



Erosjon, avsetninger og mekanismer i forbindelse med dannelsen av Hellmogjelet, Tysfjord, Nord-Norge

Håvard Mordal Dretvik



Masteroppgave i kvartærgeologi og
paleoklima

Institutt for Geovitenskap
Universitetet i Bergen
3. juni 2013

SAMMENDRAG

Det finnes store krefter i strømmende vann. Kreftene kommer godt til syne når vassdrag flommer over av smeltevann om våren eller etter perioder med mye regn. Hva ville skjedd dersom en vannmengde tilsvarende 2/3 av Amazonas plutselig ble frigitt i et slikt vassdrag? Et stadig varmere klima, med smeltende isbreer som demmer opp store vannmengder, kan gjøre dette til en realitet også i bebygde områder. Resultatet av en slik katastrofetapning kan kanskje sammenlignes med Hellmogjelet. Tidligere arbeid som innebefatter dannelse av Hellmogjelet viser til vann som den eroderende agens, men teoriene spriker rundt hvorvidt drenering og erosjon har foregått subaerilt eller subglasialt.

Mellom Hellmogjelet og Hellmofjorden finner man et areal på 1.8 km² dekket av erodert tysfjordgranitt, avsatt opp til 85 m o.h. Den største terrassen i Hellmobotn, Stuorlænndo, er beliggende rundt 65 m o.h. En georadarundersøkelse foretatt sommeren 2011 viser tydelige skrålag i avsetningen, uten tegn på morenemateriale tilhørende et isranddelta. Terrasser beliggende rundt 65 m o.h. er observert i Skjombotn og Mannfjorden, samt en mindre avsetning i Grunnfjordbotn. Samtlige ovennevnte terrasser er avsatt ved likt havnivå.

Store blokker på avsetningen i Hellmobotn, sammen med to profil målt ovenfor Hellmogjelet, danner grunnlaget for beregning av henholdsvis vannhastighet og tverrsnittareal. Resultatet gir en estimert vannføring opp mot 125 300 m³/s.

Kvartærgeologisk kartlegging utført i området rundt Hellmogjelet viser flere mindre dreneringsløp, dannet av drenering subglasialt eller langs ismarginen. Issjøer er blitt dannet mellom vannskillet og den tilbakesmeltende ismarginen, noe som bekreftes fra avsetninger opp mot samme høyde som Njallajávrrpasset, øst for Hellmogjelet. Den gradvis tilbakesmeltende ismarginen, sammen med topografien, ledet vannet til de ulike passpunktene.

Beregninger viser til at Sitas-issjø demmet opp 8-10 km³ vann før isen ga etter. En katastrofetapning har fulgt ismarginen mot Mannfjorden og Hellmobotn. Vannmassen drenerte over Njallajávrrpasset og eroderte Hellmogjelet i løpet av kort tid, estimert til dager eller uker.

Studien konkluderer med at en subaeril katastrofetapning fra Sitas-issjø har hatt evnen til å erodere Hellmogjelet da havnivået var ca. 65 meter høyere enn dagens nivå. En konstruert strandforskyvningskurve tidfester katastrofetapningen til ca. 9200 år (8300 ¹⁴C-år) siden.

TJOAHKKÁJGÆSOS

Tjátjen mij njavven gálggá le fábmó. Dav vuojnná dalloj gá oavloj gidájt tjátjádagájt dulvvat jali dalloj gá le tjáhtjtát rássjodam muhtem ájgev. Mij lij dáhpáduvvat jus tjáhtje birrusij 2/3 oasse Amazonas ænos hæhkkat lij gálgjiddit dakkár tjátjádagáv? Jus bivvalap dálkádahka sjaddá, ja jieņa ja jiehkke suddagáhti ja tjátje dulvvi, de le dát vuordedahte aj guovlojn gánná ulmutja li árromin. Boados dakkir hiehtegálgjiddimes máhtta soajttá buohtastahteduvvat Vuodnabat-ávtjijn. Ávdep guoradallam mij guosská Vuodnabat-ávtjtáj ja gáktu dat le sjaddam, vuoset tjáhtje le læhkám båráldagá agens, valla teorija manni moatte guovlluj, gatjálvis le jus tjáhtjeoalle ja båráldahka le sjaddam subaerilt (rabás ilmen vuolen) jali subglasialt (jieņa vuolen).

Vuodnabat-ávtje ja vuodnagietje gaskan le areálla 1.8 km² stuorrudagájn gábtjádum bårálduvvam Divtasvuona-granihtas gitta 85 mehterij badjelin nuores. Stuorámus láptudis Vuodnabadán, Stuorlænndo, le birrusij 65 mehtara badjelin nuores. Muhtem georadarguoradallam dagádum giesen 2011 vuoset tjielgga lajtogisgierdev bátsidisájs, gánná sjárra ij le jieņjavuoltjtátjes. Láptudisá ma li birrusij 65 mehtara badjelin nuores gávnnuži aj Skieván ja Spællávuonan, ja aj unnep bátsidis Utsvuonan. Divna dá láptudisá li sjaddam dalloj gá nuorre lij avta ja sæmmi dásen.

Stuorra gálla bátsidisájn Vuodnabadán, aktan guovtijn profijlajn Vuodnabat-ávtje badjelin, le vuodon gá merustallá tjáhtjegálggámav ja gasskamierreareálav. Boados vuoset merustaládum tjáhtjegálggám gitta 125 300 m³/s.

Kvartærgeologalasj guoradallam dagádum Vuodnabat-ávtje guovlon vuoset moadda unnep tjáhtjeoale, ma li sjaddam subglasialt tjáhtjeoales jali tjáhtjeáliš ma li jieņjarabda milta mannam. Jieņjájvre li sjaddam gaskan tjáhtjejuogo ja jieņjarabda mij suddá, mij duodastuvvá bátsidisájs ma li buohta Njallajávre gievtse, lullelin Vuodnabat-ávtje. Jieņjarabdda mij maņenagi suttaž ja någáž, aktan luondudagájn, gálgáđij tjátjev duon dán gævttsaj.

Merustallama vuosedi Sijdas jieņjájvre dulvvadij 8-10 km³ tjátjes ávddál gá jieņņa luojtij. Muhtem hiehtegálgjiddime le tjuovvum jieņjarabdav Spællávuona ja Vuodnabadá guovlluj. Tjáhtje gálgáž Njallajávrgievtse badjel ja båráldahtij Vuodnabat-ávtjev oanes ájge birán, merustaládum biežvijda jali vahkojda.

Guoradallama vuosedi muhtem subaeril hiehtegálgjiddime Sijdas jieņjájvres le máhttam båráldahttet Vuodnabat-ávtjev dalloj gá nuorre lij birrusij 65 mehtara bajebun udnásj dáses. Ájadaládum ja dagádum gáddesjáhtjaluvvamkurva milta dáhpáduváj hiehtegálgjiddime birrusij 9200 (8300 ¹⁴C-jahke) jáge dás ávddála.

FORORD

Det har vært en opplevelse, en reise og en fantastisk erfaring! Det er så klart tiden ved Universitetet i Bergen, Institutt for geologi, jeg snakker om. Fra det første møtet med betongklossen på Nygårdshøyden, via de første introduksjonskursene i geologi og geofysikk, til avslutningen på en masteroppgave. Utallige markeringstusjer, blyanter, notatbøker og kopper med kaffe har blitt fortært. Pils, fest og sosiale sleivspark med gjengen rundt bord 16 har virkelig satt sine spor. Sammen har vi opplevd ekskursjoner, feltdager, reiser og opplevelser. Jeg har fått reise til Østlandet, Sunnmøre, Stord, Nord-Norge, Pyreneene og Svalbard. Til alle jeg har møtt på min vei, medstudenter og ansatte, som har bidratt sosialt og faglig til at jeg endelig leverer en masteroppgave: Hjertelig takk skal dere ha, alle sammen!

Det arbeidet du nå sitter med i hånda, som du forhåpentligvis kommer til å nyte, er i bunn og grunn resultatet av et tilfeldig møte i trappa på Studentsenteret. Underveis har det vært frustrasjoner og nedtrykte øyeblikk, usikre tider og tunge tider. Det er herved glemt: jeg har nå levert en oppgave som jeg er fornøyd med. Jeg bukker derfor dypt og hedrer mine fantastiske veiledere, Henriette Linge og Svein Olaf Dahl. Takk også til Henrik Løseth Jansen for hjelp med innsamling av georadarprofiler og Pål Ringkjøb Nielsen for gjennomlesning. Husk at Byneset ligger langs veien til nye feltarbeid i Nord-Norge!

Sommeren jeg fikk tilbringe i Hellmobotn var fantastisk. Det er ikke alle forunt å få tilbringe nesten en hel måned i et slikt fornemt selskap som er der inne i de spektakulære omgivelsene. Dere sørget alle for at jeg hadde det godt, med kveldsmat, middager, te og gode samtaler. En spesiell takk til Anders Kintel, professor ved Universitetet i Nordland, som har oversatt sammendraget til Lulesamisk. Jeg har den dypeste respekt for dere alle sammen!

Til slutt vil jeg gjerne takke min fantastiske familie, og ikke minst, min kjære samboer Reidun Vadla. Hadde det ikke vært for deg, så hadde denne oppgaven neppe dette blitt en realitet. Du har oppmuntret, kritisert, hjulpet og slaktet frem det resultatet som du nå har i hende. Jeg er evig takknemlig, og ser frem til vår familieførøkelse i august. Hvem skulle trodd det når vi satt i kantina på Mat.Nat for snart 5 år siden?

Håvard Mordal Dretvik

3. Juni, 2013.

Potten gård, Byneset

INNHOOLD

| | |
|--|-----------|
| KAPITTEL 1: INNLEDNING OG INTRODUKSJON | 1 |
| 1.1 INNLEDNING | 1 |
| 1.2 PROBLEMSTILLING | 2 |
| 1.3 OMRÅDEBESKRIVELSE | 3 |
| KAPITTEL 2: KVARTÆRGEOLOGISK KARTLEGGING | 7 |
| 2.1 INTRODUKSJON..... | 7 |
| 2.2 PRODUKSJON AV ORTOFOTO | 7 |
| 2.3 YNGRE DRYAS (YD) (TROMSØ-LYNGEN) I NORDLIGE NORDLAND | 12 |
| 2.4 PRINSIPPER FOR KARTLEGGING | 14 |
| 2.5 ULIKE AVSETNINGER I FELTOMRÅDET | 15 |
| 2.6 RESULTATER | 17 |
| 2.7 TOLKNING OG OPPSUMMERING | 28 |
| KAPITTEL 3: TERRASSER, HAVNIVÅ OG ALDER..... | 35 |
| 3.1 INTRODUKSJON..... | 35 |
| 3.2 HAVNIVÅENDRINGER | 35 |
| 3.3 TERRASSEDANNELSE..... | 37 |
| 3.4 ALDERSKORRELASJON | 38 |
| 3.5 TERRASSEHØYDER I HELLMOBOTN..... | 39 |
| 3.6 RESULTAT..... | 42 |
| 3.7 TOLKNING OG OPPSUMMERING | 42 |
| KAPITTEL 4: GROUND PENETRATING RADAR (GPR) | 45 |
| 4.1 INTRODUKSJON..... | 45 |
| 4.2 METODE | 45 |
| 4.3 PROSSERING | 51 |
| 4.4 RESULTAT OG EKSEMPEL PÅ PROFIL | 52 |
| 4.5 TOLKNING OG OPPSUMMERING | 58 |
| KAPITTEL 5: VANNFØRING | 61 |
| 5.1 INTRODUKSJON..... | 61 |
| 5.2 VANNFØRING..... | 62 |
| 5.3 BEREGNING AV TVERRSNITT..... | 62 |
| 5.4 BEREGNING AV VANNHASTIGHET | 65 |
| 5.5 DANNEELSE AV HELLMOGJELET | 69 |

| | |
|---|------------|
| 5.6 RESULTATER | 73 |
| 5.7 TOLKNING OG OPPSUMMERING | 78 |
| KAPITTEL 6: VOLUM AV GJEL OG SEDIMENT | 83 |
| 6.1 INTRODUKSJON..... | 83 |
| 6.2 VOLUM AV HELLMOGJELET | 83 |
| 6.3 VOLUM PÅ AVSETNINGEN | 84 |
| 6.4 RESULTATER | 87 |
| 6.5 TOLKNING OG OPPSUMMERING:..... | 87 |
| KAPITTEL 7: VANNKILDER..... | 89 |
| 7.1 INTRODUKSJON..... | 89 |
| 7.2 DEGLASIASJONEN I NORDLIGE SVERIGE..... | 89 |
| 7.3 ISDEMTE SJØER ØST FOR TYSFJORD | 90 |
| 7.4 PASSPUNKT | 91 |
| 7.5 RESULTATER | 94 |
| 7.6 TOLKNING OG OPPSUMMERING | 101 |
| KAPITTEL 8: DISKUSJON | 105 |
| 8.1 INNLEDNING | 105 |
| 8.2 DANNELSEN AV HELLMOGJELET | 105 |
| 8.3 AVSETNINGER I INDRE TYSFJORD OG SKJOMEN..... | 107 |
| 8.4 ANTALL TAPNINGER OG MULIGE VANNKILDER | 109 |
| 8.5 VANNMENGDE OG EROSJON AV HELLMOGJELET..... | 111 |
| 8.6 KRONOLOGISK DEGLASIASJONSHISTORIE I HELLMOBOTN..... | 112 |
| KAPITTEL 9: KONKLUSJONER | 115 |
| KAPITTEL 10: VIDERE ARBEID..... | 117 |
| REFERANSELISTE | 119 |

KAPITTEL 1: INNLEDNING OG INTRODUKSJON

1.1 INNLEDNING

"Et minne om den gang Skaperen gikk berserk"

- Stein P. Aasheims (1996) beskrivelse av Hellmogjelet.

Hellmogjelet er lokalisert innerst i Hellmofjorden (figur 1.1) og strekker seg over tre kilometer, inndelt i to sammenhengende deler. Den nedre delen er orientert øst-vest, mens den øvre er orientert fra sørvest mot nordøst. Hellmogjelet er opptil 300 meter dypt og spenner 300-600 meter bredt. I følge tidligere litteratur er Hellmogjelet et resultat av vannets erosjonskraft, subaerilt eller subglasialt (Frödin 1921; Foslie 1941, 1942; Dahl 1965, 1968). Dagens vannføring gjennom Hellmogjelet er ikke stor nok til å utføre erosjonen.

Tidligere litteratur og arbeid utført i Hellmobotn og indre deler av Tysfjord er begrenset. Det eldste arbeidet vurdert i denne studien ble foretatt av Frödin (1921) og beskriver terrassehøydene i flere fjorder i Tysfjord. Foslie (1941, 1942) gir et mer nøyaktig og inngående bilde av Hellmobotn og Hellmogjelet. Arbeidet viser blant annet til ulike terrassehøyder og issjøer som kan ha drenert gjennom Hellmogjelet. Dahl (1965, 1968) skiller seg ut fra de øvrige ved å hevde at erosjonen av Hellmogjelet har foregått subglasialt, og setter spørsmål ved eksistensen av de bredemte sjøene i Sverige.

På bakgrunn av begrenset mengde litteratur og feltstudier fra Hellmobotn og området rundt, har det i dette arbeidet blitt tatt i bruk flere ulike metoder. Georadar er benyttet på avsetningen i Hellmobotn, et detaljert kvartærgeologisk løsmassekart er konstruert og vannmengder nødvendig for å erodere Hellmogjelet er estimert. Undersøkelser lang utenfor Hellmogjelet er utført i et forsøk på å finne kilden til den antatte vannmengden som har drenert gjennom Hellmogjelet.

Et forslag til hvordan dreneringen over de ulike passene har foregått vil bli presentert. Forslaget er basert på bakgrunn av parametre som høyden til passpunktene og terrasser fra flere fjorden i Indre Tysfjord og Skjomen. Et aldersestimert på deglasiasjonen og dannelsen av Hellmogjelet er beregnet ut ifra havnivåkurve for området, samt andre dateringsresultat fra litteraturen (Møller 2003). Dateringsresultat er angitt i kalenderår der det har vært tilgjengelig. Karbondateringer er blitt regnet om ved hjelp av nettbasert kalkulator, med en usikkerhet på ± 200 år (Online CalPal 2013).

Hvordan vann drenerer fra bredemte issjøer, subglasialt eller subaerilt, har igjen blitt aktuelt. Store vannmasser lokalisert under Folgefonna kan føre til en katastrofetapning. Måge er ei bygd beliggende på en vifte som kan være dannet av en eller flere slike katastrofetapninger fra vann under Folgefonna (Førre 2012). Et eksempel på hurtig gjeldannelse fra senere tid, er dannelsen av Canyon Lake Gorge, Texas, USA. Mye nedbør i løpet av kort tid forårsaket en tapning i 2002. Et overløp konstruert for flomhendelser drenerte store vannmasser fra overløpet og videre ned mot Guadalupe River. Etter ca. tre døgn var det dannet et gjel 1.6 km langt, over 100 meter bredt og opptil 15 meter dypt (Lamb og Fonstad 2010).

Denne studien må behandles som en begynnelse. Dersom deglasiasjonshistorien og dannelsen til Hellmogjelet skal bli forstått i sin helhet, kreves det videre arbeid i områdene rundt Hellmobotn. Det har underveis i arbeidet vært nødvendig å begrense feltarealet studien spenner over. Hindringer og utfordringer som har dukket opp i denne studien kan løses ved hjelp av nye undersøkelser. Det er derfor lagt til et siste kapittel med forslag til videre arbeid.

1.2 PROBLEMSTILLING

Problemstillingen for denne studien er utarbeidet i samarbeid med veiledere, Henriette Linge og Svein Olaf Dahl ved Universitetet i Bergen. I tillegg til problemstillingen er flere spørsmål blitt forsøkt besvart i denne studien.

Erosjon, avsetning og mekanismer i forbindelse med dannelsen av Hellmogjelet, Tysfjord, Nord-Norge.

- Hvordan er Hellmogjelet blitt dannet?
- Hvordan er avsetningene i Hellmobotn, Indre Tysfjord og Skjomen dannet?
- Når har tapningene foregått, og korresponderer de med avsetningene og andre dateringer?
- Hvilken vannmengde kreves for å erodere Hellmogjelet subaerilt og hvor kan denne vannmengden kommet fra?
- Hvordan har deglasiasjonen i Hellmobotn foregått?

1.3 OMRÅDEBESKRIVELSE

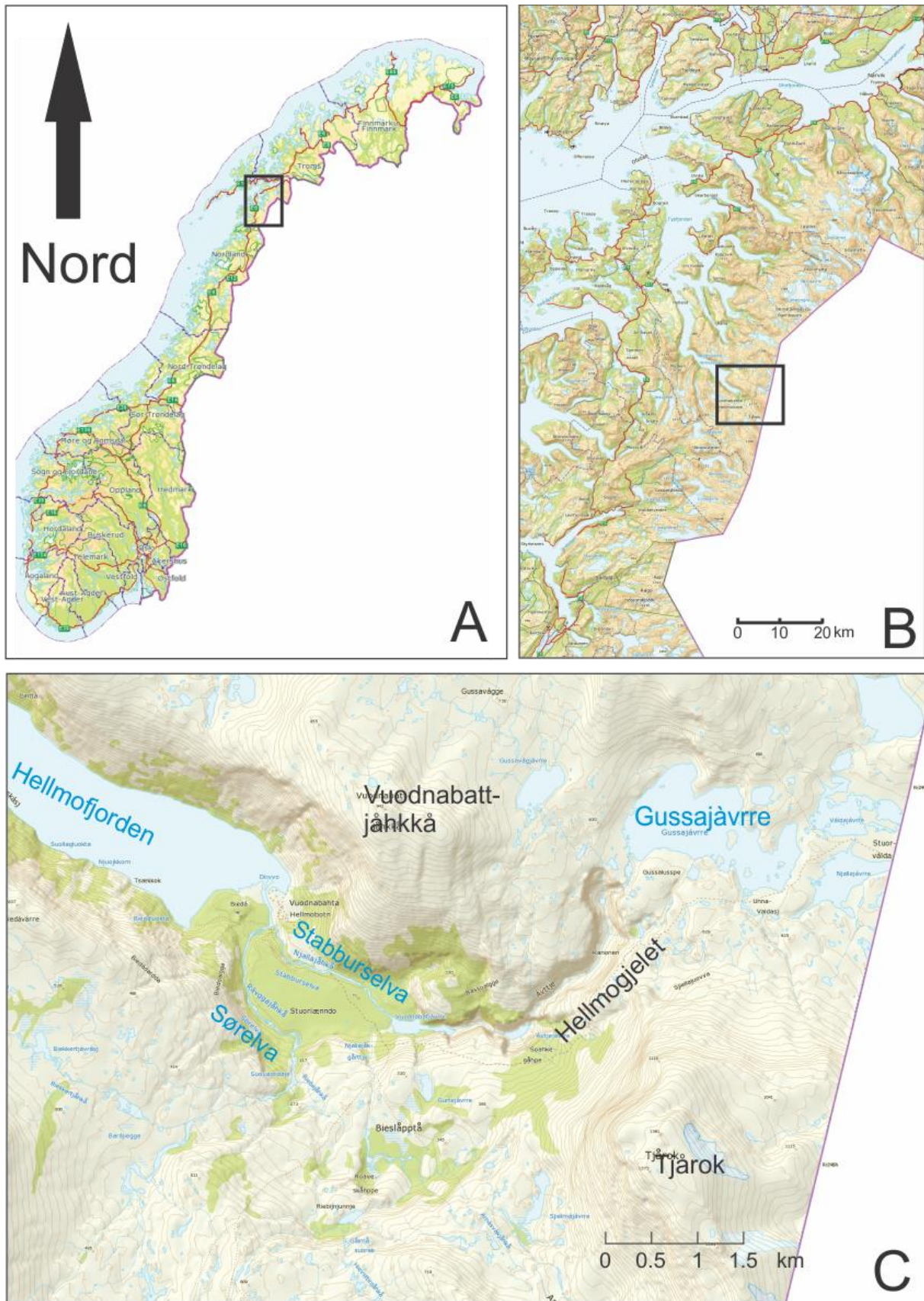
Hellmobotn er lokalisert i Tysfjord kommune, omtrent 80 kilometer i luftlinje sør-sørvest for Narvik (figur 1.1). Tysfjord kommune består av fem store fjorder, der Hellmofjorden er den lengste. Fra Hellmofjorden til riksgrensen mot Sverige er det kun 6,5 kilometer i luftlinje. Det er ingen infrastruktur i Hellmobotn og området kan kun nås ved sjøveien eller til fots over fjellet.

Det kartlagte området (vedlegg 1) er avgrenset til avsetninger i Hellmobotn, fjellplatået sør for Hellmobotn, samt gjelet og området rundt Gussajåvrre (Kuvatnet) (figur 1.1) ovenfor Hellmogjelet. Avgrensningene til feltområdet har vært utfordrende, delvis på grunn av lite tidligere arbeid med Hellmogjelet, men også bratt topografi som gjør enkelte områder vanskelig fremkommelig. I tillegg til det kartlagte området er det blitt foretatt undersøkelser på Svensk side. To passpunkter i Skjomen, (Sitas- og Iptopasset) der vannet har drenert ned mot Skjombotn og Fjellbu, er besøkt, men ikke kartlagt.

Gussajåvrre ligger vest for vannskillet og drenerer gjennom Hellmogjelet ned til Hellmovatnet. Passpunktet mellom Norge og Sverige som korresponderer til Hellmogjelet, Njallajåvrrepasset, er lokalisert ved Gussajåvrres østlige bredd på 562.5 m o.h. Løsmasser av mindre kornstørrelse er lokalisert lengre øst, inn i Sverige. Alt vann som har drenert gjennom Njallajåvrrepasset har videre drenert gjennom og erodert Hellmogjelet. Området rundt Gussajåvrre preges av bart fjell uten morenemateriale.

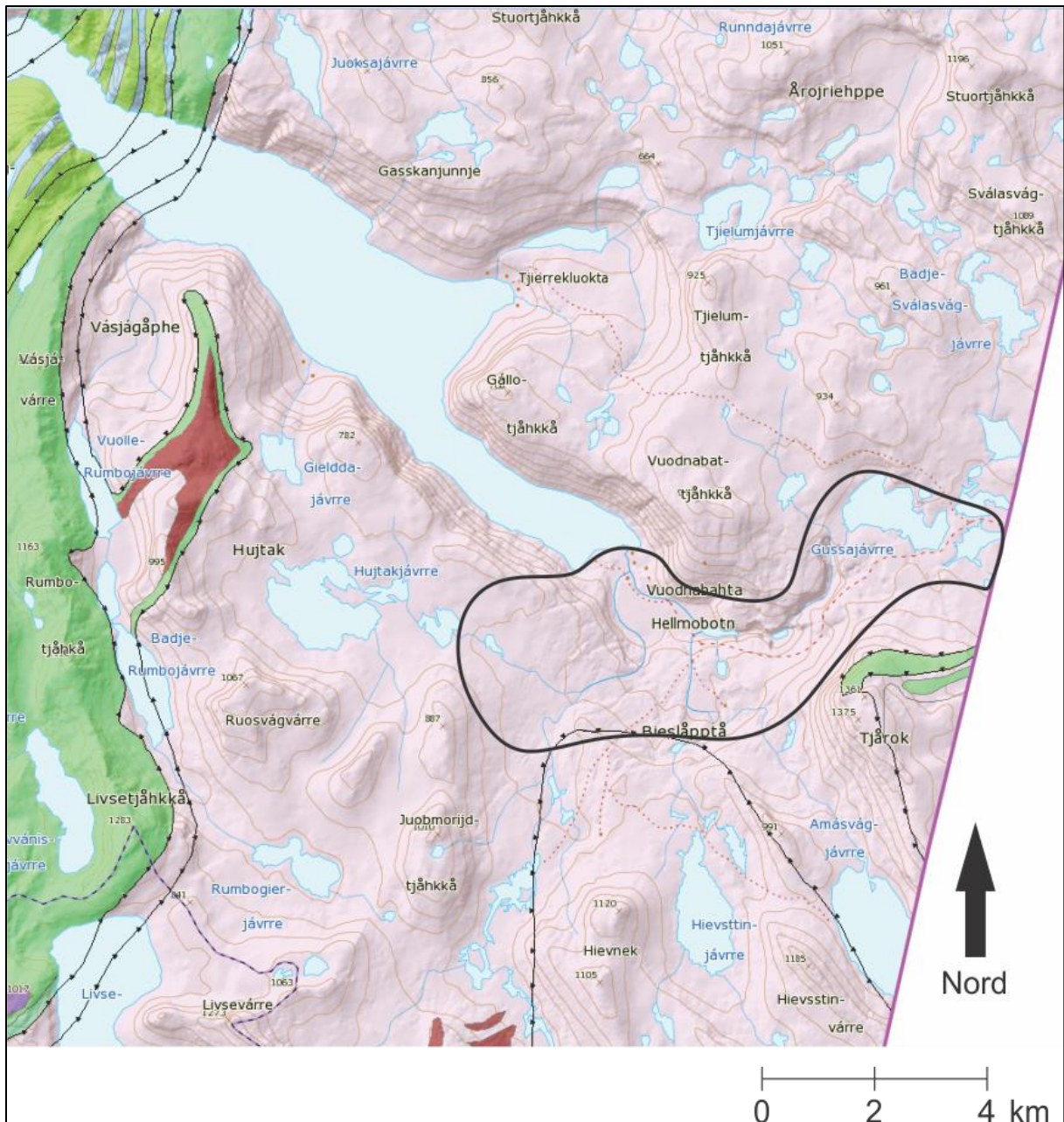
Avsetningen i Hellmobotn består av store flater som preges av store blokker. Nedskjæringer i avsetningen opp mot 50 meter høyde leder de to elvene, Stabburselva (Njallajåhkå) og Sørrelva (Råvggajåhkå) ut mot et felles utløp i Hellmofjorden (figur 1.1). De største blokkene ligger proksimalt til munningen på Hellmogjelet.

Berggrunnen i Hellmobotn og Hellmogjelet består nesten utelukkende av tysfjordgranitt, men kvartsrik glimmerskifer finnes i et lite felt på vestsiden av Tjårok (figur 1.2). Løsmasseavsetningen i Hellmobotn er dannet av tysfjordgranitt. Langs den innerste delen av Hellmofjorden finnes topper opp mot 800 meter på sørsiden (Gjeldagjåvrre – 783 m o.h.), mens den høyeste toppen på nordsiden av fjorden er Vuodnabattjåhkå som strekker seg 942 m o.h. (figur 1.1) (Statens kartverk 2013).



Figur 1.1: Oversiktskartet viser hvor i Nord-Norge. (A) Hvor Tysfjord er lokaliserti Norge. (B) Tysfjord består av fem fjorder, der Hellmofjorden er den sydligste. (C) Hellmobotn. (Statens kartverk 2013).

KAPITTEL 1: INNLEDNING OG INTRODUKSJON



Figur 1.2: Oversiktskart som viser berggrunnen i og rundt Hellmobotn. Hellmobotn består nesten utelukkende av tysfjordgranitt (merket rosa). Kvartsrik glimmerskifer er til stede i et lite felt på vestsiden av Tjårok (grønt). Feltområdet undersøkt i detalj er ringet rundt. (Norges Geologiske Undersøkelse 2013).

KAPITTEL 2: KVARTÆRGEOLOGISK KARTLEGGING

2.1 INTRODUKSJON

Det konstruerte kvartærgeologiske løsmassekartet presentert i denne studien er basert på feltobservasjoner og flyfoto fra Hellmobotn (Widerøe's flyselskap A/S 1965). Analoge flyfoto fra Hellmobotn ble georeferert og satt sammen i programvaren ERDAS Imagine LPS 2011, videre behandlet ved NGUs tolkningsstasjon i Trondheim, og tolket i 3D. Som et supplement til bildene ble egne observasjoner fra feltarbeid benyttet til å skape et mer detaljert bilde av de ulike landformene fra området.

Dette kapitlet gir en dypere beskrivelse av metodikken bak utformingen av områdets kvartærgeologiske løsmassekart, samt resultater og tolkning fra arbeidet.

2.2 PRODUKSJON AV ORTOFOTO

Analoge og digitale foto kan utformes i ulike format og størrelser, men felles for to-dimensjonale bilder er proporsjonen mellom linse og bildets senter, sammenliknet med linse og bildets ytterkanter. Ved georeferering strekkes bildet slik at avstanden mellom linse og bildets ytterpunkter tilnærmes avstanden mellom linse og bildets senterpunkt. Ved bruk av georeferering oppnås et mer korrekt oversiktsbilde.

3-dimensjonale (3-D) bilder lages ved å benytte en serie flybilder hvor bildene overlapper. I løsmassekartet er det benyttet 60 % overlapp innad i hver serie (D-F), hvor seriene så er overlappet med 25 % (figur 2.1). Ved å benytte to bilder samtidig og en 3D skjerm eller tolkningsstasjon, trer området frem i stereo. Landskapsformer som morenerygger, nedskjæringer og bratte fjellsider tre tydelig frem og gjør det mulig å beskrive geomorfologien over store områder.



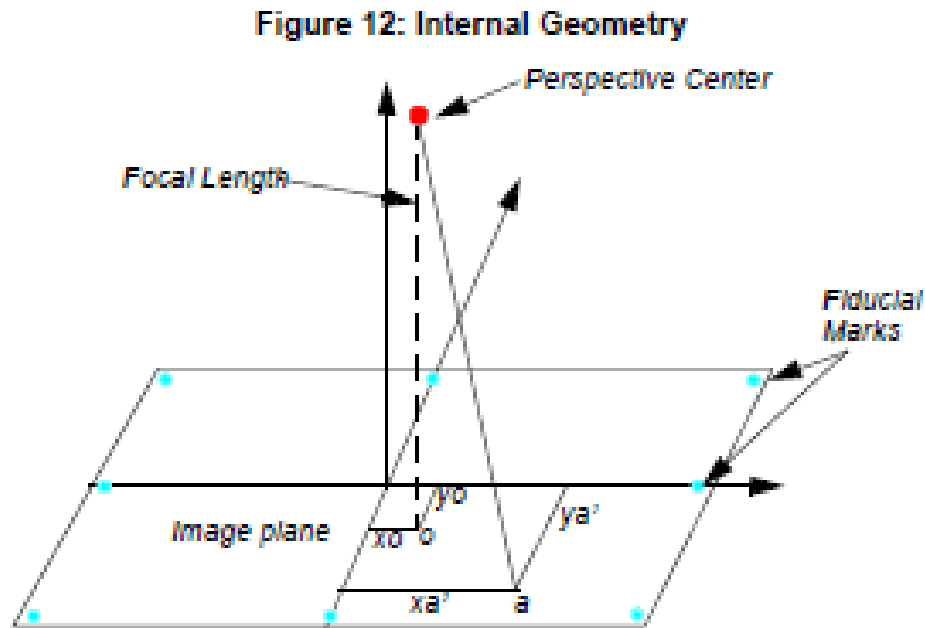
Figur 2.1: Oversikt over flybildedekningen over Hellmobotn angitt ved bokstaver (refererer til serie) og nummer (refererer til enkeltbilde). Et enkeltbilde kan slik identifiseres ved å kombinere bokstaver og tall, for eksempel E-15 og E-16, som dekker deler av Hellmobotn. (Widerøe's flyveselskap A/S 1965). Nord er opp i figuren.

Bildene benyttet i studien var tatt av Widerøe's flyveselskap A/S (1965), og levert ferdigskannet av Statens kartverk. Under bildetakingen var det anvendt et analogt RC-5 kamera eksponert på svart-hvitt film. Erdas Imagine LPS 2011 ble brukt til å orthorektifisere de skannede bildene.

I Erdas Imagine LPS 2011 må den interne orienteringen til bildet bestemmes. Dette er definert som den interne geometrien til kameraet. Dette blir primært brukt til å transformere bildets koordinatsystem til et nytt koordinatsystem som samsvarer med overflaten som er avbildet (Erdas 2010). Ulike variabler bestemmes for den indre orienteringen, blant annet fastpunkter, brennvidde (fokalavstand), brennpunkt og linseforstyrrelse. Variabelinformasjon er oppgitt i kalibreringsrapport for linse og kamera.

Bildene justeres først i forhold til fastpunkter som finnes i hvert hjørne av bildet, og orienteres deretter individuelt for hvert enkelt bilde. Punktene plasseres i de blå punkter som

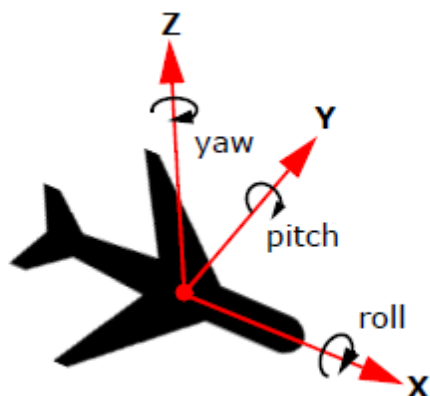
finnes i hvert hjørne av de individuelle bildene, skjematisert i figur 2.2, og sammenliknes med verdier som er oppgitt i kalibreringsrapport.



Figur 2.2: Ulike parametere som må tas hensyn til under arbeidet med å sammenstille flybildene. Perspektivsenteret angir posisjonen til kameraet (Erdas 2010).

Brennpunkt defineres som det punktet på bildet hvor en vertikal linje fra kameraet er perpendikulær med overflaten. Punktet behøver ikke være i bildesenteret, men kan avvike dersom kameraet ikke holdes horisontalt under fotograferingen. Avviket kan forekomme dersom flyet korrigerer retning, eller roterer om sin egen horisontale akse (figur 2.3). Lengden på den vertikale linjen kalles fokalavstand. Linselengden for kameraet er blitt forhåndskalkulert og finnes blant variabelinformasjonen i kalibreringsrapporten.

Bildets eksterne orientering må bestemmes før en kan gå i gang med selve bilderedigeringen. Den er definert som den posisjon og orientering kameraet har i det øyeblikket bildet blir tatt.



Figur 2.3: De tre rotasjonsaksene som bestemmer den eksterne orienteringen (Erdas 2010).

Ved bruk av GPS om bord i fly vil en kunne si noe om den nøyaktige posisjonen og orientering til kameraet idet de ulike bildene tas. Bildene fra 1965 ble tatt uten GPS, og gir derfor ikke informasjon om den eksterne orienteringen. Orienteringen ble satt til å være ukjent og beregnet i etterkant på basis av kontrollpunkt og bindepunkt (*tie points*).

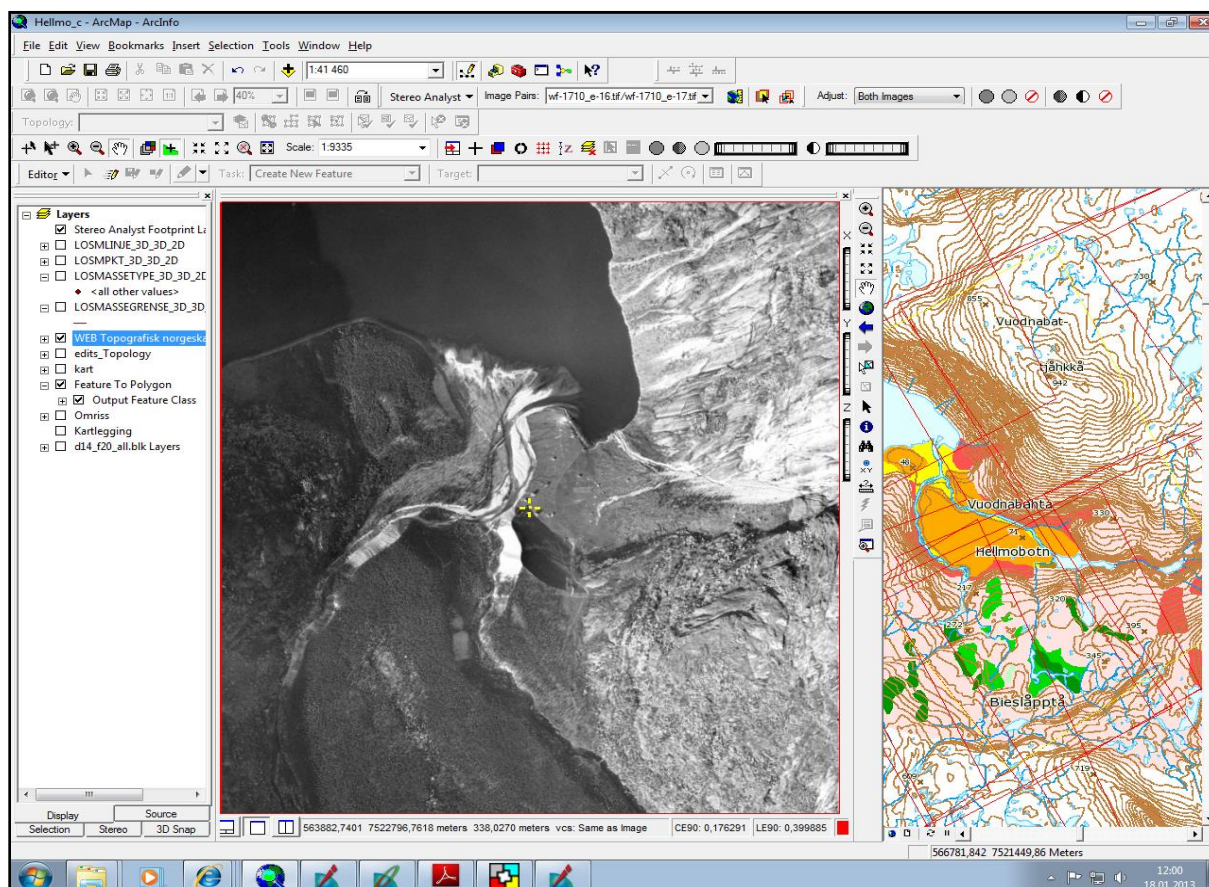
I neste trinn ble bildets kontrollpunkt bestemt. Kontrollpunkt er kjente punkt på bildene hvor koordinater kan plottes inn i UTM, sammen med høyde over havet. Områdets koordinater og høyder ble hentet fra det nettbaserte Norgeskart i perioden 10. - 19. desember 2012 (Statens kartverk 2013). Det ble satt inn minst fem slike punkter på hvert bilde, der de fleste gikk over flere bilder i områder som overlappet. I enkelte områder kan opptil fire bilder overlappe og det samme punktet brukes på alle bildene. Totalt 86 kontrollpunkter med tilhørende koordinater og høyde over havet ble bestemt. Midt i området var det ingen problemer å finne slike punkter, mens det i yttergrensene var en større utfordring å finne gode punkter som bildene kunne dele. Ved å sette inn kontrollpunkter med tilhørende koordinater og høyde over havet målinger på de ulike bildene, vil bildene automatisk orienteres og stilles inn med øverste del av bildet vendt mot nord.

Bindepunkter brukes til å sy sammen ortofotoene. Bindepunktene har ikke koordinater, men plottes manuelt på steder som sammenfaller. Typiske steder er formasjoner hvor vann møter berg, mellom lys berggrunn og mørkt jorddekke og store blokker eller bygninger. Programmet Erdas Imagine 2011 LPS ble benyttet til å lage automatiske bindepunkter slik at det totale antallet på 17 bilder ga totalt 1257 punkter. For å kvalitetssikre de automatiske punktene ble mange punkter kontrollert manuelt. En aeril triangulering ble

foretatt for å etablere en matematisk relasjon mellom bildene, kameraet som ble benyttet og overflaten.

Ved endt bilderedigering ble de sammensatte bildene kombinert med en digital høydemodell (DHM) som gir en block-fil med ortofoto til videre tolkning. Programmet ArcGIS ble benyttet for å lage en DHM, hvor input ble basert på kartverkets N50 serie. Det ferdige resultatet viser helninger, høyder og forsenkninger i de ulike områdene.

Hos NGU ble ArcGIS Stereo Analyst benyttet for å bygge videre på arbeidet som var gjort med flybildene i ERDAS Imagine 2011 LPS. ArcGIS Stereo Analyst på tolkningsstasjon benytter to skjermer som møtes i en glassplate, og som gir et passivt 3D bilde ved hjelp av 3D-briller. Landformer, nedskjæringer og dreneringsveier trer tydelig frem og kan direkte digitaliseres over på kartet. Flybildene er allerede georefererte og det kan derfor tegnes polygoner rundt landformer direkte på flybildene (figur 2.4).



Figur 2.4: Skjermdump fra ArcGIS tolkningsstasjon benyttet hos NGU januar 2013. De røde strekene på høyre halvdel av skjermbildet viser kanten på flybildene og hvordan de overlapper med hverandre. Polygoner rundt formen tegnes på venstre bilde og gis farge i henhold til løsmassetype.

Polygonene som tegnes må lukkes rundt hver enkelt form, og et punkt settes i midten av det lukkede polygonet. Dette punktet får en verdi i henhold til hvilken jordart som skal

gjenspeiles på det ferdige kartet. I denne studien ble det kvartærgeologiske løsmassekartet tegnet i målestokk 1: 20 000, noe som gir minimum størrelse i virkeligheten på 40x60 meter for landformer som skal tegnes inn. Former større enn 2x3 millimeter er oppgitt på kartet som polygoner.

Dersom landformer som tegnes er av størrelse under 40x60 meter benyttes punktsymboler. Punktsymboler angis ved hjelp av tegn eller bokstaver. Eksempler på dette kan være et lite område med morenemateriale på bart fjell, jettegryter eller blokker.

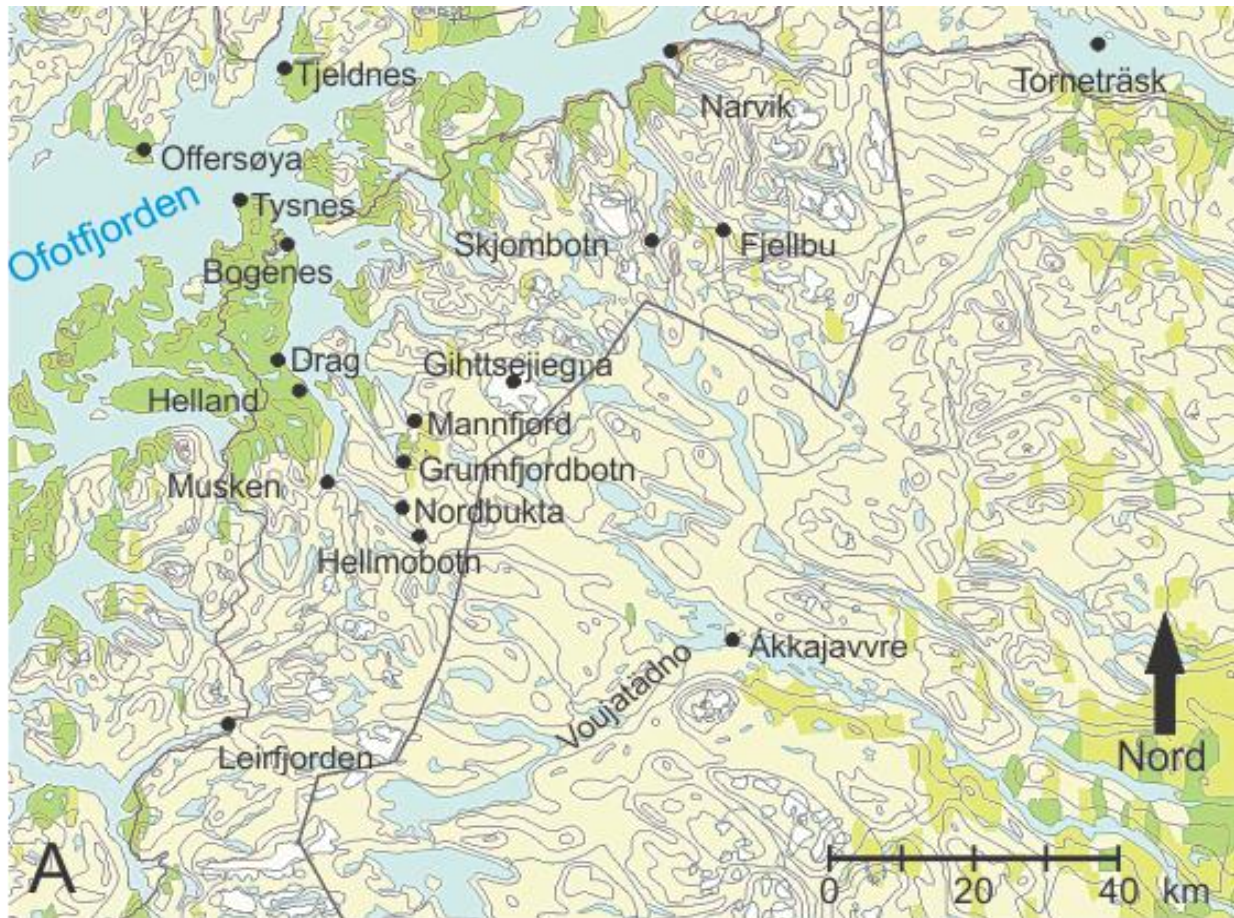
En linje bestående av en serie med punkter benyttes på erosjonsformer, slik som elvededskjæring eller gjel. Dette merkes med en serie punkter, og gis en verdi i attributt Tabellen i henhold til hva som skal avspeiles.

2.3 YNGRE DRYAS (YD) (TROMSØ-LYNGEN) I NORDLIGE NORDLAND

Isavsmeltingshistorien i nordlige del av Nordland er ikke fullstendig kartlagt, og store områder er ikke undersøkt i detalj. På kontinentalhylla utenfor Lofoten er det observert brede undersjøiske morenerygger. Ryggene ligger parallelt med kysten og består av to hovedrygger med 30 til 50 km mellomrom. Ryggene er tolket til å være randmorener og kalles Eggamorenene. Den ytterste (Egga I) kan representere LGM i dette området (Andersen 1975).

For Tysfjord og Hellmofjorden (figur 2.5) eksisterer forskjellige forslag på hvor YD endemorenene, Tromsø-Lyngen trinnet, er lokalisert. Grønlie (1940, 1951) tolket trinnet til å være lokalisert helt ytterst i Tysfjord, øst for Bogeneset (figur 2.5). Martinussen (1961) har tolket Tromsø-Lyngen trinnet til å ligge lengre inn i Hellmofjorden, omtrent midt mellom Helland og Musken (figur 2.5). Foslie (1942) beskriver en liten morene rett ved Musken, dog uten å sette denne i en større sammenheng. Andersen (1975) tegnet et kart over isutbredelsen i nordlige Nordland der Tromsø-Lyngen trinnet er blitt tolket til å gå fra Tysnes over til Tjeldnes (figur 2.5) som en undersjøisk rygg rett utenfor munningen til Ofotfjorden. Dette begrunnes med at det kun er her det finnes morene på nordsiden av Ofotfjorden (figur 2.5). Bergstrøm (2005) konkluderer med at fremrykket til Tromsø-Lyngen morenen under YD når minst ut til Offersøy-Tysnes (figur 2.5), men mest sannsynlig enda lengre vest. Offersøya var isfri senest 13 054 år (11135 ^{14}C -år) B.P. (Bergstrøm et al. 2005). Mangerud (2013) har fra undersøkelse på Vestlandet foreslått en hastighet for tilbakesmeltingen av ismarginen langs

fjordene på 240-340 meter per år. Undersøkelsene er ikke direkte relevant til Hellmobotn, men gir et tydelig bilde på at moreneavsetninger i Hellmobotn må være yngre enn YD.



Figur 2.5: Oversiktskart over lokaliteter i to forskjellige målestokker. Oversiktskart over lokaliteter i og omkring Tysfjord (A) og lokaliteter i Hellmobotn (B). (Kartgrunnlag fra Statens kartverk).

2.4 PRINSIPPER FOR KARTLEGGING

Som beskrevet innledningsvis gir flybildene en god oversikt over langstrakte former og nedskjæringer, men kan ikke bidra til alle sidene ved arbeidet med det kvartærgeologisk løsmassekartet. Arbeid i feltområdet ble utført med tanke på å samle supplerende informasjon og kontrollere flyfotoobservasjonene. Landformer som på et flybilde fremstår veldig like kan ha en veldig ulik geomorfologisk historie. Eksempel på et slikt tilfelle er tolkning av morenerygger og esker fra flybilder. På et flybilde vil morenerygg og esker fremstå som svært like, til tross for at morene kan inneholde alle kornstørrelser og esker i hovedsak av mer sortert materiale som sand og grus. Flybilder vil derfor være uegnet til bruk i slike tilfeller.

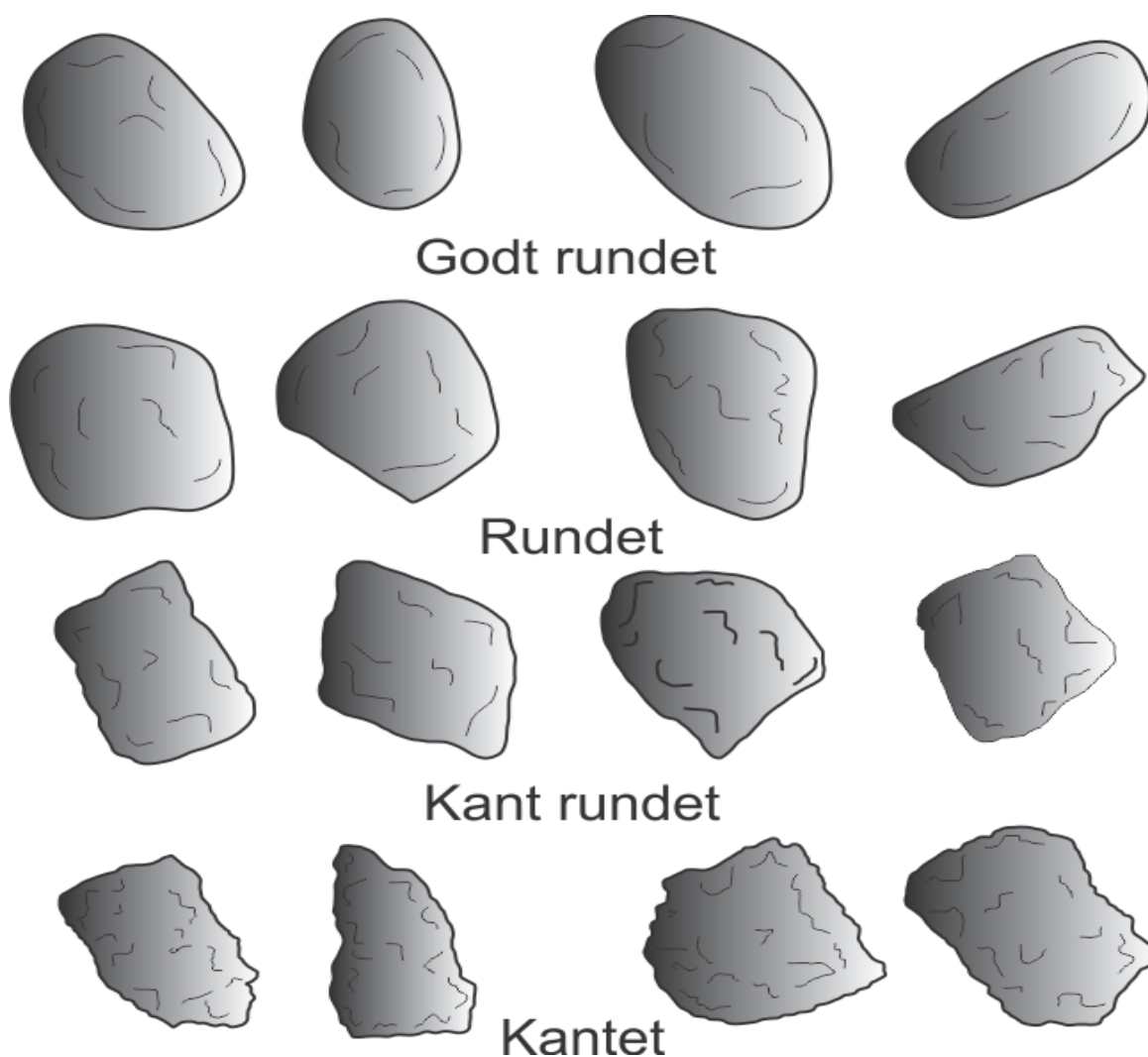
Løsmasseavsetningenes form og sammensetning ble undersøkt under feltoppholdet. Det ble lagt vekt på parametre som kornstørrelse, rundingsgrad, lagdeling og sorteringsgrad i arbeidet med identifikasjon av løsmassetypene. Etersom noen parametre er spesielle for enkelte løsmasser, vil kombinasjon av ulike parametre ofte angi hvilken jordartstype som er lokalisert. Kornstørrelse gitt i tabell 2.1 samsvarer med NGUs standard og benyttes i dette arbeidet.

Tabell 2.1: Definisjon av de ulike kornstørrelsene (Norges Geologiske Undersøkelse 2013).

| Navn | Diameter (mm) |
|--------------|---------------|
| Leire | <0,002 |
| Silt | 0,002 - 0,063 |
| Sand | 0,063 - 2,0 |
| Grus | 2,0 - 64 |
| Stein | 64 - 256 |
| Blokk | >256 |

Kornstørrelsen vil gi klare indikasjoner på hvordan og hvilken agens som har avsatt løsmassene. Dersom det har vært høyenergi miljø, vil store blokker kunne flyttes på, mens leire og fine partikler først avsettes i miljø med lavere energi.

Korns rundingsgrad deles inn i fire forskjellige typer: Godt rundet, rundet, kantrundet og kantet (figur 2.6). Rundingsgrad kan være en indikasjon på lengden partikler er blitt transportert før sedimentasjon. En partikkel som er blitt transportert lengre vil være mer rundet som et resultat av sliping mot andre steiner og berggrunn.



Figur 2.6: De fire ulike typene rundingsgrad som benyttes. Modifisert etter Olsen (1983)

Lagdeling og form er en viktig del av diagnostiseringen for å bestemme hvilken jordart som utgjør det undersøkte området. Det er to hovedtyper, lagdelte og sorterte eller ikke lagdelte og usorterte.

2.5 ULIKE AVSETNINGER I FELTOMRÅDET

Randmorener avsettes i fronten og langs sidene av breer og danner rygger i landskapet. Senere erosjon kan ha gjort at de ikke trer like godt frem i dagens landskap. Randmorener er gjerne dekket av vegetasjon, som i noen tilfeller kan gjøre dem lette å identifisere i fjellandskap. De består gjerne av kantet og kantrundet materiale med liten eller ingen

sortering. Samtlige kornstørrelser forekommer i morenemateriale, fra fin leire til store blokker. Avsetningen har ingen intern lagdeling.

Morenedekke har varierende tykkelse og utbredelse, noe som kan variere innenfor samme område. De vil ha samme kjennetegn som randmorener når det gjelder rundingsgrad og kornstørrelse, men vil ha ulik overflateform.

Glasifluviale avsetninger består av materiale transportert og avsatt av smeltevann. Kjennetegnes ved en lagvis sorteringsgrad i avsetningen og er sorterte etter kornstørrelse, avhengig av energien til vannet som transporterte og avsatte sedimentene. Leire og silt vil som regel avsettes distalt, mens de største blokkene avsettes proksimalt for breen.

Fluviale avsetninger avsettes av elvene. Et naturlig skille mellom glasifluviale avsetninger og fluviale avsetninger er størrelsen og mengden materiale transportert. Avsetningene forekommer som lagdelte og sorterte i en avsetning.

Breelvdelta/sandur er delta som dannes når smeltevann møter stillestående vann, for eksempel innsjø eller hav. Deltaet består av ett topplag i varierende tykkelse, skapt av det groveste materialet som avsettes først. Skrålag av finere materiale finnes under topplaget. Det skal være observert "farinsukkersand" (pers.med. Knut Andersen, 2012), mest sannsynlig grov sand og grus, i skrålag under anleggsarbeid der Stabburselva og Sørenelva møtes. Det fineste materialet utgjør bunnlaget og avsettes distalt. Avleiringsrekkefølgen er motsatt.

Rasmateriale er lokalisert nært kildeområdet og består av kantede blokker av varierende størrelse. Noe fallsortering kan forekomme i rasvifter. Kan forme et tynt belte på nedsiden av en bratt fjellskrent, eller rasvifter om prosessen fortsetter over tid.

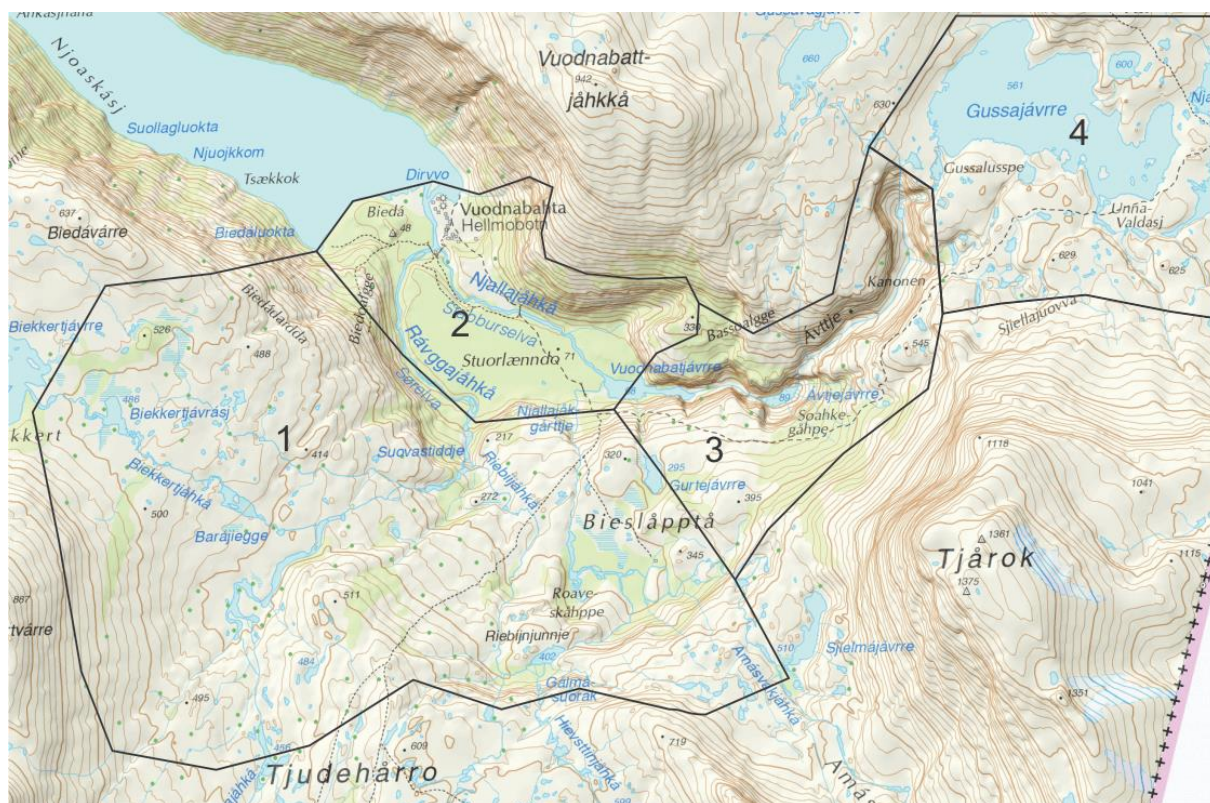
Elvedskjæringer er en erosjonsform som dannes når erosjonsbasisen synker og elvene graver dypere. Gjenværende terrasser kan brukes som en indikasjon på gjeldende erosjonsbasis under dannelsen.

Jettegryter dannes under isen av vann som under trykk vil sette grus og stein i en roterende bevegelse og på denne måten lager runde fordypninger i berget. Jettegrytene kan være av ulik størrelse, fra noen titalls centimeter til flere meter i diameter og dybde.

Skuringsstriper og sigdbrudd dannes når materiale som er fastfrosset i bresålen skurer berggrunnen når isen er i bevegelse. Orientering av skuringsstriper og sigdbrudd gir en indikasjon på isens bevegelsesretning.

2.6 RESULTATER

Det kartlagte området er delt inn i fire ulike delområder, Bieslápptå, Stuorlænndo, Hellmogjelet og Gussajávrré (figur 2.7). Resultater fra flyfotoundersøkelsen og feltarbeidet beskrives fra de ulike områdene. Tolkning og oppsummering følger i delkapittel 2.7. De ulike områdene har karakteristiske dominerende avsetninger og erosjonsformer, og danner grunnlaget for det kvartærgeologiske løsmassekartet (vedlegg 1).



Figur 2.7: Oversiktskart over feltområdet som viser til de ulike avsetningsområdene. Tallene refererer til inndeling av feltområdet i fire mindre områder, Bieslápptå (1), Stuorlænndo (2), Hellmogjelet og området rundt (3) og Gussajávrré og området mot riksgrensen (4). (Modifisert kartgrunnlag hentet 25.01.2013 fra Statens kartverk 2013)

OMRÅDE 1: BIESLÅPPTÅ

Fjellområdet syd for Hellmobotn heter Bieslápptå (figur 2.7). Bieslápptå er et platå mellom 200 m o.h. i øst med en stigning til over 500 m o.h. i vest. Helt vest i området observeres fem parallelle rygger som demmer opp den østlige delen av Biekkertjávrré (figur 2.7). Ryggene ligger med rundt 200 meters mellomrom og har en orientering nordøst-sørvest. Den høyeste er opp mot 10 meter høy, 20-25 meter bred og består av store steiner med et finere tynt sandlag

på toppen. De er alle lett synlige i fjellandskapet på grunn av vegetasjon i form av bjørk og kratt. Elva som drenerer Biekkertjåvrre har skåret seg gjennom deler av ryggene.

Den østligste av ryggene fortsetter to km sørover, på østsiden av fjellet Biekkertvårre. Ryggen går stadig høyere oppover i fjellsiden og fremstår som en korridor av vegetasjon på fjellsiden når den observeres på avstand. Det er flere brudd i ryggen, noe som kan skyldes erosjon av vann eller ras.

Området mellom bekkene som renner ned til Stabburselva og Sørrelva er lengre øst enn de tidligere beskrevne ryggene. Over dette relativt store området finnes flere rygger, samtlige orientert vinkelrett på dalens lengderetning. Det kan telles fire sett med rygger fra vest mot øst. Ryggene i dette området er mer avrundet og har en mindre tydelig form enn de som er beskrevet på østsiden av Biekkertjåvrre. Lignende rygger er ikke observert hverken i Hellmobotn eller opp den bratte stigningen mot fjellet Vuodnabattjåhkkå (vedlegg 1) nord for Hellmobotn.

I området mellom fossene til henholdsvis Stabburselva og Sørrelva er store flater dekket av grove løsmasser. Området vest for dette og mot ryggene lengre vest er dominert av bart fjell.

Orienteringen til skuringsstriper og sigdbrudd er målt flere steder i området og har retning mot nordvest. Skuringsstripene og sigdbruddene har samme orientering som Hellmofjorden.

På toppen av fossen Njallajåkgårttje (vedlegg 1), som drenerer ned mot Hellmovatnet (figur 2.5) fra sør, er seks mindre jettegryter innenfor et lite område. De måler opptil 1 meter i diameter. Dybden er ukjent da de er fylt med løsmasser og vann.

Kun noen meter fra jettegrytene ligger en stor blokk på toppen av fire mindre blokker. Flere lignende blokker er spredd over hele område 1.

OMRÅDE 2: STOURLÆNDO

Løsmasseavsetninger i Hellmobotn dekker totalt et område på omtrent 1.8 km². Det største plataet er Stuorlænndo (figur 2.5) og ligger mellom 69 og 59 m o.h. Den er svakt undulerende med nedskjæringer som måler opptil 5-7 meter. Overflaten består av rundet eller kantrundet stein og blokk av Tysfjord granitt. Grus og sand er ikke til stede på overflaten (figur 2.8). På grunn av den store kornstørrelsen er det vanskelig å grave i avsetningen for hånd. Ulik størrelse på blokker i de forskjellige områdene er fremtredende, der de største observeres

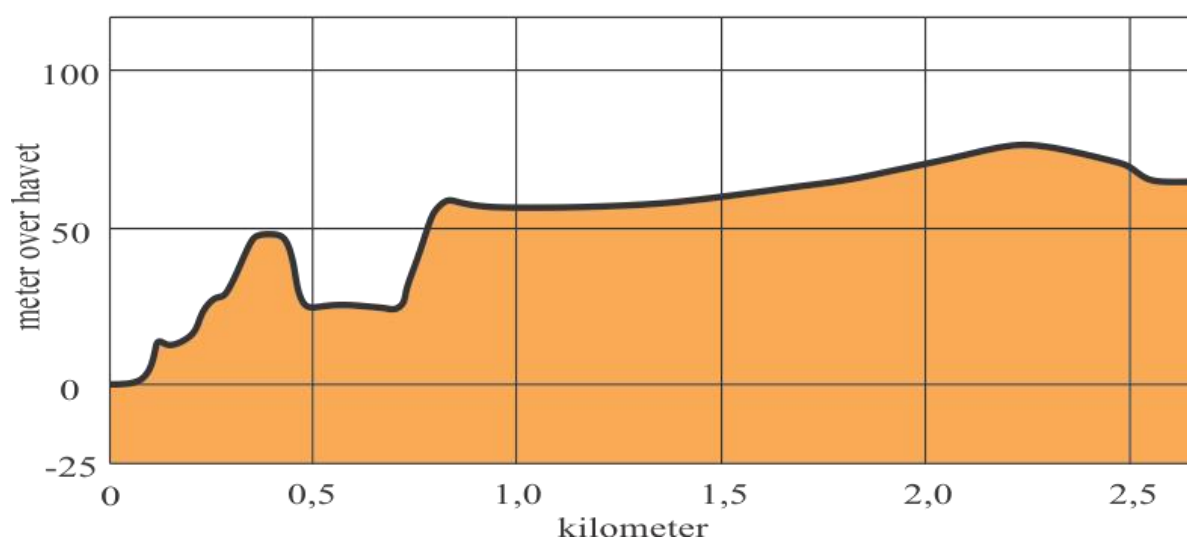
proksimalt for Hellmogjelet og midt på avsetningen. Denne fordelingen vises tydelig på flybildene i form av tynnere vegetasjon i det mest blokkrike området.



Figur 2.8: Bilde tatt fra sør mot nord over Stuorlænndo-avsetningen i Hellmobotn.

Overflaten til Stuorlænndo viser at det høyeste punktet er ca. 700 meter fra munningen på Hellmogjelet (figur 2.9). Fra Hellmovatnet ved munningen av Hellmogjelet stiger topografien opp mot 71 m o.h. før den igjen synker til 64 m o.h. der Stabburselva og Sørrelva møtes. Det meste av vannet drenerer fra fjellene sør for Hellmobotn og ikke gjennom Hellmogjelet. Nedsenkningen på 0,5 kilometer er området hvor Sørrelva drenerer i dag, mens den ytterste haugen er Biedá (figur 2.5) og når 48 m o.h.

Nordøst på avsetningen finnes de to høyeste planerte formene, beliggende på 85 og 70 m o.h. Store blokker og steiner preger overflaten som har en svak helning inn mot fjellveggen i nord. To nedsenkninger, 2-3 meter dype og ca. 10 meter brede, går fra munningen på Hellmogjelet og følger fjellkanten rundt før de munner ut i Stabburselva. Nord for disse avsetningene er et tydelig skar i berget, på baksiden av Bassoalgge (figur 2.5). Kantede blokker, flere meter i diameter, preger skaret oppover før bart fjell blir synlig rundt 300 m o.h.



Figur 2.9: Topografisk tverrsnitt foretatt på den røde streken (øverst). Viser overflatetopografien fra Hellmovatnet i øst, over Stuorlænndo og mot Hellmofjorden (nederst). Det høyeste punktet (71 m o.h.) er ca. 700 meter vest for munningen på Hellmogjelet. Deretter er topografien svakt hellende utover mot Hellmofjorden. Modifisert og kontrollert kartgrunnlag og tverrprofil fra statens kartverk.

Elvenedskjæringene er fremtredende i Hellmobotn hvor både Stabburselva og Sørrelva drenerer gjennom avsetningen. Nedskjæringene er på opptil 50 meter vertikalt der de to elvene møtes og drenerer ut i Hellmofjorden (figur 2.10). I dette snittet finnes større blokker og steiner og noe grov sand kommer til syne. Vinkelen på elvenedskjæringene er mellom 35° og 40° , målt med klinometer.



Figur 2.10: Elvenedskjæring der Stabburselva og Sørrelva møtes.

På neset som stikker ut i Hellmofjorden er det en haug (Biedá). Denne har en spesiell form, der den står opp som en flat topp på 48 m o.h. omgitt av flere terrasser på ulike nivå. Nord for Biedá ligger en flate 10 m o.h. bebygd med et titalls hytter. Flybildene fra 1965 viser buede mønstre. Her er det tidligere drevet jordbruk i liten skala, jordsmonnet skal være meget tynt og tørt med høyt innhold av sand og grus (pers. med. Mikkelsen, 2012). Flere planerte former i Hellmobotn omtales også i kapittel 3.

Øst for bebyggelsen ligger en avlang form, orientert øst-vest, langs kanten på avsetningen, 64 m o.h. Den er 7-10 meter bred og opptil 2 meter høyere enn det omkringliggende terrenget. Ryggen er mest tydelig mot berggrunnen i øst, og blir mindre distinkt vestover. Den skiller seg ut fra det omkringliggende materialet med fraværet av blokker og store steiner, foruten en kantet blokk på toppen (figur 2.11). Den består av sand og grus, den minste kornstørrelsen observert på avsetningen.



Figur 2.11: Avlang form rett øst for bebyggelsen i Hellmobotn. Rasblokk i bakgrunnen. Spade som målestokk.

Langs de bratte dalsidene som omgir avsetningen er det flere store områder med kantede blokker. De kantede blokkene er flere meter i diameter og ligger tydelig på toppen av finere materiale. Ved bebyggelsen nordvest i Hellmobotn er en vifte dannet.

Ved Hellmovatnet har det vokst frem et lite myrområde. Vannet her er stillestående, og Stabburselva går ikke direkte innom Hellmovatnet.

OMRÅDE 3: HELLMOGJELET OG OMRÅDET RUNDT

Som nevnt innledningsvis kan det vel tre km lange gjelet kan deles inn i to deler, nedre og øvre del. Der nedre del av gjelet møter den øvre er et vertikalt stup på 120 meter (figur 2.12). Høydeforskjellen i bunn av den nedre delen er 15 meter fra Hellmovatnet østover til bunnen. Den øvre delen er noe mer ujevn, men i følge egne lasermålinger er bunnen på gjelets øvre del beliggende 265 m o.h. Rett ovenfor trinnet mellom øvre og nedre del er høyden 212 m o.h. og tilsvarer en stigning på 52 meter på omtrent to kilometer.

Både i og utenfor Hellmogjelet observeres løsmasser. I bunnen av gjelet forekommer løsmassene i form av store kantede blokker, der de største er på flere titalls meter i diameter. Rundt kanten av Hellmogjelet er berggrunnen dekket av kantede blokker som noen steder har dannet en vifteform ned fra fjellsiden mot kanten på gjelet. Sør og øst for Hellmogjelet er store deler av berggrunnen dekket av et tynt lag med blokker som ligger direkte på

berggrunnen. Blokkene som ligger på berggrunnen skiller seg fra de som finnes i Hellmogjelet og i viftene ved at de er mindre av størrelse (opptil 0,5 meter i diameter) og mer rundet i form.



Figur 2.12: Trinn mellom øvre og nedre del av canyonen måler 120 høydemeter. Berggrunnen til høyre for fortsettelsen av gjelet er dekket av løsmateriale av forskjellig størrelse. Øverst til høyre i bildet sees antydningen til et lite løp på nedsiden av den bratte skrenten. Løpet fortsetter mot den lille fossen som går ned i løsmassene dekket av vegetasjon. Bildet er tatt fra sørvest mot nordøst.

Skuringsstripene målt i området følger retningen til dalen. De nordligste har en sørlig retning, mens skuringsstripene lengre sør dreier mot vest slik også Hellmogjelet gjør.

Et løp (figur 2.12) observeres på sørsiden av høyden der utsiktspunktet Kanonen (figur 2.5) er lokalisert. Det fremstår som et skar i berggrunnen og utgjør en buet form som ender i et lite tjern demmet opp av løsmasser som også dekker til en eventuell fortsettelse. Løpet er

opptil 50 meter bred og har en nedsenkning på opptil 30 meter. Store blokker er lokalisert i løpet. Et annet lignende skar av mindre lengde går ned mot den innerste delen av den nedre delen til Hellmogjelet.

OMRÅDE 4: GUSSAJÁVRRE OG OMRÅDET MOT RIKSGRENSEN

To mindre løp og ett større hovedløp er tydelige i området ovenfor Hellmogjelet som alle kan følges ut i Hellmogjelet (vedlegg 1). Det vestligste løpet, hovedløpet, er det største med sine 300 m i bredde. Gussajávrrer drenerer i dag gjennom dette løpet. Det er ingen tegn til på erosjon fra vann på berggrunnen i hovedløpet og det observeres skuringsstriper i bunnen. Blokker er ikke å finne i bunnen av hovedløpet, i motsetning til området som ligger 20-25 meter høyere i terrenget. Den østlige vegg er bratt og har en vertikal høyde på opptil 25 meter nær kanten av Hellmogjelet. Den vestlige siden av løpet er slakere.

De to mindre løpene er lokalisert øst for hovedløpet (vedlegg 1) og har den samme bratte østlige siden som det største dreneringsløpet. De er mindre i størrelse, 30-50 meter bredde og 20 meter i høyde. De inneholder flere blokker og steiner, mens sand og grus er fraværende (figur 2.13).



Figur 2.13: Materiale avsatt i det midtre løpet. De store blokkene er orientert med lengste akse parallelt med retningen på gjelet.

Begge de mindre løpene er inaktive og kun en liten mengde avrenning fra fjell og snø er tilfanget. Bunnen på løpene er 4-5 meter for høye til at Gussajåvrre skal kunne drenere gjennom.

Mindre mengder med avsatte løsmasser er observert flere steder ved de østligste løpene. Avsetningene inneholder blokk og stein. De to løpene møtes rett nord for Kanonen, der en avsetning er observert på kanten av Hellmogjelet (figur 2.14). Kantrundede blokker dominerer avsetningen, men grus er også til stede. Avsetningen har en mektighet på omtrent fem meter og demmer opp et lite tjern. Vannet drenerer gjennom avsetningen.

Rundt 150 meter sør for den nevnte avsetningen, rundt 20 meter høyere i terrenget, observeres en annen avsetning i form av et flatt parti på baksiden av Kanonen bestående av grus og mindre stein. Store blokker ligger nedenfor en bratt vegg mellom de to avsetningene.



Figur 2.14: Løsmasser som henger på kanten av Hellmogjelet. Fossen til høyre på bildet går direkte ned i Hellmogjelet. Løsmassene måler omtrent 5 meter i tykkelse. En tilsvarende avsetning på omtrent samme høyde er til høyre for bildet, på baksiden av kanonen. Bildet er tatt fra sørvest mot nordøst

Ved Gussajåvrre finnes flere avsetninger som domineres av sand og grus. Ingen store blokker stikker opp fra avsetningen. Begge avsetningene ligger i typiske bakevjer, altså i le for erosjon under høy vannføring.

Øst for vannskillet observeres en bred og avlang avsetning med flat overflate av grus og mindre stein. Berggrunnen stikker opp flere steder. Den har en orientering fra vest mot øst.

Ved hovedløpet finnes flere jettegryter av varierende størrelse. Jettegrytene er 1-4 meter i diameter og samlet innenfor et lite område, 4-5 meter over bunnen av hovedløpet. En jettegryte er lokalisert i den bakre veggen på selve Hellmogjelet.

Ved dagens vannskille er et blokkfritt område opp til 22 meter over vannstanden til Gussajávrrre. Over denne høyden finnes spredte blokker opp mot 1 – 1,5 meter i diameter.

Øst for det kartlagte feltområdet går terrenget slakt nedover mot Áhkájávrrre (figur 2.5), et regulert vann på 423-453 m o.h. Området fra passpunktet, 5-6 kilometer mot sørøst og Áhkájávrrre, er preget av store løsmasseavsetninger opp til omtrent samme høyde som vannskillet. Materialet består av sand og grus, men mangler også her de fineste fraksjonene (figur 2.15).



Figur 2.15: Oversiktsbilde fra avsetningene tre kilometer sørøst for vannskillet. Avsetninger av stein og gruser bygget opp til omtrent samme høyde som vannskillet. Bildet er tatt fra sør mot nord.

2.7 TOLKNING OG OPPSUMMERING

Flybilder:

Tolkning av flybilder har vært en sentral del i arbeidet med å kartlegge Hellmobotn og området rundt. Bildene ga god oversikt over store former som kan være vanskelige å observere under feltarbeid. Flybilder er blitt brukt før feltarbeidet ble satt i gang og under kartleggingen av de store overflateformene.

Flybildene som er anvendt i studien er analoge bilder tatt i perioden før 1965. Programvaren Erdas Imagine ble anvendt til ortofisering, og visuell observasjon av bildene viser ingen brudd eller forskyvninger av bildene i forhold til hverandre. Skillet mellom de ulike bildene kan i noen tilfeller observeres, men dette skyldes i stor grad endrede forhold i form av skygge eller liknende. Endring i skygge opptrer ved at bildene er tatt på forskjellig tid, og lysforholdet vil derav ha endret karakter.

Flybilder gir ikke den hele sannheten alene, slik at det derfor vil være nødvendig å kontrollere områdene flybildene viser til. Hele det kartlagte området er blitt undersøkt under feltoppholdet, med unntak av Hellmogjelets innside. Resultat fra feltarbeid og studie av flyfoto har gitt det kvartærgeologiske løsmassekartet.

Isbevegelse:

Skuringsstriper og sigdbrudd skapt av isens bevegelser er målt i hele feltområdet. Retningsbestemmelse av skuringsstriper kan være vanskelig å bestemme (de kan gå begge veier), mens det for sigdbrudd er betraktelig enklere. Noen steder har det forekommet kryssende skuringsstriper som har vært vanskelig å bestemme den relative alderen for. Isbevegelsen i det kartlagte området har vært styrt av topografien til de omkringliggende fjellene, og isen har fulgt dalen på tur ut Hellmofjorden. I Bieslåpptå sør for Hellmobotn er bevegelsene nordvestlige, noe som kan tyde på et bidrag fra fjellene i sørvest, sør for Tjårok.

Morenemateriale:

Ryggene beskrevet i Bieslåpptå er tydelige randmorener fra deglasiasjonen. Senere erosjon har brutt opp flere av ryggene, blant annet fra dreneringen av Biekkertjåvrré. Flere parallelle rygger tyder på flere opphold eller små fremrykk under deglasiasjonen fra øst mot vest. Det er mulig at en istunge kan ha ligget igjen fra fjellene sør for Bieslåpptå. Morenemateriale avsatt i

tynnere lag er avsatt mellom noen av moreneryggene. Totalt kan 4-5 sett med morenerygger observeres i området Biekkertvårre, øst i område 1.

Det er ikke observert randmorener ned mot den store avsetningen på Hellmobotn, i selve Hellmobotn eller på fjellet nord for Hellmobotn. Andersen (1975) har på sitt kart merket av rygger øst for Nordbukta (figur 2.5) som kan være forbundet med ryggene observert i Bieslåpptå. Grunnen til mangelen på morener nord for Hellmobotn er usikker, men det kan være et resultat av hurtig tilbakesmelting av iskanten uten stans eller senere erosjon av for eksempel smeltevann. Morener som eventuelt ble avsatt i fjellsidene ned mot Hellmobotn har rast ned og senere dekket av glasifluvialt materiale.

Jettegryter:

Det er observert jettegryter i to ulike områder; øst på Bieslåpptå og ved hovedløpet mellom Hellmogjelet og Gussajåvrre. Jettegryter dannes når subglasialt vann under høyt trykk setter steiner og løsmateriale i en roterende bevegelse som eroderer berggrunnen. Jettegryter blir av Dahl (1968) brukt som et argument på at dannelsen av Hellmogjelet foregikk subglasialt.

Flyttblokker:

Store, kantrundede blokker beliggende på berggrunnen eller andre tynne løsmasser er flyttblokker. De har blitt transportert fastfrosset i isen og avsatt når isen var død og smeltet vertikalt ned. Flyttblokkene er lokalisert kun i områder som ikke senere er blitt berørt av erosjon i form av smeltevann, ras eller elver.

Glasifluvialt:

De store rundede og kantrundede blokkene av tysfjordgranitt på overflaten av Stuorlænndo krever en stor mengde vann for å kunne eroderes og transporteres. Stabburselva og Sørrelva har ikke denne kapasiteten eller kompetansen, og den begrensede utbredelsen av tysfjordgranitt (figur 1.2) eliminerer lang transport av isen. Formen på blokkene tilsier også vann for å være transporterende agens. Smeltevannet har vært en viktig bidragsyter til avsetningen og Stuorlænndo tolkes som å være glasifluvialt dannet.

Overflateformen til de store flatene av løsmateriale avsatt i Hellmobotn må også være dannet i forbindelse med vann. Foslie (1942) anser at avsetningene i Hellmobotn er dannet som følge av overløp av vann fra store isdemte sjøer i øst. Smeltevannet kan ha erodert Hellmogjelet og avsatt materialet som danner de store terrassene i Hellmobotn. Dahl (1968) mener på en annen side at den store rikdommen av blokker ved Hellmobotnet er en morene,

og avsetningen i Hellmobotn derfor ble avsatt som et isranddelta. De høyeste terrassene nord for Hellmovatnet kan være avsatt mellom isen og fjellveggen, men kan også være en av de første terrassene avsatt av smeltevannet i fjorden. Det er i følge Dahl (1968) ikke mulig å kunne danne Hellmogjelet ved subaeril drenering, men at det er skapt subglasialt og avsetningene i Hellmobotn må være dannet som et isranddelta

Rett nord og øst for kanonen er det observert to mindre felt med løsmasser. Øst for kanonen kan det også ha forekommet et overløp som har gått langs fjellkanten, dannet et dreneringsløp og videre ned mot et lite tjern. Dersom dette har skjedd må det ha forekommet mens isen var til stede og dreneringen ble styrt av isen. Løsmassene på østsiden av kanonen virker å være av grus og mindre blokker, men det er usikkert hva som er lengre ned i lagrekken. De store blokkene er ikke synlige, men kan være dypere ned i avsetningen.

Avsetningen nord for Kanonen er lavere i terrenget og ligger i utløpet til to dreneringsløp. Slik som det er i dag ville alt materiale ha rast ned i Hellmogjelet dersom en drenering av en viss størrelse hadde skjedd gjennom de mindre gjelene. Begge avsetningene kan ha blitt holdt på plass av is som har ligget igjen i Hellmogjelet eller fast fjell som senere har rast ut.

Flere mindre avsetninger av glasifluvial art finnes også lengre opp i det østligste dreneringsløpet. Grus og stein er til stede, med en liten bekk som i dag drenerer gjennom. Det kan være betydelig yngre enn deglasiasjonen, og dannet av smeltevann fra snøsmeltingen.

De store glasifluviale feltene mot øst og innover i Sverige er dannet i bakevjer fra en tapning. I Sverige er avsetningene lavere enn passpunktet og derfor ikke blitt erodert.

Fluvialt

Stabburselva og Søreelva har sørget for en stor mengde av erosjon i Hellmobotn, som beviselig de store elvededskjæringene antyder. De to elvene hadde tidligere hvert sitt utløp på hver side av Biedá. Ulike terrassenivå og blokkrik overflate på sørsiden av Biedá antyder at det har tidligere vært utløpet til en elv. Søreelva, som drenerer langs fjellet sør på avsetninger, har erodert gjennom og gått sammen med Stabburselva øst for Biedá. Biedá er derfor blitt liggende igjen som en erosjonsrest.

På flybilder fra 1965 kan det tydelig observeres buede mønster der hvor dagens bebyggelse ligger på 10 m o.h. Dette er spor etter tidligere elveløp som har erodert og avsatt masser. Hele flaten som er bebyggt nordvest i Hellmobotn er fluvialt avsatt av resedimentert materiale fra Stuorlænndo.

Strandvoll

Den avlange formen på baksiden av bebyggelsen nordvest på Hellmobotn tolkes til å være en strandvoll. Det fineste materialet som er til stede i Hellmobotn er blitt observert her, og er dannet av sand. Overflateformen er mest tydelig i nord, men kan følges sørover til den blir brutt av erosjonen fra elvene. Strandvollen er avsatt 64 m o.h. En slik strandvoll skal i utgangspunktet kunne følges langs hele bredden på dalen, men senere erosjon av både bølger fra fjorden på lavere høyde og elvene har fjernet mye.

Elvenedskjæringer og dreneringsveier på avsetningen

På Stuorlænndo er det beskrevet flere mindre skråninger som er 5-7 meter dype. Langs Stabburselva og Sørenelva angir de ulike nivåene at andre løp har vært aktive med en annen erosjonsbasis. Erosjonsbasisen fulgte det synkende havnivået og tillatt elvene til gradvis å grave seg nedover i avsetningen. Resultatet er terrasser og avsatter i ulike høyder etter hvert som løpet til elvene er forandret.

På toppen av Stuorlænndo er det to tydelige elvenedskjæringer beliggende 150 meter fra hverandre. Drenerende vann eller smeltevann har strømmet over Stuorlænndo og erodert i den tidligere avsetningen. Det er mulig Biedá er et resedimentert resultat av denne erosjonen. Materialet er grovere innenfor denne elvenedskjæringen enn hva som er tilfellet utenfor, og tyder på at de finere massene er blitt transportert bort.

Dagens elvenedskjæringer gir et feilaktig inntrykk av at hele avsetningen består av store blokker og steiner. Det er et topplag som befinner seg helt øverst og som har rast nedover sidnene når den grove sanden og grusen som er underliggende er blitt fjernet.

Dreneringsløp

På baksiden av Bassoalgge, ovenfor 85 m o.h. terrassen, er et tydelig løp. Vann har strømmet ned i dette området, erodert et gjel og avsatt terrassen. Et annet løp, observert på sørsiden av Kanonen, tilsier at vann har drenert på baksiden av Kanonen og avsatt de glasifluviale avsetningene beskrevet. Felles for disse to løpene er at dreneringen måtte ha foregått når en ismasse dekket området der Hellmogjelet er lokalisert i dag. Dersom det ikke var en ismasse i dette området ville vannet ha strømmet lengre ned i dalbunnen.

Ovenfor Hellmogjelet er tre løp tydelige, hovedløpet og to mindre i øst. De østligste er lengre og mindre enn hovedløpet og drenerer ut i Hellmogjelet. Bunnen til de to mindre løpene er høyere enn hovedløpet og er i dag ikke aktive i dreneringen av Gussajávrré. Oppskyvning av blokker vitner om en tidligere vannstrøm som har vært aktiv. Dannelsen av

gjelene har skjedd subglasialt, og Dahl(1968) skal ha observert skuringsstriper to meter over bunnen. Dersom store mengder vann har drenert fra øst kan også de mindre løpene ha vært aktive i en periode, også subaeril.

Hovedløpet i vest drenerer i dag Gussajåvrre. Skuringsstriper og jettegryter i og ved hovedløpet viser at det har skjedd lite erosjon av vann ovenfor Hellmogjelet. Opptil 22 meter over dagens vannstand i Gussajåvrre er alle løsmasser blitt spylt bort. En stor vannmasse må ha drenert gjennom dette dreneringsgjelet og videre ned i Hellmogjelet. Dette blir behandlet videre i kapittel 5.

Rasmateriale

Langs dalsiden i Hellmobotn finnes flere store, kantede blokker på toppen av løsmasseavsetningen. Kildeområdet er de bratte fjellsidene utsatt for eksfoliasjon. Nordvest på avsetningen er en stor vifte som brer seg utover det flate bebygde nivået på 10 m o.h. som er bebygd. Lyse områder i kildeområdet overfor og i den avsatte viften tyder på at dette er aktive prosesser.

Aktive ras og vifter er også observert på vestsiden av fjellet Tjårok og i Hellmogjelet. Forvitring i form av frostsprengning antas å være en viktig bidragsyter til skred og viftedannelsen.

Oppsummering

Morenerygger har blitt avsatt under stadige opphold og små fremrykk av isen i Bieslápptå. Morenerygger kan også blitt avsatt i dalsidene som senere har rast ned og blitt begravd under de glasifluviale massene sammen med morenerygger som kan ha blitt avsatt i Hellmobotn. Da ismarginen trakk seg videre mot øst kan den ha ligget igjen i Hellmogjelet der den hadde størst mektighet. Smeltevann har da blitt styrt subglasialt eller langs randen på isen og erodert flere mindre dreneringsløp. Gjelet nord for Bassoalge har blitt formet på dette tidspunktet og samtidig avsatt terrassen på 85 m o.h. mellom fjellet og isen eller direkte i fjorden. De mindre glasifluviale avsetningene ved kanonen stammer også fra dette tidsrommet, noe som betyr at de mindre dreneringsløpene ovenfor Hellmogjelet er blitt dannet.

Når iskanten til slutt smeltet østover må mye smeltevann ha drenert fra øst. Smeltevannet drenert gjennom, og bidro til å erodere, Hellmogjelet. Erodert materiale fra Hellmogjelet er blitt transportert med smeltevannet og avsatt i fjorden som hadde en høyde på rundt 64 m o.h. Tverrprofilen på avsetningen viser at materialet har blitt bygget opp over

havnivå omtrent 700 meter fra munningen på gjelet. Smeltevannet har dumpet de største blokkene først, mens sand og grus har blitt transportert noe lengre. En katastrofetapning kan ha bidratt i vesentlig grad til erosjon og dannelse av Hellmogjelet. Stuorlænndo kan tilskrives en katastrofetapning, som blir behandlet nærmere i senere kapitler.

Senere dreneringer og elvenes erosjon etter hvert som erosjonsbasisen har sunket har sørget for å danne flere terrasser og ulike nivå. Biedá fremstår som en erosjonsrest ytterst mot fjorden, der elvene har erodert rundt. Flaten på 10 m o.h. der bebyggelsen i dag ligger er dannet av resedimentert fluviale løsmasser.

KAPITTEL 3: TERRASSER, HAVNIVÅ OG ALDER

3.1 INTRODUKSJON

Flere planerte former på ulike høyder opp til 85 m o.h. dominerer avsetningen i Hellmobotn. Høydene er sammenstilt fra tidligere arbeider (Grønlie 1940, 1951). Under feltarbeid sommeren 2012 ble disse høydene kontrollmålt med GPS og to nye høyder observert. Høyder for Mannfjord og Skjombotn ble estimert fra kart (Statens kartverk 2013).

Dette kapitlet tar for seg havnivåendringene i Tysfjord kommune og beskriver de ulike planerte formene i Hellmobotn. En strandforskyvningskurve presenteres med det formålet å estimere når de største dreneringene kan ha funnet sted.

3.2 HAVNIVÅENDRINGER

Innlandsisen hadde under siste istids maksimum (LGM) minst mektighet langs kysten i vest og ble gradvis tykkere mot øst. Den største tykkelsen var på Sveriges østkyst, der den kan ha vært så mye som 3000 meter (Bargel 2007). Vekten av det tykke isdekket presset jordskorpa ned i astenosfæren. Tetthet til is utgjør en tredjedel av jordskorpens tetthet og den glasi-isostatiske nedpressingen var ca. 30 meter per 100 meter is (Vorren og Mangerud 2007). Store vannmengder var bundet opp i kontinentale (og marine) isdekker under LGM, noe som resulterte i 120 meter lavere globalt havnivå (Nesje 2012).

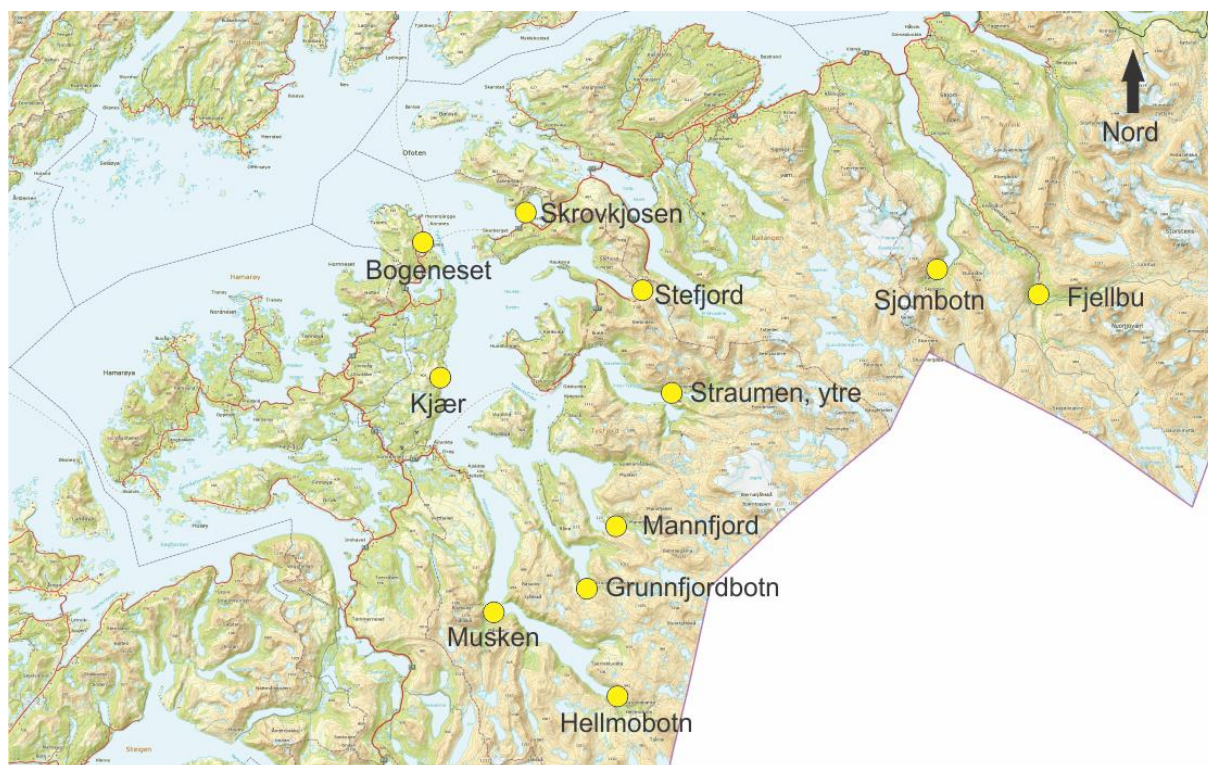
Som følge av varmere klima startet deglasiasjonen ved kysten av Nord-Norge for ca. 16 000 år siden (Vorren et al. 1988). Ismarginen smeltet østover fra kysten og store mengder smeltevann drenerte tilbake til havet. Glasi-eustasi førte til en heving av det globale havnivået. Da innlandsisen smeltet ble vekten på jordskorpa redusert og den glasi-isostatiske hevingen (av landmassen) startet. Stigningsraten har hatt en ujevn hastighet gjennom holocen. Den startet hurtig, men fortsatte i et roligere tempo.

Da Hellmobotn ble isfri var det relative havnivået høyere enn pr. i dag. Landhevingen var allerede i gang, men havet fulgte brekanten innover fjorden. Aktive sedimentasjonsprosesser, som deltadannelse og strandvoller, fant sted i strandsonene etter hvert som de ble isfrie. Målinger utført av Grønlie (1940, 1951) på flere lokaliteter i Tysfjord (figur 3.1) gir en oversikt over hvordan havnivået har variert i Tysfjord.

KAPITTEL 3: TERRASSE, HAVNIVÅ OG ALDER

Tabell 3.1: Høyder på spor etter tidligere havnivå (Grønlie 1940, 1951). De to høydene angitt i parentes for Hellmobtn ble målt under feltarbeidet sommeren 2012. Høyder angitt med stjerne (*) er estimert ut fra kart.

| Sted | Høyder i meter over havet |
|-----------------------|---|
| Bogneset | 2, 13.2, 19.7, 31.9, 43.5, 48.8 |
| Kjær | 3.4, 6.5, 18, 21.6, 29.4, 37.1, 40.9, 53.6, 64.8, 83.9 |
| Skrovkjosen | 3.2, 6.8, 12.7, 19.4, 27, 32, 43.4, 46.5, 66, 69.7, 73.5, 83.8, 100 |
| Stefjord | 3, 5.1, 7.5, 12.6, 15.8, 25.4, 33.7, 46.7, 54.7, 65, 66.7, 79.2, 89.7, 100.2 |
| Musken | 3.3, 8.1, 14.8, 28.6, 36.2, 41.9, 49.2, 57.2, 66, 78.7, 102.3. |
| Straumen,ytre | 3.3, 7.6, 12.7, 14.7, 21.6, 25.3, 31.2, 37.1, 40.1, 45.3, 54.3, 56.8, 75.1, 105.1 |
| Hellmobtn | 3.9, 8.7, 14.5, 23.6, 29.4, 40.9, 45, 63 (70), (85) |
| Grunnfjordbotn | 4.1, 10.6, 14.3, 24.5, 33.9, 41, 54, 64, 81, 99.1 |
| Mannfjord | ca.65* |
| Skjombotn | ca. 65-70* |



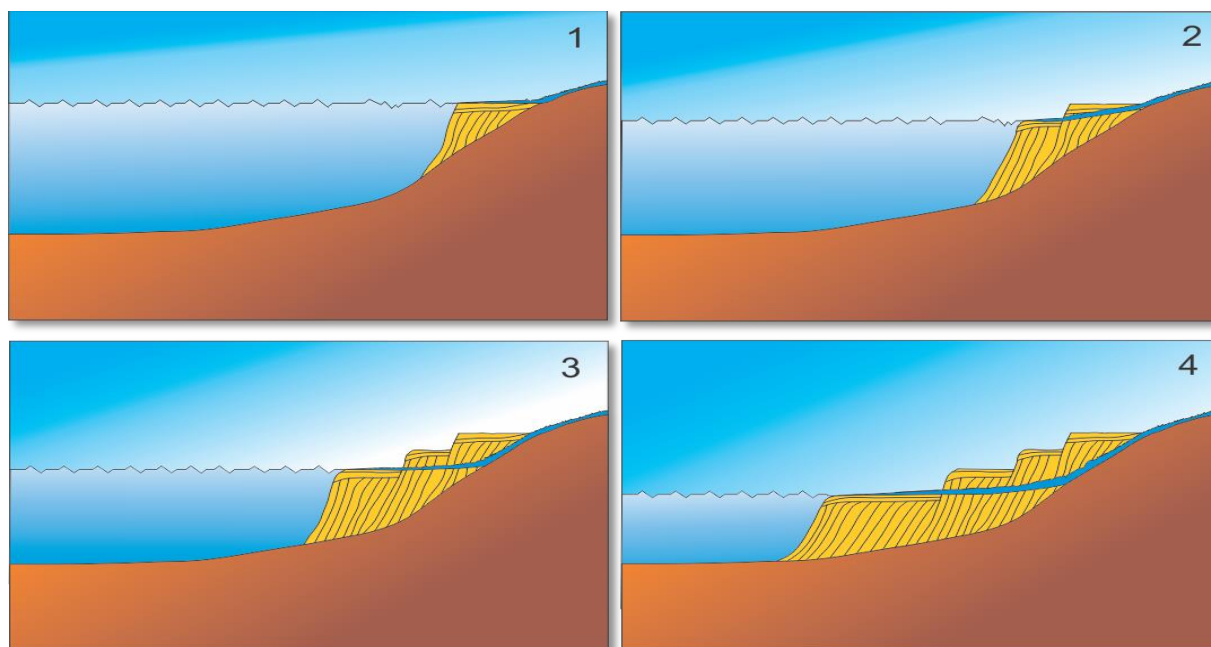
Figur 3.1: Lokalisering av de ulike lokalitetene med målte høyder på spor etter tidligere havnivå gitt i tabell 3.2.

Undersøkelser på kart (Statens kartverk 2013) viser plane avsetninger beliggende på mellom 64 og 70 m o.h. i flere andre fjorder. Slike avsetninger finnes i Grunnfjordbotn, Mannfjorden og Skjombotn i tillegg til i Hellmobtn.

3.3 TERRASSEDANNELSE

Avsetningen i Hellmobotn består av terrasser og planerte former i flere høydenivå dannet ved endring i havnivå. Strømmende vann har transportert store mengder materiale som møtte den stillestående vannmassen i fjorden. Vannhastigheten avtok som i en jetstrøm, der vannet i midten av jetstrømmen hadde den mest utholdende vannhastigheten. Ut mot sidene avtok hastigheten raskt (Anderson og Anderson 2011). Det transporterte materialet ble avsatt når hastigheten avtok. De største blokkene ble avsatt proksimalt til munningen av Hellmogjelet, mens gradvis mindre partikler ble avsatt mer distalt.

Havnivået bestemmer til en hver tid erosjonsbasis til strømmende vannmasser. På grunn av relativt fall i havnivå under deglasiasjonen ble erosjonsbasis gradvis senket. Ny tilførsel av materiale med strømmende vann ble derfor avsatt på stadig lavere nivå (figur 3.2). En senere katastrofetapning eller flomdrenering kan ha erodert noe eller alt av en tidligere avsetning. Materialet vil da ha blitt re-sedimentert og avsatt på en lavere høyde sammen med nytt tilført materiale. Den nye høyden vil da korrespondere med det gjeldende havnivået. Noe av materialet kan ha blitt avsatt som en sanddur over erosjonsbasis. Vertikal akkumulasjon av en sanddur på opptil 10 meter som følge av et jøkulhlaup er blitt beskrevet (Magilligan et al. 2002). Det kan ikke utelukkes at noen terrasser ble fjernet ved erosjon i sin helhet.



Figur 3.2: Prinsippskisse for dannelse av terrasser under en regresjon. Bilde 1-4 viser et stadig synkende relativt havnivå, som påvirker høyden til terrassene. Merk at figuren kun viser utbygging av nye delta og ikke erosjon av gamle avsetninger.

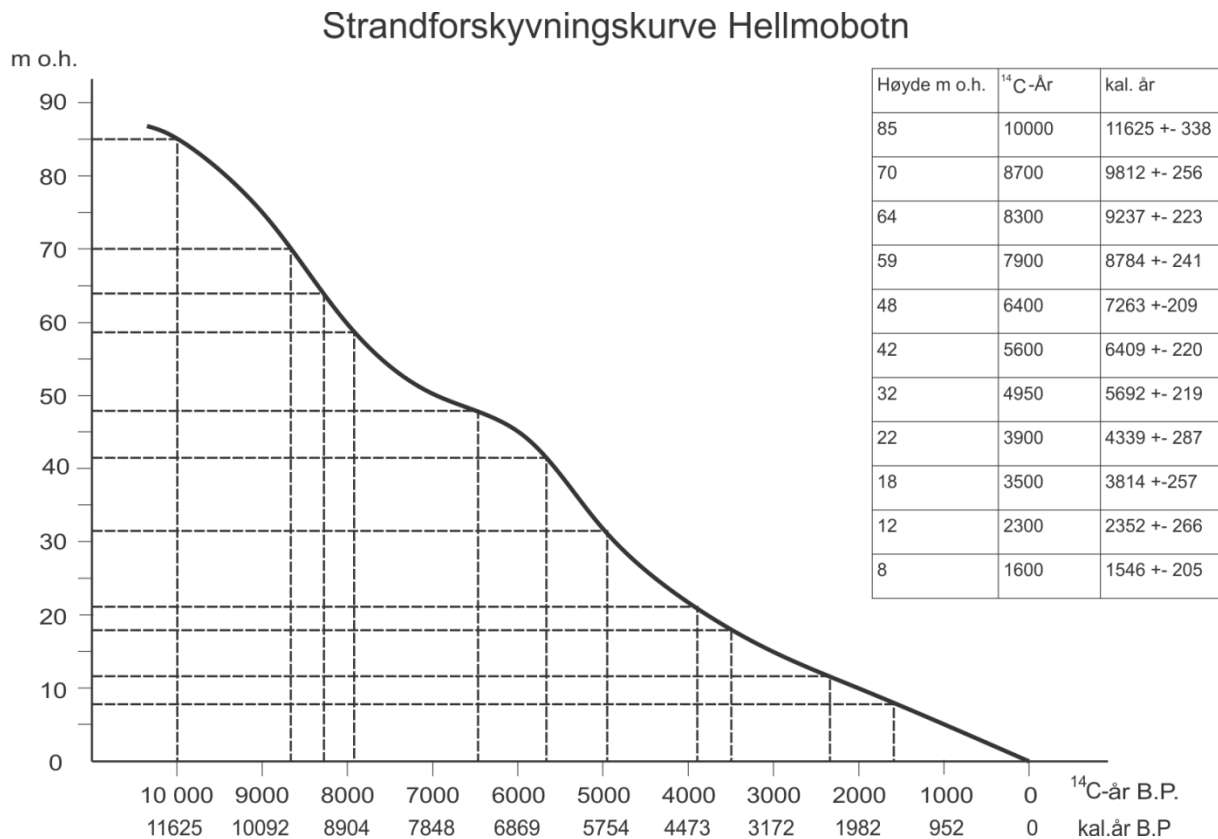
3.4 ALDERSKORRELASJON

Eustasi beskriver globale endringer i havnivået over tid. Lokale og regionale forhold i landhevingen kan overstyre de globale endringene i havnivået. Koraller på tektonisk stabile plattformer påvirkes kun av eustatiske endringer (Bard et al.1996). Korallene vokser i kjent nivå til havoverflaten og vil følge dens variasjoner. Datering av koraller fra boreprøver vil kunne gi alder på tidligere havnivå og en global havnivåkurve kan konstrueres.

Samtidig som det globale havnivået steg, hevet landet i Hellmobotn seg i et raskere tempo. Spor avsatt på samme nivå som havoverflaten kan i noen tilfeller dateres, for eksempel ved ^{14}C -metoden. Datering kan foretas når havnivået sank til et nivå lavere enn en terskel, og en innsjø av brakkvann ble dannet. Ved å datere den første ikke-marine avsetningen i brakkvann, er det mulig å bestemme når havet hadde den aktuelle høyden. I en region kan det ha vært flere tilfeller av denne type innsjødannelse på ulike høyder. Datering av slike avsetninger danner basisen for konstruksjonen av en strandforysningsskurve. En slik kurve kan benyttes innenfor den aktuelle regionen til å estimere alder på avsetningshøyder.

Ved å foreta undersøkelser i flere nærliggende regioner kan avsetninger med lik høyde og alder korreleres. Linjer trekkes mellom punkt med samme høyde i likhet med koter på kart. Slike linjer kalles isobaselinjer og gir en oversikt over store regioner, for eksempel Nord-Norge. Områder hvor det er foretatt høydemålinger, men ingen aldersbestemmelse, kan da få en estimert alder for landhevingshistorien.

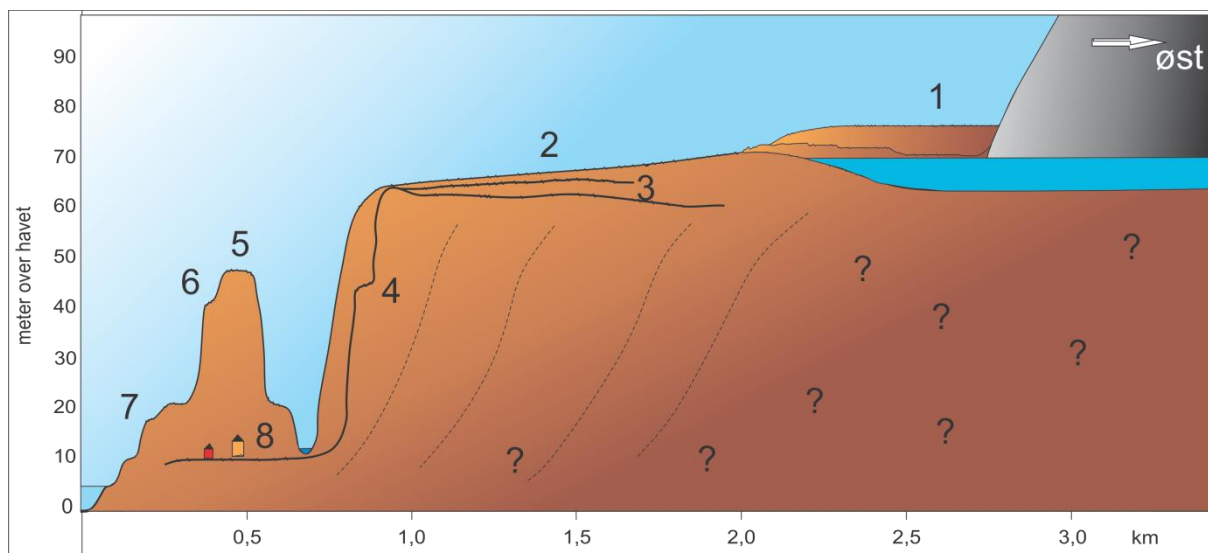
Det foreligger ingen tilgjengelige aldersbestemmelser for avsetningene i Hellmobotn, noe som gjør det nødvendig å interpolere ut fra nærliggende lokaliteter. Møller (2003) har laget en oversikt over isobasene i Nord-Norge for de siste 20 000 år, der hovedformålet var å anvende oversikten til omtrentlig aldersbestemmelse av bosetninger langs kysten. Ved å benytte figurene som ble laget av Møller (2003), er figur 3.4 konstruert for å få et aldersestimat på terrassedannelsene i Hellmobotn.



Figur 3.4: Strandforskyvningskurve for Hellmobotn. Alder angitt langs den horisontale akse i ¹⁴C-år og kalenderår (ikke lineær akse). Konstruert fra isobaseoversikt av Møller (2003). Kalenderår er estimert med usikkerhet på +/- 200 år (calpal-inline.de).

3.5 TERRASSEHØYDER I HELLMOBOTN

De to høyeste terrassene er lokalisert på nordsiden av Hellmovatnet (merket 1 i figur 3.5), og har en høyde på henholdsvis 85 og 70 m o.h. Den laveste av de to terrassene har samme høyde som Hellmovatnet. Den er mest tydelig mot vest og mindre fremtredende ved vannet. Skråningen og terrassen er dominert av store blokker på opptil 1-1.5 meter i diameter. Sand og finere materiale er ikke til stede. Overflaten er på det bredeste 10 meter og skråner svakt mot sør. Den øvre terrassen på 85 m o.h. er større i både areal og volum enn den nedre. Den på samme måte som den nedre dominert av store blokker, har en tydelig kant mot sør og skråner svakt nordover mot fjellveggen der den møter noe rasmateriale. Flere tørre kanaler med opptil én meters dybde og 3-4 meters bredde går langs fjellveggen.



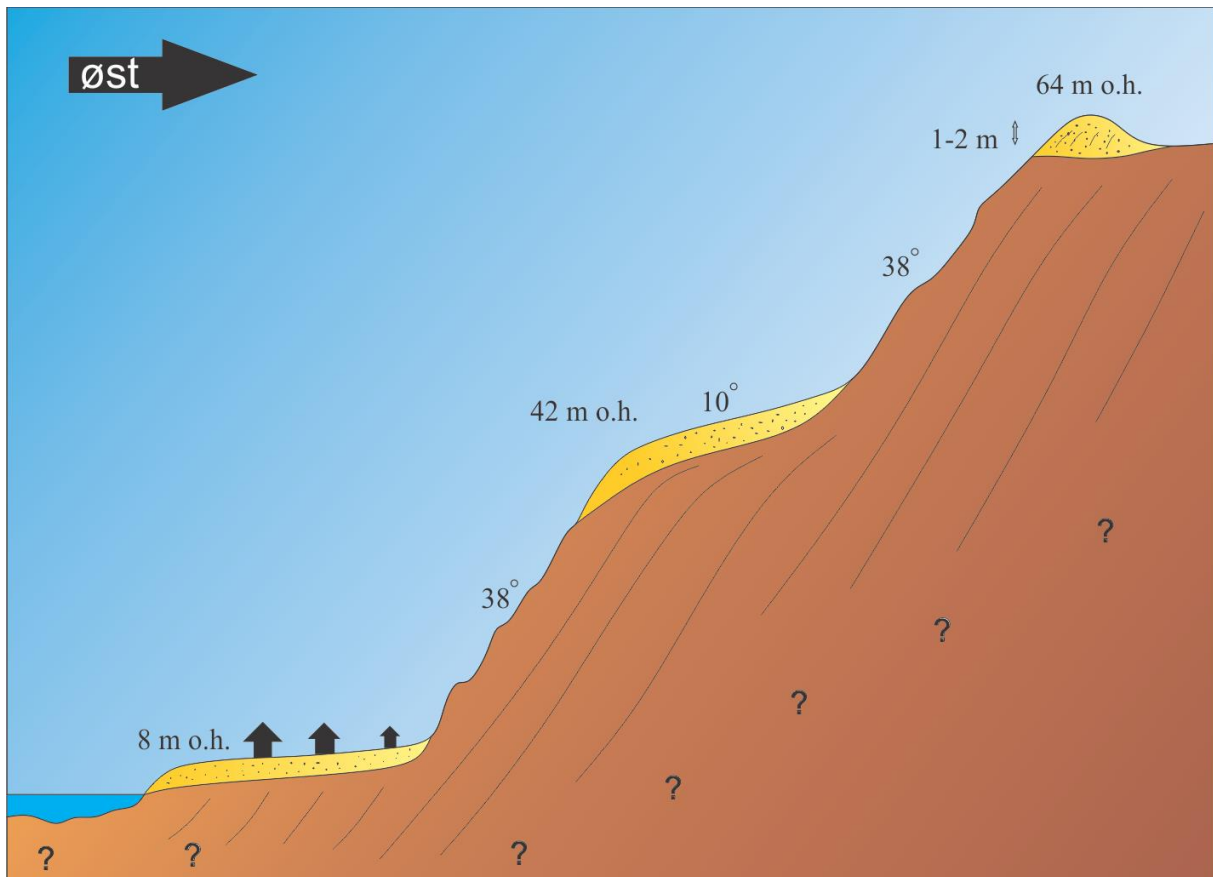
Figur 3.5: Skisse over de ulike terrassehøydene som finnes i Hellmobotn. Øst til høyre på figuren. Brunt er sedimenter, blått er vann og grått er berg. Skillet mellom løsmasser og berggrunn er ikke kjent.

Stuorlænndo (merket 2 på figur 3.5) er den største sammenhengende terrassen og høyden varierer mellom 59 og 71 m o.h. Et topografisk tverrsnitt (kapittel 2) viser at flaten er 71 m o.h. ca. 700 meter distalt for munningen på gjelet. Topografien synker både østover og vestover Hellmofjorden. Flere kanaler har erodert 2-6 meter vertikalt ned i avsetningen. På grunn av erosjonen er overflaten på terrassen svakt undulerende med flere tydelige elvenedskjæringer. Stuorlænndo representerer i hovedsak to ulike høyder: 64 m o.h. og 59 m o.h. Den høyeste og mest utbredte er 64 m o.h. (merket 3 i figur 3.5) som også observeres på nordsiden av Stabburselva hvor det ligger en strandvoll (figur 3.6). Flere kanaler finnes i løsmassene langs kantene, ned mot de to elvene som omgir Stuorlænndo (kapittel 2). Det andre nivået på 59 m o.h. er lokalisert midt på Stuorlænndo og utgjør bunnen av det største kanalen. Den samme høyden finnes som en elvenedskjæring rett på nordsiden av Stabburselva, men har ikke like stor utbredelse som nivået på 64 m o.h.

Fra vestsiden av Hellmogatnet til det høyeste punktet på avsetningen er avstanden omtrent 500 meter, og har en høydeforskjell på 5-6 meter. Frekvensen av blokker med diameter større enn én meter i diameter øker betraktelig nærmere utgangen av Hellmogjelet.

Elvenes erosjonskraft er godt synlig i Hellmobotn og kommer til syne ytterst mot fjorden der Biedá stikker opp (merket 5 i figur 3.5). Den ligger på 48 m o.h., har en flat topp og er omgitt av flere mindre terrasse. Toppen har kun en blokk synlig på overflaten. Vest for Biedá er det observert en terrasse i løsmassene på 42 m o.h. (merket 6 i figur 3.5). Den samme typen terrasse på 42 m o.h. observeres i skråningen øst for bebyggelsen (figur 3.6). Disse

terrassene er begge svakt hellende mot vest og 10-15 meter brede. Noen mindre blokker finnes sammen med stein, grus og grov sand.



Figur 3.6: Tverrprofil av skråning øst for bebyggelsen på nordsiden av Stabburselva. Det høyeste punktet på 64 m o.h. er en strandvoll som stikker 1-2 meter opp over resten av terrenget. Flere trinn er tydelige nedover skråningen, med det største på 42 m o.h. Bosetningen på 8 m o.h. er på en fluvial avsetning (kapittel 2).

Området ytterst ved Hellmofjorden, vest for Biedá er preget av terrasser i flere høyder (merket 7 på figur 3.5). Noen av terrassene ligger sør for Biedá, mellom toppen og berggrunnen som stiger bratt oppover mot Biedávarre. Buede former tyder på at dette er elvededskjæringer (kapittel 2). Den andre ligger vest for Biedá, og er mer påvirket av fjorden. Nivåene som ligger her er på 22, 18 og 12 m o.h.

Bebyggelsen i Hellmobotn ligger på en slette nord for det felles utløpet til Stabburselva og Sørrelva. Denne fluviale sletten ligger 8-10 m o.h. På flybildene kommer det tydelig frem buede mønstre som er parallelt med elvas løp. Dette mønsteret ble ikke registrert under feltarbeidet, og kan være jevnet ut på grunn av antropogen aktivitet. Sørrelva har tidligere hatt et eget utløp sør for Biedá. Den har erodert mot nord og brutt gjennom en avsetning som tidligere har skilt de to elvene (se kapittel 2).

3.6 RESULTAT

Ved å sammenligne høyden på terrassene med strandforskyvningskurven kan en alder på terrasseavsetningene estimeres. Strandforskyvningskurven antyder at Hellmobotn var isfri for 11600 år (10 000 ^{14}C -år) siden ut fra den høyeste terrassen på 85 m o.h.

Stuorlænndo har som beskrevet over en undulerende overflate med flere nedskjæringer. Den mest utbredte høyden er på 64 m o.h. og er også den høyden på strandvollen øst for bebyggelsen. Strandlinjediagrammet viser at denne ble avsatt rundt for 9200 år (8300 ^{14}C -år) siden da den ble bygget opp til havnivå, noe overflateformen antyder (Foslie 1942). En høyde på 59 m o.h. observeres på en terrasse langs Stabburselva. Den samme høyden registreres også på bunnen av den største kanalen på Stuorlænndo. Denne høyden korrelerer i følge strandlinjediagrammet til 8900 år (7900 ^{14}C -år) før nåtid.

Terrassene sør for Biedá er på mellom 22 m o.h. og 18 m o.h. som tilsvarer en dannelse for henholdsvis 4350 år (3900 ^{14}C -år) og 3800 (3500 ^{14}C -år) siden. Dagens bebygde flate mellom 12 og 8 m o.h. ble dannet rundt 2100 år (2000 ^{14}C -år) siden.

3.7 TOLKNING OG OPPSUMMERING

Det er i denne studien ikke tatt stilling til å konstruere en nøyaktig strandforskyvningskurve for Hellmobotn eller de indre fjordene i Tysfjord. Strandforskyvningskurven som er presentert er blitt skjematisk med utgangspunkt i figurer fra Møller (2003), men mangler dokumentert nøyaktighet.

Den høyeste terrassen på 85 m o.h. kan være avsatt i fjorden for 11 600 år (10 000 ^{14}C -år) siden da havnivået var på dette nivået. En slik avsetning forutsetter at Hellmobotn var isfri, men at ismarginen styrte smeltevann ned mot dreneringsgjelet nord for terrassen. Dahl (1968) beskriver en alternativ teori om at de to høyeste terrassene er dannet i en liten isdemt sjø mellom isen og dalsiden. Terrassehøyder målt av Grønlie (1940, 1951) i Musken og Grunnfjordbotn (tabell 3.1, figur 3.1) viser en høyde opp mot 100 m o.h. Dersom Hellmobotn har vært isfri på samme tidspunkt som Musken og Hellmobotn burde det også her vært spor etter terrasser på en høyere høyde enn 85 m o.h. Alternativt kan terrasser i Hellmobotn med en høyde opp mot 100 m o.h. ha blitt erodert av senere tapninger.

Stuorlænndo på 64 m o.h. ble avsatt i fjorden for 9200 (8300 ^{14}C -år) siden når Hellmobotn var isfri. Overflatetopografien og størrelsen på de øverste blokkene antyder at

store mengder med vann har drenert gjennom Hellmogjelet. Når vannhastigheten avtar vil de største blokkene avsettes først, mens de mindre vil avsettes i skrålag distalt. Lignende terrassehøyder eksisterer også i Grunnfjordbotn, Mannfjorden og Skjombotn. I Skjombotn dekket et område på 0,35 km², mens det i Mannfjorden dekker 0,75 km² og demmer opp Storvatnet. I Grunnfjordbotn er utbredelsen mye mindre. En stor tapning av smeltevann kan ha nådd alle disse stedene i samme tidsrom og avsatt de store avsetningene på 64 m o.h. Dette blir beskrevet videre i kapittel 7.

De store kanalene på Stuorlænndo og langs Sørrelva er dannet av senere drenering eller tapninger. Erosjonsbasen er blitt senket og gjorde det mulig å erodere lavere på avsetningen.

De lavere terrassene kan være skapt etter hvert som erosjonsbasen har blitt senket og elvene har fått lavere erosjonsbasis. En stor mengde av de høydene lavere enn 59 m o.h. kan være dannet ved bearbeiding og resedimentering av tidligere avsatt materiale. Stabburselva og Sørrelva har fått et felles utløp for rundt 4350 år (3900 ¹⁴C-år) siden, og den bebygde flaten er avsatt etter den tid. De mindre trinnene i skråningen øst for bebyggelsen er dannet av bølger og fjord.

KAPITTEL 4: GROUND PENETRATING RADAR (GPR)

4.1 INTRODUKSJON

«Ground Penetrating Radar» (GPR), georadar, har som metode den egenskap å kunne gi et bilde av lagdeling, blokker og materialsammensetning som finnes under bakken. Ved å sende elektromagnetiske pulser ned i bakken vil bølgene reflekteres, og et bilde av lagdeling, blokker og materialsammensetning kunne observeres. Ofte kan et tydelig bilde av undergrunnen tegnes uten å måtte sette spaden i jorda.

Under feltarbeid sommeren 2011 ble det utført undersøkelser med georadar på Stuorlænndo i Hellmobotn. Til sammen 13 profiler ble innsamlet i et rutemønster og er senere prosessert. Et profil presenteres og beskrives i dette kapitlet.

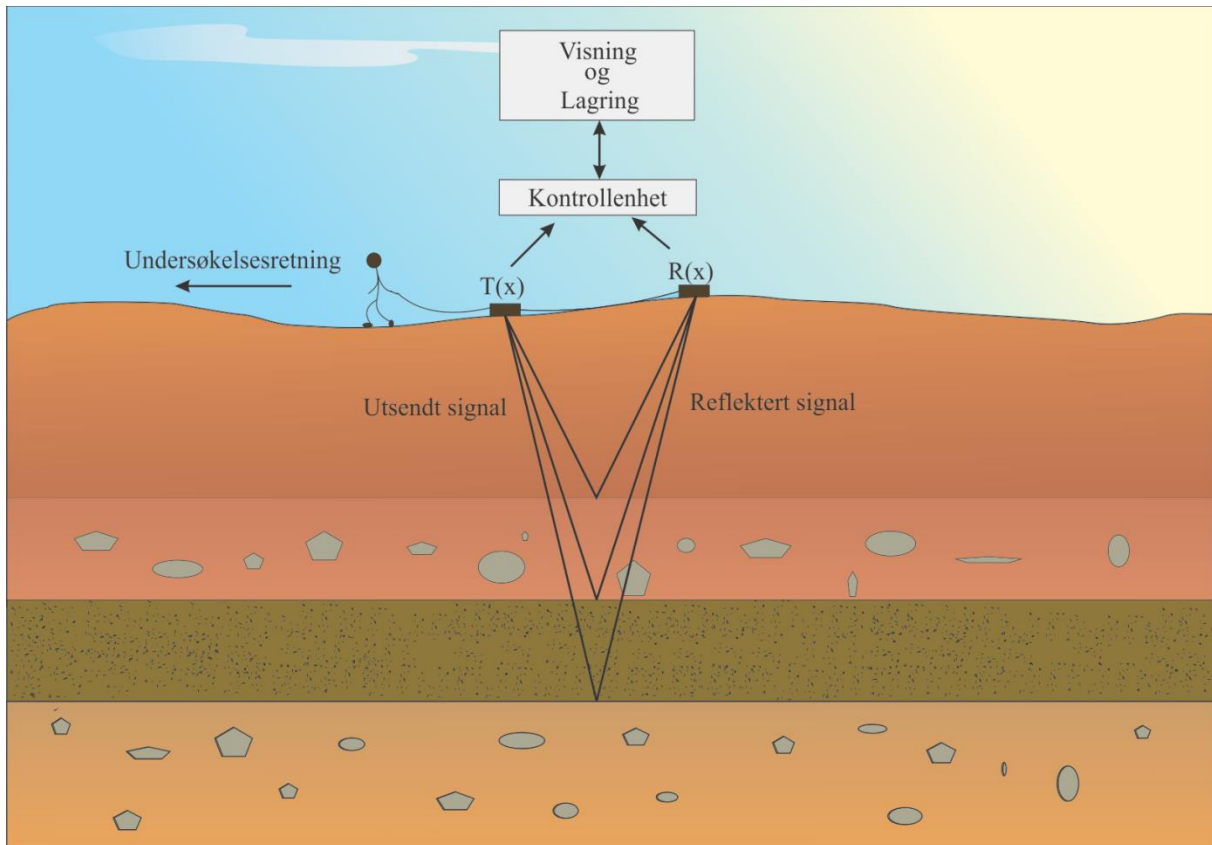
Bakgrunnen for bruken av georadar i områdene rundt Hellmobotn var å samle inn datamateriale som kan gi et grundig bilde på hvordan avsetningene i Hellmobotn har blitt dannet. Spor etter morener og blokker i avsetningen kan observeres i georadard profiler dersom de er til stede, noe som vil medvirke til å danne et oversiktsbilde for dannelsen av Hellmogjelet og avsetningene i Hellmobotn.

Dette kapitlet beskriver georadar som metode, og tar for seg de prinsipper og prosesseringssteg som er blitt benyttet i denne studien. Det klart beste profilet, orientert øst-vest, vil bli presentert og tolket nærmere under resultater. Andre profiler er også undersøkt og presenteres som vedlagte datafiler.

4.2 METODE

Prinsipp for georadar

Georadar består av en sender (Transmitter, Tx), en mottaker (Receiver, Rx) og en kontrollenhet. Kontrollenheten behandler rådata som sendes videre til lagring og visning på en ekstern, medbrakt skjerm (figur 4.1).



Figur 4.1: Prinsippet på hvordan en GPR undersøkelse foregår. (Modifisert, Neal 2004).

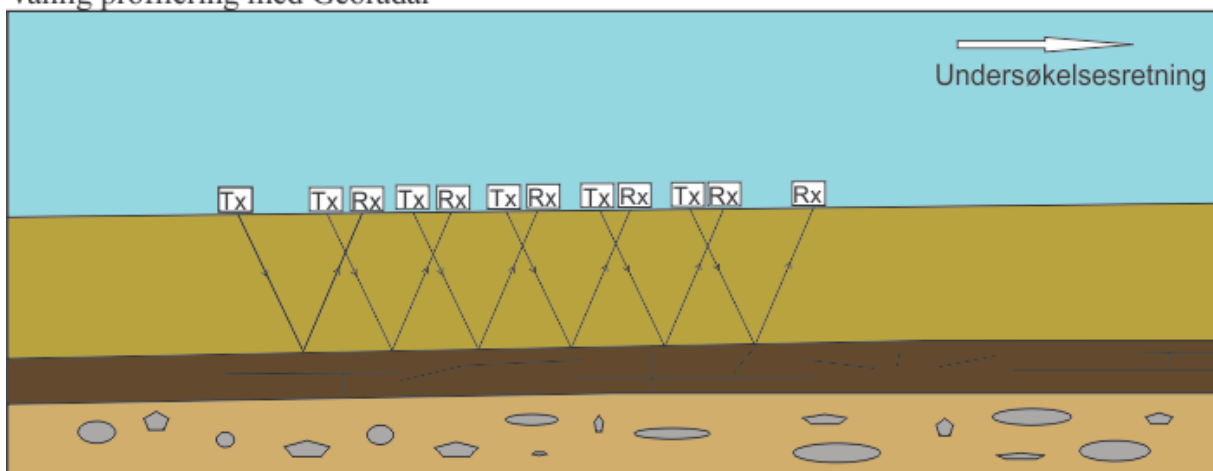
En georadaren sender ut korte, elektromagnetiske pulser med frekvens på 10-1000 MHz ned i bakken (Mauring et al. 1995). Senderen vil repetere pulsen på den gitte senterfrekvensen rundt 50 000 ganger i sekundet. Signalet reflekteres fra lag og blokker med ulike fysiske egenskaper og registreres av en mottaker. Antallet repetisjoner av det utsendte signalet og mottak av det reflekterte signalet kan innstilles manuelt. Når mottakeren åpner for å motta det reflekterte signalet vil en trase bli generert. Når georadaren forflyttes over terrenget vil det mottatte signalet bli vist som en funksjon av toveis gangtid (Reynolds 2011).

Utstyr og målemetoder

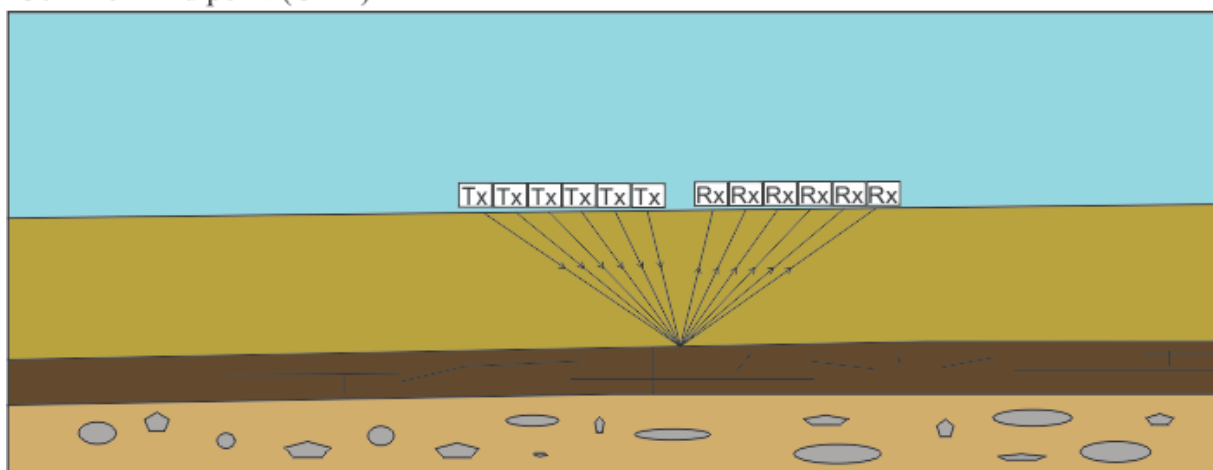
Undersøkelsen foretatt i Hellmobotn ble gjort med Malå RTA (Rough Terrain Antenna) 50 MHz. Malå RTA består av en slange påmontert sender og mottaker, en monitor og en kontrollenhet med GPS. Som den største fordelen er Malås RTA georadar god i krevende og ulendt terreng ved at man drar en slange som går lett over stener og røtter. Avstanden mellom utsender og mottaker bestemmer frekvensen som benyttes under en undersøkelse, og man må bytte slange for å kunne bytte frekvens. I områder med utfordrende logistikk vil det derfor være vanskelig å vite hvilken frekvens som skal benyttes.

Valg av passende senterfrekvens danner grunnlaget for gode resultater av en georadarundersøkelse. Valg av for høy eller for lav frekvens vil påvirke resultatet av undersøkelsen betydelig. Samplingsintervall, opptakstid, flytteavstand og antenneorientering kan også påvirke resultatet av undersøkelsen i en viss grad. Det er i hovedsak tre ulike målemetoder; vanlig profilering, Common-mid point (CMP) (figur 4.2) og tomografi (gjennomlysning). Profilering er blitt benyttet i denne studien, og er den mest vanlige. CMP er en metode benyttet for å kunne utføre en hastighetsanalyse og bestemme hastigheten til bølgene gjennom lagene.

Vanlig profilering med Georadar



Common-mid point (CMP)



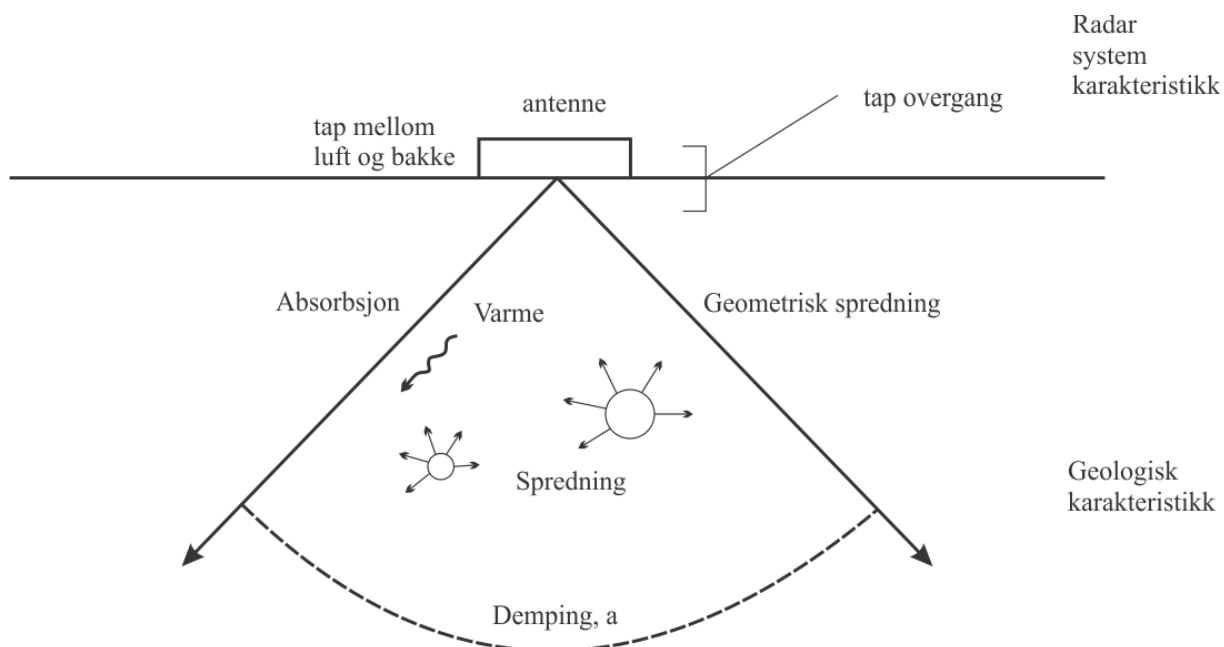
Figur 4.2: To ulike målemetoder. Øverst vises vanlig profilering som ble benyttet under undersøkelsene i Hellmobotn. Nederst en common-mid point (CMP) måling.

Forplantning av bølger.

Når det elektromagnetiske signalet sendes ned i bakken er utbredelsen videre avhengig av de elektriske egenskapene i undergrunnen. Dielektrisitet, elektrisk ledningsevne og magnetisk permeabilitet er de faktorene som bestemmer utbredelsen av signalet (Mauring et al. 1995). De elektromagnetiske egenskapene til materialer er bestemt av sammensetningen og vanninnhold, og er de faktorene som til stor del bestemmer hastigheten til bølgene og dempingen av signalet. Det er kontrasten i dielektrisitet mellom de ulike lagene i undergrunnen som sørger for at signalet reflekteres tilbake til mottakeren. Dersom materialet ikke lar bølgene passere eller absorberer bølgene, vil georadar ikke ha noen nytte. Georadar er ikke nyttig i for eksempel vannmettet leire eller sjøvann, som begge absorberer signalet (Reynolds 2011). Utseende, forplantning, refleksjon, refraksjon og diffraksjon av elektromagnetiske bølger er basert på Maxwells likning (Mauring et al. 1995).

Energitalp og demping

Som tidligere nevnt sendes elektromagnetiske bølger ned i undergrunnen som en bred stråle. Etter hvert som signalet går stadig dypere vil det oppleve energitalp og demping, og det nås en dybde som ikke reflekterer signalet tilbake. Faktorer som virker inn på energitalpet og dempingen av signalet er vist i figur 4.3.



Figur 4.3: Oversikt skisse over hvordan signalet taper energi og demping. (Reynolds 2011).

Det totale tapet av energi og dempning i signalet skyldes fem årsaker: energitap i antenne, overgangen mellom luft og bakke, på grunn av geometrisk spredning og spredning av signalet. Dempning av signalet skjer som følge av materialets egenskaper (Reynolds 2011).

Horisontal og vertikal oppløsning

Oppløsning med tanke på georadar kan beskrives som hvilken mulighet man har for å registrere formasjoner og lag i undergrunnen. Dersom oppløsningen er god nok kan mindre blokker, hulrom i bærelag på veier eller tynne lag som ligger på toppen av hverandre observeres. Det skilles mellom vertikal og horisontal oppløsning. Oppløsningen er avhengig av hvilken frekvens som benyttes i undersøkelsen. En høyere frekvens vil gi en bedre oppløsning.

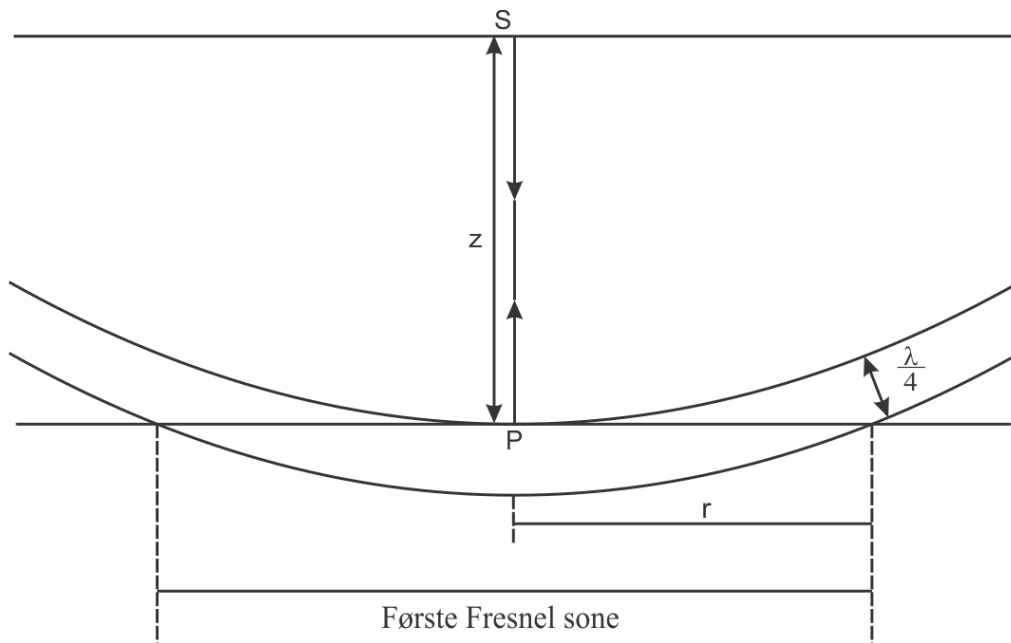
Vertikal oppløsning beskrives som muligheten til å differensiere to ulike signaler fra hverandre i tid (Reynolds 2011). Den vertikale oppløsningen er en fjerdedel av bølgelengden. Bølgelengden er bestemt av frekvensen til signalet og hastigheten til laget, gitt ved:

$$\lambda = \frac{V}{f} \quad (4.1)$$

der λ er bølgelengden, V er hastigheten til bølgen og f er senterfrekvensen.

Den horisontale oppløsningen er bestemt av den første Fresnel sonen. Dersom formasjoner skal kunne tre frem på et georadarprofil må det dekke et område som er større enn den første Fresnel sonen, og en større første Fresnel sone fører til en lavere oppløsning (figur 4.4). Den minimale radiusen som kan bli sett er derfor (Reynolds 2011):

$$r = \left(\frac{\lambda^2}{16} + \frac{\lambda z}{2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4.2)$$



Figur 4.4: Skisse for den første Fresnel sonen.

Hastighet i lagene

Som nevnt tidligere vil det reflekterte signalet plottes mot toveis gangtid ettersom georadaren dras langs profilet. Toveis gangtid er angitt i nanosekunder og angir tiden det tar for bølger sendes ut, reflekteres og returneres til mottakeren der det blir registrert. En dypere refleksjon vil på denne måten bruke lengre tid enn en grunnere refleksjon. Ofte er man interessert i å finne den faktiske dybden til refleksjonen, noe som da vil kreve kjennskap til hastigheten i lagene.

Hastigheten til bølgene i et materiale er bestemt til stor grad av den dielektriske konstanten, som igjen er bestemt av vanninnholdet i materialet. For eksempel går bølger gjennom tørr sand med en hastighet på 0,15 m/ns, mens de i vannmettet sand har en hastighet på 0,06 m/ns (Mauring et al. 1995).

Hastigheten til bølgene i et lag kan klarlegges på flere måter, men den mest nøyaktige er å utføre en CMP-måling og hastighetsanalyse. Det ble ikke utført en CMP-måling for denne studien og tabulerte verdier på hastigheten må derfor benyttes.

4.3 PROSSERING

Prosessering av data er en viktig del av arbeidet med georadar. Ved riktig prosessering og bruk av de riktige prosesseringsstegene vil et tydeligere bilde av undergrunnen tre frem og bruksverdien av profilene øker. Godt prosesserte georadarprofil vil være en viktig ressurs for geologer i arbeid med en problemstilling. De ulike prosesseringsstegene benyttet i arbeidet med profilene tilhørende denne studien er beskrevet under. Andre typer programvare og profiler kan kreve andre typer prosesseringsverktøy. RadExplorer 1.41 er benyttet til prosesseringen.

Gain

Gain påføres som første trinn i prosesseringsprosessen. Formålet er å forsterke de senere ankomne signalene. Sent ankomne signaler er reflektert fra et legeme som ligger dypere. Signalet har derfor hatt en lengre reisevei i grunnen og vil derfor være svakere enn de tidligere ankomne refleksjonene. Flere typer gain kan benyttes, for eksempel «Spreading and Exponential Compensation» (SEC), «Automatic gain control» (AGC) og konstant gain. SEC forsterker de senest ankomne signalene uavhengig om de i seg selv er sterke eller svake, og gjør dette i forhold til tiden det tar før signalet når mottakeren. AGC multipliserer råsignalet med den inverse av signalet, og på den måten oppnår at mest mulig av signalet oppnår lik styrke. En konstant gain vil multiplisere alle signalene med en konstant, og på den måten forsterke samtlige traser (Mauring et al. 1995). Hvilken type som benyttes avhenger av utseendet til rådata og hvilket sluttprodukt som er ønskelig.

Filter

Det finnes et stort antall filtre som alle har som formål å fjerne noen frekvenser. Veldig høye eller lave frekvenser som er bakgrunnsstøy kan med dette verktøyet fjernes og vil ikke forstyrre den videre prosesseringen. Frekvenser midt i registeret kan også fjernes.

Migrasjon

Ved punktreflektorer eller skrå helninger må profilet migreres for å flytte punktene tilbake på riktig plass. Når en georadar passerer en punktreflektor, for eksempel en blokk eller et område med permafrost, vil det fremstå som en hyperbel i profilet. Signalene som sendes ut fra transmitteren til en georadar vil bre seg ut i en vifteform, og gå i alle retninger nedover i

grunnen. Signalet vil reflekteres med den samme vinkelen som den kommer inn med, og en punktreфлектор vil derfor kunne reflektere signalet før det egentlig skulle blitt reflektert.

Behandling av data

Samtlige profiler ble behandlet i Excel og GIS etter innsamling, for å fjerne helt klare feil. Eksempel på dette er at noen punkter ukorrekte koordinater i forhold til de andre punktene.

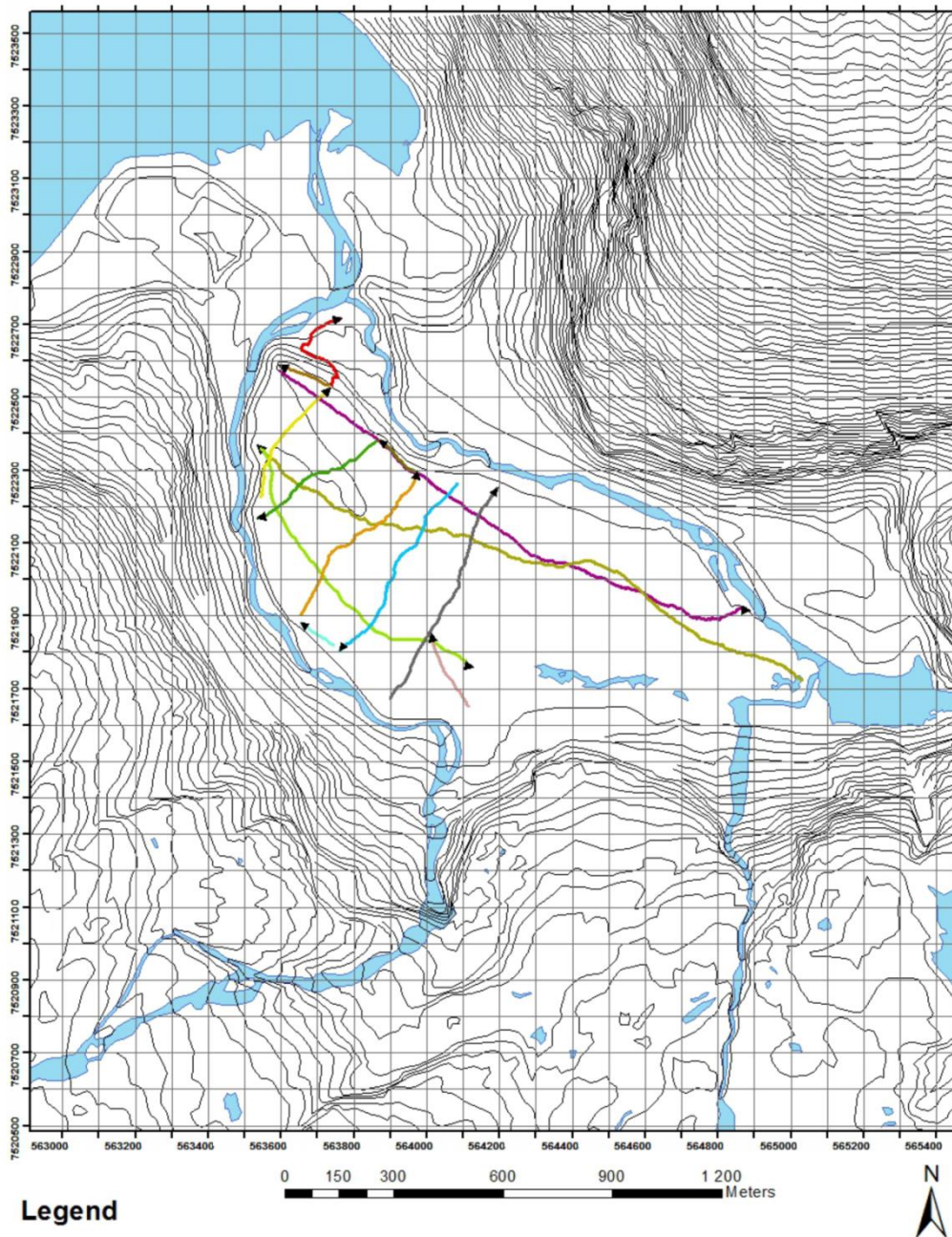
Justering for topografi

Kontrollenheten for georadaren har en GPS oppkoblet for å gi informasjon om posisjon og høyde. Til forskjell fra seismiske undersøkelser til havs vil det i arbeid med georadar være nødvendig å korrigere for topografi. Høydedata ble hentet ut fra de lagrede data i georadaren, behandlet og brukt til korrigerings. På grunn av usikkerheten ved GPS og høydemåling er noen verdier korrigert manuelt.

4.4 RESULTAT OG EKSEMPEL PÅ PROFIL

Undersøkelser med georadar ved Stuorlænndo i Hellmobotn ga til sammen 13 innsamlede profiler foretatt i et rutemønster (figur 4.5). Rutemønsteret ble valgt for å konstruere en tredimensjonal modell over avsetningen og dens underliggende berggrunn. Tidlig i prosessen ble det klart at penetrasjonsdybden ikke var tilstrekkelig dyp nok for å samle inn gode nok data om berggrunnen.

Målemønster for GPR-undersøkelse



Figur 4.5: Målemønster for målte georadarprofiler i Hellmobotn.

I oversikten er flere av profilene ekskludert på bakgrunn av for lav profilkvalitet. Profilenes lave kvalitet kan forklares ved instrumentets batterilevetid (sender og mottaker) samt unøyaktigheter i GPS. En svakhet ved bruk av georadar viser seg ved ujevnt underlag. Området rundt Stuorlænndo er dekket av trestokker, greiner og steinblokker (figur 4.6) som gir forstyrrende signal ved bruk av georadar. Profilet som ga det beste resultatet under feltarbeidet er vist i figur 4.7, et område som strekker seg to kilometer i lengdedistanse.



Figur 4.6: Georadarundersøkelse utført sommeren 2011. Grovt materiale og store mengder røtter og kvist vanskeliggjorde arbeidet og påvirket resultatet.

Hastigheter i laget

Observasjoner fra området rundt Hellmobotn viser at det kun er i den øverste delen av avsetningen man finner forekomster av blokker (Dahl 1968). Lengre ned i lagrekken ble det gjort observasjoner av grov sand og grus. Tidligere studier (Dahl 1968) bekrefter observasjonene, da Hellmobotn har svært god drenering (pers. med. Mareno Mikkelsen 2012), noe som tyder på grov sand og grus i de dypere liggende lagene. Det er også gjort observasjoner som bekrefter at sandlaget ligger i skrålag (pers. med. Knut Andersen 2012). Det er ikke foretatt en hastighetsanalyse under georadarundersøkelsen, og ingen tydelige blokker i avsetningen kan benyttes for å migrere til riktig hastighet. Tabulerte verdier for hastigheten må derfor benyttes, og angis i tabell 4.1 (Reynolds 2011).

Tabell 4.1: Oversikt over tabulerte verdier for dielektrisk konstant, hastighet og ledningsevne for materialer relevant til avsetningen i Hellmobotn.

| Materiale | ϵ_r | Hastighet, V (mm/ns) | Ledningsevne (mS/m) |
|------------------------|--------------|----------------------|---------------------|
| Grus | 5 | 134 | 10 |
| Sand og grus (umettet) | 3,5-6,5 | 118-160 | 0,007-0,06 |
| Sand (tørr) | 3-6 | 122-173 | 10^{-4} -1 |

På bakgrunn av de tabulerte verdier er gjennomsnittshastigheten til avsetningen estimert til 140 mm/ns.

Oppløsning

Som tidligere nevnt er den vertikale oppløsningen bestemt som en fjerdedel av bølgelengden. Bølgelengden bestemmes av likning 4.1 og gir en bølgelengde på 2.8 meter for estimert hastighet på 140 mm/ns. Den teoretisk vertikale oppløsningen vil derav være 70 centimeter.

Den horisontale oppløsningen vil øke med økende dybde, og varierer mellom 1.4 meter og opp til 8.3 meter på 50 meters dybde.

Dybde profil

Utbredeshastigheten til bølgene i materialet er bestemt til 140 mm/ns basert på tabulerte verdier fra tabell 4.1. Toveis gangtid fra overflaten og ned til den kraftigste horisontale refleksjonen vest for kanalen var 630 ns. Toveis gangtid divideres på to og settes inn i likning 4.3 sammen med hastigheten.

$$D = v * t \quad (4.3)$$

hvor D er dybden, v er utbredeshastigheten til bølgen og t er enveis gangtid. Resultatet gir dybden ned til den store horisontale reflektoren på omtrent 44.1 meter.

Beskrivelse av profil

Overflaten på profilet er korrigert etter topografi og viser en slak og jevn overflate, svakt undulerende, hellende mot vest og Hellmofjorden. Midt i profilet er en tydelig forsenkning.

Området ved munningen av Hellmogjelet er angitt helt til høyre i profilet (figur 4.7). I følge Dahl (1968) er dette et område preget av morenemasser. Profilet er i dette området av

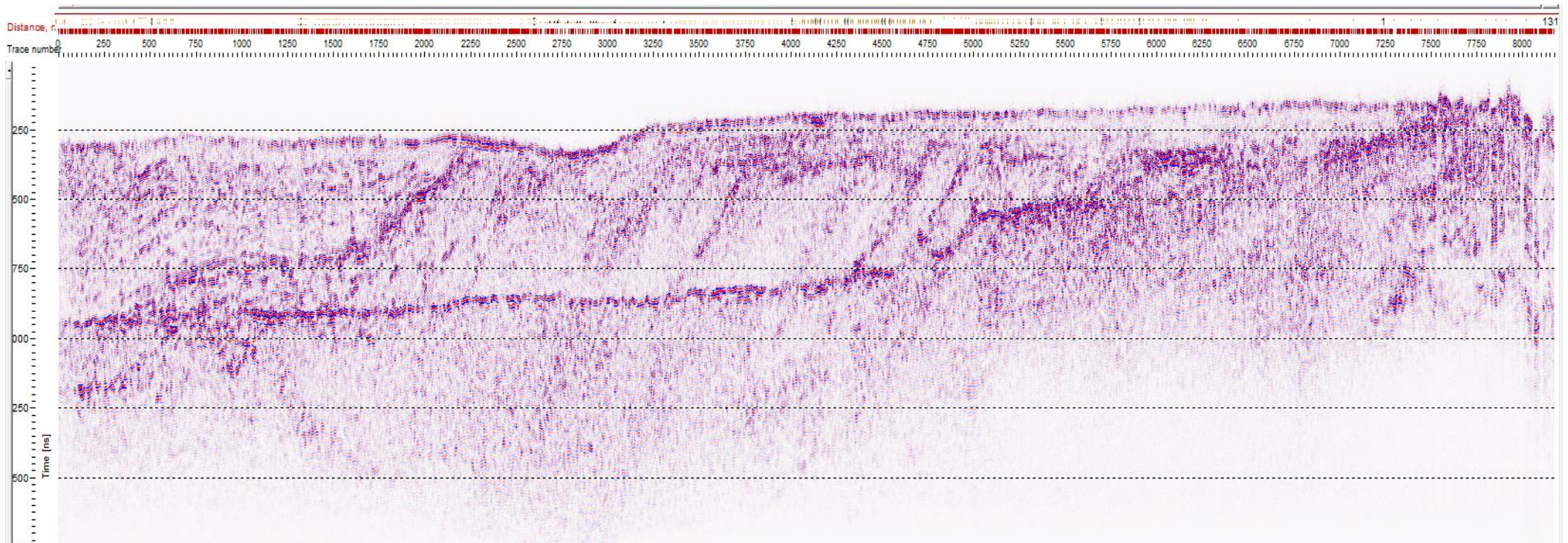
dårlig kvalitet, men viser ingen tydelige store blokker eller andre tegn som tyder på morenemateriale.

Gjennom profilet kan flere tydelige skrå refleksjoner observeres. De har en helning mot vest. Skrålagene er veldig tydelig i den øvre halvdel av profilet, men svake antydninger kan også sees under den vertikale skillelinjen som dannes av en skarp refleksjon.

En skarp refleksjon går langs nesten hele profilet og deler profilet på den måten i to deler, øvre og nedre. Refleksjonen er på det grunneste i øst (til høyre i figur 4.7) og synker gradvis dypere mot vest. To tydelige trappetrinn er til stede. Den horisontal tydelige lagdelingen kan nesten sees på som trappetrinn nedover mot vest.

I de vestlige delene av profilet kan en tydelig refleksjon observeres. Lagene ovenfor denne reflektoren er av mer horisontal karakter, men får en mer skrå vinkel lengre mot vest.

KAPITTEL 4: GROUND PENETRATING RADAR (GPR)



Figur 4.7: Georadarprofil tatt parallelt med Stabburselva, omtrent 1,7 kilometer langt. Sørøst er til høyre i profilet og avsluttes ved Hellmovatnets vestlige bredd, Nordvest er til venstre i profilet og begynner på høyden rett sør for der Stabburselva og Sørelva møtes. Profilet er innsamlet med Malå RTA 50 MHz og prosessert i RadExplorer 1.41. Profilet er justert i lengderetning for å få plass i dokumentet og viser derfor en for bratt gradient enn hva som er tilfellet.

4.5 TOLKNING OG OPPSUMMERING

Figur 4.8 viser en tolket versjon av profilet presentert i figur 4.7.

Overflatetopografien til profilet samsvarer med det som ble observert under den kvartærgeologiske kartleggingen. Overflaten er svakt undulerende og viser en tydelig ravine som drenerer mot nord, ned mot Stabburselva.

Det øverste laget er et topplag. Topplaget er tynnere enn hva som er forventet ut fra observasjoner i elvedeskjæringen (kapittel 2), og varierer i tykkelse fra 4-6 meter. I ravinen midt i profilet fremstår topplaget som tynnere, men ikke fraværende. Vannet som har strømmet gjennom ravinen har ikke hatt kompetanse til å flytte de største blokkene, men gravd ut det finere materialet. Overflaten har da blitt senket uten å fjerne det grove topplaget i sin helhet. Topplaget gir her også en tydeligere refleksjon, og kan stamme fra finere materiale som ble avsatt i det dreneringen avtok. Helt øst i profilet er det vanskelig å skille mellom topplaget og de underliggende lagene.

Overflaten nærmest munningen av Hellmogjelet (sørøst) er meget blokkrik og skal i følge Dahl (1968) være morene. Kvaliteten på målingene i dette området er dessverre dårlig. En morene burde være sammensatt av alle kornstørrelser. De minste partiklene som leire og silt vil være vanskelig å observere, mens de største vil danne hyperbler i profilet. Det er ingen klare hyperbler i profilet og det virker derfor som at den blokkrike overflaten ikke er gjennomgående nedover. Det er ingen klar lagdeling i de sørøstligste delene av profilet, noe som kan skyldes forstyrrelser fra en stor strømmende vannmasse. Denne dreneringen kan ha erodert en tidligere avsatt morene. Resultatet blir derfor en avsetning uten store blokker eller klar lagdeling nærmest munningen på Hellmogjelet.

En sterk horisontal refleksjon deler nesten hele profilet fra sørøst til nordvest i to deler, den øvre og den nedre. Refleksjonen er utydelig i sørøst der den er kun noen meter under overflaten. Mot nordvest blir refleksjonen dypere og ender opp rundt 45 meter under overflaten. Refleksjonen har to tydelige trinn som kan følges. Ovenfor den horisontale refleksjonen er det tydelige lagdelinger, mens det under er mer utydelig. Det kan anes refleksjoner også under den horisontale refleksjonen, noe som antyder at signalet er blitt betydelig svekket av refleksjonen på grunn av økende elektrisk ledningsevne i vannmettede sedimenter. Refleksjonen ender opp i nordvest kun noen meter over dagens vannstand i de to elvene, og trinnene som sees kan også bindes til lignende trinn i elveleiene. Den horisontale refleksjonen er derfor grunnvannsspeilet.

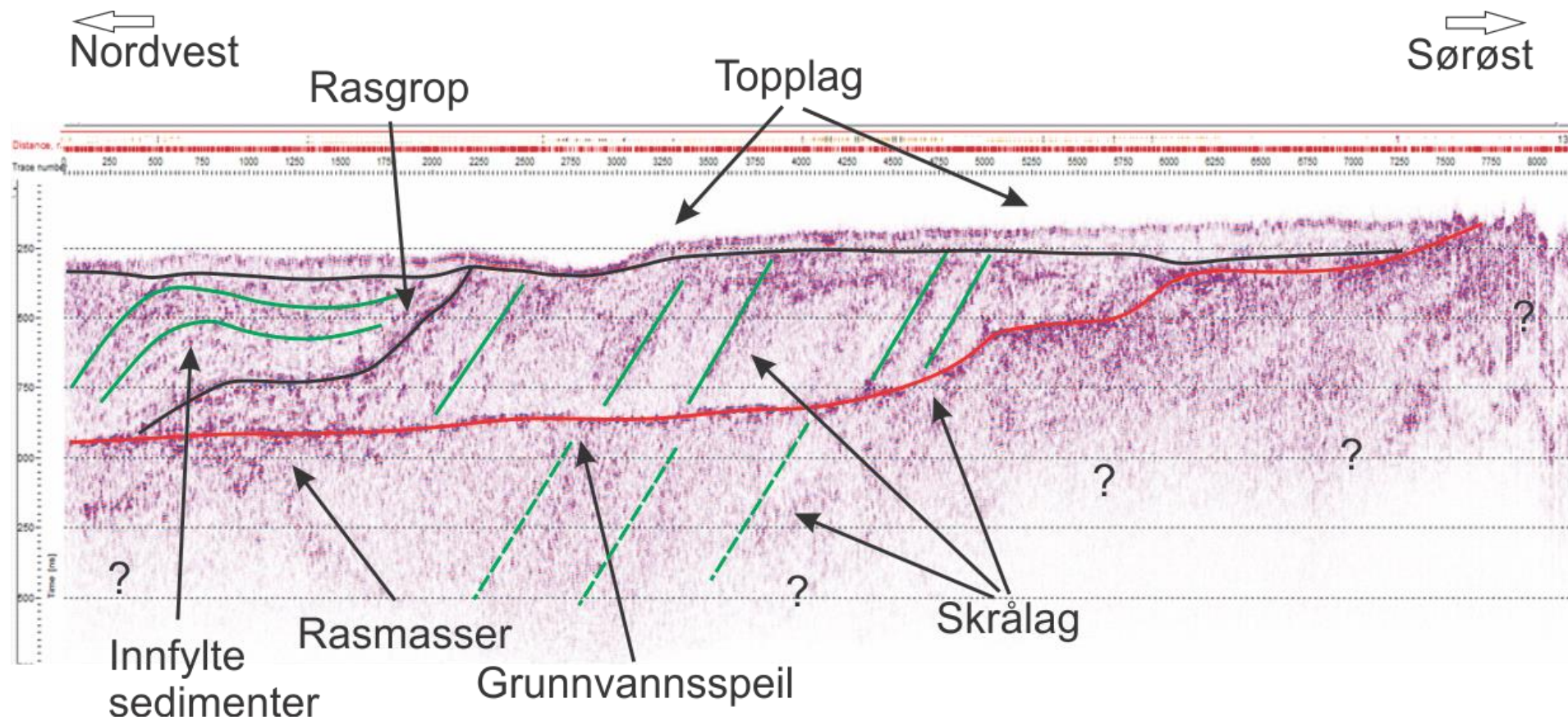
Den øvre delen av profilet har tydelig skråliggende refleksjoner hellende mot nordvest. Slike skrålag dannes i et delta når strømmende vann treffer en stående vannmasse. Vassdraget mister så kompetansen og sand og grus felles ut. Den kritiske vinkelen til løsmassene begrenser gradienten til de avsatte skrålagene. De skrå refleksjonene i profilet representerer skrålag som viser avsetningen.

Nordvest for ravinen går en refleksjon bratt nedover mot nordvest før den flater ut. Refleksjonene er ikke synlig under grunnvannsspeilet, der andre og mindre sammenhengende refleksjoner er tydelige. Ovenfor dette skillet er det ikke lengre skrålag, men mer buede og til dels flate lag. Det tyder på at det senere er blitt fylt inn av masser som har kommet strømmende. Den delen utenfor refleksjonen kan være erodert av en senere drenering eller tapning, men det ville ikke forklare hvorfor det er fylt opp til samme høyde igjen. Derimot ligner formen på refleksjonen som resultatet av en utglidning av massene som har foregått under havnivå. Den gjenværende vertikale delen som gir den tydelige refleksjonen har samme gradient som skrålagene. Den flate delen er restene som har rast ut. Dreneringen må ha fortsatt videre og igjen fylt opp rasgropen som ble dannet.

Oppsummering:

Profilet er av for dårlig kvalitet nær munningen på Hellmogjelet for å endelig bestemme om det er morenemateriale eller ikke. En strømmende vannmasse, i form av drenering eller katastrofetapning, har transportert store mengder med materiale som er blitt avsatt i skrålag og et delta har blitt dannet. En utglidning har funnet sted og dannet en refleksjon. Rasgropen må ha blitt fylt raskt opp igjen siden overflaten og topografien på begge sider av raset er like.

En georadarundersøkelse som benytter en lavere frekvens og resulterer i en bedre penetrering av løsmassene burde bli utført for å anslå dybden ned til grunnfjellet under løsmassene.



Figur 4.8: Profilet er blitt tolket etter prosessering. Topplaget øverst består av store blokker og er 4-6 meter tykt. Dybden ned til grunnvannsspeilet i nordvest er rundt 45 meter. Skrålagene er fremtredende, og fortsetter også under grunnvannsspeilet. En utglidning har dannet en rasgrop som raskt har blitt fylt opp igjen, mest sannsynlig med svært lite opphold i tid da det ikke er mulig å se dette på overflaten.

KAPITTEL 5: VANNFØRING

5.1 INTRODUKSJON

Vannføring (Q) bestemmes av hastigheten til vannet (U) og arealet av tverrsnittet som vannet strømmer gjennom (A). I kapitlene 2, 3 og 4 har det blitt tydelig at en stor mengde vann må ha erodert Hellmogjelet og avsatt materiale i Hellmofjorden. Ved å gi et estimat for hvilken vannføring som har drenert gjennom Hellmogjelet kan et mulig opphavssted for vannet foreslås og om det har foregått en hurtig katastrofetapning eller kontinuerlig drenering over lengre tid. For å kunne estimere vannføringen må hastigheten til vannet og tverrsnittarealet det strømmer gjennom beregnes. To oppmålte profil ovenfor Hellmogjelet benyttes for å finne tverrsnittarealet, mens oppmålte blokker på avsetningen gir et estimat for vannhastigheten (figur 5.1). Kapittelet omhandler teori bak begreper som vannføring, vannhastighet og tverrsnittareal til strømmende vannmasser. Hvordan vannføring, vannhastighet og areal er blitt estimert i Hellmobotn er beskrevet. Til slutt presenteres resultatene fra undersøkelser foretatt i Hellmobotn og et estimat på vannføring gis.



Figur 5.1: En av de oppmålte blokkene på Stuorlænndo i Hellmobotn distalt for munningen av Hellmogjelet. Målene på blokkene er benyttet for å gi et estimat på vannføringen. Notatblokk som målestokk

5.2 VANNFØRING

Vannføring er definert som volum vann passert et tverrsnitt per tidsenhet, gitt ved likning (5.1) (Lamb og Fonstad 2010) og benyttes i denne studien:

$$Vannføring (Q) \left[\frac{m^3}{s} \right] = Areal (A) [m^2] \times Gj. snittlig vannhastighet (\bar{U}) \left[\frac{m}{s} \right] \quad (5.1)$$

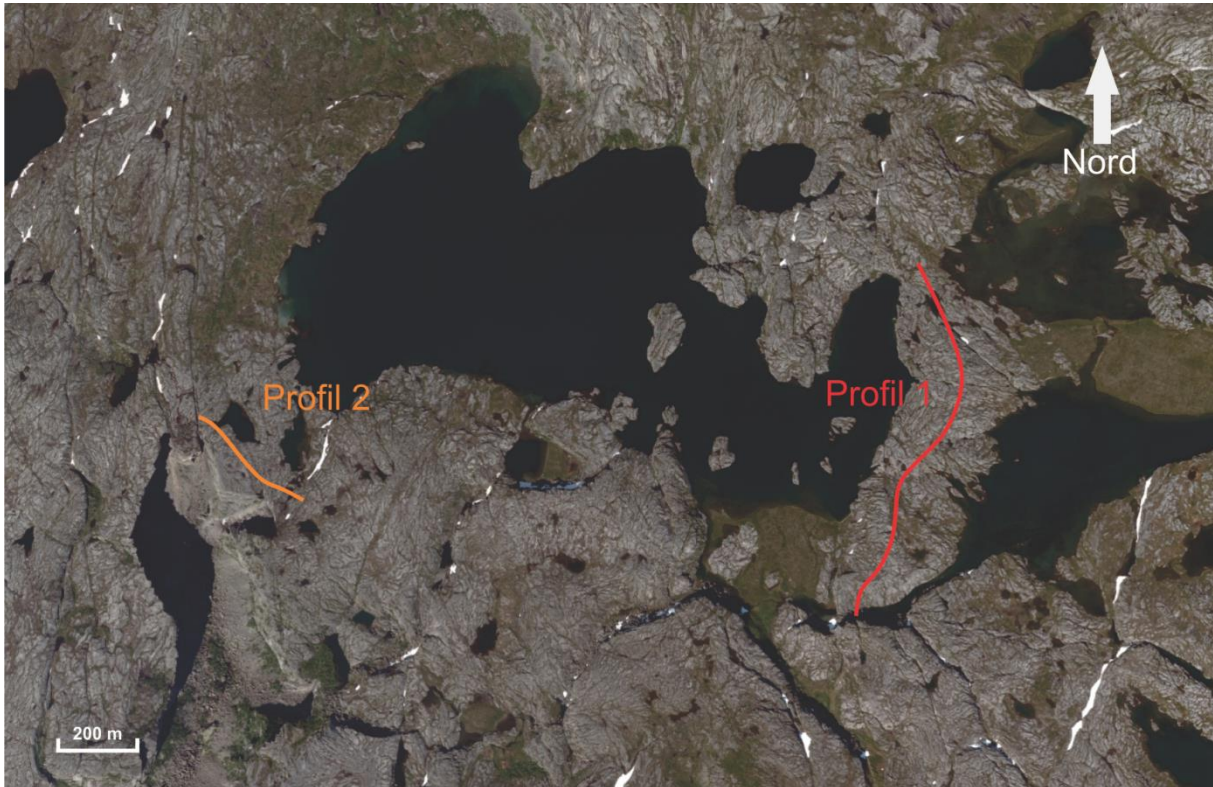
For å beregne vannføringen må både tverrsnittarealet vannet har passert gjennom og hastigheten til vannet når det passerer være kjent. I aktive vassdrag kan tverrsnittareal og vannhastighet måles direkte, mens i denne studien må andre metoder benyttes for å estimere hvor stor vannføringen har vært gjennom Hellmogjelet. Et estimat på vannføringen for det vannet som drenerer gjennom Hellmogjelet under deglasiasjonen kan bidra til å forklare erosjon og dannelsen av Hellmogjelet.

Vassdragets kompetanse beskriver hvor store partikler som kan transporteres av vannet. En høyere hastighet på vannet kan transportere større partikler og bestemmer således vassdragets kompetanse. Når vannhastigheten faller under hastigheten som kreves for å transportere partiklene vil de avsettes. Vannhastigheten kan reduseres enten ved at mengden vann som drenerer avtar, den samme mengden vann skal fylle et større tverrsnittareal eller topografien blir slakere. Vannmengden kan avta ved at vannet bryter gjennom en barriere og slik finner et annet løp. Arealet øker ved at profilet til vassdraget forandres nedstrøms. Store avsetninger av fluviale eller glasifluviale løsmasser kan derfor finnes der elven bres utover et større område og hastigheten til vannet avtar.

Vassdragets kapasitet omhandler hvor mye sedimenter en elv kan transportere og relateres til vannføringen. Et vassdrag med høy vannføring har en større kapasitet enn et vassdrag med liten vannføring.

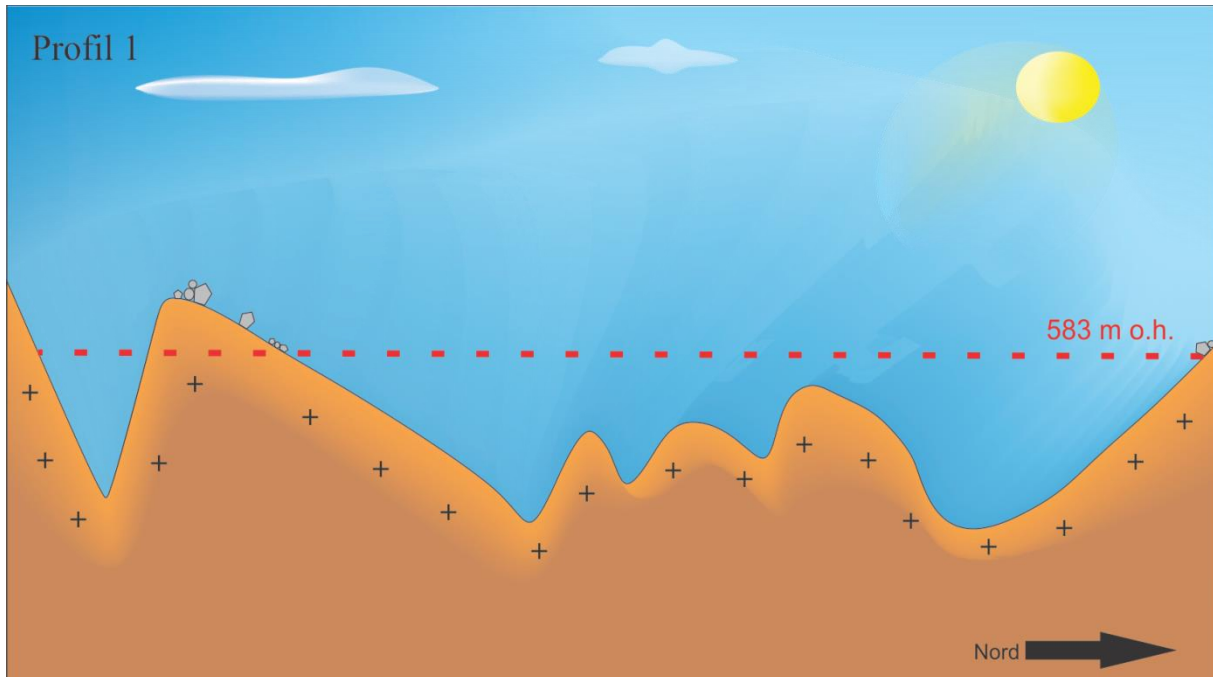
5.3 BEREGNING AV TVERRSNITT

For å kunne estimere vannføringen er to profil målt i området ovenfor Hellmogjelet ved hjelp av GPS (Garmin GPSmap 62s) med barometrisk høydemåler og laser for avstandsmåling (Leica Rangemaster 1000). De to ulike profilene er lokalisert på vannskillet ved riksgrensen (profil 1) og ved den nordlige delen av gjelet (profil 2) (figur 5.2).



Figur 5.2: Oversiktsbildet viser plassering av de oppmålte profil. Riksgrensen er i høyre bildekant. Hellmogjelet starter sør for profil 2. Flybilde hentet fra Statens kartverk (2013).

Ved Gussajåvrre og hovedløpet i vest er løsmasser fraværende under 583 m o.h. Høyere enn grensen på 583 m o.h. er løst materiale i alle kornstørrelser til stede, mens det lavere er kun de største blokkene som er til stede. Det antas at vann fra de smeltende breene i øst har drenert over vannskillet og fjernet materialet på veien ned mot Hellmobotn. Skillet på 583 m o.h. angir hvor høyt det strømmende vannet har fjernet materialet under dreneringen. På høyden som markerer skillet for hvor langt opp vannet har spylt rent fjell for løsmasser, trekkes en horisontal linje på tvers av det som antas har vært elveleiet (figur 5.3).



Figur 5.3: Prinsippskisse for måling av tverrsnittarealet i profil 1. Det ble ikke observert løsmasser på berggrunnen under den røde stiplede linjen. Høyden på den stiplede linjen er 583 m o.h. Nord er til høyre i bildet.

Strekene mellom målingene er antatt å være rette linjer. Målingene ble foretatt ved hjelp av håndholdt GPS med barometrisk høydemåler. Høydemåleren ble kalibrert etter kjent høyde på Gussajvrrre og målingene foretatt innenfor et lite tidsrom uten store forandringer i det barometriske trykket. Likevel har resultatet en stor usikkerhet og behandles deretter.

Profil 1:

Målingene som danner profil 1 er foretatt ved vannskillet, noen hundre meter fra riksgrensen mot Sverige (figur 5.2). Området rundt vannskillet består av en undulerende 100-200 meter bred fjellrygg med bratte kanter opp mot 2-3 som er orientert nord-sør. Skuringsstriper er observert på en lokalitet.

Det er fravær av løst materiale opp til 583 m o.h. mens det over denne høyden er betydelige mengder med ablasjonsmateriale fra deglasiasjonen. De største blokkene er opp mot 2-3 meter i diameter og det antas at blokker i samme størrelsesorden må være fjernet i smeltevannsløpet. Arealet av interesse er mellom berggrunnen og den horisontale linje på 583 m o.h. Profil 1 strekker seg 1328 meter i lengde fra sør mot nord og det er foretatt 19 målinger av terrenghøyden med GPS.

Profil 2:

Målingene av profil 2 er foretatt på toppen av Hellmogjelet i et svakt undulerende område med bruddkanter som måler 1-2 meter vertikalt. Profil 2 orienteres fra sørøst til nordvest og er kortere i lengde enn profil 1. Profilets sørøstre ende starter i en bratt fjellvegg over 583 m o.h. og ender i flere blokker på samme høyde i nordvest.

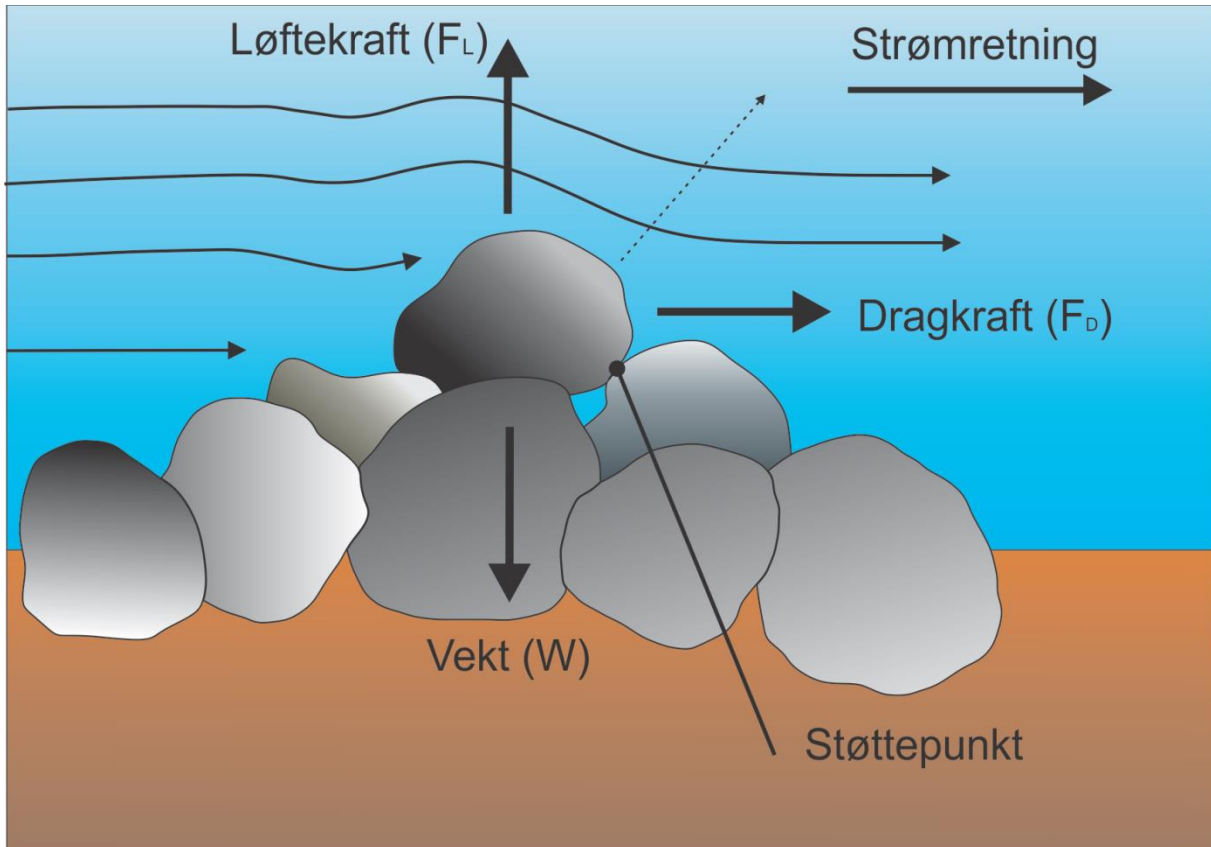
Det er usikkert om alt smeltevannet har drenert gjennom hovedløpet. Det finnes ytterligere to dreneringsløp fra vannskillet ned mot Hellmogjelet, begge beliggende lengre øst og betydelig mindre i størrelse (kapittel 2). Dreneringsløpene er i dag ikke aktive bortsett fra under snøsmelting og drenerer da kun avrenning fra berggrunn i nærheten.

5.4 BEREGNING AV VANNHASTIGHET

Vannhastigheten er relatert til vassdragets kompetanse og beskriver hvor store kornstørrelser som kan bli transportert. På avsetningen distalt for gjelet ble flere store blokker målt opp under feltarbeidet. Blokkene er alle av typen tysfjordgranitt av lokal opprinnelse. Beregninger utføres på bakgrunn av størrelsen på disse blokkene, og gir et estimat på hvor stor vannhastigheten har vært når blokkene ble transportert.

Prosessen med å løfte og rotere en løs blokk opp fra lommen den sitter i på bunnen av et vassdrag, inn i vannstrømmen der den transporteres, er den mest energikrevende. Når blokken først er satt i bevegelse av vannstrømmen kreves en lavere vannhastighet for å holde den i bevegelse.

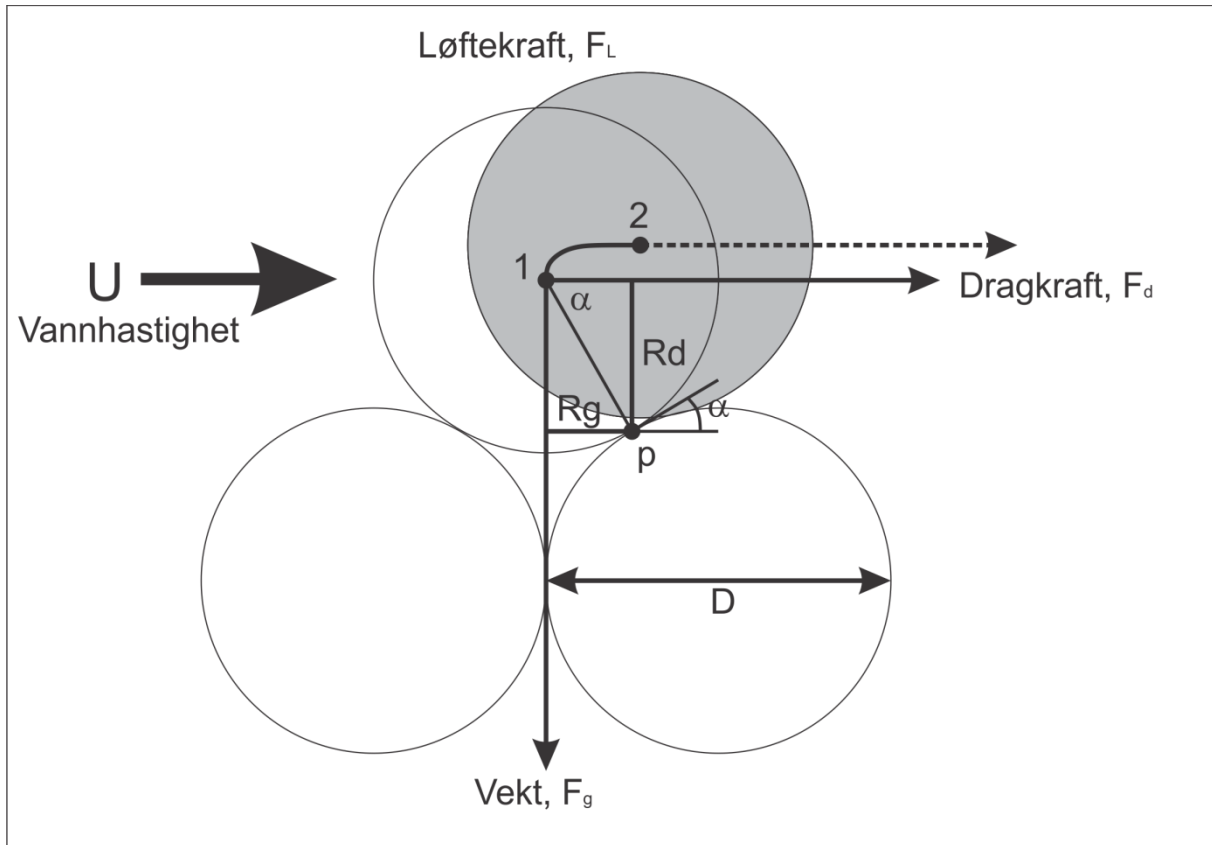
Bunngeometri og strømningsforhold i vassdraget er utfordringer med tanke på hydrodynamikk. Vannhastigheten vil variere ut fra blant annet vanndybden, helningen til vassdraget, ruheten til underlaget og hvilket materiale bunnen er laget av. Løftekraft, dragkraft og gravitasjon er kun noen av kreftene som virker på partiklene i et vassdrag (figur 5.4).



Figur 5.4: Noen krefter som kan virke inn på blokker i et vassdrag (Tesaker et al. 2010).

Hvordan blokkene i utgangspunktet var orientert i forholdt til strømretning og hverandre er også vanskelig å konstatere, og på grunn av ukjente faktorer som spiller inn er det nødvendig med forenklinger. Forenklinger er gjort for å estimere en vannhastighet ved kun å ta hensyn til de viktigste parameterne (figur 5.5) og forutsette en laminær og jevn vannstrøm.

Løftekraften er en av kreftene som virker på en blokk og bidrar til å løfte den vertikalt opp fra bunnen. Løftekraften bygger på Bernoullis prinsipp som følge av en høyere vannhastighet over toppen på blokken enn i bunnen, likt oppdriften skapt av vingene på et fly. (Anderson og Anderson 2011). For mindre kornstørrelser er løftekraften en viktig bidragsyter for å sette partikkelen i bevegelse. Det er likevel vridningsmomentene som gjør den store jobben i det blokken roterer rundt et kontaktpunkt (p) for å unnslippe lomma som holder den på plass (Anderson og Anderson 2011).



Figur 5.5: Prinsippskisse over parametere benyttet i utregningen av vannhastigheten, der en partikkel roterer rundt punktet p ut av lomma den ligger i. Strømningsretningen er fra venstre mot høyre. (Anderson og Anderson 2011).

Vridningsmomentet T_g motvirker bevegelse av partikkelen angitt ved

$$T_g = R_g F_g = R_g (m_p - m_f) g = R_g g (\rho_p - \rho_f) \frac{\pi D^3}{6} \quad (5.2)$$

og bestemmes ved å multiplisere vekten, F_g , av partikkelen med hevarmen, R_g . Av dette følger at en kortere hevarm vil gi en lavere verdi av T_g . Vridningsmomentet T_d beskriver kreftene som innvirker på partikkelen for at den skal løsriveres av lommen:

$$T_d = R_d F_d = R_d \frac{1}{2} \rho_f \frac{\pi D^2}{4} C_d \bar{U}^2 \quad (5.3)$$

der F_d er vekten på partikkelen multiplisert med hevarmen, R_d . I de to ovennevnte likningene er m_p massen til partikkelen, m_f massen til vannet fortrengt av partikkelen, g er

gravitasjonsakselerasjonen, ρ_p og ρ_f er tettheten til henholdsvis partikkelen og det fortrenkte vannet, mens D er diameteren til partikkelen. \bar{U} representerer den gjennomsnittlige hastigheten på vannet og C_d er en dragningskoeffisient uten dimensjon. Dragningskoeffisienten C_d er relatert til blokkens Reynoldsnummer. For høye Reynoldsnummer, som er relevant når store blokker og høy vannhastighet beregnes slik som i denne studien, er dragningskoeffisienten en konstant bestemt til $C_d=0,4$ (Anderson og Anderson 2011). Utenom avstanden på hevarmene R_g og R_d er alle parametre i likning 5.2 og 5.3 kjent. Lengden på hevarmen bestemmes av hvor langt ned i lomma blokken ligger og hvor mye av blokk som er eksponert for vannstrømmen. Dersom blokken ligger på bart fjell uten andre hindringer i nærheten er $R_g = 0$. En blokk som ligger langt ned i ei lomme mellom flere andre blokker vil få en stor verdi for R_g og motstanden for å bli rotert ut av lomma vil være stor. I denne studien velges verdier som sørger for at hevarmene R_g og R_d blir like store. Det forutsetter en eksponeringsgrad av blokken på 70 % av vertikal høyde. En lavere eksponeringsgrad kan føre til en overestimering av vannhastigheten. Siden Hellmogjelet er fylt med rasmateriale er det vanskelig å bestemme om noen store blokker som hadde en lavere eksponeringsgrad er blitt liggende igjen eller om alt materiale i Hellmogjelet er rast ned senere.

I grenseverdien $T_d=T_g$ vil blokken begynne å rotere ut av lomma. I det den første bevegelsen skjer, vil en positiv feedback forekomme på grunn av forandringer i lengden på hevarmene, og bevegelsen vil fullføres når den først har startet dersom vannhastigheten ikke avtar.

De ovennevnte faktorene spiller inn på om en blokk vil bli satt i bevegelse eller ikke. En utfordring med alle faktorene er at de ikke er konstante, men varierer i stor grad ulike steder i vassdraget. I et vassdrag vil for eksempel strømmingene, vannføringen og ruheten av materialet være forskjellige både i sted og tid. På grunn av denne usikkerheten kan ikke vannhastigheten beregnes med sikkerhet. Den kritiske grenseverdien for når en blokk blir transportert eller ikke er derfor bestemt ved hjelp av eksperiment og fremstilt i et Hjulströmdiagram (Boggs 2006).

På avsetningen Stuorlænndo i Hellmobotn finnes et blokkrikt område som strekker seg fra Hellmovatnet i øst og utover mot Hellmofjorden. Flyfoto viser betydelig mindre vegetasjon i det avlange området der blokkene er lokalisert og gjør det lett identifiserbart (figur 5.6). Blokkene er av varierende størrelse, kantrundet og lokalisert i det som er blitt tolket til å være et tidligere dreneringsløp i løsmassene på Stuorlænndo (kapittel 2).

Georadardata viser ingen tydelige blokker lengre ned i avsetningen, men har som nevnt ikke penetrert hele avsetningen ned til berggrunnen (kapittel 4). Større blokker kan derfor ligge lengre ned i avsetningen.



Figur 5.6: Flybilde som viser Hellmobotn og avsetningen Stuurlænndo. Områdene på avsetningen uten vegetasjon viser hvor det er store forekomster av blokker. Pilen angir det omtrentlige området til den tidligere dreneringskanalen. Hellmofjorden er ned i bildet, nord mot venstre. Flybilder tatt av Wideroe.

5.5 DANNEELSE AV HELLMOGJELET

Prosessene som kan medvirke til erosjon og dannelse av kanaler og løp i berggrunn inkluderer plukking, abrasjon, kjemisk oppløsning og kavitasjon. I tillegg må kjemiske og mekaniske forvitningsprosesser bidra for å svekke og forberede berggrunnen (Whipple et al. 2000). I et sammensatt system, som må være tilfellet i Hellmogjelet, basert på forskjeller i vannføring, tverrsnittareal og vannhastighet, er det sannsynlig at flere av de nevnte erosjonsprosessene har bidratt til erosjon.

Blokk som treffer bunnen forårsaker at noe materiale blir slått løst direkte, men genererer også økt stress for å drive oppsprekningen videre og på den måten løsne en ny blokk i sin helhet. Hydraulisk kiling av korn inni sprekker i berggrunnen, frostforvitring og kavitasjon kan bidra til at blokker løsner (Whipple et al. 2000; Anderson og Anderson 2011). Løftekrefter skapt av det strømmende vannet bidrar med løftekrefter for å løfte blokken ut av posisjon (Whipple et al. 2000).

Abrasjon forårsakes av materiale transportert i vannmassene som skurer bunnen av vassdraget. I områder med godt sementerte bergarter uten sprekker er abrasjon den dominerende (Whipple et al. 2000). Resultatet av en slik prosess er en skuret overflate som inneholder flutes og groper. Abrasjon er mest effektiv under subglasialt trykk.

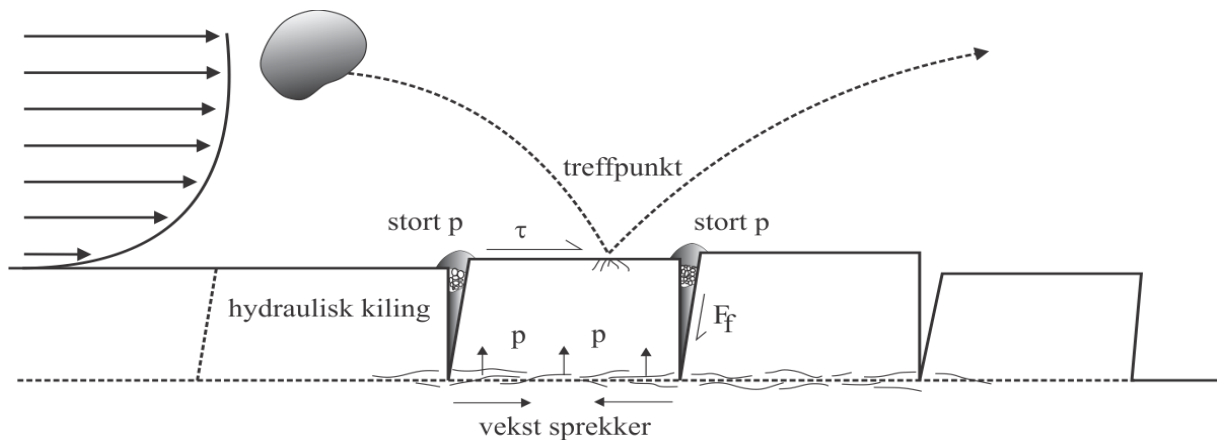
Plukking er en effektiv erosjonsprosess i strømmende vann, og kan ha vært en stor faktor for erosjonen av Hellmogjelet. For at plukking skal forekomme må berggrunnen være delvis oppsprukket i forkant, noe som er tilfellet i Hellmobotn (figur 5.7). I områder med mye sprekker i berggrunnen vil plukking være den dominerende erosjonsprosessen. (Whipple et al. 2000; Anderson og Anderson 2011). En prosess som bidrar til plukking er støt på berggrunnen av store blokker som beveger seg i vannmassen på grunn av saltasjon (figur 5.8).

Prosessmekanismen for plukking er todelt: Først må en sprekk bli dannet i berggrunnen og deretter kan blokken bli fjernet av vannmassene (Anderson og Anderson 2011).

Veggene som utgjør Hellmobotn er vertikale, lik orienteringen på sprekken. Den øverste delen av Hellmogjelet har en vertikal bakvegg nesten 300 meter høy. I skillet mellom den nedre og øvre delen av Hellmogjelet er også en vertikal vegg, 120 meter høy. De to stedene der Hellmogjelet har størst bredde er nedstrøms for de to nevnte knekkpunktene. Begge stedene er mindre tjern demmet opp av løsmasser.



Figur 5.7: Bilde som viser toppen av Hellmogjelet. Tydelig sprekkdannelse langs kanten ovenfor gjelet preger området og tyder på at plukking har vært mulig dominerende erosjonsform. Vannet midt i bildet drenerer ned i Hellmogjelet fra Gussajåvrrre.



Figur 5.8: Krefter som påvirker erosjonene i et vassdrag. Løst materiale som transporteres ved bunntransport eller saltasjon kan bidra til sprekkdannelse i berggrunnen. Løse blokker kan plukkes og transporteres bort. (Modifisert etter Whipple et al. 2000).

Lamb og Fonstad (2010) undersøkte dannelsen av canyon Lake Gorge, Texas, USA, og gjengir en metode for å finne volumetrisk sediment transport kapasitet. Ved å anta at den strømmende vannmassen har transportert maksimal mengde sedimenter til enhver tid, kan

denne metoden angi maksimal lengde på dreneringen. Metoden benytter ikke hastigheten til vannmassene, men tar hensyn til gradienten på canyon, arealet av gjelet som er fylt med vann, størrelsen på blokkene som er flyttet og volumet av gjelet. En utfordring med denne metoden ligger i at en del av verdiene må estimeres, da de ikke er mulig å måle eller varierer mye langs Hellmogjelet. Metoden som er brukt er her gjengitt for å beregne maksimal mengde sedimenter transportert av vannet (Q_b) (likning 5.4):

$$Q_b = 5.7 * \omega (R g D_2^3)^{\frac{1}{2}} (\tau_* - \tau_{*c})^{\frac{3}{2}} \quad (5.4)$$

der ω angir middels bredde på Hellmogjelet, R er neddykket spesifikk tetthet, g er gravitasjonsakselerasjonen og D er lengden til den midtre akse på det gjennomsnittlige sedimentet. τ_* og τ_{*c} er angitt ved

$$\tau_{*c} = 0,15 S^{0,25} \quad (5.5)$$

og

$$\tau_* = \frac{\tau_b}{((\rho_s - \rho)g D_2)} \quad (5.6)$$

der S er gradienten til helningen av bunnen på canyon (angis i m/m), ρ_s er tettheten til bergarten erodert ($= 2640 \text{ kg/m}^3$). τ_b er skjærstress mot elvebunnen skapt av strømmen, og gitt ved

$$\tau_b = \rho g h_R S \quad (5.7)$$

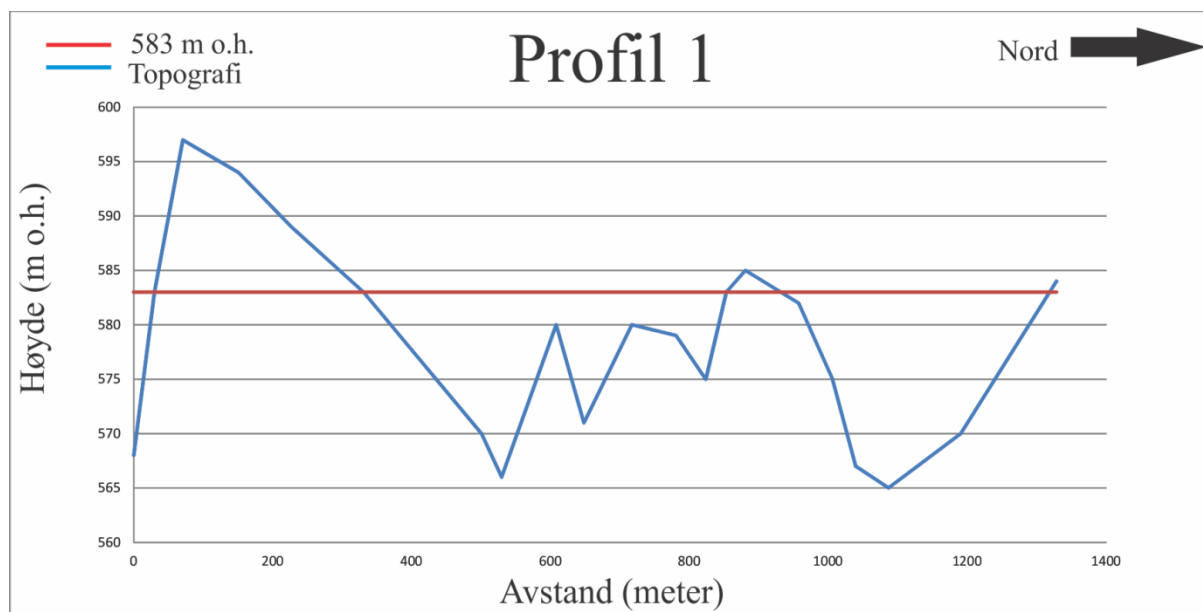
der h_R er forholdet mellom tverrsnittarealet og omkretsen til området dekket av vann, det våte perimeteret. Ved å benytte forholdet mellom Q_b og volumet av Hellmogjelet, V , kan et tidsestimat for erosjonen estimeres (likning 5.8). Forutsetningen er at maksimalt volum sedimenter er blitt transportert i vannmassene.

$$\Delta t = \frac{V}{Q_b} \quad (5.8)$$

5.6 RESULTATER

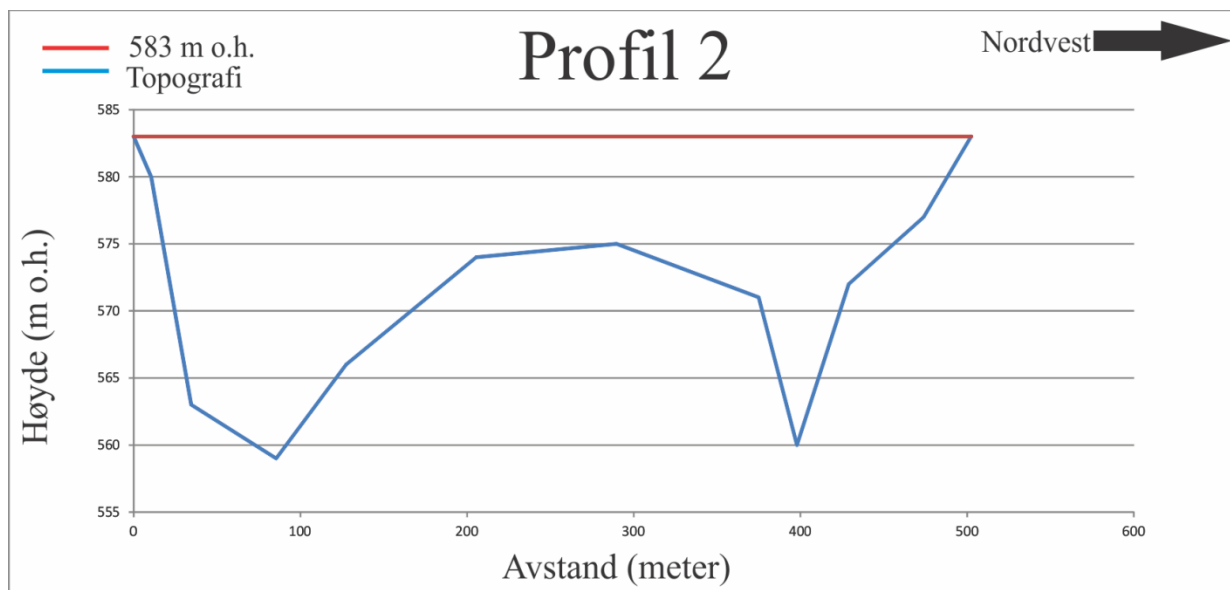
Tverrsnittareal

Figur 5.9 viser en skjematisk oversikt for profil 1. Avstanden mellom målepunktene og høyden til målepunktene er kjent. Det totale arealet på tverrsnittet kan estimeres ved hjelp av geometri. Beregningene viser at arealet mellom 583 m o.h. og topografien utgjør 7729 m².



Figur 5.9: Skjematisk fremstilling av profil 1. Den blå streken er topografien til berggrunnen, mens den røde viser høyden 583 m o.h. og angir nedre grense for løsmasser.

Tverrsnittarealet for profil 2 (figur 5.10) er estimert på samme måte som profil 1. Estimert viser at profil 2 dekker et areal på 6257,5 m². Ytterligere to mindre dreneringsløp kan ha drenert vann samtidig som profil 2, men arealet her er kun estimert. Sammen med arealet av de to dreneringsløpene beliggende lengre øst er tverrsnittarealet antatt å være rundt 7000 m². Det er usikkerhet i de målte høydene, avstanden mellom punktene og det har vært vanskelig å foreta målingene i en rett linje. På grunn av de nevnte usikkerheter antas vil et tverrsnittareal på 7000 m² legges til grunn for videre beregninger.



Figur 5.10: Skjematisk fremstilling av profil 2.

Vannhastighet

Blokkene på avsetningen ble målt under feltarbeidet sommeren 2012 og varierer i størrelse fra tre til seks meter i diameter når det tas hensyn til den korteste aksen til blokkene (Tabell 5.1).

Tabell 5.1: Oversikt over de målte blokkene på Stuorlænndo med koordinater og utregnet volum.

| Veipunkt | Sone | Easting | Northing | Bredde [m] | Dybde [m] | Høyde [m] | Størrelse [m ³] |
|----------|------|---------|----------|---------------|--------------|--------------|--------------------------------|
| 179 | 33W | 0563829 | 7522256 | 7 | 4 | 4 | 112 |
| 184 | 33W | 0564035 | 7522116 | 5 | 3 | 3 | 45 |
| 185 | 33W | 0564096 | 7522108 | 6 | 3.5 | 4 | 84 |
| 186 | 33W | 0564086 | 7522068 | 5 | 4.5 | 4 | 90 |
| 187 | 33W | 0564062 | 7522076 | 6.5 | 6 | 4 | 156 |
| 188 | 33W | 0564044 | 7522008 | 8 | 7 | 6 | 336 |

Ved beregninger er den korteste diameteren benyttet, og det antas at den lengste aksen har ligget perpendikulært med strømretningen. For å sørge for en mest mulig komplett tabell er vannhastigheten for blokker helt ned til 0.5 meter beregnet basert på likningene 5.2 og 5.3.

Tabell 5.2: Oversikt over estimert vannhastighet (U).

| Diameter (m) | Rg | Rd | Tg (Nm) | Td*U ² (Nm) | U (m/s) |
|-----------------|------|------|----------|------------------------|---------|
| 0.5 | 0.35 | 0.35 | 368 | 14 | 5.2 |
| 1 | 0.7 | 0.7 | 5894 | 110 | 7.3 |
| 1.5 | 1.05 | 1.05 | 29837 | 371 | 9.0 |
| 2 | 1.4 | 1.4 | 94299 | 879 | 10.4 |
| 2.5 | 1.75 | 1.75 | 230223 | 1717 | 11.6 |
| 3 | 2.1 | 2.1 | 477391 | 2967 | 12.7 |
| 3.5 | 2.45 | 2.45 | 884426 | 4712 | 13.7 |
| 4 | 2.8 | 2.8 | 1508792 | 7034 | 14.6 |
| 4.5 | 3.15 | 3.15 | 2416792 | 10015 | 15.5 |
| 5 | 3.5 | 3.5 | 3683573 | 13738 | 16.4 |
| 5.5 | 3.85 | 3.85 | 5393120 | 18285 | 17.2 |
| 6 | 4.2 | 4.2 | 7638257 | 23738 | 17.9 |
| 6.5 | 4.55 | 4.55 | 10520654 | 30181 | 18.7 |
| 7 | 4.9 | 4.9 | 14150815 | 37696 | 19.4 |
| 7.5 | 5.25 | 5.25 | 18648090 | 46364 | 20.1 |
| 8 | 5.6 | 5.6 | 24140666 | 56269 | 20.7 |

Som tabell 5.2 viser øker kravet til vannhastighet dersom blokker med stor diameter skal kunne trekkes opp av lomma som blokken er fanget i. U angir vannhastigheten som kreves for å rotere blokken ut av lommen. For å sette den største blokken i bevegelse må vannhastigheten på et tidspunkt ha vært opp mot 17.9 m/s.

Vannføring

Den mulige vannføringen som har foregått er beregnet ut fra likning 5.1. Den maksimale vannføringen kan ha foregått i kun meget kort tid, mens det i løpet av en lengre tidsperiode har vært betydelig mindre vannføring. Ved å anta at de store blokkene har kildeområde mellom de oppmålte profilene og dermed et areal på 7000 m² beskriver tabell 5.3 hvilken vannføring som har gått gjennom Hellmogjelet.

Tabell 5.3: Utregnet vannføring basert på estimert vannhastighet (U) og arealet (A) for ulike diametere av blokker.

| Diameter (m) | Vannhastighet(U) (m/s) | Areal (A) (m ²) | Vannføring (Q) (m ³ /s) |
|--------------|---------------------------|--------------------------------|---------------------------------------|
| 0.5 | 5.2 | 7000 | 36400 |
| 1 | 7.3 | 7000 | 51100 |
| 1.5 | 9 | 7000 | 63000 |
| 2 | 10.4 | 7000 | 72800 |
| 2.5 | 11.6 | 7000 | 81200 |
| 3 | 12.7 | 7000 | 88900 |
| 3.5 | 13.7 | 7000 | 95900 |
| 4 | 14.6 | 7000 | 102200 |
| 4.5 | 15.5 | 7000 | 108500 |
| 5 | 16.4 | 7000 | 114800 |
| 5.5 | 17.2 | 7000 | 120400 |
| 6 | 17.9 | 7000 | 125300 |
| 6.5 | 18.7 | 7000 | 130900 |
| 7 | 19.4 | 7000 | 135800 |
| 7.5 | 20.1 | 7000 | 140700 |
| 8 | 20.7 | 7000 | 144900 |

Ut fra de beregningene som er foretatt i denne studien kan det ha forekommet en estimert vannføring gjennom Hellmogjelet på opp mot 125 300 m³/s. Til sammenligning har Amasonas en gjennomsnittlig vannføring på rundt 175 000 m³/s (Wohl 2007).

Erosjon av Hellmogjelet

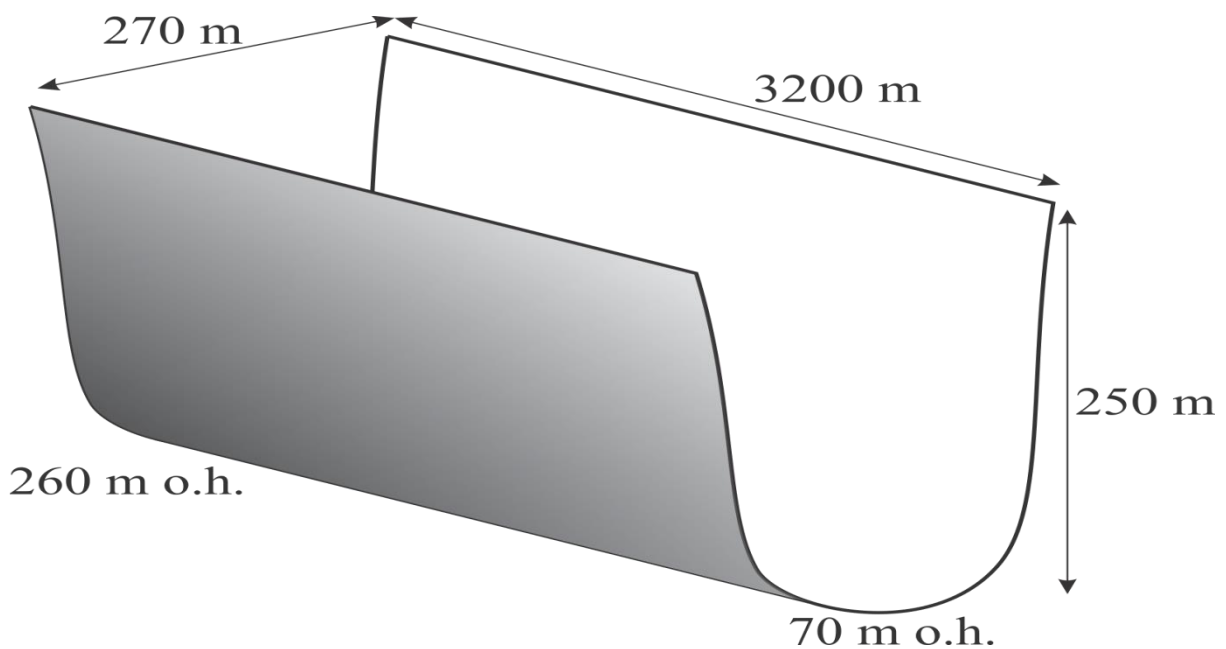
Den observerte overflaten til berggrunnen i og rundt Hellmogjelet viser tydelige områder med oppsprekking (figur 5.7), men også noen polerte områder. Sprekkene varierer i størrelse og lengde. Blokker observert i Hellmogjelet er tydelig kantede. I sideveggene til Hellmogjelet, som er kildeområdet til ras materialet i bunnen, kan det også observeres tydelige og skarpe kanter.

De vertikale veggene mot Gussajåvrrre og mellom den øvre og nedre delen av Hellmogjelet, sammen med de oppdemmede tjernene nedenfor, kan tyde på at vannstrømmen har passert over et knekkpunkt. Vann har strømmet utenfor de respektive kantene og bidratt til tilbakeskridende erosjon og dannet et nedslagsbasseng. Hvordan de initiale veggene er blitt dannet er usikkert, men kan skyldes naturlig topografi eller en tidlig subglasial erosjon.

På overflaten av "neset" som går ut mellom øvre og nedre del av Hellmogjelet kan skuring nesten kun sees som mikroskuring på kvartsganger som stikker 1-3 centimeter opp over granitten. Skuringsstriper i granitten er vitret bort, men kan være bevart dersom de har vært dekket av løsmasser. Polerte flater sees stedvis, mest på vertikale flater der feltspatkrystaller er kuttet og polert, mens mellomliggende glimmer er vitret bort.

På grunn av observasjonene med oppsprukket berggrunn og manglede områder med skurte områder er det grunn å anta at plukking, der hele blokker løsrives, har vært den dominerende prosessen under dreneringen av Hellmogjelet.

En av de store problemstillingene til denne studien er å vurdere om det er mulig å erodere en formasjon slik som Hellmogjelet i løpet av den korte tiden en eller flere katastrofetapninger varer. Ved hjelp av metoden beskrevet i 5.5 vurderes volumet av sedimenter som kan transporteres. På grunn av manglende datagrunnlag må noen av parameterne estimeres, og det er ikke utført målinger for å understøtte alt. En modell er derfor laget med mest mulig like verdier som Hellmogjelet (figur 5.11).



Figur 5.11: Skisse som viser målene på en modell benyttet til beregning av tidsestimat for erosjonen av Hellmogjelet. Tallene er estimert som mest mulig lik Hellmogjelet.

Verdiene brukt i modellen (figur 5.11) er basert på egne målinger i felt og målinger fra flybilder (Widerøe's flyveselskap A/S 1965; Statens kartverk 2013). De representerer et gjennomsnitt av de målte størrelsene av Hellmogjelet. I den øvre delen av gjelet, som er bestemt til å være 3200 meter langt, er høyden på bunnen 260 m o.h. Hellmogatnet, som ligger i åpningen av gjelet ved Hellmobotn, har en høyde på 70 m o.h. Gjennomsnittlig bredde anslås til å være 270 meter, mens gjennomsnittlig høyde er 250 meter. En gradient (S) bestemmes ut fra høydeforskjellen og lengden på modellgjelet. Det antas at blokk på én kubikkmeter i størrelse er blitt plukket, og maksimal mengde med sedimenter er blitt transportert av vannmassene. Hele tverrsnittarealet til Hellmogjelet har ikke vært fylt av vann, men et areal som er 7000 m^2 og sammenlignbart med det arealet funnet ovenfor gjelet på de to målte profilene. Vannstrømmen har da vært 26 meter dyp i modellen. Tetthet til vann og berggrunnen er som tidligere nevnt henholdsvis 1000 kg/m^3 og 2640 kg/m^3 .

Ved å benytte likningene 5.4 til 5.7 estimeres maksimalt volum av sedimenter i vannstrømmen til å være $3662 \text{ m}^3/\text{s}$. Volumet av modellgjelet er $216 \times 10^6 \text{ m}^3$, med vertikale kanter og flat bunn. Et tidsestimat vil da bli gitt ved likning 5.8 og gir en mulig dannelsesetid på noe over 16 timer.

5.7 TOLKNING OG OPPSUMMERING

Hydrodynamikk og vannføring er en egen vitenskap. Et mer nøyaktig estimat av vannføring krever betydelig mer arbeid med innsamling og behandling av data, og er utenfor problemstillingen for denne studien. Vannhastighet og vannføringen vil forandres langs vassdraget og i tid. Vassdrag har en høyere vannføring om våren når det er snøsmelting enn hva som er tilfellet på vinteren. Vannhastighet og vannføring kan derfor ikke behandles som en konstant slik det er blitt gjort i denne studien.

Tverrsnittareal vil på samme måte som vannhastighet og vannføring forandres langs vassdraget og i tid. Erosjon forekommer i større grad under perioder med flom og snøsmelting slik at tverrsnittarealet øker. Utenfor flomtidene kan materiale bli avsatt i vassdraget og tverrsnittet minker. I Hellmobotn har det netto tverrsnittarealet økt, men det er vanskelig å anslå hvordan det begynte og hvordan det utviklet seg videre. De to profilene konstruert i denne studien er lokalisert der skurestriper er observert, og erosjonen etter at området ble isfri er minimal. Et ønske om å konstruere et profil inne i Hellmogjelet er utfordrende da

vannstanden under en tapning er ukjent. På grunn av usikkerhetene fra en håndholdt GPS som er benyttet og variasjonene langs vassdraget ble et tverrsnittareal på 7000 m² benyttet fra begge profilene. Det nevnte tverrsnittet er en maksimum verdi som har vært aktuell i meget kort tid, kanskje kun i noen timer. Når vannføringen minket, har også tverrsnittarealet minket.

Relasjonen mellom profilene og blokkene målt på avsetningen distalt for Hellmogjelet kan være vanskelig å etablere. De store blokkene kan ha vært transportert fra selve Hellmogjelet, der tverrsnittet kunne være mindre (vannhastigheten høyere), og avsatt på avsetningen. Blokkene på avsetningen er også noe større enn de blokkene som ligger igjen over det spylte området ovenfor Hellmogjelet. Blokkene ovenfor Hellmogjelet har en maksimal størrelse på 2-3 meter.

Vannhastigheten er mer dynamisk enn tverrsnittarealet, og store lokale forskjeller forekommer. Vannhastigheten ovenfor Hellmogjelet må være betydelig lavere enn nede i Hellmogjelet. Det er vanskelig å anslå hvordan vannhastigheten har variert under en drenering eller tapning med tanke på at gradienten og dybden til Hellmogjelet har vært ukjent. Det estimeres derfor at blokker med diameter opp til to meter har blitt transportert av vannstrømmen ovenfor Hellmogjelet. De større blokkene med diameter opp til 6 meter observert avsetningen har derimot blitt transportert av vannstrømmen nede i Hellmogjelet der vannhastigheten har vært større. Det tilsier at en vannhastighet på 10.4 m/s må ha vært til stede ovenfor Hellmogjelet og 17.9 m/s i Hellmogjelet.

Vannføringen er blitt estimert med likning 5.1 og tar hensyn til tverrsnittarealet på 7000 m² som vil være korrekt ovenfor Hellmogjelet der profilene er lokalisert. Vannføringen presentert her er et estimat på en vannføringstopp som har ukjent varighet. Verdiene er mest sannsynlig ikke riktig i det vannstrømmen gikk over kanten og ned i Hellmogjelet der vannhastigheten øker og tverrsnittarealet minsker. Om det hadde vært mulig å anslå hvor mye av Hellmogjelet som var fylt med vann under en tapning eller drenering kunne en mer korrekt vannhastighet blitt beregnet.

En stor og kontinuerlig drenering av smeltevann har sannsynligvis drenert gjennom og erodert Hellmogjelet etter iskanten trakk seg tilbake østover fra Hellmobotn. Avsetninger på svensk side av riksgrensen tyder på at en stor isdemmet sjø har eksistert da den østlige dreneringsveien ned mot Østersjøen var stengt av is. Spor etter slike sjøer er tolket ut fra issjørandavsetninger som er spesielt tydelig langs Sitasjávri (Melander 1976). Flate sandbanker observert noen kilometer inn på Svensk side, øst for Gussajávri, taler også for

denne tolkningen (kapittel 2). Det lavest passpunktet for en isdemmet sjø er gjennom Hellmogjelet og ut i Hellmobotn.

Hvor lang tid dannelsen av Hellmogjelet har tatt har ikke tidligere vært et tema i litteraturen. Det er blitt vist at uregelmessige store flommer er de eneste som er kapable til å skape krefter som overstiger motstanden til berggrunnen (Wohl 2002). Et moderne eksempel fra Texas, USA er Canyon Lake Gorge. Lake Gorge er et kunstig vannreservoar og har som en sikkerhet et overløp som fører til Guadalupe River. Overløpet ble første gang benyttet i 2002 på grunn av store mengder nedbør og resulterte i en 1200 meter lang canyon, opp til 12 meter dyp og rundt 50 meter bred. Dette skjedde i løpet av tre dager med en maksimal vannføring på $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ (Lamb og Fonstad 2010). På grunn av det moderne eksempelet fra Texas, USA, må muligheten for at Hellmogjelet har blitt dannet i løpet av kort tid vurderes.

Modellen som presentert i denne studien viser at en vannstrøm som dekker 7000 m^2 i Hellmogjelet har evnen til å transportere $3662 \text{ m}^3/\text{s}$ med sedimenter. Sammenlignet med vannføringen som kreves for at de størst blokkene skal transporters på $125\,300 \text{ m}^3/\text{s}$ utgjør de transporterte sedimentene i underkant av 3 % av den samlede massen vann og sedimenter. Dersom en slik transport av sedimenter hadde forekommet kontinuerlig, kunne Hellmogjelet være erodert på kun 16 timer.

Eksempelet nevnt fra canyon Lake Gorge, Texas, USA, viser erosjon av $2.3 \times 10^5 \text{ m}^3$ sedimenter. Det skjedde på ca. 3 dager, med en maksimal vannføring på $1450 \text{ m}^3/\text{s}$. Vannføringen under en katastrofetapning stiger hurtig, men avtar like hurtig, før vannføringen flatet ut og går tilbake til det normale nivået (Lamb og Fonstad 2010). Sammenlignes katastrofetapningen i Canyon Lake Gorge med katastrofetapningen i Hellmogjelet, som hadde en betydelig større vannføring, kan det ikke utelukkes at Hellmogjelet stort sett er dannet subaerilt.

Den største vannføringen, erosjonen og sedimenttransporten gjennom Hellmogjelet har foregått kun i meget kort tid. Vannføringen har, i likhet med Canyon Lake Gorge også avtatt hurtig før det har flatet ut. Hellmogjelet kan, ut fra den vannmengden som beviselig er nødvendig, være utsatt for en katastrofetapning, noe som ikke har skjedd i Canyon Lake Gorge.

Estimatet er ikke avhengig av vannføringen eller vannhastigheten, men angir at 7000 m^2 har blitt benyttet og angir hvor mye av Hellmogjelet som var fylt med vann. For å at så mye vann skal kunne være tilgjengelig til å erodere Hellmogjelet, må en katastrofetapning ha forekommet. Tidlig subglasial drenering kan ha erodert noe av Hellmogjelet, sammen med

den jevne dreneringen fra øst. Den store vannmengden som kreves for å transportere de største blokkene tyder på at en katastrofetapning i stor grad ha bidratt til erosjonen av Hellmogjelet.

Oppsummering

I et sammensatt system som må ha forekommet i Hellmogjelet, basert på forskjellene i vannføring, tverrsnittareal og vannhastighet, er det sannsynlig at de fleste erosjonsprosesser har funnet sted. De resultater som er presentert i dette kapitlet er kun estimer, med tilhørende usikkerhet.

Vannhastigheten ovenfor Hellmogjelet må ha vært rundt 10 m/s fordelt på et tverrsnittareal på 7000 m², som resulterer i en beregnet vannføring på 70 000 m³/s. De største blokkene på Stuorlænndo krever en vannhastighet opp til 17.9 m/s for å bli transportert. Det vil gi en vannmengde på 125 300 m³/s. Varigheten på en slik tapning er høyst usikker og vil bli omtalt mer i kapittel 7.

Det kan ikke utelukkes at en katastrofetapning har dannet Hellmogjelet i sin helhet eller delvis.

KAPITTEL 6: VOLUM AV GJEL OG SEDIMENT

6.1 INTRODUKSJON

Under dannelsen av Hellmogjelet ble berggrunnen erodert og sedimentene transportert med vannstrømmen. De største og tyngste blokkene ble transportert kun en kort distanse fra munningen på Hellmogjelet og avsatt når vannet mistet kompetansen. Mindre kornstørrelser som grus og grov sand ble avsatt med noe lengre avstand fra Hellmogjelets munning og utgjør mesteparten av den store avsetningen i Hellmobotn. De fineste kornstørrelsene, slik som sand, silt og leire, ble transportert enda lengre ut og avsatt i Hellmofjorden.

Dannelsen av Hellmogjelet kan ha foregått under flere glasieringer og deglasieringer. Om dette er tilfellet burde kantene av Hellmogjelet være iserodert. Isen ville fjernet de avsatte materialene under en glasiering for så å bygge opp en ny avsetning ved neste deglasiering. Volumet av det avsatte materialet vil da være betydelig mindre enn volumet av Hellmogjelet.

I dette kapitlet vil volumet til Hellmogjelet og avsatt materiale i Hellmofjorden undersøkes nærmere. Volumet av Hellmogjelet er beregnet og sammenlignet med et estimert volum av sedimenttykkelsen i Hellmofjorden.

6.2 VOLUM AV HELLMOGJELET

ArcGIS er benyttet for å anslå en tidligere topografi, bestemme dagens topografi, og beregne endringen som følge av erosjon. Hvordan den tidligere topografien var der Hellmogjelet er i dag kan rekonstrueres ved å konstruere et polygon basert på høyden til de gjenværende kantene rundt gjelet.

En digital høydemodell (DHM) basert på kartbladet N50_1850 Tysfjord og høydemålinger med avstandsmåler (Leica Rangemaster 1000-R) fra feltarbeid er brukt til å bestemme dagens volum. Det har under arbeidet fremkommet at en DHM kan ha svakheter med dybden til gjelet. Skillet mellom målt høyde med laser og høyden oppgitt av DHM er betydelig. Målinger på tre av punktene foretatt med laser nær toppen av Hellmogjelet viser et avvik på henholdsvis 48, 61 og 84 høydemeter mellom laserhøyde og DHM. Alle målingene utført i forbindelse med volumberegningen av Hellmogjelet er under 375 meter og har derfor en usikkerhet på ± 1 meter (Leica 2013). Lokalitetene der avvikene i høyde er registrert omfatter kun den øverste delen av Hellmogjelet, mens det i den nedre delen av Hellmogjelet

er et avvik mellom DHM og lasermålinger på maksimalt to meter. Verdiene benyttet i denne studien er basert på lasermålinger.

Det konstruert polygonet for den tidligere estimerte overflaten har verdier fra DHM. Dersom DHM hadde vist riktig høyde kunne et tilsvarende blitt plassert i bunnen på gjelet for så sammenlignes med polygonet på toppen av gjelet. På grunn av de usikre høydene i bunnen av gjelet ble flere punkter plassert spredt utover i gjelet og merket med høyde for topp (tidligere topografi) og bunn (nåværende topografi). I den øverste delen av Hellmogjelet er høyden interpolert mellom punktene målt med laser. Volumet mellom de to polygonene ble deretter beregnet i ArcGIS.

6.3 VOLUM PÅ AVSETNINGEN

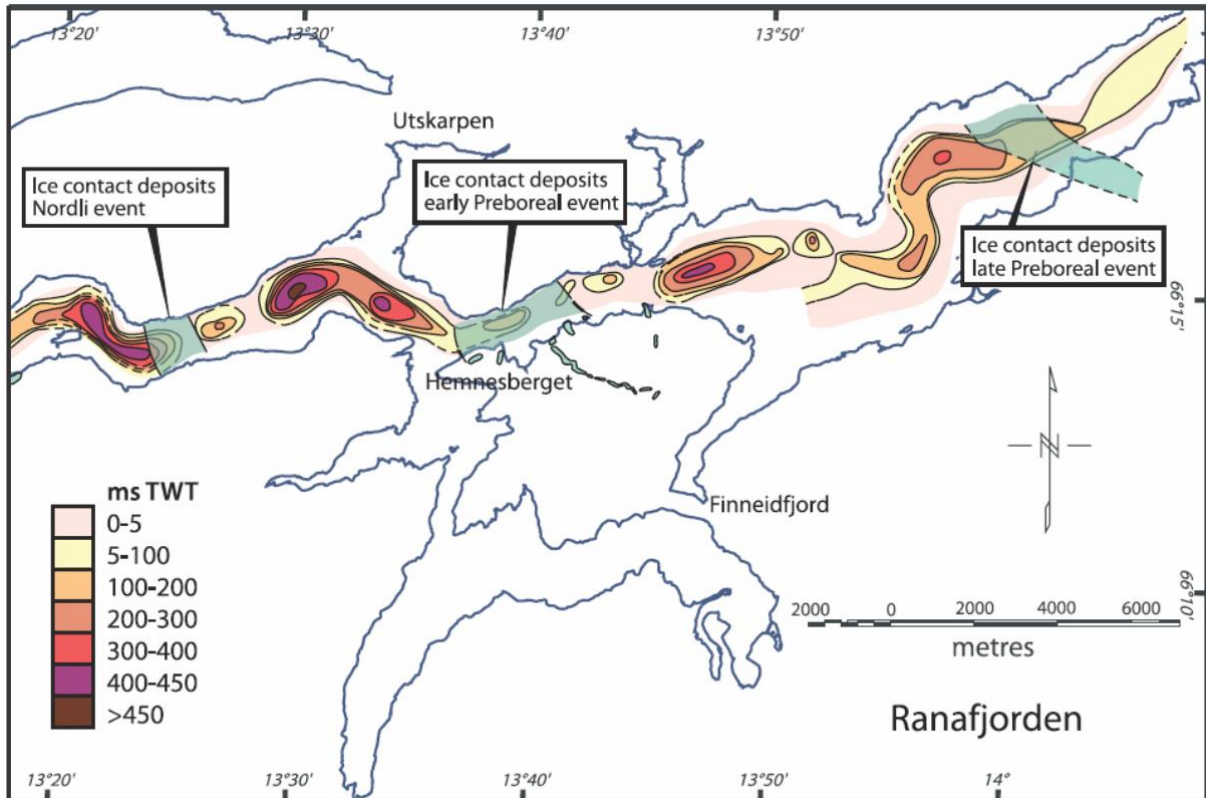
Sedimentene i Hellmofjorden består av løsmasser fra andre kilder enn bare Hellmogjelet. I Hellmobotn er løsmassene bygget opp over havnivå. Løsmassene kan stamme fra flere kilder, for eksempel morenemateriale eller rasmateriale. Sortert materiale avsatt i Hellmofjorden kan være transportert fra andre siden av vannskillet under en drenering eller tapping, og på den måten ikke være erodert materiale fra Hellmogjelet. Et stort bidrag til avsetningene i Hellmobotn og utover i Hellmofjorden anses likevel å komme fra Hellmogjelet.

Alle fjorder har en ytre terskel på 200-300 meters dyp, mens noen kan ha flere terskler av grunnfjell eller morene (Aarseth 1997). I Hellmofjorden viser sjøkart en terskel på 60 meters dyp ved Segelneset (Bårjåsnjårgga) utenfor Musken. Terskelen angir ytterkanten av et basseng i den indre delen av Hellmofjorden. Bassenget har en maksimal dybde på mer enn 450 meter. Tilførte glasiofluviale sedimenter til bassenget øst for terskelen kan være erodert fra Hellmogjelet.

Georadarundersøkelsen foretatt på avsetningen viser ikke en tydelig grense mellom løsmasser og berggrunnen. Grensen må ligge dypere enn det georadaren kan penetrere (kapittel 2). På Vestlandet er kun 10 % av løsmassene i fjordene eldre enn siste istids maksimum (LGM) (Aarseth 1997). En oversikt fra de ulike fjordene på Vestlandet i Norge viser en sedimenttykkelse mellom 200 og 430 meter (Aarseth 1997). Fjordene på Vestlandet er i likhet med Hellmofjorden lang, smal og beliggende innenfor YD endemorene.

Det er ingen seismiske data tilgjengelig på de indre delene av Hellmofjorden, så mektigheten på sedimentene må estimeres. I Ranafjorden er sedimenttykkelsen opp til 450

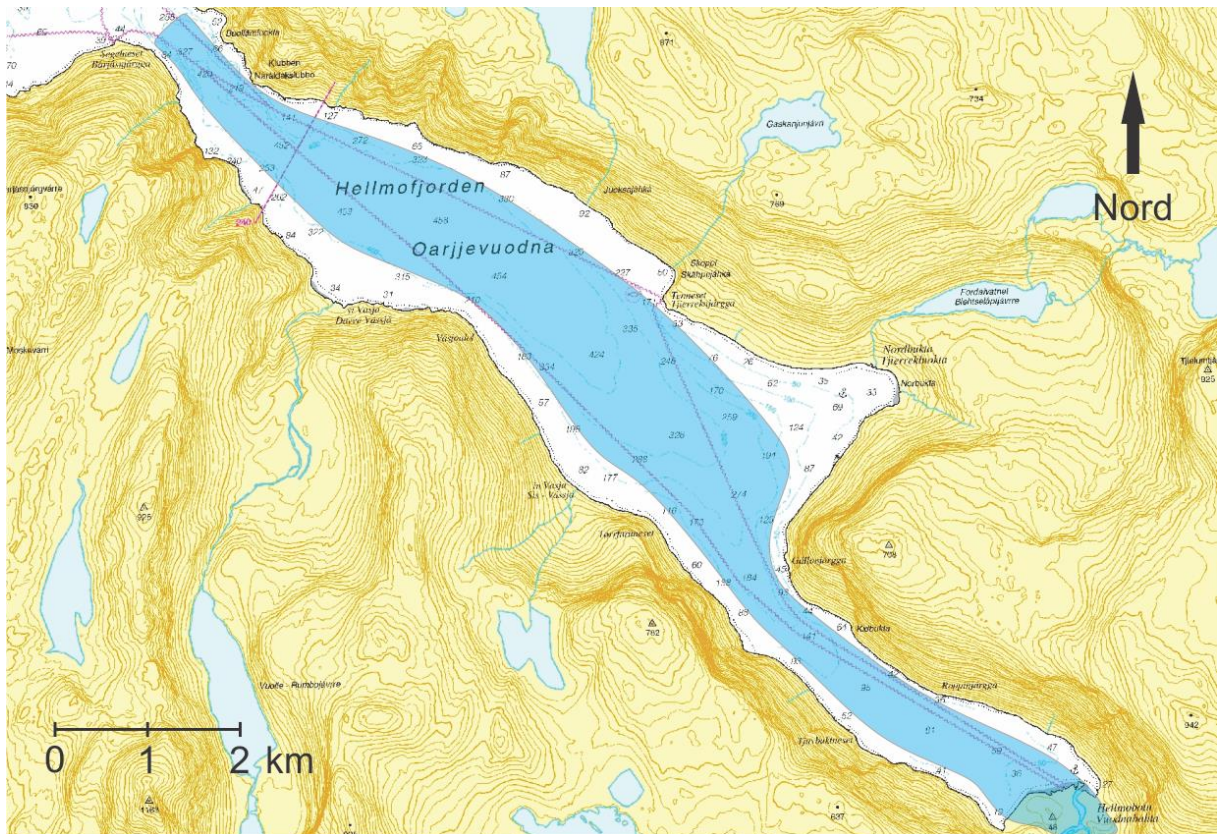
meter enkelte steder, og opp til 300-400 meter i de innerste delene. Jevnt over er sedimenttykkelsen mellom 100-200 meter (Lyså et al. 2004) (figur 6.1). En antatt maksimal sedimenttykkelse i Hellmofjorden på opp til 300 meter er derfor et godt estimat basert på Ranafjorden og fjorder på Vestlandet.



Figur 6.1: Kart som viser sedimenttykkelsen i Ranafjorden. Den indre delen har en gjennomgående sedimenttykkelse mellom 200-300 meter med dypere områder i midten. (Lyså et al. 2004)

Dersom Hellmogjelet har blitt dannet gjennom flere glasier og deglasier vil sedimenttykkelsen i Hellmofjorden være betydelig mindre enn 300 meter. Noen sedimenter vil likevel være til stede i bassenget. Kilden til sedimentene vil da være rasmasser fra dalsidene, morenemateriale fra deglasier og finere sedimenter fra mindre dreneringer. Stabburselva og Sørrelva har tilført noen sedimenter etter deglasier. En minimum sedimenttykkelse i Hellmofjorden vil være omtrent 50 meter.

For å kunne sammenligne volumet av Hellmogjelet og sedimenttykkelsen i Hellmofjorden er et areal i Hellmofjorden bestemt (figur 6.2). Sedimentene har den største mektigheten i midten av fjorden. De bratte dalsidene antyder at avsatt materiale langs kanten på fjorden vil rase ned i midten av fjorden. I et forsøk på å ta hensyn til dette er arealet av Hellmofjorden ikke registrert i hele fjordens bredde.



Figur 6.2: Oversiktskart over indre del av Hellmofjorden. Hellmobotn er lokalisert nede i høyre hjørne, Musken rett utenfor venstre øvre hjørne. Indre del av Hellmofjorden er over 450 meter dyp, men en terskel ved Musken er kun på 60 meters dybde. Det blå området viser beregnet areal for sedimentavsetning. (Statens kartverk)

For at sedimenttykkelsen i Hellmofjorden skal være korrekt, er det nødvendig å korrigere for økningen i volum som skjer når fra fast fjell brytes og danner grov sand og grus som har luft mellom kornene. Tetthet til tysfjordgranitt er 2635 kg/m^3 (Norges Geologiske Undersøkelse 2013). Tettheten til det avsatte materialet vil variere ut fra blant annet kornstørrelse, om det er vannmettet eller om det er tørt. Dersom det antas tørre materialer, samt sand er den midlere verdien for kornstørrelser, vil tettheten være omtrent 1600 kg/m^3 (Walker 2013). Det eroderte volumet på Hellmogjelet vil derfor bli multiplisert med 1.65 for å ta hensyn til utvidelsen som skjer når fast fjell blir til mindre kornstørrelser som også har luft mellom kornene.

6.4 RESULTATER

Modellen laget av Hellmogjelet i kapittel 5 angir et totalt volum for Hellmogjelet på $215 \times 10^6 \text{ m}^3$, og gir et rimelig estimat på hvor mye materiale som er erodert fra Hellmogjelet og transportert ut i Hellmofjorden.

Som nevnt vil fast fjell utvides når det brytes opp i mindre deler, og volumet av de løse massene vil øke. Ved å benytte en utvidelsesfaktor på 1.65, vil det totale volumet på avsatte løsmasser tilsvare $356.4 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Det beregnede arealet for avsetning i Hellmofjorden, inkludert avsetningen i Hellmobotn, er $14 \times 10^6 \text{ m}^2$ (Statens kartverk 2013). Volumet fra Hellmogjelet vil estimert tilsvare en sedimenttykkelse på ca. 25 meter fordelt jevnt over hele arealet.

6.5 TOLKNING OG OPPSUMMERING:

Beregningene for volumet på Hellmogjelet har mange usikkerhetsfaktorer. For eksempel er ikke bunnen synlig i store deler av gjelet på grunn av rasmateriale. Det er også høyst usikkert hvordan den tidligere topografien der Hellmogjelet var. Volumet benyttet for beregningene anses likevel som et godt estimat.

Innsamling av georadarprofil med bedre penetrasjon, samt en seismisk undersøkelse i Hellmofjorden burde blitt utført for å beregne nøyaktig volum av sedimentene. Resultatet fra en seismisk undersøkelse i Hellmofjorden kan også gi svar på om flere lagpakker finnes i Hellmofjorden. En katastrofetapning gjennom Hellmogjelet vil avsette stadig finere kornstørrelser utover i fjorden. Laget vil ha størst tykkelse ved Hellmobotn, men vil bli stadig tynner lengre ut i Hellmofjorden.

Dersom en lagpakke på ca. 25 meter i tykkelse kan påvises av en seismisk undersøkelse i den indre delen av Hellmofjorden, vil det være et godt argument for at Hellmogjelet har blitt dannet på kort tid.

KAPITTEL 7: VANNKILDER

7.1 INTRODUKSJON

Flere tidligere arbeid støtter teorien om at store bredemte sjøer har eksistert mellom brekanten og vannskillet under deglasiasjonen (Frödin 1914, 1921; Foslie 1941, 1942; Hoppe 1969; Lundqvist 1972). Det er spesielt observasjon av laterale avsetninger med omtrent lik høyde som passpunktene, tolket som strandlinjer, som er brukt som argument. Dahl (1968) konkluderte med å sette spørsmålsteget for eksistensen av de bredemte sjøene i Sverige, og mener de laterale avsetningene er avsatt i smeltevannsløp langs brekanten.

Agensen for erosjon av Hellmogjelet og avsetningene i Hellmobotn har vært strømmende vann, subglasialt eller subaerilt. Passpunktet ovenfor Hellmogjelet, Njallajávrrerpasset, er det laveste passpunktet på 562.5 m o.h. langs vannskillet, 40 kilometer, både nordover og sørover. Mye vann ville derfor drenert gjennom Njallajávrrerpasset.

Dette kapittelet undersøker nærmere de ulike passpunktene og hvor aktive de har vært. Ved å anslå posisjonen av ismarginen er utbredelsen og dreneringshistorien til de bredemte sjøene estimert. Målet er å vurdere i hvor stor grad Njallajávrrerpasset har vært et dreneringspunkt og hvor stort tilfangsområde det har hatt ettersom brefronten har trukket seg østover.

7.2 DEGLASIASJONEN I NORDLIGE SVERIGE

Deglasiasjonen av Sverige etter YD foregikk, jevnt uten stopp eller fremrykk. Det er trodd at tilbakesmeltingen av ismarginen skjedde mot Sarekmassivet, men har ikke blitt datert. Store åpne sjøer demmet av isen i øst eksisterte øst for vannskillet. Den siste resten av innlandsisen smeltet rundt 9500 år (8500 ^{14}C -år) siden (Karlen 1979; Lundqvist 1997).

Dateringsresultat angir deglasiasjonen i området rundt Torneträsk, beliggende omtrent 90 kilometer nord for Áhkájávrrer, til ca. 9500 år (8500 ^{14}C -år) B.P. (Stroeven et al. 2004). Dateringene foretatt i Torneträsk er av organisk materiale, og slik en minimumsdatering for deglasiasjonen.

7.3 ISDEMTE SJØER ØST FOR TYSFJORD

Dagens vannskille i nordlige Nordland følger omtrent riksgrensa mellom Norge og Sverige. Øst for dagens vannskille drenerer vannet ned mot Østersjøen, mens det vest for vannskillet drenerer mot Atlanterhavet. Under deglasiasjonen smeltet ismarginen østover, forbi dagens vannskille, og bredemte sjøer ble dannet mellom vannskillet og ismarginen som blokkerte dreneringen mot øst.

De fleste bredemte sjøene har eksistert på svensk side. De som har vært beliggende på norsk side i sin helhet har vært små og lokale. En skissert oversikt navngir de bredemte sjøene som har eksistert i tilknytning til Áhkájávrrre og området rundt (figur 7.1) (Foslie 1942). Den nordligste sjøen kartlagt av Foslie (1942), Suorke-issjø, drenerte over passpunktet Tappa Korso ned mot Mannfjord. Store-Lule-issjø var beliggende øst for Njallajávrrrepasset og ned mot Hellmobotn. Den sydligste store bredemte sjøen, Salajaure-issjø, drenerte over riksmærke 245 og videre mot Leirfjorden (figur 2.5).

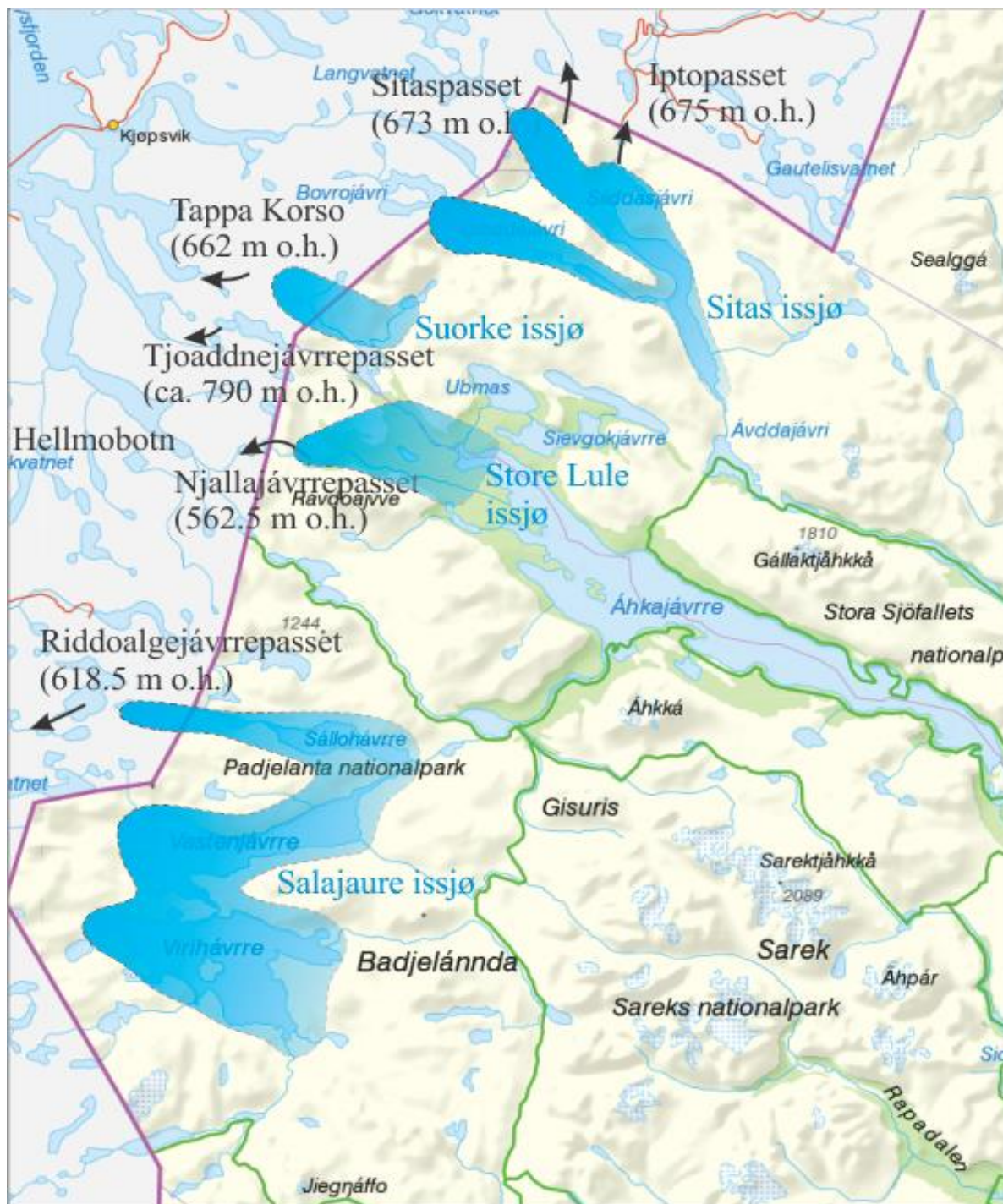
Under feltarbeid sommeren 2012 ble de to passpunktene, Sitas- og Iptopasset, besøkt (figur 7.1). Laterale avsetninger ble observert ved Sitasjávri, i samme høyde som passpunktene. Høyden på passpunktene ble kontrollmålt og tydelig erosjon observert. Issjøen som kan ha dekket Sitasjávri, drenert gjennom Sitas- og Iptopasset ned mot Fjellbu og Skjomen, blir i denne studien kalt Sitas-issjø (figur 7.1).

Etter hvert som ismarginen trakk seg lengre mot øst ble lokale passpunkt mellom på tvers av dalene isfrie, og smeltevannet tok en annen vei til et lavere passpunkt mot vest. På grunn av den varierende ismarginen, har ulike passpunkt regulert høyden og utbredelsen til de bredemte sjøene.

Kvartærgeologisk kart fra svensk side viser tydelig bresjøstrandlinjer, over 500 m o.h., i området øst for Saltoluokta fjellstasjon, på sørsiden av fjellet Goajŋŋusabákte (Hoppe og Melander 1979). Hoppe (1979) henviser til at issjøstrandlinjene lokalisert så langt vest som ved Suorva har helning mot øst, og mener derfor at overflaten til isen også må ha hatt den samme helningen. Issjøstrandlinjene har derfor blitt dannet i marginale oppdemte issjøer, i følge Hoppe (1979). Området er ikke besøkt.

7.4 PASSPUNKT

Flere passpunkt har eksistert langs vannskillet under deglasiasjonen (tabell 7.1) (figur 7.1). Frödin (1921) og Foslie (1942) har benyttet ulike navn på de samme passpunkt. Ved navnsettingen er navnet som var tidligst omtalt, oftest fra Frödin (1921), benyttet.



Figur 7.1: Oversiktskart som viser de relevante passpunktene og bredemte sjøene som behandles i denne studien. Flere mindre passpunkt og bredemte sjøer kan ha eksistert uten at det har resultert i store tapninger eller avsetninger. (Kartgrunnlag fra Lantmäteriet 2013)

Tabell 7.1: De viktigste passpunktene relatert til dannelsen av bredemte sjøer øst for vannskillet. Høydeverdier og navn etter Frödin (1921) og Foslie (1942).

| Navn på passpunkt | Høyde (m o.h) |
|----------------------|---------------|
| Sitaspasset | 673 |
| Iptopasset | 675 |
| Njallojaurepasset | 562,5 |
| Riddoalgejávrrpasset | 618,5 |
| Tappa Korso | 662 |
| Tjoaddnejávrrpasset | Ca. 790 |

Skjomen og Iptopasset

Skjomen er en smal fjordarm fra Ofotfjorden, med utløp et titalls kilometer sør for Narvik (figur 2.5). Innerste del av fjorden består av to daler, der Fjellbu og Skjombotn er lokalisert. Det finnes store mengder løsmasser på begge lokalitetene. Elver har erodert flere tverrsnitt i stadig synkende høyde etter hvert som havnivået og erosjonsbasis har sunket. Hvordan avsetningene har foregått er uklart, men tidligere arbeid mener terrassene er avsatt på grunn av en oscillerende isfront (Dahl 1968). Frödin (1921) mener avsetningen i Skjombotn er avsatt som følge av drenering fra de bredemte sjøene lengre øst. Fjellbu har større sedimentmektighet enn Skjombotn.

Strandlinjer langs dagens Sitasjávri er blitt beskrevet av Frödin (1914, 1921), Foslie (1942) og Hoppe (1969), men er av Dahl (1968) tolket som avsetninger avsatt av smeltevann som har drenert langs kanten av breen. Ved å tolke avsetningene til å være avsatt langs kanten av breen, vil en eventuell bredemte sjø i dette området ikke bli stor nok til å bidra med nok vann for å avsette sedimentene som finnes i Fjellbu og Skjombotn (Dahl 1968). Begge de nevnte passpunktene, og avsetningen i Fjellbudalen, ble kort besøkt under feltarbeid sommeren 2011.

To ulike passpunkt har regulert vannstrømmen fra Sitas-issjø, ned mot Skjombotn og Fjellbu (figur 7.1). Sitaspasset er lokalisert på høyde 673 m o.h. og drenerer ned mot Skjombotn. Iptopasset ligger på 675 m o.h. og drenerer ned mot Fjellbu. Begge passene inneholder et minimum av løsmasser, mens det nedstrøms er to innsjøer (Coadgejávri og Rárkkajávri) der store kantrundede blokker observeres langs kanten.

Berggrunnen i Sitaspasset har tydelige merker etter erosjon av vannstrøm. Flak av grunnfjellet, opp mot et titalls meter i diameter og flere meter i tykkelse, er blitt rykket løs. Noen flak er sannsynligvis fjernet av vannmassene, mens andre ligger igjen. Området er preget av flere vertikale trinn på 1-3 meter i høyde der den vertikale flaten er orientert mot det som ville vært strømrretningen. Ingen skuringsstriper ble observert i passpunktet.

I Iptopasset er ikke erosjonen like tydelig, men morenemateriale er fraværende her, som i Sitaspasset. Vertikale trinn er til stede i Iptopasset, slik som i Sitaspasset, men ikke med like store dimensjoner eller mengder. Avsetningen i Fjellbudalen viser et tydelig grovt topplag av sand og grus i flere meters tykkelse. Ovenfor topplaget er finere, horisontale avsetninger av silt og sand, som inkluderer varv. Avsetningen i Fjellbu er betydelig større i areal enn avsetningen i Skjombotn. Skjombotn har en stor terrasse med elevasjon rundt 65 m o.h., 500 meter bred og 700 meter lang. Terrassen ligger omtrent én kilometer fra fjorden. Mellom avsetningen i Skjombotn og Sitaspasset, i Tjårdadalen, observeres antydning til gjeldannelse i grunnfjellet, delvis dekket av rasmasser.

Tappa Korso

Passpunktet Tappa Korso er lokalisert øst for Mannfjorden (figur 7.1). Et lite, men bratt gjel går fra passpunktet på 662 m o.h., ned mot en avsetning. Gjelet har i dag liten eller ingen drenering, og et lokalt vannskille drenerer vannet på toppen av gjelet mot øst. Gjelet måler 1.5 kilometer i lengde og 150-200 meter i bredde (Norkart 2013).

Ved gjelets munning deler en avlang form av fast fjell den innerste delen av avsetningen på langs. Dreneringen har foregått på nordsiden av fjellformen. Storvatnet (64 m o.h.) er demmet opp av avsetningen. Elven som drenerer fra Storvatnet har senere erodert i løsmassene. Avsetningen består av flere terrasser, der den største og høyeste ligger på 66 m o.h. Den lavere terrassen er på 49 m o.h. Området er ikke besøkt.

Tjoaddnejávrrerpasset

Tjoaddnejávrrerpasset, lokalisert sør og nord for henholdsvis Tappa Korso og Njallajávrrerpasset, drenerer ned mot Grunnfjordbotn. På grunn av høyden på passpunktet (ca. 790 m o.h.) er det usikkert hvor mye vann som har drenert gjennom passet. Et sett med morener observeres nord for avsetningen, og antydning til erosjon i berggrunnen vises ned mot avsetningen i Grunnfjordbotn. Avsetningen i Grunnfjordbotn er tolket som en moreneavsetning på løsmassekartet (Norges Geologiske Undersøkelse 2013).

Njallajávrrrepasset

Njallajávrrrepasset er det laveste passpunktet, målt til 562,5 m o.h., og drenerer gjennom Hellmogjelet ned til Hellmofjorden (figur 7.1) (Frödin 1921). Passet forble uopdaget i Frödins (1914) første arbeid, men oppdaget og senere beskrevet (Frödin 1921). Det er lokalisert øst for Gussajávrrre og er en svakt buktende ryggform av fjell mellom to vann. Passpunktet er tidligere beskrevet i studien (se kapittel 2 og kapittel 5).

Riddoalgejávrrrepasset

Det sydligste passpunktet som blir behandlet i denne studien er på norsk side av grensemerke 245, sør for Midtifjellet (Tjåkkultjårro) (figur 7.1). Flybilder viser fravær av løsmasser på passpunktet.

Ved Leirfjorden er en plan avsetning på 88 m o.h. observert fra flybilder. Avsetningen dekker hele dalens bredde på rundt 300 meter, og det er omtrent like langt. Flere nedskjæringer fra elver finnes i området.

Dalen som forbinder Salajaure-issjø med Áhkájávrrre og Njallajávrrrepasset heter Vuojatädno (figur 2.5). Gjennom denne dalen dreneres i dag et stort område via flere store elver. Flyfoto (Lantmäteriet 2013) viser at Vuojatädno domineres av løsmasser som fremstår som finere kornstørrelser. Flere terrasser og deltaligende former kan observeres og tyder på at en issjø har eksistert. Spor etter en tapning er usikkert, og området bør besøkes for blant annet å måle høyden på terrassene mer nøyaktig.

7.5 RESULTATER

Ved å anslå flere sannsynlige posisjoner til ismarginen, er det rekonstruert hvordan dreneringen gjennom de forskjellige passpunktene har variert. Geologiske kart fra Svensk side av grensen angir ingen store endemorener, så posisjonen til ismarginen er anslått ved å anta at ismarginen har smeltet østover omtrent parallelt med isobaselinjene for landhevingen (Melander, 1976). Det er tatt hensyn til topografien etter hvert som isdekket ble tynnere (figur 7.2, 7.3, 7.4, 7.5). Det har ikke vært mulig å ta hensyn til lokalglasiasjon, som er vanskelig å fastsette i tid. Likevel gir resultatene et godt estimat på hvordan ismarginen kan ha variert. Kun passpunkt med store avsetninger distalt, som kan knyttes til Njallajávrrrepasset, er tatt hensyn til.

Figur 7.2 viser situasjonen når ismarginen trakk seg rett øst for dagens vannskille, og de første bredemte sjøene oppsto. Samtidig som ismarginen smeltet østover, ble den vertikale tykkelsen på isen redusert, og ismassen ble gradvis mer styrt av topografien. Flere mindre issjøer ble dannet og de første dreneringene over vannskillet mot vest startet.

Sitas- og Iptopasset er i dette tidsrommet interessant. Det er tydelig fra undersøkelser ved Fjellbu og Iptopasset, at smeltevann har strømmet over disse passene. Sitaspasset er noe lavere enn Iptopasset. Det meste av dreneringen har derfor skjedd gjennom Sitaspasset, men observasjoner tilsier at Iptopasset også har vært aktiv. Den største avsetningen finnes likevel ikke i Skjombotn, men Fjellbu. Fjellbu er lokalisert i den forholdsvis smale Skjomdalen og dybden på avsetningen er beregnet til 60 meter (Dahl 1968). Transport av materiale fra lengre opp i Norddalen, som er en fortsettelse av Skjomdalen, kan ha vært medvirkende til å skape en avsetning som dekker hele arealet av Skjomdalen. Skjombotn ligger i munningen av Tjårdadalen og er mye bredere enn Skjomdalen.

På samme tid har passpunktene Tappa Korso, Tjoaddnejávrrpasset, Njallajávrrpasset og Riddoalgejávrrpasset vært aktive. Den tilhørende isdemte sjøen til Tappa Korso er av uvisst størrelse, og det er vanskelig å anslå hvor lenge passpunktet var aktivt. Høyden på Tappa Korso og Tjoaddnejávrrpasset tilsier at isen må ha vært til stede for å styre dreneringen ned mot henholdsvis Mannfjorden og Grunnfjordbotn. Njallajávrrpasset drenerte ned mot Hellmofjorden, og Riddoalgejávrrpasset mot Leirfjorden.

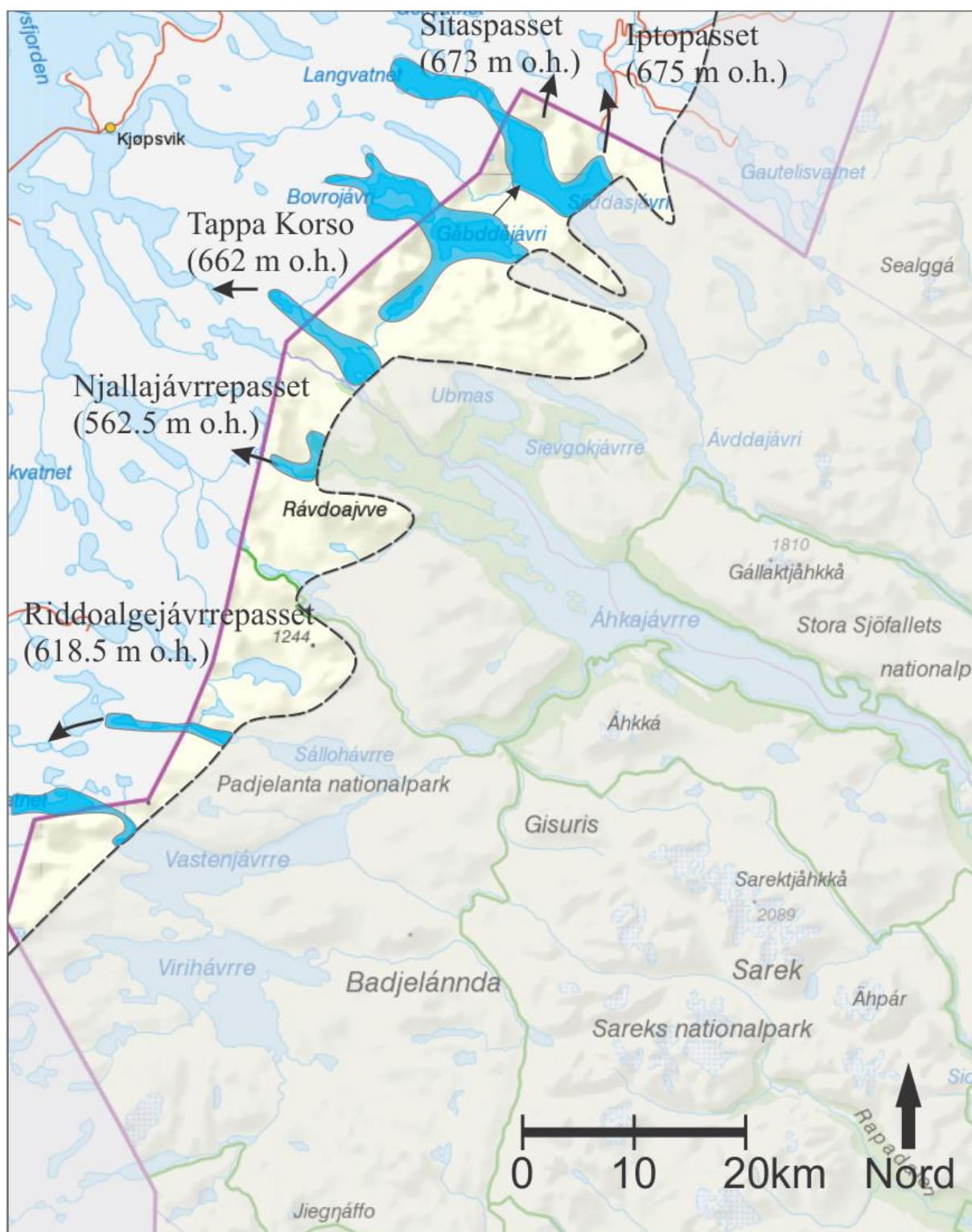
Figur 7.3 viser situasjonen når ismarginen trakk seg lengre mot øst og Sitas-issjø vokste i størrelse. Sitas-issjø drenerte hovedsakelig over det lavere Sitaspasset mot Skjombotn, men Iptopasset kan ha vært i bruk på høye vannstander. Hvor ismarginen var lokalisert lengre sør er mer usikkert, men avsetningen i Mannfjorden og Grunnfjordbotn tyder på at isen har styrt smeltevann gjennom Tappa Korso og Tjoaddnejávrrpasset. En bredemmet sjø kan ha eksistert ved innsjøen Ubmas (figur 7.1), og drenert enten nordover eller sørover til henholdsvis Sitas-issjø eller Suorke-issjø.

Den stadig tilbaketrekkende ismarginen har til slutt smeltet så langt øst, at den har åpnet den sørøstlige delen av Sitas-issjø ved Ávddajávri (figur 7.4). Dreneringen over Sitas- og Iptopasset har da plutselig stoppet, vannet drenert rundt fjellet mot sørvest, og videre langs ismarginen. Dagens laveste vannstand i Sitasjávri (vannet er regulert) er 604 m o.h., mens passpunktene ligger på 673 m o.h. På det største, rett før ismarginen trakk seg østover og åpnet dalen, kan en vannmasse på 8-10 km³ ha eksistert der dagens Sitasjávri og Gåbbajávrr (figur 7.1) er lokalisert. Det frigitte vannet fra Sitas-issjø kan ha drenert gjennom Tappa Korso mot Mannfjorden, Tjoaddnejávrrpasset til Grunnfjordbotn og Njallajávrrpasset ned

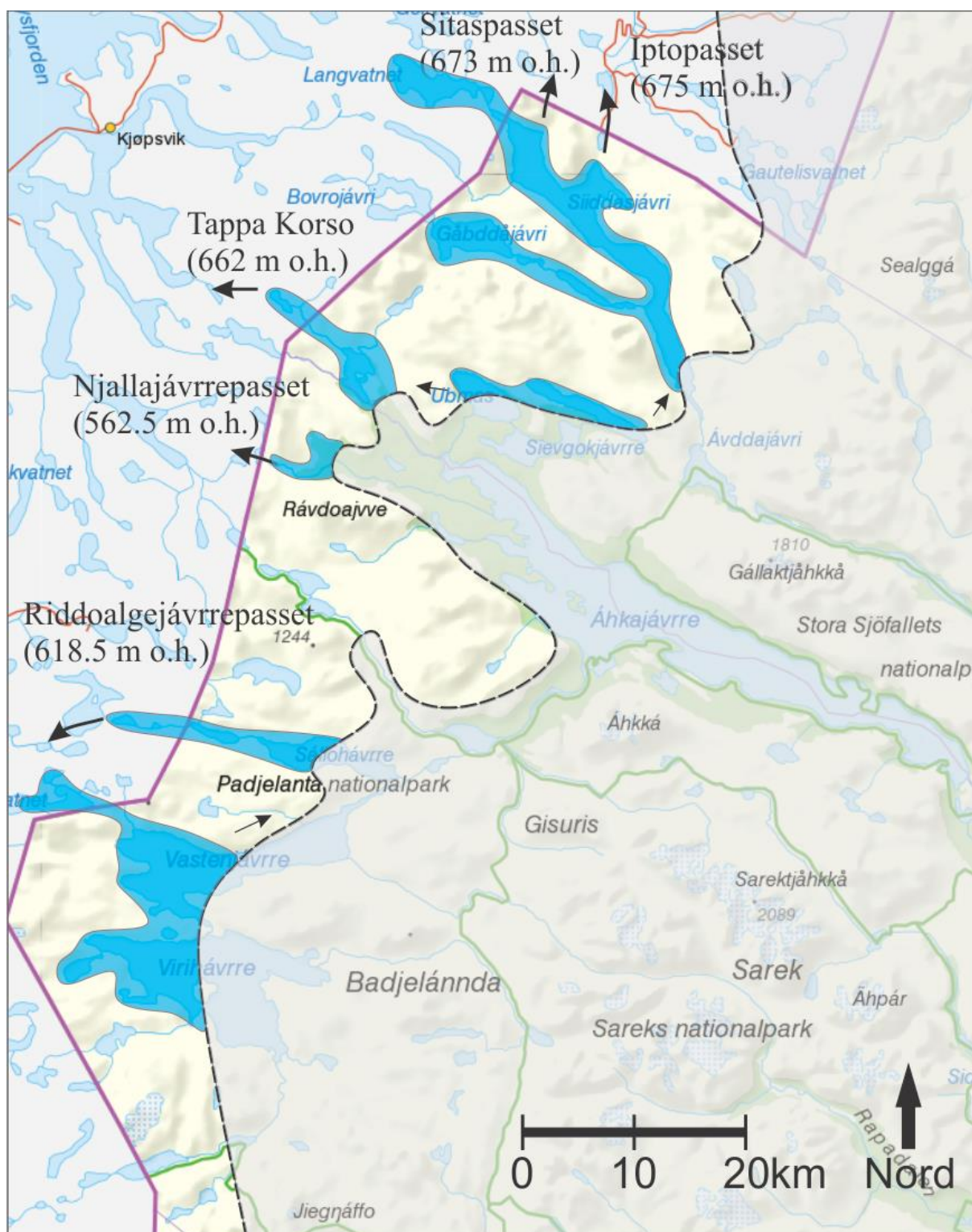
mot Hellmobotn. Dreneringsveien til den store vannmassen frigitt fra Sitas-issjø kan ha blitt styrt av ismarginen. Store avsetninger, med høyde på rundt 65 m o.h., eksisterer både i Skjombotn, Mannfjorden og Hellmofjorden. Avsetningene kan ha blitt dannet som et resultat av tapningen av Sitas-issjø.

Etter tapningen av Sitas-issjø har ismarginen trukket seg tilbake mot øst, og dreneringen gjennom Tappa Korso og Tjoaddnejávrrerpasset har opphørt (figur 7.5). Tapningen ned mot Mannfjorden og Grunnfjordbotn kan ha blitt avsluttet midt i tapningen av Sitas-issjø, om ismarginen ble erodert av det strømmende vannet. En større issjø, som har drenert gjennom Njallajávrrerpasset, har drenert smeltevann fra hele området sør for Sitasjávri. Lengre sør har en større issjø drenert gjennom Riddoalgejávrrerpasset, men hadde på dette tidspunktet ikke noe med Hellmogjelet å gjøre siden smeltevannet drenerte ut i et annet fjordsystem.

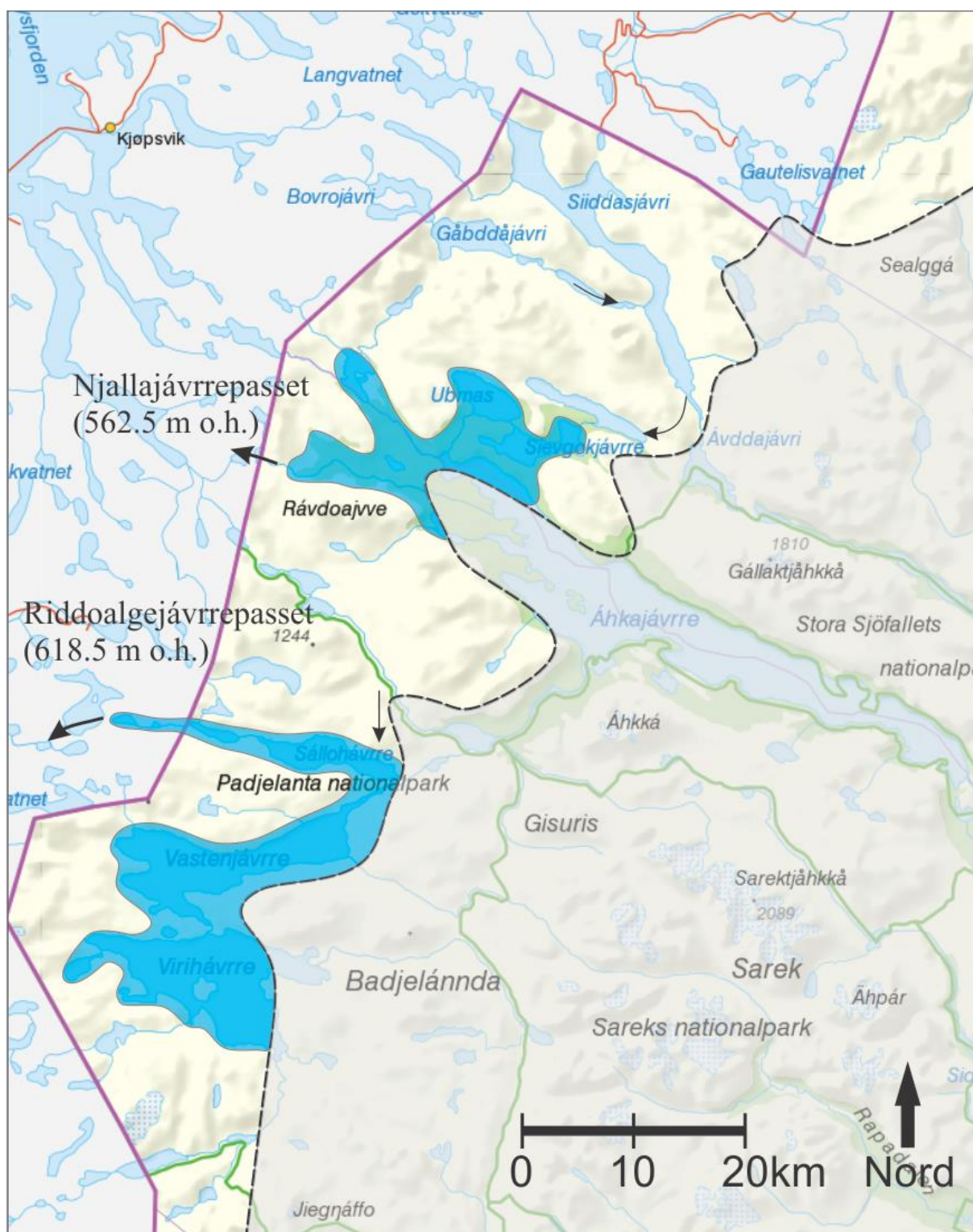
Når ismarginen trakk seg øst for Vájsáluokta ble dalen Vuojatädno vest for fjellet Áhkká åpnet. Riddoalgejávrrerpasset ble da for høyt og en katastrofetapning kan ha skjedd ned mot Njallajávrrerpasset og gjennom Hellmogjelet. Det er større usikkerhet rundt denne tapningen, da det er uvisst hva som har skjedd lengre sør. Resultatet er en stor bredemt sjø som i sin helhet har drenert over Njallajávrrerpasset, gjennom Hellmogjelet og videre ut i Hellmofjorden. Denne store bredemte sjøen navngis Vuodnabahta-issjø. Løsmassevifter observert på kart sør for Áhkká, med høyde på rundt 560 m o.h., kan være spor fra denne isdemte sjøen.



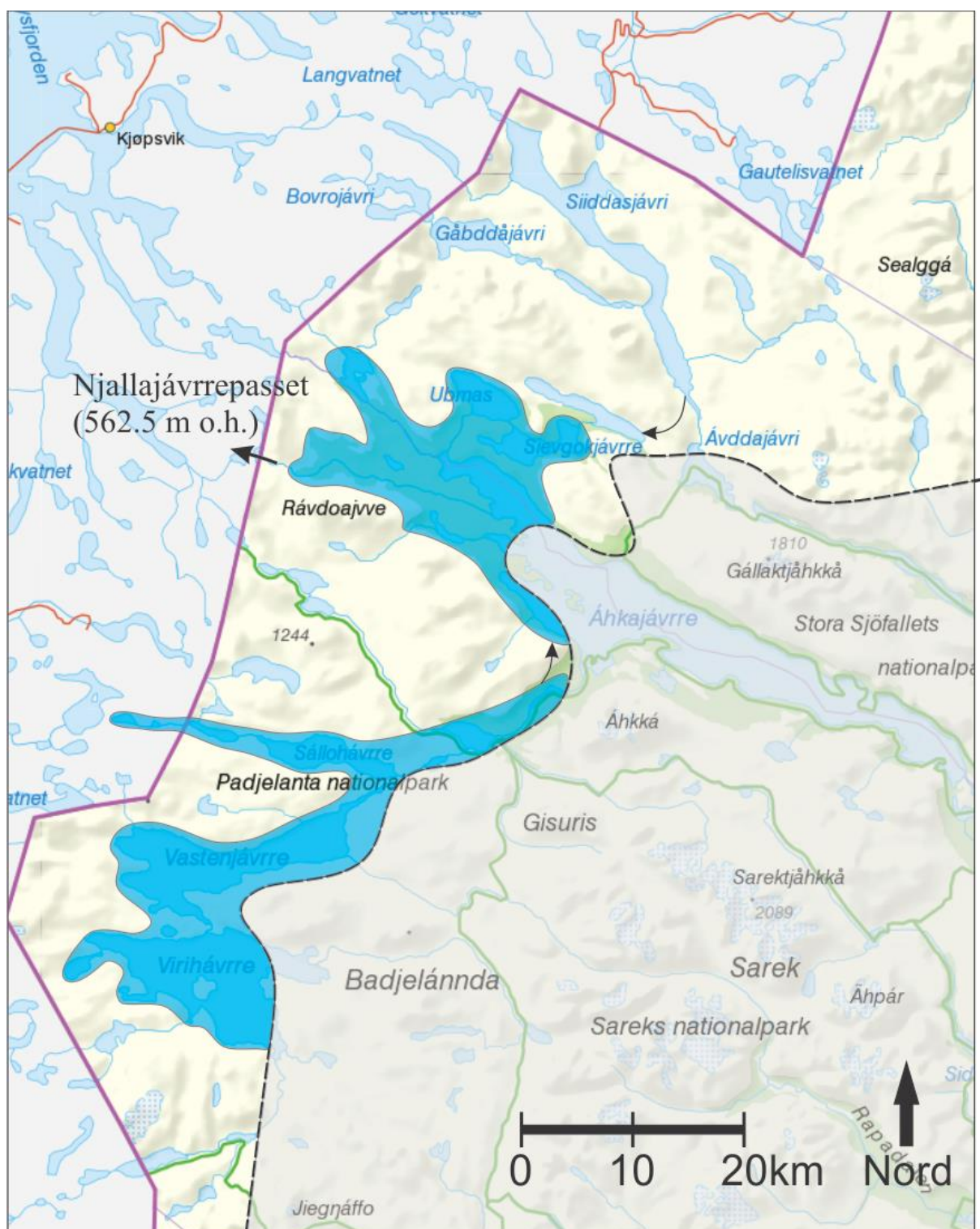
Figur 7.2: En rekonstruert ismargin og bredemte sjøer i det ismarginen har trukket seg øst for vannskillet (Kartgrunnlag fra Lantmäteriet 2013).



Figur 7.3: Ismarginen har trukket lengre øst og større bredemte sjøer fantes mellom isen og vannskillet (Kartgrunnlag fra Lantmäteriet 2013).



Figur 7.4: Sitas-issjø er tappet sørover i det ismarginen har trukket lengre østover (Kartgrunnlag fra Lantmåteriet 2013).



Figur 7.5: Ismarginen har trukket seg vest for Áhkká og åpnet dalføret Vuojatádno. Vuodnabahta-issjø er dannet og drenerer over Njallajávrrpasset til Hellmobotn (Kartgrunnlag fra Lantmåteriet 2013).

7.6 TOLKNING OG OPPSUMMERING

Det er en stor utfordring å anslå ismarginens posisjon under deglasiasjonen med de data som er tilgjengelig. De kvartærgeologiske løsmassekartene fra Sverige er i liten målestokk, og gir ingen detaljert informasjon om mindre moreneavsetninger eller randmorener, om de skulle eksistere. Deglasiasjonshistorien i det nordlige Sverige er ikke kjent i detalj, men det antas at dalbunnene ble sist isfrie og den generelle tilbakesmeltingen av ismarginen har vært fra nordvest mot sørøst. Resultatet blir derfor en større ismasse i sørøst med tungar av is som ligger igjen i de dypeste dalene. De forskjellige tungene av is har i stor grad kunnet styre smeltevannet mot de ulike passpunktene.

Observasjonene fra Sitaspasset og Iptopasset tilsier at en stor mengde vann har drenert gjennom passene. Sitaspasset, som er to meter lavere enn Iptopasset, viser de tydeligste merkene etter erosjon. Vann kan ha drenert gjennom Iptopasset dersom Sitaspasset er senket av erosjon, eller sperret av is eller løsmasser. Dreneringen over Iptopasset kan ha vært aktiv kun ved høye vannstander, for eksempel ved mye smelting på våren. De store mengdene med sedimenter avsatt i Fjellbu må være et resultat av en drenering fra nord, og ikke avhengig av dreneringen gjennom Iptopasset.

I Mannfjorden, Skjombotn og Hellmobotn finnes store, planerte former beliggende rundt 65 m o.h. Stuorlænndo i Hellmobotn er tolket til å være avsatt på den høyden havnivået var for 9200 år (8300 ¹⁴C-år) siden (se kapittel 3). De tilsvarende avsetningene i Mannfjorden og Skjombotn har lik overflateform, men er av noe mindre i areal. Blokkmengden på overflaten er større på Stuorænndo enn på de andre nevnte avsetningene. Den minste avsetningen på samme høyde finnes i Grunnfjordbotn. Som nevnt tidligere finnes ingen havnivåkurve for de indre delene av Tysfjorden (se kapittel 3), men isobaselinjene viser at de er sammenlignbare innenfor få meter (Grønlie 1940). Avsetningene i de fire fjordbunnene må være avsatt på omtrent samme tid, ved samme havnivå, og setter klare forutsetninger for smeltevannets dreneringsveier.

Dahl (1968) konkluderte i sitt arbeid med å trekke eksistensen av de bredemte sjøene i tvil, og mente de tidligere tolkede strandlinjene var dannet av sedimenter avsatt fra strømmende smeltevann som drenerte langs brekanten. En slik antagelse forutsetter at samtlige av terrassene i Skjombotn, Mannfjorden, Grunnfjordbotn og Hellmobotn skal være dannet som en isranddelta på omtrent 65 m o.h.

Vannet som har transportert materialet avsatt i Mannfjorden, 65 m o.h., må ha drenert gjennom passpunktet Tappa Korso. Tappa Korso er omtrent 100 m o.h. høyere enn

Njallajávrrerpasset, men 10 meter lavere enn Sitas- og Iptopasset. For at smeltevann skal drenere mot Tappa Korso må det være styrt av en istunge eller lokal glasiering som sperret dreneringsmuligheten både østover og sørover. Lokalglasiering rundt den nåværende breen Gihttsejiegna (figur 2.5) nordøst for Tappa Korso kan ha medvirket til å styre vannstrømmen, som da har drenert lengre vest. En drenering lengre vest ville drenert ned mot Sørfjorden og er derfor ikke aktuell. Fjelltopper med høyde noen hundre meter lavere enn breen Gihttsejiegna er beliggende lengre sør, og lokalglasiering kan ha forekommet i dette området. Området er ikke kartlagt i detalj.

Når demningen av Sitas-issjø brast ved Ávddajávri, har 8-10 km³ med vann drenert og forårsaket en katastrofetapning. Dreneringens eneste utvei var mot sørvest, langs ismarginen. Avsetningen i Mannfjorden viser at deler av katastrofetapningen må ha drenert gjennom Tappa Korso. Avsetningen i Grunnfjordbotn kan tyde på at deler av tapningen også har nådd hit, gjennom Tjoaddnejávrrerpasset. På grunn av høyden til Tjoaddnejávrrerpasset er det likevel usikkert om avsetningen i Grunnfjordbotn kan skyldes tapningen av Sitas-issjø, men heller skyldes drenering fra en lokal glasiering. Den største andelen av vann frigitt i katastrofetapningen av Sitas-issjø, har passert Njallajávrrerpasset, og drenert ned mot Hellmobotn.

Den sørligste isdemte sjøen som drenerte gjennom Riddoalgejávrrerpasset har til slutt også drenert. Den kan være drenert nordover ved å bryte gjennom isen ved Áhkká. Høydeforskjellen mellom Riddoalgejávrrerpasset og Njallajávrrerpasset er 56 meter og ført til ytterligere en katastrofetapning. Det er uvisst hvor stort volum som har drenert. Katastrofetapningen ble dempet av issjøen øst for Njallajávrrerpasset som fungerte som en buffer på vannmengdene.

Løsmassevifter i Vuojatädno, observert fra flybilder, er et sterkt argument for eksistensen av den foreslåtte Vuodnabahta-issjø. Løsmasseviftene har en plan overflate på rundt 560 m o.h., omtrent det samme som Njallajávrrerpasset. Hvor lenge Vuodnabahta-issjø eksisterte før isen smeltet og åpnet dreneringen mot Østersjøen er uvisst.

.

Oppsummering

Datagrunnlaget for å anslå posisjonen til ismargin er for lite, så den presenterte deglasieringen og variasjonen av ismarginen er kun et estimat. Flere mindre og større passpunkt eksisterte i det ismarginen smeltet øst for vannskillet. Sitas- og Iptopasset, Tappa Korso og Njallajávrrerpasset har omtrent samtidig avsatt en terrasse i respektive fjordbunner på rundt samme tid. Avsetningen i Skjombotn er avsatt ved en jevn drenering fra Sitas-issjø. Når Sitas-

issjø brast, drenerte 8-10 km³ vann langs ismarginen eller gjennom mindre issjøer sørover. Noe av vannet kan ha drenert gjennom Tappa Korso, men mesteparten gikk gjennom Njallajávrrerpasset og bidro til erosjonen av Hellmogjelet og videre avsatte Stuorlænndo.

En senere katastrofetapning kan ha foregått når isdemningen brast ved Áhkká. Den var noe mer dempet og eroderte på Stuorlænndo. Dette dannet en stor bredemt sjø som navngis Vuodnabahta-issjø.

KAPITTEL 8: DISKUSJON

8.1 INNLEDNING

Hovedformålet med denne studien har vært å undersøke dannelsen av Hellmogjelet. Det har tidligere vært utført arbeid i og rundt Hellmobotn (Frödin 1914,1921; Foslie 1942; Dahl 1965, 1968), men relativt lite arbeid er utført i indre deler av Tysfjord. Ettersom tidligere arbeid strekker seg svært langt tilbake i tid, og det ikke eksisterer studier av nyere dato, har denne studien vært påtvunget undersøkelser langt utenfor selve Hellmogjelet.

Et gjel er en erosjonsform dannet ved strømmende vann, og området rundt Hellmogjelet har vært en viktig ressurs til å hente inn informasjon om hvordan erosjon, avsetninger og mekanismer har bidratt til dannelsen av Hellmogjelet. Områder det er fokusert på i denne studien omfatter Hellmobotn, deler av Sverige (øst for Hellmobotn) og Skjomen.

Geologer har stadig fått bedre hjelpemidler, noe som er benyttet i denne studien. GPS, georadar, nettbaserte kart og muligheter for databehandling er noen av hjelpemidlene benyttet, og gir gode forutsetninger for et presist og godt arbeid. De ulike metodene er forsøkt delt opp i ulike kapitler. Tolkning og oppsummering er beskrevet i de ulike kapitlene og vurderer de ulike metodene og resultatene.

I dette kapitlet vil de ulike metodene, resultatene og tolkningene bli sammenlignet, vurdert og diskutert. Det er fokusert på tema essensielle for dannelsen av Hellmogjelet. En foreslått kronologisk deglasiasjonshistorie for Hellmobotn og Hellmogjelet blir presentert til slutt.

8.2 DANNELEN AV HELLMOGJELET

Topografien i området før erosjonen av Hellmogjelet var utvilsomt annerledes, og er vanskelig å bestemme eksakt. Flere mindre dreneringsløp preger området rundt Hellmogjelet (se kapittel 2). Samtlige løp er beliggende høyt i topografien. Smeltevann har ikke kunnet erodere løpene uten å være styrt av is eller nå erodert berggrunn.

Et dreneringsløp, lokalisert nord for Bassoalgge, munner ut i en avsetning nordøst på Hellmobotn. Avsetningen er beliggende 85 m o.h., har en undulerende overflate og tolkes til å være sedimentert i vann. Avsetningen kan tidligere ha dekket hele den indre delen av dalen ved Hellmovatnet, men erodert og resedimentert av en senere drenering gjennom

Hellmogjelet. Deler av avsetningen har blitt skjermet av Bassoalgge, og erosjonsresten fremstår nå som en terrasse. Øst og nord for Hellmogjelet er flere dreneringsgjel observert som ikke er knyttet til større avsetninger.

Vann har den egenskapen å velge letteste dreneringsvei, og avvik fra dette antyder påvirkning av ytre faktorer. Felles for alle dreneringsgjelene i området rundt Hellmogjelet, med unntak av hovedløpet som drenerer Gussajåvrre, er at de i dag ikke har en utbredt drenerende funksjon.

For at smeltevann skal ha drenert gjennom og eroderte de nevnte løpene, må vannet ha vært styrt av en ytre faktor. Berggrunnen der Hellmogjelet nå er lokalisert kan ha vært høyere enn dreneringsgjelene. Skuringsstriper observert langs kanten av Hellmogjelet utelukker dette alternativet, og drenering styrt av isen, subglasialt eller langs ismarginen, er derfor eneste alternativ. En ismasse har vært lokalisert der Hellmogjelet er i dag, og styrt dreneringen av smeltevann, subglasialt eller langs ismarginen. Smeltevannet har erodert og dannet de mindre dreneringsløpene.

De glasifluviale avsetningene beskrevet ved Kanonen, er avsatt i en nedsenkning i dreneringsløpene erodert av en subglasial drenering. Vanntrykket sørget for at smeltevannet ikke var avhengig av fall som i subaerile dreneringer, og forklarer posisjonen til dreneringsløpene. Isen har deretter smeltet vertikalt ned, og sedimentasjon av glasifluviale avsetninger skjedde i fordypningen ved Kanonen, under erosjonsbasis til det subaerile dreneringsløpet langs ismarginen. På grunn av plasseringen til avsetningene må materialet transportert under drenering ha stoppet i en hindring, berggrunn eller is. Dersom topografien til berggrunnen i Hellmogjelet var høyere på det tidspunktet dreneringsløpene ble dannet, hadde det ikke vært nødvendig at isen var til stede for å styre dreneringen. Det var da nødvendig med tilstedeværelse av is, for å styre vannet tilbake og erodere Hellmogjelet. Plasseringen på avsetningene ved Kanonen, sammen med p-former i hovedløpet mellom Gussajåvrre og Hellmogjelet, argumenterer for subglasial dannelse av de mindre dreneringsløpene rundt Hellmogjelet.

Området ved Gussajåvrre hvor løsmassene er spylt bort, argumenterer for en subaeril drenering eller katastrofetapning. Dersom en subglasial drenering skal ha fjernet løsmassene ved Gussajåvrre, kreves en tunnel under isen på mer enn én kilometer i bredde. Senere nedsmelting av isen ville sørget for avsetning av ablasjonsmateriale. Mangelen på løst materiale ved Gussajåvrre er svært påfallende og kommentert av Dahl (1968) uten å bli videre behandlet. En slik observasjon kan ikke overses og har i denne studien dannet en del av grunnlaget for å bestemme det maksimale tverrsnittarealet til en tapning.

Det foreslås i denne studien at en subglasial drenering har erodert de omkringliggende dreneringsgjelene. Den subglasiale dreneringen har erodert og skapt p-formene i munningen på Hellmogjelet. Avsetningene ved Kanonen, sammen med p-former (jettegryter) i hovedløpet, er argumenter for en slik dannelse. Deler av Hellmogjelet kan i tillegg være erodert subglasialt. Fraværet av materiale ved Gussajávrru og størrelsen på blokkene på avsetningen, tyder på at minst én senere katastrofetapning med betydelig vannmengde har funnet sted. Dreneringen gikk gjennom hovedløpet mellom Gussajávrru og Hellmogjelet, men bevarte avsetningene ved Kanonen som vannmassen ikke nådde på grunn av topografi. Ras har senere modifisert Hellmogjelet.

8.3 AVSETNINGER I INDRE TYSFJORD OG SKJOMEN

Løsmasseavsetninger er observert i de fleste fjordbunner i indre deler av Tysfjord og Skjomen, med varierende mektighet, areal og høyde over havet. Terrasser ble sedimentert når strømmende vann møtte fjorden, og elven mistet kompetansen og kapasiteten. Andre terrasser kan være dannet av erosjon, fra bølger eller elver, som har virket på en eldre avsetning. Når havnivået og erosjonsbasisen endret seg, har elver endret utbredelse eller dreneringsløp, og erodert i løsmassene på en slik måte at de nå fremstår som terrasser. De terrassene som dekker et stort areal knyttes til en mer varig drenering eller tapning under deglasiasjonen. Dekker terransen et stort areal er den avsatt opp til tilsvarende havnivå, og ikke modifisert av erosjon fra elver. Terrasser av interesse for denne studien er de som dekker et stort areal, og er observert på samme høyde over havet i flere av fjordene. Observasjoner av store terrasser omtrent 65 m o.h. er gjort ut fra kart i Grunnfjordbotn, Mannfjord og Skjombotn (Statens kartverk 2013). I Hellmobotn er egne målinger foretatt. Terrasser i de ovennevnte fjordene indikerer avsetning på omtrent samme tid eller havnivå.

Det er tidligere antydnet at Stuorlænndo ble avsatt som et isranddelta, og avsetningene ved Hellmogjelet er morene (Dahl 1968). Resultater fra georadarundersøkelsen kan ikke bekrefte at morenemateriale eksisterer ved Hellmovatnet, og det antas derfor at Stuorlænndo er dannet som et vanlig delta ved et havnivå ca. 65 meter høyere enn dagens. Et forbehold tas, da det kan være tilfellet at morenematerialet ligger under penetrasjonsdybden til georadaren. Den store mengden med blokker på overflaten, antyder at store mengder vann må ha drenert ned på Stuorlænndo under dannelsen. Materiale fraktet med smeltevannet avsatt på

Stuorlænndo er av tysfjordgranitt, og stammer fra erosjon av Hellmogjelet. Det høyeste punktet ligger ca. 700 meter fra munningen på Hellmogjelet, og antyder en stor vannstrøm kapabel til å bygge avsetningen opp over erosjonsbasisen har vært medvirkende i dannelsen av Stuorlænndo.

Avsetninger på samme høyde, i fjordbunner nærliggende til hverandre, kan være dannet på samme måte. Er avsetningene bygget opp til havnivå er avsetningene i fjordene avsatt til omtrent samme tid. De nærliggende fjordbunnene som har mange likhetstrekk med Hellmobotn, er Grunnfjordbotn, Mannfjorden og Skjombotn. Avsetningene innerst i de nevnte fjordene har den samme undulerende overflaten, overflatetopografien varierer med kun noen få høydemeter og drenerende elver har erodert gjennom avsetningen i ettertid. Samtlige avsetninger har gjeldannelser oppstrøms som kan bindes til avsetningen. Ut fra flybilder er det observert at avsetningen i Hellmobotn er større, mer fremtredende og har en mer blokkrik overflate enn avsetningene i Skjombotn, Mannfjord og Grunnfjordbotn. Dette indikerer at dreneringen ned mot Hellmobotn har hatt høyere vannhastighet og større vannføring, enn ned mot de andre, ovennevnte fjordbunnene (se kapittel 7).

Passpunktene ned mot de tidligere nevnte fjordbunnene er tydelige, med unntak av Tjoaddnejávrrerpasset som drenerer ned mot Grunnfjordbotn. Klare dreneringsveier som kan forsyne fjordbunnene med smeltevann fra drenerende issjøer er observert for både Skjombotn, Mannfjord og Hellmobotn, men er ikke fullt så tydelig for Grunnfjordbotn. Grunnfjordbotn er også tolket til å bestå av moreneavsetninger på det kvartærgeologiske løsmassekart, mens de resterende avsetningene nevnt er tolket som glasifluviale avsetninger (Norges Geologiske Undersøkelse 2013). De fjordbunnene i Tysfjord som ikke har store avsetninger rundt 65 m o.h., mangler også gjeldannelse øst for avsetningen. Topografien øst for fjorder uten store avsetninger angir ikke tydelige passpunkt, der drenering fra bredemte sjøer i øst kunne skjedd.

Den maksimale utbredelsen av isen i YD har dekket hele Hellmofjorden, og det er foreslått at isen dekket den indre delen av Vestfjorden og den sørøstlige delen av Hinnøya (Bergstrøm et al. 2005). Fremrykket som har dannet Tromsø-Lyngen morenen skjedde rundt 10 700 – 10 400 ¹⁴C-år siden (Bergstrøm et al. 2005). Tilbaketrekningen av ismarginen og avsetningen av Bjerkvik - Narvik morenen skjedde for omkring 11 600 år (10 000 ¹⁴C-år) siden (Andersen 1975). Tilbakesmeltingen av ismarginen etter YD, innover fjordene mot øst, kan ha foregått meget raskt. Arbeid fra Vestlandet viser en tilbaketrekning i fjordene på 240-340 meter per år (Mangerud et al. 2013). Hellmobotns 60 kilometer lange fjord ville da blitt isfri på ca. 200 år om en middelvei for hastigheten på tilbakesmeltingen legges til grunn. Mannfjorden og Grunnfjorden er kortere enn Hellmofjorden, og kunne blitt isfri noe tidligere.

Hellmobotn burde vært isfri for ca. 11 250 år (9800 ^{14}C -år) siden, når havnivået var rundt 85 m o.h., og kan samstemme med den høyeste terrassen avsatt i Hellmobotn. Terrassene i Hellmobotn, Grunnfjordbotn, Mannfjorden og Skjomen på 64 m o.h. korresponderer til en alder på ca. 9200 år (8300 ^{14}C -år) siden. Dateringsresultat antyder en minimumsalder for deglasiasjonen i Torneträsk området for rundt 9500 år (8500 ^{14}C -år) siden (Stroeven et al. 2004). Dateringsresultat fra Torneträsk viser til at samtlige fjorder, også Skjomen som er lokalisert rett vest for dateringsområdet, har vært isfri under tapningen av Sitas-issjø.

Det foreslås i denne studien at Stuorlænndo i Hellmobotn, i likhet med avsetningene beliggende rundt 65 m o.h. i Mannfjorden, Skjombotn og Grunnfjordbotn ikke ble avsatt som et isranddelta. Dateringer gir en klar antydning på at ismarginen var lengre øst og vann drenerte fritt over vannskillet til de ulike passpunktene. Hellmobotn og de andre fjordbunnene i indre Tysfjord og Skjomen ble isfri for ca. 11 250 år (9800 ^{14}C -år) siden. Stuorlænndo, samt andre avsetninger 65 m o.h. i Skjombotn, Mannfjorden og Grunnfjordbotn, er delta avsatt for ca. 9200 år (8300 ^{14}C -år) siden i de respektive fjorder.

8.4 ANTALL TAPNINGER OG MULIGE VANNKILDER

Ismarginen smeltet østover og åpnet stadig større områder for de bredemte issjøene, samtidig som den hindret dreneringen mot Østersjøen. Den nøyaktige bevegelsen til ismarginen er vanskelig å kartlegge, men mye tyder på at den generelle retningen på tilbakesmeltingen var omtrent fra nordvest mot sørøst. De siste isrestene i Sverige var dynamisk inaktive, og ble liggende igjen i daler hvor isen i utgangspunktet hadde størst mektighet.

Når ismarginen forandret posisjon ble stadig nye lokale, passpunkt mellom dalene åpnet. Vann strømmet langs den tilbakesmeltende iskanten mellom parallelle daler og enkelte passpunkt mot vest ble for høye til at vannet kunne drenere gjennom. Njallajávrrpasset er det laveste passpunktet og alt smeltevann fra de bredemte sjøene har til slutt drenert gjennom dette passpunktet, før dreneringsveien mot øst ble åpnet.

Dreneringen fra øst mot vest kan ha foregått på tre forskjellige måter: subglasial drenering, drenering fra issjøene og katastrofetapning. Som tidligere nevnt har subglasial drenering dannet de mindre dreneringsgjelene og deler av Hellmogjelet subglasialt. Hydraulisk trykk på subglasiale vannmasser gjør det vanskelig å vite hvor vannet har sin kilde fra, annet enn det er naturlig at det har kommet fra gjennom Njallajávrrpasset.

En jevn drenering fra issjøene i øst må på et tidspunkt ha skjedd gjennom alle passpunktene. For å kunne erodere i berggrunnen må en betydelig mengde vann drenere fra issjøene, noe som krever store, åpne sjøer. Erosjonen fra en jevn drenering må også regnes med, spesielt i perioder med større vannføring.

En katastrofetapning innebærer at en stor vannmengde blir frigitt på kort tid. I motsetning til subglasial og jevn drenering, vil en katastrofetapning ha kort varighet i tid. En katastrofetapning har evnen til å erodere store mengder materiale, slik tilfellet var for canyon Lake Gorge, Texas, USA (Lamb og Fonstad 2010). Sitas-issjø kan ha inneholdt opptil 8-10 km³ vann, og er en mulig kilde til en katastrofetapning.

Som tidligere nevnt eksisterer store terrasseavsetninger i andre deler av indre Tysfjord og Skjomen. Når Sitas-issjø brast og drenerte langs ismarginen mot sørvest, ble dreneringen ned til Skjombotn brått avsluttet. De store terrassene i Mannfjorden og Hellmobotn har blitt dannet av vann fra denne katastrofetapningen. Noe av smeltevannet kan ha drenert langs ismarginen og ned mot Mannfjorden og eventuelt også Grunnfjordbotn. Det resterende vannvolumet drenerte gjennom Njallajávrrpasset og Hellmogjelet. Dreneringen av Sitas-issjø dannet på den måten en katastrofetapning i alle de fire nevnte fjordene, og kan korreleres med høyden på Stuorlænndo.

En annen mulig katastrofetapning kan ha skjedd når Salajaure-issjø drenerte ned mot Áhkájávrrre og derfra over Njallajávrrpasset. Denne tapningen har i så tilfelle forekommet som et siste ledd og har dannet den store kanalen midt over Stuorlænndo. Den store nedskjæringen har en høyde på 59 m o.h. og vil i følge strandforskyvningskurven tilsvare en alder på 8900 år (7900 ¹⁴C år).

Det foreslås i denne studien at en subaeril katastrofetapning fra Sitas-issjø har funnet sted. Dreneringen over Sitaspasset har blitt avbrutt, og 8-10 km³ vann har drenert lang ismarginen. Deler av vannet kan ha drenert ned mot Mannfjorden og bidratt til å avsette en terrasse på ca. 65 m o.h. Avsetningen i Grunnfjordbotn er mer usikker på grunn av det høye passpunktet. Det meste av vannet fra Sitas-issjø har erodert Hellmogjelet og avsatt Stuorlænndo for 9200 år (8300 ¹⁴C-år) siden.

8.5 VANNMENGDE OG EROSJON AV HELLMOGJELET

Hvordan topografien var før erosjonen av Hellmogjelet er vanskelig å anslå, men høyden på den gjenværende kanten av Hellmogjelet kan danne basisen for å rekonstruere topografien før Hellmogjelet ble erodert. En modell er konstruert for denne studien som et verktøy for å beregne erosjonen av Hellmogjelet. En metode brukt for beregning av erosjonen etter en katastrofetapning i canyon Lake Gorge, Texas, USA, er benyttet i denne studien (Lamb og Fonstad 2010).

Vannhastigheten nødvendig for å transportere de største blokkene observert nedstrøms for Hellmogjelet, danner grunnlaget for å beregne den maksimale vannføringen. Flertallet av blokkene på Stuorlænndo har en diameter mindre enn én meter. De mindre blokkene kan ha blitt erodert fra berggrunnen som større blokker, senere knust til mindre blokker under transporten, og deretter sedimentert på Stuorlænndo. Alternativt har vannføring og vannhastighet minsket etter de største blokkene var sedimentert, og kun mindre blokker kunne transporteres. Korrelasjonen mellom tverrsnittarealet målt ovenfor Hellmogjelet og de største blokkene er usikker, da de store blokkene kan være erodert en kortere distanse. Gjenværende materiale ved vannskillet viser blokker på opp mot én meter i diameter og tilsier at den gjennomsnittlig beregnede vannføringen estimeres til 36 400 – 72 800 m³/s (0.5 – 2 meter i diameter). En slik vannmengde vil gjøre at varigheten på katastrofetapningen på 8 km³ fra Sitas-issjø har foregått i 30-61 timer.

En tapning av Sitas-issjø har frigjort en vannmengde på 8-10 km³. Dersom en katastrofetapning av 8 km³ vann fra Sitas-issjø har drenert gjennom Hellmogjelet, med en vannføring på 125 300 m³/s, har dreneringen pågått i rundt 18 timer. Vannføringen kan ha vært høyere, men mangelen på større blokker på avsetningen nedenfor Hellmogjelet motsier dette.

Beregningene estimerer volumet av sedimenter som kan transporteres i vannmassene under en katastrofetapning. Beregningene er basert på størrelsen av plukkede blokker, tverrsnittareal til vannstrømmen, gjennomsnittlig helningsgrad og skjærspenningen som virker på elvebunnen. Beregningene viser at et estimert volum av sedimentene transportert av vannmassene er 3662 m³/s, og tilsvarer omtrent 3% av en vannføring på 125 300 m³/s. Resultatet av volum sedimenter transportert, sammenlignet med volumet av modellen konstruert for Hellmogjelet, angir at det har tatt rundt 16 timer å erodere Hellmogjelet.

Erosjonen av Hellmogjelet er tredelt. Smeltevann har erodert subglasialt på et tidlig tidspunkt og dannet de mindre dreneringsløpene. Når ismarginen smeltet øst for vannskillet

foregikk en jevn, subaeril drenering gjennom Hellmogjelet. Den jevne dreneringen har, både før og etter katastrofetapningen, bidratt til å erodere berggrunnen i Hellmogjelet. En katastrofetapning med vannføring opp mot $125\,300\text{ m}^3/\text{s}$ har deretter drenert gjennom Hellmogjelet og utført det meste av erosjonen.

Evnen til å erodere vil synke med avtagende vannmengde. Den maksimale erosjonen av Hellmogjelet har foregått i den første "bølgen" av smeltevann, den som gir størst vannføring. Vannføringen vil bli meget høy, for deretter gradvis avta (Lamb og Fonstad 2010).

Beregningene viser at en katastrofetapning av $8\text{-}10\text{ km}^3$ med vann fra Sitas-issjø har spylt rent området ved Gussajávrrre for løse materialer på berggrunnen, skapt vannhastigheten for å transportere de største blokkene og har evnen for å erodere Hellmogjelet subaerilt i sin helhet. Beregningene viser videre en erosjon av Hellmogjelet har foregått i løpet av dager eller maksimalt uker. Estimaten viser at den begrensende faktoren for dannelsen av Hellmogjelet kan være erosjonen av berggrunnen, og ikke transporten av sedimenter.

8.6 KRONOLOGISK DEGLASIASJONSHISTORIE I HELLMOBOTN

Posisjonene til YD ismargin i nordlige Nordland og Ofotfjorden er usikker, men samtlige fremlegg ligger vest for Hellmobotn. Alle avsetninger og morener i og rundt Hellmobotn antas derfor å være yngre enn YD.

Skuringsstriper viser at isbevegelsen har fulgt topografien i stor grad og avsatt flere randmorener sør for Hellmobotn. Tilsvarende randmorenene beliggende sør for Hellmobotn, skal også ha blitt avsatt i dalbunnen og på fjellene i nord, når iskanten smeltet østover. Mangelen på randmorener i fjellet nord for Hellmobotn skyldes en jevn tilbakesmelting av iskanten. Tilbakesmeltingen har foregått uten opphold eller fremrykk, noe som ville avsatt morener. Sekundært kan morenene senere blitt fjernet av erosjon.

Penetrasjonsevnen til frekvensen som ble brukt under georadarundersøkelsen på Stuorlænndo var ikke dyp nok, og det var derfor ikke mulig å observere eventuelt morenemateriale under den glasifluviale avsetningen. Det antas likevel at det finnes morene under avsetningene som stammer fra små opphold eller fremrykk etter den tilbakesmeltende ismarginen.

Den øverste terrassen på 85 m o.h. har en overflateform som tilsier at det er avsatt i stillestående vann og ble avsatt før de lavere terrassene. For 11 600 år (10 000 ^{14}C -år) siden var havnivået på en høyde som korresponderer med høyden på den øvre terrassen, altså 85 meter over dagens havnivå. Et lite løp nord for Hellmogjelets nedre del, på nordsiden av høyden Bassoalgge, har en munning som ender i den høyeste terrassen. For at vannet skal ha drenert gjennom, og erodert, dette løpet, må Hellmogjelet vært fylt med is som har styrt vannet. Terrassen på 85 m o.h. kan være avsatt i en innsjø demmet opp mellom breen og dalsiden, noe som betyr at Hellmobotn ble isfri senere enn 11 600 år (10 000 ^{14}C -år) siden.

Flere jettegryter og dreneringsløp er dannet i området ovenfor Hellmogjelet. Jettegrytene er dannet på et platå som er noen meter høyere enn bunnen av hovedløpet, og tyder på at erosjonen i bunnen av hovedløpet har foregått etter, eller samtidig, som dannelsen av jettegrytene. Jettegrytene er dannet innenfor et lite område ved det vestligste og største dreneringsløpet (hovedløpet) ovenfor Hellmogjelet. Ettersom jettegrytene er små av størrelse, har dannelsesprosessen vært kort eller trykket fra breen lavt. Skuringsstriper på kanten av Hellmogjelet tyder på iserosjon. De to mindre dreneringsløpene beliggende lengre øst enn hovedløpet, må også være dannet subglasialt. De mindre dreneringsløpene har et lite tverrsnitt og svak helning, som ikke vil skape den vannhastigheten som kreves for å erodere eller transportere massene. Blokker med diameter på 1 - 1,5 meter er blitt liggende igjen i dreneringsløpene. Dreneringsløpene ender i en glasifluvial avsetning som i dag ligger på kanten av Hellmogjelet ved Kanonen. Avsetningene er blitt holdt på plass av berggrunn som nå er rast ned, og derfor ikke blitt erodert ved senere subaeril drenering gjennom dreneringsløpet. En begynnende dannelse av Hellmogjelet kan være forårsaket av erosjon fra subglasial drenering, noe som også har skapt de mindre dreneringsløpene og jettegrytene.

Når ismarginen smeltet østover forbi vannskillet, demmet den opp den østlige dreneringsmuligheten til smeltevannet, og innsjøer mellom ismarginen og vannskillet ble dannet. Ved Sitas- og Iptopasset er flere strandlinjeformer avsatt på tilsvarende høyde som passpunktene. Øst for vannskillet ved Gussajåvrre er store, plane avsetninger av sand og grus lokalisert på en høyde omtrent tilsvarende høyden til Njallajåvrrepasset, 562.5 m o.h.

En jevn drenering av vann gjennom flere av passpunktene har forekommet når ismarginen smeltet østover. På et tidspunkt har ismarginen smeltet så langt mot øst at Sitasissjø til slutt brast, og skapte en katastrofetapning. Katastrofetapningen sørget for at dreneringen over Sitaspasset mot Skjombotn stoppet og vannet drenerte sørover langs ismarginen. Vannet fra katastrofetapningen ble styrt av ismarginen ned mot Mannfjorden, Hellmobotn og mulig Grunnfjordbotn, der avsetninger rundt 65 m o.h. finnes. Størrelsen på

avsetningene i Grunnfjordbotn, Mannfjorden og Hellmobotn tyder på at det meste av vannet som kom med katastrofetapningen har drenert ned mot Hellmobotn. Vannet fra katastrofetapningen har erodert Hellmogjelet og avsatt det som i dag er Stuorlænndo. Stuorlænndo ble bygget opp til, og delvis over, havnivået som da eksisterte i Hellmobotn.

Høyden på Stuorlænndo er lik høyden på avsetningene i Skjombotn, Mannfjorden og Grunnfjordbotn. Denne høyden, omtrent 65 m o.h. samsvarer med et havnivå som eksisterte 9200 år (8300 ^{14}C -år) siden. En strandvoll på 64 m o.h., nord for Stabburselva, viser at havnivået var avgjørende for høyden til avsetningen. Store gjel, tilsvarende Hellmogjelet, er ikke dannet ved de andre avsetningene, men en svak gjeldannelse kan observeres ved Skjombotn og i Mannfjorden. Antydning til gjeldannelse observeres også i Grunnfjordbotn.

På grunn av de forholdsvis høye passpunktene Tappa Korso og Tjoaddnejávrrerpasset, kan henholdsvis Mannfjordens og Grunnfjordbotns avsetninger anses som noe usikre. Avsetningene kan ha blitt dannet som følge av drenering fra en lokalglasiasjon. Det er naturlig å anta at lokalglasiasjonen var lokalisert der hvor dagens bre, Gihttsejiegņa, er i dag, men det kreves mer feltarbeid for å få full klarhet i dette.

Salajaure-issjø sør for Áhkájávrrer har drenert over Riddoalgejávrrerpasset, ned mot Leirfjorden, og dannet en større terrasse på 88 m o.h. Alderen på denne er usikker da havnivåkurven ikke er helt sammenlignbar med den konstruert for Hellmobotn. De innsjøene som er lokalisert i det området som Salajaure-issjø dekket, drenerer i dag gjennom dalen Vuojatädno til Áhkájávrrer. Vuojatädno kan ha blitt isfri før Store-Lule-issjø ble drenert østover, og kan også ha bidratt til en katastrofetapning av den sydligere issjøen gjennom Njallajávrrerpasset og Hellmogjelet. Det er usikkerhet rundt hvorvidt katastrofetapningen har forekom, men på et eller annet tidspunkt har vannet drenert ned mot Áhkájávrrer.

Når bredemningen i øst til slutt brast og de oppdemte sjøene drenerte østover mot Østersjøen, stoppet dreneringen gjennom Njallajávrrerpasset. Siden den tid har de to elvene, Stabburselva og Sørrelva, erodert store relieff på opp mot 50 meter i høyde, og på den måten formet Hellmobotn. Sørrelva har tidligere hatt utløp sør for Biedá, men har på et tidspunkt brutt gjennom og formet et felles utløp med Stabburselva. Flaten nordvest i Hellmobotn som er bebygd har en elevasjon på 10-12 m o.h. og er et resultat av avsetninger fra de to elvene.

KAPITTEL 9: KONKLUSJONER

Hellmobotn er erodert av smeltevann som har drenert på tre forskjellige måter. Den subglasiale dreneringen har erodert de mindre dreneringsløpene rundt Hellmogjelet, og har vært medvirkende til delvis erosjon av Hellmogjelet på et tidlig tidspunkt. Den jevne dreneringen av smeltevann fra Store-Lule-issjø kan ha vært medvirkende til erosjon av Hellmogjelet, men innvirkningen er usikker, da størrelsen på Store-Lule-issjø er ukjent og slik også vannføringen. En subaeril katastrofetapning av Sitas-issjø har vært ansvarlig for den største andelen av erosjonen i Hellmogjelet.

Glasifluviale avsetninger innerst i fjordene i indre Tysfjord og Skjomen er dannet av drenerende smeltevann som har erodert og transportert materiale. Materialet har blitt avsatt i fjorden og bygget delta opp til gjeldende havnivå. Avsetningen i Skjombotn ble bygget opp av en jevn drenering fra Sitas-issjø. Avsetningene i Mannfjorden og Hellmobotn kan knyttes til katastrofetapningen av Sitas-issjø, som også var årsaken for at dreneringen gjennom Sitaspasset stoppet. En avsetning i samme høyde eksisterer i Grunnfjordbotn, men kan være tilknyttet en lokal glasiasjon.

Et estimat for når katastrofetapningen av Sitas-issjø kan oppnås ved å sammenligne høydene på avsetninger i Skjombotn, Hellmobotn og Mannfjorden, med en konstruert strandforykningskurve. Høyden på avsetningene er ca. 65 m o.h. Tapningen av Sitas-issjø og erosjonen av Hellmogjelet har skjedd for omtrent 9200 år (8300 ^{14}C -år) siden.

De største blokkene på Stuorlænndo krever en vannhastighet på 17.9 m/s for å bli transportert, noe som gir en beregnet maksimal vannføring på 125 400 m³/s. Sammenlignet med kilden til smeltevannet, katastrofetapningen fra Sitas-issjø (inneholdende 8-10 km³), har tapningen minimum hatt en varighet på 18 timer. Beregninger ut fra volum sediment transportert av vannmassene, anslår en minimum erosjonstid av Hellmogjelet til 16 timer. En subaeril katastrofetapning fra Sitas-issjø har evnen til å erodere Hellmogjelet i sin helhet. Det foreslås i denne studien at en subaeril katastrofetapning av vann på 8-10 km³ fra Sitas-issjø har hovedsakelig vært ansvarlig for erosjonen av Hellmogjelet.

KAPITTEL 10: VIDERE ARBEID

Arbeidet utført i denne studien kan til en viss grad kalles nybrottsarbeid, og kan danne en basis for videre undersøkelser i indre Tysfjord og Skjomen. Denne studien har benyttet og utnyttet fordelene med tilgang til moderne kart, GPS, georadar og flybilder. Det har gitt denne oppgaven et større overblikk, blant annet med tanke på å lokalisere kilden til katastrofetapningen som eroderte Hellmogjelet. Til tross for utstrakt bruk av metoder utilgjengelig for forfatterne av tidligere arbeider, er det enda mange spørsmål som søker svar.

Dateringer fra Hellmogjelet, Hellmobotn og området rundt er ikke inkludert i denne studien. En mer nøyaktig og aldersbestemt strandforskyvningskurve krever flere dateringer, og vil da med større sikkerhet fastslå når den oppdemte Sitas-issjø brast. Resultater fra en ny strandforskyvningskurven bør korreleres med eksponeringsdateringer fra Stuorlænndo. Dateringer fra Skjombotn, Mannfjorden og Grunnfjordbotn vil utgjøre et viktig bidrag til et mer nøyaktig estimat av ismarginens tilbaketrekning, og aldersbestemmelse av katastrofetapningen.

Avsetninger i Skjombotn, Grunnfjordbotn og Mannfjorden er kun observert fra flybilder og kart. Georadarundersøkelse, nøyaktige høydemålinger og kvartærgeologisk kartlegging av de overnevnte lokalitetene vil kunne bekrefte eller avkrefte hvordan de er dannet. Sammen med dateringer kan en slik undersøkelse bekrefte om avsetningene er sedimentert som et delta, bygget opp til havnivå. Dette vil gi et viktig bidrag til å fastslå hvordan dreneringen av de isdemte sjøene og katastrofetapningen har foregått.

En seismisk undersøkelse i den indre delen av Hellmofjorden burde bli foretatt. Morenemateriale kan tolkes ut fra seismiske profil og anslå hvordan deglasiasjonen langs Hellmofjorden har foregått. En kompakt lagpakke av glasifluviale sedimenter i profilet vil bekrefte erosjonen av Hellmogjelet som en kortvarig hendelse skapt av en katastrofetapning.

Kvartærgeologisk kartlegging i mindre målestokk av nøkkellokaliteter i Sverige kan være nyttig for å forstå dreneringsveiene til smeltevannet og dannelsen av Hellmogjelet fullt ut. Kvartærgeologisk kartlegging av området ved Sitasjávris sørøstlige ende, Ubmas og Áhkájávrrre kan gi benyttes til å anslå hvor ismarginen har vært lokalisert under katastrofetapningen. Høydemålinger av løsmasseterrasser ved Áhkká vil gi en bekreftelse på om de kan korreleres med Njallajávrrpasset, og eksistensen av den foreslåtte Vuodnabahta-issjø.

REFERANSELISTE

- Aarseth, I. (1997): Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine Geology* 143, 39-53.
- Aasheim, S. P., (1996): *Stein P.s reiser i Norge*, Orion Forlag, Oslo.
- Andersen, B.G. (1975): Glacial geology of Northern Nordland, North Norway. *Norges Geologiske undersøkelser* 320. 1-74.
- Anderson, R. S. og Anderson, S. P. (2011): *Geomorphology – The Mechanics and Chemistry and Landscapes*, Cambridge University Press, Cambridge, UK. 380-451.
- Bard, E., Hameling, B., Arnold. M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F. (1996): Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge, *Nature*. 382. 241-244.
- Bargel, T. H. (2007). Beskrivelse til kvartærgeologisk kart over midt-Norden. Rapport. *Norges Geologiske Underøkelse*.
- Bergstrøm, B., Olsen, L., Sveian, H. (2005): The Tromsø-Lyngen glacier readvance (early Younger Dryas) at Hinnøya-Ofotfjorden, northern Norway: a reassessment. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin* 455. 73-88.
- Boggs, S., (2006): *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. 4th. edition. Pearson, New Jersey, USA.
- Dahl, R. (1965): Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in Northern Nordland, Norway. *Geografiska Annaler* 47. 83-140.
- Dahl, R. (1968): Late-glacial accumulations, drainage and ice recession in the Narvik-Skjomen district, Norway. *Norsk geografisk Tidsskrift* 22.101-165.

- Erdas, (2010): LPS Project Manager User's Guide.
- Foslie, S. (1941): Tysfjords geologi. Beskrivelse til det geologiske gradsteigskart Tysfjord. *Norges geologiske Undersøkelse*. 149.
- Foslie, S. (1942): Hellmobotn og Linnajavre. Geologisk beskrivelse til kartbladene. *Norges geologiske Undersøkelse*. 150.
- Frödin, J. (1914). Geografiska studier I Stora Lule älvs källområde. *Sveriges geologiska Undersökning*. C257.
- Frödin, J. (1921). De sen-glaciala isdämda sjöarna I översta delen av Stora Lule älvs flodområde och deras dräneringsvägar. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlinga* 43. 53-69.
- Førre, E. (2012): *Topografi og dreneringsretninger under Nordfonna, Folgefonna*. Masteroppgave i geovitenskap. Universitetet i Bergen
- Grønlie, O.T. (1940): On the traces of the Ice Ages in Nordland, Troms and South-western parts of Finnmark in Northern Norway. *Norges geologisk tidsskrift* 20. 1-70.
- Grønlie, O.T. (1951): On the Rise of Sea and Land and the forming of Strandflats on the West Coast of Fennoscandia. *Norsk geogisk. Tidsskrift* 29. 26-63.
- Hoppe, G. (1969): *Kaitumsjö- och Sitasjaure-områdenas geomorfologi. Översiktliga orienteringar med särskild hänsyn till de glaciala och postglaciala formelementen*. Forskningsrapport 4. Naturgeografiska institusjonen, Stockholms Universitet.
- Hoppe, G. og Melander, O. (1979): Geomorfologiska kartbladet 28 I. Stora Sjøfallet – beskrivning och naturvärdebedömning. Rapport. *Statens Naturvårdsverk*.
- Karlen, W. (1979): Deglaciation dates from Northern Swedish Lappland. *Geografiska Annaler, Series A*, 61. 203-210.

- Lamb, M. P. and Fongstad, M. A., (2010): Rapid formation of a modern bedrock canyon by a single flood event. *Nature Geoscience*. 3. 477-481.
- Lantmäteriet (2013): Kart og Flyfoto. www.eniro.se
- Leica. (2013): Leica press information. <http://www.leica-storemayfair.co.uk/news/PDF-new/LEICA%20RANGEMASTER%20CRF%201000-R%20-%202015%20JAN%202013.pdf>, (18.03.2013)
- Lundqvist, J. (1972): Ice-lake types and deglaciation pattern along the Scandinavian mountain range. *Boreas* 1. 27-54.
- Lundqvist, J. 1997: The last Scandinavian ice sheet and its down-wasting. In: Martini, I.P. (red.), *Late glacial and post glacial environment changes. Quaternary, Carboniferous-Permian, and Proterozoic*. Oxford University Press, New York/Oxford, 28-52.
- Lyså, A., Sejrup, H.P., Aarseth, I. (2004): The late glacial-Holocene seismic stratigraphy and sedimentary environment in Ranafjord, northern Norway. *Marine geology*. 211. 45-78.
- Magilligan F. J., Gomez, B., Mertes, L. A. K., Smith, L. C., Smith, N. D., Finnegan, D., Garvin, J. B. (2002): Geomorphic effectiveness, sandur development, and the pattern of landscape response during jökulhlaups: Skeiðarársandur, southeastern Iceland. *Geomorphology*, 44. 95-113.
- Mangerud, J., Goehring, B. M., Lohne, Ø. S., Svendsen, J.I., Gyllencreutz, R. (2013): Collapse of the marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 67. 8-16.
- Martiniussen, M. (1961): Brerandstadier og avsmeltingsforhold i Repparfjord-Stabbursdalområdet, Finnmark. Et deglasiasjonsprofil fra fjord til vidde. *Norges geologiske Undersøkelse*. 213. 118-169.

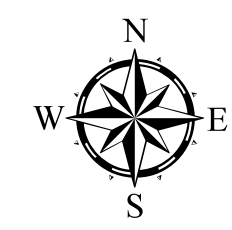
- Mauring, E., Koziel, J., Lauritsen, T., Rønning, J.S., Tønnesen, J.F. (1995): Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak. Rapport. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Melander, O. (1976): Geomorfologiska kartbladen 29 G Stipok, 29 H Sitasjaure och 30 H Riksgränsen (väst): beskrivning och naturvärdebedömning. Rapport. *Statens Naturvårdsvärk*.
- Møller J.J., (2003): Late quaternary sea level and costal settlements in the European North. *Journal of Coastal Research* 19. 731-337.
- Neal, A. (2004): Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66. 261-
- Nesje, A. (2012): *Brelære. Bre, landskap, klimaendringer og datering*. 2. utgave. Høyskoleforlaget, Kristiansand.
- Norges Geologiske Undersøkelse, (2013): Løsmassekart. www.ngu.no/kart/lomasse
- Norges Geologiske Undersøkelse. (2013): Berggrunnskart. <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn>
- Norges Geologiske Undersøkelse. (2013): www.ngu.no/mareano/kornstorrelse.html. (15.01.2013)
- Norges Geologisk Undersøkelse. (2013): Geofysisk kart. <http://aps.ngu.no/kart/geofysikk/> (hentet 10.05.2013)
- Norkart (2013): Geografisk data. www.norgei3d.no
- Olsen, L. (1983): Rundingsanalyser på grus- og steinpartikler – et nyttig hjelpemiddel ved undersøkelser av løsmasse genese. *Norges Geologiske Undersøkelse* 379.
- Online CalPal (2013): The Calpal online Radiocarbon calibration. <http://www.calpal-online.de>, hentet mai 2013.

- Reynolds, J. M., (2011): *An introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Second edition. Wiley-Blackwell, UK.
- Tesaker, E., Fergus, T., Lyche, E., Bargel, T. (2010): Erosjon og Massetransport. In: Fergus, T., Hoseth, K.A., Sæterbø, E, L (1998): *Vassdragshåndboka*. Tapir akademisk forlag, Trondheim.
- Statens Kartverk (2013): www.norgebilder.no
- Statens kartverk (2013): www.norgeskart.no
- Stroeven, A. P., Fabel, D., Harbor, J., Hättstrand, C., Kleman, J. (2004): Quantifying the erosional impact of the Fennoscandian ice sheet in the Torneträsk – Narvik corridor, Northern Sweden, based on cosmogenic Radionuclide data. *Geografiska Annaler* 84 A. 275-287
- Vorren T.O., Vorren, K-D., Alm, T., Gulliksen, S., Løvlie, R., (1988): The last deglaciation (20 000 to 11 000 B.P.) on Andøya, Northern Norway. *Boreas*. 17. 41-77.
- Vorren, T. O. og Mangerud, J. (2007): Istider kommer og går. In: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A.(red.): *Landet blir til*. Andre opplag. Norsk Geologisk Forening, Trondheim.
- Walker, R. (2013): Density of Materials. http://www.simetric.co.uk/si_materials.htm. Hentet 10.05.2013.
- Whipple, K. X., Hancock G. S., Anderson, R. S. (2000). River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geological Society of America Bulletin*.112. 490-503
- Widerøe's flyveselskap A/S (1965): Flybilder. Levert fra Statens kartverk.

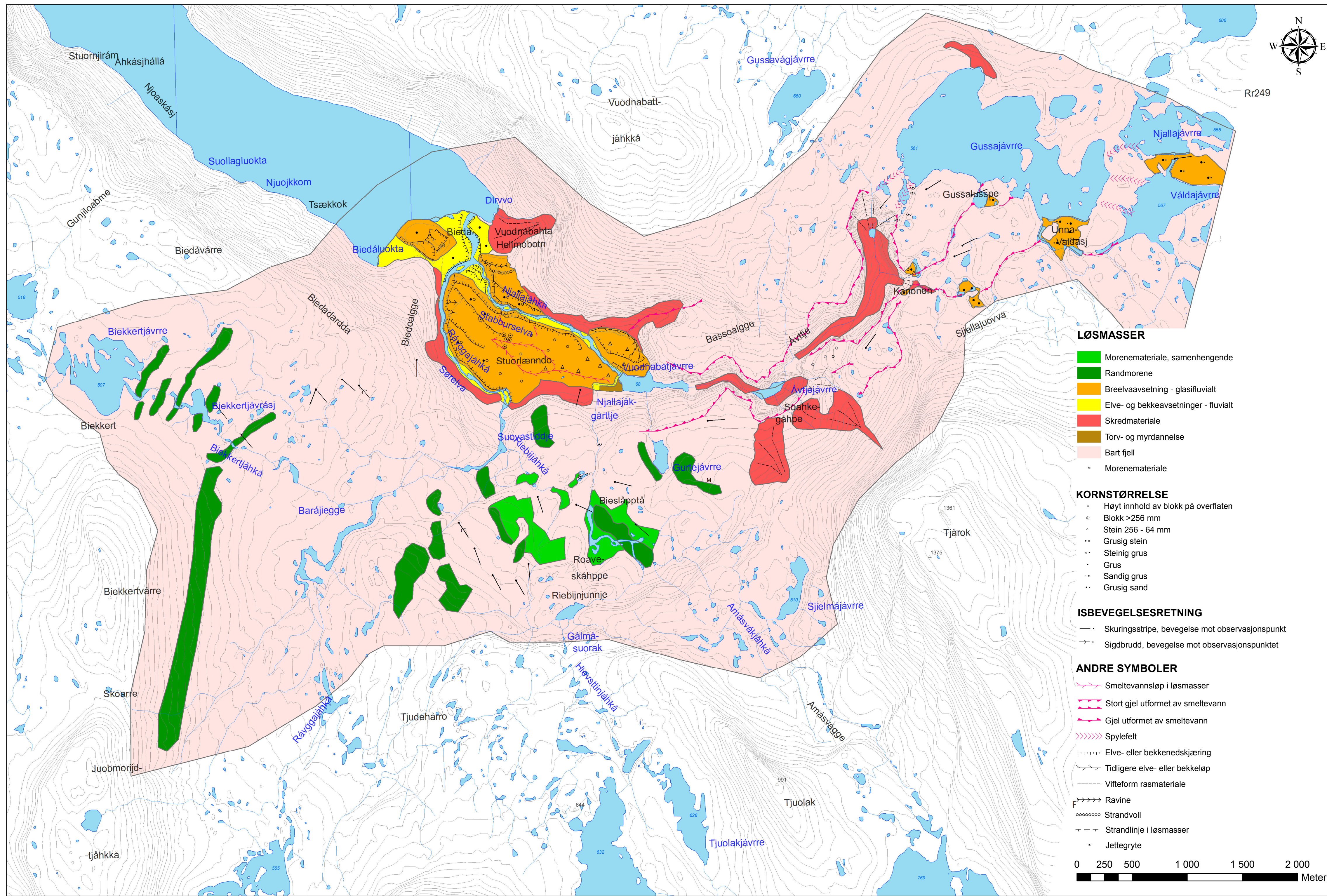
REFERANSELISTE

- Wohl, E. (2002): Modelled paleoflood hydraulics as a tool for interpreting bedrock channel morphology. In: House, P. K., Webb, R. H., Baker V. R. Levish, D. R. (red): *Ancinet floods, modern hazards: Principles and applications, Water science and allications* 5, American Geophysics Union, Washington DC, 345-358.
- Wohl, E. (2007). Hydrology and Discharge. In: Gupta, A. (red): *Large rivers: geomorphology and management*. England. John Wiley and Sons. 29-41.

HELLMOBOTN OG HELLMOGJELET



Rr249



LØSMASSER

- Morenemateriale, sammenhengende
- Randmorene
- Breelvaavsetning - glasifluvialt
- Elve- og bekkeavsetninger - fluvialt
- Skredmateriale
- Torv- og myrdannelse
- Bart fjell
- Morenemateriale

KORNSTØRRELSE

- ▲ Høyt innhold av blokk på overflaten
- Blokk >256 mm
- Stein 256 - 64 mm
- ⦿ Grusig stein
- ⦿ Steinig grus
- ⦿ Grus
- ⦿ Sandig grus
- ⦿ Grusig sand

ISBEVEGELSESRETNING

- Skuringsstripe, bevegelse mot observasjonspunkt
- Sigdbrudd, bevegelse mot observasjonspunktet

ANDRE SYMBOLER

- Smeltevannsløp i løsmasser
- Stort gjel utformet av smeltevann
- Gjel utformet av smeltevann
- Spylefelt
- Elve- eller bekkenedskjæring
- Tidligere elve- eller bekkeløp
- Vifteform rasmateriale
- Ravine
- Strandvoll
- Strandlinje i løsmasser
- Jettegryte

