgraden endrer seg oppover i laget. Enheten er lik som enhet E og C.

Avsetningen som er avsatt i grustaket ved Hestomoen består av 5 forskjellige enheter hvor 3 av disse, enhet A, C og E er tilnærmet like. Hele snittet tolkes til å være del av et vifte-delta hvor de eksponerte enhetene har ligget rett ved havnivået som har resultert i en relativ god rundingsgrad tross kort transportdistanse. Grustaket vil da være en del av den viften som har bygget seg ut i fra nedskjæringen i morenen. De to tynnere enhetene, enhet B og D, tolkes til å være en del av denne vifteavsetningen. Det kan tenkes at disse er avsatt ved at havet har kommet inn over det grovere avsetningene og det har blitt avsatt finere og lagdelte sedimenter på toppen.

3.1.3 Diverse lokaliteter fra feltområdet

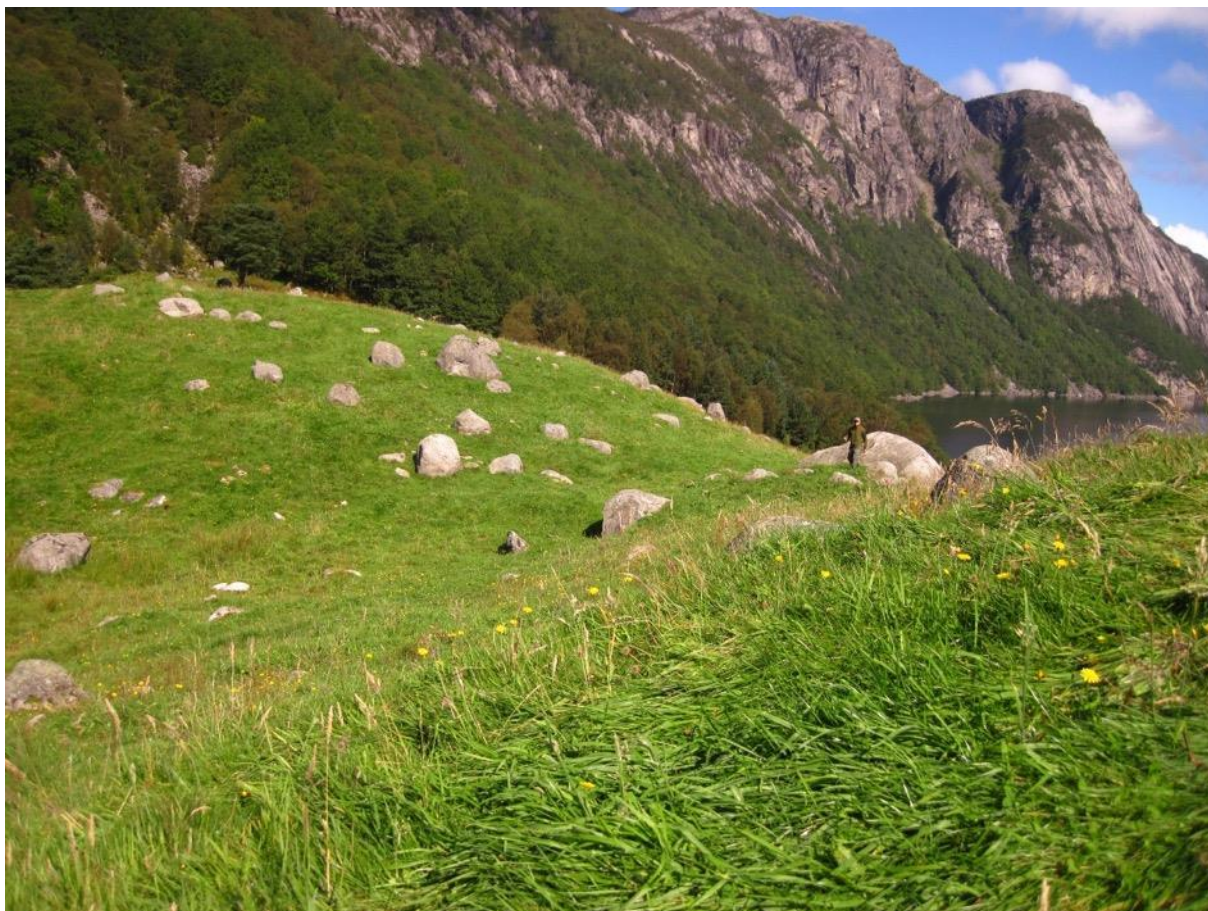
Under hele feltarbeidet ble det gjort observasjoner i feltområdet. Her er det samlet observasjoner fra de fem viktigste lokalitetene i området. Disse er spredt over hele feltområdet, fra Esmarkmorenen, Rettedal og ned til terrassen som ligger ved fjorden i vest (Figur 3.1)

Lokalitet 1 Esmarkmorenen/Sletten foran morenen

Lokalitet 1 ligger på toppen av Esmarkmorenen nord-øst i feltområdet (Figur 3.1). Esmarkmorenen er en ryggform som er ca.30m høy rygg som strekker seg på tvers av dalen i en buet form i forkant av Haukelivatnet (Figur 3.16). Toppen av ryggen er overstrødd med blokker av varierende størrelse (Figur 3.17). Helt øst på morenen er det en fluvial nedskjæring som er ca. 150m bred og deler morenen i to deler.



Figur 3.16 Bildet er tatt mot nord. Morenen er ca. 30m høy og går på tvers dalen. Den er dekket av skog på den østre halvdelen, helt øst på morenen er det en nedskjæring som kutter den på tvers.



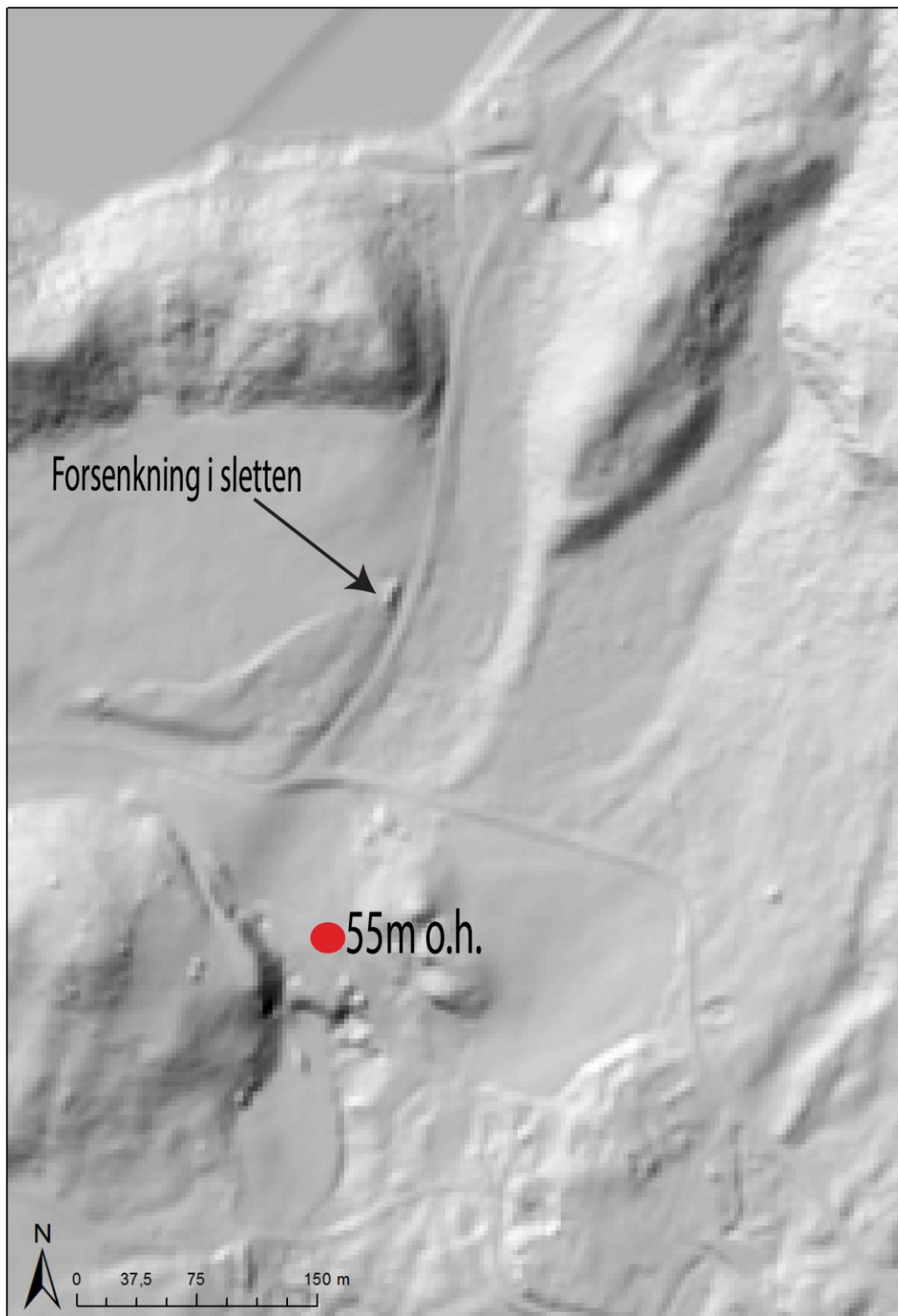
*Figur 3.17 Overflaten av morenen er dekket av blokker av varierende størrelse. De største blokkene er rundt 2-3m store.
Foto: John Inge Svendsen.*

På den distale siden av morenen er det en stor slette som dekker hele dalbunnen og markerer den gamle overflaten hvor det helt i ytterkanten drives grustak. Selv om det er fjernet mye sedimenter i dalbunnen kan dette slettenivået følges langs den nordlige fjellsiden og helt til fjorden ved Lysefjordmorenen. Toppunktet utenfor Esmarkmorenen er ca. 55m o.h. og overflaten faller jevnt nedover mot veien langs grustaket hvor overflaten er 40m o.h. Det gir en helning på rett under 1° i retning av grustaket. Midt på sletten stikker det opp en ca. 40m høy fjellknaus som er overstrødd med blokker (Figur 3.18). Overflaten på den delen av sletten som ligger vest for knausen er svakt undulerende med et relieff på knapt en meter. Området nord for knausen strekker seg fra nedskjæringen i morenen og vestover. Den østligste delen av dette området ligger ca. 60m o.h., og heller mot vest. Overflaten er her nesten helt flat uten noen store nivåforskjeller. Området øst for knausen strekker seg fra Esmarkmorenen rett ved nedskjæringen og helt syd for knausen. I fortsettelsen av nedskjæringen gjennom Esmarkmorenen er det en tydelig forsenkning i terrengoverflaten (Figur 3.19). Det er her eksponerte blokker av varierende størrelse hvor de største som er synlige er 3-4m lange. Denne

forsenkningen fortsetter sørover og ender ved jordet like sør for knausen. Det ble her ikke observert noen blokker i overflaten. Forsenkningen blir mindre fremtredende i den sør-østlige delen av sletten og forsvinner rett øst for knausen ca. 55m o.h. Den sørlige delen av sletten mellom knausen og grustaket ved Fossanmoen (Figur 3.1) er relativt flatt med en svakt undulerende overflate med nivåforskjeller på ca. 1m. Helt øst i dette området er overflaten fortsatt undulerende, men det er en noe større og bråere nivåforskjell. Nivåforskjellen er opp mot 2m på det meste. Helt øst på sletten er det en elv som har erodert seg noe ned i avsetningene og deler opp sletten i noen mindre området som ligger helt i øst.



Figur 3.18 Mellom Esmarkmorenen og grustaket stikker det opp en 40m høy knaus som deler inn sletten i forskjellige deler. Overflaten av knausen er dekket av et tynt lag med avsetninger og blokker.



Figur 3.19 Helt øst i Esmarkmorenen er det en nedskjæring som kutter morenen på tvers. I denne nedskjæringen er det en forsenkning som det går an å følge ut fra nedskjæringen og sørover. Datagrunnlag: Kartverket (2016a).

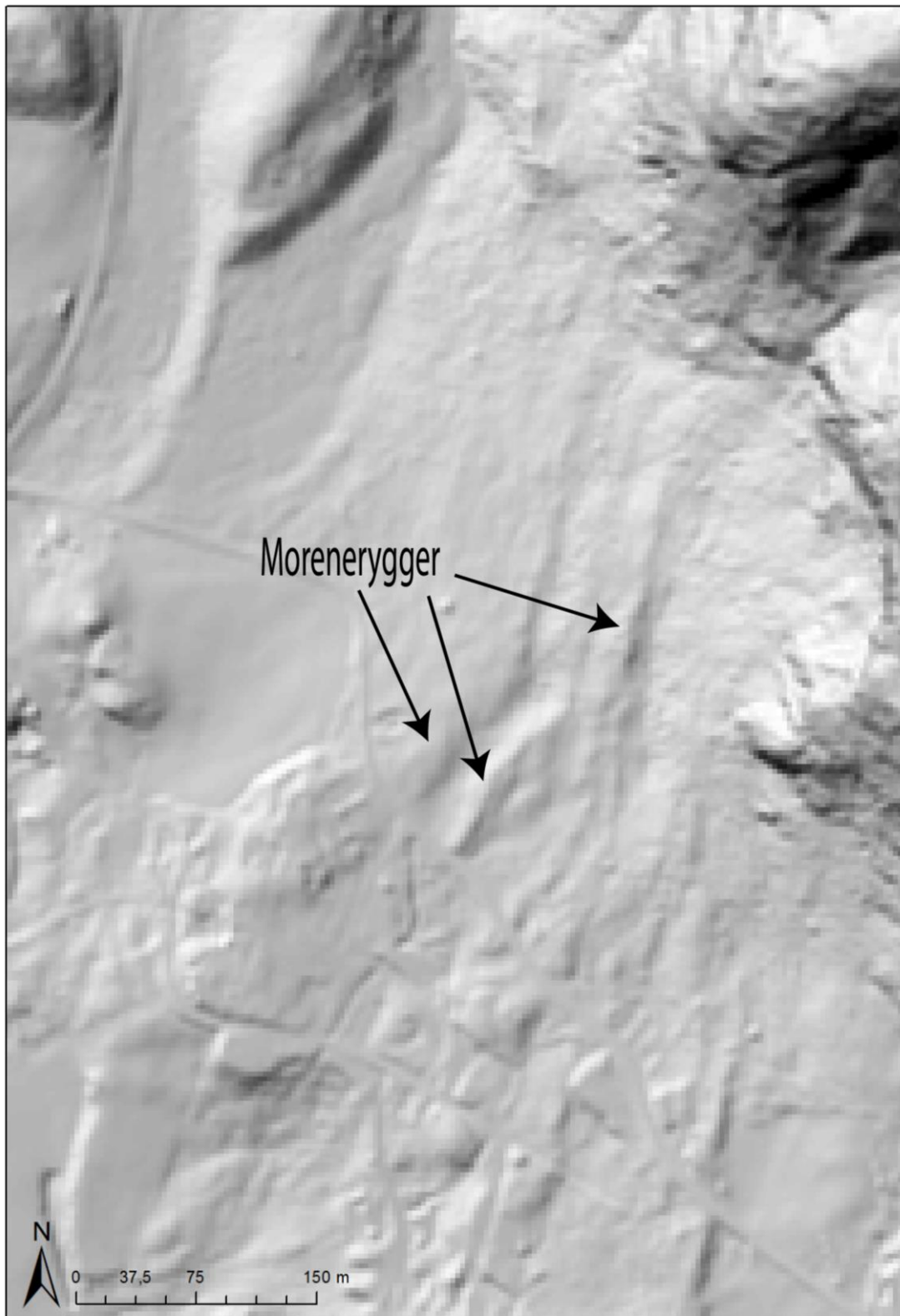
Den undulerende overflaten er et resultat av kanaler som var aktive på overflaten når avsetningene ble avsatt. Nedskjæringen i morenen er opplagt spor etter smeltevann fra brearmen som på den tiden må ha ligget i Haukelivatnet. Denne dreneringen har dannet et stort smeltevannsløp i den østlige delen av sletteområdet.

Lokalitet 2 Moreneryggene ved boligfeltet

Ved innkjøringen til Boligområdet som ligger helt øst i feltområdet (Figur 3.1) ligger det to parallelle rygger som er orientert mot 30° Nord, dvs. nesten parallelt med dalen (Figur 3.20) og (Figur 3.21). Ryggene på ligger på vestsiden helt nederst i Retterdalen, de er ca.4m høye, 15m brede og har en blokkrik overflate. Den øverste av ryggene ligger ca. 91m o.h., noe som er ca. 5m høyere enn høyeste punkt på Esmarkmorenen. Begge ryggene stopper i veien i sørenden, men strekker seg et stykke inn mot fjellsiden i Nord før de dreier nordover og følger fjellsiden i retning av Haukelivatnet. Helt innerst ved fjellsiden ligger det en tredje rygg som går parallelt med fjellsiden distalt for de to andre ryggene. Denne ryggen ender der hvor de to første ryggene dreier mot sør i retning av boligfeltet. Der hvor ryggen ender går det over til å være en blokkrik overflate som strekker seg på tvers av Rettedal (Figur 3.22). Disse blokkene er opp til 4m store og ligger her på toppen av bakken.



Figur 3.20 Helt øst i feltområdet ligger det to parallelle rygger som går parallelt med dalen. Ryggene går fra veien og nordover inn mot fjellsiden. De er begge ca. 4m høye og 15m brede.



Figur 3.21 Helt øst i feltområdet ligger det to parallelle rygger som går parallelt med dalen. Ryggene går fra veien helt nede til venstre i bildet og fortsetter mot nord-øst inn mot fjellsiden og så videre langs fjellsiden.



Figur 3.22 Rett øst for de to parallelle ryggene ligger det et stort belte med en høy konsentrasjon av blokker. Beltet strekker seg sørover parallelt med ryggene.

Ryggformene ser ut til å være morenerygger fra en bretunge som har ligget Haukelivatnet og må således være eldre enn Esmarkmorenen. Den blokkrike overflaten som ligger på distalsiden av de to moreneryggene antas å korrespondere med den blokkrike overflaten i den sør-østlige og østlige delen av feltområdet. Det kan se ut som om dette beltet markerer grensen for brefremstøt som har nådd noen hundre meter lengre ut enn den isen som avsatte Esmarkmorenen.

Lokalitet 3 Skogen helt SØ i feltområdet ved Espedalsvegen bro

Skogen ligger helt øst i feltområdet, rett syd for Rettedal, øst for Fossanånå som renner gjennom dalen (Figur 3.1). Midt inne i skogen ligger det en løsmasserygg som er orientert N-S. Ryggformen er ca. 200m lang, 1.5m høy og ca.6m bred. Overflaten er full av blokker som er opp til 4m store (Figur 3.23). Denne ryggen følger skogen nordover hvor den stopper ved jordet som er beskrevet i lokalitet 4. Området mellom ryggen og elven er relativt flatt og ligger ca. 2m lavere enn jordet/sletten på andre siden av elven. Området er dekket av med eksponerte blokker som er opp til 3m store.

Den blokkrike ryggen er sannsynligvis en morenerygg som korresponderer med de fra lokalitet 2. Området som ligger mellom ryggen og elven kan se ut til å være erodert ned fra det opprinnelige slettenivået. Det tyder dermed på at dette er en dreneringskanal som muligens er en del av den som ligger helt nord-øst i sletteområdet ved Esmarkmorenen.



Figur 3.23 I skogen sør-øst i feltområdet ligger det en rygg som går nord-syd. Ryggen er ca. 15m høy og 6m bred. Overflaten av ryggen er dekket av blokker hvor de største er 4m.

Lokalitet 4 Jordet rett ved skogen Øst i feltområdet

I utgangen av skogen fra lokalitet 3 ligger det et jorde som er en fortsettelse av sletteområdet som ender i forkant av Esmarkmorenen (Figur 3.1). Den østlige kanten av jorde ender i en skråning som består av usortert materiale av forskjellige størrelse med en høy konsentrasjon av store blokker. Overflaten av skråningen er dekket av blokker i forskjellige størrelse som både ligger oppe på overflaten og som stikker ut av skråningen (Figur 3.24). De største blokkene har en diameter på rundt 5-6m (Figur 3.25). Dette blokkrike beltet strekker seg langs fjellsiden nordover i retning av boligområdet ved lokalitet 2. Herfra bøyer det av og går på tvers av Rettedal i retning mot lokalitet 2. På motsatt side av dalen er det også et tilsvarende belte med blokker (Figur 3.26). Dette kan følges oppover dalsiden i retning av Esmarkmorenen.



Figur 3.24 Nord for skogen er det et jorde, helt øst i kanten av jordet er det en skråning som består av usortert materiale. Overflaten av skråningen er dekket av blokker av forskjellig størrelse.



Figur 3.25 Overflaten av skråningen er dekket av blokker av forskjellig størrelse. De største blokkene er rundt 8m i diameter.



Figur 3.26 På den vestlige siden av dalen ligger det et tilsvarende belte som på østsiden av dalen. Avsetningen består av usortert materiale med en blokkrik overflate.

Lokalitet 5 Ridebanen

Lokaliteten ligger rett ved en ridebane mellom fjellet Uburen og Åsen (Figur 3.1). Ridebanen ligger på ca. 15m o.h. I bakkant av ridebanen er det en skråning som går opp til et jorde som strekker seg helt til den vestlige kanten av grustaket ved Fossanmoen. Toppen av denne skråningen er målt til 22.5 m o.h. Det er her eksponert silt og leire (Figur 3.27). Det har tidligere ligget sand og grus over disse finkorna sedimentene som er blitt fjernet ved tidligere grusdrift i dette området. Årsaken til at det ikke ble tatt ut sand og grus lengre ned var at de traff på et leirelag.

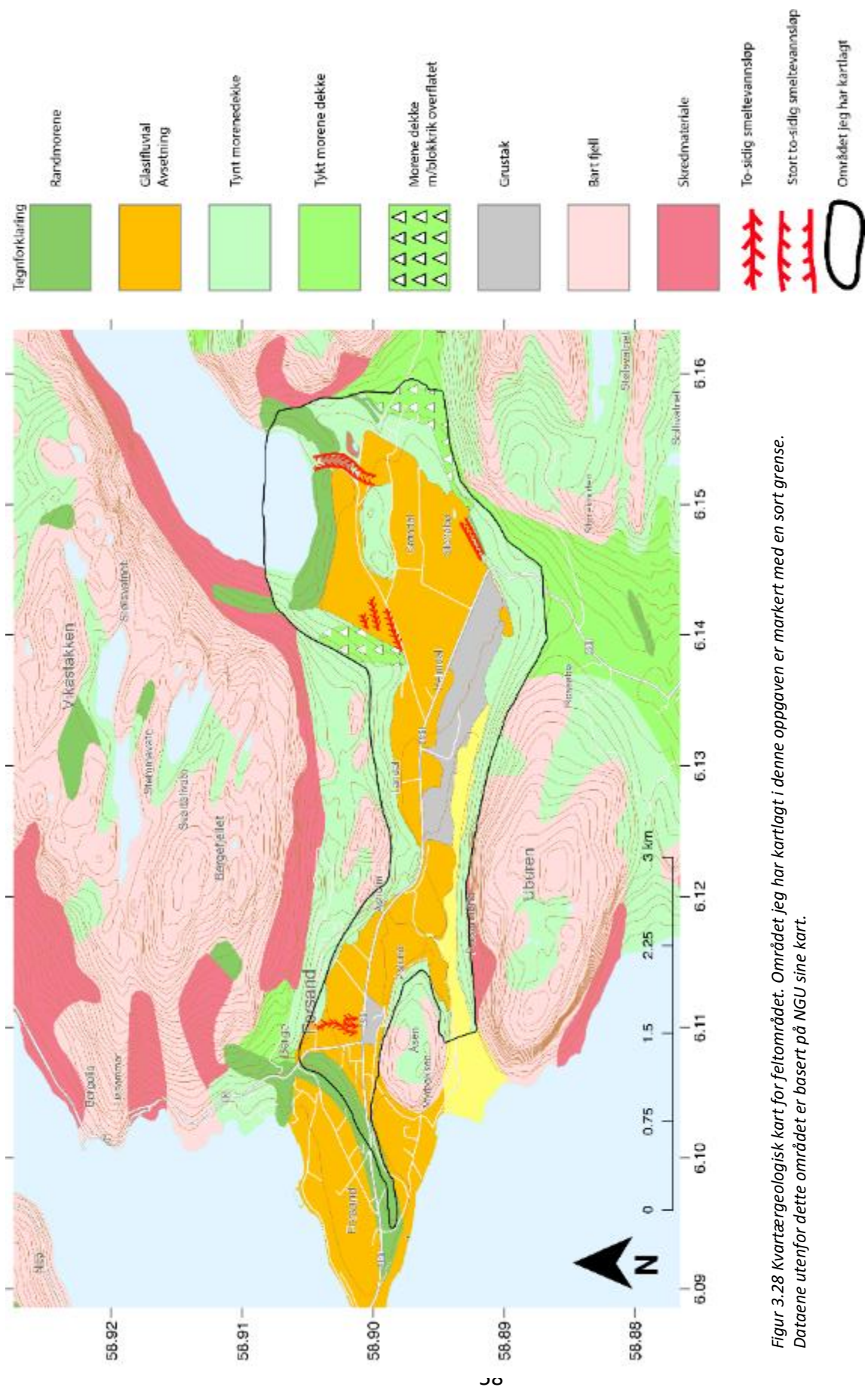


Figur 3.27 Helt sør-vest i feltområdet ligger det et lite snitt ovenfor en ridebane. I snittet er det eksponert silt og leire. Toppen av snittet ligger ca. 22.5m o.h.

De finkorna sedimentene antas å være glasimarine sedimenter som må være avsatt i en periode da havet stod høyere enn 22.5m o.h. Dette passer med terrassen som ligger ved Åsfladå vest i feltområdet på 32m o.h. (Figur 1.2)

3.1.4 Kvartærgeologisk kart

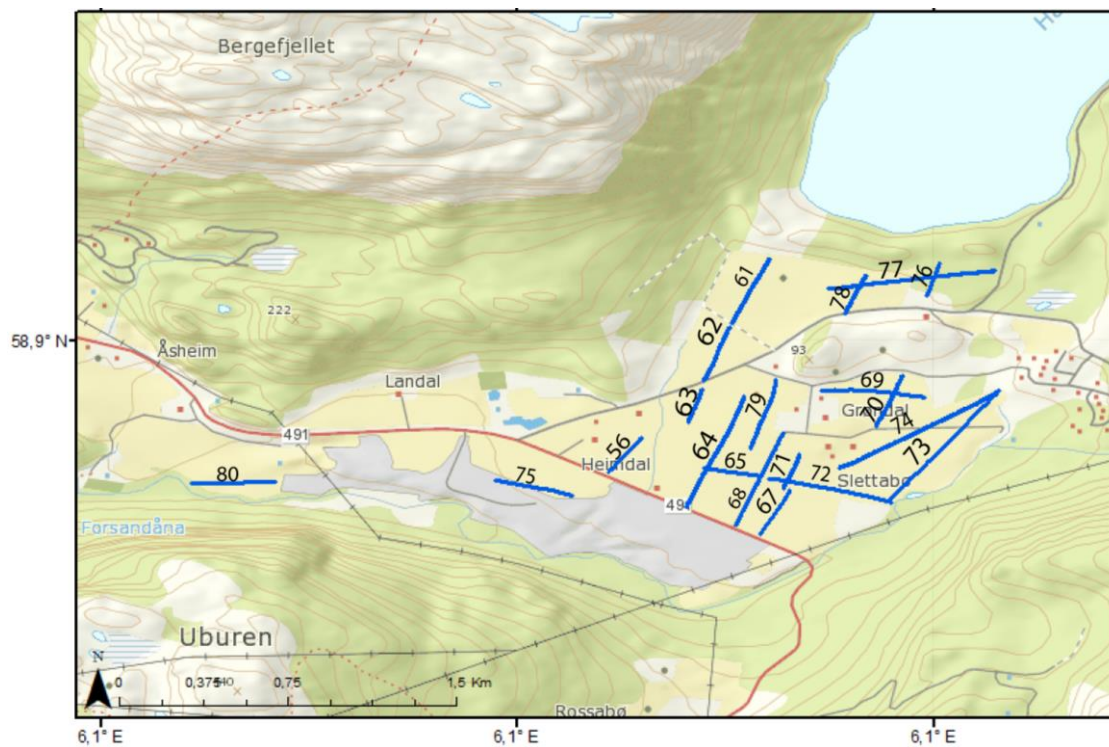
Det kvartærgeologiske kartet gir en oversikt hvilke løsmasser og hvor disse ligger i feltområdet (Figur 3.28). Hele dalen i Forsandområdet er fylt opp med glasifluvialt materiale som korresponderer med Esmarkmorenen og Lysefjordmorenen. Distalt for Esmarkmorenen ligger det noen mindre sidemorener som følgelig må være eldre enn denne. Det er også på begge sider av dalen et relativt tykt morenedekke med en konsentrasjon av store blokker. Det er også spor etter smeltevannskanaler i feltområdet. Ved Lysefjorden er det tydelige spor etter smeltevannskanaler i en glasifluvial vifte som har sitt rot punkt i gjennomskjæringen der hvor morenen treffer fjellsiden. I området foran Esmarkmorenen er det også spor etter mindre smeltevannskanaler. Ut fra en nedskjæring i Esmarkmorenen er det spor etter en stor smeltevannskanal som må ha eksistert like før den korresponderende isfronten trakk seg tilbake. Det er også spor etter en smeltevannskanal helt sør-øst i feltområdet som er orientert mot sør-vest, dette tyder på at smeltevannet har fulgt dagens elv langs fjellet Uburen og ut i fjorden.



Figur 3.28 Kwartærgeologisk kart for feltområdet. Området jeg har kartlagt i denne oppgaven er markert med en sort grense. Dataene utenfor dette området er basert på NGU sine kart.

3.2 Georadardata

I løpet av feltarbeidet ble det samlet inn totalt 20 georadarprofiler (Figur 3.29). Innstillingene som ble brukt er: Tidsvindu=3038.5ns, Maks tidsvindu=lang, GPR-frekvens=25MHz, tidsintervall= 0.250s og sampling frekvens=200.76MHz, se vedlegg nr. 3 for metadata på profilene. Dette innbefatter 18 profiler i området mellom Esmarkmorenen og grustaket ved Fossanmoen, ett fra bunnen av grustak ved Fossanmoen og et i området mellom grustaket og ridebanen. Profilene fra sletteområdet utenfor Esmarkmorenen dekker de øverste ca. 50m av den sedimentære lagpakken. Dette utgjør en to-veis gangtid på ca. 1500ns. De to andre profilene har en litt mindre penetrering på grunn av høyere vanninnhold i sedimentene. Under følger utvalgte profiler fra feltområdet, alle råprofilene er å finne i vedlegg nr. 2.



Figur 3.29 Oversiktskart over de georadarprofilene som er brukt i oppgaven. Kartdata: Kartverket (2016b).

Som beskrevet i kapittel 2.2.4 ble det utarbeidet en dybdemodell for hvert enkelt profil som baserer seg på hastigheten til EM-bølgene i sedimentene. Hvordan denne hastigheten ble beregnet er beskrevet i 2.2.3. Siden et fokusområde for denne oppgaven har vært havnivået og hvordan dette har variert når de forskjellige sedimentene ble avsatt, så har det vært viktig å konvertere dybdeskalaen i profilene til å være i høyde over havet i stedet. Dette ble gjort ved å finne høyden til overflaten på et gitt punkt i profilet, som oftest i starten, i LIDAR-dataene. Ved hjelp av disse høydene konverteres dybdeskalaen til å være høyde over havet.

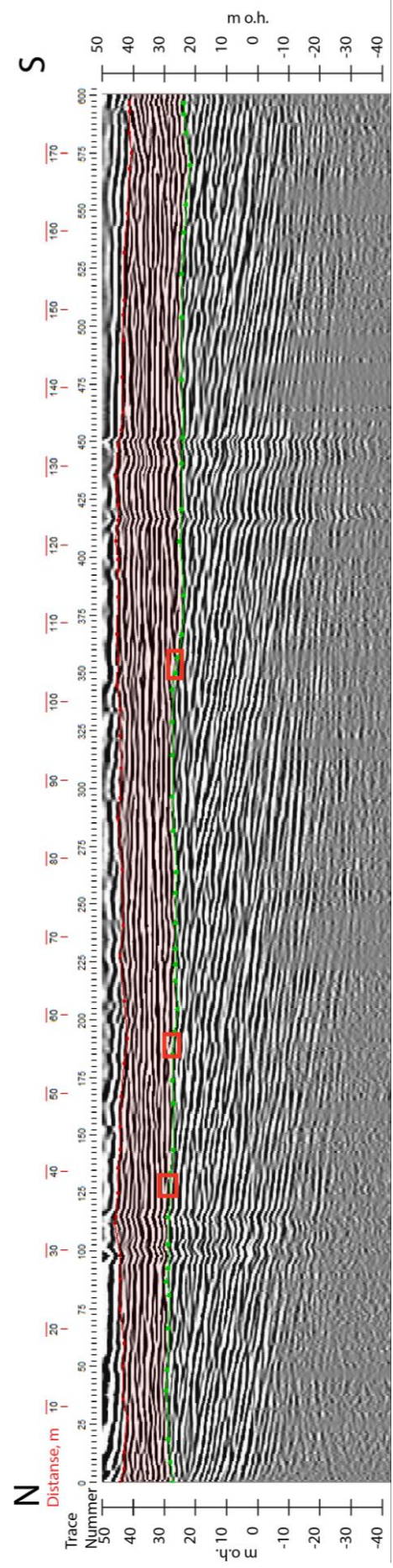
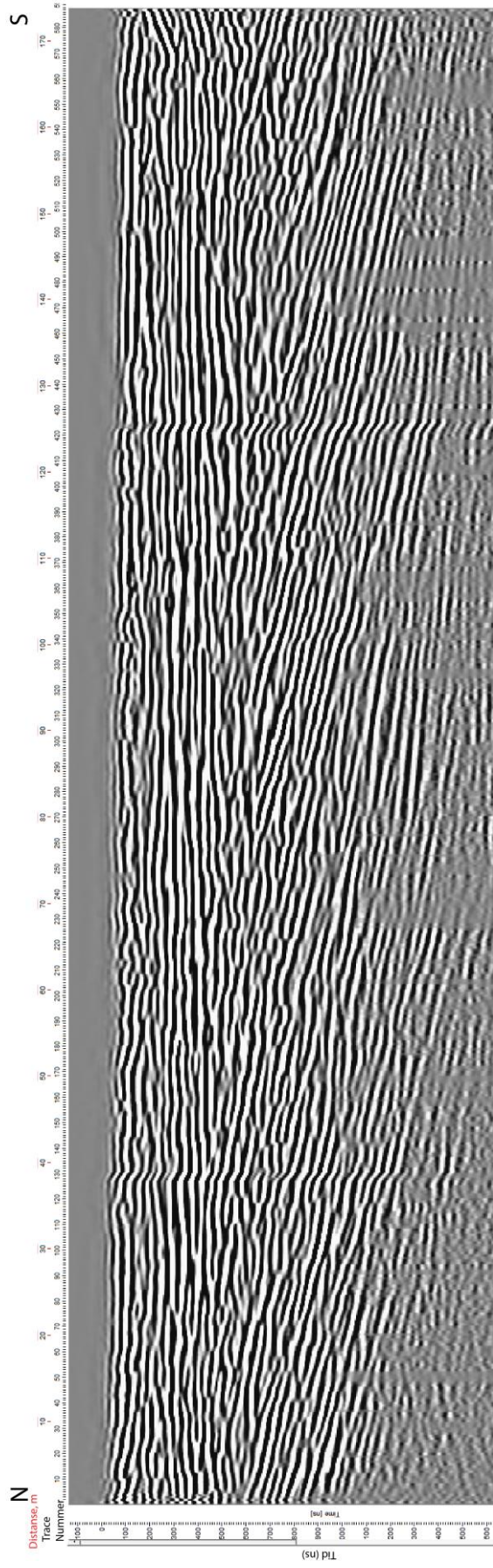
Profilene som er samlet dekker hovedsakelig toppen av lagpakken foran Esmarkmorenen. Hvor dypt dataene går varierer noe, men det ligger hovedsakelig på rundt 40-50m. I profilene er det to forskjellige enheter som er synlige. Begge disse enhetene er synlige i de profilene som ligger ved grustaket, både den nedre enheten som består av skrålag og den øvre enheten som består av ikke så utholdende horisontale lag og erosjonskanaler. I de lagene hvor skrålagene ikke er synlig går enheten med de horisontale lagene og erosjonskanalene gjennom hele profilet.

Den øverste enheten er gjennomgående i alle profilene utenom profil 75 og 80. Enheten består av horisontale lag som ikke er veldig utholdende. Lagene brytes opp av det som potensielt er mindre erosjonskanaler i avsetningene. I den nedre delen av enheten er det synlig lengre horisontale lag som kan følges fra sør og innover mot morenen, dette er spesielt tydelig i profil 56. Disse horisontale lagene forsvinner når de når toppen av skrålagene og det blir en pålappende sekvens. Enheten med skrålag er den nederste enheten i de profilene hvor den er synlig. Enheten består av lag som dipper mot sør-vest. De dippende lagene virker å være av samme tykkelse og karakter langs hele profilet. Det er heller ingen variasjon i dippene langs de enkelte profilene.

3.2.1 Profiler

Profil 56

Profil 56 ble tatt helt sør-vest på sletten med en nord-syd orientering. Profilet er og det som ligger nærmest snittet i grustaket ved Fossanmoen (Figur 3.29). I profilet fremtrer det to enheter (Figur 3.30). Øverst er en ca. 18m tykk sekvens mellom overflaten (rød horisont) og toppen av skrålagene (grønn horisont) og den nederste enheten som består av dippende lag. De signalene som er synlige over overflaten er de direkte signalene gjennom luft og bakken. Toppen av skrålagene ligger i nord ca. 27-28m o.h. Enhetsgrensen kan følges langs hele profilet mot syd, helt syd i profilet ligger toppen av skrålagene ca. 22-23m o.h. Toppen av skrålagene faller jevnt mot sør. Ca. 100m ut i profilet er det et større fall på toppen av skrålagene, ca. 3m fall i løpet av 10m. Den øverste enheten består av horisontale lag. De horisontale lagene følger ikke hele profilets lengde, men er noen steder brutt. I den nederste delen mot toppen av skrålagene går de horisontale lagene fra sør mot nord helt til de lapper på toppen av skrålagene, det øverste av disse pålappende lagene forsvinner ved ca. 27m o.h.



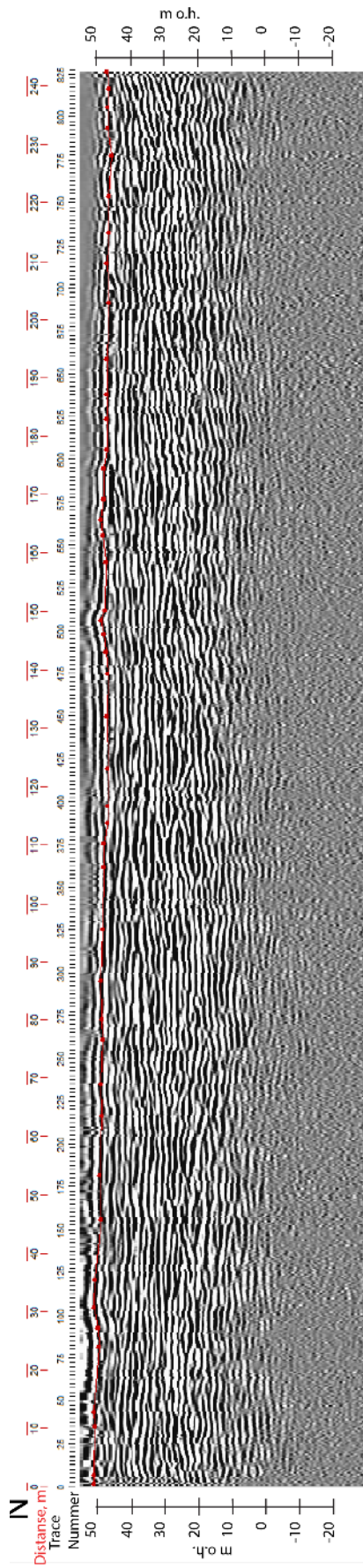
Figur 3-30 Profil 56, øverste er det utolkede profillet. Profilet er ikke konvertert til dybde da dette gjøres etter at man har tolket horisonter. Nederste er det tolkede profillet med overflaten som rød linje øverst og toppen av skråløgene i grønn linje. Markert med røde bokser er der hvor horisontale lag man kan følge fra sør lapper på den underliggende overflaten. Den helt til venstre er den som ligger høyest, punktet er ca. 27m o.h.

Profil 62

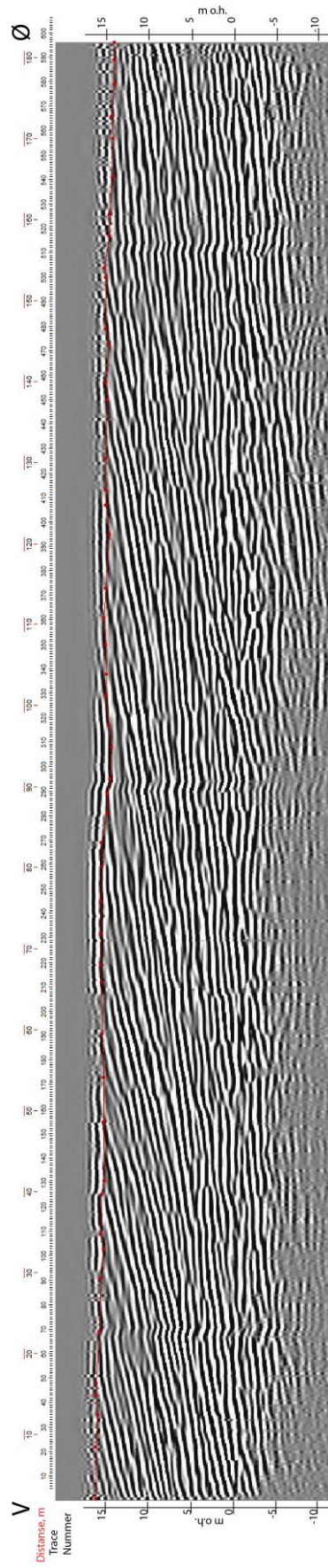
Profil 62 er tatt helt nord-vest i feltområdet og ligger midt i en rekke med 3 profiler som går rett sør-vestover ut fra Esmarkmorenen (Figur 3.29). Profil 61 starter helt oppe ved Esmarkmorenen og går sydover helt til veien som krysser morenen hvor profil 63 slutter. De tre profilene er kun brutt opp av gjerder som gjør det umulig å ta et kontinuerlig profil. De tre profilene er tatt på en linje og så godt som mulig er det gjort kant i kant slik at profil 62 fortsetter der 61 slutter og 63 fortsetter der 62 slutter. Igjennom alle tre profilene det kun synlig en enhet som går fra overflaten (rød linje) og helt til bunnen av profilet (Figur 3.31). Enheten som går igjennom hele profilet består hovedsakelig av horisontale lag. Det er også korte, slakt dippende lag som dipper både mot sør og mot nord som bryter de horisontale lagene.

Profil 64

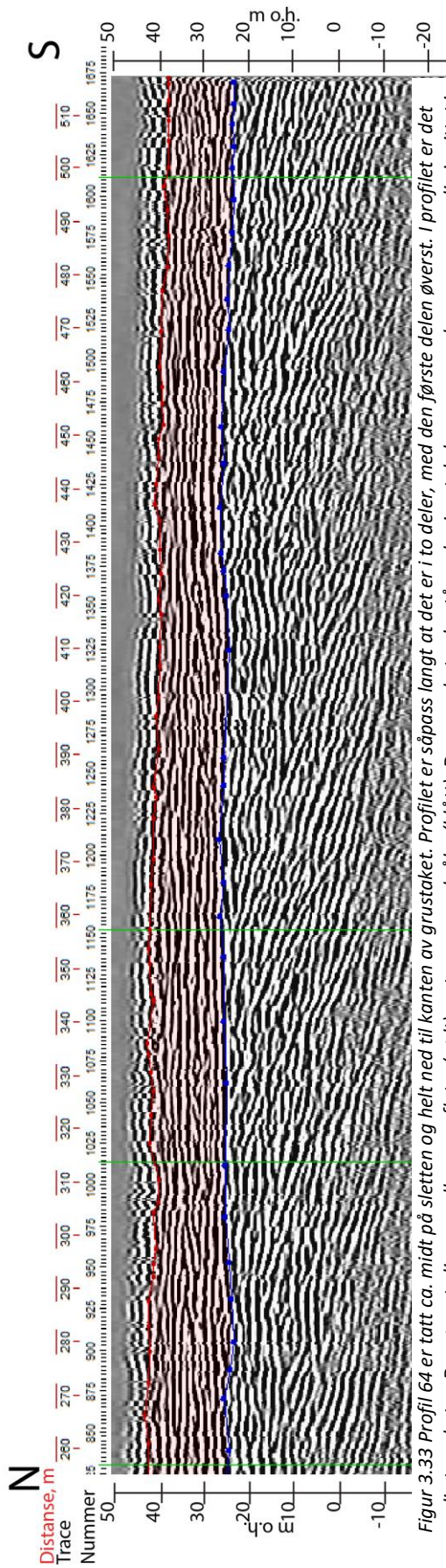
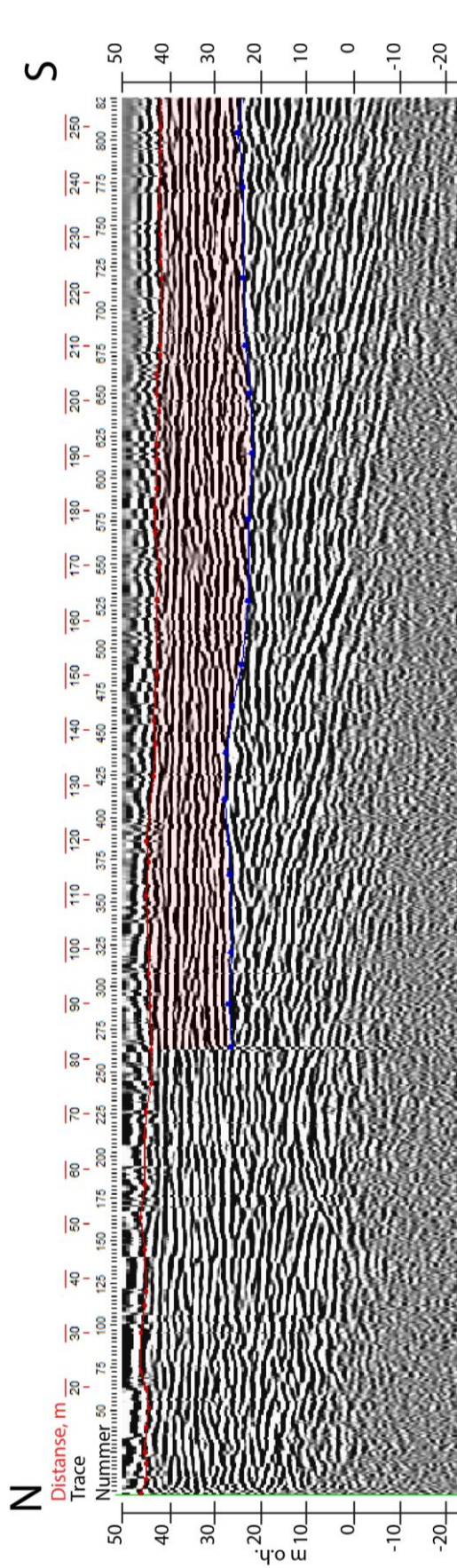
Profil 64 er tatt midt på den sørlige delen av sletteområdet (Figur 3.29). Profilet er orientert nord-sør og går fra noen bygninger som ligger rett sør for knausen og helt ned til veien ved grustaket ved Fossanmoen. I profilet er det synlig to enheter som er definert av overflaten i rødt og toppen av skrålag i blått (Figur 3.33). I toppen av profilet er det også synlig direkte bølger fra luft og bakke. Toppene av skrålagene er ikke synlig helt til venstre i profilet, de er først synlig etter ca. 80m, ca. 27m o.h. Laggrensen kan så følges hele veien til enden av profilet helt i sør, hvor toppen av skrålagene ligger ca. 24m o.h. Det betyr at toppen av skrålagene har et fall mot sør. Skrålagene har en konstant dipp langs hele profilet, men flater noe ut i den nederste delen. Den øverste enheten (lyserød) består av horisontale lag. Lagene kan ikke følges i hele profilets lengde da de brytes av andre lag som enten ligger i et litt annet nivå eller som har en dipp enten mot sør eller nord. Ved 35-75m ut i profilet ca. 12m o.h. er det synlig to hyperbolaer.



Figur 3.32 Profil 62 er tatt fra Esmarkmorenen og rett sørover, det ligger midt i en rekke av 3 profiler som går fra Esmarkmorenen. De er kun brutt opp av gjerder som hindret et kontinuerlig profil. I profilet er det kun synlig en enhet. Denne går fra overflaten (rødt) og til bunnen av profilet. Enheten består av horisontale lag og er mest sannsynlig en form for glasifluvial avsetning.



Figur 3.31 Profil 75 er tatt i bunnen av grustaket ved Fossanmoen. Her er det kun synlig en stratigrafisk enhet. Enheten består av dippende lag og går helt fra overflaten (rødt) og helt ned til bunnen av profilet hvor lagene begynner å flate ut.



Figur 3.33 Profil 64 er tatt ca. midt på sletten og helt ned til kanten av grustaket. Profilet er såpass langt at det er i to deler, med den første delen øverst. I profilet er det synlig to enheter. Den øverste ligger mellom overflaten (rødt) og toppen av skrålag (blått). Denne enheten består av horisontale lag og er sanduren som er synlig i snittet i grustaket ved Fossanmoen. Enhet to som er synlig går fra toppen av skrålag (blått) og helt ned til bunnen av profilet. Enheten består av dippende lag og utgjør skrålagerne som er synlige i snittet.

Profil 74

Profil 74 er tatt helt øst i feltområdet fra nord-øst mot sør-vest (3.29). Ved starten av profilet er det ca. 10m til eksponert grunnfjell som forsvinner under jordet som profilet er tatt på. Det er ikke mulig å følge grunnfjellet i profilet. Store deler av profilet er ganske rotete uten noen særlig tydelige enheter. Den øvre delen av profilet er preget av horisontale lag. Disse lagene er ikke mulig å følge langs hele profilet, de brytes av andre lag som ligger i andre nivåer. Mellom 350 og 420m ut i profilet er det tydelig dippende lag hvor toppen ligger ca. 25m o.h., skrålagene går helt til bunnen av profilet. Toppen av skrålagene er her markert med grønt (Figur 3.34).

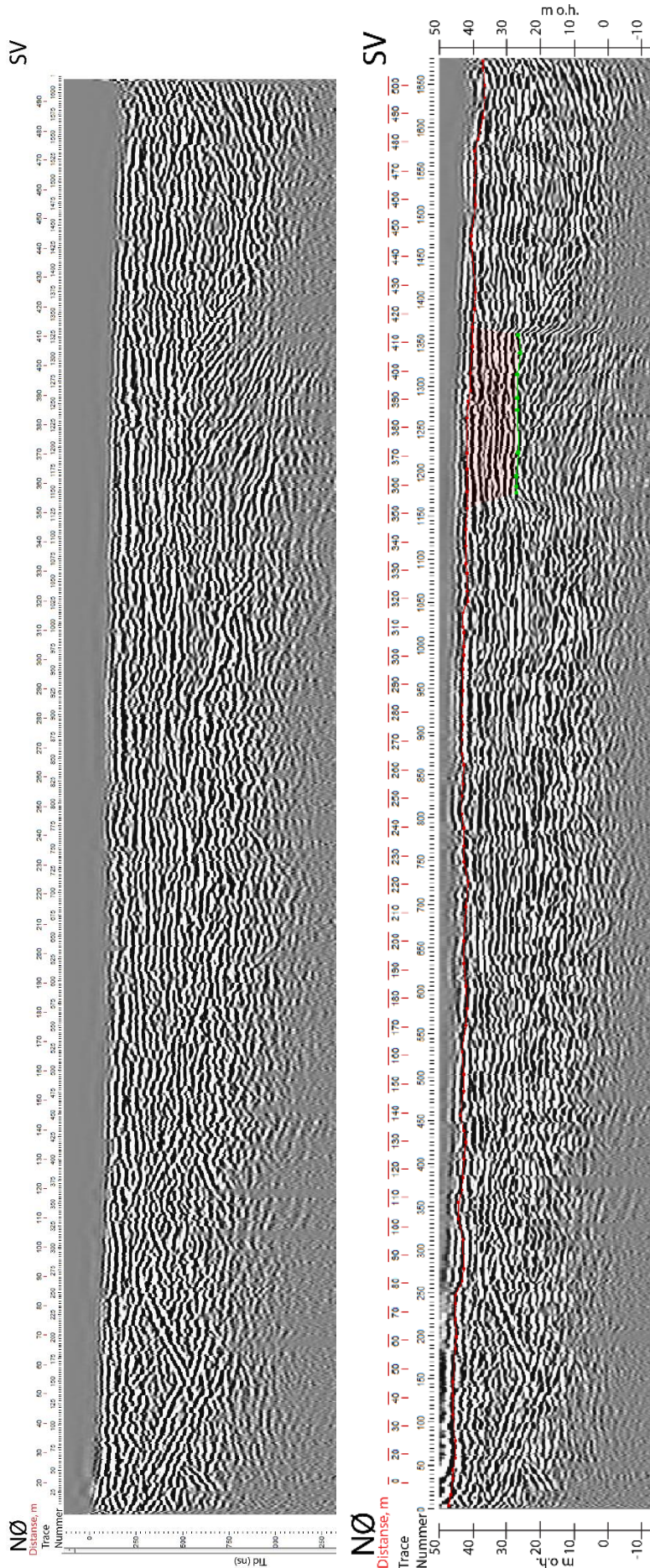
Profil 75

Profil 75 er tatt i bunnen av grustaket ved Fossanmoen langs snittveggen, fra vest mot øst (Figur 3.29). I profilet er det kun en sedimentær enhet som er tydelig. Denne enheten strekker seg fra overflaten (rødt) og hele profilets dybde (Figur 3.32). Enheten består av skrålag som dipper mot vest, skrålagene kan følges ned til ca. 0m o.h. Ved 0m o.h. er lagene tilnærmet horisontale. Enheten utgjør den nederste delen av skrålagene som er eksponert i snittet i grustaket ved Fossanmoen.

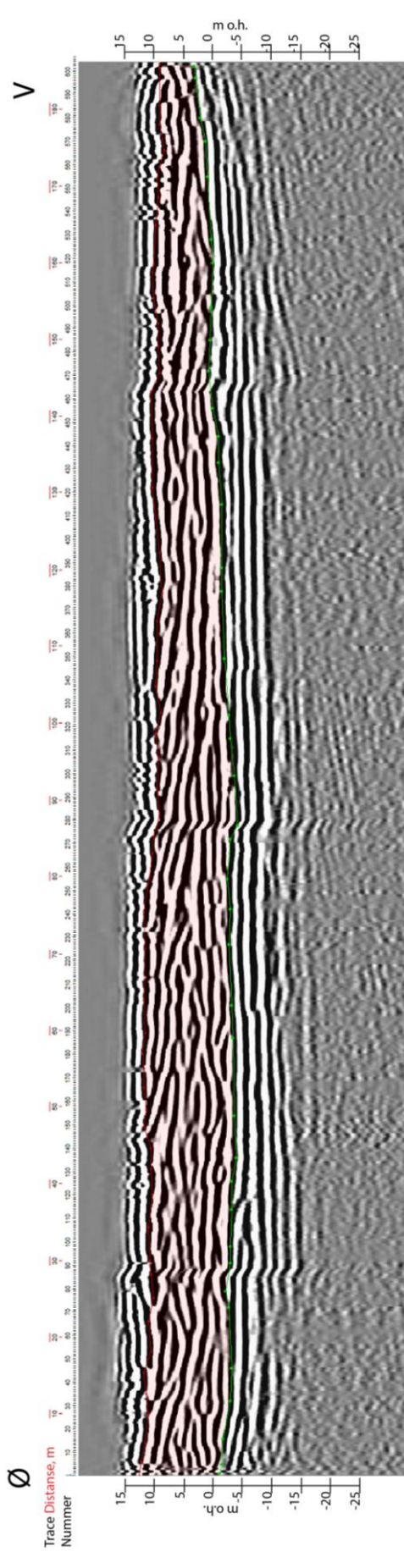
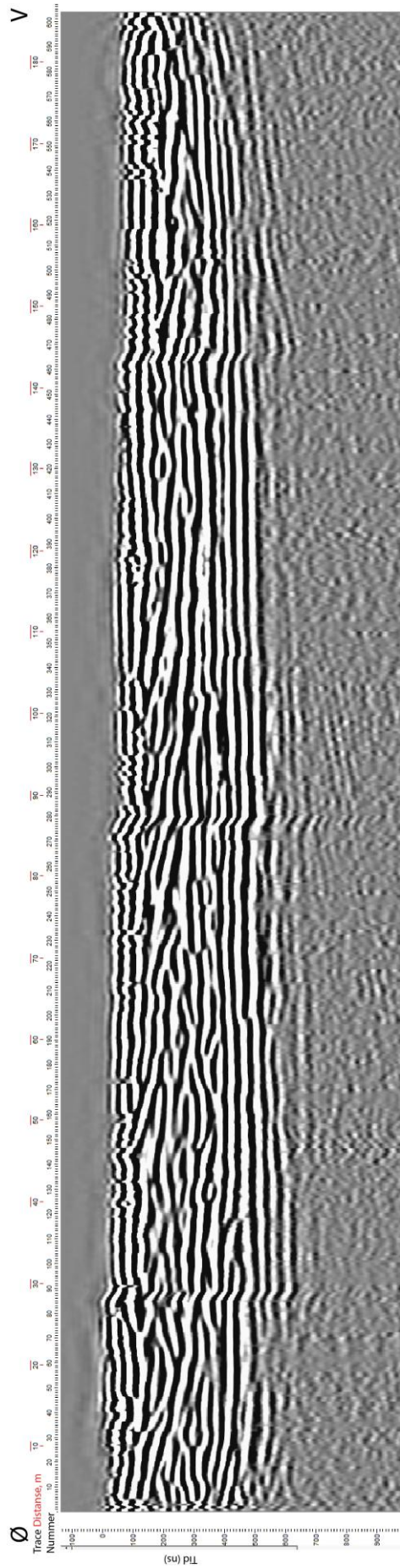
Profil 80

Profil 80 er tatt helt sør-vest i feltområdet på et jorde som ligger mellom grustaket ved Fossanmoen og grustaket ved Hestomoen (Figur 3.29). Profilet er tatt fra nord-øst mot sør-vest, det stopper ved en elvebredd. I profilet er det to synlige enheter (Figur 3.35). Den øverste enheten er avgrenset av overflaten i rødt og toppen av horisontale lag i grønt. Tykkelsen på laget er ca. 12m og består av korte lagdelte lag som har et slakt dipp mot vest, mot bunnen av enheten flater lagene ut. Den øverste enheten blir også tynnere og tynnere mot sør-vest. Den nederste enheten består av horisontale lag som går langs hele profilet.

Den øverste enheten består av bunnen av skrålagene, det er tydelig at disse flater ut mot bunnen av enheten. Den nederste enheten består av laminerte lag som enten utgjør bunnlagene til skrålagene over, eller eldre marine avsetninger.



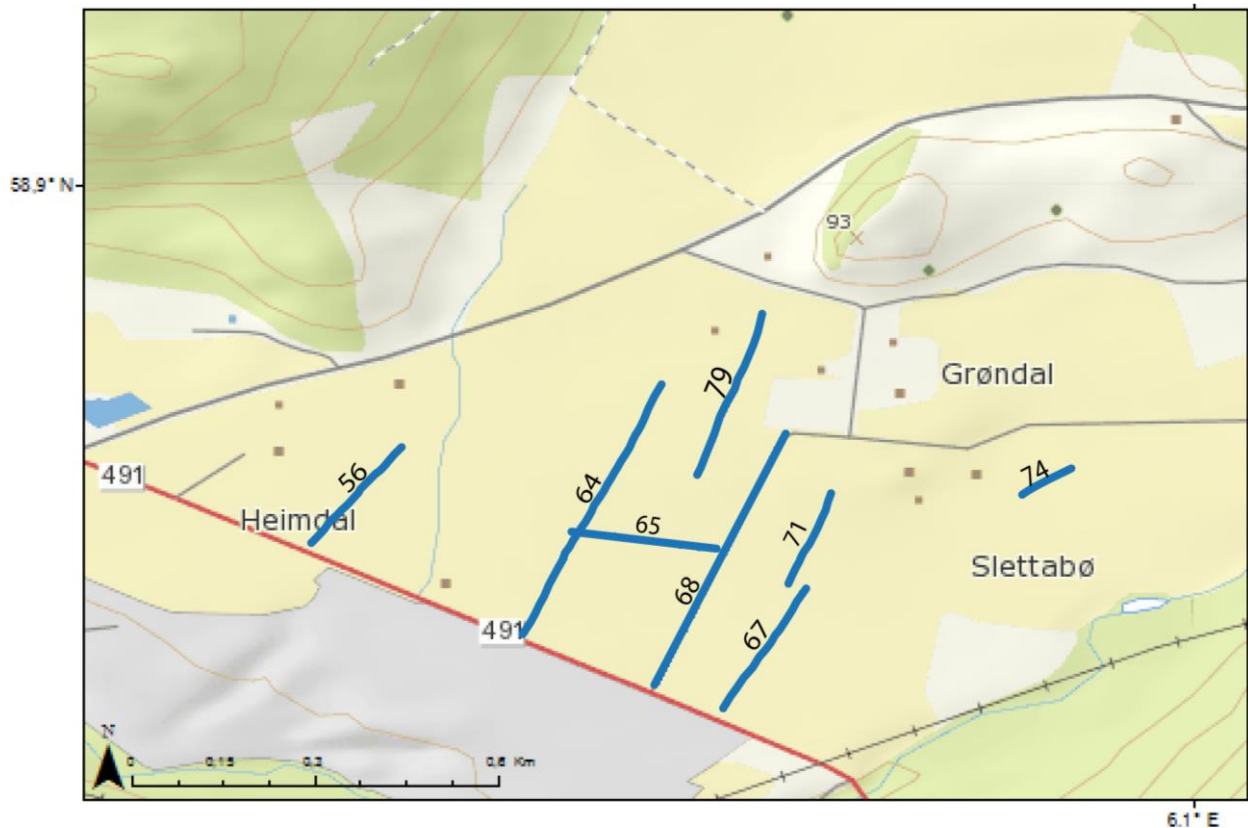
Figur 3.34 Profil 74 ble tatt helt øst i feltområdet. Øverst er det prosesserte profillet uten tolkninger, dette er ikke konvertert til dybde da dette gjøres etter tolkning. I profillet er det kun synlig to enheter. Store deler av profillet er preget av en enhet bestående av horisontale lag som går fra overflaten (rødt) ned til bunnen av profillet. Det er også en enhet til høyre i profillet mellom 350m og 420m ut i profillet. Denne enheten går fra toppen av skrålag (grønt) og helt ned til bunnen av profillet. Her er det synlige dippende lag som representerer en enhet med skrålag.



Figur 3.35 Profil 80 er tatt helt vest i feltområdet, øverst er det utolkede profillet uten dybdekonvertering siden det ikke er tolket. Nederst er det synlig to stratigrafiske enheter. Den øverste (lyserød) enheten går fra overflaten (rødt) og ned til toppen av horisontale lag (grønt). Dette laget består av svakt dippende lag helt øverst som flater ut mot bunnen. Enheten representerer bunnen av skrålagene som er synlig i snittet og i profil 75. Den nederste enheten går fra den grønne streken og til bunnen av profillet. Enheten består av sterkt reflekterte horisontale lag som er en enhet bestående av marine stratifiserte silt- og leirelag.

3.2.2 Interpolert overflate av toppen på skrålagene

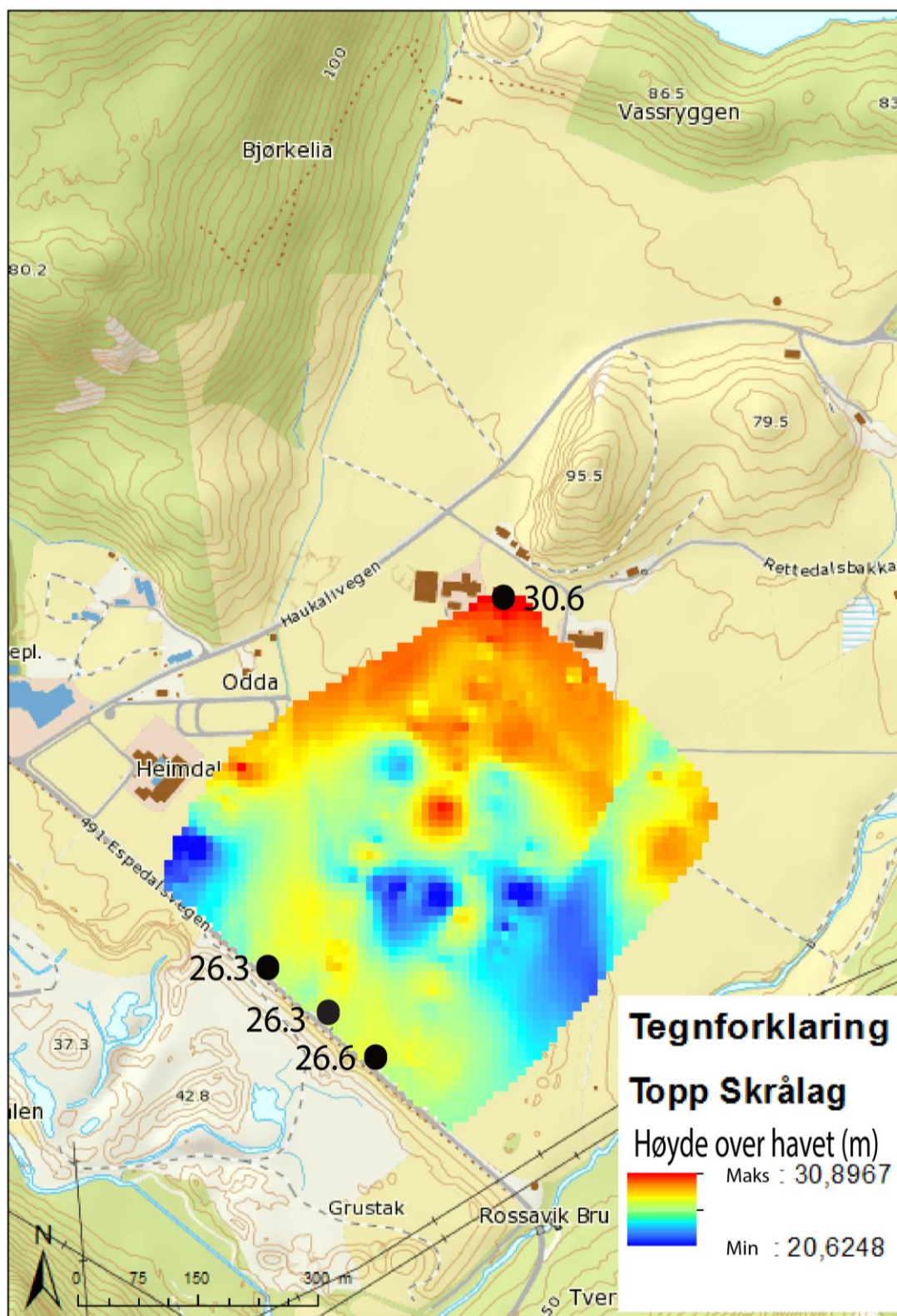
Georadardataene gir i utgangspunktet kun data om avsetningene under det aktuelle profilet. For å få et bedre bilde av hele avsetningen ble det samlet inn flere profiler. Disse profilene ble samlet inn på kryss og tvers for å kunne danne et mest helhetlig bilde av avsetningene. Gjennom interpoleringsverktøy i ArcGIS er det mulig å sette sammen data fra flere enkelt profiler for å kunne lage en sammensatt overflate. Ved å legge inn den tolkede horisonten for toppen av skrålagene inn i ArcGIS fra alle georadarprofilene hvor denne horisonten er synlig, kan man bruke interpoleringsverktøyet for å lage en overflate som baserer seg på de ulike profilene. Verktøyet fungerer ved å ta de forskjellige profilene og generere punkter i det ukjente område mellom kjente profiler. Resultatet av interpoleringen er basert på antall profiler, hvilke profiler som blir brukt, hvor tett profilene er og hvilke innstillinger man bruker for interpoleringen. I Arcmap ble det brukt standardinnstillinger for interpoleringen. Det er ikke lagt inn noen begrensning for hvor høyt punktene i interpoleringen kan være. Dette gjør at hvis overflaten går fra et lavt område, forbi et høyere område så vil den fortsette å generere punkter oppover. Dette gjør at overflaten ikke alltid representerer virkeligheten. I utgangspunktet blir det dannet en kvadratisk overflate basert på utstrekningen til de profilene som er brukt. Siden profilenes utstrekning gjorde at overflaten ble generert inn i skråninger hvor det er eksponert grunnfjell og ut i grustaket så ble det laget et polygon rundt profilene som ble brukt til å klippe overflaten for å få en mer sannsynlig utstrekning. Hele prosessen er beskrevet i vedlegg nr. 1.



Figur 3.36 For å lage en interpolert overflate ble det brukt data fra 8 georadarprofiler. Disse profilene er alle lokalisert syd på sletteområdet mellom grustaket og knausen som er midt på sletteområdet. Kartdata: Kartverket (2016b).

Den ekstrapolerte overflaten er basert på georadarprofilene, 56, 64, 65, 68, 71, 74 og 79 (Figur 3.36). Det er i disse profilene hvor toppen av skrålagene er synlige. I utgangspunktet er disse profilene lagt inn med dybde data og ikke data for høyde over havet. GPR-dataene inneholder høyde data, men siden LIDAR-dataene i oppgaven har en høyere nøyaktighet har disse blitt brukt til å omgjøre den ekstrapolerte overflaten fra dybde data til høyde data. For å omgjøre den ekstrapolerte overflaten fra dybde data til høyde data ble det generert en overflate for feltområdet som baserer seg på dataene fra kartverkets prosjekt: LACHRO08. Ved å trekke fra den ekstrapolerte overflaten fra lidaroverflaten, blir det til slutt en ekstrapolert overflate med høyde over havet. Profilene som er brukt er alle lokalisert helt sør på sletteområdet (Figur 3.36). Profil 56, 64, 68, 71 og 79 er alle orientert NNØ-SSV, profil 65 er orientert VNV-ØSØ og ligger mellom profil 64 og 68. I profil 74 er det kun en liten del hvor det er synlige skrålag, så det er kun en kort del av profilet som er brukt i interpoleringen. Det er orientert NØ-SV og ligger i øst i området.

Høyden på overflaten varierer mellom 20.6m o.h. og 30.9m o.h. (Figur 3.37). De lavest liggende områdene i blått er lokalisert helt sør-vest på overflaten, noen punkter helt midt på overflaten og helt øst på overflaten. De røde områdene som er de høyeste områdene på overflaten er lokalisert nord på overflaten, det er også noen isolerte punkter i vest, i midten og i øst. Langs den sørlige kanten som går langs grustaket ligger høyden på rundt 26m o. h. Denne høyden samsvarer ikke helt med den høyden som er målt på den observerte grensen til skrålagene i grustaket. I grustaket ble høyden målt til 21.5m o.h. noe som tyder på at høyden på den ekstrapolerte overflaten ikke er helt nøyaktig. Dette kan være et resultat av at det er en usikkerhet i dybdemodellen og tolkningen av georadardataene, som igjen kan tyde på at deler av den interpolerte overflaten ligger 3-4m for høyt. Selv om det er en usikkerhet på høyden til overflaten, så er det tydelig at det er høydeforskjeller på overflaten. Ved et transekt som går midt i profilet fra nord til sør, er de nordligste områdene de høyest liggende områdene med rundt 30m o.h. I midten er det et lavere område som ligger rundt 21m o.h. før det igjen stiger litt mot grustaket hvor overflaten ligger på rundt 26m o.h. Det tyder dermed på at det er en helning langs overflaten i retning mot grustaket og fjorden, at overflaten faller ca. 4m fra de profilene som ligger lengst unna grustaket og ned til de områdene som ligger rett ved grustaket.

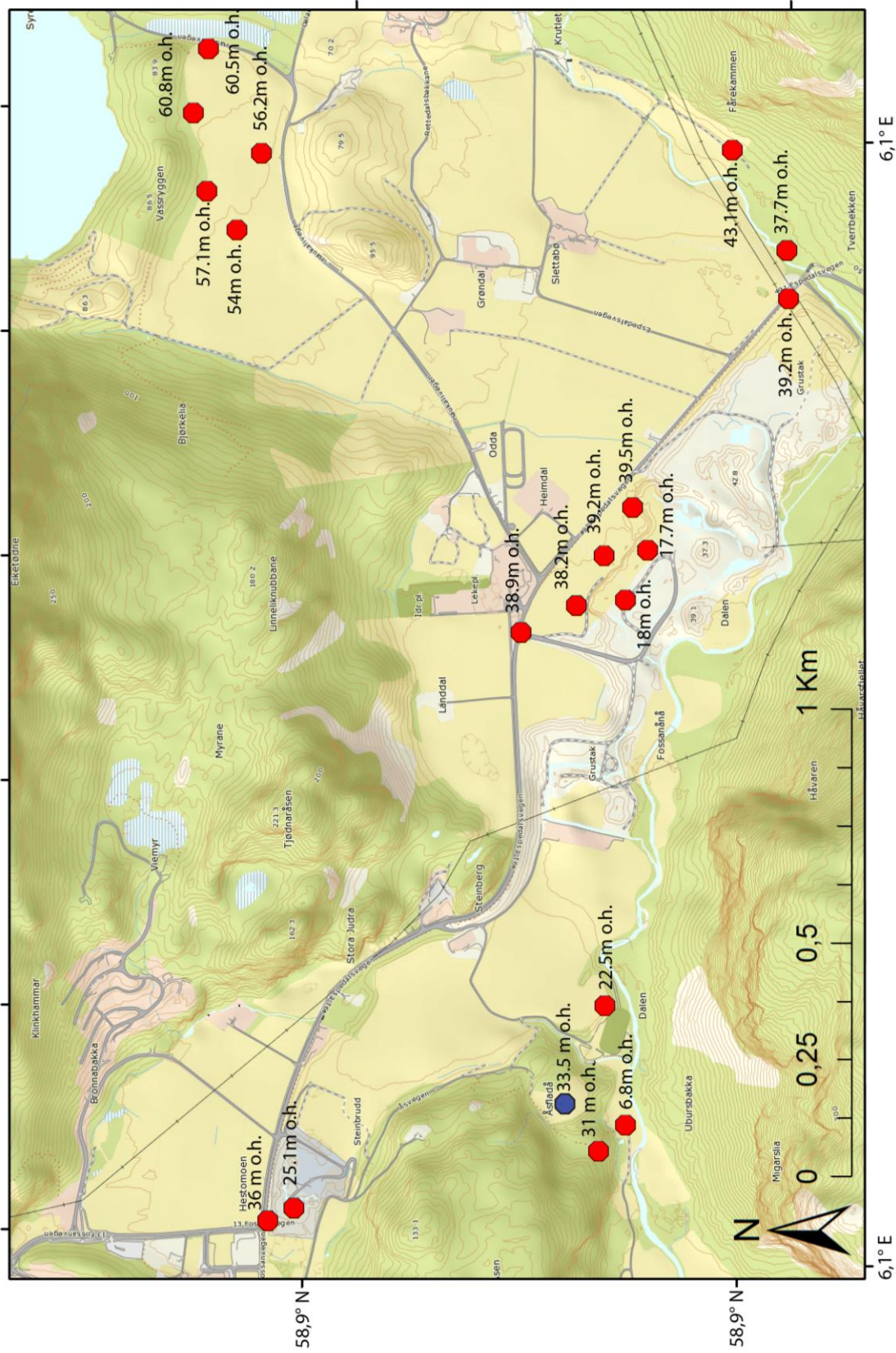


Figur 3.37 Georadarprofilene hvor skrålagene er synlige danner grunnlaget for å lage en interpolert overflate som representerer toppen av skrålagene. Denne overflaten varierer her mellom 20.6 m o.h. og 30.9m o.h. Trenden på overflaten er at den faller mot sør-vest, men noen lavere liggende områder på midten. Fallet på overflaten er opp mot 4m på det meste fra nord mot syd. Kartdata: Kartverket (2016b).

3.3 Innmålte høyder med DGPS

For å få nøyaktige målinger på formasjoner som terrasser og morener ble det benyttet en differensiell-GPS i feltarbeidet. Denne ble også benyttet i snittet for å ta nøyaktige målinger av de forskjellige enhetene. Det ble samlet inn totalt 19 målinger med DGPS på forskjellige avsetninger. Disse målingene er fordelt på sletten foran morenen, bunnen av grustaket ved Fossanmoen og grustaket ved Hestomoen, den ytterste terrassen ved Åsfladå, området i skogen helt øst i feltområdet og jordet mellom grustaket ved Fossanmoen og B (Figur 3.42). Målingene varierer fra 60.8m o.h. på sletteområdet helt inntil Esmarkmorenen og ned til sletten nedenfor den vestligste terrassen som ligger på 6.8m o.h. De fleste av målingene har blitt tatt fra sletteområdet som ligger fra Esmarkmorenen og ned til grustaket ved Fossanmoen. Ved Esmarkmorenen går målingene fra 60.8m o.h. helt oppe ved morenen og så synker det sørvestover ned til 54m o.h. Den neste store konsentrasjonen av målinger er på toppen av grustaket ved Fossanmoen, her varierer målingene mellom 39.5m o.h. ned til 38.2m o.h. Det har dermed vært et fall langs overflaten på rundt 20m fra morenen og ned til grustaket. Helt vest i feltområdet ligger det en terrasse som er målt til 31m o.h. Denne målingen ble tatt så langt ute på terrassen som mulig. LIDAR-dataene for terrassen gir en litt annen høyde på terrassen, i disse dataene viser det seg at terrassen ligger 33-34m o.h. jevnt over, noe som tyder på at DGPS-målingen er tatt noe lavt. I området fra denne terrassen til grustakene har det blitt tatt ut masse slik at det ikke er mulig å bekrefte at sletten har gått hele veien fra Esmarkmorenen ned til dagens terrasse som ligger 33-34m o.h., men det er sannsynlig at på et tidspunkt har hele dalen vært fylt igjen av glasifluviale avsetninger. Sletten som ligger foran Esmarkmorenen har dermed et fall på rundt 30m på 2.5km. Den ytterste terrassen som ligger helt vest i feltområdet representerer de yngste glasifluviale avsetningene som er blitt avsatt. Det er også tatt en måling rett ved lokalitet 5 (Figur 3.1) hvor toppen av den eksponerte leire- og siltavsetningen. Toppen er her målt til 22.5m o.h. (Figur 3.38).

Disse målingene viser at det er en generell fallende trend på sletteområdet som ligger mellom Esmarkmorenen og terrassen ved Åsfladå. De øverste målingene ligger på rundt 60m o.h. også faller sletteområdet ganske jevnt helt ned til terrassen ved Åsfladå. Her ute viser LIDAR-målingene at terrassen ligger ca. 33-34m o.h.



Figur 3.38 Oversikt over de målingene som er gjort med DGPS i feltområdet. De fleste av målingene er gjort på toppen av sletten som går fra Esmarkmorenen og ned til fjorden. Disse målingene viser at det er et fall på overflaten på nesten 30m fra det høyeste område ved morenen og ned til den vestligste terrassen. Målingen i blått er hentet fra LIDAR-dataene og er tatt på terrassen ved Åsflodå. Kartdata: Kartverket (2016b).

4 Diskusjon

4.1 Sedimentære logger

4.1.1 Grustaket ved Fossanmoen

I grustaket ved Fossanmoen er det 6 forskjellige enheter eksponert i snittveggen. Den nederste eksponerte enheten er skrålag som dipper i sør-vestlig retning mot fjorden. Noen steder bøyer skrålagene av helt øverst og går sammen med de horisontale lagene over. Disse to enhetene utgjør skrålagene og topplagene i et glasifluvialt delta som har blitt avsatt i fjorden. Da dette deltaet ble avsatt må havnivået ha ligget rundt 22 m o.h. Dette havnivået korrelerer med det senglasiiale regresjonsminimum før havet begynte å stige igjen i Allerød og Yngre Dryas (Helle 2006). I Lysefjorden-området har eksponeringsdateringer av flyttblokker gitt indikasjoner på at det her var et brefremstøt for ca. 14 ka. og som avsatte Leikenmorenen (Briner *et al.* 2014). Dette er en morenerygg som ligger i utkanten av morenekomplekset som vi i dag kjenner som Yngre Dryas morenen (Andersen 1954).

Horisonten med de store steinblokkene over deltaet må være transportert av et brefremstøt etter at deltaet var dannet. Det ble også stedvis funnet linser av et diamikton langs denne horisonten som er tolket å være rester av en morene som siden er delvis utvasket. Det er nærliggende å anta at dette brefremstøtet har avsatt moreneryggene som ligger øst (mot Rettedal) og vest for sletteområdet. Enhet C som er avsatt på toppen av diamiktonet er tolket som en yngre glasifluvial avsetning. Det er tydelige erosjonskanaler som er erodert ned i det underliggende diamiktonet, dette tyder på store mengder smeltevann som har kommet over avsetningene når isen har trukket seg tilbake.

Enhet B er en utholdende enhet som kan følges langs hele snittveggen, med et svakt fall mot vest. Enheten består hovedsakelig av klastbåret grus og stein uten noen sedimentære strukturer. Det at det er ingen synlige erosjonskanaler i enheten tyder på at avsetningen ikke er avsatt over havnivå. Utholdenheten til enheten kan også tyde på at dette er en marin avsetning, det eneste usikre er da hva som forårsaker fallet i enheten. Dette fallet kan være et resultat av erosjon av enheten. Enheten er trolig en strandavsetning som har blitt avsatt da havet steg i gjennom Yngre Dryas.

Den øverste enheten i snittet, enhet A, består av lagdelt sand og grus med klaster av grus og stein. I enheten det tydelig at sedimentene og klastene er grovere i den øverste delen. I den nedre delen av enheten er det ingen tegn til smeltevannskanaler, det er kun horisontale lag.

Smeltevannskanalene er kun synlig i den øvre delen av enheten. Dette tyder på at det har vært en endring i avsetningsmiljøet, miljøet har gått fra å være grunnmarint til å være avsatt over havnivå. Enheten har sannsynligvis blitt avsatt under Yngre Dryas transgresjonen samtidig som Esmarkmorenen. Den nedre enheten vil da være grunnmarine avsetninger, etter hvert som avsetningene bygget seg opp og ut ble det avsatt sedimenter over havnivå. Den øverste delen av enheten vil da være en sanduravsetning som har bygget seg ut i forkant av Esmarkmorenen.

4.1.2 Grustaket ved Hestomoen

I grustaket ved Hestomoen er det snitt som eksponerer tre tykke og like enheter og to tynnere enheter som deler opp de tre tykke enhetene. Grustaket er lokalisert i utkanten av en vifte avsetning som er synlig på flybilder. Denne vifteavsetningen har rotpunktet helt oppe ved fjellsiden i nedskjæringen av morenen. På overflaten er det tydelige kanaler som går fra rotpunktet og ned mot grustaket. Disse kanalene går ikke helt ned til grustaket, de har mest sannsynlig endt i fjorden, som da må ha ligget opp til denne høyden. I det eksponerte snittet er det ingen smeltevannskanaler, noe som tyder på at de ikke er avsatt over havnivå. Det er rimelig å anta at snittet representerer en fortsettelse på den viften som er i bakkant av grustaket. Avsetningene vil da være grunnmarine avsetninger i et vifte-delta og at de tynne enhetene, B og D, er avsatt når havet har kommet inn over de grove avsetningene. Hele denne sekvensen bestående av enhet A-E må ha blitt avsatt samtidig som Lysefjordmorenen har blitt avsatt, mot slutten av Yngre Dryas da havet etter hvert var på det høyeste.

4.2 Georadardata

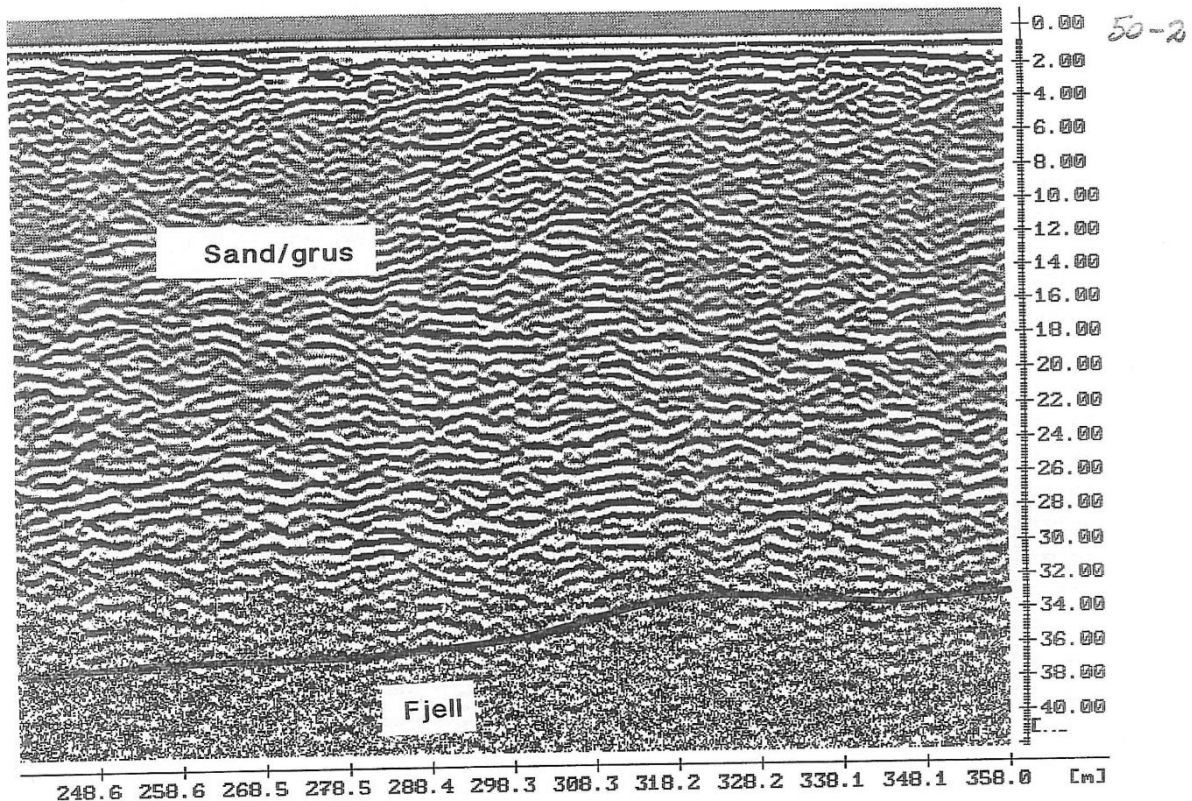
Georadardataene som er samlet inn i denne oppgaven er alle samlet inn med en 25Mhz antenne. Georadardataene ble samlet inn for å kartlegge de øvre avsetningene, lete etter kanaler, identifisere toppen av skrålagene (dette for å identifisere havnivået), identifisere pålappende sekvenser og å koble disse dataene med enhetene som er blottlagt i snittet. På feltarbeidet var det også med en 50Mhz antenne som ble testet sammen med 25Mhz antennen den første kvelden. På rådataene under testen kom skrålagene tydelig frem på 25Mhz dataene, dette var ikke tilfelle når 50Mhz antennen ble brukt langs det samme profilet. Dette kan være fordi penetrasjonen med 50MHz antennen ikke var god nok. Valget ble dermed å bruke en 25Mhz antenne siden en viktig del av oppgaven var å få et godt bilde av toppen av skrålagene. Ved bruk av 25Mhz antenne ble det samlet inn et datagrunnlag på opptil 40-50m dybde for de fleste av de innsamlede profilene. Denne dybden går på bekostningen av oppløsningen i dataene. I snittet er det synlig flere store blokker som er rundt 3m i diameter, blokkene som er rundt

omkring i grustaket kommer også fra den samme horisonten (enhet C). På grunn av størrelsen på disse blokkene er det merkelig at ingen av de er synlige i noen av georadarprofilene. Dette kan være et resultat av at oppløsningen til 25Mhz antennen eller så kan det være at det ikke er noen blokker langs de profilene som er samlet inn. Et alternativ kunne vært å benytte en 50Mhz antenne. Ved å benytte en 50Mhz antenne ville blokkene som er i enhet C potensielt vært synlige, noe som hadde vært viktig for å kartlegge denne enheten innover fra snittet. Dette kunne vært med på å kartlegge utbredelsen av blokkene. Det er umulig å vite om blokkene er isolert til området hvor grustaket ved Fossanmoen ligger, eller om blokkene også fortsetter innover på sletteområdet. Hvis blokkene er isolert til grustaket ved Fossanmoen kan de representere en eldre endemorene.

En viktig del av arbeidet med georadardataene har vært konverteringen fra to-veis gangtid til en dybdemodell. Konverteringen baserer seg på å bruke hastigheten til EM-bølgene i avsetningen. I denne oppgaven er denne hastigheten basert på å utnytte snittet i grustaket ved Fossanmoen for å måle avstanden mellom overflaten og toppen av skrålage. Den samme avstanden i to-veis gangtid er hentet fra profil 56 som er det nærmest grustaket. Hastigheten beregnes her til 9cm/ns. Denne hastigheten ligger mellom vannmettet og tørr sand fra tabellen til Davis og Annan (1989). Denne hastigheten passer bra med de avsetningene som ligger over topplagene, de består for det meste av sand og grus som ligger over grunnvannsspeilet. Det at dataene ble samlet inn om vinteren betyr at det var frost i bakken som gjør at hastigheten er høyere enn det den er i tørr sand og grus. Den hastigheten blir deretter brukt for å lage en dybdemodell basert på tolkede horisonter i georadarprofilene. Et fokusområde for oppgaven har vært havnivået og hvordan dette har vært når avsetningene ble avsatt. For å konvertere dybden i georadarprofilene ble LIDAR-dataene utnyttet. For hvert enkelt profil ble høyden over havet til overflaten hentet ved starten av profilet i LIDAR-dataene. Siden dataene allerede har vært konvertert til dybde blir dette brukt til å konvertere skalaen slik at den er i høyde over havet. På de profilene som går ned mot grustaket varierer høyden over havet på toppen av skrålage fra ca. 21m o.h. og opp til rundt 24-25m o.h. langs den enden som ligger nærmest snittet. Disse høydene stemmer ikke overens med det som er observert i snittet. Der ble det tatt flere mål på toppen av skrålage som indikerer at dette ligger i samme høyde langs hele snittet, 21.5m o.h. Denne høydeforskjellen mellom noen av profilene og høyden som er målt i snittet tyder på at det er en usikkerhet på 2-3m på høyden til topplagene i noen av georadarprofilene. Denne usikkerheten kan være et resultat av forskjellige faktorer. En av disse er blant annet den lave oppløsning til 25Mhz profilene gjør at tolkningen av enhetsgrensene er litt unøyaktig. En

annen faktor er hastigheten i laget, hvis denne er for lav så vil toppen av skrålagene bli indikert høyere enn de egentlig er. Denne hastigheten er basert på å tolkning av grensene til topplagene og overflaten i profil 56, når det er en usikkerhet på presisjonen av disse tolkningene fører dette til usikkerhet i selve beregningen av hastighet.

Profilene som ble samlet inn ble hovedsakelig samlet inn i området mellom Esmarkmorenen og grustaket ved Fossanmoen. Etter hvert som profilene ble samlet fikk man en oversikt over hvordan avsetningene var. Det ble så valgt å fokusere på området mellom den lille knausen og grustaket ved Fossanmoen (Figur 3.29), da det var i dette området skrålagene var synlige. Dette ble gjort for å få bedre kartlagt overflaten på skrålagene og finne ut hvordan den er utbredt. I området mellom Esmarkmorenen og knausen er det ingen tegn til noen skrålag i profilene. Her består profilene av horisontale lag med samme karakteristikk som topplagene i profilene lenger sør i området, dette tyder på glasifluviale avsetninger av sand og grus. Det er heller ikke mulig å identifisere i berggrunnen i noen av profilene. I dette området har det vært samlet inn georadardata og seismikkdata i forbindelse med grunnvannsundersøkelser av Eckholdt og Wahl (2002). I denne rapporten har de også identifisert at det i området distalt for Esmarkmorenen ligger sand- og grusavsetninger ned til i hvert fall 35m, noen steder enda dypere, de har også identifisert berggrunnen i noen forskjellige profiler (Figur 4.1). Georadaren ble hovedsakelig brukt på sletten nedenfor morenen, mens på tvers av morenen ble det brukt seismikk for å samle inn data. Dataene går dessverre ikke langt ned til å identifisere berggrunnen under morenen, men rett foran morenen er den identifisert til å ligge minimum 32m under overflaten (Figur 4.1). Dessverre kjente man ikke til denne rapporten før feltarbeidet ble utført. Det ville da vært mulig og kjørt overlappende målinger slik at man kunne sammenlignet de ulike resultatene.



Figur 4.1 Profil 50-2 fra rapporten til Eckholdt og Wahl (2002) viser at det ligger fjell ca. 32m under overflaten i området som ligger vest for knausen hvor profilet er tatt. Den øvre enheten består hovedsakelig av sand og grus.

4.3 Georadar som metode sammen med sedimentære observasjoner i et snitt

I denne oppgaven har det vært mulig å observere sedimentene både i snittet i grustaket ved Fossanmoen og i georadardataene som er samlet inn. Det er dermed mulig å knytte dataene opp mot observasjonene. I de georadardataene som er samlet inn er det hovedsakelig to sedimentære enheter observert. Det er en enhet som består av litt rotete horisontale lag og en enhet som består av skrålag i den nedre delen av profilet. Dette er ikke det samme bildet som observasjonene i snittet gir. I snittet er det synlig 6 forskjellige enheter, hvor den nederste er en enhet bestående av skrålag og 5 overliggende enheter. Det skal dermed være fem enheter i den øverste enheten i georadarprofilene. Det er ikke mulig å identifisere disse fem enhetene i noen av profilene som er tatt rett ved grustaket ved Fossanmoen. Georadaren har dermed hovedsakelig vært utnyttet til å dekke et større område hvor hovedfokus har vært å identifisere skrålagene i sedimentene. Snittet har deretter blitt brukt til å få et mer detaljert bilde av sedimentene. For å kunne identifisere alle de seks enhetene i georadardataene måtte det ha blitt brukt en annen antenne enn den som ble valgt i denne oppgaven. Ved å benytte en antenne med høyere frekvens f.eks 50MHz eller 200MHz vil man kunne få mer detaljert data. På grunn av begrenset med tid, og at skrålagene kun ble identifisert i 25MHz dataene ble denne antennen

valgt til arbeidet. Et annet poeng vil være å samle inn data enda nærmere kanten av snittet slik at det er større sannsynlighet for at man ser på de samme sedimentene.

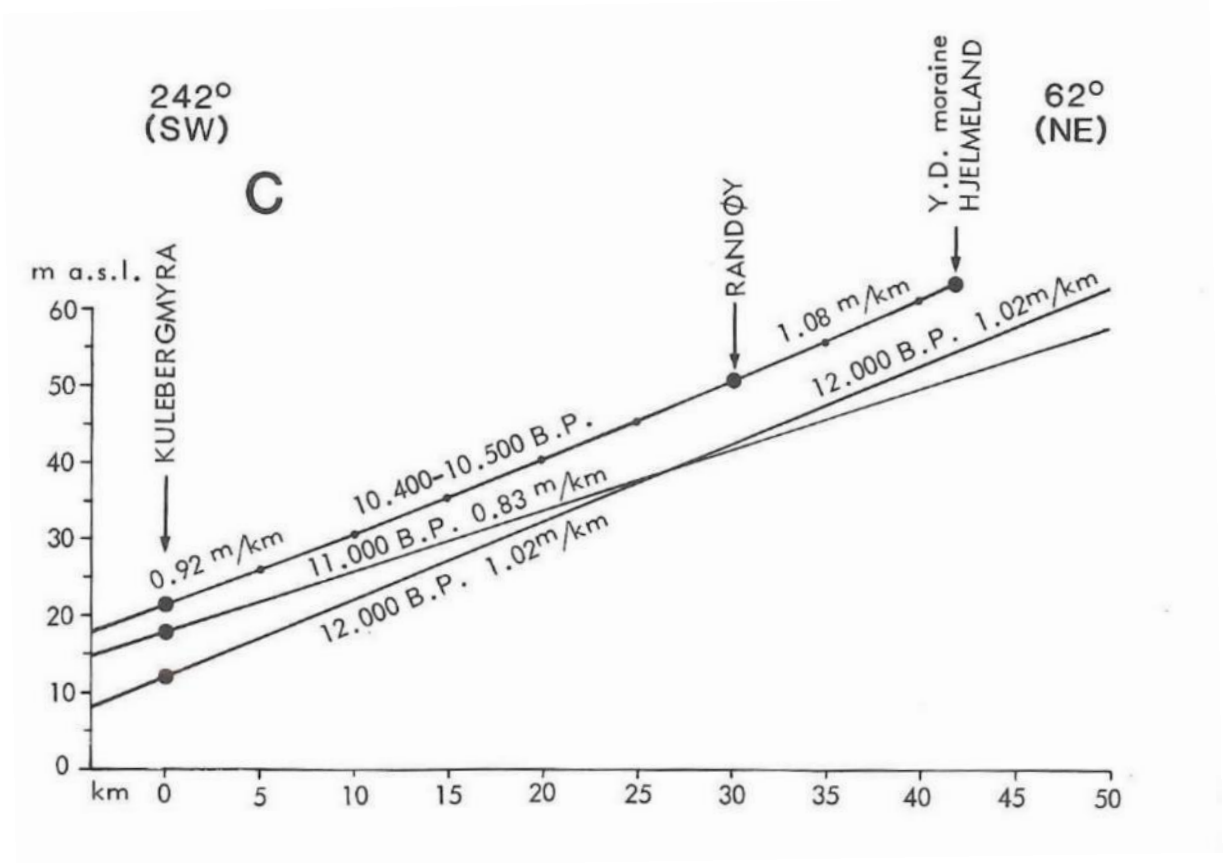
4.4 Høyder

En viktig del av denne oppgaven har vært arbeidet med hvordan havnivået har vært når de forskjellige avsetningene har blitt avsatt. Høydene i feltområdet har hovedsakelig blitt kartlagt ved hjelp av den differensielle-GPSen. På grunn av den dårlige mobildekningen i feltområdet var det områder hvor DGPSen ikke fikk dekning, dette gjorde at det ikke alltid var mulig å ta høydemålinger på ønskede steder. For å få nøyaktige høydemålinger på de områdene som ikke er dekket av den differensielle-GPSen ble høydene tatt fra LIDAR-dataene.

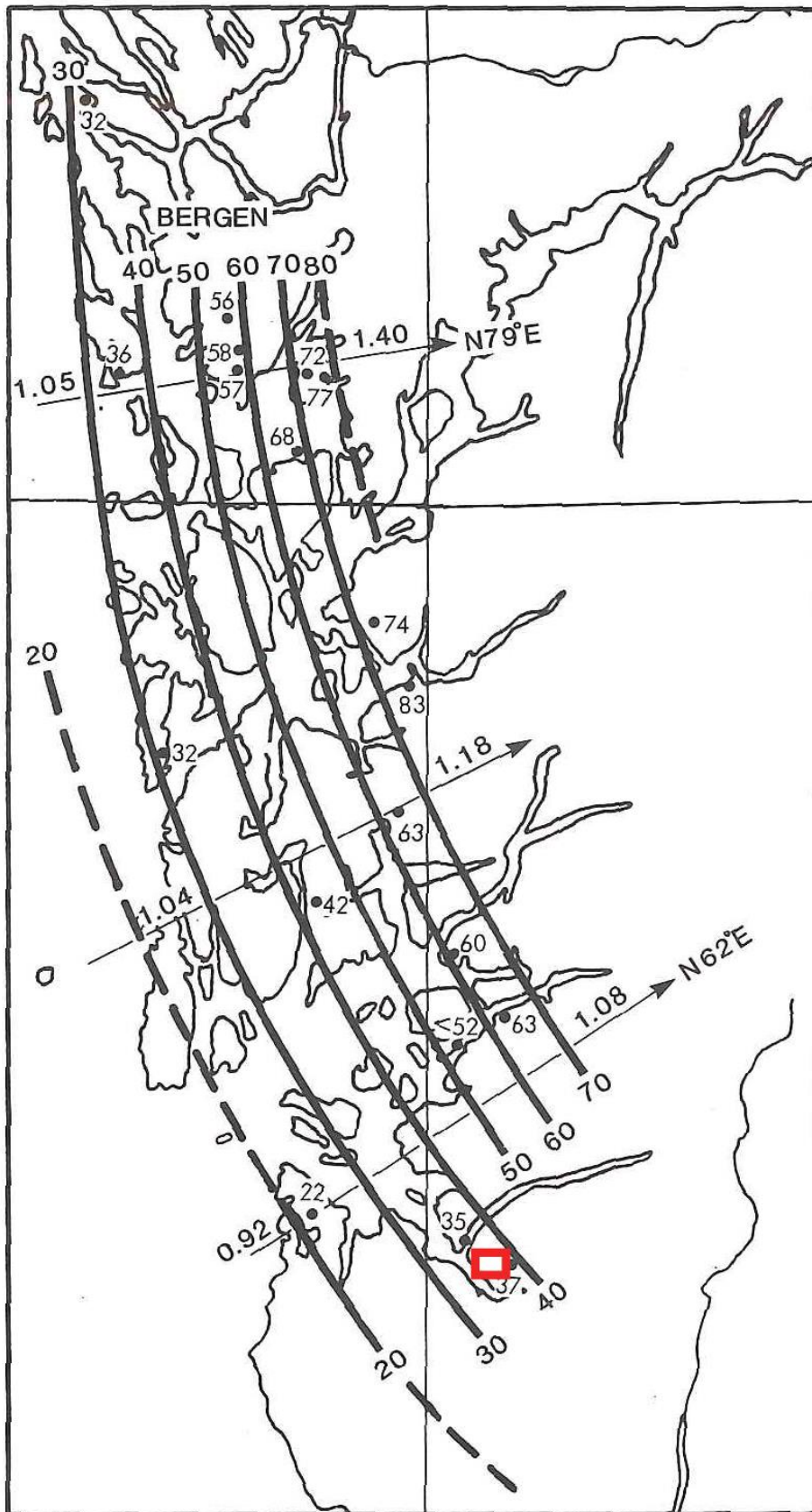
I grustaket ved Fossanmoen er det eksponerte skrålag langs hele snittet. Toppen av disse skrålagene ligger ca. 21.5m høyere enn dagens havnivå. Det at man kan se at skrålagene bøyer av mot toppen på noen steder langs snittet viser at det har vært minimalt med erosjon etter de har vært avsatt. Det betyr at havnivået når dette deltaet ble avsatt må ha ligget ca. 21.5m høyere enn dagens havnivå. Toppen av disse skrålagene kan følges innover mot Esmarkmorenen helt opp til en høyde som ligger ca. 27m o.h. Denne høyden er noe usikker som diskutert i avsnittet om georadardataene. Ved å sammenligne alle profilene som går i retning av grustaket viser det seg at det er et fall på skrålagene på ca. 3-4m. Det betyr at disse skrålagene er avsatt under et fallende havnivå, fra 25-26 m o.h. og ned mot 22 m o.h.

Helt vest i feltområdet ved Åsfladå er det en terrasseflate ved 33-34 m o.h. som antas å være en del av breranddeltaet som korresponderer med Esmarkmorenen. Ca. 100m vest for denne ble terrassekanten målt til ca. 31m o.h. Selve terrassen er målt til ca. 33-34m o.h. ved hjelp av LIDAR-dataene. Det korresponderende havnivået er estimert til å ligge 32-33m o.h. I området ved ridebanen, 200m øst for Åsfladå ble det observert silt- og leire opp til 22.5m o.h. Det antas at denne leira representerer bunnlagene i dette glasimarine deltaet som er avsatt under Yngre Dryas.

Det må dermed ha funnet sted en havnivåstigning på 10-12 m fra da skrålagene ble avsatt til sedimentene i den vestlige terrassen ble avsatt. Dette er i rimelig god overenstemmelse med de sennglasiale havnivåendringene som er rekonstruert på grunnlag av bassenganalyser (Anundsen 1985; Helle 2006). Den sennglasiale transgresjonen ser ut til å ha en amplitude på ca. 10m på de fleste lokalitetene i Rogaland (Figur 4.2). Andersen (1954) konkluderte med at den marine grensen har ligget på 37m o.h. for avsetningen i Yngre Dryas. I henhold til de rekonstruerte isobasene som korresponderer med kulminasjonsfasen av den sennglasiale transgresjonen ligger dette strandnivået ved ca. 35 m i Forsand (Figur 4.3)(Anundsen 1985). Dette er 1-2 meter høyere enn den marine terrassen ved Åsfladå. I et arbeid basert på sedimentstratigrafi i isolasjonsbassenger på Tau rett nord for Forsand ble toppen av Yngre Dryas transgresjonen funnet å være 36 m o.h. (Fletekval 1991), i god overenstemmelse med isobasekartet. Dette er 2-3 m høyere enn terrassen ved Åsfladå. Til tross for dette avviket er det like fullt all grunn til å tro at dette isranddeltaet ble avsatt i slutningen av Yngre Dryas, i tiden da havnivåstigningen kulminerte. Avviket kan muligens skyldes at isobasene mellom Tau og Forsand bøyer mer av i østlig retning enn det rekonstruksjonen til Anundsen (1985) viser. Det er også mulig at havnivået kan ha nådd noe høyere opp enn det denne terrassen kan tyde på, for eksempel at overflaten har sunket litt på grunn av i den underliggende leira har blitt mer kompakt. Fletekval (1991) finner imidlertid at det sennglasiale regresjonsminimum er så høyt som 29 m o.h. og at den etterfølgende transgresjonen her bare hadde en amplitude på 7 m. Topp- og skrålagene i det gamle deltaet foran Esmarkmorenen viser at havnivået da må ha ligget 10 m lavere enn det senere deltaet. Hva som er årsaken til at transgresjonen på Forsand 3m høyere enn det Fletekval (1991) finner på Tau, er usikkert.



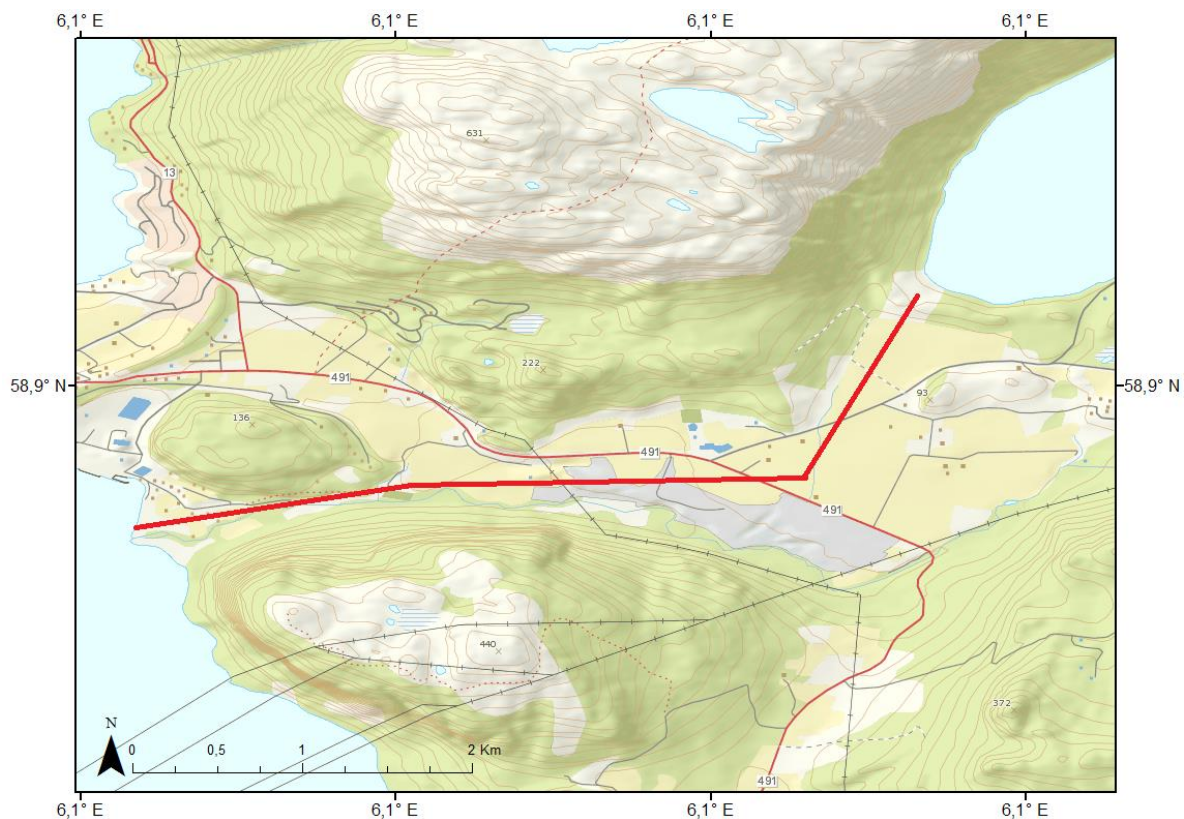
Figur 4.2 Strandlinjediagram for Jæren-Lysefjorden. Observerte høyder er markert med en prikk. Diagrammet viser at Yngre Dryas transgresjonen i Rogaland har ligget på ca. 10m (Anundsen 1985).



Figur 4.3 Isobasekart for Yngre Dryas isfremstøt. Tall ved prikker representerer Yngre Dryas terrasser. Den røde firkanten markerer feltområdet (Anundsen 1985).

4.5 Tverrsnitt fra Esmarkmorenen til fjorden.

Tverrsnittet går fra den vestlige delen av Esmarkmorenen, ned langs sletten foran morenen, gjennom grustak ved Fossanmoen og ned til fjorden gjennom terrassen som ligger helt vest i feltområdet (Figur 4.4). Profilet er basert på observasjoner gjort i feltområdet, georadarprofilene (56, 61-64 og 80) som alle går langs profilet og rapporten som er utarbeidet i forbindelse med grunnvannsundersøkelser i Forsand (Eckholdt & Wahl 2002). I profilet er tolkninger som ikke er direkte observert markert med stiplede linjer og tolkninger som er observert enten i felt eller på georadardataene er illustrert med heltrukket linjer.

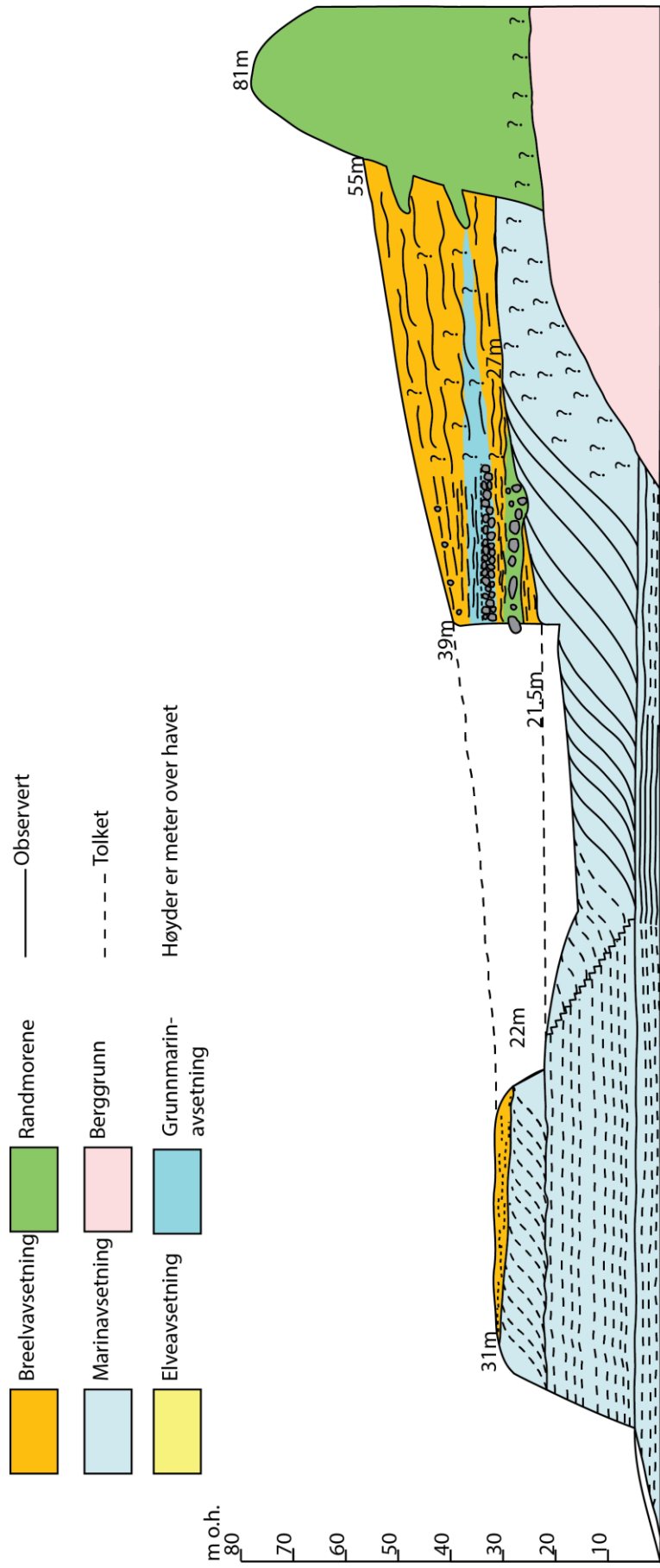


Figur 4.4 Profilet går fra Esmarkmorenen nord-øst i feltområdet og helt ned til fjorden og er markert med rødt på kartet. Kartdata: Kartverket (2016b).

Morenen ligger på toppen av grunnfjellet og er avsatt samtidig som den øverste enheten av det glasifluviale materialet er avsatt (Figur 4.5). I forkant av morenen er det avsatt store mengder glasifluvialt materiale som kan følges helt ned til grunnfjellet et stykke ute på sletten. Omtrent midt mellom morenen og grustaket ved Fossanmoen er de første skrålagnene synlige ved ca. 27m o.h. Denne høyden er basert på georadardataene som er samlet inn parallelt med profilet. Dybde dataene i georadardataene er konvertert til høydedata basert på LIDAR-dataene. Toppen av skrålagnene kan følges hele veien ned til snittet i grustaket hvor de ligger 21.5m o.h. I enheten som ligger over skrålagnene er det synlig blokker eksponert i snittet. Disse blokkene er ikke

synlige i noen av georadarprofilene som går fra grustaket og opp mot Esmarkmorenen. Under skrålagene kan de horisontale bunnlagene følges i grustaket og ut på jordet vest i profilet. Den vestlige delen av profilet består av glasifluviale avsetninger som utgjør terrassen ved Åsfladå. Det er også marine silt- og leiravsetninger opp til 22.5m o.h. Hvordan overgangen er fra de marine silt- og leiravsetningene på 22.5m o.h. og de glasifluviale avsetningene som er lengre øst, er usikker.

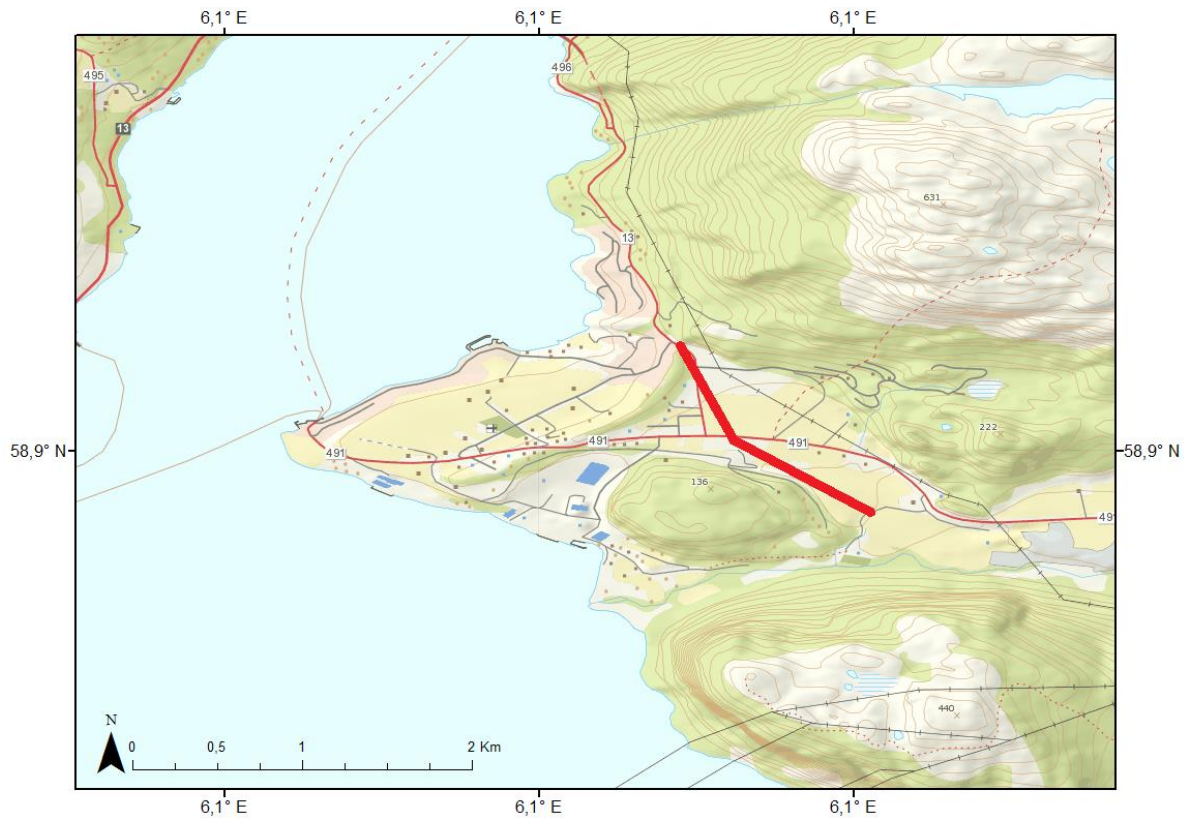
Avsetningene som ligger mellom Esmarkmorenen og fjorden har mest sannsynlig vært avsatt i flere omganger. I første omgang har det blitt avsatt et glasifluvialt delta som har startet et stykke ut på sletten foran morenen. Dette deltaet består av skrålagene som har bygget seg opp til ca. 21.5m o.h. som representerer havnivået da deltaet ble avsatt. Deltaet har deretter bygget seg ut et stykke forbi det som er grustaket ved Fossanmoen i dag, bunnen av skrålagene kan spores helt til profil 80 som ligger mellom grustaket ved Fossanmoen og den vestlige terrassen. Hvor disse skrålagene slutter og silt- og leiravsetningene som er synlige på 22m o.h. starter er usikkert. Det har så vært en periode hvor det har vært lite sedimentasjon, før diamiktonet har blitt avsatt. Etter dette har det kommet en ny sedimentasjonsperiode, hvor de øverste grunnmarine avsetningene og sanduren har blitt avsatt. Det har da også bygget seg ut et nytt delta ut i fra det gamle. Silten og leiren som ligger 22.5m o.h. har nok også blitt avsatt i denne perioden. Sanduren har etter hvert bygget seg helt ut til terrassen ved Åsfladå på 33-34m o.h. Esmarkmorenen har mest sannsynlig blitt avsatt i samme tidsperiode som sanduren, og det vil trolig være morene- og glasifluvialeavsetninger om hverandre i området under Esmarkmorenen. I nyere tid så har det blitt avsatt fluviale avsetninger helt ytterst mot fjorden.



Figur 4.5 Profilet går fra Esmarkmorenen og ned til fjorden. Det øvre området nærme morenen har de eldste avsetningene som for det meste består av glasjfluvialt materiale. I det nedre område vest for grustaket er det yngre avsetninger som består av mye marint. Alle høyder i profilet er meter over havet.

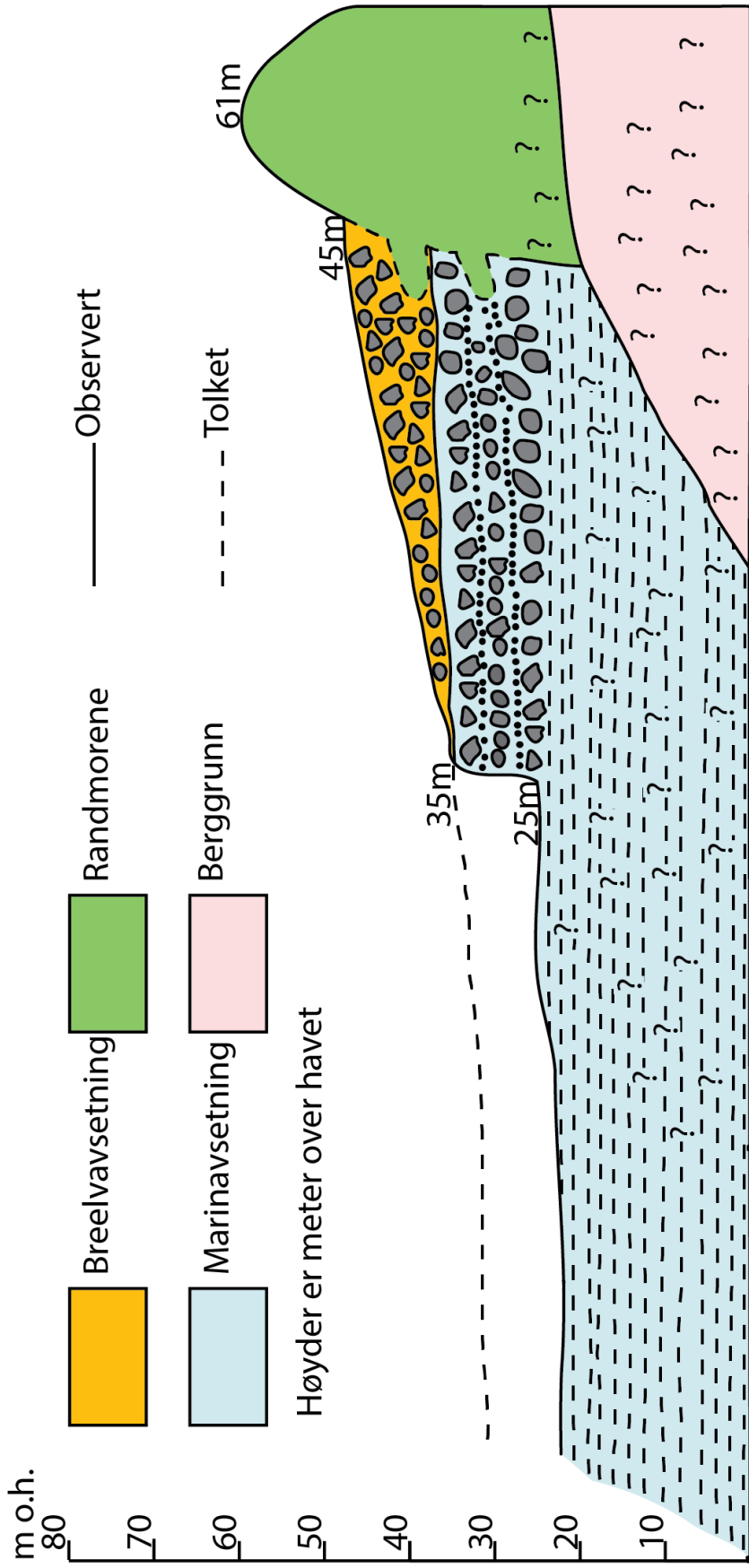
4.6 Tverrsnittet fra Lysefjordmorenen og ut mot grustaket ved Fossanmoen

Tverrsnittet går fra rotpunktet i viften som har blitt avsatt ut fra Lysefjordmorenen, gjennom grustaket ved Hestomoen, og ned på jordet rett ved der hvor tverrsnittet fra Esmarkmorenen går (Figur 4.6). Figuren er laget basert på observasjoner gjort i feltområdet langs profilet, da spesielt snittet i grustaket ved Hestomoen.



Figur 4.6 Profilet går fra Lysefjordmorenen vest i feltområdet og nesten bort til grustaket ved Fossanmoen. Profilet er markert med rødt på kartet. Kartdata: Kartverket (2016b).

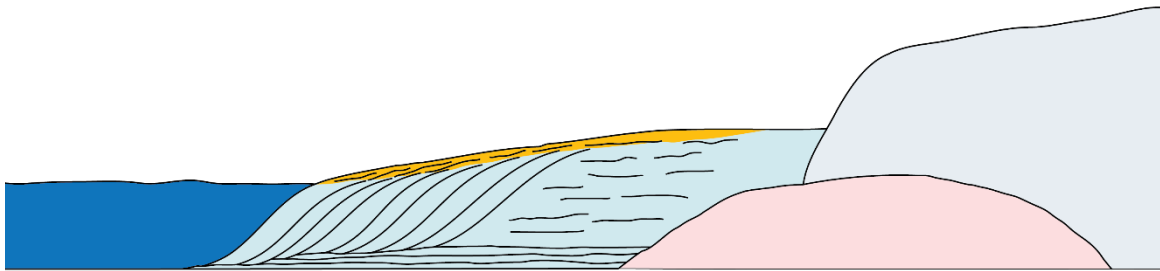
Lysefjordmorenen er avsatt helt ytterst i Lysefjorden og ligger mest sannsynlig på en terskel i grunnfjellet (Figur 4.7). I forkant av morenen er det en slette som heller svakt i retning av grustaket ved Hestomoen. På denne sletten er det tydelige spor etter gamle dreneringskanaler som har sitt rotpunkt i nedskjæringen i morenen. Disse smeltevannskanalen kan ikke følges helt ned til grustaket, dette kan tyde på at havet en gang stod helt inn hit, da disse sedimentene ble avsatt. Avsetningene består for det meste av grov grus og stein uten noen form for sedimentære strukturer annet enn to tynne lag. Dette tyder på at sedimentene som er synlige i snittet er en del av viften som er avsatt ut fra morenen, og at disse er grunnmarine avsetninger avsatt helt mot slutten av Yngre Dryas da havet stod på sitt høyeste.



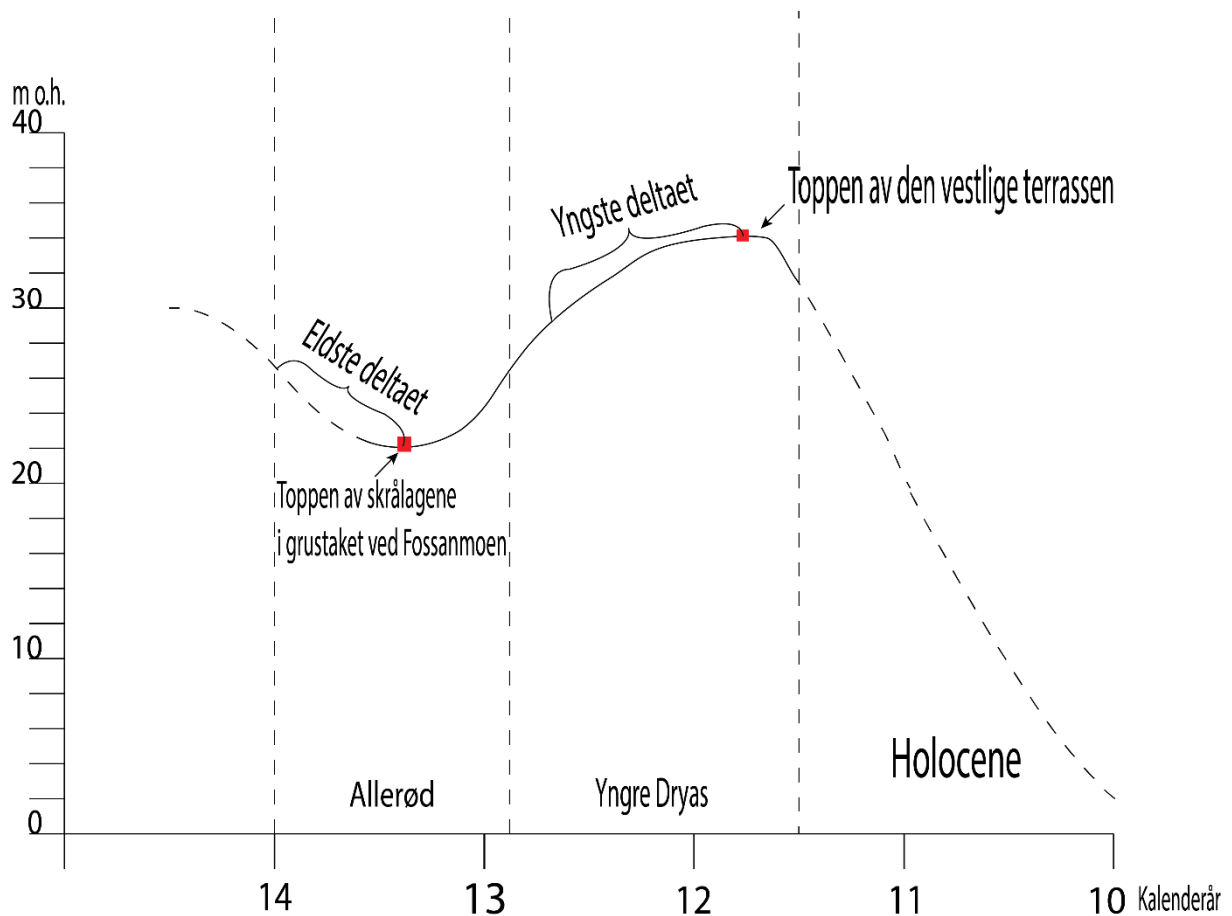
Figur 4.7 Profilet går fra Lysefjordmorenen og ut på jordet mot der hvor tversnittet fra Esmarkmorenen går. I den øverste delen av profilet mot morenen er det for det meste glasfluviale avsetninger. Den nederste delen, men det er mest sannsynlig marin leire og silt opp til 22.5m o.h. og grunnmarine avsetninger opp til ca. 34-35m o.h.. Alle høyder i profilet er meter over havet.

4.7 Avsetningshistorien til israndavsetningen ved Esmarkmorenen

De eldste israndavsetningene som er kartlagt i Lysefjordsområdet ser ut til å ha en alder på omkring 14ka. basert på eksponeringsdateringer av flyttblokker (Briner *et al.* 2014). En korrelasjon til de daterte havnivåendringene på Sør-Vestlandet (Lohne *et al.* 2007) tyder på at skrålagene i det eldste deltaet ble avsatt under fallende havnivå mot slutten av den første regresjonsfasen i tidsrommet 14-13.5 ka. (Figur 4.9). Det må imidlertid tas forbehold om at havnivåkurven til Lohne *et al.* (2007) er konstruert på grunnlag av data fra Hordaland og det kan tenkes at strandforskyvningen i dette området har hatt et noe annerledes forløp. Det er rimelig å anta at de yngste delene av dette deltaet representerer det senklasiale regresjonsminimum. Det glasifluviale deltaet som er avsatt ca. 21.5m o.h. må være avsatt i forkant av en brearm som har ligget der hvor Haukelivatnet ligger i dag (Figur 4.8). Det er usikkert hvor langt tilbake isen trakk seg etter at deltaet ble avsatt.



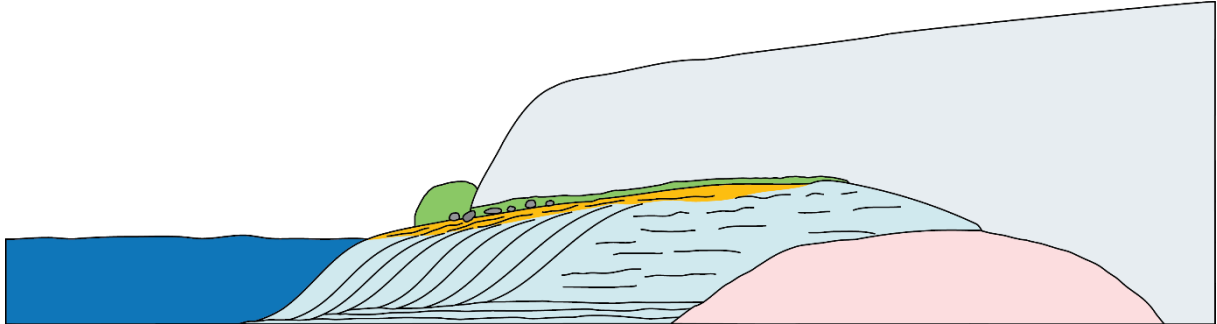
Figur 4.8 Den glasiale settingen i Forsand da det eldste deltaet ble avsatt i tidlig Allerød.



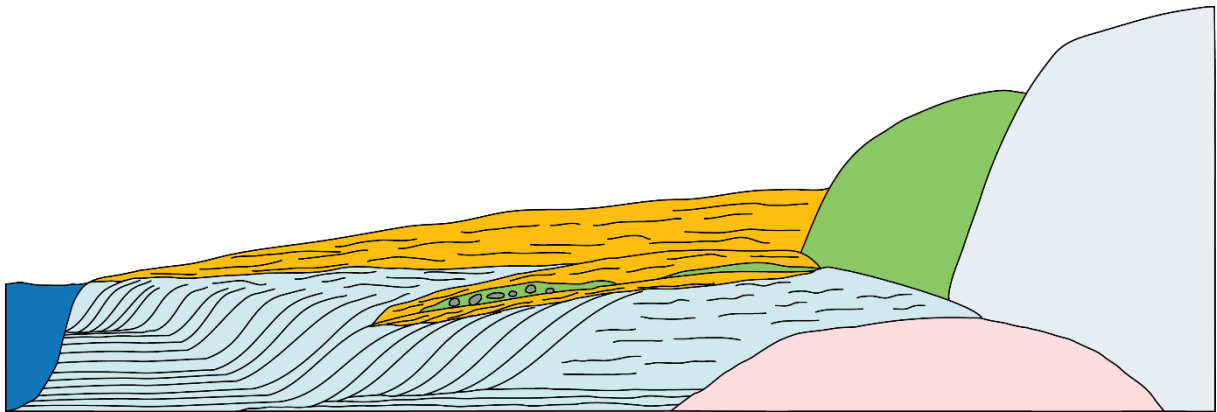
Figur 4.9 Havnivåkurve for Forsand, observasjonene er markert i rødt. Kurven er basert på havnivåkurven fra Sotra utarbeidet av Lohne et al. (2007).

Neste store hendelse relatert til avsetningene i feltområdet var brefremstøtet som etterlot seg diamiktonet med de store steinblokkene oppå det gamle deltaet. De fluviale kanalene som har skåret seg gjennom dette nivået og helt ned mot skrålagene under tyder på at havnivået fremdeles var lavt når isen trakk seg tilbake. Dette viser at brefremstøtet må være eldre enn Yngre Dryas og at det er bare litt yngre enn det underliggende deltaet. (Figur 4.10). En mulig kandidat er at dette brefremstøtet korresponderer med Leikenmorenen. Det er uklart hvor langt tilbake isen har trukket seg i Allerød før isen på ny rykket frem og avsatte Esmarkmorenen (Figur 4.11). Sedimentstratigrafien som ligger over diamiktonet tyder på at de er blitt avsatt under stigende havnivå. Enhet B er tolket som strandsedimenter og det kan se ut som om nedre del av enhet A også er et grunnmarint sediment. Disse vil da representere de første sedimentene som ble avsatt under Yngre Dryas, det er dermed rimelig å anta at havnivået lå rundt 27m o.h. når isen nådde frem til terskelen ved Haukelivatnet. Etter hvert som havet steg bygget det seg ut et sandur delta ut i forkant av morenen helt ut til Åsfladå. Terrassen ved Åsfladå viser de yngste glasifluviale sedimentene som kan relateres til Esmarkmorenen og Lysefjordmorenen.

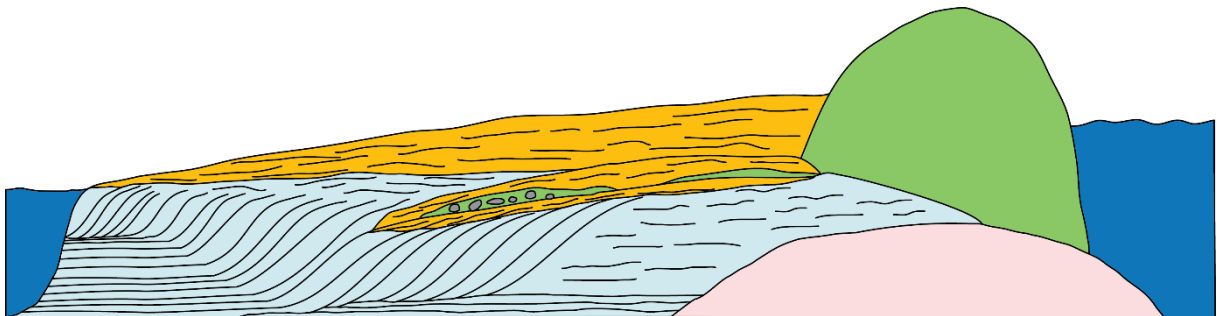
Denne må ha blitt avsatt i en sen fase av Yngre Dryas når havet stod på sitt høyeste, rundt 33m o.h. Etter at isen trakk seg tilbake så det nok mer ut som vi kjenner det i dag, med Haukelivatnet demmet opp av Esmarkmorenen og en slette som har strukket seg helt ned til Åsfladå foran Esmarkmorenen (Figur 4.12)



Figur 4.10 Brefremstøt i rett etter at deltaet er avsatt, brefremstøtet korresponderer med Leikenmorenen. Breen må ha gått helt frem til der hvor grustaket ligger i dag.



Figur 4.11 Den glasiiale settingen i Yngre Dryas da Esmarkmorenen har blitt avsatt. I forkant av morenen har det blitt bygget ut en sandur som har lag seg opp de eldre sedimentene. Det har også bygget seg ut et nytt delta ut i fra det gamle deltaet. Dette har bygget seg helt ut til terrassen ved Åsfladå som da vil ligge ca. på havnivået under Yngre Dryas.



Figur 4.12 Skisse over hvordan avsetningen mest sannsynlig har vært bygget opp etter at isen trakk seg tilbake etter isen trakk seg tilbake etter Yngre Dryas før det har vært aktivitet i grustakene.

5 Konklusjon

- Sedimentene som ligger i forkant av Esmarkmorenen er bygget opp i flere trinn på forskjellige tidspunkter. Det første trinnet er et glasifluvialt delta som er avsatt under fallende havnivå, fra ca. 27m o.h. til 22m o.h. Deltaet antas å ha blitt avsatt under den senglasielle regresjonsfasen som flatet ut for ca. 14.000 år siden.
- Over denne gamle deltaflaten er den en horisont med store blokker og stedvis rester av et usammenhengende morenedekke, tydelige spor etter et brefremstøt. Brefremstøtet er tentativt korrelert med Leikenmorenen i Lysefjordsområdet som er datert til ca. 14 000 år siden ved hjelp av eksponeringsdateringer (Briner et al. 2014). Morenedekket som isen etterlot seg er erodert og gjennomskåret av fluviale kanaler på en tid da havnivået ikke har ligget over 22 m o.h., og som viser at brefronten trakk seg tilbake senest for 13 500 år siden som er regresjonsminimum i Allerød.
- De øverste sedimentene ser ut til å være avsatt under stigende havnivå og reflekterer et prograderende breland-delta som etter hvert bygger seg over havnivå. Dette sandurdeltaet, som korresponderer med Esmarkmorenen og Lysefjordmorenen, ble avsatt under kulminasjonsfasen av det store senglasielle brefremstøtet som nådde sørenden av Haukelivatnet en gang i siste halvdel av Yngre Dryas. Dette skjedde samtidig med at det relative havnivået i Forsandområdet nådde sitt høyeste nivå, ca. 32-34m o.h.

6 Forslag til videre arbeid

Feltarbeidet har vist at det ved videre arbeidet i område med georadar sedimentene distalt for Esmarkmorenen burde bli brukt en høyere frekvens. Da vil man kunne kartlegge de øverste enhetene bedre å danne et bedre bilde av hvordan disse går innover mot Esmarkmorenen. I snittene ligger det også gode muligheter for videre arbeid. Det er mulig å gjøre et grundigere arbeid med å beskrive disse, ta nøyaktige mål av de forskjellige enhetene flere steder på snittet, kartlegge kornstørrelser, rundingsgrad og orientering. I feltområdet er det også en del blokker, blant annet i belte som går på tvers av Rettedal og på toppen av knausen midt i feltområdet. Det burde her være mulig å ta ut eksponeringsdateringer som kan gjøre dateringene av de forskjellige brefremstøtene mer nøyaktige.

7 Litteraturliste

- Andersen, B. G. 1954: Randmorener i Sørvest-Norge. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 14, 273-342.
- Anundsen, K. 1985: Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichsel and Holocene, southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 39.
- Beres, M. & Haeni, F. P. 1991: Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeologie Studies. *Ground water* 29, 375-386.
- Briner, J. P., Svendsen, J. I., Mangerud, J., Lohne, Ø. S. & Young, N. E. 2014: A ^{10}Be chronology of south-western Scandinavian Ice Sheet history during the Lateglacial period. *Journal of Quaternary Science* 29, 370-380.
- Davis, J. L. & Annan, A. P. 1989: Groung-Penetrating Radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting* 37, 531-551.
- DECO Geophysical, C. I. 2005: RadEplorer 1.4 The Software for GPR data processing and interpretation: User Manual. Moscow.
- Eckholdt, E. & Wahl, S. 2002: Grunnvannsundersøkelser ved Vassryggen, Forsand. *Feltrappport med brønndimensjonering*. Moss: Miljøgeologi AS, Upublisert rapport, 17.
- Esmark, J. 1824: Bidrag til vor jordklodes historie. *Magazin for Naturvidenskaberne* 2, 28-49.
- Flatekval, L. H. 1991: Strandforskyvning på Tau, Rogaland. Lito-og biostratigrafiske undersøkingar av tre myrbasseng ved Norwerk. *Upublisert Hovedfagsoppgave*, University of Bergen, Norway.
- Flood, M. & Gutelius, B. 1997: Commercial Implications of Topographic Terrain Mapping Using Scanning Airborne Laser Radar. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 63, 327-332.
- Gump, D., Briner, J. P., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2016: The deglaciation of Boknafjorden, southwestern Norway.
- Helle, S. K. 2006: Early post-deglaciation shorelines and sea-level changes along Hardangerfjorden and adjacent fjord areas, W. Norway. *Deoartment of Earth Science*. The University of Bergen.
- Hug, C. & Wehr, A. 1997: Detecting and identifying topographic objects in imaging laser altimeter data. *International archives of photogrammetry and remote sensing* 32, 19-26.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2016: The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas* 45, 1-45.
- Ivar B. Ramberg, Inge Bryhni, Arvid Nøttvedt & Kristin Ragnes, r. 2013: *Landet blir til: Norges geologi*. 608 pp. Norsk geologisk forening, Trondheim.
- Kartverket 2016a: *LIDAR-data Prosjekt LACHRO08* Dato nedlastet: 14.04 2016.
- Kartverket 2016b: *Topografisk norgeskart WMS*.
<http://openwms.statkart.no/skwms1/wms.topo2?request=GetCapabilities&service=wms&version=1.1.1>. Dato nedlastet: 08.08 2016.
- Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I. 2002: *An Introduction to Geophysical Exploration*. pp. Wiley.
- Lohne, Ø. S., Bondevik, S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2007: Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews* 26, 2128-2151.
- Mauring, E., Koziel, J., Lauritsen, T., Rønning, J. S. & Tønnesen, J. F. 1995: Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak. NGU.
- Mussett, A. E. & Khan, M. A. 2000: *Looking Into the Earth: An Introduction to Geological Geophysics*. pp. Cambridge University Press, New York.

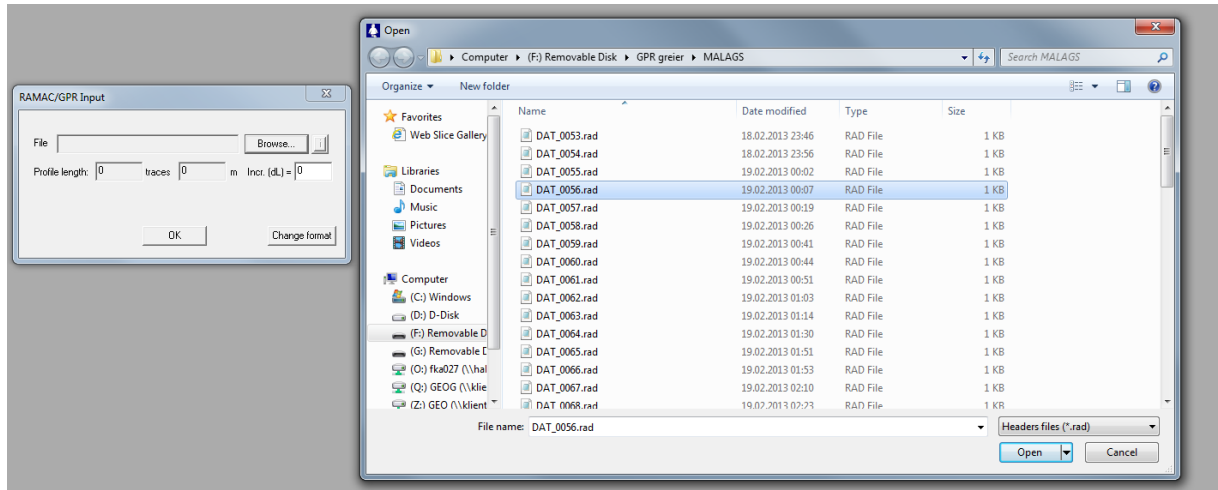
- Neal, A. 2004: Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66, 261-330.
- NGU 2015: *BerggrunnWMS*. <http://geo.ngu.no/mapserver/BerggrunnWMS>. Dato nedlastet: 04.08 2016.
- Parkinson, B. W. & Enge, P. K. 1996: Differential gps. In Parkinson, B. W. & Spilker, J. J. (eds.): *Global Positioning System: Theory and applications.*, 3-50 pp. American Institute of Aeronautics and Astronautics, Washington DC.
- Sejrup, H. P., Clark, C. D. & Hjelstuen, B. O. 2016: Rapid ice sheet retreat triggered by ice stream debuitressing: Evidence from the North Sea. *Geology* 44, 355-358.
- Sejrup, H. P., Nygård, A., Hall, A. M. & Haflidason, H. 2009: Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK. *Quaternary Science Reviews* 28, 370-380.
- Svendsen, J. I., Briner, J. P., Mangerud, J. & Young, N. E. 2015: Early break-up of the norwegian channel ice stream during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews* 107, 231-242.
- Wehr, A. & Lohr, U. 1999: Airborne laser scanning—an introduction and overview. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 54, 68-82.
- Wellenhof, B. H., Lichtenegger, H. & Collins, J. 1992: *Global positioning system: theory and practice*. pp. Springer, Wien.
- Wooden, W. H. 1985: Navstar Global Positioning System: 1985. 23-32 pp.

8 Vedlegg

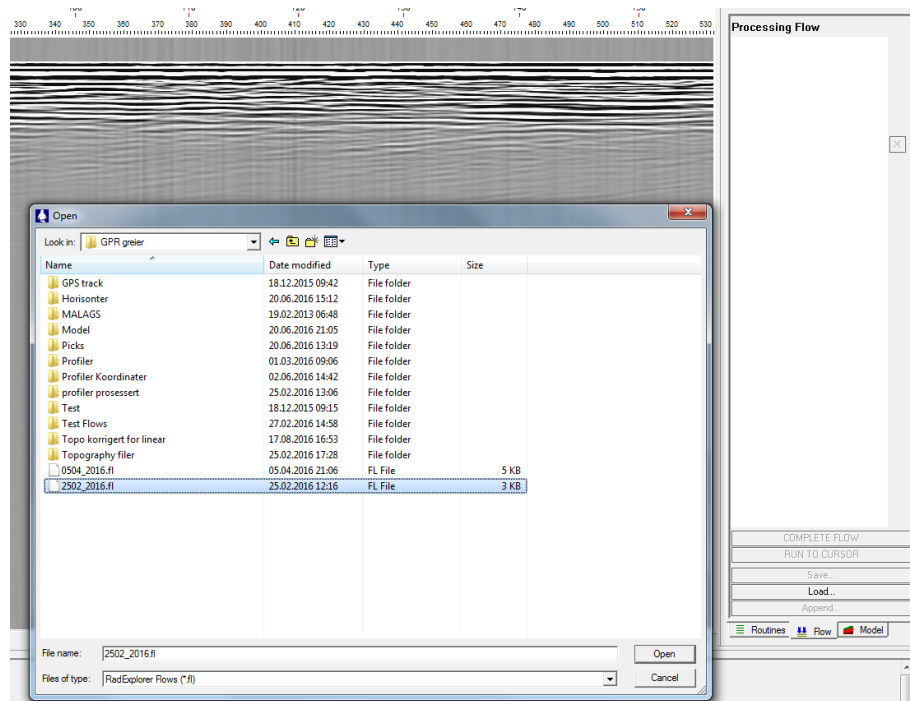
8.1 Vedlegg 1 - Hvordan importere data fra Radexplorer til ArcGIS

1. Første steg for å få georadardataene inn i GIS er å åpne disse i Radexplorer (Figur 8.1).

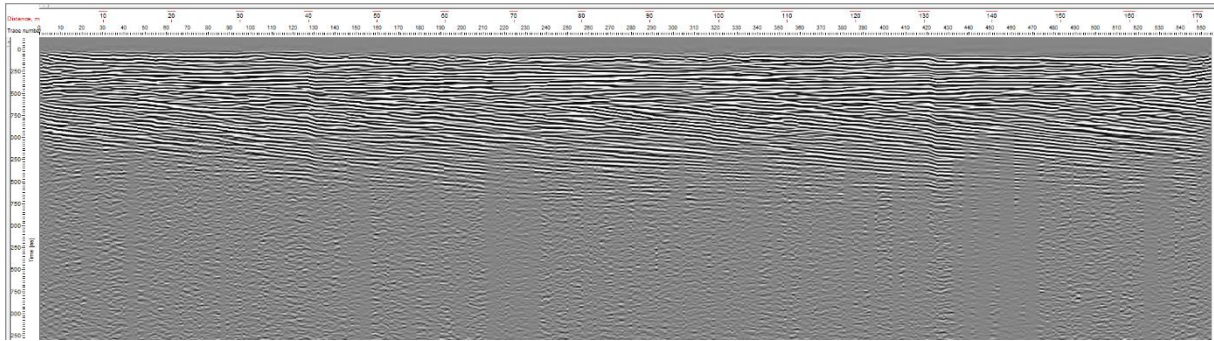
Det blir nå åpnet et uprosessert profil. For å prosessere denne filen så legger man inn den prosesseringsflowen som er generert i kapittel 2.2.4 (Figur 8.2). Man vil da få et ferdig prosessert profil (Figur 8.3)



Figur 8.1 Første steg i å få georadardataene inn i ArcGIS er å åpne disse i Radexplorer, her velges riktig fil og det er mulig å se at lengden på profilet stemmer med det som er notert i felt.

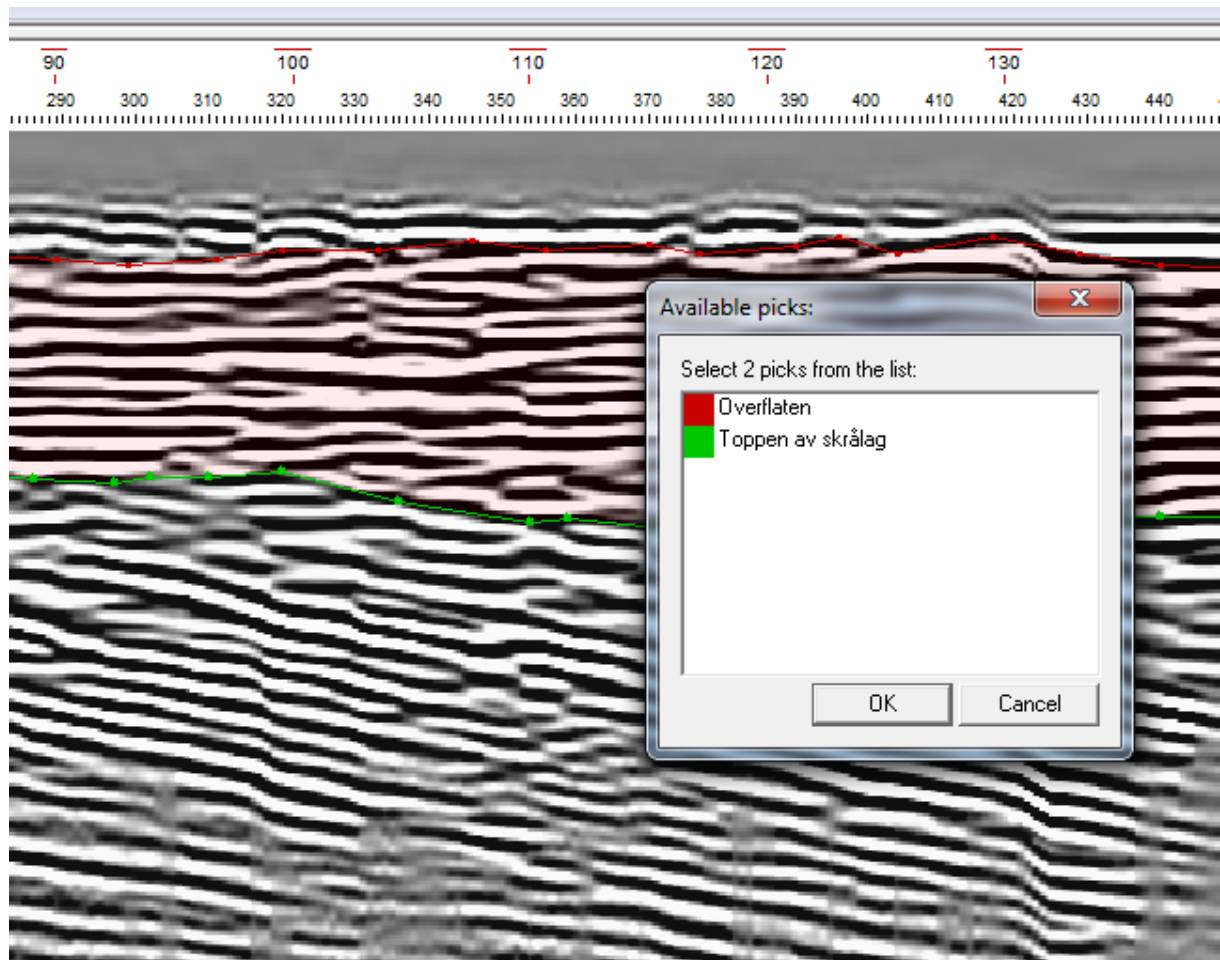


Figur 8.2 For å gjøre prosesseringen enklere kan man benytte en "flow" fil. Hvis denne brukes på alle filene vil filene bli prosessert likt.

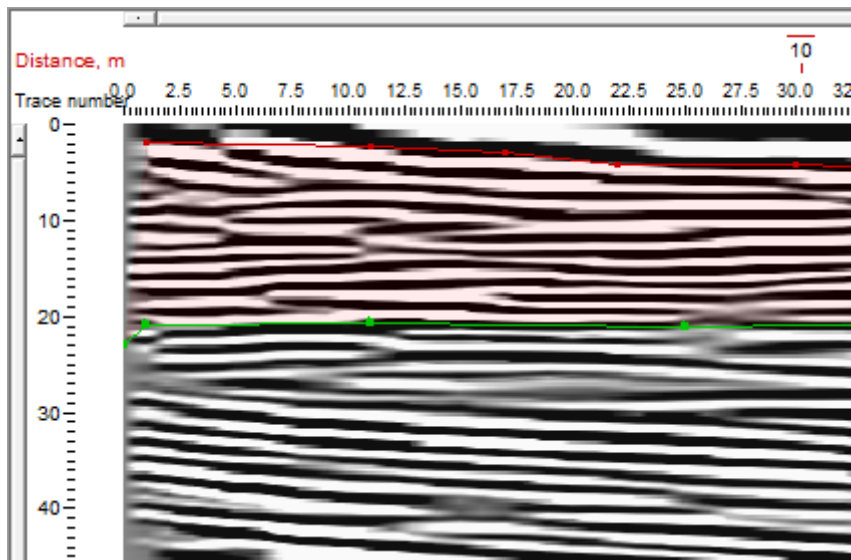


Figur 8.3 Eksempel på ferdig prosessert fil hvor unødvendige "tracer" er slettet og det er justert for topografien.

2. Neste steg er å tolke de ulike enhetene man ønsker å fremstille i GIS. Dette gjør man ved å legge inn såkalte "picks" på de horisontene man tolker (Figur 8.4). Disse "picksene" brukes så for å lage polygoner slik at man kan generere en dybdemodell basert på hastigheten i lagene. Man legger da inn den hastigheten EM-bølgene har i de forskjellige lagene og man ender med et profil som er konvertert til dybde (Figur 8.5).

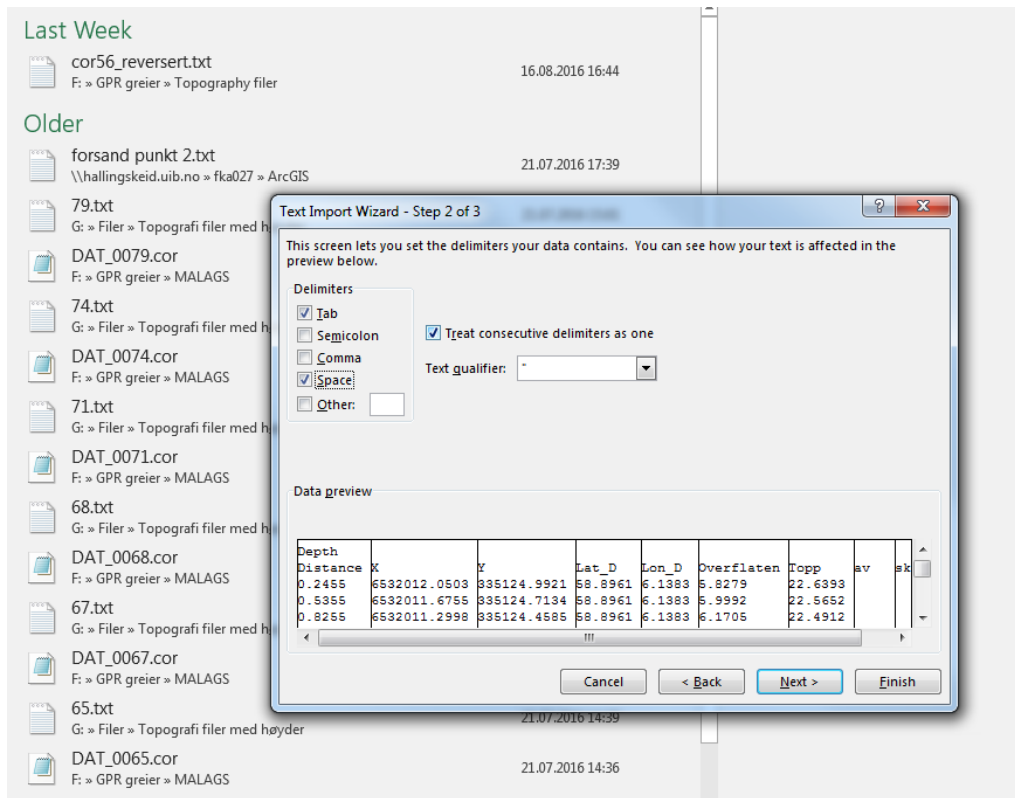


Figur 8.4 Her er det lagt inn "picks" som representerer overflaten i profilet og den horisonten som representerer toppen av skrålagene.

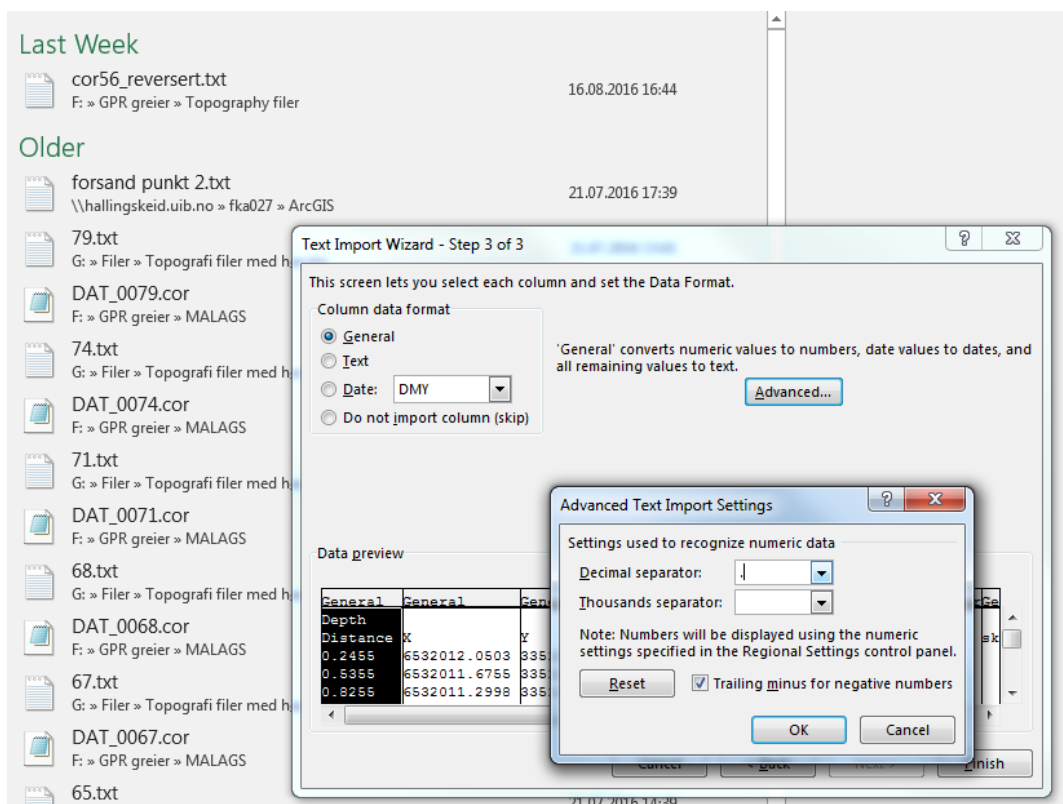


Figur 8.5 Etter å ha utført dybdekonverteringen blir tids-skalaen på venstre side konvertert til dyp, dette er viktig med tanke på å kunne bruke dataene i ArcGIS.

3. Neste steg er å eksportere de forskjellige picksene, dette gjøres i "Picks—>Export layer table". Man vil da få en tekstfil som importeres inn i Excel. Ved importering av tekstfilen må man velge hva som er brukt som skilletegn mellom de forskjellige kolonnene med mellomrom og tabulator (Figur 8.6). Pass på og hva som er valgt som desimaltegn, dette må som oftest endres til punktum (Figur 8.7). Den importerte filen vil da inneholde kolonne for distanse, x, y, lengdegrad, breddegrad og de aktuelle "picksene" man har lagt inn (Figur 8.8). Man sletter så all unødvendig informasjon og bytter om x og y slik at disse står over riktig kolonne. Lagre filen som en tekstfil og åpne den for å sjekke at den ser riktig ut (Figur 8.9)



Figur 8.6 Når man importerer en tekstfil inn i Excel er det viktig å velge hva som er skille tegn mellom kolonnene, i dette tilfelle er det tabulator og mellomrom.



Figur 8.7 For at Excel skal skjønne hva slags type data som står i de forskjellige kolonnene så kan dette defineres for hver kolonne. Eller så kan man definere hva som er brukt som desimaltegn, i dette tilfelle er det punktum.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
1	Depth									
2	Distance	X	Y	Lat_D	Lon_D	Overflate	Topp	av	skrålag	
3	0,2455	6532012	335125	58,8961	6,1383	5,8279	22,6393			
4	0,5355	6532012	335124,7	58,8961	6,1383	5,9992	22,5652			
5	0,8255	6532011	335124,5	58,8961	6,1383	6,1705	22,4912			
6	1,1155	6532011	335124,3	58,8961	6,1383	6,3419	22,4172			
7	1,4055	6532011	335124,1	58,8961	6,1383	6,5132	22,3432			
8	1,6955	6532010	335124	58,8961	6,1383	6,6845	22,2692			
9	1,9855	6532010	335123,8	58,8961	6,1383	6,8558	22,1952			
10	2,2755	6532010	335123,7	58,8961	6,1383	6,9487	22,1211			
11	2,5655	6532009	335123,6	58,8961	6,1383	6,9487	22,0471			
12	2,8555	6532009	335123,5	58,8961	6,1383	6,9487	21,9731			
13	3,1455	6532009	335123,4	58,8961	6,1383	6,9487	21,9077			
14	3,4355	6532008	335123,3	58,8961	6,1383	6,9487	21,8432			
15	3,7255	6532008	335123,2	58,8961	6,1383	6,9487	21,7786			
16	4,0155	6532008	335123	58,8961	6,1383	6,9487	21,714			
17	4,3055	6532007	335122,7	58,8961	6,1382	6,981	21,6494			
18	4,5955	6532007	335122,4	58,8961	6,1382	7,0409	21,5848			
19	4,8855	6532007	335122,2	58,8961	6,1382	7,1008	21,5203			
20	5,1755	6532006	335122	58,8961	6,1382	7,1606	21,4557			
21	5,4655	6532006	335121,9	58,8961	6,1382	7,2205	21,3911			
22	5,7555	6532006	335121,7	58,8961	6,1382	7,2804	21,3265			
23	6,0455	6532006	335121,6	58,8961	6,1382	7,3402	21,2786			
24	6,3355	6532006	335121,5	58,8961	6,1382	7,4001	21,2471			

Figur 8.8 Den importerte filen vil da vises i Excel med de aktuelle kolonnene og kolonnene navnene på toppen.

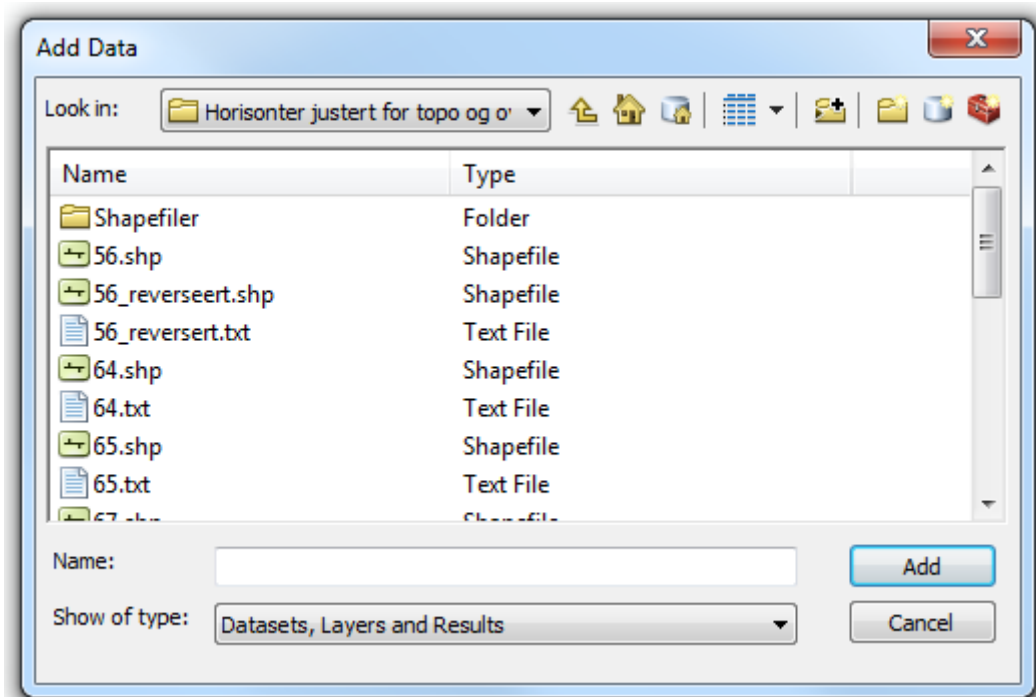
```

56_reversert.txt - Notepad
File Edit Format View Help
Y      X      Topp av skrålag      overflaten      Topp      av      skr?ag
6532012,05      335124,9921      16,8114      5,8279      22,6393
6532011,676      335124,7134      16,566      5,9992      22,5652
6532011,3      335124,4585      16,3207      6,1705      22,4912
6532010,921      335124,2711      16,0753      6,3419      22,4172
6532010,542      335124,0955      15,83      6,5132      22,3432
6532010,222      335123,9507      15,5847      6,6845      22,2692
6532009,946      335123,8362      15,3394      6,8558      22,1952
6532009,686      335123,7371      15,1724      6,9487      22,1211
6532009,417      335123,6403      15,0984      6,9487      22,0471
6532009,115      335123,5422      15,0244      6,9487      21,9731
6532008,734      335123,4406      14,959      6,9487      21,9077
6532008,346      335123,3323      14,8945      6,9487      21,8432
6532007,961      335123,1928      14,8299      6,9487      21,7786
6532007,592      335122,9587      14,7653      6,9487      21,714
6532007,226      335122,7053      14,6684      6,981      21,6494
6532006,86      335122,4462      14,5439      7,0409      21,5848
6532006,539      335122,2181      14,4195      7,1008      21,5203
6532006,282      335122,0357      14,2951      7,1606      21,4557
6532006,061      335121,8793      14,1706      7,2205      21,3911
6532005,87      335121,737      14,0461      7,2804      21,3265
6532005,712      335121,6099      13,9384      7,3402      21,2786
6532005,558      335121,4851      13,847      7,4001      21,2471
6532005,405      335121,3602      13,7557      7,4599      21,2156
6532005,251      335121,2354      13,6643      7,5198      21,1841
6532005,077      335121,119      13,5729      7,5797      21,1526

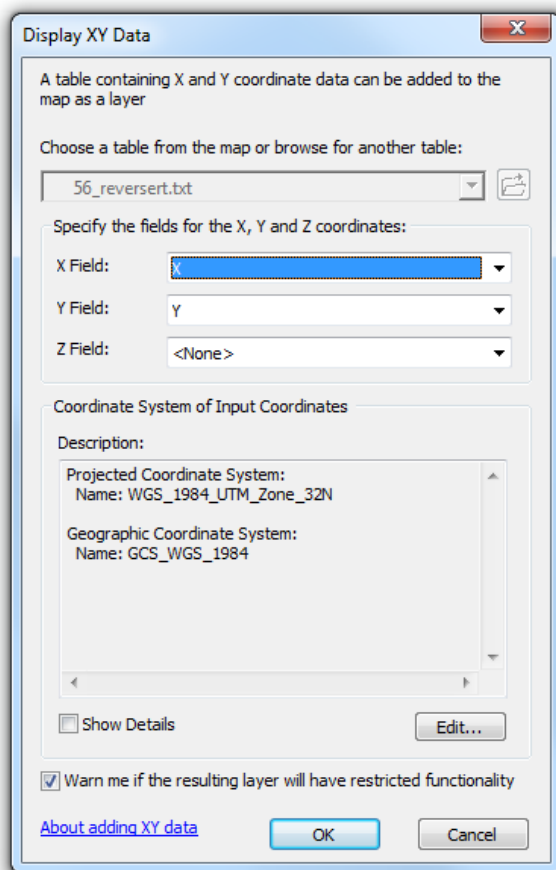
```

Figur 8.9 Den eksporterte tekstfilen skal se ca. slik ut med alle de aktuelle kolonnene fra Excel og med navn på toppen.

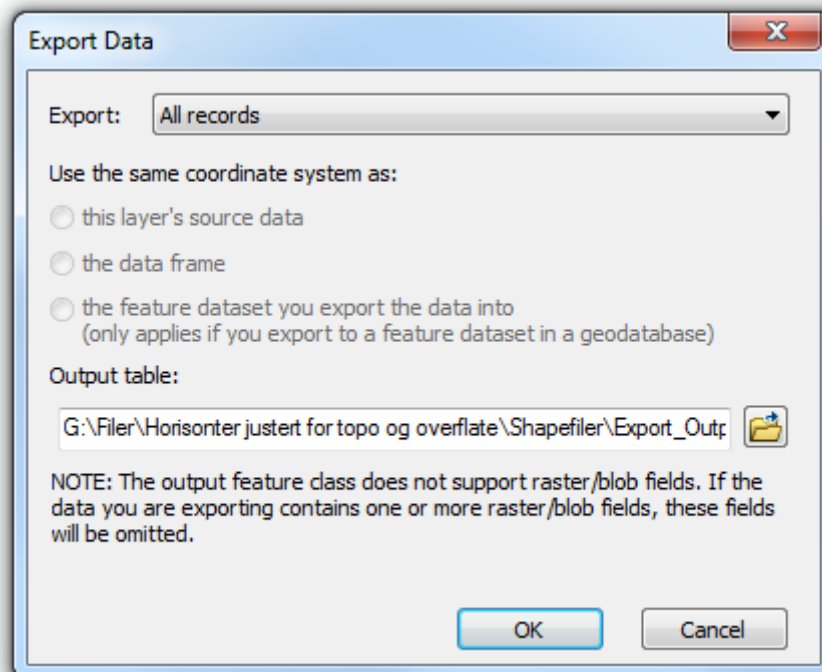
4. Neste steg er å legge inn alle tekstfilene inn i ArcMap. Dette gjøres ved å gå til "Add data" og velge tekstfilen med dataene (Figur 8.10). Man må så gå til "display xy-data" for å velge hvilke kolonner som inneholder x- og y-data, det er også her koordinatsystemet for dataene settes (Figur 8.11). For å kunne bruke dataene videre så må disse eksporteres som en "shapefil". Dette gjøres ved å høyre klikke og trykke på data og så "export" (Figur 8.12). Dette må gjentas for alle tekstfilene som skal brukes. For å sjekke at alt er gjort riktig så kan man sette på alle lagene med profiler og se at disse stemmer med kartet (Figur 8.13)



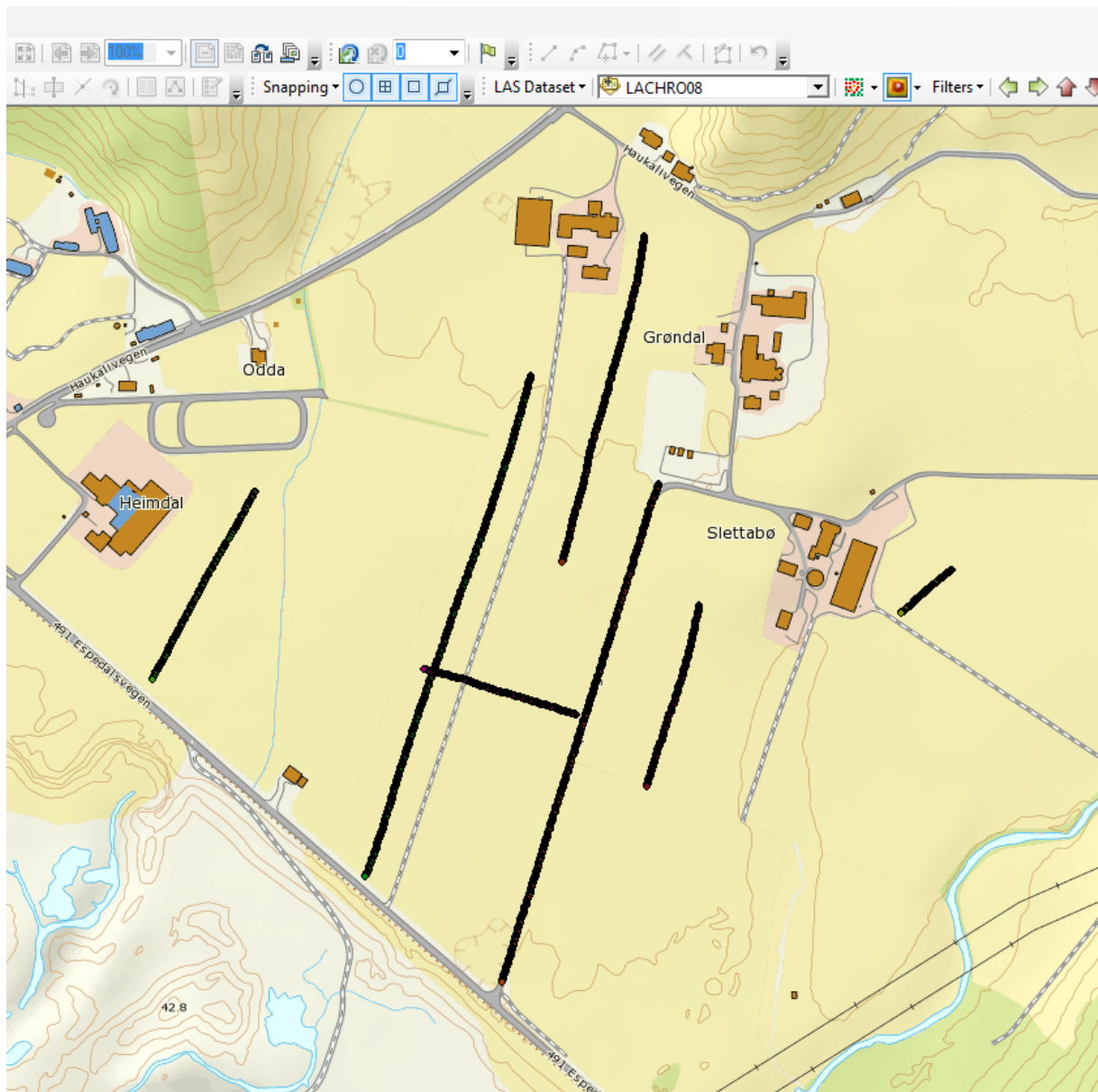
Figur 8.10 Tekstfilene importeres til ArcMap ved å bruke "Add Data" og så velge de aktuelle tekstfilene.



Figur 8.11 For å vise dataene i ArcMap må koordinatsystem velges, i dette tilfelle er det WGS1984 UTM 32N. I "Display XY Data" velges også kolonnene som inneholder x og y koordinater.

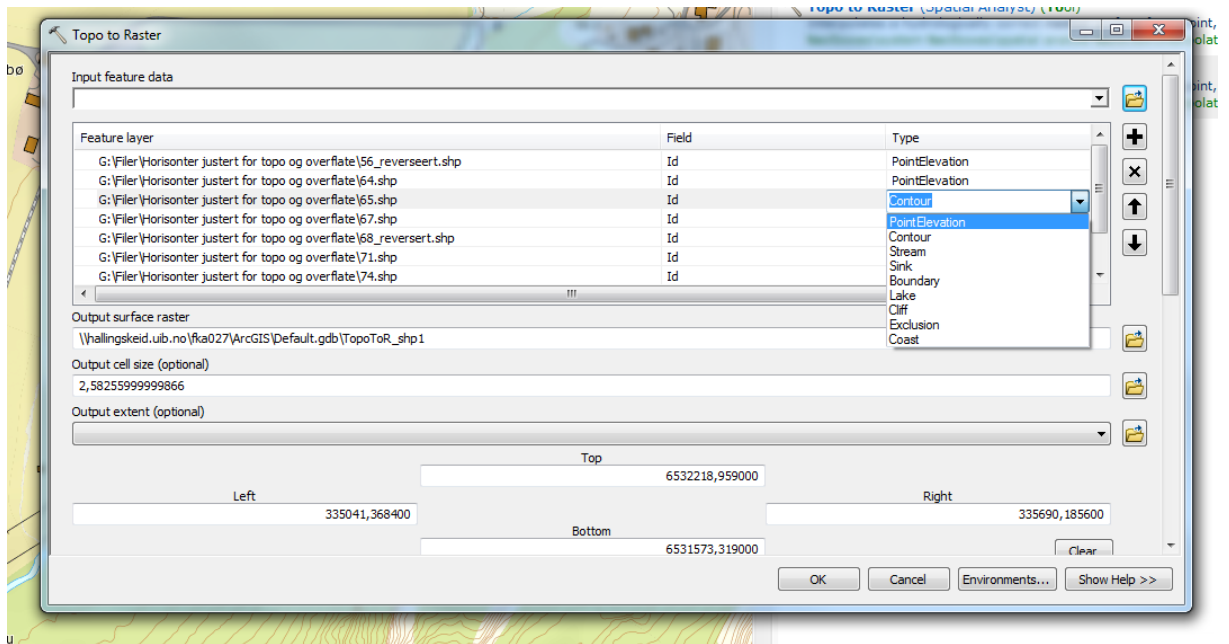


Figur 8.12 For å kunne bruke filene i ArcMap må de eksporteres til "shapefiler", dette gjøres ved å høyreklikke for så å velge data og export.

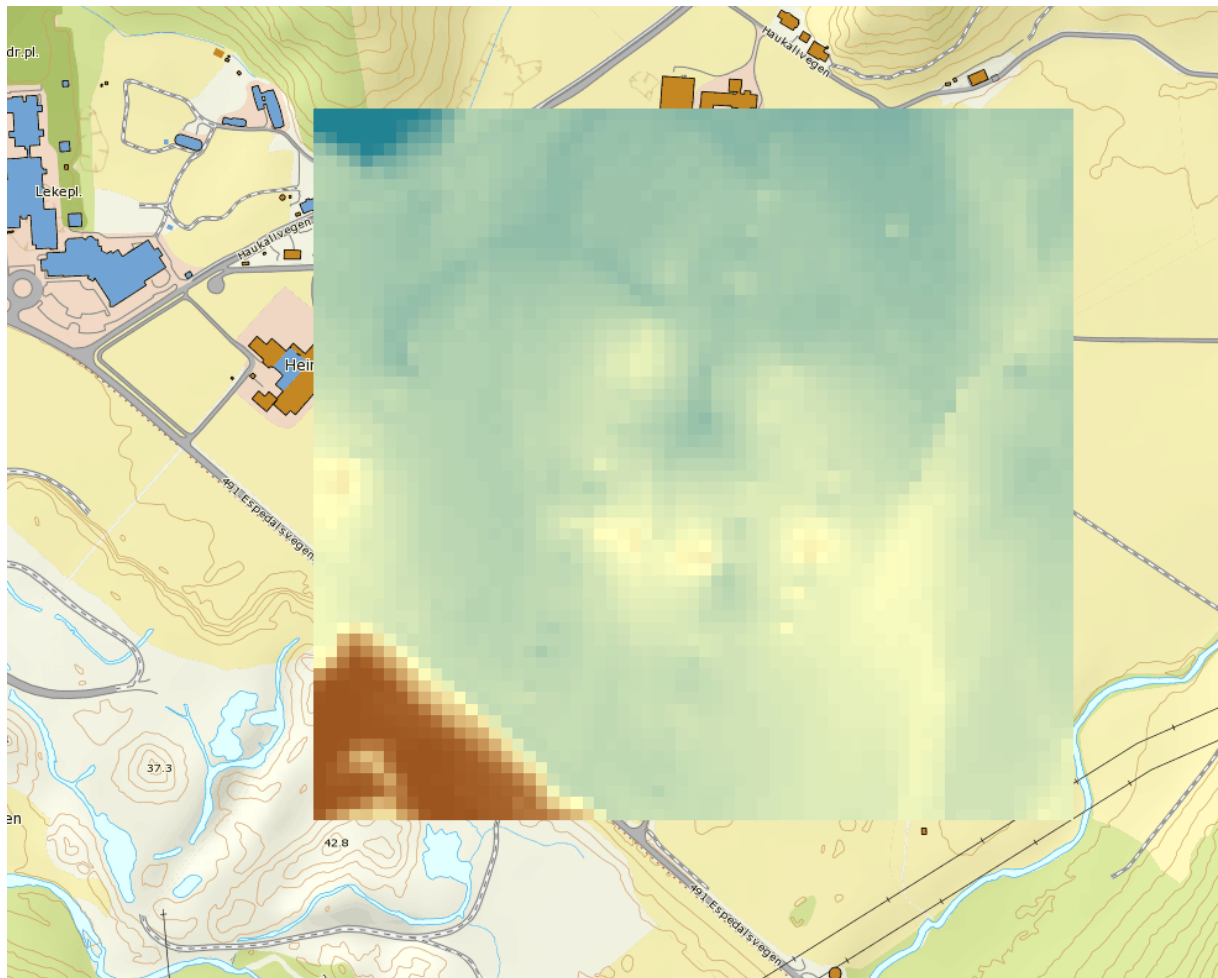


Figur 8.13 Shapefilene kan så plottes inn i ArcMap, man kan på den måte sjekke at importeringen er gjort korrekt.

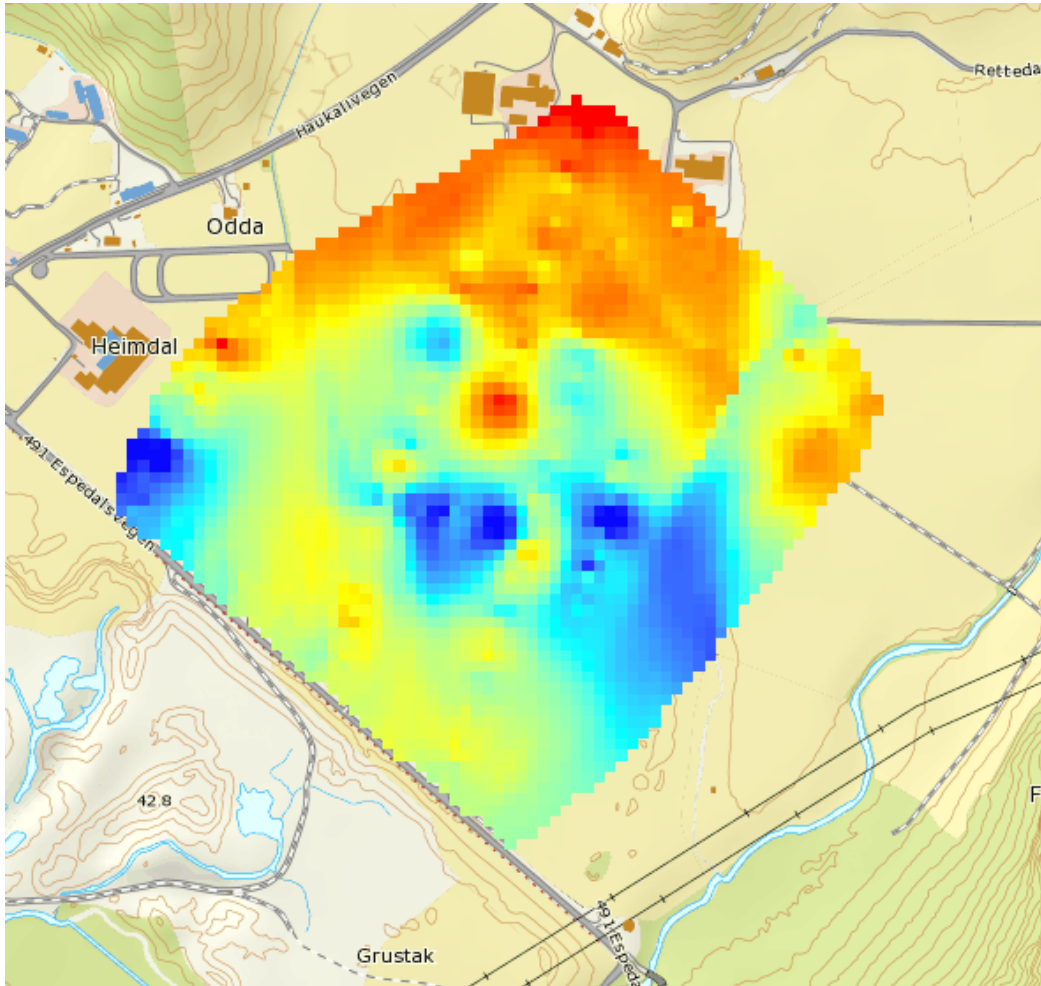
5. For å lage en interpolert overflate bruker man "Topo to raster" verktøyet som man lettest finner ved å søke på det. Der legger man inn de filene man ønsker å bruke til interpoleringen. Når filene er lagt inn er det viktig å velge at typen er "Pointelevation", dette programmet at filene inneholder høydepunkter (Figur 8.14). Man vil da få ut en interpolert overflate som baserer seg på dataene som er lagt inn (figur 8.15). Interpoleringen går utenfor de kjente datapunktene og generer en rektangulær overflate. Dette er ikke alltid ønskelig og man kan legge inn et polygon som begrenser området som skal interpoleres. I denne oppgaven var det ønskelig å få dataene i høyde og over havet. Dermed er det brukt en rasterkalkulator hvor den interpolerte overflaten er trukket fra lidaroverflaten, man får dermed overflaten i m o.h. (Figur 8.16)



Figur 8.14 For å generere en interpolert overflate brukes "Topo to Raster" verktøyet i ArcMap. Alle shapefilene som skal danne grunnlaget for overflaten blir lagt og for hver fil blir type satt til "Pointelevation" som definerer dataene som høydepunkter.



Figur 8.15 Eksempel på en interpolert overflate som generert basert på standardinnstillingene.



Figur 8.16 Interpolert overflate som er begrenset av et plygon, overflaten er også trukket fra lidaroverflaten slik at den representerer høyde over havet.

8.2 Vedlegg 2 - CD-Rådata

Se vedlagt CD for alle GPR-rådata

8.3 Vedlegg 3 - Tabell med metadata

Profil	Start Breddegrad	Start Lengdegrad	Waypoint/Elevation	Stopp Breddegrad	Stopp Lengdegrad	Waypoint/høyde	Antall Tracer	Distanse (km)	Spatial interpolasjon	Dato	Tid	Notater	Markører
DAT_0056							602	177,57	0,29496678				
DAT_0061	58.90339	"006.14349	28/50m	58.90079	"006.14196		1067	302,2	0,28322399	14.12.11	10:20-30		
DAT_0062	58.90065	"006.14186	29/54m	58.89847	"006.14080	30/55m	852	249,9	0,29330986	14.12.11	10:45-52	Overflaten har lite topografi <1m	1: Høyballer 2: stolpe/vei
DAT_0063	58.89814	"006.14073		31 58.89671	"006.14015	32/47m	493	162,5	0,3296146	14.12.11	10:57-11.02		1: Vei 2: blokker/gjerde
DAT_0064	58.89793	"006.14241	33/57m	58.89341	"006.14014	34/45m	1722	519,2	0,30150987	14.12.11	11:07-18	Høyballer ca. 20m til venstre	1: Høyballer start, 2: stopp, 3: start igjen, 4: stopp
DAT_0065	58.89492	"006.14061	35/44m	58.89462	"006.14285	36/46m	456	132,9	0,29144737	14.12.11	11:34-39		1: Høyballer 20m til venstre, 2: gjerde
DAT_0067	58.89224	"006.14294	37/43m	58.89396	"006.14415	38/43m	682	203,5	0,2983871	14.12.11	11:51-59	Høyballer ved starten, gjerde ved enden	
DAT_0068	58.89257	"006.14198	39/42m	58.89624	"006.14392	40/49m	1369	423	0,30898466	14.12.11	12:13		1: Slutt på gjerde, 2: Vei/tre/beton gblocker
DAT_0069	58.89803	"006.14530	41/42.547m*	58.89772	"006.14946	42/38.627m*	798	241,4	0,30250627	14.12.11	14:40-58		
DAT_0070	58.89870	"006.14881	43/39.948m*	58.89663	"006.14774	44/33.355m*	765	238,2	0,31137255	14.12.11	15:00		

Figur 8.1.7 Tabell over registrert metadata til de forskjellige profilene. På profil 56 ble det notert ned begrenset med data, da dette var egentlig kun et testprofil.

Profil	Start Breddegrad	Start Lengdegrad	Waypoint/Elevation	Stopp Breddegrad	Stopp Lengdegrad	Waypoint/høyde	Antall Tracer	Distanse (km)	Spatial interpolasjon	Dato	Tid	Notater	Markører
DAT_0071	58.89619	"006.14494	45/37.954m*	58.89419	"006.14402	46/34.831m*	659	228,6	0,34688923	14.12.11	15:30-36	Error på GPR, restart under innsamling	
DAT_0072	58.89452	"006.14321	47/34.143m*	58.89363	"006.14812	48/31.105m*	990	298,9	0,30191919	14.12.11	15:40-50	Noe topografi, <1m	1: Liten bakketopp
DAT_0073	58.89350	"006.14808	49/34.709m*	58.89796	"006.15253	50/39.512m*	1862	557,9	0,29962406	14.12.11	15:55-57	Eiv 20m fra startpunkt, avstanden øker utover i profilet, eksponert grunnfjell ved enden	
DAT_0074	58.89804	"006.15264	51/38.837m*	58.89499	"006.14629	52/32.835m*	1646	498,1	0,30261239	14.12.11	16:00-10		1: Låve, blir nærmere og nærmere
DAT_0075	58.89445	"006.13229	53/12.613m*	58.89388	"006.13532	54/11.097m*	613	185,2	0,30212072	14.12.11	16:52-56	Bunnen av grustaket, generelt mye blokker	1: Blokk, 2: wann på overflaten, 3: blokk
DAT_0076	58.90177	"006.14956	55/57.513m*	58.90304	"006.15016	56/60.805m*	542	145,4	0,26826568	15.12.11	09:51-58		1: Betongfunda ment
DAT_0077	58.90281	"006.15261	57/60.533m*	58.90210	"006.14594	60/54.015m*	1219	391,1	0,32083675	15.12.11	10:03-12		
DAT_0078	58.90273	"006.14730	61/57.073m*	58.90120	"006.14648	62/49.787m*	562	176,5	0,31405694	15.12.11	10:16-21		
DAT_0079	58.89852	"006.14369	63/45.715m*	58.89579	"006.14266	64/41.085m*	1011	309,3	0,30593472	15.12.11	10:42-49		1: Start bygning, 2: Slutt bygning
DAT_0080	58.89440	"006.12379	65/11.524m*	58.89431	"006.12048	66/8.095m*	624	190,4	0,30512821	15.12.11			

Figur 8.18 Tabell over registrert metadata på profilene.