



**Rekonstruksjon av
isutbreiing gjennom
Weichsel i vestlege delar
av Rondane**

**Masteroppgåve i Naturgeografi
Universitetet i Bergen
Haust 2006
Lena Svalastog Garnes**



Forord

Når ein bur i Bergen lærer ein seg å sette pris på lyspunkta, ein veit at det kjem glimt av sol. Ei god innstilling å ha med seg. Om det ikkje var grunn aleine til val av studieområdet, høyrdes det forlokkande ut med ein heil sommar med feltarbeid, teltliv og lyse kveldar i eit av Noregs tørraste område. Det einaste problemet eg såg for meg var at det ikkje kom til å vera særleg godt å springe barbeint etter vatn i bekken -reinlav stikk fælt når den er knusktørr. Det problemet slapp eg, eg hadde meir enn nok vatn lett tilgjengeleg, til tider i strie straumar.

Vegen fram til ei ferdig oppgåve har til tider virka uoversiktleg, men det har vore spennande og motiverande og leite etter ei ”brikke” til det store ”puslespillet”. Eg vil rette ein takk til Svein Olaf Dahl som har vist eit stort engasjement for prosjektet, både i felt og på instituttet. Takk til Henriette Linge som var med i felt, bar heim stein, og bidrog til å fylle det store huset i Follidal med diskusjon, arbeidsmoral, mat og hundar. Ikkje minst, takk for lånet av Ludvig, som var til uvurderlig psykisk støtte både natt og dag i den forlatne Djupdalen. Takk også til Anne Grete Bøe og Bjørn Kvisvik som kom med gode innspel og hjelp i felt.

Motivasjonen for å starte dagen på instituttet har i stor grad vore vennegjengen på geografi, som er medskuldige i mange skrivepauser. Oppgåva hadde ikkje blitt ferdig utan pausene – takk! Eg vil spesielt takke Jostein som har tråkka i Rondane samstundes som meg, berre eit par mil unna. For gode diskusjonar, felles frustrasjonar og kyndig vurdering ved kjøp av ”rotta”. Takk til Hilde, Jostein og Maren, samt mamma og pappa for gode råd, kritisk lesing og støtte mot slutten.

Lena Svalastog Garnes 20. desember 2006

Abstract

The western margins of The Late Weichselian Fennoscandian Ice Sheet are well established from mapping of marginal moraines and submarine fans. The Late Weichselian Glacial Maximum (LGM) occurred on average close to 20 ka BP along the margins of the Fennoscandian-, Barents-Kara Ice Sheet (Mangerud 2004; Svendsen et al. 2004). The vertical extent at the LGM is, however, more difficult to estimate.

This thesis is based on fieldwork in the western part of Rondane Mountains, central Norway. Because of its close relationship to the ice-divide zones during glaciations in the south and the main water shed to the north, the Rondane area has since the 18th century been of interest for scientists. Central Scandinavia is commonly thought of as having been continuously ice covered from the end of the last interglacial period, the Eemian and throughout the Weichselian. The earlier widely held assumption, that glacial, as well as wastage features, all belong to the last glaciation and deglaciation, is not supported by this thesis.

Erosional lateral drainage channels, accumulated glaciofluvial material and De Geer moraines are common and suggest a vertical downwasting ice mass. The general drainage has been towards north-east. The thesis presents a suggested glacial chronology for the Weichselian in the study area, divided into three glacial phases, with maximum vertical extent during the Early Weichsel, and more limited extent throughout the two other periods, the Mid- and Late Weichselian. The ice-free periods are dominated by periglacial activity and permafrost.

The ice marginal zone from LGM is found at altitude of c. 1200 m a.s.l in western Rondane. This support earlier investigation from east- and central parts of Rondane (Dahl et al. 1997; Bøe et al. 2006). This view is in conflict with the general assumption that the maximum Weichselian glaciation took place during the Late-Weichselian.

Figurliste

- Figur 1-1: Modellen viser den vertikale isutbreiinga for det Skandinaviske isdekket. Etter Mangerud 2004.
- Figur 1-2: Glasiasjonskurve for vestkysten av Norge. Etter Mangerud 2004.
- Figur 1-3: Utsnitt av studiemorådet
- Figur 1-4: Skisse over berggrunnen i studieområdet. Etter Sigmond 1986.
- Figur 1-5: Temperaturnormalar (°C) for klimaperioden 1961-1990. Data henta frå DNMI 1993.
- Figur 1-6: Nedbørnormalar (med mer) for klimaperioden 1961- 1990. Data henta frå DNMI 1993.
- Figur 2-1: Viser innsamling av OSL datering (Langtjønne Nord).
- Figur 2-2: Henriette Linge brukar hamar og meisel ved innsamling av prøvemateriale til eksponeringsdatering
- Figur 3-1: Randavsetting nord for Sletthøe, haugane med ablasjonsmorene i bakgrunnen. Biletet er tatt mot aust.
- Figur 3-2: Moreneryggen ved Svartdalsknarten, med Jostein Klette som markør midt på ryggen. Biletet er tatt mot nord.
- Figur 3-3: Rygg A I nordenden av Langtjønne. Biletet er tatt mot nord.
- Figur 3-4: Oversikt over sedimentologiske strukturar i den øvre de geer morena i Mjølrakkdalen.
- Figur 3-5: Viser klar overgang mellom diamikton og fine sediment frå den øvre de geer morena i Mjølrakkdalen.
- Figur 3-6: Viser plasseringa av flyttblokk på Svartdalsknarten i overkant av spylerenne og i blokkmark. Biletet er tatt mot nord.
- Figur 3-7: Flyttblokk i blokkmark ~1500 moh. på Sletthøe. Biletet er tatt mot vest.
- Figur 3-8: Dødisterrang i utløpet der Djupdalen og Haverdalen møtest. Biletet er tatt mot sør.
- Figur 3-9: Viser dei to terrassenivåa på sørsida av Ryddølsåe. Biletet er tatt frå nordsida.
- Figur 3-10: Viser horisontale smeltevasspor i dalføre mellom Langtjønne og Ryddølsåe. Biletet er tatt mot nord.
- Figur 3-11: Viser nedskjering i bakkant av Gråknarten. Biletet er tatt mot aust, med Sletthøe i bakkant.
- Figur 3-12: Djupe og bratte spylerenner ved Svartdalsknarten. Biletet er tatt mot nordaust.
- Figur 3-13: Inaktiv polygonmark på Sletthøe, ~1500 moh. Biletet er tatt mot søraust.
- Figur 3-14: Overgangen mellom blokkmark og morenedekke på Sletthøe ~1500 moh. Biletet er tatt mot aust.
- Figur 3-15: Solifluksjonlobane i nordsida på Hornsjøhøe i ~1450 meters høgde. Biletet er tatt mot vest.
- Figur 3-16: Viser lokaliteten for OSL dateringane ved Langtjønne nord. Rygg A er synleg i sør.
- Figur 3-17: Grovlogg av snittet der OSL-dateringane ved Langtjønne nord er tekne.
- Figur 3-18: 13 meter høgt snitt i Mjølrakkdalen. OSL dateringane er tekne i øvre delar der Anne Grete Bøe står. Den tredje prøva er teken i venstre side ved Bjørn Kvisvik og Svein Olaf Dahl.
- Figur 3-19: Grovlogg av sedimentologiske tilhøve der OSL Mjølrakkdalen er tatt.
- Figur 3-20: Grovlogg over sedimentologiske tilhøve ved OSL prøvelokalitet, Ryddølsåe.
- Figur 3-21: Foto av prøvelokaliteten ved Ryddølsåe.
- Figur 4-1: Passpunktoversikt for dreneringa i Rondane og på hovudvasskiljet.
- Figur 4-2: Mogleg isutbreiing i Tidleg-Weichsel.
- Figur 4-3: Mogleg isutbreiing i Midt-Weichsel.
- Figur 4-4: Mogleg isutbreiing i ein sein fase i Tidleg-Weichsel. Avsettinga av randmorene i Haverdalen.
- Figur 4-5: Mogleg isutbreiing i Sein-Weichsel
- Figur 4-6: Mogleg isutbreiing ved deglasiasjon etter LGM.

Innholdsliste

Forord	i
Abstract	ii
Figurliste.....	iii
Innholdsliste	iv
1.0 Introduksjon	1
1.1 Paleoklima.....	1
1.2 Hovudproblemstilling.....	5
1.3 Skildring av feltområdet.....	6
1.3.1 Lokalisering.....	7
1.3.2 Berggrunn.....	8
1.3.3 Klima.....	9
1.4 Tidlegare arbeid.....	11
2.0 Metode.....	15
2.1 Flyfoto	15
2.2 Kwartærgeologisk kartlegging i Rondane.....	15
2.2.1 feltarbeid, teknikkar og hjelpemiddel.....	16
2.2.2 kartgrunnlag	16
2.2.3 definering av landformer og jordartar	17
2.3 Dateringsmetodar	20
3.0 Datapresentasjon	25
3.1 Lausmassefordeling i området	25
3.2 Glasiale formelement	25
3.2.1 Randmorenar	25
3.2.2 De Geer morenar	31
3.2.3 Flyttblokkar	34
3.2.4 Oppsummering glasiale formelement	37
3.3 Glasifluviale og glasilakustrine formelement	38
3.3.1 Slukås og esker.....	38
3.3.2 Terrasseformer, bresjøavsettingar og strandlinjer	40
3.3.3 Spylerenner og drenering	45
3.3.4 Oppsummering glasifluviale og glasilakustrine formelement	51
3.4 Periglasiale formelement.....	52
3.4.1 Blokkmark og strukturmark	53
3.4.2 Solifluksjon og pronivale ryggar.....	58

3.4.3	Oppsummering periglasiale formelement	61
3.5	Dateringar	61
3.5.1	OSL Langtjønne	61
3.5.2	OSL Mjølrakkdalen	64
3.5.3	OSL Svartdalssætrin (Ryddølsåe)	66
4.0	Drøfting	69
4.1	Bredirigert smeltevatn	69
4.1.1	Bredirigert drenering i rekonstruksjon av vertikal utstrekning	71
4.1.2	Passpunktproblematikk og dreneringsmønster	71
4.2	Dataoppsummering	74
4.2.1	Maksimum vertikal iustbreiing	75
4.2.2	Randavsettingar, eit resultat av temperert bre?	77
4.2.3	Bratt isfront frå sørvest	78
4.2.4	LGM	81
4.2.5	Bresjø ved Ryddølsåe	83
4.3	Datakronologi	85
4.3.1	Tidleg Weichsel	86
4.3.2	Midt Weichsel	87
4.3.3	Sein Weichsel	88
5.0	Oppsummering	91
6.0	Litteratur	94

1.0 Introduksjon

1.1 Paleoklima

Dei siste åra har det vore auka fokus på global oppvarming, klimaspørsmål og diskusjonen om menneskeskapte klimaendringar versus naturlige svvingar. For å prøve å gje nokon svar blir det forska på korleis klimaet har vore. Kunnskap om paleoklima er naudsynt for å kjenne til årsakene til svvingar i klimaet. Klimasystemet er eit komplekst system der interaksjon mellom den hydrologiske sfæren, atmosfæren og biosfæren styrer vind, temperatur og nedbør. Desse sfærane fungerer som enorme klimaarkiv. Endringar i klimasystemet er mellom anna målbart gjennom djuphavskjerner, iskjerner (atmosfæriske gassar fanga i isen) og fossil etter plante og dyreliv. Dei nyaste målingane frå iskjerner tatt ved den europeiske forskingsbasen i Antarktis (Dome C), viser verdiar i klimagassane CO₂ og Metan 650 000 år attende i tid: Verdiane har aldri vore så høge som dagens (Siegenthaler et al. 2005). Samanfall mellom Dome C kjerna og GRIP og GISP2 kjernane frå Grønland styrkar teorien om store globale variasjonar.

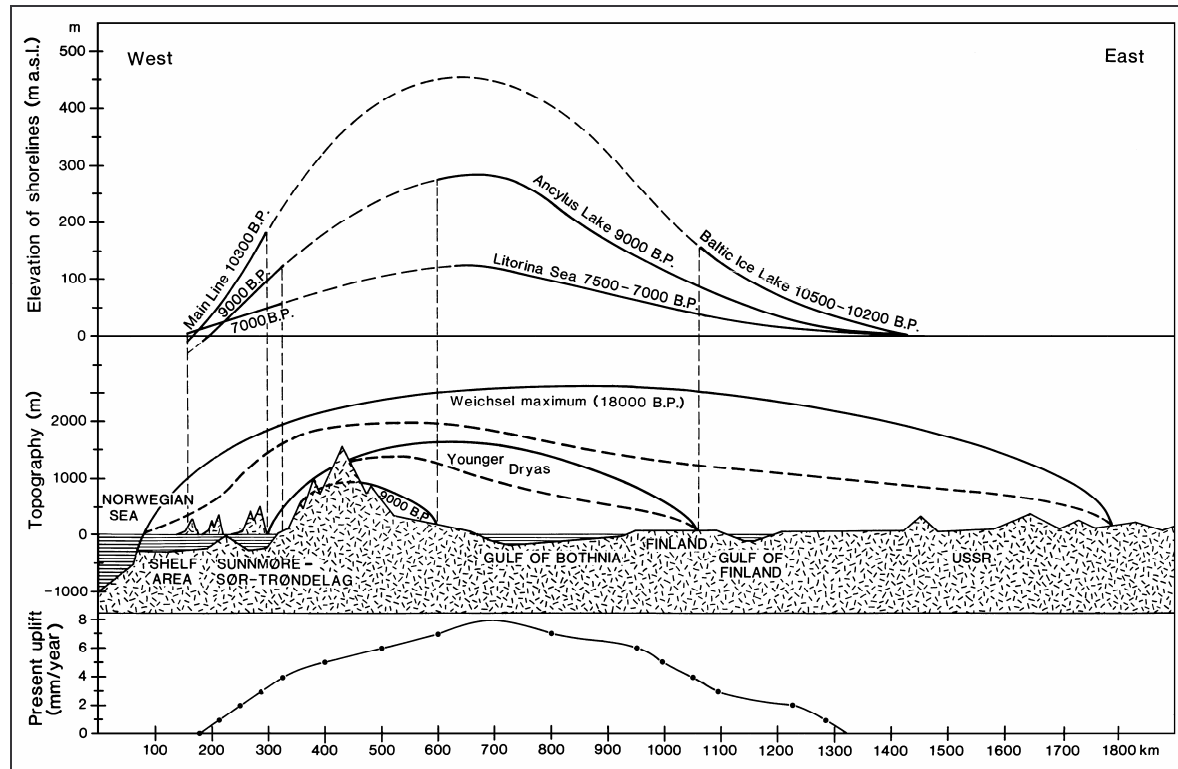
Havet er eit globalt sirkulasjonssystem. Gjennom målingar av ulike marine oksygen isotopnivå kan ein estimere isvolumet på land. Fluktuasjonane i dei marine isotop signala gjenspeglar variasjonar i havtemperatur og volumet på is (Donner 1996). Ved å kjenne tilhøve mellom O¹⁸- og O¹⁶-verdiene i marine prøver vil ein kunne estimere kor mykje is som er bunden opp på land. H₂¹⁶O vil gå over til gassform tidlegare enn H₂¹⁸O fordi det er eit lettare isotop. Slik vil H₂¹⁸O verdien i havet stige under kalde periodar medan ein større del av H₂¹⁶O vil vera bunden som is. Ut i frå desse signala er eit system med ulike isotopsteg konstruert. Siste istid, Weichsel, går frå MIS 5 – MIS 1. Marine isotop-signal (MIS) og djuphavskjerner er nytta som rammeverk for å samanstillе lokalitetar i ein tidskronolog. Gjennom dateringar av makro- og mikrofossil (t.d. plankton, foraminifera, blad og skjell) og endringar i litostratigrafien i kjerner er det prøvd å finne samsvar mellom terrestriale lokalitetar og isotoptrinna. Berre brotstykket av glasiasjonshistoria er kjend grunna seinare glasiasjonars eroderande kraft. Siste interglasial og glasial er derfor best dokumentert (MIS 5 – 1). Eem – Weichsel – Holocene (interglasial – glasial – interglasial) er den siste syklusen, og varte frå 130 ka til notid med siste glasiiale maksimum rundt 20 ka BP (Mangerud 2004).

Den globale oppvarminga som jorda har gjennomgått sidan slutten av siste istid og fram til i dag er mellom anna styrt av naturlege variasjonar. Analyser av marine og terrestriale klimaarkiv viser repeterande syklusar og klimatiske svingingar. Den astronomiske teorien, kalla Milankovitch-teorien etter den serbiske astronomen Milutin Milankovitch forklarar dette med variasjonar i absorbert stråling. Variasjonane er styrt av endringar i jordas bane og tilting av akselen, og gjev utslag i ulike syklusar. Den elliptiske bana varierar med 100 000 år, tiltinga av jordakselen varierar med 41 000 år og gravitasjonen som styrer når jorda er nærast sola varierar med 23 000 og 19 000 år. Dei siste 2,5 millionar åra har jorda vore prega av eit kaldt klima, med vekslingar mellom glasialar der det har vore nedkjøling og isoppbygging, og varme interglasialar som er lik temperaturane i Holocene. Glasialane er dominerande i lengde. Det har vore opp til 50 ulike glasiale og interglasiale syklusar, der intervalla mellom istidene dei siste 700 000 åra har variert med 100 000 års syklusar.

Det Skandinaviske isdekket

Gjennom korrelasjonar mellom oksygenisotop (MIS 5 – 1) frå djuphavet og stratigrafien i randavsetningar på land er det prøvd å rekonstruere det Skandinaviske isdekket. Maksimumsmodell for det skandinaviske isdekket, vist i figur 1-1. er ein tenkt modell med eit samanhengande isdekke frå vestkysten av Noreg, til Sverige, Finland og Russland i aust. Denne forståinga er etablert på bakgrunn av litosfæriske justeringar etter pålagring av is, tidlegare havnivå (Fjeldskaar 2000) og marginalmorenar kartlagt i ytterkantane i Noreg, Sverige og Russland (Sejrup et al. 2000; Lundqvist 2004; Mangerud 2004; Svendsen et al. 2004). På grunnlag av marine og terrestriale data. frå vestkysten av Noreg er figur 1-2 konstruert og sett opp mot marine isotop trinn. Maksimum utbreiing i vest er naturleg avgrensa av kysten då kalving vil inntre over ei viss djupne. Dette fungerer som ei sterk ablasjonskraft og hindrar vidare ekspansjon (Svendsen et al. 2004). Rekonstruksjonen i figur 1-2 er basert på seismiske målingar av morenedekke, randmorenar og avsetningar av lausmassestraumar på kontinentalsokkelen. Overgangen mellom Eem og Tidleg-Weichsel (MIS 6 og MIS 5e) er godt etablert gjennom Fjøsanger lokaliteten (Mangerud 2004). IRD-kurvane samsvarer bra med dei terrestriale data og viser høg rate av IRD når isdekke har gått utover kontinentalsokkelen, men det er ynskjeleg med fleire lokalitetar for å kunne utfylle glasiasjonskurva.

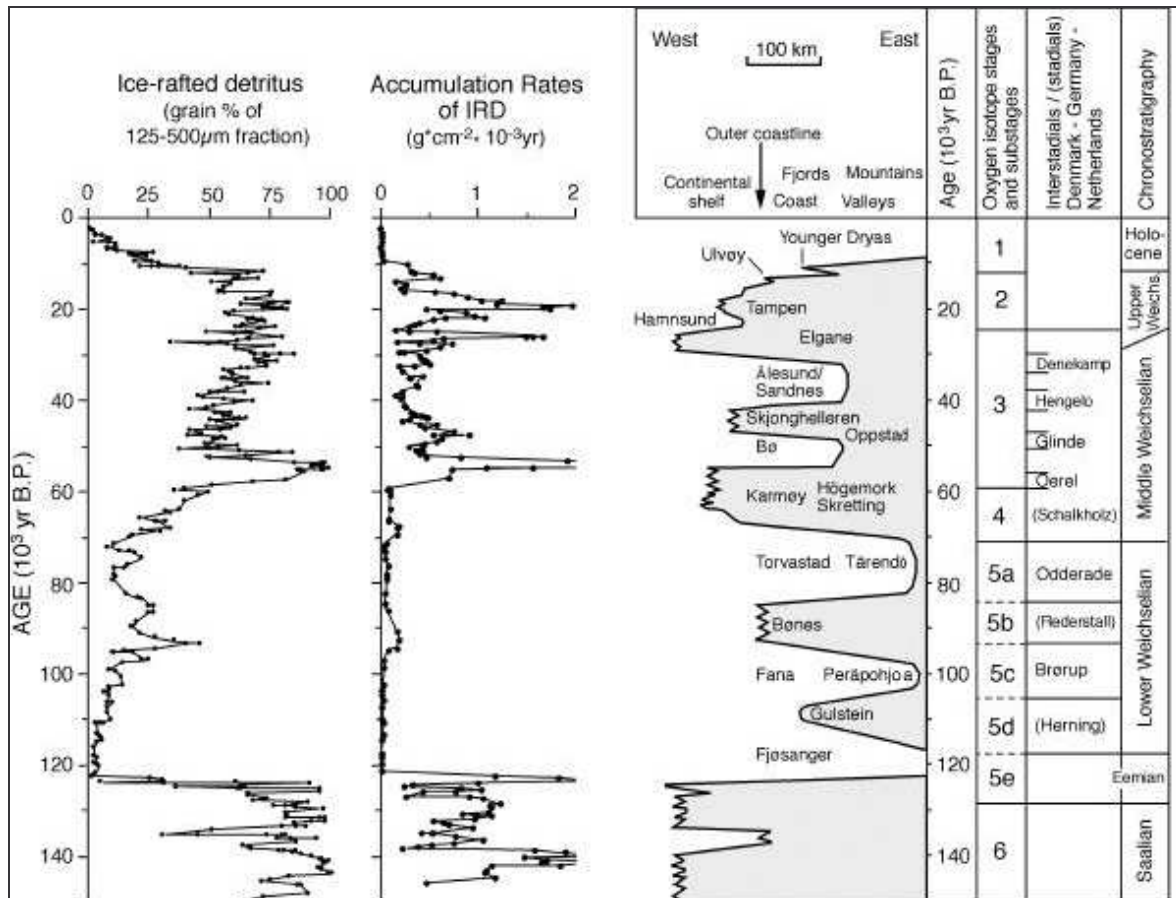
Den vertikale utbreiinga i sentrale delar av Skandinavia er vanskelig å rekonstruere. Direkte overføring av glisialrekonstruksjonar for vestkysten til kontinentale delar av Skandinavia, som figur 1-1 viser, er derfor ikkje uproblematisk. Fleire lokalitetar med data frå kontinentale område i Noreg er naudsynt og ynskjeleg for å få til eit fullstendig bilete av den vertikale utbreiinga ulike fasane i heile Skandinavia gjennom Weichsel.



Figur 1-1: Modellen viser den vertikale isutbreiinga for det Skandinaviske isdekket. Mangerud 2004.

Funn av anomalier i form av bresjøsediment, gamle dreneringsspor, periglacial aktivitet og refugieplanter i sentrale delar av Sør-Noreg, problematiserar, og står i sterk kontrast til figur 1-1 og teorien om eit samanhengande Skandinavisk isdekket frå vest til aust i Sein-Weichsel. Som ein motsats til maksimumsmodellen (figur 1-1) er ein minimumsmodell presentert der det Skandinaviske isdekket sett saman av fleire mindre isdomar. Modellen er basert på blokkmarkgrenser og funn av moreneryggar framfor botnar i Rondane og i grensetraktene mot Sverige. (Nesje et al. 1988; Nesje og Dahl 1990; Dahl et al. 1997). Minimumsmodellen kontra maksimumsmodellen er utgangspunktet for den vidare handlinga i oppgåva. Diskusjonen rundt den vertikale utbreiinga omfattar mellom anna spørsmål rundt temperaturegimet i isen. I ei isoverflate som er kald vil basal gliding og erosjon ved bresålen vera fråverande. Dette vil kunne bevare landformer som er eldre enn LGM og komplisere rekonstruering av isdekket og deglasiasjonen (Kleman 1993; Kleman og Borgström 1994). Rondane er lokalisert sentralt i

området der ein meiner det har vore kaldbasert, ikkje-erosiv is under LGM (Bergersen et al. 1991; Sollid og Sørbel 1994).



Figur 1-2: Glasiasjonskurve for vestkysten av Noreg. Etter Mangerud 2004,

1.2 Hovudproblemstilling

Rekonstruksjon av Weichsel med vekt på LGM og deglasiasjonen i vestlege delar av Rondane, basert på kvartærgeologisk kartlegging, relativ alder mellom landformer og absolutte dateringar.

Underproblemstillingar

1: Studieområdet ligg på grensa mellom isdekket frå nordvest og sørvest, og dannar ei trakt som dirigerar smeltevatn inn mot Rondane i området ved Tverrgjelet på overgangen frå Gudbrandsdalen til Grimsdalen.

Kva for spor finn ein og korleis og når vart denne trakta etablert?

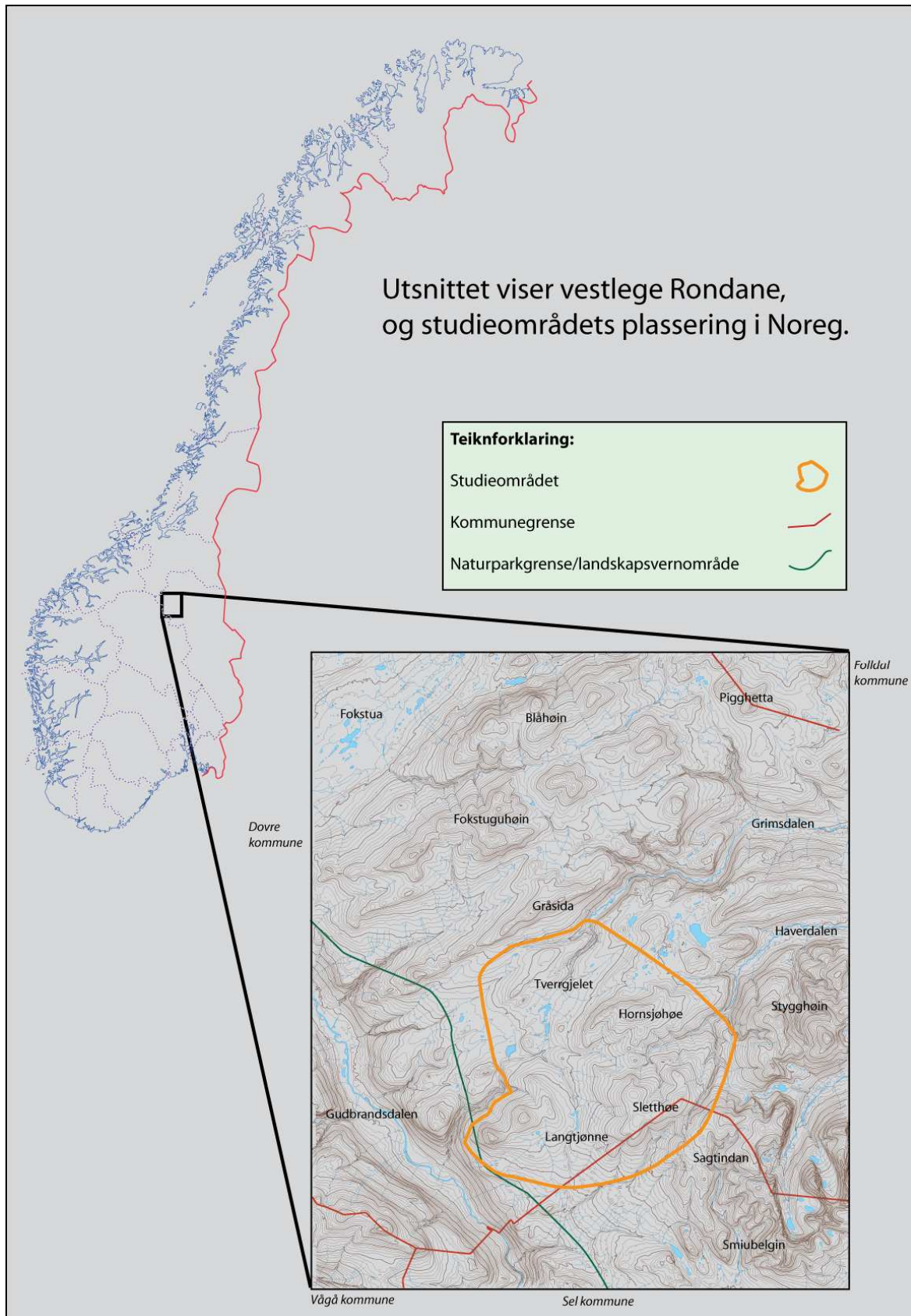
2: Horisontale smeltevasspor i terrenget er ein indikasjon på lateral drenering og eit temperaturregime under trykksmeltepunktet.

Kor høgt kan ein finne spor etter vertikal isutbreiing i feltområdet?

3: Randmorene i Haverdalen er avsett av is frå vest (Bøe 2002).

Når og kvar kan det ha gått is over til Haverdalen og avsett randmorene nedstrøms for Haverdalen?

1.3 Skildring av feltområdet



Figur 1-3: Utsnitt av studieområdet.

1.3.1 Lokalisering

Rondane er eit høg fjellsområde sentralt i søraustlege delar av Noreg og ligg mellom dalføra Gudbrandsdalen og Østerdalen. I dag er 580 km² av fjellområdet verna som nasjonalpark, medan delar av Rondane allereie i 1962 vart oppretta som nasjonalpark. Geomorfologien og topografien i Rondane er kompleks og kontrastfull. I sentrale delar av Rondane er toppane alpint prega med høge kvasse tindar. Fleire av toppane er over 2000 meter høge, der Rondslottet ragar høgast med 2178 moh. Dei nordvendte sidene er utprega botnar, medan dei sørvendte sidene har ein jamn gradient.

Studieområdet ligg i vestlege delar av Rondane, delt mellom Sel og Dovre kommune. Terrenget står i sterkt kontrast til sentrale delar av Rondane der lokal glasiasjon har vore dominerande. Studieområdet ber sterkt preg av pre-kvartær avrunda topografi, der Smiubelgin (1799 moh.), Sagtindan (1838 moh.), Gråhøe (1751 moh.) og Stygghøin (1731 moh.) markerer overgangen mellom austlege og vestlege delar av Rondane. Toppane strekker seg opp mot 1500-1700 moh, men har slake opne dalsider. Storgeomorfologien viser lite preg av glasiasjon, likevel er det fleire stader stor anriking av glasiale og glasifluviale lausmassar i form av stein, grus og sand.

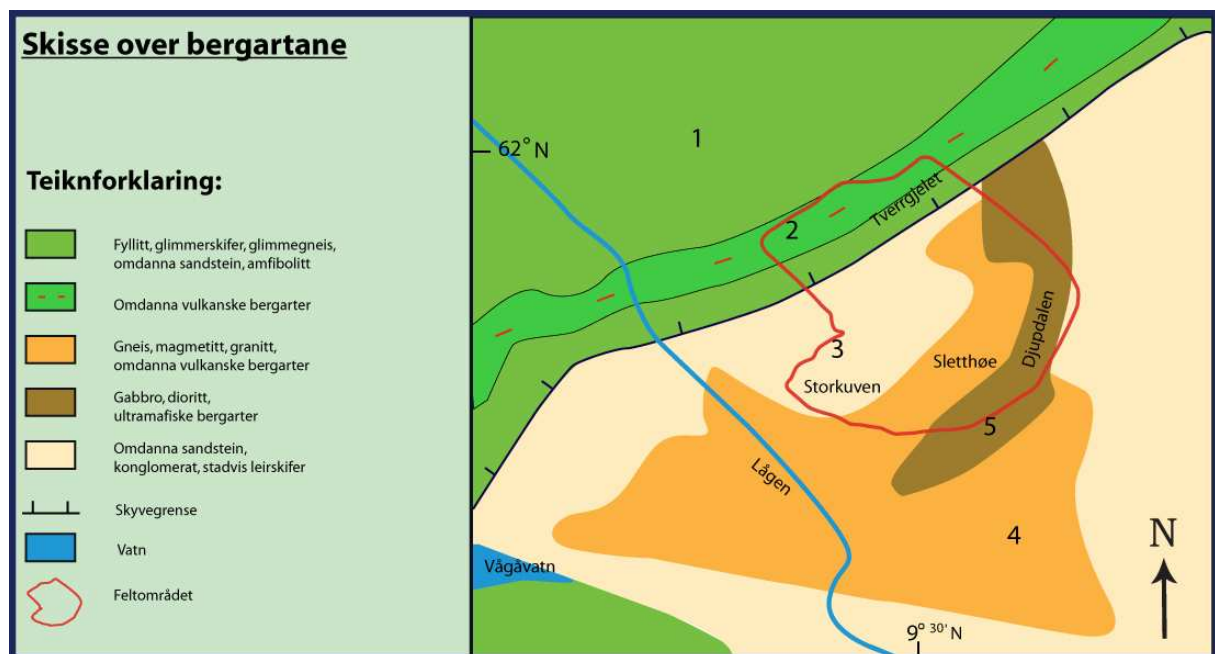
Rondane generelt får lite nedbør, det meste kjem i løpet av sommaren. Vegetasjonen er dominert av mose og lyng, men i dei lågast liggande dalane (1000-1100 moh.) veks det noko bjørk, vier og einer. Mesteparten av studieområdet ligg i verna sone innanfor nasjonalparkens grenser og strekk seg i vest eit stykke ut mot dalskuldra ned mot Gudbrandsdalen. I sør er avgrensinga tatt om lag ved 1200 moh. nord for Kvennslådalen, og følgjer denne dalen vidare mot Vasskjelet og Djupdalen. Djupdalen med Dørålsflye markerar inngangen til sentrale delar av Rondane, og er ei naturleg avgrensing mot aust, medan Grimsdalen er avgrensinga i nord. UTM-koordinatane for studieområdet er i sørvest 212 660, søraust 303 687, nordaust 316 740 og i nordvest 224 770.

Oppgåva er i hovudsak fokusert på isrørsle og drenering inn mot dei lokale passpunkta, Tverrgjelet, Langtjønne og Djupdalen. Studieområdet ligg sør for hovudvasskiljet og drenerer både mot søraust og sørvest. Mot Gudbrandsdalen og Lågen i vest, og gjennom Grimsdalen, Haverdalen og Djupdalen retning Østerdalen og Glomma i aust. Under deglasiasjon har dreneringa i område runne mot hovudvasskiljet, grunna isskiljet lengre sør. Dette gjer

kartlegging av dreneringsspor, saman med akkumulasjonsformer proksimalt for passpunkta interessant for kartlegging av deglasiasjon.

1.3.2 Berggrunn

Grunnfjellet i Noreg er danna i prekambrisk tid, før 590 Ma BP. Mot slutten av prekambrium var fjella tært ned til det som blir kalla det subkambriske peneplan, og havet trekte innover landet. Strandgrus og havslam blei pålagra over grunnfjellet i Kambrium og Ordovicium og finst i dag som sedimentære bergartar; konglomerat, skifrig sandstein og fyllitt. Den Kaledonske fjellkjededanninga som kjem av kollisjon mellom det Kanadiske skjold og det Baltiske skjold, førte til den store Kaledonske fjellkjededanninga hovudsakleg i Silur ~400 Ma BP. Dette har prega heile Noreg i form av høge fjell og restar av skyvedekke som blei skuva innover landet frå nordvest.



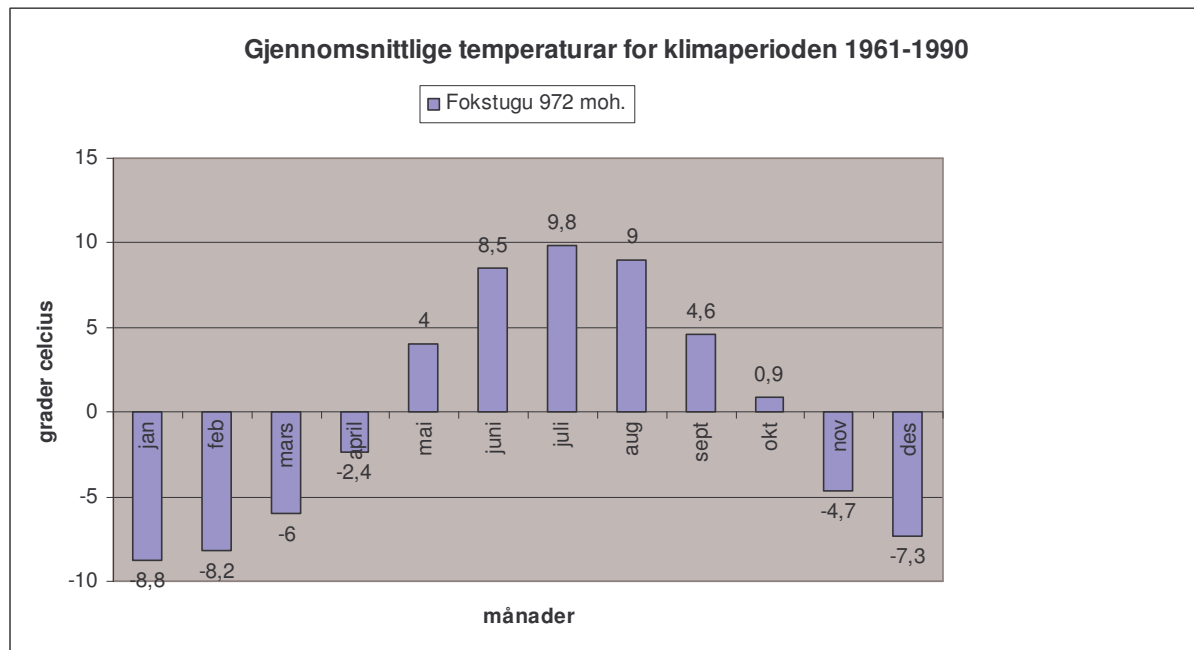
Figur 1-4: Skisse over berggrunnen i studieområdet. Etter Sigmund 1986.

Berggrunnen i Rondane er i stor grad sett saman av dei skråstilte omdanna sedimentære kambriske bergartane som danner dagens Rondanemassiv, samstundes blei ulike skyvedekke skuva inn over fyllitten. Dei sedimentære bergartane er skifrige, noko som er lett synleg i områda med bart fjell og skrint jordsmonn. Skråstillinga er også godt synleg med fall mot nord og nordvest. Dei dominerande bergartane i Rondane er rike på feltspathaldig kvartsitt og innhaldet av kvarts (SiO_2) er høgt. Kvarts er tungt oppløyselig og dette fører til surt og dårlig jordsmonn. Vegetasjonen i Rondane er deretter og er i hovudsak mose, gras og lyng. Det skrinne jordsmonnet i Rondane gjer at strukturar i berggrunnen pregar landskapet. Bergartsforskjellar, sprekkesoner og forkastingar i området er synlege i landskapet i form av

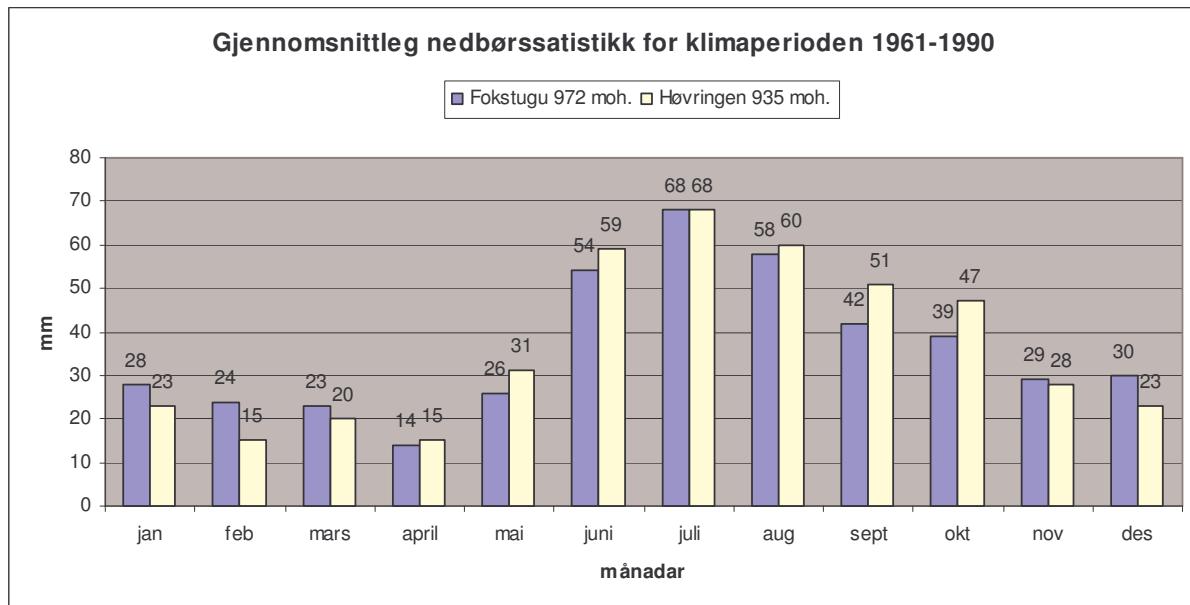
dalar og gjel, noko Tverrgjelet er eit døme på, med grønstein og amfibolitt som restar av eit skyvedekke frå tidleg ordovicisk tid (Sigmond 1986).

1.3.3 Klima

Området i nordlege Rondane er blitt omtala som ”dry valleys of Central Scandinavia” og ligg i regnskuggen for dei fuktige vestlege luftstraumane (Dahl pers. komm.). Nedbøren som kjem er relatert til dei sør-søraustlege vindane. Den årlige nedbøren er ~400 mm (DNMI 1993). Kjennskap til dagens klima og landformdannande prosessar er viktig kunnskap når ein skal kartlegge og skilje aktive og relikte landformer. Glasiale og periglasiale landformer indikerar ulike klimatiske regime, og eksisterar ofte berre innanfor snevre klimatiske tilhøve. Gjennom å kartlegge landformer som er danna av is kan ein kople saman dagens landformer med tidlegare klima.



Figur 1-5: Temperaturnormalar (°C) for klimaperioden 1961 – 1990. Data henta frå DNMI 1993.



Figur 1-6: Nedbørsnormalar (mm) for klimaperioden 1961 – 1990. Data henta frå DNMI 1993.

Klima er definert som gjennomsnittleg temperatur, nedbør og vind over ein 30 års periode. Klimadata for klimaperioden 1961 – 1990 er henta frå målestasjonane på Fokstugu 972 moh. og Høvringen 935 moh. (figur 1-5 og 1-6) og representerer den regionale trenden. Normaltemperaturen for området saman med nedbørsdata, plasserer Rondane i ei kontinental klimasone med generelt lite nedbør og låge temperaturar. Ablasjonssesongen er vanleg å rekne frå 1. mai til 30. september, medan akkumulasjonssesongen er frå 1. oktober til 30. april (Nesje 1995). Det er i løpet av ablasjonssesongen på Fokstugu og Høvringen, målt høvesvis 248 og 269 mm mot 187 og 171 mm i akkumulasjonssesongen. Figur 1-6 viser at nedbørstoppen er frå juni til august, medan det i løpet av heile akkumulasjonssesongen er under 30 mm i gjennomsnitt per mnd. Generelt har området låge temperaturar gjennom heile året og samanhengande permafrost er tilfelle over 1400 moh, dette krev ein MAAT på $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Etzelmüller et al. 2003). Sporadisk permafrost er funne ned mot 1000 moh. på Dovrefjell, omlag 15 km nord for studieområdet (Sollid og Sørbel 1998; Isaksen et al. 2002). Vintermånadane er kalde med svært lite nedbør, dette fremjar geomorfologiske prosessar i form av periglacial aktivitet. For å få isoppbygging må akkumulasjonen vera større enn ablasjonen. Dagens klimatiske tilhøve i Rondane tillet ikkje isoppbygging, med unntak av eit par små botnbreiar som er avhengig av le-akkumulering (Dahl et al. 1997).

Med eit isskilje sør for Rondane under isoppbygginga i Weichsel, har truleg regnskuggen vore endå sterkare under glasiasjonane enn i dag. For å få generert is i Rondane må ELA senkast

betrakteleg frå dagens regionale klimatiske likevektslinje som ligg på 2600 moh. og ablasjonen må vera mindre enn akkumulasjonen.

1.4 Tidlegare arbeid

Allereie på 1800-talet blei Rondane studert av personar med interesse for isens utforming av landskapet. Rondane blei i fyrstninga sett på som eit naturleg område der is ville akkumulera under glasiasjonar, og i likskap med Dovre og andre høgfjellsområde rekna som eit glasiasjonssentrum. Deglasiasjonen var tenkt som ein frontal tilbaketrekking der dalane blei isfrie, medan dei høge fjellområda framleis hadde is (Kjerulf 1879; Rekstad 1895).

Hansen (1886) og G. Holmsen (1915) presenterte arbeid frå Gudbrandsdalen som bygde på tolkingar av lange horisontale linjer i terrenget. Desse linjene blei kopla til brede sjøar, gamle strandlinjer og passpunkt. Målingar og korreleringar av strandlinjene og passpunkta blei kopla opp mot ein kontroversiell teori om vertikal nedsmelting og ein død ismasse i dalbotnen. Dette danna eit viktig grunnlag for vidare arbeid på 1940-talet.

Arbeida til Mannerfelt (1940, 1945) og Münster-Strøm (1945) blei viktige arbeid for forståinga av geomorfologien i sentrale delar av Skandinavia. Dei argumenterar mot Rondane som glasiasjonssentrum, og meiner dette ikkje er mogleg å sameine med verken skuringsstriper eller dreneringsspor i Rondane. Feltobservasjonar viser derimot at det er isstraumar inn mot Rondane og plasserar isskiljet i Sein-Weichsel like sør for Rondane i eit aust-vest transekt frå Femunden til Jotunheimen (Mannerfelt 1940). Med Mannerfelt sine arbeid på 1940-talet blei teorien om vertikal nedsmeltande is forsterka, han nytta drenering og laterale smeltevasskanalar som indikasjon på ein vertikal nedsmeltande is. Eit av kriteria som Mannerfelt nyttar for vertikal nedsmelting er at smeltevasspor berre dannast under firngrensa. Smeltevasspor på dei høgaste toppane i Rondane betyr med dette resonnementet at firngrensa/likevektslinja (ELA) må ha vore høgare enn smeltevasspora, og heile ismassa har vore i ablasjonssona. Dei laterale smeltevasspora sine avvik, frå naturleg dreneringsmønster, blir forklart med at isen hindrar dei i å følge topografien. Både Mannerfelt (1940) og Münster-Strøm (1945) stiller spørsmål om når den utprega alpine topografien blei danna: Pollendiagram (Mannerfelt 1945) viser at det ikkje har vore nokon postglasial periode som har vore kald nok til at botnbreane kunne utviklast. Alternativet som blir lansert er at den alpine topografien er mykje eldre og har motstått isens eroderande kraft (Mannerfelt 1940).

Landformene må med denne argumentasjonen vera bevart under innlandsisen. Dette blir sett på som overraskande og usikkert med tanke på trykk frå overliggende is.

Hovudvasskiljet og plasseringa av isskiljet under deglasiasjonen gjer dreneringa til eit sentralt tema i spørsmålet om deglasiasjonen av Rondane. Ulike passpunkt og tilhøva desse imellom og isoverflatas helling har blitt sterkt vektlagt i litteraturen ((Holmsen 1915; Mannerfelt 1945, 1949; Gjessing 1960; Sollid 1964; Bøe 2002; Håvik 2003; Kvisvik 2003). Med eit isskilje sør for hovudvasskiljet har dette ført til ei omdirigering av vatnet frå den opphavlege dreneringsretninga frå sør til nord. Dreneringa har sett spor i landskapet i form av svakt hellande, nærmast horisontale dreneringsspor og reinspylte fjellsider som står i sterk kontrast til morenedekke. Gjessing (1960) og Mangerud (1963) fokuserar på subglasial drenering og utflating av avsettingane til terrasseliknande landformer. Tollan (1963) omtalar også dette i høve deglasiasjonen i øvre delar av Gudbrandsdalen.

Passpunktta som er relatert til nordleg drenering i Rondane, er grovt sett plassert i eit transekt vest – aust mellom Hjerkin og Kvikneskogen, der passpunktas høgde fell mot aust. Dette indikerar eit vestleg fall på isoverflata med isdominans i aust (Gjessing 1960; Sollid 1964). Samstundes er det skuringsstriper som indikerer at det har vore ein isstraum inn mot Rondane frå vest, med nordaustleg fall. Eit vestleg glasiasjonssenter som har sendt is frå Jotunheimen i vest og inn i Rondane blir forklara med at det her har vore gode tilhøve for breakkumulering grunna nærleiken til maritim luft og høgda på fjellområdet. Denne vestlege iskulminasjonen har truleg vore sein, og dominerande fyrst etter at den nordvestlege har smelta attende (Ramsli 1947). Desse to iskulminasjonane har eksistert samstundes og vore sterkt styrande for dreneringa. Dei konfluerer ved Dovre/Hjerkin, og dannar ei trakt som har ført vatn nordover over ulike passpunkt (Sollid 1964; Garnes og Bergersen 1980). Denne nordlege dreneringa er mellombels, og på eit visst stadie, vert vatnet styrt av topografien igjen. Dei store dalane er dei som sist vert isfrie og fører til store bresjøar mellom isen og terrenget, slik som Dølasjøen og Nedre Glomsjø (Holmsen 1915; Gjessing 1960; Tollan 1963; Garnes og Bergersen 1980; Berthling og Sollid 1999)

Funn av submorenesediment der litografien og stratigrafien indikerer isfrie tilhøve i Gudbrandsdalen stadfester stadiale/interstadiale fluktusjonar gjennom Weichsel. Desse terrestriale funna i ei kontinental klimasone er svært aktuelle og interessante i samanlikning med andre liknande lokalitetar i Skandinavia (Bergersen og Garnes 1971; Bergersen 1980;

Bergersen og Garnes 1981; Mangerud 2004; Svendsen et al. 2004). Bergersen et al. (1991) daterte eoliske sediment ved Sorproa til ~40 ka BP (MIS 3) ved thermoluminescensdatering (Sorproa interstadial). Etter den rådande glasiasjonsmodellen skal det ha vore godt over 2000 meter is over desse lokalitetane i Sein-Weichsel. Plassering av isskilje, geometri og isdynamikken i området er spørsmål som blir aktuelle med funn av eoliske sediment (Tollan 1963; Vorren 1979; Bergersen og Garnes 1981). Ei forklaring på bevaring av flygesanden ved Sorproa er at trykksmeltepunktet ved bresålen lokalt kan ha variert og enkelte stader vore kald (Bergersen et al. 1991; Kleman og Borgstrom 1994; Sollid og Sørbel 1994).

Utstrekninga til det Skandinaviske isdekket har dei siste åra på nytt blitt sterkt omdiskutert, mellom anna med fokus på Rondane og fjellområda sentralt i Skandinavia. Utbreiinga til det Skandinaviske isdekke i Weichsel er berekna å ha nådd sitt maksimum i Sein Weichsel (Mangerud 2004), sjå figur 1-1 og 1-2. Fleire arbeid og studium i sentrale søraust Noreg støttar seg til maksimumsmodellen og presenterar eit isdekke som strekker seg opp mot 1800 moh. i Preboreal kronosone (~9800 ¹⁴C BP). Dei store lausmasseformene i Rondane og tilgrensande dalstrokk er då eit resultat av deglasiasjonen etter LGM (Gjessing 1960; Mangerud 1963; Tollan 1963; Sollid 1964; Aas 1998). I motsetning til det Skandinaviske isdekket (Mangerud 2004), er Kara-Barents isdekket (Svendsen et al. 2004), med kulminasjonsområdet nordaust for Skandinavia, rekna å ha vore størst i Tidleg-Weichsel og med svært liten isproduksjon i Sein-Weichsel.

Isutviklinga i aust har nære trekk med minimumsmodellen (Nesje et al. 1988; Nesje og Dahl 1990; Dahl et al. 1997) for det Skandinaviske isdekke. Samanfall mellom funn av refugieplanter, endemiske artar og stadeigen blokkmark i sentrale delar av Sør-Noreg er nytta som argument for minimumsmodellen og ein innlandis som ikkje har dekt heile Skandinavia (Nesje et al. 1988). Minimumsmodellen forklarar også danning av ein utprega lokal glasiert topografi. Argumenta er bygd opp rundt samanlikning av botnar med og utan randmorenar. Funn av randmorenar framfor botnar i distale område i Rondane krev, eit isdekke som har ishøgde lågare enn 1100 moh. ved inngangen til Yngre Dryas. Dei klimatiske tilhøva i Yngre Dryas og periodane etter er for varme til å få danna is i Rondane. Biostratigrafiske data frå Flåflattjønn på Tynset underbygger minimumsmodellen gjennom funn av minerogene lag i sedimenta, truleg frå så tidleg som 16 kal. år BP (Paus et al. 2006). Minimumsmodellen er presentert som ein multiisdom med fleire isdomar og store isfrie område (Nesje et al. 1988; Nesje og Dahl 1990; Dahl et al. 1997) og er i strid med synet om ein kontinuerleg

nedsmelting av innlandsisen etter Sein-Weichsel (Aas 1998, Mangerud 2004, Sollid 1964) . Dateringar av sediment har i seinare tid blitt viktig for å plassere deglasiasjonen i Rondane. Hovudfag- og doktorgradsarbeid av Bøe med dateringar av bresjøsediment ved Svartdalsbekken støttar opp om minimumsmodellen med OSL-dateringar som kjem ut med aldrar på ~17 og 19 ka BP. Dette tyder på at området var isfritt i lang tid før Preboreal

2.0 Metode

2.1 Flyfoto

Flyfoto er saman med speilstereoskop nytta som hjelpemiddel i førebuing av, og undervegs i feltarbeidet. Markerte og tydlege landformer blir synlege og er med å gje eit oversiktsbilete av feltområdet. Undervegs i feltarbeidet har det også vist seg å vera svært nyttig og kombinere flyfoto og bearbeiding av innsamla data. Erfaring frå felt gjer at ein ser korleis landformene ligg i terrenget, signaturen til dei ulike landformene blir då enklare å kjenne igjen på flyfoto. Bileta er tekne av Fjellanger Widerøe i 1992 og er i målestokk 1:40000, seriane 11438 dekker studieområdet, frå flystripe 18 – 7, 18 – 8, 18 – 9.

2.2 Kvartærgeologisk kartlegging i Rondane

Kvartærgeologisk kartlegging er ein sentral metode i oppgåva, og har som mål å få fram kva landformer og jordartar som er i området. Bakgrunnen for val av metode er samanhengen mellom agens, prosess og resultat. Ulike klimatiske tilhøve fører til ulike prosessar som dannar ulik landformer og jordartar. Slik kan observasjonar av dagens landskap seia noko om paleoklima for området. Men observasjonar viser seg ofte å vera kompliserte. Rondane ligg sentralt i Skandinavia, i eit område der store delar av Weichsel har vore dekkja av kald ikkje-erosiv is. Tolking av observerte landformer er derfor komplisert i og med at dei kan predatere Sein Weichsel (Kleman 1993; Kleman og Borgstrom 1994).

Skiljet og eventuelt overgangen mellom ein bresåle som er på- eller under trykksmeltepunktet er avgjerande for tolking av landformer og plassering i ein relativ tidskronologi. Breens evne til å flytte på seg, erodere og transportere vatn endrast drastisk når isen går frå å vera på- til under trykksmeltepunktet. Ved temperaturar under trykksmeltepunktet smeltar ikkje isen og fråver av vatn gjer isen mindre plastisk. Temperaturgradienten i ei ismasse er i den øvre delen styrt av variasjonar i den atmosfæriske temperaturen, og temperaturen snøen har når den vert akkumulert. Om lag 10 meter ned i ismasse vil temperaturen vera lik den gjennomsnittlige årstemperaturen (MAAT). Tendensen vidare nedover er ein stigning i temperaturen med 1,8 °C/100 meter. Med auka pålagring er ikkje lenger smeltepunktet styrt av det atmosfæriske trykket, men det krysotatiske trykket. Dette fenomenet vert kalla trykksmeltepunktet og betyr at is kan smelte ved lågare temperaturar enn 0 °C (Benn og Evans 1998; Nesje og Dahl 2003).

I ein polytermal bre er ofte akkumulasjonssona på trykksmeltepunktet, medan ablasjonssona er under, dette er ei teoretisk framstilling som i røynda vil vera styrt av mellom anna vatn, luft, salter og CO₂, som internt vil påverke det kryostatiske trykket. Desse variablane fører til stor kompleksitet og variasjon innanfor den same ismassa, og gjer at isen ikkje nødvendigvis har felles trykksmeltepunkt (Nesje og Dahl 2003). Desse variablane vil kunne problematisere tolkinga av dei kartlagde formelementa.

2.2.1 feltarbeid, teknikkar og hjelpemiddel

Feltarbeidet er gjennomført sommaren 2005, frå juli til midten av september. Hovudmetoden er, som nemnt over, kvartærgeologisk kartlegging. Data innsamla i løpet av feltsesongen dannar grunnlaget for det vedlagte kvartærgeologiske kartet. Analysane og tolkingane er vurdert med bakgrunn i teori, og kopla opp mot absolutte dateringar og tidlegare arbeid. Dei rolege landskapstrekka i vestlege delar av Rondane viser at det er eit svært stabilt landskap, utan dei store dramatiske endringane. Avsetjingsmiljøet i høve ei landform kan derfor i stor grad visast att i aspekt, form og innhald på landforma. Grovlogging av snitt får fram dei stratigrafiske tilhøva i avsettinga og er nytta som ein tredje dimensjon på kartlegginga. Kvartærgeologisk kartlegging er basert på observasjon, men er også veikskapen til metoden. Det er ingen klare fasitar på korleis ein landform opptreir i terrenget, og heller ikkje korleis desse er sett saman. Og observasjonen av formelementa vil i stor grad vera påverka av subjektive meiningar og tolkingar. Objektiv skildring og ærlighet av innsamla data er derfor svært viktig for validiteten av funna.

I samband med feltarbeidet vart fylgjande hjelpemiddel nytta; Global Positioning System (Garmin eTrex Vista C) satelittmottakar (+/-10m), Speilkompass med klinometer, tommestokk, kikkert, spade, murarskei, stikkestang, fargeblyantar og digitalt fotoapparat.

2.2.2 kartgrunnlag

Topografisk kart frå Statens Kartverks Hovedkartserie i M711 serien (1:50000), kartblad Rondane Nord 2523, er nytta som basis kart for kartlegginga. Digitale økonomiske kart var ynskjeleg og best høveleg for arbeidet, men var ikkje mogleg å få tak i. Kartlegginga er derfor gjort på papirkart, med målestokk 1: 20000 (kopiert og forstørra frå original M711). Kartet er

vidare overført og ferdigstilt i Adobe Illustrator. Store delar av studieområdet er allereie kartlagt av NGU. Dette er kartlegging som i stor grad er basert på flyfoto aleine, og gjer karta mindre detaljrike. Dei ferdigstilte kvartærgeologiske karta har likevel vore nytta som samanlikningsgrunnlag undervegs i prosessen.

2.2.3 definering av landformer og jordartar

Klare definisjonar av landformer og jordartar er ein naudsynt føresetnad for å kunne bruke ei kvartærgeologisk kartlegging til å forklare ei landskapsutvikling. Utgangspunktet for teiknsetjing og fargekodar i denne oppgåva er standardane til Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) for kvartærgeologisk kartverk.

Jordartar:

Morenedekke er direkte avsett av glasial aktivitet og inneheld to definerte moreneartar, botnmorene og ablasjonsmorene.

- 1) tynt morenedekke som indikerar område der det stadvis er synleg fjell i dagen,
- 2) tjukt morenedekke for område der det er eit samanhengande dekke.
- 3) ablasjonsmorene er ei klassisk avsetning å finne etter ein bre som smeltar vertikalt ned (Nesje 1995) Kjenneteikna som uryddig og hauget avsett

Fluviale avsetningar er sediment transportert og avsett av rennande vatn, avsettingane er godt sorterte med god rundingsgrad og lagdeling.

Glasifluviale avsetningar transporterast og avsettast av breelvar. Graden av lagdeling og rundingsgrad seier noko om farten på vatnet og transportavstanden.

Glasilakustrine avsetningar er finkornige sediment som er avsett i bresjø, i eit brenært avsetningsmiljø.

Skred/talus avsetningar nyttast som eit felles omgrep som inkluderer steinsprang, snøskred og lausmasseskred. Der dette skjer framføre eit skar, vil avsettinga danne ein talus. Kornstorleiken og fordelinga i ein talus har ein tendens til å auke nedover i avsettinga, med tyngdekrafta som drivande kraft. Avsettinga har derfor fallsortering. Mekanisk forvitring er ofte agensen bak skredutvikling.

Tjukt forvitningsdekke er sett der overflata er sterkt prega av forvitningsprosessar, både kjemisk og mekanisk. Struktur og form på den opphavlige overflata er ikkje lenger synleg. Tjukt forvitningsdekke er tilfelle både i morenemateriale og bart fjell. Kategorien dannar overgangen mellom område med blokkmark og tjukt morenedekke på det vedlagte kvartærgeologiske kartet.

Blokkmark er her definert og meint som stadeigen blokkmark. Det betyr at materialet har forvittra in situ. Blokkmark er oftast å finne på høge toppar og stader som er sterkt utsett for vind (Nesje et al. 1988; Nesje og Dahl 1990). Blokkmarka kan bli fleire meter tjukk, men dette varierer alt etter kor lenge ho har vore utsett for forvitring. Ho består av kanta og kantrunda materiale, med finkornig matriks. Kornstorleiken avtek med djupna.

Flyttblokk er frittliggande blokkar som skil seg frå omkringliggande materiale. Kan variere stort i storleik og form. Er ein del av avsettingane etter isen, og er vanlegvis sterkt kanta. Blokkane kan vera transportert supraglasialt eller englasialt og dette saman med transportlengda og type bergart vil avgjere rundingsgraden.

Fast fjell i dagen betyr at berggrunnen er synleg med lite eller inga lausmasse.

Myr er samanhengande dekke av organisk materiale. Er rekna som ein del av jordsmonnet, men er klassifisert med brun farge på det kvartærgeologiske kartet. Jordsmonnet har stor impermeabilitet og god evne til å halde på vatn. Dette kan vera ein viktig faktor i kartlegginga og tolkinga av tilgrensande landformer.

Kornstorleiken er avgjerande og klassifiserande for kva avsetningsmiljø som har eksistert. Graderinga er gjort på bakgrunn av NGU sine standardar, med klassene: Leir <0,002 mm, silt 0,002 – 0,063 mm, sand 0,063 – 2 mm, grus 2 – 64 mm, stein 64 – 256 mm, blokk >256 mm.

Rundingsgraden er delt inn i fire kategoriar: kanta, kantrunda, runda og godt runda. Rundingsgraden seier noko om agens og tidsperiode for transporten. Rundingsgraden aukar proporsjonalt med transportlengde.

Landformer:

Randmorenar består av meir eller mindre samanhengande ryggar, av glasialt materiale. Dei er avsett under likevektslinja (ELA) til ein bre. Definisjonen omfattar både lateral- og endemorenar, avsett høvesvis langs og ved fronten av breen. Randmorenar er teikn på brefluktuasjoner eller stagnasjon i tilbaketrekking i deglasiasjonsfasa. (Nesje 1995).

De Geer morenar er ryggar som er avsett på tvers av isrørsla, ismarginen går ut i vatn. Dei opptrer ofte i svermar og kan reflektere årlege fluktuasjonar. I oppgåva er dei omtala som subakvatiske landformer (Benn og Evans 1998). De Geer morenane er samansett av glasifluviale, glasilakustrine- og moreneavsettingar. Kva avsetting som dominerar i ryggen vil mellom anna vera avhengig av nærleiken til utløpet for smeltevatt (Blake 2000).

Iskontaktskråning er merka av på kartet der det er tydelege teikn på kvar brefronten har stått ved nedsmelting.

Pro nivale ryggar vert danna når skredmateriale legg seg i front (pro) av eit snø eller firnfeldt (nival). Masseforflytting over snø-/firnfeldtet gjer at det dannar seg ein rygg. Ryggane kan variere mykje i lengde, høgde og innhald, men er normalt mellom 1 og 10 meter. Dei er lokalisert i overgangen mellom skråning og dalbotn, maksimum 30 – 70 meter frå firnfeldtet (Ballantyne og Benn 1994). Ryggane kan forvekslast med andre talusderiverte landformer og forvekslast med steinbrear og moreneryggar. Dei klimatiske tilhøva som desse landformene krev er marginale. Senking av temperatur vil føre til breutvikling, medan ein liten stigning i temperaturen vil redusere eller fjerne firnfeldtet.

Strukturmark kan ta form som både polygon og striper avhengig av gradienten på bakken. Landformene er eit resultat av materialsortering under årlege fryse- og tineprosessar. Det finaste materialet har størst evne til å halde på vatn og vil såleis presse steinar ut til sidene. Det fine materialet vert samla i midten, og steinane rundt dannar bestemte strukturar. På flat mark vil denne prosessen synast i form av polygon, med aukande helling på bakken vert sorteringa i form av striper (Gjessing 1978).

Solifluksjonslobar er oftast tilfelle i område med finkorna materiale, forårsaka av årlege tine og fryseprosessar. Ved nedgang i temperaturen, vil det yttarste laget fryse fyrst og trekke væte nedanfrå og opp. Dette fører til samling av vatn i form av is i det yttarste laget. Ved temperaturstigning vil bakken tine utanfrå og nedover, og vatnet kan ikkje trenge nedover pga telen i jorda. Der permeabiliteten i jorda er for låg blir jordmassen overmetta av vatn og med gradientar $>1^\circ$, vil tyngda føre til masserørsle, ofte i form av tungar (Gjessing 1978).

Sete, strandlinje dannar grensa mellom ablasjon og akkumulasjon, og vert danna i tilknytning til ein innsjø eller bredemt sjø. Seta ligg som horisontale nivå i terrenget, og kan knytast opp til eit passpunkt og nivået sjøen hadde. Dei klassiske seta har ein bimodal materialstorleik.

Terrasser er også avsett i høve til erosjonsbasisen, og styrt av lokale passpunkt. Ved endring i erosjonsbasis vert desse terrassane synlege og ståande att som horisontale nivå.

Spylerenner er spor etter bredirigert drenering, og finst i både morenemateriale og fast fjell. Bredirigerte smeltevasspor kan krysse topografiske barrierar og skil seg såleis frå dagens dreneringsspor. Laterale einsidige spylerenner er danna i ytterkant av isen, mellom terrenget og isen. Tosidige spylerenner er også danna nær bremarginen, men vatnet kan ha erodert seg noko ned i underlaget. Definisjonen av spylerenner er nært knytt opp til temperaturregimet i breen, sidan vatnet ikkje trenger ned under isen. Svermar av smeltevasspor er kopla til impermeabel is og temperaturar under trykksmeltepunktet (Sollid og Sørbel 1994; Nesje og Dahl 2003). I rekonstruksjon av isdekket er smeltevasskanalar nytta som indikasjon på fall, retning og vertikal utstrekning på isdekket.

Esker er sett saman av glasifluvial sand og grus avsett i tidlegare Røthlisberger kanalar subglasialt og englasialt i breen. Landformene krev ein inaktiv ismasse for å verte bevarte og er klassiske ablasjonsformer. Ryggane vert ståande att, ofte buktande, med varierende kornstorleik og sortering. Orientering av landformene er styrt av smeltevasskanalane som søker brefronten, og ligg oftast subparallelt med retninga på tidlegare isoverflate. Samstundes er det isoverflatas helling som styrer det hydrostatiske trykket under og i isen, og gjer at eskerar i mange tilfelle er avsett i motbakke og på tvers av ismassa (Benn og Evans 1998).

Strukturen i materialet kollapsar når isen smeltar og sidene i avsetningane består ofte av skråstilte sediment og med ein rasvinkel (Gjessing 1978).

Slukås er danna på same måte som ein esker, men topografien hellar nedover med isoverflata.

Kames er glasifluvialt materiale som vert samla i sprekkar i ablasjonsområde på brear og vert synlege i terrenget i form av haugar når isen smeltar. Kames har ofte bratte sider, der majoriteten i avsettinga er sett saman av sand og grus (Benn og Evans 1998).

Ravinar er nedskjeringar i lausmassar. Ravinar oppstår både i morenemateriale og terrassekantar av glasi- og glasilakustrine avsetningar. Ravinering av terrassar er vanleg når til dømes erosjonsbasis endrast og ein bresjø tappa.

Spylefelt er område som er reinspylt for lausmateriale av breelvar, stein og blokkar ligg i mange tilfelle att. Dette er eit resultat av manglande kompetanse og kapasitet i breelva.

Passpunkt er det lågaste punktet som vatnet kan drenere over. Under deglasiasjon vert ulike passpunkt aktivert etter kvart som ismassa smeltar ned. I Rondane var dreneringa lenge isdirigert og førte til nordlig drenering mot hovudvasskilet og topografien (Sollid 1964).

2.3 Dateringsmetodar

Grunna lokaliseringa til Rondane sentralt i Skandinavia og nærleiken til isskiljet i siste del av siste istid, er det semje om at denne delen av Skandinavia i store delar av Weichsel må ha vore dekkja av kald is. I forsøk på å rekonstruere deglasiasjonen i vestlege delar av Rondane, er glasilakustrine sediment, og reinspylte område med eksponert fjell interessante å datere. Glasifluviale- og glasilakustrine sediment datert med Optisk Stimulert Luminescens (OSL) viser seg å vera betydeleg eldre enn LGM og Sein Weichsel. Avsettingar og spor etter deglasiasjon i studieområdet, kan derfor ikkje automatisk forklarast som eit resultat av deglasiasjonen etter LGM.

OSL dateringar på kvartsmineral (SiO_2) og eksponeringsdateringar av ^{10}Be og ^{26}Al eignar seg godt som metode i rekonstruksjon av glacial ekspansjon og tilbaketrekking i Rondane. Bergartane her har høgt innhald av kvarts (SiO_2) som gjev større presisjon i dateringane. I tillegg aukar presisjonen fordi ein kan datere direkte, anten på avsettingane, stein eller fjell framfor på fossil. Bergartane, saman med store mengder med akkumulerte lausmassar i form av glasifluviale- og glacialakustrine sediment, og reinspylte området ligg til grunn for val av dateringsmetodane.

Optisk stimulert luminescens (OSL) datering

Dateringsmetoden er basert på absorbert radioaktiv stråling i kvarts- og feltspatkorn. Minerala kvarts og feltspat blir utsett for radioaktiv stråling som førekjem naturleg i små mengder i naturen. Strålingsmengda som vert absorbert varierar med tid. Strålinga riv laus elektron i minerala, feil i krystallgitterstrukturen i kvarts eller feltspat gjer at desse elektrona festar seg i elektronfeller (urein krystallstruktur). Mengda elektron som vert akkumulert, aukar progressivt med strålingsmengda, og er slik eit mål på absorbert stråling. Måling av desse verdiane gjer ein ved å utsette kvarts og feltspat for laserljøs, elektrona vert frigjort og eit luminescenssignal vert sendt ut i form av ei glødekurve (Lowe og Walker 1997). Tidspunktet når elektronfanginga starta vert sett som nullpunkt og reknast som førre gong sedimenta var utsett for ljøs. Intensiteten i luminescenssignalet er ein funksjon av strålingsdose og tid, og vert kalla ekvivalent dose (ED). Det vert då rekna med at prøva vart fullstendig nullstilt før den blei dekt. Alder etablerast ved å måle tilhøve mellom ED og årlig dose (AD). AD finn ein ved å måle det radioaktive innhaldet (mengda med uran, thorium eller kalium) i prøva.

Feilkjelder med metoden er uvisse rundt nullstilling av sedimenta. Luminescenssignalet skal vera eit mål på kor lang tid det har gått sidan sedimenta sist var eksponert for ljøs, manglande nullstilling vil kunne ta med nedarva signal i resultata. Dersom sedimenta er avsett i vatn er djupna, transportlengda og vasshastigheita kritiske faktorar. Ikkje tilstrekkelig nullstilling vil føre til for høg ED, og alderen for prøva vert for høg. Nullstilling av sedimenta skjer ved eksponering for solljøs, få sekund er tilstrekkelig. Nøye val av lokalitet for prøvetaking vil minimere sjansane for desse feilkjeldene. Kartlegging og kunnskap om avsettingsmiljøet til sedimenta er derfor avgjerande. Logging av avsettingar vil gje kjennskap til lagdeling, struktur og avsettingsmiljø. Eoliske sediment er svært godt egna for datering, sidan dei er sikra ljøseksponering, medan fluviale sediment vil ha ein større variabel i tid for eksponering. Glasifluviale avsettingar med medium sand og riflestruktur er ønskjeleg, sidan dei må vera avsett nær vassoverflata og har gjennomgått tilstrekkelig eksponering slik at dei er nullstilt.

Transportlengda er også essensiell i val av prøvelokalitet, sidan turbulens i vatnet vil hindre ljøs å nå fram til sedimenta. Ein annan kritisk faktor er vassinnhaldet i prøvane slik dei vert samla inn. Eit høgt vassinnhald vil føre til ein lågare ED og for unge aldrar. (Lowe og Walker 1997).

Prøvene vert samla inn ved at eit lystett rør, ~50 cm, med lystett teip i eine enden vert banka inn i avsettinga. Når røret er fylt av sediment, vert omkringliggende sediment fjerna, røret tatt ut og teipa igjen med ein lystett teip. Prøva vert sendt til laboratoriet for vidare analyser.



Figur 2-1: Viser innsamling av OSL prøver (Langtjønne nord).

Eksponeringsdateringar av ^{10}Be og ^{26}Al

Eksponeringsdateringar av ^{10}Be og ^{26}Al er ein dateringsteknikk som daterar på in situ produsert kosmiske nuklidar i stein og mineral. Ein nuklide er ein atomart med ein unik kombinasjon av atom og nøytron som til dømes ^{10}Be og ^{26}Al . Desse nuklidane vert danna ved kjernefysiske reaksjonar i kvarts. Kosmiske strålar bombarderar kloden kontinuerlig og danner stabile og radioaktive kosmiske nuklidar. Med ei gitt tidsmessig radioaktiv nedbrytingsrate, startar nedbryting i det strålinga vert akkumulert i minerala. Ein estimerer

kor lenge nedbrytinga har funne stad, ved å måle mengda radioaktive ustabile element opp mot mengda med stabile element (Gosse og Phillips 2001).

Dateringane vert tekne direkte på eksponerte og eroderte overflater i stein eller fjell. Ein optimal setting for prøvetaking er; 1) ei flate som vart tilstrekkelig erodert gjennom siste glasial, slik at tidlegare akkumulert kosmisk stråling er fjerna. 2) bergarten er av ein forvittringsresistent litologi, minst mogleg påverka av kjemisk forvitring, 3) som ikkje er dekkja av jordsmonn eller andre lausmassar (Gosse og Phillips 2001). Feilkjeldene og variablane ved bruk av denne metoden er fleire. Mengda med akkumulert stråling vert lågare med djupna i fjellet, og vil variere med tettleiken i bergarten. Variasjonar i akkumulert stråling er også avhengig av graden av topografisk skjerming, kva breiddegrad, meter over havet og kva aspekt i høve sol aktivitet det er ved prøvelokaliteten. Målet med dateringane er å finne mengda kosmiske nuklidar som har vorte akkumulert i det eksponerte fjellet sidan det sist var dekt av lausmassar eller is, og skal ideelt sett gje aldrar som stemmer overeins med siste deglasiasjon i området (Linge et al. 2005).

I Rondane vert det datert på det kosmiske innhaldet av nuklidane ^{10}Be og ^{26}Al danna i mineralet kvarts. Dette er eit sterkt dominerande mineral i studieområdet og gjer metoden spesielt egna her. Problemet med dateringane i Rondane, er som nemnt over dei generelle moglege feilkjeldene. Men plasseringa sentralt i eit område prega av glasiale periodar med låg-erosiv is, gjer spørsmålet rundt nullstilling av prøvene til den største moglege forstyrringa av resultatane. Dersom overflata ikkje vert tilstrekkelig erodert, vil det vera eldre signal nedarva i minerala og kompliserer tolkinga av resultatane. Rondane har gjennom Weichsel hatt vekslende vertikal isutstrekning og truleg fleire fasar med is. Eit isdekke på 10 meter eller meir vil verne den underliggande overflata frå kosmisk stråling. Aldrane gjev med denne metoden derfor minimumsaldrar. Glasialhistoria for Rondane, med lengre periodar med kald ikkje-erosiv is tilseier derfor at prøvene kan ha signal frå fleire isfrie periodar.

Berggrunnen i studieområdet har rikelig med kvartsårer. Årene stikk opp etter som kvarts er svært forvittringsresistent. Dette gjer innsamling av prøvene med hamar og meisel til ein meir takknemlig jobb. Prøvene vert banka laust frå fjellet eller flyttblokkane.



Figur 2-2: Henriette Linge demonstrerer bruk av hamar og meisel ved innsamling av prøvemateriale til eksponeringsdatering.

3.0 Datapresentasjon

3.1 Lausmassefordeling i området

Vestlige delar av Rondane er prega av eit slakt og opent landskap med eit relativt relieff på 600 meter, lågaste punkt er på omlag 1000 moh. og høgaste 1600 moh. Området står i sterk kontrast til sentrale austlege delar av Rondane med botnar og høge tindar. Botnmorene er den dominerande jordarten. Dei lågaste delane av studieområdet er dominert av myr og morenedekke i vekslende mengde, og dei høgaste toppane er dekt av sterkt forvittra morenemateriale eller stadeigen blokkmark. Blokkmark er lokalt godt utvikla og dekker dei fleste toppar over 1400 moh, men blokkmark er også registrert så lågt ned som Svartdalsknarten på 1280 moh. Ved inngangen til passpunkta Tverrgjelet (1110 moh.), Langtjønne (1208 moh.) og Djupdalen (1450 moh.), er det store område som er spylt reint for lausmassar og berre eit tynt usamanhengande morenedekke, eller bart fjell er synleg. I elvedalane i vest er det store mengder lausmassar i form av glasifluviale og glasilakustrine sediment.

Datapresentasjonen i oppgåva blir systematisert i tre hovudkategoriar; glasiale-, glasifluviale- og periglasiale formelement. Deretter tolking og teori knytt opp til dei ulike formelementa. Det kronologiske tilhøve mellom landformer i studieområdet er basert på at det øvste laget er yngst og det nedste eldst. Slik vert ulike landformer som er plassert over kvarandre plassert i ein relativ aldersmodell.

3.2 Glasiale formelement

Glasiale formelement er material direkte avsett av breen. Desse avsettingane er synlege som akkumulasjonsformer i form av randmorenar, ablasjonsmorene og flyttblokkar. Dei ulike landformene representerar fasar då området var dekt av is. Utfordringa ligg i å skilje landformene i høve tidspunkt for danning, og plassere dei i ein relativ tidsalder.

3.2.1 *Randmorenar*

Hornsjøhøe nord

Ryggsystem, UTM: 251 736 – 257 746, 1230 – 1223 moh.

I den nordvendte sida på Hornsjøhøe er det parallelt med dalsida og høgdekotene fleire ryggformer med orientering nordaust-sørvest. Det er tre hovudsistem som til saman er ~1 km

i utstrekning. Ryggane er 10 – 20 m breie frå fot til fot, buktande og mellom 2 og 6 m høge. Gradienten i skråningane varierar, men er $\sim 25^\circ$ inn mot fjellsida i søraust og 35° ut mot dalen i nordvest. Den generelle trenden er at utsida er brattare og høgare enn innsida. Innhaldet i ryggane er usortert stein (10 – 40 cm), grus og sand. Flate blokkar $< 1\text{ m}$ (d) ligg i overflata og er kantrunda. Mellom enkelte av ryggane er det myr og vatn. Forseinkingar er tydelege både på innsida og utsida av ryggane og desse har ein svak gradient mot nordaust.

Tolking Hornsjøhøe nord:

Ryggformene er ut i frå det usorterte materialet tolka å vera moreneryggar. Myrområda mellom ryggane indikerar impermeabilitet og underbygger usortert materialsamansetting og morenemateriale. Den brattaste skråninga som vender mot nordvest er tolka å vera proksimalsida og representerar ein iskontakt. Ryggane har ein svært låg gradient og tyder på ei minimal helling på den avsettande breen. Forseinkingane mellom og i bakkant av ryggane er tolka å vera smeltevasskanalar. Om desse smeltevasspora har vore aktive før eller etter avsetning er uklart. Spørsmålet er om ryggane er modifisert av vatnet som har spylt reint i overkant og vest for ryggane. Dersom dette er tilfelle betyr det at moreneryggane predaterer spylereennene høgare oppe i dalsida. Brerørsla som har avsett ryggane har kome frå sørvest og vore ein del av isdekket frå Jotunheimen, truleg har denne isen strekt seg nedover Tverrgjelet og vidare mot Grimsdalen og representerar truleg ein tidleg brefase.

Sletthøe nord

Rygg nord-sør, UTM: 269 710, 1314 moh..

I nordsida på Sletthøe, der dalsida flatar ut, ligg det ein 50 m lang rygg normalt på fjellsida. Orientert nord – sør, med $28 - 30^\circ$ helling i sidene. Overflata er dominert av grus, stein og enkelte blokkar. Ein rundingsanalyse med tilfeldig utval av stein tatt frå toppen og vestsida i ryggen, viste at 90 % av steinane var kantrunda eller kanta, 10 % var runda medan ingen blei definert som godt runda. Eit snitt på $1 \times 1 \times 0,5$ viser sortert materiale av grus – fin sand, med ein del stein, $< 30\text{ cm}$. Ved graving fleire stader er denne materialsamansettinga vurdert å vera representativ for landforma. I same høgdeintervall er det nord for denne ryggen eit haugete terreng. Generelt er haugane sett saman av noko grovare materiale i form av grus, stein og blokk, men er stadvis sortert, og har nær likskap i form og innhald med den sørlige ryggen.

Rygg aust-vest, UTM: 266 710 – 268 710, 1323 – 1313 moh.

Om lag 100 m lengre sør strekker det seg ein rygg med aust-vest orientering, ryggen startar på 1323 moh., er 3 m høg og 6 m brei. Medan ryggen avtek i høgde mot aust blir den breiare (15

m), og halvvegs i lengderetninga forgreinar den seg i to små rygger. Mellom desse to ryggane er det ein høgdeskilnad på 2 m. Ryggen er flat på toppen med enkelte blokkar (0,4 – 1 m (d)), overflata inneheld grus og forvitra materiale. Det er gjort forsøk på å grave i ryggen, men kompakt materiale samansett av grus, kanta og kantrunda stein gjer dette vanskeleg.



Figur 3-1: Randavsetting nord for Sletthøe, haugane med ablasjonsmorene i bakgrunnen. Biletet er tatt mot aust.

Tolking Sletthøe nord:

Lagdeling og materialsamansettinga i den nord-sør orienterte avsettinga peikar mot ein kameavsetting, avsett av ein bre frå vest. Kameavsettingar vert danna i sluttfasen av ein nedsmeltingsfase, og er eit resultat av tilgjengelige lausmassar som bre og vatn kan tilverke i supraglasiale og englasiale prosessar (Benn og Evans 1998). I tillegg til denne markerte kameavsettinga, er det haugete området opp mot passpunkta til Haverdalen truleg avsett i same fase og dumpa som ablasjonsmorene. Ablasjonsmorene er ei klassisk avsetting å finne etter ein bre som smeltar vertikalt ned (Nesje 1995). Haugane ligg mellom 1280 moh. og 1340 moh. og er med på å danne eit bilete av ein brefront som har stått opp mot passpunkta over til Haverdalen med brerørsle frå sør eller vest. Aust-vest ryggen og kameavsettinga markerar

marginen på breen frå vest. Fjellsida elles opp mot Sletthøe er prega av lausmassar i form av forvittra botnmorene.

Ryggen som er avsett med aust-vest orientering vert tolka å vera ein lateral morenerygg. Den er avsett i same høgdeintervall som ablasjonsmorena og kameavsettingane. Det kronologiske tilhøve mellom landformene kan forklarast som, 1) den laterale moreneryggen er avsett i same fase som ablasjonsmorena, anten før isen vart dynamisk død, eller ved reaktivering av ismassa. 2) Moreneryggen kan også tilhøyre ein polythermal fase, avsettingane representerar då truleg ulike fasar og moreneryggen predaterer ablasjonsmorena og kameavsettinga. Avsettingane markerar uansett ein brefront som har hatt stagnasjon i området opp mot passpunkta i Øvre Haverdalen, med is frå sør-sørvest.

Svardalsknarten

Ryggsystem, UTM: 225 703 – 227 698, 1240 – 1256 moh.

Sør for Svartdalsknarten opp mot Brennhøe, er det eit haugete ryggsystem ~612 meter langt, med nord-sør orientering. Ryggsystemet ligg parallelt med høgdekotene og med liten høgdeskilnad mellom nord og sør. Innhaldet i ryggane er kanta til kantrunda og består av blokk (1x1 meter), stein og grus. Haugane dannar eit asymmetrisk ryggsystem med fleire toppar og parallelle system.



Figur 3-2:
Moreneryggen ved Svartdalsknarten, med Jostein Klette som markør midt på ryggen. Biletet er tatt mot nord.

Tolking Svartdalsknarten:

Usortert avsetning peikar mot at dette er ein randavsetning. Den geomorfologiske plasseringa på tvers av dalen indikerar brerørsle frå vest. Moreneryggane er stadvis utydlege og kuperte, men er klart avsett i eit samanhengande system og er tolka å vera eit randmorenesystem. Randavsetningane kan skuldast ein polythermal breffront, eller ei reaktivering av ein inaktiv innlandsis som har stått opp mot 1260 moh.

Langtjønne nord

Rygg A, sør, UTM: 250 689, 1234 moh.

I nordenden av Langtjønne er det ein 196 meter lang rygg med aust – vest orientering på tvers av dalen. I austsida er den bratt med ein gradient på 30°. Avstanden inn til dalsida er ~30 meter. Hellinga i både nord og sør ligg mellom 20 – 25°, men ryggen er brattast i nordsida. Det er store blokkar >1 meter, både på toppen og inkorporert i sørsida av ryggen. Elles består ryggen av blokk <1 meter (d), stein og grus. Antropogen aktivitet ved bygging av demninga viser eit ope snitt i ryggen. Ryggen er kompakt og steinrik noko som gjer det vanskeleg å grave for hand. I vest er det eit belte med anriking av blokk, storleik >50 cm, opp mot Brennhøe. Ryggen sett i samanheng med dette området gir avsetninga ein konveks form sett frå sør. Dalsida opp mot Brennhøe har stadvise område med fjell i dagen.

Rygg B frå sør, UTM: 244 696, 1207 moh.

Vidare nedover i dalen mot nord er det eit ryggssystem som strekker seg på tvers av dalen avbroten av elva frå Langtjønne. På austsida er det ~20 meter frå toppen av avsetninga og ned til elva. I nord og sør er det berre ein svak høgdeskilnad i høve terrenget omkring. Ryggen skil seg frå omkringliggende materiale ved å vera særleg blokkrik og er flat på toppen. Overflata består av grus, stein og blokk.

På vestsida av elva er det to ryggformer. Den nordligaste ryggen er eit diamikton, med enkelte blokkar <1,5 meter (d) i overflata, der nokon er inkorporerte og andre ser ut til å ligge oppå. Graving i ryggen er vanskelig grunna materialsamansettinga. 10 meter lengre sør er det ein rygg der majoriteten av avsetninga er sand – silt. Eit snitt på 1x2x0,5 meter blei grave fram og avsetningane viste kraftige glasitektoniske teikn. Det er likevel klart at avsetninga har vore avsett med horisontale lag. Over denne pakka med sand og silt er det eit tynt lag med grovare materiale bestående av grov grus – blokk <0,5 meter (d). For meir detaljar sjå figur 3-17 i kapittel 3.5.1.



Figur 3-3: Rygg A i nordenden av Langtjønne. Biletet er tatt mot nord.

Tolking Langtjønne nord:

Ut i frå form, innhald og plassering i dalbotnen blir Rygg A og Rygg B tolka å vera randmorenar. Forma tilhøyrande Rygg A, konveks frå sør, tyder på at den mest truleg er avsett av ein brefront frå sørvest. I kapittel 3.3.3 blir det presentert og drøfta smeltevasspor som underbygger tolkinga om ein brefront frå sørvest. Ved Rygg B, er det i tillegg til randmorene, glasifluviale og glasilakustrine avsettingar. Dette krev stille vatn for å bli avsett. Avsettingane kan forklarast med ein brefront frå sør. Breen avset ein samanhengande Rygg B på tvers av dalen, trekker seg attende og ein bresjø vert danna mellom Rygg B og isen i sør. Rygg B dannar då demninga for bresjøen og Rygg A er med dette scenariet avset i det isen trekker seg attende og er då noko yngre enn Rygg B og bresjøsedimenta. Det andre alternativet er ein iskontakt i nord som demmer bresjøen opp mot Langtjønne. Rygg B og bresjøen er danna i same tidsrom. I sør er det is eller Rygg A som hindrar vatnet å drenere mot sør. Om Rygg A tilhøyrer same fase er uvisst med denne forklaringsmodellen. Nærmare diskusjon rundt avsettingsforholdet av desse randavsettingane vert tatt opp igjen i drøftingskapittelet.

3.2.2 *De Geer morenar*

Mjørakkdalen

Sør for Langtjønne ligg det eit lite dalføre som strekker seg om lag 2 km sørover ned til Mjørakkdalen. Området vert omtala som Mjørakkdalen i oppgåva (UTM 247 679 til 245 658). Mjørakkdalen er komplekst samansett geomorfologisk sett, og vil bli referert til i fleire av avsnitta i datapresentasjonen.

Rygg Nord, UTM: 245 678, 1207 moh.

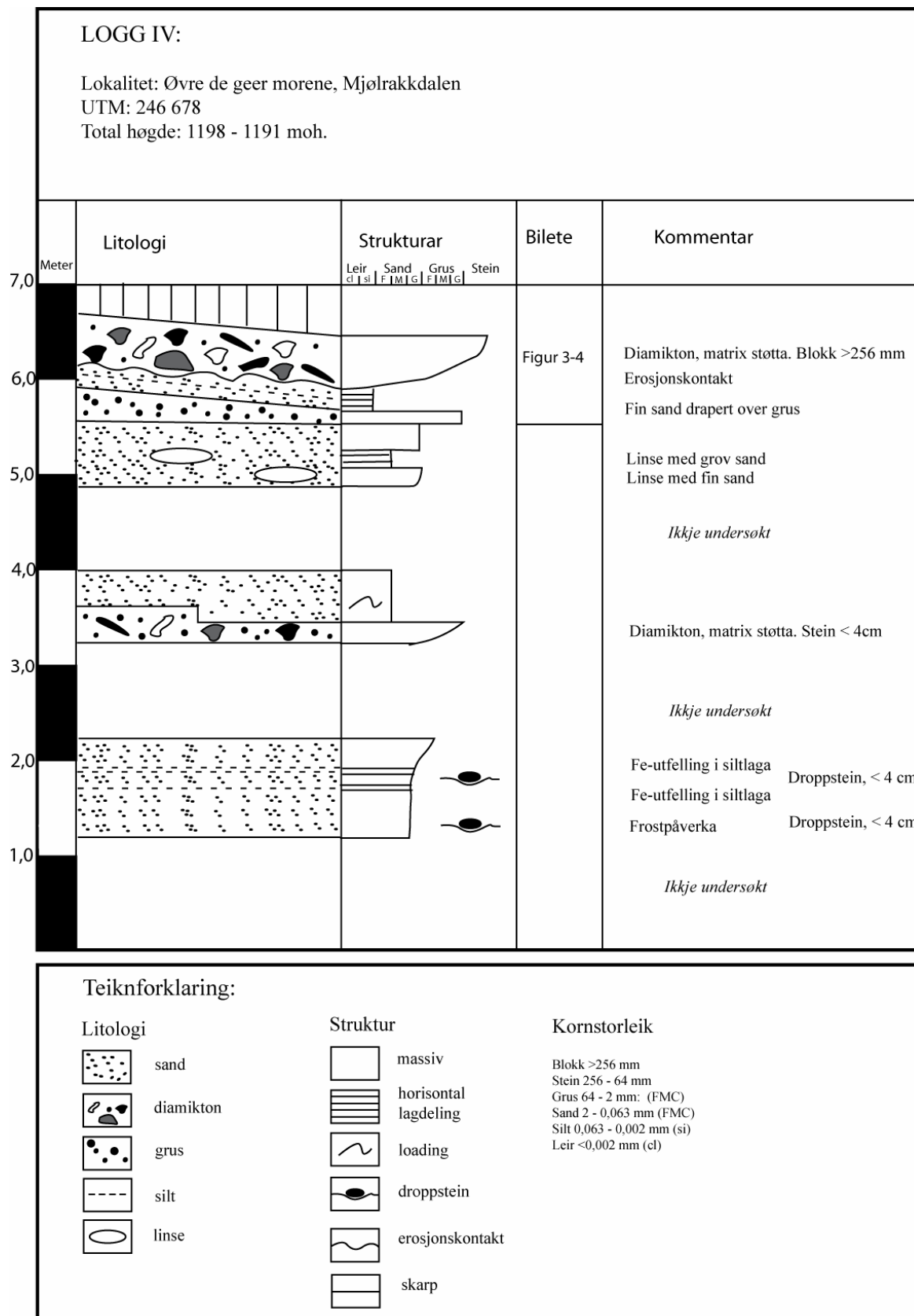
Nordvest i Mjørakkdalen, opp mot Langtjønne, ligg det ein ~170 meter lang rygg som strekker seg på tvers av dalen. Ryggen avtek i høgde mot nordvest og har lengst i nord berre ei svak opphøging på 0,5 – 1 m mot 4 m lengst i søraust. Ryggen er flat på toppen med ein gradient i sidene på ca 20°. På sida av ryggen opp mot passpunktet, er det eit par forseinkingar. Ryggen er avbroten av dagens elv og gjer at det er eit ope snitt ned mot elva. Grovlogging av snittet er vist i figur 3-4.

Rygg Sør, vestsida, UTM: 244 674, 1181 moh.

På vestsida av elva er det ei opphøging der det dominerande materialet er 5 – 10 cm i overflata, skråninga ned mot dagens elv er ~30°. Omlag halvvegs nede i ryggen har avsetninga høgt innhald av sand, medium til fin. Her blei det gravi eit hol på 1 meter og nytta stikkestang vidare 70 cm utan motstand frå større materiale. Ryggen synest å vera samansett av svært variabelt materiale frå medium til fin sand og opp til blokk. Ut mot den nordlege sida er det større blokkar, opp til 50x70 cm, og det er derfor ikkje mogleg å nå ned til truleg finare avsettingar.

Rygg Sør, austsida, UTM: 244 673, 1174 moh.

Ryggen strekker seg frå botnen av dalen og opp den austlege dalsida, med nordvest – søraustleg orientering. Den er ~270 m lang med ein helling på 30° i nordsida og 25° på sørsida. Det er gjort 4 stikkprøver av materialet i ryggen. Materialet er svært varierende, to av punkta inneheld stein og grus med blokk <40 cm, medan eit anna punkt inneheld >1 meter med fin sand - silt. Alle punkta er tatt på nedre del av ryggen. Det har ikkje vore mogleg å grave langs heile ryggen avdi materialsamansettinga var for hardpakka. Stikkprøver ligg derfor til grunn for tolkinga.



Figur 3-4: Oversikt over sedimentologiske strukturar i den øvre de geer morena i Mjølrakkdalen.



Figur 3-5: Viser klar overgang mellom diamikton og fine sediment frå den øvre de geer morena i Mjølrakkdalen.

Tolking Mjølrakkdalen:

På bakgrunn av plassering og den sedimentologiske samansettinga i ryggane er alle dei tre ryggane tolka å vera De Geer morenar. Dei to sørlegaste ryggane representerar eit og same system. Dette er klassiske formelement i ein deglasiasjon der marginen på brefronten står ut i ein vasspegel. Forseinkingane mellom Langtjønne og den nordlige ryggen er tolka som dødisgroper og underbygger eit system som smeltar ned. Det er i tillegg til desse klare de geer morenene, ein fjerde rygg på tvers av dalen heilt opp mot Langtjønne (sjå vedlegg 1). De Geer morenar opptrer ofte i stor tettleik og i område med subakvatiske sediment (Benn og Evans 1998). De Geer morenane i Mjølrakkdalen inneheld både klassisk morenemateriale i form av diamikton og glasilakustrine pakker. Dette er spesielt tydeleg i det øvre snittet i den nordligaste ryggen (sjå figur 3-4 og logg 4). Graving i den sørlege ryggen viser varierende kornstorleik. Med tanke på at isen har fluktuert ut i ein bresjø, kan dette truleg forklare årsaka

til at dei fine sedimenta ser ut til å avta med høgda på ryggen. Variasjon i materialsamansettinga i De Geer morenar, er truleg relatert til kor det aktuelle studerte punktet (jf. graving og stikking) var plassert i høve utløpet for smeltevatn og sedimentering av finare sediment (Blake 2000). Morenematerialet øvst i avsettinga i den nordlige De Geer morena er tydeleg prega av påverknad frå vatn og frost (figur 3.5), noko som indikerer nærleik til vatn og sediment med låg permeabilitet. Dei glasilakustrine laga er framleis lagdelte, men tilta og er eit resultat av sekundær avsetting og inkorporering i moreneryggen. De Geer morenane blir tolka til å ha blitt danna som eit resultat av brefluktuasjonar nær ein vasspegel, breen ekspanderar ut i ein bresjø og inkorporerer glasilakustrine sediment i morena (*ibid*).

3.2.3 Flyttblokkar

Flyttblokkar er klassifisert som ein del av moreneavsettingane etter isen, og kan både ligge oppå og vera inkorporert i morenedekket. Blokkar som ligg oppå morenedekket vil kunne representere ein seinare brefase enn underliggande avsettingar. Dette er ein del av den stratigrafiske tolkinga av avsettingane. Flyttblokkar kan sei noko om isrørsle, blokkane vert då kalla ledeblokkar (Gjessing 1978). Men det er vanskeleg å slå fast kva brefase blokkane har blitt flytta i, og om dei har blitt flytta på gjennom fleire ulike brefasar. Bruk av flyttblokkar som ledeblokkar krev ei analyse av den mineralogiske samansettinga i ei blokk for å kunne spore den attende til opphavsstaden, slike analyser er det verken fokusert på eller rom til i denne oppgåva. Det er derimot kartlagt flyttblokkar liggande i blokkmark, desse er interessante i drøftinga om den vertikale utbreiinga av isdekket og i den stratigrafiske tolkinga av landskapet. Datering av desse er derfor ønskjeleg.

Flyttblokkar som ligg oppå botnmorene er avsett og kartlagt i ulike høgder og med stor spreing i heile studieområdet. Dalsidene opp mot Hornsjøhøe, særleg sør og sørvest skil seg ut som eit område med relativt stor tettheit av flyttblokkar. Det er ikkje tatt eksponeringsdateringar av desse. Generelt for studieområdet er flyttblokkar forskjellig frå den underliggande jordarten når det gjeld form, bergart og storleik. Blokkane varierar i storleik frå 0,5 – 4 m (d). I tillegg er det kartlagd flyttblokkar i blokkmark, som er interessant for vertikale utbreiing av isdekket, og i spørsmålet om blokkmark er eit postglasialt fenomen eller ikkje.

Svardalsknarten

Flyttblokkar, UTM: 225 704 (eksponeringsdatering SVK), 1279 moh. og 226 705 (eksponeringsdatering SVK2), 1277 moh.

Blokkane ligg begge i blokkmark som er skifrig og monaleg mindre i storleik.

Flyttblokkane ligg like i overkant av eit område med kraftige spylerenner og høgda på morenesystemet ved Svartdalsknarten, sjå kapittel 3.2.1. Svartdalsknarten (1280 moh.) reknast for å vera under permafrostsona i området (King 1986; Rea et al. 1996; Isaksen et al. 2002; Etzelmüller et al. 2003). Godt utvikla strukturmark, med spreidd vegetasjon, vitnar om det. Blokkmark vitnar om langvarig eksponering og periglacial aktivitet. Dette kan bety at Svartdalsknarten har vore isfri i store delar av Weichsel, og 1) flyttblokkane vart avsett av ein brefront som kan sjåast i samanheng med randavsettingane nord for Svartdalsknarten. Isen strekte seg då ikkje over blokkmarka og den vertikale utstrekninga for avsettande brefase er då berre 1260 moh. 2) Flyttblokkane er avsett av ein brefase som er kald og kan såleis ha gått over blokkmarka. Med tanke på at blokkmarka treng lang tid for å utviklast er det truleg at ein eventuell preserving under kald is har skjedd i fyrste del av Weichsel. Det er tatt ¹⁰Be eksponeringsdateringar av desse flyttblokkane (UTM: SVK1 225 704 og SVK2 226 705). Prøvene er ikkje klare til å takast med i oppgåva, men resultatata vil vera interessante for spørsmålet om den vertikale utstrekninga av is i området.



Figur 3-6: Viser plassering av flyttblokk (1277 moh.) på Svartdalsknarten i overkant av spylerenne og blokkmark. Biletet er tatt mot nord.

Sletthøe

Sletthøe er ein del av det høgaste fjellpartiet i studieområdet. Funn av flyttblokk i blokkmark på Sletthøe >1500 moh. tyder på at området har vore dekkja av is (figur 3-7). Fråver av dreneringsspor og glasial erosjon i området tyder på at isen har vore kald. Det er ikkje tatt prøver for eksponeringsdatering, men i og med høgda flyttblokka ligg i, betyr det at heile studieområdet må ha vore dekkja av is. Det er likevel ikkje mogleg å sei når i Weichsel isen har gått over Sletthøe berre på bakgrunn av dette. Flyttblokkane vil inngå, saman med feltdata frå studieområdet og tilgrensande område, i ei drøfting av den vertikale utstrekninga.



Figur 3-7: Flyttblokk i blokkmark ~1500 moh. på Sletthøe. Biletet er tatt mot vest.

3.2.4 Oppsummering glasiale formelement

Funn av flyttblokkar og høgtliggande passpunkt indikerar at det har vore is over alle dei høgaste toppane i feltområdet minst ein gong. Hovudtrekka i terrenget vitnar om minimal glasial erosjon, og temperaturregimet i brefasane må i store delar av området ha vore under trykksmeltepunktet og ført til kald ikkje-erosiv is (Kleman 1993; Kleman og Borgstrom 1994; Kleman og Hättestrand 1999)

Randavsettingar krev temperert is, i det minste lokalt. Randavsettingane i området er alle rekna å vera avsett av brear med isrørsle frå sør og vest, og alle er avsett <1350 moh. Randavsettingane er i fleire tilfelle lokalisert i nærleiken av passpunkt, der det mellom passpunktet og brefronten har vore lokale bresjøar. Koplinga mellom bresjø, kalving og randavsetting er eit vanleg fenomen under deglasiasjon, og kan skuldast at den kalvande breen vil søke å utlikne massebalansen med is bakfrå. Desse randavsettingane kan forvekslast med randavsettingar av bre i ekspansjon. Det er likefullt ei randavsetting som markerarar brefronten, men ikkje nødvendigvis som eit resultat av senking av temperaturen. Truleg kan

dette vera tilfelle ved fleire av lokalitetane med randavsettingar i området. I tillegg er det randavsettingar i området som ikkje kan forklarast med lokal endring av basalttemperaturen. Desse må anten vera eit resultat av ein bre med polythermalt temperaturregime eller reaktivering og ekspansjon etter senking av ELA.

3.3 Glasifluviale og glasilakustrine formelement

Materialsammansettinga i glasifluviale formelement vil vera avhengig av tilgangen på materiale, kompetansen og kapasiteten til breelvane. Tidsaspektet og transportlengda er styrande for sortering- og rundingsgrad på avsettingane. Dette gjeld også for dei glasilakustrine sedimenta som vert inkludert i dette kapitlet. Avsettingane er nært knytt opp til breelvar og eit brenært miljø. Glasilakustrine sediment skil seg frå dei glasifluviale ved å vera svært godt sortert, og er sett saman av finare sediment, som til dømes massive pakker med silt – medium sand. Dess finare sedimenta er, dess roligere avsettingsmiljø er kravd.

3.3.1 Slukås og esker

Röthlisberger kanalar (R-kanalar) er subglasialt eller englasialt danna, der den hydrauliske gradienten i hovudsak er styrt av strøymingane i isen, og ikkje topografien. Kanalsystem og dagens akkumulasjonsformer kan derfor krysse topografiske barrierar. Dette er eit karakteristisk trekk som klassifiserar og skil eit subglasialt dreneringssystem frå eit subaerilt system (Benn og Evans 1998). Eskerar og slukåsar er samansett av glasifluvialt materiale som har fylt igjen tidlegare R-kanalar.

Djupdalen, utløp i Haverdalen

Ryggsystem, UTM: 317 735 – 320 727, 1140 – 1240 moh.

Der Djupdalen munnar ut i Haverdalen, er det eit kaotisk ryggsystem som er orientert mot nord og nordaust. Ryggsystemet startar på 1240 moh. ~1km inne i Djupdalen, og munnar ut i Haverdalen på 1140 moh. Grus og stein er den dominerande kornstorleiken, med enkelte blokkar <30 cm. Materialet i overflata er forvitra og mellom ryggane er det groper og søkk. Ryggane er mellom 2 og 5 m høge, ~7 m breie og lengdene varierar, men dei er kopla saman i eit nettverk. Dette mønsteret er ikkje i same grad synleg på den austlege sida av dalen.



Figur 3-8: Dødisterrang i utløpet der Djupdalen og Haverdalen møtest. Biletet er tatt mot sør.

Tolking:

Dette er eit klassisk dødisterrang, sett saman av slukåsar og dødisgroper. Isen har truleg dekt Djupdalen og øvre delar av Haverdalen. Avsettingane er eit resultat av gjenfylte Röthlisbergerkanalar. Det usystematiske mønsteret speglar eit forgreina subglasialt kanalsystem som transporterte store mengder vatn og materiale. Avsettingane er avsett på tvers av den normale dreneringsretninga og topografien. Dette skuldast hydraulisk trykk og isens orientering, og er hovudkriteriet for å skilje subglasiale- frå subaerile kanalar (Benn og Evans 1998). Slukåsar er ofte avsett med lengderetning normalt på høgdekotene og er av same type avsetting som ein esker med glasifluvialt avsett materiale.

Mjølrakkdalen

Ryggsystem, UTM: 317 735 – 318 726

Rett sør for Langtjønne og aust for Mjølrakkdalen i 1200 meters høgde er det eit komplekst ryggsystem. Ryggane er sett saman av sandig grus og enkelte blokkar. Dei er fletta i kvarandre, med ein generell lengderetning mot nordaust. I høgde varierar dei i frå 3 – 6 meter,

og sidene på ryggane har ei generell helling på 20 – 25°. Ryggane er noko avrunda på toppen og overflata er prega av forvitring.

Tolking Mjølrakkdalen:

Ryggane representerar eit subglasialt dreneringssystem i form av eit nettverk av eskerar. Orienteringa på avsettingane underbygger is frå vest mot nord nordaust. Truleg tilhøyrrer eskersystemet den same deglasiasjonen som har avsett De Geer morenane i Mjølrakkdalen, og indikerar ein nedsmeltande isfront som har stått inn mot Langtjønne.

3.3.2 Terrasseformer, bresjøavsettingar og strandlinjer

Sentrale delar av Sør Noreg har vore prega av periodar der bresjøar har vore demt av is, eit vanleg fenomen der polare og subpolare brear eksisterar og hindrar subglasial drenering. Vekt av overliggande is vil også vera nok til å demme opp vatn (Benn og Evans 1998). Dei tre største kjende bresjøfasane gjennom Weichsel er, Øvre- og Nedre Glåmsjø i Østerdalen og Store Dølasjø i Gudbrandsdalen, desse er godt dokumentert (Sollid 1964; Berthling og Sollid 1999). Det same har hendt på eit meir lokalt plan fleire stader i studieområdet. Glasilakustrine sediment og gamle strandlinjer etter lokale bresjøar vitnar om sedimentering i brenære miljø, der breen og topografien demmer opp vatn. Systemet får tilført vatn og sediment frå smeltevatn supraglasialt og via englasiale- og supraglasiale smeltevasskanalar (Benn og Evans 1998). Ein bremargin som møter ein vasspegel vil kalve, og droppsteinar er derfor ofte tilfelle i pakker med glasilakustrine sediment. Strandlinjer, også kalla sete, representerar det øvre nivået på bresjøen. Linjene markerar overgangen mellom erosjon og akkumulering der vasspegelen møter terrenget. Dette er ei erosjonsgrense som er synleg i terrenget som eit horisontalt nivå i dalsidene. Terrasseformer blei oppbygd i høve til bresjøane og passpunkta som kontrollerte desse, og er såleis akkumulasjonsformer. Formene står ofte att som nivå og avflatingar i terrenget etter seinare fluvial erosjon eller tapping av bresjøen grunna senking av erosjonsbasis. Av denne grunn er ofte overflatene prega av erosjon og kan forvekslast med erosjonsformer.

Ryddølsåe

Ved Ryddølsåe ligg det strandlinjer på 1109 moh., passpunktet dei er kontrollert av er Grønbacktjønne/Tverrgjelet (1110 moh.), vidare i oppgåva referert til som Tverrgjelet. Desse linjene representerar det øvre nivået på ein bresjøfase i dalføret. Der Ryddølsåe møter elva frå

Langtjønne er det tre horisontale nivå orientert vestover. To nivå ligg på sørsida av elva, og eit nivå på nordsida.

Øvre terrasse i sør, UTM: 2295 717 – 225 715, 1107 – 1096 moh.

Det øvste horisontale nivået på sørsida hellar svakt mot vest. Høgaste punkt er i aust på 1107 moh. og lågaste i vest med 1096 moh. Nivået har enkelte svake fordjupingar, med anriking av runda steinar i storleik <40 cm i aust, og ei forfining av materialet mot vest. Nivået er samanhengande og strekker seg om lag 500 m parallelt med elva, og er mellom 10 og 15 m breitt. Skråninga ned mot neste terrassenivå har ein gradient på 32° og ein høgdeskilnad på 10 meter. Enkelte stader er det nedskjeringar normalt på lengderetninga, og OSL dateringar er tekne i eit ope snitt (kapittel 3.5.3).

Nedre terrasse i sør, UTM: 2292 717 – 225 717, 1092 – 1084 moh.

Nivået som ligg nærast elva er tilgrodd med vier og gras, overflata i aust har tydlege forseinkingar. Materialet i skråninga ned mot dagens elveleie er dominert av runda stein, storleik 15 – 30 cm (d). Materialstorleiken avtek mot vest og er sett saman av grus – fin sand lengst vest. Gradienten ned mot elva er på 35°.

Terrasse nord, UTM: 227 718 – 223 717, 1086 moh.

Nivået på nordsida er usamanhengande, og i lik høgde som det nedste nivå på sørsida. Det er tydlege forseinkingar (<1 m) inst på overflata. Desse hellar mot vest og dreiar ut i dagens elveleie og avbryt den klare terrasseforma ved UTM 222 718. Lengst aust er nivået sett saman av grovt materiale >30 cm, med enkelte fragment av grus. I bakkant er det fast fjell, med store kanta blokkar. Ved UTM 224 718 er det eit ope snitt der topplaget på 1,5 m inneheld stor stein – blokk < 1m, dominert av blokk 30 – 50 cm. Under dette laget er det 5 meter med godt sortert og lagdelt avsetjing, sett saman av silt til grov sand. I botnen av denne avsetjingar er det 1 ½ meter med grovare materiale.

Tolking terrasseområdet ved Ryddølsåe:

Desse nivåa er tolka å vera terrassar sett saman av glasifluviale og glasilakustrine sediment. Ravinering er synleg i øvre nivå på sørsida. Snittet på nordsida viser avsetjingar som står i sterk kontrast til kvarandre, der kornstorleiken varierar frå svært grovt til svært fint materiale. Sedimenta vitnar om eit brenært miljø med vekslende vassføring, der pakkene med silt indikerar eit avsettingsmiljø i stillestående vatn. Topplaget som er vesentleg grovare enn dei

underliggende sedimenta, er ein generell trend for avsettingane både på nord- og sørsida. Skilnaden i sedimenta vitnar om aktive agensar etter akkumulering av dei glasilakustrine avsettingane. Breen må ha stått høgast i vest-sørvest for å fungere som demning, og nivået som visast att i den øvre terrassen på sørsida og seta er kontrollert av passpunktet Tverrgjelet (1110 moh.). Det grove topplaget synleg på nordsida vitnar, som nemnt tidlegare, om ein todelt akkumulasjonsfase av terrassane. Overflata dannar til trass for grovt materiale og tydlege erosjonsspor, eit flatt terrasseliknande nivå ~1080 moh. Samanfall mellom nivåa på nord- og sørsida indikerar at dei har hengt saman.



Figur 3-9: Viser dei to terrassenivåa på sørsida av Ryddølsåe. Biletet er tatt frå nordsida.

Langtjønne Nord

Avsettingar sør for Rygg , UTM: 246 696, 1198 moh.

Sør for Rygg B er det grave fram eit snitt som viser sand og siltavsettingar. I enkelte av horisontane er det steinar i storleik 3-5 cm (d). Sand- og siltavsettingane er sorterte og lagdelte, men kraftig konsolidert. Strukturen i lagdelinga er framleis synlege, noko som kan sjåast att i riflestruktur (figur 3-17, kapittel 3.5.1). Over dei finkornige sedimenta er det eit

tynt, men heildekkande diamikton (<30 cm). Desse avsettingane vert nærmare forklart i presentasjonen av dateringane (3.5.1).

Tolking:

Snittet viser glasilakustrine avsettingar. Sedimenta er datert ved hjelp av OSL, og gjev ein alder for når dei sist var eksponert for lys. Avsettinga er dominert av sand, men med store innslag av silt. Strukturen tilseier eit brenært, men vekslende avsettingsmiljø med tanke på vassføring. Til dømes krev silt og medium sand ulik vassføring, som kan tyde på eit forgreina elvelaup. Over dei finkornige sedimenta er det eit tynt diamikton som er tolka å vera morenemateriale. Dette er med på å forklare den kaotiske strukturen i sedimenta, som tydleg er prega av glasitekonisk påverknad. Ei reaktivering av ismassa har truleg ført til at breen har gått over og ut i bresjøen. Innhaldet av silt med høg permeabilitet, gjer også sedimenta særleg utsett for frost. Dette vil, saman med trykk frå breen, kunne forklare den kaotiske strukturen i avsettingane. Slik avsettingane ligg, er det usikkert om sedimenta har vorte avsett av ein bre frå sør eller nord. Dette vil bli diskutert i kapittel 4.

Gråknarten

I sørsida på Sletthøe er det to parallelle nivå som går inn mot Gråknarten, desse nivåa ligg mellom 1340 – 1360 moh, på det topografiske kartet er dei merka av som "Benkin". Nivåa strekker seg ifrå skaret vest for Gråknarten, og eit par km innover i Kvennslådalen. Dei er mellom 3 og 40 meter breie og markerar to breie utflatingar i dalsida.

Tolking:

Nivåa markerar det øvre nivået i ein bresjø, og er definert som sete. Bresjøen har vore stabil i to ulike fasar, tilstrekkelig lenge nok til å få etablert dei parallelle nivåa med nokre meters avstand. Nivåa er kontrollert av passpunkt og/eller ein vertikal nedsmeltande is i sørvest. Ved senking av isoverflata og tapping av bresjøen, dannar truleg Gråknarten eit lokalt passpunkt med kraftige nedskjeringar i fastfjell. Nedskjeringane i bakkant av Gråknarten ligg i same høgde som det nedre setet. Ved Kvannslådalsbue og eit par km oppover i dalen, er det fleire stader område med stadvis stor konsentrasjon av kvabb. Sedimenta ser ut til å vera svært silthaldige og kan tenkast å vera avsett i same bresjøfase som seta. Grensa for studieområdet går ved elva i Kvennslådalen og sedimenta er derfor ikkje undersøkt grundigare.

Mjølrakkdalen

Heile Mjølrakkdalen er prega av eit uryddig terreng. På begge sidene i dalen er det steile, oppstykkta nivå som varierar noko i høgde. Heile området er dominert av fin sand og siltige avsettingar. Om lag på 1210 moh. er det eit tydleg horisontalt nivå som strekker seg på begge sidene av Mjølrakkdalen, innover mot Langtjønne (1208 moh). I aust er nivået tydlegast inn mot Langtjønne, medan linja kan følgjast ~1 km sørover i vestsida. Nivået på denne sida har ei dreining mot vest.

Lengst i sør, 1167 moh. er det eit område med store mengder med sand- og silthaldige avsettingar (UTM 243 667), dei er tydleg erodert og stadvis utgrave. Sidene på avsettinga er steile, med ein gradient i sør og vest på ~30°. Ned mot dagens elveleie i aust er det opp mot 35° i hellinga. Orienteringa på avsettinga er nord-sør med forseinkingar i terrenget både i aust og vest.

Omtrent midt (243 671) i dalen, på austsida av elva er det eit nytt nivå ~1163 moh, med eit høgt (13 m) ope snitt ut mot elva. Avsettingane er svært silthaldige, med innslag av medium – fin sand. Avsettinga er nærmast loddrett i vest ut mot elva. OSL dateringane frå dette snittet vert nærmar omtala i kapittel 3.5.2.

På vestsida av elva (244 674) ligg det to markerte nivå på ~1185 moh. På begge sidene er det kraftige forseinkingar, der det enkelte stader er synleg fast fjell og enkelte blokkar >1 m. Ved graving i topplaget kjem ein etter jordsmonnet direkte ned i fine sediment, stikkprøver ned mot elva viser at nivåa er sett saman av sand og silt.

Tolking Mjølrakkdalen

Desse funna tyder på at Mjølrakkdalen er meir eller mindre dekt av bresjøsediment, men varierar i mengde frå metervis til berre flekkvise restar. Mellom dei glasilakustrine avsettingane er det fleire stader synleg botnmorene i erosjonsspora, botnmorena er eldre enn dei glasilakustrine sedimenta. Bresjøsedimenta er kartlagt og observert opp mot 1200 meter, som dannar grensa der morenemateriale og eskersystemet overtek. Høgda stemmer overeins med dei horisontale nivåa som er tolka å representere seta etter bresjøen. Topplaget på avsettingane består av eit tynt jordsmonn før ein kjem direkte ned i sand og silt. Det er altså, i motsetning til ved Ryddølsåe og Langtjønne Nord, ikkje teikn til aktive avsettande agensar etter bresjøens eksistens. Men erosjon og deformering av avsettingane er tydleg i fleire av

nivåa. Avsettingane har generelt høgt innhald av silt og står igjen som tydelege og steile landformer. Høge opne snitt, opp til 13 meter (UTM 243 671) vitnar om lange periodar med sedimentasjon. Den bratte gradienten på avsettingane er berre mogleg med stort innhald av silt, som indikerar svært rolege avsettingsmiljø. Samstundes er der innslag av kornstorleikane fin – medium sand, som tyder på eit vekslende glasifluvialt og glasilakustrint miljø. Mengda og innhaldet på avsettingane peikar mot ein stagnasjon i deglasiasjonen, og/eller ein svært sakte deglasiasjon. Avsettingane vert nærmare drøfta i kapittel 3.5.2. og 4.2.4.

3.3.3 Spylerenner og drenering

Generell dreneringsretning i studieområdet

Like nord for Rondane ligg hovudvasskiljet i Sør-Noreg, og styrer dreneringa i studieområdet mot sør. I tillegg er det eit lokalt vasskilje som styrer vatnet mot aust og vest. Vatnet drenerar i søraustleg retning gjennom Grimsdalen og Haverdalen, mot Østerdalen. På vestsida av det lokale vasskiljet, drenerar vatnet mot sørvest og Gudbrandsdalen. Trass dagens sørlige drenering, er det tørrlagte dreneringsspor som hellar mot nord og nordaust. I dei aller fleste tilfella er det tosidige smeltevasspor, og reinspylte felt i studieområdet. Plassering av isskiljet sør for hovudvasskiljet og høgda på isoverflata er det einaste som kan få aktivert dei nordaustlege dreneringsspora og dei nordlege passpunkta. Kartlegging av dreneringsretning og ablasjonsformer er derfor viktig for rekonstruksjonen av glasiasjonshistoria. Variasjonar i akkumulasjon og ablasjon vil føre til endringar plassering av isskiljet. I deglasiasjonen etter siste istid låg isskiljet sør for studieområdet og førte til ei mellombels omlegging av smeltevatnet mellom isskiljet og hovudvasskiljet. Ved senking av isoverflata, søkte smeltevatnet lågaste passasje mot nord. Smeltevatnet i studieområdet har søkt mot passpunkta på hovudvasskiljet nord for Folldalen, omtala av Sollid (1964). I dette kapittelet vert kartlagde smeltevasspor og passpunkt i studieområdet presentert. Ulike dreneringsmønster kan på bakgrunn av dette rekonstruerast og vert presentert og drøfta i kapittel 4.

Vertikal fordeling

Det er registrert spylerenner i dei fleste høgdeintervalla i området, også opp mot dei høgaste toppane. Den generelle trenden for alle desse er eit fall mot nordaust, noko som tyder på eit isdekke som er mektigast i sørvest. Ulike område med tydeleg og dominerande ablasjonsformer vil bli presentert under.

Hornsjøhøe

Dei høgstliggende spylereennene i studieområdet er kartlagt i søraustlege delar av Hornsjøhøe, og opptrer i svermar av tosidige spylereenner. Dei ligg opp mot 1500 moh. i tjukt morenedekke. Om lag på 1350 moh. endrar spylereennene karakter og retning, dei har framleis ei austleg orientering, men drenerer ned i Haverdalen. Spylereennene er i dei fleste tilfella rundt 1 meter djupe, og er samanhengande i om lag 500 m – 1 km.

Is under trykksmeltepunktet er impermeabel og har ikkje kanalsystemet som skal til for å få sekundær permeabilitet i form av kanalsystem subglasialt. Dette fører til laterale dreneringsspor framfor subglasial drenering (Sollid og Sørbel 1994; Benn og Evans 1998; Nesje og Dahl 2003). Dei høgaste spylereennene er eit resultat av ein mektig isdom, som kan ha dekt heile studieområdet. I deglasiasjonen etter denne brefasa smeltar isen vertikalt ned og laterale smeltevasspor blir danna. 50-100 meter lågare i same dalsida, er det eit sett med spylereenner som tek av mot Øvre Haverdalen, 100 – 150 meter frå dalbotnen. Smeltevasspor er også synleg i same høgde på andre sida av Haverdalen. Isen er truleg inaktiv og relativt tynn, og noko av vatnet greier å presse seg nedunder isen.

I 1400 meters høgde i vest- og nordsida kan ein sjå spor av horisontale strukturar i dalsida. Dette er truleg restar etter tidlegare høgtgåande dreneringsspor mot nordaust. Dei er tydeligast i nordsida og går djupt morenedekke som tosidige spylereenner. Skråningane er i større grad enn i sørsida deformert av skråningsprosessar i form av solifluksjonslopar (kapittel 3.4.2). I vest kan dei sjå ut som einsidige, men det er vanskeleg å skilje strukturar som skuldast skråningsprosessar og ikkje smeltevatn. Spylereennene er berre synleg stykkevis og har ein svært låg gradient med fall mot aust, retning Haverdalen.

Det er fleire nivå med spylereenner som kan følgjast rundt sørvest sida av Hornsjøhøe, i starten ligg desse mellom 1300 og 1350 moh. og opptrer som ein serie einsidige spylereenner. Nokon følgjer Hornsjøhøe heilt rundt, andre ser ut til å ha kryssa over høgdedraget i sørvest på 1340 moh. Spylereenner i 1300 – 1350 moh. kan følgjast heilt fram på nordsida over ein distanse på ~2-3 km. Tendensen for alle er at dei søker mot aust opp mot Svartknattjønnin 1320 moh., men dei renn ikkje over til Haverdalen og tek av mot Tverrgjelet og Grimsdalen. I underkant av 1300 moh. og nedover mot dalbotn er det fleire spylefelt og nedskjeringar i fjell med orientering mot nordaust. Alle dei lågareliggende spylereennene endar opp med å stupe ned mot Grønnbaktjønn og morenesystemet (kapittel 3.2.1) i dalbotnen.

Sletthøe

I nordsida på Sletthøe er det svake og stykkevis linjer i terrenget i ~1500 meters høgde, som kan representere einsidige spylereenner. Men som i sørsida på Hornsjøhøe, er det vanskelig å bestemme agensen bak linjene i terrenget grunna skråningsprosessar. Linjene er tolka og teikna inn som spylereenner på det kvartærgeloge kartet (vedlegg nr 1).

Langtjønne

Ved Langtjønne i dalsida opp mot Sletthøe, er det i tjukt morenedekke tosidige spylereenner med svært låg gradient, ~2° nordlig retning. Dei ligg parallelt med høgdekonturene og representerar laterale spylereenner styrt av kald is (Sollid og Sørbel 1994; Nesje og Dahl 2003) i fleire nivå mellom 1260 – 1280 moh. Dei kan følgjast meir eller mindre samanhengande i 3 km frå Langtjønne og nordover mot Hornsjøhøe. Tre parallelle nivå følgjer elva frå Langtjønne ned mot Ryddølsåe, nivåa er djupe, tosidige og tydelege (figur 3-10). Dei ligg parallelt med nokre meters avstand og har eit svakt aukande fall mot nord. Desse spylereennene med svak gradient vert kryssa av tre vesentleg brattare tosidige spylereenner. Kryssande spylereenner med markant skilnad i gradient indikerar ulike brefasar (Rodhe 1988), og dei bratte spylereennene vert tolka å representere dreneringa til ein yngre brefase enn dei horisontale spylereennene. Spylereennene startar mellom 1350 og 1330 moh. og stupar ned mot Langtjønne (1208 moh.). Den øvste av dei bratte strekker seg lengst ned i dalen og kryssar spylereennene med låg gradient mellom Rygg A og Rygg B. Dei to andre har ein endå brattare gradient og kjem ned i forkant, like ved morenerygg A. Det kan vera ei naturleg tolking å sjå desse smeltevasspora i samanheng med brefronten som har avsett Rygg A. På motsett side av Langtjønne er dalsida opp mot Brennhøe stadvis spylt reint, likeins er området sør for Langtjønne kraftig reinspylt og fjellstrukturen i form av benking er tydeleg. Berggrunnen er rik på kvarts, prøver av kvartsårer er samla inn, men ¹⁰Be eksponeringsdateringar er ikkje ferdige i tide til å inkludrast i denne oppgåva.



Figur 3-10: Viser horisontale smeltevasspor i dalføre mellom Langtjønne og Ryddølsåe. Biletet er tatt mot aust.

Sørlege delar av studieområdet

Området sør for Sletthøe, Langtjønne, Vesle- og Storekuva er dominert av eit kaotisk mønster av spylereenner. Spylereennene er tosidige, stort sett nedskorne i morenemateriale og 3 – 30 meter breie der nedskjeringane er frå 1 til fleire meter djupe. Den generelle trenden er at spylereennene ligg parallelt med høgdekotene på kartet. Dette skuldast at vatnet er bredirigert. Området kan delast inn i to ulike fasar, grovt sett over og under 1200 meters kote. Mønsteret er styrt av det lågaste frie passpunktet, anten Langtjønne (1208 moh.) eller Tverrgjelet (1110 moh.).

Mellom 1300 og 1200 moh. er det passpunktet ved Langtjønne (1208 moh. UTM 250 684) som er styrande for dreneringa nordover. Området mellom Gråknarten (UTM 266 668) og Langtjønne er kraftig spylt. Mellom 1340 moh. og 1260 moh. er området prega av fast fjell, store blokkar og nedskjeringar i fjell. Nedskjeringane er i bakkant av Gråknarten og har eit fall på 10-20 meter og dannar ein canyon (figur 3-8) i fast fjell før dei flatar ut og dannar

nedskjeringar i lausmassar, tolka som eldre morenemateriale. Dreneringsspor og det spylte området dreiar mot nord ved Langtjønne.



Figur 3-11: Viser nedskjering i bakkant av Gråknarten. Biletet er tatt mot aust, med Sletthøe i bakkant.

På vestsida av Langtjønne fylgjer smeltevattnet dalsida til Veslekuva og Brennhøe, frå vest mot aust, før vatnet dreiar mot nord ved Langtjønne. Denne dreneringsretninga har truleg vorte repetert i ulike fasar. Fire, fem ulike nivå er særlig tydelege og dannar horisontale og breie (< 15 m), einsidige spylerenner med ein svak austleg gradient.

Spylerenne som ligg lågare enn 1200 moh. er styrt av ei omlegging av passpunkt til Tverrgjelet (1110 moh.) Den bredirigert drenering er spesielt tydeleg her, etter at Langtjønne er for høgtliggande, og vatnet mellombels må gå vestover rundt Storkuva for å nå Tverrgjelet. Smeltevasspora skil seg ikkje stort frå dei høgareliggande smeltevasspora i anna enn at vatnet mellombels er styrt mot nordvest i staden for nordaust. Vestsida av Storkuva er kraftig spylt grunna denne omlegginga. Tverrgjelet som kontrollerande passpunkt sender vatnet inn mot nordlege delar av Rondane via Grimsdalen.

Svardalsknarten

Svardalsknarten ligg nord for Storekuva. Mellom 1200 moh. og 1100 moh. er det fleire horisontale nivå, med gradient inn mot Grønnbaktjønn og Tverrgjelet som kan vera framhald av spylereennene ved Storekuva. Heilt opp mot toppen av Svardalsknarten er det spylereenner som startar i blokkmark på vestsida av toppen, dei skjer seg kraftig ned i blokkmark og fast fjell vert eksponert. Desse har ein svært bratt gradient i nordaustleg retning. Fallet dei fyrste 70 metrane er opp mot 10°. Dei er tosidige og opp til 2 meter djupe, veggane er loddrette der den lagdelte strukturen i bergarten er tydleg. Spylereennene startar i overgangen til eit blokkmarsbelte på 1255 moh. To flyttblokkar er kartlagt rett i overkant av desse (kapittel 3.2.3).



Figur 3-12: Djupe og bratte spylereennene ved Svardalsknarten. Biletet er tatt mot nordaust.

Sentrale passpunkt i studieområdet

Tverrgjelet (1107 moh.) saman med Langtjønne (1208 moh.) og Djupdalen (1450 moh.) er dei tre sentrale passpunkta som kontrollerar smeltevatnet frå feltområdet og inn i sentrale delar av Rondane. I tillegg sender passpunktet mellom Sletthøe og Hornsjøhøe (1340 moh.) truleg vatn ned øvre delar av Haverdalen i ein kortare periode. Tverrgjelet ligg 100 meter lågare enn

Langtjønne. Spylefelt, spylerenner og kraftige nedskjeringar, viser at Tverrgjelet har mottatt vatn over lang tid. Tverrgjelet har vore aktivt gjennom fleire brefasar, og ligg sentralt i møte mellom is frå sør og nord. Slik har passpunktet truleg mottatt vatn både frå sør, via Grønbakktjønne, og frå nord, via Skardet på 1200 moh. og 1300 moh. (Klette in prep.). Sørleg fall på smeltevasspor ved Einsethøe ned mot Tverrgjelet underbygger dette. Randavsettingar og smeltevasspor presentert tidlegare, indikerer ein fase med ein bratt isfront inn mot studieområdet. Dette kan bety at Tverrgjelet i lange periodar har hatt lite is, og smeltevatn har fått lang tid til å danne Tverrgjelet. Med eit relativt relieff på om lag 100 meter er det danna ein canyon (Gjessing 1960) som har utløp i Grimsdalen. Delar av vatnet har nok gått subglasialt når isen har vore tynn, og supraglasialt medan det enno ligg noko is i dalen.

Inngangen til Langtjønne (1208 moh.) er kraftig spylt og strukturen i fjellet er godt synleg i form av benking. Dalsidene rundt Langtjønne vitnar om at store mengder vatn, i ulike fasar, har passert området. Vasskjelet som ligg på 1450 moh. er inngangen til Djupdalen, og dannar det høgstliggande passpunktet i studieområdet. Distalt for passpunktet er det enorme reinspylte område og kraftige nedskjeringar. Djupdalen er nordaustleg orientert søraust i studieområdet. Høgst oppe i dalen er området spylt reint for lausmassar, og det reinspylte området strekker seg utover studieområdet retning sør opp mot Gråhøe (sjå kvartærgeologisk kart, vedlegg 1). Utstrekninga på det spylte området og nedskjeringar i ulike høgder tilseier eit isdekke opp mot 1700 moh, og gjer det naturleg og naudsynt å tenke at passpunktet har vore aktivt i fleire deglasiasjonar, truleg også tidlegare enn Weichsel. Det er i dag berre ein liten bekk som er aktiv under snøsmelting om våren som renn over passpunktet. Starten av Djupdalen er som nemnt reinspylt, medan skråningsprosessar i lausmassar overtek austover.

3.3.4 Oppsummering glasifluviale og glasilakustrine formelement

Dreneringa er i all hovudsak styrt av passpunkt som fører vatnet mot nordaust og inn i Rondane. Enkelte stader er det likevel dreneringsspor med vestlig retning. Dette forklarast med at vatnet må søke lågare passpunkt, og grunna topografiske hindringar og må mellombels endre retning. Den generelle retninga på dreneringsspora, saman med glasifluviale og glasilakustrine sediment akkumulert på vestsida av alle passpunkta, underbygger tolkingane om dominerande ismasse frå sør og vest. Samstundes er det ved Einsethøe drenering frå nordlige delar av Rondane som indikerar bredirigert vatn frå nord (Klette in prep.). Denne sørlige dreneringa er ikkje kartlagd nokon annan stad i området. Tverrgjelet ser ut til å vera

det mest sentrale passpunktet i drenering inn mot nordlege delar av Rondane, og indikerar møtet mellom nordlig og sørlig iskulminasjon. Plassering av ”trakta” har på bakgrunn av dette vore plassert ved Tverrgjelet, minst i ein fase.

Det er eit klart intensivert område med smeltevasspor mellom 1100 – 1300 moh. Ved Langtjønne har smeltevasspora ulike gradientar og kryssar kvarandre. Dette vitnar om ulike fasar der breane har hatt ulike kulminasjonspunkt (Rodhe 1988). I tillegg skil dette høgdeintervallet seg frå høgareliggande område, som i større grad er prega av periglasiale prosessar. Periglasiale prosessar krev lang subaeril eksponering, og overgangen mellom områda med akkumulasjonsformer og område med dominerande periglasial aktivitet kan derfor indikere vertikal utbreiing i store delar av Weichsel.

Bresjøane og strandlinjene vitnar om ein deglasiasjon som har gått sakte, dette er i samsvar med funna som Bøe (2002) fann i vestlige delar av Rondane. Dei store mengdene med sediment som er funne i mellom anna Mjølrakkdalen, krev ein stagnasjon i nedsmeltinga for å akkumulere. Dei subakvatiske landformene er også med på å forsterke dette (kap 0).

3.4 Periglasiale formelement

Periglasiale prosessar blir nytta om kalde ikkje-glasiale forhold der klimaet tillet danning av frost og permafrost. Fenomena krev subaeril eksponering over lang tid og vatn er ofte ein viktig faktor. Periglasiale prosessar er eit vidt omgrep som femner om døgnprosessar styrt av temperatursvingingar i løpet av eit døger, og prosessar som er danna i område med fleirårig frost; permafrost. Aspekt, høgde, snødekke, vegetasjon og frostsusceptibiliteten i bakken har innverknad på om det vert utvikla permafrost. Den geografiske fordelinga og djupna på permafrosten vil variere med desse variablane. Permafrost førekjem i lausmassar, stein og fjell, og kan variere frå mange 10-tals meter til få meter. Permafrost består av eit aktivt lag som tinar gjennom sommaren. I område med kontinuerlig permafrost er det aktive laget oftast mindre enn 1 meter tjukt medan i dei diskontinuerlige områda er mellom 1 og 3 meter (King 1986; Nesje et al. 1988). King (1986) har delt inn permafrost i høg fjellet i tre undergrupper; kontinuerlig, diskontinuerlig og sporadisk permafrost. Klassifiseringa av desse undergruppene er gjort i høve gjennomsnittleg årstemperatur (MAAT), der -6 °C -isoterme er sett som grensa mellom kontinuerlig og diskontinuerlig permafrost, og $-1,5\text{ °C}$ -isoterme markerar skiljet

mellom diskontinuerlig og sporadisk permafrost (King 1986; French 1996; Isaksen et al. 2002).

Vurdering av kor grensene for permafrost går i studieområdet, er basert på tidlegare arbeid gjort i nærliggande område som Dovre, Jotunheimen og Rondane (King 1986; Isaksen et al. 2002). King (1986) fann nedre grense for diskontinuerlig permafrost i Rondane på om lag 1000 moh, mot 1200 moh. i Jotunheimen og 1600 moh. på vestkysten av Noreg. Det maritime klimaet er forklaringa på ei permafrostgrense som fell mot aust og eit meir kontinentalt klima. På Dovre er det satt ei grense for kontinuerlig permafrost ved ca 1800 moh. på bakgrunn av målingar av BTS (bottom temperature of winter snow). Den nedre grensa for diskontinuerlig permafrost er satt ved ca 1350 moh. (Isaksen et al. 2002). Område med diskontinuerlig permafrost er knytt til flate og konvekse overflater som vert eksponert for sterk vind gjennom vinteren. Og kan, der tilhøva ligg til rette for det, oppstå i lågare område som i utgangspunktet ikkje skal har permafrost. Desse grensene stemmer med funn av sporadisk permafrost i palser og myrområde på Dovrefjell ned mot ~1000 moh. (King 1986; Sollid og Sørbel 1998; Isaksen et al. 2002; Etzelmüller et al. 2003). Det er ikkje gjort liknande målingar i studieområdet, men arbeidet på Dovrefjell vert gjeldande som retningsliner for grensene for permafrost i studieområdet.

Ved bruk av periglasiale prosessar som indikasjon på klima er det viktig å skilje mellom aktive og relikte fenomen. Funn av relikte periglasiale fenomen representerar dei klimatiske tilhøva då prosessane var aktive. Datering av desse fenomena er vanskeleg, men i og med at formelementa finst gjev det indikasjonar på visse klimatiske tilhøve. Dei krev låge, stabile temperaturar, og isfrie periodar over lang tid for å utviklast og kan såleis indikere ein gjennomsnittleg MAAT stabilt rundt -4 - -6 °C. Dette tilsvarer permafrost. Korleis periglasiale landformer og prosessar vert påverka av ei eventuell preserving under is og snø er ein pågåande debatt, aktuell for problemstillingane som omhandlar den vertikale utstrekninga. Vidare i dette kapittelet vert det presentert ulike landformdannande prosessar frå studieområdet, der årsaka er periglasial aktivitet.

3.4.1 Blokkmark og strukturmark

Blokkmark

Blokkmark er eit felles omgrep for in situ forvitra materiale, og forvitra materiale utsett for rørsle. Prosessen kjem av kombinasjonen frost og tine prosessar, trykkavlastning og kjemisk

forvitring. Snødekke, vegetasjon og temperaturen vil påvirke kor raskt prosessen går, og lokale variasjonar i bergarten vil vera avgjerande for resultatet (French 1996). I Rondane med mykje sandstein og kvartsitt, er bergarten sterkt utsett for frostsprenging i strukturen, som dannar horisontale og vertikale svake soner. Ei skifrig oppdeling av bergarten er godt synleg på mange av toppane i Rondane, i form av stadeigen blokkmark og lagdelt eksponert fjell.

Utvikling av stadeigen blokkmark krev subaeril eksponering over lang tid. Nesje et al. (1988, 1990) og Brook et al. (1996) drøftar blokkmarkutvikling i Sør-Noreg, og viser til at den nedre grensa for stadeigen blokkmark dannar eit konsistent geografisk mønster. Med utgangspunkt i Jotunheimen der nedre grense for stadeigen blokkmark er på ~2000 moh., fell grensa mot vest (Nordfjord- Møre) og aust (svenskegrensa), til høvesvis ~500-600 moh. og ~1000 moh. Blokkmark og dateringar av desse er sentralt i debatten rundt den vertikale utstrekninga til det Skandinaviske isdekket. Den nedre grensa for stadeigen blokkmark der flyttblokkar er fråverande, vert av Nesje et al. (1988, 1990) argumentert for å markere forvitringsgrensa, og det øvre vertikale nivået til isdekket(a). Den naturlege slutninga blir at mange av fjelltoppane må ha stått opp som nunatakkar gjennom siste istid. Undersøkingar av trimlines og grensa for glasial erosjon i vestlige delar av Noreg kjem ut med aldrar 26 – 21 ka, etter ¹⁰Be eksponerings dateringar i blokkmark (Brook et al. 1996). Stadeigen blokkmark er med denne argumentasjonen ikkje eit postglasialt fenomen. Det er semje om trimlines som vertikal grense i maritime område, fordi dei djupe fjordane på vestkysten og kalving naturleg vil ta unna is, og avgrense vertikal oppbygging. Fleire kritiserar derimot overføring av denne teorien til kontinentale klimasoner, som sentrale delar av Skandinavia, der dei meiner at trimlines ikkje kan brukast som argument for vertikal utstrekning og tynn is (jf minimumsmodellen).

Nye eksponeringsdateringar frå blokkmarkområde i søraustlege delar av Noreg, viser alle aldrar eldre enn LGM. Likevel kan ein ikkje utelukke preserving under eit kaldt ikkje-erosivt isdekke (Linge et al. 2005). Preserving under kald is er forklaringsmodellen og argumenta nytta av dei som støttar seg til maksimumsmodellen. Blokkmarka kan slik predatere Weichsel. Trimlines er med denne argumentasjonen ikkje grensa for den vertikale utstrekninga, men skiljet mellom erosiv og låg-erosiv is, og indikerar det englasiale temperaturregime i isen. Den øvre delen av innlandsisen er under trykksmeltepunktet og vil derfor ikkje erodere. Flyttblokkar avsett i uforstyrta blokkmark må forklarast med kald is, på same måte som bevaring av landformer gjer. I Skandinavia er det kartlagd mange område med

landformer som predaterer LGM (Vorren 1977; Kleman og Borgstrom 1994; Kleman og Stroeven 1997; Mangerud 2004).

Strukturmark

Strukturmark i form av polygon, sirkler og striper vert danna ved primær frostsortering, masserørsle og frostheving. Ved frysing og tining av islinser, danna både i toppen og botnen av det aktive laget, vil lausmassar verte transportert opp mot overflata i det aktive laget. Gradienten på bakken avgjer kva mønster som blir synleg i overflata. Dette er fenomen som er funne i eit høgdeintervall som strekker seg frå 1280 moh. til dei høgaste toppane på 1576 moh. Grensa for diskontinuerlig permafrost går ved om lag 1350 moh. der MAAT på $< -1,5$ °C (King 1986; Isaksen et al. 2002).

Sletthøe UTM: 279 870 – 280 685, 1577 moh.

Sletthøe består av to toppar. Den nordlegaste er i størst grad er dekt av skifrige blokker, lagdelinga og den tidlegare strukturen i fjellet er framleis tydleg. Storleiken på blokkane er i hovudsak 40 – 100 cm, med fråver av fint materialet, mellom blokkane. På den nordlege toppen er det eit markert skilje mellom det blokkrike området skildra over, og eit område med ein klart meir samansett jordart. Det er funne to flyttblokker som ligg oppå det forvitra materiale. Liknande blokkrike område finn ein også i den sørlege og nordlege dalsida. Områda er ikkje like dominerande, og med større innhald av fint materiale mellom blokkane. Enkelte stader på dei høgaste toppane er det tydelege former der stein dannar struktur i form av polygon. Diameteren er på 2 – 4 meter og det er vegetasjon i form av gras og mose sentralt i polygonet (figur 3-13).

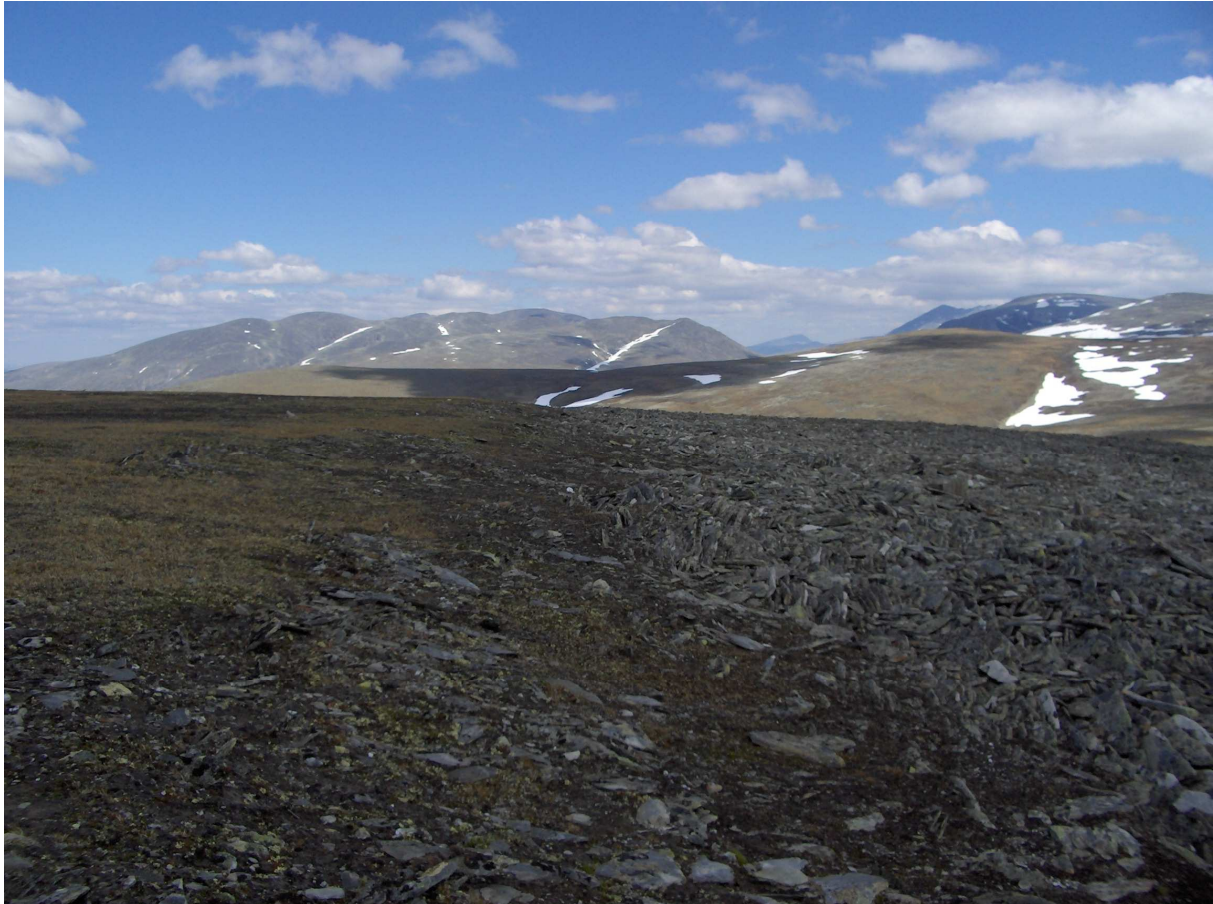


Figur 3-13: Viser inaktiv polygonmark på Sletthøe ~1500 moh. Biletet er tatt mot søraust.

Tolking Sletthøe:

Som skildra over, har delar av Sletthøe stadvis godt utvikla stadeigen blokkmark i ~1500 meters høgde, men med ein markert overgang til forvittra morenemateriale. Dette viser tydelig variasjon mellom grad av forvitring. Årsaka til variasjonen er vanskeleg å fastslå, men dei mest vindutsette områda ser ut til å ha sterkast utvikla blokkmark. Det er berre to små vage linjer som moglegvis kan vera eit resultat av smeltevatn over toppane. Retninga på vatnet er i så fall mot aust, og ligg i forseinkinga mellom den nordlegaste og sørlegaste toppen. Det er ingenting som tyder på at desse har transportert tilstrekkelig store nok mengder med vatn til å kunne vaske ut finmaterialet frå blokkmarka. Smeltevatn og utvasking av jordarten kunne ha vore ei forklaring på det markerte skilje (figur 3-14). Sletthøe ligg innanfor området der ein kan forvente at diskontinuerlig permafrost er tilfelle. Likevel tyder polygonmark med vegetasjon på inaktive prosessar og relikte former. Midtdelen av polygonet ville, dersom det var frose, vore høgare enn steinpolygonet (Gjessing 1978). Dette er ikkje tilfelle og indikerar i det minste at det aktive laget er tina. Tilfelle av strukturmark i same området som blokkmark og flyttblokkar (kapittel 3.2.3) opnar for drøfting rundt danning av desse fenomena og

periodar når tilførsel av flyttblokkane er mogleg. I følgje Dahl og Nesjes minimumsmodell, har det ikkje vore klimatiske tilhøve i løpet av postglasial tid tilstrekkelig lenge nok til å få utvikla dei periglasiale fenomena (Nesje et al. 1988; Nesje og Dahl 1990). Analyser av biostratigrafiske data frå sentrale austlandet, underbygger minimumsmodellen og Sein-Weichsel som ein periode med nunatakkar og fleire isdomar (Paus et al. 2006).



Figur 3-14: Viser overgangen mellom blokkmark og morenedekke på Sletthøe ~1500 moh. Biletet er tatt mot aust.

Svartdalsknarten UTM: 227 705, 1280 moh.

Svartdalsknarten er dekt av blokkar i storleik 30 – 150 cm. I den vestlige sida like ved starten på det spylte området ligg det to flyttblokkar, ~1x1,5x3 m (kapittel 3.2.3.). Desse er plassert oppå blokkane. I nordvest ved ~1240 moh. er det ein gradvis overgang frå blokkar til erodert og forvitra fast fjell, med djupe nedskjeringar i nordleg retning (kapittel 3.3.3). Ved ~1150 moh. er det morenedekke som overtar. Sør for Svartdalsknarten går blokkmarka gradvis over til sterkt forvitra morenedekke. På toppen av Svartdalsknarten er det kartlagt steinstruktur i form av polygon. Diameteren på polygona er ~2 meter. Vegetasjon og mindre blokkar er omringa av polygonstrukturen som består av grove blokkar (20 – 40 cm (d)).

Tolking Svartdalsknarten:

Svartdalsknarten er dekt av stadeigen blokkmark tydelig påverka av periglasiale prosessar. Flyttblokkane indikerer at det har vore is over Svartdalsknarten, eit isdekke med kald is må ha bevart blokkmarka. Polygona er danna lågare enn den trulege grensa for kontinuerlig permafrost i området i dag (King 1986; Isaksen et al. 2002), og er tolka å vera inaktive. Vegetasjonen i polygona forsterkar denne påstanden. Lokaliseringa av strukturmark, blokkmark og flyttblokkar, saman med randavsettingar og kraftige spylerenner i eit nært geografisk område, er interessant i rekonstruksjon av ein relativ aldersmodell for landformene, dette vert tatt opp igjen i kapittel 4.

3.4.2 Solifluksjon og pronivale ryggar**Solifluksjon**

Soliflukssjonslober er definert som masserørsle i samband med fryse og tine prosessar (Gjessing 1978; French 1996; Matsuoka 2001). Omgrepet vert generelt nytta samlande for alt i frå årelang frost til døgnfrysing. Romleg variasjon av fenomenet er i stor grad styrt av kor djupt ned i bakken islinsene blir danna, og frekvensen på tine og fryseprosessane (Matsuoka 2001). I denne oppgåva er det prosessar som krev fleirårig frost for å utvikle seg som blir drøfta og nytta som indikator på klima som tillet eit periglasialt miljø (French 1996). I område med permafrost vil solifluksjon skje ved at sedimenta blir vassmetta, den blir då plastisk og sig nedover skråninga. Karakteristiske lober, enkeltvis eller samanhengande, er synlege i skråningane. Storleiken og omfanget avheng av lausmassane som er tilgjengeleg, saman med kornstorleiken, gradienten på skråninga, fryseraten, tilgjengeleg væte og frostsusceptibiliteten i jorda.

Solifluksjon er ein sterkt utbreidd landform i vestlige delar av Rondane. Jordarten i området er i hovudsak morenemateriale. Mange stader er denne sterkt utsett for forvitring, noko som gjer den rikeleg på finkornig materiale. Ved tilførsel av vatn, og med ein viss gradient vil lausmassane starte å sige. Solifluksjonslober er eit vanleg fenomen over 1200 moh., spesielt i dalsidene til Veslekuva, Hornsjøhøe, Sletthøe og Falketind.

I nordsida av Hornsjøhøe er tungene store, dominert av fint materiale, der kornstorleik er sand og grus blanda med blokk <30 cm. Lobane er ~50 – 100 cm tjukke og ~4 meter breie med 2 – 3 meter mellom kvar lobe. Det er også spreidd vegetasjon i form av gras og mose i same

område. Majoriteten av disse formelementa ligg i nordsida av Hornsjøhøe mellom 1400 og 1500 meter (figur 3-15).



Figur 3-15: Solifluksjonlobane i nordsida på Hornsjøhøe i ~1450 meters høgde. Biletet er tatt mot vest.

Austsida av Falketind, og sørsida av Sletthøe opp mot Vasskjelet er to andre område med intensiverte område dominert av solifluksjonslober, også her i 1400 – 1500 moh. I desse områda er lobane heilt dekte av gras, og lausmassane lobane er sett saman av er ikkje synlege.

Dersom ein legg til grunn definisjonen av diskontinuerlig permafrost basert på høgda og MAAT etter King (1986) og Isaksen et al. (2002), ligg alle dei intensive områda med solifluksjon innanfor område med diskontinuerlig permafrost. Dei kan såleis vera aktive i dag. Dagens MAAT ved målestasjonen Fokstugu (972 moh.) er -0.05 °C, med ein lapserate på $-0,6$ per 100 meter vil ein ved ~1200 moh. kunne ha område med diskontinuerlig permafrost. Observasjonane av solifluksjonslobane viser at dei er meir eller mindre tildekt av vegetasjon, noko som vitnar om liten og inga rørsle. Vegetasjon er hemmande for kor mykje lobane sig, men formelementa er ikkje nødvendigvis relikte (Gjessing 1978). Dei sørvendte dalsidene har generelt meir vegetasjon enn dei nordvendte skråningane. Med tanke på den romlege

fordelinga og større periglasial aktivitet i dei nordvendte skråningane enn i dei sørvendte, indikerar dette truleg variasjon i solinnstråling og snødekke gjennom året.

Pronivale ryggjar

Pronivale ryggjar er sett saman av blokkar og grovt lausmateriale, som samlar seg i botnen av ein talus. Materialet rasar ut og sklir over eit snødekke, dette fører til at det dannar seg ein ryggform nedom og framfor snøfonna (Ballantyne og Benn 1994). Ballantyne et al. (1994) sin definisjon av genesen krev ein låg MAAT, i det minste innanfor diskontinuerlig permafrost. Genese og klassifisering av pro nivale ryggjar er mykje drøfta. Denne oppgåva går ikkje vidare inn i den diskusjonen, og definisjonen til Ballantyne (1994) er nytta som utgangspunktet for kartlegging og analyse av landformene i studieområdet. Landformene representerar ei marginal grense mellom glasialt og periglasialt klima (Humlum 1998)

Eit slakt relativt relieff saman med lite eksponert fast fjell gjer at det er svært få stader i studieområdet som kan tillate talus deriverte landformer som pro nivale ryggjar. Djupdalen er den einaste staden i studieområdet der det var forventa å finne dette.

Djupdalen UTM: 315 698, 1340 moh.

Øvre delar av Djupdalen er i stor grad dekt av blokkar og ber sterkt preg av masserørsle, men det er stor skilnad på dei to dalsidene. I nordvest er dalsidene i stor grad dekt av morenemateriale og stadvis fast fjell. I søraust er det derimot sterk dominans av skredmateriale, med tendensar til utvikling av talus og pro nivale ryggjar. Djupdalen sett under eitt har få klare landformer, og ryggane er berre tydlege som svake opphøgingar. Dei skil seg frå resten av det usorterte rasmateriale ved å ha ein vag systematisk lobe-form.

Den søraustlege dalsida vil i større grad vera, og ha vore utsett for vindakkumulering av snø grunna den framherskande vindretninga frå sør-sørvest. Dette kan vera med å forklare kvifor formelementa berre er synlege i den eine dalsida. Oppbygging av ryggane er avhengig av eit firnfelt som materialet kan gli på, og ein MAAT som tillet permafrost. Området ligg på grensa for kvar det er forventa å finne permafrost i dag og er mest truleg relikte. Det er ikkje teikn til at det har utvikla seg nokon form for lokal glasiasjon i området.

3.4.3 Oppsummering periglasielle formelement

Blokkmark, strukturmark, solifluksjon og pro nivale rygger er alle indikatorar på klimatiske tilhøve som genererer periglasielle prosessar. Dei fleste landformene som er skildra er tolka å vera relikte, med unntak av dei høgareliggande solifluksjonslobane.

Dei periglasielle prosessane i høgareliggande område indikerer at isdekket i store delar av Weichsel har hatt ei avgrensa utstrekning, som ikkje har nådd opp til dei høgaste toppane i studieområdet. Dette vert forsterka ved fråver av smeltevasspor, som er sterkt utbredt i lågare høgder. Samstundes er det kartlagt flyttblokkar på dei høgste toppane som betyr at det må ha vore is over. Desse blir foreslått å tilhøyre tidlege fasar, når ein ser dei kartlagde formelementa under eitt.

3.5 Dateringar

3.5.1 OSL Langtjønne

UTM: 32 V 524580 6869575

To prøver: LGT 0501 og LGT 0502

Høgde på dateringspunkta: ~1198 moh.

Resultat

LGT 0501: 27 ± 4 ka BP

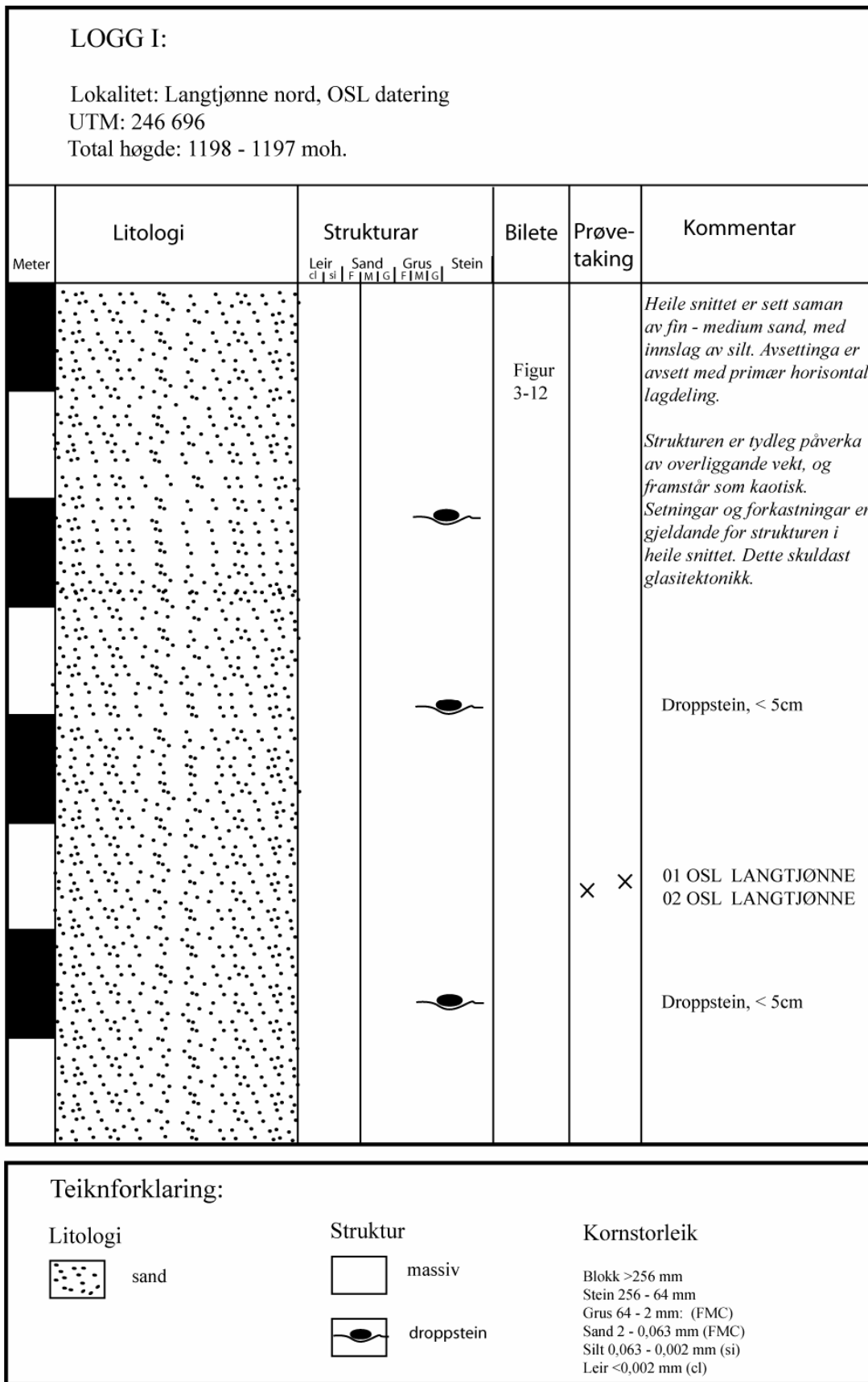
LGT 0502: $18,8 \pm 1,7$ ka BP



Figur 3-16: Viser lokaliteten for OSL dateringane ved Langtjønne nord. Rygg A er synleg i sør.

Det øvste laget i snittet (~30 cm) er morenemateriale og er mest truleg avsett av breen, som like nord (~10 meter) for dei glasilakustrine avsettingane har avsett ei randmorene. Trykket frå isen som har avsett morena, har ført til tektonisk påverknad av bresjøsedimenta. LGT 0501 og LGT 0502 er høvesvis tatt 2 og 2,5 meter frå toppen, ~1198 moh. Prøvene er tatt med god margin, og utan påverknad frå vegetasjon eller jordsmonn. Avsettingane ligg ~5 meter frå ein liten bekk som skil randavsettinga og bresjøavsettingane. Sjølv ved flaum er det lite truleg at sedimenta vert påverka. Avsettingsmiljøet har vore brenært, noko droppsteinane (~3 cm (d)) i snittet tyder på, og prøvene er tatt i pakker med kornstorleik fin sand. Avsettingane er kraftig konsolidert med massive siltige pakker, men enkelte av horisontane med fin sand er tydeleg samanhengande og avsett horisontalt (figur 3-17). Sedimenta er berre grovlogga i høve prøvetaking og sikring av nullstilling. Gjennom meir detaljert logging av avsettinga ville ein truleg finne svar på spørsmålet om kva side brefronten har kome frå når Rygg B og bresjøen blei avsett. Samstundes er dette vanskelig med ein slik kaotisk struktur som snittet viser.

Avviket i dateringane kan truleg forklarast med tektonisk forstyrring av sedimenta. Likevel markerar truleg dateringane tilnærma alder for når bresjøen eksisterte og posisjonen til breen. Sidan dateringane gjev aldri tett opp mot forventta Sein Weichsel maksimum er dei svært interessante for glacialhistoria i området. Saman med dei andre OSL dateringane set dei rammene for deglasiasjonen etter LGM i vestlige Rondane.



Figur 3-17: Grovlogg over snittet der OSL dateringane ved Langtjønne nord er tekne.

3.5.2 OSL Mjølrakkdalen

UTM: 32 V 524304 6867112

Tre prøver: MJD 0501, MJD 0502 og MJD 0503

Høgde på dateringspunkta: Høvesvis ~1161 moh, ~1161 moh, og ~1156 moh.

Resultat

MJD 0501: 14.6 ± 1.1 ka BP

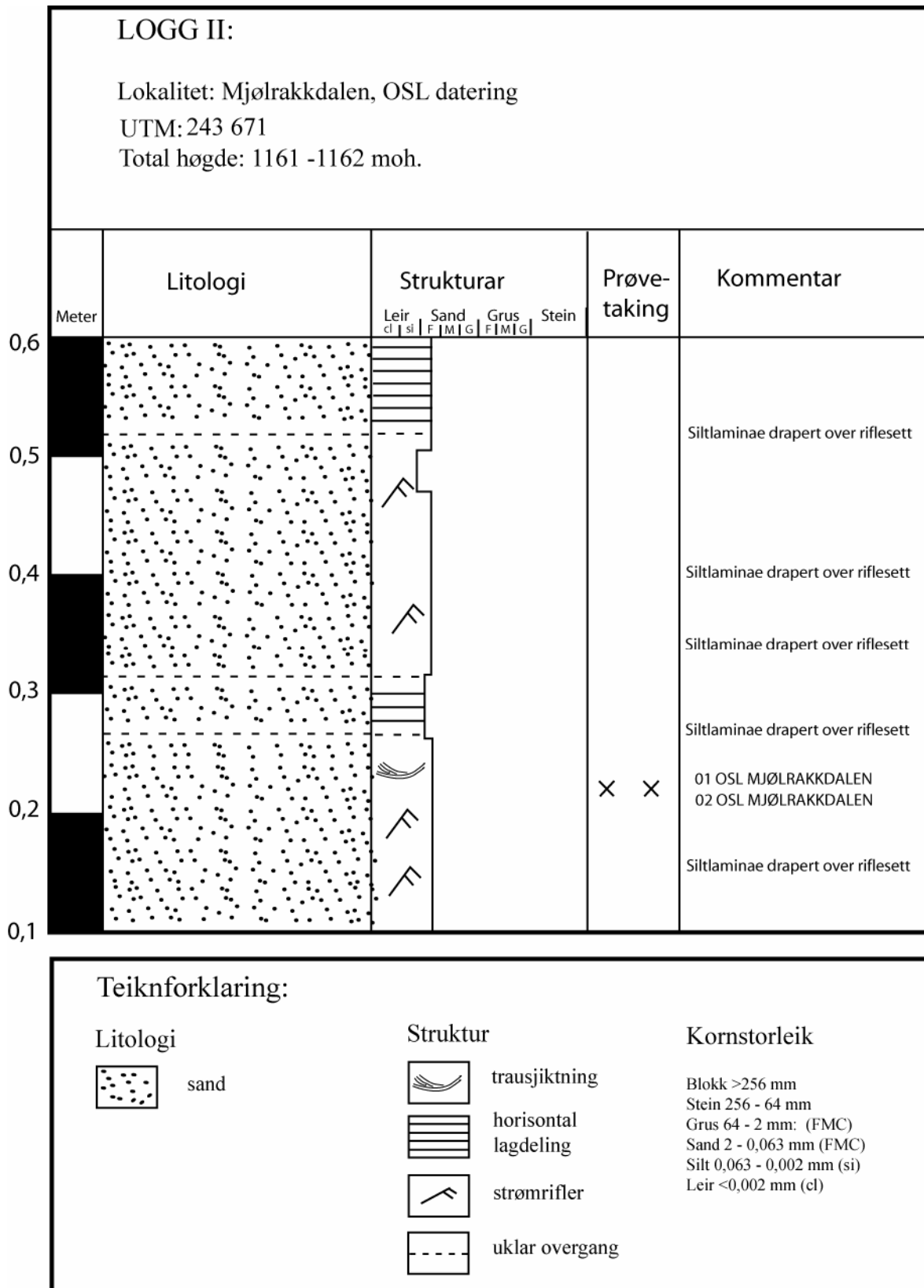
MJD 0502: 17 ± 2 ka BP

MJD 0503: ikkje ferdig analysert



Figur 3-18: 13 meter høgt snitt i Mjølrakkdalen. OSL dateringane er tekne i øvre delar der Anne Grete Bøe står. Den tredje prøva er teken i venstre side, ved Bjørn Kvisvik og Svein Olaf Dahl.

Prøvene er tatt i eit 13 meter ope snitt dominert av silt og fin sand. Snittet er erodert fram av eit meandrerande elvesystem. MJD 0501 og 0502 er tatt høvesvis 2.2 og 2 meter frå toppen, medan MJD 0503 er tatt 9,3 meter frå toppen. Avsettingane ber preg av eit vekslende avsetningsmiljø. Farten på vatnet har vore varierende og gjev enkelte pakker med riflestruktur medan andre er nærast strukturlause. Dette tyder på veksling mellom glasifluvial og glasilakustrin utbygging i ein bresjø. Dateringane er tatt i massive pakker med kornstorleik fin til medium sand, dominert av fin.



Figur 3-19: Grovlogg av sedimentologiske tilhøve der OSL Mjørakkdalen er tatt.

Prøvene er tatt fleire meter frå dagens elvelaup. Ved vårflaum vil undergraving av sedimenta føre til utrasing, men sedimenta der prøvene er tatt ligg ~10 meter frå dagens elv. Snittet er sett saman av store mengder silt, noko gradienten vitnar om. Silt har også høg permeabilitet, som betyr at sedimenta relativt sett vil kunne halde godt på vatn. Ved analyseringa av prøvene i laboratoriet vert det korrigert for vassinnhaldet i prøvene.

3.5.3 OSL Svartdalssætrin (Ryddølsåe)

UTM: 32 V 522605 6871583

To prøver: SVD 0501 og SVD 0502

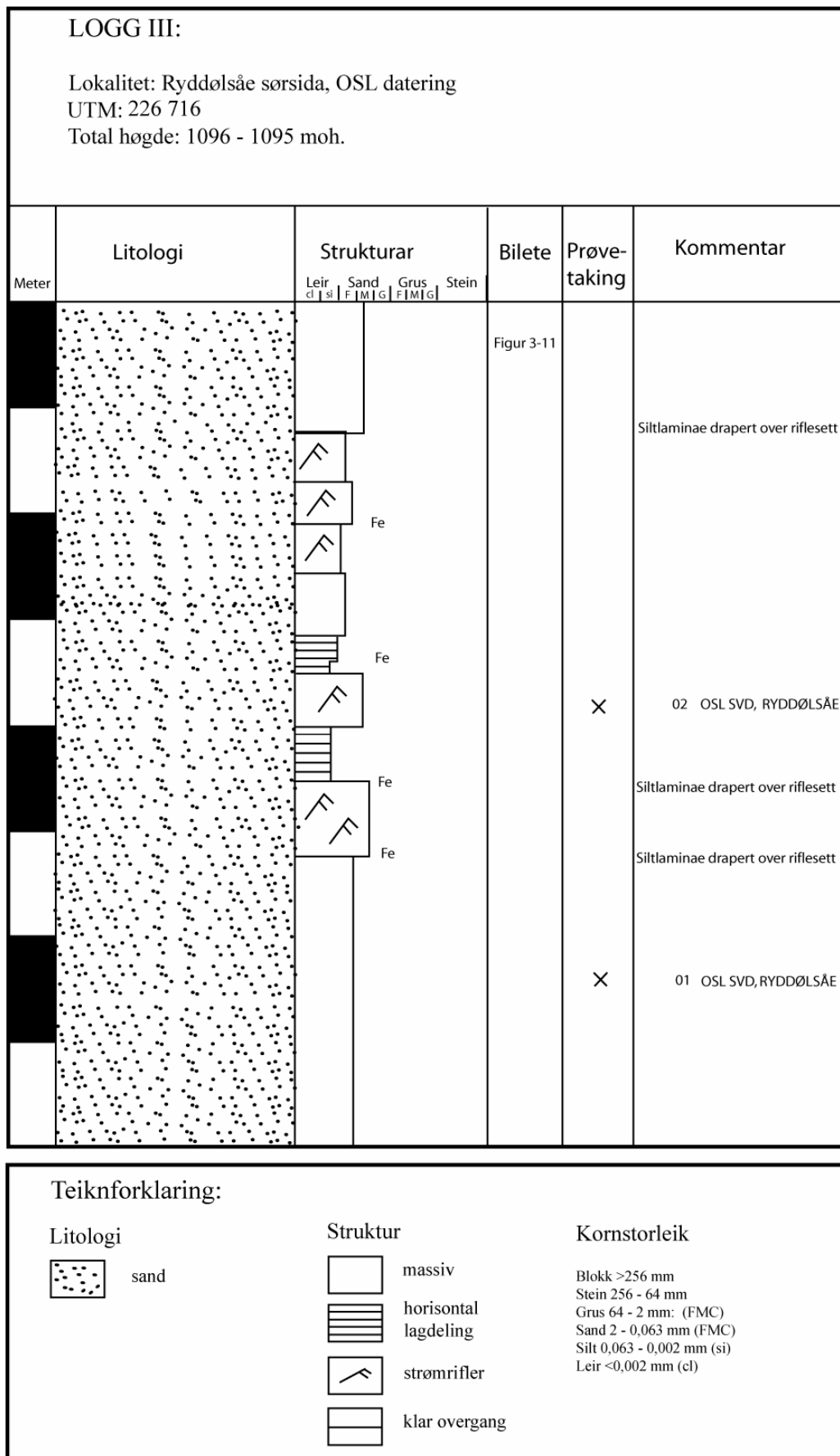
Høgde på dateringspunkta: 1096 moh.

Resultat

SVD 0501: 12.2 ± 0.8 ka BP

SVD 0502: 14.5 ± 1.5 ka BP

Begge prøvene er tatt i det øvre terrassenivået på sørsida av elva, 1096 moh. ~4 meter frå toppen. Prøvene er tatt med god margin til vegetasjon og jordsmonnet som vil kunne forstyrre resultatet. Avsettinga er vekslende glasifluvial og glasilakustrin, som betyr at vasstanden har vore varierende. Dette er synleg gjennom variasjonen i horisontane. Lokaliteten ligg i øvre del av dalføret, på sørsida av Ryddølsåe. Snittet er delvis synleg grunna ravinering av terrassane. Terrassenivået er restar etter bresjøen i Ryddølsåe kontrollert av passpunktet ved Tverrgjelet 1110 moh. Som presentert tidlegare er Ryddølsåe eit område der store delar har gjennomgått ein todelt akkumulasjonsfase, mest truleg utsett for ei katastrofetapping i etterkant av at bresjøsedimenta vart avsett. Prøvelokaliteten ligg 10 – 15 meter høgare enn nivået på nordsida, som ser ut til å vera kraftigast ramma. Truleg har prøvelokaliteten i det øvre nivået blitt liggande i le på sørsida. Sidan liknande avsettingar er å finne heilt ned mot dagens elveleie ~1070 moh., er det truleg at bresjøen har eksistert over ein lang tidsperiode. Dateringane representerar siste del av bresjøfasa i Ryddølsåe og daterar kva tidsrom Grønbacktjønn og Tverrgjelet (1110 moh.) blei tørrlagt, samstundes som det daterar når smeltevatn ikkje lenger går inn mot nordlege delar av Rondane.



Figur 3-20: Grovlogg over sedimentologiske tilhøve ved OSL prøvelokalitet , Ryddølsåe.

Med tanke på feilkjeldene nemnt i metodekapittelet (kapittel 2) er prøvene tatt i sediment med kornstorleik medium sand, ned mot silt. Horisontar med enkel riflestruktur vitnar om ein grunn vasspegel. Dette gjev meir tryggleik i høve lyseksponering og nullstilling av sedimenta. Snittet ligg i dag ~20 meter høgare enn dagens vasspegel, og snøsmelting er einaste naturlige vasskjelde.



Figur 3-21: Foto av prøvelokaliteten ved Ryddølsåe.

4.0 Drøfting

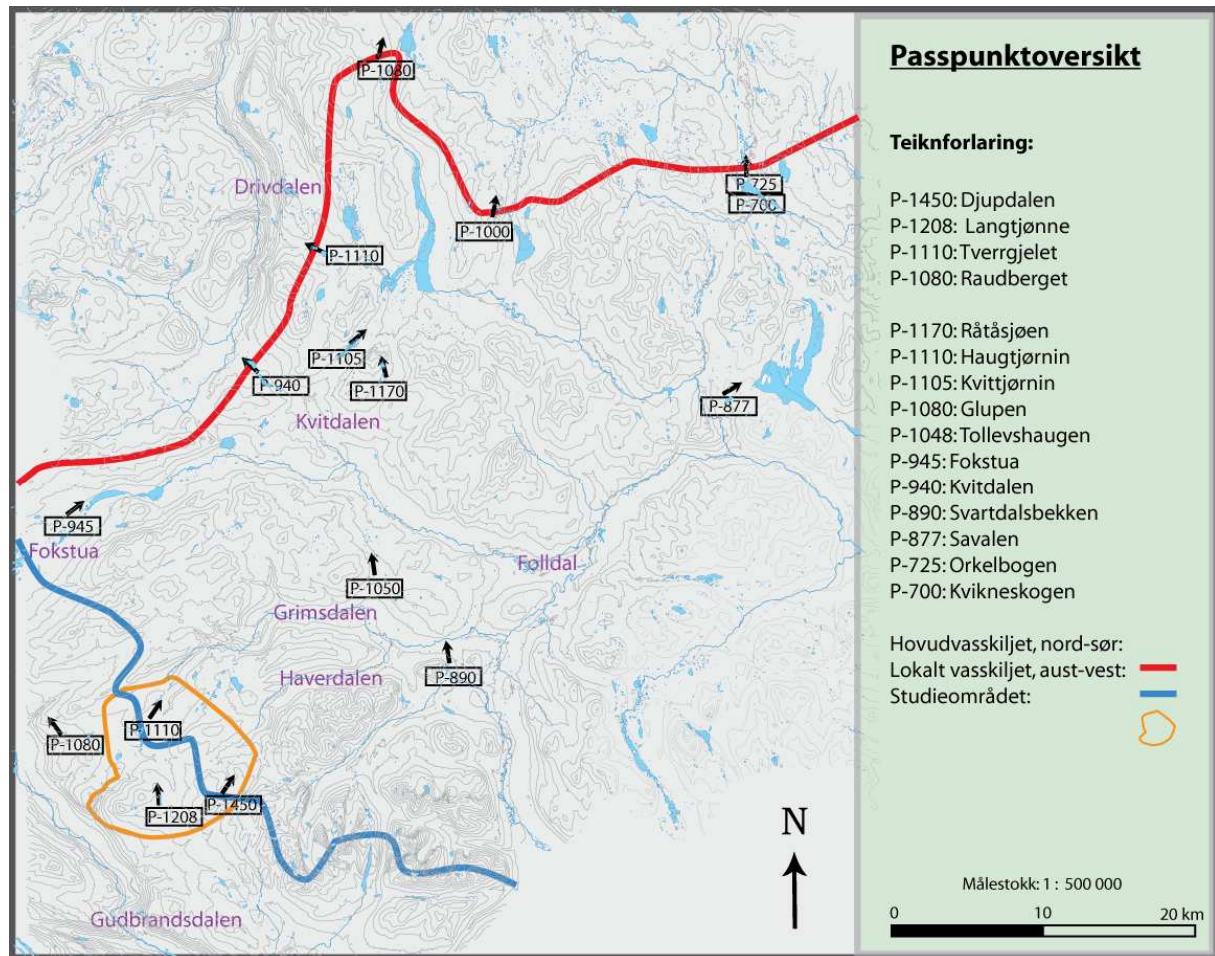
Det vil i dette kapittelet bli trekt linjer mellom landskapsformer, passpunkt, og datering presentert i kapittel 3. I fyrste del er det ein gjennomgang av bredirigert vatn og ulike dreneringsfasar. Dei ulike dreneringsmønstra har vore aktive i ein eller fleire brefasar. I andre del vert dreneringmønstra drøfta og sett i samband med landformer, sedimentologi og datering av bresjøsediment. Saman er dette viktige faktorar for å tidfeste og plassere avsettingane i ein relativ aldersmodell, drøfta i tredje og siste del.

4.1 Bredirigert smeltevatn

Isskiljet sin plassering sør for hovudvasskilje, førte til ei mellombels omlegging av dreneringa i studieområdet under deglasiasjon. Dreneringsspor og passpunkt som i dag ikkje inngår i det naturlige dreneringsmønsteret må ha fått tilført vatn på anna vis. Etter storleiken på gjel og skar å døme, har det vore store mengder med smeltevatn. På bakgrunn av undersøkingar av drumlinfelt, skuringsstriper og smeltevasspor er det etablert teoriar om to hovudområde som genererar is. Eit ligg i aust med nordleg helling, og eit i vest med nordaustleg helling. I vest dannar Jotunheimen kulminasjonsområdet (Gjessing 1960; Tollan 1963; Sollid 1964). Dette mønsteret ser ut til å ha styrt dreneringsmønsteret i Rondane og i omkringliggende dalar, truleg gjennom fleire deglasiasjonar. Medan isoverflata er høg, fører gradienten på isen til at vatn blir sendt inn mot sentrale delar av Rondane. Ved senking av isoverflata blir passpunkta inn i Rondane for høgtliggende. Vatnet blir då sendt rundt Rondanemassivet, anten mot nordaust eller nordvest. Normaldreneringa mot sør har vore stengt heilt til siste fase, når isen låg att i hovuddalane og subglasial drenering oppstod (Gjessing 1960; Mangerud 1963; Tollan 1963; Sollid 1964; Garnes og Bergersen 1980).

Isen i vestlege delar av Rondane har i hovudsak kome frå sørvest og kryssa Gudbrandsdalen på tvers av daltopografien. Denne isretninga er gjenspegla i akkumulasjons- og ablasjonsformer i studieområdet. Hovudvasskiljet nord for området har vore sentralt i smeltevassdreneringa, saman med det lokale vasskiljet, som skil dreneringa mellom aust og vest. Det betyr at det bredirigerte vatnet har drenert mot nordaust fram til Tverrgjelet (1110 moh.) blei for høgt. Dette er det siste passpunktet som kan føre vatn frå vest inn mot sentrale delar av Rondane. Etter dette søker vatnet mot nord, vest og kanskje sør for å runde

Rondanemassivet på austsida. Til slutt vil vatnet gå subglasialt ned mot Gudbrandsdalen. Kor vatnet slepp unna etter Tverrgjelet er avhengig av tilhøva mellom is i nord og sør.



Figur 4-1: Passpunktoversikt for dreneringa i Rondane og på hovudvasskiljet.

Omfattande deglasiasjonar har vore tilfelle minst tre gonger i studieområdet i løpet av Weichsel. I Nord-Rondane er det påvist tre sikre breframstøt, gjennom dateringar gjort med optisk stimulert luminescens (OSL). Aldrane viser at den som er rekna som den største, nådde sitt maksimum for om lag 90 – 100 ka år sidan, den truleg nest største for 60 – 70 ka år sidan og den tredje største for om lag 20 ka år sidan (Dahl pers. komm.). I Gudbrandsdalen er det kartlagt to moglege isfrie interstadialar i Weichsel (Mangerud 1963; Garnes og Bergersen 1980; Bergersen og Garnes 1981; Bergersen 1991). Med isfrie tilhøve i nærliggande dalføre har truleg også store delar av fjellområda vore isfrie. Eit spørsmål som då vert gjeldande er kva vertikal utstrekning isen har hatt i perioden(ane) mellom desse interstadialane. Gjennom å drøfte problemstillingane mine vil eg prøve å synleggjere og diskutere desse variasjonane.

4.1.1 Bredirigert drenering i rekonstruksjon av vertikal utstrekning

Laterale spylerenner har lenge vore nytta som indikator på den vertikale utbreiinga på isen. Mannerfelt (1945) kopla spylerennene med låg gradient i terrenget til lateral og sesongbetont drenering. Han meinte at vatnet om vinteren ville gå lateralt mellom terrenget og isen, men i ablasjonssesongen søke subglasialt. Kleman et al. (1992) set kald is som eit kriterium for å få laterale smeltevasspor fordi: 1) Kanalar som er ordna i parallelle vertikale system må ha vore styrt av lineære tilhøve medan dei vart danna. Ismarginen kan danne lineære "retningslinjer" noko som er vanskelig å få til subglasialt. 2) System med usamanhengande parallelle kanalar med låg gradient er lateralt danna. 3) Eksistensen av eit slikt system indikerer at den øvre delen av isen har vore impermeabel, og ingen vesentleg subglasial drenering har skjedd medan kanalane vart danna (*ibid.*). Desse kriteria er lagt til grunn når retning og gradient på dreneringsspor i studieområdet er nytta som eit parameter på isoverflata og det vertikale nivået isen hadde då dreneringsspora var aktive.

4.1.2 Passpunktproblematikk og dreneringsmønster

Avhengig av kva kulminasjonsområde som dominerar har ulike dreneringsmønster vore aktive gjennom Weichsel. Sentrale passpunkt i studieområdet vert knytt opp mot desse ulike dreneringsalternativa. Samstundes vert det prøvd å sjå dette i samband med passpunkta på hovudvasskiljet. Smeltevatnet har kryssa hovudvasskiljet, over passpunkt som vert suksessivt lågare mot aust (4-1). Dette indikerer eit nordvestleg fall på isoverflata (Sollid 1964). Fleire deglasiasonar med vekslende isdominans krev ei nyansering av dette dreneringsforløpet.

Dreneringsmønster A er delt inn i tre ulike fasar, og omfattar alle smeltevasspor som har gått inn mot sentrale delar av Rondane, og inkluderer dreneringa ned til og med Tverrgjelet (1110 moh.). Dreneringsmønsteret har oppstått i fleire periodar. Kryssande smeltevasspor indikerer at det må ha vore to markant forskjellig isdekke med tanke på fall. Alle har til felles at isen har kome frå sørvest og sendt vatn inn mot nordlege delar av Rondane. Fasane inkluderer dei same passpunkta, men er delt inn i A1, A2 og A3 grunna skilnad i vertikal isoppbygging.

Fase A1, drenering ned til Langtønne (1208 moh.)

Fase A1 inkluderer dei høgastliggande smeltevasspora i studieområdet og dei høgastliggande passpunkta langs hovudvasskiljet. Passpunktet ved Råtåsjøen (1170 moh.) er blant dei fyrste og høgaste passpunkta som drenerer over hovudvasskiljet, og ligg opp mot Dovrefjell. Vatnet

vert vidare sendt mot Haugtjørnin på (1110 moh.) og ut i Drivdalen (Sollid 1964). Ved senking av isoverflata, er Kvittjørnin (1105 moh.) neste naturlege passpunkt. Haugtjørnin ligg då for høgt og vatnet søker nordover mot Glupen (1080 moh.), og kryssar vasskiljet der. Når Råtåsjøen og Kvittjørnin er aktive, er truleg ismassa i sentrale delar av Rondane 12-1400 moh., med ein nordleg fallkomponent. I studieområdet vest for sjølve Rondanemassivet, ligg truleg isen opp mot 1500 moh., her med ein austleg fallkomponent. Med desse estimata er heile studieområdet dekkja av innlandsisen, kanskje med unntak av Sletthøe og Hornsjøhøe, der markerte spylerenner opp mot 1500 moh. kan tilhøyre starten av fasen då vatnet slår over ved Råtåsjøen. Smeltevatn vert i denne fasen i størst grad ført supraglasialt frå studieområdet inn mot nordlege delar av Rondane, via Djupdalen, Haverdalen og Grimsdalen.

Når Glupen (1080 moh.) blir aktivert er truleg isoverflata lågare enn passpunktet ved Djupdalen (1450 moh.), og dreneringa fylgjer i større grad terrenget. Med unntak av passpunktet i Øvre Haverdalen, som for ein kortare periode har sendt vatn ned Haverdalen, er Grimsdalen via Tverrgjelet truleg det dalføre som sender mest vatn inn til nordlege delar av Rondane (sjå kap 3.3.3). For å få aktivert Råtåsjøen (1170 moh.) og Kvittjørnin (1105 moh.) i vest, er det naudsynt med is som sperrar lågareliggande passpunkt i aust. Samstundes må det ligge is i vest-nordvest sidan vatnet ikkje renn over lågare passpunkt i Kvitdalen (945 moh.).

Dei høgaste laterale spylerenne i studieområdet vert kopla til ein vertikal nedsmeltande is, og representerer truleg deglasiasjon etter ein tidleg glasiering. Laterale spylerenner rundt Hornsjøhøe, og til ein viss grad i dalsidene på Sletthøe, tilhøyrrer truleg same fase. Dreneringsmønsteret med høgtliggande horisontale laterale spylerenner representerer fase A1. Systemet er truleg sett saman av fleire generasjonar av smeltevasspor, der dei høgastliggande representerer nokre av dei eldste landformene i studieområdet. Fase A1 inkluderer dreneringa ned til passpunkt Langtjønne (1208 moh.). Kor langt ned nedsmeltinga etter denne tidlege glasieringen har gått er uvisst.

Fase A2, bratte kryssande spylerenner

Fase A2 tilhøyrrer også dreneringsmønsteret som går inn mot nordlege delar av Rondane, men skil seg frå fase A1 fordi dei kryssar horisontale smeltevasspor med ein vesentleg brattare gradient. Kva passpunkt langs hovudvasskiljet som er aktive i denne fasen er avhengig av isoverflata i aust og nordvest. Dei bratte smeltevasspora kryssar dei horisontale smeltevasspora ved Langtjønne, og kronologien i dreneringsmønsteret plasserer fase A2

seinare enn fase A1. Fase A2 representerer deglasiasjonen etter ein isfront frå sør-sørvest som stuper inn mot vestlege delar av Rondane. Smeltevasspora strekker seg frå sørvestsida av Sletthøe, opp mot ~1360 moh. og fell ned mot Langtjønne (1208 moh.). Det er inga klar fortsetjing av smeltevasspora vidare opp dalføre mot passpunktet over til Djupdalen (1450 moh.). Om isoverflata fortset å stige med bratt gradient eller flatar ut er uvisst, og det er dermed uvisst om isen har gått over passpunktet 1450 moh. til Djupdalen. Smeltevasspora indikerer ei minimumshøgde på isoverflata rundt 1400 moh., som ikkje er høgt nok til å sende is ned Djupdalen, men fråver av spylerenner i denne høgda kan heller ikkje avkrefte dette. Den vertikale utstrekninga til isfasen er uvisst. Dei bratte spylerenne ved Langtjønne vert kopla mot randavsettinga i nordenden av Langtjønne, Rygg A, og gradienten på smeltevasspora har ein nær parallell til spylerenne ved Svartdalsknarten. Isoverflata nord for randavsettinga ved Langtjønne har vore drastisk mindre enn i sør, og dreneringa gjeng truleg supraglasialt og etterkvart lateralt mot Tverrgjelet og Grimsdalen.

Fase A2 representerar ein isdom som står med ein bratt isfront inn mot vestlege delar av Rondane. Fasa inkluderar passpunkta ved Langtjønne (1208 moh.) og Tverrgjelet (1110 moh.), men det er usikkert kor stor vertikal utstrekning denne isdomen har hatt, og om passpunktet over til Djupdalen (1450 moh.) har mottatt vatn.

Fase A3, drenering mellom Langtjønne (1208 moh.) og Tverrgjelet (1110 moh.)

Fase A3 representerer dreneringa etter at Langtjønne er for høgtliggende. Vatnet går mellombels mot nordvest for å runde Storkuva, men isoverflata styrer framleis vatnet mot Tverrgjelet og nordlege delar av Rondane. Denne fasen har truleg oppstått gjennom fleire periodar, men er nærliggande å kople til perioden avsettingane i Mjølrakkdalen blir avsett.

Fase B, drenering etter Tverrgjelet (1110 moh.):

Denne fasa markerar drenering som ikkje går inn mot nordlege delar av Rondane. Fase B vert aktiv når Tverrgjelet (1110 moh.) ligg for høgt og vatnet ikkje lenger går over det lokale vasskiljet mot aust. Isen er i denne fasen lågare enn 1100 meter. Like nord for studieområdet er det passpunkt som vitnar om nordvestleg drenering, der Raudberget (1080 moh.) kan vera neste passpunkt etter Tverrgjelet. Avhengig av isoverflata i nord-nordvest, vil vatnet i denne fasen renne vidare mot nord via Fokstua (945 moh.), nordvest mot Lesjaskogen (612 moh.) eller vende om og ta ei sørleg subglasial drenering.

Dreneringsspor og smeltevassgjel i øvre delar av Drivdalen indikerer at det på eit tidspunkt må ha vore sendt vatn ned Drivdalen. Med eit avgrensa isdekke i nordvest kan vatnet drenere over Fokstua. Det er ~30 km frå Raudberget til Kvitdalen, med eit fall på ~150 meter gjev det ein gradient på ~5 m/km, som er ein høveleg gradient på ein vertikalt nedsmeltande innlandsis (Nesje et al. 1988; Dahl et al. 1996). Aust for Hjerkin er det kartlagt sete som samsvarar med passpunktet Kvitdalen (940 moh.). Dette tyder på at passpunktet i Kvitdalen har vore ein fri passasje mot nord. For å få aktivert dette må det vera is som stenger for lågare passpunkt i aust og truleg moderate mengder med is i nord-nordvest. Folsjøen er førespegla å skulle samsvare med Grimsdalsjøen og sete i Haverdalen styrt av Tollevshaugen (1048 moh.). Desse seta er igjen sett i samanheng med deglasiasjonen etter Midt-Weichsel og Kvitdalsfasa (Bøe 2002; Klette in prep.) Det kan bety at når Grimsdalsjøen og Folsjøen eksisterar går vatnet frå vestlege Rondane nordover via Fokstua og ikkje inn i nordlege delar av Grimsdalen og Rondane.

Fase B kan peike mot eit dreneringsmønster som er eit resultat av ein dominant isdom i sørvest, og moderat isdom i nordvest, og at vatnet kan drenere over Fokstua. Samstundes må aktivering av Kvitdalen koplast opp mot ein dominant isdom i søraust for å sperre for lågareliggande passpunkt langs hovudvasskiljet i aust. Fase B er ei alternativ forsetting av fase A2.

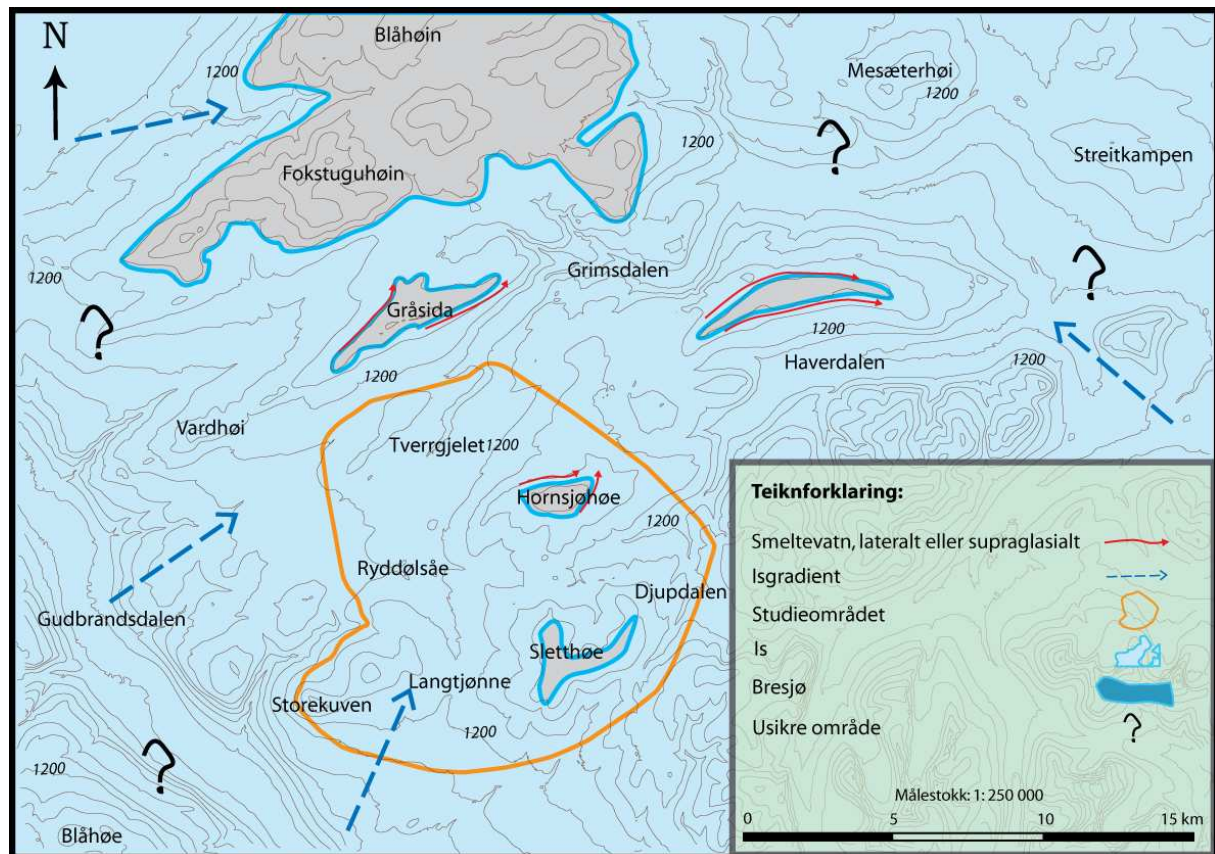
4.2 Dataoppsummering

Grunnlaget for å lage ein relativ aldersmodell for avsettingane i studieområdet er basert på landformers lokalisering, dateringar og dei stratigrafiske tilhøva i avsettingane, som betyr at det som ligg underst er eldst. Kvartærgeologien i Rondane viser eit komplisert avsettingsforhold der isdominans i siste glasial har vore mindre enn tidlegare antatt (Bøe 2002; Håvik 2003; Kvisvik 2003; Bøe 2006). Temperaturregimet til isen som har låge i Rondane er ein kompliserande faktor med tanke på preservering av eldre landformer. Aldersspennet mellom avsettingane kan derfor variere enormt, og fastsetting av alder kan vera problematisk. Ved hjelp av dateringar frå studieområdet er det forsøkt å finne ein absolutt alder på landformer i vestlege Rondane og ut frå dette lage ein tidskronologi (jf. Hovudproblemstillinga). Grensa for den vertikale utstrekninga i Tidleg- og Midt-Weichsel er svært usikker. Utan dateringar av formelement er grensa derfor basert på stratigrafiske analyser av landformer i studieområdet, og tidlegare arbeid i nærliggande område. Det vert på

grunnlag av kriterier over, førespegla ei isutbreiing for heile Weichsel i vestlege Rondane. Hovudfokuset vil ligge på Sein Weichsel med påfølgande deglasiasjon, i og med at det er denne perioden det finst dateringar for.

4.2.1 Maksimum vertikal iustbreiing

Dei høgaste spylereennene som ligg opp mot 1500 moh. på Sletthøe og Hornsjøhøe er styrt av ein innlandsis med ei stor vertikal utbreiing og inngår i dreneringsfase A1. Spylereennene har ei nordaustleg retning og drenerer inn mot nordlege delar av Rondane. Dette underbygger tidlegare arbeid der det konkluderast med at isskiljet låg sør for Rondane og førte vatn nordover. Vatnet har enkelte stader gått lateralt, men truleg var hovuddreneringa supraglasial inn i Rondane tidleg i denne fasen. I same høgdeintervall som flyttblokkane, er det kartlagt godt utvikla stadeigen blokkmark og inaktiv polygonmark. Subaeril eksponering over lang tid er naudsynt for å få utvikla desse landformene. Fråver av glasial erosjon i blokkmarka, betyr at flyttblokkar i 1500 meters høgde er avsett av is med eit temperaturregime under trykksmeltepunktet. Isdomen som har avsett flyttblokkane, og danna dei laterale smeltevasspora, blir sett i samanheng med ein tidleg brefase i Rondane. Dateringar frå Lieng, i dalføret nord for Rondane viser eit breframstøt for om lag 90 – 100 ka år sidan (Dahl pers. kom.). På bakgrunn av desse tolkingane er figur 4-2 konstruert.



Figur 4-2: Mogleg isutbreiing i Tidleg-Weichsel.

Figur 1-2 viser starten på dreneringsfase A1. Truleg har det vore ein omfattande deglasiasjon som har ført til at vatnet suksessivt har søkt lågare passpunkt. I løpet av nedsmeltinga er ulike landformer avsett. Grunna preservering under kald is, eller fråver av seinare isframstøt, er desse landformene synlege i dagens terreng. Ablasjonsmorene og kamesavsettingar proksimalt for passpunkta over til Øvre Haverdalen (1340 moh.), er koplå til ein dynamisk inaktiv is. Det er lite som tyder på at det har vore seinare brefasar som har nådd desse høgdena i denne delen av studieområdet. Strandlinjene sør for Sletthøe, som ligg 1340 og 1360 moh., er også styrt av ein sørvestleg isdom. Det øvste nivået kan samsvare med passpunktet i øvre Haverdalen (1340 moh.). Det skil 5 km mellom desse to lokalitetane, noko som gjev ein gradient på isdekket med berre $0,3^\circ$, og ei senking på isoverflata med 4 meter per km. Denne låge gradienten stemmer bra med forventta gradient på ein inaktiv innlandsis (Nesje et al. 1988; Dahl et al. 1996). I bakkant av Gråknarten er det kraftige nedskjeringar som kan koplast til tapping av 1360-nivået og stabilisering av 1340-nivået. Samstundes kan nivåa sjåast i samanheng med seinare isoverflater, og til dømes smeltevasspor i dalsida ved Langtjønne ~1360 moh. Utan OSL dateringar av bresjøsedimenta i Kvennslådalen er det

umogleg å sei noko sikkert om når denne bresjøen eksisterte, og spørsmålet får stå utan svar inntil vidare.

Dreneringsfase A1 og landformene presentert over representerer maksimum vertikal utstrekning i området. Det finst ikkje data frå studieområdet som kan tidfeste glasial utbreiing eller deglasiasjon. Flyttblokkane på Sletthøe i blokkmark er såleis interessante for ^{10}Be eksponeringsdatering. Dreneringa tilhøyrer mest truleg ein tidleg glasiasjonsfase med kald is og nordaustleg fall, som minst ein gong har strekt seg over dei høgaste toppane (opp til 1600 moh.).

4.2.2 Randavsettingar, eit resultat av temperert bre?

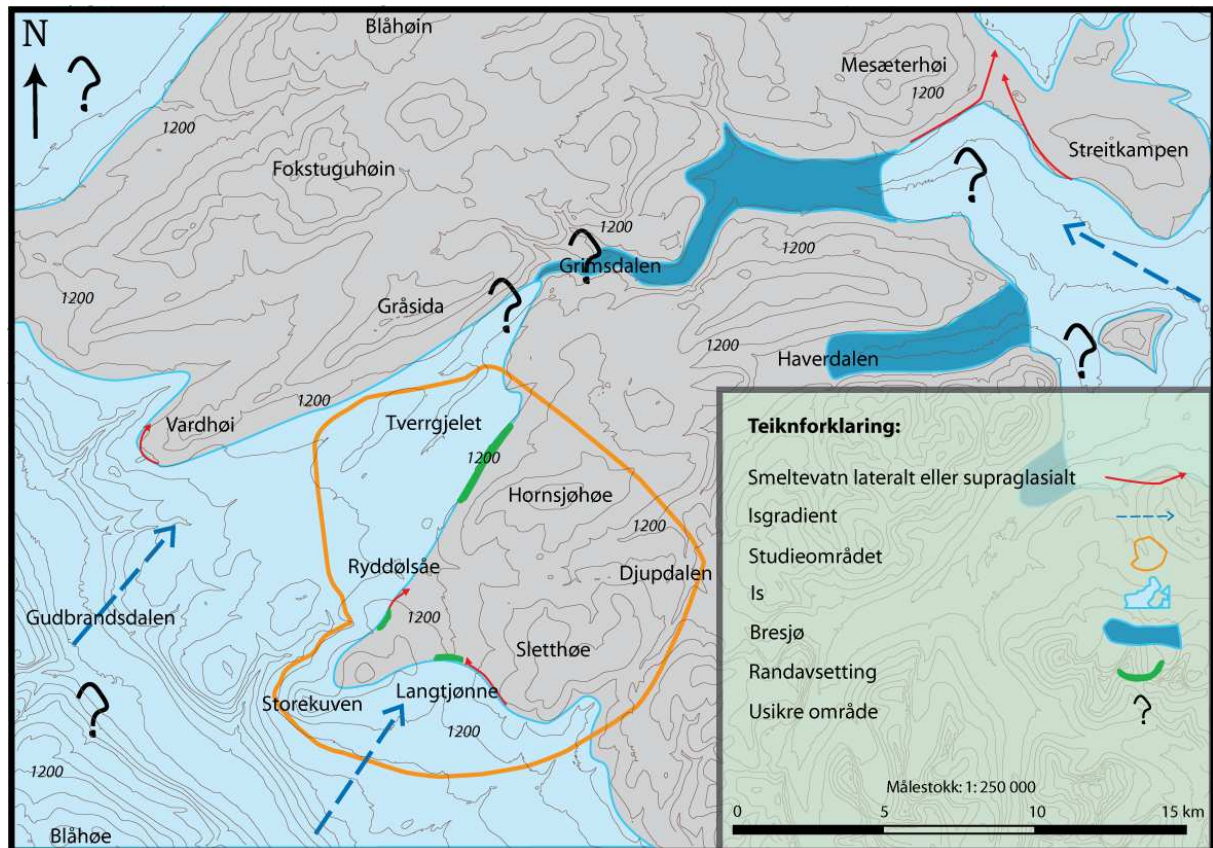
Randmorenar vert vanlegvis sett i samanheng med tempererte eller polytermale brear, og då som eit resultat av ekspansjon eller utlikning av massebalansen. Mellom 1256 og 1313 moh. er det kartlagt fleire sett med randmorenar. Dei skil seg frå de geer-morenane, som er sett i direkte samanheng med deglasiasjon, kalving og danning av subakvatiske landformer (kapittel 3.2.2) . Eit isdekke med polytermalt temperaturregime problematiserar den kronologiske rekkefølgja på landformene, fordi isen stadvis når trykksmeltepunktet og vil kunne erodere.

Randavsettingane nord for Sletthøe (1323 – 1313 moh.) og Svartdalsknarten 1256 moh. er begge laterale randmorenar avsett av is frå vest. Svartdalsknarten er, trass høgda på berre 1280 moh., dekkja av blokkmark med flyttblokkar. Då randavsettingane nord for Sletthøe blei avsett må Svartdalsknarten, som ligg lenger vest, ha vore dekkja av is. Dette har implikasjonar for randavsettingane nord for Sletthøe. Avsettingane kan representere ein polythermal is, og må då predatere blokkmarka og flyttblokkane på Svartdalsknarten. Eller dei kan skuldast reaktivering av ein inaktiv innlandsis. I sist nemnte tilfelle betyr det at randavsettingane ved Sletthøe blir plassert i dreneringsfase A1 og i same avsettande periode som kame og ablasjonsmorena. Blokkmarka på Svartdalsknarten er godt utvikla, og berggrunnen har vore utsett for forvitring i lang tid. Forvittringsgraden er også godt synleg i dei bratte nedskorne spylereennene (1 – 2 meter djupe) mot nordaust, der eksponert fjell er synleg. Dateringar av flyttblokkane i blokkmarka kan truleg gje svar på når sist området var dekkja av is. Prøvene er ikkje ferdig analysert, og kan ikkje inkluderast i denne oppgåva. Det er vanskelig å forklare ein temperert eller polythermal bre ved Hornsjøhøe, utan forstyrring av blokkmarka på Svartdalsknarten som ligg lågare og lenger vest. Avsettingane ved Sletthøe skuldast truleg

reaktivering av isen, og blir plassera saman med kame og ablasjonsmorena som tilhøyrer deglasiasjonen etter ei isoverflate med høg vertikal utbreiing.

4.2.3 Bratt isfront frå sørvest

Dei kryssande smeltevasspora med bratt helling, plasserar dreneringsfasa A2 som ein yngre dreneringsfase enn A1. Rygg A er kopla til dreneringsfase A2 og blir i den relative tidskronologien yngre enn til dømes randavsettingane nord for Sletthøe. Gjennombrøtet i austsida av Rygg A, og det spylte området i dalsida opp mot Brennhøe kan forklarast med smeltevatn frå den avsettande fasen. Isolert sett kan Rygg A vera avsett i same periode som Rygg B og bresjøen, datert til tidsromet frå $18.8 \pm 1.7 - 27 \pm 4$ ka BP, og skuldast ekspansjon ut i bresjøen og endring av basaltemperaturen. Men sett i samanheng med dateringane av sedimenta i Langtjønne Nord og Mjølrakkdalen er dette problematisk. Deglasiasjonen etter ein bratt og høg isdom i sørvest (>1360 moh), må avdi dateringane ligg både tidsmessig og geografisk tett, ha gått svært kjapt dersom Rygg A og bresjøen i Mjølrakkdalen skal tilhøyre same fase. Rygg A og dreneringsfase A2 blir derfor sett til Midt-Weichsel. Dei spylte områda rundt Rygg A underbygger teorien om at dreneringsfase A2 og Rygg A er etterfylgd av ein yngre brefase. Under feltarbeidet vart det samla inn ^{10}Be eksponeringsdateringar frå reinspylt eksponert fjell ved Langtjønne. Ferdige analyser av desse vil truleg kunne gje endelege svar på dei ulike alternativa nemnt over.

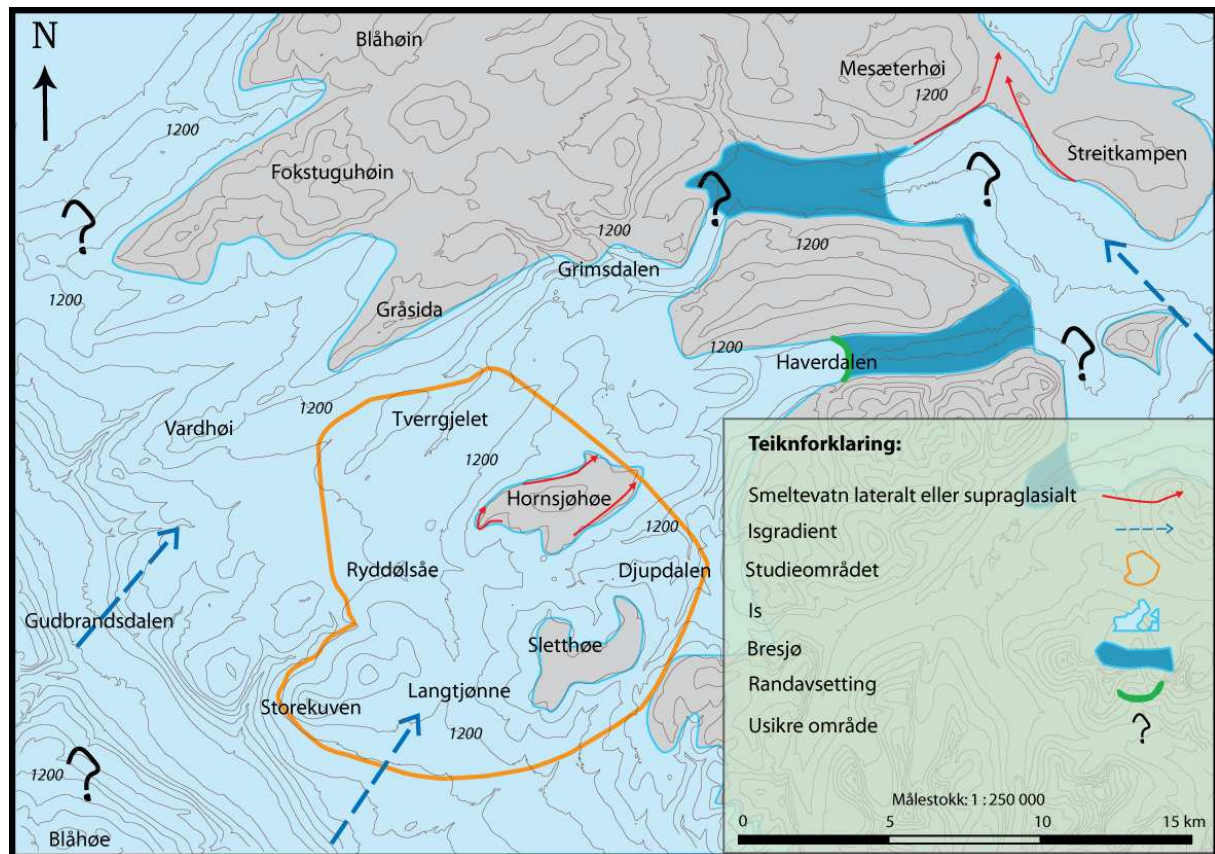


Figur 4-3: Mogleg isutbreiing i Midt-Weichsel.

Isfronten i figur 4-3 stuper inn mot Langtjønne (1208 moh.) og Grønnbaktjønn (1110 moh.). Randmorenane ved Svartdalsknarten er sterkt prega av forvitring, med ei usamanhengande form, noko som peikar mot at dei er eldre enn siste glasiasjonsfase. Det same gjeld for randavsettingane vest for Hornsjøhøe, der spylefelt og spylerenner som fell ned mot ryggsystemet indikerer at dei prederer ein yngre fase. Randmorenane ved Svartdalsknarten og Hornsjøhøe vest kan tenkast å tilhøyre dreneringsfase A2, og ei isoverflate som stuper inn frå sørvest. Isoverflata ved Grønnbaktjønn, ~5 km nord for Langtjønne, er truleg av ein annan karakter, noko den låge gradienten på randavsettingane tilseier.

Figur 4-3 viser ein bratt isfront frå sørvest, som strekk seg opp mot passpunktet over til Djupdalen (1450 moh.). Det er usikkert om isoverflata har vore så høg at den har sendt is ned Djupalen. I ei tidlegare hovudfagsoppgåve (Bøe 2002), er det kartlagt ei randavsetting på tvers av Haverdalen med iskontakt i vest. Randavsettinga (Haverdalen-Langleite) er avsett i ein klassisk situasjon, med proglasial vifte distalt og tydleg dødsterreng proksimalt. Ryggen er avsett ut i ein vasspegel styrt av Tollevshaugen (1048 moh.). Bøe (2002) plasserer denne ryggen i samanheng med Grimsdalsjøen, randavsettinga i Haverdalsmunningen og

Kvitdalsfasa i Midt Weichsel, 60 – 70 ka år sidan. Bøe (2002) stiller eit ope spørsmål om ryggen 1) er eit resultat av ein sjølvstendig dalbre i Djupdalen, eller 2) om den heng saman med ein større ismasse frå Jotunheimen. Kartlegging av Djupdalen og øvre delar av Haverdalen, gjennomført i dette studiet, viser ikkje teikn til lokalglasiasjon i tilgrensande dalføre. Nedre delar av Djupdalen, ved utløpet til Haverdalen er prega av dødisterreng, noko som indikerer ein vertikal nedsmeltande is. Forklaringa på randavsettinga er derfor kopla opp mot alternativ 2, og is frå Jotunheimen via vestlege delar av Rondane. Passpunkta Djupdalen (1450 moh.), øvre delar av Haverdalen (1340 moh.) eller Svartknattjønnin (1320 moh.) går alle over til ulike dalføre som fører ned mot Haverdalen. Dødisterreng er kartlagt i utløpet ved Djupdalen og indikerer ein inaktiv is. Dette kan samsvare med dødisterrenget som er kartlagt i samband med Haverdalen-Langleite avsettinga, og skuldast reaktivering av ein isrest som ligg att i Djupdalen og Haverdalen. Det er lite som tyder på at isen i Midt-Weichsel har vore stor nok til å sende tilstrekkelig med is over til Djupdalen og Haverdalen. Isfronten inn mot Langtjønne og Svartdalsknarten indikerar at det er lite is nord for Langtjønne, og Djupdalen er derfor einaste passpunkt som kan sende is austover i denne fasen. På bakgrunn av kartlegging og rekonstruksjon i studieområdet er det vanskeleg å tru at avsettinga i Haverdalen-Langleite er avsett i Midt Weichsel. Denne oppgåva har ikkje tatt for seg grundigare analyse av Haverdalen-Langleite avsettingane. Med bakgrunn i datainnsamling og analyse av studieområdet blir Tidleg-Weichsel foreslått som den mest aktuelle fasen der is kryssar passpunkt over til Haverdalen (figur 4-4).



Figur 4-4: Mogleg isutbreiing i ein sein fase i Tidleg-Weichsel. Avsetting av Randmorene i Haverdalen.

4.2.4 LGM

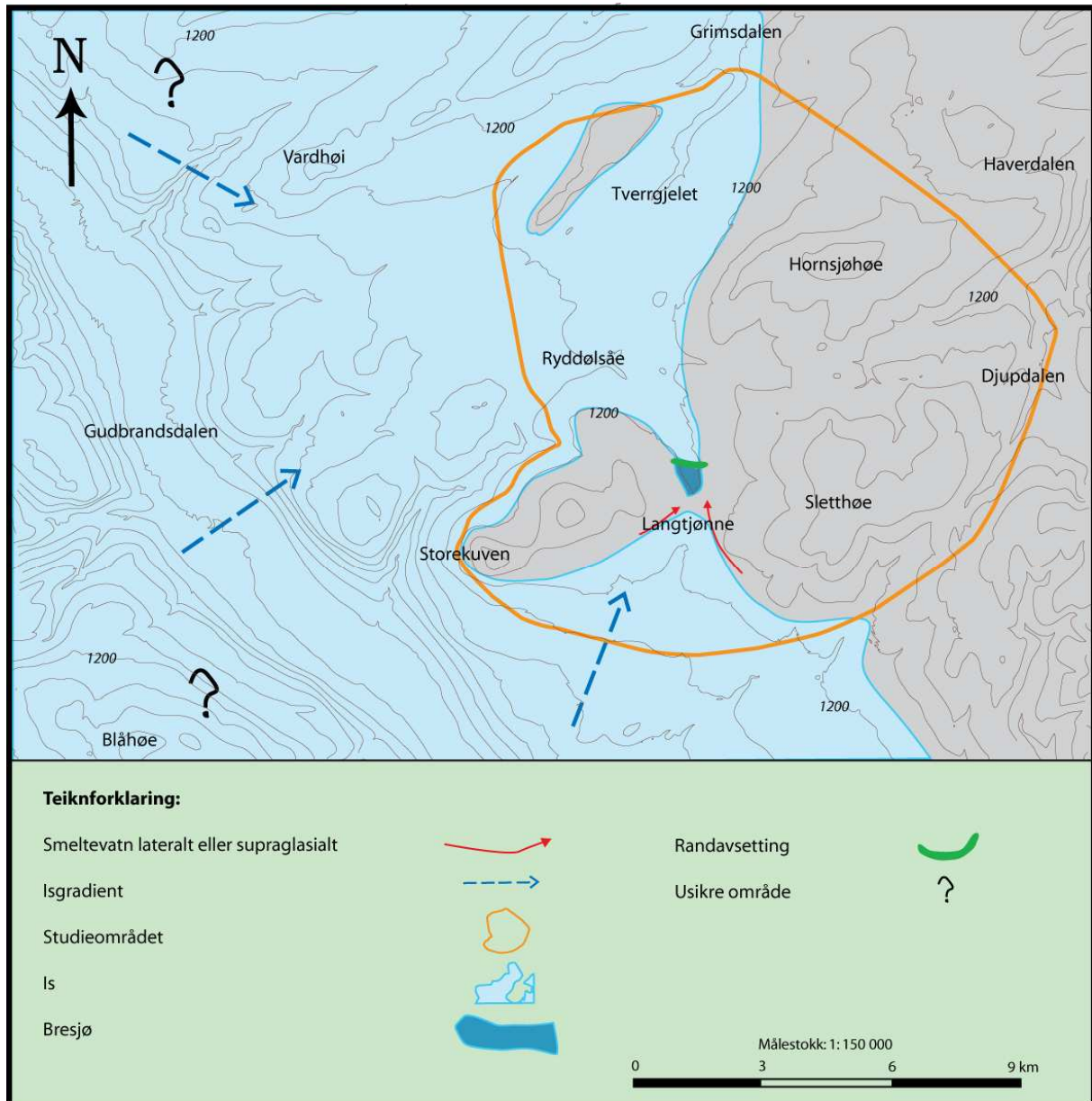
Mjølrakkdalen gjenspeglar eit klassisk deglasiasjonstilhøve. Området er komplekst samansett av dødsterreng, bresjøavsettingar og subakvatiske landformer. Eskerar og slukåsar er synlege som eit nettverk av ryggar i overkant av 1200 meter i austsida. Desse formelementa vert danna englasialt eller subglasialt og underbygger teorien om ein inaktiv is. Avsettingsformene tilhøyrer i hovudsak dreneringsfase A3. I fyrste del av nedsmeltinga er det likevel smeltevatn som går over Langtjønne og tilhøyrer dreneringsfase A1.

Ei svært langsam vertikal nedsmelting er førespegla og datert i austlege delar av Rondane (Bøe 2002; Bøe et al. 2006). Dateringane i Mjølrakkdalen, omlag tre km sør for dei glasilakustrine sedimenta ved Langtjønne Nord, er daterte til tidsromet $14.6 \pm 1.1 - 17 \pm 2$ ka BP. Med standardavvik på eldste og yngste datering, er det er eit solid overlapp med dateringane ved Langtjønne.

Eit raskt nedsmeltingsforløp er motstridande med funn i austlege delar av Rondane, der deglasiasjonen, datert med OSL ved Døråltjørnin og Svartdalsbekken, gjekk svært sakte mellom 20 og 16 ka BP. Isoverflata er estimert til å ha senka seg med ~50 meter på ~4000 år (Bøe et al. 2006).

Dersom ein tek høgde for eit liknande deglasiasjonsforløp som i aust, kan ikkje brefronten ha vore så bratt som Rygg A og tilhøyrande smeltevasspor tilseier. Mengda med akkumulerte glasilakustrine og glasifluviale sediment (13 meter høgt snitt) er med på underbygge ein sakte deglasiasjon. Brefluktuasjonar ut i bresjøen har avsett De Geer morenar. Subakvatiske nedsmeltingsformer kan ofte vera eit resultat av at ein kalvande bre vil søke å utlikne massebalansen ved å fylle på is bakfrå. Dette kan forvekslast med randmorene etter ein bre i ekspansjon, og gje eit feilaktig inntrykk av senking av temperatur (Benn og Evans 1998). De Geer morenane inneheld tydelege sorterte lag og er klassiske eksempel på subakvatiske nedsmeltingsformer (figur 4-5).

Moreneryggane i øvre delar av Mjølrakkdalen ligg ~500 meter nord for og 40-50 meter høgare enn dei glasiakustrine sedimenta datert til 14.6 – 17 ka BP. Eit liknande deglasiasjonsforløp som i austlege Rondane er derfor truleg. Dersom den øvre De Geer morenen markerar isposisjonen i etterkant av LGM ~20 ka BP, er 40-50 meter senking av isoverflata på ~4000 år ein høveleg parallell til situasjonen ved Døråltjørnin. Rygg B (1205 moh.) nord for Langtjønne, med brekontakt i nord, markerar LGM posisjonen på nordsida av Langtjønne. Medan brearmen frå sør har strekt seg innover Langtjønne mot Rygg A, og sendt store mengder med smeltevatn mot nord under LGM. Horisontale smeltevasspor ~20 meter over dagens Langtjønne bryt gjennom Rygg A i austsida, og dalsida opp mot Brennhøe er stadvis spylt. Denne forklaringsmodellen gjev ein drastisk mindre isdom i sørvest, enn isfasen då Rygg A vart avsett.

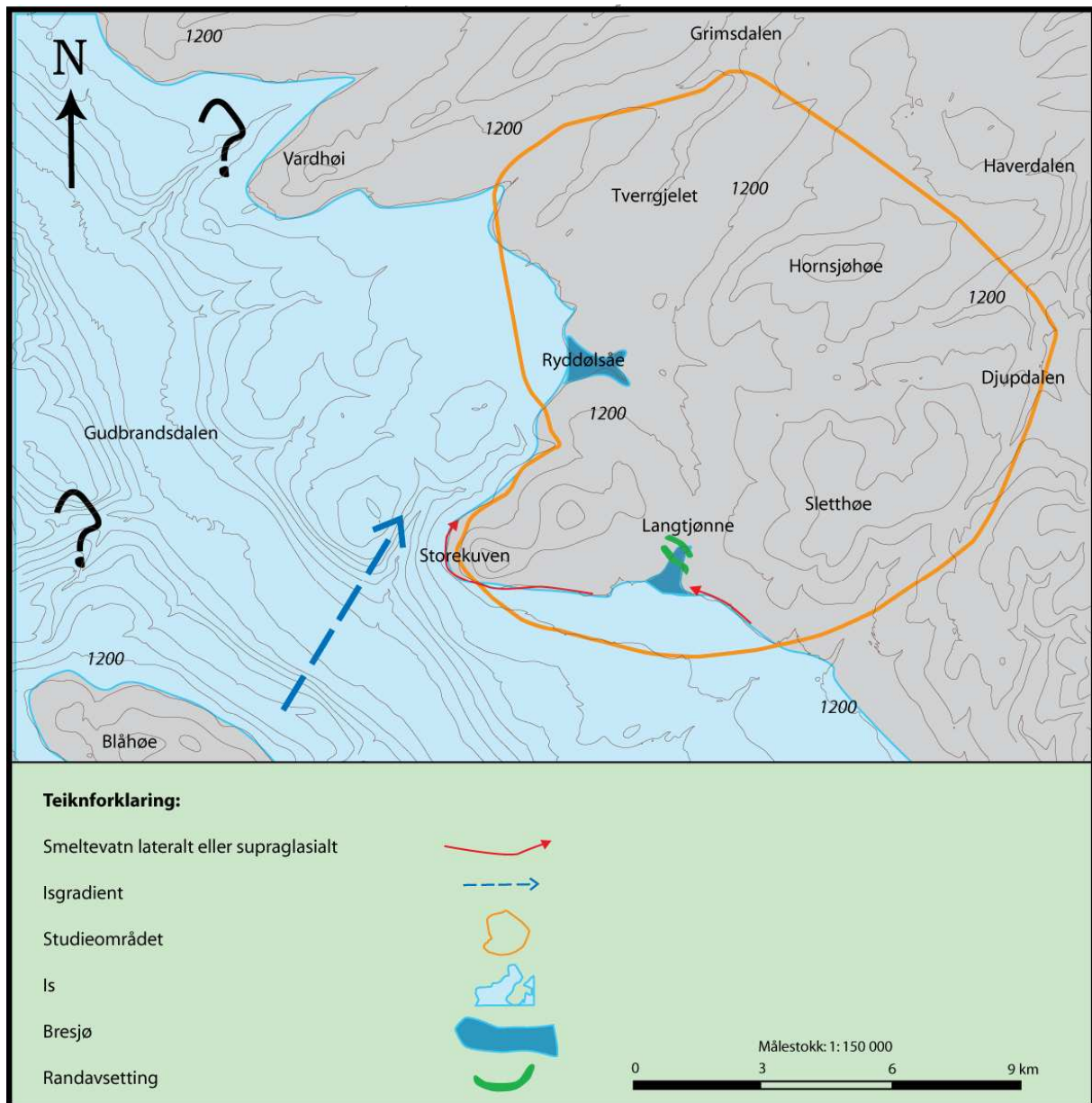


Figur 4-5: Mogleg isutbreiing i Sein Weichsel.

4.2.5 Bresjø ved Ryddølsåe

Dateringar av bresjøsediment ved Ryddølsåe utfyller deglasiasjonshistoria i Rondane vest, og underbygger ein sakte deglasiasjon etter LGM (figur 4-6). OSL-dateringane 1096 moh. ved Ryddølsåe kjem ut på $12 \pm 0,8$ ka BP og $14,5 \pm 1,5$ ka BP. Desse avsettingane er tatt i øvre delar av bresjøsedimenta på sørsida av Ryddølsåe, og representerer siste del av bresjøfasa. Truleg har det eksistert bresjø samstundes både i Ryddølsåe og Mjølrakkdalen, i og med at det er kartlagt bresjøsediment ned mot 1070 moh. på nordsida av elva. I tillegg til svært fint materiale er det akkumulert grovt glasifluvialt materiale over bresjøsedimenta.

Det øvre nivået med bresjøsediment eksisterer berre på sørsida av elva. Setet kontrollert av Tverrgjelet 1110 moh. er synleg i sørvestsida på Grønkollen og indikerer det øvre nivået i bresjøen. Truleg har akkumulering av dei glasifluviale sedimenta erodert bort store delar av bresjøsedimenta. Dei glasifluviale sedimenta er svært grove, krev kraftig vassføring, og er tolka å vera eit resultat av ei katastrofetapping. Ei mogleg forklaring på desse sedimenta er at moreneryggen (Rygg B) som demmer opp bresjøen ved Langtjønne Nord brest. Sedimenta på sørsida ligg i le for vatnet frå Langtjønne, og delar av bresjøen, i form av det øvre nivået, eksisterer derfor framleis. Trass svært grovt materiale dannar dei glasifluviale sedimenta eit horisontalt nivå, med ein svak gradient mot vest. Dette betyr at flaumvatnet har nådd erosjonsbasis ved Ryddølsåe. Denne erosjonsbasisen kan vera styrt av passpunktet ved Raudberget, 1080 moh. Problemet med å trekke inn Raudberget (1080 moh.) som ein forklarande faktor i nivået på nordsida, er at vatnet ikkje kan sleppe over Fokstua i nord grunna mektig isdom opp mot 1450 moh. i same tidsrom (Klette in prep.). Tidlegare kartlagde drumlinfelt plasserar også is over Fokstua/Dovre i Sein Weichsel (Sollid og Sørbel 1994). Ei anna forklaring er at isen, som så seint i deglasiasjonen ligg godt nede i Gudbrandsdalen, tillet dreneringa å gå subglasialt og følgjer dalføret ned mot hovuddalen.



Figur 4-6: Mogleg isutbreiing ved deglasiasjon etter LGM.

4.3 Datakronologi

På bakgrunn av seismiske analyser av moreneavsetningar og submarine vifter, er rekonstruksjon av det Fennoskandiske isdekke vel etablert langs vestkysten av Noreg. Sein Weichsel er berekna å ha nådd sitt horisontale maksimum rundt 20 ka BP (Mangerud 2004). Rammeverket er basert på analyser av iskjernar og marine djuphavskjernar. Resultatet av desse, saman med kartlegging av glasiale formelement langs kysten viser ei utvikling som tilseier aukande isutbreiing utover i Weichsel. Denne utviklinga er som venta pga maritimt klima, høgt havnivå og høge havtemperaturar (Boulton et al. 2001; Fredin 2002; Lundqvist

2004; Mangerud 2004). Ideen om ein isdom som dekker heile Skandinavia er henta frå vel etablerte isdekke som i Antarktis og på Grønland.

Den etablerte teorien hevdar at den horisontale utstrekninga til det Skandinaviske isdekke var mykje mindre gjennom Tidleg Weichsel samanlikna med Sein Weichsel (Lundqvist 2004; Mangerud 2004). I aust er Barents-Kara isdekket kartlagt og viser motsett utvikling, med størst isutbreiing i Tidleg Weichsel, og minst i Sein Weichsel (Svendsen et al. 2004). Den vertikale utstrekninga er det derimot større usemje om, mindre innsamla data og vanskelige å estimere. I forsøk på dette er glasiale erosjonsgrenser kartlagt på vestkysten av Noreg, og datert ved ¹⁰Be eksponeringsmetoden. Dateringane kjem ut med aldrane 26 – 21 ka BP og markerer område som har vore isfrie i Sein-Weichsel (Brook et al. 1996). Dette har sett i gang ein viktig debatt om den vertikale utstrekninga og isdekkets geometri. To markant forskjellige modellar står opp mot kvarandre. Maksimumsmodellen dekker så godt som heile Skandinavia, med ein sentral isdom over Botnviken. Minimumsmodellen representerer ein multiisdom med isfrie område, mellom anna basert på studier av lokalglasiasjon og OSL-dateringar frå sentrale delar av søraust Noreg (Nesje et al. 1988; Nesje og Dahl 1990).

4.3.1 Tidleg Weichsel

Det er førespegla ein glasiasjon i nordlege Rondane i Tidleg-Weichsel, for om lag 90-100 ka år sidan (Dahl pers.kom.). Denne har truleg vore stor og dominerande i sentrale delar av Sør-Noreg, og kan samsvare med Gulstein stadialen på vestkysten. Smeltevasspor i studieområdet viser teikn til fleire fasar med nedsmelting, men det er ikkje gjort datainnsamling som kan tidfeste vertikal utstrekning i Tidleg-Weichsel. Dreneringsfase A1, med smeltevasspor opp mot dei høgaste toppane (~1500 moh.) er koplå opp mot isoppbygging i Tidleg-Weichsel. Dei høgaste toppane er dekkja av stadeigen blokkmark som krev lang eksponeringstid og tilstrekkeleg låge temperaturar for å kunne bli utvikla. Det er argumentert for at dei høgaste toppane i sørlige Noreg med blokkmark er utvikla som nunatakkar i løpet av Weichsel, og at overgangen til blokkmark dannar forvitringsgrensa som representerar den øvre vertikale grensa til innlandsisen (Rye et al. 1987; Nesje et al. 1988; Nesje og Dahl 1990; Rea et al. 1996). Det er tatt fleire ¹⁰Be eksponeringsdateringar i sentrale delar av Sør-Noreg. Desse er tvtydige og kan ikkje gje nokon absolutte svar i spørsmål om den vertikale utstrekninga, sidan dateringane ikkje kan utelukke kald ikkje-erosiv is (Linge et al. 2005). Truleg har blokkmarka i studieområdet vore eksponert gjennom store delar av Weichsel, men

blokkmarka kan ikkje seiast å indikere noko klar forvittringsgrense. Flyttblokkane i blokkmarka på Sletthøe kan tilhøyre Tidleg-Weichsel, men Saale er også ein mogleg avsettande fase for desse blokkane.

Undersøkingar av stratigrafi, polleninnhald og fragment av mammutbeinrestar i glasifluvialt submorene sediment, viser at det har vore isfrie tilhøve i Gudbrandsdalen (Bergersen og Garnes 1971, 1981). Sedimenta i midt-Gudbrandsdalen indikerer eit kaldt interstadialt klima. Mammutbeinrestar er datert med ^{14}C -metoden og viser at dei truleg kjem frå dyr som levde i området for meir enn 40 – 50 tusen år sidan. Alderen er i grenseland for kva ein kan datere med ^{14}C -metoden. TL-dateringar av sedimenta kjem ut med 99 +/- 1 ka BP og underbygger at sedimenta er eldre enn den siste perioden med innlandsis (Bergersen et al. 1991). Myr med overliggande morene i Brummundalen er ^{14}C -datert til å vera eldre enn 50 ka PB (Helle et al. 1981) og representerer Brummundalen interstadial. Lokaliteten i midt-Gudbrandsdalen har nær stratigrafisk og geografisk likskap med funna i Brummundalen, og samstundes viser analyser av polleninnhaldet liknande klimatiske tilhøve. Lokalitetane vert kopla saman og foreslått å tilhøyre same interstadial (Bergersen og Garnes 1981). Brumunddalen og Gudbrandsdalen representerar kontinentale område som har vore isfrie gjennom Weichsel. Dei er mellombels sett opp mot Brørup interstadial og oksygenisotopsteg (OIS) 5c, I Tidleg-Weichsel (Bergersen et al. 1991; Mangerud 1991; Donner 1996) (figur 1-2). Data frå vestkysten viser at Tidleg-Weichsel er den perioden gjennom Weichsel som var minst i utstrekning. Det motsette ser ut til å vera tilfelle i sentrale delar av Rondane og i austlege delar av marginen til det Fennoskandiske isdekke, der Tidleg-Weichsel er størst (Svendsen et al. 2004).

4.3.2 Midt Weichsel

Den nest største isutbreiinga i Rondane er plassert i Midt-Weichsel og har nådd sitt maksimum for ~70 – 60 ka år sidan (Dahl pers komm.). Heller ikkje i denne fasen er det dateringar som stadfester lokalitetar i studieområdet til glasiasjonen og påfølgande deglasiasjon. Men randavsettinga ved Langtjønne, Rygg A og eventuelt randavsettinga ved Svartdalsknarten er foreslått å tilhøyre denne fasa. Det er antyda at Midt-Weichsel ikkje har vore stor nok i sørvest til å sende is over passpunkta mot aust. På lik linje som i Tidleg-Weichsel er det påvist omfattande deglasiasjonsfasar i Midt-Weichsel. I studieområdet er det Langtjønne (1208 moh.) og Tverrgjelet (1110 moh.) som har vore aktive og ført vatnet mot

Grimsdalen og nordlege delar av Rondane. Eit komplekst deglasiasjonssystem er kartlagt i austlege delar av Rondane i denne fasa. I Dørålen er det fleire terrassenivå. OSL dateringar av desse sedimenta kjem ut med aldrane 66 ± 4 ka BP og 70 ± 13 ka BP (Kvisvik 2003). Haverdalsmunningen og terrassenivå i Grimsdalen er sett i samanheng med aktivering av passpunktet i Kvitdalen (940 moh.) og kopla til Kvitdalsfasen tidleg i Midt Weichsel.

Store Dølasjø som eksisterte i Gudbrandsdalen er kartlagt på bakgrunn av laterale nivå som strekker seg over mange hundre meter. Desse er tolka til å vera strandlinjer etter den bredemde Store Dølasjø, som drenerte mot nordvest og passpunktet ved Lesjaskog 612 moh. Spor etter denne bresjøen er synleg over ein distanse på 140 km og er plassert i deglasiasjonen etter Sein-Weichsel (Garnes og Bergersen 1980). For å få til dreneringsmønsteret mot nordvest, må den sørlege isen vera dominant i høve den nordlege. Dette er tilfelle i Midt Weichsel. Då står det ein bratt isfront inn mot vestlege delar av Rondane frå sørvest. I denne fasen drenerer vatnet frå Rondane over Kvitdalen (940 moh.), noko som krev moderate mengder med is på Dovrefjell i nordvest. Isen i søraust må sperre for lågare passpunkt austover. Dette indikerer at isoppbygginga i Midt Weichsel er større i både søraust og sørvest samanlikna med områda lenger nord.

Undersøkingar av eoliske sediment i nedre Gudbrandsdalen (termoluminescens-datering) har avdekka ein mogleg interstadial og er datert til ~ 40 ka BP. Dateringane kjem ut med eit stort aldersavvik mellom 40 – 60 ka BP. Avviket mellom dateringane kan moglegvis skuldast problem med nullstilling av sedimenta. Grunna skilnad i moreneforekomstar i høve lokalitetane lengre nord i Gudbrandsdalen (Gudbrandsdalen interstadial) foreslår Bergersen et al (1991) Sorproa Interstadial som ein eigen interstadial i Gudbrandsdalen. Som sagt er dateringane usikre, men avsettingane indikerer at det Skandinaviske isdekke gjennom Weichsel har variert mykje og ikkje eksistert samanhengande gjennom Weichsel.

4.3.3 Sein Weichsel

Gjennom OSL dateringar i studieområdet som gir aldrar mellom 27 ± 4 ka BP og 12 ± 0.8 ka BP er deglasiasjonen etter LGM gitt for vestlege delar av Rondane. Dateringane er fordelt på tre lokalitetar; Langtjønne Nord, Mjølrakkdalen og Ryddølsåe, med ein høgdeforskjell på ~ 100 meter (frå ~ 1200 meter og ned til ~ 1100 meter). Bresjøen nord for Langtjønne som er den høgastliggende og eldste, krev ein is som står opp mot 1200 moh. Den generelle

gradienten på isoverflata i området er mot nordaust, og isoverflata er truleg berre ~50 – 100 meter høgare enn randavsettinga. Det betyr ein LGM is lågare enn 1300 moh. Saman med dateringane frå Svartdalsbekken og Døråltjørnin (Bøe 2002) er dette eit bilete av ein isdom som er overraskande låg i høve tidlegare estimat, der det er rekna med is opp mot 2000 meter i Yngre Dryas og rundt 14-1600 moh. i Preboreal (Sollid og Sørbel 1978; Hoff 1992; Aas 1998). Dateringane indikerer også ein isdom som smeltar svært sakte ned. Med maks standardavvik er det ~15 ka år frå eldste til yngste OSL datering. Dateringane gir ein isdom i Sein-Weichsel med låg maksimum vertikal utstrekning, og den lågaste gjennom Weichsel.

Dateringar på glasifluviale sediment frå nordlege Rondane i 1450 meters høgde, tyder på at det er drastisk skilnad på isoverflata i sørvest og nordvest i Sein-Weichsel. Dateringane viser at det eksisterer ein bredemt sjø i 1450 meters høgde ved Kvannsteinen søraust for Fokstua i tidsromet $13.6 \pm 1.3 - 14.3 \pm 1.5$ ka BP (Klette in prep.). Kor langt sør denne isdomen har strekt seg, og om den eventuelt går saman med vest-sørvestlege isstraumar er uvisst. Men det er kartlagt smeltevasspor ved passpunkt Ytre- og Heimare Skardet som har sendt vatn ned mot Tverrgjelet. Med ein slak og låg isdom i vestlege Rondane i LGM, er det mest naturleg å konstruere og forklare dei glasifluviale sedimenta i Nord-Rondane med ein isdom som har kjelde i Dovrefjella. Isen frå sør hellar inn mot Tverrgjelet. Isen frå nord sender også truleg vatn inn mot Tverrgjelet og "trakta" er etablert inn mot nordlege delar av Rondane. Møte mellom isoverflater med nordaustleg og nordvestleg fall er tidlegare omtala og førespeglar å ha skjedd lenger nord, ved Hjerkin og Dovrefjell, og med drenering ned Drivdalen (Sollid 1964; Garnes og Bergersen 1980; Aas 1997). ELA har senka seg drastisk og mykje tidlegare enn kva tidlegare studie har kome fram til. Dreneringsforløpet og deglasiasjonen etter Sein-Weichsel viser seg å vera meir komplisert og med fleire isdomar enn to sentrale i søraust og sørvest. Når og om den nordvestlege isoverflata går saman med den sørvestlege isoverflata er uvisst, men må i tilfelle ha skjedd rundt LGM med eit føreslått iskiljet ved Storekuva.

5.0 Oppsummering

Gjennom kvartærgeologisk kartlegging av vestlege delar av Rondane er det prøvd å rekonstruere isutbreiinga i Weichsel. Dette har resultert i eit kvartærgeologisk kart som viser ein oversikt over landformene og jordartane i studieområdet. Botnmorene saman med glasifluviale- og glasilakustrine sediment dominerar i lågareliggande område, medan sterkt forvittra botnmorene, stadeigen blokkmark og polygonmark dekker dei høgastliggande områda. Smeltevasspor med nordaustleg retning er kartlagt i heile studieområdet, med dei mest intensive områda lågare enn 1350 moh. Vatnet blir styrt inn mot nordlege delar av Rondane, fram til og med drenering over 1110 moh. Fleire randavsettingar er også funne, alle lågare enn 1320 moh. Dei mest markerte er avsett i høve bresjø og er eit resultat av eit avsettingssystem i nedsmeltingsfase

Lagdeling og orientering på landformene, flyttblokkar, kryssande smeltevasspor og høgdeskilnader er avgjerande informasjon når ein tolkar og set landformene i eit kronologisk system. Saman med absolutte dateringar er ei glasialhistorie skissert for studieområdet (sjå figurane 4-2 til 4-6).

Trenden på isutviklinga ser ut til å gje størst vertikal utbreiing i Tidleg-Weichsel, noko mindre i Midt-Weichsel og minst i Sein-Weichsel. Dei laterale høgastliggande smeltevasspora og flyttblokkane representerer dei eldste formene i området, og er plassera som eit resultat av vertikal nedsmelting i Tidleg-Weichsel. Svar på underproblemstilling 3 står framleis uløyst. Med bakgrunn i data frå studieområdet, kan det sjå ut som isoppbygginga i Midt-Weichsel ikkje er stor nok til å sende is over og ned i Djupdalen mot Haverdalen. Fluktuasjonar seint i Tidleg-Weichsel vert presentert som mogleg fase for oppbygging av randavsettinga ved Haverdalen-Langleite. Randavsettinga ligg utanfor studieområdet, og er tidlegare tolka som ei randavsetting tilhøyrande Midt-Weichsel (Bøe 2002). Nærmare studie trengs for å kunne gje endelege svar på denne avsettinga. Randavsettingane nord for Sletthøe er tolka til å vera avsett i nedsmeltinga etter denne fasen i Tidleg-Weichsel.

Midt-Weichsel har vore prega av ein kraftig isdominans i sørvest, med ein bratt isfront inn mot vestlege delar av Rondane. Isoverflata har i sør vore minimum 1400 moh., og dette gjer at det er usikkert om isoverflata har vore høg nok til å sende is ned Djupdalen. Rygg A og randavsettingane ved Svartdalsknarten og Hornsjøhøe vest er sett i samanheng med denne

perioden. Dreneringsretninga er antydninga å ha gått nordover via Fokstua, og ikkje i like stor grad nord via nordleg delar av Rondane som i fase A1 og A3.

Sein-Weichsel viser seg å vera ein sakte nedsmeltande is, med ei avgrensa vertikal utstrekning. Samanlikna med tidlegare teoriar er Sein-Weichsel monaleg mindre enn tidlegare antatt og står i sterk kontrast til eit isdekke opp mot 2000 moh. i Yngre Dryas (Gjessing 1960; Mangerud 1963; Sollid 1964; Hoff 1992; Sollid og Sørbel 1994; Aas 1998; Mangerud 2004). Bresjøen ved Langtjønne, som har eksistert i tidsromet frå 27 ± 4 til 18.8 ± 1.7 ka BP, gjev ei truleg høgde på isoverflata i LGM rundt 1300 moh. Det betyr at Tverrgjelet og Grimsdalen er det einaste passpunkt og dalføre som ligg lågt nok til å sende vatn inn mot nordlege delar av Rondane. Deglasiasjonen har gått svært sakte i fleire tusen år etter LGM, dette visast gjennom dateringane av bresjøen i Mjølrakkdalen og Ryddølsåe, høvesvis 14.6 ± 1.1 - 17 ± 2 ka BP og 12.2 ± 0.8 - 14.5 ± 1.5 ka BP. Bresjøen i Ryddølsåe markerar overgangen frå siste fase i dreneringa mot nordaust i Sein Weichsel, til ei moglegvis vestleg eller sørleg drenering.

Drøftinga og resultatata i denne oppgåva viser at isoverflata gjennom heile Weichsel har stått med eit nordaustleg fall inn mot vestlege delar av Rondane. Dette har ført store mengder smeltevatn inn mot nordlege delar av Rondane, i hovudsak via Tverrgjelet og Grimsdalen. Passpunkt like nord for studieområdet sender vatn frå nord mot sør (Klette in prep.), og indikerer at det truleg er eit kulminasjonsområde i nordvest i Sein-Weichsel. Dette gjev seg utslag ved at nordvestlege og sørvestlege isoverflater har møtst og danna ei "trakt", som dirigerer smeltevatn inn mot Rondane. Tverrgjelet utgjer denne "trakta" på overgangen mellom Gudbrandsdalen og Grimsdalen. Rekonstruksjon av tidlegare fasar kan tyde på at dette mønsteret har gjentatt seg fleire gonger gjennom Weichsel.

Isutbreiinga i vestlege delar av Rondane er på bakgrunn av dette studie større i Tidleg-Weichsel enn i Sein-Weichsel, og utgjer motsett utvikling av glasiakurva i figur 1-2 (Mangerud 2004). Det er likevel ført parallellar mellom vestkysten og funn i Rondane, med tanke på kva periodar det viser seg å ha vore isutbreiing i. Innlandsisen i Tidleg-Weichsel viser breframstøt i Nord-Rondane, 90-100 ka Bp (Dahl pers komm) og kan samsvare med Gulstein stadial, OIS 5d. Heile studieområdet reknast for å ha vore dekkja av is i løpet av denne fasen. Store delar av Nord-Rondane er antatt å ha vore isfrie i perioden etter Gulstein stadialen, som på vestkysten er markera med Bønes stadial. I denne oppgåva er det antydninga ei mogleg reaktivering av isen i ein sein fase av Tidleg-Weichsel, som kan samsvare med Bønes

stadial, og oppbygging av randavsetting i Haverdalen. Midt-Weichsel er kartlagt som ein bratt og høg isdom frå sørvest, som strekker seg noko inn i vestlege delar av Rondane. Ei høg isoverflate i sør er naudsynt. Dateringar frå Haverdalsmunningen i nordleg Rondane viser til isfrie tilhøve i denne perioden (Bøe 2002). Sorproa interstadial i midt-Gudbrandsdalen er mogleg påfølgande interstadial, og kan samsvare med Ålesund interstadial på kysten. Sein Weichsel er som tidlegare nemnt godt dokumentert og datert ved OSL, og er den perioden med lågast isutbreiing. Sein Weichsel ser ut til å representere ein multiisdom med fleire iskilje og står i konflikt med maksimumsmodellen (Baumann et al. 1995; Mangerud 2004), og Aas (1997) Sein Weichsel er med denne oppgåva og tidlegare dateringar frå Rondane (Bøe et al. 2006) etablert som ei låg isoverflate. Dette underbygger minimumsmodellen og tidlegare konklusjonar om markant lågare ishøgde gjennom Weichsel. Etter undersøkingar av lokalglasiasjon i Rondane må isoverflata vera under 1420 moh. allereie i Sein-Weichsel (Nesje et al. 1988; Dahl et al. 1997).

Overføringsverdien av horisontal og vertikal utstrekning på vestkysten til kontinentale område, framstilt i figur 1-1 og 1-2 i kapittel 1, viser seg å vera lite gyldig. Ei foreløpig glasiasjonshistorie for Rondane viser istaden fleire fellestrekk med isutviklinga av Kara-Barents isdekket i aust (Svendsen et al. 2004). Med fleire dateringar frå kontinentale område vil ei representativ glasiasjonskurve for område sentralt i Skandinavia kunne etablerast.

I vestlege delar av Rondane gjenstår det viktig datainnsamling og kartlegging av Kvennslådalen mellom Høvringen og passpunktet over til Djupdalen. Det er store datamengder i Mjørakkdalen, som gjennom ei grundigare sedimentologisk analyse av avsettingane ville kunne verte kjend. Det er allereie tatt eksponeringsdateringar tatt ved Langtjønne og Grønnebaktjønn, med tanke på tidspunkt for omlegging av passpunkt, vil desse dateringane vera viktige supplement til OSL dateringane i Mjørakkdalen og Ryddølsåe. Dateringane ved Langtjønne vil også kunne gje svar på drøftinga rundt tidspunktet for avsetting av Rygg A. Eksponeringsdateringar av flyttblokkar i blokkmark vil kunne gje viktige opplysingar om glasialhistoria i området.

6.0 Litteratur

Ballantyne, C. K. og D. I. Benn (1994). "Glaciological constraints on proglacial rampart development." Permafrost and periglacial processes **5**: 145 - 153.

Baumann, K.-H., K. S. Lackschewitz, J. Mangerud, R. F. Spielhagen, T. C. W. Wolf-Welling, R. Heinrich og H. Kassens (1995). "Reflection of Scandinavian ice sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150 000 years." Quaternary Research **43**: 185-197.

Benn, D. I. og D. J. A. Evans (1998). Glaciers and Glaciation, Arnold.

Bergersen, O. F. (1980). "Hovedtrekk av Gudbrandsdalens Kvartærgeologi." Oversikt Geol. Inst. Avd. B, Universitetet i Bergen.

Bergersen, O. F. (1991). "Evidence for a newly discovered Weichselian Interstadial in Gudbrandsdalen, central south Norway." Striae vol 34.

Bergersen, O. F. og K. Garnes (1971). "Evidence of sub-till sediments from a Weichselian Interstadial in the Gudbrandsdalen Valley, Central East Norway." Norsk Geografisk Tidsskrift **245**: 99-108.

Bergersen, O. F. og K. Garnes (1981). "Weichsel in central south Norway: the Gudbrandsdalen Interstadial and the following glaciation." Boreas **10** 315 -322.

Bergersen, O. F., M. Thoresen og R. Hougsnæs (1991). "Evidence for a newly discovered Weichselian interstadial in Gudbrandsdalen, central South Norway." Striae **34**: 103 - 108.

Berthling, I. og J. L. Sollid (1999). "The drainage history of glacial lake Nedre Glåmsjø southern Central Norway." Norsk Geografisk Tidsskrift **53**: 190-201.

Blake, K. P. (2000). "Common origin for De Geer moraines of variable composition in Raudvassdalen, northern Norway." Journal of Quaternary Science **15**(6): 633-644.

Boulton, C. G., P. Dongelmans, M. Punkari og M. Broadgate (2001). "Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian." Quaternary Science Reviews **20**: 591 - 625.

Brook, E. J., A. Nesje, S. J. Lehman, G. M. Raisbeck og F. Yiou (1996). "Cosmogenic nuclide exposure ages along a vertical transect in western Norway: Implications for the height of the Fennoscandian ice sheet." Geology **24**: 207 - 210.

Bøe, A.-G. (2006). Late Weichselian ice-sheet dynamics and Holocene river floods inferred from depositional chronologies of glaciofluvial and fluvial sediments in east-central southern Norway. University of Bergen. The degree og philosophiae doctor (PhD).

Bøe, A. G. (2002). Rekonstruksjon av glasiogeologien i Nord-Rondane gjennom Weichsel. Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen. Bergen, Universitetet i Bergen.

Bøe, A. G., S. O. Dahl, A. Murray, Ø. Lie og A. Nesje (2006). "Optically stimulated luminescence characteristics and dating of Late Weichselian ice-front glaciofluvial deposits in the Rondane area, east-central southern Norway." Quaternary Science Reviews.

Dahl, S. O., C. K. Ballantyne, D. McCarroll og A. Nesje (1996). "Maximum altitude of Devansian glaciation on the Isle of Skye." Scottish Journal of Geology **32**: 107 - 115.

Dahl, S. O., A. Nesje og J. Øvstedal (1997). "Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway." Boreas.

DNMI (1993). Temperatur - og nedbørnormaler 1961 - 1990, Klimaavdelingen 1993.

Donner, J. (1996). "The Early and Middle Weichselian Interstadials in the Central Area of the Scandinavian Glaciations." Quaternary Science Reviews **15**: 471 - 479.

Etzelmüller, B., I. Berthling og J. L. Sollid (2003). "Aspects and concepts on the geomorphological significance of Holocene permafrost in southern Norway." Geomorphology **52**: 87 - 104.

Fjeldskaar, W. (2000). "An isostatic test of the hypothesis of ice-free mountain areas during the last glaciation." Norsk Geologisk Tidsskrift **80**(1): 51-56.

Fredin, O. (2002). "Glacial inception and Quaternary mountain glaciation in Fennoscandia." Quaternary International **95-96**: 99-112.

French, H. M. (1996). The Periglacial Environment, Addison Wesley Longman Limited.

Garnes, K. og O. F. Bergersen (1980). "Wastage features of the inland ice sheet in central South Norway." Boreas **9**: 251 - 269.

Gjessing, J. (1960). "Isavsmeltingens drenering; dens forløp og formdannende virkning i Nordre Atnedalen. Med sammenlignende studier fra Nordre Gudbrandsdalen og Nordre Østerdalen." Ad Novas **3**.

Gjessing, J. (1978). Norges landformer, Universitetsforlaget AS.

Gosse, J. C. og F. M. Phillips (2001). "Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application." Quaternary Science Reviews **20**(14): 1475-1560.

Helle, M., E. Sønstegaard, G. Coope, G. Russel og N. Rye (1981). "Early Weichselian peat at Brummundal-southeastern Norway." Boreas **10**: 369-380.

Hoff, T. (1992). Spyleregnens betydning i en rekonstruksjon av avsmeltningsforløpet i sørlige Dovrefjell. geografisk institutt, Oslo.

Holmsen, G. (1915). Bræddømte sjøer i Nordre Østerdalen. Kristiania, I kommission hos H. Aschehoug.

Humlum, O. (1998). "The Climatic Significance of Rock Glaciers." Permafrost and periglacial processes **9**: 375 - 395.

Håvik, O. (2003). Isutbreiing i Søre delar av Rondane i Weichsel. Institutt for Geografi. Bergen, Universitetet i Bergen.

Isaksen, K., C. Hauck, E. Gudevang, R. S. Ødegård og J. L. Sollid (2002). "Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data." Norsk Geografisk Tidsskrift **56**: 122 - 136.

King, L. (1986). "Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia." Geografiska Annaler **68A**: 131-139.

Kjerulf, T. (1879). Udsigt over det sydlige Norges geologi : med i texten indtagne tegninger, profiler, planer, en atlas, 39 plancher i træsnit. Christiania, Fabritius.

Kleman, J. (1993). "Preservation of Landforms under ice sheet and ice caps." Geomorphology **9**: 19 - 32.

Kleman, J. og I. Borgstrom (1994). "Glacial Land Forms Indicative of a Partly Frozen Bed." Journal of Glaciology **40**(135): 255-264.

Kleman, J. og C. Hättestrand (1999). "Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum." Nature **402**(6757): 63-66.

Kleman, J. og A. P. Stroeven (1997). "Preglacial surface remnants and Quaternary glacial regimes in northwestern Sweden." Geomorphology **19**(1-2): 35-54.

Klette, J. (in prep.). Kvartærgeologisk kartlegging av Grimsdalen og nordlige delar av Rondane. Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.

Kvisvik, B. (2003). En rekonstruksjon av isutbredelsen i Rondane gjennom Weichsel med hovedvekt på glacialgeologi og isavsmeltningsfaser. Institutt for Geografi. Bergen, Universitetet i Bergen.

Linge, H., E. J. Brook, A. Nesje, G. M. Raisbeck, F. Yiou og H. Clark (2005). "In situ ¹⁰Be exposure ages from southeastern Norway: Implications for the geometry of the Weichselian Scandinavian ice sheet." Quaternary Science Reviews.

Lowe, J. J. og M. J. C. Walker (1997). Reconstructing Quaternary Environments, Addison Wesley Longman Limited.

Lundqvist, J. (2004). "Glacial history of Sweden." Quaternary Glaciations.

Mangerud, J. (1963). "Isavsmeltingen i og omkring midtre Gudbrandsdal." Norges Geologiske Undersøkelse **223**: 223-274.

Mangerud, J. (1991). "The last ice age in Scandinavia." Striae **34**: 15 - 30.

Mangerud, J. (2004). "Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf." Elsevier.

Mannerfelt, C. M. (1940). "Glacialmorfologiske studier I norske høgfjell." Geografisk Tidsskrift **8**: 9 - 47.

Mannerfelt, C. M. (1945). "Några glacialmorfologiska formelement : och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmålningsmekaniki svensk och norsk fjällterräng." Geografiska Annaler. **27**: 160-171.

Mannerfelt, C. M. (1949). "Marginal Drainage Channels as Indicators of the Gradients of Quaternary Ice Caps." Geografiske Annaler **31 - 32**: 194 - 199.

Matsuoka, N. (2001). "Solifluction rates, processes and landforms: a global review." Earth-Science Reviews **55**(1-2): 107-134.

Nesje, A. (1995). Brelære, Høyskoleforlaget AS.

Nesje, A. og S. O. Dahl (1990). "Autochthonous block fields in southern Norway: Implications for the geometry, thickness, and isostatic loading of the late Weichselian Scandinavian ice sheet." Journal of Quaternary Science **9**: 337 - 347.

Nesje, A. og S. O. Dahl (2003). Glaciers and Environmental Change.

Nesje, A., S. O. Dahl, E. Anda og N. Rye (1988). "Block fields in southern Norway: Significance for the Late Weichselian ice sheet." Norsk Geologisk Tidsskrift **66**: 149-169.

Paus, A., G. Velle, J. Larsen, A. Nesje og Ø. Lie (2006). "Lateglacial nunataks in central Scandinavia: Biostratigraphical evidence for ice thickness from Lake Flåfattjønn, Tynset, Norway." Quaternary Science Reviews **25**: 1228 - 1246.

Ramsli, G. (1947). "Siste istid i Gudbrandsdalsfjellene." Norsk Geografisk Tidsskrift **11**.

Rea, B. R., B. Whalley, M. M. Rainey og J. E. Gordon (1996). "Blockfields old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway." Geomorphology **15**: 109 - 121.

Rekstad, J. (1895). Bræbevægelsen i Gudbrandsdalen mod slutningen af istiden. Kristiania ,.

Rodhe, L. (1988). "Glaciofluvial channles formed prior to the last deglaciation: examples from Swedish Lapland." Boreas **17**: 511 - 516.

Rye, N., A. Nesje, R. Lien og E. Anda (1987). "The late Weichselian ice sheet in the Nordfjord-Sunnmøre area and deglaciation chronology for Nordfjord, western Norway." Norsk Geografisk Tidsskrift **41**: 23 - 43.

Sejrup, H. P., E. Laresn, J. Landvik, E. L. King, H. Hafliðason og A. Nesje (2000). "Quaternary glaciations in the southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the North Sea region. ." Quaternary Science Reviews **19**: 667 - 685.

Siegenthaler, U., T. F. Stocker, E. Monnin, D. Luthi, J. Schwander, B. Stauffer, D. Raynaud, J. M. Barnola, H. Fischer, V. Masson-Delmotte og J. Jouzel (2005). "Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene." Science **310**(5752): 1313-1317.

Sigmond, E. M. O. (1986). "Berggrunnen i Norge." Statens Kartverk.

Sollid, J. L. (1964). "Isavsmeltingsforløpet langs hovedvasskillet mellom Hjerkin og Kvikneskogen." Norsk Geografisk Tidsskrift **19**: 51 - 76.

Sollid, J. L. og L. Sørbel (1978). "Deglaciation of central Norway." Boreas **8**: 233 - 239.

Sollid, J. L. og L. Sørbel (1994). "Distribution of glacial landforms in southern Norway in relation to the thermal regime of the last continental ice sheet." Geografiska Annaler **76a**.

Sollid, J. L. og L. Sørbel (1998). "Palsa bogs as a climate indicator - examples from Dovrefjell, southern Norway." Ambio **27**: 287 - 291

Svendsen, J. I., H. Alexanderson, V. I. Astakhov, I. Demidov, J. A. Dowdeswell, S. Funder, V. Gataullin, M. Henriksen, C. Hjort, M. Houmark-Nielsen, H. W. Hubberten, O. Ingolfsson, M. Jakobsson, K. H. Kjaer, E. Larsen, H. Lokrantz, J. P. Lunkka, A. Lysa, J. Mangerud, A. Matiouchkov, A. Murray, P. Moller, F. Niessen, O. Nikolskaya, L. Polyak, M. Saarnisto, C. Siegert, M. J. Siegert, R. F. Spielhagen og R. Stein (2004). "Late quaternary ice sheet history of northern Eurasia." Quaternary Science Reviews **23**(11-13): 1229-1271.

Tollan, A. (1963). "Trek av isbevegelsen og isavsmeltingen i Nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter." Norges Geologisk Undersøkelse **223**(328-345).

Vorren, T. (1977). "Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas." Boreas **6**: 247-257.

Vorren, T. O. (1979). "Weichselian Ice movements, sediments and stratigraphy on Hardangervidda, South Norway." Norges Geologisk Undersøkelse **350**.

Aas, H. (1997). Isavsmeltingen i Rondane og omkringliggende områder. Det matematisk-naturvitenskaplige fakultet, Universitetet i Oslo.