



Norges miljø- og  
biovitenskapelige  
universitet

**Masteroppgave 2020 30 stp**

Fakultet for miljøvitenskap og naturforvaltning

# **Espedal-sjøfasen under siste isavsmelting**

Espedal Lake Phase During Last Deglaciation

**Ingeborg Bjordal**

Lektorutdanning i realfag



## Forord

Denne masteroppgaven er skrevet for miljø og naturressurser ved fakultet for miljøvitenskap og naturforvaltning på Norges miljø- og biovitenskapelige universitet (NMBU). Oppgaven markerer slutten på masterstudiet Lektorutdanning i realfag.

Arbeidet med denne oppgaven har vært interessant og lærerikt, men også utfordrende. Jeg vil takke min veileder Mona Henriksen for gode innspill og veiledning underveis i arbeidet. Jeg vil også takke Leif Vidar Jakobsen for hjelp og veiledning med georadarundersøkelsen i feltarbeidet, og med etterarbeidet av georadarprofilene.

I tillegg vil jeg si takk til alle venner og familie som har kommet med innspill og oppmuntring i arbeidet. En spesiell takk til min søster, Jenny Bjordal, for utallige gjennomlesninger i løpet av dette halvåret.

Norges miljø- og biovitenskapelige universitet

Ås, 01.06.2020

Ingeborg Bjordal

## Sammendrag

I denne oppgaven er det brukt LiDAR data og georadarundersøkelse til å få innblikk i utviklingen i nordlige Espedalen under siste isavsmelting. Dette er gjort ved undersøkelse av to deltaavsetninger ved innsjøene Olstappen og Slangen, ved Skåbu i Nord-Fron kommune. Georadarundersøkelsene har gitt innblikk i oppbygning og dreneringsretninger i noen av deltaflatene, mens LiDAR undersøkelsen har gitt innblikk i dreneringsretninger ved kartlegging av deltaenes overflater.

Kartleggingen som er gjort tyder på en generell dreneringsretning mot nordvest på vestsiden av Vinstra og mot nordøst på østsiden av Vinstra, samt mot nordøst ved Slangen. Ut ifra kartleggingen er det sett tegn som tyder på at det har vært en stor sammenhengende innsjø i området, som har blitt senket i tre omganger før dagens vannivå. I tillegg er det funnet tegn på høydenivåer før isen var smeltet bort i Olstappen og Slangens daler. Resultatene fra denne kartleggingen er i godt samsvar med tidligere undersøkelser i dette området.

## Abstract

In this study, LiDAR-data and a georadar survey has been used to gain insight into the development in northern Espedalen during the last deglaciation. This was done by examining two delta deposits at the lakes Olstappen and Slangen, by Skåbu in Nord-Fron municipality. The georadar survey have provided insight into the structure and drainage directions in some of the delta surfaces, while the LiDAR survey has provided insight into drainage directions by mapping the deltas' surfaces.

The mapping indicates a general drainage direction to the northwest on the west side of Vinstra and to the northeast on the east side of Vinstra, as well as to the northeast by the lake Slangen. From the mapping, there are found signs that there has been a large continuous lake in the area, which has been lowered in three steps before today's water level. In addition, signs of altitudes were found that can indicate levels before the ice had melted away in the Olstappen and the Slangen valleys. The results of this survey are in good agreement with previous studies from this area.

## Innhold

1 Innledning.....	1
1.1 Mål med oppgaven .....	1
1.2 Studieområdet.....	2
2 Teori .....	6
2.1 Isavsmelting i Gudbrandsdalsområdet.....	6
2.2 Landheving.....	11
2.3 Breevdelta .....	11
3 Metode.....	13
3.1 LiDAR .....	13
3.1.1 Forarbeid.....	13
3.2 Georadar.....	14
3.3 Etterarbeid.....	17
3.3.1 Georadar facies .....	17
4 Resultater .....	20
4.1 LiDAR .....	20
4.2 Georadar.....	27
Profil 01.....	28
Profil 02.....	31
Profil 04.....	34
Profil 05 og 09 .....	37
Profil 06.....	42
Profil 07/08.....	45
Profil 11.....	47
Profil 12.....	50
4.3 Volumberegninger.....	53

5	Diskusjon.....	55
5.1	Sammenlikning med tidligere undersøkelser.....	55
5.2	Deltaoppbygning og dreneringsretninger.....	57
5.3	Terrassehøyder Olstappen og Slangen.....	60
5.4	Utviklingshistorie i nordlige Espedalen.....	61
6	Konklusjon.....	64
7	Forslag til videre undersøkelser.....	65
	Referanser.....	66
	Vedlegg.....	69



# 1 Innledning

## 1.1 Mål med oppgaven

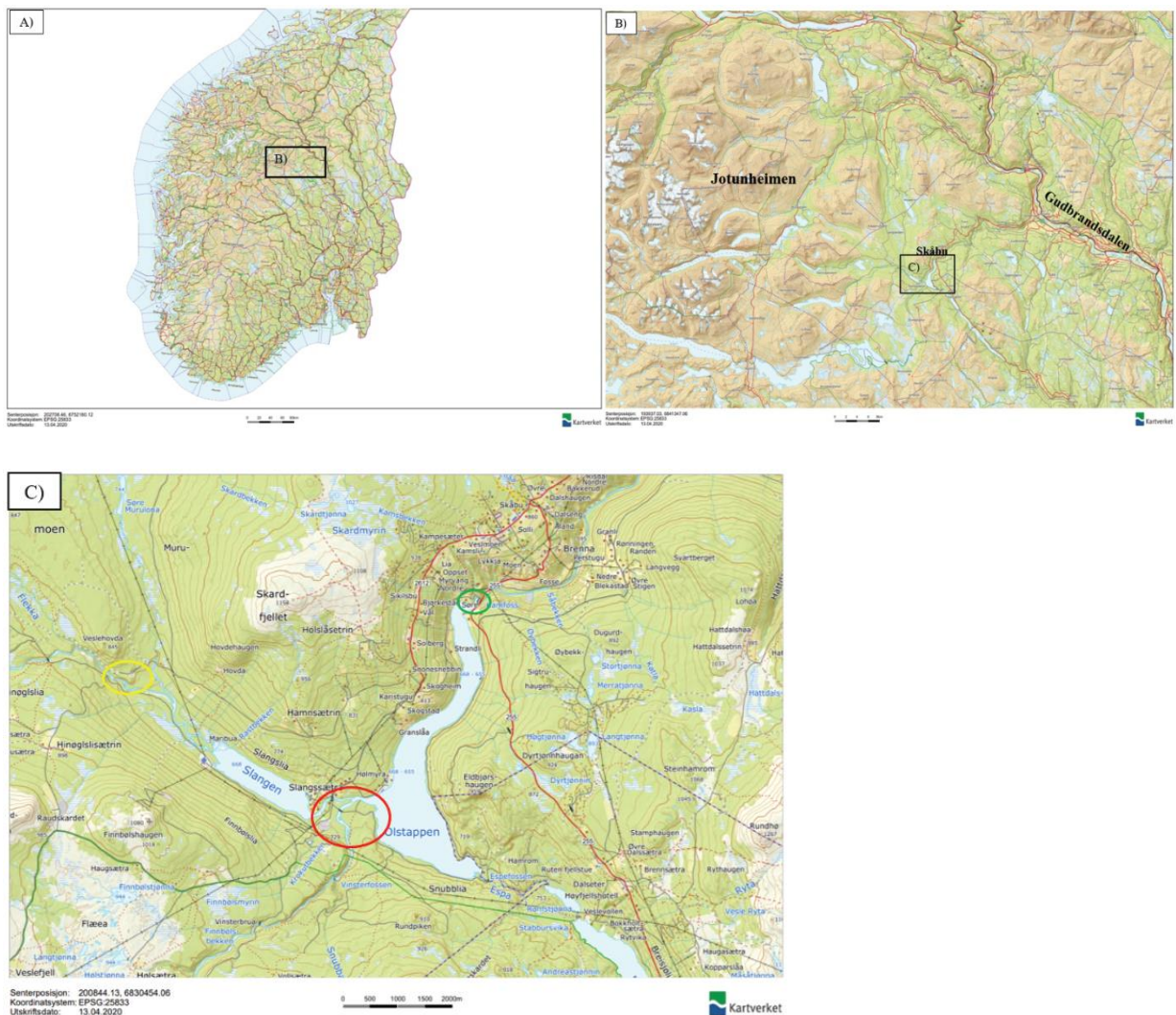
Problemstillingen for oppgaven er: «Hvordan var utviklingen i nordlige Espedalen under siste isavsmelting?» Fokus vil være på å få innblikk i isavsmeltingssjøen som ble dannet og tappingen av denne sjøen, samt å estimere i volumet av løsmasser. Formålet med oppgaven er å prøve å bedre forstå utviklingshistorien i dette området utover de tidligere undersøkelsene som er gjort.

Ramsli (1948) gjorde kvartærgeologiske undersøkelser i området og målte blant annet høyden på terrassene ved Olstappen, samt studerte lagdelinger i løsmassene der åpne skråninger var tilgjengelig. Alstadsæter (1979) gjorde blant annet jordartskartlegging med utgangspunkt i flybilder i målestokk 1:25000, og gjorde også rekognosering og graving i dalsidene for å studere jordartene. I denne oppgaven blir det brukt georadar over området og det blir også brukt LiDAR data. LiDAR dataene gir grunnlag for en digital terrengmodell som brukes til å undersøke landformer, mens georadarundersøkelsene gir informasjon om avsetningsstrukturer. Siden dette er undersøkelsesmetoder som ikke tidligere er brukt i dette området, kan det kanskje tilføre noen nye perspektiver til utviklingshistorien i dette området.



## 1.2 Studieområdet

Områdene som er blitt undersøkt i denne oppgaven befinner seg ved Olstappen i Skåbu. Skåbu ligger i nordlige Espedalen i Nord-Fron kommune, Innlandet fylke. De undersøkte områdene kan sees i kartene i figur 1.1. Skåbu er et høytliggende område på omtrent 850 moh., med nærhet til Jotunheimen og Gudbrandsdalen (figur 1.1 A-B). Dette er et interessant område med tanke på den siste isavsmeltingen i Norge.

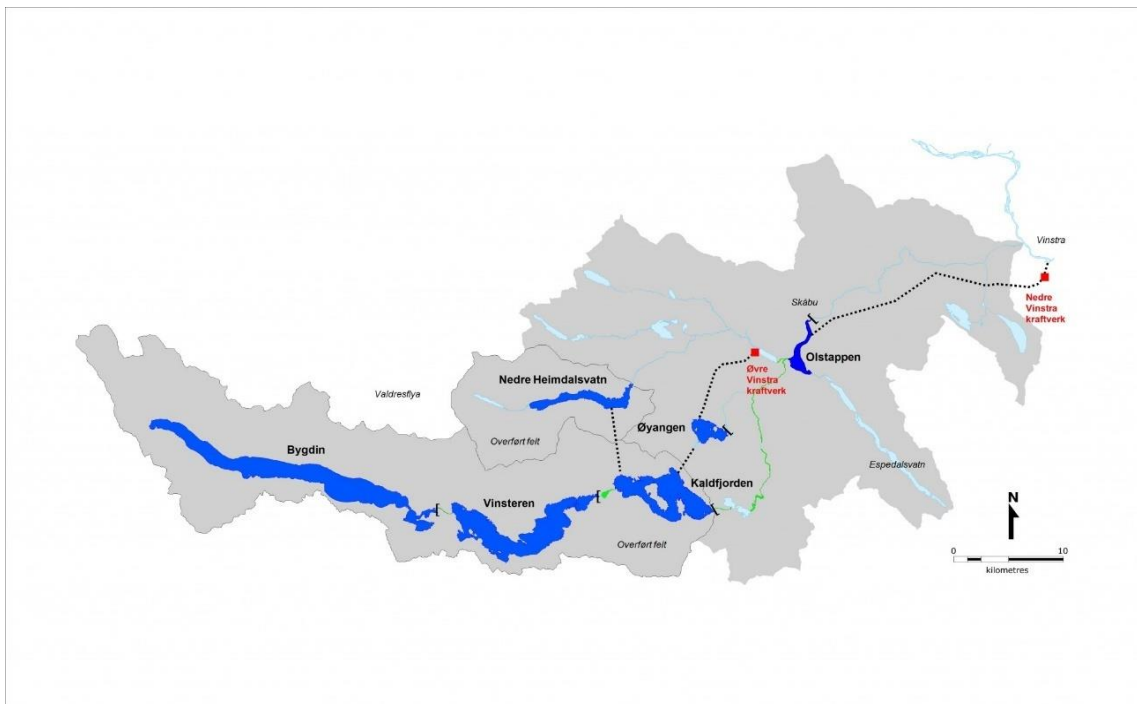


Figur 1.1: A) Oversiktskart over Sør-Norge. Svart rute indikerer det forstørrede kartområdet B). B) Oversiktskart over studieområdet, med Jotunheimen, Gudbrandsdalen og Skåbu markert. Svart rute viser til det forstørrede deltajkartet C). C) Detaljkart med Olstappen og Skåbu. Rød (Olstappen) og gul(Slangen) ring markerer områder hvor det er gjort undersøkelser med georadar. Rød ring markerer hovedområdet for oppgaven. Grønn ring markerer demningen ved utløpet av Olstappen. Hentet fra Norgeskart.no.

Området er noe undersøkt tidligere både sett i en større skala og mer detaljert. Blant annet gjorde Ingvild Alstadsæter (1979) undersøkelser knyttet til Vinstradalen og Gunnar Ramsli (1948) gjorde undersøkelser knyttet til blant annet terrassene ved Olstappen og Slangen. Det finnes kunnskap om hvor isskillet har ligget og flyttet seg over området, i tillegg til en forståelse av de ulike dreneringsretningene vannmassene har hatt etter hvert som isen har smeltet ned. Dette er beskrevet mer i kapittel 2.1.

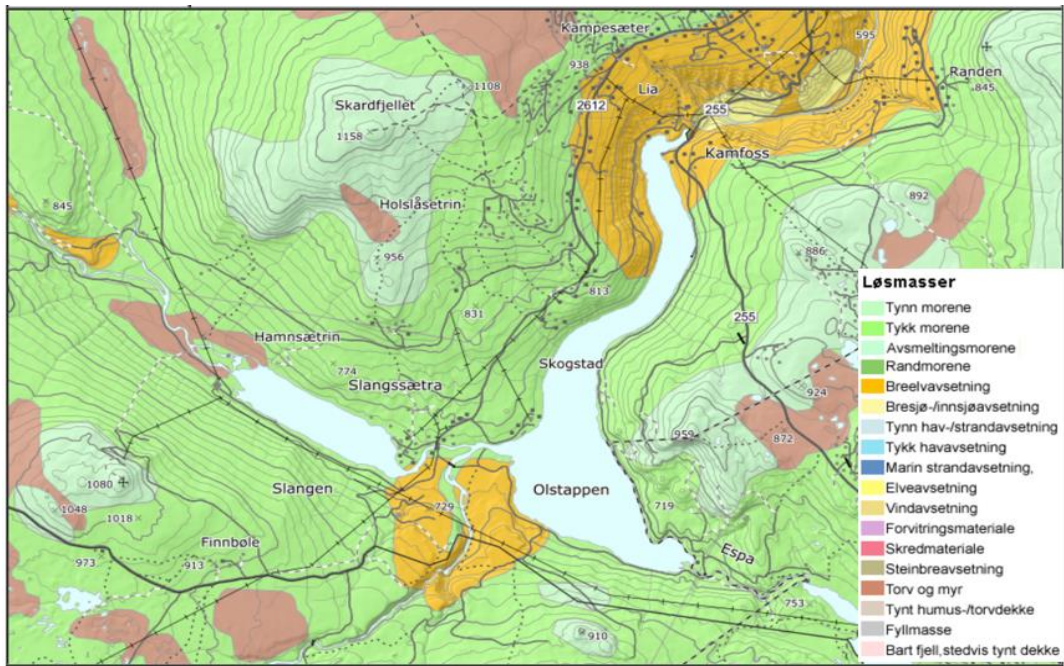
En periode under nedsmeltingen av isen ble det dannet en isavsmeltingssjø i dette området. I denne isavsmeltingssjøen ble det avsatt deltaavsetninger. Den største deltaavsetningen ender ut i det som i dag er Olstappen. Det er en mindre deltaavsetning ved nordenden av Slangen, figur 1.1 C. Disse to deltaavsetningene er hovedområdene for oppgaven.

Olstappen er en del av Vinstravassdraget (Fylkesmannen-Innlandet, 2018). Dette vassdraget har et nedbørsfelt på 1380 km<sup>2</sup>. Olstappen får dermed vann fra blant annet Bygdin, Vinstervatna Øyangen og Slangen (figur 1.2) (Fylkesmannen-Innlandet, 2018). Espedalsvatnet og Breisjøen drenerer også inn til Olstappen og da inn i Vinstravassdraget (NVE, 2018). Som det går frem av figur 1.2, er Vinstravassdraget regulert med demninger og tunneller (Fylkesmannen-Innlandet, 2018). Ved utløpet til Olstappen ble det bygget en demning mellom 1953-1955 (Nynäs, 2013, s. 198). Demningens plassering kan sees i figur 1.1. I Norges vassdrags- og energidirektorat sin rapport: *Dammer som kulturminner* (2013) står det at dammen har en reguleringshøyde på 13 meter, noe som gir en maksimal vannstand på 668 moh. og laveste vannstand på 655 moh.



Figur 1.2: Kart over vann som utgjør Vinstravassdraget. Det grå området utgjør Vinstravassdragets nedbørsfelt. Prikkede linjer er tunneler. Svart klamme ([]) viser demninger. Grønne områder viser til vann/elver som er berørt av regulering av vassdraget, som ikke er regulert. Hentet fra Glommens og Laagens brukseierforening (GLB): <https://glb.no/reguleringer/bygdin-2/>

Områdets sammensetning av løsmasser består i hovedsak av tynn og tykk morene, breelvavsetninger og noe torv og myr. Man kan av løsmassekartet (figur 1.3), se at det er et tynt morenedekke på de høyestliggende områdene og tykt morenedekke i områdene rundt og i dalsidene. Breelvavsetningene finner vi der Vinstra renner inn i Olstappen, innerst ved vannet Slangen og ved Olstappen sitt naturlige utløpsområde.



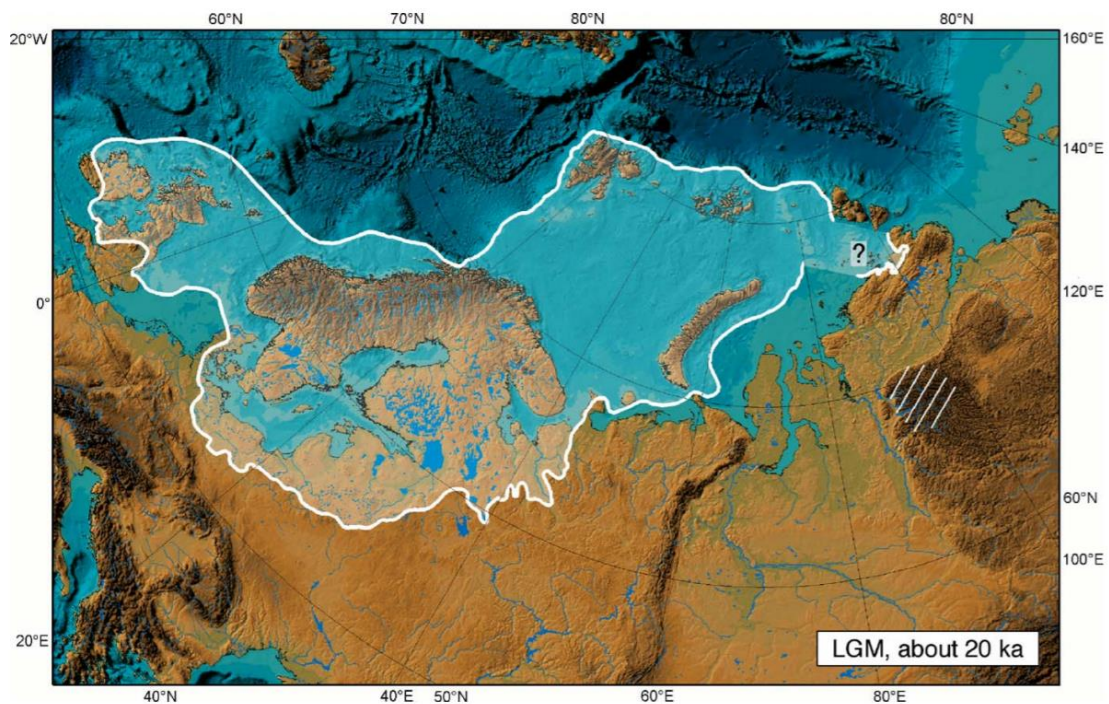
Figur 1.3: Løsmassekart over studieområdet. Ulike grønne nyanser indikerer forskjellige typer morene. Oransje farge indikerer breelavsetninger. Hentet fra NGU – løsmasser: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>



## 2 Teori

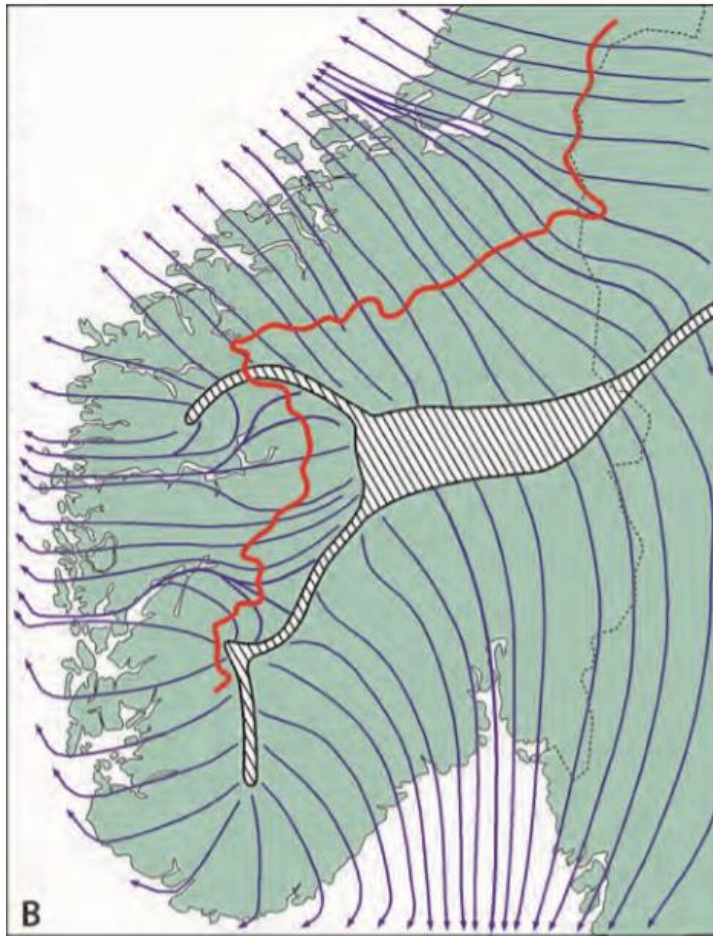
### 2.1 Isavsmelting i Gudbrandsdalsområdet

Istider og nedsmelting av ismasser har vært viktige i dannelse av landskapet i Norge. Den siste istiden kaller vi weichsel, som varte fra omtrent 117 000 til 11 500 år siden (Vorren & Mangerud, 2008, s. 485). Siste istidsmaksimum (figur 2.1) hadde vi for omtrent 21 000-17 000 år siden (Bryhni & Hagen, 2018). For det aktuelle studieområdet er forståelse av de store linjene når det kommer til nedsmelting av innlandsisen etter siste glasiale maksimum i Sør-Norge, og spesielt Gudbrandsdalsområdet, viktig.



Figur 2.1: Kartet viser den maksimale utbredelsen isen hadde under siste istid, for omtrent 20 ka år siden. Den hvite linjen henviser til isens grenser. Hentet fra: Svendsen et al (2004)

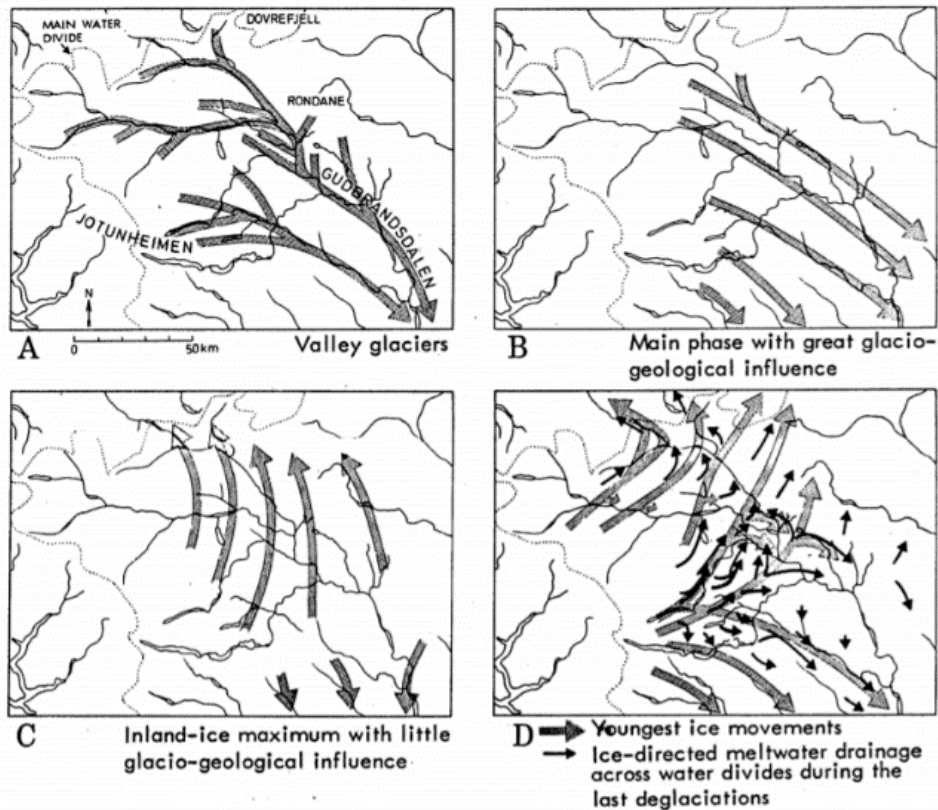
Da isen var på sitt største hadde vi et isskille som lå øst og sør for vannskillet (figur 2.2) (Vorren & Mangerud, 2008, s. 512). Vannskillet er grensen hvor vann vil drenere i hver sin retning. Dette følger oftest en høyderygg (Vannskille, 2009). Et isskille er derimot de høyeste områdene på en innlandsis hvor breen vil drenere ut fra (Geologisk ordliste, 2015). Plassering av vannskillet og isskillet er viktig i den siste fasen av nedsmeltingen ettersom nordlige deler av Gudbrandsdalen ble liggende mellom vannskillet og isskillet (Jørgensen et al., 1997, s. 193).



*Figur 2.2: Is skillet og isbevegelse under siste istids maksimum. Rød strek markerer vannskillet, mens hvit skravert felt viser issskillet. De blå pilene viser breens bevegelse ut fra is skillet. Hentet fra: Vorren & Mangerud (2008).*

Garnes og Bergersen (1980, s. 251) skriver at det tidligere var vanlig å dele siste istid i Gudbrandsdalsområdet inn i fire forskjellige stadier (figur 2.3). De mener imidlertid at det siste stadiet, D-stadiet som omhandler isavsmeltingen (figur 2.3D), kan beskrives i fem mindre subfaser. For området undersøkt i denne oppgaven delte de også opp D-stadiet i fem subfaser som i stor grad sammenfaller med subfasene for hele Gudbrandsdalsområdet (Garnes & Bergersen, 1980, s. 252). Disse fasene er Nunatakfasen, Krusgravfasen, Espedalfasen, Store Dølasjøfasen og Gudbrandsdalfasen (figur 2.4) (Garnes & Bergersen, 1980, s. 254-266). Fasenes navn er basert på dreneringsveiene til smeltevannet, og nye faser er basert på når vannet begynte å drenere i en ny retning.

### LAST ICE AGE IN EAST JOTUNHEIMEN - GUDBRANDSDALEN

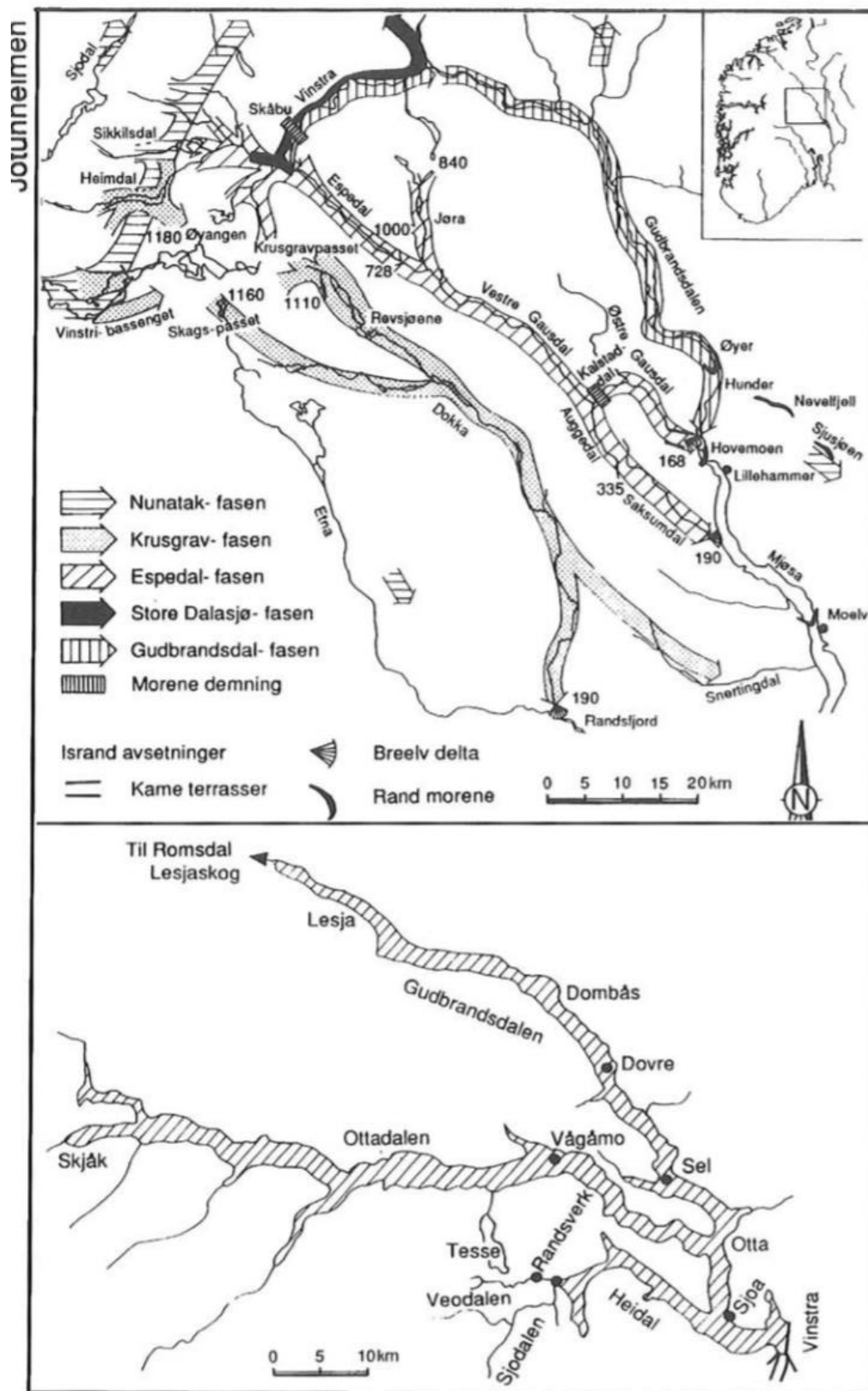


Figur 2.3: Siste istid i Øst-Jotunheimen delt inn i fire faser(A-D). A-B - Tidligere faser av isoppbyggingen. C – Siste istidsmaksimum isutbredelse. D – Isavsmeltingsfasen. Store piler viser isbevegelse, mens små piler viser smeltevann drenert over vannskiller. Hentet fra: Garnes og Bergersen (1980).

Videre er en kort beskrivelse av hovedtrekkene i hver av de fem dreneringsfasene fra Garnes og Bergersen (1980, s. 254-266) (Figur 2.4). I den første fasen, Nunatakfasen, er det mye is i området og kun de høyeste fjelltoppene er isfrie. Vannet drenerte i nesten alle retninger så å si uavhengig av topografien under isen. Da isen først smeltet nedenfor Skagpasset og senere Krusgravpasset, begynte vannet å drenere mer avhengig av topografien gjennom disse passene nedover mot Snertingdal og Mjøsa. Dette er Krusgravfasen. Krusgravpasset ble etter hvert også for høyt og smeltevannet begynte å drenere nedover Espedalen mot Vestre Gausdal, Auggedal og Saksumdal. Man har da kommet til Espedalsfasen. Alle områdene som i dag drenerer nedover med Vinstra gjennom Vinstradalen, drenerte ned Espedalen. Det var fremdeles store ismasser i Espedalen og de påfølgende dalene som vannet måtte passere. Det meste av vannet drenerte da under eller på siden av isen. Vannet som trengte ned under isen var med på å danne store jettegryter. I dag kan man se 10-12 store jettegryter. Jettegrytene i dette området kalles i dag for Helvete. Mot slutten av Espedalfasen trengte vannet gjennom

Karlstaddalen, hvor det hadde vært en demning. Dette ga drening nedover Østre Gausdal. Mot slutten av fasen fikk man et isdekt vannskille mellom Espedalen og Vestre-Gausdal. Det ble da demmet opp en sjø mellom dette vannskillet og isrestene i Espedalen og Vinstradalen. Da dette vannskillet ble isfritt, mistet isrestene i Vinstradalen og Espedalen evnen til å holde igjen vannet og det ble dannet en stor oppdemt sjø. Denne sjøen er blitt kalt Storsjøen, og drenerte nedover Espedalen. Etter Espedalsfasen kom man til Store Dølasjøfasen hvor isen hadde smeltet så mye ned at det i hovedsak var is i sentrale deler av Gudbrandsdalen. Isen ble som en demning hvor den store bredemte innsjøen Store Dølasjø dannes. Denne sjøen gikk på det største fra Skåbu til Lesja (figur 2.4). Vannet i Storsjøen drenerte vannet nedover mot Vinstra og ut i Store Dølasjø. Da isen i Gudbrandsdalen ble mindre, klarte den til slutt ikke lenger å fungere som en demning for vannet i Store Dølasjø. Dette ga drenering av Store Dølasjø sørover (nedover) Gudbrandsdalen, slik vannet drenerer i dag. Dette er fasen som er kalt Gudbrandsdalfasen.

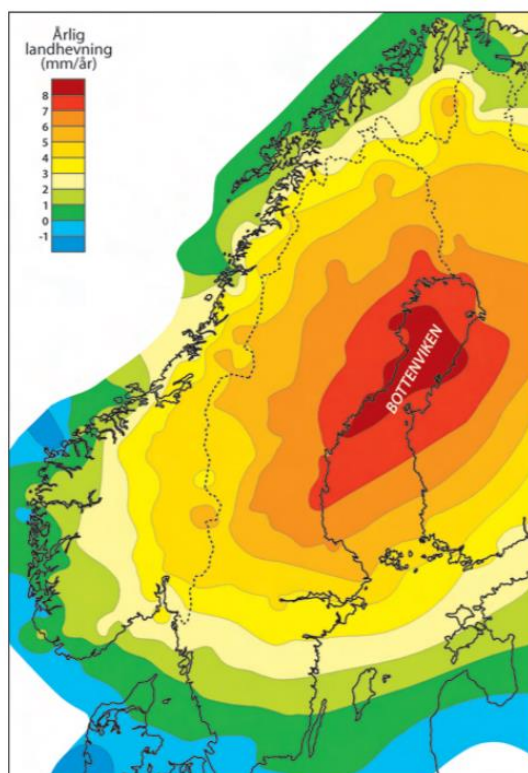




Figur 2.4: Øvre del viser: de fem fasene i siste del av isavsmeltingen i Gudbrandsdalen kan deles inn i, med de ulike fasenes dreneringsretning. Nedre del viser: Store Dølasjø's største utstrekning. Hentet fra: Jørgensen et al. (1997), etter Garnes og Bergersen (1980)

## 2.2 Landheving

Da isen var på sitt største var den antagelig rundt 3000 meter tykk ved isskillet. Dette gjorde at man fikk en isostatisk nedpressing av jordskorpa på flere hundre meter (Vorren et al., 2008, s. 540). Etter hvert som isen smeltet ned, har landet begynt å heve seg igjen. I Norge har landmassene hevet seg mer i indre strøk enn ved kysten, noe som er knyttet til hvor isen har vært tykkest. Landmassene i Norge hever seg fremdeles noen steder, slik man kan se i figur 2.5 (Høgaas et al., 2012, s. 5).



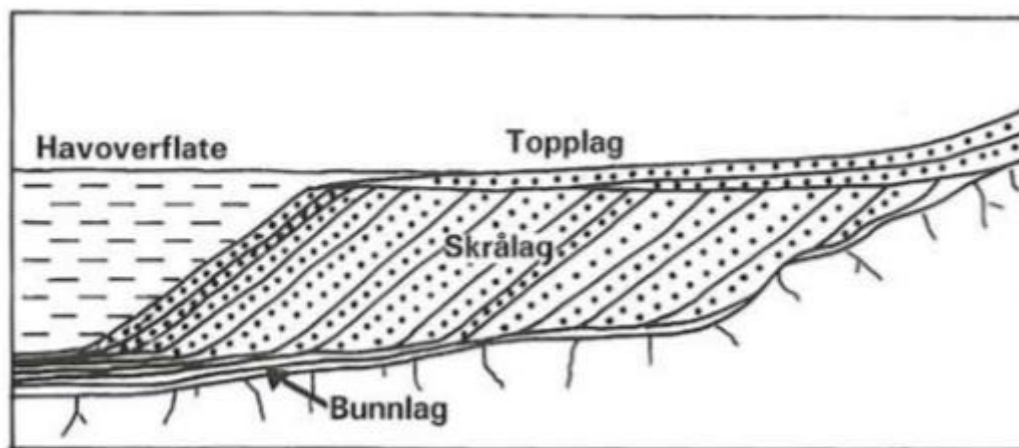
Figur 2.5: Årlig landheving i mm. Rød farge indikerer områder med mest landheving på 8-9 mm/år, blå farge indikerer 0 – (-1)mm/år. Hentet fra landet blir til kap 16

## 2.3 Breelvdelta

Under nedsmeltingen i Gudbrandsdalen ble det demmet opp en sjø ved Skåbu og Espedalen som er navngitt «Storsjøen» (Garnes & Bergersen, 1980, s. 263). Smeltevann fra sidedalene som rant inn til «Storsjøen» dannet et breelvdelta (Garnes & Bergersen, 1980, s. 263), kartlagt som breelvavsetninger i løsmassekartet i figur 1.3 (NGU, 2020).

Videre for oppgaven er det hensiktsmessig å ha en forståelse for hvordan breelvdelta kjennetegnes.

Breelvdelta er delta som er bygget opp av breelvmateriale, som vil si løsmasser fraktet og avsatt av smeltevann fra en bre (*Geologisk ordliste*, 2015). Definisjon for delta hentet fra NGUs «*Geologiske ordliste*» sier at delta er: «Løsmasseavsetning som dannes der en elv renner ut i stillestående vann. Løsmasser som elven fører med seg bygger seg opp til vannivået der det dannes en flate. Denne vokser etter hvert som mer materiale tilføres.» Denne flaten kan også kalles en terrasse, og vil ha en jevn overflate med markert skrå kant ytterst, slik man kan se i figur 2.6 (Berthling, 1997, s. 13).



Figur 2.6: Fremstilling av et breelvdelta med bunnlag av fine materialer, skrålag og deretter et topplag med jevn overflate ved vannivået. Hentet fra: *Kvartærgeologi*: (Jørgensen et al., 1997).

Ettersom landet har hevet seg etter istiden har elven ofte erodert gjennom den øvre terrassen og dannet en ny terrasse nedenfor den første (*Geologisk ordliste*, 2015). Høyden på terrassene kan derfor brukes til å få innsikt i hvor høyt vannet har stått i ulike perioder (*Geologisk ordliste*, 2015). I Skåbuområdet er det imidlertid ikke landheving som er skyld i dannelsen av lavere terrasser, men «tapping» av vannet i «Storsjøen», ved forandring i dreneringsretninger.

Generelt kan man si at kornstørrelsen på partiklene som avsettes er størst der elva kommer ut i stille vann, og blir mindre og mindre jo lenger ut man kommer (Jørgensen et al., 1997, s. 58). De grove store materialene avsettes fort og i skrålag, mens de finere materialene føres lenger ut og danner bunnlaget. Etter hvert som mer materiale kommer til blir det dannet nye skrålag utfor de gamle oppå bunnlaget, slik man ser i figur 2.6.

Når materialene bygger seg opp til nivået på vannet dannes det horisontale topplag (figur 2.6) (Jørgensen et al., 1997, s. 106).

### 3 Metode

Studieområdet er undersøkt ved hjelp av to metoder, en fjernanalyse og en feltmetode. Til fjernanalyse av området er det brukt LiDAR data fra Høydedata.no og som feltanalyse er georadar blitt benyttet.

#### 3.1 LiDAR

Fjernanalyse av området er gjort ved bruk av LiDAR data. LiDAR står for Light Detection And Ranging (Bjerke et al., 2016, s. 58). Som navnet tilsier er dette en metode som bruker lys, oftest rødt, til å måle en avstand (Bjerke et al., 2016, s. 58). I *GIS-Geografiens språk i vår tidsalder* (2016, s. 58) står det at man oftest bruker en laser, plassert på en passende plattform, for eksempel fly. Laseren sender ut kontinuerlige pulser over en overflate. Laserstrålene blir reflektert fra bakken tilbake til laseren, tiden registreres og brukes til å beregne avstanden til objektet basert på at man vet lyshastigheten. Dataene georefereres ved hjelp av avstanden til målepunktet, GSNN som gir posisjon og INS som gir laserens orientering (Bjerke et al., 2016, s. 58-59). GSNN er forkortelsen for Global Navigation Satellite System, som vil si at det er en fellesbetegnelse for satellittnavigasjonssystemer (Kartverket, 2019a). INS står for Inertial Navigation System, og er navigasjonssystem for blant annet fly, hvor man får data om hastighet og posisjon, og pekeretning (Tandberg, 2020). Dette gir til sammen en georeferert punktsky med x, y og z verdier av punkter på jordoverflaten. Denne punktskyen kan brukes til å lage en digital høydemodell (DHM). Det er to måter å presentere en DHM: som digital overflatemodell (DOM) og digital terrengmodell (DTM). En DOM tar med blant annet vegetasjon og hus, mens en DTM kun viser terrengoverflaten (Bjerke et al., 2016, s. 155-156). For denne oppgaven er det DTM som er mest relevant. Dette er fordi man her er ute etter hva som er under vegetasjonen.

##### 3.1.1 Forarbeid

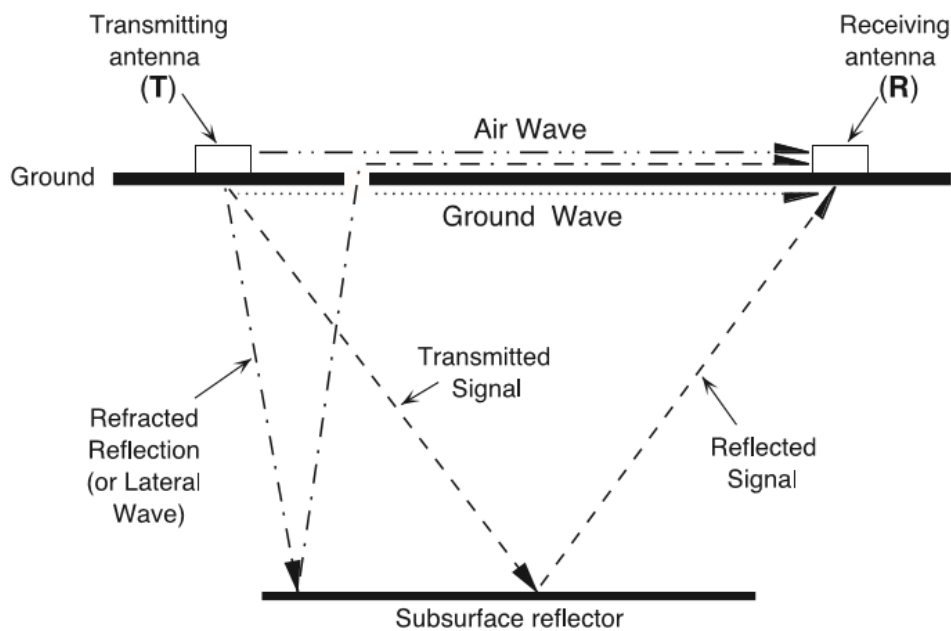
Etttersom dette er en fjernanalyse, ble DTM av LiDAR data over det aktuelle området undersøkt i forkant av arbeid i felt. Dette var for å få en oversikt over hvilke områder det ville være mest relevant og interessant å gjøre georadaropptak av. For å undersøke den digitale terrengmodellen over området ble *høydedata.no* brukt. Prosjektet som

dekker området, heter: *NDH Olstappen-Heimdalsmuen 2pkt 2017*. Denne er tatt i forbindelse med prosjektet Nasjonal detaljert høydemodell (NDH). Kartverket skriver på sine sider at dette er det største landkartleggings prosjektet Norge har hatt, og målet er å samle slike data for hele landet (Kartverket, 2019b).

Georadaren stiller visse krav til framkommelighet i terrenget på grunn av størrelse og vekt. For å få mest ut av tiden i felt ble kart fra Norgeskart.no også benyttet i tillegg til LiDAR kartet. Ved hjelp det topografiske kartet, fikk man oversikt over veier og stier i området. Deretter gav flybildefunksjonen, hvor man får se bilder av området, nok en indikasjon på hvor det ville være mulig å ta georadarprofiler ved å vise hvor tett vegetasjon det var.

### 3.2 Georadar

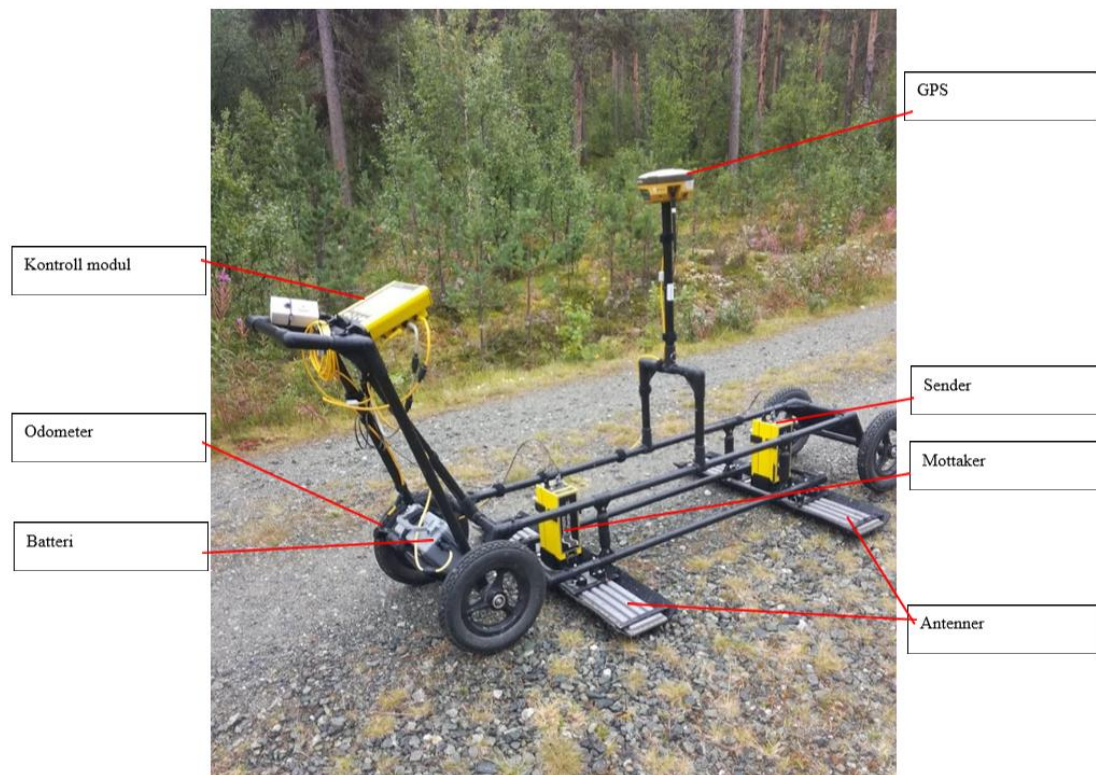
Georadar er et annet ord brukt for Ground Penetrating Radar (GPR). Dette er en geofysisk metode hvor man får ut et profil over strukturer nedover i bakken. En stor fordel med metoden er at den gjøres på overflaten uten inngrep i naturen. En georadar sender ut elektromagnetiske bølger fra en sender. I bakken vil disse bølgene treffe strukturer og reflekteres tilbake. Refleksjonene mottas av en mottaker (Annan, 2009, s. 4). Adrian Neal (2004, s. 267) skriver at når bølgene går nedover i bakken vil de møte materialer med ulike egenskaper som vil forandre hastigheten til bølgene. Han skriver også at noe av bølgen vil bli reflektert tilbake til overflaten og skifte i hastighet er plutselig. I tillegg til at man får refleksjonsbølger fra sender til mottaker fra bakken, vil man i et georadar profil også øverst se en luftbølge og under den en grunnbølge, slik det blir fremstilt i figur 3.1. Luftbølgen er den som går raskest, med lysets hastighet, og den neste er grunnbølgen som går rett mellom sender og mottaker i bakken. Luftbølgen og grunnbølgen vil overskygge strukturer som er helt øverst i bakken (Neal, 2004, s. 267). Metoden er mest gunstig i materialer med lav elektrisk ledningsevne, som gjør at man kan trenge ned i større dyp (Annan, 2009, s. 7).



Figur 3.1: Oversiktsfremstilling av de ulike bølgene man får ved bruk av en georadar. Luftbølge (air wave) og grunnbølge (ground wave) som går parallelt mellom senderen og mottakeren, sendt signal som møter reflektor og reflektert signal som sendes til mottakeren. Hentet fra: Neal (2004)

Georadaren som er brukt i felt er av merket pulseEKKO fra Sensors&Software. Den er i felt vært montert som på en vogn (figur 3.2) kalt SmartCart. På det venstre bakhjulet er det et odometer som gir signal med et fast intervall som så tar opp signaler fra opptaket. Ved håndtaket er det montert en kontrollmodul som gjør det mulig å stille inn georadaren, samt få opp en georadar profil mens man går. Midt på vognen er det plassert en GPS som gir koordinater og høyde over havet for hvert opptak. Under vognen er det montert to antenner. Antennen foran har påmontert en sender og antennen bak har påmontert en mottaker (figur 3.2). For å gi minst mulig forstyrrelser i signalene er det brukt fiberoptiske kabler til å koble samme radaren, og selve vognen er laget i glassfiber.





Figur 3.2: Georadar brukt i felt, med de ulike komponentene markert.

Det ble totalt gått opp 16 kortere og lengre profiler, fra x til y m lange. De aller fleste opptakene ble gjort med 100 MHz, mens for to strekninger ble det gått opp på nytt med 50 MHz for å prøve å få enda dypere resultater (profil 09 og 15). På grunn av mye tett vegetasjon i området var det mest gunstig å gjøre undersøkelser langs veiene og der det var noe større stier. Det ble også gjort noen kortere opptak på mindre stier. Når det ble gått på mindre stier, og generelt, var det viktig å få hjulet med odometret til alltid å rulle. Dette var noen steder litt vanskelig, og noen steder måtte vognen løftes mellom større steiner. I og med at de fleste av profilene er gått opp på veier og større stier, kan man spesielt på veiene, se at det er noe menneskelig påvirkning i de øverste reflektorene man ser i opptakene. Dette må dermed tas hensyn til ved tolkningen av profilene.

Ettersom det er mange opptak og noen er mer aktuelle enn andre er det valgt å fokusere på profil 01, 02, 04, 05, 06, 07/08, 09, 11 og 12. Resterende profiler er vedlagt som vedlegg.

### 3.3 Etterarbeid

I etterkant av feltarbeidet har programvaren EKKOproject blitt brukt sammen med Lineview for å gjøre bearbeidinger med georadarprofilene. Leif Vidar Jakobsen, overingeniør ved Fakultet for miljøvitenskap og naturforvaltning på NMBU, hjalp til med å redigere høydedataene i profilene ettersom posisjoner og høydedata ikke kom med, da det ikke alltid var satellittkontakt på grunn av tett skog. Programmet Adobe Illustrator er brukt til å tegne inn strukturer til georadarfacies i profilene.

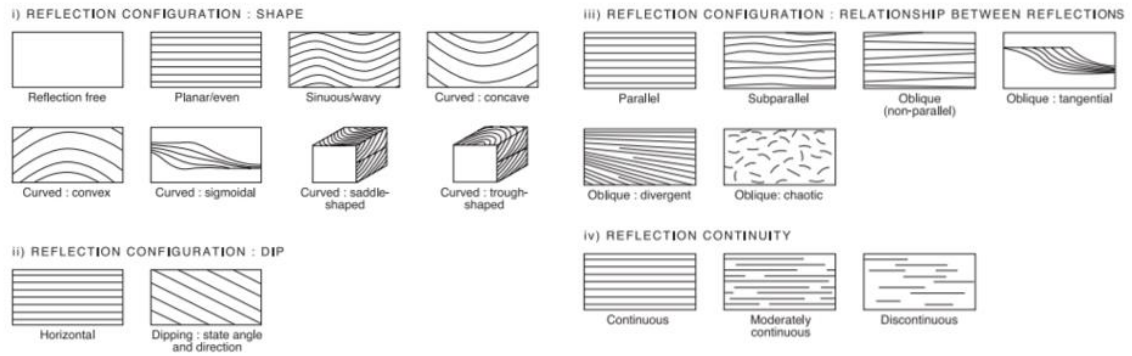
#### 3.3.1 Georadar facies

Georadarprofilene har mange ulike strukturer. Dette kommer av de ulike elektriske egenskapene materialene i bakken har, som dermed noen steder gir sterke refleksjoner og andre steder svake. For å gjøre tolkninger av de ulike strukturene ble det utarbeidet facies. Radarfacies er tredimensjonale sedimentære enheter basert på refleksjoner i profilet som skiller seg fra andre enheter, og som kan kartlegges (Jol & Smith, 1991, s. 1941). Faciene kan brukes til å lage tolkninger av hvordan massene er avsatt. Et problem med bruk av facies er at flere forskjellige avsetningsforhold kan gi like facies, slik at faciene kan gi utgangspunkt til mange tolkninger (Bristow, 2009, s. 283). Et annet viktig aspekt å ta med når man skal gjøre tolkninger av georadar profiler er retningen man har gått. Dette er fordi avhengig av retningen materialene er avsatt og retningen man går over og tar opptak vil man kunne få ulike refleksjoner (Bristow, 2009, s. 283).

Ved utarbeidningen av radarfacies ble det tatt utgangspunkt i terminologien presentert av Neal (2004), se figur 3.5. Det ble totalt seks ulike radarfacies som er identifisert i georadarprofilene, disse er presentert i figur 3.6. Det er i mange av profilene mulig å finne områder med hellende parallelle eller subparallelle reflektorer, markert med mørkegrønn farge og faciekode F1. Disse reflektorene finner man som både sterke og svake reflektorer. Kontinuerlige, delviskontinuerlige subparallelle reflektorer er markert med blå farge og faciekode F2. I noen områder finner man mer parallelle reflektorer, i andre områder er de mer subparallelle. Gul farge indikerer kaotiske reflektorer og har faciekode F3. Disse kjennetegnes ved at det er korte reflektorer som er orientert i ulike retninger. På mange av georadar profilene finner man også mange kortere stort sett horisontalt liggende reflektorer. Denne facien har jeg valgt å beskrive som kaotisk, ikke

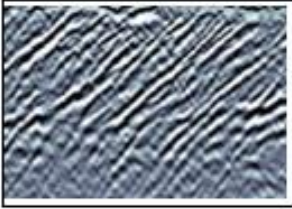
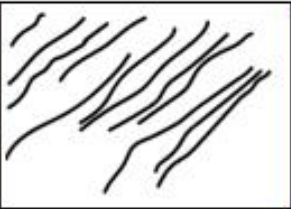


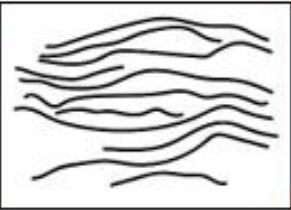


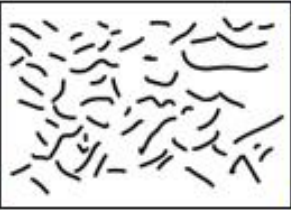
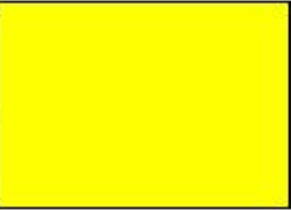
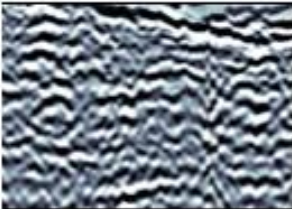
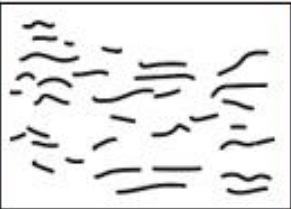

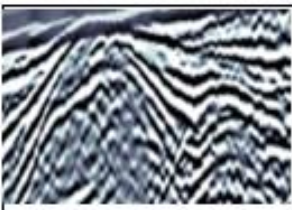


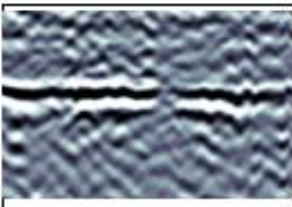
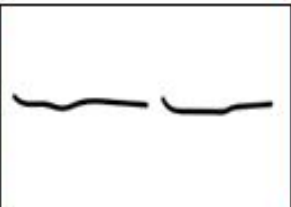



kontinuerlige horisontale reflektorer, markert med fargen lys grønn og faciekode F4. De to siste faciene er gitt beskrivelse diffraksjon og grense. Diffraksjon er markert med oransje og faciekode F5, mens det jeg har kalt grense er markert med rød og faciekode 6. Diffraksjon kjennetegnes ved ha form som en bratt bue. Facien kalt grense er kjennetegnet ved sterkt skille mellom ulike reflektorer.



Figur 3.5: Beskrivende terminologi til GPR facier basert på retning, fall, forhold mellom refleksjoner og kontinuitet. Modifisert fra: Neal (2004)

## Georadarfacies

Kode	Refleksjonsmønster	Skisse	Fargekode	Beskrivelse
F1				Hellende subparallele reflektorer
F2				Kontinuerlige - delvis kontinuerlige subparallele reflektorer
F3				Kaotiske reflektorer
F4				Kaotiske, ikke kontinuerlige horisontale reflektorer
F5				Diffraksjon
F6				Grense

Figur 3.6: Georadar facies identifisert i georadarprofilene. Presentert med kode, refleksjonsmønster, skisse, fargekode og beskrivelse.

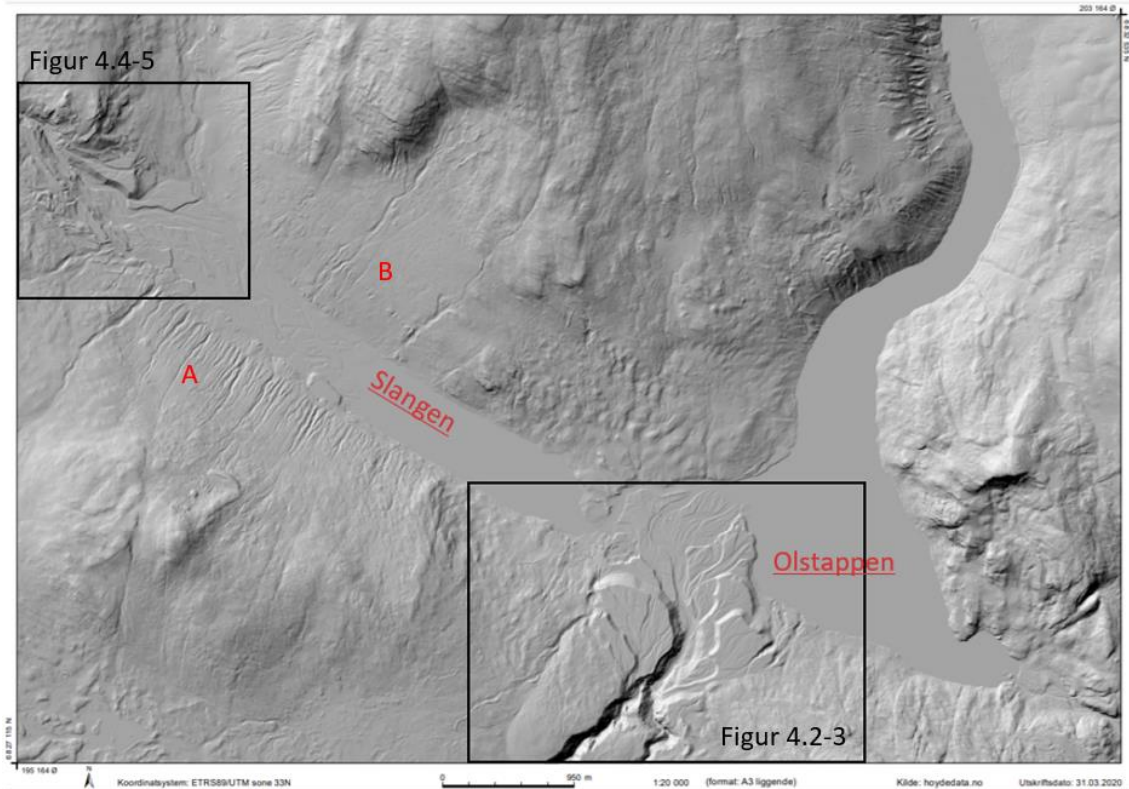
## 4 Resultater

Begge undersøkelsesområdene er kartlagt som breelvavsetninger omgitt av morene. Det største området med denne type avsetning er Olstappen, mens det er kartlagt mindre mektighet ved Slangen.

### 4.1 LiDAR

I den digitale terrengmodellen i figur 4.1 kommer det tydelig frem et landskap med daler som til del er vannfylte. Det sees to ulike hovedretningen i dalene. Den ene dalretningen er fra nordvest mot sørøst, fra Slangen mot Olstappen. Den andre dalretningen fra Olstappen mot Skåbu går med en hovedretning fra nord mot sør, men har noen buer. Videre ser man de to områdene hvor det kommer inn større elver. Fra inn fra nordvest renner elva Hinøglå ut i Slangen, og elva Vinstra kommer inn fra sørvest ut i Olstappen. Man ser av DTMen (figur 4.1) at disse områdene er preget av svingete/buklende strukturer som kan tolkes til elveløp, både aktive og tørre. I tillegg ser man større avsetninger med skarpe avgrensede kanter. Avsetningene i disse to områdene vil bli beskrevet nærmere i de to neste delkapitlene.

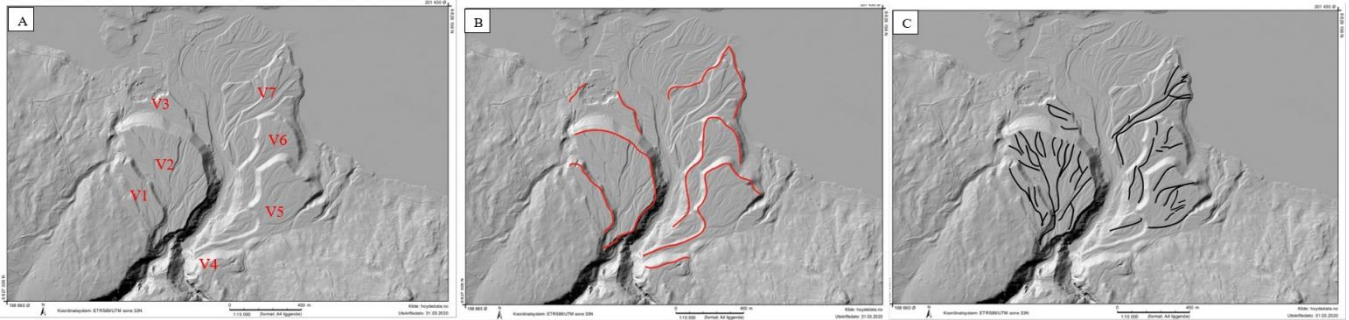
Langs dalsidene av Slangen er det nedskjæringer i terrenget. På sørsiden av Slangen er det flere enn på nordsiden, markert med A(sør) og B (nord) i figur 4.1. På sørsiden ser man av DTMen (figur 4.1) at nedskjæringene er dypere nær dalbunnen, mens det lenger oppe i dalsiden er flere tynnere nedskjæringer som går sammen lenger nede. En sannsynlig tolkning er at det her har rent vann og at dette er bekkeløp.



Figur 4.1: Digital terrengmodell over undersøkelsesområdet med breelavsetninger i Olstappen (i sør) og Slangen (i nordvest). De to innrammede rutene indikerer de to områdene som blir fremstilt i figur 4.2-3 og 4.4-5. Den digitale terrengmodellen er laget ved hjelp av LiDAR data fra NDH Olstappen-Heimdalsmuen 2pkt 2017. Hentet fra Høydedata.no

### *Olstappen*

Når man studerer DTM av den store avsetningen ut i Olstappen, figur 4.2A ser man umiddelbart ulike flater med forskjellige høyder. Disse flatene er avgrenset av bratte skråninger og oppå flatene ser man flere buklende strukturer. Det kan også se ut som at samtlige flater har en brattere skråning ned mot Vinstra. På vestre side av Vinstra er det identifisert tre slike flater (V1-V3 i figur 4.2), der V2 er den desidert største flaten. På østre side av Vinstra er det identifisert fire flater (V4-V7 i figur 4.2 A og B). Ut ifra formen på denne avsetningen med mange i ulike høyder med hellende avgrensing, bestående av breelavsetninger med grus og sand (NGU, 2020), blir dette tolket til å være et breelvdelta, hvor flatene er terrasser. De buklende strukturene kan tolkes til tidligere elveløp, som har grav seg ned i avsetningene. En sannsynlig tolkning av denne avsetningen er at det er avsatt som et delta, hvor det senere har blitt terrasser når erosjonsbasis har blitt lavere.



Figur 4.2: A: Digital terrengmodell over breelvdelta ut i Olstappen, V1-V7 markerer de ulike terrassene. B: Digital terrengmodell hvor rød farge indikerer kanten til deltaterrassene. C: Digital terrengmodell, svarte inntegnede streker indikerer tørre elveløp. Den digitale terrengmodellen er laget ved hjelp av LiDAR data fra NDH Olstappen-Heimdalsmuen 2pkt 2017. Hentet fra Høydedata.no.

Ved å studere nærmere de tørre elveløpene i DTM ser man at de går i ulike retninger, som gir god indikasjon på at vannet har drenert i mange ulike retninger. Noen av de mest tydelige er tegnet opp i figur 4.2C. Ser man på terrassene på vestre side av elven, har vannet kommet fra sør-vest og deretter bredt seg utover. Mye vann har svingt og drenert mot nordvestlig retning, men det er også vann som har drenert mot nord-øst. Hovedretningene man kan trekke ut på østre side av elva er mot øst-nord-øst, men med noe svingete elveløp som man ser av figur 4.2C.

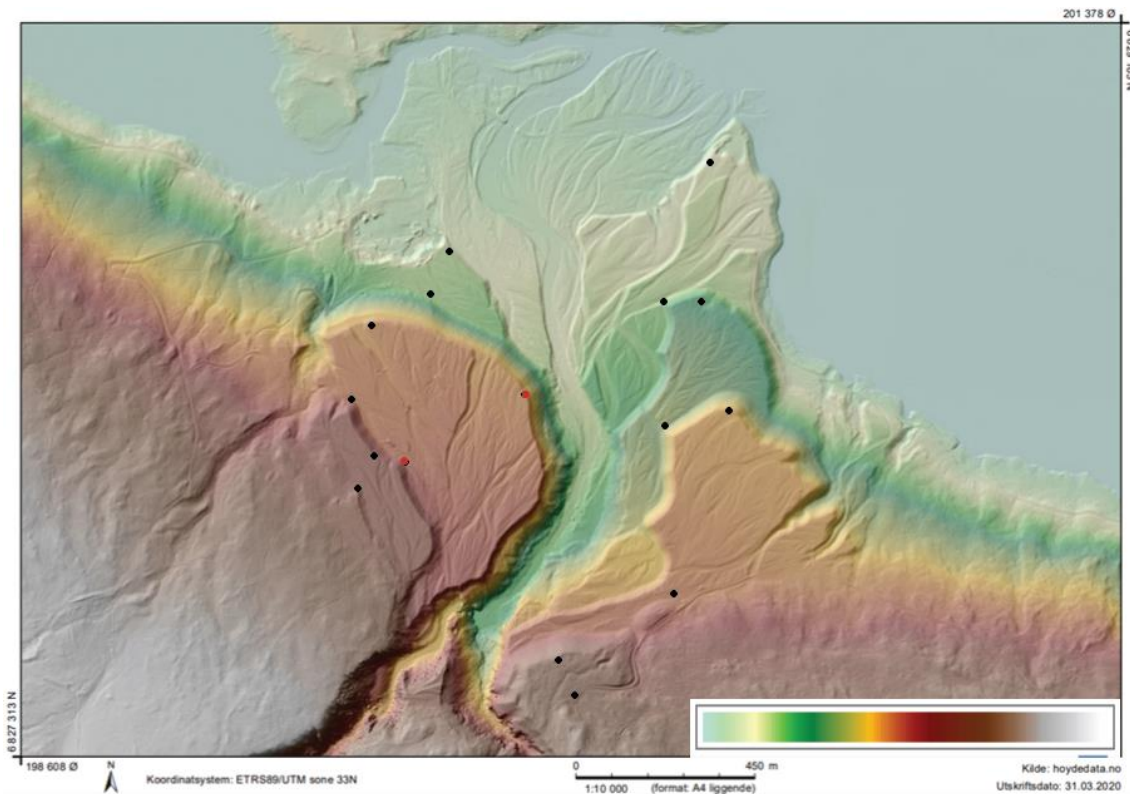
Alle de ulike terrassene vil representere ulike høyder i vannstand. Terrassehøyder vises i tabell 4.1. Der det er best utviklede terrasser, er en tolkning at vannstanden ha stått i høyde samsvarende terrassen over en lenger periode enn de som har mindre utstrekning. Imidlertid kan terrassene ha blitt utsatt for erosjon etter de er avsatt som gir nåværende utstrekning mindre enn det det på et tidspunkt kan ha vært. Som nevnt ser man at det noen steder er brattere helning retning mot elva. Ser man på terrasse V5 og V6 i figur 4.2 A kan det se ut som elva skjærer inn i flatene som vil være med på å gi disse flatene en mindre utstrekning i dag enn det de hadde. Nok en tolkning kan være at det i perioder har vært høyere sedimentasjonshastighet i en kortere periode som har gitt avsetninger med større utstrekning. På terrasse V3, venstre side av elven, er det et massetak slik at man ikke får sett nøyaktig hvor kanten av hele denne terrassen har vært. Terrasse V2 er den med størst utstrekning i dag. Vinstra har skjært seg noe inn i sidene her også, men ser ikke ut til å være i like stor grad som V5 og V6. Med tanke på den store utstrekningen til terrasse V2, med mindre erosjon inn i flata må det her enten ha vært høy sedimentasjonshastighet i en kort periode eller vannstanden må ha vært i denne høyde over en lenger periode.



Terrassene på begge sider av elva har som man ser av tabell 4.1, noe overensstemmelse i høyde. De er imidlertid ikke helt like. Det er vanskelig ut fra tallene i tabell 4.1 å si noe om hele terrasseflatene, ettersom høyden varierer en god del etter hvor målingene er tatt. Ved å studere høydeplottet i figur 4.3 er det lettere å få innblikk i hvilke terrasser som har like høyder. Ut ifra høydeplottet ser man at terrassene stort sett ligger høyere i indre innerkant og laver i framkant slik som tabell 4.1 også viser. Ser man på den midtre flata (V2 figur 4.2A) på vestre side av elven heller den mot nord-vest i vestre del av flata og mot nord-øst i den østre delen av flata. Dette stemmer overens med elveløpene man ser i figur 4.2C. I høydeplottet figur 4.3, finner man ikke helt lik fargeindikasjon på høyde på begge sider av elven. Man finner imidlertid fargeindikasjoner som er liknende. Det vil si at den midtre terrassen (V2) på vestre side har en liknende farge som andre terrasse (V5) på østre side. Terrassen på østre side er noe lavere slik målingene i tabell 4.1 også viser. Høyden er mer lik i vestre del av midtre terrasse (V2) som terrassen (V5) på østre side. I og med at de har såpass liknende høyde, er en mulig tolkning at de største vannmengdene drenerte mot nord-vest og nord-øst, og noe mindre vannmengde på øst-nord-øst. Dermed ble det avsatt større mengde på vestre side av elva enn på den østre. Terrassene nedenfor på begge side, henholdsvis V3 og V7, har også høyde som er nokså samsvarende. De øverste terrassene (V1 og V4) samsvarer imidlertid dårlig med hverandre. Terrasse V6 har heller ingen terrasse som samsvarer. V1 og V4 har mindre utstrekning som enten må ha kommet av mindre avsetninger og/eller så har de vært utsatt for mye erosjon. Basert på høyden er de trolig fra tidlig periode i avsmeltingen.

Tabell 4.1: Høyde på terrasser på vestre og østre side av elven Vinstra. Målt i digital terrengmodell på Høydedata.no i innerkant og framkant av terrassen. Målingspunkter vises i figur 4.3.

Vestre side av Vinstra			Østre side av Vinstra		
Terrasse	Høyde innerkant	Høyde framkant	Terrasse	Høyde innerkant	Høyde framkant
Øverste terrasse, V1	754 moh	751 moh	Øverste terrasse, V4	774 moh	771,6 moh
Midtre terrasse (Svart prikk), V2	740 moh	728,7 moh	Andre terrasse, V5	731,5 moh	723,9 moh
Midtre terrasse (Rød prikk), V2	731,7 moh	726,3 moh	Tredje terrasse, V6	706,7 moh	692,6 moh
Nedre terrasse, V3	684,6 moh	683,2 moh	Fjerde terrasse, V7	684 moh	678 moh



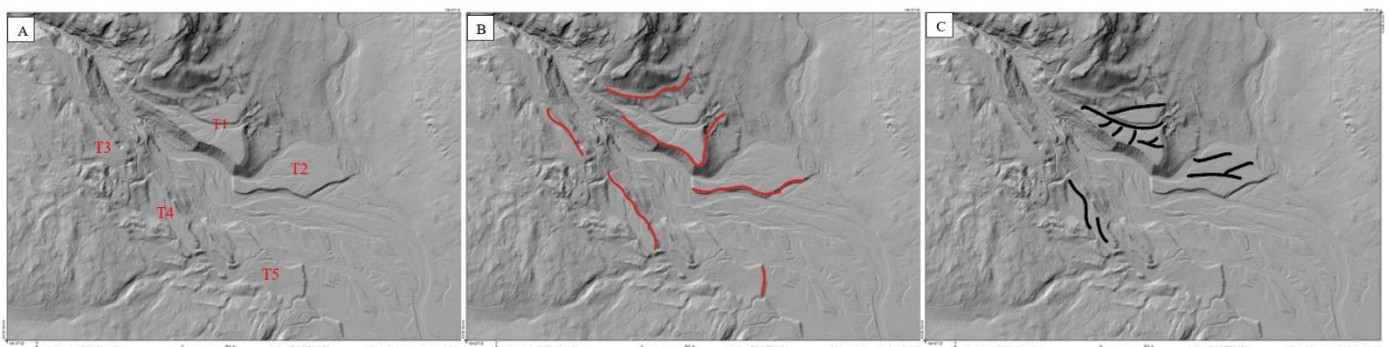
Figur 4.3: Digital terrengmodell med høydeplott over breelvdelta ut i Olstappen. Lys blå indikerer laveste områder 668 moh., grå/hvit indikerer høyestliggende områdene 824 moh. Svarte prikker og røde prikker viser punkter hvor høyde er mål og notert i tabell 4.1. Hentet fra Høydedata.no.

### Slangen

Ved Slangen kan man i stor grad se de samme strukturene som ved Olstappen. Det er flere flater, med avgrenset av bratte skråninger. Overflatene er preget av buklende strukturer og man ser noen steder brattere skråninger ned mot elva. Det er en flate som kommer tydeligst frem i den digitale terrengmodellen som man ser i figur 4.4A, marked T1. Ved å studere nærmere er det identifisert en flate nedenfor den som er godt utviklet på nordsiden av elven (T2 figur 4.4A). Over den mektigste flaten (T1) er det strukturer som kan se ut som konturene av en flate, men den har veldig liten utstrekning. På sørsiden av elva kan det se ut som det er to mindre flater, med liten utstrekning. Det kan i tillegg se ut som det er en litt større lav flate nedenfor disse to. Basert på at man finner flere flater, men hellende avgrensning tolkes dette også til å være breelvdelta og de buklende strukturerne til å være tidligere elveløp. Det er trolig samme situasjon her som ved Olstappen at avsetningene er avsatt som et delta, hvor det senere har blitt terrasser når erosjonsbasis har blitt lavere.

Ut ifra de tørre elveløpene, markert inn i figur 4.4C, må vannet ha kommet inn fra nordvest og så svingt mot en østlig og nordøstlig retning. Noe vann har allikevel også drenert mot sør, sørvest og avsatt de mindre terrassene på sørsiden av elva (T3-4). På den nederste terrassen på sørsiden, markert T5 i figur 4.4A, av elven ser det ut til at vannet har kommet fra sørvest og inn mot Slangen og at disse massene dermed er avsatt av vann fra en annen elv. Man ser tydelig spesielt i den terrassen med størst utbredelse (T1 i figur 4.4A), på nordsiden av elva, at elva etter terrassen er avsatt har gravd seg gjennom terrassen og gitt bratte skrenter. Dette tyder på at terrassen kan ha vært noe større på et tidligere tidspunkt.

De ulike høydene på terrassene gir her også indikasjoner på forandringer i vannstand. I utgangspunktet er det de samme tolkningene, som beskrevet ved Olstappen, som kan være aktuelle her. Den største avsetningen kan være på grunn av høy sedimentasjonshastighet i kort periode eller det kan være at vann har stått i denne høyden over en lenger periode enn for de lavere terrassene. Erosjon av tidligere avsatte terrasser kommer her tydelig frem med de veldig bratte helningene til terrassene, samt at man kan følge elveløpene og se at de går inn i terrassene og dermed har en skarp kan på den ene siden. Terrasse T1, T2 og T5 ser ut fra DTM figur 4.4A til å ha vært større på et tidspunkt. T3 og T4 ser man ikke tegn til erosjon av elven. Tar man for seg terrasse T1, den med størst mektighet, så vil man kunne si at denne sannsynligvis har hatt en større utstrekning på tidligere tidspunkt. Det er imidlertid vanskelig å fastslå om innsjøen har stått i denne høyden over en lengre periode enn de mindre mektige terrassene eller om det var større sedimentasjonshastighet i kortere periode.



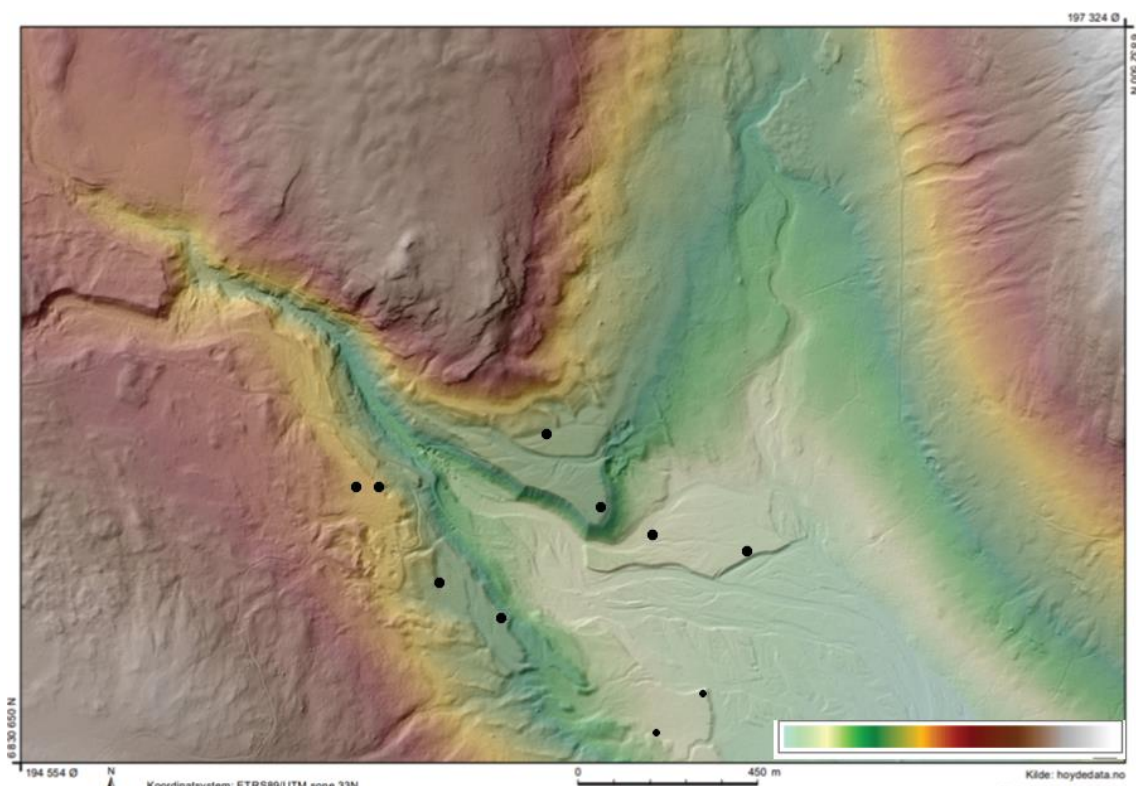
Figur 4.4: A: Digital terrengmodell over breelvavsetning ved Slangen. T1-5 indikerer forskjellige terrasser. B: Digital terrengmodell hvor rød farge indikerer kanten til deltaterrassene. C: Digital terrengmodell, svarte inntegnede streker indikerer tørre elveløp. Den digitale terrengmodellen er laget ved hjelp av LiDAR data fra NDH Olstappen-Heimdalsmuen 2pkt 2017. Hentet fra Høydedata.no



Når det kommer til samsvar i høyde mellom terrassene på begge sider av elva, kan man i tabell 4.1 se at det er noen samsvarende tall mellom terrasse T1 på nordsiden av elva og terrasse T4 på sørsiden av elva. Ved å se i det digitale høydeplottet, figur 4.5, kan man tydelig se at disse terrassene har lik fargeindikasjon, altså høyde, og dermed vil være dannet i samme tidsrom. Man kan i denne figuren også se at terrassen markert T3 på sørsiden av elven har lik fargeindikasjon som den lille avsetningen over terrasse T1 på nordsiden av elven Hinøgla. Det betyr at også begge disse avsetningene er avsatt i samme tidsrom. Terrasse T2 og T5 har også liknende høyde se tabell 4.2 og høydeplottet 4.5.

Tabell 4.2: Høyde på terrasser på nordsiden og sørsiden av elva Hinøgla. Mål i digital terrengmodell på Høydedata.no i innerkant og framkant av terrassen. Målingspunkter vises i figur 4.5.

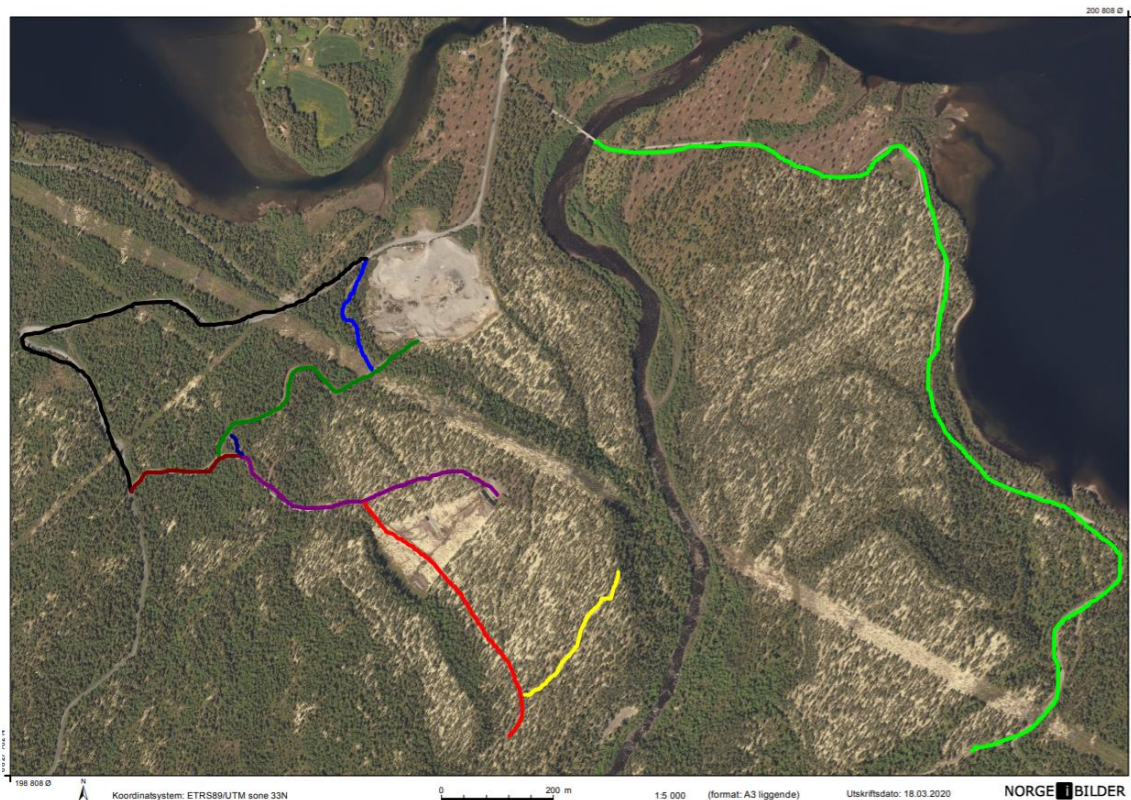
Nordsiden av Hinøgla			Sørsiden av Hinøgla		
Terrasse	Høyde indrekant	Høyde framkant	Terrasse	Høyde indrekant	Høyde framkant
Øvre terrasse (T1)	728,1 moh	723 moh	Øvre terrasse (T3)	751 moh	749,3 moh
Nedre terrasse (T2)	690,2 moh	684,6 moh	Midtre terrasse (T4)	726,1 moh	721,6 moh
			Nedre terrasse (T5)	689 moh	685,2 moh



Figur 4.5: Digital terrengmodell med høydeplott over breelvavsetning ved Slangen. Lys blå indikerer laveste områder på 676 moh., grå/hvit indikerer høyestliggende områdene på 827 moh. Hentet fra Høydedata.no.

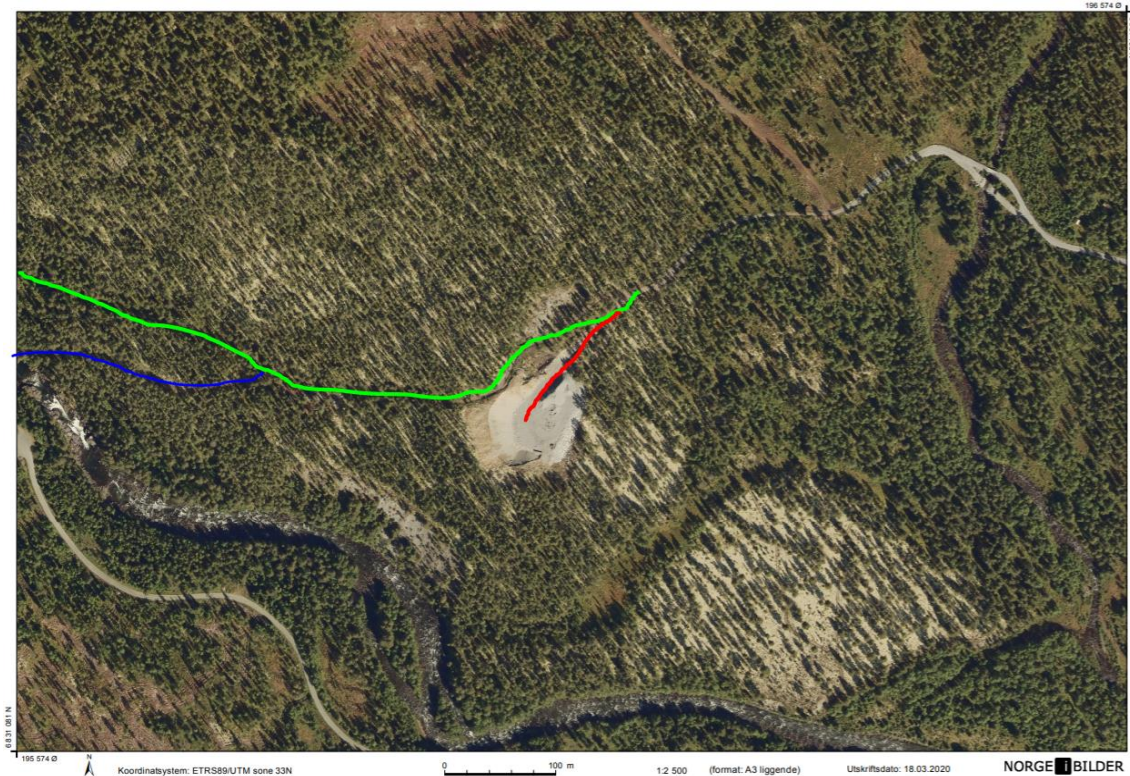
## 4.2 Georadar

Under er en gjennomgang med beskrivelse og tolkning av georadarprofilene. Profilene fra Olstappen blir presentert først i profil 01, 02, 04, 05, 06, 07/08 og 09. De presenteres i utgangspunktet etter innsamlingsrekkefølge med unntak av 05 og 09 som er fra samme strekning, men med ulik frekvens. Strekningen til profilene ved Olstappen vises i kartet figur 4.6. Deretter presenteres profil 11 og 12 fra Slangen der beliggenheten vises i figur 4.7.



Figur 4.6: Flyfoto over breelvdeltaet ved Olstappen. Opptegnede linjer indikerer hvor de ulike profilene er tatt opp. Mørk blå: profil 00, grønn: 01, lys blå: 02, svart: 03, mørk rød: 04, lilla: 05 og 09, rød: 06, gul: 07 og 08, lys grønn: 14 og 15. Modifisert etter: norgebilder.no.





Figur 4.7: Flyfoto over breelvavsetning ved Slangen. Opptegnede linjer indikerer hvor de ulike profilene er tatt opp. Grønn: 10 og 11, blå: 12, rød: 13. Modifisert etter: norgebilder.no

## Profil 01

### Beskrivelse

Profil 01 er et 500 meter langt profil tatt opp på grusvei ved østre deler av Olstappen breelvdelta (figur 4.6) og er gått ned mot deltflate V3. Det er tatt i hovedretningen SV mot NØ. Det kommer fram av figur 4.6 at profilet ikke er tatt i en rett linje. Det starter en kraftig sving med retning mot NNV ved omtrent 150 m fram til omtrent 230 meter hvor svingen går tilbake SSØ retning til omtrent 340 m. Høyden over havet ved start av profilet er omtrent 732 meter og ender ved omtrent 695 moh. I store deler av profilet er det få eller veldig svake refleksjoner under 10 meter. Unntak er mellom 100 og 190 meter, og fra 360 meter og ut profilet. De mest i øyenfallende refleksjonene finner man også i disse områdene. Georadarfaciene kartlagt i profilet er presentert i figur 4.8.

De første 380 meterne av profilet finner man mindre områder med kontinuerlige, delvis kontinuerlige subparallele reflektorer (F2) nær overflaten. Områdene med denne type reflektorer er ikke særlig mektige. I flere områder er kaotiske, ikke kontinuerlige horisontale reflektorer (F4) identifisert. Disse finnes nær F2 reflektorene. Etter 390

meter er det kartlagt hellende subparallele reflektorer (F1) reflektorer, hvor det er F2 reflektorer over og F4 reflektorer i underkant (figur 4.8).

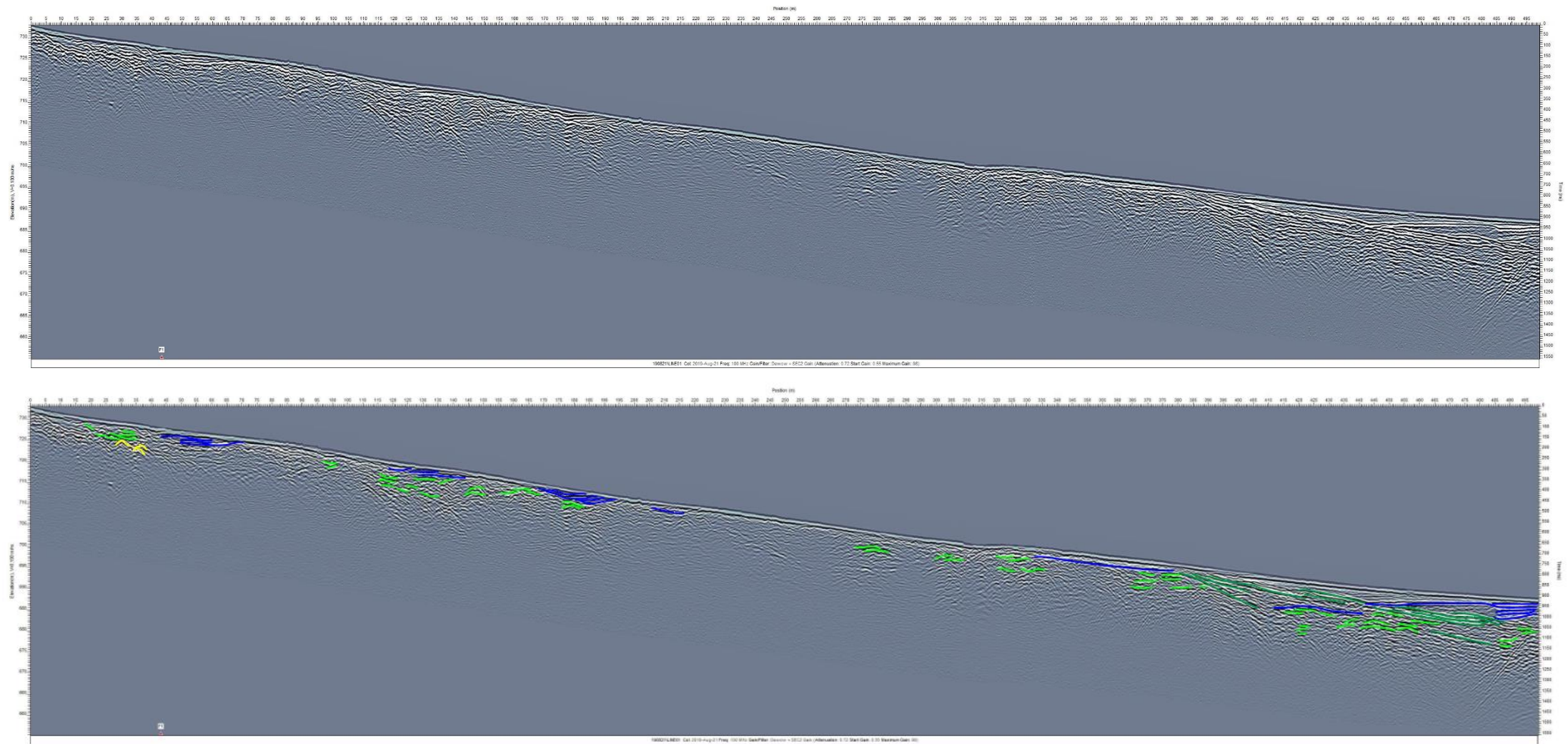
### *Tolkning*

Sett fra starten av profilet frem til 390 meter, tyder F2 reflektorene på noe sortert avsetning. F4 reflektorene fra 0-390 meter i profilet tyder derimot på en mer usortert avsetning. En tolkning av F2 reflektorene er at det er vannført materiale, mens F4 tolkes som morenemateriale eller dårlig sortert vannført materiale. Grunnen til at F4 kan tolkes til morenemateriale er at man i morenemateriale ikke vil forvente sortert eller lagdelt materiale, men den noe horisontale orientering kan også gi inntrykk av at det er vært noe sortering av materialene.

F1 reflektorene etter 390 meter gir indikasjon på sortert lagdelt materiale og dermed masser som er avsatt av vann. På grunn av skråstillingen av lagdelingen tolkes disse F1 reflektorene til å være skrålag. Reflektorene i overkant, F2 reflektorene, tyder også på avsetning sortert av vannmasser. Etersom disse er horisontale og ligger over det som tolkes til skrålag, tolkes F1 reflektorene til å være topplag. De dypeste reflektorene etter 390 meter i profilet tyder på lite eller dårlig sortering og kan tolkes til morenemateriale er materiale eller vannføring med dårlig sorteringsevne.

At man kun finner F2 og F4 reflektorene i de øvre delene av profilet frem til 390 meter kan tyde på at man her ikke har breelavsetninger. Dette samsvarer med DTM fra LiDAR dataene. Men siden man finner F2 reflektorer må det ha vært noe vannføring over de antagelig tidligere avsatte F4 reflektorene om de er morenemateriale. Når man så kommer etter 390 meter gir den større mektigheten man ser, sammen med at man finner F1 og F2 reflektorer gir god indikasjon på at det herfra er gått over breelvmaterialer. Siden helningen ikke er markant i F1 reflektorene og at de går over mot F2 reflektorer kan en sannsynlig tolkning være at dette er i innerkanten av en deltaflate. Bakgrunnen for denne tolkningen er at man i innerkanten av en deltaflate ikke vil forvente å se like tydelig utviklede lagdelinger som ved ytterkanten av en deltaflate. Siden F2 og F1 reflektorene går over F4 reflektorer kan det tenkes at F4 var avsatt som morenemateriale før deltaflaten ble begynt avsatt Eventuelt kan de ha vært vannføring med dårlig sorteringsevne på et tidlig tidspunkt før det senere ble god sorteringsevne som startet utbyggingen av deltaflaten.





Figur 4.8: Georadarprofil 01 (øverst) fra østre deler av Olstappen breelvdelta og tolket profil (underst). Se figur 3.6 for tegnforklaringen av georadarfaciene.

## Profil 02

### *Beskrivelse*

Profilen har en lengde på 205 meter og er tatt opp på bred sti langs siden av grustaket ved østre deler av Olstappen breelvdelta (V3 figur 4.2A), se figur 4.6. Fra profilstart til 120 meter er det gått i fra SSØ mot NNV. Etter 120 meter er retningen mot NNØ til profil slutt. Høyden over havet er 693 ved start og slutter ved 679 moh. Det er minimalt med refleksjoner under 20 meter dybde.

De kartlagte georadarfaciene (figur 3.6) er presentert i figur 4.9. Det er kartlagt kontinuerlige subparallele reflektorer (F2) de øverste 2-6 meter langs 0-125 meter i profilet ned til 686 moh. i nordlige del. Under dette, mellom 25-60 meter identifiseres det kaotiske, ikke kontinuerlige horisontale reflektorer (F4) i dybde 6-12 meter. Videre mot NNV, fra 60-125 meter og 135-150 meter i profilet, finner man hellende, subparallele reflektorer, (F1). Disse reflektorene har en tykkelse på omtrent 3 meter, fra 6 til 9 meter dybde. F1 reflektorene ser ut til å gå over i F2 reflektorer fra 150 meter og ut profilet, i en dybde på omtrent 2-7 meter. De sistnevnte reflektorene ligger oppå en markant grense (F6) fra omtrent 75 meter ut i profilet helt til profilslutt, slakt fallende fra 681 moh. til 674 moh. i NNØ. Under F6 er det mindre partier med F4, F1 og F2 reflektorer, men de er ikke veldig fremtredende. Mellom 150 og ut profilet ser man antydning til F2 reflektorer i et dyp på 18-23 meter.

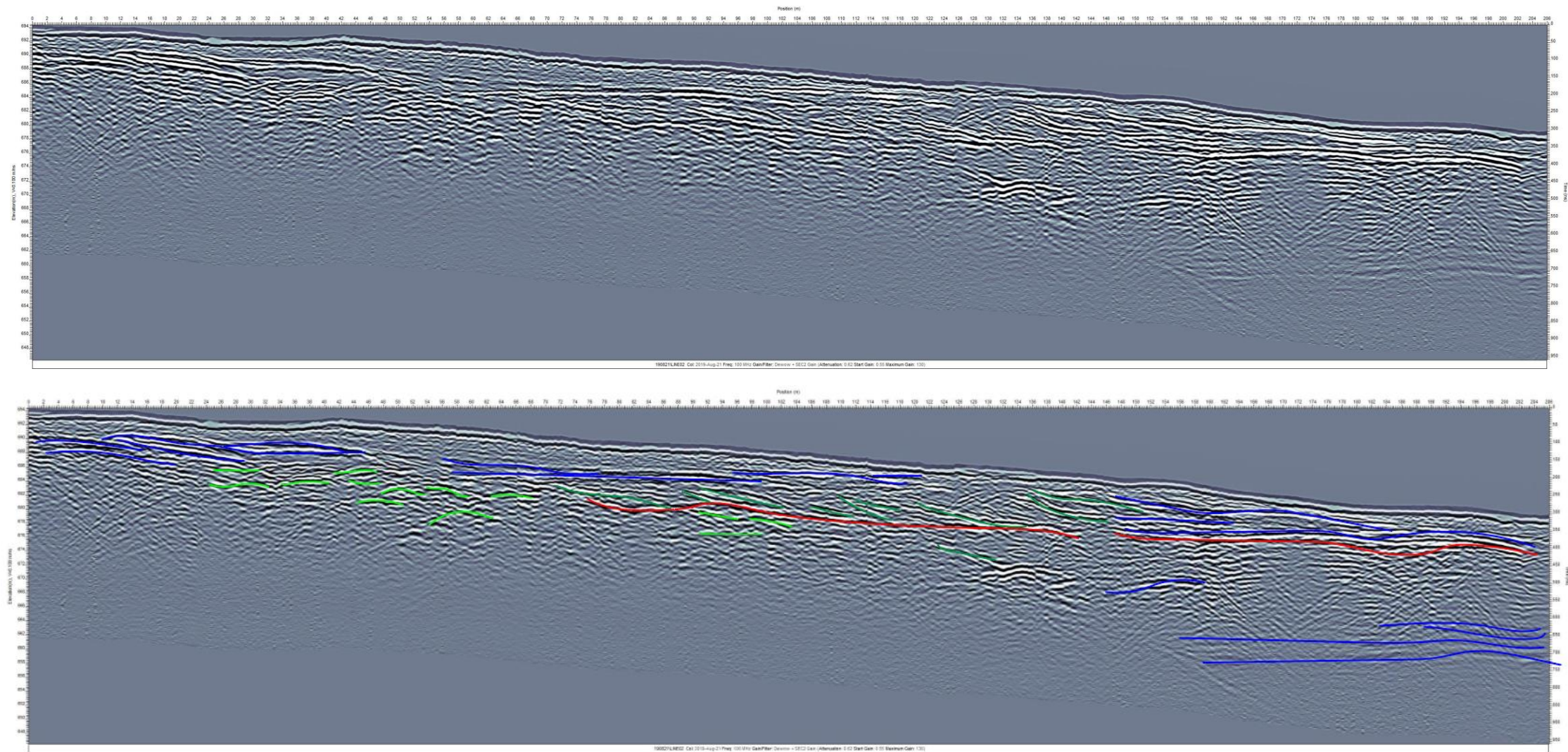
### *Tolkning*

Strukturen til F2 reflektorene tyder på vannsortert materiale. De tolkes til å være topplag ettersom de er langstrakte befinner seg i øvre deler av hele profilet, med andre reflektorer under. Reflektorene kartlagt som F4, tidlig i profilet, kan tyde på en usortert, eller dårlig sortert avsetning. Derfor vil sannsynlig tolkning av disse reflektorene være at det enten er morenemateriale som har en usortert struktur eller at det er avsatt av vann med dårlig sorteringsevne. Det som taler for at det kan være vann med dårlig sorteringsevne er den noe horisontale strukturen. F1 reflektorene tyder på at det er en form for sortering, men ikke veldig massiv. Ut ifra form og struktur, samt de omkringliggende strukturene tolkes de til å være skrålag. Den markante reflektoren F6 fra 75 meter og ut profilet tyder på at dette er en form for grense, som det er kartlagt som ettersom F1 reflektorene slutter ned mot denne. Ettersom det i tillegg er F2 reflektorer over F1 reflektorene kan denne tolkes til å være bunnlag, men det er

vanskelig å si sikkert. De dype F2 reflektorene i slutten av profilet tyder igjen på sortert materiale slik at det er forventet å være sorter av vann. Men ettersom de ligger så dypt i forhold til de andre reflektorene i profilet kan de tolkes til å være fra en tidligere fase enn de overliggende reflektorene.

Profilet er tatt opp langs en sti rundt et omtrent 11 m høyt massetak (*Høydedata.no*) og i et område kartlagt som breelvavsetning (NGU, 2020), dette stemmer med det inntrykket man får av reflektorene i profilet. Ettersom det er lite skrålag i deltaavsetningene og generelt liten tykkelse kan det tenkes at profilet starter i innerkant av en deltaflate. I innerkant av en flate vil mye større materiale bli avsatt fort og det kan kanskje vise til F4 reflektorene. Deltaavsetningene får aldri noen tykkere mektighet enn omtrent 9 meter og dermed går antagelig mer eller mindre hele profilet langs en innerkant av delta. I profilets slutt kan det tenkes at F2 reflektorene kommer av masser avsatt tidligere da innsjøen var mye større.





Figur 4.9: Georadarprofil 02 (øverst) fra østre deler av Olstappen breelvdelta og tolket profil (underst). Se figur 3.6 for tegnforklaringen av georadarfaciene.



## Profil 04

### *Beskrivelse*

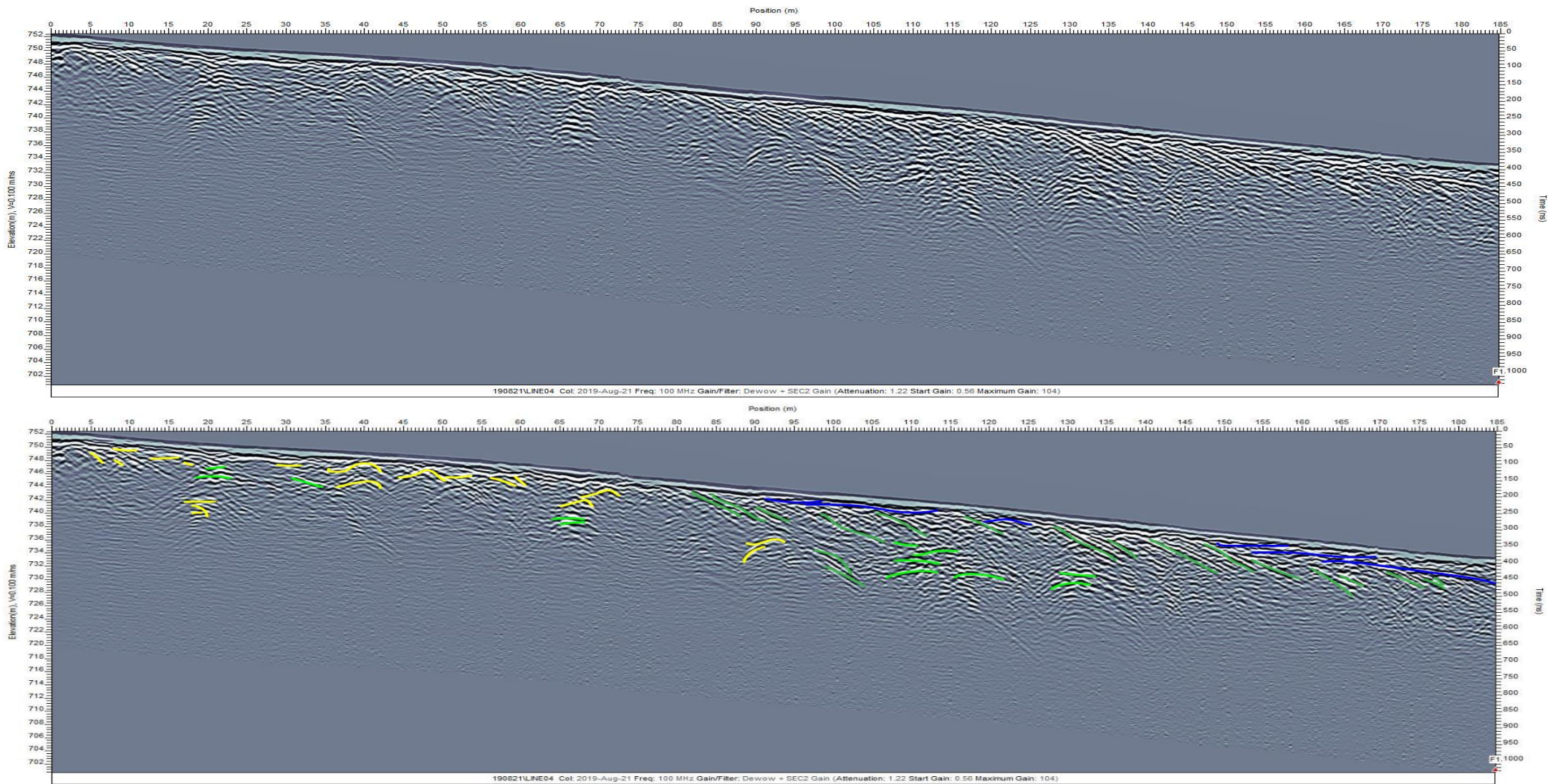
Profilets lengde er 185 meter, tatt opp på grusvei ved østre deler av Olstappen breelvdelta (figur 4.6). Hovedretningen i profilet er SV mot NØ. Det er imidlertid noen svinger i profilet slik at fra 0-50 meter er retningen fra SV mot NØ, fra 50-150 meter er retningen mot Ø og, fra 150-185 meter er retningen igjen mot NØ. Starten av profilet er 752 moh. og ender på 733 moh. Det er få refleksjoner under 18 meter dybde. De kartlagte georadarfaciene presenteres i figur 4.10.

Fram til 80 meter ut i profilet er det mange kortere refleksjoner hvor det er vanskelig å finne noe mønster. Det er dermed kartlagt som kaotiske reflektorer (F3). Etter 80 meter og ut profilet identifiseres det hellende subparallele reflektorer (F1) fra omtrent 2 meters dybde og ned til 10 meters dybde. Mellom 80-110 meter ser det ut som noen av disse F1 reflektorene går ned til en dybde på omtrent 14 meter. Fra 95-125 meter er et funnet kontinuerlig, delviskontinuerlige subparallele reflektorer (F2) i den øverste meteren i profilet. Denne facien kan kartlegges fra 150-185 meter også, men den har her en tykkelse på omtrent tre meter. Ved starten av denne facien (F2) ved 150 meter ligger de ut fra en F1 reflektor. Under F2 reflektorene identifiseres det igjen F1 reflektorer. Det kartlegges også noen kaotiske, ikke kontinuerlige horisontale reflektorer (F4) mellom 105-130 meter i profilet, i dybde på 8-14 meter med i profilet.

### *Tolkning*

F4 reflektorenes struktur frem til 80 meter i profilet tyder på at det har vært en avsetningsform uten sortering, derfor tolkes dette til å være morenemateriale fra tiden breen lå over områder. Etter 80 meter tyder F1 reflektorene på sortert avsetning og dermed at det er avsatt av vann. Siden det er hellende struktur tolkes det som rennende vann og ikke stillestående vann. F4 reflektorene tyder på at dårligere sortering, og tolkes basert på at det er i forbindelse med F1 reflektorer, til at det er avsatt av vann med dårlig sorteringsevne. Områdene hvor det er F2 reflektorer gir igjen indikasjon på materiale som er avsatt og sortert av vann. Siden disse reflektorene er parallelle og ikke hellende kan det tyde på at man har fått bygget opp løsmasser helt til vannoverflaten og de tolkes som topplag.

Profilen sett under ett kan tolkes til å starte over morenemateriale og så ved 80 meter ut i profilen komme over i breelavsetning. Dette er basert på den dypere mektigheten i materialet etter 80 meter samt at man kan kartlegge F1 og F2 reflektorer. I og med at F1 reflektorene ikke er veldig dominerende med stor mektighet og at det er en del F4 reflektorer, er en tolkning at det er fra innerkanten av en deltaflate. De indre områdene av en terrasse vil nødvendigvis ha dårligere sortering og ikke være like godt utviklet ettersom det er der avsetningen starter og mye større materiale vil bli avsatt fort, som taler for at det vil være mer kaotisk. I utgangspunktet ville man forvente å se noe mer F2 reflektorer. Imidlertid må man ta i betraktning at profilen er tatt over en grusvei som kan ha bearbeidet noe av de øvre lagene i utarbeiding av veien og dermed fjernet topplaget.



Figur 4.10: Georadarprofil 04 (øverst) fra østre deler av Olstappen breelvdelta og tolket profil (underst). Se figur 3.6 for tegnforklaringen av georadarfaciene.

## Profil 05 og 09

### *Beskrivelse*

Begge profilene 05 og 09 er tatt over samme strekning, men med henholdsvis 100 MHz og 50 MHz, og har en lengde på 550 meter. Det er tatt opp ved østre deler av Olstappen breelvdelta (figur 4.6) og beveger seg inn i terrasseflate V2 figur 4.2A. Retningen mellom 0-200 meter er fra NV mot SØ, deretter er retningen frem til 450 mot ØNØ, fra 450-550 meter er retningen mot ØSØ. Ved profil start var moh. på 733 og endte også på 733 moh., det er imidlertid noe kupert langs profilet. Profil 05 har svake eller ingen refleksjoner under 23 meter, mens profil 09 har noen svake refleksjoner ned til 35 meter dybde. De kartlagte georadarfaciene i profil 05 vises i figur 4.11 og de kartlagte georadarfaciene i profil 09 i figur 4.12.

Profil 05 kjennetegnes av kontinuerlige, delvis kontinuerlige reflektorer (F2), kaotiske reflektorer (F3) og kaotiske, ikke kontinuerlige horisontale reflektorer (F4) mellom 0-165 meter. Mellom 25-65 meter er det i 0-3 meter dybde F2 reflektorer. Under denne facien finner man F3 og F4 reflektorer til en dybde på omtrent 10 meter. Begge de kaotiske faciene fortsetter gjennom store deler av profilet. Etter 100-154 meter i profilet, identifiseres det i en dybde på omtrent 8-12 meter F2 reflektorer. Område fra 230-300 har mye forstyrrelser i profilet som gjør kartlegging av facier vanskelig. Det kan imidlertid se ut til at det er noen hellende subparallele reflektorer (F1) mellom 235-265 meter i fra dybde 2-10 meter. En diffraksjon (F5) kartlegges ved 280-290 meter nede i 3 meter dybde, det er også identifisert en liten F5 reflektor ved 300-310 i 4 meter dybde. På venstre side av første F5 reflektor fra 250, mellom de to F5 reflektorene og frem til 300 i profilet finner man F2 refleksjoner i en dybde på 2-6 meter. Etter 305 identifiseres det F1 refleksjoner fra 3 meters dybde ned til 20 meter dybde frem til 380. I området under F5 reflektorene kartlegges det F3 reflektorer. Videre kartlegging av facier fra 380 meter viser F1 refleksjoner ut profilet med en tykkelse på omtrent 10 meter. Disse F1 refleksjonene heller i motsatt retning av de tidligere identifiserte F1 reflektorene. Over F1 reflektorene fra 380 kan man finne F2 reflektorer med tykkelse på omtrent 2-4 meter. Under dem, i grensen mellom F2 og F1 reflektorene fra 380 meter er det en sterk refleksjon som er blitt markert som en grense (F6). Den sterke refleksjonen fra 315 meter som går horisontalt under F1 reflektorene og ut profilet, er kartlagt som F6 reflektor.

Hovedsakelig kan de samme faciene kartlegges i profil 09. Det er som forventet at resultatet i profil 09 er noe mindre detaljert, viser mindre refleksjoner i de øvre deler av profilet, men gir refleksjoner ned i større dyp. I de første 0-165 meterne identifiseres det F4 og mindre F3 reflektorer. Det er vanskeligere å finne igjen F2 reflektorene mellom 25-65 meter. Derimot er kartlegges det flere F2 reflektorer i området 70-140 meter i dybden 6-11 meter. Også her er det mye støy i området 230-300 meter, men man kan finne igjen det som kan se ut som F1 reflektorer som strekker seg ned mot 20 meter mot 16 meter i profil 05. Begge F5 reflektorene identifiseres i samme området som i profil 05, med F2 reflektorer før og mellom. F2 reflektorene mellom de to F5 reflektorene er mindre fremtredende i dette profilet enn i profil 05. F1 reflektorer er å finne fra 305-380 meter, men de er mindre fremtredende enn i profil 05. Etter 380 meter vises F1 reflektorene godt ut resten av profilet med en dybde på omtrent 10 meter her også. Det er vanskelig å kartlegge F2 reflektorer over F1 reflektorene i dette profilet, men det kan sees antydninger til det. Sterke refleksjoner markert som grense i profil 05 er de samme her, men man kan se de gå dypere ned i dette profilet.

### *Tolkning*

Da begge profilene kjennetegnes ved enten F3 eller F4 reflektorer i starten av profilet tyder det på at det i dette området er vært dårlig sortering. At det kartlegges mer F3 reflektorer i profil 05, mens det kartlegges som F4 reflektorer i profil 09, kommer av at det er mindre detaljert i profil 09. Imidlertid gir F2 reflektorene i samme området indikasjon på sortert materiale og vil være naturlig å tolke til å være sorter og avsatt av vann. I og med at det ikke kun kartlegges F3 reflektorer i dette området, men også F4 reflektorer er en tolkning at dette området er avsatt av vann, men at vannet har tidvis hatt god og tidvis dårlig sorteringsevne.

De to F5 reflektorene mellom 280-310 meter kan antas å være to større blokker. Grunnen til denne tolkningen er at man finner F3 reflektorer under F5 reflektorene, og dermed gjennomtrengelige materialer, noe fjell ikke ville vært. F5 reflektorene med F3 reflektorer under taler for at dette er et område med dårlig sortering. Områdene rundt F5 reflektorene, med F2 reflektorer, tyder på at det har vært sortering av materiale inn mot F5 reflektorene etter at F5 reflektorene er avsatt. Grunnen til denne tolkningen er at F2 reflektorene ligger inn mot og i overkant av F5 reflektorene.



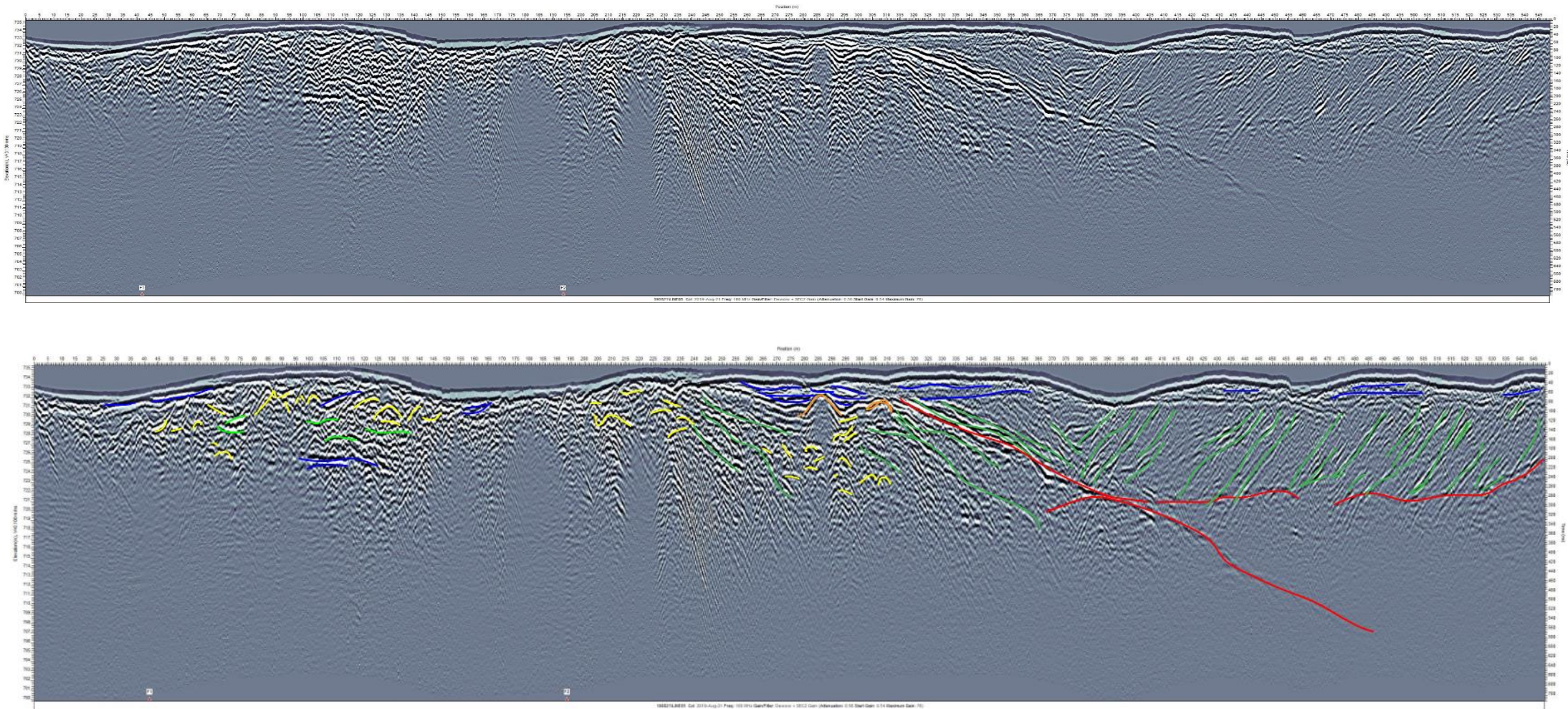
F1 reflektorene som følger etter F5 reflektorene heller samme vei som profilet er gått som tyder på en vannstrøm i den retningen og at dette kan tolkes som skrålag.

Vannretninger en imidlertid motsatt av den man ser av F1 reflektorene fra 380 meter og ut profilet. Det kan tyde på at vannet har skiftet dreneringsretning. Det er viktig å ta i betraktning at profilet ikke er tatt i en rett linje, men svinger. Dette kan gjøre at man får en annen vinkel på reflektorene og at det dermed ser ut som to ulike retninger selv om det egentlig er samme. Det kan også tenkes at grunnen til at disse heller en annen vei er at de «fyller opp» mot F5 reflektorene som har ligget i veien for avsetningene.

F2 reflektorene over F1 reflektorene tyder på sortert materiale og basert på at de ligger over F1 reflektorer tolkes det til å være topplag. Igjen er profilet tatt på grusvei slik at det som i dag ser ut som topplag kan ha blitt bearbeidet i forbindelse med veien.

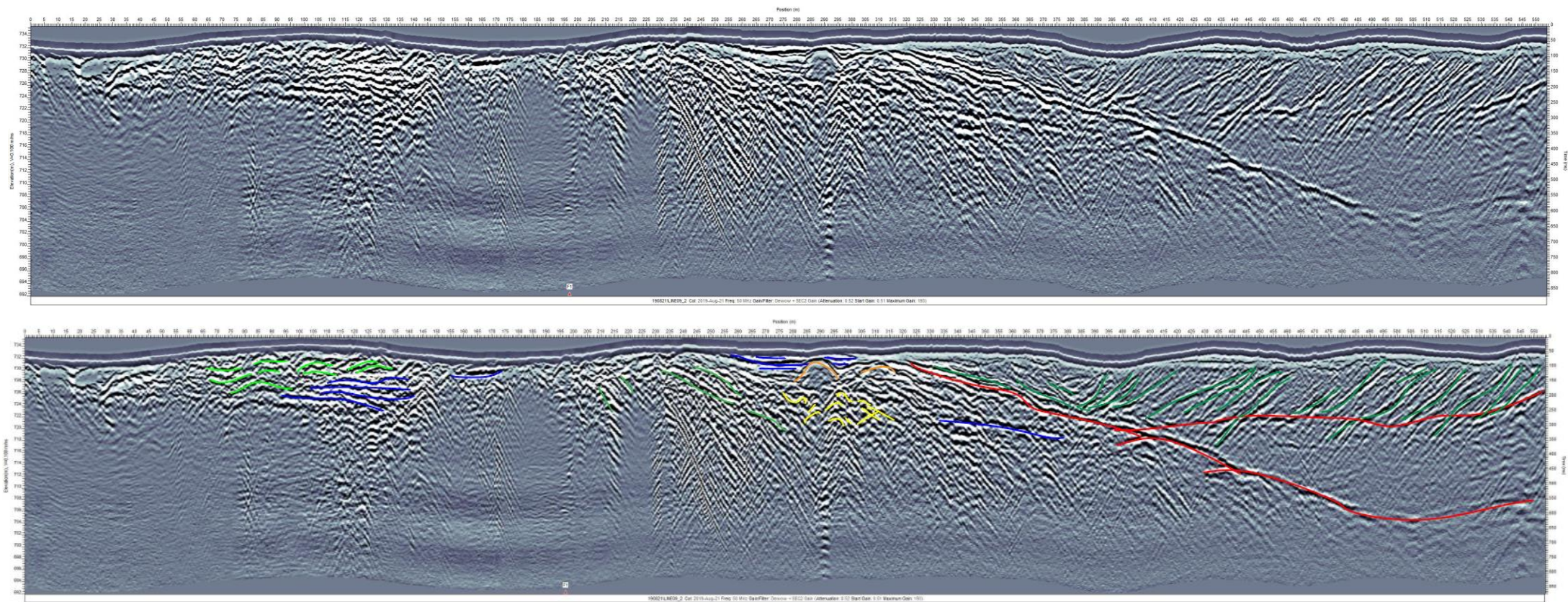
Reflektoren som F1 reflektorene støter mot tyder på en form for grense og annen type avsetning og tolkes som bunnlag. De markante reflektorene markert som F6 er noe vanskelig å følge og gi en tolkning av. Om man ser i profil 09, ser det ut til at vi kan følge denne grensen helt fra F5 reflektorene og til enden av profilet. En mulighet er at den reflektoren som starter ved F5 reflektoren går over til den F6 reflektoren (grensen) som går horisontalt under F1 reflektorene. Mens den dype markante refleksjonen (F6) starter 410 meter ut i profilet i en dybde på 15 meter og går dypere ned mot profilenes slutt kanskje viser fjell.

Profilet sett under ett kan det tenkes at F3 og F4 reflektorene i starten av profilet er fra innerkanten av en deltaflate. Noe er kanskje morenemateriale som er avsatt tidligere og hvor det deretter har drenert vann med dårlig sorteringsevne senere, slik at noe er morene og noe er dårlig sortert vannført materiale. Deretter kan det tenkes at profilet fremdeles er i indre deler av deltaflaten og dermed har ikke vannet kunne frakte de store blokkene langt ut da størst materiale avsettes tidligst. Deretter beveger profilet seg ut nærmere ytterkanten av deltaflaten der hvor man ser tydelige skrålag og topplag.



Figur 4.11: Georadarprofil 05 (øverst) fra østre deler av Olstappen breelvdelta (figur 4.6) ut på terrasseflate V2 (figur 4.2 A) og tolket profil (underst). Se figur 3.6 for tegnforklaring av georadarfaciene.





Figur 4.12: Georadarprofil 09 (øverst) fra østre deler av Olstappen breelvdelta (figur 4.6) ut på terrasseflate V2 (figur 4.2 A) og tolket profil (underst). Se figur 3.6 for tegnforklaring av georadarfaciene.

## Profil 06

### *Beskrivelse*

Profil 06 har en lengde på 550 meter og er tatt opp på bred sti i starten og smalere sti mot slutten av profilet. Det er tatt opp ved østre deler av Olstappen breelvdelta (figur 4.6) og beveger seg langs terrasseflate V2 figur 4.2A. Retningen fram til 450 meter er fra NV mot SØ, deretter er det gått mot S. Høyde over havet i starten av profilet er 734 meter og den ender på 743 moh. Det er kun svake eller ingen refleksjoner under 20 meters dybde. De kartlagte georadarfaciene er presenter i figur 4.13.

Fra 0-25 meter i omtrent 2 meters dybde identifiseres det en diffraksjon (F5). Det blir også funnet en liten F5 reflektor i tre meter dybde ved 40-47 meter. Under F5 reflektorene i dybde på 6-16 meter er det kaotiske reflektorer (F3). Over de to F5 reflektorene kartlegges det kontinuerlige, delvis kontinuerlige subparallele reflektorer (F2) med tykkelse på omtrent 3 meter. Fra 70-120 meter finner man noen F2 reflektorer i dybden 4 og 12 meter. Imellom disse F2 reflektorene identifiseres det noen mindre hellende subparallele reflektorer (F1) med tykkelse på omtrent 6 meter. Videre i profilet kartlegges det fire F5 reflektorer. En ved 125-145 meter, en ved 160-180 meter og to rett ved siden av hverandre fra 205-245 meter. Mellom og på toppen av F5 reflektorer finner man F2 reflektorer og noen F1 reflektorer. F2 reflektorene ser man øverst i profilet på omtrent 1 meter dybde, F1 reflektorene ned til 5 meter dybde, og F2 reflektorer under F1 reflektorene ved 6 meter dybde. Under F5 reflektorene mellom 125-180 meter kartlegges det noen mindre F2 reflektorer i dybden 10 meter. Kaotiske, ikke kontinuerlige horisontale reflektorer (F4) identifiseres mellom 8-16 meter dybde under de to F5 reflektorene ved 205-245 meter. Mellom 240-270 meter er det et parti på 3 meter tykkelse med F1 reflektorer over F2 reflektorer på 5 meter dyp. Nok en gang er det to sammenhengende diffraksjoner mellom 270-305 meter hvor det under kartlegges noen F4 reflektorer. I partiet mellom 310-340 meter finner man også denne facien, men i 2-4 meters dyp. Fra 305-370 kan det identifiseres både F1 og F2 reflektorer. Etter 370 meter og ut resten av profilet, kjennetegnes profilet av F2 reflektorer i dybden 2-7 meter. Fra 455-550 meter er de mer sammenhengende enn tidligere. Fra 435 meter og ut profilet går det en markant reflektor som er markert som grense (F6).

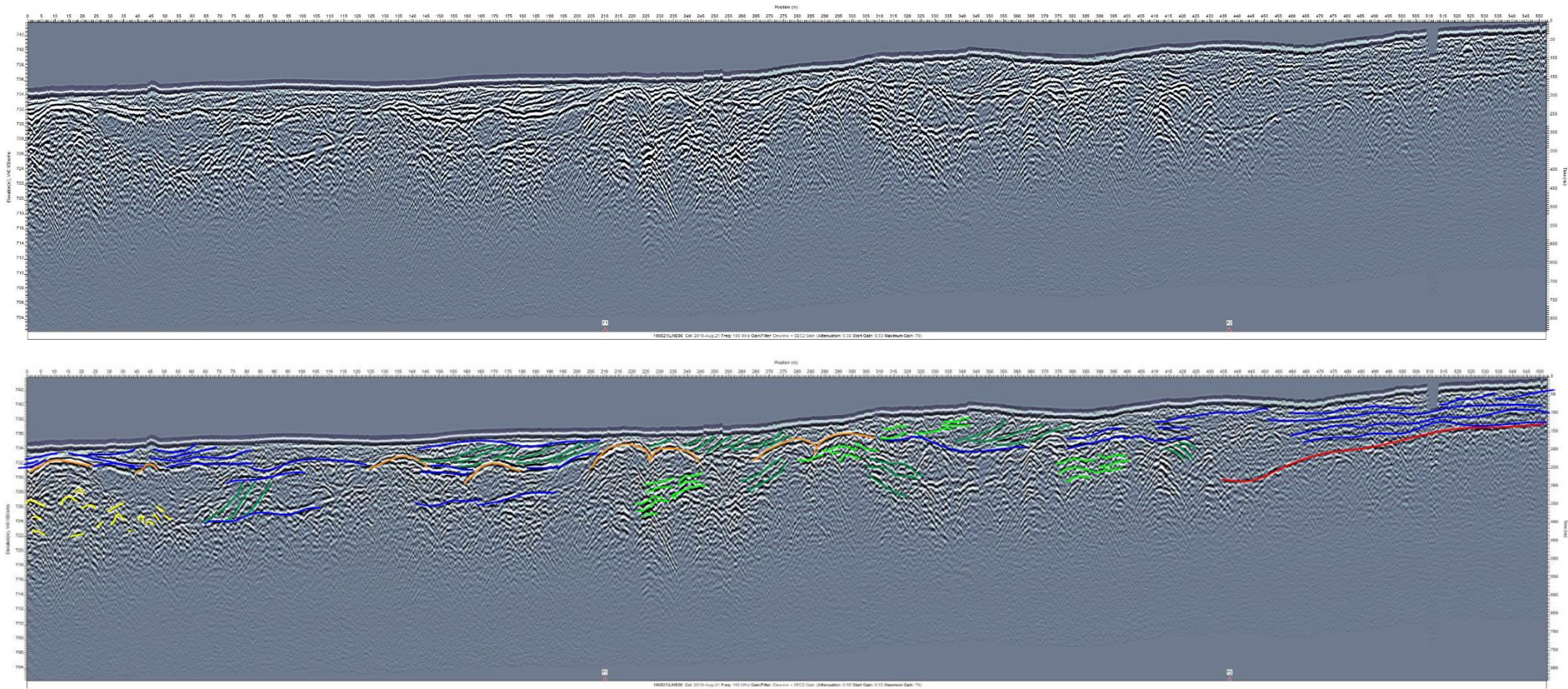
### *Tolkning*

De mange F5 reflektorene gjennom profilet tyder på at det der er gått over noen større objekter. Ettersom det er refleksjoner under, inntil og over disse F5 reflektorene gir det en mulig tolkning at disse er større blokker og ikke fjell. F4 reflektorene under F5 reflektorene kan tyde på områder med dårlig sortering, slik at det har vært området med dårlig sortering før blokkene ble avsatt. Det at man finner både F1 og F2 reflektorer i forbindelse med hverandre gir indikasjon på at det er sortert materiale av rennende vann og tolkes til skrålag og topplag. Siden F1 og F2 reflektorene er noe uryddig gjennom profilet kan det tyde på litt dårlig sortering.

De siste 100 meterne i profilet med F2 reflektorer tyder på god sortering med god kontinuitet i motsetning til tidligere i profilet. En årsak til denne kontinuiteten kan være at når profilet svinger har det blitt gått mer eller mindre rett mot vannstrømmen. Den markante reflektoren som F2 reflektorene ligger over tyder på ikke gjennomtrengelig da det er minimalt med refleksjoner under denne og tolkes til å være fjell.

En generell tolkning av hele profilet er at det starter i indre deler av et delta hvor det har vært dårlig sorteringsevne hvor mye større partikler er avsatt som har gitt F4 og F5 reflektorer. Ved å se i figur 2.6, ser man at området hvor en deltaflate blir begynt utviklet er dominert av F2 reflektorer før man ser dannelse av skrålag. Strukturen fra figur 2.6 finner man igjen i slutten av dette profilet og sannsynlig å anta at det er situasjonen i dette området.





Figur 4.13: Georadarprofil 06 (øverst) fra østre deler av Olstappen breelvdelta (figur 4.6) langs terrasseflate V2 (figur 4.2 A) og tolket profil (underst). Se figur 3.6 for tegnforklaring av georadarfaciene.

## Profil 07/08

### *Beskrivelse*

Dette profilet har en lengde på 285 meter. Gått fra SSV mot NNØ. Det er tatt opp ved østre deler av Olstappen breelvdelta (figur 4.6) og beveger seg på terrasseflate V2, se figur 4.2A. Det er få refleksjoner under 20 meter. Profilet starter på 740 moh. og slutter på 734 moh. De kartlagte georadarfaciene er presentert i figur 4.13.

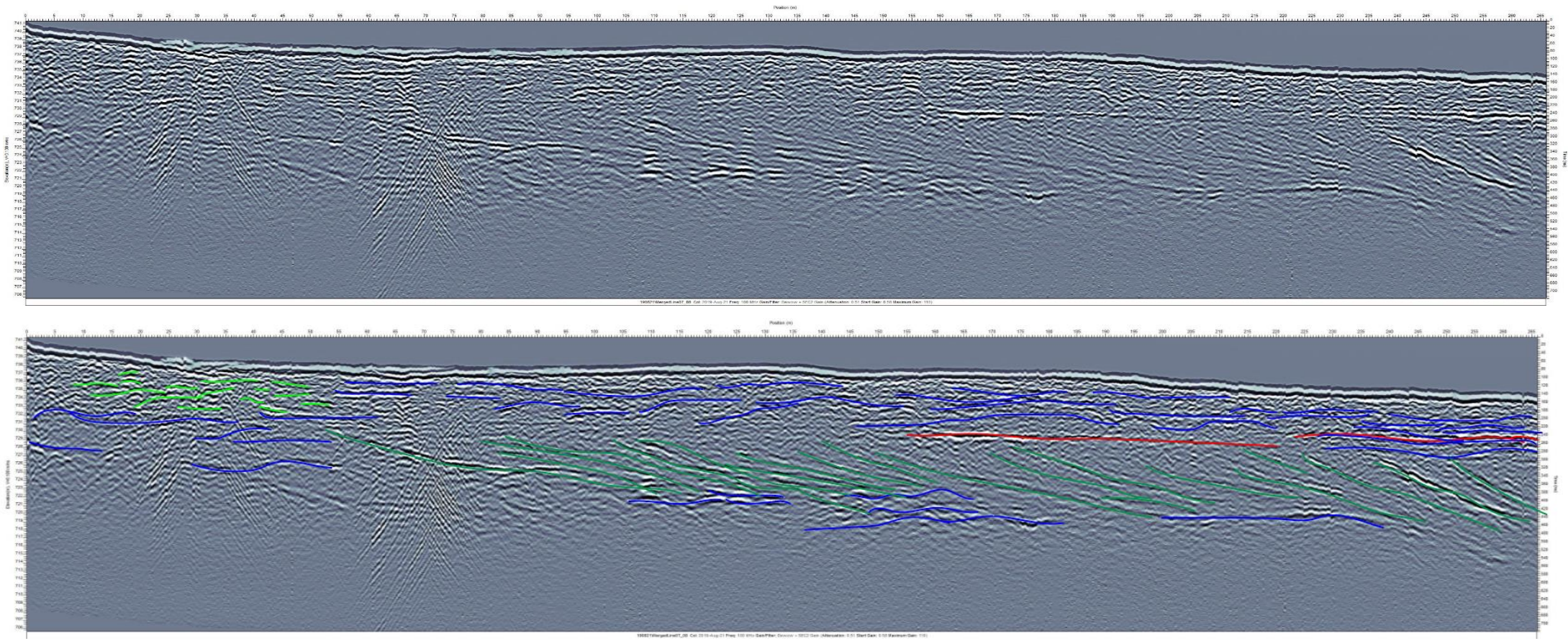
Mellom 0-55 meter er profilet preget av kaotiske, ikke kontinuerlige horisontale reflektorer (F4) i dybden 1-6 meter. Under dette finner man noen kontinuerlige, delvis kontinuerlige subparallele reflektorer (F2). Fra 55 meter og ut profilet kartlegges det F2 reflektorer. Etter 160 meter starter en sterk reflektor i 8 meter dybde som er identifisert som en grense (F6). Fra 55 meter og ut profilet identifiseres det også hellende subparallele reflektorer (F1) som starter i 8 meter dybde, ved facien kartlagt som F6, og ned til 18 meter. Ved 135 meter og ut profilet begynner noen av F1 reflektorene å gå over i F2 reflektorer i 18 meter dybde.

### *Tolkning*

F4 reflektorene i starten av profilet tyder på dårlig sortering. Reflektoren av F2 og F1 gir inntrykk av sortering og lagdeling dannet av rennende vann. Siden F1 reflektorene opptrer under F2 reflektorene blir de tolket til å være skrålag, mens F2 reflektorene tolkes til å være topplag. Fra 50 meter ut i profilet hvor skrålagene begynner å gå over til å være å horisontale i dypet, gir det en tolkning av at det går et bunnlag der. F6 reflektoren tyder på en form for skille. Ettersom det er en horisontal utstrekning som følger F2 reflektorene kan reflektorene kanskje vise til skille mellom topplag og skrålag.

Den noe kaotiske strukturen i starten av dette profilet kan komme av at man er innerkant av deltaflaten, slik kartet i figur 4.6 for så vidt viser. Men det kan også tenkes at grunnen til at det kommer frem en slik struktur, er at profilet i dette området ikke er gått i samme retning som vannstrømmen. Siden det er F2 reflektorer under F4 reflektorene kan det tenkes at vannet på et tidligere tidspunkt drenerte i profilets retning, men at det siden har begynt å drenere i en annen retning i det området. Videre vet man av kartet figur 4.6 at det er gått utover mot ytterkanten av deltaet som også viser seg av de godt utviklede skrålagene og topplaget over disse.





Figur 4.14: Georadarprofil 07/08 (øverst) fra østre deler av Olstappen breelvdelta (figur 4.6) på terrasseflate V2 (figur 4.2 A) og tolket profil (underst). Se figur 3.6 for tegnforklaring av georadarfaciene.

## Profil 11

### *Beskrivelse*

Profilets lengde er 675 meter, gått opp på grusvei og sti. Profilet starter i NØ og går i retning SV de første 240 meterne, deretter er retningen mot VNV. Det er tatt opp ved nordre side av elva ved Slangen (figur 4.7) på terrasseflate T1 (figur 4.4 A) Det er få refleksjoner under 26 meter dybde. Starten av profilet ligger på 714 moh. og slutter på 738 moh. De kartlagte georadarfaciene er presentert i figur 4.15.

Mellom 80-110 meter kartlegges det en diffraksjon (F5) i 1 meter dybde. På begge sider av denne reflektoren identifiseres det kontinuerlige, delvis kontinuerlige subparallele reflektorer (F2). Reflektorene på venstre side av F5 reflektoren har en tykkelse på omtrent 4 meter og starter 1 meter ned i profilet. På høyre side er F2 reflektorene omtrent to meter tykke og strekker seg fra 110 meter til 170 meter. Fra 110-150 meter kartlegges hellende subparallele reflektorer (F1) som heller mot SV, under F2 reflektorene. Videre etter 150 meter er det et langt strekke i profilet hvor det blir funnet F1 reflektorer som heller mot NØ. Tykkelsen frem til 115 meter er på omtrent 10 meter og starter 1 meter ned i profilet. Under disse to faciene fra F5 reflektoren slutter på 110 meter frem til 225 meter er det en markant reflektor som er kartlagt som en grense (F6). Under facien F6 identifiseres et område med kaotiske reflektorer (F3). Videre etter 225 meter frem til 280 meter er det kartlagt F1 reflektorer over det som identifiseres som to F5 reflektorer. F5 reflektorene ligger i seks meters dyp. Under F5 reflektorene er det F3 reflektorer til et dyp på 18 meter. Etter 280 meter til 340 meter er det kartlagt noen F1 reflektorer fra 1 meter dyp til 4 meter dybde. Resten av profilet er kjennetegnet ved kaotiske reflektorer (F3) og kaotiske, ikke kontinuerlige horisontale reflektorer (F4). Mellom 410-520 meter finner man noen F1 reflektorer fra 4 meters dyp ned til 14 meter dyp. Etter 510 meter det er det lite refleksjoner under 4 meter dyp.

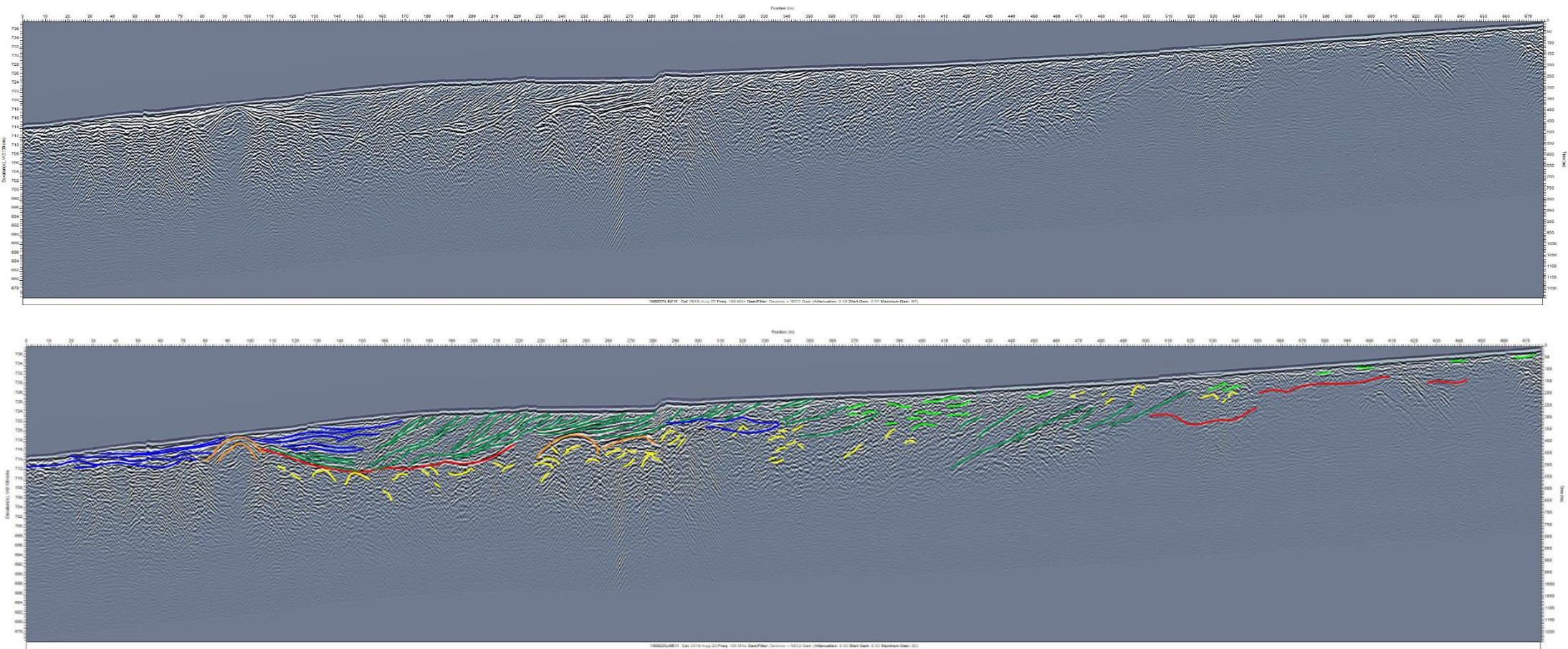
### *Tolkning*

Den markante F5 reflektoren i starten av profilet tyder på et stort objekt med dårlig gjennomtrengelighet. Basert på at det ikke er andre tydelige refleksjoner under denne tolkes den til å være fjell eller en stor blokk. F2 reflektorene rundt denne F5 reflektoren er helt tydelig sortert og avsatt i lag, det samme er F1 reflektorene. Dette tyder på at de er avsatt av vann. Helningen til F1 reflektorene tyder på at vannet har rent mot F5

reflektoren, i en østlig retning, og basert på formen tolkes til å være skrålag. Reflektorene kartlagt som F3 under skrålagene i starten av profilet tyder på dårlig sortering og tolkes til å være morenemateriale. F6 reflektorene som går mellom skrålagene og F3 reflektorene kan tolkes til å være grensen mellom vannført avsetning og breavsetning. De kartlagte F3 og F4 faciener etter 330 i profilet tyder på en betydelig mer usortert avsetning og kan tolkes til å være morenemateriale eller materiale avsatt av vann med dårlig sorteringsevne. F1 reflektorene gir imidlertid inntrykk av en vannført avsetning. I samme området. F6 reflektoren i slutten av profilet har minimalt med reflektorer under seg og tyder dermed på at dette er lite gjennomtrengelig materiale. Dermed tolkes dette som fjell. Siden det er tynt dekket med F4 reflektorer over blir de tolket til å være morenemateriale.

Det er helt tydelig at starten av profilet er preget av breelvmaterialer basert på sammensetningen av reflektorer man ser. Siden man finner F5 reflektorer sammen med F3 reflektorer gir det en tolkning av at det er avsatt morenemateriale i området først, hvor det etterpå har kommet breelvmateriale over. Det ville vært forventet å finne et topplag over skrålagene, men det kan ha blitt fjernet i utarbeidelse av veien som profilet er tatt over. F5 reflektoren i starten av profilet må ha en så stor utstrekning at det har påvirket avsetningen av materialene over da de helt tydelig bygger opp mot den. Siden det er morenemateriale i starten av profilet er det ikke urimelig å trekke en linje til at F3 og F4 reflektorene videre fra 340 meter også viser til dette, men det må også ha vært noe vannføring som har avsatt F1 reflektorene i dette området. I profilets slutt kan man si at man har gått ut av deltaflaten på grunn av det tynne dekket med refleksjoner og hvilke reflektorer som man finner der.





Figur 4.15: Georadarprofil 11 (øverst) fra nordre side av elva ved Slangen (figur 4.7) på terrasseflate T1 (figur 4.4 A) østre deler av Olstappen breelvdelta (figur 4.6) og tolket profil (underst). Se figur 3.6 for tegnforklaring av georadarfaciene.

## Profil 12

### *Beskrivelse*

Dette profilet har en lengde på 240 meter og er tatt opp på sti. Profilets retning er fra Ø mot V. Profilet har minimalt med refleksjoner under 22 meter dybde. Det er tatt opp ved nordre side av elva ved Slangen (figur 4.7) på terrasseflate T1 (figur 4.4 A) ned mot elven. Profilet starter 727 moh. og slutter 715 moh. De kartlagte georadarfaciene er presentert i figur 4.16.

Fra start av profilet til omtrent 140 meter er det blitt kartlagt kontinuerlige, delvis kontinuerlige subparallele reflektorer (F2). De er mer markante med større tykkelse, 6 meter tykkelse, mellom 80-140 meter. Det er ingen F2 reflektorer under 8 meter dybde i profilet. Mellom 0-70 meter er radarfacien kaotiske reflektorer (F3) identifisert under F2 reflektorene. Etter 75 meter ut i profilet finner man kaotiske, ikke kontinuerlige horisontale reflektorer (F4) frem til 125 meter under F2 reflektorene ned til 15 meter dyp. Fra 155 meter til 185 finner man også F4 reflektorer, men nå i dybden 4-8 meter. Etter 180-220 er det kartlagt noen F2 reflektorer. Dybden med reflektorer i profilet blir mindre og mindre fra 130 meter og ut profilet. De siste 40 meterne er det reflektorer kun mellom 0-4 meter dybde.

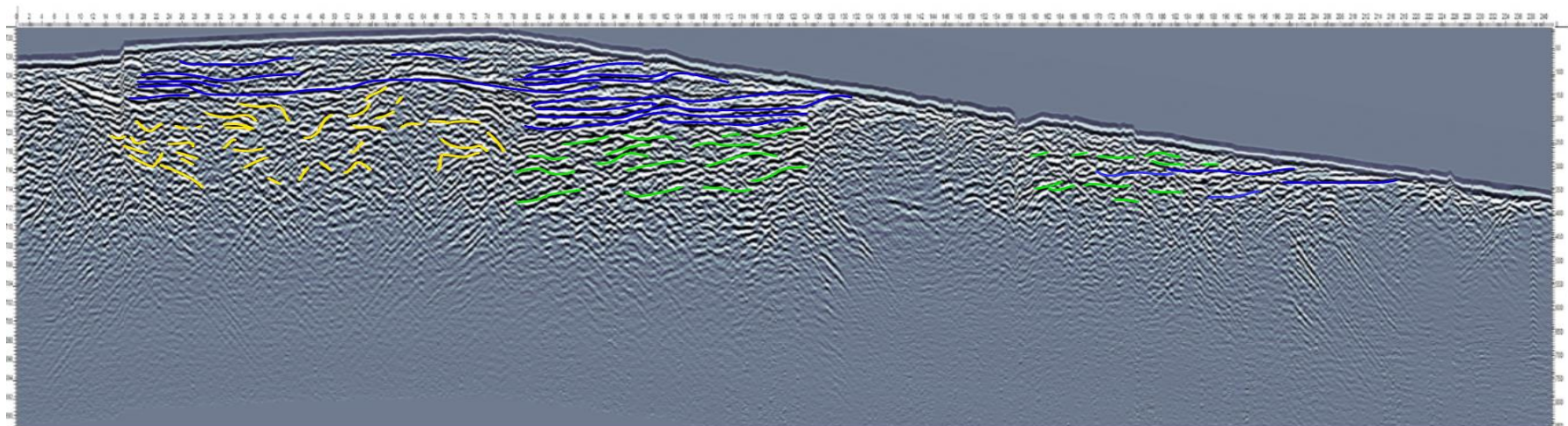
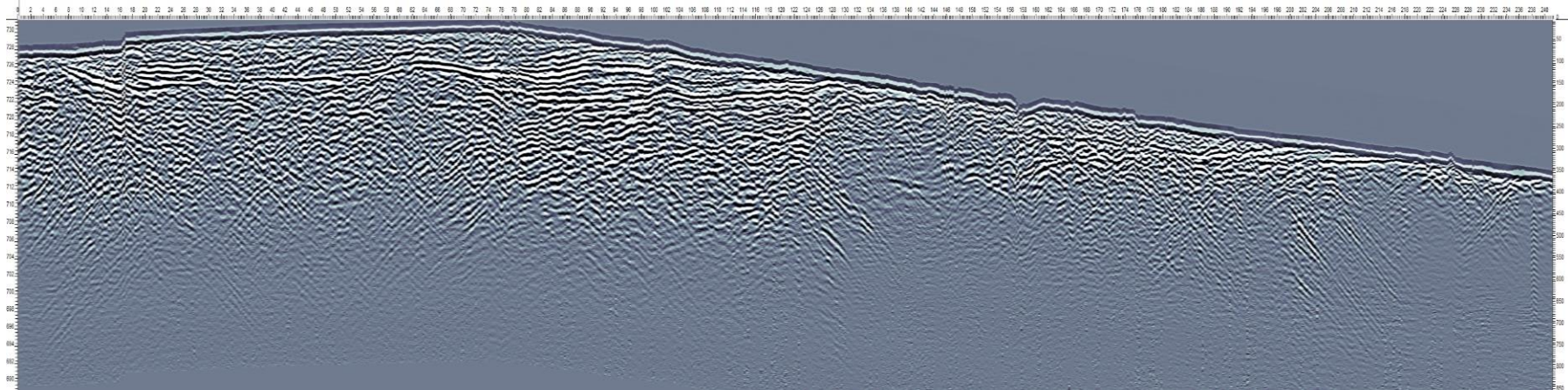
### *Tolkning*

Fra starten av profilet tyder F3 reflektorene på en usortert avsetning. F4 reflektorene som følger tyder også på en usorter sortering, men samtidig noe mer sortert enn F3 reflektorene. F2 reflektorene i toppen tyder imidlertid på godt sortert og lagdelt materiale. I utgangspunktet er det forventet å finne F1 reflektorer under F2 reflektorene, ettersom det fremdeles er opptak fra samme terrasseflate som profil 11. En tolkning kan være at noen av F3 og F4 reflektorene kan være skrålag, men på grunn av retningen profiler er tatt opp blir kartlagt som andre reflektorer. Fordi om man går i samme retning som skrålagene, eller motsatt retning av skrålag vil de komme opp som gode skrå reflektorer, men er det derimot gått på tvers av skrålagene vil de ikke reflekteres som skrålag.

Videre etter 130 meter hvor det er F2 og F4 reflektorer ser man at det er mye mindre mektighet. Det tyder på at profilet beveger seg ut av deltaflaten. Når det etter 155 meter er mye tynnere refleksjonsdybde tyder det på at det er gått over i annet type materiale.

Profilet ble stoppet på bart fjell og man ser der at det der er så å si refleksjonsfritt. Dermed er trolig det refleksjonsfire områdene fra 155 meter og ut profilet også fjell, hvor det blir tynnere og tynnere dekke av løsmasser.





Figur 4.16: Georadarprofil 12 (øverst) fra nordre side av elva ved Slangen (figur 4.7) på terrasseflate T1 (figur 4.4 A) østre deler av Olstappen breelvdelta (figur 4.6) og tolket profil (underst). Se figur 3.6 for tegnforklaring av georadarfaciene.



### 4.3 Volumberegninger

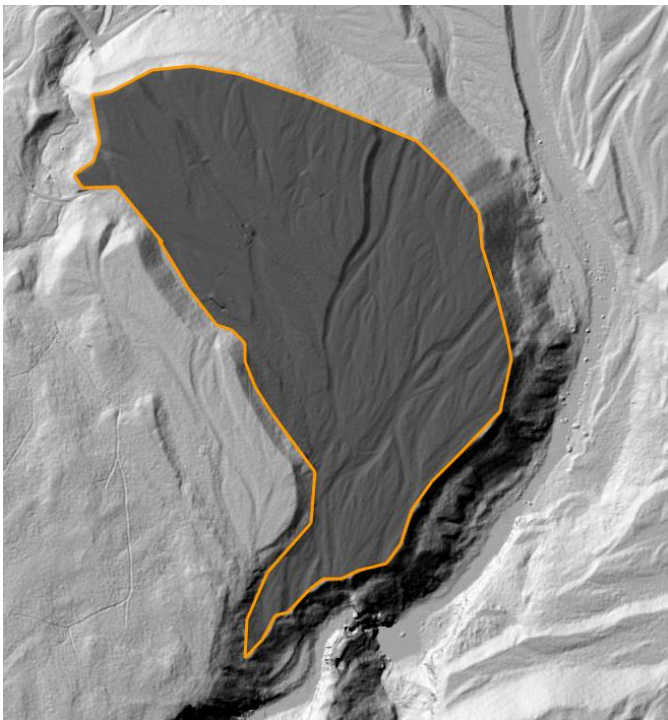
#### *Olstappen*

For å få en volumberegning av den største deltaterrassen i avsetningen ved Olstappen er det funnet areal ved hjelp av tegneverktøyet på Høydedata.no Det inntegnede arealet kan sees i figur 4.17. Grunnen til at jeg har valgt å ta grensen til arealet langs kanten av avsetningen er at mektigheten antagelig ikke er konstant gjennom hele terrassen.

Dermed vil det å ta med en skrå kant hvor det dermed ikke er fylt med løsmasser gi et altfor høyt resultat. Arealet av denne terrassen ble på:  $0,21\text{km}^2$  som tilsvarer  $210\,000\text{m}^2$

For å finne mektighet i avsetningen er det tatt utgangspunkt i georadarprofilene 06 og 05/09. Dybde jeg ser av refleksjoner i profil 6 er totalt 18 meter og i profil 05/09 er det dybde på omtrent 14 meter. Gjennomsnittet av disse to dybdene er 16 meter. Tar man utgangspunkt i at mektigheten i hele avsetningen har en tykkelse på 16 meter vil volumet av denne deltaterrassen være på:

$$210\,000\text{m}^2 \times 16\text{ m} = 3\,360\,000\text{ m}^3$$



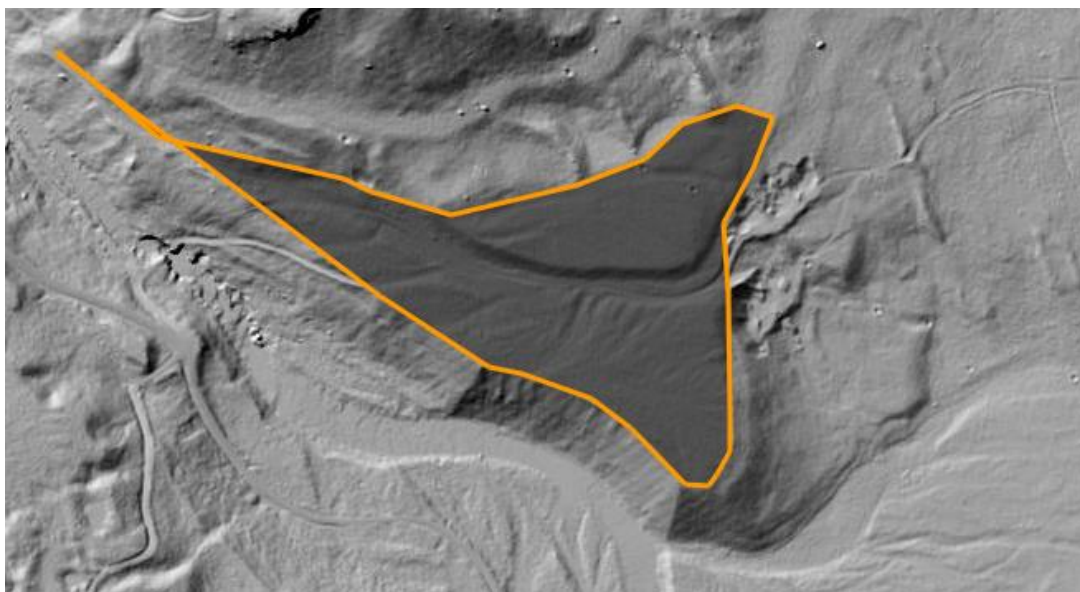
*Figur 4.17: Merket område viser arealet som er brukt til volumberegninger for den største terrassen ved Olstappen. Hentet og modifisert på Høydedata.no*

### *Slangen*

Det samme tegneverktøyet er brukt for å finne et areal på den mest markante terrassen ved Slangen, og er vist i figur 4.18. Det er også her tatt areal fra kanten av skrenten av samme årsak. Arealet for denne terrassen ble:  $56905\text{m}^2$

For å finne mektigheten i denne terrassen er profil 11 og 12 brukt. I profil 11 er mektigheten i området med hellende subparallele reflektorer på 10 meter. I profil 12 er avsetningene med subparallele reflektorer på 6 meter og kaotiske ikke kontinuerlige horisontale reflektorer ned til 15 meter dyp. Tar man utgangspunkt i at denne facien også er avsatt av breelven blir tykkelsen 15 meter. I profil 11 er som nevnt trolig de øvre meterne borte noe som gir en litt mindre mektighet. Det er derfor her også naturlig å bruke gjennomsnittet mellom de to profilene og bruke en mektighet på 12,5 meter det gir et volum på:

$$56905\text{m}^2 \times 12,5\text{m} = 711\,312\text{m}^3$$



*Figur 4.18: Merket område viser arealet som er brukt til volumberegninger for den mest markante terrassen ved Slangen. Hentet og modifisert på Høydedata.no*

## 5 Diskusjon

Sand- og grusforekomstene i undersøkelsesområdene ved elvene Vinstra og Hinøglå tolkes som deltaavsetninger basert på analyser av DTM og georadar. Deltaene er avsatt i ulike høyder av elver som følger dagens elveløp i ulike høyder.

### 5.1 Sammenlikning med tidligere undersøkelser

Metodene som er brukt i forbindelse med denne oppgaven er som nevnt ikke brukt i studieområdet tidligere. Georadar undersøkelsene har gitt godt grunnlag til å studere strukturene under bakken og LiDAR dataene former i overflaten. Om man sammenligner disse resultatene med undersøkelsene fra Ramsli (1948) er det flere samsvarende resultater.

Blant resultater som samsvarer er høyden målt på terrassene. I tabell 5.1 er Ramsli (1948) sine høydemålinger av noen av terrassene ved Olstappen. Det er ikke helt like høydemålinger sammenlignet med de som er presentert i tabell 4.1, men de er såpass like at de begge kan sies å være riktige. Årsaker til at tallene ikke er helt like kan ha med målemetoden som er brukt og hvor på terrasseflaten det er blitt målt. Nok en sannsynlig årsak kan være den ujevne overflaten på alle terrassene som følge av alle de tørre elveløp.

Ved bruk av LiDAR data i forbindelse med denne oppgaven er det kartlagt sju terrasser ved Olstappen, noe Ramsli (1948) også gjorde, selv om det kun er høydemålinger fra seks. Den øverste terrassen målte han til høyde 753-750 moh., noe som stemmer med det som er målt her i terrasse V1.

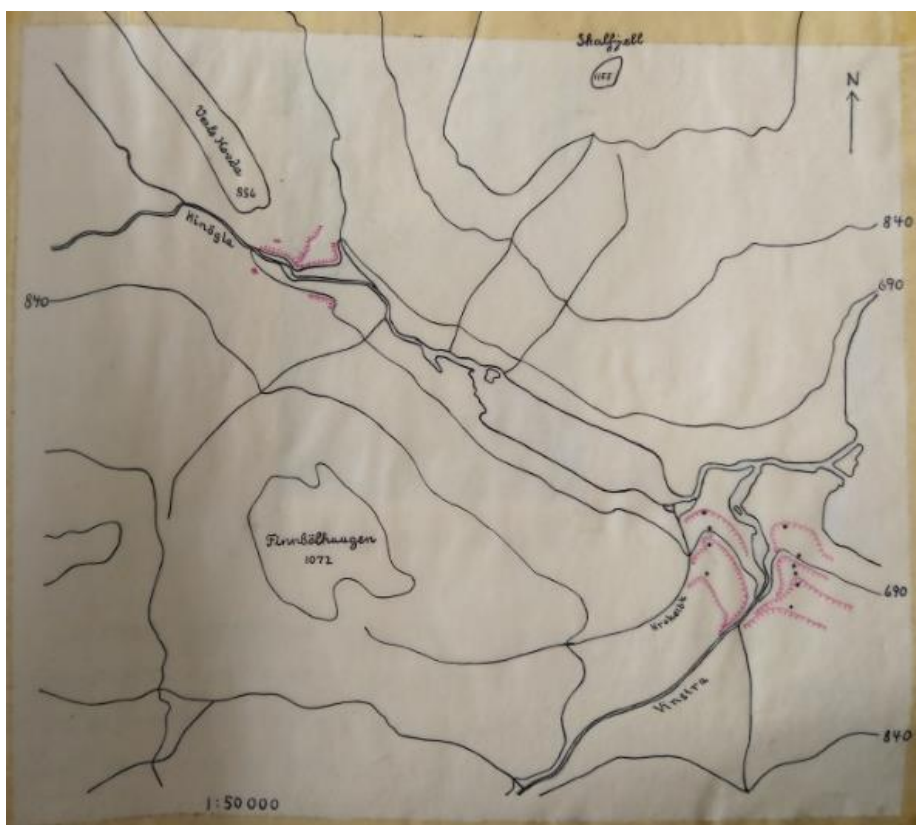
*Tabell 5.1: Høyde på terrasser gjort i tidligere undersøkelser av området. V3, V7, V6, V2 og V5 er de tilsvarende flatene som presentert i figur 4.2. Tall hentet fra: Ramsli (1948)*

Terrasse	V3	V7	V6	V2	V5
Framkant moh.	680,13	677	695	728,56	725
Innerkant moh.	682,39	682	705	729	726

For Slangen kartlagte Ramsli terrasser ved høyde 745, 727,7 og 695 moh. Også disse høydemålingene stemmer ganske bra med terrasse T3, T1 og T2 i tabell 4.2 selv om de er noe mer avvikende enn ved Olstappen. Målingen for terrasse T1 er imidlertid veldig samsvarende. Kartlegging med LiDAR data viste seks terrasser ved Slangen, mens

Ramsli kun never fire i sine undersøkelser. Det tyder antagelig på at det er lettere å få overblikk over mindre markante terrasser ved bruk av LiDAR data.

Selv om det er kartlagt likt antall terrasser ved Olstappen er imidlertid avgrensingene til terrassene kartlagt forskjellig. Sammenligner man avgrensingene til terrassene i figur 4.2C i resultatdelen, med figur av 5.1 gjort av Ramsli er spesielt terrassen her kalt V7 forskjellig ved at kartlegging ved bruk av DTM gir en grense som strekker seg lenger mot nord, nærmere mot Olstappen. De andre er likere, men alle avgrensingene av terrasser hos Ramsli (1948) avviker noe fra det som er funnet ved LiDAR data. Generelt er de opptegnet mer avrundet av Ramsli. Det samme gjelder ved Slangen. LiDAR dataene gir imidlertid lengre grense for noen av terrassene Ramsli (1948) har funnet. Kartleggingen ved LiDAR data tilfører med det en enda mer nøyaktig kartlegging av terrasser i dette området.



Figur 5.1: Kart med inntegnede avregninger til terrasser (rosa) ved Olstappen og Slangen. Hentet fra: Ramsli (1948)

Det er nevnt av Ramsli (1948) at det var vanskelig å finne gode skjæringer i terrassene til å studere strukturer i terrassene og han gjorde derfor Ramsli få undersøkelser på dette. Georadarundersøkelsene tilfører dermed ny informasjon av det som tidligere ikke



har vært lett tilgjengelig, men ingen av de nye undersøkelsene motsier noe av det som er gjort tidligere.

## 5.2 Deltaoppbygning og dreneringsretninger

### *Olstappen*

Profilene 05/09, 06 og 07/08 gir et helhetlig bilde av strukturene under overflaten i deltaflate V2. Om det først tas utgangspunkt i slutten av profil 06, som vil si helt sør på deltaflate V2, starter flaten med det som er tolket til topplag, med tykkelse opp mot 7 meter. Ut mot nordøst fra 440 meter i profil 06 kan dette topplaget i stor grad følges helt ut mot kanten av deltaflaten. Topplaget er mindre fremtredende i nordvestre delene av deltaflaten hvor det kun noen steder er kartlagt topplag på 2-4 meter tykkelse. Under topplaget finner man i nordøstre deler av deltaflaten (fra profil 07/08) skrålag som heller mot nordøst i 8-18 meter dybde. I de nordvestre områdene ser man igjen skrålag, men her ligger de ikke like dypt i profilet, men fra omtrent 3-13 meter dybde. De heller ikke samme vei som skrålagene i nordøstre deler av deltaflaten. Det er i tillegg to forskjellige retninger på skrålagene her. Skrålagene kartlagt ved innerkant i nordvest på deltaflaten fra profil 05(09) heller mot øst-nordøst, mens de påfølgende skrålagene ut mot midtre områder i nord-nordvest heller mot vest-nordvest. I de dypere områdene av deltaflaten, i nordøst, går skrålagene ut i et bunnlag, mens et bunnlag ikke er like tydelig i nordvestre delene. I innerkanten av deltaflaten (langs profil 06) tyder strukturene på dårligere sortert materiale ettersom strukturene ikke er gjennomgående og generelt noe kaotiske. Men som beskrevet i resultatdelen er det å forvente når man er i innerkanten av en deltaflate, hvor elva har dårligere sorteringsevne med mer større materialer som avsettes fort.

Ettersom helningen i skrålagene er forskjellige taler det for at vannet har drenert i ulike retninger. Vannet må dermed ha drenert mot nordøst, men også mot øst-nordøst og vest-nordvest. Et relevant spørsmål er hvorvidt alle skrålagene er avsatt i samme tidsrom eller om de er avsatt på noe forskjellige tidspunkter. Med tanke på at skrålagene i de nordøstlige delene av deltaflaten ligger noe dypere enn i de vestlige områdene av deltaflaten kan en antagelse være at vannet i stor grad i starten har drenert mot nordøst først og så senere drenert mer mot nordvest. En annen tolkning kan være at de massene som er under skrålagene i profil 05 og 09 er morenemateriale som ligger opp til en

dybde på omtrent 13-14 meter, noe det ikke gjør i de østre områdene av flata. Med det har man ikke fått like dype avsetninger i begge områdene av deltaet, selv om det kanskje er avsatt på samme tidspunkt.

Sett at skrålagene er avsatt samtidig over hele deltaflaten ville det være naturlig å tenke at topplaget på tilnærmet hele flata skulle vært omtrent like tykt. Grunnen til det, som beskrevet av Jørgensen et al. (1997), er at skrålagene vil bygge seg opp mot vannoverflaten hvor det så dannes et topplag. Da skulle man tro at selv om skrålagene ikke er gått like dypt ville de på omtrent samme tidspunkt nå vannoverflaten. Med det skulle skrålagene i de nordøstre områdene av deltaflata startet i en dybde på omtrent fire meter slik som i nordvest og ikke i åtte meter dybde. En grunn til at topplaget starter dypere i de nordøstre områdene kan være at vannet etter avsetningen av skrålagene har erodert ned i skrålagene og deretter avsatt et nytt tykkere topplag. Fra resultatene knyttete til LiDAR dataene (figur 4.2C og 4.3) er det helt tydelig tørre elveløp på overflaten som gjør at dette kan være en sannsynlig antagelse. At det er så mange tørre elveløp på overflaten viser tydelig at vannet stadig har forandret dreneringsretning. De tørre elveløpene man ser i LiDAR data resultatene viser også drenering i de retningene skrålagene viser, altså både mot nordøst, nordvest og mot nord. Selv om ikke georadarprofilene viser skrålag i alle retningene man kan se vannet har drenert på overflaten, har det antagelig med at profilene ikke dekker hele deltaflaten.

Skrålagene, som i profil 05 og 09, heller mot øst-nordøst strider imot dreneringsretningene man ser i resten av deltaflaten og også mot retningene som kommer fram av LiDAR dataene over denne flaten. Ser man derimot på profil 04 og skrålagene man finner i det profilet, heller disse mot nordøst. Dermed en ganske tilsvarende retning som området i profil 05 og 09. Det tyder på at det har drenert vann mot nordøst, men ettersom denne dreneringsretningen ser ut til å starte før grensen til deltaflate V2 som tegnet opp i figur 4.2C kan en sannsynlig årsak være at det har kommet inn vann fra sørvestlig retning som har avsatt disse skrålagene. Vannet fra sørvest har da rent inn mot området hvor deltaflate V2 er og avsatt skrålag opp mot skrålagene avsatt av vannet fra sørøst. Kilden til det dette vannet har antagelig vært fra der Krokutbekken renner i dag ettersom det er en tydelig nedskjæring i terrenget her som kan tyde på at det har drenert større vannmengder der. Om dette er tilfellet vil tolkningen om at den uryddige strukturen med både kaotiske og lagdelte facier er tegn

på at det er indre deler av en deltaflate være feilgitt for profilene 04, 05 og 09. En mer riktig tolkning vil da være at det er morenemateriale hvor det har drenert inn vann fra sørvest som har avsatt noen lagdelte strukturer over morenen.

Når det kommer til oppbygningen av deltaflate V3 hvor det er massetak, gir allikevel profil 01 og 02 noe informasjon om oppbygningen også her. Skrålagene ved innerkant midtre deler av deltaflaten heller nordøst, mens skrålagene i de østre områdene heller mer mot nordvest. LiDAR dataene tyder på drenering mot vest. En mulighet er at Vinstra har drenert inn mot vest, i tillegg har det også her kommet inn vann fra det som i dag er Krokutbekken og avsatt de skrålagene som heller mot nordøst.

De resterende deltaflatene er det ikke georadaropptak fra og dermed er det ikke mulig å si noe om strukturene under overflaten. Det man imidlertid kan si generelt, om hele avsetningen ved Olstappen, er at rotpunktet til deltaene og vannets kildeområde er fra samme elveløp som dagens Vinstra har og drenering fra rotpunktet har til dels spredd seg utover i vifteform. Unntaket er der man ser nordøstlig dreneringsretning på vestsiden av Vinstra, som trolig har kilde fra der dagens Krokutbekken drenerer. Ut ifra det har vannet på vestsiden av Vinstra i hovedsak drenert mot nordvest, nord, og nordøst (Krokutbekken som kilde). Mens det på østsiden av Vinstra er dreneringsretning mot øst-nordøst basert retninger fra de tørre elveløpene kartlagt fra LiDAR dataene.

### *Slangen*

Ved Slangen gir profil 11 og 12 innblikk i oppbygningen av deltaflate T1. Det er tydelig at det er topplag i deler av flaten og det har trolig vært det over hele flaten før den ble bearbeidet med massetak og bygging av grusvei. Bearbeiding av grunnen er dermed antagelig grunnen til at det ikke kommer fram av profil 11. Ut ifra elveløp som kommer fram på flata fra LiDAR data (figur 4.4) forventer en at det er en deltaflate. Skrålag som bekrefter det kommer fram av profil 11. Skrålagene heller mot øst og sørøst. Dette indikerer dermed at vannet har kommet fra nordlig retning. Deltaflaten er trolig avsatt oppå morenemateriale ettersom det er kartlagt flere kaotiske områder i profilene. Resultatene av LiDAR dataene tyder også her på tørre elveløp hvor elva har drenert i stadig ulike retninger. Det er ikke usannsynlig at man ville kunne ha funnet noen flere

helninger i skrålagene om man hadde kunne tatt georadarundersøkelser over flere retninger av flata.

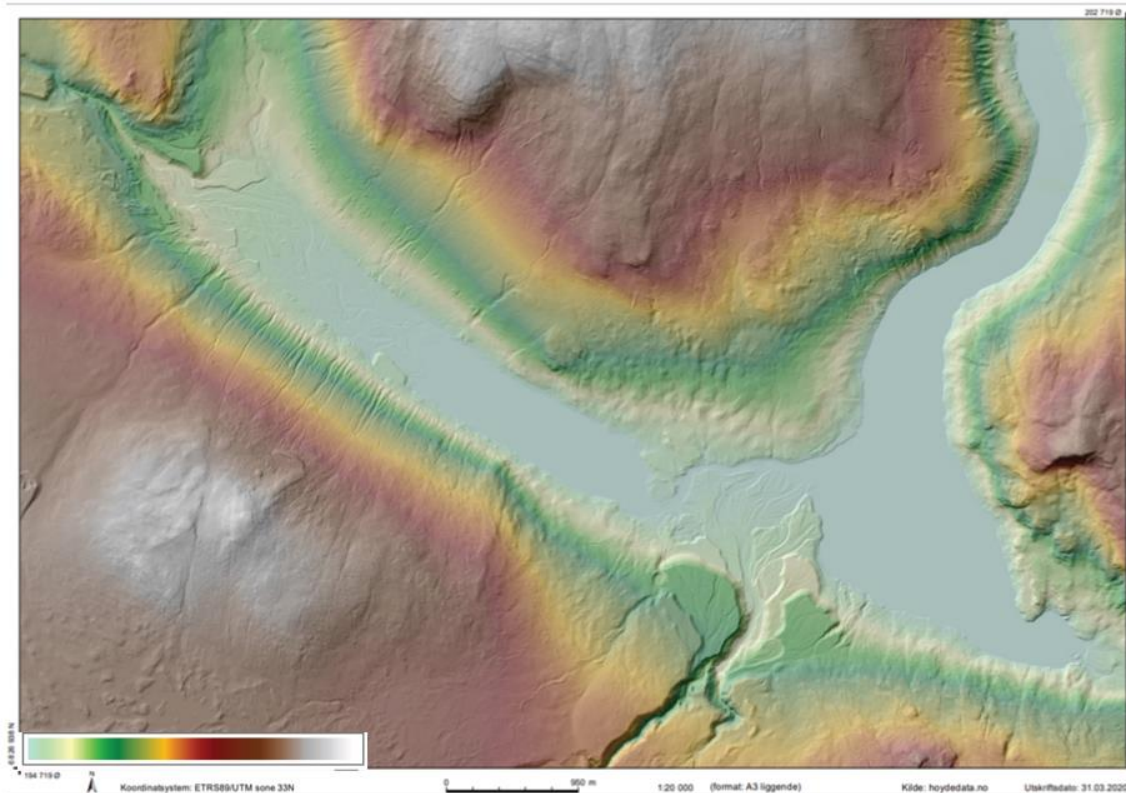
Ettersom det heller ikke ved Slangen er tatt georadarundersøkelse av alle deltaflatene kan det heller ikke her gis noen større tolkning av oppbygning utom det som er basert på LiDAR dataene. Dermed kan man generelt si at avsetningen ved Slangen har hatt kilde fra der hvor dagens Hinøgla renner og denne elva har avsatt de største avsetningene. Vannet må ha drenert ut mot både nord og sør. Hovedsakelig drenert fra nordvest og så svingt mot øst og nordøstlig retning og avsatt deltaflate T1 og deretter T2 med en enda mer østlig dreneringsretning, men noe også mot sør og sørvest med og avsatt deltaflate T3 og T4. Til slutt har det også drenert vann, med kilde fra det som i dag er Raudskardbekken, for å avsette deltaflate T5 i en sørvestlig retning.

### 5.3 Terrassehøyder Olstappen og Slangen

Ut ifra høydemålingene i tabell 4.1 og 4.2 ser det ut til at terrassene ved begge undersøkelsesområder har liknende høydemålinger med hverandre. Ut ifra hvilke terrasser som har liknende høydemålinger kan det deles inn i fem ulike nivåer. V4 på rundt 770 moh., V1 og T3 på rundt 750 moh., V2, V5, T1 og T4 på rundt 730 moh., V6 på rundt 700 moh. og V3, V7, T2 og T5 på rundt 685 moh. Høydene på de ulike terrassene avviker allikevel en del mellom hverandre. Ser man i den digitale høydemodellen, figur 5.2, er det enklere å se hvilke terrasser som har lignende høyder med hverandre. Fargeindikasjonene kan følges hele veien rundt området i kartet. De fem terrassenivåene ligger fra ca. 30 til 120 meter over Olstappen (laveste vannstand) og 20-80 meter over Slangen, og må ha vært dannet i en stor sammenhengende innsjø, som også Ramsli (1948) og Garnes og Bergersen (1980) nevner. En slik innsjø krever en oppdemning av dagens utløp langs Vinstradalen ved Skåbu. En annen dreneringsvei vil være mot SØ, der Ramsli (1948) målte passeringspunktet mellom Espedalen og Vestre-Gausdal til 727,64 moh. Dette samsvarer med terrassenivået på 730 moh. (V2, V5, T1 og T4). De to øverste trinnene (770 og 750 moh.) stammer fra avsetninger før det ble en stor innsjø der. En mulighet er at de er avsatt mens det ennå var is liggende i området. De to laveste trinnene på 700 og 685 moh. viser til synkende vannstand i den store innsjøen. Ramsli (1948) målte vannnivået i Olstappen til å være 662 moh. som er seks meter lavere enn den maksimale og sju meter høyere enn den minimale oppdemte



vannstanden. Dermed gir ikke dagens vannstand i Olstappen den egentlige naturlige vannstand.



Figur 5.2: Digital terrengmodell med høydeplott over begge de undersøkte avsetningene. Lys blå indikerer laveste områder, grå/hvit indikerer høyestliggende områder. Hentet fra Høydedata.no

#### 5.4 Utviklingshistorie i nordlige Espedalen

Utviklingshistorien basert på det som er funnet av resultater her må starte med de høyeste avsetningene, terrasse V4, V1 og T3 (figur 4.2 og 4.4). Høydene til disse terrassene er funnet til å være på omtrent 770 moh. (V4) og 750 moh. (V1 og T3). Ut ifra utviklingshistorien beskrevet av Garnes og Bergersen (1980) startet det de har kalt Espedalsfasen når vannet ikke lenger kunne drenere over Krusgravpasset, men isteden begynte å drenere mot Espedalen. Krusgravpasset har en høyde på 1110 moh. og ettersom den høyeste terrassen målt her er på omtrent 770 moh. må alle avsetningene kartlagt her være fra denne fasen. Situasjonen har trolig vært at isen har smeltet ned og blitt liggende igjen dalene der Olstappen og Slangen er i dag. Dette samsvarer med tolkningene Ramsli (1948) gjorde i området. Langs kanten av denne isen har det

antagelig blitt liggende en mindre innsjø hvor drenert vann fra sørvest som har avsatt terrasse V4. Dermed viser trolig høydenivået 770 moh. til vannivået innsjøen langs isen har hatt. Videre har isen antagelig smeltet mer ned slik at det er blitt vann langs kanten av isen i en høyde på omtrent 750 moh. hvor terrasse V1 og T3 er blitt avsatt. Ved Slangen tyder tørre elveløp kartlagt fra LiDAR data at vannet har drenert fra nordvest. V1 ved Olstappen tyder derimot på en dreneringsretning mot nordvest fra sørvest.

Deretter har isen smeltet bort og resultatene funnet i denne oppgaven stemmer godt overens med den videre utviklingshistorien beskrevet av Garnes og Bergersen (1980). Både LiDAR- og georadardataene tyder på at de store avsetningene ved Olstappen og Slangen har vært avsatt i en større innsjø i området basert på høydene man finner. Høyeste høyden på sjøen må ha vært på rundt 728 moh. ut ifra høyden på de store terrassene ved Olstappen og Slangen og passpunktet målt av Ramsli (1948) ved skille mellom Espedalen og Gausdal. For at vannet skulle drenere mot Espedalen og Gausdal måtte det være en relativt mektig demning ved dagens utløp av Olstappen.

Denne demningen er tidligere nevnt av flere. Ramsli (1948) mente det trolig var en demning av hovedsakelig løsmasser fra da isen smeltet ned, altså morenemateriale, men at det også var dødisrester i disse materialene. Mangerud (1965) skriver at demningen bestod av hovedsakelig bunnmorene, over glasifluviale avsetninger. I en annen artikkel skriver Mangerud (1962) at det var et dødisstille i Vinstradalen, men at det trolig var løsmassene som var demningen. Garnes og Bergersen (1980) skriver imidlertid at de glasifluviale avsetningene under morene er veldig permeable og dermed ikke kan ha hatt en stor evne til å demme opp så store vannmengder. Dermed er kanskje den mulig tolkning at det var en kombinasjon av begge deler.

Ved Olstappen har Vinstra avsatt løsmasser både på øst og vestsiden av elven. Elva avsatte løsmasser ut i innsjøen, og når vannstanden ble senket begynte elva å grave seg ned og inn i de løsmassene, altså erodere, for så å avsette på nytt. På vestsiden av Vinstra drenerte vannmassene mot både nordvest og nordøst. Disse retningene kan baseres på både LiDAR dataene og georadarprofilene. Dreneringsretningen på deltaflaten på østsiden i denne høyden kan kun baseres på LiDAR dataene, og gir ut ifra det retning mot øst-nordøst. Ved Slangen avsatte elva Hinøglå løsmasser som i dag er en terrasse hvor LiDAR dataene og georadarprofilene tyder på at vannet hadde en

dreneringsretning mot øst og nordøst. Garnes og Bergersen (1980) skriver at espedalsfasen må ha endt for mer enn 9000 år side. Stemmer dette vil løsmasser tilsvarende volumet på omtrent 3 360 000 m<sup>3</sup> ved Olstappen og omtrent 700 000 m<sup>3</sup> ved Slangen ha blitt avsatt før det.

Når demningen ved dagen utløp av Olstappen ble brutt må vannivået ha sunket raskt ned til et nivå på rundt 700 moh. hvor en ny terrasse ble avsatt ved Olstappen. Man kan anta at det raskt ble senket ettersom det ikke er funnet tegn på saktere trinnvise nedsenkninger. Dette vannivået varte trolig i kort tid, da det ikke er funnet terrasser ved Slangen i dette høydenivået. Siden det er en terrasse med en relativt stor utstrekning kan man anta at sedimentasjonshastigheten var høy i Vinstra, og mye lavere i Hinøglå. Det tredje vannivået må ha vært på rundt 685 moh. hvor det ble avsatt flere terrasser både ved Slangen og Olstappen. Etter at denne innsjøen begynner å drenere ned Vinstradalen, altså lavere enn 728 moh., ved Olstappens utløp, kom man inn i Store Dølasjøfasen. Vannet dreneres ned og opp i Store Dølasjø. Garnes og Bergersen (1980) skriver at det er funnet tegn etter Store Dølasjø opp mot 670 moh. i Vinstradalen. Den laveste terrassen målt her er på 678 moh. i laveste punkt, noe som kan tyde på at Store Dølasjø stoppet i Vinstradalen og den store innsjøen drenerte vann ut i Store Dølasjø.

## 6 Konklusjon

- Georadar og LiDAR var gode metoder til å undersøke oppbygning av terrasser og overflatestrukturer/landformer. Resultatene stemmer godt overens med tidligere undersøkelser i området.
- Hovedkilden til avsetningen ved Olstappen er det samme som der Vinstra renner i dag. Hovedkilden til avsetningen ved Slangen er det samme som dagens Hinøgla, men det er også en kilde fra der dagens Rudskardbekken i dag drenerer inn.
- Den dominerende dreneringsretningen ved avsetningen ved Olstappen er mot nordvest på vestsiden av Vinstra og mot nordøst og øst-nordøst på østsiden, mens den dominerende dreneringsretningen ved Slangen er mot øst og nordøst.
- Løsmassevolumet avsatt i de to største terrassene ved høyeste vannstand i den sammenhengende innsjøen ved Olstappen og Slangen, henholdsvis terrasse V2 og T1, er beregnet til omtrent 3 360 000 m<sup>3</sup> ved Olstappen og 700 000 m<sup>3</sup> ved Slangen.
- De høyestliggende terrassene på omtrent 770 og 750 moh. ligger over passpunkt mellom Espedalen og Gausdal målt av Ramsli (1948) og tyder på at det har ligget is i Olstappen og Slangens daler hvor det har vært vann langs iskanten hvor mindre løsmasseavsetninger er avsatt.
- De tre resterende høydenivåene ligger i nivå med og under Ramsli (1948) sitt målte passpunkt og har samsvarende høyder i avsetningene både ved Olstappen og Slangen som tyder på det blitt en stor sammenhengende innsjø. Denne innsjøen må ha hatt tre vannivåer fra høyest på 728, 700 og så 685 moh. før det ble senket til det endelige vannivået hvor det ikke lenger var en sammenhengende innsjø.



## 7 Forslag til videre undersøkelser

- Foreta georadarundersøkelser på deltaflatene på østsiden av Vinstra, og for de øvrige deltaflatene ved Slangen, for å få innblikk i oppbygning og dreneringsretninger under det som kan tolkes fra overflaten. Dette vil kunne gi en enda mer helhetlig forståelse av avsetningene.
- Estimere Løsmassevolumet for deltaflater på østsiden av Vinstra og øvrige deltaflater ved Slangen.

## Referanser

- Alstadsæter, I. (1979). *Kvartær stratigrafi og sedimentologi i Vinstradalen, Oppland*. Hovedfagsoppgave. Bergen: Geologisk institutt, Universitetet i Bergen.
- Annan, A. P. (2009). *Ground penetrating radar (GPR) principles I*: Jol, H. M. (red.) *Ground penetrating radar: Theory and applications* s. 1-37. United Kingdom: Elsevier Science.
- Berthling, I. (1997). *Kvartærgeologiske og geomorfologiske interesser innenfor planleggingsområdet for utvidelse av Rondane nasjonalpark*. Fylkesmannen i Hedmark, Miljøvernavdelingen, 14/97. Tilgjengelig fra: <https://www.fylkesmannen.no/globalassets/fm-innlandet/000-annet/publikasjoner/fmhe-mva-rapportserie/mvahe-rapport-1997-14-kvartargeologiske-og-geomorfologiske-interesser.pdf> (lest 11.03.2020).
- Bjerke, H., Haavik-Nilsen, A. C., Grindrud, K., Sanderud, Ø., Ulveseth, P. G., Mauseth, Ø., Richardsen, I., Nilsen, S., Fjetland, M. & Steffensen, A. (2016). *GIS - Geografiens språk i vår tidsalder*. 2 utg. Bergen: Fagbokforlaget
- Bristow, C. (2009). *Ground penetrating radar in aeolian dune sands*. I: Jol, H. M. (red.) *Ground penetrating radar: theory and applications*, s. 273-294. United Kingdom: Elsevier Science.
- Bryhni, I. & Hagen, J. O. (2018). *Siste istid*: Store norske leksikon. Tilgjengelig fra: [https://snl.no/siste\\_istid](https://snl.no/siste_istid) (lest 09.03.2020).
- Fylkesmannen-Innlandet. (2018). *Vinstra elv*. Bedre bruk av fiskeressursene i regulerte vassdrag i Oppland - Fylkesmannen i Innlandet. Tilgjengelig fra: [https://www.fylkesmannen.no/globalassets/fm-innlandet/06-miljo-og-klima/fiskeforvaltning/bedrebruk/overvakingsrapporter/vinstra\\_elv\\_2018.pdf](https://www.fylkesmannen.no/globalassets/fm-innlandet/06-miljo-og-klima/fiskeforvaltning/bedrebruk/overvakingsrapporter/vinstra_elv_2018.pdf) (lest 08.03.2020).
- Garnes, K. & Bergersen, O. F. (1980). *Wastage features of the inland ice sheet in central South Norway*. *Broeas*, 9: 251-269.
- Geologisk ordliste*. (2015). Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/side/geologisk-ordliste> (lest 4. mars 2020).
- Høgaas, F., Hansen, L., Rindstad, B. I., Sveian, H. & Olsen, L. (2012). *Database for registrering av marin grense (MG) i Norge*. Rapport fra Norges geologiske undersøkelse 2012.063. Tilgjengelig fra:

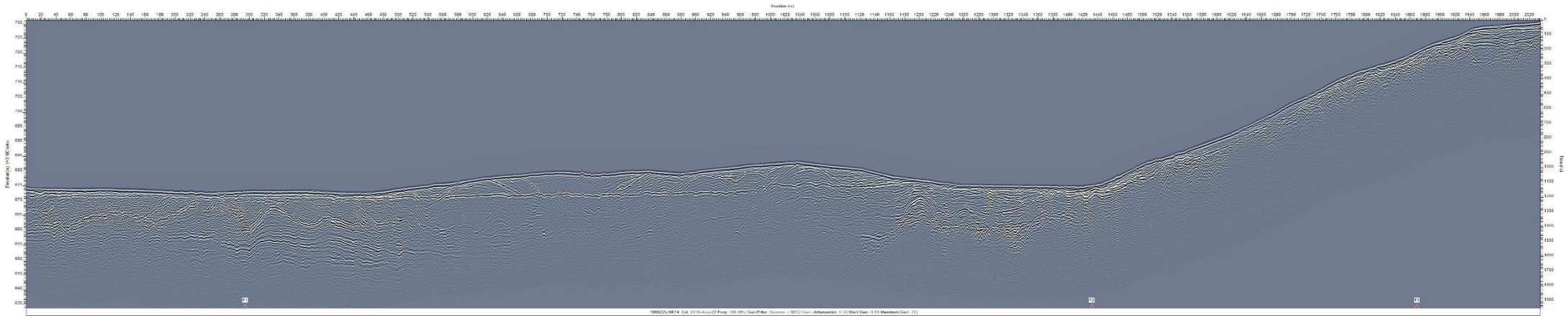
- [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2012/2012\\_063.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2012/2012_063.pdf) (lest 13.03.2020).
- Høydedata.no. Kartverket. Tilgjengelig fra: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/> (lest 02.04.2020).
- Jol, H. M. & Smith, D. G. (1991). Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28: 1939-1947.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. & Haldorsen, S. (1997). *Kvartærgeologi*. 2. utg. Bergen: Tun forlag.
- Kartverket. (2019a). *GPS og GNSS*. Tilgjengelig fra: <https://www.kartverket.no/Posisjonstjenester/GPS-og-GNSS/> (lest 02.04.2020).
- Kartverket. (2019b). *Om nasjonal detaljert høydemodell (DNH)*. Tilgjengelig fra: <https://www.kartverket.no/Prosjekter/Nasjonal-detaljert-hoydemodell/om-nasjonal-detaljert-hoydemodell/> (lest 19.02.2020).
- Mangerud, J. (1962). *Isavsmeltingen i og omkring midtre Gudbrandsdal*. Norges geologiske undersøkelse nr. 223 - Årbok 1962. Oslo: Universitetsforlaget.
- Mangerud, J. (1965). Dalfylringer i noen sidedaler til Gudbrandsdalen, med bemerkninger om norske mammutfunn *Norsk geologisk tidsskrift*, 45.
- NDH OlstappenHeidalsmuen 2pkt 2017. (2018). Stantens kartverk. Tilgjengelig fra: [https://hoydedata.no/LaserInnsyn/ProsjektRapport?filePath=%5C%5Cstatkart.no%5Choydedata\\_orig%5Cvol7%5C900%5Cmetadata%5CNDH%20Olstappen-Heidalsmuen%202pkt%202017\\_Projekt rapport.pdf](https://hoydedata.no/LaserInnsyn/ProsjektRapport?filePath=%5C%5Cstatkart.no%5Choydedata_orig%5Cvol7%5C900%5Cmetadata%5CNDH%20Olstappen-Heidalsmuen%202pkt%202017_Projekt rapport.pdf) (lest 02.04.2020).
- Neal, A. (2004). *Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress*. *Earth-Science Reviews*
- NGU. (2020). *Løsmasser - nasjonal løsmassedatabase: Norges geologiske undersøkelse*. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> (lest 09.04.2020).
- NVE. (2018). *002/7 Espedalsvatnet-Breisjøen* (lest 08.03.2020).
- Nynäs, H. (2013). *Dammer som kulturminner*. Rapport fra Norges vassdrags- og energidirektorat 64-2013. Tilgjengelig fra: [http://publikasjoner.nve.no/rapport/2013/rapport2013\\_64.pdf](http://publikasjoner.nve.no/rapport/2013/rapport2013_64.pdf) (lest 02.03.2020).
- Ramsli, G. K. (1948). *Kvartærgeologiske undersøkelser i Skåbu og Espedalen*. Hovedfagsoppgave. Oslo: Universitetet i Oslo.

- Tandberg, E. (2020). *INS*: Store norske leksikon. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/INS> (lest 02.04.2020).
- Vannskille*. (2009). Store norske leksikon. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/vannskille> (lest 4. mars 2020).
- Vorren, T. O. & Mangerud, J. (2008). Glaciations come and go. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red.) *The Making of a Land - Geology of Norway*, s. 480-533. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Vorren, T. O., Mangerud, J., Blikra, L. H., Nesje, A. & Sveian, H. (2008). The emergence of modern Norway. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red.) *The Making of a Land - Geology of Norway*, s. 534-559. Trondheim: Norsk Geologisk Forening

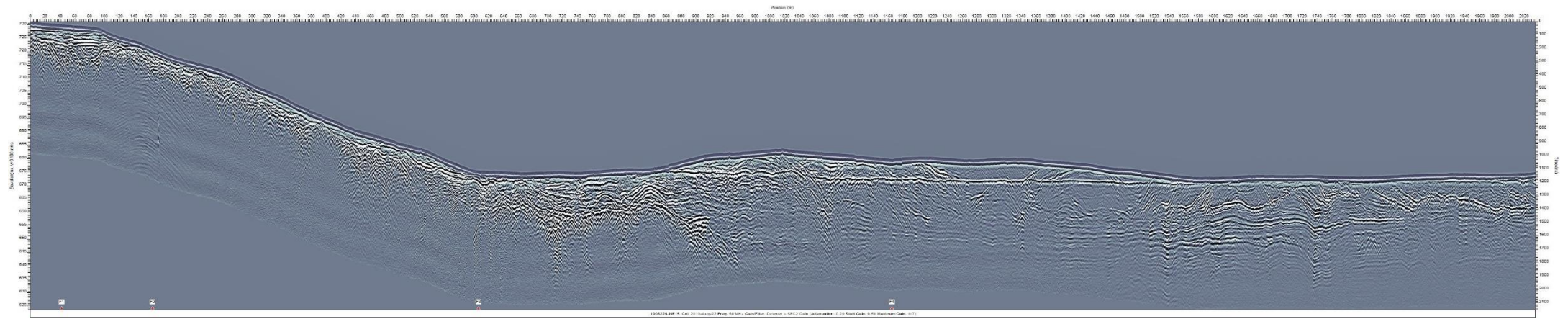


# Vedlegg

## Profil 14



## Profil 15





**Norges miljø- og biovitenskapelige universitet**  
Noregs miljø- og biovitenskapelige universitet  
Norwegian University of Life Sciences

Postboks 5003  
NO-1432 Ås  
Norway