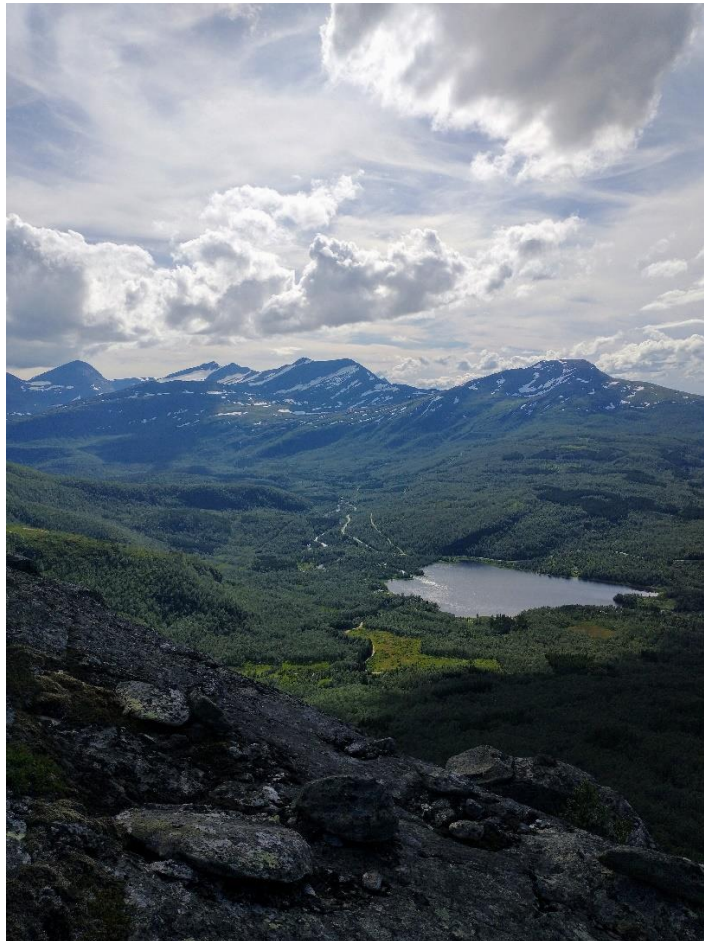


**Rekonstruksjon av samspillet mellom bre- og havnivåfluktasjoner under
deglasasjonen ved Renså i Tjeldsund, Nord-Norge**



Masteroppgave i naturgeografi

Halvor Norendal Hansen



Institutt for geografi

Universitetet i Bergen

Våren 2021

Forord

I forbindelse med denne oppgaven vil jeg gjerne takke hovedveileder Svein Olaf Dahl og medveileder Kristian Vasskog for gode innspill og hjelp under arbeidet. Jeg vil også takke Svein Olaf Dahl, Kristian Vasskog og Matt Jenkin for forarbeidet med å hente opp innsjøkjernen fra Rensåvatnet i mars 2019, og innhenting av dateringsprøver fra feltområdet. Jeg vil rette en spesiell takk til Joseph Buckby for mye hjelp og selskap under laboratoriearbeidet, uten han ville det vært en vanskelig prosess å gjennomføre.

Jeg vil gjerne takke Svein Olaf Dahl, Kristian Vasskog, Joseph Bucky og Ingvild Eike som hjalp meg med feltarbeidet i august 2020, hvor det ble tatt batymetri av Rensåvatnet, logging av randavsetningen ved Renså og innhenting av russerprøver fra myrer i feltområdet. Jeg vil rette en spesiell takk til Ingvild Eike som jeg tilbragte hele feltperioden sammen med i Renså og som har vært en sparringpartner gjennom hele oppgaveskrivingen. Jeg vil også takke vertskapet for leiligheten vi bodde i under feltperioden, som utviste stor gjestfrihet.

Videre må jeg også takke familie og venner for støtte under masterperioden, og en spesiell takk til min kjære samboer Johanne Sognefest-Haaland som alltid stiller opp og støtter meg i alt livet måtte komme med.

Til slutt vil jeg takke alle på Institutt for Geografi ved Universitetet i Bergen for mange fine år med studier. Gjennom gode forelesninger, feltkurs og ekskursionsjoner har årene ved instituttet vært utrolig minneverdige! Takk for meg!

Sammendrag

I denne studien er bre- og havnivåfluktuasjoner i Rensådalen i Tjeldsund kommune, Troms og Finnmark under siste fase av deglasiasjonen etter siste istid rekonstruert. Arbeidet ble gjort gjennom kvartærgeologisk kartlegging, sedimentlogging, analyse av kjerneprøver, batymetri og radiokarbondatering.

Hovedfokuset for studien er på de to seneste deglasiasjonstrinnene i Nord-Norge; Skarpnes trinnet og Tromsø-Lyngen trinnet under eldre dryas og yngre dryas. Havnivået under disse trinnene var henholdsvis 78 moh. og 68 moh. Studien har avslørt en kompleks geomorfologisk historie i området som omfatter flere breframrykk og tilbaketrekninger som stammer fra forskjellige perioder av deglasiasjonen. Studien viser at den glasiale utstrekningen under Skarpnes trinnet var betydelig større enn under Tromsø-Lyngen trinnet, og at det var kontakt mellom breene i Astafjorden og Rensådalen i denne perioden, noe som ikke var tilfellet under Tromsø-Lyngen trinnet. Sør i Rensådalen er det flere randmorener som stammer fra et framrykk som har kommet sent i yngre dryas eller senere.

Studien viser at det har vært flere marine faser i Rensådalen. Den første inntraff etter avsmeltingen etter Skarpnes trinnet, og sedimenter etter denne fasen finner man i bunnen av randavsetningen ved Renså. Også i perioden like etter at breen trakk seg tilbake fra randavsetningen etter Tromsø-Lyngen trinnet har det vært en kort marin fase, etterfulgt av en lakustrin fase frem til ca. 11 000 år BP. Deretter har en ny marin fase inntruffet som følge av skredaktivitet med opphav i leiravsetningene i randavsetningen ved Renså som ligger mellom Rensåvatnet og Astafjorden. Dette har forårsaket en havinntregning som man finner flere spor etter i landskapet i dag. Marine skjell datert til 11000 – 10500 år BP ligger i utløpet til Rensåvatnet og avsetninger som viser at det har gått strømninger i motsatt retning av dagens elveløp finnes ved utløpet.

Sør i Rensådalen er det også avsetninger som kan peke mot at en del av breen har brutt av fra brearmen under deglasiasjonen etter Tromsø-Lyngen trinnet, blitt dynamisk død og smeltet vertikalt i denne delen av dalen.

Innhold

Forord.....	II
Sammendrag	III
Innhold	IV
1. Introduksjon	1
1.1 Rasjonale for studien.....	1
1.2 Deglasiasjonen av Andfjord etter siste istids maksimum	2
1.3 Yngre dryas / Tromsø-Lyngen trinnet	3
1.4 Problemstilling.....	4
1.4.1 Underproblemstillinger	4
2. Områdebeskrivelse/ teori	5
2.1 Generelt om Renså.....	5
2.2 Teoretisk bakgrunn:	7
2.2.1 Tromsø-Lyngen trinnet	7
2.2.2 Skarpnes trinnet	9
2.2.3 Astafjorden.....	12
2.3 Teori.....	14
2.3.1 Marine israndssystemer	14
2.3.2 Glasimarine sedimenter	17
2.3.3 Morene	18
2.3.4 IRD (Ice Rafted Debris).....	20
2.3.5 Ras/leirskred	20
3. Metoder.....	20
3.1 Feltmetoder	20

3.1.1 Kvantærgeologisk kartlegging	21
3.1.2 Batymetri av Rensåvatnet	21
3.1.3 DGPS	23
3.1.4 Sedimentkjerner	23
3.1.5 Sedimentlogging	27
3.1.6 Havnivåkurve	28
3.2 Laboratoriemetoder	30
3.2.1 Glødetap	30
3.2.2 XRF og MS	31
3.2.3 Radiokarbondatering	31
3.3 Andre verktøy; LiDAR	35
4. Kvantærgeologisk kartlegging	35
4.1 Lokalteter	36
4.1.2 Randavsetningen ved Renså	36
4.1.3 Utløpet av Rensåvatnet	41
4.1.4 Marin avsetning på toppen av randavsetningen ved Renså	42
4.1.3 Randmorener i feltområdet	44
4.1.4 Terrasser	53
5. Resultater	65
5.1 Feltmetoder	65
5.1.1 Batymetri av Rensåvatnet	65
5.1.2 Sedimentlogging	66
5.2 Labmetoder	71
5.2.1 Glødetap	71
5.2.2 XRF og MS	74

6. Diskusjon	74
6.1 Brefluktuasjoner.....	74
6.1.1 Skarpnes trinnet	74
6.1.1.1 Randmorenen ved Djupvassmyra;	74
6.1.2 Allerød	77
6.1.3 Tromsø-Lyngen trinnet	79
6.1.4 Vertikal nedsmelting i Rensådalen etter yngre dryas	82
6.1.5 Sent yngre dryas framrykk (eller senere).....	84
6.2 Havnivåendring.....	84
6.2.4 Hypotese om skred som årsak for lokal havinntrengning i Rensåvatnet	85
6.2.5 Jordskjelv som utløsende årsak for submarine massebevegelser	89
7. Konklusjon.....	91
8. Etterarbeid.....	92
Referanser	93

Figurer

Figur 1: Rekonstruksjon av deglasiasjonstrinnene i Andfjord-Vågsfjord området fra Bergstrøm et al. (2005). Oversiktskart fra Norgeskart (Kartverket, 2021).	3
Figur 2:Høydemodell over Rensådalen med viktige stedsnavn brukt i oppgaven og Rensås plassering i Norge (Kartverket, 2021).	6
Figur 3: Randmorener fra yngre dryas i gamle Troms fylke, Renså er nede til venstre i figuren sør for Rolla (Lyså og Vorren, 1997, s. 310).	8
Figur 4:Snitt med marine sedimenter i Skjellåsen ved Sandstrand, distalt av Skarpnes-morenen ved Langnes (70-78 moh.). Den store blokken i enhet B er 1 m i diameter (Andersen, 1968, s. 33).	11

Figur 5: Seismisk profil av Astafjorden som viser to randåser etter Skarpnes- (vest) og Tromsø-Lyngen trinnet (øst) fra Lyså & Vorren (1997, s. 312).....	13
Figur 6: A: Batymetrisk kart over Astafjorden med plasseringen av randåser etter Tromsø-Lyngen trinnet (yngre dryas) og Skarpnes trinnet (eldre dryas). B: Kart som viser sedimenttykkelsen i Astafjorden oppgitt i ms TWT (millisecond two-way travel time) (Lyså & Vorren, 1997, s. 311)	14
Figur 7: Eksponert snitt i sandtak som viser øvre del av avsetningsskråningen i randavsetningen ved Renså.....	15
Figur 8: a: Ekkoloddpunkter tatt under batymetrimålingene (brun), og randen av rensåvatnet omgjort til punkter (blå). b: Resultatet av spline interpoleringen brukt til å framstille det batymetriske kartet. Blå sirkel markerer utløpet og rød sirkel markerer innløpet til vannet.	22
Figur 9: Komponentene i en stempelkjernebor (Nesje, 1992, s. 258)	24
Figur 10: Sedimentlog av kjerneprøven fra Rensåvatnet, RENP-119.	25
Figur 11: Sedimentlog av russerkjerne LJR-120 med datering.	26
Figur 12: Sedimentlog av russerkjerne LJR-220 med datering.	27
Figur 13: Kart som viser deglasiasjonstrinn over Andfjorden-Vågsfjorden området med yngre dryas isobaser og isdekke fra Bergstrøm et al. (2005, s. 75)	28
Figur 14: Strandlinjediagram fra Billah (2020, s. 76).....	28
Figur 15: Havnivåkurve for Renså basert på Bergstrøm et al. (2005) og Billah (2020).....	29
Figur 16: Kvartærgeologisk kart som viser randavsetningen ved Renså. Skala 1:10 000.	36
Figur 17: Høydemodell av randavsetningen ved Renså. Gråfargen representerer alt som ligger under 35 moh. og rødfargen alt som ligger over 71 moh. 2 m intervaller for de resterende fargene.....	38
Figur 18: Sedimentlog som viser randavsetningen ved Renså fra Vorren (2002, s. 112).	39
Figur 19: Skyggerelieff som viser utløpet til Rensåvatnet (Kartverket, 2021). På figuren kan man se terrasser og strandlinjer 44, 42, 38, 34, 32, 27 og 20 moh.	41
Figur 20: Skyggerelieff som viser en marin avsetning på toppen av randavsetningen ved Renså avsatt etter at isen trakk seg tilbake fra isranddeltaet markert med rød sirkel. 68 moh. (Kartverket, 2021)	43
Figur 21: Randmorener i feltområdet. Skala: 1:24 000, ekvidistanse: 100 m.	44
Figur 22: Lateralmorene ved Tortenbakkan.	45

Figur 23: a; skyggerelieff som viser randmorenen ved Djupvassmyra. b; åpent snitt som viser sedimentene som utgjør randmorenen. Foto: Halvor Hansen.....	47
Figur 24: Ende- og lateralmorene ved Myrhaugen, Renså	49
Figur 25: Randmorene nordøst for Fjellmyra. 120 moh.	51
Figur 26: Høydemodell som viser randmorener vest for Tverrelva. Skala: 1:7500, ekvidistanse: 100 m.	52
Figur 27: Havnivåkurve over Renså med fargekoder for høyder på terrasser.	54
Figur 28: Terrasser rundt Rensåelva og Tverrelva oppstrøms for Rensåvatnet med fargekoder som samsvarer med figur 27.	55
Figur 29: Terrasser rundt Rensåvatnet og randavsetningen. Tegnforklaring i figur 28.	56
Figur 30: a: Iskontaktskråning ved Lamoia i dalsiden nord for Rensåvatnet. Bildet er tatt i overgangen mellom terrassen og skråningen. Blokkene er mellom 1 - 2 m ³ . Foto: Halvor Hansen. b: Skyggerelieff som viser nordsiden av Rensåvatnet. Terrassen med isontakt kan ses i midten på høyresiden av figuren opp mot fjellsiden markert med rød prikk. Terrassen ligger ca. 70 moh. Kilde: Kartverket (2021).....	58
Figur 31: Høydemodell som viser terrassen vest for Tverrelva, oppstrøms for Rensåvatnet. Kilde: Kartverket (2021).....	60
Figur 32: Forenklet modell av avsetningsprosessene ved Tverrelva.	60
Figur 33: Kame terrasse vest for Tverrelva	62
Figur 34: Deler av randavsetningen ved Renså som ikke er påvirket av glasitektonikk.	64
Figur 35: Batymetrisk kart av Rensåvatnet, med kjerneprøvelokalitet merket med rød prikk. Innløp og utløp er markert med blå pil (strømningsretning).....	65
Figur 36: Sedimentlog av de nederste 460 cm av randavsetningen ved Renså med skjelldateringer.....	67
Figur 37: Bilde av snitt ved Elveneset. Foto: Halvor Hansen.....	69
Figur 38: Sedimentlog av morene ved Elveneset, Renså.....	70
Figur 39: Glødetapskurve som viser de nederste 50 cm av kjernen RENP-119.....	71
Figur 40: Glødetapskurve for russerkjernen LJR-120 fra Leverjomyra (56 moh.).	72
Figur 41: Glødetapskurve for russerkjernen LJR-220 fra Leverjomyra (56 moh.).	73
Figur 42: Breustrekning i Rensådalen under Skarpnes-trinnet (eldre dryas). Havnivå: 78 moh.. 76	

Figur 43: Breustrekning og havets posisjon i Rensådalen under Allerød. Havnivå: 73 moh. Breustrekningen er transperant da den nøyaktige posisjonen til breen i allerød er vanskelig å presist anslå.	78
Figur 44: Breustrekning og havnivå i Rensådalen under Tromsø-Lyngen trinnet (yngre dryas). Havnivå: 68 moh.	81
Figur 45: Klimatisk død is under deglasiasjonen etter Tromsø-Lyngen trinnet, to trinn av nedsmeltingen er markert i figuren.	83
Figur 46: Utsnitt fra høydemodell (www.høydedata.no, Kartverket, 2021) som viser utløpet av Rensåvatnet og deler av proksimalskråningen til randavsetningen ved Renså. Terrassen på 42-44 moh. er markert med rødt, skjellokalitet er markert med svart, og blå markering er deler av deltaet som har progradert i motsatt retning enn dagens elveløp.	87
Figur 47: Høydemodell av randavsetningen ved Renså. Gråfargen representerer alt som ligger under 35 moh. og rødfargen alt som ligger over 71 moh. 2 m intervaller for de resterende fargene. Rød sirkel viser Leverjomyra, og pilene indikerer retningen av skredet.	88

Tabeller

Tabell 1: Kjerneprøver fra feltområdet	23
Tabell 2: Dateringer og kalibrerte aldre fra Renså (Svein Olaf Dahl).	33
Tabell 3: Dateringer og kalibrerte aldre fra skjellprøver tatt fra snitt i bunnen av randavsetningen ved Renså; 68.6915095° N, 16.9393006° Ø.	33
Tabell 4: Dateringer og kalibrerte aldre fra kjerneprøver i feltområdet (koordinater i tabell x). ..	34

Vedlegg

Vedlegg 1: Kvartærgeologisk kart over Rensådalen, Tjeldsund, Troms og Finnmark, skala: 1: 20000

Vedlegg 2: Kvartærgeologisk kart over nordre Rensådalen, Tjeldsund, Troms og Finnmark, skala: 1: 10000

Vedlegg 3: Kvartærgeologisk kart over midtre Rensådalen, Tjeldsund, Troms og Finnmark, skala: 1: 10000

Vedlegg 4: Kvartærgeologisk kart over sørlige Rensådalen, Tjeldsund, Troms og Finnmark, skala: 1: 10000

Vedlegg 5: Kwartærgeologisk kart over vestre Rensådalen, Tjeldsund, Troms og Finnmark, skala:
1: 10000

1. Introduksjon

Hovedårsaken til endringer i jordens havnivå i en kvartær tidsskala er hvor mye vann som til enhver tid er bundet opp i isdekker på land. Globalt sett vil havnivået stige ettersom isdekkene smelter og blir mindre, men i de områdene hvor isen har lagt vil den isostatiske responsen føre til en landheving som kan føre til at havet synker relativt til landet (Benn & Evans, 2010, s. 234). Dette har skjedd i store deler av Norge etter siste istids maksimum da det Fennoskandiske isdekket lå over hele fastlands-Norge. Landhevningen har ikke vært like stor i alle deler av landet, og man kan finne relativt store forskjeller i landheving over korte distanser spesielt fra kysten og innover kontinentet. I dette prosjektet vil jeg se nærmere på hvordan den relative havnivå-endringen har utspilt seg ved Renså i Tjeldsund, Nord-Norge under og etter deglasiasjonen etter siste istid, med fokus på to glasiale framstøt under eldre dryas og yngre dryas, mellom 14 300 og 11 700 år siden.

1.1 Rasjonale for studien

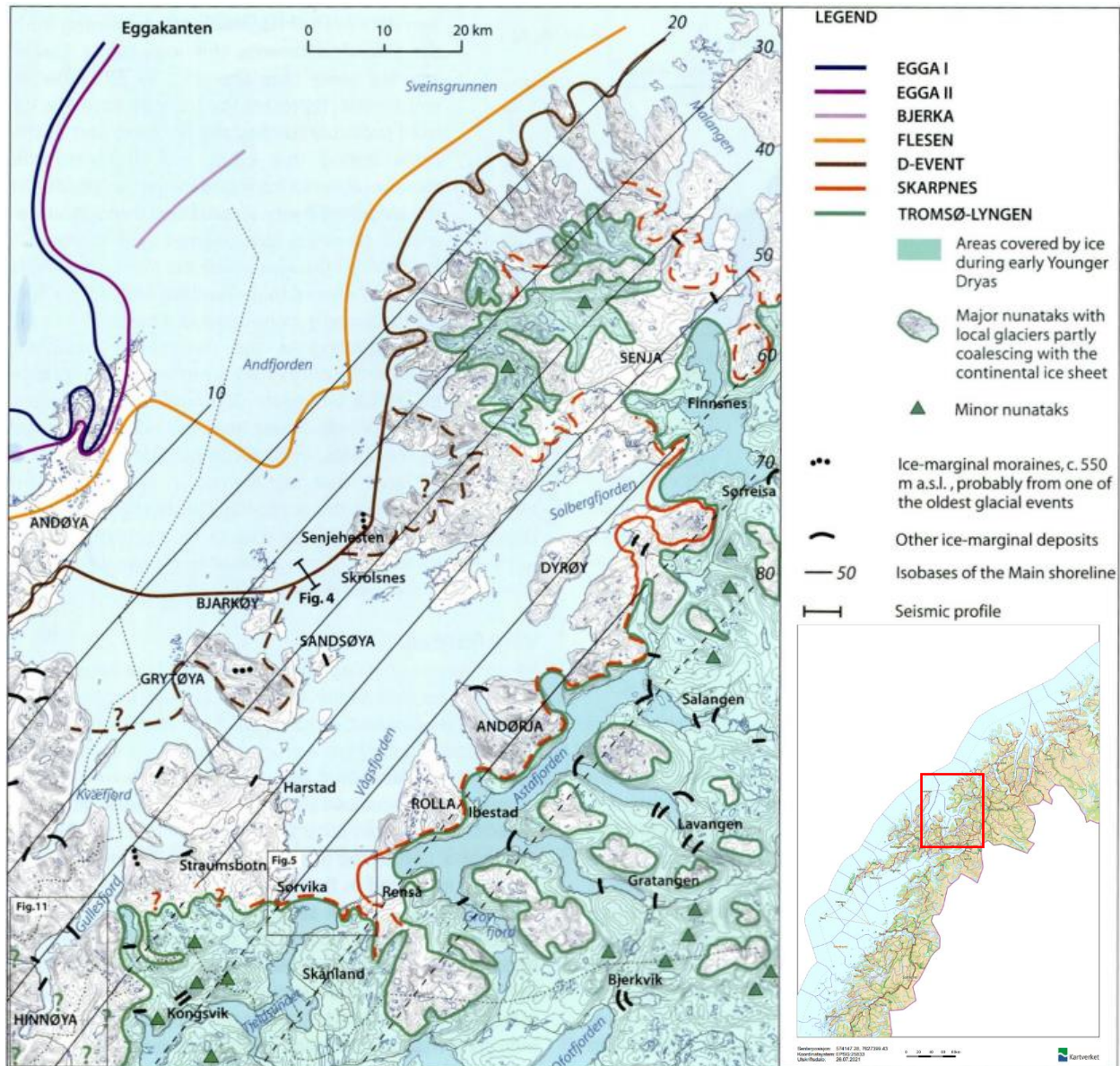
Kartleggingen av den horisontale utstrekningen av isdekket under deglasiasjonen har blitt studert i flere tiår i Troms og Finnmark. Tidligere forskning har presentert varierende tolkninger og modeller av hvordan det klimatiske hendelsesforløpet har vært i denne perioden (Bergstrøm, 2005, s. 73). Denne oppgavens relevanse ligger i å bidra til forståelsen av den klimatiske historien i dette området og forhåpentligvis legge fram nye dateringer og materiell som kan gjøre den klimatiske historien mer tydelig.

Jorden er i dag under store klimatiske endringer. For å prøve å forutsi noe om hvordan disse endringene vil utspille seg er det nødvendig å forstå forholdene som har eksistert i fortiden. Dette kan kun oppnås ved å studere klimatiske arkiver som sedimenter, speleothemer eller iskjerner (Bradley, 2015, s. xv). Jeg håper med dette prosjektet å kunne bidra til denne forståelsen gjennom å studere, analysere og kartlegge disse trinnene av deglasiasjonen som skjedde for mellom 14 300 og 11 700 år siden.

1.2 Deglasiasjonen av Andfjord etter siste istids maksimum

Under siste istids maksimum ca. 22 ¹⁴C ka BP lå isdekket på kontinentalhyllen utenfor Andøya, under trinnet kalt Egga I trinnet. Etter dette er et nytt opphold registrert etter en liten tilbaketrekning kalt Bjerka trinnet, etter morenen som ligger like utenfor et skjær med navn Bjerka. Denne morenen bærer preg av å ha blitt overkjørt av et senere framrykk ved navn Egga II trinnet (Vorren & Plassen, 2002).

Den endelige deglasiasjonen av Andfjorden etter Egga II trinnet startet ca. 14.6 ¹⁴C ka BP (17.5 kal. kyr BP), og nådde de indre delene av Vågsfjorden før 12.5 ¹⁴C ka BP (14.7 kal. ka BP). Flere opphold/fremrykk er registrert under deglasiasjonen; Flesen trinnet, ca. 14.5 ¹⁴C ka BP (17.4 kal ka BP), D-trinnet, ca. 13.8-13.2 ¹⁴C ka BP (16.6-15.9 kal ka BP), Skarpnes trinnet, ca. 12.2 ¹⁴C ka BP (14.1 kal ka BP) og Tromsø-Lyngen trinnet ca. 10.7-10.3 ¹⁴C ka BP (12.8-12.2 kal ka BP). De indre fjordområdene ble isfrie rundt 9.7 ¹⁴C ka BP (11.2 kal ka BP) (Plassen & Vorren, 2002, s. 163).



Figur 1: Rekonstruksjon av deglasiasjonstrinnene i Andfjord-Vågsfjord området fra Bergstrøm et al. (2005). Oversiktskart fra Norgeskart (Kartverket, 2021).

1.3 Yngre dryas / Tromsø-Lyngen trinnet

Sett bort i fra den lille istiden er yngre dryas den siste kalde perioden i Jordens historie og det siste trinnet av deglasiasjonen av det Fennoskandiske isdekket som dekket hele Nord-Europa under siste istids maksimum. De mest velutviklede morenene og strandlinjene i Nord-Norge stammer fra yngre dryas.

I litteraturen som omhandler yngre dryas i Nord-Norge er den klimatiske hendelsen omtalt som Tromsø-Lyngen trinnet (Marthinussen, 1962, s. 54). Yngre dryas var en klimatisk hendelse på

millenniums-skala som skjedde mot slutten av deglasiasjonen av de store ismassene som dekket Nord-Europa og de nordlige delene av Nord-Amerika mellom 12800 – 11500 år BP.

Yngre dryas er den hendelsen i det klimatiske arkivet som har fått mest oppmerksomhet, og flere teorier om hva som forårsaket denne plutselige nedkjølingen av den nordlige halvkulen er framlagt. Mange av teoriene omhandler en eller annen form for katastrofisk hendelse som årsak for yngre dryas. Mye av det som er skrevet omhandler en katastrofisk drenering av en paleo-innsjø i Nord-Amerika; Lake Agassiz, som tilførte store mengder ferskvann til Nord-Atlanteren. Dette har forstyrret havstrømmene og forårsaket en nedkjøling. En annen mer nylig teori er at yngre dryas var et resultat av et komet-nedslag, men denne teorien har ikke fått stor støtte i fagmiljøet.

Et viktig poeng i debatten om yngre dryas er det faktum at yngre dryas ikke er en enestående hendelse, men deler karakteristikker med 24 kalde perioder på millenniums-skala som skjedde under Weichsel, registrert i iskjerner fra Grønland kalt Dansgaard-Oeschger hendelser (Broecker et al. 2010, s. 1078).

I Vest-Norge er overgangen mellom allerød og yngre dryas datert til 12711 kal år BP, og overgangen mellom yngre dryas og holocen er datert til 11546 kal år BP (Lohne et al. 2013, s. 494). Disse dateringene stammer fra Kråkenesvatnet på Måløy i Kinn kommune.

1.4 Problemstilling

Hvordan var samspillet mellom hav- og brefluktasjoner ved Renså under den siste deglasiasjonen, og hvordan og når ble dagens drenering gjennom randavsetningen ved Renså etablert.

1.4.1 Underproblemstillinger

Hva var isutbredelsen i Renså-området under Skarpnes (eldre dryas) trinnet?

Hva var isutbredelsen i Renså-området under Tromsø-Lyngen (yngre dryas) trinnet?

Landhevingen ved Renså antas å ha vært større enn havnivåstigningen siden deglasiasjonen.

Hvordan kan da funn av marine skjell fra Preboreal innenfor proksimalskråningen til randavsetningen tilhørende Tromsø-Lyngen trinnet (yngre dryas) ved Renså forklares?

Hvor langt oppstrøms for proksimalskråningen til randavsetningen ved Renså kan en finne spor etter tidligere havnivå, og hva er alderen på dette havnivået?

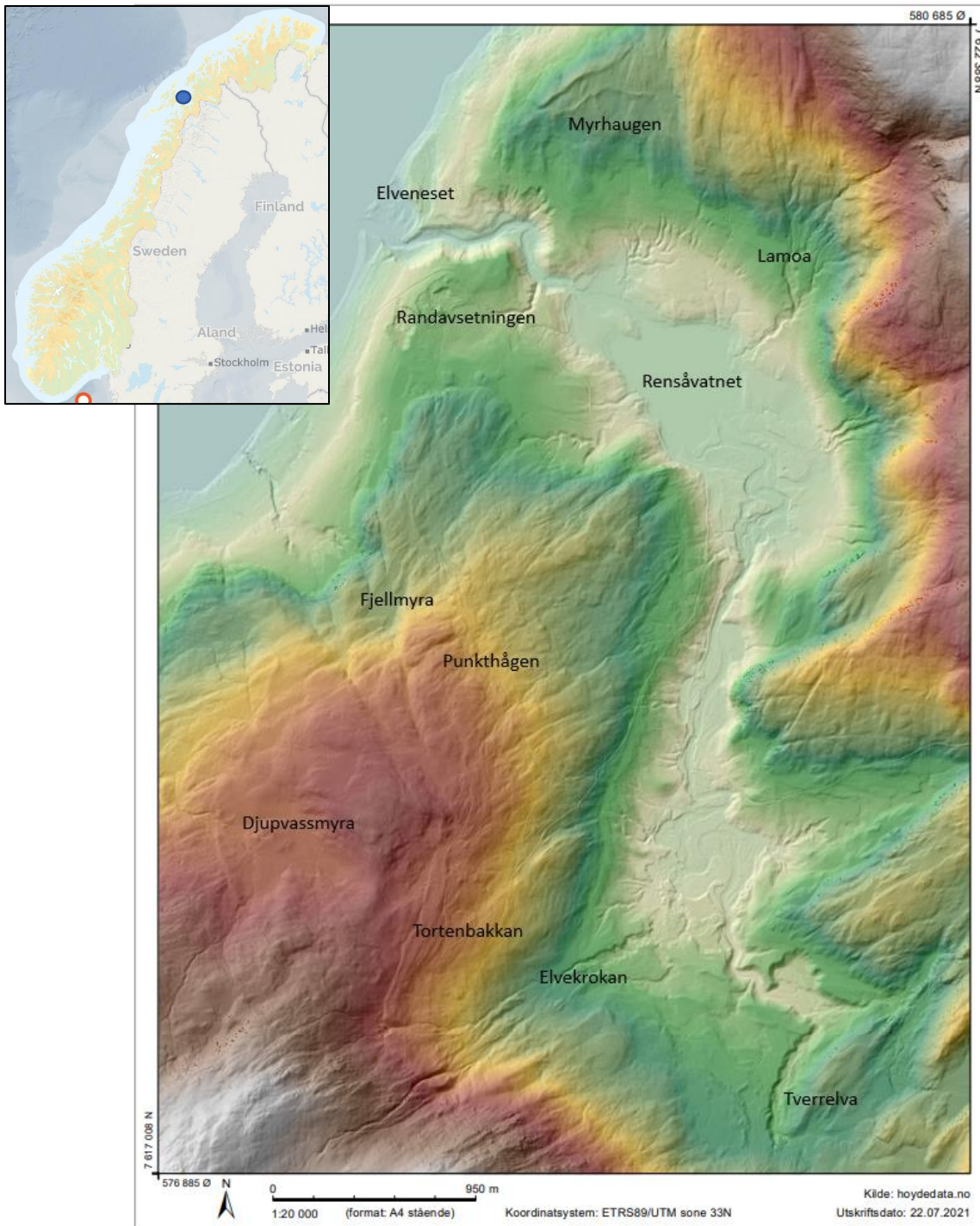
2. Områdebeskrivelse/ teori

2.1 Generelt om Renså

Renså ligger i nordlige del av Tjeldsund kommune, sørlige del av Troms og Finnmark fylke, Nord-Norge (figur 2), og avsetningene her må ses i sammenheng med tilsvarende på øya Rolla nord for Renså, adskilt av den nordøst-sørvest orienterte Astafjorden. På tvers av fjordmunningen av Astafjorden mot sørvest er det to sett med randmorener som er blitt knyttet til henholdsvis Skarpnes trinnet av eldre dryas alder og Tromsø-Lyngen trinnet av yngre dryas alder. Morenen avsatt i forbindelse med Skarpnes trinnet ligger på tvers av fjorden helt ute ved munningen til Vågsfjorden, ved Langnes, mens morenen avsatt under Tromsø-Lyngen trinnet går på tvers litt lenger inne i fjorden ved Renså (Bergstrøm, 2005, s. 76).

Ved Renså er det to morener som er forbundet med Tromsø-Lyngen trinnet. Morenen i Astafjorden er en submarin rygg (randås), men fra sør er det også avsatt en randavsetning som har bygget seg opp til marin grense på ca. 68 moh. Flere lateralmorener lenger oppe i Rensådalen er assosiert med randavsetningen, bla. en stor lateralmorene ved Tortenbakkan. Ved Djupvassmyra er det også en tydelig randmorene ca. 1 km distalt (vest) av Tromsø-Lyngen morenene av ukjent alder. Det er også randmorener innenfor Tromsø-Lyngen morenene som representerer et yngre framrykk/opphold ved Tverrelva. Rundt Rensåvatnet og oppstrøms for vannet er det mange terrasser og strandlinjer i varierende høyder som reflekterer variasjoner i havnivå og erosjonsbasis. Havnivået i området har sunket siden slutten av siste istids maksimum

(figur 15) og det er ikke funnet bevis for tapes-transgresjon her selv om den modellerte havnivåkurven for Renså viser noen perioder med lavere relativ havnivåsenking.



Figur 2: Høydemodell over Rensådalen med viktige stedsnavn brukt i oppgaven og Rensås plassering i Norge (Kartverket, 2021).

2.2 Teoretisk bakgrunn:

2.2.1 Tromsø-Lyngen trinnet

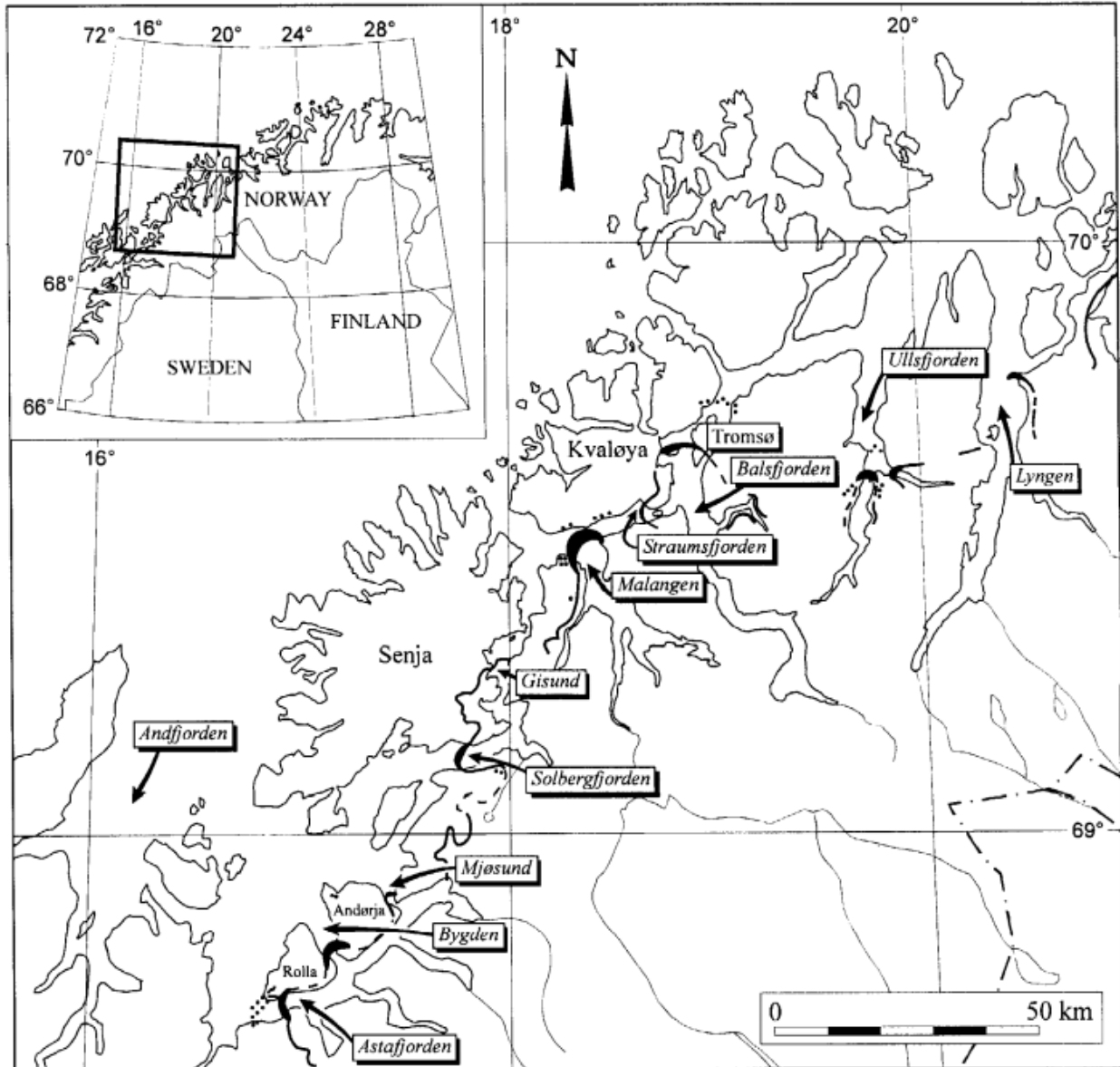
2.2.1.1 Marthinussen (1961)

Marthinussen (1961) beskriver tre trinn av deglasiasjonen av Vest-Finnmark; Ytre Porsanger trinnet, Repparfjord trinnet og Hoved trinnet. Hoved trinnet er i Nord-Norge omtalt som Tromsø-Lyngen trinnet og er det yngste og viktigste av de tre deglasiasjonstrinnene, og sammenfallende med yngre dryas. Tromsø-Lyngen trinnet er det viktigste av disse trinnene fordi det kan korreleres med fjerne områder og andre deler av kloden, og er derfor blitt studert mer omfattende enn de andre trinnene av deglasiasjonen.

Videre skriver Marthinussen (1961) at Tromsø-Lyngen trinnet er markert med en tydelig randsoner, som er sammenhengende gjennom nesten hele Finnmark. Deglasiasjonen etter Repparfjord trinnet har vært hurtig og akselererende i perioden mellom de to trinnene. Da Tromsø-Lyngen trinnet inntraff hadde isdekket krympet betydelig. Under Tromsø-Lyngen trinnet, som inntraff plutselig, ble klimaet kaldere og isdekket begynte å vokse igjen. Mindre klimatiske variasjoner under Tromsø-Lyngen trinnet er reflektert i oscillasjoner innenfor randsonen etter Stabbursdal-Myrland breen. Etter maksimumsuttrekningen etter Tromsø-Lyngen trinnet trakk breen seg tilbake på en oscillerende måte som man kan finne spor etter på flere lokaliteter langs randsonen etter trinnet. Det er ikke observert yngre morener etter Tromsø-Lyngen trinnet i Finnmark som indikerer et senere framrykk av innlandsisen i området (Marthinussen, 1961, s. 165-169).

2.2.1.2 Andersen (1968)

Tromsø-Lyngen ende- og sidemorenene er generelt sett de største og mest tydelige morenene i fjordene i Troms og sammenfaller med yngre dryas perioden (figur 3). Endemorenene ligger grovt sett 3-6 km proksimalt for Skarpnes endemorenene. Mer eller mindre tydelige sidemorener avsatt under Skarpnes-trinnet ligger vanligvis 100-150 m høyere oppe i terrenget enn Tromsø-Lyngen sidemorenene (Andersen, 1968, s. 37). Skjell fra marine avsetninger fra eller i nær tilknytning til Tromsø-Lyngen endemorener i Troms er datert til mellom 10200 til 11900 ¹⁴C år BP ved hjelp av radiokarbondatering (Andersen, 1968, s. 38).



Figur 3: Randmorener fra yngre dryas i gamle Troms fylke, Renså er nede til venstre i figuren sør for Rolla (Lyså og Vorren, 1997, s. 310).

2.2.1.3 Bergstrøm et al. (2005)

Maksimumsalder for Tromsø-Lyngen framrykket gitt av 19 radiokarbondateringer varierer mellom 10715 og 12135 ^{14}C år BP. Dateringene er fra fossiler i sedimenter som er blitt avsatt under isfrie forhold som senere er skyvet opp i morener eller overkjørt av isen. Kun en av disse dateringene er fra sen Bølling, 6 fra første halvdel av Allerød, 9 fra andre halvdel av Allerød og 3 fra tidlig Yngre Dryas (Bergstrøm, 2005, s. 86-87). Ti av dateringene er gruppert innenfor

intervallet 10700 - 11300 ¹⁴C år BP. Bergstrøm et al. (2005) mener derfor at Tromsø-Lyngen framrykket sannsynligvis startet nær overgangen mellom allerød og yngre dryas og nådde sitt maksimum etter 10700 ¹⁴C år BP (Bergstrøm, 2005, s. 87).

Ingen tydelige morener fra Skarpnes trinnet som sammenfaller med Langnes morenen i Astafjorden er funnet i Vågsfjorden eller i de østre delene av Hinnøya. Spørsmålet er dermed om det er blitt avsatt endemorener under Skarpnes trinnet i dette området i det hele tatt, eller om eventuelt Tromsø-Lyngen framrykket har fjernet disse i senere tid. Isfronten kan ha vært lik i flere områder under begge disse trinnene (Bergstrøm, 2005, s. 87). Dette støtter påstanden om at klimaet var forholdsvis likt under Tromsø-Lyngen trinnet og Skarpnes trinnet.

2.2.2 Skarpnes trinnet

Ifølge Andersen (1968) er Skarpnes morenene er trolig dannet under eldre dryas, eller muligens litt tidligere. Dette er store morenerygger nær fjordmunningene. Den glasiøle utstrekningen var forholdsvis lik under både Skarpnes og Tromsø-Lyngen trinnet, men Skarpnes endemorenene har større utstrekning og sidemorenene ligger lenger oppe i fjellsidene i fjordene enn Tromsø-Lyngen morenene. Strandlinjene avsatt under Skarpnes trinnet ligger 7-10 m over hovedstrandlinjen (Tromsø-Lyngen) i områder nær morenene (Andersen, 1968, s. 5).

Ende- og sidemorener avsatt under Skarpnes trinnet er generelt sett de tidligste, store, godt utviklede morenene avsatt etter Egga-morenene som ble avsatt på kontinentalhyllen under siste istids maksimum. Disse morenene er ikke like tydelige som Tromsø-Lyngen morenene, og i noen områder finner man heller ikke Skarpnes morener (Andersen, 1968, s. 28) Dette kan enten tyde på at utstrekningen var like stor eller større under Tromsø-Lyngen trinnet i disse områdene.

Skarpnes morenene ble avsatt av brearmer fra det kontinentale isdekket som dekket fjellområdene mot sør og sørøst. Som morenene viser strakk disse brearmene seg litt lenger ut i fjordene enn breene under Tromsø-Lyngen trinnet. Dette gjenspeiler seg ikke i avsetninger fra botnbreer på øyer og halvøyer mellom fjordene, hvor breutstrekningen var mer eller mindre likt under begge trinnene. Dette tyder på at klimaet var forholdsvis likt under begge disse brefremstøtene (Andersen, 1968, s. 28). Glasiasjonsgrensen og firngrensen lå sannsynligvis 475 +/- 50 m lavere enn dagens glasiasjonsgrense (Andersen, 1968, s. 35).

Marthinussen (1962) har samlet skjell fra glasimarine avsetninger ved Sandstrand, Skånland, Troms, og fem prøver ble radiokarbondatert. Skjell som han korrelerte med Langnes-morenen (Skarpnes) ble datert til $12\,300 \pm 250$ ^{14}C år BP (14 409 – 13 067 kal år BP). Dette er Marthinussens beskrivelse av avsetningene hvor skjellene ble funnet: “Shells of *Macoma calcarea* near the lake Sandstrand, Skånland, Troms, Found near the surface of a small deposit of sandy clay (or clayey sand) at an altitude of 69 m”. Han nevner også at strandlinjene fra yngre dryas og eldre dryas ligger henholdsvis 68-70 og 73,5-80 m.o.h. ved Sandstrand (Marthinussen, 1962, s. 46).

Like utenfor endemorenen ved Langnes etter Skarpnes-trinnet, ved Skjellåsen, 5 km vest (distalt) for Renså er det et snitt med marine sedimenter som ligger mellom 70 - 78 moh (figur. 4) like over hovedstrandlinjen (yngre dryas) i området (68 moh.). Skjell funnet i snittet er datert til 13280 – 14130 kal år BP (Andersen, 1968, s. 34).

Snittet består av tre facier/enheter:

Enhet A: Godt sortert sand.

Enhet B: Dårlig sortert grus med store flyttblokker og mye skjell (*Mya truncata* og *Macoma calcarea*; 13240 – 14063 år BP).

Enhet C: Lagdelt sand med spredte flyttblokker.



Figur 4: Snitt med marine sedimenter i Skjellåsen ved Sandstrand, distalt av Skarpnes-morenen ved Langnes (70-78 moh.). Den store blokken i enhet B er 1 m i diameter (Andersen, 1968, s. 33).

Snittet er tolket som en marin avsetning med store mengder dropsteiner. Skjellene som er datert i enhet B var intakte og noen var også parret. Dette tyder på at skjellene var i live da dropsteinene i dette laget ble avsatt og at dette dermed ikke er marine sedimenter som er omdannet av et breframrykk. Sedimentene i dette snittet er grunnlaget for havnivået i området under Skarpnes trinnet på 78 moh.

Skarpnes trinnet, dateringer og fauna fra Andersen (1968)

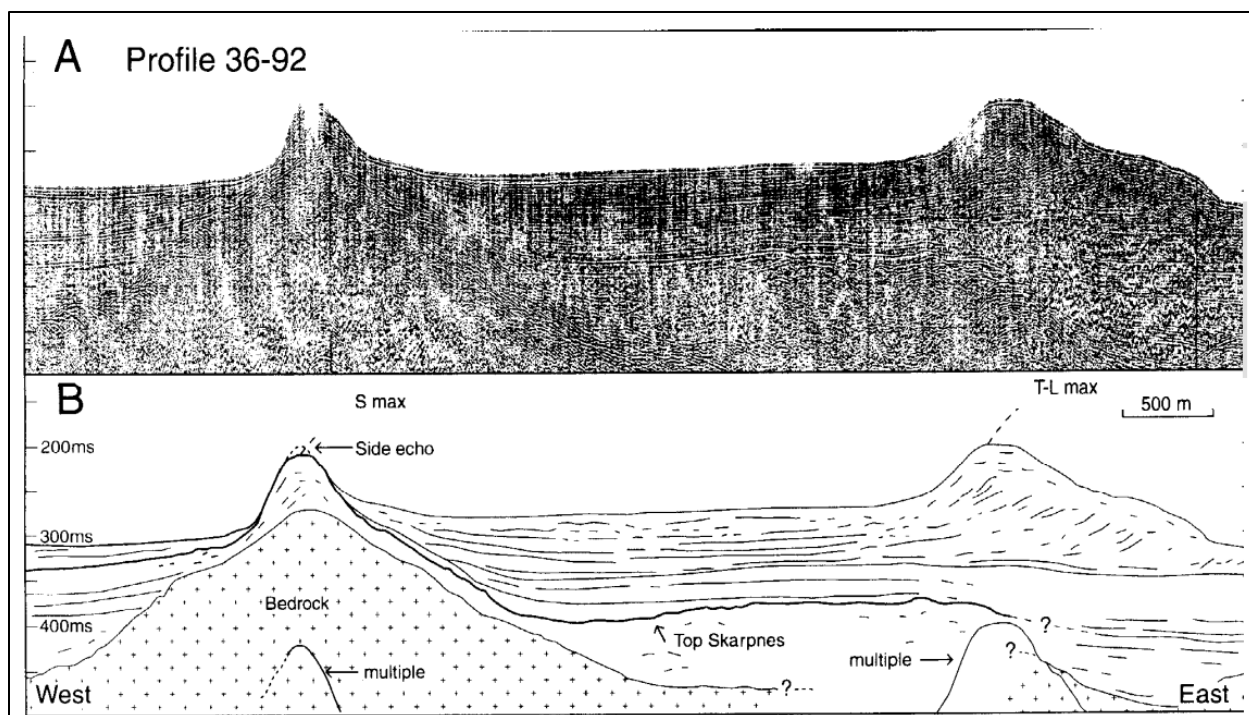
Radiokarbondateringer av avsetninger nær endemorenen ved Langnes, Troms tyder på at Skarpnes trinnet skjedde mellom 12,000 og 12,500 ^{14}C år BP (13300 – 13900 kal år BP). Trinnet kan ikke være yngre enn Allerød, siden avsetninger av denne alderen ligger ved Tromsø-Lyngen morenene 4-6 km proksimalt av Skarpnes morenene. Bølling eller Eldre Dryas (12,000 - 12,400 ^{14}C år BP) er en mer sannsynlig alder for Skarpnes trinnet (Andersen, 1968, s. 35).

Det er bare skjell av artene *Mya Truncata* og *Macoma Calcareo* som er funnet i sedimenter fra Skarpnes-trinnet. I dag lever disse artene i Arktiske og Boreale havområder. Dette er ikke definitivt da det trengs mer bevis for å trekke en endelig konklusjon om fauna og havmiljø under Skarpnes trinnet (Andersen, 1968, s. 36).

2.2.3 Astafjorden

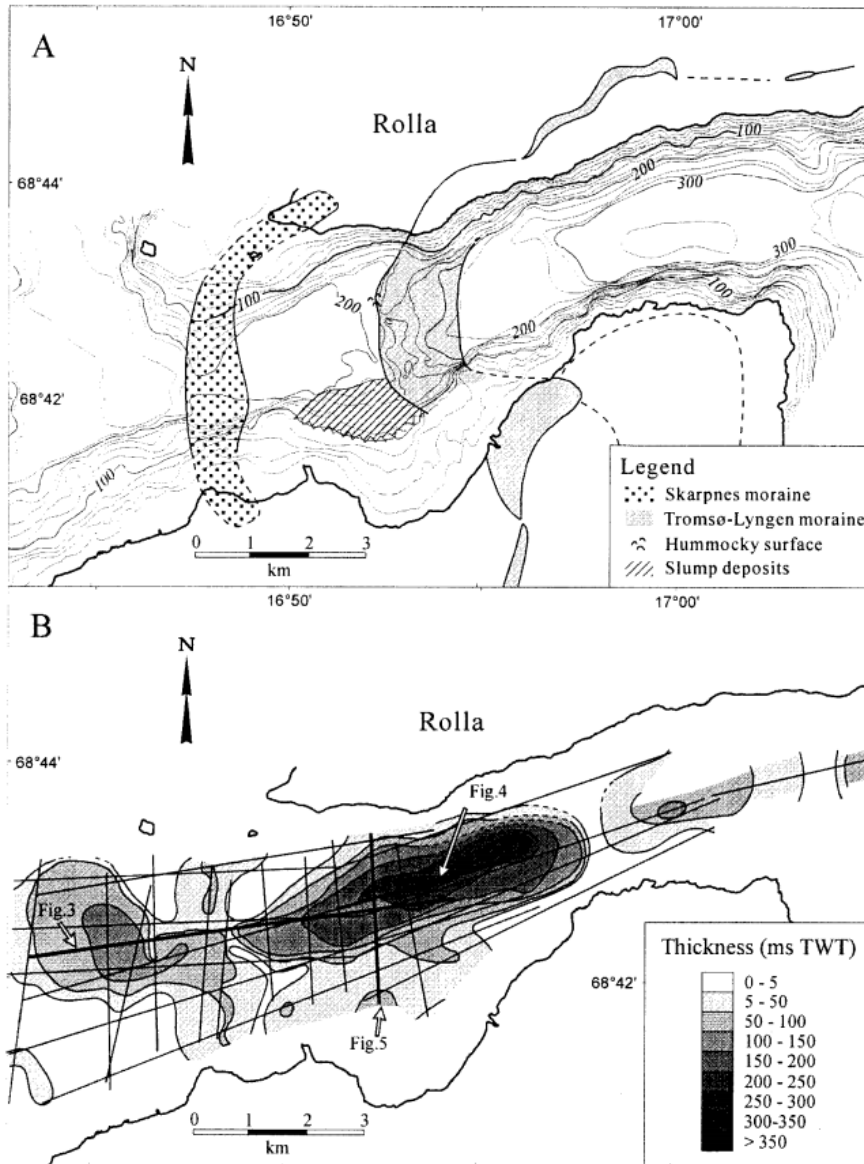
Lyså & Vorren (1997) har gjort seismiske undersøkelser av sedimentene i Astafjorden (figur 5). Profilene viser to distinkte rygger som går på tvers av fjorden ca. 2-3 km fra hverandre (figur 6A). Den ene ryggen går på tvers av fjorden ved Renså, mens den andre ryggen går på tvers av fjorden ved Langnes helt ved fjordmunningen mot Vågsfjorden. Disse ryggene er randåser og henger sammen med morener som man kan følge på land på begge lokalitetene. Randåsene er avsatt av en brearm som har kommet fra nordøst i Astafjorden. Randåsen som ligger lengst mot vest er avsatt under Skarpnes trinnet (eldre dryas), mens randåsen mot øst er avsatt under Tromsø-Lyngen trinnet (yngre dryas).

Randåsen etter Skarpnes trinnet er dannet på en berggrunnsterskel som krysser fjorden og utgjør en 600 m bred (proksimalt-distalt) og 40-50 m høy rygg med bratte distale og proksimale skråninger, henholdsvis 16° og 11°. Profilene viser at sediment-tykkelsen minker nærmere fjordveggen hvor den underliggende berggrunnen blir mer fremtredende. På land er ryggen 10-20 m høy. Proksimalt av ryggen er det sedimenter som er deformert av dette framstøtet (Lyså & Vorren, 1997, s. 311-312).



Figur 5: Seismisk profil av Astafjorden som viser to randåser etter Skarpnes- (vest) og Tromsø-Lyngen trinnet (øst) fra Lyså & Vorren (1997, s. 312).

2-3 km distalt av Skarpnes-randåsen, ved Renså, ligger randåsen etter Tromsø-Lyngen trinnet. Randåsen er avsatt på en jevn underliggende overflate av sedimenter i de midtre delene av fjorden, mens mot fjord-veggen ligger randåsen på en berggrunnsterskel. Ryggen har en asymmetrisk profil med en bratt distal skråning ($8-11^\circ$) og en proksimalskråning på maksimum $3-5^\circ$. Ryggen er 1,8 km bred på det bredeste og har en maksimumshøyde på 72 m (Lyså & Vorren, 1997, s. 312). Lyså & Vorren (1997, s. 312) nevner at ryggen fortsetter på land og er en 1500 m bred terrasseformet avsetning som er bygget opp til yngre dyas havnivå på 68 moh. Dette er ikke helt korrekt da randavsetningen ved Renså ikke er avsatt av breen i Astafjorden og kan ikke ses på som en forlengelse av randåsen i Astafjorden. Randavsetningen ved Renså er avsatt av en brearm som har kommet fra fjellområdene i sør, støttet av en rekke randmorener og klinoformene i randavsetningen som skrår mot fjorden. Det er derimot en lateralmorene på nordsiden av randavsetningen som stammer fra brearmen i Astafjorden, men den er ikke 1500 m bred.



Figur 6: A: Batymetrisk kart over Astafjorden med plasseringen av randåser etter Tromsø-Lyngen trinnet (yngre dryas) og Skarpnes trinnet (eldre dryas). B: Kart som viser sedimenttykkelsen i Astafjorden oppgitt i ms TWT (millisecond two-way travel time) (Lyså & Vorren, 1997, s. 311)

2.3 Teori

2.3.1 Marine israndssystemer

Marine israndssystemer er bygget opp av sedimenter som er påvirket av flere faktorer, som gjør at sammensetningen av facier og avsetningsstrukturer blir unik og forskjellig fra vanlige delta-systemer. Dette inkluderer en rekke avsettende agenser og strukturer som er et resultat av glasitektonisk deformasjon og resedimentasjon. Glasitektoniske strukturer er sedimenter ved

breranden som har blitt omdannet gjennom brefluktasjoner som foldete fluviale sedimenter (Lønne, 1995).

Sedimentene i marine israndsystemer er mer grovkornet enn vanlige delta som kommer av opprinnelsen til sedimentene som har to hovedkilder: Usortert bunnmorene som presses ut subglasialt og finere sedimenter transportert av subglasialt, englasialt og proglasialt smeltevann (Lønne, 1995, s. 14).

Tilgangen på sedimenter er stor i slike systemer på grunn av breens erosjonsevne, og tilgangen på fine sedimenter kan føre til at leirpartikler klumper seg sammen (flokkulering) i kontakt med saltvann noe som gjør at leire avsettes raskere. Sutherland et al. (2015) har vist at leirpartikler i stillestående ferskvann kan være ti ganger lengre i suspensjon enn i stillestående saltvann (Sutherland et al., 2015, s. 147). En høy sedimentasjonsrate kombinert med at sedimentene ikke er suspendert like lenge som i en lakustrin setting fører til at en bratt avsetningsskråning utvikler seg. Dette fører igjen til resedimentasjonsprosesser som massestrømmer, turbidittstrømmer og sedimentvandring, som gjør at systemet utvikler distinkte skrålag (Lønne, 1995, s. 15). Det er også vanlig med kaotiske lag av grove klaster i de øvre delene av avsetningsskråningen (Lønne, 1993, s. 61). Figur 7 viser den øvre delen av avsetningsskråningen i randavsetningen ved Renså hvor man kan se et eksempel på dette.

2.3.1.1 Klassifisering av marine israndsystemer

Etter Lønne (1995) kan marine israndsystemer klassifiseres i tre kategorier etter hvor godt utviklet systemet er; randås, israddelta og glasimarine delta (Lønne, 1995, s. 16).



Figur 7: Eksponert snitt i sandtak som viser øvre del av avsetningsskråningen i randavsetningen ved Renså

2.3.1.1.1 Randås

En randås er en submarin grovkornet sedimentvifte som blir avsatt ved grunningslinjen til en tidevannsbre hvor brefronten kan være delvis flytende. En randås består av en blanding av sedimenter avsatt av smeltevann og deformerte eller resedimentert bunnmorene. Den har lagdelte skrålag og bunnlag, men har ikke bygget seg opp til vannoverflaten og har derfor ikke topplag. Breffronten til en tidevannsbre er vanligvis ustabil og randåsen blir påvirket av prosesser som kalving, endring i smeltevannsutløp, endring i vannstand, endring i sedimenttilførsel og småskala framrykk og tilbaketrekninger og blir dermed sterkt påvirket av glasitektoniske prosesser. Randåsen blir bygget opp både over og under grunningslinjen. Grunningslinjen til en marin bre er der hvor breen mister kontakten med underlaget, ofte på grunn av brattere topografi, og viftens skrålag blir avsatt nedover denne allerede eksisterende skråningen (Lønne, 1995, s. 16-17). I glasimarine miljøer vil sedimentasjonsraten synke eksponensielt jo lenger vekk fra isranden man kommer og facier avsatt nært breffronten vil ha andre karakteristikk enn de som avsettes lenger vekk. Avsetninger ved breffronten vil være mer grovkornet og mindre sortert da det er en blanding av glasifluvialt materiale og bunnmorene. Resedimentert bunnmorene er et definerende trekk ved en randås og massestrøm diamikton lik facies B i Lønne (1995, s. 19) er en diagnostisk markør for marine israndssystemer og er en hovedkomponent i en randås. Slike facier består av tykke diamikton lag bestående av grusrik fin sand eller sandete finmateriale med svevende store klaster av stein og blokk. Facien er massiv og ofte usortert og sammenblandet. Dette er facier som er beskrevet tidligere som «flow till» og man tror at denne facien representerer en periode med framrykk etterfulgt av opphold (Lønne, 1995, s. 21). Det kan være vanskelig å skille slike massestrømmer fra bunnmorene siden begge er usortert, og i tillegg kan massestrømmene erodere underliggende sedimenter og blande dem sammen. I glasimarine og glasilakustrine miljøer vil massestrømmer være en viktig agens for resedimentasjon og kan bygge opp tykke lagrekker av sedimenter (Benn & Evans, 2010, s. 404).

2.3.1.1.2 Isranddelta

Et isranddelta er det neste stadiet i utviklingen til en marin israndavsetning. Det vil bestå av de samme sedimentene som en randås i bunn, men er bygget opp til vannoverflaten og har utviklet et kort topplag som ofte er kortere enn i et vanlig delta. Igjen er glasitektoniske prosesser et viktig kjennetegn grunnet fluktuasjoner ved breffronten, selv om systemer som ikke er påvirket av glasitektonikk eksisterer (Lønne, 1995, s. 17-18).

Randavsetningen ved Renså kan klassifiseres som et isranddelta på bakgrunn av det korte topplaget og en sterk påvirkning av glasitektoniske prosesser.

2.3.1.1.3 Glasifluviale delta

Glasifluviale delta er deltasystemer med et velutviklet fluvialt system (topplag) som distribuerer sedimenter til deltaskråningen. Dette kan være en dalsandur, men også israndsystemer kan klassifiseres som glasifluviale delta dersom systemet er bygget ut i så stor grad at deltauutviklingen ikke lenger er påvirket av prosessene ved brefronten som glasitektonikk (Lønne, 1995, s. 18). En sandur dannes proglasialt av smeltevannsstrømmer som fører med seg store mengder sedimenter. På grunn av den store tilgangen på sedimenter utvikler sanduren et stort nettverk av flettede kanaler som fordeler sedimenter og utvikler en svak helning i motsatt retning av strømningsretningen fordi det er mer sedimenter tilgjengelig enn vannet klarer å transportere (Benn & Evans, 2010, s. 534). Kregnes morenen i Gauldalen i Trøndelag, Norge er et eksempel på et israndsystem som har utviklet seg i så stor grad at det klassifiseres som et glasifluvialt delta (Nemec, 1999, s. 454).

2.3.2 Glasimarine sedimenter

Tilførselen av glasiale sedimenter i marine områder er primært sett avhengig av: (a) topografi; (b) breens temperatur-regime; (c) hvor hurtig isen beveger seg og smelter/kalver (discharge). Disse faktorene påvirker hvilke kornstørrelser som tilføres, hvor sedimentene avsettes og sedimentasjonsraten (Eyles et al, 1985, s. 19).

- (a) Bredekkede områder med stort relieff som fjellområder eller fjorder, med eksponert berggrunn produserer mye grove blokkrike sedimenter gjennom forvitring av eksponerte dalsider. Disse sedimentene blir transportert supraglasialt og englasialt, er ofte kantet og består av en bred rekke kornstørrelser.
Til forskjell vil breer i områder med lavt relieff produsere mer finkornete sedimenter som resultat av storskala basal abrasjon og omdanning av eldre glasiale sedimenter (Eyle et al., 1985, s. 19).
- (b) Breens temperatur-regime er i hovedsak en faktor som påvirker de basale forholdene til breen og bestemmer produksjonen av subglasialt smeltevann. Dette er igjen en faktor som bestemmer mengden av suspenderte sedimenter som flyter ut i det marine miljøet.
Temperatur-regimet til en gitt bre kan ses på som en mosaikk av forskjellige basale forhold,

og visse deler av breen kan ha et kaldt regime, mens andre deler kan ha et temperert regime. I de tempererte delene av breen vil det pågå smelting mellom isen og den underliggende grunnen som produserer subglasialt smeltevann og isen vil skli over berggrunnen, noe som forårsaker abrasjon, som igjen fører til en økt tilførsel av suspenderte sedimenter til det marine miljøet som vannet renner ut i.

I de kalde delene av breen vil isen være frosset fast til underlaget og bevege seg enten gjennom intern deformasjon eller deformasjon av underlaget. Her er abrasjon fraværende og det vil være lav produksjon av finkornete sedimenter som kan være i suspensjon. På grunn av dette vil det være en høyere sedimentasjonsrate i marine miljøer som er påvirket av en temperert terminus (Eyle et al., 1985, s. 19-22). Dalbreer i tempererte klimaer har smeltevannsstrømmer som transporterer store mengder sedimenter fra basal og lateral is som inneholder store mengder sedimenter. Dette fører til at sedimentasjonsraten i proglaciale fjorder er flere størrelsesordener større enn i vanlige fjorder eller i proglaciale fjorder i polare områder (Cowan & Powell, 1990, s. 75).

- (c) Regionale ismasser og mengden is-føring (discharge) fra et isdekke bestemmer hvorvidt en ismargin ender på land eller i havet (Eyle et al. 1985, s. 22).

2.3.3 Morene

Morene er primære glasiale avsetninger. Morene blir avsatt under og ved randen av isbreer, og når breen trekker seg tilbake. Materialet er usortert og kan ha veldig forskjellig sammensetning avhengig av flere faktorer. Veldig generelt sett kan vi skille mellom tre typer morene; randmorene, nedsmeltingsmorene og bunnmorene. Randmorener er de typiske moreneformene som er lett gjenkjennelig i terrenget i form av rygger som dannes ved bredfronten. Bunnmorene er materiale som blir dannet og transportert mellom breen og berggrunnen, og nedsmeltingsmorene er materiale som har ligget på toppen av breen og avsettes når breen smelter (Sulebak, 2014, s. 220).

2.3.3.1 Randmorener

Moreneavsetninger langs kanten av en bre kalles randmorener. Form, innhold og struktur i en randmorene vil variere og være avhengig av lokale forhold som breens bevegelse (opphold, framrykk), tilgang på materiale og topografi (Sulebak, 2014, s. 221).

Et breframstøt vil dytte materiale foran seg og danne randmorener, men også ved et lengre

opphold vil randmorener dannes ved at materiale blir transportert mot brefronten og dumpet da breen er i konstant bevegelse.

En rekke morene-dannende prosesser skjer ved randen og under randen av en isbre. Dette inkluderer bulldosing/dytting (push-morene), pressing (press-morene), frysing og smelting, og massestrøm av sedimenter. Hvilke av disse prosessene som er dominerende til enhver tid er avhengig av miljø og endrer seg basert på sesong.

Bulldosing eller dytting er helt enkelt sedimenter ved isranden som blir dyttet foran breen når breen beveger seg framover. Under et stort breframstøt vil sedimentene ved randen bli overkjørt av breen og bli en del av det subglasiale miljøet (bunnmorene). Det vil si at push-morene generelt blir avsatt under mindre framstøt eller vinter-framstøt av en bre i generell tilbaketrekning. Dette kan i noen tilfeller resultere i at årlige morener blir avsatt ved isranden (Benn & Evans, 2010, s. 505). Formen på push-morener reflekterer formen på brefronten og har ofte en «snirklete» form (Benn & Evans, 2010, s. 506).

Push-morener varierer i sammensetning og kan bestå av bunnmorene, massestrøm-avsetninger, fluvialt sorterte sedimenter eller store blokker avhengig av hvilke sedimenter som er i breforlandet fra før (Benn & Evans, 2010, s. 506).

Pressing ved isranden skjer i ablasjons-sesongen når forholdene ved isranden er dominert av smeltevannstrømmer og stillestående vann. Dette resulterer i at sedimentene ved isranden er mettet med vann og i mange tilfeller lett blir flytende. Under slike forhold kan sedimentene bli deformert kun ved statisk press som oppstår mellom brefronten og underliggende mer stabile sedimenter som resulterer i små pressmorener som vanligvis ikke er høyere enn en meter (Benn & Evans, 2010, s. 506).

2.3.3.2 Bunnmorene

Bunnmorene er materiale som dannes subglasialt som resultat av flere prosesser som påklistring («lodgement»), pløying/brøyting («ploughing») og utsmelting («meltout»). Det er ofte en kompleks kombinasjon av disse prosessene som resulterer i at bunnmorene kan være veldig variabel i sammensetning av kornstørrelser og struktur (Benn & Evans, 2010, s. 369-371).

2.3.4 IRD (Ice Rafted Debris)

IRD er materiale som stammer fra en flytende bre-terminus som ishyller, isfjell og sjøis. Generelt sett er det grovere klaster som regnes som IRD selv om finere materiale også kan transporteres som IRD, men kan være vanskelig å skille fra glasifluviale sedimenter. Sedimenter som er påvirket av IRD kjennetegnes ved tilstedeværelsen av overdimensjonerte klaster begravet i sorterte finkornete sedimenter. Store klaster transportert som IRD vil deformere underliggende strata, og dette er et av kjennetegnene ved dropsteiner som er en vanlig form for IRD (Powell & Domack, 2002, s. 380).

Avsetningsraten av IRD er avhengig av mengden materiale fanget i isen og frekvensen av isfjell som passerer avsetningslokaliteten. Frekvensen av isfjell er avhengig av kalvingsraten og avstanden til brefronten (Benn & Evans, 2010, s. 437).

2.3.5 Ras/leirskred

Kvikkleire er leire som i uforstyrret tilstand har stor bæreevne, men om leiren blir forstyrret eller omrørt blir nærmest flytende. Kvikkleire er marint avsatt leire som inneholder saltholdig porevann som binder leirpartiklene sammen. Over tid vil saltbindingene i leiren vaskes ut, noe som gjør at leiren blir ustabil og utsatt for utglidninger (Sulebak, 2014, s. 100). Det er flere eksempler på kvikkleireskred i Norge på grunn av store marine leiravsetninger avsatt under den siste istiden som gjennom landheving i dag ligger på land. Også submarint kan det oppstå store massebevegelser i leire, og et gjennomgående tema for utløsende årsak for både terrestriske og submarine leirskred er seismisk aktivitet (Locat & Homa, 2002; Zhou et al. 2017).

3. Metoder

3.1 Feltmetoder

Under feltarbeidet som ble gjennomført mellom 20. juli til 10. august 2020 ble det utført kvartærgeologisk kartlegging av Rensådalen, batymetri av Rensåvatnet, DGPS målinger av berggrunnsterskelen ved utløpet av Rensåvatnet og overgangen mellom skrålag og topplag i randavsetningen ved Renså. Det ble tatt russerkjerner fra to myrer i feltområdet, og to sedimentsnitt ble logget. Mesteparten av tiden i felt ble brukt på den kvartærgeologiske kartleggingen av Rensådalen og et område på ca. 10 km² ble kartlagt. På grunn av kraftig

vegetasjon i området var det praktisk umulig å dekke hele dette området så under kartleggingen har LiDAR data blitt brukt omfattende til å tolke landformene i dalen.

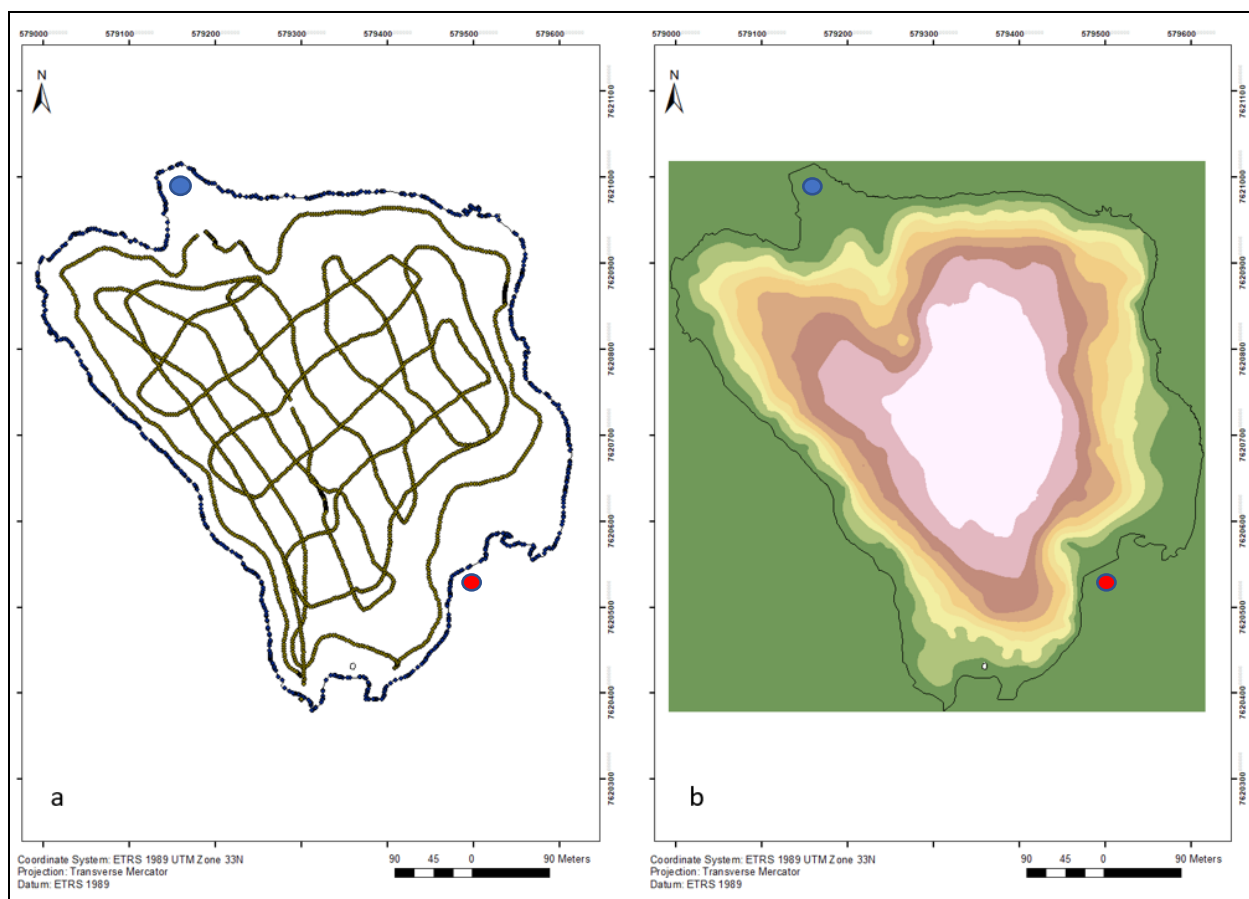
3.1.1 Kwartærgeologisk kartlegging

Kwartærgeologi omhandler den seneste perioden av jordens geologiske historie, Kwartærtiden. Kwartærtiden er perioden fra ca. 2,6 millioner år siden og fram til i dag (Bradley, 2015 s. 2). Denne perioden er preget av store klimatiske fluktuasjoner mellom kalde istider og varmere mellomistider. Under istidene var store deler av Norge dekket av tjukk innlandsis som har erodert landskapet og transportert store mengder løsmasser mot havet. Vekten av innlandsisen har presset jordskorpen ned i mantelen og etter at isen smeltet vekk har landet hevet seg igjen som følge av at jordskorpen søker isostatisk likevekt. Dette har det resultert i at store mengder av tidligere havbunn i dag ligger over dagens havnivå. Løsmasser som ligger på land i dag er i hovedsak dannet under og etter siste istid da isen har erodert vekk størsteparten av de eldre løsmassene (Nordahl-Olsen, 1985).

Kwartærgeologisk kartlegging går ut på å kartlegge disse løsmassenes utbredelse og egenskaper. Kartet gir opplysningen om hvordan løsmassene er dannet, overflateformer, isens bevegelsesretning og avsetningsforhold nær overflaten (Nordahl-Olsen, 1985).

3.1.2 Batymetri av Rensåvatnet

De batymetriske målingene av Rensåvatnet ble utført under feltarbeidet i august 2020. Målingen ble gjort fra en gummibåt ved bruk av et ekkolodd (Garmin GPSMap 720s). Hver punktmåling ble tatt med 5 sekunders intervaller.



Figur 8: a: Ekkoloddpunkter tatt under batymetrimålingene (brun), og randen av rensåvatnet omgjort til punkter (blå). b: Resultatet av spline interpoleringen brukt til å framstille det batymetriske kartet. Blå sirkel markerer utløpet og rød sirkel markerer innløpet til vannet.

3.1.2.1 Spline interpolering

Punktningene tatt under batymetri-undersøkelsene ble prosessert gjennom ArcMap (Esri, 2021) ved bruk av spline interpolering. Dette er en metode som bruker en matematisk funksjon som minimerer krumming i overflaten som interpoleres, i dette tilfelle bunnen av Rensåvatnet. Dette resulterer i en «glatt» overflate som passerer gjennom datapunktene brukt som input.

Metoden følger to prinsipper:

- Overflaten må passere nøyaktig gjennom datapunktene.
- Overflaten må ha minimalt med krumming.

En shapefil av Rensåvatnet ble omgjort til punkter i ArcMap og brukt som nullpunkter for interpoleringen. Punktene og resultatet av interpoleringen kan ses i figur 8.

3.1.3 DGPS

Under feltarbeidet i august 2020 ble det tatt to DGPS målinger, en av overgangen mellom skrålag og topplag i randavsetningen ved Renså (65,456 m), og en av berggrunnsterskelen ved utløpet til Rensåvatnet (15,557 m). I ettertid er målingen av overgangen mellom skrålag og topplag blitt vurdert som en feilaktig måling i forhold til at den ikke representerer marin grense etter yngre dryas. Avsetningen ble overkjørt av breen i yngre dryas og topplaget i den delen av avsetningen som ble målt har sannsynligvis blitt erodert vekk. Topplaget som ble målt er sannsynligvis glasitektoniserte sedimenter (figur 18).

3.1.4 Sedimentkjerner

Fra feltområdet er det samlet inn totalt fire kjerneprøver. En innsjøkerne (tatt med stempelprøvetaker) og tre myrkjerner (tatt med russerbor). Navn, dybde, lengde, lokalitet og dybden for dateringsprøvene er vist i tabell 1.

Tabell 1:Kjerneprøver fra feltområdet

Lokalitet	Prøvenavn	Koordinater	Prøvedybde (cm)	Lengde (cm)
Rensåvatnet (16 moh.)	RENP-119 (stempel)	68.687549 N, 16.955533Ø	420,5 - 420	420,5
Leverjomyra (56 moh.)	LJR-120 (russer)	68.689861 N, 16.932382 Ø	290 - 240	50
Leverjomyra (56 moh.)	LJR-220 (russer)	68.6900031 N, 16.931057 Ø	279 - 229	50
Djupvassmyra (232 moh.)	DJR-119 (russer)	68.687549 N, 16.908912 Ø	199 - 99	100

3.1.4.1 Innsjøkjerne RENP-119

Innsjøkjernen ble tatt fra Rensåvatnet fra is i mars 2019 av Svein Olav Dahl, Kristian Vasskog og Matt Jenkin. For å samle inn prøven ble det brukt en modifisert stempelprøvetaker (figur 9) (e.g. Nesje, 1992). Posisjonen prøven ble tatt fra er vist i det batymetriske kartet (figur 35).

RENP-119 3/3, 68.687549 N, 16.955533Ø:

Kjernen er 420,5 cm lang (figur 10) og består av lagdelte sedimenter, hovedsakelig silt. Det er flere tydelige flomlag i kjernen som fremstår som bånd av lysere sedimenter enn bakgrunnen.

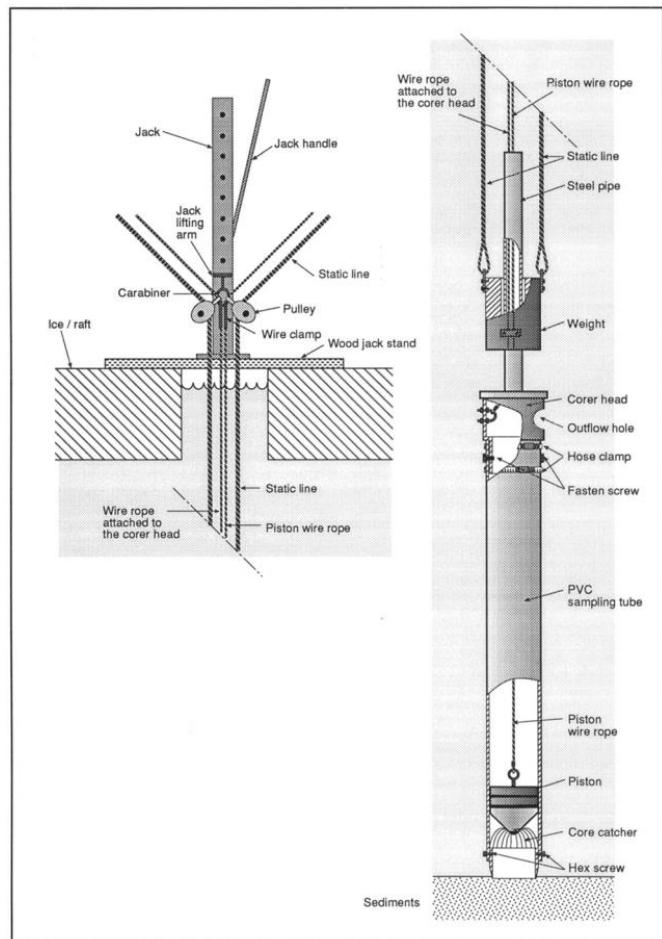
Bakgrunnen eller den facien som utgjør størsteparten av kjernen er mørk grå siltige sedimenter med fragmenter av organisk materiale.

421-415 cm: Bakgrunn

415-391 cm: Generelt lysere sedimenter enn bakgrunnen (mer minerogent). Tyelige flomlag ved 411 cm (0,5 cm tykt) og 414 cm (1 cm tykt).

391-377 cm: Bakgrunn med svakt flomlag ved 382 cm (0,5 cm tykt).

377-373 cm: Tykt flomlag (4 cm) med lysere sedimenter. Skarp overgang i bunnen mot bakgrunn og svakere signal mot toppen. Et veldig tynt bånd av mørke sedimenter (bakgrunn) deler dette laget ved 376 cm (2 mm tykt).



Figur 9: Komponentene i en stempelkjernebor (Nesje, 1992, s. 258)

369-368 cm: Flomlag (1 cm tykt).

362,5-362 cm: Svakt og tynt flomlag (5 mm tykt).

356,5- 345,5 cm: Parti med generelt lyse sedimenter. Lysere mot bunnen mellom 356,5 og 352 cm.

332-321 cm: Parti med lyse lagdelte sedimenter, svakere signal enn 356,5-343,5.

315-314 cm: Flomlag av lyse sedimenter (1 cm tykt).

308-305 cm: Flomlag med lyse sedimenter med skarp overgang mot bunnen og avtagende signal mot toppen.

288-279 cm: Parti med lyse sedimenter.

278-271 cm, *facie 1*: Bakgrunn.

269 cm, *facie 2*: 2mm tykt flomlag med lys grå farge.

264-263 cm, *facie 3*: 1 cm tykt flomlag med lys grå farge.

264-254 cm, *facie 4*: Vekslende lag med bakgrunn og svake flomlag.

254-250 cm, *facie 5*: Seksjon med lysere sedimenter. 3 mm tykt flomlag som starter på 254 cm.

242-236 cm, *facie 6*: Seksjon med 4 flomlag. To tydelige ved 240 og 237 cm og to som er så vidt synlig ved 242 og 236 cm.

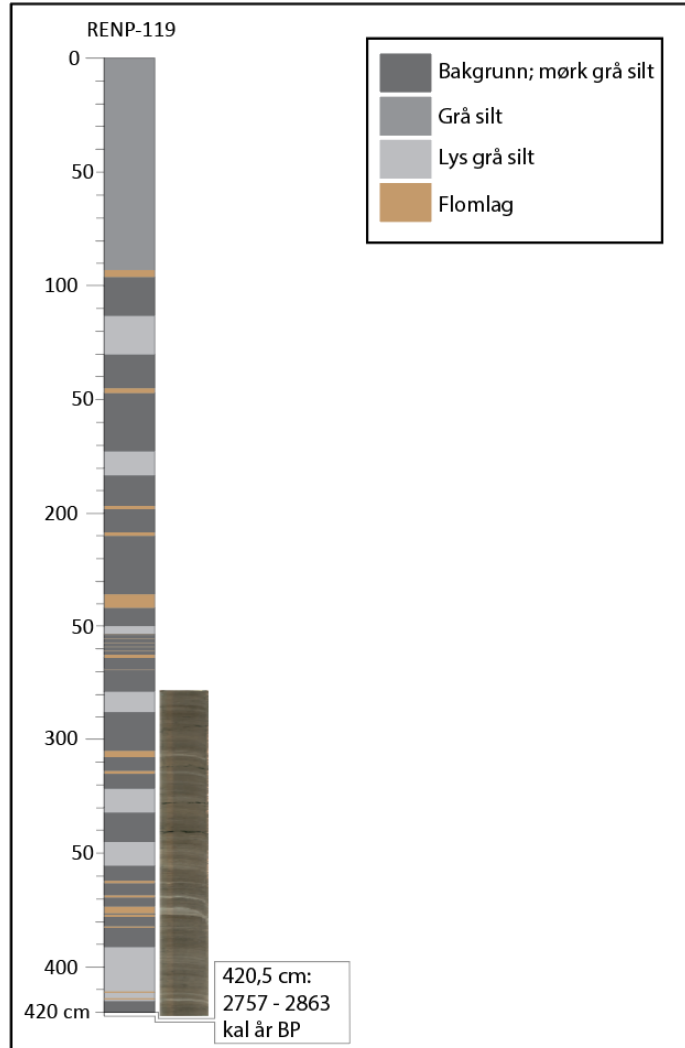
210-209 cm, *facie 7*: 1 cm tykt flomlag, tydelig lysere enn bakgrunnen.

198-197 cm, *facie 8*: 1 cm tykt flomlag, tydelig lysere enn bakgrunnen.

183-172 cm, *facie 9*: Seksjon med litt lysere sedimenter enn bakgrunnen.

147-145 cm, *facie 10*: 2 cm tykt svakt flomlag.

82-130 cm: Det er et skille mellom sedimentene over og under 82 cm. Fra 82-130 cm er sedimentene litt lysere i fargen enn fra 82-0 cm. Denne delen inneholder også alle de tydelige



Figur 10: Sedimentlog av kjerneprøven fra Rensåvatnet, RENP-119.

flomlagene i seksjonen.

113-130 cm: Seksjon med lyse sedimenter og et tydelig flomlag ved 121-120 cm (lysere i fargen).

113-96 cm: Siltig, mørk grå bakgrunn.

96-93 cm: Tykt flomlag av lys grå sedimenter. Siltig. Relativt gradvise overganger til bakgrunn både over og under.

93-0 cm: Bakgrunnslag med noen partier med svakt lysere farge, ingen utpregede flomlag.

3.1.4.2 Russerkjerner

Tre russerkjerner ble innhentet under feltarbeidet i august 2020. To prøver fra Leverjomyra (LJR-120 (figur 11), LJR-220 (figur 12)) (56 moh.) og en prøve fra Djupvassmyra (DJR-120) (232 moh.).

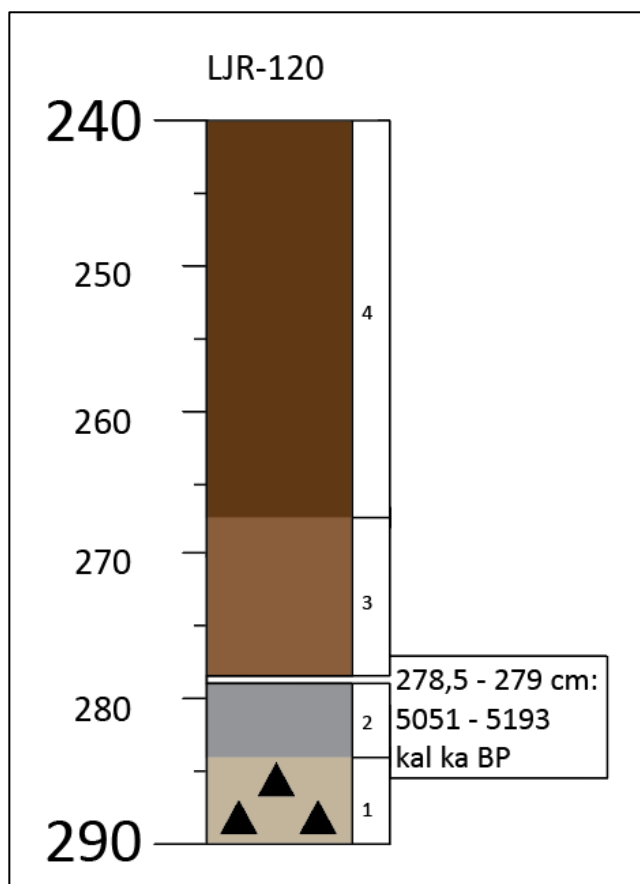
LJR-120 (290-240 cm) 68.689861 N, 16.932382 Ø:

Facie 1, 290-284 cm: Usortert blanding av minerogent og organisk materiale; matriks av fin og grov sand, og organisk materiale, med svevende klaster opp mot 5 mm i diameter. Klastene er kantet til kantrundet.

Facie 2, 284-279,5 cm: Lagdelt lyse, hovedsakelig minerogene sedimenter med skarp overgang mot bunn og topp.

Hovedsakelig grov sand, noen makrofossiler og litt organisk materiale.

Facie 3, 278,5-267,5 cm: Blanding av minerogent og organisk materiale, hovedsakelig organisk. Mindre minerogent enn facie 1 og bedre sortering, men det er fortsatt noen store klaster opp mot 4 med mer i diameter. Det minerogene materialet består av fin sand.



Figur 11: Sedimentlog av russerkerne LJR-120 med datering.

Facie 4, 268-240 cm: Gyttje med mye store makrofossiler, hovedsakelig røtter. Minimalt minerogent innhold.

LJR-220 (279-229 cm) 68.6900031 N, 16.931057 Ø:

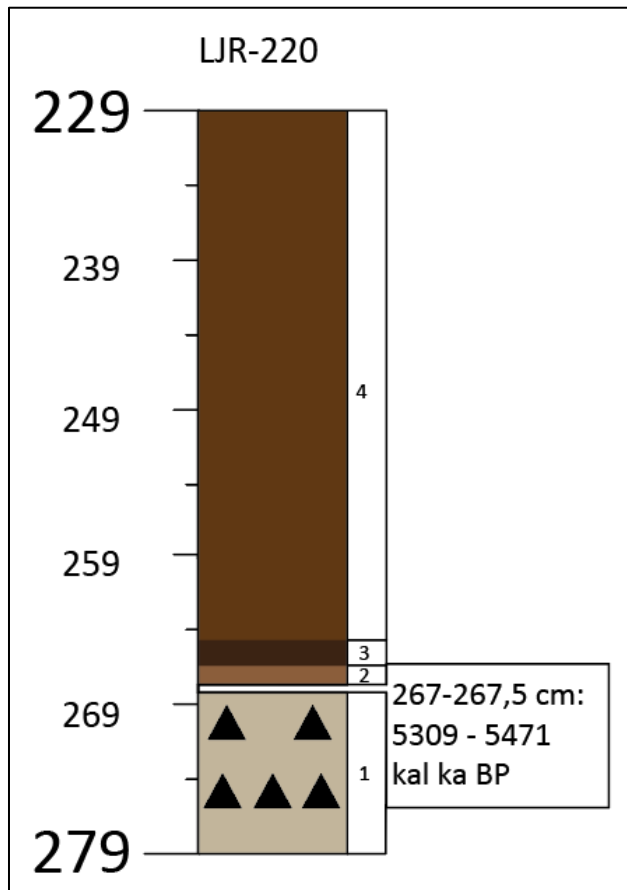
Facie 1, 279-267,5 cm: Usortert blanding av minerogent og organisk materiale; matriks av fin og grov sand, og organisk materiale, med svevende klaster opp mot 10 mm diameter. Klastene er kantet til kantrundet.

Klastene er kantet til kantrundet.

Facie 2, 267,5-266 cm: Blanding av minerogent og organisk materiale, hovedsakelig organisk. Laget er sortert og de minerogene sedimentene består av fin sand.

Facie 3, 266-265 cm: Kompakt lag av organisk materiale.

Facie 4, 265-229 cm: Gyttje, mye røtter og makrofossiler med minimalt minerogent innhold



Figur 12: Sedimentlog av russerkjerne LJR-220 med datering.

3.1.5 Sedimentlogging

3.1.5.1 Nedre seksjon av randavsetningen ved Renså

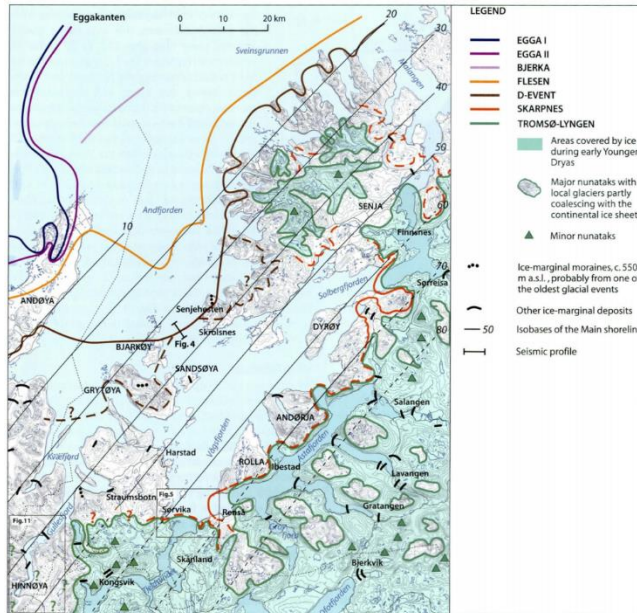
Under feltarbeidet i august 2020 ble de nedre 460 cm av randavsetningen ved Renså logget. Denne delen av avsetningen består hovedsakelig av leire og det er mye marine skjell i avsetningen, skjellprøver ble tatt under loggingen og sendt til radiokarbondatering. Sedimentlogg og tolkning av sedimentene kan ses under resultatdelen av oppgaven.

3.1.5.1 Randmorene, Elveneset

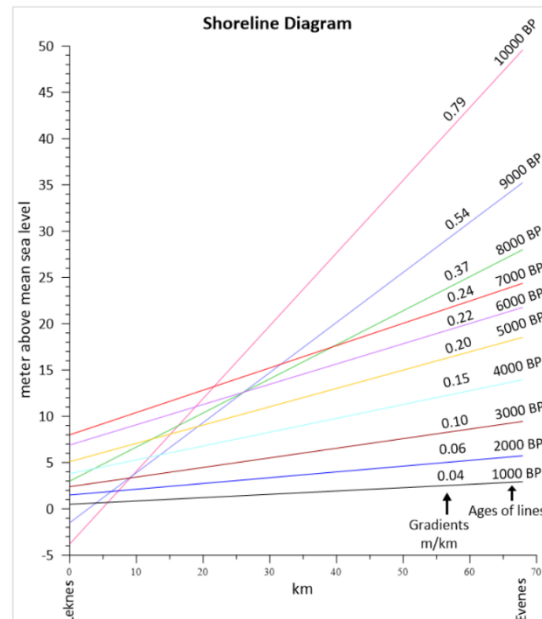
Et 500 cm åpent snitt i en hage ved Elveneset ble logget under feltarbeidet. Snittet består av to facier, en sortert facie i bunn bestående av siltig leire med *insitu* blokker og en facie av usorterte sedimenter bestående av silt til blokker i sand. Sedimentlogg og tolkning kan ses under resultatdelen av oppgaven.

3.1.6 Havnivåkurve

En relativ havnivåkurve er konstruert basert på isobaser fra Bergstrøm et al. (2005) (figur 1 og 13) og strandlinjediagrammet fra Billah (2020) (figur 14).



Figur 13: Kart som viser deglasiasjonstrinn over Andfjorden-Vågsfjorden området med yngre dryas isobaser og isdekke fra Bergstrøm et al. (2005, s. 75)



Figur 14: Strandlinjediagram fra Billah (2020, s. 76).

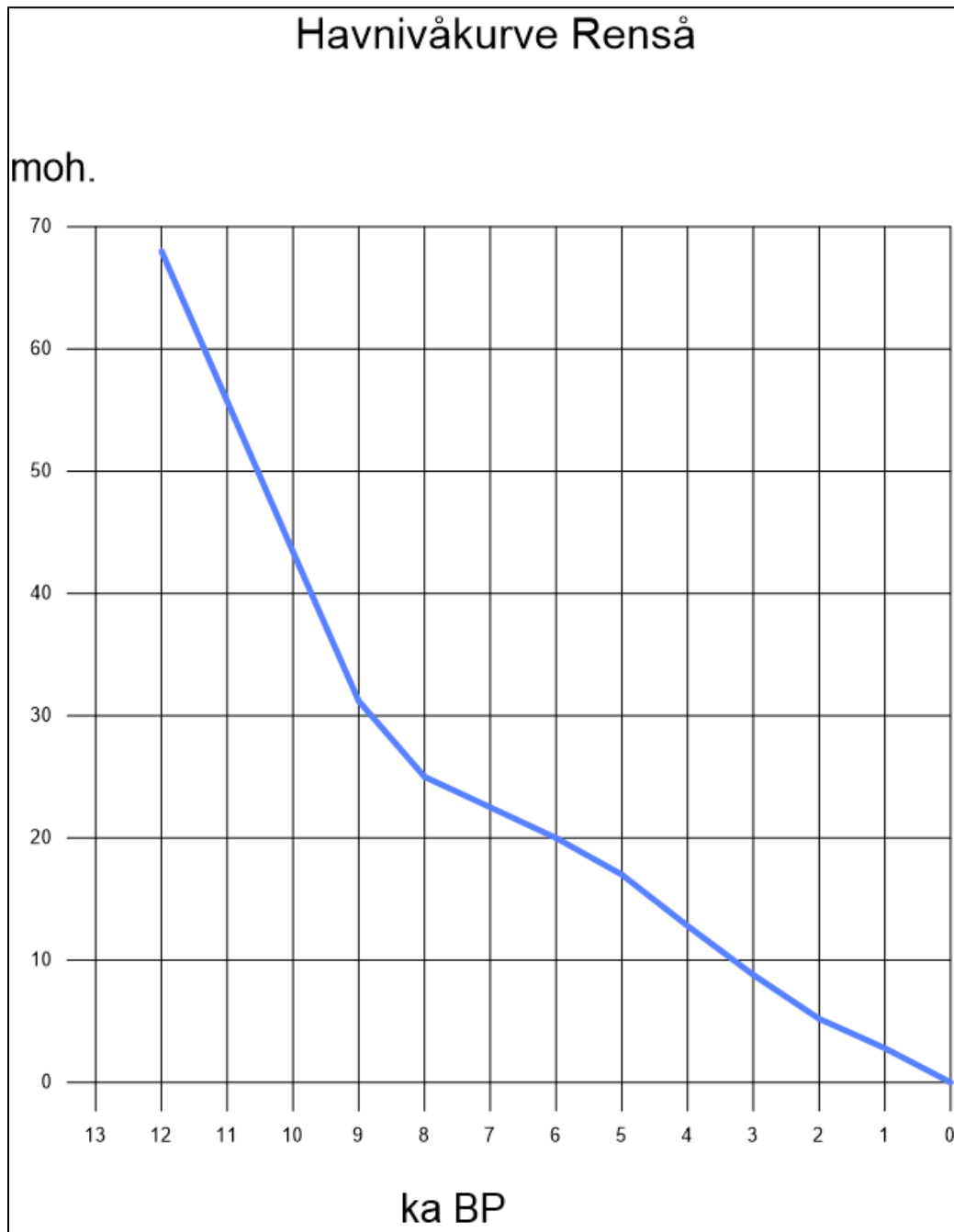
Marin grense for Evenes som ligger ca. 25 km sørvest for Renså er på 75 moh (NGU, 2020), som stemmer godt overens med undersøkelsene gjort av Billah (2020) som målte overgangen mellom topplag og skrålag i et glasifluvialt delta 3 km nordøst for Pålvatnet i Evenes som stammer fra ca. 11000 år BP (Evenes ble isfritt ca. 600 år etter yngre dryas) (Billah, 2020, s. 44).

Dette betyr at Evenes ligger mellom 70 m og 80 m isobasene vist i Bergstrøm et al. (2005), og som man kan se utfra figur 1 og 13 ligger Renså akkurat på 70 m isobasen.

Strandlinjediagrammet fra Billah (2020, s. 75) mellom Leknes og Evenes er 67,89 km langt.

Gjennom manuelle målinger er det i denne oppgaven kommet fram til at den korrekte plasseringen for Renså på dette diagrammet er 60 km fra Leknes, og det er denne delen av diagrammet som er brukt til å konstruere havnivåkurven ved Renså. Diagrammet fra Billah (2020, s. 75) går tilbake til 10000 år BP og punktene brukt til å konstruere havnivåkurven for Renså er 1000 (2,8 moh.), 2000 (5,2 moh.), 3000 (8,8 moh.), 4000 (12,8 moh.), 5000 (17 moh.), 6000 (20 moh.), 7000 (22,5 moh.), 8000 (25 moh.), 9000 (31,2 moh.), 10000 (43,4 moh.) og

12000 (68 moh.) år BP.



Figur 15:Havnivåkurve for Renså basert på Bergstrøm et al. (2005) og Billah (2020).

3.2 Laboratoriemetoder

3.2.1 Glødetap

Glødetap (loss on ignition) er en utbredt metode brukt for å estimere mengden organisk innhold i sedimenter. Metoden blir enkelt utført ved å veie sedimentprøver før og etter at sedimentene blir brent på 550 °C (Heiri, 2001, s. 101).

Formelen for å kalkulere glødetap er: $LOI_{550} = ((DW_{105} - DW_{550}) / DW_{105}) * 100$

LOI_{550} er glødetapet i prosent etter at sedimentene er brent i 550 °C. DW_{105} er den tørre vekten av prøven etter at sedimentene er tørket i 105 °C, og DW_{550} vekten av sedimentene etter brenning (Heiri, 2001, s. 102).

Av de fire kjerneprøvene som er samlet er det blitt utført glødetapsanalyse på tre; begge kjernene fra Leverjomyra og kjernen fra Rensåvatnet. Grunnen til at det ikke ble utført glødetap på kjernen fra Djupvassmyra er at det ikke er relevant for oppgaven å gå i dybden på forholdene i myren utover når første organiske produksjon inntraff. Derfor er det bare tatt en datering fra overgangen mellom de minerogene sedimentene og gytjen.

Prosessen for å utføre analysen var lik for alle kjernene og det ble bestemt å ta prøver med 5 mm oppløsning. For RENP-119 ble det utført glødetap på de nedre 50 cm av kjernen, mens på LJR-120 og LJR-220 ble tatt prøver fra bunnen og noen cm inn i de organiske sedimentene.

Analysen ble utført som følger: Først ble digler veid og nummerert. Så startet innsamling av 1 cm³ prøver per 5 mm ved å bruke en avkuttet sprøyte og måle av 1 ml. 36 prøver ble samlet inn, tørket og brent per omgang og totalt 100 prøver ble samlet inn per kjerne. Etter at prøvene var samlet inn ble de veid sammen med digel. Deretter ble prøvene plassert i en 105 °C ovn og tørket over natten. De tørkede prøvene ble så veid igjen før de ble plassert i en 550 °C ovn og «brent» i en time. Etter brenning ble prøvene plassert i en lufttett beholder (eksekator) mens de kjølte seg ned til romtemperatur. Dette gjøres for at prøvene ikke skal trekke til seg luftfuktighet mens de kjøler seg ned. Prøvene ble igjen veid etter dette.

3.2.2 XRF og MS

Det ble gjort XRF (x-ray fluorescence) og MS (magnetisk susceptibilitet) målinger av den nedre delen av RENP-119, men radiokarbondateringen av bunnsedimentene i kjernen er for ung (2755 – 2865 kal år BP) til at sedimentene er relevant for oppgaven og det er derfor ikke blitt utført noen analyse av disse dataene. Det var heller ikke marine sedimenter i kjernen.

3.2.3 Radiokarbondatering

Atomer består av nøytroner, protoner og elektroner. For et gitt element er antallet protoner konstant, men antallet nøytroner kan variere. Denne variasjonen er det som gir oss forskjellige isotoper av et element. For karbon er det tre isotop-variasjoner, det er alltid 6 protoner, men antallet protoner kan variere mellom 6, 7 og 8. Dette gir oss isotopene C12, C13 og C14, hvor tallet angir atomets massenummer. C12 og C13 er stabile isotoper, mens C14 er et ustabil isotop. At et isotop er ustabil betyr at det undergår spontan radioaktiv nedbryting. Det vil si at etter dannelsen av atomet begynner det å miste radioaktive partikler, og over tid vil isotopet omdannes til et nytt element. Nedbrytningsraten er konstant slik at over en viss tid vil en gitt mengde av isotopene brytes ned. Denne raten er kjent for visse isotoper, og det er dette som er bakgrunnen for all datering basert på ustabile isotoper. Halveringstid er tiden en mengde av ustabile isotoper i materiale bruker på å bli brutt ned til halvparten av sin originale mengde. For C14 datering er det slik at levende organiske livsformer er i likevekt med atmosfærens innhold av C14. Det vil si at når en plante eller hvilken som helst annen organisk livsform dør, vil det ta en halveringstid før halvparten av den originale mengden C14 er nedbrutt. Det vil igjen ta en halveringstid til før $\frac{1}{4}$ av den originale mengden C14 består. Halveringstiden til C14 er 5730 \pm 30 år (Bradley, 2015, s. 59-60).

3.2.3.1 Kalibrering av radiokarbondateringer

Kalibrering av radiokarbonaldre er essensielt om man skal sammenligne dateringer på tvers av dateringsmetoder som iskjerner, treringer, historiske arkiver, eller for å se på endringer i et enkelt arkiv som sedimentrate, brefluktasjoner osv. Grunnen til at man er nødt til å kalibrere dateringene er at mengden ^{14}C i atmosfæren har variert over tid. For å kalibrere dateringer bruker man en kalibreringskurve. Disse blir konstruert ved hjelp av trering-kronologier og andre absolutte dateringsarkiver (Reimer et al. 2009, s. 1112).

I denne oppgaven er dateringene kalibrert gjennom www.calib.org (Stuiver et al. 2021) ved bruk av marin kurve MARINE20 med en ΔR (delta-R) på 20 \pm 30 etter Mangerud et al. (2006).

3.2.3.2 Reservoaralder

Sedimenter avsatt under sen kvartær blir ofte datert gjennom ^{14}C metoden. ^{14}C blir produsert i atmosfæren, hvor kosmisk stråling frembringer frie nøytroner som kan reagere med nitrogen og dermed produsere ^{14}C . Etter utveksling med andre eldre karbon-reservoarer blir mesteparten av radiokarbonet lagret i havet, hvor det brytes ned. Denne utvekslingen med eldre karbonlagre vil gjøre at marine organismer alltid vil vise en eldre ^{14}C alder enn landorganismer som levde på samme tid. Denne aldersforskjellen kalles reservoaralder og må tas høyde for når man kalibrerer ^{14}C aldre fra marine organismer (Franke et al., 2008, s. 125).

Reservoaralder er definert som aldersforskjell i ^{14}C alder mellom prøver som har anskaffet sitt karbon fra havet og prøver som under samme periode har anskaffet sitt karbon fra atmosfæren. Reservoaraldrene i vannet i dagens havoverflate varierer mellom 350 – 1500 år. For å kunne korrelere marine og terrestrielle hendelser nøyaktig er det derfor nødvendig med bedre kunnskap om lokale reservoaralder (Mangerud et al. 2006, s. 3228).

Marine20 er en internasjonalt godkjent kalibreringskurve brukt til å kalibrere marine radiokarbonaldre fra 0-55 ka BP. Kurven er et globalt gjennomsnitt for ikke-polare havområder (Heaton et al. 2020, s. 779). For å kunne bruke denne kurven effektivt er det nødvendig med en ΔR -verdi som representerer det lokale avviket fra det globale gjennomsnittet (Mangerud et al. 2006, s. 3231).

3.2.3.3 Dateringer fra felt

Det ble tatt fire dateringsprøver fra fire forskjellige kjerneprøver, en innsjøkjerne og tre russerkjerner. Innsjøkjernen ble tatt i Rensåvatnet (16 moh.) fra is i mars 2019, og russerkjernene ble tatt under feltarbeidet i august 2020. To av russerkjernene stammer fra samme myr; Leverjomyra (56 moh.). Den siste russerkjernen er tatt fra Djupvassmyra (232 moh.). Under feltarbeidet ble nedre del av randavsetningen ved Renså logget, og fire skjellprøver fra snittet har blitt datert. Svein Olaf Dahl har også datert prøver fra feltområdet tidligere; en skjellprøve fra snittet ved Elveneset som ble logget under feltarbeidet, skjellprøver fra utløpet av Rensåvatnet og skjellprøver fra bunn av randavsetningen ved Renså. Radiokarbondateringen ble utført på Poznań Radiocarbon Laboratory i Polen.

Tabell 2:Dateringer og kalibrerte aldre fra Renså (Svein Olaf Dahl).

Lokalitet	Prøvenavn	¹⁴ C alder	Kal. 1 std.avik (BP)	Kal. 2 std.avik (BP)	Median (BP)
Utløp, Rensåvatnet 68.69141°N 16.94214°Ø	Poz-8190	9910 ± 50	10570 – 10830	10490 – 11010	10717
Utløp, Rensåvatnet 68.69141°N 16.94214°Ø	Poz-8189	9910 ± 50	10570 – 10830	10490 – 11010	10720
Elveneset, Renså 68.6948251° N, 16.9262586° Ø	Poz- 110277	12050 ± 60	13255 – 13450	13155 – 13530	13350
Bunn av randavsetning, Renså. 68.6915095° N, 16.9393006° Ø	Poz-64410	11860 ± 60	13075 - 13255	12965 – 13355	13165
Bunn av randavsetning, Renså. 68.6915095° N, 16.9393006° Ø	Poz-64411	11960 ± 60	13155 - 13350	13085 – 13450	13260

Tabell 3:Dateringer og kalibrerte aldre fra skjellprøver tatt fra snitt i bunnen av randavsetningen ved Renså; 68.6915095° N, 16.9393006° Ø.

Lokalitet	Prøvenavn	Skjellart	¹⁴ C alder (BP)	Kal. 1 std.avik (BP)	Kal. 2 std.avik (BP)	Median (BP)
Renså-snitt, 230 cm fra bunn.	Poz-136112	Ikke identifisert	12070 ± 60	13 280 – 13 475	13175 – 13570	13370
Renså-snitt, 260 cm fra bunn	Poz-136111	Mya Truncata	12030 ± 60	13 235 – 13 430	13125 – 13515	13330
Renså-snitt, 355 cm fra bunn	Poz-136110	Chlamys islandica	11450 ± 60	12680 - 12845	12605 – 12960	12770

Renså-snitt, 460 cm fra bunn	Poz-136109	Hiatella arctica	11 460 ± 60	12690 – 12850	12620 – 12955	12775
-------------------------------------	------------	------------------	-------------	---------------	---------------	-------

Tabell 4: Dateringer og kalibrerte aldre fra kjerneprøver i feltområdet (koordinater i tabell x).

Lokalitet	Prøvenavn	¹⁴ C alder (BP)	Kal. 1 std.avik (BP)	Kal. 2 std.avik (BP)	Median (BP)
Rensåvatnet, RENP-119, 420,5-420 cm	Poz-135816	2715 ± 30	2770 - 2800	2755 - 2865	2810
Djupvassmyra, DJR-120, 147-146,5 cm	Poz-135818	6130 ± 40	6945 - 7025	6900 - 6925	7020
Leverjomyra, LJR-120, 279-278,5 cm	Poz-135820	4545 ± 35	5060 - 5105	5050 - 5195	5165
Leverjomyra, LJR-220, 267,5-267 cm	Poz-135819	4650 ± 40	5315 - 5330	5310 - 5470	5400

3.2.3.4 Dateringer fra Andersen (1968)

Tabell 5: Dateringer og kalibrerte aldre fra randavsetningen ved Renså fra Andersen (1968, s.64.) (calib.org)

Enhet	C14 alder	Kal. 1 std.avik (BP)	Kal. 2 std.avik (BP)	Median (BP)	Kode
B1	11100 ± 300	11 975 – 12 720	11 510 – 13 035	12335	T-111
B2	11650 ± 220	12 730 – 13 160	12 545 – 13 440	12965	T-437 B
D	11100 ± 800	11 210 – 13 210	10 095 – 14 290	12 230	T-175
F1	11700 ± 210	12 770 – 13 195	12 610 – 13 455	13 010	T-438 B
F2	11990 ± 250	13 030 – 13 580	12 750 – 13 880	13 310	T-438 A

3.2.3.5 Dateringer fra Vorren & Plassen (2002)

Tabell 6: Dateringer og kalibrerte aldre fra randavsetningen ved Renså (68.69307°N 16.93452°Ø) fra Vorren & Plassen (2002, s.112)

Enhet	C14 alder	Kal. 1 std.avik (BP)	Kal. 2 std.avik (BP)	Median (BP)	Kode
6	10895 ± 85	11 980 – 12 335	11 830 – 12 470	12 160	TuA-2782
5	11745 ± 80	12 930 – 13 155	12 815 – 13 260	13 045	TuA-2781
3	10990 ± 80	12 145 – 12 460	11 975 – 12 575	12 290	TuA-2779

3.3 Andre verktøy; LiDAR

LiDAR står for «Light Detection and Ranging». Dette er et optisk fjernmålingssystem som bruker lasere festet til fly til å samle topografiske data fra lav høyde. Systemet kan samle høydedata med 15 cm oppløsning vertikalt og med en romlig oppløsning på ca. 2 m. Med denne teknologien kan man lage svært detaljerte digitale høyde-modeller (DEM (Digital Elevation Model)) som kan modellere overflaten med stor nøyaktighet. Også trær og bygninger kan bli modellert ved hjelp av LiDAR (Heywood, Cornelius og Carver, 2011, s. 61). Systemet måler egenskapene til spredningen og refleksjonen av lys til å finne avstand og andre egenskaper til et objekt. Dette oppnås ved å måle hvor lang tid det tar for laseren å bli reflektert fra objektet tilbake til sensoren (Karp & Stotts, 2013).

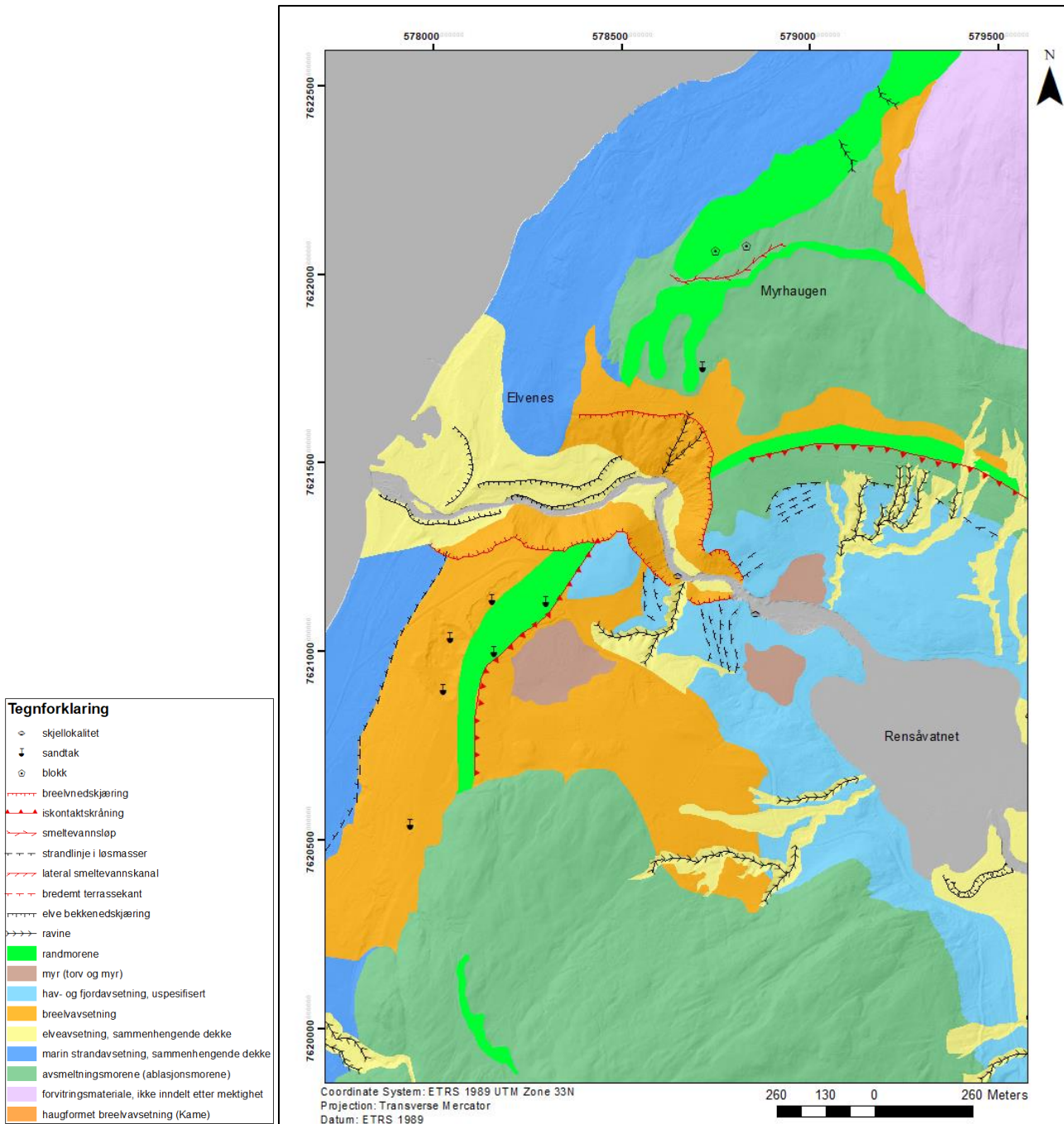
Under kartleggingen av feltområdet har LiDAR data blitt brukt omfattende både gjennom www.hoydedata.no (Kartverket, 2021), og ArcGis (Esri, 2021).

4. Kvartærgeologisk kartlegging

Under feltarbeidet i august 2020 ble det gjennomført kvartærgeologisk kartlegging av Rensådalen. Under vil relevante lokaliteter bli beskrevet og tolket. Lokalitetene vitner om en kompleks geomorfologisk historie og en stor variasjon av landformer og avsetningsmiljø.

4.1 Lokalteter

4.1.2 Randavsetningen ved Renså



Figur 16: Kvartærgeologisk kart som viser randavsetningen ved Renså. Skala 1:10 000

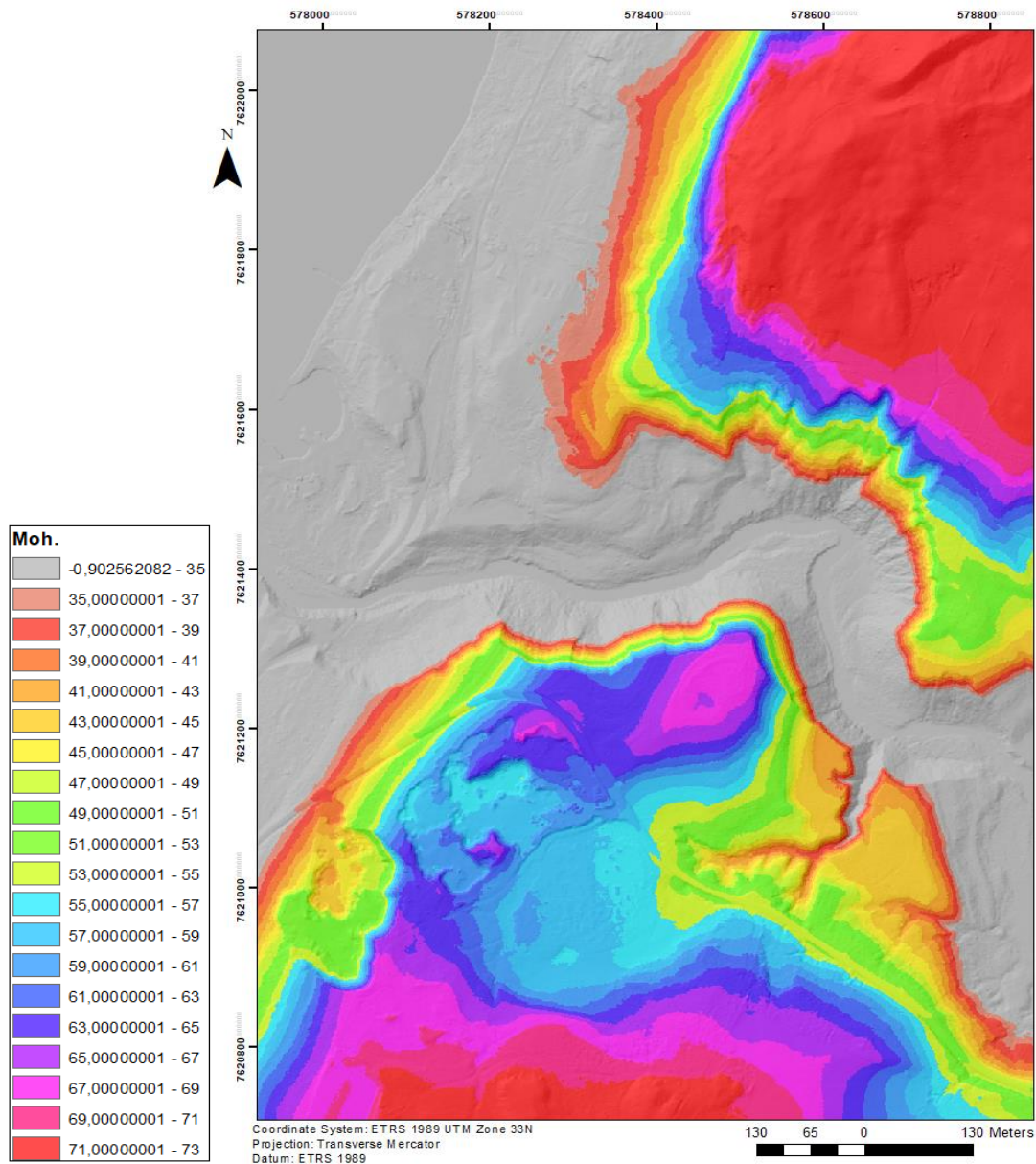
Mellom Astafjorden og Rensåvatnet ligger det en stor avsetning som hovedsakelig består av leire og til dels grus og blokker. Ned mot Astafjorden har denne avsetningen en bratt skråning som flater ut mot fjorden og mot Rensåvatnet en svak skråning som blir bratt ned mot vannet. Avsetningen er ca. 1 km bred, 1 km lang og de øverste delene ligger på 68-70 moh. På nordsiden av avsetningen går dagens elveløp hvor det er erodert en stor ravine som skjærer gjennom hele avsetningen ned til berggrunnen under. På toppen av avsetningen er det et stort grustak hvor mye usorterte sedimenter er eksponert. Alt fra leire til blokker er mulig å finne i grustaket. Avsetningen kan beskrives som en terrasse, men overflaten er ganske irregulær.

Tolkning:

Denne avsetningen er en brerandavsetning som er tolket og beskrevet tidligere av Andersen (1968) og Vorren & Plassen (2002). Randavsetningen ved Renså er den største avsetningen i feltområdet og er avsatt til dels under allerød og hovedsakelig under Tromsø-Lyngen trinnet (Andersen, 1968, s. 65). De øverste delene av avsetningen ligger på sørvest og nordøst-siden av sandtakene og ligger på 68-70 moh. Bunnlagene i avsetningen som ligger på skurt berggrunn er datert til allerød (Vorren & Plassen, 2002, s. 112).

Figur 17 viser en høydemodell av randavsetningen. Figur 1 fra Bergstrøm et al. (2005) viser den antatte utstrekningen under Tromsø-Lyngen trinnet ved Renså hvor det ikke er kontakt mellom de to brearmene i Astafjorden og Rensådalen. Dette er også støttet av at det i dag er en tydelig is-kontakt i selve randavsetningen fra sør-øst (figur 16).

Øverst i snittet (figur 18) beskrevet først av Andersen (1968) av randavsetningen ved Renså har Vorren (2002) funnet glasitektoniserte sedimenter som kan tyde på at isen på et tidspunkt har overkjørt avsetningen og avsatt morenemateriale på toppen. Disse sedimentene ble også observert under feltarbeidet. Resten av sediment-lagene under dette topp-laget tyder på at dette i hovedsak er et glasmartint delta, da sedimentene under er sortert materiale. Høydemodellen av avsetningen (figur 17) og sedimentloggen fra Vorren (2002) (figur 18) viser at avsetningen samsvarer med havnivået i området under T-L trinnet (ca. 68 moh.). Randavsetningen ved Renså vil etter Lønne (1995) klassifiseres som et isranddelta. Avsetningen består av bunnlag, skrålag og topplag. Topplaget i avsetningen er relativt kort, og randavsetningen er sterkt påvirket av glasitektonikk som reflekteres av morenematerialet som ligger på toppen.



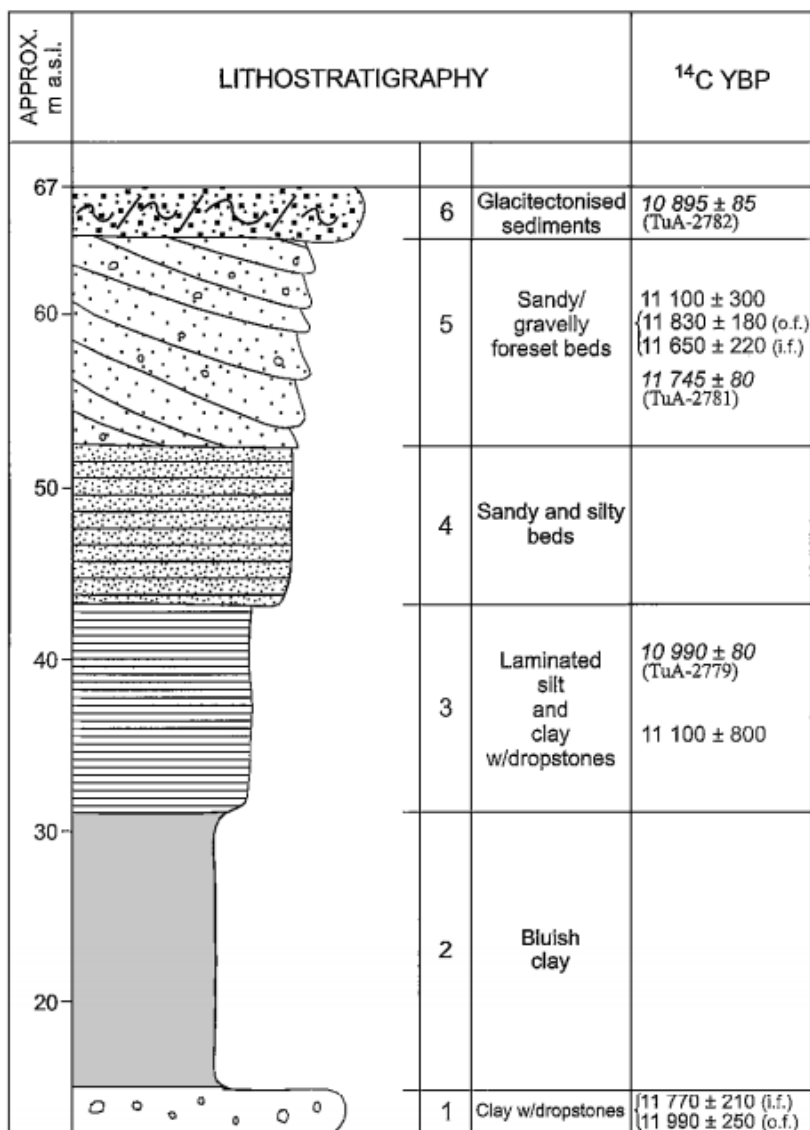
Figur 17: Høydemodell av randavsetningen ved Renså. Gråfargen representerer alt som ligger under 35 moh. og rødfargen alt som ligger over 71 moh. 2 m intervaller for de resterende fargene.

På proksimalsiden av randavsetningen fant Vorren & Plassen (2002, s. 112) uforstyrret marin silt og sand, og *in situ* parete skjell av *Macoma calcarea*. Skjellene ble datert til 10090 +/- 75 ¹⁴C år BP (10692 – 11206 kal år BP), som de mener gir en minimumsdatering for når breen trakk seg

tilbake fra randavsetningen (Vorren & Plassen, 2002), og viser at Rensådalen var marin like etter yngre dryas. Mellom 10700 og 11200 var havnivået

På figur 17 kan vi se at deler av randavsetningen som ligger utenfor grustaket er lavere enn antatt marin grense på 68 moh. og ligger på mellom 63-65 moh. Dette vil si at det like etter yngre dryas har vært kontakt mellom havet og Rensådalen og at Rensåvatnet i en kort periode etter yngre dryas har hatt en marin- eller brakkvannsfase.

4.1.2.1 Andersen (1968) og Vorren & Plassen(2002): Beskrivelse av randavsetningen ved Renså avsatt under Tromsø-Lyngen trinnet



Figur 18: Sedimentlog som viser randavsetningen ved Renså fra Vorren (2002, s. 112).

Figur 18 er fra Vorren & Plassen (2002, s. 112) og viser et snitt av T-L endemorenen ved Renså, Skånland først vist og beskrevet av Andersen (1968, s.64).

Beskrivelse fra Andersen (1968, s. 64), fra topp til bunn:

6: Strandgrus, ½ m - 1 ½ m. I Vorren (2002) er dette laget vurdert som glasiotektoniserte lag.

Det ble funnet omdannede fragmenter av skjell i dette laget datert til 10895 ± 85 ¹⁴C år BP (11828 – 12469 kal år BP) (Vorren, 2002, s. 112).

5: Skrålag, hovedsakelig grus med store flyttblokker. Lagene skrår fra 15°

-20°. Skjell av *Hiatella arctica*, *Chlamys islandicus*, *Arctica islandica* og *Astarte elliptica*.

Skjellene ble datert til 11100±300 ¹⁴C år BP (13036 – 11510 kal ka BP) og 11650±220 ¹⁴C år BP (13441 – 12545 kal år BP).

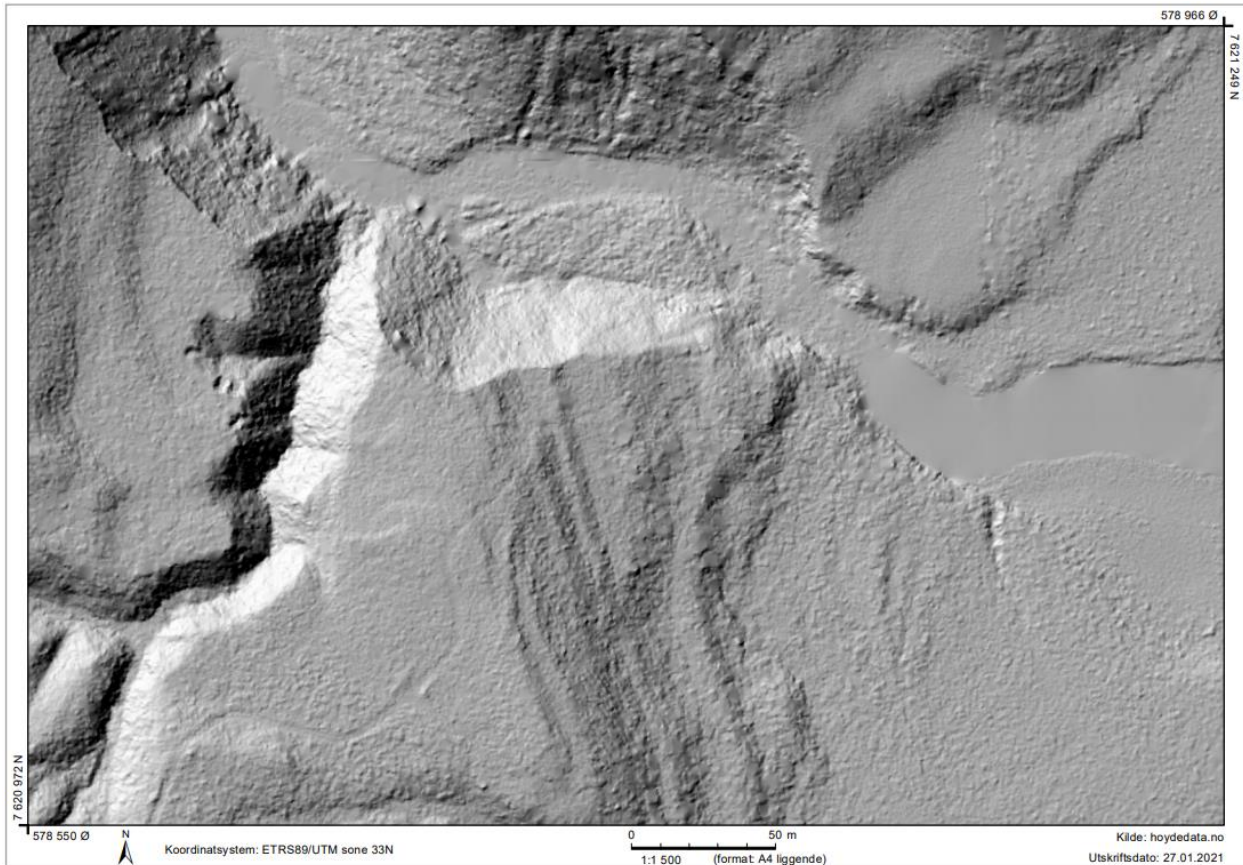
4: Lagdelt marin silt og sand

3: Blandete leire- og siltlag med spredte stein og småstein. Skjell av *Portlandia arctica* ligger i noen av lagene. Skjellene ble datert til 11100 ±800 ¹⁴C år BP (14289 – 10095 kal år BP).

2: Marin blå leire, godt sortert uten lag.

1: Glasimarin leire. Flere steiner, småstein og skjell i dette laget. Skjell av samme arter som seksjon B, og skjellene ble datert til 11700 ± 210 ¹⁴C år BP (13455 – 12610 kal år BP) og 11990±250 ¹⁴C år BP (13880 – 12750 kal år BP).

4.1.3 Utløpet av Rensåvatnet



Figur 19: Skyggerelieff som viser utløpet til Rensåvatnet (Kartverket, 2021). På figuren kan man se terrasser og strandlinjer 44, 42, 38, 34, 32, 27 og 20 moh.

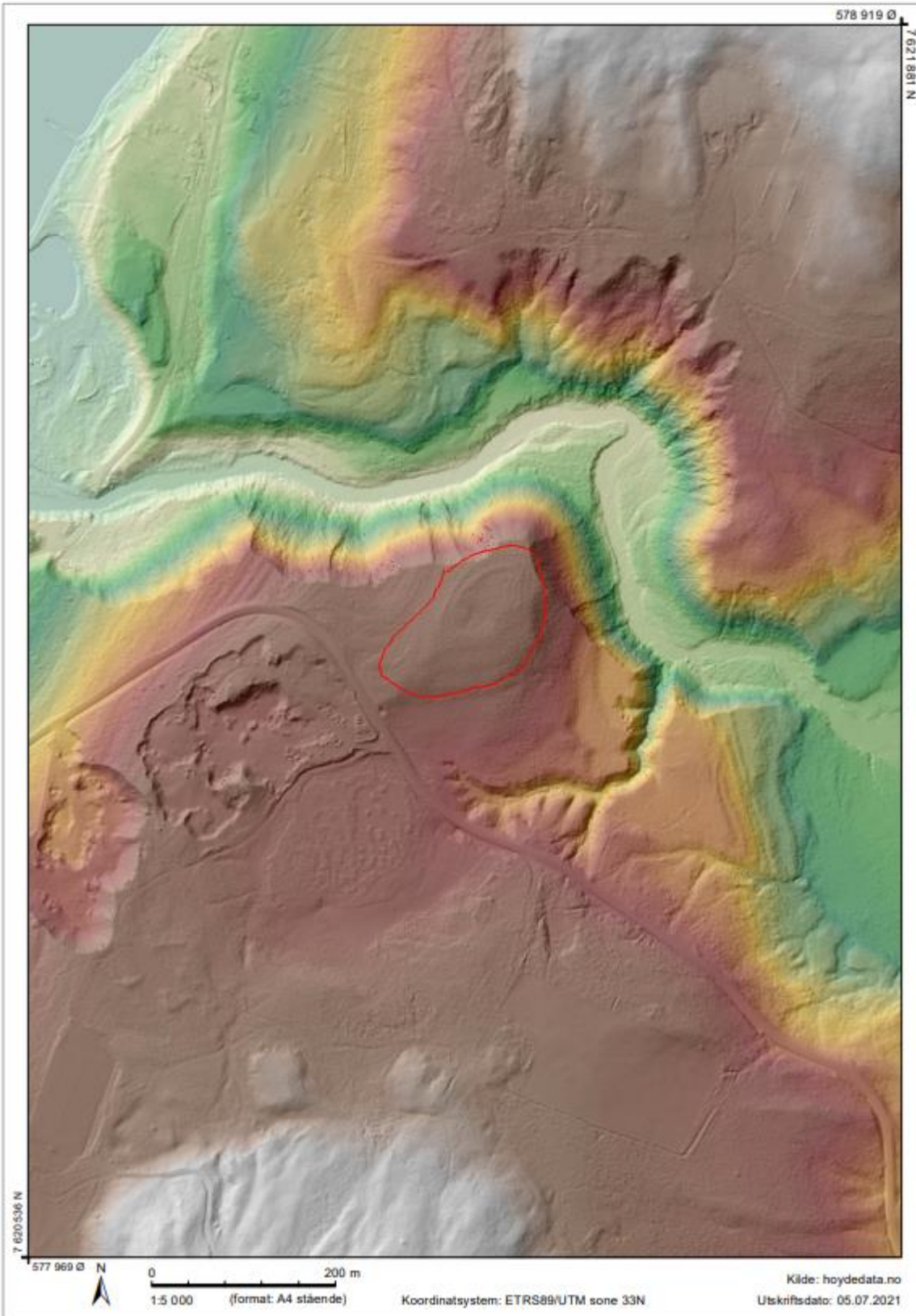
Ved utløpet til Rensåvatnet er det flere små terrasser/strandlinjer som er erodert inn eller bygget ut i proksimalsiden av randavsetningen. Disse trinnene reflekterer endringer i erosjonsbasis over tid og på proksimalsiden av randavsetningen kan man finne terrasser og strandlinjer på 68, 44, 42, 38, 34, 32, 27 og 20 moh.

Den store terrassen som er delt av ravinen ligger på 44 moh. og er en interessant lokalitet.

Terrassen er ca. 10 dekar i areal og er tilnærmet lik helt plan og ligger i utløpet av Rensåvatnet på proksimalskråningen til randavsetningen. Denne terrassen er sannsynligvis yngre enn selve randavsetningen med tanke på at den tilsynelatende har progradert og erodert til en erosjonsbasis på ca. 44 moh. som tilsvarer ca. 10 000 år BP på havnivåkurven (figur 27).

4.1.4 Marin avsetning på toppen av randavsetningen ved Renså

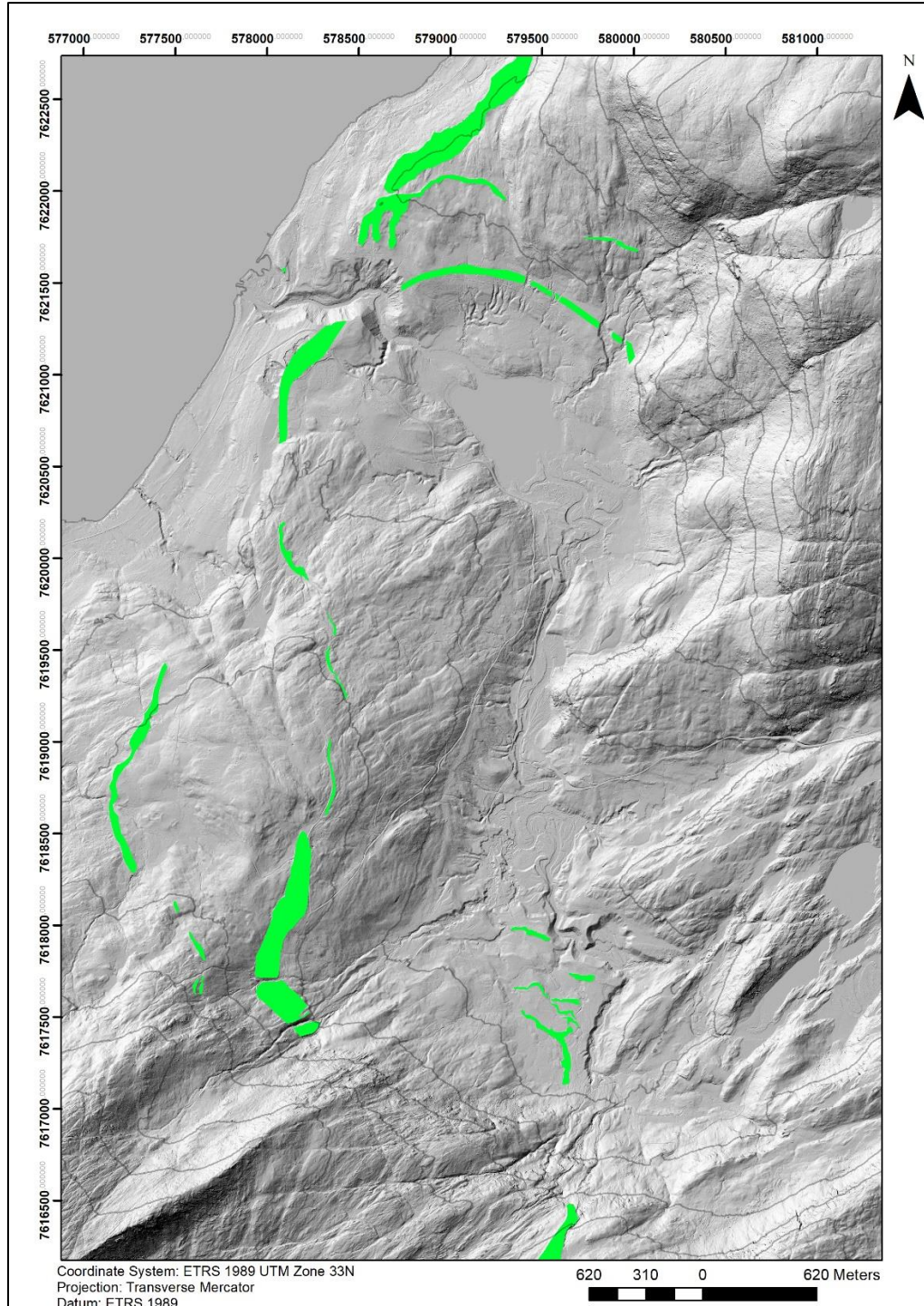
DGPS-målingen utført under feltarbeidet ble gjort av overgangen mellom det glasitektoniserte laget (lag 6, figur 18) og skrålaget (lag 5, figur 18) i randavsetningen. Overgangen ble målt til 65,5 moh. Andre deler av avsetningen som ikke er påvirket av menneskelig aktivitet ligger på ca. 63 moh. Dette indikerer at når breen overkjørte avsetningen i yngre dryas så eroderte den avsetningen ned under datidens havnivå på ca. 68 moh, og at det etter at avsetningen ble forlatt var kontakt mellom havet og Rensåvatnet i en relativt kort periode. Landformen på figur 20 er sannsynligvis avsatt i denne perioden. Dette er det øverste partiet av avsetningen nord for sandtakene og ligger over og proksimalt av glasitektoniserte sedimenter. Landformen er ikke helt plan, men svakt haugformet og det øverste partiet ligger på ca. 68 moh. På skyggerelieffet kan man se strandlinjer som omkranser denne haugen.



Figur 20: Skyggerelieff som viser en marin avsetning på toppen av randavsetningen ved Renså avsatt etter at isen trakk seg tilbake fra isranddeltaet markert med rød sirkel. 68 moh. (Kartverket, 2021)

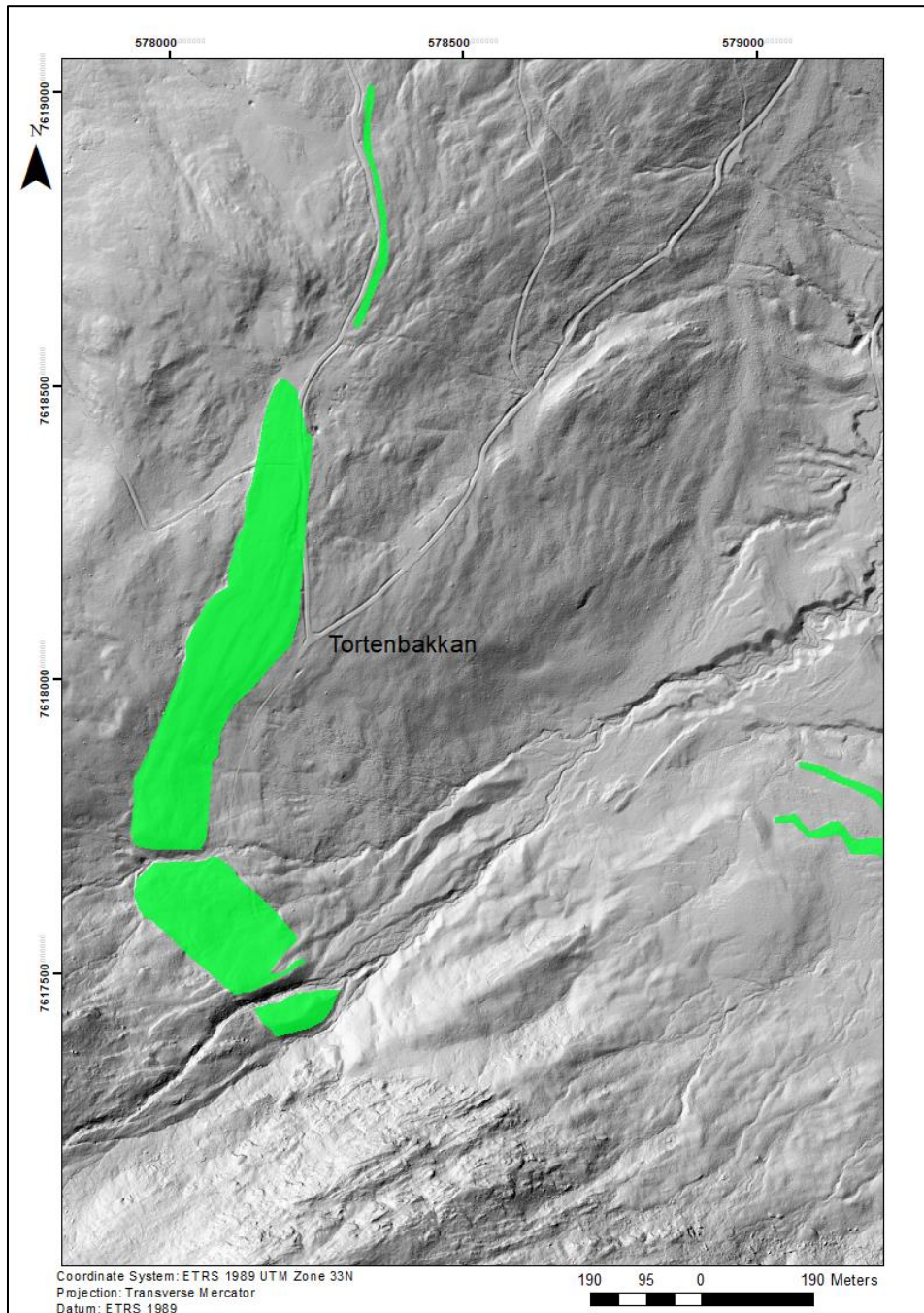
4.1.3 Randmorener i feltområdet

I feltområdet er det flere randmorener (figur 21), både i form av lateralmorener og endemorener. Randmorenene representerer flere trinn av deglasiasjonen og variasjonen i utstrekning er stor.



Figur 21: Randmorener i feltområdet. Skala: 1:24 000, ekvidistans: 100 m.

4.1.3.1 Lateralmorene, Tortenbakkan: 68.66375°N 16.92245°Ø



Figur 22:Lateralmorene ved Tortenbakkan.

Ved Tortenbakkan er det en stor landform som skiller seg ut fra det omliggende terrenget som består av usorterte sedimenter (figur 22). Inn mot dalsiden i vest er landformen delvis en rygg med en nedsenkning inn mot dalsiden med varierende dybde, opp mot 2-3 m. Nedover dalen mot

øst er det fire tydelige utflatinger som kan beskrives som trappetrinn i terrenget. På toppen av landformen, inn mot dalsiden er det flere store blokker opp mot 5 m³. I landformen mot sør er det to store raviner hvor elvene Fjellkråa og Elvekrokkelva renner, og dette er også så langt det er mulig å følge landformen i terrenget.

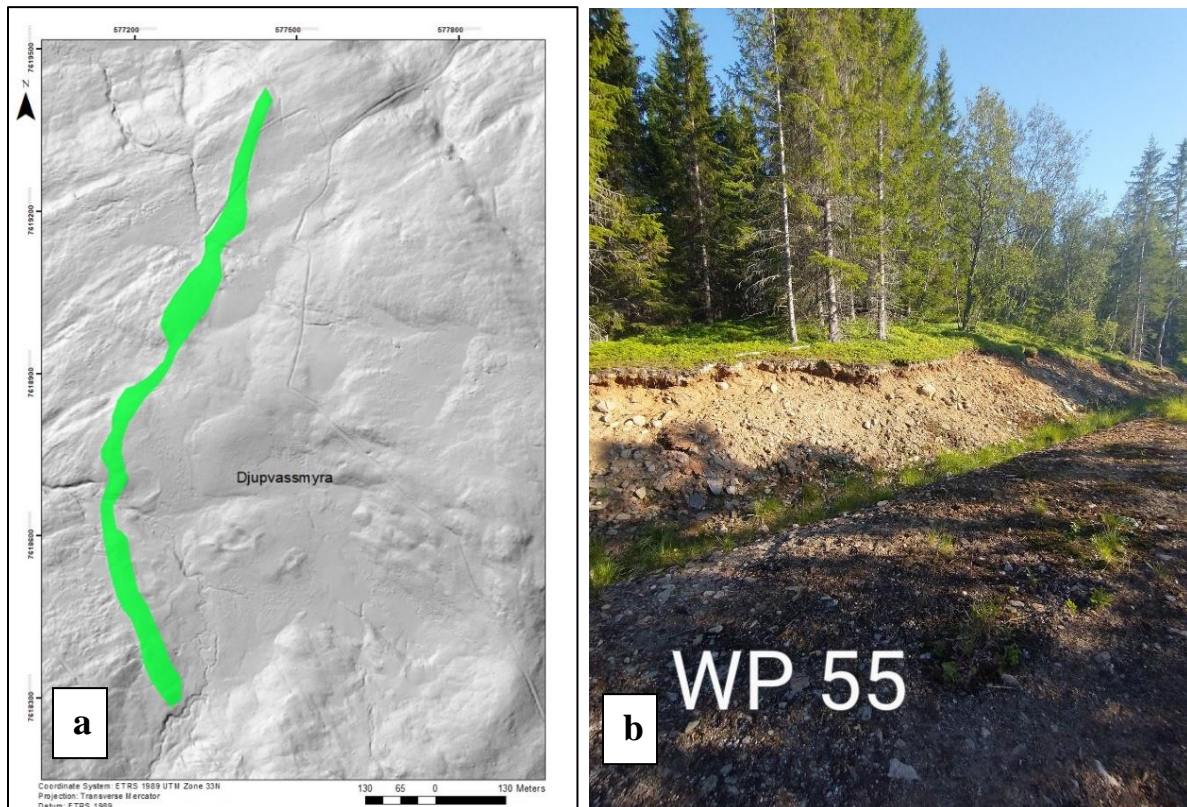
Tolkning:

Landformen er tolket som en lateralmorene på bakgrunn av sedimentene og utformingen. Dette er den største og mest tydelige lateralmorenen i dalen og er antatt å ha blitt avsatt under yngre dryas. Morenen består av minst fire tydelige trinn som har blitt dannet etter hvert som breen har blitt mindre og trukket seg nedover dalen. Flere mindre slike trinn er mulig å følge hele veien nedover dalen til Elvekrokan og ender i en tydelig strandlinje på vestsiden av dalen som ligger på ca. 70 moh.

På toppen av lateralmorenen inn mot dalsiden går det en fordypning tolket som en lateral smeltevannskanal som drenerer mot elven/bekken Fjellkråa.

Denne lateralmorenen er mer eller mindre sammenhengende over høydedraget ved Punkthågen og helt ned til randavsetningen ved Renså via randmorenen ved Fjellmyra.

4.1.3.2 Endemorene, Djupvassmyra: 68.67428°N 16.90706°Ø



Figur 23: a; skyggerelieff som viser randmorenen ved Djupvassmyra. b; åpent snitt som viser sedimentene som utgjør randmorenen. Foto: Halvor Hansen.

Vest for Djupvassmyra er det en delvis sammenhengende rygg som er svakt buet innover mot Rensådalen. Ryggen er ca. 1,2 km lang, opp mot 50 m bred og 7 m høy. Ryggen består av usorterte sedimenter (figur 23b) og kan følges fra ca. 260 moh. til ca. 180 moh.

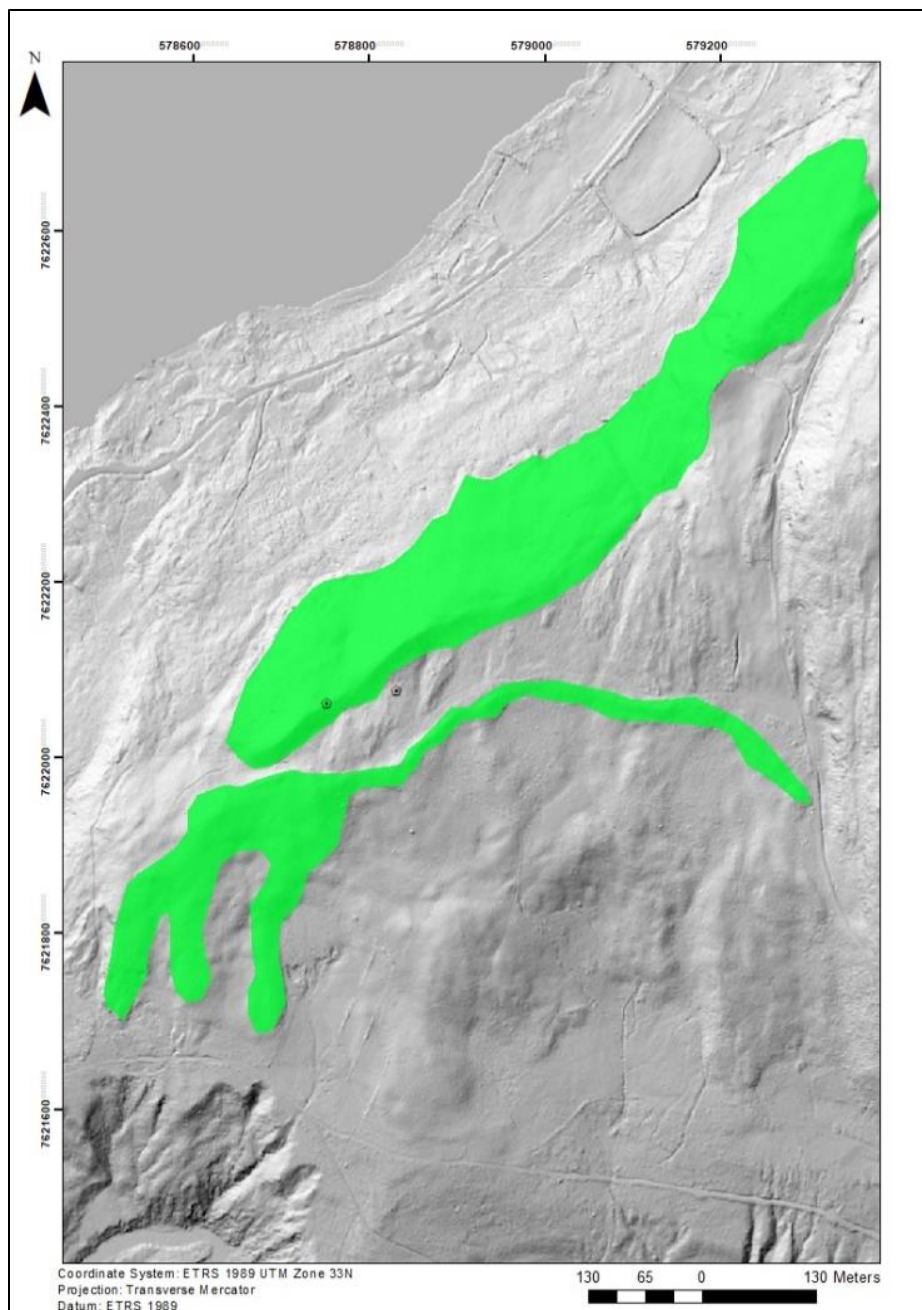
Tolkning:

Denne ryggen er tolket som en endemorene/lateralmorene som ikke er registrert i litteraturen til nå. Morenen er ca. 1,2 km lang og ligger vest for Djupvassmyra. En russerkjerne ble tatt fra Djupvassmyra under feltarbeidet og makrofossilprøver ble sendt til datering. Denne morenen ligger ca. 1 km distalt av den store lateralmorenen ved Tortenbakkan og tilhører dermed et eldre avsmeltingstrinn enn denne. Dateringen fra Djupvassmyra kom ut med en alder på 6901 – 6924 kal år BP. Denne dateringen er ikke representativ for når denne morenen ble avsatt da vi vet at den må være eldre enn yngre dryas basert på utstrekning. Dateringen gjenspeiler nok heller når den minerogene tilførselen fra omliggende skråninger opphørte i holocen. Området mellom

Tortenbakkan/ Punkthågen og denne morenen er preget av mye store blokker og usorterte sedimenter tolket som bunnmorene. Sør-øst mot lateralmorenen ved Tortenbakkan er det en terrasse som kan tyde på at det har vært en morenedemt innsjø her på et tidspunkt.

4.1.3.3 Endemorene og lateralmorene, Myrhaugen; 68.69968°N 16.94838°Ø

Nordøst for Rensåelva ved Myrhaugen på figur 2 (oversiktsbildet) kan vi se to delvis parallelle rygger som ligger på berggrunn og usorterte bunnsedimenter. Den nordligste av disse ryggene er den største og er ca. 10-15 meter høy mot sør. Mot nord er den opp mot 50 meter høy og skråer bratt ned mot Astafjorden. Den nordlige ryggen er ca. 1 km lang. Ryggen har en mer lineær form enn ryggen mot sør som er mindre og mer snirklete og buer innover mot Rensådalen. Ryggen mot sør er mellom 3-5 meter høy og ca. 650 meter lang. Begge disse ryggene består av usorterte sedimenter fra silt til blokker. Mellom disse to ryggene kan man finne store blokker opp mot 10 m³. I sør-vest ned mot randavsetningen møtes de to ryggene i en ganske kaotisk sammensetning av sedimenter.



Figur 24: Ende- og lateralmorene ved Myrhaugen, Renså

Tolkning:

Den sørligste ryggen i figur 24 er tolket som en endemorene som representerer utstrekningen til brearmen som løp i Rensådalen. Denne endemorenen sammenfaller sannsynligvis med endemorenen ved Djupvassmyra basert på utstrekning og høyden på endemorenen og tilhørende lateralmorener som strekker seg opp mot 150 moh. sør-øst for Myrhaugen. Morenen ligger i en høyde på mellom 115 – 95 moh.

Den nordligste ryggen er tolket som en lateralmorene avsatt av breen som har ligget i Astafjorden.

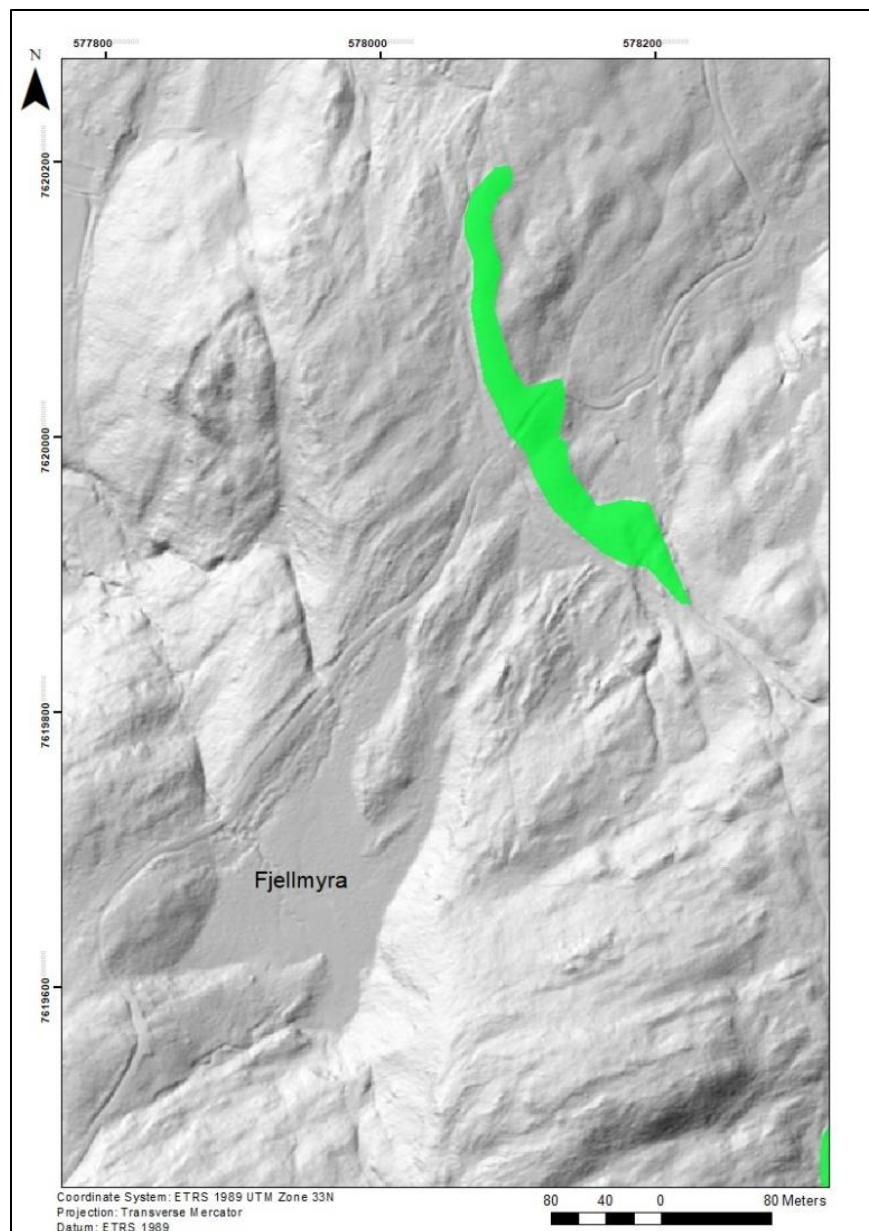
Disse ryggene ligger så tett opp mot hverandre at det er nærliggende å tenke at disse brefrontene har hatt kontakt på vestsiden av figuren. Mellom ryggene er morenedekket ganske tynt med noen store blokker. Proksimalt av den sørligste morenen er morenedekket tykt ned mot deltaet og terrassen i sør.

4.1.3.4 Randmorene, Fjellmyra; 68.68084°N 16.92505°Ø

Ca. 300 m nord-øst for Fjellmyra er det en rygg bestående av usorterte sedimenter (figur 25). Ryggen er ca. 350 m lang, 20-50 m bred, 2-7 m høy og ligger ca. 120 moh. Ryggen buer innover mot Rensådalen og har en snirklete form. Vest for denne ryggen er sedimentlaget over berggrunnen tynt og består hovedsakelig av forvitningsgrunn. Øst for denne ryggen er det tykke avsetninger med usorterte sedimenter og blokker i overflaten.

Tolkning:

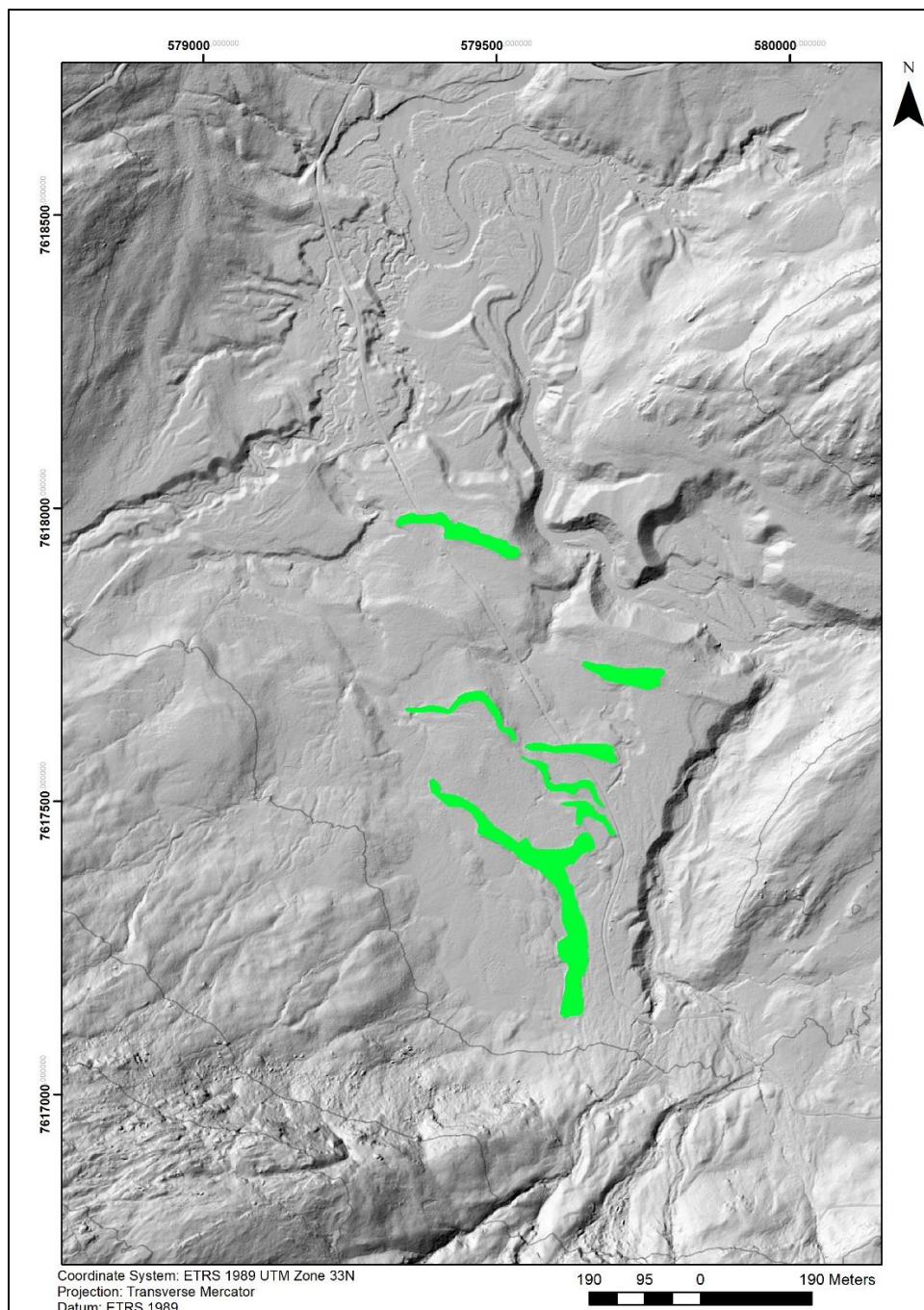
Denne ryggen er tolket som en randmorene. Morenen kan følges nesten sammenhengende over Punkthågen til lateralmorenen ved Tortenbakkan og er sannsynligvis avsatt under yngre dryas. Denne morenen sammenfaller også med moreneavsetningene en finner i grustaket på randavsetningen ved Renså som er ca. 1 km i luftlinje fra der veien krysser morenen.



Figur 25: Randmorene nordøst for Fjellmyra. 120 moh.

4.1.3.6 Endemorener vest for Tverrelva; 68.65686°N 16.95966°Ø

Vest for Tverrelva på toppen av en stor terrasse ligger det flere rygger med usorterte sedimenter (figur 26) og store blokker i overflaten. Overflaten på terrassen er også preget av usorterte sedimenter og sporadiske blokker.



Figur 26: Høydemodell som viser randmorener vest for Tverrelva. Skala: 1:7500, ekvidistanse: 100 m.

Tolkning:

Ryggene på terrassen er tolket som endemorener etter et framrykk i sen yngre dryas eller senere som har overkjørt terrassen, som er en sandur avsatt under avsmeltingen etter Tromsø-Lyngen trinnet.

4.1.4 Terrasser

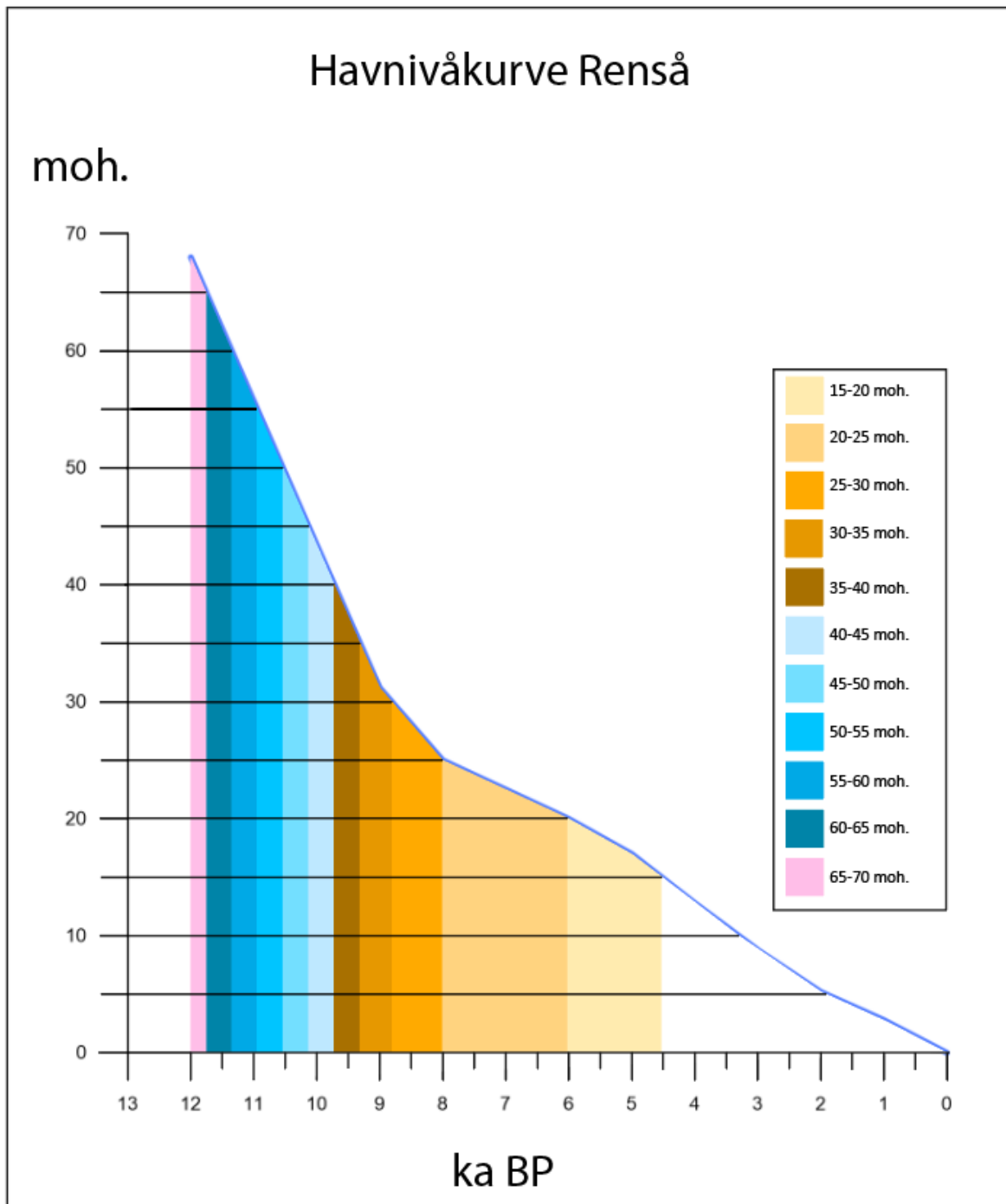
En elvs geomorfologiske påvirkning på landskapet består av erosjon, transport og sedimentasjon av materiale. Forholdet mellom disse prosessene vil til enhver tid være bestemt av elvens kapasitet til å utføre disse prosessene som er bestemt av vannhastigheten (Sulebak, 2014, s. 122). Vannhastighet vil øke f.eks ved økt vannføring eller større elvegradient (Sulebak, 2014, s. 130). Når elven renner ut i stillestående vann, som en innsjø eller i havet vil elvens kinetiske energi synke drastisk og materialet vil synke til bunns og avsettes. Etter hvert som mer og mer materiale tilføres vil det bygge seg opp til vannoverflaten, også kalt erosjonsbasis eller lokal erosjonsbasis, og et delta vil utvikle seg (Sulebak, 2014, s. 143). Hvis erosjonsbasis senker seg f.eks gjennom landheving vil deltaet heve seg over vannoverflaten og vil fremstå som en relativt plan landform som består av løsmasser. Denne landformen kalles en terrasse, og er veldig utsatt for erosjon.

I feltområdet spesielt oppstrøms for Rensåvatnet er det mange forskjellige terrasser i varierende høyder over havet. Gitt at det ikke har vært havnivåtransgresjon i området kan vi anta at de eldste terrassene ligger høyest og de yngste terrassene ligger lavest i terrenget.

På bakgrunn av skjellfunnene på innsiden av randavsetningen ved Renså og den glasiale historien i området kan vi anta at disse terrassene har hatt ganske forskjellige avsetningsmiljøer som:

- Glasimarint: Proglasiale terrasser dannet i havet.
- Marint: Terrasser dannet i havet
- Glasifluvialt: Proglasiale terrasser dannet i innsjøer.
- Lakustrint: Terrasser dannet i innsjøer.

4.1.4.1 Terrassehøyder korrelert med havnivåkurve



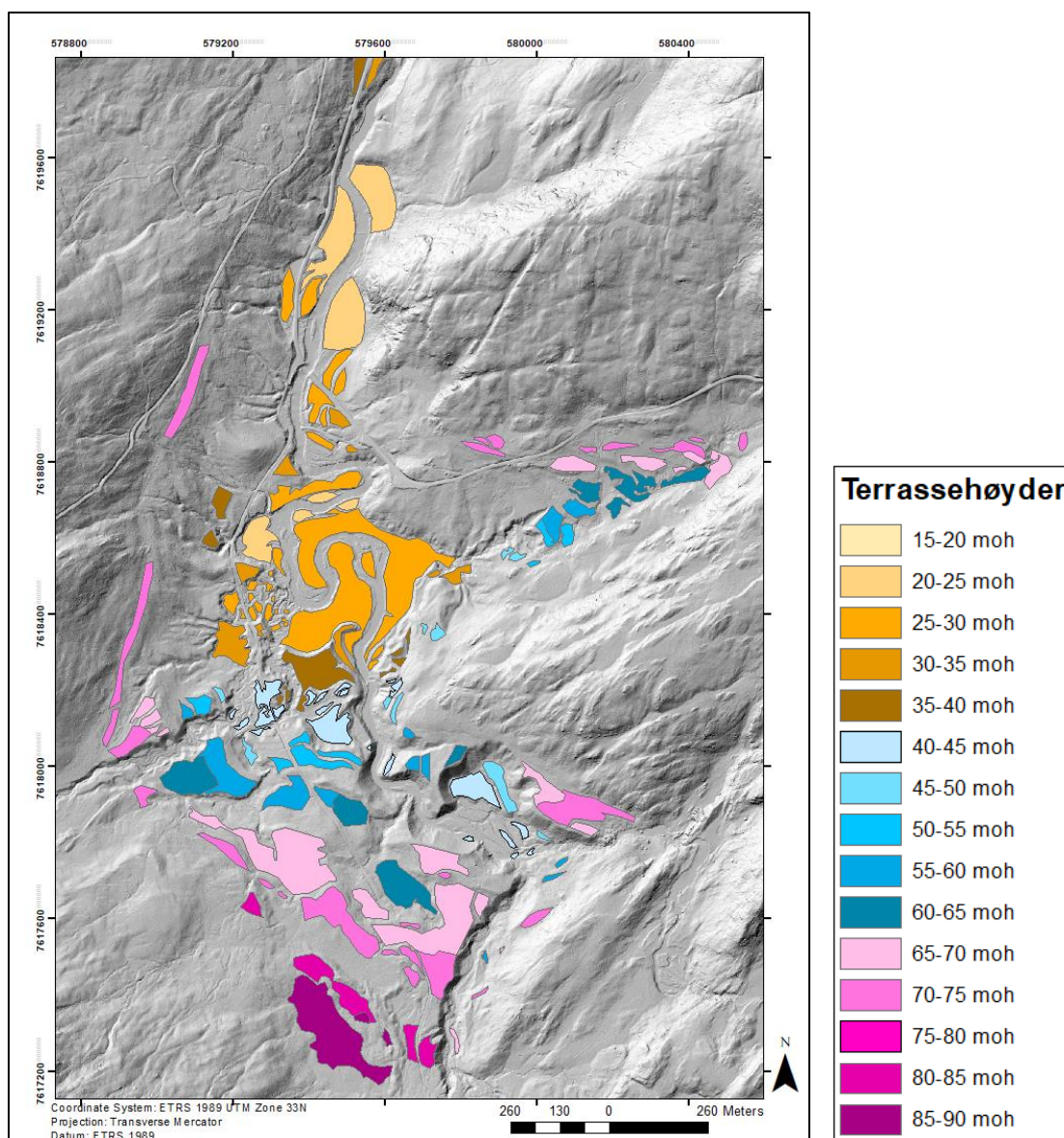
Figur 27:Havnivåkurve over Renså med fargekoder for høyder på terrasser.

Ved å sammenligne høydene på terrassene i feltområdet og den relative havnivåkurven over Renså er det mulig å tilskrive forskjellige aldre til terrassene avhengig av høyde over havet.

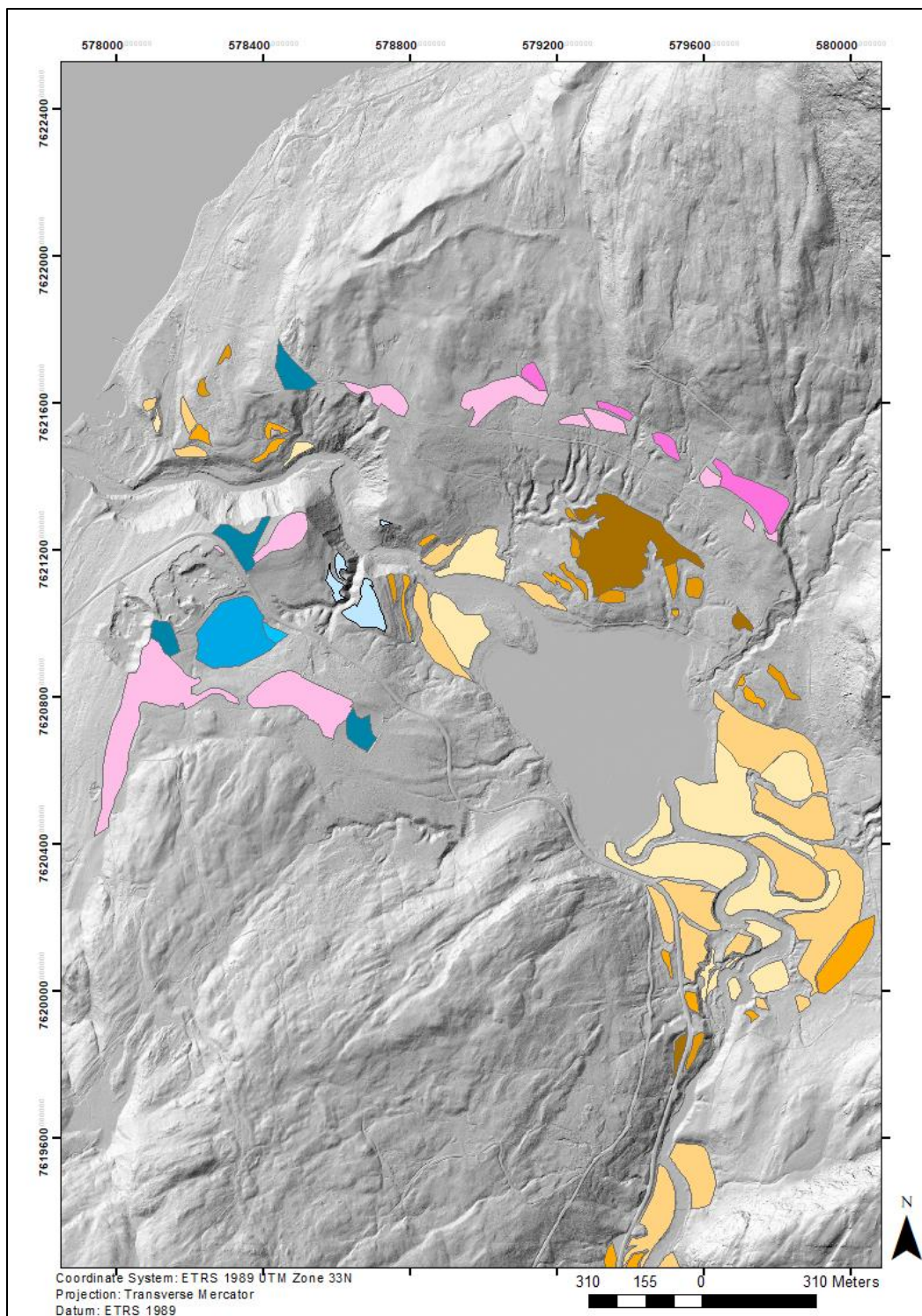
Figur 27 viser hvilke høyder som samsvarer til de forskjellige aldrene. Figuren går opp til 68

moh. som er marin grense etter yngre dryas.

I området er det flere terrasser som er høyere enn dette, men det er usannsynlig at disse er avsatt tidligere enn terrassene forbundet med marin grense rett og slett fordi disse terrassene ligger i områder som er innenfor randmorenene etter yngre dryas og ville vært erodert vekk om de var eldre enn dette. Terrasser som ligger over marin grense regnes derfor som sandur-avsetninger.



Figur 28: Terrasser rundt Rensåelva og Tverrelva oppstrøms for Rensåvatnet med fargekoder som samsvarer med figur 27.



Figur 29: Terrasser rundt Rensåvatnet og randavsetningen. Tegnforklaring i figur 28.

4.1.4.2 Erosjonsterrasser

Mange av terrassene mellom Tverrelva og Rensåvatnet er erosjonsterrasser som har blitt erodert i eldre glasifluviale avsetninger og høyden kan derfor ikke knyttes direkte til erosjonsbasis, men kan gi en indikasjon på en synkende erosjonsbasis. Dette gjelder alle terrassene under 40 moh. og et mindretall terrasser opp mot 50 moh. Erosjonsterrassene kan kjennetegnes ved fluviale nedskjæringer (scarp) og rasskråninger, scroll bars, og forlatte sandbarer på hevede terrasser (raised terrace) under marin grense (Eilertsen, 2015, s. 358).

4.1.4.3 Terrasser forbundet med marin grense

Marin grense i området etter yngre dryas er 68 moh. (Andersen, 1968). Under feltarbeidet ble det tatt målinger av høyden på overgangen mellom topplag og skrålag på randavsetningen ved Renså med DGPS. Målingen viste 65,5 moh. men denne målingen er i ettertid vurdert som feilaktig. Grunnen til dette er at toppen av randavsetningen er blitt erodert når breen overkjørte deltaet og deler av deltaet mot sør som ikke er påvirket av breen har progradert til en høyere erosjonsbasis enn 65,5 meter i likhet med flere andre terrasser i feltområdet. De fleste terrassene ligger rundt 68-70 moh. og derfor er nok Andersens (1968) anslag på 68 moh. mer riktig.

I feltområdet er det mange terrasser som er bygget opp til ca. 70-72 moh. Dette gjelder randavsetningen ved Renså, terrasser på nordsiden av Rensåvatnet, og ved Tverrelva. Da marin grense ligger på 68 moh. kan en anta at disse terrassene har utviklet et ganske betydelig topplag på ca. 2-4 meter tykkelse, noe som tyder på at tilgjengeligheten av sedimenter i området har vært høy.

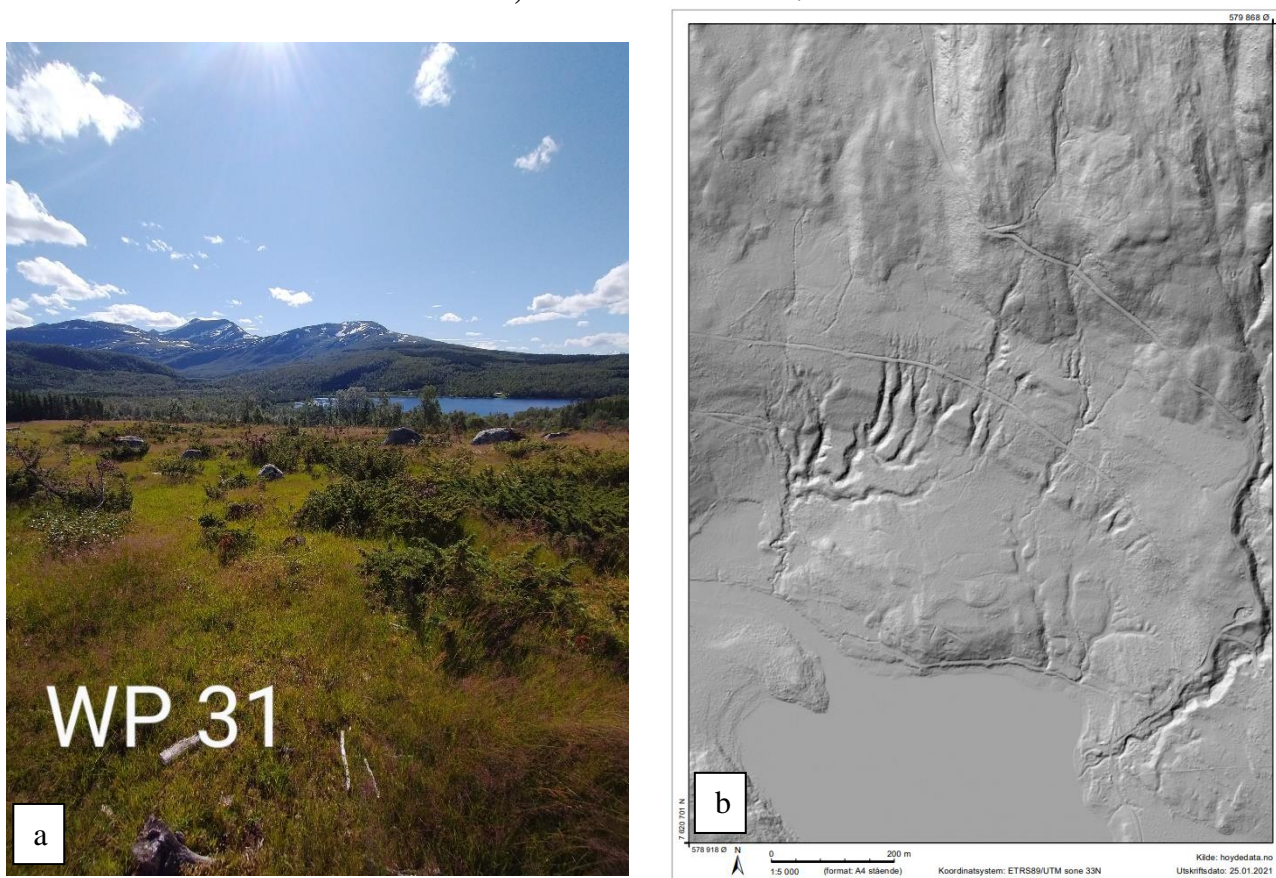
4.1.4.4 Over marin grense

I feltområdet kan en også finne terrasser som ligger høyere enn antatt marin grense (68 moh.). Området vest for Tverrelva består av en stor terrasse som starter på ca 55 moh. i nord og har en svak helning opp til 85 moh. i sør. På toppen denne terrassen ligger det fint materiale (siltig sand) som sannsynligvis er avsatt på toppen av et relativt tykt lag av bunnmorene. Flere snitt i dette området består av bunnmorene og mange store blokker ligger på toppen av denne terrassen over marin grense.

Selv om terrassen består av store mengder bunnmorene i det øvre laget, skrår den med en relativt jevn gradient. En mulig forklaring på dette er at det har lagt mindre brefronter her i senere tid

(endemorener i området) som har fylt i ujevnheter med finere materiale transportert av smeltevann. Det er også sannsynlig at områder nært dalsidene er påvirket av massestrømmer da det er bunnmorene i dalsidene som består av mye fin sand. Det er derimot ikke sikkert at massestrømmene har beveget seg veldig langt ut på terrassen da det er endemorener som kan ha demmet dem opp. Det er ikke funnet direkte spor etter massstrømmer i området. Det er derimot flere spor av fluvial erosjon på toppen av terrassen. Et større smeltevannsløp er gravd ut midt på terrassen og store raviner leder ned til Tverrelva fra denne terrassen. Det er også mulig å se flettede elvemønstre på toppen av denne terrassen på høydemodellen.

4.1.4.5 Iskontakt-terrasse ved Lamoia; 68.6924°N 16.9666°Ø



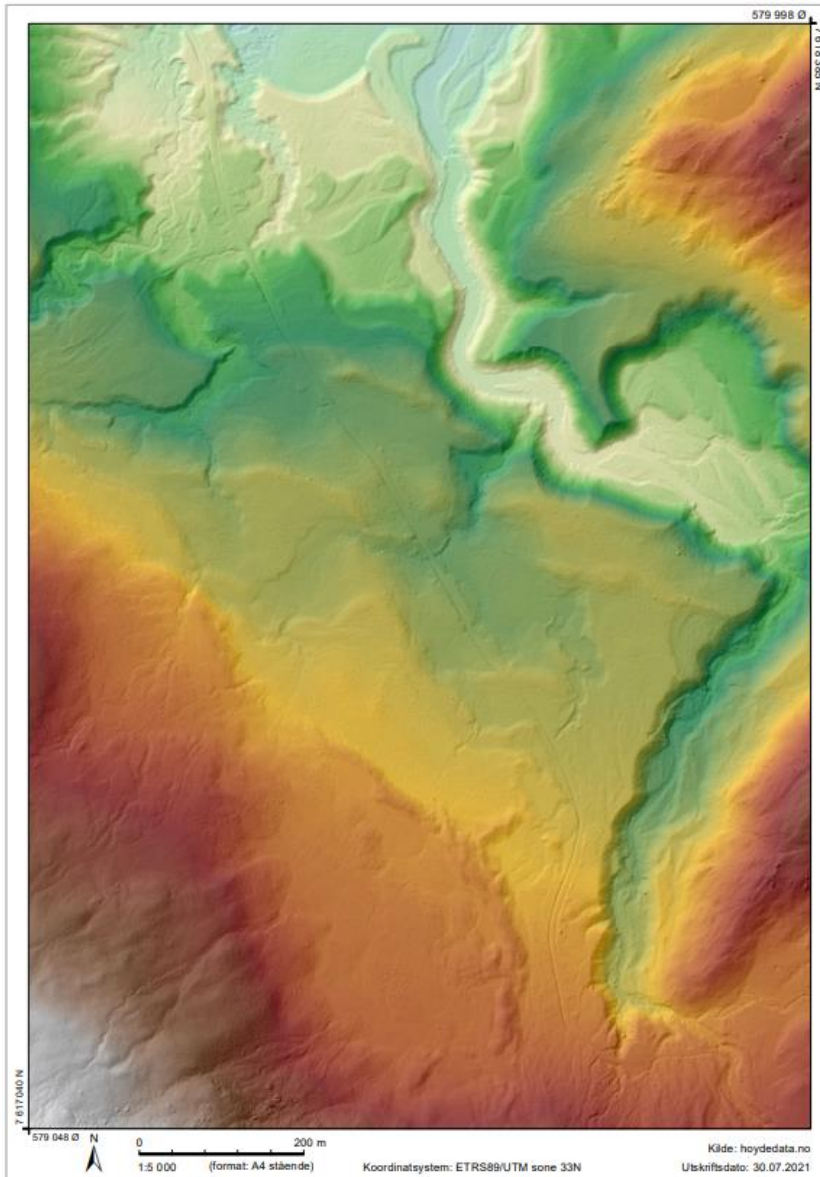
Figur 30: a: Iskontaktskrånning ved Lamoia i dalsiden nord for Rensåvatnet. Bildet er tatt i overgangen mellom terrassen og skrånningen. Blokkene er mellom 1 - 2 m³. Foto: Halvor Hansen. b: Skyggerelieff som viser nordsiden av Rensåvatnet. Terrassen med isontakt kan ses i midten på høyresiden av figuren opp mot fjellsiden markert med rød prikk. Terrassen ligger ca. 70 moh. Kilde: Kartverket (2021)

Terrassen som ligger opp mot fjellskrånningen på nordsiden av Rensåvatnet ligger ca. 70 moh. Fra terrassen skrår terrenget trinnvis nedover mot vannet og flere strandlinjer er synlig i

terrengmodellen. I overgangen mellom terrassen og skråningen ligger det mange blokker i overflaten som indikerer at dette er en iskontaktskråning og at terrassen er dannet mellom breen og fjellskråningen.

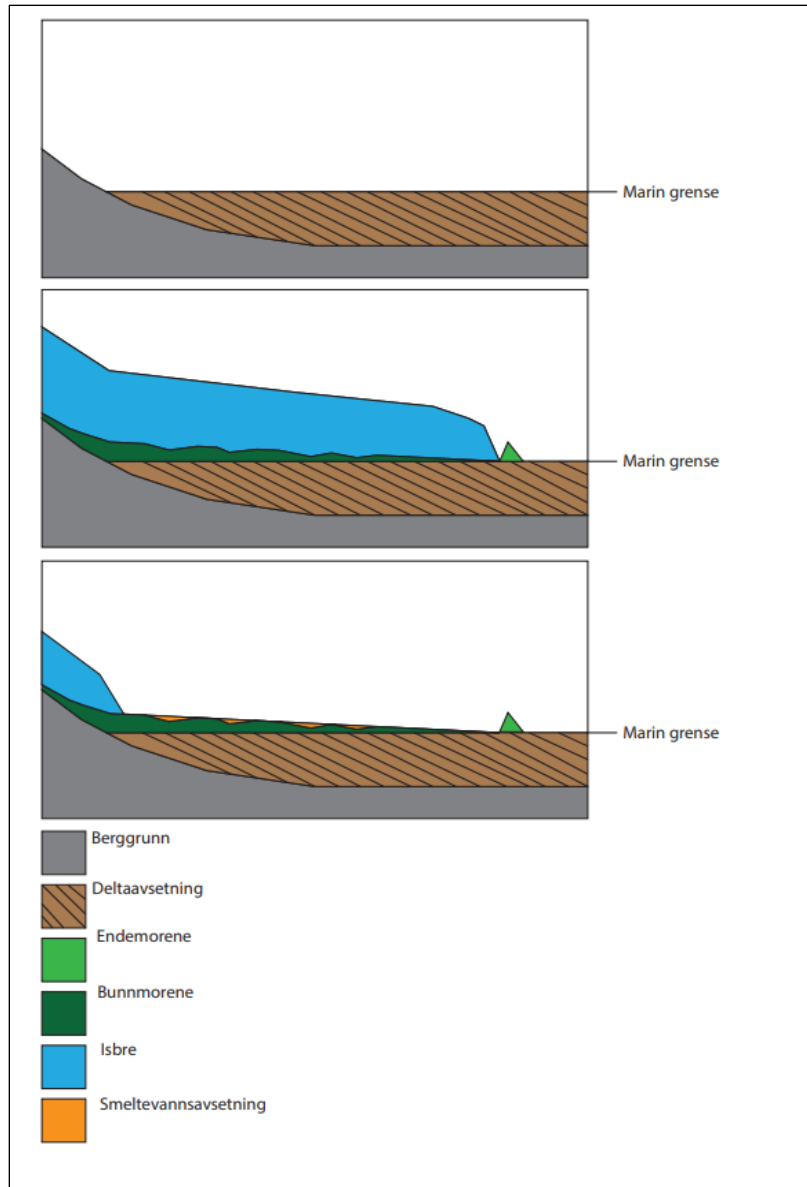
Denne terrassen fortsetter hele veien fra Lamoia til randavsetningen og er bygget opp til et havnivå som er tilsvarende havnivået som randavsetningen er bygget opp til, ca. 68 moh.

4.1.4.6 Sandur vest for Tverrelva; 68.65852°N 16.96079°Ø



Figur 31: Høydemodell som viser terrassen vest for Tverrelva, oppstrøms for Rensåvatnet. Kilde: Kartverket (2021)

Dette området består av en stor terrasse med svak helning fra sør til nord fra ca. 86 moh. til ca. 55 moh. Området er preget av en serie randmorener som varierer fra ca. 2 - 7 meter i høyde. Den tydeligste og største av disse randmorenene er morenen som ligger lengst sør på figur 26. Alle disse morenene stammer fra en bre som kommet fra fjellpartiet i sør. Sett bort fra morenene framstår terrassen som plan med en svak helning mot nord. Overflaten sør for den mest distale randmorenen er preget av bunmorene og spredte blokker, men noen steder er det finere sedimenter på toppen av morenematerialet som kan være glasifluvialt eller massestrømmer.

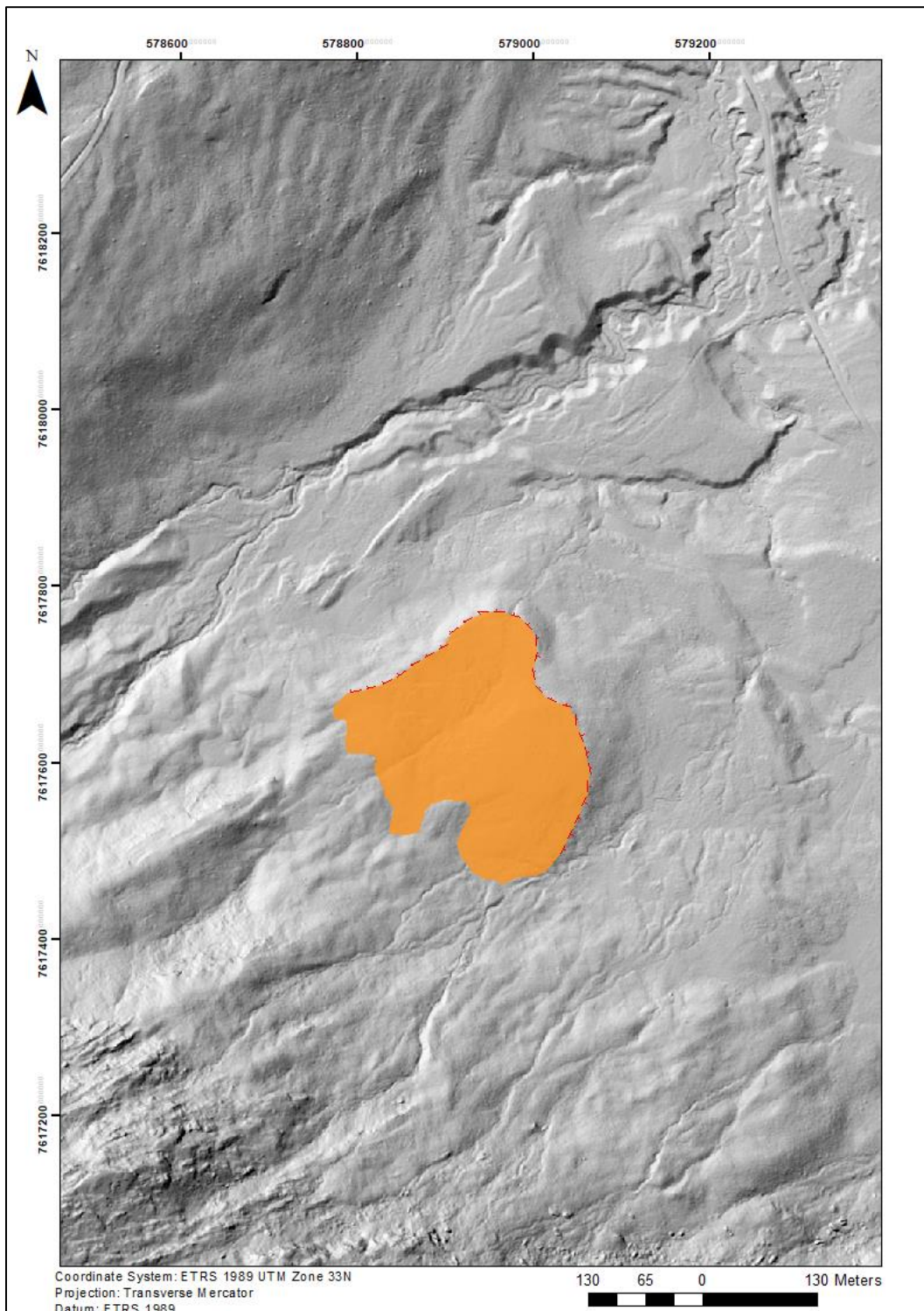


Figur 32: Forenklet modell av avsetningsprosessene ved Tverrelva.

To raviner som leder ned til Tverrelva er erodert i terrassen øst og distalt av den sørligste morenen. Det er også noen mindre kanaler og flettet elvemønster som er mulig å se på skyggerelieffet øst for veien. En større fluvial nedskjæring, antatt å være en glasifluvial nedskjæring som er erodert ut på toppen av terrassen har ført smeltevann mot nord hvor en morenerygg har ført vannet mot vest ut i det som i dag er en myr. Et annet smeltevannsløp som kommer fra øst, møter denne strømmen og har erodert en større ravine mot nord-vest ned til Rensåelva.

Figur 32 er en forenklet modell som viser prinsippet beskrevet over. I figuren er delta-avsetningen helt plan. Dette er nok ikke slik det i realiteten er da det har vært stor tilgang på sedimenter og denne delen av avsetningen vil ha blitt dannet som en sandur, bygget seg gradvis opp over marin grense og hatt en svak skråning opp mot dalsiden i sør som også vil bidra til at terrassen ligger såpass mye høyere enn marin grense opp mot dalsiden.

4.1.4.7 Kame-terrasse; 68.65948°N 16.94469°Ø



Figur 33: Kame terrasse vest for Tverrelva

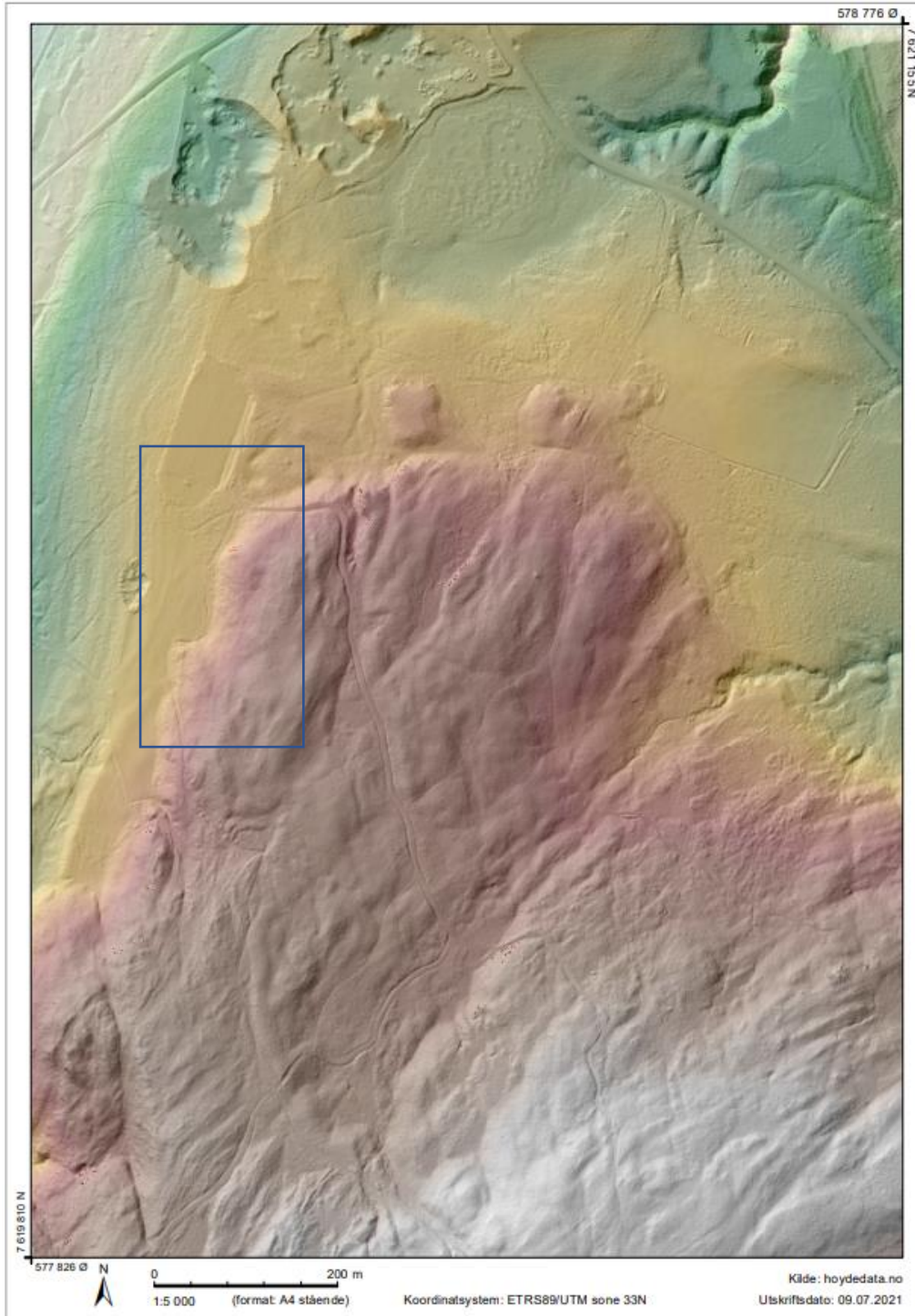
Vest for randmorenene ved Tverrelva er det en terrasse med to platåer og en irregulær overflate som skrår opp mot fjellsiden i sør fra ca. 100 - 120 moh. som er betydelig høyere enn marin grense. Terrassekanten og terrasseskråningen er preget av mange store blokker opp mot 5 m³.

Tolkning:

Denne terrassen er tolket som en kame-terrasse på bakgrunn av høyde over havet og den irregulære overflaten samt morenematerialet som omgir den (Benn & Evans, 2010, s. 528). Kame terrasser er svakt skrånende terrasser dannet lateralt av smeltevannsstrømmer mellom ismarginen og dalsiden (Benn & Evans, 2010, s. 528). Terrassen ligger som nevnt i et område med mange randmorener, men denne landformen skiller seg fra de omliggende morenene ved at det er en tydelig terrasse som er 20-30 meter høyere enn området rundt med tydelige terrasseskråninger. Moreneryggene rundt er ikke høyere enn maks 10 meter. Den irregulære overflaten på terrassen er karakteristisk for kame-terrasser. Når isen som demmer opp terrassen forsvinner blir iskontaktskråningen ustabil og utsatt for massestrømmer og andre skredprosesser. I tillegg kan terrassen ha begravde isrester i seg. Når disse smelter resulterer det i at terrassene blir ujevne i overflaten (pitted, kettled surface) (Benn & Evans, 2010, s. 531).

4.1.4.8 Deler av randavsetningen ved Renså upåvirket av glasitektonikk

Store deler av randavsetningen ved Renså er påvirket av glasitektonikk, men det er deler av avsetningen som ikke har blitt overkjørt av breen under yngre dryas. Dette er den sørligste delen av avsetningen som ligger like utenfor randmorenen ved Fjellmyra (figur 34). Dette partiet av avsetningen ligger mellom 69 – 71 moh og er mer representativ for marin grense enn deler av avsetningen som er blitt overkjørt av breen.

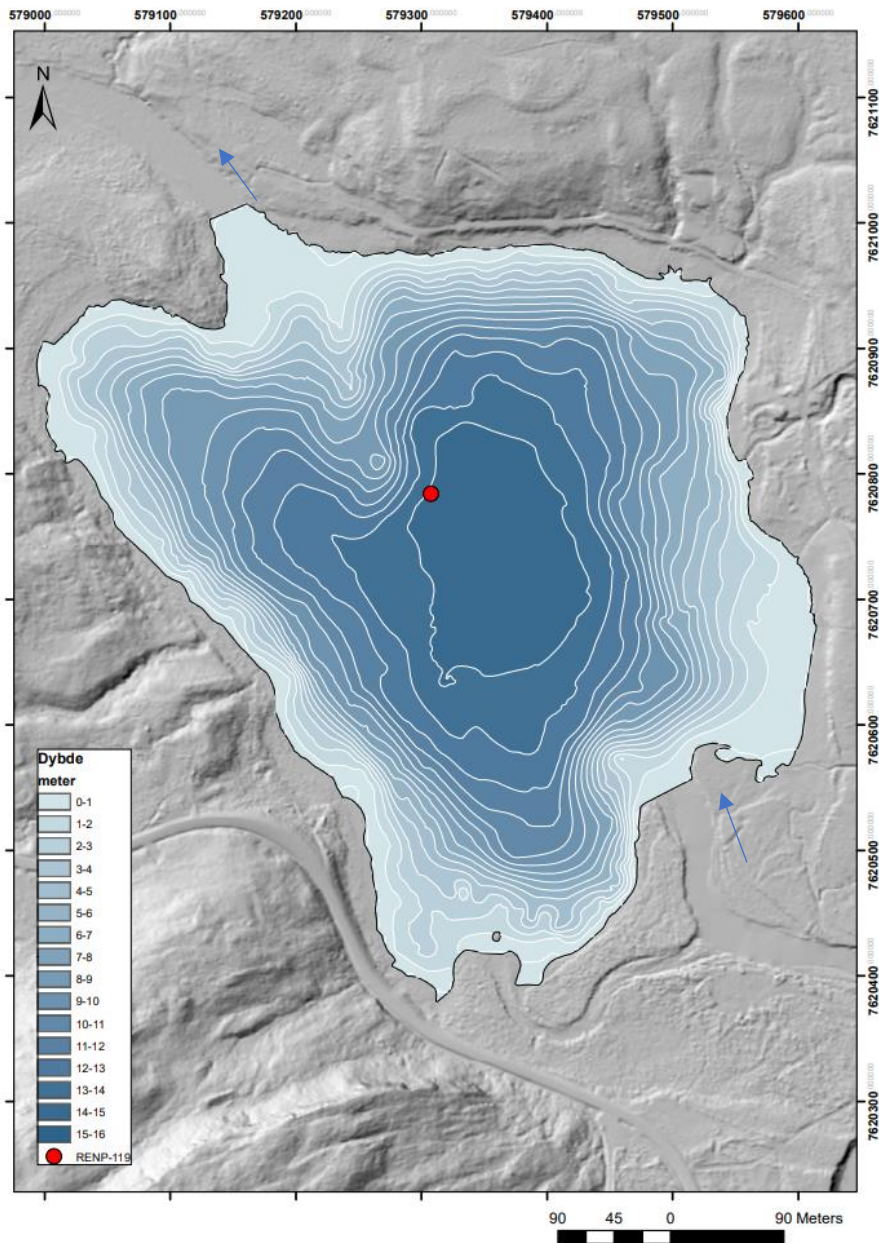


Figur 34: Deler av randavsetningen ved Renså som ikke er påvirket av glasiteknikk.

5. Resultater

5.1 Feltmetoder

5.1.1 Batymetri av Rensåvatnet



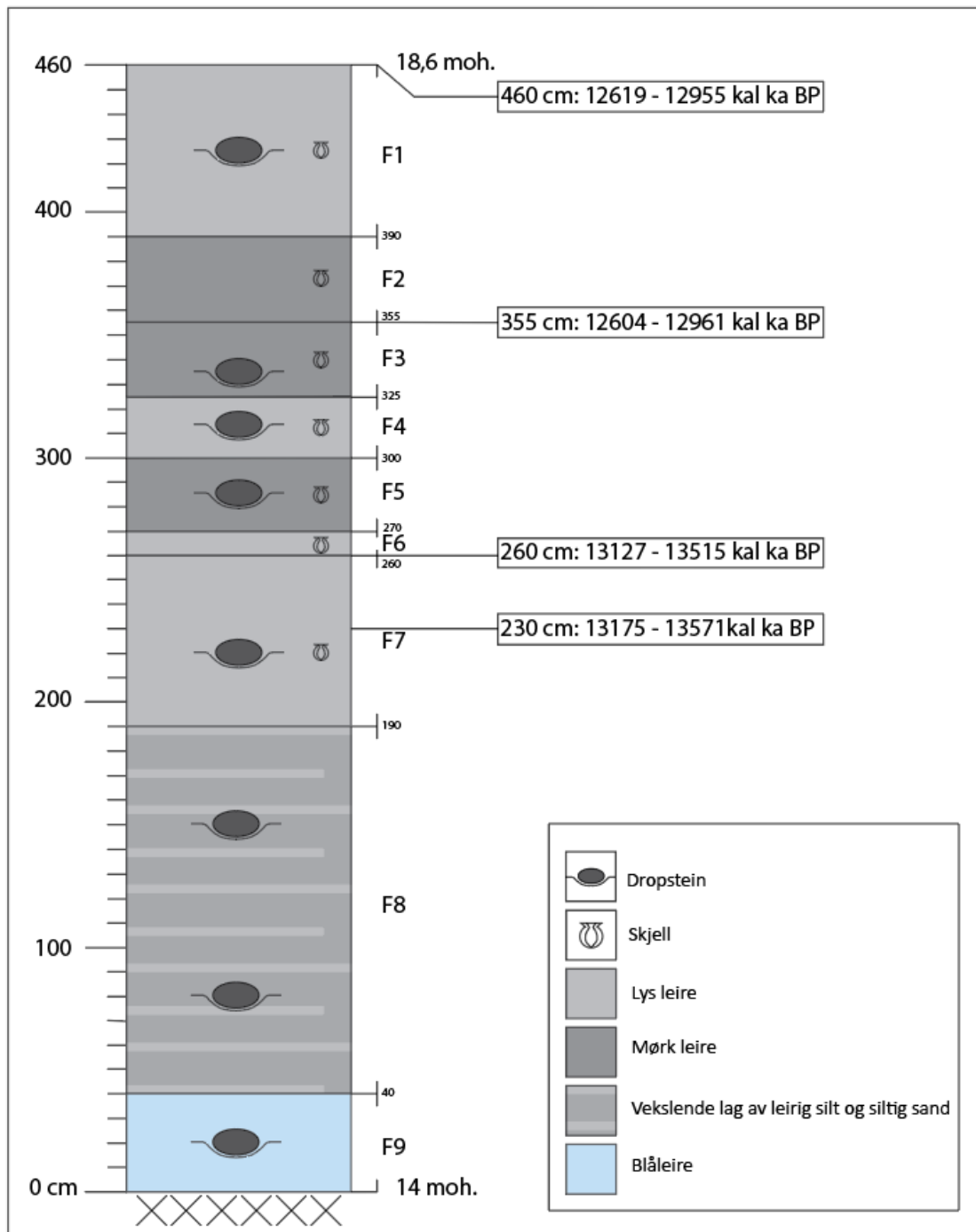
Figur 35: Batymetriske kart av Rensåvatnet, med kjerneprøvelokalitet merket med rød prikk. Innløp og utløp er markert med blå pil (strømningsretning).

De batymetriske undersøkelsene viser at den maksimale dybden på Rensåvatnet er 16 meter. Undersøkelsen viser også at det har progradert delta-avsetninger fra tre forskjellige lokaliteter rundt vannet; dagens innløp (nord), fra nord-øst og fra dagens utløp (sør-øst).

5.1.2 Sedimentlogging

5.1.2.1 Nedre del av randavsetningen ved Renså; 68.6915095° N, 16.9393006° Ø

Et 460 cm høyt snitt av den nederste seksjonen av randavsetningen ved Renså ble logget under feltarbeidet i august 2020. Sedimentene ligger mot skurt berggrunn og fire skjellprøver ble tatt fra snittet til datering. Avsetningen er blitt logget og datert tidligere, først av Andersen (1968), deretter Vorren & Plassen (2002). Sedimentene som ble logget under feltarbeidet er datert til allerød (13455 - 12610 kal år BP og 13 880 - 12750 kal år BP) av Andersen (1968), men siden disse dateringene har betydelige feilmarginer ble det tatt nye prøver til datering.



Figur 36: Sedimentlog av de nederste 460 cm av randavsetningen ved Renså med skjelldateringer.

F1: 460-390 cm; Lys leire med noen dropsteiner og noen få skjell

F2: 390-355 cm; mørk leire med noen få skjell

F3: 355-325 cm: mørk leire og bånd med mye skjell (mange intakte skjell) og dropsteiner

F4: 325-300 cm; lys leire med fragmenter av skjell og noen få dropsteiner

F5: 300-270 cm; mørk leire med fragmenter av skjell og noen få dropsteiner

F6: 270-260 cm; lys leire med bånd med mye skjell (mange intakte skjell)

F7: 260-190 cm; lys leire med fragmenter av skjell og store dropsteiner (ø 11 cm)

F8: 190-40 cm; vekslende lag av siltig leire og siltig sand med store dropsteiner (ø 30 cm).

F9: 40-0 cm; sandig, siltig blå-leire med mye små dropsteiner/dropgrus.

Tolkning:

0-260 cm, F9-F6:

Snittet ligger på skurt berggrunn. De tidligste skjellene i snittet finner man ikke før 230 cm opp i snittet og disse viser en minimumsdatering for når området ble isfritt. Skjellene er datert til midten av allerød (13175 – 13571 år BP). Deretter er det 30 cm til neste skjelldatering på 260 cm som kommer ut med en datering som er ca. 40 år yngre (13127 – 13515 år BP). Dette tyder på at sedimentasjonsraten har vært veldig høy i perioden like etter deglasiasjonen etter eldre dryas og sedimentene som inneholder mye dropsteiner indikerer at det har vært et ganske kaotisk avsetningsmiljø som nok er grunnen til at man ikke finner skjell før på 230 cm.

260-355 cm, F6-F3:

Mellom dateringene på 260 cm og 355 cm skiller det 563 år (median). Denne seksjonen viser en betydelig lavere sedimentasjonsrate enn seksjonen mellom 0-260 cm, henholdsvis 0,17 cm/år og 0,73 cm/år. Dette gjenspeiler seg i hvor mye skjell man finner i denne seksjonen. Her er det mye intakte skjell, og også skjell som er parett som ligger i horisontale bånd hvor det er tett mellom skjellene. Det er også dropsteiner i denne seksjonen men det er færre og det er mindre kluster enn i seksjonen under. Dropsteinene sammen med den lave sedimentasjonsraten indikerer at isen har trukket seg tilbake et godt stykke oppover i Rensådalene, men ikke så langt at den ikke har hatt en marin terminus og kalvet is som har transportert dropsteiner til snittet.

355-460 cm, F2-F1:

Den øverste seksjonen i snittet. I denne seksjonen øker tilsynelatende sedimentasjonsraten betraktelig og mellom de to dateringene skiller det bare noen få år (355 cm: 12768 år BP median, 460 cm: 12775 år BP median) og ¹⁴C alderen er faktisk eldre ved 460 cm (11460 +- 50) enn ved 355 cm (11450 +- 60) men med en større feilmargin ved 355 cm. Det er ingenting med sedimentene som indikerer at det har vært en forstyrrelse som skulle forårsake at skjellene ved 355 cm faktisk er yngre enn ved 460 cm så superposisjonsprinsippet gjelder nok her.

Aldersreverseringen gjenspeiler nok feilmarginen og utregningen under kalibreringen. Dateringene indikerer hvertfall at denne seksjonen har blitt avsatt hurtig. Det er også dropsteiner i denne seksjonen, men det er færre enn i bunnen av snittet. Sedimentene og skjelldateringene i denne seksjonen indikerer at breen startet framrykket mot randavsetningen i sen allerød til tidlig yngre dryas.

5.1.2.2 Snitt ved Elveneset; 68.6948251° N, 16.9262586° Ø

Et åpent snitt i en hage ved Elveneset ble også logget under feltarbeidet i august 2020. Snittet er ca. 500 cm høyt.

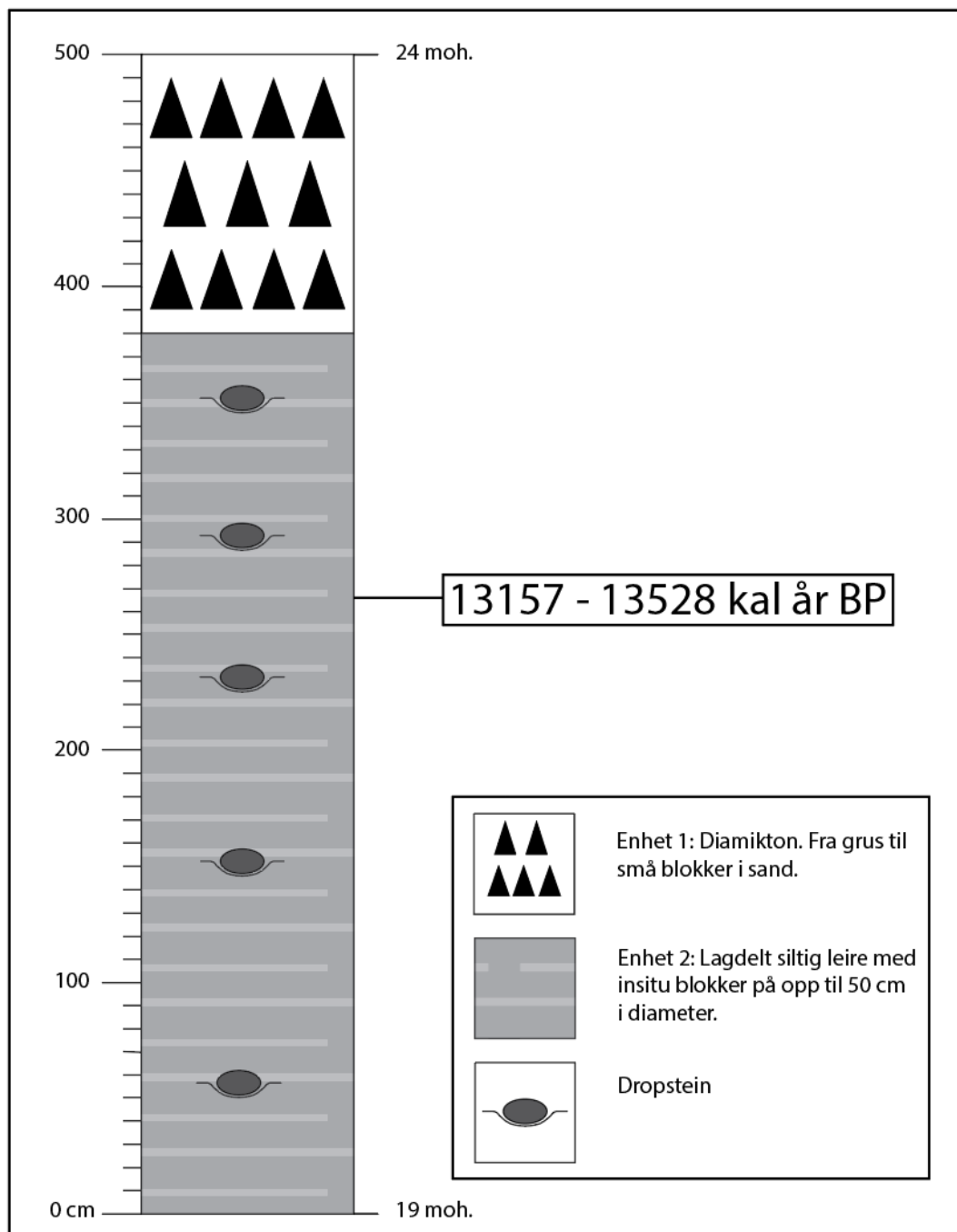
Snittet har to eksponerte facier med skarp kontakt.

Enhet 1, 380-500 cm: Dette er den øverste enheten og er et ca. 120 cm tykt diamikton av en blanding av rundet og kantrundet grus, stein og små blokker i et matriks av sand.

Enhet 2, 0-380 cm: Enheten består av lagdelt siltig leire eller leiring silt med kantrundet/rundete dropstein/-blokker opp til 50 cm i diameter. Lagene i enheten dipper mot nord (høyre i figur 37). Skjelldateringer fra enhet 1 viser at dette er sedimenter som stammer fra allerød (13157 – 13528 år BP).



Figur 37: Bilde av snitt ved Elveneset. Foto: Halvor Hansen.



Figur 38: Sedimentlog av morene ved Elveneset, Renså.

Tolkning:

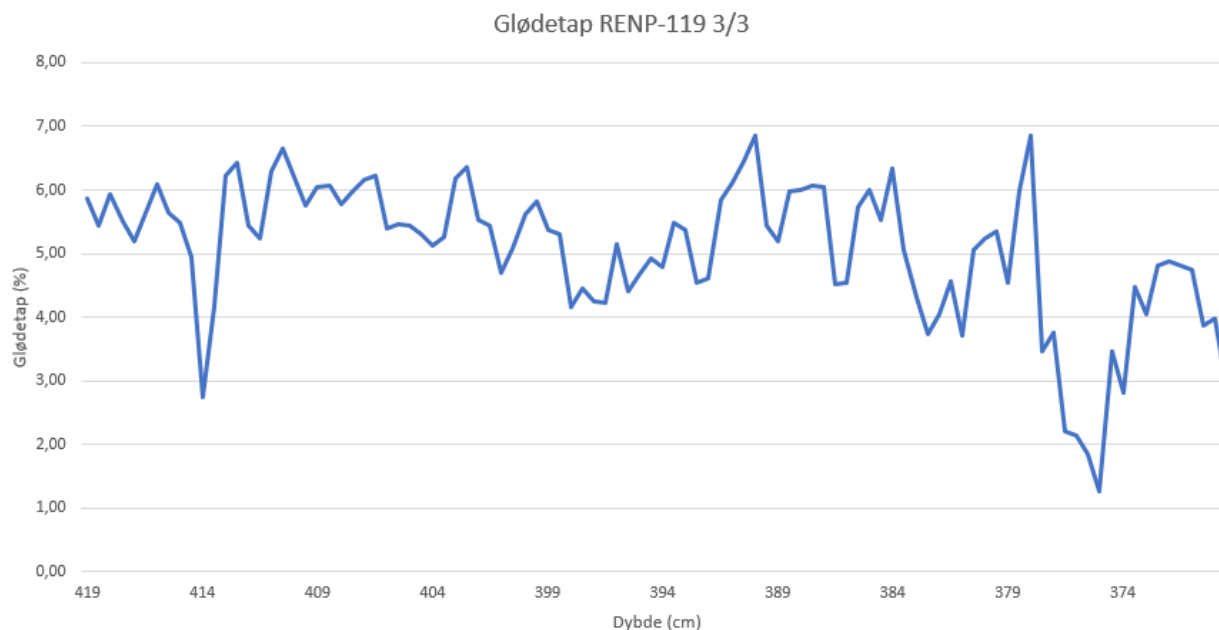
Sedimentene i enhet 1 ligner sedimentene i bunnen av randavsetningen ved Renså (figur 36) som ligger ca. 700 meter proksimalt i luftavstand fra dette snittet. De store rundete dropsteinene i blokk-størrelse kan man også finne i bunn av randavsetningen i lag som stammer fra allerød.

Dateringen fra denne lokaliteten (Poz-110277: 13 155 – 13 530 kal år BP) indikerer også at enhet 2 ble avsatt i allerød og deretter omdannet av framrykket til breen i Astafjorden i yngre dryas som er representert i enhet 1. Like ved snittet er det også flere store blokker på ca. 1 m³ som ble gravd ut når huset ble bygget som viser at breen har overkjørt denne avsetningen.

5.2 Labmetoder

5.2.1 Glødetap

5.2.1.1 RENP-119



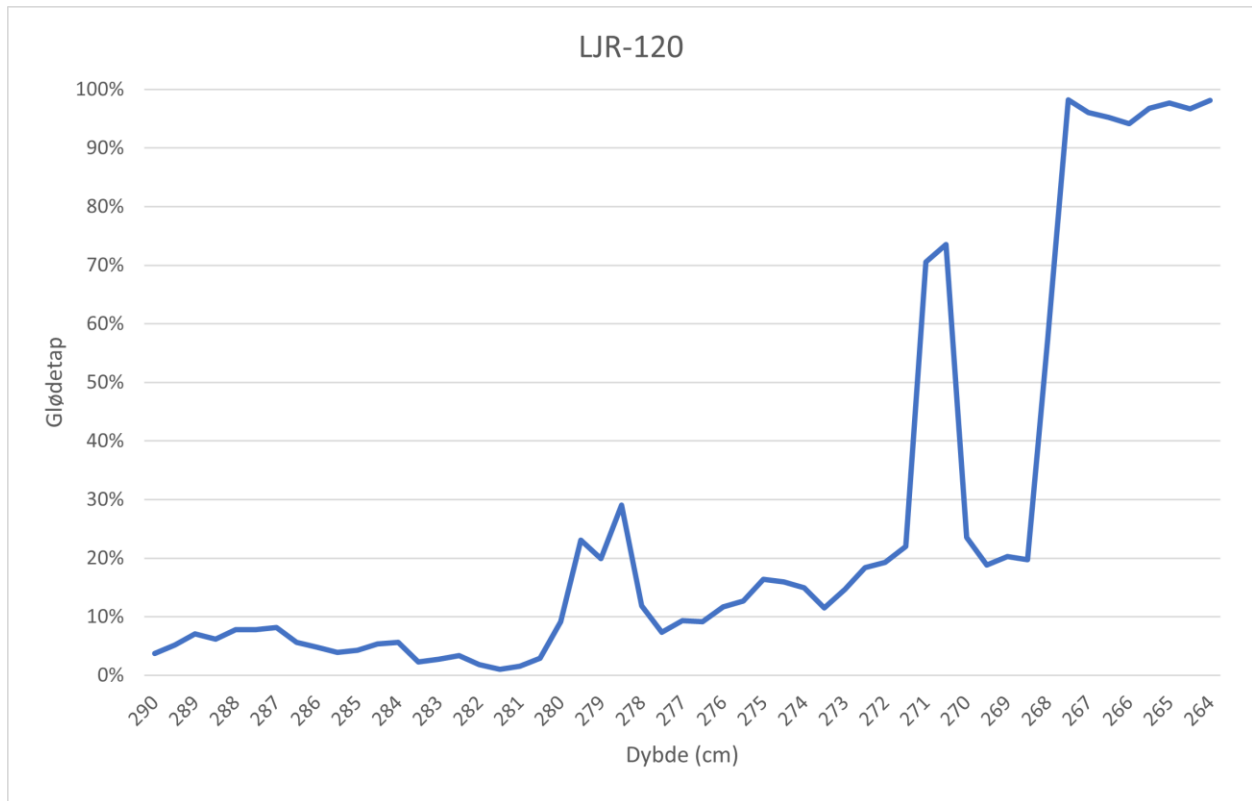
Figur 39: Glødetapskurve som viser de nederste 50 cm av kjernen RENP-119.

Glødetapskurven for RENP-119 (figur 39) viser at bakgrunnsedimentene har et organisk innhold på mellom 5 og 6 %. Flomlagene i denne delen av kjernen kjennetegnes ved et lavere innhold av organisk materiale som man kan se ved 414 cm (2,7 %) og ved 377-373 cm (1,3 %). Laget ved 377-373 cm er det tykkeste og mest synlige laget i kjernen, mens laget ved 414 cm er et «normalt» flomlag som ligner flere av flomlagene oppover i kjernen i tykkelse og visuell synlighet.

At det organiske innholdet synker i flomlagene er litt uventet da økt vannføring normalt sett vil føre til at større mengder organisk materiale vil bli erodert og vasket ut enn ved normal vannføring. Dette fenomenet kan reflektere den høye tilgangen på minerogene sedimenter oppstrøms for vannet hvor det er tykke glasifluviale terrasser med mye fint minerogent materiale.

Et annet poeng er at hyppige flommer vil fjerne vegetasjon i områdene som blir påvirket og resultere i at det i hovedsak er minerogene sedimenter som blir avsatt på nytt når en ny flomhendelse inntreffer og dermed tilføre lite terrestrielle makrofossiler til innsjøer nedstrøms. Ekstreme flomhendelser kan derimot tilføre betydelige mengder organisk materiale (Vasskog et al., 2011, s. 21). Det er ikke registrert en slik hendelse i den delen av kjernen som er analysert og det er heller ikke mulig å identifisere en slik hendelse oppover i kjernen visuelt.

5.2.1.2 LJR-120



Figur 40: Glødetapskurve for russerkjernen LJR-120 fra Leverjomyra (56 moh.).

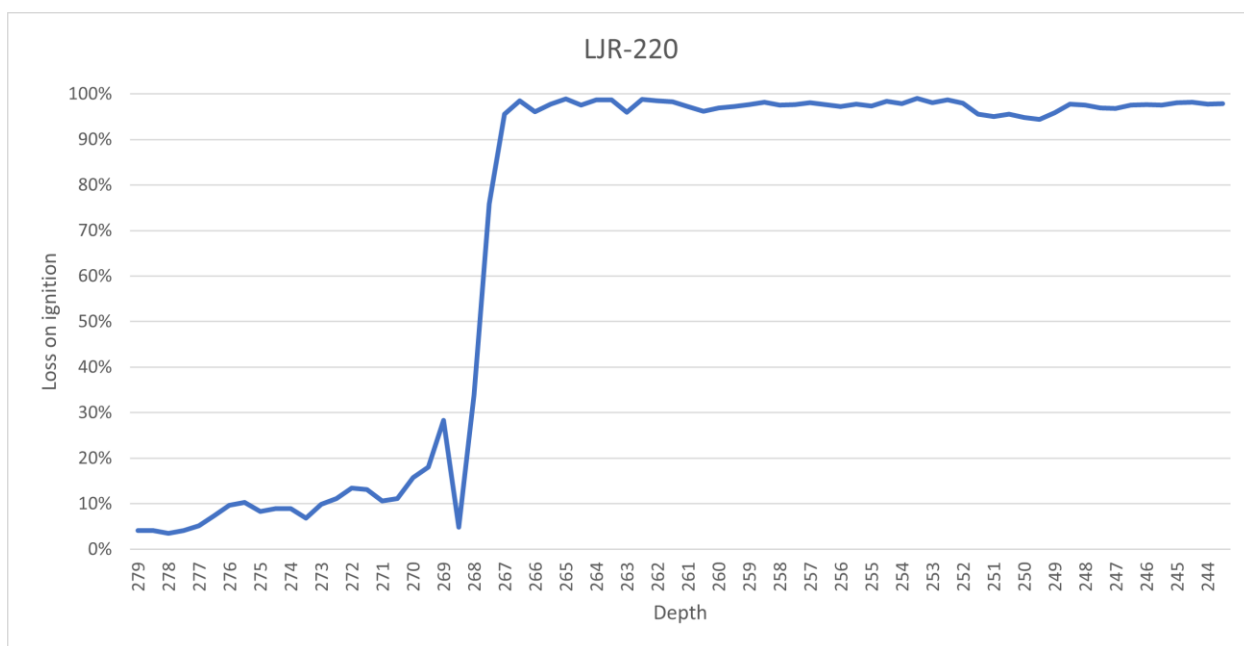
I bunnen av kjernen er glødetapet lav på 3,7 % ved 290 cm og stiger til 8,2 % ved 287 cm. Deretter synker det ned til 284 cm hvor det er en skarp endring fra 5,6 – 2,3 %. Mellom 283,5 – 280,5 cm er seksjonen med det laveste glødetapet i kjernen på mellom 1 – 3 %, og dette er den best sorterte seksjonen i kjernen. Etter dette stiger glødetapet raskt opp til 29,1 % ved 278,5 cm hvor den første organiske facien er og det er fra 278,5 cm makrofossilprøven fra kjernen er tatt. Deretter synker glødetapet til 7,3 % ved 277,5 cm og ligger under 20 % til 271,5 cm hvor det

skyter opp til 73,5 % ved 270,5 cm og ned igjen til rundt 20 % mellom 270-268,5 cm. Deretter stiger glødetapet til mellom 95 – 98 % opp til 264 cm.

Tolkning:

De minerogene partiene av kjernen mellom 290 og 268 cm er preget av mye usorterte sedimenter som gjenspeiler seg i glødetapskurven. I denne seksjonen er det mye fluktasjoner i kurven. De partiene hvor kurven ligger under 20 % er nok der hvor det har kommet med større klaster i prøven, og mellom 271 og 270,5 hvor kurven plutselig stiger til 70 % har disse klastene uteblitt. At de minerogene sedimentene er såpass usortert både under og over den sorterte seksjonen mellom 284 – 279,5 (figur 11) reflekterer at skråningen har vært ustabil.

5.2.1.3 LJR-220



Figur 41: Glødetapskurve for russerkjernen LJR-220 fra Leverjomyra (56 moh.).

I bunnen av kjernen finner man det laveste glødetapet i LJR-220 på 4,1 %. Deretter stiger det opp til ca. 10 % ved 275,5 cm og ligger rundt dette til 270 cm hvor det stiger til 28,3 % ved 269 cm. Så er det en prøve ved 268,5 cm som viser veldig lavt glødetap på 4,9 % midt inni en bratt stigning mot 95 – 98 % i hele resten av kjernen fra 267 cm og opp.

Tolkning:

Bunnen av denne kjernen inneholder også usorterte sedimenter i likhet med LJR-120 men mangler den korte seksjonen med sortert minerogent materiale. Det skarpe fallet i glødetap på

268,5 reflekterer de usorterte sedimentene hvor det sannsynligvis har kommet med en eller flere større klaster som har påvirket prøven. Disse sedimentene viser også at skråningen myren ligger i har vært ustabil.

5.2.1.4 DJR-120

Det ble ikke gjort glødetapsanalyse på russerkjernen DJR-120. Det ble vurdert som uvesentlig for oppgaven da det eneste som var interessant fra myren var dateringen av overgangen mellom det minerogene og organiske materialet.

5.2.2 XRF og MS

Resultatene av XRF og MS-målingene av RENP-119 er uvesentlig for problemstillingene i denne oppgaven og blir derfor ikke viet noen oppmerksomhet. Grunnen til dette er bunndateringen i den 420 cm lange kjernen som viser en alder på 2757 – 2863 (Poz-135816). På grunn av den unge alderen på kjernen finner man heller ikke noen marin input og man måtte nok gått betydelig dypere ned i sedimentene for å finne dette. Dermed er det eneste man kan analysere gjennom XRF dataene flomsekvensen i kjernen, noe som er uvesentlig for denne oppgaven.

6. Diskusjon

6.1 Brefluksjoner

Avsetningene i feltområdet vitner om flere mindre og større brefluksjoner som har skjedd under deglasiasjonen.

6.1.1 Skarpnes trinnet

6.1.1.1 Randmorenen ved Djupvassmyra; 68.67428° N, 16.90716° Ø

Den største glasiøle utstrekningen som det er mulig å finne spor etter i dag er randmorenen ved Djupvassmyra som ligger 1 km distalt av den store lateralmorenen ved Tortenbakkan.

Lateralmorener forbundet med morenen ved Djupvassmyra ligger ca. 100 meter høyere enn morenen ved Tortenbakkan i samme område. Lateralmorenen ved Tortenbakkan kan man følge over Punkthågen og ned til randavsetningen ved Renså som er datert til yngre dryas. Dette vil si at randmorenen ved Djupvassmyra er eldre enn dette.

Morenen kan man følge fra en høyde på 350 – 180 moh. hvor den ikke lenger er synlig på

terrengmodellen. Grunnen til at den ikke kan følges lenger ned enn dette kan være at den har gått sammen med fjordbreen i Astafjorden. Dette er en indikasjon på at denne morenen tilhører Skarpnestrinnet, siden dette er distalt av randåsen etter Tromsø-Lyngen trinnet i Astafjorden.

Randavsetningen ved Renså er avsatt på skurt berggrunn og de tidligste skjelldateringene som ligger 2,3 m over berggrunnen stammer fra midten av allerød (13175 – 13571 kal ka BP). Dette indikerer at området som randavsetningen ligger i dag ble isfritt i allerød, og at isen har trukket seg tilbake innover Rensådalen i denne perioden før framrykket i yngre dryas. Om man tar randmorenen ved Myrhaugen og Djupvassmyra i betraktning og antar at disse tilhører samme deglasiasonstrinn så er utstrekningen av dette trinnet distalt av snittet som dateringene stammer fra og indikerer at trinnet er eldre enn allerød og stammer sannsynligvis fra eldre dryas (Skarpnes trinnet).

Makrofossilprøvene som er tatt fra Djupvassmyra (Poz-135818; 6901 – 6924 kal år BP) viser en betydelig yngre alder enn eldre dryas. Denne dateringen representerer sannsynligvis når den minerogene tilførselen fra skråningene rundt myren opphørte i holocen. Sedimentene mellom Djupvassmyra og randmorenene ved Tortenbakkan og Punkthågen består av bunnmorene med mye sand og fine kornstørrelser. Det er også rester av et morenedemmet delta oppstrøms for kjernelokaliteten som vil ha tilført minerogent materiale til myren.

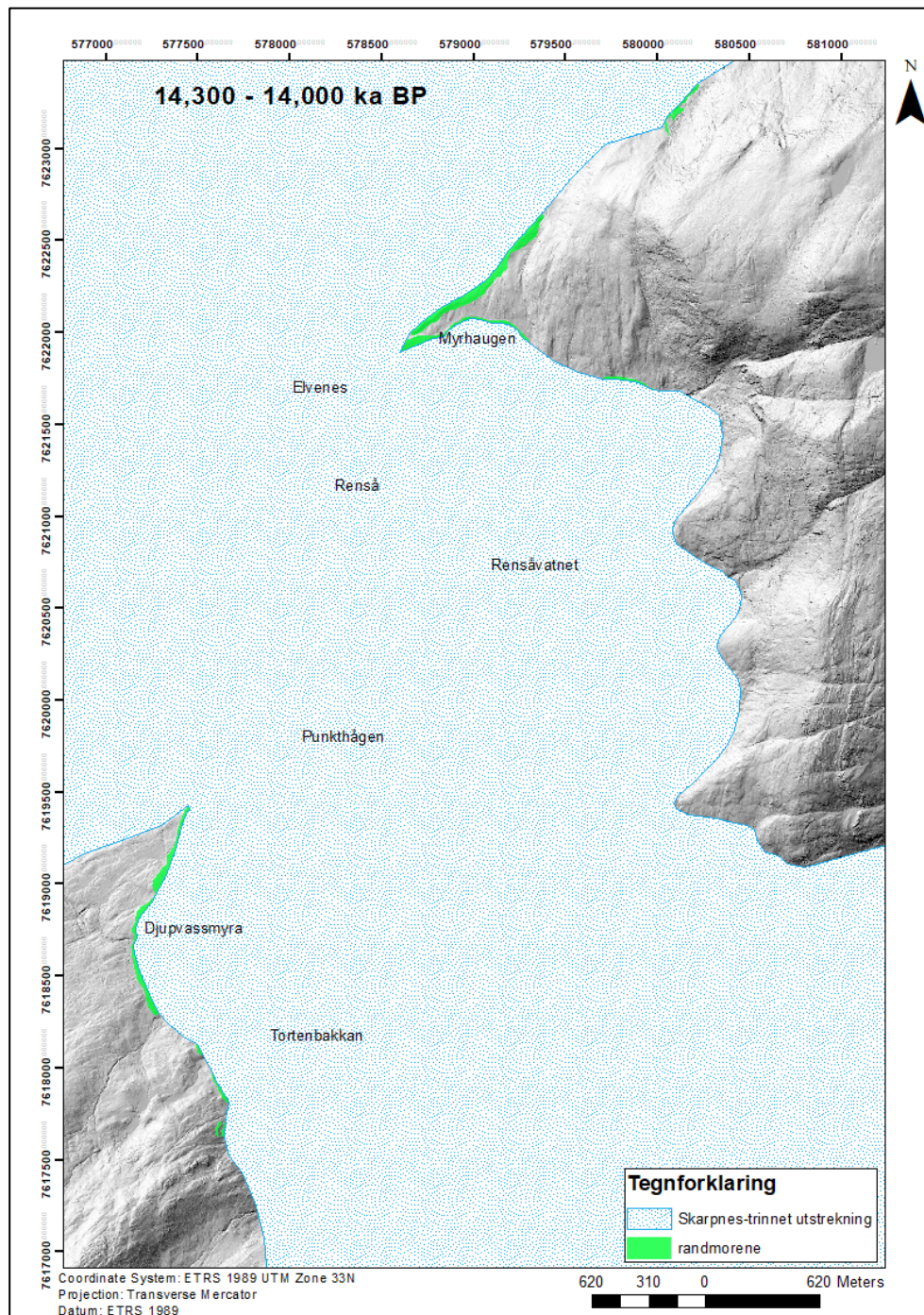
6.1.1.2 Endemorene ved Myrhaugen; 68.69913°N 16.94747°Ø

Endemorenen som ligger like ved den store lateralmorenen avsatt av breen som har ligget i Astafjorden er forbundet med et framrykk som har hatt større utstrekning enn framrykket som har avsatt morenematerialet på toppen av randavsetningen ved Renså. Denne randmorenen kan være forbundet med morenen ved Djupvassmyra som er den største og eldste utstrekningen som det er mulig å finne spor av i området og stammer sannsynligvis fra Skarpnes trinnet.

Fra denne endemorenen (Myrhaugen) kan man følge en lateralmorene mot sør-øst langs dalsiden opp mot fjellet Svellen like over området Lamo. Lateralmorenen ligger på ca. 150 moh. Dette er 80 m høyere enn terrassen med iskontaktskråning som ligger lengre nede i dalen mot Rensåvatnet på 70 moh. som er forbundet med overkjøringen av randavsetningen ved Renså og lateralmorenen ved Tortenbakkan i yngre dryas.

Høyden på lateralmorenen ved Lamo og lateralmorenen over Tortenbakkan forbundet med endemorenen ved Djupvassmyra samsvarer bra med Andersens (1968, s. 37) observasjoner av

lateralmorener forbundet med Skarpnes-trinnet som ligger 100-150 m høyere enn Tromsø-Lyngen lateralmorenene i Troms.



Figur 42: Breutstrekning i Renså dalen under Skarpnes-trinnet (eldre dryas). Havnivå: 78 moh.

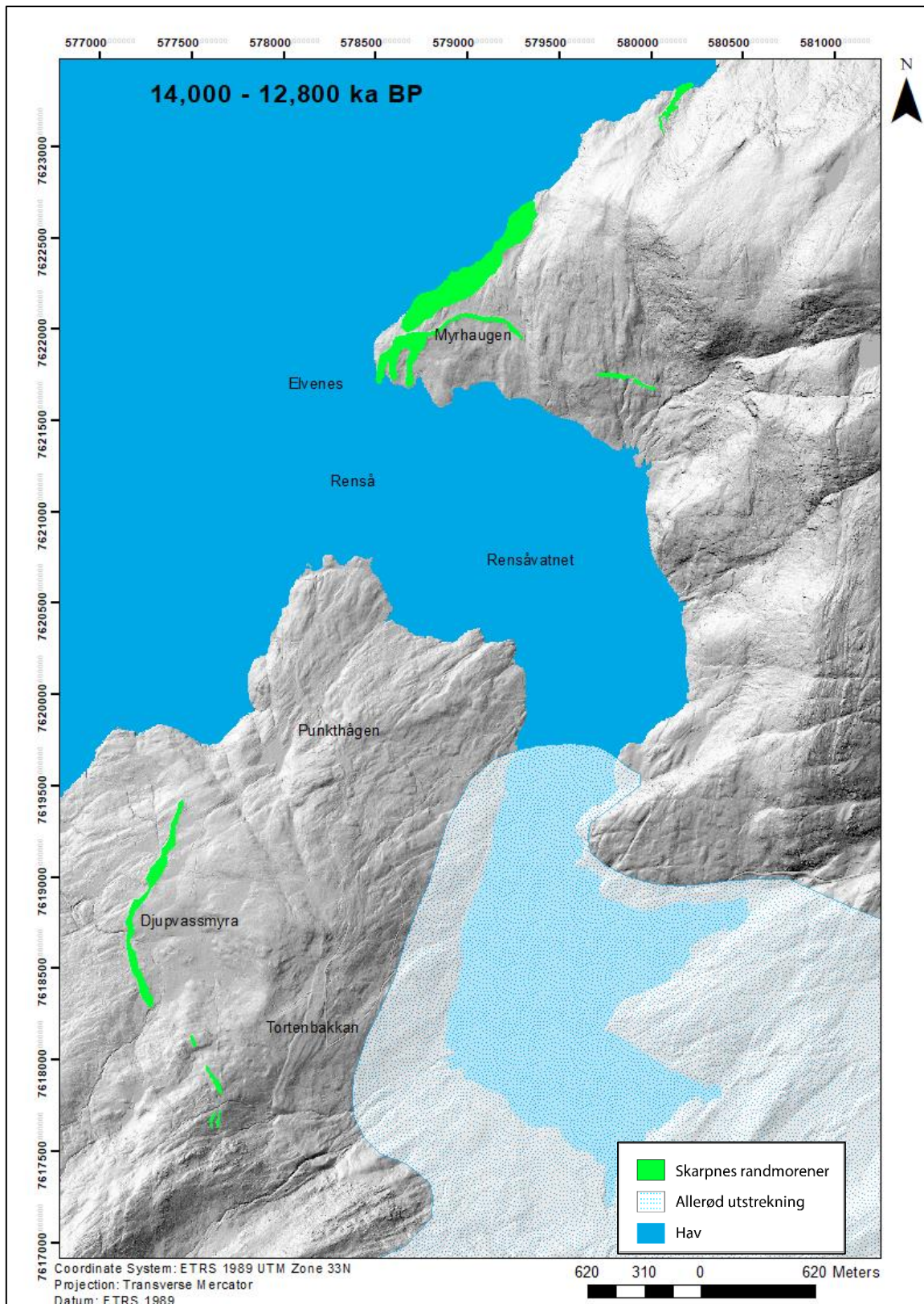
6.1.2 Allerød

Den tidligste skjelldateringen i bunnen av randavsetningen ved Renså som ligger på skurt berggrunn (figur 36) indikerer at området ble isfritt i midten av allerød (13175 – 13571 kal år BP).

Bunnsedimentene i randavsetningen inneholder mye dropsteiner, og man finner dropsteiner i alle lagene fra deglasiasjonen i allerød til framrykket i yngre dryas. Dette tyder på at breen i Rensådalen har kalvet i havet i hele denne perioden og at det har gått mye isfjell forbi her. Det betyr at breutstrekningen i allerød hvertfall har vært stor nok til at brefronten har hatt kontakt med havet. I figur 43 kan vi se den antatte utstrekningen som ikke er et presist anslag og medfølger en betydelig feilmargin som kan være på flere km (det eneste vi vet er at breen har hatt kontakt med havet).

Havnivået i allerød er satt til 73 moh. som er midtpunktet mellom havnivået i eldre dryas (78 moh.) og yngre dryas (68 moh.) da det ikke er mulig å finne spor etter havnivået i allerød i dalen i dag. Hvis vi antar at det har vært havnivåregresjon i området i hele allerød så vil havnivået ha sunket i hele perioden og vil ha vært høyere i tidlig allerød enn sen.

En annen ting å ta høyde for når det kommer til breutstrekningen i perioden er at sanduren ved Tverrelva ikke eksisterte i allerød og at breen dermed kan ha ligget enda lenger sør enn havnivået i figur 43 antyder (noen hundre meter).



Figur 43: Breustrekning og havets posisjon i Rensådal under Allerød. Havnivå: 73 moh. Breustrekningen er transparent da den nøyaktige posisjonen til breen i allerød er vanskelig å presist anslå.

6.1.3 Tromsø-Lyngen trinnet

Toppen av randavsetningen ved Renså er preget av at isen har overkjørt deltaet og tydelig morenemateriale er mulig å finne i grustaket. Bunn sedimentene i avsetningen stammer fra allerød, noe som tilsier at materialet på toppen er yngre enn dette. Skrålaget i randavsetningen er datert til 13 036 – 11510 kal år BP og 13 441 – 12 545 kal år BP av Andersen (1968). Vorren & Plassen (2002, s. 112) (figur 18) har datert de glasitektoniserte sedimentene på toppen av avsetningen til 10895 +/- 85 ¹⁴C år BP (11828 – 12469 kal år BP, median 12159 kal år BP) som tilsier at det er blitt avsatt omtrent midt i yngre dryas. Dateringene fra Andersen (1968) har store feilmarginer med et spenn på over 2000 år mellom de to dateringene fra skrålagene, og det er derfor vanskelig å presist anslå når i yngre dryas disse ble avsatt, men dateringer i bunnen av avsetningen tyder på at framrykket startet i sen allerød til tidlig yngre dryas.

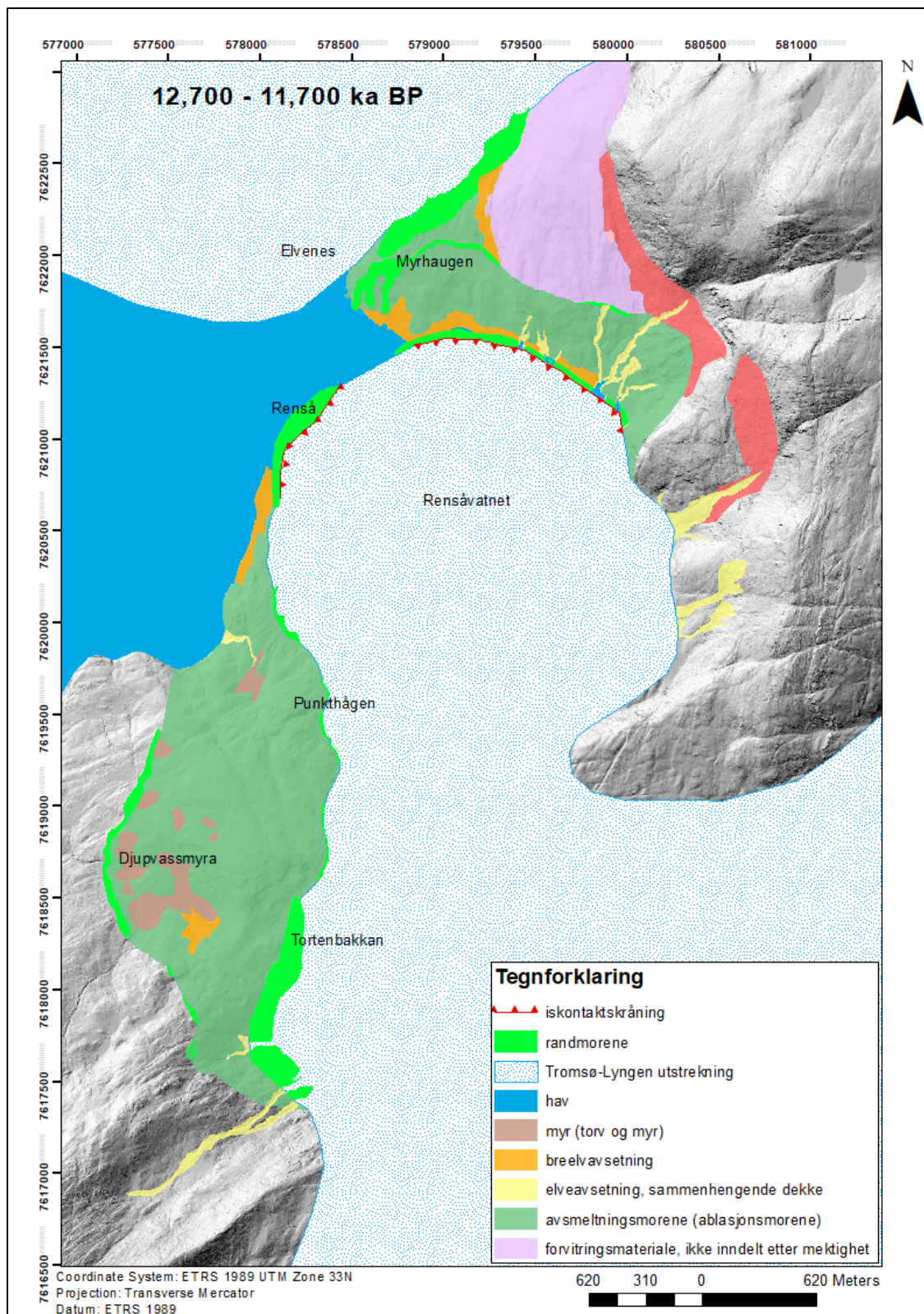
Den store lateralmorenen som ligger på Myrhaugen er trolig ikke avsatt i yngre dryas. Denne morenen stammer sannsynligvis fra Skarpnes-trinnet. Dette er en vurdering tatt på bakgrunn av randmorenen ved Elveneset, og randåsen i Astafjorden som går på tvers av fjorden like ved der hvor Rensåelva renner ut i Astafjorden i dag som er ca. 500 meter distalt av den mest distale delen av lateralmorenen som ligger på 120 moh. Dette er for høyt oppe og lateralmorenen etter breen i Astafjorden i yngre dryas har sannsynligvis ligget lengre nede mot fjorden og blitt omdannet gjennom bølgeerosjon og er ikke gjenkjennelig i terrenget som en utpreget lateralmorene på lik linje med morenen etter Skarpnes-trinnet.

Om denne lateralmorenen hadde vært avsatt i yngre dryas ville det vært nærliggende å tenke at endemorenen som har kontakt med denne lateralmorenen i sør også stammer fra yngre dryas og at utstrekningen under Skarpnes-trinnet har vært så stor at det ikke er avsatt noen morener i dette området under trinnet. Om det er tilfellet vil alle avsetningene i Rensådalen stamme fra yngre dryas. Dette er usannsynlig. Den vertikale forskjellen mellom lateralmorenen nord for Lamo (som en kan følge til endemorenen på Myrhaugen) og terrassen med iskontaktskråning ved Lamo (som henger sammen med randavsetningen ved Renså) i dalsiden på nordsiden av Rensåvatnet er ca. 80 meter. Om begge disse stammer fra yngre dryas så reflekterer avsetningene et stort breframrykk etter allerød (vi vet at Renså var isfritt i allerød), etterfulgt av en betydelig nedsmelting/tilbaketrekning, etterfulgt av et langt opphold/framrykk som har avsatt

randavsetningen. Dette vil si at det i løpet av yngre dryas har vært en lang, varm periode, som ikke er registrert noe annet sted tidligere og dette er lite sannsynlig.

6.1.3.1 Iskontaktskråning ved Lamo; 68.69214°N 16.96657°Ø

Terrassen som ligger på nordsiden av Rensåvatnet med iskontaktskråning er naturligvis yngre enn Myrhaug-morenen på nordsiden av randavsetningen da den ikke ville vært der om framrykket forbundet med Myrhaug-morenen kom senere. Denne iskontakten sammenfaller med oppbyggingen av randavsetningen og lateralmorenen ved Tortenbakk.



Figur 44: Breustrekning og havnivå i Rensådalen under Tromsø-Lyngen trinnet (yngre dryas). Havnivå: 68 moh.

6.1.4 Vertikal nedsmelting i Rensådalen etter yngre dryas

Sør i Rensådalen er det avsetninger som indikerer at det har vært en vertikal nedsmelting helt ned til erosjonsbasis i yngre dryas på ca. 68 moh.

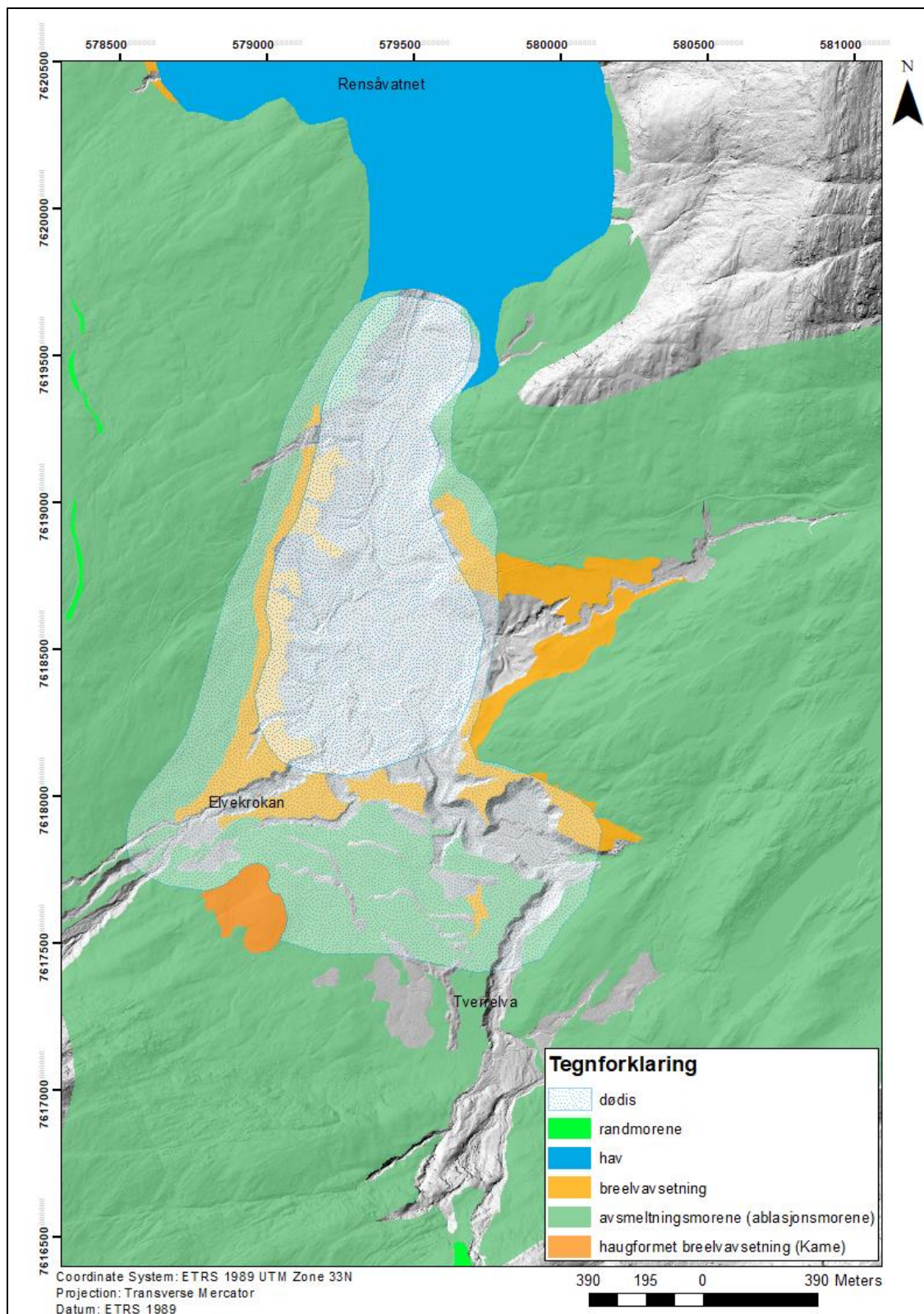
Fra lateralmorenen ved Tortenbakkkan som er den største lateralmorenen i Rensådalen og ned til Elvekrokan kan man på høydemodellen følge flere “trappetrinn” i terrenget. Trinnene starter på selve lateralmorenen hvor det er fire store trinn som er bygget ut i morenen og deretter er det en rekke større og mindre slike trinn nedover dalen. Trinnene stopper opp i en lang og relativt smal strandlinje som ligger ca. 70 moh. som framstår som det største og siste av disse trinnene.

Avstanden mellom disse trinnene varierer mellom 5-15 m i høyde. Trinnene startet som nevnt på lateralmorenen ca. 250 moh. og slutter på 70 moh. Trinnene indikerer en vertikal nedsmelting og en dynamisk død is (Rye et al. 1987, s. 37) som har brutt av fra brearmen som kom fra fjellet i sør.

Mellom lateralmorenen ved Tortenbakkkan og Tverrelva ligger den største sandur-terrassen i dalen hvor det er flere randmorener etter et senere framrykk. Vest i dette morenekomplekset ligger det en terrasse i 100-120 moh. høyde med veldig irregulær overflate (figur 33). Terrassen ligger mellom 20 - 30 meter høyere enn sanduren som den hviler på. Hvordan denne terrassen er dannet er vanskelig å fastslå. Den ser ut som den henger sammen med den mest proksimale randmorenen lengst opp mot dalsiden i sør.

Denne terrassen kan, i likhet med trinnene mellom Tortenbakkkan og Elvekrokan, være et tegn på at det har vært en isrest som har brutt av fra breen og smeltet vertikalt, da denne terrassen kan være en kame som har blitt dannet i en lateral bresjø.

Den horisontale utstrekningen til denne isresten er vanskelig å fastslå mot nord, på figuren er den plassert på den smaleste delen av dalen men dette er en helt provisorisk plassering.



Figur 45: Klimatisk død is under deglasiasjonen etter Tromsø-Lyngen trinnet, to trinn av nedsmeltingen er markert i figuren.

6.1.5 Sent yngre dryas framrykk (eller senere)

Vest for Tverrelva er det flere sett med randmorener på toppen av glasifluviale terrasser. Disse randmorenen må stamme fra et opphold eller mindre framrykk som har skjedd sent i yngre dryas eller senere.

6.2 Havnivåendring

Bunnen av topplaget på et delta tilsvarer som hovedregel erosjonsbasis (for eksempel havnivået) når deltaet ble bygd opp (Lønne, 2001, s. 932).

6.2.1 Skarpnes trinnet

Strandlinjene assosiert med Skarpnes-trinnet ligger 7-10 m høyere enn T-L strandlinjene (hovedstrandlinjen) i områder nær endemorenene fra Skarpnes-trinnet. Dette er områder hvor hovedstrandlinjen ligger 40-70 m over dagens havnivå (Andersen, 1968, s. 36).

Man kan ikke finne strandlinjer etter Skarpnes-trinnet ved Renså i dag, men de marine avsetningene ved Skjellåsen (figur 4), Sandstrand, 5 km vest (distalt) for Renså indikerer et havnivå på 78 moh. under Skarpnes-trinnet. Undersøkelser av marine avsetninger ved Kjellåsen og Åsesletta ved Sandstrand av Eike (2021) støtter dette. Dette stemmer godt overens med Andersens (1968) observasjoner da havnivået under Tromsø-Lyngen trinnet var på ca. 68 moh. ved Renså og Sandstrand.

6.2.2 Allerød

Det er ikke spor etter havnivået under allerød i Rensådalen i dag. Avsetninger som gjenspeiler havnivået under allerød vil ha blitt erodert av framrykket under Tromsø-Lyngen trinnet. Det har vært en havnivåregresjon under allerød fra 78 moh. til 68 moh. som var havnivåene under Skarpnes trinnet og Tromsø-Lyngen trinnet. Marthinussen (1962, s. 47) daterte skjellfragmenter i en strandgrus 73 moh. ved Sandvatnet til allerød (12 520 – 13 560 kal år BP) som sannsynligvis representerer havnivået i perioden.

6.2.3 Tromsø-Lyngen trinnet

Andersen (1968, s. 63) var den første som skrev om avsetningene i Rensådalen og konkluderer med at randavsetningen har aggradert til et havnivå på 68 moh. De øverste delene av randavsetningen som ligger på 68 -70 moh. representerer marin grense i området. Ingen terrasser

utenfor marginen til breen under Tromsø-Lyngen trinnet ligger høyere enn dette. Innenfor marginen er det terrasser over denne høyden, men disse terrassene er sandurer.

Bunnen av topplaget på et delta tilsvarer som hovedregel erosjonsbasis (for eksempel havnivået) når deltaet ble bygd opp (Lønne, 2001, s. 932).

DGPS målingen av overgangen mellom skrålaget og topplaget i randavsetningen ved Renså gjort under feltarbeidet på 65,5 moh. ble gjort på en del av avsetningen som er erodert av breen og representerer ikke det reelle havnivået i perioden. Det er mer fornuftig å bruke høyden på den delen av randavsetningen som er upåvirket av breframrykket. Denne delen ligger mot sør like utenfor morenen ved Fjellmyra og ligger 69-70 moh. i likhet med flere terrasser i området og tar man høyde for et topplag på ca. 1-2 m tykkelse så stemmer Andersens (1968) observasjoner med et havnivå under Tromsø-Lyngen trinnet på 68 moh. godt. En interessant avsetning på toppen av glasitektoniserte sedimenter på randavsetningen gjenspeiler også et havnivå på 68 moh. Avsetningen er tolket som en marin avsetning som er dannet gjennom strømminger mellom Astafjorden og Rensådalen like etter at breen trakk seg tilbake fra randavsetningen (figur 20).

6.2.4 Hypotese om skred som årsak for lokal havinntrengning i

Rensåvatnet

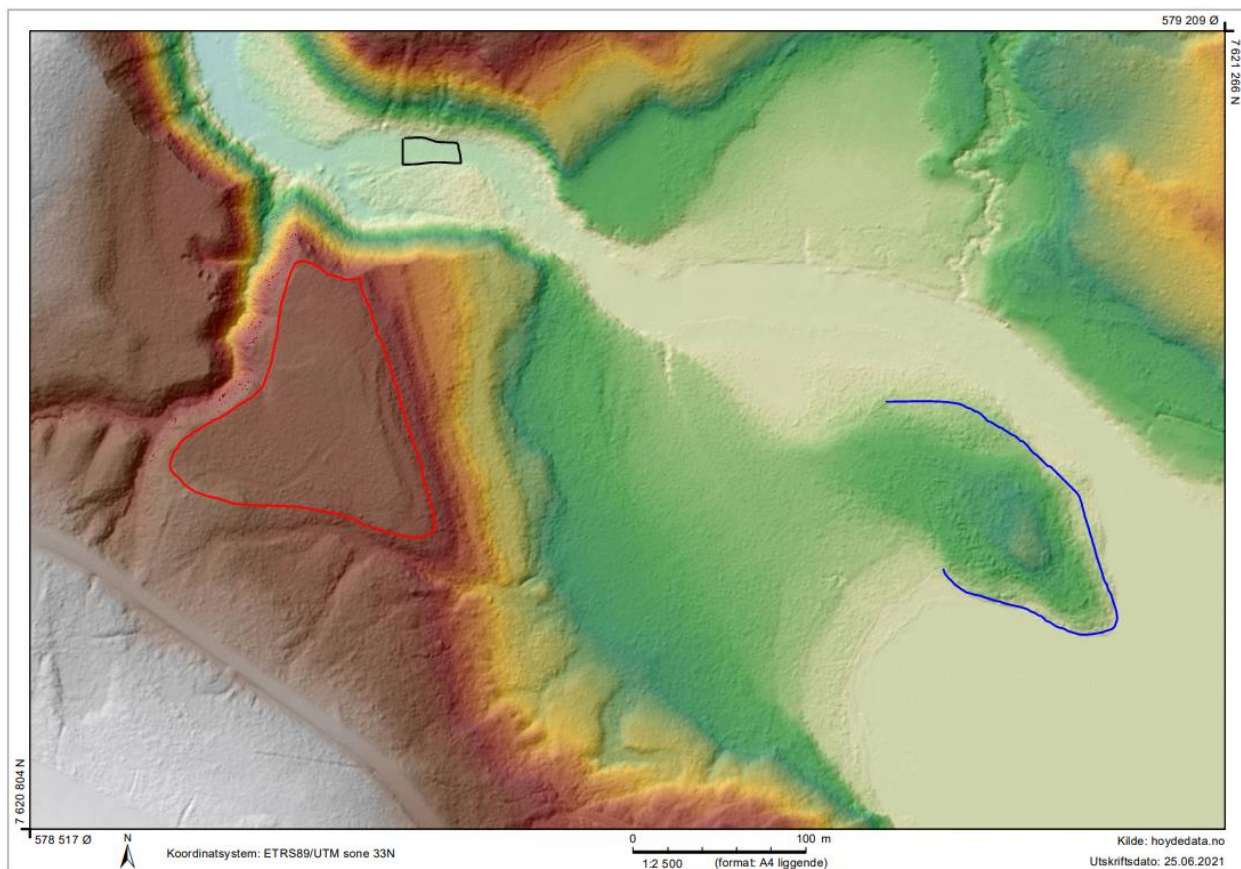
I utløpet til Rensåvatnet, på proksimalsiden av randavsetningen, kan man i dag finne marine skjell som er datert til preboreal (10491 – 11009 kal år BP). Under utbygging av hytter rundt vannet ble det også funnet mye marine skjell. Vorren & Plassen (2002) fant også parete skjell innenfor proksimalskråningen til randavsetningen datert til 10690 – 11205 kal år BP som de mener gir en minimumsdatering for når breen forlot randavsetningen. 11200 kal år BP tilsvarer 57 moh. på havnivåkurven (figur 27). De laveste partiene av randavsetningen ligger på 63 moh. Dette vil si at disse skjellene stammer fra en periode hvor Rensådalen skulle vært lakustrin. Hvorfor man kan finne skjell av denne alderen på innsiden av avsetningen er et lite mysterie, og tyder på at det har skjedd noe i denne tidsperioden som har åpnet opp randavsetningen slik at havet har kunnet trenge inn i Rensådalen.

Skjellene er ikke det eneste som peker mot en lokal havinntrengning i Rensådalen. Det er også geomorfologiske bevis for at det har gått strømminger i motsatt retning av dagens elveløp. Det batymetriske kartet (figur 35) viser at en betydelig deltaavsetning har progradert fra utløpet av

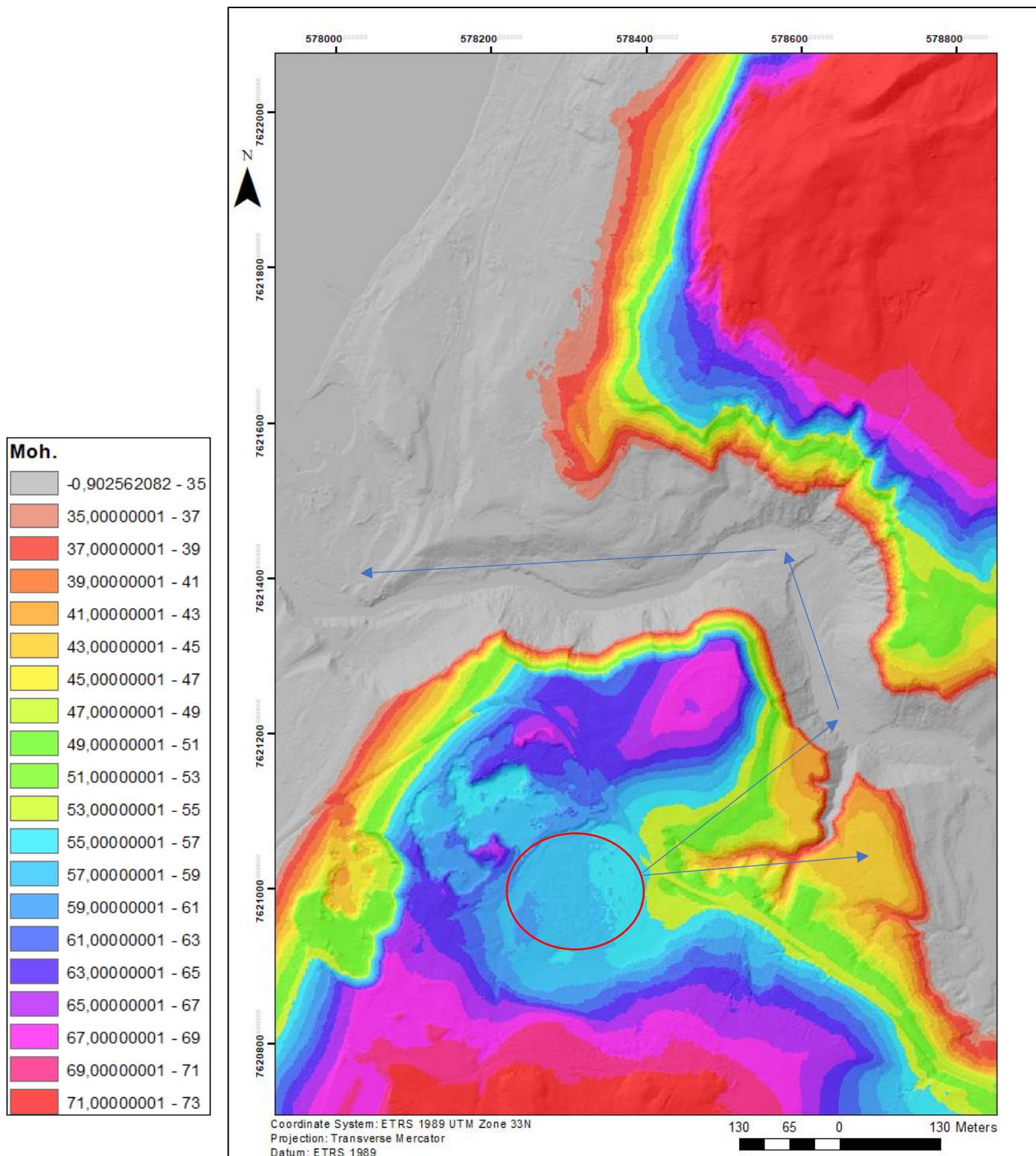
Rensåvatnet som strekker seg opp over høyden på Rensåvatnet til ca. 23 moh.

På sørsiden av utløpet til Rensåelva, i proksimalskråningen til randavsetningen er det også en stor terrasse som skiller seg ut. Terrassen er ca. 10 dekar i areal og ligger mellom 42-44 moh. og er tilnærmet helt plan.

Ved hjelp av havnivåkurven (figur 27) kan vi finne ut hva havnivået har vært i perioden skjellene stammer fra. Rundt 11200 kal år BP var havnivået ca. 57 meter høyere enn i dag, og rundt 10500 kal år BP var havnivået ca. 47,5 meter høyere enn i dag. Høyden på terrassen i proksimalskråningen (42-44 moh.) tilsvarer mellom 9800 - 10100 kal år BP på havnivåkurven. Dateringene fra Leverjomyra (Poz-135820; 5051 – 5193 kal år BP, Poz-135819; 5309 – 5471 kal år BP) gjenspeiler ikke skjelldateringene, men viser at proksimalskråningen har vært ustabil etter tilbaketrekningen og at skråningen stabiliserte seg i midten av holocen. Sedimentene under det organiske materialet som ble datert var usortert, noe som kan indikerer rasaktivitet (figur 10 og 11).



Figur 46: Utsnitt fra høydemodell (www.hoydedata.no, Kartverket, 2021) som viser utløpet av Rensåvatnet og deler av proksimalskråningen til randavsetningen ved Renså. Terrassen på 42-44 moh. er markert med rødt, skjellokalitet er markert med svart, og blå markering er deler av deltaet som har progradert i motsatt retning enn dagens elveløp.



Figur 47: Høydemodell av randavsetningen ved Renså. Gråfargen representerer alt som ligger under 35 moh. og rødfargen alt som ligger over 71 moh. 2 m intervaller for de resterende fargene. Rød sirkel viser Leverjomyra, og pilene indikerer retningen av skredet.

Hypotesen er at et delvis submarint skred med opphav i de tykke leireavsetningene i randavsetningen har åpnet opp for at havet har trengt inn i Rensådalen. Skredet har sannsynligvis jobbet seg innover fra distalsiden av avsetningen og oppover mot Leverjomyra, og dateringene fra myra indikerer at det sannsynligvis har rast flere ganger fra denne lokaliteten og at skråningen ikke stabiliserte seg før i midten av holocen. Terrassen på proksimalskråningen mellom 42-44 moh. er muligens rester av dette skredet eller et senere skred som har blitt resedimentert gjennom strømninger som har gått mellom Rensådalen og Astafjorden i perioden Rensåvatnet var marin.

6.2.5 Jordskjelv som utløsende årsak for submarine massebevegelser

Jordskjelv er en av hovedmekanismene for å utløse submarine masse-bevegelser i fjorder. Jordskjelv med påfølgende masse-bevegelser er blitt rapportert fra Alaska, Canada og Chile. Man tror at den seismiske aktiviteten i områder som har vært dekket av isbreer under Pleistocene har vært størst i de tidlige fasene av deglasiasjonen, og mye beviser for dette har blitt rapportert (Bellwald et al. 2018, s. 3).

I fjellområder som har vært påvirket av flere glasier ser man typisk sett høy aktivitet av skredprosesser (colluvial) som massestrømmer, steinskred og snøskred. Man antar at frekvensen av disse prosessene har vært høyest i områder som har vært dekket av is under framrykket av det Fennoskandiske isdekket under yngre dryas. Videre er det blitt utledet at aktiviteten i disse områdene var størst i sen Holocen og de første 2000 år etter deglasiasjonen, og mindre aktiv i midten av Holocen (Bellwald et al. 2018, s. 6).

Store deler av Skandinavia har vært dekket av flere hundre meter, og noen steder opp mot 2000 meter med is, flere ganger under kvartær. Rask nedsmelting og tilbaketrekning av isdekket fra en slik setting blir etterfulgt av en betydelig deformering av jordskorpen, landheving, forkastninger og seismisk aktivitet (Bellwald et al. 2018, s. 6).

Det er blitt foreslått at tiden etter at de store kontinentale isdekkene forsvant fra Skandinavia etter yngre dryas var preget av et utbrudd av seismisk aktivitet. Disse jordskjelvene var sannsynligvis mye mer intens enn de som kan oppleves i regionen i dag, og inntraff sannsynligvis innenfor et tidsrom på bare noen hundre år. Paleoseismologiske studier antyder at store (>6 Mw) jordskjelv intraff i Skandinavia mellom 13000 og 9000 kal år BP, som

sammenfaller med perioden med raskest landheving. Bellwald et al. (2018) observerte høyest masse-bevegelsesaktivitet mellom 11000 og 9700 kal år BP i fjordsystemer som var isdekket under yngre dryas. Ettersom at terskelen for at masse-bevegelser skal utløses av jordskjelv blir lavere i perioder med økt sedimentering kan kombinasjonen av hurtig landheving og økt sedimenttilførsel forklare den høye frekvensen av masse-bevegelser etter deglasiasjonen (Bellwald et al. 2018, s. 19).

6.2.6 Marine faser i Rensådalen

Bredekket under Skarpnnes trinnet dekket hele Rensådalen og Astafjorden til Langnes, og det var kontakt mellom de to brearmene. Etter Skarpnnes trinnet trakk breen seg tilbake proksimalt av lokaliteten hvor randavsetningen ved Renså er i dag og Rensådalen hadde da sin første marine fase etter siste istids maksimum. Under allerød har breen hatt kontakt med havet og kalvet is som har transportert dropsteiner til randavsetningen, tilsynelatende i hele perioden. Denne fasen finner man spor etter i bunnen av randavsetningen ved Renså i dag. Havnivået var på det tidspunktet ca. 73 moh.

I sen allerød/tidlig yngre dryas begynte framrykket som stoppet på berggrunnsterskelen i utløpet av Rensåvatnet på 15,5 moh, og oppbyggingen av isranddeltaet til 68-70 moh. begynte.

Da breen trakk seg tilbake etter yngre dryas har det vært kontakt mellom Astafjorden og Rensåvatnet og en ny og sannsynligvis kort marin fase har vært i Rensådalen. Årsaken for denne fasen er at breen har erodert randavsetningen ned under datidens havnivå på ca. 68 moh. Spor av strømninger mellom Astafjorden og Rensådalen finner man på toppen av avsetningen i dag opp til 68 moh. Etter at havet sank ned under de laveste partiene av randavsetningen på 63 moh. rundt 11 500 år BP er det rimelig å anta at det ikke var kontakt mellom Astafjorden og Rensådalen og at en lakustrin fase oppstod.

Deretter er en ny marin fase registrert på proksimalsiden av randavsetningen i form av parete in situ marine skjell datert til 10 695 – 11 205 kal år BP av Vorren & Plassen (2002), en tid hvor havnivået var ca. 52 – 57 moh.

I tillegg til dette er det funnet skjell av Svein Olaf Dahl i utløpet av Rensåvatnet som er datert til 10490 – 11010 kal år BP. Havnivået i denne perioden var ca. 49 – 55 moh. Mellom medianen av de to dateringene skiller det 250 år (10970 og 10720).

Begge disse dateringene indikerer at randavsetningen har vært ustabil etter tilbaketrekingen av

breen etter yngre dryas og det er ikke usannsynlig at disse dateringene gjenspeiler det samme fenomenet. Nemlig at det har gått et eller sannsynligvis flere skred fra randavsetningen etter yngre dryas som har forårsaket en havinntrengning i Rensådalen. Dateringene fra Leverjomyra (56 moh.) som ligger på proksimalskråningen av avsetningen reflekterer at skråningen har vært ustabil til langt ut i holocen (5050 – 5195 kal år BP og 5310 – 5470 kal år BP).

7. Konklusjon

- Under Skarpnes trinnet 14 300 – 14 000 år siden, i eldre dryas, var hele Rensådalen dekket av is og det var kontakt mellom brearmene i Astafjorden og Rensådalen. Havnivået i denne perioden var ca. 78 moh.
- I allerød trakk isen seg tilbake forbi lokaliteten hvor randavsetningen ved Renså er i dag og oppbyggingen av bunnlagene i avsetningen startet. Isen har under hele allerød tilsynelatende hatt kontakt med havet og kalvet is som har ført dropsteiner mot Astafjorden og randavsetningen ved Renså. Havnivået i denne perioden var synkende mellom 78-68 moh.
- I sen allerød/tidlig yngre dryas begynte breen å vokse igjen. Utstrekningen under Tromsø-Lyngen trinnet var betydelig mindre enn under Skarpnes trinnet, og det var ikke kontakt mellom brearmene i Astafjorden og Rensådalen under dette trinnet. Det har sannsynligvis vært mindre brefluktasjoner ved fronten av breen under Tromsø-Lyngen trinnet hvor breen på et tidspunkt har overkjørt randavsetningen ved Renså og avsatt morenemateriale på toppen av denne. Havnivået under Tromsø-Lyngen trinnet var ca. 68 moh.
- Da breen trakk seg tilbake etter yngre dryas har det vært en kort periode hvor det var kontakt mellom havet og Rensådalen og en marin fase inntraff i dalen. Årsaken for denne marine fasen var at breen under Tromsø-Lyngen trinnet eroderte randavsetningen ned under datidens havnivå på 68 moh.
- Under avsmeltingen etter Tromsø-Lyngen trinnet har en del av breen blitt avskåret fra brearmen, blitt dynamisk død og smeltet vertikalt i den sørlige delen av Rensådalen oppstrøms for Rensåvatnet.
- I sen yngre dryas, eller etter dette har det vært et mindre framrykk som har avsatt flere endemorener på toppen av sandur-terrassen ved Tverrelva.
- I tidlig preboreal har hvertfall ett leirskred, og muligens flere skred med opphav i randavsetningen ved Renså åpnet opp for at havet igjen trengte inn i Rensådalen. Flere spor etter

dette er å finne i dalen i dag. Marine skjell fra preboreal ligger i utløpet av Rensåvatnet og marine skjell ble også funnet da hyttene i området rundt Rensåvatnet ble bygget. Man kan også finne avsetninger nært utløpet til Rensåvatnet som viser at det har gått strømminger i motsatt retning av dagens elveløp.

8. Etterarbeid

Som etterarbeid er det mye som er mulig å gjøre i Rensådalen. Det første og mest åpenbare er å innhente en kjerneprøve fra Rensåvatnet som inneholder marine og glasifluviale sedimenter. Bunnsedimentene i den 420 cm lange kjernen var ikke eldre enn 2755 – 2865 år BP og viser at sedimentasjonsraten i Rensåvatnet har vært enormt høy i siste del av holosen og at man må betydelig dypere for å finne marine og glasiale sedimenter.

Det vil også være fornuftig å gjennomføre grundigere undersøkelser av topplaget i de delene av randavsetningen ved Renså som ikke har blitt overkjørt av breen under Tromsø-Lyngen trinnet for å mer presist fastslå havnivået under perioden.

Det hadde også vært interessant å forsøke å datere morenene ved Myrhaugen og Djupvassmyra for å stadfeste at disse stammer fra Skarpnes trinnet, samt datere randmorenene vest for Tverrelva.

En mer omfattende undersøkelse av avsetningene i sørlige del av Rensådalen kan også gi en mer presis forklaring på prosessene som har foregått her som fremstår som veldig kompleks med både vertikal nedsmelting og et sent breframrykk. Georadarprofiler av sanduren vest for Tverrelva samt større utgravninger i sedimentene i området rundt Elvekrokan kan gi et klarere bilde av disse prosessene.

Referanser

- Andersen, B.G. (1968) *Glacial geology of western Troms, North Norway*. Oslo: Universitetsforlaget.
- Benn, D.I. & Evans, D.J.A. (2010) *Glaciers & Glaciation*. New York: Routledge
- Bellwald, Benjamin & Hjelstuen, B.O. & Sejrup, H.P. & Stokowy, Tomasz & Kuvås, J.. (2018). Holocene mass movements in west and mid-Norwegian fjords and lakes. *Marine Geology*. 407. 10.1016/j.margeo.2018.11.007.
- Bergstrøm, B., Olsen, L. og Sveian, H. (2005) The Tromsø-Lyngen glacier readvance (early Younger Dryas) at Hinnøya– Ofotfjorden, northern Norway:a reassessment, *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, vol. 445, s. 73–88.
- Billah, M. (2020) *Holocene Relative Sea-level Changes in Evenes, Northern Norway*. Masteravhandling. Universitetet i Bergen.
- Bradley, R.S. (2015) *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Oxford: Elsevier.
- Broecker, W.S., Denton, G.H., Edwards, L.R., Cheng, H., Alley, R.B., Putnam, A.E. (2010) Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews*, vol. 29, s. 1078-1081.
- Cowan, E.A. & Powell, R.D. (1990) Suspended sediment transport and deposition of cyclically interlaminated sediment in a temperate glacial fjord, Alaska, U.S.A. *Glacimarine Environments: Processes and Sediments. Geological Society Special Publication*, vol. 53, s. 75-89.
- Eike, I. (2021) *Tidlig deglasiasjon og relaterte havnivåfluktasjoner ved Sandstrand i Tjeldsund, Nord-Norge*. Masteravhandling. Upublisert. Universitetet i Bergen.
- Eilertsen, R.S., Corner, G.D. & Hansen, L. (2015) Using LiDAR data to characterize and distinguish among different types of raised terraces in a fjord-valley setting. *GFF*, vol. 137 (4), s. 353-361. DOI: 10.1080/11035897.2015.1111409

- Esri (2021) *How Spline works*. Tilgjengelig fra: <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/tool-reference/3d-analyst/how-spline-works.htm> (Hentet: 11.03.2021)
- Franke, J., Paul, A., Schulz, M. (2008) Modeling variations of marine reservoir ages during the last 45 000 years. *Climate of the Past*. vol. 4, s. 125-136.
- Heaton, T.J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R.W., Austin, W.E., Ramsey, C.B., Grootes, P.M., Hughen, K.A., Kromer, B., Reimer, P.J., Adkins, J., Burke, A., Mea, S.C., Olsen, J., Skinner, L.C. (2020) Marine20 – the marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP), *Radiocarbon*, vol 62(4), s. 779-820. DOI: :10.1017/RDC.2020.68
- Heiri, O., Lotter, A.F. & Lemcke, G. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results, *Journal of Paleolimnology*, vol.25, s. 101-110.
- Heywood, I., Cornelius, S. & Carver, S. (2011) *An Introduction to Geographical Information Systems*. Essex: Pearson Education Limited.
- Karp, S. & Stotts, L.B. (2013) *Fundamentals of Electro-Optic Systems Design: Communications, Lidar, and Imaging*. New York: Cambridge University Press.
- Kartverket (2021) *Høydedata*. Tilgjengelig fra: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/> (Hentet: vår 2021)
- Kartverket (2021) Norgeskart. Tilgjengelig fra: www.norgeskart.no (Hentet: 20.juli 2021)
- Locat, J., Lee, H. J. (2002) Submarine landslides: Advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 39(1), s. 193-212
- Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Birks, H.H. (2013) Precise ¹⁴C ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from western Norway and their comparison with the Greenland Ice Core (GICC05) chronology. *Journal of Quaternary Science*, vol. 28(5), s. 490-500
- Lønne, I. (1993) Physical signatures of ice advance in a Younger Dryas ice-contact delta, Troms, northern Norway: implications for glacier-terminus history, *Boreas*, vol. 22, s. 59-70.

- Lønne, I. (1995) Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology*, vol. 98, s. 13-43.
- Lønne, I., Nemec, W. & Lauritsen, T. (2001) Sedimentary architecture and dynamic stratigraphy of a marine ice-contact system, *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 71(6), s. 922-943. DOI: 10.1306/030901710922
- Marthinussen, M. (1961) Brerandstadier og avsmeltingsforhold i Repparfjord-Stabbursdalområdet, Finnmark. *NGU*, vol. 215, s. 118-168.
- Marthinussen, M. (1962) C14-datings referring to shore lines, transgressions, and glacial substages in Northern Norway. *NGU*, vol. 215, s. 37-67.
- Nemec, W., Lønne, I. & Blikra, L. H. (1999) The Kregnes moraine in Gauldalen. west-central Norway: anatomy of a Younger Dryas proglacial delta in a palaeofjord basin. *Boreas*. vol. 28, s. 454-476.
- Nesje, A. (1992) A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments. *Arctic and Alpine Research*, vol. 24 (3), s. 257-259.
- NGU (2020) *Arealinformasjon – Norge og Svalbard med havområder*. Tilgjengelig fra: http://geo.ngu.no/kart/arealis_mobil/ (Hentet: 02.03.2020).
- Nordahl-Olsen, T. (1985) Feltinstruks for kvartærgeologisk kartlegging. *NGU-rapport 85.142*.
- Plassen, L. & Vorren, T. (2002) Late Weichselian and Holocene sediment flux and sedimentation rates in Andfjord and Vågsfjord, North Norway
- Powell, R. & Domack, G.W. (2002) 12 – Modern glaciomarine environments, i Menzies, J. (red.) *Modern and Past Glacial Environments*. Oxford: Butterworth-Heinemann, s. 361-389.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2009) INTCAL09 AND MARINE09

RADIOCARBON AGE CALIBRATION CURVES, 0–50,000 YEARS CAL BP.

Radiocarbon, vol. 51(4), s. 1111 – 1150. DOI:

<https://doi.org/10.1017/S0033822200034202>

Rye, N., Nesje, A., Lien, R. & Anda, E. (1987) The Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord-Sunnmøre area and deglaciation chronology for Nordfjord, western Norway. *Norsk geografisk Tidsskrift*, vol. 41, s. 23-41.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W. (2021) *CALIB 8.2* Tilgjengelig fra: <http://calib.org>
(Hentet: 01.06.2021)

Sulebak, J.R. (2014) *Landformer og prosesser. En innføring i naturgeografiske tema*. Bergen: Fagbokforlaget

Sutherland, B.R., Barrett, K.J., Gingras, M.K. (2015) Clay settling in fresh and salt water. *Environ Fluid Mech*, vol. 15, s. 147-160. DOI 10.1007/s10652-014-9365-0

Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E.N., Waldmann, N., Chapron, E., Ariztegui, D. (2011) A Holocene record of snow-avelanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene*, vol. 21(4), s. 597-614. DOI: 10.1177/0959683610391316 hol.sagepub.com

Vorren, T.O., Plassen, L. (2002) Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord–Vagsfjord area, North Norway, *Boreas*, vol. 31(Juni), s. 97-125.

Zhou, Y., Chen, J., She, Y., Kaynia, A.M., Huang, B., Chen, Y. (2017) Earthquake response and sliding displacement of submarine sensitive clay slopes. *Engineering Geology*, vol. 227, s. 69-83