

Rekonstruksjon av isutbreiing gjennom Weichsel i Grimsdalen, nordlige Rondane.



Jostein Klette
Masteroppgåve i Naturgeografi
Institutt for Geografi
Universitetet i Bergen
Hausten 2006

Forord

Denne oppgåva vart ein realitet etter fleire interessante feltkurs og innføring i dei spennande problemstillingane innan kvartærgeologi i området i- og rundt Rondane. Arbeidet med oppgåva har vore spennande og utfordrande på mange plan.

Gjennom dette prosjektet er det svært mange som har bidrege i større eller mindre grad, og som fortener ei takk. Rettleiar Dr.Scient Svein Olaf Dahl fortener ei stor takk for å ha vore inspirator og vist engasjement gjennom heile prosjektet. I tillegg vil eg takke biveileidar Henriette Linge for hjelp med dateringar og ikkje minst for at eg fekk låna Ludvig som feltassistent. I tillegg fortentar Anne-Grete Bøe og Bjørn Kvisvik ei stor takk for hjelp med førebuingar og etterarbeid i etterkant av feltarbeidet.

Opphaldet i Folldal hadde ikkje vore det same utan selskap av kollega Lena Garnes og dei fruktbare diskusjonane rundt naturgeografiske problemstillingar som vi har hatt. Mange personar i Grimsdalen og Folldal fortener også ein takk for å alltid ha vore hjelpsame i ulike situasjonar. Ei spesiell takk til lastebilsjåføren som fekk start på bilen ei sein kveldstund langt utanfor allfarveg når det gjaldt som mest, og til husvert stiftelsen Folldal Gruver og Åge. Takk også til mamma og pappa som har stilt opp på ulike vis når eg har trengt hjelp og støtte, og til Hallvard som hjalp til med korrektur.

Sist men ikkje minst, det sosiale miljøet på Institutt for Geografi har vore ein veldig viktig trivsels- og motivasjonsfaktor gjennom arbeidet med oppgåva. Takk til alle mine medstudentar som har bidrege i faglege og mindre faglege diskusjonar.

Bergen, 22.11.2006

Abstract

East-central southern Norway has for a long time been of interest for studying past ice-divides and ice sheet geometry of the ice sheets through the last glacial cycle. The existence of cold based non-erosive ice sheets here preserve landforms through several glaciations and make this area suitable for reconstructing earlier glacial stages. The aim of this master thesis is to reconstruct the glacial history of the Grimsdalen area through the last glacial cycle.

The area shows few signs of glacial erosion because the ice sheets covering the area have been cold-based and non-erosive. The many glacio-fluvial accumulation- and erosion forms indicate a vertical downwasting of cold based and dynamically dead ice sheets. Periglacial features are common and well developed, which indicate that the area has been subaerially exposed for longer time periods in a colder climate than at present.

Dating of landforms using Optical Stimulated Luminescence (OSL) and exposure dating made it possible to give the different landforms absolute ages and to relate them to stadials through the Weichselian. During the deglaciation after the Saalian a large glaciofluvial fan was deposited in the central parts of Grimsdalen. This shows that there have been no warm based glaciers here during the Weichselian. The lack of dates from the Early- and Middle Weichselian make it difficult to reconstruct the glacial extent through these periods.

Large marginal moraines in Gautådalen mark the Late Glacial Maximum (LGM) in the area showing a restricted vertical extent of the ice sheet during this period. The ice sheet was lying in the valleys north, west and east of the field area whereas parts of Grimsdalen were ice free during LGM. Meltwater channels show drainage from northwest and southwest into Grimsdalen indicating several domes. The fieldwork done in Grimsdalen suggests a thin and multidomed ice sheet with the existence of ice free areas throughout large parts of the Weichselian.

Figurliste

<i>Figur 1-1 a):</i>	Viser isutbreiinga av det Skandinaviske isdekket gjennom Weichsel mot vest.	s. 2
<i>Figur 1-1 b):</i>	Viser isutbreiing av det Skandinaviske isdekket mot Russland i aust.	s. 2
<i>Figur 1-2:</i>	Lokalisering av feltområdet	s. 4
<i>Figur 1-3:</i>	Geologisk kart over feltområdet i Grimsdalen.	s. 5
<i>Figur 2-1:</i>	Samanheng mellom tid og strålingsmengde ved OSL.	s.13
<i>Figur 3-1:</i>	Bilete av morenerygger under Kattuglehøi.	s.19
<i>Figur 3-2:</i>	Kartutsnitt over randmoreneavsetningar i Gautådalen.	s.21
<i>Figur 3-3:</i>	Bilete av moreneryggen i nedre Gautådalen.	s.23
<i>Figur 3-4:</i>	Kartutsnitt over DeGeer morenane langs Tjørnhøibekken.	s.24
<i>Figur 3-5:</i>	Bilete over spylerenner vest for Gråhøi.	s.28
<i>Figur 3-6:</i>	Skisse over vertikalfordeling av spylerenner.	s.32
<i>Figur 3-7:</i>	Skisse over orientering av spylerenner i feltområdet.	s.33
<i>Figur 3-8:</i>	Bilete over smeltevassskjering i morenedekke i Daglydalen.	s.34
<i>Figur 3-9:</i>	Bilete av terrasse ved Vassskilje.	s.36
<i>Figur 3-10:</i>	Logg over Grimsdalsvifta.	s.41
<i>Figur 3-11:</i>	Bilete av slukås på Grimsmyrin.	s.43
<i>Figur 3-12:</i>	Skisse over seter i Grimsdalen.	s.46
<i>Figur 3-13:</i>	Skisse over seter i Einbuggdalen.	s.46
<i>Figur 3-14:</i>	Skisse over seter i Foksådalen.	s.47
<i>Figur 3-15:</i>	Bilete over seter langs nordsida av Foksådalen.	s.47
<i>Figur 3-16:</i>	Snitt i bresjøavsetningar i Gautådalen.	s.48
<i>Figur 3-17:</i>	Bilete av polygonmark.	s.52
<i>Figur 3-18:</i>	Bilete av solifluksjonslober.	s.52
<i>Figur 4-1:</i>	Lokale og regionale passpunkt i feltområdet og over vassskilje.	s.59
<i>Figur 4-2:</i>	Dreneringsfase 1.	s.60
<i>Figur 4-3:</i>	Dreneringsfase 2.	s.61
<i>Figur 4-4:</i>	Dreneringsfase 3 a) og b).	s.62
<i>Figur 4-5:</i>	Dreneringsfase 4.	s.63
<i>Figur 4-6:</i>	Antatt breutbreiing i Grimsdalen når Grimsdalsvifta vart avsett.	s.66
<i>Figur 4-7:</i>	Antatt breutbreiing under Tidleg-Weichsel.	s.69
<i>Figur 4-8:</i>	Antatt breutbreiing under fyrste del av Kvitdalsfasen.	s.73
<i>Figur 4-9:</i>	Antatt breutbreiing under andre del av Kvitdalsfasen.	s.74
<i>Figur 4-10:</i>	Antatt breutbreiing under Sein-Weichsel.	s.78

Tabellar

<i>Tabell 1-1:</i>	Normalverdiar for temperatur ved Dombås klimastasjon.	s.6
<i>Tabell 1-2:</i>	Normalverdiar for temperatur ved Fokstugu klimastasjon.	s.7
<i>Tabell 1-3:</i>	Normalverdiar for nedbør ved Follidal klimastasjon.	s.7
<i>Tabell 1-4:</i>	Normalverdiar for nedbør ved Dombås klimastasjon.	s.7
<i>Tabell 1-5:</i>	Normalverdiar for nedbør ved Fokstugu klimastasjon.	s.7
<i>Tabell 3-1:</i>	Oversikt over OSL-dateringar.	s.54
<i>Tabell 3-2:</i>	Oversikt over eksponeringsdateringar.	s.55

Innholdsliste

Forord.....	I
Abstract	II
Figurliste.....	III
Tabellar.....	III
Innholdsliste	IV
Kapittel 1 Innleiing.....	1
1.2 Problemstilling	3
1.3 Områdeskildring.....	3
1.4 Geologi	5
1.5 Klima.....	6
1.6 Arbeid i området.....	7
Kapittel 2 Metode.....	11
2.1 Feltarbeid og feltmetodar	11
2.2 Analyse av flyfoto	11
2.3 Kartmateriale	12
2.4 Dateringsmetodar	12
2.4.1 Optisk Stimulert Luminescens	12
2.4.2 Eksponeringsdatering	13
2.5 Teiknforklaring og definisjonar	14
Kapittel 3 Datapresentasjon og tolking	17
3.1 Glasiale akkumulasjons- og erosjonsformer	17
3.1.1 Morenedekke	17
3.1.2 Randmorene	17
3.1.3 De Geer morene	24
3.1.4 Flyttblokker	25
3.1.5 Dødisgrop	26
3.1.6 Botnar og overfordjupningar	26
3.1.7 Glasial erosjon i fjell	26
3.1.8 Oppsummering glasiale akkumulasjons- og erosjonsformer	27
3.2 Glasifluviale og glasilakustrine erosjons- og akkumulasjonsformer	28
3.2.1 Dreneringsspor	28
3.2.2 Terrasser og delta	34
3.2.3 Slukåsar	42
3.2.4 Bresjø	44
3.2.5 Oppsummering glasifluviale og glasilakustrine erosjons- og akkumulasjonsformer	47
3.3 Periglasiale fenomen	48
3.3.1 Tjukt forvittringsdekke.....	48
3.3.2 Strukturmark.....	50
3.3.3 Solifluksjon	51
3.3.4 Steinbrear	52
3.3.5 Oppsummering periglasiale prosesser.....	52
3.4 Dateringar.....	53
3.4.1 OSL-dateringar.....	53
3.4.2 Eksponeringsdateringar	54
Kapittel 4 Diskusjon.....	57
4.1 Dreneringsfasar	57
Dreneringsfase 1.....	59

Dreneringsfase 2.....	60
Dreneringsfase 3 a).....	61
Dreneringsfase 3 b)	62
Dreneringsfase 4.....	62
4.2 Diskusjon rundt relativ alder av landformer i Grimsdalen.....	63
4.2.1 Landskapselement eldre enn Weichsel	64
4.2.2 Diskusjon rundt isutbreiing i Tidleg-Weichsel	67
4.2.3 Diskusjon rundt isutbreiing i Midt-Weichsel	70
4.2.4 Diskusjon rundt isutbreiing i Sein-Weichsel.....	75
Kapittel 5 Konklusjon	81
Litteraturliste	85

Kapittel 1 Innleiing

Gjennom siste tida har fokus på klima og klimaendringar auka, i samband med aktualiseringa av menneskeleg påverknad på klimasystemet. For å kunne sei noko om dette er det viktig å forstå kva som er naturlege variasjonar og kva som er antropogen påverknad. Det er difor viktig å ha kunnskap om naturlege variasjonar og korleis desse endringane har vore bakover i tid. I denne oppgåva vil geomorfologien i Grimsdalen verta kartlagt, tolka og analysert. Dette blir gjort fordi ulike geomorfologiske prosessar er aktive under forskjellige klima. Ved å kartleggje dei ulike prosessane og tidfeste dei kan ein få informasjon om ulike klimaregime som har verka i området.

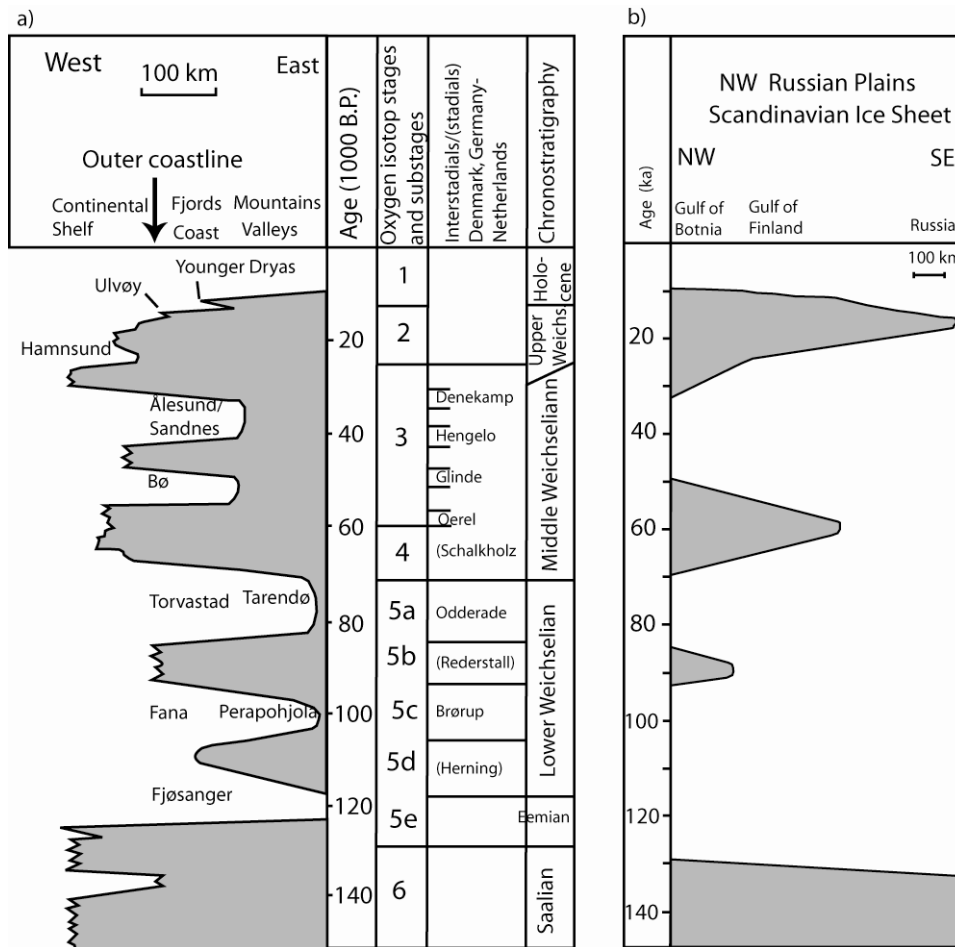
Den aktuelle debatten om klimaendringar og menneskeleg påverknad, saman med ei interesse for korleis ulike klimaregime påverkar og former landskapet, er motivasjonen bak denne oppgåva.

Utgangspunktet for studiet har vore området Grimsdalen – Hjerkinna – øvre Folldal (fig 1-2), nord for Rondane. Sjølv om Grimsdalen markerar grensa for feltområdet i sør, vert namnet nytta til å beskrive heile dette fjellområdet (pers. kom. lokalt medlem av Dovre fjellstyre). Gjennom ein feltsesong vart landskapstrekk og lausmassar kartlagt. Dette vart gjort med hensikt å rekonstruera isutbreiinga i området gjennom tidlegare istider. Feltområdet vart valt på bakgrunn av den sentrale plasseringa i Skandinavia, rett sør for hovudvasskilje. Området har vore sentralt plassert under dei store innlandsisane som har dekkja Skandinavia og er såleis eit interessant område for å studera isutbreiinga gjennom tidlegare istider.

Sjølv om det er brei semje om den horisontale utbreiinga har det gjennom lang tid vore ein debatt rundt den vertikale utbreiinga av det Skandinaviske isdekket gjennom siste glasial, kalla Weichsel i Nord-Europa. Gjennom denne perioden hadde det Skandinaviske isdekket sin største utbreiing i Sein-Weichsel, med eit maksimum rundt 23-18 ka BP (Mangerud 1991; 2004; Svendsen et al. 2004) (fig 1-1).

Ein maksimumsmodell av vertikal isutbreiing i Sein-Weichsel syner istjuknad over 2 km i sentrale delar i Skandinavia (e.g. Vorren 1977; Svendsen og Mangerud 1987; Holmlund og Fastook 1995; Siegert et al. 2001; Arnold et al. 2002; Mangerud 2004; Svendsen et al. 2004)

medan minimumsmodellen syner mindre vertikal utbreiing med nunatakar og isfrie områder (Rye et al. 1987; Nesje et al. 1988; Nesje 1990; Brook et al. 1996; Winguth et al. 2005).



Figur 1-1 a) syner isutbreiinga av det Skandinaviske isdekket gjennom Weichsel mot vest (Mangerud 2004).

Figur 1-1 b) syner isutbreiing av det Skandinaviske isdekket mot Russland i aust (Svendsen 2004).

Eksistensen av isfrie områder gjennom Weichsel vert også diskutert av botanikarar på grunnlag av utbreiinga av endemiske planteartar i Noreg. Isfrie områder kan ha fungert som refugiar for planter gjennom kalde periodar (Nordhagen 1933; Dahl 1958, 1961; Berg 1963; Danielsen 1971; Mangerud 1973; Birks 1993). For begge desse teoriene er den vertikale istjuknaden i sentrale delar av Skandinavia essensiell.

Mesteparten av avsetningane i området har tidlegare vore knytt til deglasiasjonen etter Sein-Weichsel (e.g. Sollid og Sørbel 1994). Mangel på metodar til å datera avsetningane har gjort at denne teorien ikkje har blitt utfordra. Utviklinga av nye metodar gjer at ein kan bestemma alderen på landformar ved å datera på uorganiske sediment eller mineral. Desse metodane har

vist seg å vera nyttige i rekonstruksjon av isutbreiinga i dette området. Dateringar ved hjelp av Optisk Stimulert Luminsens (OSL) (Dahl et al. 2000; Bøe 2003, 2006; Håvik 2003; Kvisvik 2003) og eksponeringsdateringar (Linge et al. 2006) har gitt eit nytt bilete av isutbreiinga gjennom Weichsel i sentrale delar av Skandinavia.

Det er med bakgrunn i denne diskusjonen oppgåva vert skriven. Målet er at oppgåva skal kunne vera med å bidra til debatten om lokal og regional isutbreiing i Skandinavia gjennom Weichsel.

1.2 Problemstilling

Føremål med denne oppgåva er å rekonstruere isutbreiing i fjellområdet Grimsdalen gjennom Weichsel.

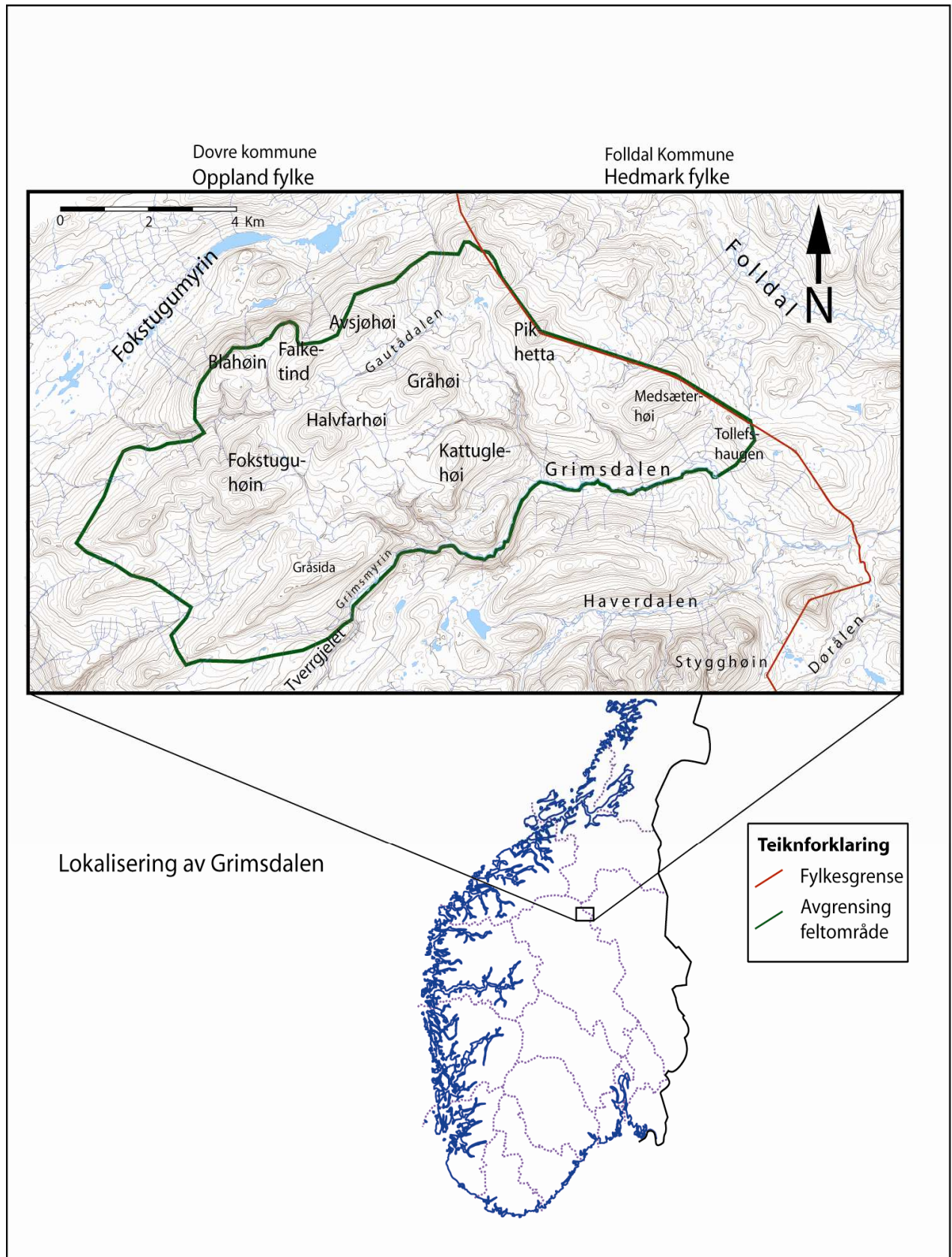
Dette er gjort ved å kartlegga landformene og beskriva danning av desse, med fokus på glasiale og periglasiale former. Resultat frå datainnsamling vert nytta til å laga eit kvartærgeologisk kart over feltområdet.

Basert på den kvartærgeologiske kartlegginga av landformer og datering av desse vil isutbreiinga gjennom Weichsel verta forsøkt rekonstruert.

1.3 Områdeskildring

Feltområdet ligg i Folldal kommune, Hedmark fylke og Dovre kommune, Oppland fylke. Dette utgjer fjellområdet mellom Dovre og Rondane. I nord er det avgrensa av Hjerkinna og i sør av Grimsdalen (fig 1-2). Landskapstypen er prega av avrunda fjelltopper og vide dalar, noko som indikerar eit preglasialt landskap (Kleman & Stroeven 1997). Området har eit lite relativt relieff. Det største relative relieffet er på ca 700 meter mellom dei høgaste områda og Grimsdalen. Elvane skjer ned i bergrunnen og dannar skarpe V-dalar. Dreneringa går vestover, ned i Gudbrandsdalen, og austover, ned i Østerdalen.

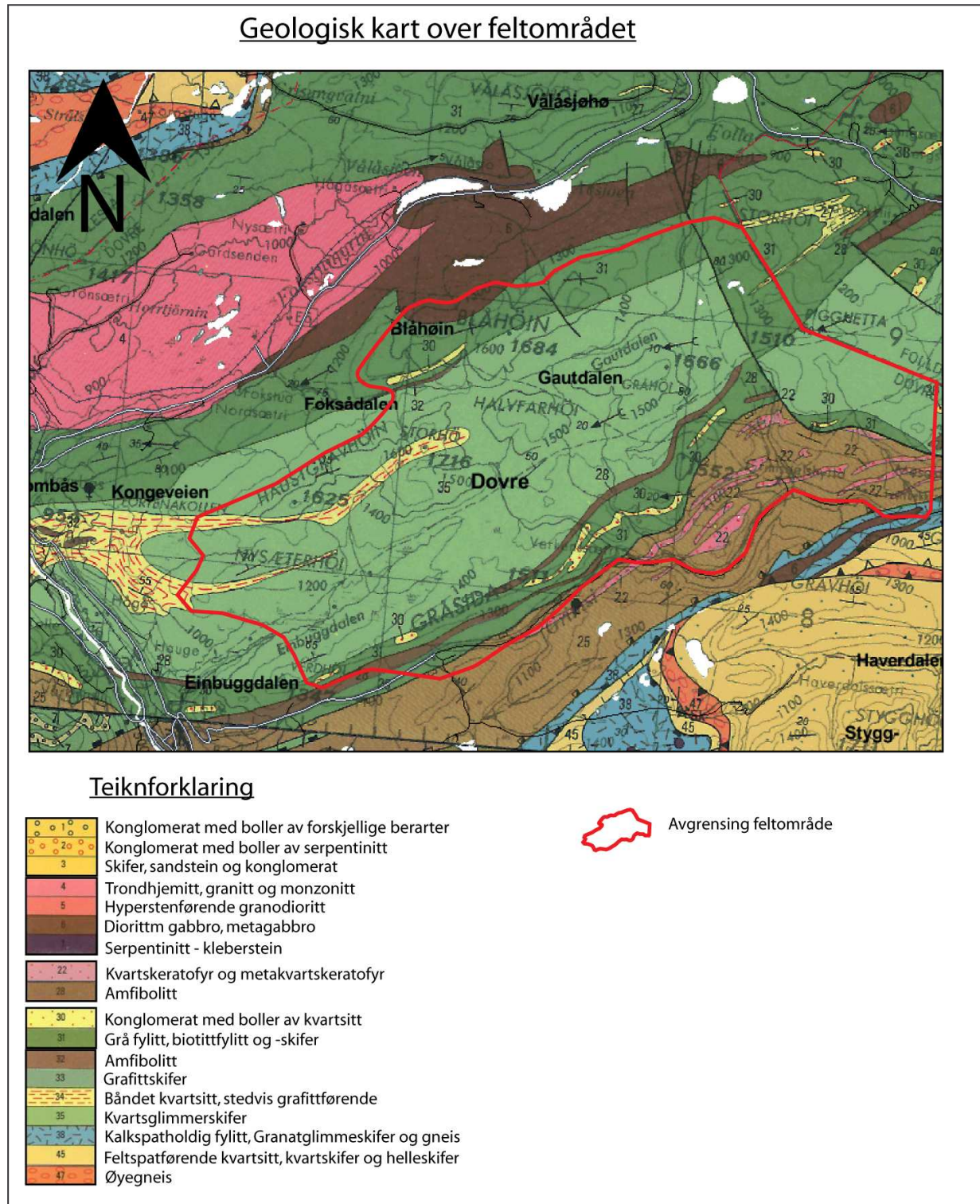
Aktuelle kart blad er 1519 II (Folldal) og 1519 III (Hjerkinna), M711 serien frå Statens Kartverk.



Figur 1-2 syner lokalisering av feltområdet.

1.4 Geologi

Geologien i området er variert. Bergartane her vart danna i ein periode før og under Kambrium. Dei er ein del av det Kaledonske skyvedekke som vart skyvd inn over grunnfjellet under den Kaledonske fjellkjedefaldinga (~400 Ma BP).



Figur 1-3 syner geologisk kart over feltområdet i Grimsdalen (NGU 2006).

Geologien i området er ein del av Trondheimsfeltet og består av lett forvitrbare og kalkrike bergartar. Dette dannar eit godt jordsmonn som gjer at Grimsdalen, saman med Knutshømrådet, har ein rik og variert flora (Elven et al. 1996).

Sentralt er området dominert av Kvartsglimmerskifer. I nord mot Hjerkin og langs Grimsdalen i sør er det eit belte av fyllitt, biotittfyllitt og skifer. Nord for Grimsdalen finns også innslag av Amfibolitt og konglomerat med bollar av kvartsitt. I tillegg finn ein i austlege delar av Grimsdalen grønstein og kvartskeratofyr (Sigmond et al. 1984).

Geologien påverkar geomorfologien i området. Fluviale og glasifluviale prosessar eroderar lett ned i dei mjuke bergartane og dannar markerte V-dalar fleire stader. Lett forvitrbare bergartar fører også til eit tjukt og finkorna forvittringsdekke.

1.5 Klima

Klimaet i området er kontinentalt, prega av lite nedbør og stor variasjon mellom sommar og vintertemperatur. Det er ingen målestasjonar for nedbør og temperatur i feltområdet, men det ligg klimastasjonar i dalføra rund feltområdet. Data frå desse er visst i tabell 1-1 til 1-5. Alle data er henta frå Det Norske Meterologiske Institutt og viser snitt av målingar i perioden 1961-1990 (DNMI 2006).

Temperatur

Temperaturmålingar viser ein lav gjennomsnittstemperatur. Mesteparten av feltområdet ligg høgare enn målestasjonane og difor er gjennomsnittstemperaturen lavare. For Folldal er det ingen tilgjengelige temperaturdata.

Tabell 1 - 1 syner normalverdiar for temperatur ved Dombås klimastasjon.

Dombås klimastasjon 643 m o.h.. Temperatur (°C)												
Jan	Feb	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Des	År
-9	-7,9	-4	0,3	6,5	10,7	12	11,1	6,6	2,2	-4,1	-7,4	1,4

Tabell 1 - 2 syner normalverdiar for temperatur ved Fokstugu klimastasjon.

Fokstugu klimastasjon 972 m o.h.. Temperatur (°C)												
Jan	Feb	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Des	År
-8,8	-8,2	-6	-2,4	4	8,5	9,8	9	4,6	0,9	-4,7	-7,3	-0,1

Nedbør

Nedbørsmålingar frå Folldal, Fokstugu og Dombås er lista opp i tabell 1-3 til 1-5. Det er ein klar endring i nedbør frå aust mot vest, der Folldal har mindre årsnedbør enn Dombås og Fokstugu. Det er eit markert sommarmaksimum, der 68% av nedbøren i Folldal kjem i sommerhalvåret (mai - september), medan andelen vinternedbør aukar mot Fokstugu og Dombås i vest.

Tabell 1 - 3 syner normalverdiar for nedbør ved Folldal klimastasjon.

Folldal klimastasjon 709 m o.h.. Nedbør (mm)												
Jan	Feb	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Nov	Okt	Des	År
17	13	12	13	26	51	70	54	37	28	23	20	364

Tabell 1 - 4 syner normalverdiar for nedbør ved Dombås klimastasjon.

Dombås klimastasjon 643 m o.h.. Nedbør (mm)												
Jan	Feb	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Des	År
33	25	23	14	27	51	57	49	40	43	35	33	430

Tabell 1 - 5 syner normalverdiar for nedbør ved Fokstugu klimastasjon.

Fokstugu klimastasjon 972 m o.h.. Nedbør (mm)												
Jan	Feb	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Des	År
28	24	23	14	26	65	68	58	42	39	29	30	446

1.6 Arbeid i området

Dei sentrale fjellområda i Noreg har gjennom lang tid vore av interesse for kvartærgeologar på grunn av den sentrale plasseringa området har hatt under det Fennoskandiske isdekket.

Dei fyrste kvartærgeologiske arbeida i Rondane tok til allereie på slutten av 1800-tallet. Det var antatt at Rondane var glasiasjonsenter og at store brear gjekk ut frå fjellområdet og ned i dalane (Rekstad 1896; Øyen 1899, i Mangerud 1963).

Ulike bresjønivå vart rekonstruert av Holmsen (1915), som korrelerte dei med ulike passpunktnivå over vasskilje i nord.

Mannerfelt (1940) gjorde grundige geomorfologiske undersøkingar i Rondane. Tettleiken av spylerenner og fråværet av frontdanningar i tilgrensande dalstrok vart forklart ved at innlandsisen under siste istid smelta ned som ein inaktiv dynamisk død ismasse (Mannerfelt 1945; Strøm 1952). Isdekket måtte ha vore inaktivt allereie før dei høgaste toppane vart isfrie, basert på dreneringspor ved dei høgaste toppane.

Når likevektslinja steig over det høgaste punktet på isdekket ville dette ha lege i ablasjonssonen. Ingen akkumulasjon ville finne stad og all bevegelse ville stagnera. Isen ville liggje lengst der han var tjukkast, nemleg i dalane under iskulminasjonen. Under deglasiasjonen ville smeltevatnet drenera lateralt om våren medan det utover sommaren ville drenera ned under breen subglasialt. Spylerenner kan difor brukast til å rekonstruera dreneringsretning og helning på breen (Mannerfelt 1949). Han konkluderte med at fjellområdet ikkje hadde fungert som glasiasjonsentrum, i strid med den alminnelege oppfatninga. På grunnlag av spylerenner konkluderte han med at fjellområdet hadde vore påverka av is-straumar frå sør og sørvest, og at isskilje låg sør for Rondane.

Etter Mannerfelt (1940) sitt arbeid vart det via stor merksemd til prosessar rundt vertikal nedsmelting og deglasiasjon i og rundt Rondane (e.g. Strøm 1945; Ramsli 1947; Samuelsen 1953; Strøm 1956; Sollid 1964; Borgstrøm 1989). Gjessing (1960) og Mangerud (1963) meinte at drenering og avsetning skjedde subglasialt medan Hoppe (1960), Holtedahl (1953) og Holmsen (1967) kritiserte denne teorien ut frå kunnskap om temperaturforhold i brear.

Arbeid i dalstroka rundt Rondane avdekkja mange lokalitetar med submorene sediment (Streitlien 1935; Bergersen og Garnes 1971, 1981; Thoresen og Bergersen 1983, 1983; Bergersen et al. 1991).

Dette førte til ei ny forståing av siste istid med omsyn til at det hadde vore fleire isfrie periodar gjennom Weichsel, henholdsvis Gudbrandsdalen interstadial (Bergersen & Garnes 1971) og Sorperoa interstadial (Bergersen et al. 1991).

I tillegg måtte områda ha blitt utsett for moderat erosjon under det siste isdekket. Dette kunne forklarast med at området var lokalisert under isdelaren gjennom siste glasiasjon der bevegelsen ved bresålen var liten (Bergersen og Garnes 1981; Bergersen og Garnes 1983). Ei alternativ forklaring var at isdekket hadde vore frosen til underlaget ved sålen og difor ikkje erodert underlaget i sentrale delar av Sør-Noreg (Sollid & Sørbel 1984, 1994). Dette er i semje med seinare funn i andre deler av Skandinavia (Lagerback 1988; Rodhe 1988; Bergersen et al. 1991; Kleman et al. 1992; Kleman 1994; Kleman og Stroeven 1997; Olsen 1998; Borgstrøm 1999; Fredin 2002; Fredin og Hätterstrand 2002; Hattestrand og Stroeven 2002; Stroeven et al. 2002; Fabel et al. 2005).

Det er føreslege at Rondane framleis var dekket av is gjennom Yngre Dryas og at dei høgaste toppane var isfrie i Preboreal. I denne perioden låg isoverflata på ca 1600 m o.h. i nordlige delar av Rondane (Sollid og Carlson 1979). Etter ei reaktivering i Preboreal, som er antatt at avsette Knutshømorenen (Sollid 1964), smelta isdekket i innlandet raskt ned i løpet av eit par hundre år. Basert på dette rammeverket rekonstruerte Hoff (1992) og Aas (1998) avsmeltningsforløpet i Rondane og Dovre.

Dette er i konflikt med Dahl et al. (1997) som finn at isdekket må ha vore under 1100 m o.h. før Yngre Dryas i austre del av Rondane. Dette synet blir støtta av Follestad (2003). Paus et al. (2006) finn indikasjonar på at overflata på isdekket i dei sentrale fjellområda søraust i Noreg kan ha vore under 1100 m o.h. så tidleg som 16 000 år BP.

Funn av makrofossilar i fjellområde i Skandinavia peikar også mot eit tynnare isdekke med mindre utbreiing i og før Yngre Dryas (Kullmann 2002). Barth et al. (1980) daterar trerestar frå Rondane og viser ei rask etablering av furu (ca. 8200 år BP) etter at innlandsisen smelta vekk.

Eksponeringsdateringar i sentrale fjellområder i Sør-Noreg syner at overflata ikkje har blitt utsett for erosjon gjennom store deler av Weichsel (Linge et al. 2006).

Periglasiøle former i Rondane er diskutert av Barsch & Treter (1976). Steinbrear og andre relaterte former er diskutert av Barsch (1971) og Shakesby et al. (1987; 1989). Permafrost på Dovre, nord for Rondane, er studert av Isaksen et al. (2002).

Det er blitt laga kvartærgeologiske kart over Folldal (Sollid og Carlson 1979, 1981) og Follestad (2001) har arbeida med glasiasjonshistoria og kvartærgeologisk kartlegging i Folldal og Atndal.

Bøe (2003), Håvik (2003) og Kvisvik (2003) har laga kvartærgeologiske kart og skildra glasiasjonshistoria i sentrale og nordlege delar av Rondane. Dei finn ei suksessiv mindre isutbreiing gjennom Weichsel og at det gjennom LGM har eksistert isfrie områder i delar av Rondane. Dette er i skarp kontrast til det andre rekonstruksjonar av det Skandinaviske isdekket, der isdekket vert suksessivt større gjennom Weichsel (e.g. Svendsen et al. 2004; Mangerud 2004). Rondane er difor eit interessant område sett i lys av diskusjonen angående vertikal utbreiing av det fennoskandiske isdekket gjennom Weichsel.

Kapittel 2 Metode

2.1 Feltarbeid og feltmetodar

Kartlegginga vart utført sommaren 2005 og dannar grunnlaget for diskusjonen rundt isutbreiinga i området. Føremålet med geomorfologiske kartlegginga er å registrera kva landformer som er tilstades i feltet, kva genese dei har og korleis den romlege fordelinga er. Bakgrunnen for dette er at ulike geomorfologiske prosessar fungerer med ulik styrke i ulike klimaregimer. Kartlegging av former danna av ulike prosessar gjer at ein kan få informasjon om kva klimaregime desse prosessane var aktive under.

Det geomorfologiske kartet, som er laga på grunnlag av feltarbeidet, inneheld informasjon om form, litologi og genese av landformene i området. Informasjon om dei ulike formene er innhenta ved visuell tolking av form, materialsamansetning, materialet sine eigenskapar og orientering i landskapet.

Det vart grave snitt i terrestriske lausmassar for å bestemma genesen til desse. Snitta vart logga, og i etterkant behandla i Adobe Illustrator.

Felthjelpemiddel har vore spade, stikkefang, klinometer og tommestokk. Murarskei og spade vart nytta til graving av snitt. Til posisjonsbestemming og høgdemåling vart Garmin Etrex Vista C brukt (± 5 meter).

2.2 Analyse av flyfoto

Studier av flyfoto i eit Wild Heerbrugg speilstereoskop vart nytta til forarbeid og etterarbeid. Flyfoto som vart nytta er produsert av Fjellanger Widerøe AS, serie 11438 19-2/bilete 9-17, serie 11498 19-3/bilete 10-19 og serie 11498 19-4/bilete 14-16. Målestokken var 1:40 000 og bileta er teken 06.09.1992.

2.3 Kartmateriale

Til kartlegging vart det nytta forstørre kart frå Statens kartverk hovedkartserie M711, kartblad Hjerkin Blad 1519 III og kartblad Folldal Blad 1519 II. Innsamla data vart behandla i Adobe Illustrator CS2. Fargar, symbolbruk og jordartsinndeling er primært basert på terminologien til Noregs Geologiske Undersøkelse (NGU) og jordartsatlas for Noreg (Thoresen 1990).

2.4 Dateringsmetodar

For å kunne rekonstruere isutbreiinga i området er det viktig å datere når dei ulike landformene vart avsett. Utvikling av ulike dateringsmetodar gjer at ein kan datere uorganisk materiale over ein lengre periode enn det som har vore mogleg på organisk materiale med karbon-14 isotopen. I arktiske og alpine strok er det også ein fordel å kunne datere på uorganisk materiale ettersom den organiske produksjonen er svært lav.

Det var til denne oppgåva samla inn materiale til datering sommaren 2006. Dette materialet vart datert ved hjelp av metodane Optisk Stimulert Luminescens og eksponeringsdateringar.

2.4.1 Optisk Stimulert Luminescens

Optisk Stimulert luminescens (OSL) gjer det mogleg å datere avsetningstidspunktet for sediment. Sediment som ligg i nærleiken av materiale som inneheld uran, thorium eller kalium er utsett for ei konstant eksponering av α , β , og γ -stråling. Dette fører til at elektron blir fanga i krystallstrukturen til mineralet og akkumulert over tid. Ved å tilføre energi i form av lys vil elektrona bli frigjorde, og endringa i elektronkonfigurasjonen fører til at det vert danna lysenergi. Mengda av lysenergi er proporsjonal med mengda elektron som er fanga i krystallgitteret. Akkumulering av elektron er avhengig av strålingsdose frå omkringliggende sediment og tid. Ved å måle denne bakgrunnstrålinga er det mogleg å rekne ut kor lang tid mineralet har vore eksponert for stråling (Lowe og Walker 1997).

Dersom mineralet vert utsett for sollys/dagslys vil dette føra til ei ”nullstilling” eller ”bleking” av mineralet der alle elektrona fanga i krystallstrukturen forsvinn. Ved OSL er det i praksis tida sida mineralet sist var utsett for sollys/dagslys ein måler (Madsen et al. 2005).

$$\text{Alder} = \frac{\text{Motatt mengde stråling}}{\text{Strålingsmengde pr tidsenhet}}$$

Det er essensielt for materiale som blir datert med OSL at mineralet må vera "nullstilt" ved den hendinga som ein ynskjer å datere. I tillegg må materialet ikkje vera utsett for sollys etterpå. Strålingsdosen som minerala har blitt

Figur 2-1 syner samanhengen mellom tid og strålingsmengde.

utsett for må også vera kjend, samstundes som at det er antatt at denne har vore konstant gjennom tid. Difor er det viktig å ha eit klart bilete av avsetjingshistoria.

Til OSL er det mest kvarts og feltspatmineral som er nytta. Dette fordi desse minerala er svært vanlege i sediment og lett å isolere frå andre mineral (Huntley og Lian 1997). Kvarts treng mindre eksponeringstid enn feltspat for å nullstillast, og er såleis ekstra godt egna til OSL (Madsen et al. 2005). Sediment som er egna til datering er mineral som har blitt eksponert for sollys/dagslys (Huntley og Lian 1997) og glasifluviale sediment har vist seg godt egna til OSL dateringar (Bøe 2006).

2.4.2 Eksponeringsdatering

Denne metoden er mellom anna nytta til å rekonstruera utbreiinga og deglasiasjon av isdekke under siste istid (Briner et al. 2001; Miller et al. 2005), påvising av kald ikkje-erosive isdekke (Stroeven et al. 2002; Briner et al. 2003; Fabel et al. 2005; Harbor et al. 2005; Phillips et al. 2005; Fjellanger et al. 2006) og datering av morenerygger (Balco et al. 2002; Rinterknecht et al. 2004; Fabel et al. 2005). Her vil eksponeringsdatering verta nytta til å datera blokker på moreneryggar.

Når kosmisk stråling treff atom i atmosfæren og i jordoverflata vert det danna stabile og ustabile nuklidar. Dei ustabile nuklidane har ei halveringstid som konstant. Dersom ein veit utgangskonsentrasjonen er det mogleg å estimera kor lenge ei flate har blitt eksponert for kosmisk stråling ut frå konsentrasjonen av nuklidar i overflata. Det er ein føresetnad at ein veit produksjonsraten av dei ustabile nuklidane. Produksjonen av nuklidar varierar hovudsakleg med høgde over havet, breiddegrad, solaktivitet, endringar i jordas magnetfelt og lokal topografi (Gosse og Phillips 2001).

Beryllium-10 (^{10}Be) nukliden er den nukliden som har blitt nytta mest til eksponeringsdatering i dei seinare år. Dette er blant anna fordi ein har veletablerte produksjonsrater. Av ulike mineral er kvarts svært godt egna, fordi dette er eit svært vanleg mineral og har stor konsentrasjon av ^{10}Be (Gosse og Phillips 2001).

Ein føresetnad for at ein skal kunne nytta denne dateringsmetoden er at ein ved erosjon av til dømes elv eller breelv fjernar overflatelaget med nuklidar og at overflata er ”nullstilt” ved deglasiasjon. Dersom ikkje erosjonen har vore tilstrekkeleg vil det nedarva signalet føre til at alderen blir feil (Fabel et al. 2005; Li et al. 2005).

2.5 Teiknforklaring og definisjonar

I kapittel 3 vil det bli nytta ein del begrep. Desse er definert under. I tillegg vil det vera referert til stein, sand, silt m.m. som henvisar til spesifikke kornstørrelsar etter standard til Thoresen (1990).

Morenemateriale, tjukt samanhengande dekke er morenedekke som er tjukkare enn 30 cm. Sedimenta er kanta og kantrunda, og består av kornstørrelsar frå leir til blokker.

Moreneavsetningar har liten og ingen sortering. Det er ikkje skild mellom ulike typar bunnmorene fordi dette ville vera tidskrevande arbeid som ikkje tidsramma for oppgåve tillet.

Morenemateriale, tynt og usamanhengande dekke er definert som lausmassedekke som er mindre enn 30 cm i tjuknad. Små og vanskeleg avgrensbare moreneavsetningar er merka med bokstaven M.

Randmorene er rygger av morenemateriale danna langs marginen av ein bre. Desse kan vera avsett frontalt og lateralt. Desse vert danna når brefronten rykker fram eller står på same stad over tid.

Glasifluviale avsetningar omfattar materiale som er transportert og avsett av breelver.

Glasifluvialt materiale er som regel godt sortert. Materialet er kantrunda og runda, avhengig av litologi og transportdistanse.

Fluviale avsetningar er avsetningar i rennande vatn. Dei har same kjenneteikn som glasifluviale avsetningar, men er ofte å finne i mindre mektighet og med mindre materiale som følgje av mindre transportkompetanse og kapasitet.

Bresjøavsetningar er å finne som silt og leire i dalbotn. Slike avsetjingar er avsett under svært rolege strømningsstilhøve. På vanskeleg avgrensbare avsetningar er bokstaven B nytta.

Tjukt forvittringsdekke er områder med materialedekke over 30 cm som er eit resultat av mekanisk oppdeling av berget nærmast overflata. For ein stor del vil områda som går under denne kategorien bestå av blokkmark. Dette er områder som består av blokkrik overflate med lite finstoff.

Tynt forvittringsdekke er forvittringsdekke med tjuknad under 30 cm. Områder med morenedekke kan ver prega av forvitring. I slike tilfelle vil bokstaven F nyttast over farge for morenedekke.

Skredmateriale blir her definert som steinmateriale avsett ved fjellskred og steinsprang. Skredmateriale varierar mykje i eigenskap. Generelt er det kjenneteikna med kanta materiale. Kornstørrelsen varierar over eit stort spekter, frå fint til grovt materiale. I skredavsetningar vil materiale bli finare oppover i raskjegla. Ved små og vanskeleg definerbare avsetningar er bokstaven R brukt.

Torv og myr er organisk materiale, og er her brukt om delvis nedbrote organisk materiale tjukkare enn 30 cm. Ved mindre tjuknad er bokstaven T brukt.

Smeltevassløp er spor eroderte i lausmassedekke av breelver.

Nedskjering i lausmassar av elv eller breelv er her definert som store nedskjeringar i lausmassedekke av elv eller breelv.

Spylefelt er områder der smeltevatn har fjerna alt lausmassedekke over grunnfjellet.

Slukås er ryggformer som er avsett av smeltevatn i istunnelar, som drenerar en- eller subglasialt med topografien, i motsetning til eskerar.

Dødisgrop vert danna når is blir begravd i glasifluviale sediment og det vert danna sirkulære forsinkingar når isen smelter. Desse er typisk funnen i terrasse og delta avsetningar.

Strandlinje etter bredemt sjø kan observerast som horisontale eroderte linjer i terrenget. Desse vil typisk vera 1-10 meter breie og kan følgje dalsida over lange avstandar.

Soli/gelifluksjonstunger er lobeforma tunger av lausmateriale som er danna ved ein sakte masserørsle nedover ein skråning. Det er her ikkje skild mellom gelifluksjon og solifluksjonformer.

Strukturmark er ei samlebetegnelse på ulike overflateformer danna i forbindelse med frostsortering av materiale. Vanlege former er polygonmark og steinsirkklar på flat mark, medan det i helningar vert danna steinstriper.

Pronival rygg blir danna når det vert bygd opp ein rygg av rasmateriale framom ei snøfonn. Dette skjer fordi rasmateriale fell ned på og over snøfonna, og legg seg opp framom denne. Materiale her vil ha same karakteristikk som rasmateriale.

Kapittel 3 Datapresentasjon og tolking

I dette kapittelet vil dei ulike landskapsformene bli beskriven og tolka. Formene vil bli delt inn i glasial, glasifluvial eller periglasial formelement etter kva mekanismar for danning som ligg bak.

3.1 Glasiale akkumulasjons- og erosjonsformer

3.1.1 Morenedekke

Bunnmorene vert avsett subglasialt på ulike måtar. Ut frå av genese kan bunnmorene delast inn i tre ulike typar (Benn & Evans 1998), men det vil her ikkje bli skild mellom dei ulike typane. I feltområdet finnes det tjukt dekke med morenemateriale opp til ca 1500 m o.h.. Fordi dette ligg som eit jamt dekke utan hauger og forsenkningar er dette tolka til å vera bunnmorene. Det er også sannsynleg at deler av overflatedekke er ablasjonsmorene men dette er vanskeleg å skilje utan tidkrevjande undersøkingar. Difor blir definisjonen bunnmorene nytta her. Spesielt er det eit tjukt bunnmorenedekke i dei slake viddeområda mellom 1200-1400 m o.h..

Høgare oppe er det blanding av tynt morenedekke og tynt forvittringsdekke med morenemateriale oppå. Grunna dei lett forvitrbare bergartane i området kan det vera vanskeleg å skilje mellom sterkt forvittra materiale med mykje finstoff og tynt morenedekke som er sterkt forvittra.

Tjukt samanhengande dekke med bunnmorene blir avsett under ein temperert bre (Benn & Evans 1998). Dette betyr av områda med bunnmorene har vore dekkja av ein temperert bre. I områda med tjukt forvittringsdekke er det ikkje spor etter morenemateriale. Dette er fordi 1) det aldri har vore dekkja av temperert bre eller 2) morenematerialet har vore eksponert i så lang tid at forvitring, vinderosjon og nedbør har fjerna alle spor etter morenedekke.

3.1.2 Randmorene

Rand morenar vert avsett ved brekanten når denne rykker fram eller står på same staden over lengre tid. Danninga av ryggformer av morenemateriale langs brekanten er eit resultat av mange prosesser. Ut frå desse prosessane kan ein dele inn randmorenar i ulike kategoriar (e.g.

Bennet og Glasser 1996). Det er i dette arbeidet ikkje skild mellom dei ulike typane fordi det er for tidkrevjande. Randmorenar kan gje nyttig informasjon om kvar brefronten har stått og korleis brefronten har fluktuert.

Det er fleire observasjonar av randmorene i området og dei ulike lokalitetane vil bli gjennomgått under.

Tverrbekken

UTM 05359 68862

Høgde 1226 m o.h..

Skildring:

Dette er ein 7-8 meter høg ryggform aust for Nysæterhøi, ca 20 meter lang med 3 markerte toppar. Denne ligg parallelt med dalsida, med retning N-S og består av usorterte og kanta materiale frå fin sand til grove blokker (< 1.5 m).

Tilsvarende ryggform med omsyn til form, høgde og materiale ligg i motstående dalside (*UTM 05364 68863*). Denne ryggforma er ca 40 meter og består av to separate ryggar.

Tolking:

Begge ryggar nevnt ovanfor vert tolka til å vera moreneryggar avsett lateralt av ein bre som har komen oppover dalen, frå sør mot nord.

Kattuglehøi

UTM 05304 68830

Høgde 1183 m o.h..

Skildring:

Fleire ryggforma lausmasseavsetningar ligg over kvarandre oppover dalsida, lokalisert sør for Kattuglehøi. Desse ligg parallelt med dalsida, lengste samanhengande ryggen ca 120 meter lang. Materiale er usortert, med kornstørrelse frå silt til blokker (0,5 m). Ryggane har ein svak helning innover dalen.

Tolking:

Ryggformene vert tolka til å vera moreneryggar avsett lateralt ved iskanten, av ein bre som gjekk innover dalen. Fleire ryggar avsett suksessivt nedover tyder på at breen har hatt fluktuarjonar over tid på same staden..



Figur 3-1 syner morenerygger avsett under Kattuglehøi.

Einbuggdalen

UTM 05179 68806 – 05204 68810

Høgde 1260 - 1307 m o.h.

Skildring:

Innover Einbuggdalen ligg ei ryggforma lausmasseavsetning. Formene er 3-10 meter høg, og består av fleire ryggforma hauger parallelt med dalsida innover dalen, ca 2.7 km i lengde. Den yttarste ryggen ligg på ca 1307 m o.h. og innarste ryggen ligg på ca 1260 m o.h. Materialet er usortert og består av silt til blokker (1.0 m). I motståande dalside ligg det også enkelte ryggformer i same høgde, med same type materiale. Desse ryggformene er ikkje samanhengande.

Tolking:

Ryggformene vert tolka til å vera ein randmorene avsett lateralt av ein bre som kom frå SV mot NA. Dei markerte setene som går innover dalen skjer gjennom moreneryggen og viser at det har eksistert ein bresjø i mange ulike nivå etter at moreneryggen vart avsett.

Tverråi

UTM 53355 6885358

Høgde 1110 m o.h.

Skildring:

Der Tverråi renn inn i Grimsdalen er det avsett hauger med lausmateriale i dalsida. Avsetninga ligg vertikalt over ca 15 meter. Dette er små avsetningar beståande av materiale frå sand til stein (> 30 cm). Materialet er usortert i øvre delen av avsetninga, men nedre del av avsetninga består av godt sortert laminert sand og grus. Materialet består av godt runda til kantrunda materiale. Det er grovare materiale i øvre del som blir finere nedover i avsetninga.

Tolking:

Dette ser ut til å vera ein liten morenerygg avsett av ein bre som står i Grimsdalen og opp mot Tverråi. Lagdelinga nede i avsetninga kan forklarast ved at dette kan vera glasifluviale avsetningar som breen har gått over og avsett materiale oppå. Breen har rykka fram gjennom glasilakustrine og glasifluviale avsetningar, og dette materiale er blitt transportert og avsett ved brekanten. Dette kan forklare kvifor mykje av materiale er godt runda og består av kornstørrelse frå stein til sand.

Det er ikkje funne noko rygg på andre sida av dalmunningen. Det ligg her glasifluviale og glasilakustrine avsetningar, avsett i eit nivå som høver med ein delta-avsetning (kap 3.2.2). Det kan sjå ut som om det ligg eit tynt dekke med morenemateriale oppå denne, men avsetninga ligg i ein skråning og kan vera påverka av skråningsprosessar.

Gautådalen

Gautådalen grenser mot Foksådalen i vest, mellom Falketind og Halvfarhøi, og går nedover ca 7 km mot NA før dalen dreier ned mot Hjerkin, og Gautåi blir ein del av Folla. Dalen er vid og open, omkransa av fjell over 1600 m o.h.. Eit tjukt lausmassedekke dekker dalbotn. Nedst i dalen ligg Veslehjerkinnstjødn, som drenerer sørover ned i Grimsdalen. Det ligg i tilknytning til denne dalen 3 sett med morenerygger (sjå figur 3-2).

Morenerygg øvre Gautådalen

UTM 05246 68885 – 05260 68882

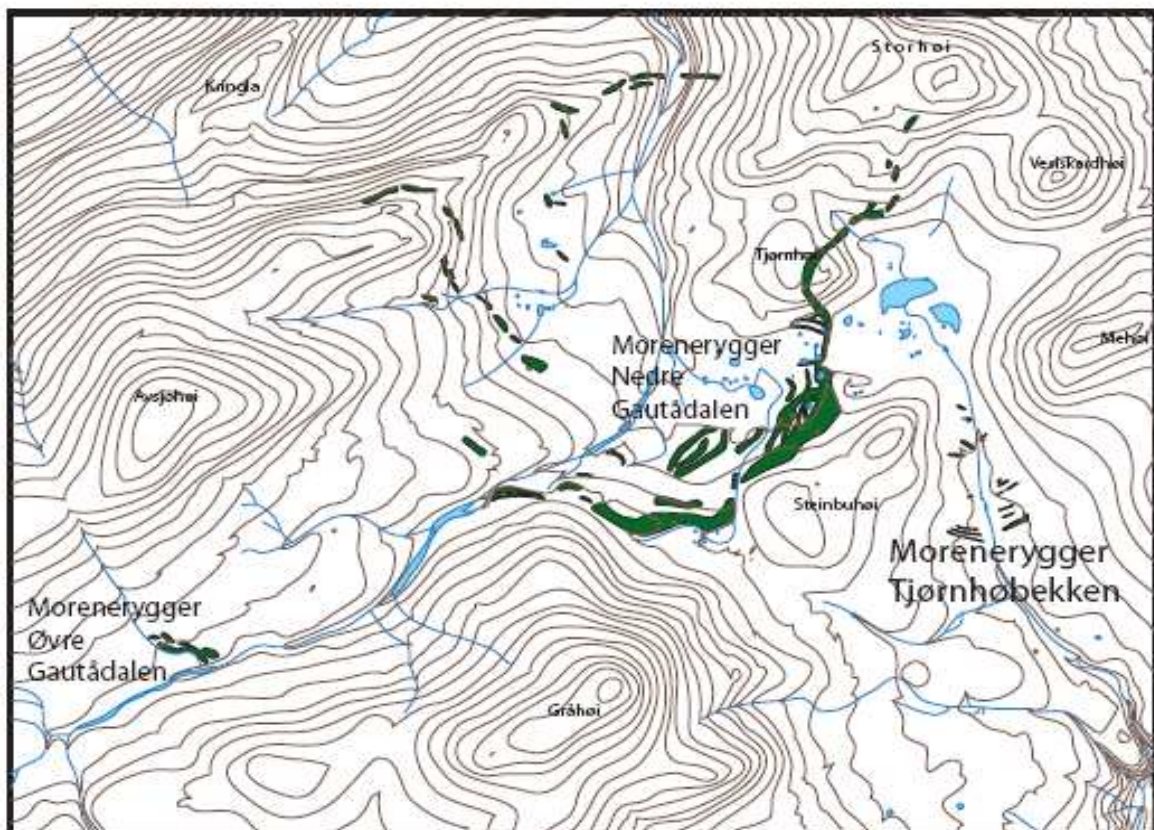
Høgde ca 1480 – 1395.

Skildring:

Her ligg det hauger og rygger av lausmateriale som strekk seg frå dalsida (1480 m o.h.) og skrår nedover til den møter elva (1395 m o.h.) øvst i Gautådalen. Haugane og ryggane ligg kaotisk i eit bredt belte. Formene er opp til 6 meter høge og lengste lengde er ca 100 meter. Materiale består av usortert materiale med kornstørrelse frå silt til blokker (0,5 meter).

Tolking:

Ryggane og haugane vert tolka til å vera morenerygger avsett ved fronten av ein bre. Ut frå orienteringa av moreneryggane nedover i dalen antes breen å ha komen frå SV mot NA.



Figur 3 - 2 syner kartutsnitt over randmoreneavsetningane i og rundt Gautådalen.

Morenekompleks nedre Gautådalen

UTM 05306 68907

Høgde ca 1260-1400 m o.h.

Skildring:

Dette er ei meir eller mindre samanhengande ryggform i nedste delen av Gautådalen.

Ryggforma er tydlegast mellom nordaust sida av Tjørnhøi (*UTM 05306 68918*) og tvers over dalen nord for Steinbuhøi til den treff Gautåi (*UTM 05285 68897*). Her er ryggen opp til 20 meter høg og dannar ei samanhengande form.

Ryggforma går over i hauger og rygger og kan følgjast heilt opp til under Storhøi (*UTM 05313 68926*), ca 1400 m o.h. Ryggforma vert mindre markert og består av hauger og rygger i eit uklart mønster nordover i dalen, til denne forsvinn ut av feltområdet, ca 1390 m o.h. (*UTM 052749 68920*).

Det er eit markert skilje mellom utsida og innsida av ryggforma. På innsida finn ein lange nedskjeringar i morenedekke, med liten helning (< 2 grader) parallelt med dalsida.

Ryggen består av usorterte lausmassar med kornstørrelse frå silt til blokker (1.0 m) som er heilt eller delvis kanta. Her finnes det fleire ryggformer. To vil bli omtalt her fordi desse er lange og kontinuerlege former. Nordvest i dalen (*UTM 05293 68929*) ligg det ein rygg form som strekker seg fleire hundre meter nedover mot dalbotn. Materialet består stein og blokker, som er kanta og kantrunda.

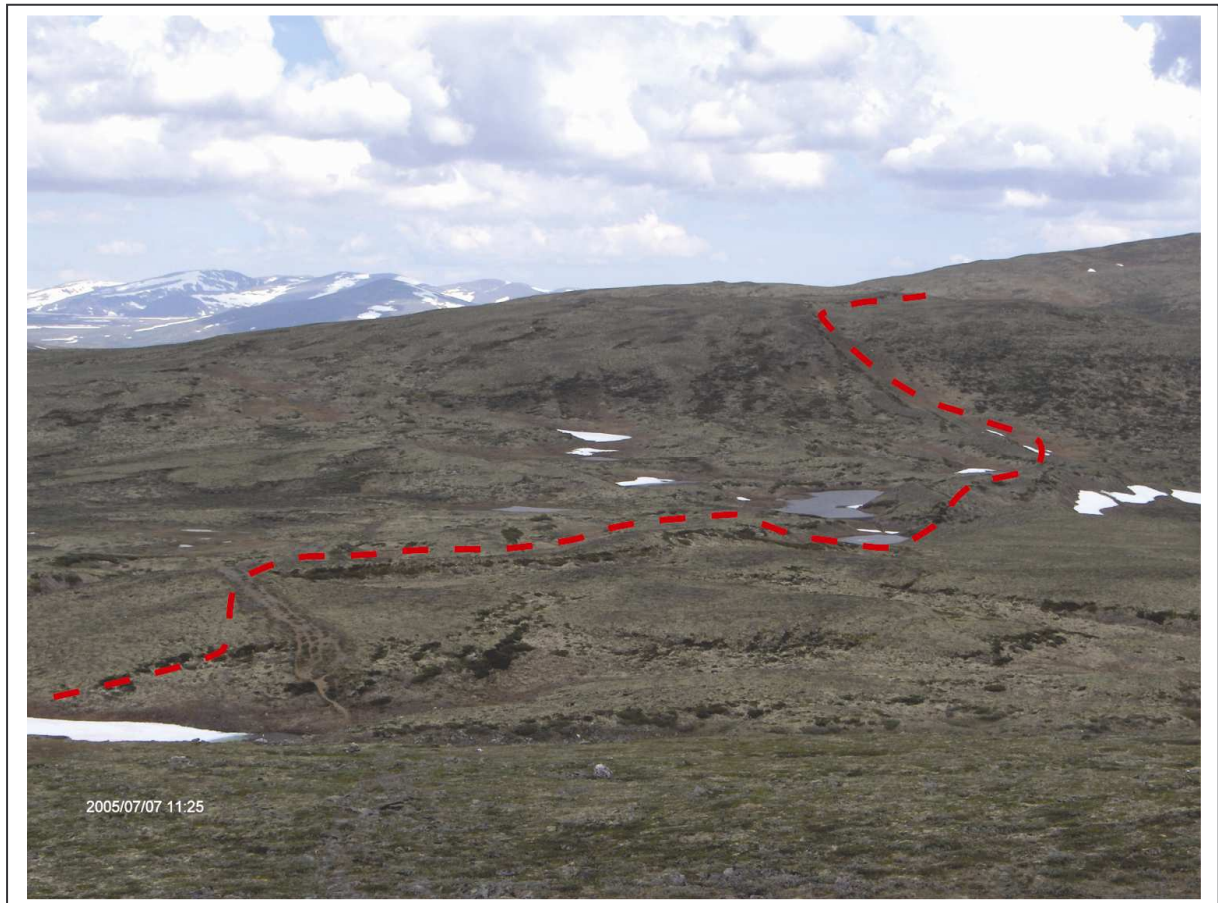
I tillegg så ligg det i munningen til dalen ein stor rygg på tvers av dalretninga på begge sider av dalen (*UTM 05293 68929*). Denne er ca 100 meter lang og 2-5 meter høg. Materialet er fin sand til grove blokker, usortert og kanta.

Tolking:

Ryggen er ein morenerygg og er avsett av eit breframstøyt frå nord mot sør inn i Gautådalen (sjå bilete 1). Dette er vist med skuringstriper funne på innsida av moreneryggen ved innløpet til dalen (*UTM 05285 68926*) som har retning S-N. Forseinkingar fylt med vatn på innsida av moreneryggen vert tolka til å vera dødisgroper. I tillegg så er det fleire morenerygger avsett

nedover i dalen, spesielt 2 former beskrevet over, som syner at breen har hatt fleire framstøyt under tilbaketrekning.

Dei lange kontinuerlege nedskjeringane er smeltevasspor danna når breen smelta attende.



Figur 3-3 syner moreneryggen i nedre Gautådalen. Brebevegelsen var frå venstre mot høgre.

Ved *UTM 05283 68897* er det eksponert bresjøavsetningar under moreneryggen (figur 3-10). Dette er daterte ved hjelp av OSL og gjer ein alder på 38 ± 4 ka og 31 ± 2 ka BP. Bresjøen vart såleis sannsynlegvis avsett under ein deglasiasjon i Ålesund interstadial. Moreneryggen må vera avsett seinare. Ut frå glasiasjonskurva for Skandinavia (e.g. Mangerud 2004) er det mest sannsynleg at morenekomplekset i nedre Gautådalen vart avsett i påfølgande stadial, under Sein-Weichsel. Dateringar tekne i tilgrensande dal mot vest (sjå kap. 3.2.2) syner at ishøgda her var under 1450 m o.h. rundt 13-14 ka BP. Med omsyn til høgda av isoverflata her må breframstøtet i Gautådalen predatera dette. Avsetningstidspunktet for morenekomplekset blir antatt at representerar største isutbreiing i området under OIS2 Sein-Weichsel.

3.1.3 De Geer morene

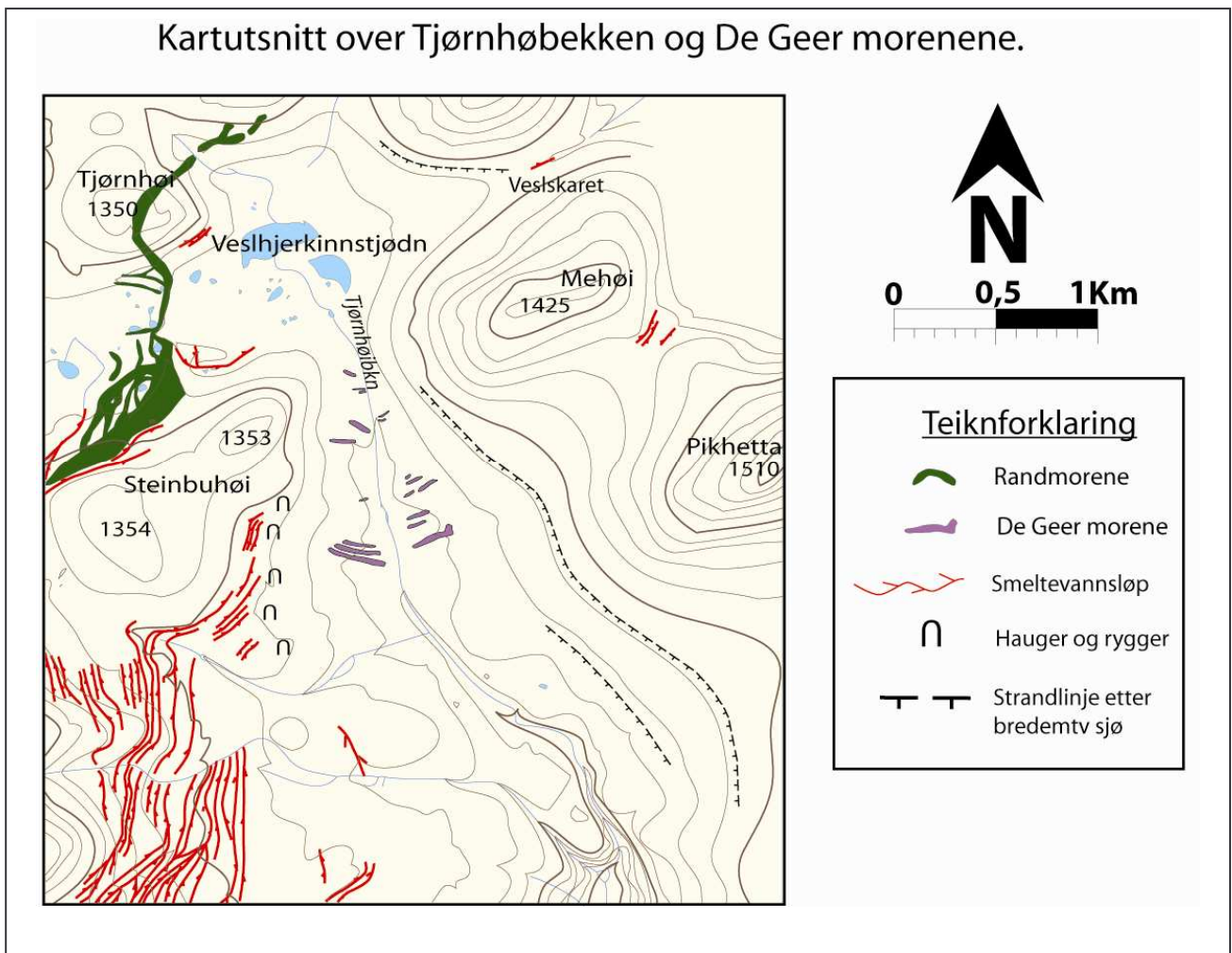
Morenerygger Tjørnbekken

UTM 053168 688930,

Høgde ca 1240 m o.h..

Skildring:

Sør for Veslehjerkinnstjødn ligg det 10 ryggformer som går på tvers av dalen (sjå figur 3.2). Formene har ei svak helning nedover dalen. Lengste ryggen er ca 40 meter, og er ca 2-4 meter høge. Materialet består av fin sand til blokker (>50 cm) og er usortert. Rundingsgraden er frå kanta til kantrunda.



Figur 3-4 syner kartutsnitt over De Geer morenane langs Tjørnhøibekken.

Tolking:

Ryggformene er morenerygger avsett ved fronten av ein bre. Desse ryggane har blitt tolka som De Geer morene (Hoff 1992), avsett av ei bre som kom frå sør mot nord. De Geer morenar er nytta til å beskriva ei gruppe rygger avsett på tvers av isrørsla (Larsen et al. 1991). Denne typen morenerygg vert avsett når brefronten står stille eller har mindre framstøyt medan fronten står i ein bresjø (Bennet og Glasser 1996).

Moreneryggane langs Tjørnhøbekken kan koplast opp mot seter avsett i dalsida mot aust (kap 3.2.4), som viser at det har stått ein bresjø i ulike nivå i området. Bresjøen vart demt opp av is som låg i Grimsdalen og sperra den naturlege dreneringsretninga ut Tverrådalen. Det høgaste setenivået korrelerar med det lokale passpunktet over Veslskaret.

Ettersom breen trakk seg attende sørover vart det avsett materiale langs kanten av breen i vestsida av dalen. Avsetningane er sannsynlegvis ei blandinga breelv materiale avsett direkte i bresjøen når smeltevasselvane mista transportkompetansen, og av ablasjonsmorene.

Det eksisterar ikkje dreneringspor under 1280 m o.h., som kan forklarast med at dette var under lokal erosjonsbasis medan bresjøen låg i dalen. Dreneringspora syner korleis breen suksessivt smelta ned til dette nivået.

3.1.4 Flyttblokker

Flyttblokker er observert mange stader i feltområdet. Dette er blokker som er transportert av isen og er kanta eller kantrunda. Desse ligg plassert oppå underlaget.

På toppen av Storhøi (1453 m o.h.) ligg det fleire blokker oppå tynt forvittringsdekke som er flyttblokker. Sør for Halvfarhøi ligg det flyttblokker opp mot 1500 m o.h.. Over denne høgda er det ikkje funne blokker som sikkert kan definerast som flyttblokker. Dette er fordi materiale som ligg i blokkhav er sterkt forvittra og har såleis mista sin opphavlege karakter. I tillegg vil frostbevegelsar påverke materiale og kan føre til at blokkene blir delvis grave ned i underliggande dekke.

Undersøking av kva bergarten ein stein består av kan hjelpe til å stadfeste om det er ei flyttblokk. Bergartar som har eit anna kjeldeområde må vera transportert i is, men omfanget av ein slik undersøking ligg utanfor rammene til denne oppgåva. Dei lett forvitrbare bergartane i området inneheld også store årer med kvarts. Kvarts er svært motstandsdyktig

mot forvitring. Dette gjer at medan bergarten som omsluttar kvartsen forvittrar, står det kvartblokker att over overflata. Slike kan forvekslast med flyttblokker.

3.1.5 Dødisgrop

Ved nedsmelting av ein bre kan små og store isblokker bli dekkja av glasifluvialt materiale i terrasser og delta. Når isen smeltar vil den etterlata seg ei sirkulær nedsenking som vert kalla dødisgrop (Benn og Evans 1998).

I feltområdet er det fleire dødisgroper (sjå vedlegg 1) som alle ligg i glasifluviale avsetningar (sjå kap 3.2.2).

3.1.6 Botnar og overfordjupningar

Overfordjuping i fast fjell er teikn på selektiv glasial erosjon der breen eroderer vertikalt, ofte i forbindelse med strukturelle svakheiter i underlaget (e.g. Benn og Evans 1998).

Feltområdet ber lite preg av glasial erosjon.

Ved Grimsmyrin øvst i Grimsdalen er det ei overfordjupning som er fylt opp av sediment. I tillegg er Veslhjerkinnstjødn lokalisert i ei mindre overfordjuping. Desse kan bare ha blitt danna ved glasial erosjon.

Det eksisterer ikkje nokon spor etter lokalglasiasjon i feltområdet til tross for at dei topografiske føresetnadane ligg til rette. I Rondane rett sør for feltområdet er det lokalisert fleire spor etter lokalglasiasjon (e.g. Mannerfelt 1940; Dahl et al. 1997; Bøe 2003; Håvik 2003; Kvisvik 2003). Desse områda ligg i same høgde som feltområdet, men den vertikale forskjellen mellom fjell og daler er større. Dette kan forklare initieringa av lokalglasiasjon og botndanning i dette området. I tillegg er nedbør, temperatur og vindretning faktorar som påverkar lokalglasiasjon (e.g. Dahl et al. 1997), og lokale forskjellar kan forklare kvifor det ikkje finnes spor etter lokalglasiasjon her.

3.1.7 Glasial erosjon i fjell

Ved inngangen til Gautådalen (*UTM 052855 689260*) er fjellryggen sterkt prega av glasial erosjon. Her er det fleire skuringstriper med retning nord-sør. Fordi denne fjellryggen ikkje ber preg av sterkt forvitring skil den seg frå eksponert fjell i resten av feltområdet. Denne fjellryggen ligg på innsida av ein morenerygg (kap 3.1.1). Området som ligg på utsida av

moreneryggen ber preg av sterk forvitring og det finnes ikkje erosjonsformer i fast fjell her. Skuringsstripene vart danna av breen som avsette moreneryggen, og viser at denne kom frå nord mot sør.

Dette er den einaste staden i feltområdet det eksisterar erosjonsformer i fast fjell.

3.1.8 Oppsummering glasiale akkumulasjons- og erosjonsformer

Hovudtrekka i området med omsyn til glasiale formelement vil her kort bli gjennomgått.

Sentrale og høgareliggande områder er lite påverka av glasial aktivitet. Alle randmorenane i er funne i dalar som går inn mot dei høgareliggande områda og viser at sentrale delar ikkje har fungert som initieringsområde for tempererte brear. Randmorenane er avsett av breframstøyt inn i området frå vest, nord og sør-søraust. Dei høgareliggande områda, det vil sei områder med tjukt forvittringsdekke, har ikkje vore dekkja av tempererte brear. Dette blir underbygd av mangelen på glasiale erosjonsformer.

Tjukt morenedekke dekkar store delar av viddeområdet mellom 1300 – 1500 m o.h.. Dette kan vera avsetningar frå ein temperert bre. Ut frå forvittringsgraden (sjå kap 3.3.4) samt at kald bre har vore tilstades gjennom siste del av Weichsel (sjå under) må dette dekket vera avsett før. Det kan også vera ei blanding av ablasjonsmorene og forvittringsdekke.

Det er interessant at nesten alle randmorenar i området er avsett i områder der det også har eksistert bresjøar (kap. 3.2.4). Ein brefront som går over ein bresjø kan få endra temperaturregime lokalt, og dette fører til at breen skyv opp materiale framom brefronten (Fitzsimons 1996, i Benn og Evans 1998). Ein bre som i utgangspunktet er frosen til underlaget vil dermed kunne avsetja morenerygger. Dette kan forklare lokaliseringa av randmorenar i tilknytning til bresjø i eit området som elles ber preg av å ha vore dekkja av ikkje-erosive brear.

Einaste spor etter bre i høgareliggande områder er dreneringsspor. Dreneringsspora i området er sannsynlegvis avsett supralateralt under nedsmelting av eit isdekket som er frosen til underlaget (Mannerfelt 1940, 1945, 1949; Borgstrøm 1989; Sollid og Sørbel 1994). Desse områda har sannsynlegvis kun vore dekkja av kald, ikkje-erosiv is. Det er vanskeleg å anslå høgda av isdekke og kor lenge sida det er at dei høgaste områda var dekkja av is. Med bakgrunn i diskusjonen om vertikal tjuknad av isdekke gjennom Weichsel (sjå kap 1.1) er det truleg at toppane i feltområdet har vore isfrie gjennom store deler av Weichsel. Data frå

Haverdalen lenger sør indikerer at dei høgareliggende områda i alle fall har vore isfrie sida Midt-Weichsel (45-50 ka) (Bøe 2003). Det må her takast i betraktning at Haverdalen er meir påverka av is frå sør og aust, medan Grimsdalen vil i større grad vera påverka av is frå nord og vest.

3.2 Glasifluviale og glasilakustrine erosjons- og akkumulasjonsformer

3.2.1 Dreneringsspor

I store deler av området finnes det lange kontinuerlege nedskjeringar i terrenget som er erodert ned i lausmassedekket. Desse vert tolka til å vera dreneringsspor danna ved at smeltevatn drenerte supraglasialt langs iskanten og eroderte i underlaget (e.g. Mannerfelt 1940).

Dreneringsspora finnes både som einsidige og tosidige. Tosidige renner er spesielt funne der topografien flatar ut, medan einsidige renner er vanlege der det er brattare.

Dreneringsspora si helning kan fortelje noko om kva helning isoverflata har hatt. Dette studiet har ikkje hatt som føremål å lage ein detaljert oversikt over spylerenne i området og det vil difor bli fokusert på den generelle trenden med omsyn til helning og orientering. Her vil omgrepet dreneringsspor nyttast om kanalar erodert av smeltevatn. Desse kan dannast både



Figur 3-5 syner ein sverm av spylerenner vest for Gråhøi.

som ensidige kanalar mellom isen og topografien, eller som tosidige kanalar (Mannerfelt 1940, 1945).

Dreneringsretning

I feltområdet finnes dreneringsspor med 3 markerte ulike retningar (sjå figur 3-7):

Drenering mot nordvest:

Sørvest for Gråhøi finnes det ein serie på ca 20 dreneringsspor, med retning vest-nordvest og helning ca 1-2 grader. Dei er ca 0.5 -1.5 meter djupe og 1-3 meter breie. Dreneringspora ligg frå 1470 til 1550 m o.h.. Dette er einaste dreneringspora i området som er orientert denne vegen.

For å få avsett dreneringsspor med ein nordvestleg retning må det vera ein iskulminasjon i søraust som gjer at isoverflata heller mot nordvest. Dette beskriv ein situasjon som ikkje er kjend frå nokon rekonstruksjon av glisialgeologien i området.

Ein alternativ forklaring kan vera at lokale forhold og topografien påverkar dreneringsretninga, men på bakgrunn av mengde og eintydige retning av dreneringsspor er det mest sannsynleg at dette dreier seg om deglasiasjon av eit isdekke med ein iskulminasjon i søraust.

Det finnes også fleire nedskjeringar som er danna av smeltevatt som drenerte mot nord. Desse vert ikkje rekna som ein god indikator på kva helning isdekket har, då desse berre indikerar at isdekket har hatt ulik høgde proksimalt og distalt for nedskjeringa, men gjer lite informasjon om helning av isoverflata.

Drenering mot aust-nordaust:

Dette er den dominerande dreneringsretninga i feltområdet. Det øvste dreneringsporet med denne orienteringa ligg nordaust for Fokstuguhøin på ca 1630 m o.h.. Lenger sør i feltområdet ligg alle dreneringsspor under ca 1500 m o.h.. I viddelandskapet mellom 1500-1300 m o.h. finnes det mange svermar av dreneringsspor orientert i nordaustleg retning. I dalsida ned mot

Grimsdalen og dalar som drenerer inn mot denne er det færre dreneringsspor. Dette kan ha samanheng med topografien (sjå under).

Dreneringsspora si helning varierar mellom 1-2 grader. Dei strekker seg kontinuerleg over lange avstandar, opptil fleire kilometer.

Desse dreneringsspora har blitt avsett under deglasiasjonen etter eit isdekke som har hatt helning mot nordaust og med ein isdom i sørvest.

Drenering i Gautådalen:

I Gautådalen er det eit sett dreneringsspor som korrelerar med moreneryggen (kap 3.1.2). Ut frå formelementa er det sannsynleg at dreneringsspora vart avsett under deglasiasjon av den breen som avsette morenekomplekset i nedre Gautådal. Dreneringsspora kjem inn dalen frå nord mot sør, der den høgaste ligg på rundt 1400 m o.h. i dalmunningen. Dei har ein helning på ca 1-2 grader og kan følgjast meir eller mindre kontinuerlig gjennom heile dalen proksimalt for morenekomplekset. Smeltevatnet har drenert gjennom moreneryggen og sørover langs Tjørnbebben, ned i Grimsdalen. Når dette punktet vart for høgt har vatnet sannsynlegvis drenert ut dalmunningen på austsida, men det er her få utydelege dreneringsspor.

Vertikal fordeling av dreneringsspor

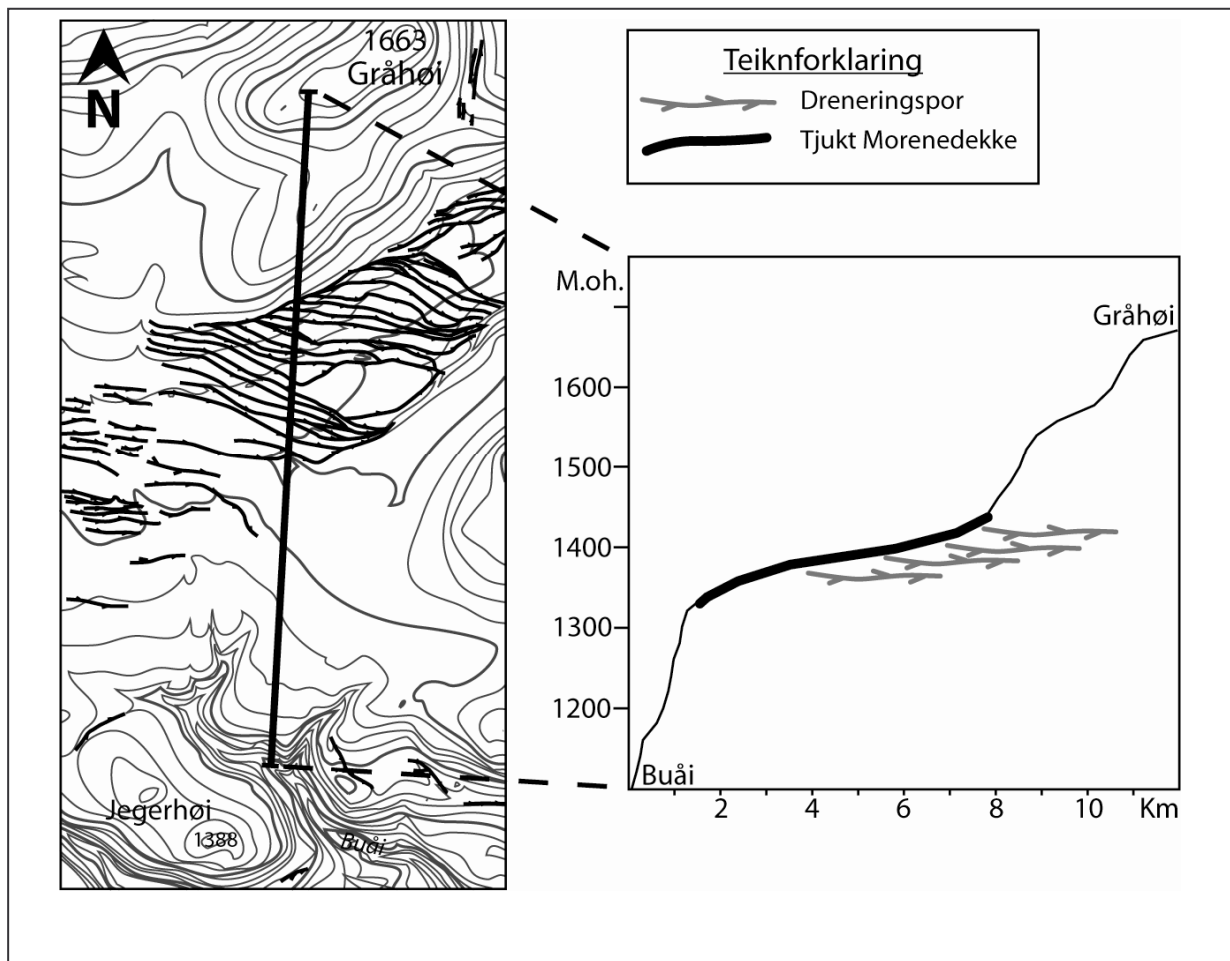
Dei høgaste dreneringsspora ligg på 1630 m o.h. nordaust for Fokstuguhøin (*UTM 05848 682080*) med orientering mot nordaust. Største tettleik av dreneringsspor finnes mellom 1500 og 1300 m o.h..

Fordelinga av dreneringsspor ser ut til å ha samanheng med topografien (fig 3-6). Mellom 1300 til 1500 m o.h. består topografien av flate og slake vidder. Under 1300 m o.h. aukar helningsgradienten og terrenget stuper ned i Grimsdalen i sør og mot Fokstugu i nord. Over 1500 m o.h. stig topografien brattare opp til toppar mellom 1600 -1700 m o.h.. Flest dreneringsspor er avsett der terrenget flatar ut. Dette samant med at ein finn det tjukkaste lausmassedekket mellom 1300-1500 m o.h. og smeltevatnet kan her lettare erodera ut djupe kanalar. Over 1500 m o.h. er det større blokkinnhald i overflata samt at det er meir eksponert fjell, og det trengs meir energi for å erodere i underlaget.

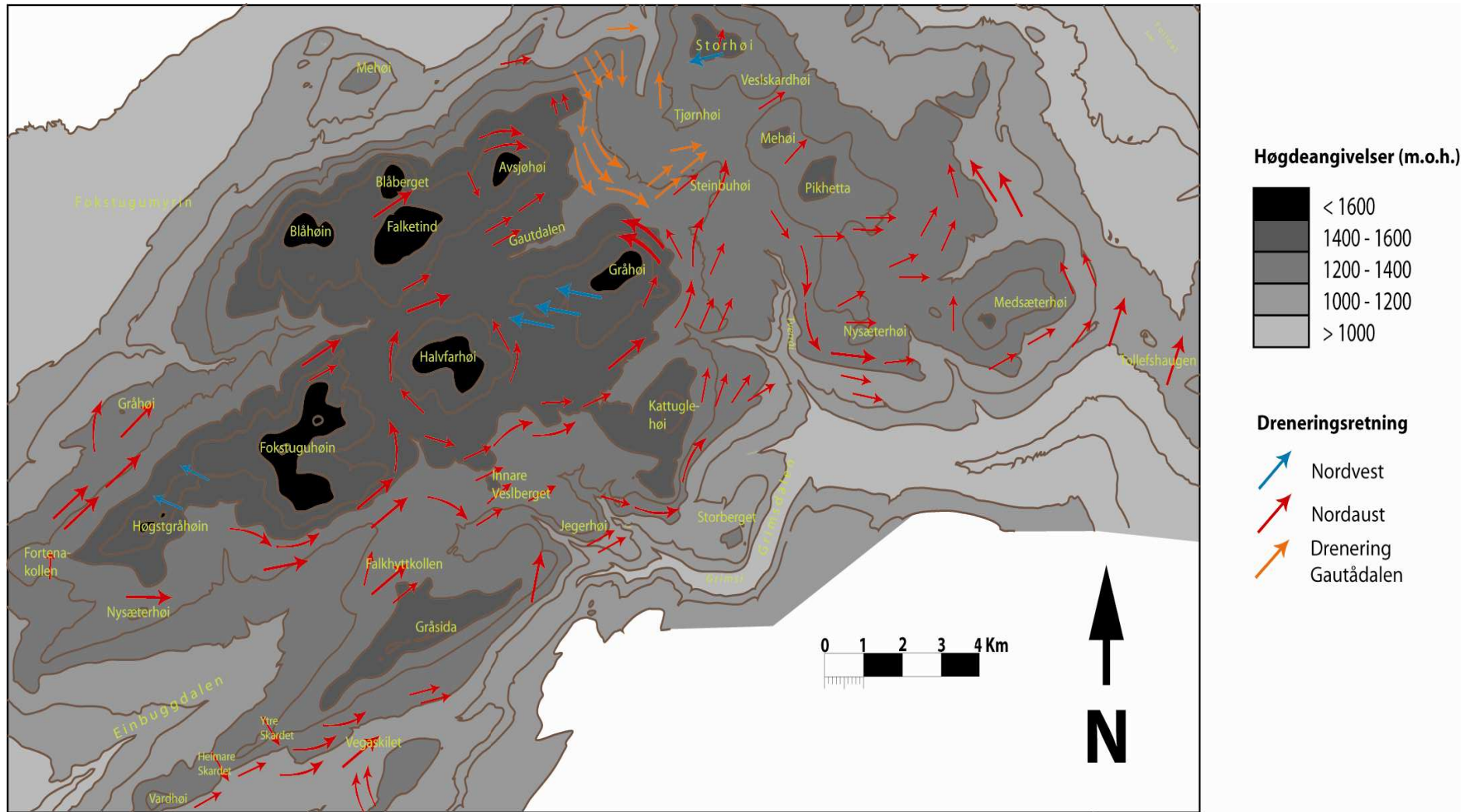
Det er ingen markert skilnad i gradient mellom dei høgaste og lågaste spylereennene.

Helning av isoverflata

Eit interessant trekk ved den horisontale fordelinga av dreneringsspor er at det i områder som skrånar ned mot Grimsdalen nesten utelukkende er avsett dreneringsspor i sør-søraust vendte helningar. I nordlige deler av feltområdet, mot Dovre, er dreneringsspora avsett i helningar som vender mot nordvest. Dette kan bety at isen sør for Grimsdalen har vore høgast i sør, slik at smeltevannet har drenert over isen nordover til den trefte topografien. I nord må det ha lege eit isdekke som var høgast i vest-nordvest og der smeltevannet drenerte søraustover til den trefte topografien.



Figur 3-6 vertikal fordeling av spylereenner i relasjon til topografi og lausmassedekke.



Figur 3 - 7 syner orientering og vertikal fordeling av spylerenner i Grimsdalen.

Passpunkt

Der isoverflata si helning er motsatt av underliggende topografi vil smeltevatnet drenera mot terrenget. Der dreneringa passerar på tvers av terrengbarrierar vert det danna passpunkt. Det er høgda av isoverflata som bestem kva passpunkt som er aktiv (e.g. Sollid 1964).



Figur 3-8 syner smeltevassnedskjering i morenedekke i Daglydalen. Smeltevatn har gått over her frå Grimsdalen til Folldal.

Det mest markerte av passpunkta ligg ved Tollefshaugen. Her har store mengder smeltevatn drenert nordaustover til Folldal og danna to store nedskjeringar, henholdsvis 1068- og 1050 m o.h.. Desse er skoren ned i tjukt morenedekke og det går markerte seter inn mot 1050 passpunktet både frå søraust og vest (kap 3.2.4).

Ved Kvannsteinen, øvst i Foksådalen har vatnet drenert over til Gautådalen og danna ein markert nedskjering. Det er her også markerte seter inn mot passpunktet proksimalt. Det er ikkje funne teikn til bresjøsediment her, noko som tyder på at setene har blitt danna i ein lateral bresjø.

Ved Veslegrimsi har mindre mengder smeltevatt drenert over og ned i Grimsdalen. Dei små mengdene smeltevatt skuldast at smeltevattet sørfrå har drenert ned Tverrgjelet lenger sør, der det har gått store mengder smeltevatt.

Alle større og mindre passpunkt har drenert vatt mot aust-nordaust.

Spylefelt

Der vattet drenerer i stor fart langs dalsida vil blokker og lausmassar bli fjerna frå overflata og kun bart fjell er igjen. Slike områder vert kalla spylefelt. I feltområdet er det markerte spylefelt ved Gråhøi, Avsjøhøi og Høgstgråhøin. Desse ligg frå ca 1400 til 1590 m o.h.. Ved Gråhøi og Høgstgråhøin har smeltevattet drenert mot nordvest medan det ved Avsjøhøi har drenert mot aust.

3.2.2 Terrasser og delta

I området er det fleire delta- og terrasseavsetningar. Dei fleste av desse er resultat av glasifluviale- og glasilakustrine prosessar, men det er også fleire avsetningar som er avsett postglasialt av fluviale prosessar. Desse vil ikkje bli gjennomgått her då det ligg på sida av problemstillinga til denne oppgåva.

Proglasial vifte Veslhjerkinnstjønn

UTM 05308 68907

Høgde 1250 m o.h.

Skildring:

Vest for Veslhjerkinnstjønn ligg ei ca 200 meter lang og 150 meter brei slette framfor ein morenerygg (kap.3.1.2). Denne heller (helningsgrad < 1 grader) ned mot Veslhjerkinnstjødn. Rotpunktet ligg nedanfor gjennomskjering i moreneryggen. Lokaliteten består av lausmateriale som varierar i størrelse frå sand til blokker (1.0 m). Grovst materiale finn ein i midten av vifta og opp mot rotpunktet.

Tolking:

Dette er ei proglasial vifte avsett framfor breifronten av breen som avsette moreneryggen (kap. 3.1.2). Grovt materiale i fronten inn mot midten av vifta syner at store mengder vatt har blitt

spylt ut her, og som har gjort at fint materiale har blitt spylt vekk. Smeltevattnet har drenert ned mot Grimsdalen.

Terrasse Vasskilet

UTM 05217 68861

Høgde 1458 m o.h..

Skildring:

Dette er ein 250 meter brei lausmasseavsetning avgrensa av ein tydeleg kant. Den har svak helning innover dalen, mot nordaust (fig 3-9). Materialet er i størrelsesordenen 1 - 50 cm i diameter, og varierer frå kanta til godt runda. I terrassen vekslar det mellom grov sand til grov grus. Materialet i overflata vert grovare opp mot rotpunktet. Søndre del av avsetninga går over i eit haugete terrenget.

Tolking:

Dette er ein glasifluvial terrasse som har blitt avsett av smeltevatt som har drenert frå sørvest mot nordaust. Terrassen har blitt avsett i vatn med erosjonsbasis på ca 1458 m o.h. og dette korrelerar med det lokale passpunktet over til Gautådalen.

Erosjonsbasis har blitt bestemt av ein bresjø som vart demt opp av ein bre som kom frå vest mot aust. På same tid må det ha lege ein bre i sør, då vatnet elles ville drenert ut over vasskilet, der det lågaste punktet er 1435 m o.h..

Det småkuperte terrenget i søndre del av terrassen vert tolka til å vera kames, dvs hauger av sand og grus som vert avsett oppå isoverflata av smeltevatt (e.g. Benn and Evans 1998). Når isen smeltar ned vil det dannast eit terreng med hauger og forsenkningar.



Figur 3-9 syner terrassen avsett ved Vasskilje.

Vifteavsetning Kvannsteinen

UTM 05220 68870

Høgde 1442 m o.h.

Skildring:

Dette er ein mindre lausmasseavsetning innerst i Foksådalen. Den er 10 meter brei, 7-8 meter lang og ca 2 meter tjukk. Avsetninga ligg lokalisert der to mindre elver renn inn mot Foksådalen, og i høgde med sete på 1440 m o.h. (kap 3.2.4). Materialet i avsetninga består av lagdelt fin sand til grus. Det er ei tydeleg oppgroving av materialet, til grov sand og grus, mot toppen av avsetninga.

Tolking:

Dette er ei mindre glasifluvial vifte avsett av elva i ein bresjø. Lokal erosjonsbasis ligg på ca 1440 og er bestemt av ein bredemd sjø..

Det vart tatt 2 OSL dateringar i denne avsetninga. Desse viser 13.6 ± 1.3 ka og 14.3 ± 1.5 ka BP. Dei ulike setenivåa i Foksådalen er dermed mest truleg avsett under deglasiasjon etter Sein-Weichsel.

Terrasse Innare Veslberget

UTM 05251 68838

Høgde 1402 m o.h..

Skildring:

Lausmasseavsetning med flat overflate, 4-6 meter høg og ca 30 meter brei. I midten er den nedskoren av ein bekk. Materialet består av lagdelt fin sand til grov grus som er runda og kantrunda.

Tolking:

Glasifluvial terrasse avsett i ein mindre lateral bresjø av smeltevatn frå sørvest.

Delta mellom Steinbuhøi og Gråhøi.

UTM 05299 68890

Høgde 1334-1340 m o.h..

Skildring:

Svakt skrånande lausmasseavsetning avsett i forsenkninga mellom Gråhøi og Steinbuhøi, med det høgaste punktet mot morenekomplekset i Gautådalen. Mellom moreneryggen og lausmasseavsetninga er det erodert ned eit stort smeltevassløp. I nedste del går terrassen over i

eit haugete terreng, som består av hauger av lausmateriale. Materiale er frå fin sand til grov grus med svak laminering, som varierer frå kanta til runda materiale. Opp mot rotpunktet er det grovare materiale i overflata. I sjølve terrassen finnes det enkelte groper på 2-4 meter i diameter, ca 1 meter djupe.

Tolking:

Dette er ein terrasse avsett av smeltevatt som drenerte frå vest mot aust, i ein lateral bresjø med erosjonsbasis på ca 1334 m o.h.. Bresjøen kan bare ha blitt danna ved at smeltevatt vart demt mellom Steinbuhøi og Gråhøi av is i sør og nord.

Distalt på terrassen er det dødisgroper og terrassen går over i haugete terreng lenger nede.

Dette er sannsynlegvis kames, danna av materiale som vart avsett oppå isen smelta ut.

Denne terrasseavsetninga må predatera breframstøtet som avsette morenekomplekset i Gautådalen. Dette fordi kames i og ved avsetninga syner at det her har lege is utanfor moreneryggen som markerar breframstøtet. Terrassen er sannsynlegvis avsett under deglasiasjon av eit vertikalt nedsmeltande isdekke som var dynamisk dødt.

Dreneringsporet mellom terrassen og moreneryggen er eit resultat av at smeltevassellar eroderte ned i terrasseflata,

Terrasse med dødisgrop Grimsmyrin

UTM 05267 68799

Høgde 1015 m o.h..

Skildring:

Her ligg ein flat lausmasseavsetning med flat overflate på ca 30 x 20 meter, 1-2 meter over elvesletta. Består av godt runda materiale frå sand til liten stein (< 15 cm) som er delvis sortert. Ute på terrassen er det 2 sirkulære nedsenkingar på ca 3-5 meter i diameter.

Tolking:

Terrassen er ein glasifluvial avsett terrasse. Overflata er heilt flat, noko som viser at den vart avsett opp til ein erosjonsbasis som låg atskillig høgare enn dagen erosjonsbasis. Ein høgare erosjonsbasis kan bare ha eksistert her dersom 1) det har vore ein bredemt sjø der materialet vart avsett eller 2) at det tronge gjelet i nedre delen av Grimsmyrin fungerte som ein demning for store mengder smeltevatt og gav ein delvis oppdemningseffekt, og dermed høgare erosjonsbasis.

Nedsenkingane i terrassen er dødisgroper. Dette viser at terrassen vart avsett framfor ein is som smelta tilbake og etterlet seg dødis som vart begravd av sediment.

Tverråideltaet

UTM 05327 68860

Høgde 1085 m o.h.

Skildring:

Dette er ein ca 40 meter tjukk lausmasse avsetning avsett der Nordre Tverråi renn inn i Tverrådalen. Lausmasseavsetninga ligg på begge sider av elva. Denne er flat oppå og består av kantrunda og runda materiale i størrelsesordenen grov sand til stein (< 40 cm i diameter). Materialet er delvis sortert.

Tolking:

Dette er eit delta avsett av elva Nordre Tverråi i ein bresjø med erosjonsbasis på ca 1080 m o.h..

I dreneringsfeltet til Nordre Tverråi er det mange spylerenner på sørsida av Gråhøi. Danninga av desse korrelerar sannsynlegvis med danninga av Tverråideltaet. Store mengder smeltevatn vart drenert ned i Nordre Tverråi frå vest. Materialet avsett tyder på stor transportkapasitet og kompetanse. Erosjonsbasis var kontrollert av ein bredemt sjø som sannsynlegvis drenerte ut gjennom det høgaste passpunktet ved Tollefshaugen (1068 m o.h.).

Vifter og terrasser i Grimsdalen

Lokalitetar i Grimsdalen vil bli gjennomgått i ein egen del. Dette fordi det i denne dalen er mange ulike avsetningar som er avsett i same nivå, der dei same faktorane kontrollerer avsetningane oppover dalen.

Grimsdalsvifta

UTM 05341 68842

Høgde 947 m o.h.

Skildring:

Dette er store mengder lausmassar avsett i vifteform ned mot Grimsdalen. Øvste punkt ligg på ca 1010 m o.h. inn mot Tverråi, og her er det fleire nedskjeringar i ulike høgder nedover.

Vifta er ca 800 meter lang og ca 500 meter brei i nedste delen. Materialet i overflata er frå fin sand til grov grus.

Eit 10 meter høgt snitt i fronten av vifta er logga (sjå figur 3-10).

Terrasse Øvre Grimsdalen

UTM 05316 68808

Høgde 940 m o.h.

Skildring:

Langs dalsida er det avsett ein lausmasseavsetning. Denne har ei svakt skrånande overflate og er ca 150 meter lang og 20-40 meter brei. I tillegg er det i overflata fleire nedskjeringar orientert i dalen sin lengderetning. Materialet er frå fin sand til blokker (< 0,5 m), som er kantrunda og runda. Lite finstoff og mykje blokker i overflata. Materiale er delvis sortert, men var såpass grovt at det ikkje let seg gjera å grave noko djupt. I tillegg så er det 2 sirkulære fordjupingar i avsetninga. Desse er ca 10-15 meter i diameter. Den eine fordjupinga går over to ulike nivå, halvparten ligg på eit nivå på ca 940 medan resten ligg på eit flatare nivå ca 2 meter lavare.

Terrasse under Storberget

UTM 05322 68814

Høgde 961-945 m o.h.

Skildring:

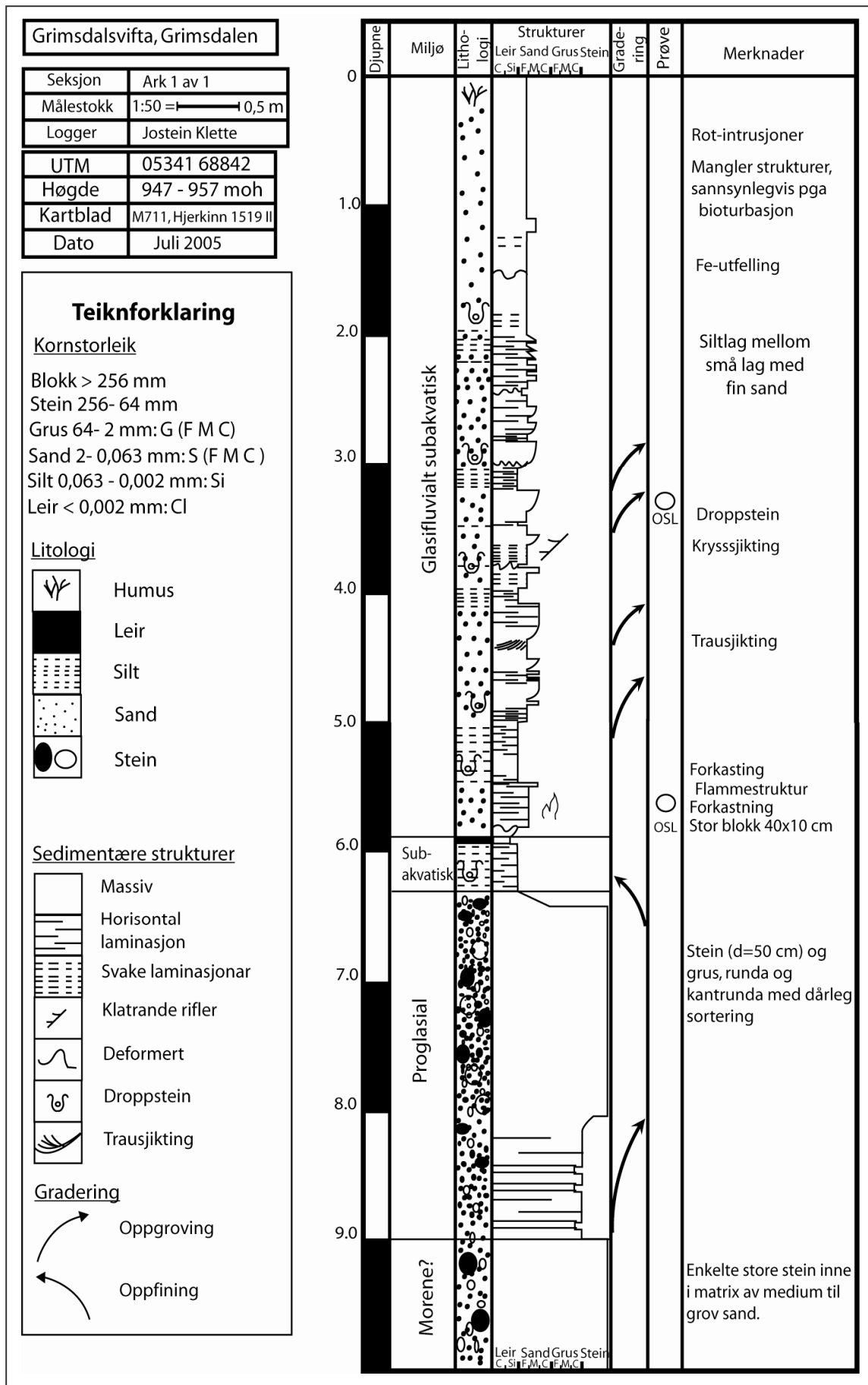
Dette er ein terrasse avsett i 3 ulike nivå, henholdsvis 961, 955 og 951 m o.h.. Dei to øvste nivåa består av godt runda materiale frå fin sand til grus. I tillegg ligg det enkelte kanta store blokker (< 1 m) oppå desse. 951-nivået består av laminert silt og fin sand.

Terrasseflater nedover Grimsdalen

Høgde 950-880 m o.h.

Nedover Grimsdalen ligg det fleire terrasseflater. Langs dalsida ligg det eit nivå på ca 945-950 m o.h. som kan vera avsett samstundes med Grimsdalsvifta då dei har same erosjonsbasis.

I dalbotn ligg det fleire terrasser med høgde mellom 920 til 880. Store delar av sjølve dalbotn er dominert av avsetningar som ligg i høgde 880 til 890 m o.h..



Figur 3-10 syner logg over Grimsdalsvifta.

Tolking Grimsdalen:

Terrassane er glasifluviale og glasilakustrine avsetningar. Desse er avsett i ein bresjø som har hatt erosjonsbasis på 950 m o.h.. Denne har blitt danna ved at ein bre har lege i nedre del av Grimsdalen og fungert som ein isdemning. Det er to markerte bresjønivå i Grimsdalen, eit nivå på ca 1045 m o.h. og eit nivå på ca 950 m o.h.. Desse nivåa syner at det minst to gonger har vore ein stor bresjø i Grimsdalen. I tillegg er det i nedre del av feltområdet ei stor elveslette/deltautbygging som er bygd ut i eit nivå på ca 880 m o.h..

Store mengder smeltevatn har blitt drenert ned Grimsdalen og avsett materiale når smeltevatnet møtte bresjønivået. Bresjønivået på 950 m o.h. pregar området i midtre del av Grimsdalen. Når isen smelter attende oppover Grimsdalen fører auka distanse til brefronten dette til at finere materiale blir avsett. Smeltevatn som kjem ned Tverråi avsett ei stor vifte, Grimsdalsvifta, i bresjøen på 950-nivået. I øvre deler av vifta er det fleire nivå i ulike høgder som viser at erosjonsbasis har senka seg gradvis nedover til den har stabilisert seg i lengre tid på 950-nivået.

Snittet som er grave ut i front av Grimsdalsvifta (figur 3-10) syner endringar i avsetningsmiljøet etterkvart som denne vert bygd ut. Eit kaotisk avsetningsmiljø i nedre del av vifta tyder på at dette er svært brenært og deler av materialet kan vera avsett som morene. Når brefronten trekk seg vekk er det ein overgang frå glasifluvialt miljø til glasilakustrint miljø som følgje av at det utviklast ein stabil bresjø her.

Nedover dalen er det fleire terrassenivå på mellom 950 - 960 m o.h. som alle er bygd ut i ein bresjø med erosjonsbasis på ca 950 m o.h..

I nedre del av dalen er dalbotn dekkja av glasifluviale lausmassar i høgden 880-890 m o.h.. Avsetningane strekk seg over eit stort område, fordi dei er avsett i ein bresjø som har vore stabil over tid. Dette korrelerar med funna til Bøe (2003) som fann store glasilakustrine avsetningar ca 880 m o.h. lenger nede i dalen, og daterte desse til 17 og 19 ka BP.

Mellom desse to nivå, 950 og 880 m o.h., er det mange terrassenivå i ulike høgder. Desse vert tolka til å ha blitt danna i omleggingsfasen mellom ulike dreneringsfasar der erosjonsbasis ikkje har vore stabil over tid.

3.2.3 Slukåsar

Gautåi

UTM 05301 68902

Høgde 1270-1278 m o.h.

Skildring:

Dette er ein ryggform, ca 6 meter høg på det høgaste og ca 35 meter lang, som dreier ned mot dalbotn. Denne består av runda materiale i størrelsesorden grov grus til fin sand, med enkelte stein (<10 cm). Materialet er godt sortert men har ingen lagdeling. 400 meter lenger vest ligg ei ryggform til med same materiale og orientering (*UTM 05300 68903*).

Grimsmyrin

UTM 05260 68792

Høgde 1016 m o.h.

Skildring:



Figur 3-11 syner slukås på Grimsmyrin.

To ryggformer ligg i botnen av dalen parallelt med dalretninga. Desse ca 100 til 150 meter lange, 3-5 meter høg og 4-8 meter brei. Materiale er usortert og kant- til kantrunda, med størrelse frå fin sand til blokker.

Grimsdalshytta

UTM 053332 688502

Høgde 1050-1035 m o.h.

Skildring:

Fire 20 til 40 meter lange ryggformer ligg orientert skrått nedover mot dalbotn, og som delvis går inn i kvarandre. Materialet består av usortert materialet i størrelsesorden sand til blokker (< 40 cm) som er kanta eller kantrunda.

Grimsdalen

UTM 05333 68835

Høgde 952 m o.h.

Skildring:

50-150 meter lange ryggformer ligg parallelt med dalretninga og heller svakt nedover. Materialet er frå fin sand til stein (< 30 cm), delvis godt runda. Ingen sortering. I tillegg ligg det enkelte store kanta blokker på overflata.

Tolking:

Ut frå form og orientering i terrenget vert alle desse formene tolka til å vera avsett subglasialt som slukåsar. Under deglasiasjon vil smeltevattnet danne kanalar i isen og avsette materiale her, som dannar slukåsar når isen smelter ned. Til tross for at avsetningsmekanismane har vore dei same så er det store forskjellar i materialinnhald i dei ulike formene. Slukåsane i Grimsdalen og ved Gautåi har sannsynlegvis blitt avsett i eit roleg avsetningsmiljø. I Grimsdalen finn ein i tillegg enkelte større blokker oppå formene. Dette er blokker som har blitt avsett når isen smelta ned.

Slukåsane over Grimsdalsvifta (kap 3.2.3) og ved Grimsmyrin har ein annan karakter. Desse vart avsett under raske og kaotiske straumingsforhold, som er mogleg idet vasstrykket subglasialt fall fordi smeltevattnet drenerte ut gjennom eit lavare passpunkt. Det er sannsynleg at materialet i overflata for ein stor del er ablasjonsmorene.

3.2.4 Bresjø

Bresjøar kan finnes både som mindre laterale sjøar og større opne sjøar. Det er fleire spor etter bresjøar i området i form av glasilakustrine sediment og strandlinjer (sete).

Grimsdalen

I Grimsdalen er det spor etter to markerte bresjønivå, på ca 1050 m o.h. og 950 m o.h. (figur 3-12). Det øvste nivået er markert med eit markert og samanhengande sete på ca 1050 m o.h.. At sete er så kontinuerlig syner at det har vore: 1) ein open sjø over lengre tid eller 2) fleire fasar med bredemte sjøar i Grimsdalen eller ein kombinasjon av desse to. Vasspegelen har vore kontrollert av passpunktet Tollefshaugen på ca 1050 m o.h.. Det kan ikkje utelukkast at dette har vore aktivt i fleire fasar og at setedanninga er polysyklisk.

Tverråideltaet (kap. 3.2.2) er bygd ut i eit nivå på ca 1080 m o.h.. Dette nivået samsvarer sannsynlegvis med det øvste passpunktet ved Tollefshaugen, som ligg på ca 1068 m o.h.. I tillegg har det under omleggingsfasen mellom Tollefshaugen 1068 og Tollefshaugen 1050 blitt danna mindre tydelege setenivå i ulike høgder.

Grimsdalsvifta og fleire av terrassane langs dalsida (kap 3.2.2) var avsett i eit bresjønivå på ca 950 m o.h.. Her er det også snakk om markerte avsetningar som syner at bresjøen har eksistert over tid. .

Nedover Grimsdalen er det funne fleire lokalitetar med bresjøsediment under 950 m o.h.. Det er også lokalisert eit tynt lag med lausmaterialet tolka til å vera morene oppå bresjøsedimenta enkelte stader.

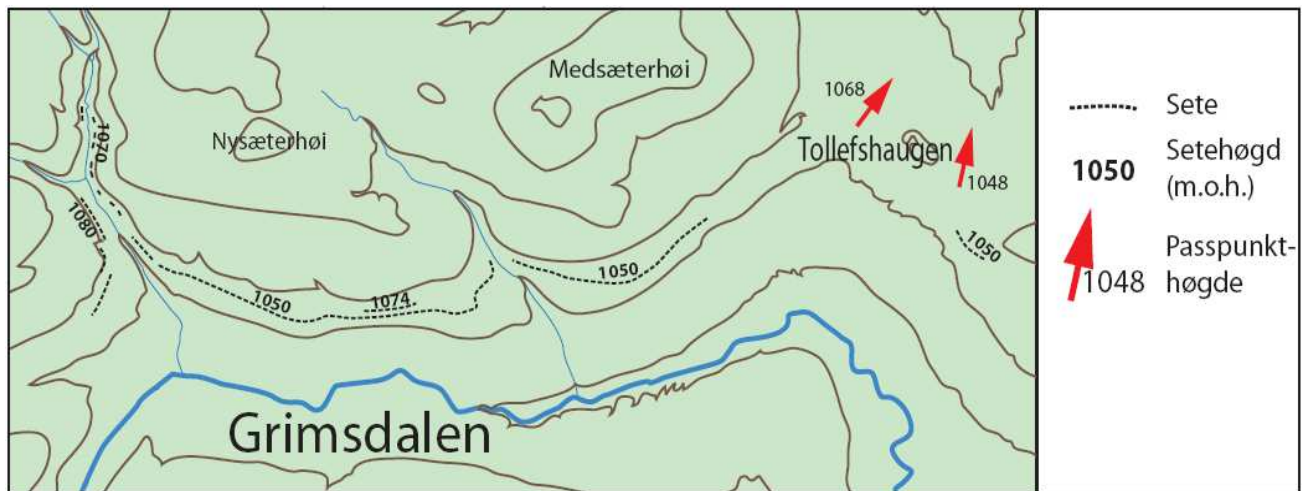
I kanten av feltområdet er det store glasifluviale avsetningar 880 – 890 m o.h. (kap. 3.2.2) som har blitt avsett i ein bresjø med erosjonsbasis på ca 880 m o.h. (Bøe 2003). Denne er datert til å ha eksistert ca 12-20 ka BP. Det er ikkje andre spor etter denne bresjøen i feltområdet fordi dette ligg høgare enn 880 m o.h..

Einbuggdalen

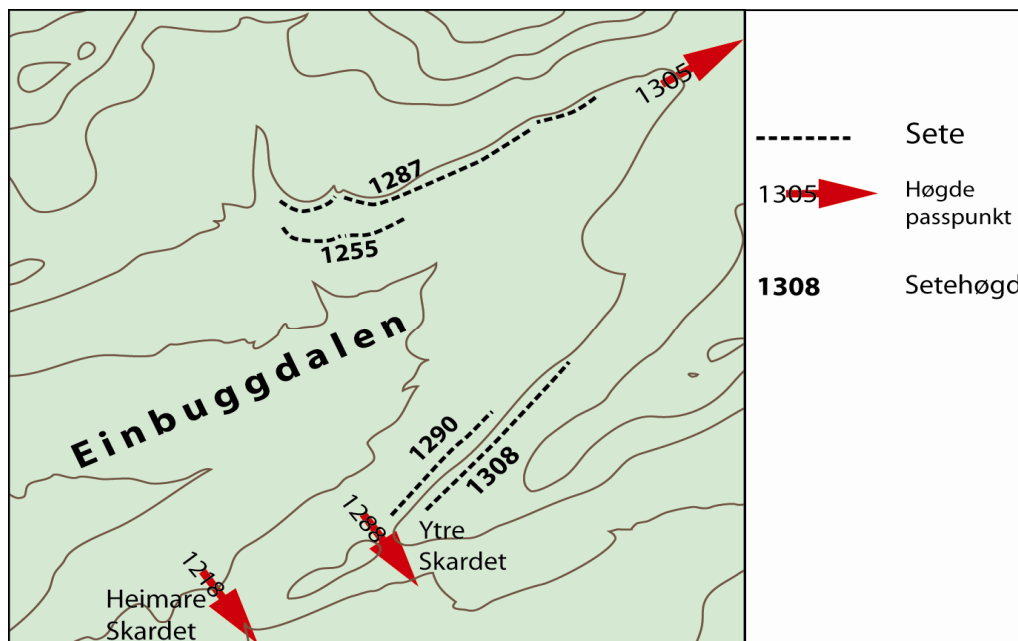
Fleire setenivå ligg i på begge sider i den innarste delen av dalen (fig 3-13). Dei høgaste setene ligg på ca 1308 m o.h. og korrelerar med det lokale passpunktet, som ligg på 1305 m o.h., der smeltevatnet drenerer over frå Einbuggdalen til Grimsdalen.

Under dette nivået ligg det eit markert og kontinuerleg sete på 1287 m o.h.. Dette markerer sannsynlegvis fasen der passpunktet på 1305 m o.h. over til Grimsdalen er blitt for høgt og

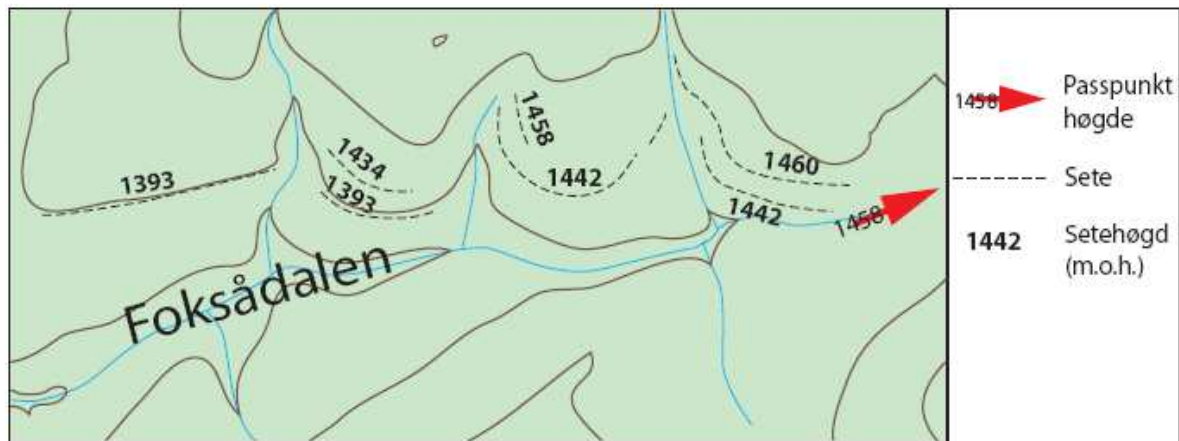
vatnet drenerer sørover gjennom Ytre Skardet (1290 m o.h.). Tydlege seter i denne høgda, både i motstående dalside og inn mot Ytre Skardet tyder på at det her har stått ein bresjø over lengre tid. I tillegg er det eit tydleg sete på ca 1255 m o.h. i nordlege dalsida. Det er usikkert på kva passpunkt som kontrollerer dette, fordi det ikkje eksisterer noko passpunkt lokalt i denne høgda. Det er ikkje funne bresjøsediment i dalen. Mykje myr i dalbotn gjer det vanskeleg å ta prøver her. Det er sannsynleg at det finnes bresjøsediment her.



Figur 3-12 syner seter og høgde av passpunkt i midtre deler av Grimsdalen.



Figur 3-13 syner seter og passpunkt i Einbuggdalen.



Figur 3-14 syner seter og passpunkt i Foksådalen.



Figur 3-15 syner seter som horisontale linjer. Setene ligg langs nordsida av Foksådalen og kryssar over ein djup fluvialt nedskoren dal.

Foksådalen

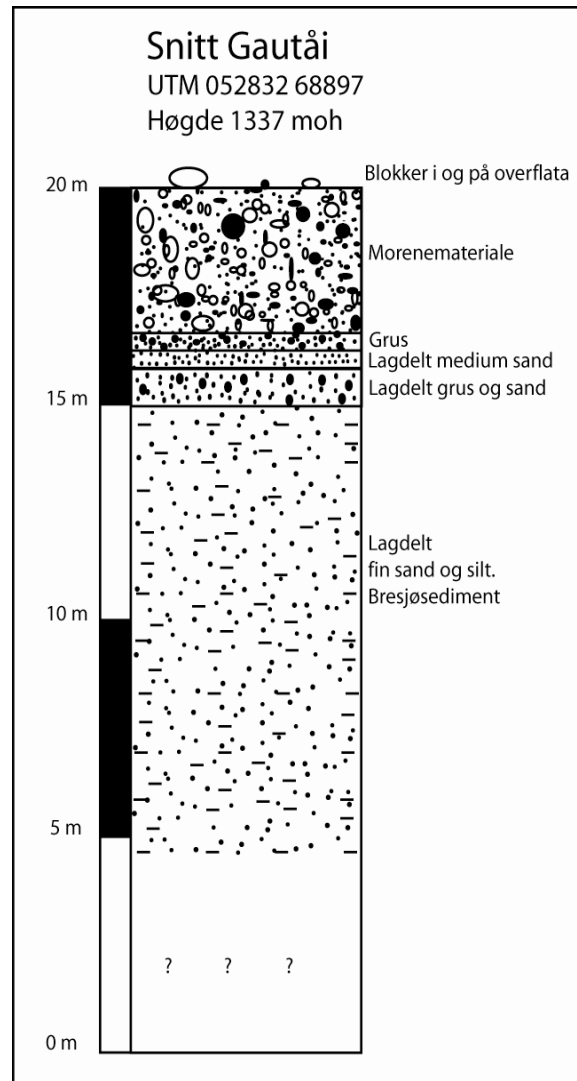
Her ligg det mange setenivå og alle setene er lokalisert på nordsida av dalen (figur 3-14). Det høgaste setenivået ligg på 1460 m o.h. og er danna i ein bresjø som drenerte frå Foksådalen og over passpunktet (1458 m o.h.) mot aust til Gautådalen. Denne høgda korrelerar med terrasser bygd ut ved Kvannsteinen (sjå kap. 3.2.2). Det er ikkje funne glasilakustrine sediment her.

Vidare nedover er det setenivå på 1442 m o.h., 1434 m o.h., og eit stort og tydeleg nivå på 1393 m o.h.. Desse setene er ikkje kontrollert av lokale passpunkt og er sannsynlegvis avsett under ei nedsmelting der bresjøen i kortare periodar har vore stabil.

I setenivået på ca 1440 m o.h. er det bygd ut eit delta av ei sideelv som kjem inn i Foksådalen (kap 3.2.2). Her er det teke OSL-dateringar som syner at dette setenivået, og sannsynlegvis dei andre setenivåa, er danna under deglasiasjon etter Sein-Weichsel.

Gautådalen

I Gautådalen ligg det eksponert bresjøsediment i ei elvedeskjering (sjå figur 3-16) under ca 3 meter med morene. Det har vore bre over utan at denne eroderte bresjøavsetninga under. Snittet er grave under morenen som sannsynlegvis er ein del av morenekomplekset i nedre del av dalen (kap 3.1.2). Bresjøavsetninga er eksponert i ein ca 150 meter lang elvedeskjering.



Figur 3-16 syner bresjøavsetningar under morenedekke i Gautådalen.

Det er i denne sekvensen med bresjøsediment tatt OSL-dateringar, som viser 38 ± 4 ka BP og 31 ± 2 ka BP. Det har altså eksistert ein bresjø i Gautådalen i Ålesund Interstadial.

3.2.5 Oppsummering glasifluviale og glasilakustrine erosjons- og akkumulasjonsformer

Grimsdalen er prega av glasifluviale og glasilakustrine erosjons- og akkumulasjonsformer. Erosjonsformene, i form av dreneringsspor, dominerar viddeområda over 1300 m o.h., medan akkumulasjonsformer dominerar i dalane. Desse er for ein stor del danna i tilknytning til brede sjøar. At det finnes spor etter mange bresjøar kan vera fordi breutbreiinga har vore

større sør og vest for Grimsdalen. Dette har ført til at den naturlege dreneringsretninga har blitt blokkert, og det har blitt danna brede mte sjøar i Grimsdalen.

Utbreiinga av glasifluviale og glasilakustrine formelement understøtter observasjonane om at isdekket i området har vore frosen til underlaget.

Slukåsanane ligg i områder som er tilknytte bresjø. Dette understøtter antagelsen om at brear får endra termalt regime her, slik at det er mogleg for smeltevatnet å drenere subglasialt.

3.3 Periglasiale fenomen

Periglasiale miljø vert definert som områder der frostprosessar og permafrostdominerte prosessar dominerar. Denne typen miljø er prega av tine og frysesyklusar. Det er vanskeleg å dele inn geografisk kvar ein finn periglasiale miljø, fordi det avheng av kva kriteriar ein legg til grunn for grensesettinga (e.g. French 1996).

Tilstedeværelsen av permafrost er ein viktig faktor i utvikling av geomorfologien der denne er aktiv. Permafrost er vanleg i høge fjellområde i Sør-Noreg. Her er permafrostgrensa høgast i vest, over 1600 m o.h., medan den fell ned mot 1200 m o.h. i aust ved Sjølen-Femunden området (Etzelmuller et al. 2003).

Permafrostutbreiinga er ikkje kartlagt i feltområdet, men i tilgrensande fjellområde i nord, Dovrefjell, går grensa for kontinuerleg permafrost ved ca 1800 m o.h. og nedre grense for diskontinuerleg permafrost ved ca 1350 m o.h. (Isaksen et al. 2002). Det er funne sporadisk permafrost ned mot 1000 m o.h. i forbindelse med myrer og palser på Dovrefjell (Matthews et al. 1997; Isaksen et al. 2002). Det er sannsynleg at permafrostutbreiinga i feltområdet er tilnærma lik dette.

3.3.1 Tjukt forvittringsdekke

Forvittringsmateriale er eit resultat av oppsprekking og fragmentering av materiale på staden som følgje av eksponering til atmosfæren (e.g. Matthews et al. 2003). Her er begrepet tjukt

morenedekke nytta om blokkhav. Blokkmark er sterkt forvittra bergrunn som følgje av mekanisk og kjemisk forvitring (e.g. Nesje et al. 1988). Ein har både autoktont (in situ) og alloktont (ikkje in situ) blokkhav. Her er det ikkje skild mellom dei to typane. Generelt kan ein sei at grensa mellom blokkmark og morenedekke er uklar. Grensa her har blitt definert utifrå at det er høgt blokkinnhald og lite finstoff i overflata. Den lett forvitrbare bergarten i område gjer at det i overflata likevel kan vera stort innhald med finstoff, ofte med eit velutvikla vegetasjonsdekke.

Tjukt forvittringsdekke er vanleg i området, og strekk seg frå ca 1450 m o.h. og oppover (sjå vedlegg 1). Blokkmarksgrensa går lengst ned i bratte skråningar. Skråningsbevegelsar fører til massebevegelse nedover skråninga og dette flytter blokkmarksgrensa lenger ned.

Det er 3 ulike teoriar på danninga av blokkmark; 1) blokkmark er danna postglasialt, 2) blokkmark er danna gjennom ein lang periode og har vore dekkja av kald og ikkje-erosiv is gjennom ein eller fleire glasiale syklusar, eller 3) at blokkmark er danna i eit periglasialt miljø gjennom ein eller fleire glasiale syklusar der områda ikkje var dekkja av is (Nesje et al. 1988; Brook et al. 1996).

Spylefelt på nordaust sida av Avsjøhøi, under Gråhøi og nord for Høgstgråhøin har erodert langt opp i blokkhav. I tillegg finnes det fleire spor i feltområdet der smeltevatn har erodert i blokkmark. Dette viser at ikkje-erosive isdekke har dekkja blokkmarka i området, og at denne er eldre enn siste isdekke i området.

Det er vanskeleg å gje ein absolutt alder på blokkhavet. Forvittringsdekke kan ikkje ha utvikla seg postglasialt ettersom det er dreneringsspor her. Det er foreslått at blokkmarksområder er resultat av forvittringsprosessar gjennom varme periodar før Pleistocene samt gjennom kalde periodar under Pleistocene (Rea et al. 1996; Ballantyne 1998). Eksponeringsdateringar frå blokkhavsområder i området viser alle aldrar eldre enn LGM, men dette utelukkar ikkje tilstedeværelsen av eit kald ikkje-erosivt isdekke (Linge et al. 2006).

3.3.2 Strukturmark

Strukturmark er danning av geometriske former i lausmassar som følgje av sortering av materialet. Typiske mønster som vert danna er sirkclar, polygonar og striper. Det er antatt at danninga av strukturmark er polygenetisk og at same form kan verta danna av ulike prosessar.

Polygonsirkclar og striper er mest sannsynleg eit resultat av kryoturbasjon, dvs bevegelse og sortering av lausmassar som følgje av frysing og tining i det aktive laget (e.g. French 1996).

Den paleoklimatiske informasjonen kan vera begrensa, fordi dei fleste former for strukturmark ikkje er unike for periglasiale forhold.

Polygonmark

I feltområdet finnes det fleire lokalitetar med velutvikla strukturmark og steinstriper (sjå figur 3-17). Desse er funne ned til 1400 m o.h.. Steinstriper er vanleg i helningar og varierar i bredde frå 10 cm til 150 cm. I dei fleste steinstripene er det eit velutvikla lav og mosedekke. Dette indikerar at dei ikkje er aktive i dagens klima.



Figur 3-17 syner polygonmark vest for Gråhøi.



Figur 3-18 syner solifluksjonslober nordvest for Tjørnhøi.

3.3.3 Solifluksjon

Solifluksjon vert nytta som eit samlebegrep om bevegelse nedover ein skråning av ein masse som er metta av vatn, og er sterkt knytte til tine og fryseprosessar. Det er i områder med periglasial aktivitet fenomenet har størst intensitet. Dette er fordi vatnet ved tining ikkje kan drenera nedover i grunnen når bakken er frosen. Dette gjer at det øvste laget får eit høgt vassinnhald. I tillegg så fører frostkryping til bevegelse av lausmateriale nedover. For å betegna solifluksjon i periglasiale områder nyttar ein omgrepet gelifluksjon på prosesser som finn stad i områder med frosen mark (French 1996). I tillegg er prosesser som isnålekryp og frostkryp knytte til områder med frosen mark. Her vil omgrepet solifluksjon bli brukt som ein samlebetegnelse for gelifluksjon og frostkryp.

Hastigheit og prosesser avheng av klima, hydrologi, geologi og topografi. Høgt vassinnhald ved tining reduserer dei indre friksjons og kohesjonskreftene i lausmassane, og fører til bevegelse nedover skråninga pga tyngdekrafta. Fleire faktorar påverkar hastigheita, og vassmetning av jorda er ein viktig faktor. Stort innhald av blokker eller tjukt vegetasjonsdekke fører til lavare hastigheit. Generelt er gjennomsnittleg fart nedover skråninga ca 0,5 – 10 cm pr år (French 1996; Matsuoka 2001).

Det er funne solifluksjonslober spredt utover heile feltområdet, ifrå ca 1200 m o.h. og oppover (sjå figur 3-18). Topografiske forhold ser ut til å spela inn på lokalisering. Dei er fråverande i blokkmarksområda og i bratte skråningar (helning $< 30^\circ$), medan områder under snøleier ser ut til å favorisera danning av solifluksjonslober, sannsynlegvis på grunn av god tilgang på vatn. Solifluksjonslobane er som oftast lokalisert i omåder med tjukt morenedekke. I enkelte områder er det velutvikla vegetasjondekke oppe på lobane. Dette betyr sannsynlegvis at bevegelsen er svært liten eller fråverande.

3.3.4 Steinbrear

Eit vanleg periglasialt fenomen i Rondane er steinbrear men dette eksisterar ikkje i feltområdet. Årsaka til dette er truleg topografiske skilnader meir enn klimatiske skilnader. Ein har to ulike typar steinbrear, talusderiverte og brederiverte. Det er den fyrstnemnte typen som eksisterar i Rondane. Her er føresetnaden at det er ein jamn tilgang på lausmateriale i form av skråningsprosessar. Topografien i feltområdet er slak og det relative relieffet er lite. Det eksisterar ingen større talusurer her. I tillegg består bergrunnen av lett forvitrbare bergartar. Dette er sannsynlegvis grunnen til at det ikkje finnes steinbrear i området.

3.3.5 Oppsummering periglasiale prosesser

Feltområdet inneheld mange periglasiale former som viser at denne typen prosesser er og har vore aktive her. Polygonmark er utbreidt i området men desse ser ikkje ut til å vera aktive i dag. Godt utvikla steinstriper og polygon, samt godt utvikla blokkmark tyder på lang eksponering i eit kald klima. Det er ikkje funne steinbrear i feltområdet. Blokkmarksområda har overlevd under minimum eit ikkje-erosive isdekke, og det er sannsynleg at steinstriper og polygonmark også kan ha overlevd under eit eller fleire isdekke.

3.4 Dateringar

Her vil dei ulike resultatata frå OSL- og eksponeringsdateringar verta oppsummert. I tillegg vil dei ulike resultatata verta kort diskutert.

3.4.1 OSL-dateringar

Under feltarbeid vart det tatt ei rekke prøver av glasilakustrine og glasifluviale avsetningar for å kunne datere avsetningstidspunktet ved hjelp av OSL datering. I tillegg til den direkte alderen på ei avsetning så gjev dei også indirekte alderen på når ein dreneringsfase var aktiv. Dette fordi dei ulike passpunkta styrer erosjonsbasis som delta og terrasseavsetningar blir bygd opp til. Dette forutset at erosjonsbasis er kontrollert av eit passpunkt og at avsetninga kan koplast til ei passpunkthøgde.

I alt 7 av desse vart nytta i denne oppgåva. Resultata av desse er oppsummert i tabell 3-1. Her vil det bli gitt ein kort omtale av dei ulike dateringane.

Tabell 3-1. Syner oversikt over OSL-dateringar frå feltområdet.

Lokalitet	Høgde (m o.h.)	UTM	Alder (x1000 år BP)	Merknad
Grimsdalsvifta	947	053412 688421	137±13	Glasifluvialt delta
Gautådalen	1337	052832 688975	38±4	Glasilakustrine sediment under morene
			31±2	
Kvannsteinen	1442	052205 688703	14.3±1.5	Glasifluvialt delta
			13.6±1.3	
Tverrbekka	1060	053309 688636	10.3±0.9	Glasilakustrine sediment
			9.3±0.8	

Dateringa i Grimsdalsvifta (kap 3.2.2) er ein av dei eldste terrestriske dateringane i Noreg (Olsen 1998). Det vart her tatt to dateringar men diverre er det berre ein av dei som vart ferdig handsama på det noverande tidspunkt. Det er difor viktig å ta omsyn til at det her kun dreier seg om ein prøve når ein nyttar denne til rekonstruksjon av kvartærgeologien i området.

I Tverrådalen, ein sidedal til Grimsdalen, vart det tatt to OSL dateringar av glasilakustrine sediment på ca 1060 m o.h.. Desse gav henholdsvis 10.3 ± 0.9 Ka og 9.3 ± 0.8 Ka BP. Dette er overraskande unge aldrar tatt i betraktning funna til Bøe (2003; 2006). I tillegg ligg prøvestaden 200 meter høgare enn Bøe (2003; 2006) sin lokalitet og mengda av dateringar tekne her er svært eintydige med omsyn til alder. Det er difor tvilsamt at det har lege ein bre i Grimsdalen som har demt opp ein bresjø i Tverrådalen, og det må vera ein anna forklaring på kvifor ein får dette resultatet av dateringane.

Skråninga der dateringane er tekne er sterkt påverka av skråningsprosessar, med mange solifluksjonslober. Ei mogleg forklaring kan vera at smelting av permafrosten i området førte til at sedimenta vart eksponert for lys når desse byrja å skli ut eller at underliggande sediment vart dekkja av sediment transportert ved jordsig. Sedimenta kan på denne måten ha blitt eksponert for lys og viser av denne grunn feil alder.

3.4.2 Eksponeringsdateringar

På morenekomplekset i nedre Gautådalen (sjå kap 3.1.2) vart det tatt eksponeringsdateringar av blokker oppe på moreneryggen. Dette vart gjort for å finne alderen på moreneryggen. Forutsetninga var at blokkene oppe på morenen vart avsett samstundes som moreneryggen og at nivået av kosmiske nuklidar var lik null ved avsetningstidspunktet. Resultata av dateringane er vis i tabell 3-2.

Tabell 3-2. Syner eksponeringsdateringar frå Gautådalsmorenen.

Lokalitet	Høgde (m o.h.)	UTM	Alder (x1000 år BP)	Merknad
Morenekomplekset nedre Gautådal	1265	053064 689082	11.1 ± 0.9	TJØ05-02
	1345	053051 689142	18.2 ± 1.4	TJØ05-05
	1340	053057 689148	17.4 ± 1.3	TJØ05-06

Alle dateringane plasserar avsetningstidspunktet for moreneryggen til Sein-Weichsel. Det er likevel ei stor spreing i alderen. Dei eldste dateringane plasserar avsetningstidspunktet for moreneryggen nært opp til Sein-Weichsel maksimum medan den yngste dateringa ligg inn under Yngre Dryas. Dei to eldste dateringane er tekne høgare oppe der ryggen er klart definert

medan den yngste dateringa er teken tatt lavare der moreneryggen er meir uklar. Ein kan kanskje sei at det er dei to eldste dateringane som representerar rett alder for moreneryggen men avdi det her er snakk om få prøvar kan ein ikkje sei noko sikkert. Den store forskjellen i resultat gjer at ein ikkje kan plassera avsetningstidspunktet for moreneryggen noko meir presist enn til Sein-Weichsel (sjå kap 4.2 for diskusjon rundt avsetningstidspunkt). For å kunne tidfeste hendinga meir eksakt trengs det fleire dateringar frå områder der ryggen er klart definert.

Kapittel 4 Diskusjon

4.1 Dreneringsfasar

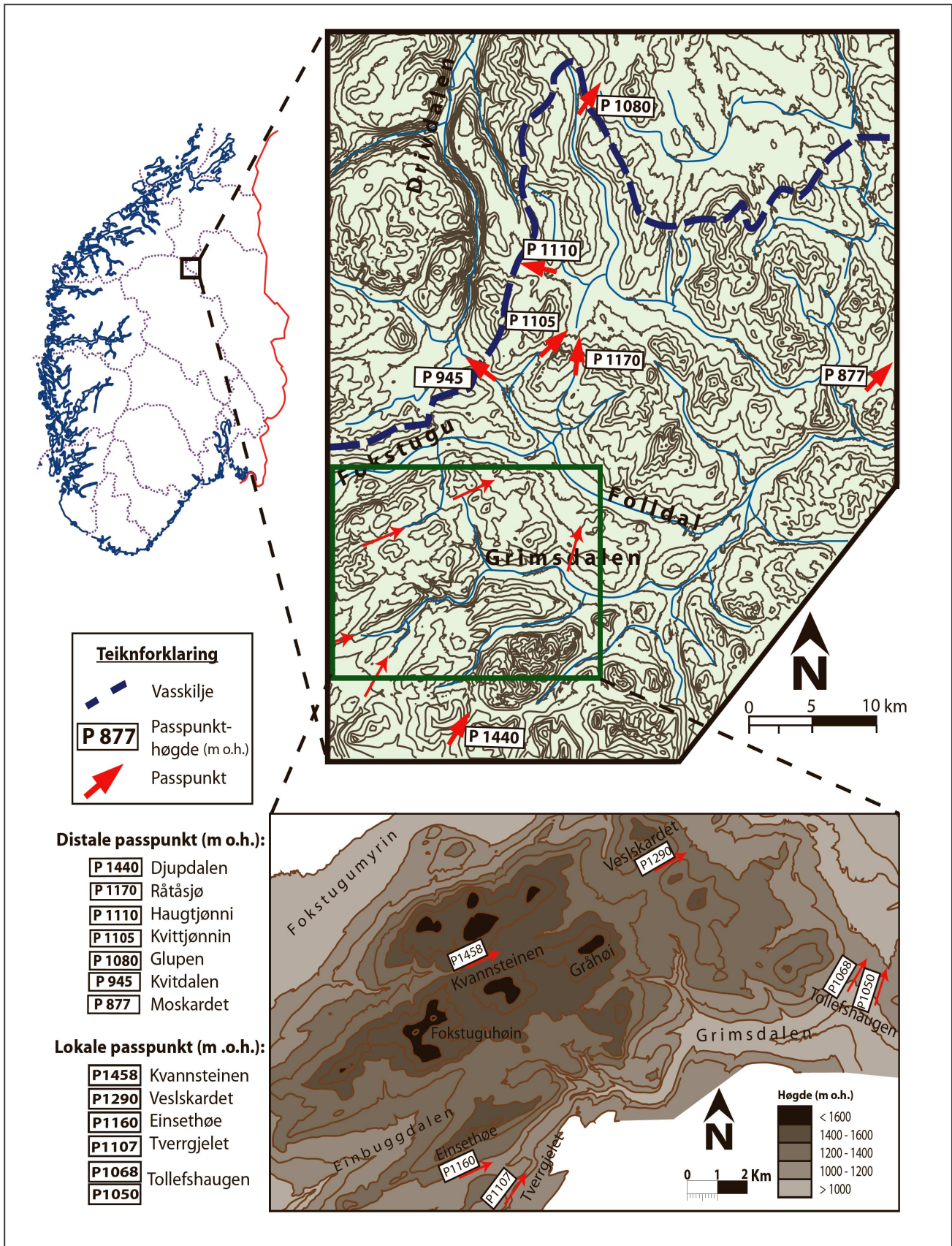
Feltområdet ligg sør for hovudvasskilje og den naturlege dreneringsretninga i feltområdet er mot aust og sør. Elva Grimsa drenerar ut i Follidal og renn ut i Glomma som fortset sørover. Vest i feltområdet renn vatnet ned i den sørgåande Gudbrandsdalslågen.

Under deglasiasjon vart smeltevatnet i området drenert mot topografien som følgje av at isskilje låg sør for vasskilje. Nord for Follidal vart store mengder smeltevatn drenert over hovudvasskilje gjennom ulike passpunkt. Det vart danna store bresjøar og glasifluviale avsetningar der erosjonsbasis var bestemt av ulike passpunkt. Det har vore ei klar trinnvis avløysing av passpunkta frå vest mot aust ettersom isoverflata smelta ned, som indikerer ein austleg fallkomponent på isoverflata. Felles for desse passpunkta er at det er spor etter store mengder smeltevatn som har drenert gjennom dei (Sollid 1964).

Fordi smeltevassdreneringa under deglasiasjon vart styrt av isdekket er det viktig å rekonstruera dreneringa. Ein rekonstruksjon av passpunkt og landskapsformer knytt til desse vil kunne gje informasjon om høgde og helning av isdekket. Glasifluviale avsetningar vil som regel vera styrt av erosjonsbasis som igjen er bestemt av eit passpunkt. Ved å datera ulike glasifluviale og glasilakustrine avsetningar kan ein finne ut når eit passpunkt var aktivt og dermed høgda av isdekket i perioden.

I dette underkapittelet vil dreneringa i feltområdet under deglasiasjon verta rekonstruert. Dreneringa vil vera inndelt i ulike fasar etter kva passpunkt over vasskilje som var aktivt. Dette blir gjort fordi erosjonsbasis til dei ulike glasifluviale avsetningane i området for ein stor del vert kontrollert av forskjellige passpunkt, og dei forskjellige dreneringsfasane kan koplant mot ulike avsetningsnivå.

Dei ulike fasane har fått ein relativ alder fordi det er svært sannsynleg at ulike passpunkt har vore aktive gjennom fleire deglasiasjonar. Dette gjer det vanskeleg å setje ein absolutt alder. Her vil 7 distale passpunkt som er relatert til feltområdet vera tekne med, i tillegg til lokale passpunkt i feltområdet. I figur 4-1 er dei ulike passpunkta som har betydning for feltområdet teikna inn.



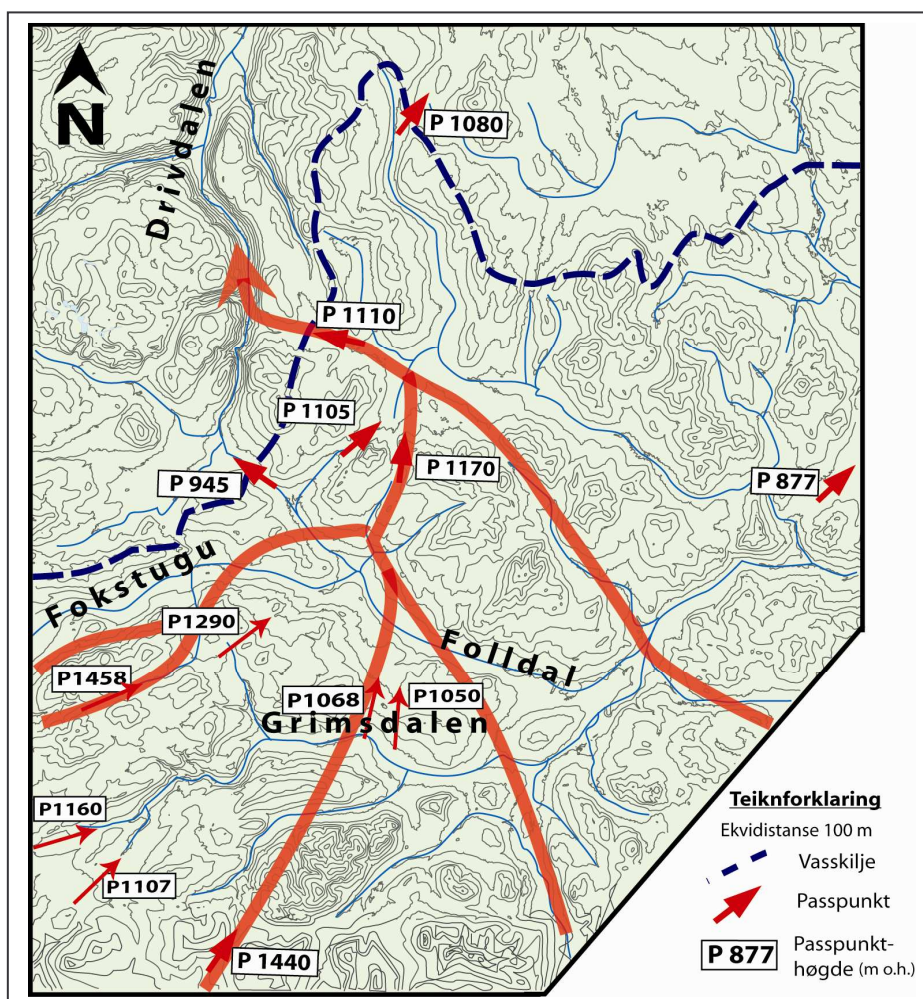
Figur 4-1 syner aktive passpunkt under deglasiasjon lokalt i feltområdet og over vasskilje mot nord.

Dreneringsfase 1

Iskulminasjonen i Jotunheimen fører til ei nordaustleg helning av isdekket. Dette gjer at smeltevattnet drenerar nordaust og mot nord langs vestsida av Rondanemassivet (Garnes og Bergersen 1980). Aust for Rondane renn smeltevattn mot nordvest som følgje av ein iskulminasjon i søraust. Dreneringa gjekk gjennom Rondane og etterkvart som isdekket smelta ned på utsida av Rondanemassivet (Håvik 2003; Kvisvik 2003).

I denne fasen drenerar smeltevattnet rundt dei høgaste toppane i feltområdet. Over vasskilje er dei fleste passpunkta dekkja med is. Lokalt er det passpunktet ved Kvannsteinen (1458 m o.h.) som fyrst vert aktivt (sjå figur 4-2). Dreneringsspor proksimalt for passpunktet viser at det her har kome smeltevattn både nord- og sørfrå.

Over vasskilje er det passpunktet over Råtåsjø (1170 m o.h.) som vert aktivt fyrst (Sollid 1964). Smeltevattnet her drenerer nordover og ut ved Haugtjønnin (1110 m o.h.), og ned Drivdalen. At smeltevattnet ikkje går over Hjerkinnet betyr at det her ligg is og stenger dreneringsvegen.



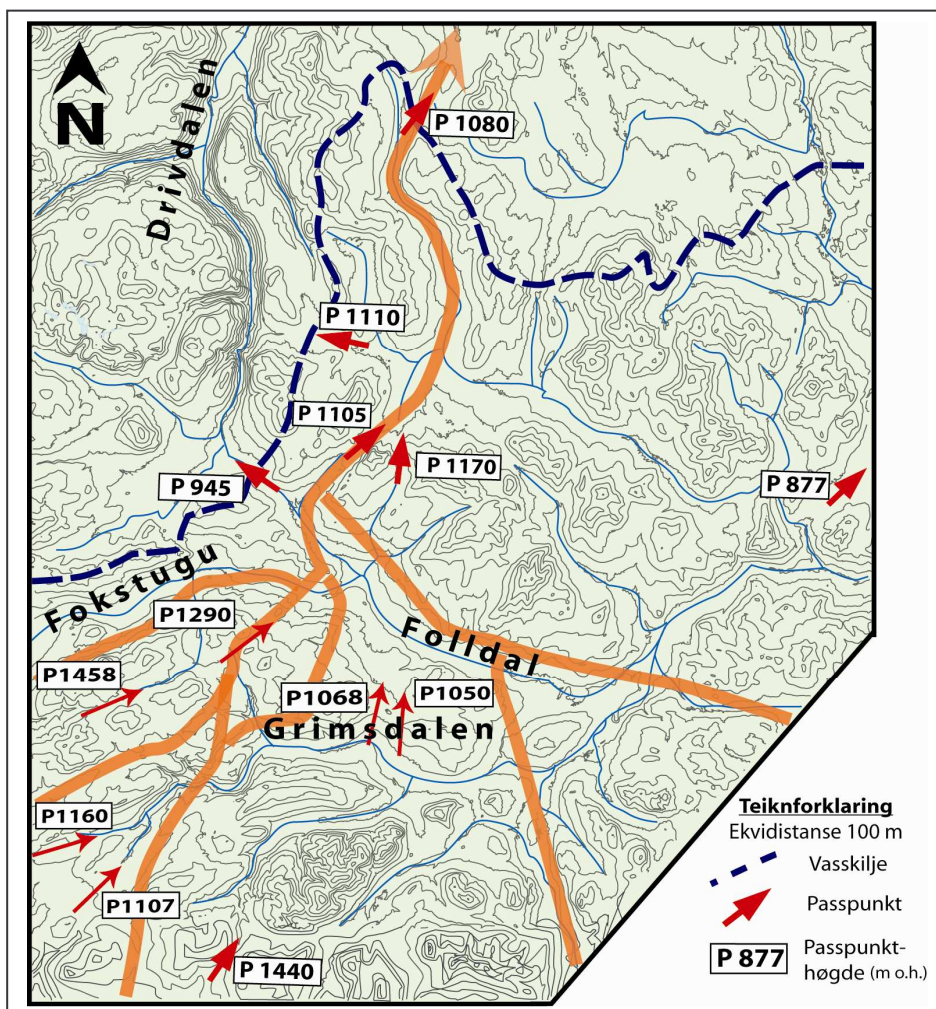
Figur 4-2 syner dreneringsveg lokalt gjennom feltområdet og over vasskilje i dreneringsfase 1.

Dreneringsfase 2

Smeltevatnet drenerar langs sør og nordsida av fjellpartia i Grimsdalen. Lokalt går smeltevatn mot nordaust gjennom Gautådalen og over Veslskardet (1290 m o.h.). Når passpunktet over Råtåsjøen vert for høgt går vatnet gjennom Kvittjønнин (1100 m o.h.) og nordover til Glupen (1080 m o.h.) ned mot Orkdal.

Ettersom isoverflata senkast dreier dreneringa austover mot Såtådalen (1000 m o.h.) når smeltevatnet ikkje lenger går over Glupen (1080 m o.h.).

Frå Gudbrandsdalen drenerar smeltevatnet gjennom Djupdalen (1440 m o.h.) og inn i Haverdalen. Tverrgjelet har framleis vore dekkja av is på dette tidspunkt men store mengder smeltevatn har gått mot nordaust gjennom Grimsdalen. Eit interessant trekk er at det drenerar smeltevatn både frå nord og syd over Tverrgjelet og Einsethøe. Dette viser at Grimsdalen har fungert som ei trakt for smeltevatn både frå nordvest og sørvest.

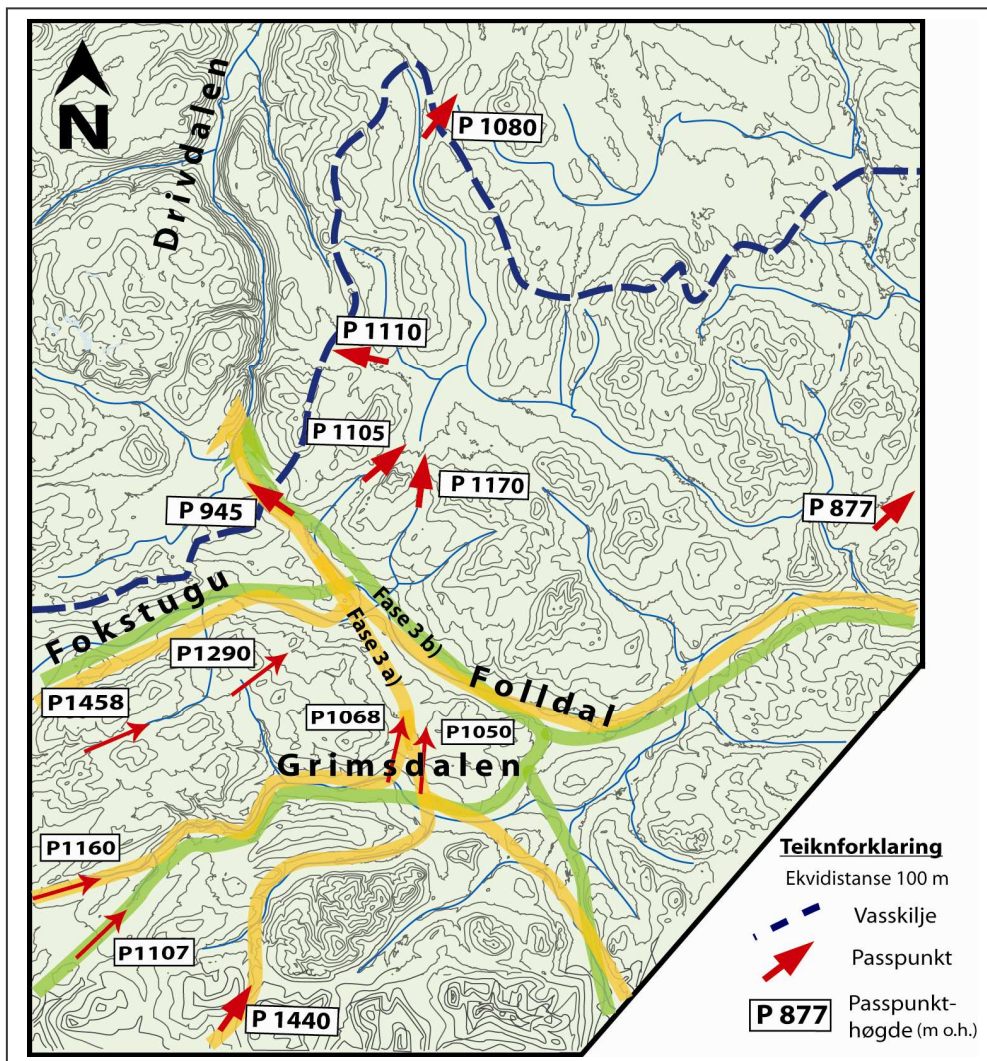


Figur 4-3 syner dreneringsveg lokalt gjennom feltområdet og over vasskilje i dreneringsfase 2.

Dreneringsfase 3 a)

I denne fasen har fjellområda i Grimsdalen blitt isfri. Isen smeltar attende oppover Grimsdalen, og nedover Atndalen og Folldal. Den naturlege dreneringsruta nedover Grimsdalen er blokkert av eit isdekke som ligg i søraust, og vatnet drenerar mot nordaust over to passpunkt ved Tollefshaugen i høgdene 1068 m o.h. og 1050 m o.h..

Det vert danna ein utstrakt bresjø i Grimsdalen, Grimsdalssjøen, i eit nivå på ca 1050 m o.h.. Dei godt utvikla setene som vert danna i dette nivået syner at bresjøen er stabil og at smeltevatnet har drenert over det lavaste passpunktet ved Tollefshaugen over lengre tid. Bresjøen får smeltevatn tilført frå vest, ned Grimsdalen, og frå Rondane i sør (Bøe 2003; Kvisvik 2003). Smeltevatnet drenerer nordover i Folldal og over Kvitdalspasset (945 m o.h.). Dette skjer fordi is i aust hindrar smeltevatnet å drenere ut gjennom Rødalen (933 m o.h.).



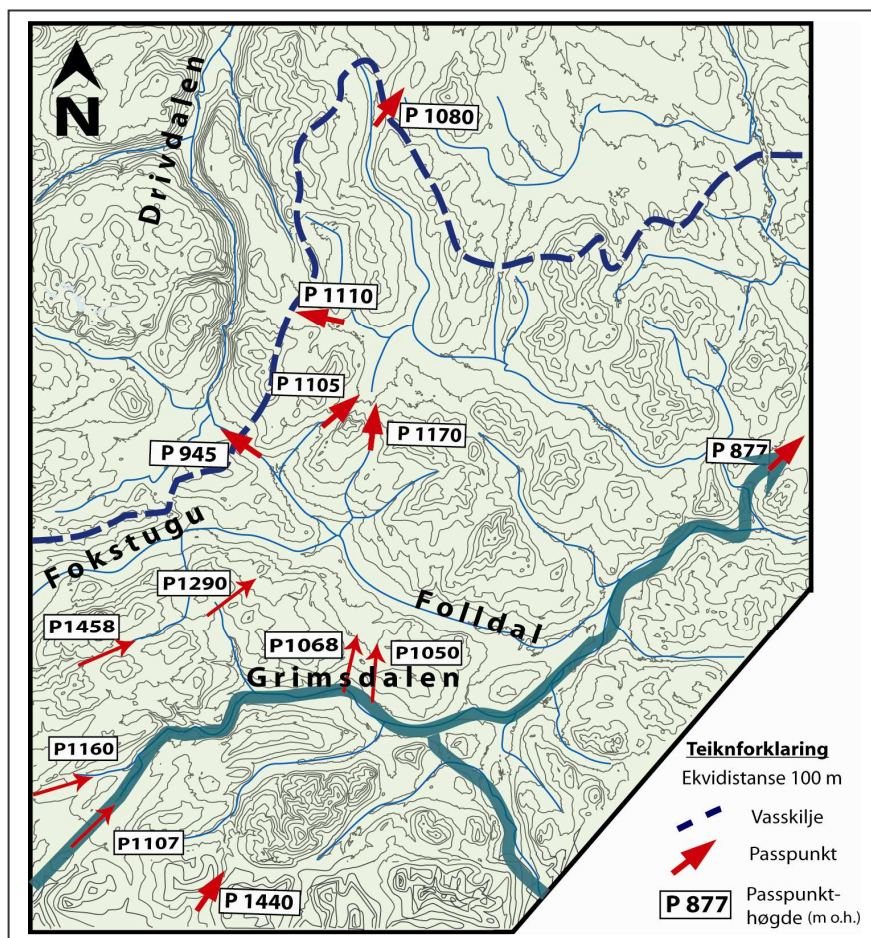
Figur 4-4 syner dreneringsveg lokalt gjennom feltområdet og over vasskilje i dreneringsfase 3 a) og b).

Dreneringsfase 3 b)

Grimsdalsjøen er rekonstruert basert på glasifluviale og glasilakustrine avsetningar i Grimsdalen. Sjøen har hatt ein erosjonsbasis på ca 950 m o.h.. Erosjonsbasisen er sannsynlegvis bestemt av passpunktet over Kvitdalen (945 m o.h.). I Folldal ligg Folsjøen (ca 945 m o.h.) og drenerer over Kvitdalspasset i denne fasen. Det kan sjå ut som om erosjonsbasis for Grimsdalsjøen ligg høgare enn for Folsjøen. Dette kan skuldast at Grimsdalsjøen eksisterar i eit tidleg stadie av Folsjøen medan det enda ligg is mellom Grimsdalen og Folldal. Etterkvart som isoverflata smeltar ned vil vassnivået innover Grimsdalen stabilisera seg på same nivå som Folsjøen.

Dreneringsfase 4

I austlege delar av feltområdet er det store glasifluviale avsetningar mellom 890 og 880 m o.h.. Desse er avsett i det breelva mister transportkompetanse ned mot ein bresjø som ligg på ca 880 m o.h..



Figur 4-5 syner dreneringsveg lokalt gjennom feltområdet og over vasskilje i dreneringsfase 4.

Smeltevatnet drenerer ned i Folldal og austover, til det går over Moskardet (877 m o.h.) og nordover i daldraget Mjovatn-Sparsjøen. Det er dette passpunktet som bestemmer erosjonsbasis for avsetningar aust i Grimsdalen (Bøe 2003).

4.2 Diskusjon rundt relativ alder av landformer i Grimsdalen

Rekonstruksjon av isutbreiinga byggjer på ein romleg analyse av fordelinga av landformer. Dette baserar seg på føresetnaden om at det er mogleg å knytte landformene til ein tidshorisont, men når området har vore dekkja av ein ikkje-erosiv bre kan formelement som ligg i relasjon til kvarandre stamme frå forskjellige tidsepokar (e.g. Kleman 1994). Det er difor svært viktig å kunne skilja mellom landformer avsett i ulike periodar for ikkje dra feilaktige slutningar om isdekka si utbreiing eller dynamikk. Dette er ei av utfordringane med å drive kvartærgeologisk kartlegging i eit slikt område.

Utvikling av nye og forbetringar av gamle dateringsmetodar gjer det enklare å rekonstruera utbreiinga (sjå kap 3.4). Ideelt sett skulle ein ha eit stort antal dateringar på dei fleste sentrale landformer i feltområdet, men dette let seg ikkje gjennomføre av økonomiske og tidsmessige årsaker. Diskusjon rundt isutbreiing byggjer difor på eit mindre antal dateringar i feltområdet og landformer som ligg i relasjon til desse lokalitetane, i kombinasjon med rekonstruksjonar frå tilgrensande områder.

Det føreligg mest data om Sein-Weichsel frå feltområdet. Denne perioden vil difor verta omhandla i meir detalj enn dei eldre periodane der det føreligg mindre data. Her vil dei ulike periodane bli diskutert kronologisk, med dei antatt eldste funna fyrst. Deretter vil isutbreiinga i den aktuelle perioden verta rekonstruert basert på feltarbeid og dateringar. Figurane som illustrerar isutbreiinga vil vise antatt maksimalutbreiing under den gitte perioden.

4.2.1 Landskapselement eldre enn Weichsel

Saale-isdekket var kanskje ein av dei største innlandsisane som dekkja Europa gjennom Kvartær. Grensene for isdekket er relativt godt etablert men det er lite informasjon om andre eigenskapar enn den horisontale utbreiinga. Nedisinga under Saale var større og meir ekstensiv enn isdekket gjennom heile Weichsel (Donner 1995; Svendsen et al. 2004). Ut frå dette er det sannsynleg at Saale-isen dekkja heile Rondane.

Det er svært få terrestriske avsetningar i Noreg som kan sporast attende til Saale (e.g. Mangerud et al. 1981; Olsen 1998). Det gjer dateringa av Grimsdalsvifta spesiell. I tillegg er det få kilometer frå Grimsdalen, i Liengsnittet øvst i Folldal, datert glasifluvialt materiale tilbake til Saale (Dahl pers. komm. 2006). Dette viser at området har ein svært interessant glasial historie.

Endringar i vassinnhald er ei potensiell feilkjelde til over – eller underestimering av aldrar frå OSL dateringar, då vatn absorberar bakgrunnsstrålinga. Ein må difor anta at sedimenta ved prøvetaking har hatt tilnærma likt vassinnhald sidan dei vart begravd. Ved så høge aldrar som ein finn i Grimsdalsvifta er det derimot truleg at det har vore store variasjonar i vassinnhald gjennom historia, som gjer at avviket i alder vert større. Dette gjer at denne dateringa må behandlast kritisk (Bøe 2006).

Dersom alderen på Grimsdalsvifta er korrekt betyr det at denne landforma ikkje har blitt utsett for glasial erosjon gjennom heile Weichsel. Denne delen av Grimsdalen må enten ha vore isfrie gjennom heile denne perioden eller så må isdekka her ha vore frosen til underlaget. Ut frå andre rekonstruksjonar av isutbreiinga gjennom Weichsel i området (e.g. Bøe 2003, 2006; Kvisvik 2003) er det mest sannsynleg at det er sistnemnte som er tilfellet. I tillegg til at det ikkje er spor etter erosjon er det heller ingen spor etter morenemateriale eller flyttblokker oppå avsetninga. Dette utelukkar ikkje at området har vore dekkja av is, men viser at ein må vera forsiktig med å bruke mangel på tilstedeværelse av flyttblokker som bevis på at det ikkje har vore isdekke over lokalitetar ved kvartærgeologisk kartlegging.

Fordi det finnes såpass gamle former i området kan det bety at andre former som ikkje direkte eller indirekte daterte kan vera tilnærma lik i alder. Dette er i motsetning til det meir

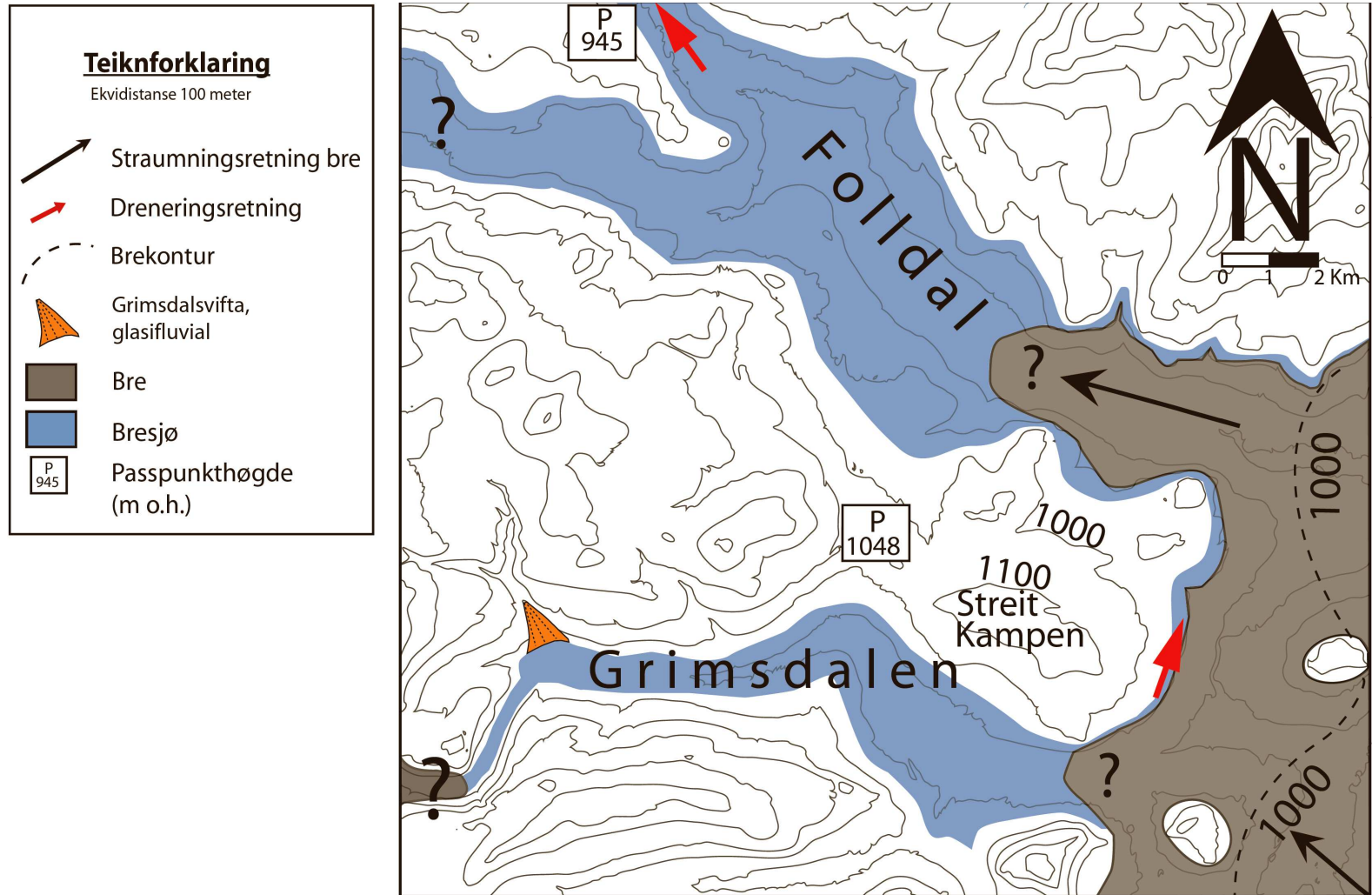
tradisjonelle synet at dei fleste formelementa i området er danna under deglasiasjon etter Sein-Weichsel.

Dateringa av Grimsdalsvifta gjer det vanskeleg å setja ein del formelement inn i eit tidsperspektiv. Omtrent 100 meter nord for Grimsdalsvifta ligg det fleire slukåsar. Desse er eit resultat av subglasial drenering. Desse vert sett i samanheng med moreneryggen som er avsett i munningen på Tverrådalen. Ein temperert bre kan forklare at ein har subglasiale dreneringa og danning av slukåsar. Dersom Grimsdalsvifta er eldre enn desse landformene må den ha overlevd under ein bre som var delvis temperert. I tillegg må den subglasiale dreneringa som avsette slukåsane ikkje ha gått lenger ned i breen enn Grimsdalsvifta, fordi denne då ville verta erodert vekk. Dersom Grimsdalsvifta er avsett etterpå set dette ein minimumsalder på moreneryggen og slukåsane til deglasiasjon under Saale.

Lenger inne i Tverrådalen ligg det avsett fleire morenerygger tolka til å vera DeGeer morene. Fordi fronten her ligg i ein bresjø kan denne lokalt ha vore temperert, medan den lenger nede kan ha vore frosen til underlaget. Dette gjer at ein ikkje kan nytta Grimsdalsvifta til å setje DeGeer morenane inn i ein relativ kronologi, fordi denne kan ha blitt bevart i den sonen av breen som var frosen til underlaget.

Det er vanskeleg å rekonstruere isutbreiinga i Saale basert på ein lokalitet. Ein kan imidlertid gjera nokre antagelsar om egenskapane til isdekket under deglasiasjon. Det må ha eksistert ein bredt sjø i Grimsdalen med erosjonsbasis på ca 950 m o.h., og denne har truleg blitt kontrollert av passpunktet over Kvitdalen (945 m o.h.). For at dette skal vera mogleg må det ha vore is i søraust for å blokkera den naturlege dreneringsretninga. Helninga på isdekket må vore mot nord-nordaust med ein isdom sør for Rondane. Dette korrelerar truleg med dreneringsfase 3 b) (kap 4.1). Dette betyr at passpunktet over Kvitdalen har vore aktivt fleire gonger. Det må mellom anna ha vore aktivt under Kvitdalsframstøytet (Dahl, pers.komm. 2006) (diskutert under).

Det er også interessant at deglasiasjonen etter Saale og deglasiasjonen etter det som er rekna som Sein-Weichsel viser likhetstrekk med omsyn til dreneringsretning og isdekket si helning. Truleg har fleire av passpunkta i området vore aktive gjennom fleire deglasiasjonar. For å få meir kunnskap om dette ville det vore interessant å datera dei andre terrasseavsetningane i Grimsdalen som er avsett i same nivå som Grimsdalsvifta.



Figur 4 -6 viser antatt breutbreiing på det tidspunktet Grimsdalsvifta vart avsett, under deglasiasjon etter Saale.

Det er ikkje mogleg å rekonstruere maksimal isutbreiing i denne perioden fordi det innsamla datamaterialet ikkje er tilstrekkelig. Figur 4–6 viser korleis isutbreiing og drenering kan ha vore på det tidspunkt Grimsdalsvifta vart avsett.

I tillegg til dei formene diskutert over er det fleire former som kan vera eldre enn Weichsel i feltområdet. Dette gjeld blant anna spylerenner både med nordaustleg og nordvestleg orientering. I tillegg er mange av dei periglasiale formene sannsynlegvis utvikla gjennom lang tid og har eksistert før Weichsel.

4.2.2 Diskusjon rundt isutbreiing i Tidleg-Weichsel

I Tidleg-Weichsel var det 2 glasieringar i Skandinavia, henholdsvis oksygenisotopstadie 5d og 5b (OIS5d og OIS5b). Desse isdekka antas å ha hatt ein liten utbreiing i forhold til Midt- og Sein-Weichsel. I fyrste del av Tidleg-Weichsel låg iskulminasjonsområdet parallelt med den Skandinaviske fjellrekka og glasieringen var avgrensa til fjellområda. Dette er forklart ved at det var eit maritimt klima som følgje av eit høgt havnivå og høge havtemperaturar etter Eem (e.g. Boulton et al. 2001; Fredin 2002; Lundquist 2004; Mangerud 2004; Svendsen et al. 2004). Avsetningar etter denne glasieringen finnes det mange av i fjellområda i Nord-Sverige, og desse viser at breane her var tempererte (Fredin 2002; Fredin og Hätterstrand 2002; Lundquist 2004). I Rondane er det funne eit mindre temperert breframstøyt som er datert til OIS5d og Gulstein stadial (Håvik 2003).

Det er ikkje funne spor i feltområdet som sikkert kan knyttast til Tidleg-Weichsel, men ved Lieng i Folldal er det funne spor etter eit temperert breframstøyt i denne perioden (Dahl, pers. komm. Juni 2006). Etersom Lieng er plassert rett aust for feltområdet er det sannsynleg at dette framstøytet også berørte delar av feltområdet. Fleire av randmorenane i området kan stamme frå denne perioden, men det er vanskeleg å fastslå noko utan dateringar. Seinare framstøyt, mellom anna under Sein-Weichsel (sjå under), kan også ha erodert vekk avsetningar frå tidlegare framstøyt.

Studie av området sør for Grimsdalen viser at det er i denne perioden det er størst isutbreiing i dette området gjennom heile Weichsel (Bøe 2003; Kvisvik 2003). I Haverdalen, ein sidedal til

Grimsdalen, er minimumshøgda til isdekket antatt å ha vore rundt 1500 m o.h. (Bøe 2003).

Dersom dette er korrekt må store delar av feltområdet ha vore dekkja av is.

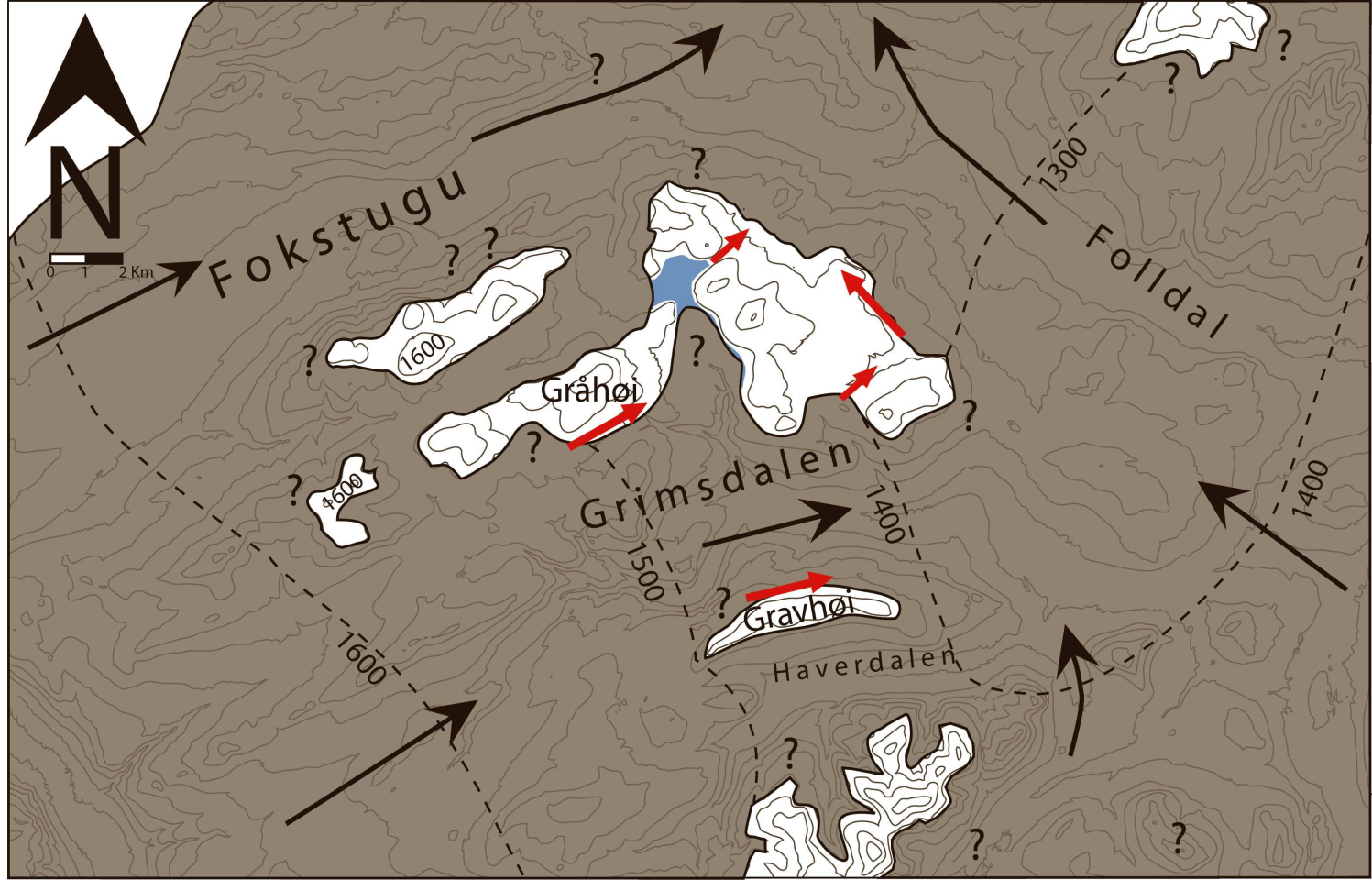
Isutbreiinga gjennom siste del av Tidleg-Weichsel skal ha hatt ei større utbreiing enn i fyrste halvdel av Tidleg-Weichsel (Lundqvist 1992). Langs vestkysten av Noreg nådde breane ut til dei ytre kyststroka (Mangerud 2004) og den arktiske delen av Russland hadde i denne perioden den største isutbreiinga gjennom Weichsel (Svendsen et al. 2004). På bakgrunn av dette er det truleg Bønes stadial (fig 1-1) ein finn spor etter her.

Basert på alderen av Grimsdalsvifta må dette isdekket ha vore frose til underlaget for å ikkje erodera vekk denne avsetninga. Spylerenner avsett på Gravhøi (Bøe 2003), mellom Haverdalen og Grimsdalen, viser at dreneringsretninga var mot nordaust. Dette viser at dreneringa har følgd den generelle trenden mot nordaust. Sannsynlegvis har dreneringsfasane 1, 2 og 3 (kap 4.1) vore aktive under deglasiasjon her. Høgaste spylerenner under Gravhøi ligg på ca 1400 m o.h.. Høgda av isoverflata har truleg vore omtrent den same på nordsida av Grimsdalen, med eit fall mot nordaust. Dreneringsspora under Gråhøi kan stamme frå denne perioden.

Ut frå diskusjonen om isutbreiing i Grimsdalen (sjå under) er dette den siste perioden at De Geer morenane langs Tjørnhøibekken kan ha blitt danna. Etter Tidleg-Weichsel er det ikkje sannsynleg at vertikal istjuknad har vore så stor at det har vore is her. De Geer morenane og setene her blir difor gitt ein minimumsalder tilsvarande Tidleg-Weichsel.

Rekonstruksjon av isutbreiinga i denne perioden er svært usikker (fig 4-7), både med omsyn til horisontal og vertikal utbreiing. I tillegg er det ingen dateringar som kan tidfeste hendingane. Figur 4 – 7 tek utgangspunkt i høgda av spylerenne på Gravhøi og høgda av De Geer morenane for å bestemme ishøgda i Grimsdalen. Svakheita ved å bruke desse lokalitetane til å bestemme ishøgda er at dei ikkje definerar maksimum vertikal utbreiing av isdekket, men kan ha blitt danna gjennom heile deglasiasjonen. I tillegg representerar denne perioden bare ein minimumsalder for når desse formene kan vera avsett.

Isutbreiinga i denne perioden for dei andre delane av feltområdet er det ikkje mogleg å sei noko om. Høgda av isdekket er her sett basert på føresetnaden om at isoverflata har ei svak helning mot nordaust i heile området.



Figur 4-7 viser foreslått breutbreiing i feltområdet under Tidleg-Weichsel.

4.2.3 Diskusjon rundt isutbreiing i Midt-Weichsel

Store mengder glasifluviale sediment i Dørålen og Haverdalen vart avsett under ein deglasiasjon etter ein stadial i overgangen til Midt-Weichsel. Dateringar frå Haverdalen og Dørålen gjev 75 ± 3 ka (Bøe 2006) til 66 ± 4 ka i Dørålen (Kvisvik 2003). Dette har blitt tolka til å vera deglasiasjon etter ei lokal isoppbygging i Rondane på slutten av Tidleg-Weichsel, medan Kvisvik (2003) hevdar at dette er deglasiasjonen etter OIS4 (fig 1-1), Karmøy Stadial. I Dørålen viser desse avsetningane at minimumshøgda på breen her må ha vore minimum ca 1300 m o.h. (Kvisvik 2003), men den reelle høgda av isoverflata er sannsynlegvis høgare.

Gjennom denne stadialen har sannsynlegvis Grimsdalen vore dekkja med is (fig 4-8). Tjuknaden på sedimenta avsett i Haverdalen indikerar ein stor og langvarig deglasiasjon, og det er svært sannsynleg at fleire av formene i feltområdet kan stamme frå denne deglasiasjonen. Mangel på dateringar gjer imidlertid at det er vanskeleg å knytte nokre formelement til denne perioden.

Ved Lieng er det funne spor etter eit temperert breframrykk i siste del av Midt-Weichsel. Dette er ved OSL datering av underliggande glasifluviale sediment datert til ca 50-45 ka BP (Svein Olaf Dahl, pers komm juni 2006). Dette breframrykket vert korrelert med morenerygger i Kvitdalen og i Haverdalsmunnen (Bøe 2003). I Kvitdalen er det randavsetningar etter to markerte breframrykk. I Haverdalsmunnen derimot finn Bøe (2003) kun randavsetningar frå eit framrykk. I tillegg ligg det distalt for desse moreneryggane blokker oppå bresjømateriale, som er datert til 75 ± 3 ka BP. Dette kan tyde på at det har vore bre over området mellom tidleg Midt-Weichsel og breframstøtet inn i Haverdalsmunnen. Ein mogleg periode for dette framrykket kan vera samstundes med det fyrste framstøytet i Kvitdalen.

Svendsen et al.(2004) finn at det i denne perioden, OIS 4, var to markerte breframrykk i austlege delar av Russland og Sibir mellom 65-50 ka BP. Ut frå tidfestinga av breframstøtet i Kvitdalen og moreneavsetningane her er det sannsynleg at det også her var to framstøyt i denne perioden. Desse breframstøta vert knytt opp mot Skjonghelleren Stadial.

Inne i Tverråis dal ligg det seter i høgden 1070-1080 m o.h.. Ute i sjølve Grimsdalen finnes det ikkje seter i desse høgden. Setene må ha vorte danna ved at det vart danna ein bresjø inne

i Tverråis dal som vart demt opp av ein bre i sjølve Grimsdalen. Tidsperioden for når desse vart danna er usikker, men kan stamme frå det fyrste og største framstøytet i denne perioden, der breen gjekk enda lengre inn i Grimsdalen. Moreneryggen i munningen vil gje ein logisk lokalisering av brefronten her. Dersom dette er avsett på same tida må breen lokalt hatt eit anna regime her for ikkje å erodera vekk Grimsdalsvifta, som er eldre (sjå diskusjon over). Setene i desse nivåa kan ha blitt styrt av det høgaste passpunktet ved Tollefshaugen (1068 m o.h.).

Når nedsmelting av isoverflata senkar denne under 1048 m o.h. aust for Tollefshaugen vil passpunktet her tørrleggast. Dreneringa vil gå ut Grimsdalen og opp langs Folldal. Ettersom setenivået på 1050 m o.h. er vel definerte må bresjøen ha hatt ein stor utstrekning. Dreneringa må her ha vore lik dreneringsfase 3 a) (kap 4.1). Omlegginga av passpunkt må ha ført til at store mengder smeltevatn vart drenert rundt austsida av Streitkampen og ut i Folldal. Dette viser att i store spylefelt mellom ca 980-1040 m o.h. her (Sollid & Carlson 1981). Sannsynlegvis utvikla det seg etter dette ein stabil bresjø på 950 m o.h., der smeltevatnet drenerte over Kvitdalen (dreneringsfase 3 b) (kap 4.1)). Bøe (2003) korrelerar dette framstøytet med Skjonghelleren stadial, ca 43 ka BP (Mangerud 2004).

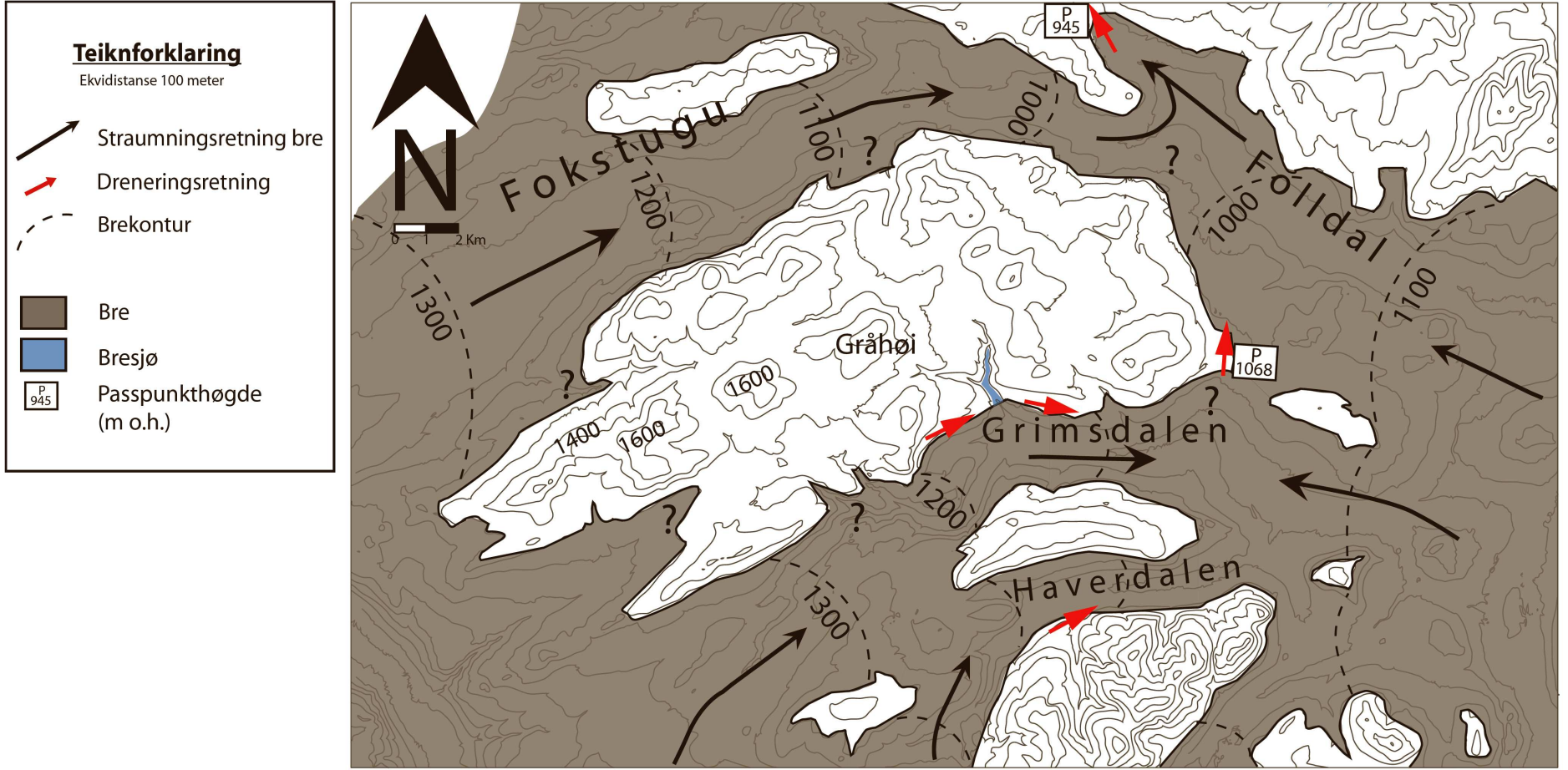
Enkelte stader ligg det eit tynt og usamanhengande dekke av morenemateriale oppå bresjøsediment i Grimsdalen inn til Tverrbekken, som viser at det har vore ein bre over etter at dei fyrste bresjøsedimenta vart avsett. Moglege periodar for breframstøyt inn over bresjøsediment vert sett til same tidsperiode som Haverdalsmunningen vart avsett. Dette er gjort med bakgrunn i at det ikkje har vore bre inn i munningen på Haverdalen etter dette (Bøe 2003) og dermed ikkje lenger inn Grimsdalen. Brearmen i denne fasen har sannsynlegvis gått inn til minimum Tverrbekken. Moglege periodar for avsetning av bresjøsedimenta er altså før dette breframrykket. Med bakgrunn i alderen på Grimsdalsvifta er det vanskeleg å sei når bresjøsedimenta kan vera avsett.

Breutbreiinga vest i Grimsdalen er usikker i denne brefasen. Setene på ca 1050 m o.h. som er danna under deglasiasjon etter denne brefasen går inn til Tverråi. Ein mogleg maksimumsposisjon for breen vest i Grimsdalen vert sett til det punktet der dei kontinuerlege setenivå byrjar, det vil sei rett aust for Grimsdalsvifta. Dette fordi det her må ha vore ein lateral eller open bresjø. Det er viktig å understreka at fråver av seter ikkje er prov på at bresjøen ikkje gjekk lenger innover Grimsdalen.

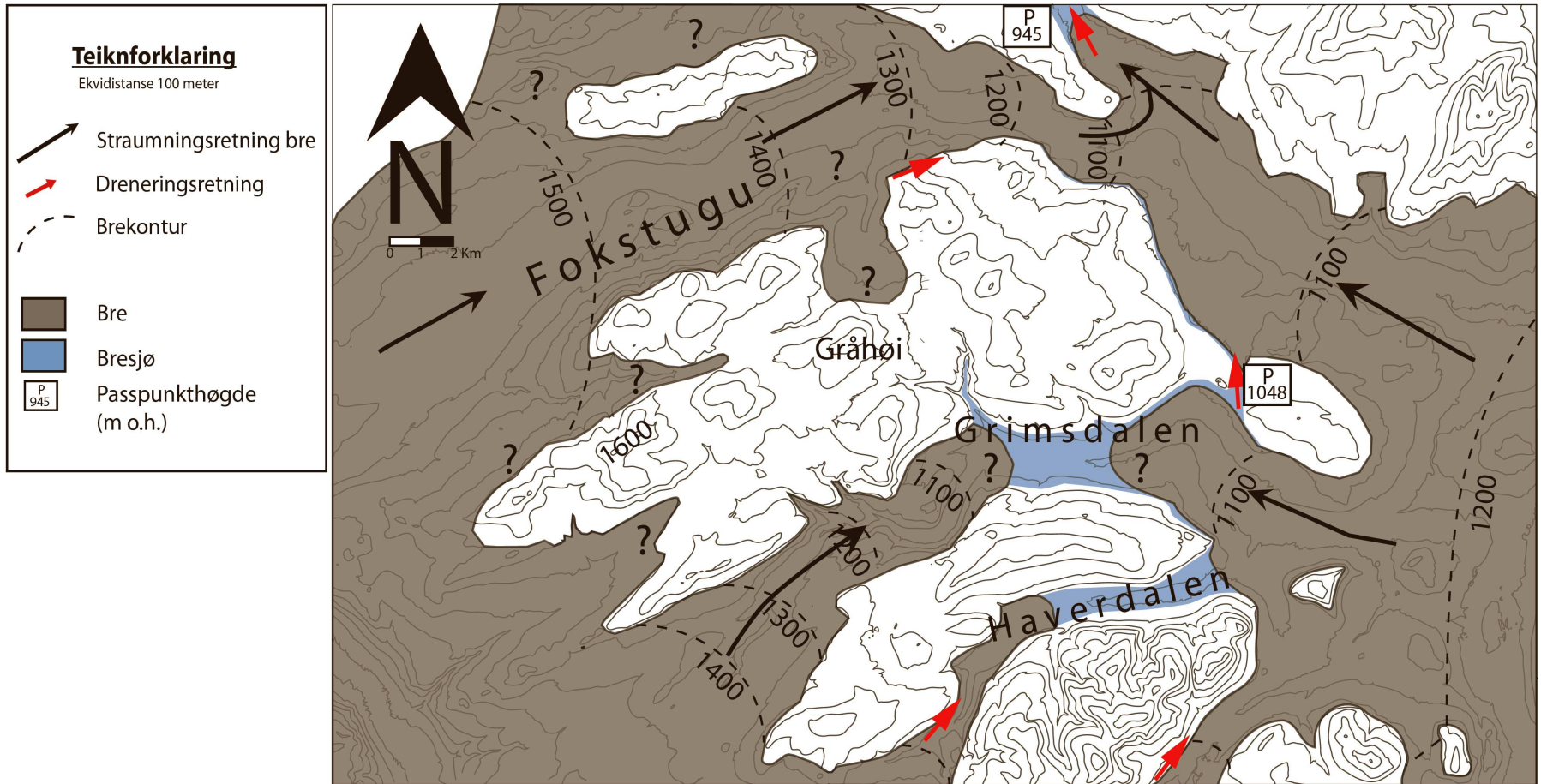
Perioden etter Skjonghelleren stadial er ein fase prega av lite breutbreiing i Skandinavia (Arnold et al. 2002). Det er funne fleire avsetningar som har blitt datert til denne perioden i området rundt Rondane som viser at fjellområda her var isfrie (e.g. Thoresen og Bergersen 1983; Bergersen et al. 1991). Dette har blitt tolka som at nesten all is var smelta vekk i Skandinavia før isoppbygginga til Sein-Weischel byrja (Mangerud 1991).

Avsetningar i Gautådalen er frå denne perioden. Bresjøavsetningar i denne delen av dalen kan berre vera eit resultat av ein bredemt sjø. Eit isdekke må ha lege i nord og demt opp munningen på Gautådalen. Dette isdekke må ha vore høgare enn 1330 m o.h.. Denne situasjonen kan vera ein analog til Sein-Weichsel (sjå under), der ei bretunge kjem inn munningen på dalen frå Hjerkin. Det må her ha lege eit isdekket over Hjerkin og inn i Gautådalen som har smelta sakte ned. Eit kaldt klima førte til ein sakte deglasiasjon og tilstedeværelsen av is her gjennom store delar av denne interstadialen.

Dette betyr også at Skjonghelleren stadial må ha hatt ein mykje større utbreiing i nordre delar av feltområdet enn i dei søraustlege delar. Også dette er ein analog til Sein-Weichsel, der store ismassar kjem inn frå nordvest, medan vertikal isutbreiing søraust i feltområdet er mykje mindre.



Figur 4-8 viser foreslått breutbreiing i Midt-Weichsel under fyrste del av Kvitdalsframstøtet.



Figur 4-9 viser foreslått isutbreiing i feltområdet under det andre Kvitdalsframtøtet. Det er i denne perioden at Haverdalsmunningen vert avsett.

4.2.4 Diskusjon rundt isutbreiing i Sein-Weichsel

Fleire dateringar i og rundt feltområdet (Bøe 2003, 2006; Garnes, in.prep) gjer at det er mogleg å rekonstruere isutbreiinga her under Sein-Weichsel (fig 4-10).

I Gautådalen viser datering av bresjøsediment under morene (kap 3.4) at morenekomplekset her vart avsett i Sein-Weichsel. Eksponeringsdateringane som er tatt på blokker på moreneryggen støtter dette, men varierar mykje med omsyn til når i Sein-Weichsel morenen vart avsett. Alderen varierar frå 18.2 ± 1.4 ka BP til 11.1 ± 0.9 ka BP.

Ettersom ishøgda auka mot vest må denne øvst i Foksådalen ha vore over 1500 m o.h. på det tidspunktet morenekomplekset i Gautådalen vart avsett. Dateringar øvst i Foksådalen viser at ishøgda her var under 1440 m o.h. mellom 13.6 ± 1.3 Ka BP og 14.3 ± 1.5 Ka BP (kap 3.4). Når morenekomplekset vart avsett må desse områda ha vore dekkja av is. Difor er det mest sannsynleg at breframrykket i Gautådalen må ha skjedd før dette. Dette fordi eit temperert breframrykk ville ha øydelagt lausmassane i dalen der desse dateringane er tekne. Det er sannsynleg at det er dei eldste dateringane som gjev den mest korrekte alderen av morenekomplekset, og at dette markerar Sein-Weichsel maksimum her.

Høgda av isoverflata øvst i Foksådalen låg mellom 1500-1600 m o.h., noko som er sannsynleg ut frå helning av isdekket og nedsmeltingshastighet av isoverflata (sjå diskusjon under). Med ei slik høgde ville fronten gå eit stykke nedover i øvre del av Gautådalen. Her finnes det randavsetningar (kap 3.2.2.) som sannsynlegvis markerar fronten til denne brearmen under Sein-Weichsel maksimum.

Den yngste eksponeringsdateringa teken på moreneryggen i Gautådalen er tatt i eit område som viser teikn på erosjon av vatn. Ettersom det er svært lite vatn som drenerar ut her i dag må føresetnadane for dreneringa ha vore endra for at det skal ha vore fluvial eller glasifluvial erosjon her. Dette kan ha skjedd ved at det i munningen på Gautådalen låg ein bre som sperra den naturlege dreneringsretninga og sende smeltevatn sørover. Spor etter bre finn ein i munningen på Gautådalen der det ligg ein markert morenerygg, som viser at det har lege ein bre her og sperra den naturlege dreneringsretninga. I tillegg ligg det to tydelege randmorenar lenger inne i dalen. Det er til saman tre markerte avsetningstrinn i Gautådalen. Dette viser at det har vore opphald i tilbaketrekkinga eller breframrykk her etter Sein-Weichsel maksimum.

Desse randavsetningane kan begge ha fungert som ein isdemning som blokkerte den naturlege dreneringsretninga nordover.

Bøe (2006) fann at den vertikale senkinga av isdekket i Grimsdalen under deglasiasjon etter Sein-Weichsel var svært lav, ca 130 meter frå 20-12.9 Ka BP. Dersom senking var den same for isdekket nord for Grimsdalen ville dette tilseie at høgda av isdekket under Yngre Dryas låg i munningen på Gautådalen. Dette kan gje eit tidspunkt for når moreneavsetningane ytterst i munningen på dalen vart avsett, som vert støtta av den yngste eksponeringsdateringa. Steinblokka prøvane vart tekne frå kan ha blitt vaska ut under denne perioden. For å kunne sei noko sikrare om dette må det takast fleire dateringar i området fordi ei datering er for lite til å kunne sei noko sikkert om avsetningstidspunkt.

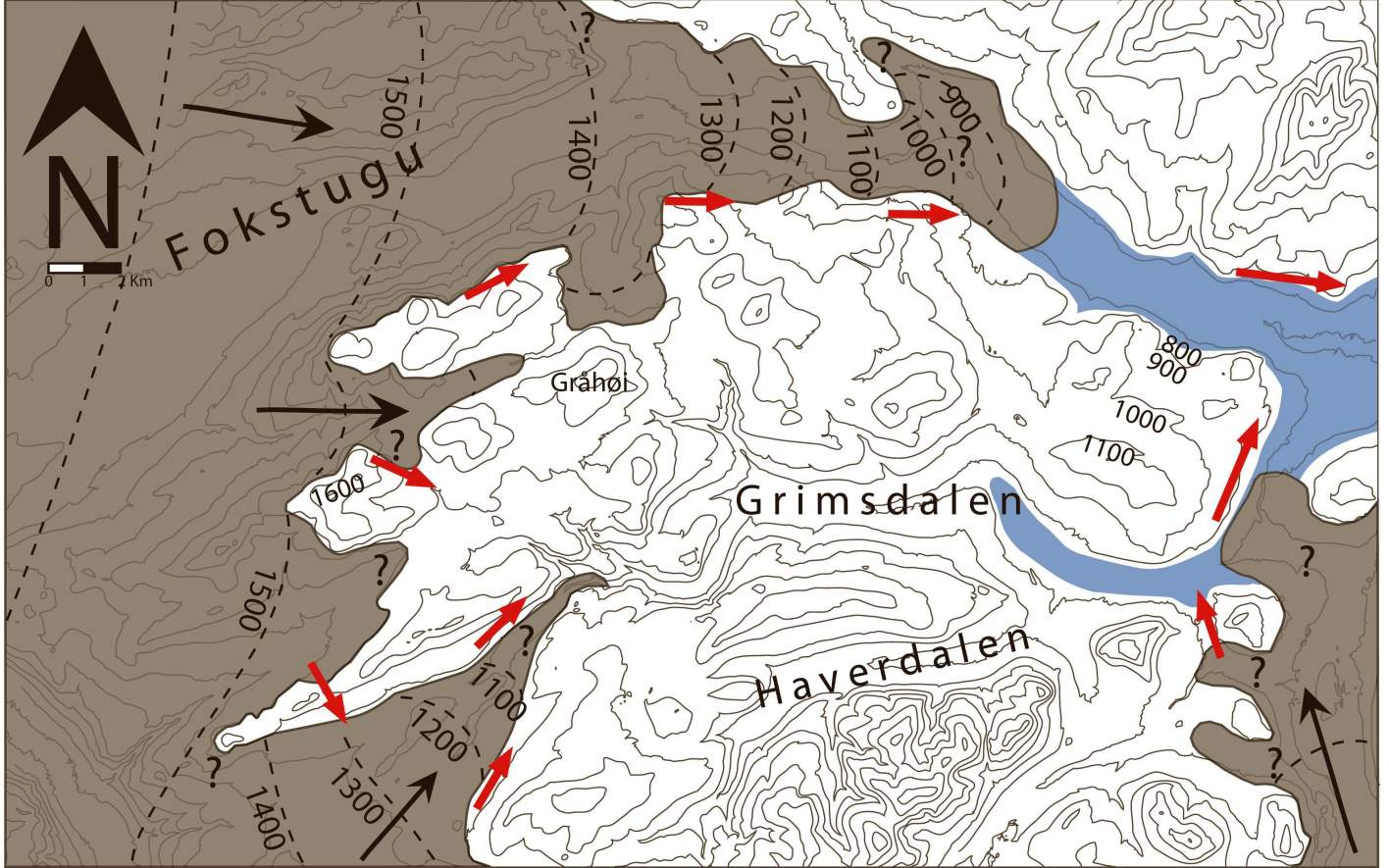
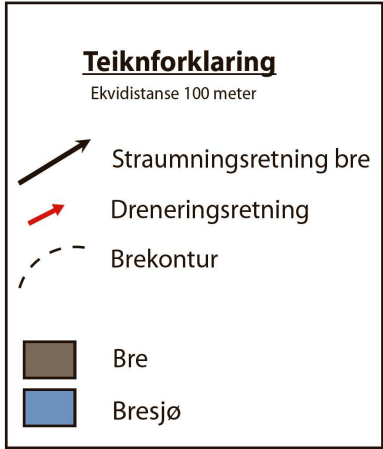
Sør for feltområdet finn Garnes (in prep) at vertikal isutbreiing rett sør for Tverrgjelet under Sein-Weichsel maksimum sannsynlegvis ikkje var høgare enn 1300 m o.h. Dette betyr at det ligg eit issenter i vest-nordvest som sender ismassar inn over Fokstugu og ned mot Gudbrandsdalen. I sør-sørvest ligg eit issentra og sender ismassar mot nord-nordaust. Dette blir støtta av dreneringspor i området. Sør for Tverrgjelet er alle dreneringspor orientert mot nord (Garnes in prep), medan dei nord for Tverrgjelet går sørover. Dette syner korleis Tverrgjelet har fungert som ei trakt for store mengder smeltevatn under deglasiasjon. Ut frå desse formelementa ser det ut som om ismassane frå sørvest og nordvest møtes mellom Tverrgjelet og Einbuggdalen.

Dei tydeleg setene i Einbuggdalen kan vera danna under deglasiasjon i denne perioden. Dette vil gje ei høgde av isdekket som samsvarer med antatt høgde av isdekket i Tverrgjelet lenger sør. I Einbuggdalen ligg det ein tydeleg randmorene som setenivåa skjer igjennom. Dette viser at det har eksistert ein bresjø her i fleire nivå etter at moreneryggen vart avsett. Spørsmålet er om moreneryggen markerar Sein-Weichsel maksimum i denne dalen. Dersom dette er tilfellet så fell isoverflata frå over 1600 m o.h. i Foksådalen og ned til ca 1300 m o.h. i Einbuggdalen. Det finnes ingen spylerenner eller andre spor som indikerar ein slik bratt helning av isoverflata mellom dei to dalane. Det er difor grunn til å tru at moreneryggen er avsett i ein tidlegare periode medan setene kan vera danna under deglasiasjon etter Sein-Weichsel.

Sentrale deler av Grimsdalen var sannsynlegvis isfrie gjennom Sein-Weichsel. Det er vanskeleg å rekonstruere posisjonen til innlandsisen under denne perioden i øvre del av Grimsdalen. Ut frå høgda av isen nord og sør for Tverrgjelet er det truleg at isfronten må ha gått eit stykke nedover dalen. Det finnes ingen klare randavsetningar i dalen. Dette kan vera fordi dei enten har blitt vaska vekk under deglasiasjon eller at isdekket gjennom Sein-Weichsel var frosen til underlaget i dette området (Bergersen et al. 1991; Sollid og Sørbel 1994).

Aust i Grimsdalen syner Bøe (2003; 2006) sine dateringar at isfronten låg aust for Svartdalsbekken, der den demte opp ein bresjø i nedre del av Grimsdalen. Resultata frå Grimsdalen viser at store delar av området har vore isfritt gjennom siste delen av Sein-Weichsel. Dette betyr at isdekket her har hatt ein liten vertikal utstrekning mot aust, medan isen må ha vore atskillig høgare i vestre del av feltområdet for å kunne sende smeltevatn over frå Gudbrandsdalen. Dei store glasifluviale avsetningane aust i Grimsdalen vart avsett i denne perioden. Erosjonsbasis var sannsynlegvis kontrollert av passpunktet over Moskardet (877 m o.h.). Dreneringa var sannsynlegvis lik dreneringsfase 4 (kap 4.1).

Resultata frå feltområdet vert underbygd av studier i sentrale fjellområde i Sverige (Kullmann 2002) og Noreg (Dahl et al. 1997; Dahl et al. 2000; Velle et al. 2005; Paus et al. 2006) som viser at den vertikale utstrekninga av isdekket gjennom Sein-Weichsel var mindre enn tidlegare antatt i fjellstroka sentralt i Skandinavia. Dette er i strid med tidlegare oppfatningar om at isdekket hadde størst vertikal tjuknad i sentrale fjellstrok og at desse områda ville vera blant dei siste som vart isfrie i Skandinavia (Mangerud 1991). Dette viser også at Grimsdalen kan ha fungert som refugie for planter gjennom store delar av Weichsel



Figur 4-10 viser foreslått breutbreiing under Sein-Weichsel i feltområdet.

Svendsen et al. (2004) finn at under Sein-Weichsel hadde isdekket i Sibir og austre delen av Russland den minste utbreiinga gjennom Weichsel. På øyer utanfor Sibir var lokale brear mindre under Sein-Weichsel enn dei er i dag. Dette skuldast ekstremt lite nedbør som følgje av kalde og tørre forhold. Dette kan vera ein analog til situasjonen i Rondane under Sein-Weichsel.

Lie et al.(2003) rekonstruerar likevekstlinjer for Sør-Noreg ved å bruke nedbør og temperaturdata. Denne rekonstruksjonen viser at sjølv med ei senking av likevekstlinja på 1000 m (antatt senking av likevekstlinja i Vest-Noreg under LGM) vil det ikkje akkumulera is i fjellområda søraust i Noreg.

Området har i dag svært lite nedbør (kap 1.5) og det er sannsynleg at det under ein stadial har vore mindre nedbør enn i dag. Dette fordi kaldare lufttemperatur vil føre til mindre nedbør (e.g. Dahl et al. 1997). I tillegg vil det vera ein lang distanse frå dei sentrale fjellstrok søraust i Noreg til næraste fuktighetskjelde distalt for fronten til det Skandinaviske isdekket. Det er difor sannsynleg at fjellområda her har hatt svært lite nedbør under den kaldaste perioden under Sein-Weichsel, i likhet med austre delar av Russland og Sibir (Svendsen et al. 2004). Dette kan vera med å forklare kvifor området nord for Rondane avvik frå andre rekonstruksjonar av isutbreiinga i Skandinavia.

Kapittel 5 Konklusjon

Det har blitt laga eit kvartærgeologisk kart over fjellområdet Grimsdalen basert på kartlegging av landformer og skildring av genesen til desse. På bakgrunn av det kvartærgeologiske kartet har isutbreiinga i feltområdet gjennom Weichsel blitt rekonstruert.

Det er få og ingen spor etter glasial erosjon i feltområdet. Dette skuldast at breane som har dekkja området for ein stor del har vore frosen til underlaget. Det er ingen akkumulasjons- eller erosjonsformer her som tyder på at fjellområdet Grimsdalen har fungert som initieringsområde for lokalglasiasjon. Glasiale avsetningar i form av randmorenar er alle avsett av breframstøyt inn mot fjellområdet. Alle randmorenane er funne i områder der det er spor etter bresjø. Det er sannsynlegvis fordi tilstedeværelsen av bresjø fører til at brefronten lokalt får eit endra termalt regime. Store og tydelege randmorenar er funne i Gautådalen, Grimsdalen og Einbuggdalen. I tillegg er det rundt i området funne fleire mindre usamanhengande moreneryggar.

Velutvikla periglasiale former finnes spredt over heile feltområdet. Fleire av desse formene vert tolka til ikkje å vera aktive i dag. For at desse formene skal ha blitt danna må feltområdet ha vore utsett for langvarig subaeril eksponering i eit kaldare klima enn det som finnes her i dag.

Glasifluviale erosjons- og akkumulasjonsformer dominerar i landskapet. Dette er eit resultat av at isdekket her under deglasiasjon smelta vertikalt ned. Ismassen var dynamisk død og smeltevatt var den dominerande agensen. Dreneringsretning vart rekonstruert basert på dreneringspor og glasifluviale avsetningar. Dette vart gjort for å få kunnskap om isdekket si helning og høgde under deglasiasjon. Dreneringspor viser at dreneringa gjekk mot nordaust. I frå vest vart smeltevatt drenert inn i Grimsdalen frå Gudbrandssdalsida både frå nord og sør. Dreneringa her var styrt av issentra i sørvest og nordvest. Dei store mengdene smeltevatt vart drenert over vasskilje mot nord gjennom ulike passpunkt nord for Folldal.

Dreneringa vart delt inn i 4 fasar etter kva for nokre passpunkt som var aktive. Dette gjev høgda av isoverflata fordi denne er direkte knytt opp mot tida når eit passpunkt er aktivt. Det er såleis mogleg å nytte passpunkthøgden til rekonstruksjon av vertikal istjuknad. Frå det

høgaste passpunktet i dreneringsfase 1 (Råtåsjø 1170 m o.h.) vart passpunkta suksessivt aktive mot aust ettersom isoverflata smelta ned, til det i dreneringsfase 4 går over Moskardet (877 m o.h.). Dette er det siste og lågaste aktive passpunktet som har relevans for dreneringa i feltområdet. Fleire av passpunkta, mellom anna over Kvitdalen og Tollefshaugen, har vore aktive gjennom fleire deglasiasjonar.

Kartlegging av geomorfologien og datering av glasifluviale avsetningar i området dannar grunnlaget for rekonstruksjon av isutbreiinga.

Dateringar frå Grimsdalsvifta viser at denne vart avsett under deglasiasjon etter Saale, 137 ± 13 ka BP. Isdekket under denne deglasiasjonen hadde ein iskuliminasjon mot søraust for å blokkera den naturlege dreneringsretninga. Smeltevatnet drenerte gjennom passpunktet over Kvitdalen (945 m o.h.). Dette passpunktet kontrollerte også erosjonsbasis for bresjøen der Grimsdalsvifta vart avsett. Denne lokaliteten her viser at det gjennom heile Weichsel ikkje har vore tempererte brear over lokaliteten, og at det i området er sannsynleg at det eksisterar andre former som predaterar siste glasial.

Det er ikkje funne spor etter i området som sikkert kan knyttast til Tidleg-Weichsel. Andre arbeid i tilgrensande områder viser at det er i denne perioden det er størst isutbreiing gjennom heile Weichsel i regionen. På bakgrunn av dette vert denne perioden sett som minimumsalderen til DeGeer morenane ved Tjørnhøibekken.

I Midt-Weichsel (ca 60-50 ka) er det minst to breframstøyt i feltområdet, basert på avsetningar i Kvitdalen, nord for Folldal, og i Haverdalen. Denne hendinga kan sannsynlegvis korrelerast med Skjonghelleren stadial. Det fyrste av desse breframstøytta dekker sannsynlegvis heile Grimsdalen, men det er ingen sikre spor etter dette breframstøytet i feltområdet.

Det andre breframstøytet vert korrelert med randmoreneavsetningar i Haverdalsmunnen. Dette breframstøytet er kjem inn frå aust i Grimsdalen, men går ikkje lenger inn enn Tollefshaugen. Isdekket fungerer som ein isdemning og demmer opp ein stor bresjø her, som drenerar over passpunktet ved Tollefshaugen (1048 m o.h.). Smeltevatnet drenerar i denne fasen over vasskilje mot nord gjennom passpunktet ved Kvitdalen (945 m o.h.). Vestlege og nordlege delar av feltområdet vart sannsynlegvis også berørt av desse glasiasjonane, men det er ikkje gjort funn som kan stadfeste dette.

I Gautådalen viser funn av bresjøsediment, datert til 38 ± 4 ka BP og 31 ± 2 ka BP, at det i denne perioden var ein langvarig deglasiasjon i området. Dette er deglasiasjonen etter Skjoghelleren stadial, og perioden blir korrelert med Ålesund interstadial.

Det finnes i og rundt feltområdet fleire lokalitetar som kan nyttast til å rekonstruere isutbreiinga gjennom Sein-Weichsel. Aust i Grimsdalen syner glasilakustrine avsetningar at isoverflata her var rundt 900 m o.h. under Sein-Weichsel maksimum, og at marginen til isdekket under Sein-Weichsel maksimum låg utanfor feltområdet.

I øvre del av Grimsdalen finnes det ingen randavsetningar som kan nyttast til å lokalisera ismarginen her. 3 km sør for Tverrgjelet syner dateringar av glasifluviale avsetningar at isdekket her ikkje var over 1300 m o.h. under Sein-Weichsel maksimum. Basert på dette har ishøgda ved Tverrgjelet ikkje vore over 1300 m o.h. og isen frå vest har kun gått ned i dei øvre delane av dalen. Dette viser at dei sentrale delane av Grimsdalen var isfrie gjennom heile Sein-Weichsel.

I Gautådalen er Sein-Weichsel maksimum tydeleg markert med randavsetningar i Øvre- og Nedre Gautådalen. Dette er stadfesta ved dateringar av bresjøsediment under morenen (38 ± 4 ka BP og 31 ± 2 ka BP) og eksponeringsdatering av blokker på moreneryggen (18.2 ± 1.4 ka BP til 11.1 ± 0.9 ka BP). Dette området vart påverka av ismassar frå vest-nordvest som hadde ei isoverflate med ei vertikal utstrekning opp til ca 1500 m o.h..

Feltområdet var under Sein-Weichsel påverka av ismassar frå issentra i nordvest og sørvest. Mesteparten av feltområdet var likevel isfritt gjennom heile Sein-Weichsel. Resultata i denne oppgåva støtter opp under teorien om eit tynt isdekke med fleire issentra gjennom Sein-Weichsel i dette området (Nesje et al. 1988; Dahl et al. 1997; Follestad 2001; Kullmann 2002; Bøe 2003; Håvik 2003; Kvisvik 2003; Winguth et al. 2005; Bøe 2006; Paus et al. 2006).

Litteraturliste

- Arnold, N., v. Handel. and V. Valen** (2002). Extent and dynamics of the Scandinavian ice sheet during Oxygen Isotope Stage 3 (65, 000-25, 000 yr BP). *Quaternary Research* 57: s.38-48.
- Balco, G., J. O. H. Stone, S. C. Porter and M. Caffee** (2002). Cosmogenic-nuclide ages for New England coastal moraines, Martha's Vineyard and Cape Cod, Massachusetts, USA. *Quaternary Science Reviews* 21: s.2127-2135.
- Ballantyne, C. K.** (1998). Age and significance of mountain-top detritus. *Permafrost and Periglacial Processes* 9(4): s.327-345.
- Barsch, D.** (1971). Rock glaciers and ice-cored moraines. *Geografiska annaler* 53 A: s.203-206.
- Barsch, D. and U. Treter** (1976). Zur verbreitung von periglazial phanomenen in Rondane/Norwegen. *Geografiska annaler* 58.
- Barth, E., A. Lima-de-Faria and E. Berglund** (1980). Two 14C dates of wood samples from Rondane, Norway. *Botaniska notiser* 133 (4): s. 643-644.
- Benn, D. and D. Evans** (1998). *Glaciers and Glaciation*. London, Arnold.
- Bennet, M. R. and N. F. Glasser** (1996). *Glacial Geology - Ice Sheets and Landforms*, John Wiley & Sons.
- Berg, R. Y.** (1963). Disjuksjoner i Norges fjellflora og de teorier som er framsatt til forklaring av dem. *Blyttia* 21: s.133-177.
- Bergersen, O. F. and K. Garnes** (1971). Evidence of sub-till sediments from a Weichselian interstadial in the Gudbrandsdalen valley, Central east Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 25: s.99-108.
- Bergersen, O. F. and K. Garnes** (1981). Weichselian in central south Norway: The Gudbrandsdalen interstadial and the following glaciation. *Boreas* 10: s.315-322.
- Bergersen, O. F. and K. Garnes** (1983). Glacial deposits until the culmination zone of the Scandinavian Ice Sheet. Rotterdam, Balkema.
- Bergersen, O. F., M. Thoresen and R. Hougsnaes** (1991). Evidence for a newly Discovered Weichselian Interstadial in Gudbrandsdalen, Central South Norway. *Striae* 34: 103-108.
- Birks, J.** (1993). Is the hypothesis of survival on glacial nunataks necessary to explain the present-day distributions of Norwegian mountain plants? *Phytocoenologia* 23: 399-426.
- Borgström, I.** (1989). Terrangformerna och den glaciala utvecklingen i Södra fjällen. *Medelanden från naturgeografiska institutionen vid Stockholms universitet* Nr A 234.
- Borgström, I.** (1999). Basal ice temperatures during late Weichselian deglaciation: comparison of landform assemblages in west-central Sweden. *Annals of Glaciology* 28: 9-15.
- Boulton, G. S., P. Dongelmans, M. Punkari and M. Broadgate** (2001). Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. *Quaternary Science Reviews* 20(4): 591-625.
- Briner, J. P., G. H. Miller, P. T. Davis, P. R. Bierman and M. Caffee** (2003). Last Glacial Maximum ice sheet dynamics in Arctic Canada inferred from Young erratics perched on ancient tors. *Quaternary Science Reviews* 22(437-444).
- Briner, J. P., T. W. Swanson and M. Caffee** (2001). Late Pleistocene Cosmogenic ³⁶Cl Glacial Chronology of the Southwestern Ahklun Mountains, Alaska. *Quaternary Research* 56: 148-154.
- Brook, E. J., A. Nesje, S. J. Lehman, G. M. Raisbeck and 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(3): s. 207-210.

- Bøe, A. G.** (2003). Rekonstruksjon av glacialgeologien i Nord-Rondane gjennom Weichsel. *Geografisk institutt*. Bergen, Universitetet i Bergen.
- Bøe, A. G.** (2006). Late Weichselian ice-sheet dynamics and Holocene river floods inferred from depositional chronologies og glaciofluvial and fluvial sediments in east-central southern Norway. *Doktorgradsavhandling ved Institutt for Geografi*, Universitetet i Bergen.
- Dahl, E.** (1958). Amfiatlantiske planter. *Blyttia* 16: 93-121.
- Dahl, E.** (1961). Refugieproblemet og de kvartærgeologiske metodene. *Svensk naturvetenskap* 14: 81-96.
- Dahl, S. O., B. Follestad, A. Nesje and O. Lie** (2000). Age and climate when cirque glaciers and ice-dammed lakes existed during the deglaciation in east-central Norway. *Geonytt* 1: s. 54.
- Dahl, S. O., A. Nesje and J. Ovstedal** (1997). Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas* 26(3): 161-180.
- Danielsen, A.** (1971). Skandinavias fjellflora i lys av senkvartær vegetasjonshistorie. *Blyttia* 29: 183-209.
- Donner, J.** (1995). The Quaternary History of Scandinavia., Cambrigde University press.
- Elven, R., E. Fremstad, H. Hegre, L. Nilsen and H. Solstad** (1996). Botaniske verdier i Dovrefjellområdet. Trondheim, NTNU: 151.
- Etzelmuller, B., I. Berthling and J. L. Sollid** (2003). Aspects and concepts on the geomorphological significance of Holocene permafrost in southern Norway. *Geomorphology* 52: 87-104.
- Fabel, D., D. Fink, O. Fredin, J. Harbor, M. Land and A. P. Stroeven** (2005). Exposure ages from relict lateral moraines overridden by the Fennoscandian ice sheet. *Quaternary Research* In press.
- Fjellanger, J., L. Sørbel, H. Linge, E. J. Brook, G. M. Raisbeck and F. Yiou** (2006). Glacial survival of blockfields on the Varanger Peninsula, northern Norway. *Geomorphology* In press.
- Follestad, B.** (2001). The surface of the inland ice in the Atndalen valley, South-central Norway. *NGU-BULL* 438: 15-19.
- Fredin, O.** (2002). Glacial inception and Quaternary mountain glaciations in Fennoscandia. *Quaternary International* 95-6: 99-112.
- Fredin, O. and C. Hätterstrand** (2002). Relict lateral moraines in northern Sweden - evidence for an early mountain centred ice sheet. *Sedimentary Geology* 149: 145-156.
- French, H. M.** (1996). The Periglacial Environment, Addison Wesley Longman Limited.
- Garnes, K. and O. F. Bergersen** (1980). Wastage features of the inland ice sheet in central South Norway. *Boreas* 9: 251-269.
- Gosse, J. C. and F. M. Phillips** (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: Theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20: 1475-1560.
- Harbor, J., A. P. Stroeven, D. Fabel, A. Clarhall, J. Kleman, Y. Li, D. Elmore and D. Fink** (2005). Cosmogenic nuclide evidence for minimal erosion across two subglacial sliding boundaries of the late glacial Fennoscandian ice sheet. *Geomorphology* In press.
- Hättestrand, C. and A. P. Stroeven** (2002). A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: geomorphological evidence of minimal Quaternary glacial erosion. *Geomorphology* 44: 127-143.
- Hoff, T.** (1992). Spyleregnens betydning for en rekonstruksjon av avsmeltningsforløpet i sørlige Dovrefjell. *Geografisk Institutt*. Oslo, Universitetet i Oslo.
- Holmlund, P. and J. Fastook** (1995). A Time-Dependent Glaciological Model of the Weichselian Ice-Sheet. *Quaternary International* 27: 53-58.

- Holmsen, G.** (1915). Brædæmte sjøer i nordre Østerdalen. *Norges geologiske undersøkelser* 73.
- Holmsen, P.** (1967). Bredemte sjøer eller subglaciale avsetninger? *Norges geologiske undersøkelser* 225: s. 97-103.
- Holtedahl, O.** (1953). Norges Geologi II. Oslo.
- Hoppe, G.** (1960). Isavsmeltningens drenering. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 17: s. 373-381.
- Huntley, D. J. and O. B. Lian** (1997). Determining when a sediment was last exposed to sunlight by optical dating, Geological Survey of Canada Bulletin.
- Håvik, O. A.** (2003). Glacial geomorfologi i sydlige delar av Rondane i Weichsel. *Geografisk Institutt*. Bergen, Universitetet i Bergen.
- Isaksen, K., C. Hauck, E. Gudevang, R. S. Ødegård and 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.
- Kleman, J.** (1994). Preservation of landform under ice sheets and ice caps. *Geomorphology* 19: 19-32.
- Kleman, J., I. Borgström, A.-M. Robertsson and M. Lilliesköld** (1992). Morphology and stratigraphy from several deglaciations in the Transtrand Mountains, western Sweden. *Journal of Quaternary Science* 7: 1-17.
- Kleman, J. and A. P. Stroeven** (1997). Preglacial surface remnants and Quaternary glacial regimes in Northwestern Sweden. *Geomorphology* 19: 35-54.
- Kullmann, L.** (2002). Boreal tree taxa in the central Scandes during the Late-Glacial: implications for Late-Quaternary forest history. *Journal of Biogeography* 29: 1117-1124.
- Kvisvik, B.** (2003). En rekonstruksjon av isutbredelsen i Rondane gjennom weichsel med hovedvekt på glacialgeologi og avsmeltningformer. *Geografisk institutt*. Bergen, Universitetet i Bergen.
- Lagerback, R.** (1988). The Veiki moraines in northern Sweden - widespread evidence of an early Weichselian deglaciation. *Boreas* 17: 469-486.
- Larsen, E., O. Longva and B. Follestad** (1991). Formation of De Geer moraines and implications for deglaciation dynamics. *Journal of Quaternary Science* 6(4): 263-277.
- Li, Y. K., J. Harbor, A. P. Stroeven, D. Fabel, J. Kleman, D. Fink, M. Caffee and D. Elmore** (2005). Ice sheet erosion patterns in valley systems in northern Sweden investigated using cosmogenic nuclides. *Earth Surface Processes and Landforms* 30(8): 1039-1049.
- Lie, O., S. O. Dahl and A. Nesje** (2003). Theoretical equilibrium-line altitudes and glacier buildup sensitivity in southern Norway based on meteorological data in a geographical information system. *Holocene* 13(3): 373-380.
- Linge, H., E. J. Brook, A. Nesje, G. M. Raisbeck, F. Yiou and H. Clark** (2006). In situ ¹⁰Be exposure ages from southeastern Norway: Implications for the geometry of the Weichselian Scandinavian ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 25: s. 1097-1109.
- Lowe, J. J. and M. J. C. Walker** (1997). *Quaternary Environments.*, Addison Wesley Longman Limited.
- Lundquist, J.** (2004). *Glacial history of Sweden*, Elsevier B.V.
- Lundqvist, J.** (1992). Moraines and late glacial activity in southern Värmland, southwestern Sweden. *Geografiska annaler* 74A: 245-252.
- Madsen, A. T., A. S. Murray, T. J. Andersen, M. Pejrup and H. Breuning-Madsen** (2005). Optically stimulated luminescence dating of young estuarine sediments: a comparison with Pb-210 and Cs-137 dating. *Marine Geology* 214(1-3): 251-268.
- Mangerud, J.** (1963). Isavsmeltningen i og omkring midtre Gudbrandsdal. *Norges geologiske undersøkelser* 223: 223-274.
- Mangerud, J.** (1973). Isfrie refugier i Norge under istidene. *Norges geologiske undersøkelser* 297(7): 1-20.

- Mangerud, J.** (1991). The last ice age in Scandinavia. *Striae* 34: 15-30.
- Mangerud, J.** (2004). Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf. Amsterdam, Elsevier.
- Mangerud, J., E. Sønstegeard, H. P. Sejrup and S. Haldorsen** (1981). A continuous Eemian-Early Weichselian sequence containing pollen and maine fossils at Fjøsanger, western Norway. *Boreas* 10: 137-208.
- Mannerfelt, C.** (1940). Glacial-morfologiska studier i Norska högfall. *Norsk Geografisk Tidskrift* 8: 9-46.
- Mannerfelt, C.** (1945). Några Glacialmorfologiska formelement och deras vittnesbörd om innlandsisens avsmaltningsmekanik i svensk och norsk fjalltarrang. *Geografiska annaler* 27: 3-222.
- Mannerfelt, C.** (1949). Marginal drainage channels as indicators of the gradients og quaternary ice cap. *Geografiska annaler* 31-32(194-199).
- Matsuoka, N.** (2001). Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-science Reviewa* 55: 107-134.
- Matthews, J., E. M. Bridges, C. J. Caseldine, A. J. Luckman, G. Owen, A. Perry, R. Shakesby, R. P. D. Walsh, R. J. Whittaker and K. J. Willis** (2003). Encyclopedic Dictionary of Environmental Change. London, Arnold.
- Matthews, J., S. O. Dahl, M. S. Berrisford and A. Nesje** (1997). Cyclic development and thermokarstic degradation of palsas in the mid-alpine zone at Leirpullan, Dovrefjell, Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 107-122.
- Miller, G. H., A. P. Wolfe, J. P. Briner, P. E. Sauer and A. Nesje** (2005). Holocene glaciation and climate evolution of Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Science Reviews* 24: 1703-1721.
- Nesje, A.** (1990). En ismodell for sen-Weichsel maksimum i Sør-Norge, isavsmeltningsforløpet i Nordfjord og holocene klima- og brevariasjoner i Jostedalsbreområdet. Bergen, *Universitetet i Bergen. Avhandling (dr. scient.)*
- Nesje, A., S. O. Dahl, E. Anda and N. Rye** (1988). Block fields in southern Norway: Significance for the Late Weichselian ice sheet. *Norsk Geologisk tidskrift* 68: 149-169.
- Nordhagen, R.** (1933). De Senkvartære klimavekslinger i Nordeuropa og deres betydning for kulturforskning. Oslo, H. Aschehoug & Co.
- Olsen, L.** (1998). Pleistocene paleosols in Norway: implikations for past climate and glacial erosion. *Norsk Geografisk Tidskrift* 11: 253-261.
- Paus, A., G. Velle, J. Larsen, A. Nesje and O. Lie** (2006). Lateglacial nunataks in central Scandinavia: Biostratigraphical evidence for ice thickness from Lake Flåfattjønn, Tynset, Norway. *Quaternary Science Reviews* 25(11-12): s. 1228-1246.
- Phillips, W. M., A. M. Hall, R. Mottram, L. K. Fifield and D. E. Sugden** (2005). Cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al exposure ages of tors and erratics, Cairngorm Mountains, Scotland: Timescale for the development of a classic landscape of selectiv linear glacial erosion. *Geomorphology* in press.
- Ramsli, G.** (1947). Siste istid i Gudbrandsdalsfjellene. *Norsk Geografisk Tidskrift* 11.
- Rea, B. R., W. B. Whalley, M. M. Rainey and J. E. Gordon** (1996). Blockfields, old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway. *Geomorphology* 15(2): 109-121.
- Rinterknecht, V. R., P. U. Clark, G. M. Raisbeck, F. Yiou, E. J. Brook, S. Tschudi and J. P. Lunkka** (2004). Cosmogenic ¹⁰Be dating of the Salpausselka I Moraine in southwestern Finland. *Quaternary Science Reviews* 23: 2283-2289.
- Rodhe, L.** (1988). Glaciofluvial channels formed prior to the last deglaciation: examples from Swedish Lapland. *Boreas* 17: 511-516.

- Rye, N., A. Nesje, R. Lien and 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.
- Samuelsen, A.** (1953). Innlandsisens avsmeltning i fjellstrøket mellom Gudbrandsdalen og Østerdalen. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 14: s. 229-235.
- Shakesby, R., A. Dawson and J. Matthews** (1987). Rockglaciers, proglacial ramparts and related phenomena, Rondane, Norway: a continuum of large-scale talus-derived landforms. *Boreas* 16: 305-317.
- Shakesby, R., A. Dawson and J. Matthews** (1989). Continuum and age: comments. *Boreas* 18.
- Siegert, C., J. A. Dowdeswell, H. Hald and J. I. Svendsen** (2001). Modeling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle. *Global and Planetary Change* 31(367-385).
- Sigmond, E. M. O., M. Gustavson and D. Roberts** (1984). Bergrunsskart over Norge 1:1 000 000. *Nasjonalatlas for Norge*. Trondheim, Norges Geologiske Undersøkelser.
- Sollid, J. L.** (1964). Isavsmeltningsforløpet langs hovedvasskilje mellom Hjerking og Kvikneskogen. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 19: 51-76.
- Sollid, J. L. and A. B. Carlson** (1979). Folldal kvartærgeologisk kart 1:50 000, 1519 II. *Geografisk institutt*. Universitetet i Oslo.
- Sollid, J. L. and A. B. Carlson** (1981). Folldal. Beskrivelse til Kvartærgeologisk kart 1:50 000. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 33: s. 191-212.
- Sollid, J. L. and 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(1-2): 25-35.
- Streitlien, I. A.** (1935). De løse avleiringer. *Norges geologiske undersøkelser* 145(s. 26-64).
- Stroeven, A. P., D. Fabel, C. Hattestrand and J. Harbor** (2002). A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: cosmogenic radionuclide evidence of tors preserved through multiple glacial cycles. *Geomorphology* 44(1-2): 145-154.
- Strøm, K.** (1945). Geomorphology of the Rondane area. *Norsk Geologisk tidsskrift* 25: s. 360-378.
- Strøm, K.** (1952). The disappearance of the last ice sheet from central Norway. *Journal of Glaciology* 2: 747-755.
- Strøm, K.** (1956). The disappearance of the last ice sheet from central Norway. *Journal of Glaciology* 2: 747-755.
- 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. Ingolfson, M. Jakobson, K. H. Kjær, E. Larsen, H. Lokrantz, J. P. Lunkka, A. Lyså, J. Mangerud, A. Matiouchkov, A. Murray, P. Møller, F. Niessen, O. Nikolskaya, L. Polyak, M. Saarnisto, C. Siegert, M. Siegert, R. F. Spielhagen and R. Stein** (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 23: 1229-1271.
- Svendsen, J. I. and J. Mangerud** (1987). Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science* 2: 113-132.
- Thoresen, M.** (1990). Jordarter. *Nasjonalatlas for Norge*, Statens kartverk.
- Thoresen, M. and O. F. Bergersen** (1983). Sub-tills sediments in Folldal, Hedmark, southeast Norway. *Norges geologiske undersøkelser Bull* 374: s.37-55.
- Thoresen, M. and O. F. Bergersen** (1983). Submorene sedimenter i Folldal, Hedmark, Sørøst-norge. *Norges geologiske undersøkelser* 389: 37-55.
- Velle, G., J. Larsen, W. Eide, S. M. Peglar and H. J. B. Birks** (2005). Holocene environmental history and climate of Ratasjoen, a low-alpine lake in south-central Norway. *Journal of Paleolimnology* 33: s. 129-153.

Vorren, T. O. (1977). Weichselian Ice Movement in South-Norway and Adjacent Areas. *Boreas* 6(3): s.248-257.

Winguth, C., D. M. Mickelson, E. Larsen, J. R. Darter, C. A. Moeller and K. Stalsberg (2005). Thickness evolution of the Scandinavian Ice Sheet during the Late Weichselian in Nordfjord, western Norway: evidence from ice-flow modeling. *Boreas* 34(2): s.176-185.

Aas, H. (1998). Isavsmeltingen i Rondane og omkringliggende områder. Geografisk Institutt. Oslo, Universitetet i Oslo.