

**Kvantitativ analyse av forvitningsmateriale og  
kvartærgeologisk kartlegging av Hadseløya,  
Vesterålen, Nord-Norge.  
- implikasjoner for isutbredelsen i Weichsel**



Jørund Raukleiv Strømsøe  
Hovedfagsoppgave i naturgeografi 2005  
Institutt for Geografi  
Universitetet i Bergen



“In the cool of the night,  
in the warmth of the breeze.  
I’ve been crawling around,  
on my hands and my knees”

*Bono*



## Forord

*Hvis bare stein kunne snakke...*

Hadseløya i Vesterålen har gjennom feltarbeidet og skriveprosessen gitt meg uvurderlige erfaringer på mange ulike plan, og jeg vet at jeg aldri ville ha vært dem foruten. Under feltarbeidet var det først og fremst Nord-Norges unikt sammensatte natur som fascinerte, under arbeidet i etterkant har de mange faglige tilegnelsene og utfordringene vært veldig spennende å bearbeide og komme gjennom.

Ballen begynte å rulle med et enkelt spørsmål om valg av fag stilt til Dr. Scient. Øyvind Paasche og Dr. Scient. Øyvind Lie våren 2001. Etter kontakt med Dr. Scient. Svein Olaf Dahl var i alle fall feltområde fastsatt. Etter å ha blitt tatt opp som hovedfagsstudent ved Institutt for Geografi høsten 2002 har fokus for oppgaven stadig endret seg for til slutt å ende opp med hovedfokus på forvitningsmateriale og dette materialets relasjon til isutbredelse i Weichsel. Hadseløya har etter feltarbeid somrene 2002 og 2003 vist seg å være et nøkkelområde for studie av et sjeldent bredt spekter av ulike former for forvitningsmateriale.

Gjennom arbeidet med hovedoppgaven er det mange personer rundt meg som på en rekke ulike plan har vært til uvurderlig hjelp. Dr. Scient. Svein Olaf Dahl skal ha takk for å ha vært en god inspirator og veileder i arbeidet med kvartærgeologiske problemstillinger helt fra mellomfagskurset våren 2000 og fram til i dag. I tillegg fortjener han en takk for å ha hatt troen på at dette arbeidet kunne gi resultater. Biveileder Dr. Scient. Øyvind Paasche fortjener først en spesiell takk for at Hadseløya og Vesterålen ble mitt feltområde, deretter for alle interessante diskusjoner både i felt og på kontoret på BCCR, for smittende engasjement, enestående veiledning og evaluering og tilbakemeldinger på mine utkast siden våren 2002. Lars-Ivar Folgerø har siden grunnfag våren 1999 vært en god sparringspartner for naturgeografiske problemstillinger og kan få en god attest for dette. Trond Djuve og Bjørn Kvisvik skal ha en takk for gode faglige diskusjoner og spesielt takk til Bjørn for hjelp med kjøring av prøver på sedigraf. Jeg er også svært takknemlig for at Inger Bakken ved Norsk Hydro gav meg muligheten til å bruke XRD-maskinen ved forskningsavdelingen på Sandsli. Daniel Hjelm fortjener også en takk for assistanse under feltarbeidet begge somrene. Viktig for trivsel under arbeidet er også kaffepausene og her har spesielt Lars-Ivar, Astrid, Trond, Cato, Bjørn, Fredrik og Tor-Brynjar bidratt med sitt blide åsyn.

Takk til mor og far som har hjulpet meg å løse mange praktiske problemer knyttet til feltarbeidet, samt vært optimistiske på alle andre måter.

Katrine, jeg ser ikke hvordan jeg skulle klart dette uten deg. Takk for at du alltid er der for meg...

Bergen, 14. februar 2005.

*... heldigvis kan de ikke det, men det finnes andre måter å få dem i tale på.*



## Abstract

*“A quantitative analysis of weathered material and a geomorphological mapping of Hadseløya, Vesterålen, Northern Norway. – Implications for the Weichselian ice sheet extension”*

Hadseløya (102 km<sup>2</sup>) is the southernmost island (position 68° 30'N 15°E) in the Vesterålen archipelago located in Northern Norway constituting the study area for this thesis. The island is characterized by low-relief surfaces containing various kinds of weathering material, and a dissected landscape covered by glacial, periglacial and colluvial deposits and landforms. The spatial distribution of superficial deposits and landforms in the study area has previously received modest attention, and has been subject for only large-scale mapping. Still, some of these features have been applied in reconstructions of the Weichselian ice sheet configuration, and the Late-Weichselian deglaciation history of the region. With the aim of obtaining a better understanding of the physical properties of weathered material, a comprehensive analysis of the regolith has been carried out within a geomorphological context. The results are discussed against possible ice sheet scenarios.

By combining XRD-analysis, grain-size distribution and geomorphological mapping, sedimentary characteristics of various weathered material has been documented, in addition to the spatial distribution of landforms. Five pits were excavated and logged in detail. Four of them are located on plateaus made up of *in situ* weathered material, whereas the fifth was located in a fluvial downcutting. All pits reveal either pedolithic material, saprolite structures or a combination of these. No glacial material was observed in the profiles. In the porous saprolite, which occasionally show corestones, original bedrock structures are preserved.

In order to complement this approach an additional 14 localities were sampled (n=32). The pits were sampled at different depths for the purpose of analyzing both the vertical grain-size distribution and the mineralogical properties of the clay and silt fractions (< 63µm). The results from the grain-size analysis show uniformity both in, and between the pits, and may reflect the relatively similar physical properties of the local gneiss from which the weathered material derived. It is suggested that the original bedrock signature has a strong bearing on the grain-size distribution within the profiles. A comparison of weathered, glacial, periglacial and colluvial material shows limited variations in the grain-size distribution and is interpreted as an expression of similar lithologic origin.

The interpretation of the d-values derived from the XRD-analysis shows the presence of secondary minerals, e.g. gibbsite and kaolinite, commonly suggested to indicate pre-Weichselian or pre-Quaternary weathering. Moreover, the presence of the common gneissic constituents, quartz and feldspar are identified. In this study the XRD-analysis demonstrates the capability of this method (preferably in combination with other methods) in distinguishing between weathered and glacial material; where weathered material reflects the local lithology, whereas till also contains elements derived from the overridden bedrocks. Based on the mineralogical composition of the weathered material and the geomorphological distribution of landforms and superficial deposits it appears that the plateaus on Hadseløya represent a residuum from a paleic surface, and that till observed above 150-200 m asl can be attributed to the activity of local glaciers rather than a regional ice sheet. An exposure date sampled from this residuum on Storheia yield a minimum age of  $43.34 \pm 4.86$  ka. Taken together these observations indicate a non-complete Fennoscandian ice sheet cover of Hadseløya during the Weichselian.





# Innholdsfortegnelse

Forord	
Abstract	
Innholdsfortegnelse	

<b>1.</b>	<b>Innledning</b>	1
<b>1.1</b>	<b><i>Områdebeskrivelse</i></b>	3
1.1.1	Berggrunnsgeologi	3
1.1.2	Geomorfologi	3
1.1.3	Dagens klima og prosesser	5
<b>1.2</b>	<b><i>Relevant litteratur og tidligere arbeider</i></b>	6
1.2.1	Forvittringsmateriale; en generell studie	6
1.2.2	Forvittringsmateriale som indikator på vertikal isutbredelse i Weichsel	6
1.2.3	Isutbredelsen i Weichsel maksimum og deglasiasjonen i regionen	8

<b>2.</b>	<b>Metode og definisjoner</b>	11
<b>2.1</b>	<b><i>Metode</i></b>	11
2.1.1	Kartlegging	11
2.1.2	Kart, programvare, flyfoto og utstyr	11
2.1.3	Mineralanalyse	12
2.1.4	Fordeling av kornstørrelser	14
<b>2.2</b>	<b><i>Definisjoner på landformer og løsmasser funnet i feltområdet</i></b>	14
2.2.1	Begrepsavklaring	14
2.2.2	Terminologi	15
2.2.3	Løsmasser	15
2.2.4	Overflateformer	17

<b>3.</b>	<b>Beskrivelse og tolkning av landformer og løsmasser</b>	21
<b>3.1</b>	<b><i>Forvittringsmateriale og saprolitt</i></b>	21
3.1.1	Heldekkende autoktont forvittringsmateriale	21
3.1.2	Saprolitt	26
3.1.3	Alloktont forvittringsmateriale	30
<b>3.2</b>	<b><i>Glasiale avsetninger</i></b>	32
3.2.1	Teigan	32
3.2.2	Vatndalen	36
3.2.3	Ånnstaddalen	38
3.2.4	Lekangdalen, Brennvinsaugen og Flatåsen	40
<b>3.3</b>	<b><i>Terrengformer</i></b>	41
3.3.1	Steinbreer	41
3.3.2	Polygenetiske (glasiale/ periglasiale) landformer	45

3.3.3	Pronival voll	48
3.3.4	Solifluksjonstunger og pløyeblokker	50
3.3.5	Marin aktivitet	51

<b>4.</b>	<b>En kvantitativ analyse av forvitningsmateriale</b>	59
<b>4.1</b>	<b><i>Lokalitetsbeskrivelse av prøvetakingslokaliteter</i></b>	59
4.1.1	Storheia	59
4.1.2	Sæterfjellet	61
4.1.3	Østre Husbykollen	63
4.1.4	Pallheia	65
4.1.5	Gotadalen	69
4.1.6	Andre prøvetakingslokaliteter	69
<b>4.2</b>	<b><i>Forvitring</i></b>	72
4.2.1	Terminologi og definisjoner	72
4.2.2	Forvitningsprosesser	72
4.2.3	Faktorer som påvirker forvitringen	75
<b>4.3</b>	<b><i>Mineralanalyse</i></b>	77
<b>4.4</b>	<b><i>Analyse av kornstørrelser</i></b>	80
<b>4.5</b>	<b><i>Tolkning og Diskusjon</i></b>	82
4.5.1	Neomineralisering	87
4.5.2	Tolkning av D-verdier	91
4.5.3	Mineralinnhold i profilene	94
4.5.4	Fordeling av kornstørrelser	100
<b>4.6</b>	<b><i>Oppsummering</i></b>	104

<b>5.</b>	<b>Diskusjon og sammenstilling</b>	105
<b>5.1</b>	<b><i>Forvitningsmateriale</i></b>	105
5.1.1	Romlig distribusjon av forvitningsmateriale	106
5.1.2	Forvitningsmaterialet på Hadseløya relatert til andre arbeider	108
<b>5.2</b>	<b><i>Isutbredelse i Weichsel</i></b>	111
5.2.1	Har Hadseløya vært isfri i Weichsel?	111
5.2.2	Postglasial dannelse av forvitningsmateriale	119
5.2.3	Kaldbasert is	120
5.2.4	Horisontal og vertikal isutbredelse under LGM	123
<b>5.3</b>	<b><i>Deglasiasjonen i sen-Weichsel</i></b>	126

<b>6.</b>	<b>Oppsummering og konklusjon</b>	132
-----------	-----------------------------------	-----

<b>Referanser</b>	135
-------------------	-----

<b>Appendiks 1)</b> Forkortelser og kjemiske formler	
<b>Appendiks 2)</b> XRD-analyse - Preparering og resultater	

<b>Appendiks 3)</b> Sedigraf - Preparering og resultater
<b>Appendiks 4)</b> Fordeling av kornstørrelser i profiler fra Vesterålen/ Lofoten og Canada
<b>Appendiks 5)</b> Autoktont forvittringsmateriale på Melbumoan
<b>Appendiks 6)</b> Grunndata for prøvetakingslokalitetene
<b>Vedlegg 1)</b> Kvartærgeologisk kart for Hadseløya, Vesterålen



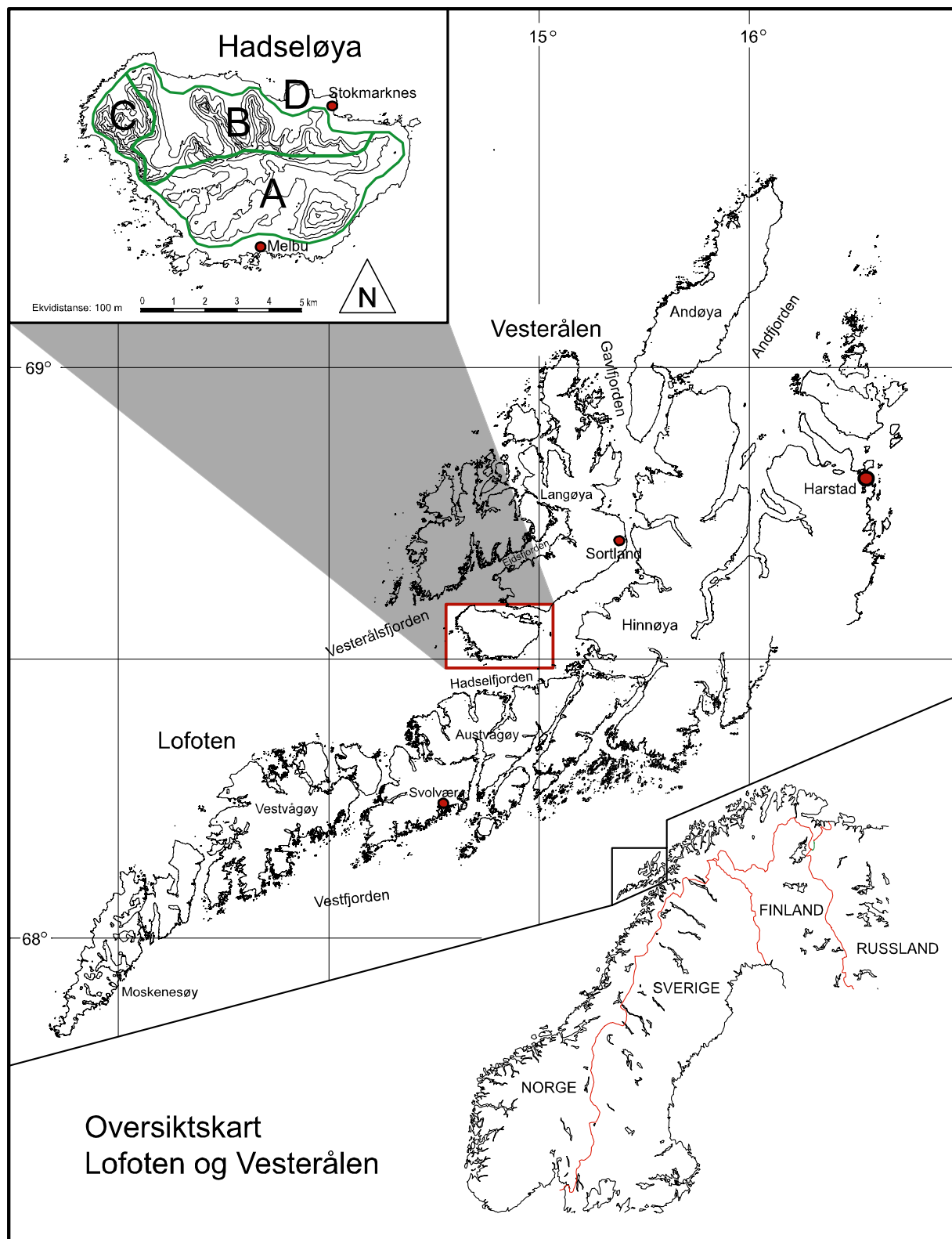
## 1. Innledning

Utgangspunktet for dette studiet har vært Hadseløya i Vesterålen, og under feltarbeidet somrene 2002 og 2003 ble feltområdet landskapstrekk og løsmasser kartlagt. I tillegg ble løsmateriale fra en rekke lokaliteter både i Vesterålen og Lofoten samlet inn. Dette ble i første rekke gjort med tanke på en rekonstruksjon av isutbredelsen på Hadseløya i Weichsel. En spennende sammensetning av terrengformer og løsmasser ble avdekket under feltarbeidet, og hovedsakelig består feltområdet av ulike typer forvittringsmateriale, samt glasielle, periglasielle og marine avsetninger.

Den relativt omfattende utbredelsen av forvittringsmateriale på Hadseløya har åpnet for et spesielt fokus på forvittringsmateriale. En rekke materialprøver ble samlet inn spesielt fra denne type materiale, og ulike fysiske egenskaper i forvittringsmaterialet har blitt kvantifisert gjennom mineralanalyse og kornfordelingsanalyse. Fem snitt ble detaljert logget og materiale fra ulike dybder i snittene har blitt analysert. I tillegg ble prøver av løsmasser tatt i glasielt-, kolluvielt- og i forvittringsmateriale utenfor feltområdet samlet inn. Dette ble gjort med tanke på kvantifisering og sammenligning av mineral- og kornfordelingsdata fra de forskjellige lokalitetene og materialtypene. Beskrivelse, resultater og diskusjon av forvittringsmateriale er viet et eget kapittel.

De kvantitative dataene sammenstilles i diskusjonskapitlet med data fra den kvartærgeologiske kartleggingen, og sammen utgjør datasettene en kontekst og et flermethodisk grunnlag for en tredelt diskusjon. Del en tar for seg den romlige distribusjonen av forvittringsmateriale på Hadseløya, del to omhandler forvittringsmateriale relatert til vertikal og horisontal isutbredelse i Weichsel, og i del tre av diskusjonen nyanseres tidligere rekonstruksjoner av vertikal og horisontal isutbredelse i Weichsel og deglasiasjonen av Hadseløya i sen-Weichsel.

Under følger en beskrivelse av feltområdet, samt en oversikt over relevant litteratur og tidligere arbeider. Forklaring på forkortelser i brukt i teksten finnes i Appendiks 1.



Figur 1-1: Hadseløya ligger i søndre del av Vesterålen, vest for Hinnøya og nord for Lofoten. Øya kan deles inn i fire geomorfologiske soner; A- kjennetegnes av avrundede topper, vide daler, heier og myrer. B- består av vide daler atskilt av alpine rygger. C- domineres av alpine rygger, botner og godt utviklede taluser. D- strandflaten med høydemessig begrensning til ca 30 moh.

## 1.1 Områdebeskrivelse

Hadseløya (102 km<sup>2</sup>) ligger i søndre del av Vesterålen og er godt eksponert mot Atlanterhavet, spesielt mot sørvest. Øya er omgitt av fjorder, Vesterålsfjorden mot Langøya i nord og Hadsselfjorden mot Hinnøya i øst og Austvågøy i sør.

### 1.1.1 Berggrunnsgeologi

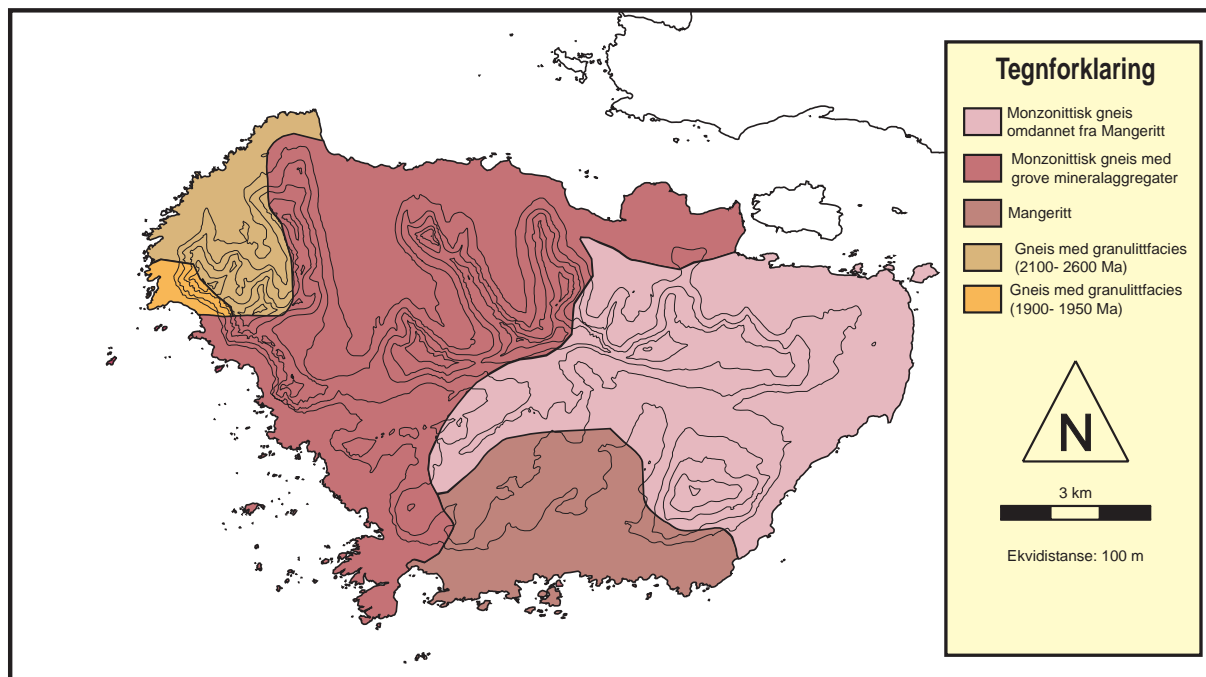
Storformene i Vesterålen og Lofoten er primært et resultat av tektonisk aktivitet i mesozoikum og cenozoikum. Hadseløya er en del av en kompleks horst vest for Vestfjorden som ble hevet i dette tidsrommet (Peulvast, 1985, 1986). Bergartene på øya er utelukkende prekambriske og metamorfe. På sørsiden av øya finnes et felt med mangeritt som er 1700-1950 Ma gammelt, ellers er øya geologisk sett relativt homogen og består av forskjellige typer gneis. Innenfor de ulike gneisfeltene skiller det todelte feltet i vest seg mest ut. Gneisene har granulittfacies og det er alderen som skiller feltene fra hverandre. I sør er alderen 2100-2600 Ma, mens i nord er alderen 1900-1950 Ma. De to andre feltene gneisfeltene er mellom 1700 og 1950 Ma gamle, i øst finnes monzonittisk gneis omdannet fra mangeritt, mens det i et midtparti på øya er monzonittisk gneis med grove mineralaggregater (Tveten, 1978).

### 1.1.2 Geomorfologi

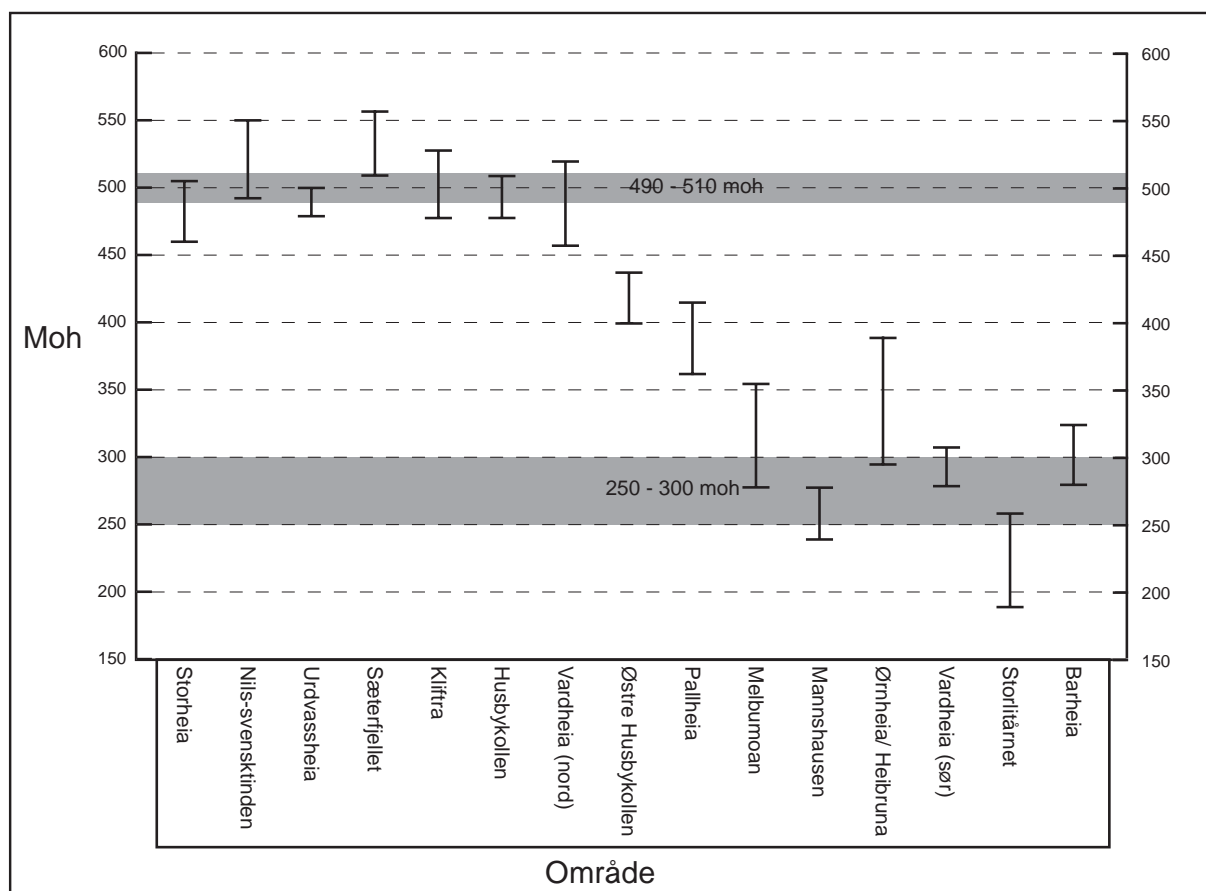
Hadseløya kan grovt sett deles inn i fire geomorfologiske soner, inndelingen vises på oversiktskartet i figur 1-1 og er som følger:

**A)** Områdene med heier, myrer, avrundede topper og vide daler utgjør den arealmessig største delen av øya, og er lokalisert i øst og sør. I denne sonen finnes et spesielt landskapstrekk med relativt flate eller svakt undulerende områder uten tegn til strukturer i overflaten. Disse områdene er stort sett dekket av løsmasser, og samler seg høydemessig over to intervaller med gjennomsnittshøyder på ca 280 og 500 moh. Dette vises i figur 1-3.

**B)** Den nordlige delen av øya domineres av daler med nordvestlig til nordøstlig aspekt (se figur 3-6). Dalene kjennetegnes av myrer, har relativt flat bunn og er atskilt av alpine rygger. I sone B og C finnes de høyeste fjelltoppene på 500-650 moh.



Figur 1-2: Oversikt over bergrunnsgeologien på Hadseløya, modifisert etter Tveten (1978).



Figur 1-3: Høydeintervall for områder på Hadseløya med autoktont forvittringsmateriale eller saprolitt. Legg merke til at to nivåer (250- 300 moh og 490- 510 moh) skiller seg ut og er markert med mørkere felt.



**C)** Øyas mest alpine område ligger i vest og består av alpine rygger, botner og godt utviklede taluser. Denne delen av øya har størst forskjell i relieff.

**D)** Strandflaten er godt utviklet rundt store deler av øya, unntaket er vestre del hvor standsonen er preget av opprevet svaberglandskap. Denne sonen begrenser seg høydemessig til ca 30 moh. Den innerste delen av strandflaten er stort sett dekket av løsmasser og er på store deler av øya kultivert.

### 1.1.3 Dagens klima og prosesser

Tabell 1-1: Temperatur- og nedbørnormaler for de to målestasjonene på Hadseløya for siste normalperiode (<http://met.no>).

(1961-1990)	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEPT	OKT	NOV	DES
<b>Melbu</b>	-1,4	-1,5	-0,6	1,9	6,3	9,7	12,1	12,0	8,6	5,0	1,6	-0,6
<b>Stokmarknes</b>	-1,8	-1,7	-0,8	1,9	6,4	10,0	12,3	12,1	8,4	4,7	1,1	-1,1

(1961-1990)	Høyde over havet	Gjennomsnittlig årlig lufttemperatur	Årlig amplitude	Gjennomsnittlig årlig nedbør
<b>Melbu</b>	15	4,4 °C	13,6 °C	1100 mm
<b>Stokmarknes</b>	25	4,3 °C	14,0 °C	1220 mm

Klimaet på Hadseløya er maritimt med temperaturfluktuasjoner rundt 0 °C fra november til april. Gjennomsnittlig årlig lufttemperatur er høy i forhold til breddegrad, og dette skyldes regionens nærhet til den Norske Atlanterhavsstrøm som fører relativt varme vannmasser nordover (Ruddiman, 2001, Gascard m fl., 2004). Det er to målestasjoner på øya, disse ligger på Melbu og Stokmarknes. Tabellen over viser at Stokmarknes har mer årlig nedbør og større forskjeller i temperatur mellom sommer og vinter i sammenlignet med Melbu.

## **1.2 Relevant litteratur og tidligere arbeider**

### **1.2.1 Forvittringsmateriale; en generell studie**

En rekke høyst ulike typer forvittringsmateriale er samlet innenfor et begrenset geografisk område på Hadseløya. En diskusjon av hvordan de ulike typene forvittringsmateriale dannes, hva som bestemmer utbredelsen, og undersøkelser av de fysiske egenskapene er derfor i dette arbeidet høyst aktuelt. I tidligere arbeider fra Norge er forvittringsmateriale i stor grad diskutert opp mot isutbredelse i Weichsel og Kvartær (se neste kapittel). Unntaket er blant andre Samuelsen (1933), Låg (1945), Peulvast (1985) og Sørensen (1988). Peulvast (1985) har studert *in situ* forvitret berggrunn i Lofoten og Vesterålen, og diskuterer blant annet forekomsten av forvittringsmateriale opp mot bevaring av et paleisk landskap. De andre forfattere beskriver forvittringsmateriale i form av saprolitt fra Vestfold, og som Peulvast (1985) diskuterer de hvorvidt utbredelsen av forvittringsformene er styrt av den lokale litologien. Lidmar-Bergström m fl. (1999) og Migoń & Lidmar-Bergström (2002) beskriver forvittringsformer fra hele Skandinavia og diskuterer utbredelse, alder og mulige direkte og indirekte dateringsmetoder. Fra Finland er det gjort forsøk på å korrelere utbredelsen av forvittringsmateriale blant annet i form av tors og kjernesteiner med den underliggende litologien (f eks Söderman m fl., 1983, Söderman, 1985), og en sterk korrelasjon er funnet. En geokjemisk og mineralogisk analyse av saprolitt fra Finland er presentert i Islam m fl., (2002). Mineralanalyse har vært en svært vanlig metode for å kvantifisere de fysiske egenskapene i forvittringsmateriale (f eks Roaldset m fl., 1982, Bouchard, 1985, Ballantyne, 1994), mens analyse av kornstørrelsesfordeling er relativt sjelden i denne type materiale.

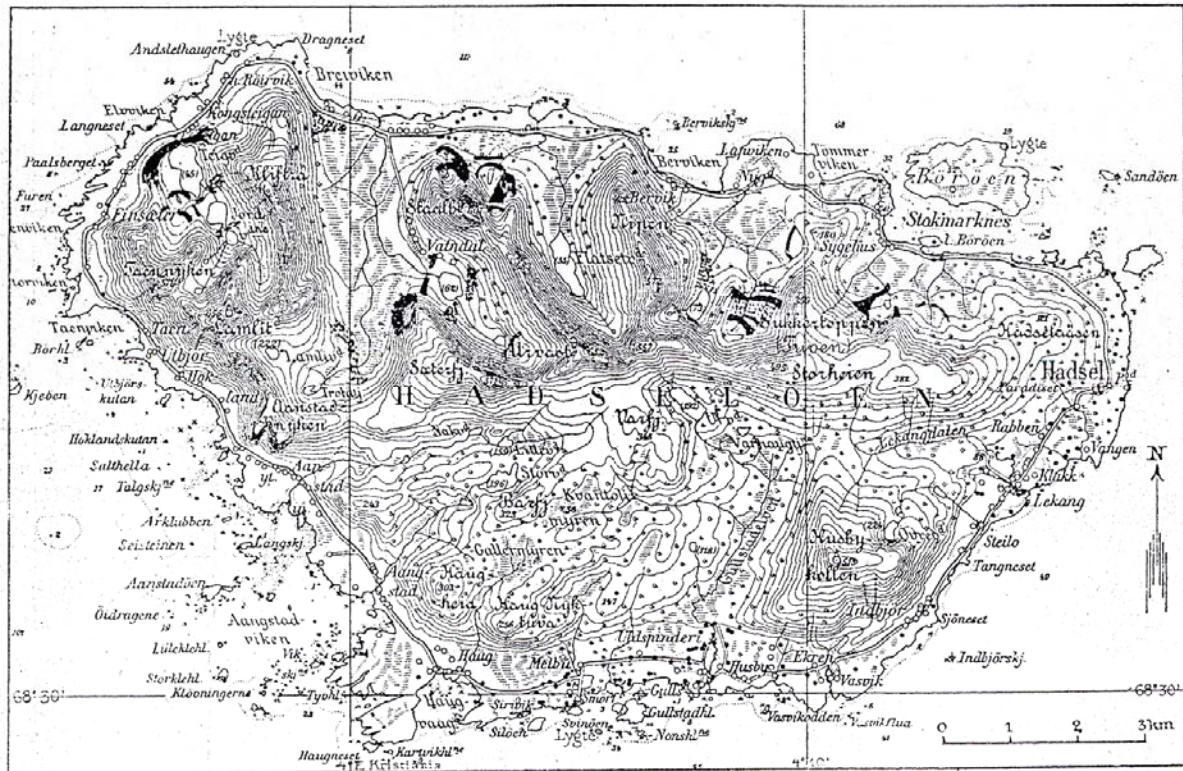
### **1.2.2 Forvittringsmateriale som indikator på vertikal isutbredelse i Weichsel**

Debatten angående utbredelsen av den skandinaviske innlandsisen i Weichsel startet som en diskusjon rundt distribusjonen av endemiske planter og deres eventuelle overlevelse på nunataker gjennom Weichsel (Sernander, 1896, Reuch, 1896, Svenonius, 1909). Basert på både botaniske og geomorfologiske betraktninger har ordskiftet pågått gjennom hele forrige århundre (Vogt, 1913, Ahlman, 1919, Undås, 1938, Grønlie, 1940, Bergström, 1959, 1973, Hoppe, 1959, E. Dahl, 1961, 1987, 1992, Birks, 1993). Diskusjonen har etter hvert dreid vekk fra det botaniske aspektet og mer i retning av blokkhav, det vil si blokkhavenes genese og eventuelle bruk som indikator for isfrie forhold i Weichsel (Nesje m fl., 1988). Hovedsakelig

har områder i Skandinavia, Skottland og Canada har blitt brukt som geografiske referanser i denne diskusjonen. Enkelte oppfatter blokkhavens genese som glasial (Kleman & Borgström, 1990), men tendensen blant arbeidene gjort på dette feltet er klar, blokkhav er dannet *in situ* ved mekanisk og kjemisk forvitring (Nesje & Dahl, 1990). Ut fra denne dannelsesmåten kan blokkhav uten spor etter glasial erosjon eller transport brukes som indikator for isfrie forhold i Weichsel (f eks Løken, 1966, Nesje m fl., 1988, Dahl m fl., 1996, Ballantyne m fl., 1998). Det har vært stor uenighet om tidsrommet for dannelse av blokkhav. En preglasial dannelse og opphav i den paleiske overflaten er foreslått (Ahlmann, 1919, Undås, 1938, Roaldset m fl., 1982, Peulvast, 1985, Mellor & Wilson, 1989, Hall & Mellor, 1988, E. Dahl, 1992, Ballantyne, 1994, 1998 og Lidmar-Bergström m fl., 1999), mens andre argumenterer for en postglasial dannelse (R. Dahl, 1966). Funn av flyttblokker og laterale smeltevannskanaler i blokkhav har av mange blitt tolket som indikasjon på at blokkhav kan ha vært dekket av kald, ikke-erosiv is (Sugden & Watts, 1977, Sollid & Sørbel, 1994, Rapp, 1996, Kleman & Hättestrand, 1999, Dredge, 2000, Fabel m fl., 2002, Miller m fl., 2002, Briner m fl., 2003).

Studiet av forvittringsmateriale har hatt en viktig plass i forbindelse med rekonstruksjonen av tidligere isdekkers utbredelse blant annet i Skandinavia (Dahl, 1955). Vesterålen og Lofoten har i likhet med resten av Norge blitt sterkt påvirket av glasial erosjon gjennom gjentatte istider i kvartær og det har lenge blitt antatt at tertiære løsmasser effektivt ble fjernet hovedsaklig av glasial transport og erosjon i denne perioden (Lidmar-Bergström m fl., 1999). Likevel finnes det preglasiale landformer i regionen, tilsynelatende upåvirket av glasielle prosesser (Vogt, 1913, Rekstad, 1915, Undås, 1938, Grønlie, 1940, Peulvast, 1985, 1986, 1988, E. Dahl, 1961, 1992, Verhage, 1997, Lidmar-Bergström m fl., 1999, Paasche, 2000, Stokker, 2001). I disse arbeidene beskrives modne autoktone blokkhav samt mer saprolittiske profiler som enkelte steder har kjernesteinstruktur. Selv om forfatterne av de første geomorfologiske arbeidene i denne regionen ikke var fremmede for at nedre grense for forvittringsmateriale kunne brukes i rekonstruksjon av øvre grense for isutbredelse, har forvittringsmateriale i form av blokkhav og saprolittiske profiler blitt tolket i lys av teorien om at det ikke fantes isfrie områder i Skandinavia da isen hadde sin maksimale utbredelse i Weichsel (f eks Peulvast, 1985).

Tilstedeværelsen av forvittringsmateriale i høyereliggende områder i Vesterålen blir diskutert i forhold til isutbredelse av Peulvast (1985, 1988). Han støtter seg til isutbredelsen som skissert



Figur 1-4: Kartlegging av lokalglasiasjon på Hadseløya, hentet fra Ahlmann (1919). De mørke feltene markerer lokale endemorener og har god korrelasjon med endemorener funnet under feltarbeidet i dette arbeidet (se vedlegg 1).

av for eksempel Boulton m fl. (1985), men argumenterer for at tilstedeværelsen av preglasialt forvittringsmateriale indikerer lav erosjonsevne for innlandsisen i Weichsel. Dette kan ifølge forfatteren skyldes skjerming fra områdene med stor drenering av is, det vil si fjordene, eller at det bare har vært bevegelse i det øverste laget i de subglasiiale sedimentene. I sitt arbeide fra 1992 oppsummerer E. Dahl egne innlegg i debatten om isfrie områder under siste istid og bruker nunatak-hypotesen som forklaring på utbredelsen av endemiske planter. Dahl har lokalisert gibbsitt blant annet i Vesterålen og Trollheimen og dette bruker han som en indikator på subaerile forhold i Weichsel. Gibbsitt har blant annet i Skottland (f eks Ballantyne, 1994, Dahl m fl., 1996) blitt brukt på samme måte.

### 1.2.3 Isutbredelsen i Weichsel maksimum og deglasiasjonen i regionen

Isutbredelsen i Vesterålen i Weichsel er diskutert i en rekke arbeider fra begynnelsen av forrige århundre og fram til i dag. Ahlmann (1919) lokaliserte en rekke endemorener på Hadseløya og disse tolker han som et resultat av lokalglasiasjon, se figur 1-4. Forfatteren

hevder disse endemorenene er dannet synkront med innlandsisens maksimale utbredelse, og dette impliserer som forfatteren nevner senere i arbeidet, at isstrømmene fra innlandsisen ikke har dekket øya under siste istids maksimum (heretter Last Glacial Maximum, LGM).

Undås (1938) beskriver overflater i høyereliggende områder i Vesterålen som ikke bærer preg av glacial påvirkning, det vil si ingen morenerygger eller flyttblokker. Forfatteren hevder at de virker uberørte, inneholder forvittringsmateriale og avgrenses mange steder av en forvittringsgrense. Ut fra disse observasjonene slutter forfatteren at innlandsisen ikke har dekket fjellområdene i Vesterålen og ”*et godt stykke innover i landet*”. Undås anslår isdekkets øvre grense til å ha ligget på ca 200 moh på Langøya. Forfatterens antagelser om at nunataker fantes i Vesterålen og at dreneringen av innlandsisen foregikk i store daler og fjorder støttes av Grønlie (1940). Grønlie skisserer en mulig høyde på innlandsisen i Weichsel til å være 450 moh på Hadseløya, og legger observasjoner av flyttblokker på denne høyden til grunn for påstanden. Etter undersøkelser i Narvik-området er konklusjonen til R. Dahl (1963, 1966) en annen. Han mener at hele området har vært dekket av is i en periode i Weichsel, men at denne perioden må ha inntruffet tidlig i Weichsel fordi blokkhavene i området er dannet postglasialt og må ha hatt tid til å utvikle seg. I regionale og nasjonale undersøkelser blir nunatak-teorien tilbakevist og et isdekke som i Weichsel dekker alt tørt land og når ut til kontinentalsokkelen, blir skissert av Mangerud (1973, 2004), Andersen (1975) og Boulton m fl. (1985).

Diskusjonen om deglasiasjonsforløpet i Vesterålen har fram til i dag hatt hovedfokus på Andøya blant annet fordi det i dette området er gjort  $^{14}\text{C}$ -dateringer av lakustrine sedimenter som antyder at området var isfritt 21.8  $^{14}\text{C}$  ka BP (Alm, 1993). Dette har ført til forslag om at deler av nordlige Andøya var isfri under LGM (Vorren, 1978, Vorren m fl., 1988, Møller m fl., 1992, Fjalstad, 1997). Indikasjoner på at botnbreer eksisterte samtidig med det påståtte LGM-ramstøtet presenteres i Paasche m fl. (submitted). En kartlegging av terrengformer utenfor botnmorenene har avdekket flyttblokker som vitner om at botnbreene har hatt et mer ekstensivt omfang tidligere, eller at de kan ha blitt fraktet dit av et isdekke med regional utbredelse. Deglasiasjonshistorien i søndre del av Vesterålen (det vil si Langøya og Hadseløya) blir diskutert av Møller & Sollid (1972, 1973) og Rasmussen (1984). Disse forfatterne baserer sine rekonstruksjoner hovedsakelig på beregninger av glasi-isostatisk landhevning og korrelasjoner av morenerygger. Korrelasjoner av havnivåer fra ulike deler av Vesterålen og Hinnøya er samlet i ekvidistante strandlinjediagrammer. Møller & Sollid (1972) skisserer at innlandsisen under LGM gikk ut til ytre deler av Andøya, Langøya,

Vestvågøy og Moskenesøy, men utelukker ikke at det har eksistert isfrie områder i de vestligste deler av Vesterålen og på de høyeste toppene. Forfatterne deler inn deglasiasjonshistorien i flere trinn. Skissen av den horisontale utstrekningen baseres på glasiale avsetninger på Andøya, Langøya og Moskenesøy. Dette trinnet kalles A1 (Andøya 1), og representerer den maksimale terrestriske utbredelsen av isdekket i Weichsel (20- 18 <sup>14</sup>C ka BP). Trinn A2 (16- 15 <sup>14</sup>C ka BP) korreleres med glasiale avsetninger på Andøya, samt Myremorenen og Fjærvollmorenen på Langøya og morener på Eggum på Vestvågøy. Disse trinnene blir korrelert med havnivåindikatorer/ strandsoner og vil bli omtalt i kapittel 5. Trinn A3 korreleres med Bømorenen på Langøya, og antas å ha dekket indre deler av Andøya. Innenfor A3 ligger trinn H1 (Hinnøya 1), og det er skissert at fronten på isdekket i denne perioden gikk over Hadseløya, fra nordvest ved Stokmarknes i sørøstlig retning mot Husbykollen for så å bli fjordbasert omtrent ved Innbjørg. Ingen avsetninger på Hadseløya er beskrevet eller brukt som korrelasjon. Dette er imidlertid tilfelle i Rasmussen (1984) som slår sammen A3 og H1 og korrelerer dette trinnet med en morenerygg på Dragnes og en lokalmorene på Teigan. Trinnet kalles Langøy-event (14- 13 <sup>14</sup>C ka BP). Etter Langøy-event skisserer Møller & Sollid (1972) og Rasmussen (1984) at lokale isbreer antageligvis har eksistert blant annet på Hadseløya og Langøya under Yngre Dryas (11.5- 10 <sup>14</sup>C ka BP) og muligens også i Preboreal (10- 9 <sup>14</sup>C ka BP).

## 2. Metode og definisjoner

### 2.1 Metode

En flermetodisk tilnærming har vært utgangspunktet for dette arbeidet. Kartleggingen har avdekket at det på Hadseløya finnes en rekke typer løsmasser og overflateformer som indikerer en kompleks avsetnings-, erosjons-, og forvittringshistorie. Dette har gitt muligheten til å nyansere, samt tilføre nye elementer til det som tidligere er skrevet om glasiassjonshistorien på Hadseløya og i Vesterålen i Weichsel. Arbeidet med mineralanalyse og analyse av kornstørrelsesfordeling har bidratt til en bedre forståelse av de fysiske egenskapene til forvittringsmateriale, spesielt i dette området.

#### 2.1.1 Kartlegging

En kvartærgeologisk kartlegging av Hadseløya danner grunnlaget for diskusjonen av alder og dannelse på løsmassene og isutbredelsen i feltområdet. Kartet gjør det mulig å diskutere resultatene fra mineral- og kornfordelingsanalysene i en kontekst. Kartleggingen gir en oversikt over hvilke typer løsmasser som dekker øya, hvilke landskapstrekk (morenerygger, steinbreer etc.) som er representert, og hvilke enkeltformer (tors, pinakler, dreneringsspor etc.) som finnes i feltområdet. Prinsippet med at siste avsettende agens bestemmer hvilken betegnelse løsmassene og enkeltformene får, er forsøkt fulgt. Det er tatt utgangspunkt i NGU sin standard for farger på løsmassene og for symboler på enkeltformer. I tillegg er enkelte symboler brukt i Paasche (2000) adoptert, samt at enkelte symboler og farger er konstruert i mangel på NGU-standard, eller andre standarder for samtlige enkelttrekk og løsmasser i feltområdet.

#### 2.1.2 Kart, programvare, flyfoto og utstyr

I forberedelsene til feltarbeidet ble flyfoto fra Hadseløya (Fjellanger Widerøe, målestokk 1:40 000, svart/hvitt, serie 5560, bilder M 005- 009 og N 002- 007, tatt 14.08.77) studert med speilstereoskop for å skaffe en oversikt over landskapstrekkene på øya. Kartblad 1132 II Stokmarknes (1:50 000) i M711-serien til Statens Kartverk og Økonomisk Kartverk, blad DW

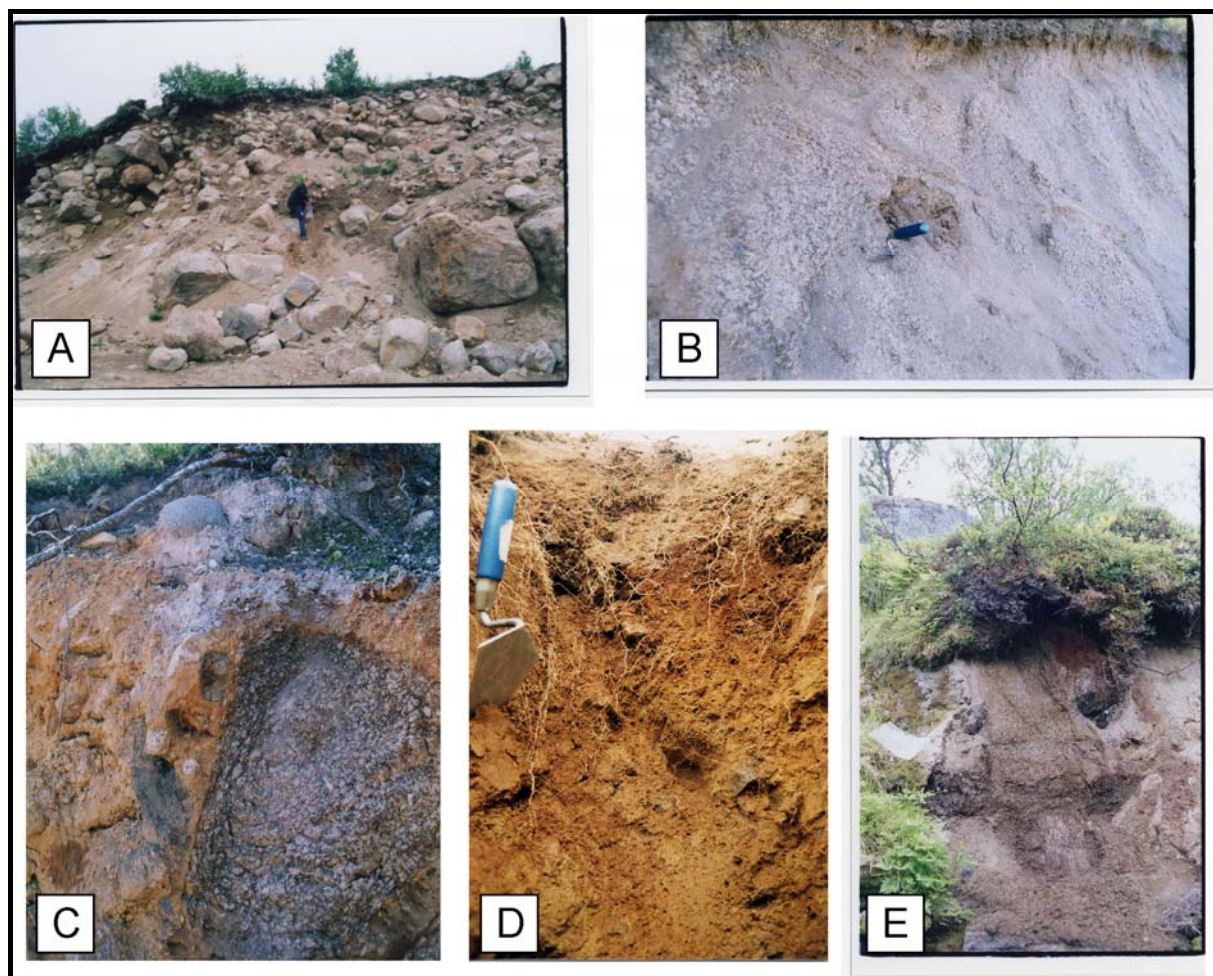
246, DX 244- 245, DY 244-245, DZ 245-246 (1:5000, utgitt av Nordland Fylke 1979), ble brukt under feltarbeidet sommeren 2002 og 2003. Andre hjelpemidler i felt var blant annet GPS (Garmin eTrex Venture) og kompass (360 °) med klinometer (Silva Ranger). Garmin eTrex Venture er en GPS som beregner høyde ut fra avstand til satellitter. Med kontakt med mer enn seks satellitter sier produsenten at nøyaktigheten er 5 m, og under måling av høyde var antallet aldri under seks. Personlig erfaring viser imidlertid at høyden angitt på GPS ligger innenfor et intervall på 2- 3 m sammenlignet med høyde angitt av Statens Kartverk. I tillegg kan posisjonene sammenlignes med økonomisk kartverk som har en ekvidistanse på 5 m. Det kvartærgeologiske kartet ble ferdigstilt og figurene tegnet ved hjelp av Adobe Illustrator v. 9.0. For grafisk framstilling av sedigrafdataene ble TriPlot v. 4.1.0 brukt. Behandling av rådata fra sedigrafen ble gjort med Gradistat v. 4.0 (Blott & Pye, 2001). Microsoft Word og Excel ble brukt til tekst- og tallbehandling.

### 2.1.3 Mineralanalyse

Prøver av løsmasser fra selvgravde, naturlige og maskinelt utgravde snitt ble samlet inn under feltarbeidet for å gjøre en mineralanalyse av materialet (se figur 4-2 og figur 2-1). Formålet med analysen er å identifisere de mineralene som er representert i hver enkelt prøve. Etter preparering (se beskrivelse i appendiks 2) gjøres en XRD-analyse av prøvene. XRD-analysen ble utført med et røntgendiffraktometer disponert av Institutt for Geovitenskap i mars 2003, og på Norsk Hydro sin forskningsavdeling på Sandsli i februar 2004. Maskinene var identiske (PW1710 BASED), og preparasjonen av prøvene ble utført på samme vis. Forskjellen på de to kjøringene er at på UiB ble prøvene scannet på 2- 35°, mens på Norsk Hydro ble de scannet på 2- 60°.

Prinsippene bak denne analysemetoden forklares best ved hjelp av et mineral, for eksempel gibbsitt ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ ). Dette mineralet forekommer oftest i leirfraksjonen ( $< 2\mu\text{m}$ ), hører til hydroksidgruppen og har en dioktaedrisk struktur (Nesse, 2000). Oktaedrene er ordnet som parallelle lag og består av  $\text{Al}^{3+}$  - kationer omgitt av seks  $(\text{OH})^-$  - anioner, lagene av oktaedre bindes sammen av svake elektrostatiske bindinger og utgjør atomplanet til gibbsitt. Avstanden mellom atomplanene måles i Ångstrøm ( $1 \text{ \AA} = 0,1 \text{ nm} = 10^{-10} \text{ m}$ ). Ved hjelp av XRD-analyse kan avstanden mellom atomplanene (den interplanære avstanden) i mineraler måles. Avstanden måles ved å utsette prøven for røntgenstråler som i kontakt med mineralene brytes etter Braggs lov:





Figur 2-1: Figuren viser en samling bilder fra ulike prøvetakingslokaliteter og illustrerer diversiteten i materiale hvor prøver til mineralanalyse og kornfordelingsanalyser ble tatt. (A) Morenemateriale fra en av de regionale endemorene i Vesterålen, Bømorenen på Langøya. (B) Sandig saprolitt fra Mærvoll på Vestvågøy. Murerskjeen kan, som det går fram av bildet, lett stikkes inn i det meget porøse materialet som fortsatt kan framvise originale strukturer. (C) Alloktont forvittringsmateriale med et tynt lag overliggende morenemateriale fra Lekangdalen på Hadseløya. (D) Autoktont forvittringsmateriale fra det utgravde snittet på Pallheia (400 moh) på Hadseløya, bildet er tatt fra midten av snittet mot toppen. (E) Sandig saprolitt med kjernestein fra fluvial nedskjæring i Gotadalen. Kartoversikt over prøvetakingslokalitetene finnes i figur 4-10.

$$n\lambda = 2d \sin \varphi$$

I ligningen er  $\lambda$  bølgelengden på røntgenstrålen,  $\varphi$  er innfallsvinkelen og  $d$  er avstanden mellom atomplanene. Prøven bestråles av en røntgenstråle med varierende innfallsvinkler, og vinkelen til de refrakterte strålene måles. Refraksjonsvinklene er en funksjon av avstanden mellom atomplanene i prøven som bestråles, og vinklene uttrykkes som  $d$ -verdier. I gibbsitt er 4.85 og 4.37 Å de to sterkeste  $d$ -verdiene (JCDPS, 1980, Wilson, 1987), det vil si at disse  $d$ -

verdiene representerer de to vanligste interplanære avstandene i gibbsitt. En d-verdi på 4.82 blir enkelte steder referert til som sterkeste verdi (<http://webmineral.com>). Det er oftest de to til tre sterkeste verdier som brukes i identifikasjon av mineraler. Veien fra d-verdi via tolkning til mineralidentifikasjon beskrives i kapittel 4.3 og 4.5

#### **2.1.4 Fordeling av kornstørrelser**

Kornstørrelsesanalyse ble utført på 29 prøver fra selvgravde, naturlige og maskinelt utgravde lokaliteter i Vesterålen og Lofoten (se figur 4-2 og figur 2-1). Formålet med denne analysen er å sammenligne fordelingen av kornstørrelser mellom høydene i snittene og mellom prøvene med ulike agenser. Analysen av materiale < 63 µm utføres på en Micromeritics Sedigraph 5100 Particle Size Analysis System ved at det blir sendt røntgenstråler gjennom materiale i suspensjon (Stein, 1985). En videre beskrivelse av preparering og hvordan analysen ble utført finnes i appendiks 3. Kornstørrelsene samles i grupper etter fraksjon, og uttrykt i mikrometer (µm) fordeler gruppene seg som følger; < 2 µm- leir, 2-4 µm- meget fin silt, 4-8 µm- fin silt, 8-16 µm- medium silt, 16-31 µm- grov silt, 31-63 µm- meget grov silt, > 63 µm- meget fin sand. Full oversikt over resultatene i form av kakediagrammer finnes i Appendiks 3, framstilling i trekantdiagrammer sees i kapittel 4.4.

## **2.2 *Definisjoner på landformer og løsmasser funnet i feltområdet.***

### **2.2.1 Begrepsavklaring**

Forvittringsmateriale har vært gjenstand for diskusjon blant annet i forbindelse med isutbredelse, i Weichsel spesielt og i Kvartær generelt (Dahl E., 1961, Dahl, R. 1966, Bouchard, 1985, Ballantyne, 1994 og 1998, André, 2002 og 2004, Kleman & Stroeven, 1997 Kleman og Hättestrand, 1999 og Mangerud, 2004). Begreper som blokkhav, felsenmeer, toppgrus, forvittringsgrus, saprolitt, "mountain-top detritus", "non-saprolite residuum", og "arenè" er i ulike deler av verden blitt brukt om forvittringsmateriale. Det har derfor oppstått semantiske problemer relatert til begrepsapparatet, og en presisering synes nødvendig. Under feltarbeidet har en rekke ulike former for forvittringsmateriale blitt kartlagt og analysert, og under følger en presentasjon og presisering av begrepene slik de videre blir anvendt.

I dette arbeidet har forvittringsmateriale fått en egen farge og er brukt som overordnet begrep på løsmasser med høyst ulike fysiske egenskaper, men antageligvis dannet av samme sett med prosesser. Betegnelse autokton og allocton er brukt for å indikere om materialet er stedegent eller ikke, og disse to gruppene har fått egne fargenyanser på det kvartærgeologiske kartet. Alloctont forvittringsmateriale er i stor grad brukt der gradienten på skråningen ( $> 2^\circ$ ) indikerer at det sannsynligvis har vært bevegelse i materialet grunnet tyngdekraften. Begrepet er også brukt der hvor forvittringsmateriale dominerer og det har vært bevegelse eller annen påvirkning av materialet, men det ikke er mulig å fastslå agens. Ulike egenskaper i det autoktone forvittringsmaterialet er forsøkt presisert med karttegn, for eksempel blokkrik overflate og tors. En type autoktont forvittringsmateriale er skilt ut med egen farge på det kvartærgeologiske kartet på bakgrunn av fysiske egenskaper. Saprolitt er en spesiell type forvittringsmateriale og er skilt ut ettersom denne type materiale forekommer forholdsvis sjelden, mens forekomster er relativt utbredt på Hadseløya.

### 2.2.2 Terminologi

Når begrepene sand, stein, blokk osv brukes, refereres det til den spesifikke kornstørrelsen. Som standard for inndeling av kornstørrelser brukes inndelingen angitt av Matthews m fl. (2003) og Thoresen (1990). Klaster /klast brukes som benevnelse på mineral- eller bergartsfragmenter uten bestemt kornstørrelse.

### 2.2.3 Løsmasser

*Glasiøle avsetninger* er sedimenter avsatt ved isbreativitet. Denne betegnelsen refererer både til en geomorfologisk form og en type løsmassedekke. I dette tilfellet refererer begrepet til løsmasseavsetninger i form av et dekke av ablasjonsmorene og bunnmorene (*eng; till*). Fysiske egenskaper ved glasiøle avsetninger kan være dårlig eller ingen sortering, og heterogen litologi og mineralogi (f eks Lowe & Walker, 1997). I kartleggingen deles det opp i to underkategorier: (1) når blotninger av berggrunnen ikke synes er løsmaterialet kalt kontinuerlig morenedekke, (2) diskontinuerlig morenedekke indikerer alt fra en flekkvis morenedekket overflate til et delvis kontinuerlig morenedekke.

*Fluviøle avsetninger* er sedimenter transportert og avsatt av rennende vann. Kjennetegn på materialet er god rundingsgrad, sortering og utstrakt lagdeling (Boggs, 2001).

*Glasifluviale avsetninger* er materiale transportert og avsatt av smeltevannselver fra tidligere isbreer. Kjennetegn er god rundingsgrad og ofte sortering og lagdeling (Matthews m fl., 2003).

*Marine avsetninger* omfatter alle sedimenter som er avsatt sub-akvatisk eller i strandsonen innenfor bølgenes rekkevidde.

*Skredmateriale (eller kolluvialt materiale)* er en samling kantet ukonsolidert materiale av varierende størrelse fortrinnsvis lokalisert under fjellvegger eller klipper hovedsaklig som et produkt av mekanisk forvitring (Whittow, 1984). Materialets agenser omfatter fjellskred, steinsprang, snøskred og løsmasseskred. Foran et skar vil det ofte akkumuleres materiale i en kjegleform. Fordi tyngdekraften er den drivende kraft i dannelsen av en talus er et diagnostiserende trekk at kornstørrelsen øker nedover i talus (ibid.). På samme måte som i NGU-standarden er det gjort en inndeling etter dekningsgrad (se tegnforklaring, vedlegg 1).

*Myr* er dannet av delvis nedbrutte planterester, med vegetasjon bestående hovedsaklig av gress og mose. Høy fuktighet i form av nedbør eller tilsig er en forutsetning for dannelsen. I myrene består materialet under vegetasjonen av torv som er dannet ved opphopning og delvis nedbrytning av plantemateriale (Moen, 1998). De underliggende løsmassene er trolig de samme som i de omkringliggende områdene.

*Forvittringsmateriale* er løsmasser dannet ved mekanisk og kjemisk forvitring av lokal berggrunn. Materialet består av klaster, kantet til kantrundet med sand-, silt- og leirrik matriks, uten noen form for sortering. Stedegent forvittringsmateriale blir betegnet som autoktont forvittringsmateriale, har forvittringsmaterialet beveget på seg blir det betegnet som alloktont (Nesje m fl., 1987, Nesje & Dahl, 1990, Paasche, 2000).

*Saprolitt* er en spesiell form for autoktont forvittringsmateriale og kan karakteriseres som regolitt dannet *in situ* hovedsaklig ved kjemisk forvitring. Bergartens originale strukturer er i større eller mindre grad bevart, og dannelsesprosessen blir ofte kalt isovolumetrisk forvitring (Bouchard m fl., 1995). For å få et mer nyansert bilde av denne type forvittringsmateriale kan en videre inndeling gjøres. I tilfeller hvor opprinnelige strukturer i stor grad er bevart brukes uttrykket saprock (Bouchard m fl., 1995, Anand & Paine, 2002), mens i tilfeller hvor lite eller ingen opprinnelige strukturer er bevart brukes begrepet pedolitt, se figur 2-1D. Saprolitt

brukes om løsmasser hvis beskrivelse faller midt mellom disse to beskrivelsene (Anand & Paine, 2002).

Det skilles gjerne mellom grusig eller grov saprolitt (figur 5-1) og sandig eller fin saprolitt (figur 2-1B og E) etter hvilken kornstørrelse som er fremtredende (Lidmar-Bergström m fl., 1999, Matthews m fl., 2003). Et spesielt trekk som enkelte steder opptrer i saprolitter er kjernesteinstruktur. En kjernestein er definert som ” *a blocky or spheroidal shaped, cobble-to-boulder size, relatively unweathered rock mass, currently or previously surrounded by weathered bedrock*” (Matthews m fl, 2003). Bilder av kjernesteiner fra feltområdet finnes i figur 3-3. Dannelsen skjer antageligvis ved at forvitringen er mer effektiv langs svakhetssoner i en bergart og at de mer resistente sonene framstår som kjernesteiner (Anand & Paine, 2002). Formen på kjernesteinene er ofte ellipsoide og størrelsen kan uttrykkes i lengde på lengste akse. I feltområdet overskrider ikke lengste akse på kjernesteinene ca 2,5 m.

*Antropogent materiale* omfatter områder med bebyggelse eller infrastruktur. De underliggende løsmassene er trolig de samme som i de omkringliggende områdene.

#### **2.2.4 Overflateformer**

*Randmorene* består av glasialt materiale, avsatt som ryggformer i ytterkantene under likevektslinjen på en bre. Dannes gjerne når brefronten rykker fram, eller står stille i lengre tid. Formen på ryggen bestemmes blant annet av isbreens størrelse, områdets topografi og materialtilgang (Nesje, 1995). Betegnelsen brukes her på randmorener avsatt av botn- eller dalbreer og et eksempel fra feltområdet kan sees i figur 3-5.

*Blokkhav (blokkrik overflate)* består av *in situ* forvitret materiale av ulik kornstørrelse dannet ved kjemisk og mekanisk forvitring av lokal berggrunn (Nesje, 1989). Blokkhav kan være opptil flere meter tykt og bestå av klaster, kantet til kantrundet med sand-, silt- og leirrik matriks, kornstørrelsen avtar med dybden. Et eksempel fra Heibruna på Hadseløya kan sees i figur 3-1.

*Steinbre* - Tre genetisk forskjellige typer steinbreer er kjent; talusderiverte, glisialderiverte og skredderiverte. Siden glisialderiverte og skredderiverte steinbreer ikke er representert i feltområdet omtales ikke disse videre. Talusderiverte steinbreer har kantede stein eller blokker

i overflaten, mens kjernen kan inneholde alle kornstørrelser. En steil front og kollapsstrukturer i bakkant av fronten er geomorfologiske kjennetegn på relikte former av steinbreer, se figur 3-10. Talusderiverte steinbreer opptrer vanligvis som lobeformer ved bunnen av talus og dannelsen assosieres ofte med et periglasialt klima (Haeberli, 1985, Barsch, 1996).

En *Pronival voll* er hovedsakelig dannet av klaster som sklir ned et flerårig eller semi-permanent snøfelt, men også av subnivale prosesser som solifluksjon (Shakesby, 1997). Ryggen er normalt ikke mer enn en meter høy og består for det meste av grovkornet materiale. Finnes oftest i overgangen mellom skråning og dalbunn, se figur 3-12.

*Tors* er en betegnelse som brukes om enkeltstående residualformer eller en samling blokker av den lokale bergarten, holdt sammen av tyngdekraften (Hättstrand & Stroeven, 2002), se figur 3-2. Denne overflateformen er dannet ved at mye av det omkringliggende materialet er forvitret og transportert vekk.

*Pinakler* er spisse, frittstående, små fjelltopper ofte lokalisert på rygger i et alpint terreng.

*Solifluksjonstunger* er tungeformede vannmettede jordvalker lokalisert i hellende terreng ( $> 1^\circ$ ) (Washburn, 1979), se figur 3-13. Hvis fryse- og tineprosesser er involvert i dannelsen og bevegelsen kalles terrengformen *gelifluksjonstunge*, og assosieres utvetydig med et periglasialt miljø. Permafrost hindrer drenering av væske og bidrar til vannmetning av jorden. Observasjoner av solifluksjonsformer er ikke begrenset til periglasiale miljøer selv om de hyppig forekommer i et slikt miljø (ibid.). Både solifluksjon og gelifluksjon assosieres altså med et periglasialt miljø, noe som kan tyde på at prosessene som danner tungeformene på Hadseløya i dag ikke lenger er aktive. Ekstensivt dekke av torv, lyng og gress på disse tungeformene bekrefter antageligvis en fossil status. Tungeformene kan være morfologisk vanskelig å skille fra hverandre (Summerfield, 1991), og om tungeformene som kan observeres i feltområdet i dag er et resultat av solifluksjon eller gelifluksjon er vanskelig å avgjøre.

*Pløyeblokker* er blokker som har beveget seg ned en skråning i en høyere hastighet enn de omkringliggende løsmassene (Ballantyne, 2001, Hall m fl., 2001). Furer i bakkant (*eng: upslope*) er et vanlig trekk og er resultat av blokkens bevegelse nedover skråningen, se figur

3-13. Eksakt hvilke prosesser som er med å danne denne overflateformen er ennå usikkert, men sannsynligvis bidrar fryse- og tineprosesser samt tyngdekraften til dannelsen (ibid.). Pløeyblokker assosieres med et periglasialt miljø og finnes bare i reliktilstand i feltområdet.

En *Strandvoll* er en mindre ryggform av løsmasser dannet ved at bølger har kastet materiale opp i øvre del av strandsonen og ikke hatt energi til å skylle det tilbake. Stein og blokker er ofte godt rundet (Gjessing, 1978).

Resultat av *marin abrasjon* kan finnes som knekkpunkter i terrenget (se figur 3-15). Bølgeaktivitet graver i, og transporterer materiale både offshore og onshore. Resultat av marin abrasjon kan også finnes i form av huler.

*Spylerenner* er erosjonskanaler dannet ved lateral drenering av smeltevann langs marginene av en isbre (Benn & Evans, 1998). På grunn av isbreers avtagende tykkelse ut mot marginene kan de ytterste delene av isbreer noen ganger være frosset fast til underlaget. Dette kan føre til at smeltevannet renner av isbreen, og spor etter drenering kan finnes umiddelbart utenfor isbreens ytterkanter.





### 3. Beskrivelse og tolkning av landformer og løsmasser

Dette kapitlet er det første av to kapitler hvor det gjøres rede for det empiriske grunnlaget i dette arbeidet. Alle landskapselementene som beskrives finnes på det kvartærgeologiske kartet (vedlegg 1). Først beskrives og tolkes løsmasser i form av forvittringsmateriale og saprolitt. Deretter beskrives et utvalg av glasiøle avsetninger på øya, det vil si de som er brukt i diskusjonen. Til slutt beskrives periglasiøle terrengformer og spor etter marin aktivitet. I hvert underkapittel beskrives først landskapselementene, deretter tolkes de samlet.

#### 3.1. Forvittringsmateriale og saprolitt

Forvittringsmateriale dominerer store deler av Hadseløya, men enkelte lokaliteter skiller seg ut og vil bli beskrevet under.

##### 3.1.1. Heldekkende autoktont forvittringsmateriale

**Ørnheia - Heibruna** (UTM: 965 033, 972 034, ~290- 410 moh)

Dette området har en svakt undulerende overflate og ligger i østre del av feltområdet. Store deler av området er dekket av løsmasser med ukjent mektighet, dekket av vegetasjon i form av gress og lyng. Unntaket er to felter, et ved Heibruna (347 moh) og et nord for Ørnheia (387 moh) hvor overflaten er dekket av blokker (se figur 3-1). Kun lokal bergart er observert blant blokkene, som i begge feltene er kantrundet, består av gneis med kvarts- og feltspatkrystaller stikkende opp av overflaten. I løsmassene ellers i området ser det ut til at alle kornstørrelser er representert og at klastene er av lokal bergart. Ellers brytes denne jevne, strukturløse overflaten av fem blokker ( $d \approx 2$  m), lik de to som vises i figur 3-2. I de delene av blokkene hvor strukturen er mest grovkornet stikker krystaller av kvarts og feltspat opp av overflaten. En undersøkelse av om dette er enkeltstående blokker eller fast fjell som stikker opp av de omkringliggende løsmassene krever utstyr som ikke var tilgjengelig under feltarbeidet.



Figur 3-1: Blokkhav/ blokkrik overflate på Heibruna. Ørnhei-Heibruna området og Østre Husbykollen er de to eneste områdene på Hadseløya hvor autoktont forvittringsmateriale i form av blokkhav kan observeres. Bildet er tatt mot øst. Blokkhavet dekker et område på om lag 0,4 km<sup>2</sup>.

**Husbykollen** (UTM: 956 006, ~470- 513 moh)

**Nils-svensk tinden** (UTM: 927 039, ~470- 549 moh)

**Vardheia** (UTM: 897 003, ~250- 308 moh)

**Storlitårnet** (UTM: 885 015, ~185- 262 moh)

**Mannshausen** (UTM: 887 027, ~240- 290 moh)

Felles for disse områdene er en jevn, strukturløs overflate med svak eller ingen gradient, dekket av lyng, mose og gress. Klaster av ukjent størrelse stikker enkelte steder opp. Løsmassene som dekker disse områdene ble ikke undersøkt på samme måte som på de lokalitetene hvor det ble gravet snitt, men observasjoner i små snitt kan tyde på at materialet i de over nevnte områdene har de samme egenskapene som materialet i prøvetakingslokalitet 3, 4, 6 og 7. Hvor stor mektighet materialet har på de forskjellige lokalitetene er usikkert, men blotninger av bart fjell nær lokalitetene *kan* indikere at mektigheten ikke overskrider hva som er observert i de loggede lokalitetene.



Figur 3-2: To blokker er eksponert i skråningen mellom Pallheia og Storskardet. Blokkene er de eneste distinkte trekkene som finnes i overflaten på Pallheia. Blokkenes overflate brytes av oppstikkende krystaller av fortrinnsvis kvarts. Lamplitinden (656 moh) i bakgrunnen. Sekk og spade indikerer skala.

#### **Kliftra** (UTM: 872 062, ~480- 520 moh)

Et lite område mot toppen på Kliftra er relativt flatt og overflaten er dekket av materiale med en mektighet opptil en meter. Det ble gravet et lite snitt, men det ble bare tatt en prøve på grunn av elendige forhold for detaljert logging og prøvetaking. Klastene i snittet ser ut til å være av lokal bergart og ingen lagdeling eller andre strukturer kunne observeres. Alle kornstørrelser opp til stein er representert i snittet. Berggrunnen på Kliftra og i skråningen ned mot Jordvatnet og Teigvatnet er i stor grad oppsprukket og domineres av terrengformer lignende pinakler og ”valleytors”.

#### **Pallheia** (UTM: 871 028, ~370- 410 moh)

En utførlig beskrivelse av Pallheia er gjort i kapittel 4.1, men tilstedeværelsen av to store blokker (figur 3-2) er bare så vidt omtalt. Den jevne, strukturløse overflaten i dette området brytes av to blokker (lengste akse ~3 m, korteste akse 0,5- 1 m) av lokalt litologisk opphav. Overflaten på blokkene er ujevn og erosjonsresistente mineralkorn av kvarts stikker opptil 1,5 cm over grunnflaten. En undersøkelse av om dette er oppstikkende berggrunn eller enkeltstående blokker var vanskelig å utføre med tilgjengelig utstyr.

Storheia, Sæterfjellet og Østre Husbykollen er detaljert beskrevet i kapittel 4.1 og beskrives ikke videre her.

### **Tolkning**

Felles for områdene beskrevet over, samt de loggede lokalitetene på Sæterfjellet, Storheia og Østre Husbykollen er at områdenes geomorfologi er den samme. Løsmassene som finnes i disse områdene har sitt opphav i den lokale bergarten og på enkelte lokaliteter eller i umiddelbar nærhet til disse finnes også saprolitt. En analyse av materialets rundingsgrad, grad av konsolidering og bergart fører til en tolkning i retning av at dette er forvittringsmateriale, sannsynligvis autoktont. En observasjon som støtter denne tolkningen er den nedre avgrensningen av snittene. I fire av fem snitt er ikke videre vertikal utgravning mulig fordi blokkettheten blir for høy, og dette kan tolkes dit hen at forvittringsfronten ikke er langt unna (Ollier & Pain, 1996). Områdene har ingen spor etter glasial aktivitet. En liknende setting som den beskrevet over er skissert fra Skottland (Mellor & Wilson, 1989). Forfatterne åpner for at løsmassene kan ha unnsuppet glasial erosjon, og to mulige forklaringer på dette blir beskrevet. En mulighet er at områder dekket av løsmasser med fysiske egenskaper som beskrevet over har vært nunataker og dermed unnsuppet glasial erosjon. Den andre muligheten er at områdene har vært dekket av et kaldt, ikke-erosivt isdekke. Dette ser forfatterne på som det mest sannsynlige scenarioet fordi det finnes sterke indisier på at hele Skottland har vært dekket av is, men som de sier, ikke nødvendigvis i Weichsel. Er det siste scenarioet et mulig scenario for Hadseløya? Ved en deglasiasjon av et isdekke frosset fast til underlaget vil ikke smeltevannet kunne drenere lateralt inn under isbreen og det vil sannsynligvis kunne dannes laterale dreneringskanaler ved at vannet eroderer i løsmaterialet i de nylig deglasierte områdene (Benn & Evans, 1998). Det finnes ingen spor etter lateral drenering i feltområdet som ikke kan knyttes til lokalglasiasjon og avsetninger av eventuell englasial debris kan ikke spores i områdene omtalt i dette kapitlet. Negativ bevisføring er imidlertid veldig uheldig å bruke som argument, og flere steder finnes terrengformer som indikerer at det har vært bevegelse i materialet, det vil si solifluksjonstunger og pløyeblokker. Bevegelse i materialet kan ha ødelagt eventuelle spor etter lateral smeltevannsdrenering. Like fullt er det ikke observert løsmasser eller blokker som utvetydig kan tolkes som glasialt transportert materiale.

Gjessing (1967) hevder at områder med morfologiske egenskaper er til forveksling lik egenskapene nevnt over er en del av den paleiske overflaten. I en diskusjon om

paleolandformer beskriver Peulvast m fl. (1996) geomorfologiske trekk som ligner geomorfologien i områdene med autoktont forvittringsmateriale på Hadseløya. Den paleiske overflaten karakteriseres av slake, avrundede dal- og fjellformer og inneholder minst tre distinkte erosjonsoverflater som et resultat av trinnvise landhevninger (Sulebak, 1998). I figur 1-3 ser en at overflatene dekket av autoktont forvittringsmateriale grovt sett samler seg i to nivåer. Et relativt tydelig nivå på ca 500 moh og et noe mindre tydelig nivå på 250- 300 moh. Overflatene i disse to nivåene kan muligens være en del av erosjonsoverflatene i den paleiske overflaten beskrevet over. Trolldalsheia på Andøya blir av Fjalstad (1997) beskrevet som en typisk paleisk overflate med et svakt undulerende ”peneplanert” terreng som strekker seg fra 200 til 400 moh. Denne beskrivelsen passer med unntak av Kliftra og Vardheia, godt til områdene på Hadseløya som er dekket med autoktont forvittringsmateriale eller saprolitt. De høyeste områdene (Sæterfjellet, Nils-svensk tinden og Storheia) tilhører muligens et annet, antageligvis eldre erosjonsnivå.

Tilstedeværelsen av to blokker på Pallheia og fem på Ørnheia- Heibruna kan forklares på to måter. Dette kan være flyttblokker, eller det kan være forvittringsrester i form av tors. Definisjonen på en flyttblokk er ”*en blokk fraktet av et isdekke eller en isbre og avsatt i et område med ulik geologi*” (oversatt fra Matthews m fl., 2003). Siden berggrunnen under blokkene ikke direkte kan observeres slik som vist i figur 5-5 må en annen tilnærming brukes. Løsmassene som blokkene hviler på kan gi en indikasjon på den underliggende litologi siden de antageligvis er autoktone. Samme litologi som blokkene på Pallheia, finnes i snittet bestående av autoktont forvittringsmateriale, utgravet ~ 250 m unna og det antas at samme litologi finnes under blokkene. En *utvetydig* status som flyttblokker kan dermed antageligvis avvises på bakgrunn av blokkenes litologi. Blokkene på Ørnheia- Heibruna har samme litologi som ble funnet i snittet på Loftskammen helt øst i dette området. En lignende setting blir beskrevet fra Trolldalsheia på Andøya av Fjalstad (1997), enkeltstående blokker hviler på forvittringsmateriale. Fjalstad foreslår at blokkene kan være *in situ* rester etter forvitring, men forfatteren åpner også for at blokkene kan være glasialt påvirket fordi de finnes i umiddelbar nærhet til ryggformer tolket som glasiale avsetninger. En lignende setting er beskrevet fra Stad hvor Dahl (1961) tolker blokker av lokal litologi omgitt av forvittringsmateriale som tors. Mangelen på spor etter glasial erosjon og glasiale avsetninger på lokalitetene på Hadseløya, samt at blokkene er av lokal litologi og bærer sterkt preg av forvitring på overflaten utgjør den geomorfologiske konteksten til disse blokkene. Dette leder til en tolkning av blokkene som forvittringsrester i form av tors.

Sammen gjør tilstedeværelsen av tors, autoktont forvittringsmateriale, samt topografien i området at områdene beskrevet over tolkes til å være en del av "den forvitrede regolitten som dekket Norge i pre-Kvartær tid" (Roaldset m fl., 1982), eller den paleiske overflaten som er Gjessing (1967) sin benevnelse på denne overflaten.

### 3.1.2. Saprolitt

#### **Innbjørg** (UTM: 966 996, ~15 moh)

På strandflaten ca 150 m fra strandlinjen sørøst på Hadseløya er et snitt bestående av upåvirket berggrunn i form av runde blokker av lokal litologi lokalisert (se figur 3-3C). Enkelte steder på steinenes overflate kan flak plukkes av med fingrene og små brudd etter flak som har skalet av kan observeres. Mellom blokkene er imidlertid berggrunnen meget porøs men kompakt, og originale strukturer kan fortsatt til en viss grad synes. Materialet domineres av kornstørrelser < 1 cm. Prøve for mineral- og kornfordelingsanalyse ble tatt i løsmaterialet mellom blokkene.

#### **Ongstaddalen** (UTM: 892 009, ~70 moh)

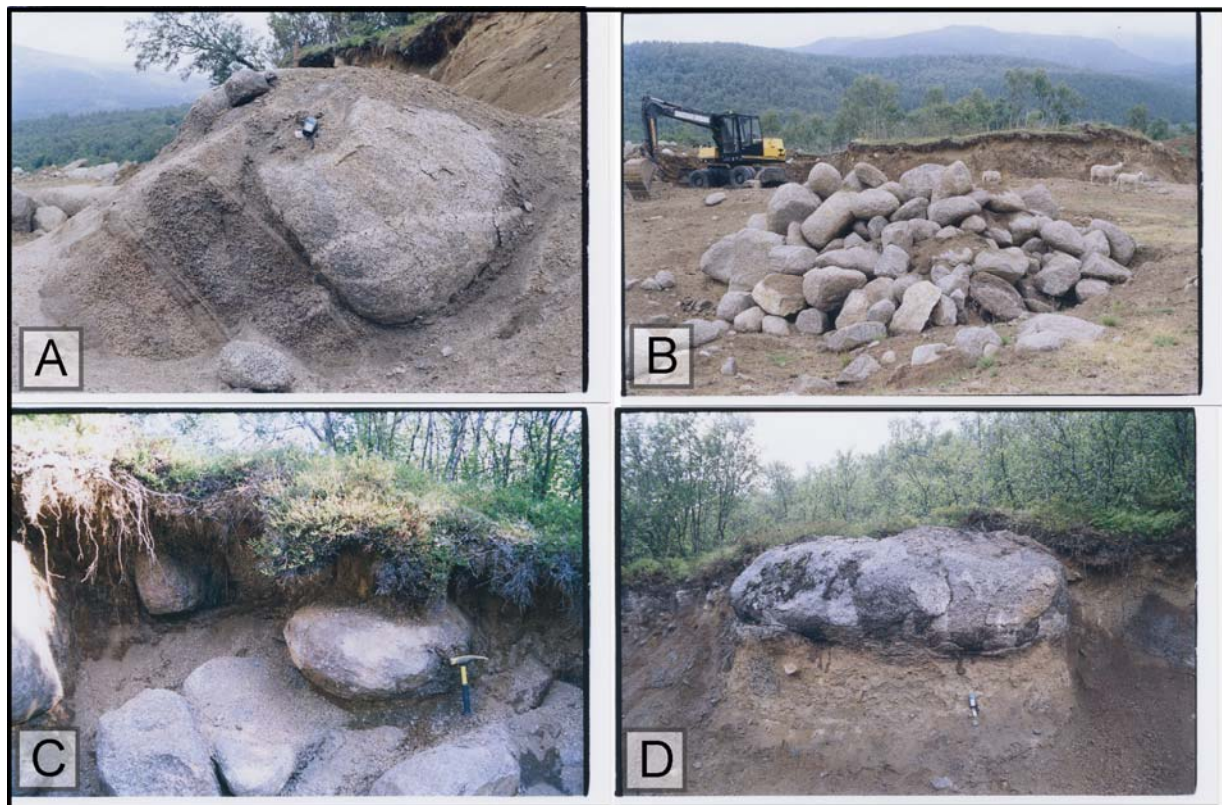
Materialet i snittet (som er lokalisert i et massetak) har ulik grad av porøsitet, og kornstørrelse og farge varierer mye. Litologien er den samme gjennom hele snittet, det vil si at den varierer på samme måte som den opprinnelige gneisen. Det mest fremtredende trekket i snittet er en tilnærmet ellipsoid blokk på ca 1,5 x 1,5 x 2,5 m (se figur 3-3D). På samme måte som på Innbjørg kan flak plukkes av med fingrene, og små brudd etter flak som har skalet av kan observeres.

#### **Husbydalen** (UTM: 942 004, ~60- 65 moh)

I sørøstre del av Husbydalen ligger et masseuttak hvor flere snitt er eksponert. Porøst materiale med opprinnelige bergartsstrukturer bevart i umiddelbar nærhet til friske ellipsoid-til kuleformede blokker kan observeres, et eksempel sees i figur 3-3A. Rundt omkring i masseuttaket ligger blokker av lokal litologi, og i figur 3-3B sees en ansamling av blokkene. Små hakk og kanter kan sees i overflaten på blokkene.

#### **Utkikshaugen** (UTM: 996 036, ~60- 80 moh)

Denne lokaliteten er et masseuttak beliggende ca 500 m fra strandlinjen på nordøstre del av øya. Store skjæringer er eksponert og det er store forskjeller i de fysiske egenskapene til



Figur 3-3: Tre ulike former for kjernesteinstrukturer funnet på Hadseløya. (A) Nedre Husbydalen. *In situ* kjernestein som viser tegn til sfæroidal forvitring og saprolitt med intakte strukturer opptrer i umiddelbar nærhet. Se GPS for skala. (B) Nedre Husbydalen. Kjernesteiner gravd ut fra sine posisjoner lik bilde A. En ellipsoid til rund form ser ut til å være den vanligste. (C) Innbjørg. Kjernesteiner med mellomliggende grusig saprolitt. Se hammer for skala. (D) Ongstaddalen. Den største kjernesteinen observert på Hadseløya viser tegn til sfæroidal forvitring og har en ellipsoid form. Omkring kan både pedolitt og saprolitt observeres. Se GPS under kjernesteinen for skala.

materialet som er blottet. Enkelte steder er det friske snitt i berggrunnen med kun et tynt lag (< 50 cm) av torv, mose og gress på toppen. Mot toppen, vest i grustaket kan imidlertid porøst materiale med originale berggrunnsstrukturer intakt observeres, men mektigheten er vanskelig å anslå. Torv, mose og gress dekker det porøse materialet. Det ser ut til at bergartens opprinnelige mineralkornstørrelse er avgjørende for størrelsen på klastene i løsmaterialet i dag.

### Melbumoan og Barheia (~290- 360 moh)

Dette relativt store området ligger sentralt på øya og omfatter Melbumoan og området sørvest ut til Barheia (327 moh). Overflaten har ingen distinkte strukturer, men vide forsenkninger og høyder kan observeres. Området er dekket av gress, mose, lyng og enkelte steder vier. Klaster

av ukjent størrelse stikker mange steder opp over vegetasjonsdekket. Under dette dekket finnes steiner og blokker med mellomliggende porøst, men kompakt materiale med samme fysiske egenskaper som på Innbjørg (se billedserie i appendiks 5). Bare lokal litologi kan observeres. I overgangen mellom Melbumoan og ryggen ut mot Barheia finnes en nedskjæring i det underliggende materialet. Denne nedskjæringen er 5- 10 m bred og 1- 3 m dyp og slake skråninger avgrensner den mot flatene på begge sider. Ellers kan ingen distinkte strukturer observeres i overflaten i dette området.

### **Brennvinshaugen** (UTM: 952 023, ~120- 140 moh)

Denne lokaliteten ligger lengst nord i Husbydalen og er et masseuttak hvor det fortsatt tas ut løsmasser. Materiale er tatt ut over et stort område. Et av snittene i grustaket er ca 15 m høyt og med unntak av den øverste meteren er litologien porøs monzonittisk gneis. Dette er den største mektigheten av denne type materiale som er observert på Hadseløya under feltarbeidet. De opprinnelige bergartsstrukturene som for eksempel små forkastninger er bevart gjennom hele snittet, og utfelte kvartsganger kan plukkes ut korn for korn. Det ser ut til at bergartens opprinnelige mineralkornstørrelse bestemmer løsmaterialets dominerende kornstørrelse. Materiale med like egenskaper som beskrevet over kan observeres i områdene omkring Brennvinshaugen, spesielt gode eksponeringer finnes i skråningen opp mot Ørnheia.

Den øverste seksjonen av snittet skiller seg vesentlig ut fra den underliggende. Klastene i denne delen er kantrundet til godt rundet og materialet er usortert. Materialet har lav pakningsgrad og raser lett ut. Mektigheten på denne delen er 1- 2 m. Innsamling av prøvemateriale i denne delen av snittet ble på grunn av vanskelig tilkomst ikke utført.

### **Tolkning**

Egenskapene til løsmassene og den omkringliggende berggrunnen på Utkikshaugen, Melbumoan og Brennvinshaugen tyder på at materialet i disse områdene er saprolittisk, det vi si at egenskapene i forvittringsmaterialet strekker seg fra grusig saprolitt til pedolitt. Saprolittdelen kan stort sett karakteriseres som grusig. På Brennvinshaugen skiller den øverste delen av snittet seg ut, for videre tolkning se kapittel 3.2.4. De tor-lignende formene som kan sees i bildene i appendiks 5 ligner til forveksling på en av formene beskrevet fra Ellesmere Island, Canada (Watts, 1983). Forfatteren beskriver denne formen som en ”*in situ joint block*” og dannelsen av denne og de andre formene beskrevet er noe vagt karakterisert som et produkt av tidligere aktive samt moderne prosesser som fortsatt virker på berggrunnen.



Lokalitetene på Innbjørg, i Ongstaddalen og Husbydalen er relativt like, se figur 3-3. Ellipsoide eller kuleformede blokker med noenlunde lik overflatestrukturer i umiddelbar nærhet til meget porøst materiale kan observeres. Liknende trekk er beskrevet fra Vestfold (Samuelson, 1933, Låg, 1945 og Sørensen, 1988), Hamarøy, Lofoten, Langøya (Peulvast, 1985), Stad (Roaldset m fl., 1982), Sverige (André, 2002, 2004, Lundquist, 1985), Finland (Söderman, 1983), Canada (Wang & Ross, 1989, Bouchard m fl., 1995, Jansson & Lidmar-Bergström, 2004), Skottland (Sugden, 1971), Italia (Le Pera & Sorriso-Valvo, 2000) og Australia (Ollier & Pain, 1996). I disse tilfellene er denne type trekk tolket som kjernesteiner omgitt av ulike former for saprolitt. To trekk som går igjen og som muligens kan brukes som ledetråder i identifiseringen av kjernesteiner når de ikke lenger befinner seg *in situ* er den ”hakkete” overflatestrukturen og den tilnærmet ellipsoide formen. Kjernesteiner finnes i andre former (se figur 3-3) og dette understreker at disse to trekkene kun er ledetråder. Denne overflatestrukturen vil sannsynligvis raskt eroderes vekk ved for eksempel glacial erosjon, og mangel på et av disse trekkene utelukker ikke at blokker har sitt opphav i forvittringsmateriale.

Kjernesteinstrukturer dannes sannsynligvis ved at vann trenger ned gjennom sprekker og spalter i berggrunnen og forvittringsprosessene angriper den ferske mineralogien (Selby, 1985). Skarpe kanter er mest utsatt for forvitring på grunn av virkningsflatenes størrelse, og dette er starten på en prosess som gradvis gjør klastene rundere (ibid.). Resultatet er en kjernesteinstruktur, som ved fjerning av matriks kan danne tors. Nettopp dette er vel dokumentert i Finland av Söderman m fl. (1983). Lengste akse på den største kjernesteinen på Hadseløya er ca 2,5 m, men fra Lauhavouri, Finland rapporteres det om kjernesteiner hvor lengste akse er ca 6 m. Etter en relativt omfattende gjennomgang av litteratur som omtaler denne spesielle typen forvittringsmateriale er det ikke funnet beskrivelser av større kjernesteiner.

Granittiske bergarter er spesielt susceptible for dannelsen av kjernesteiner fordi den mineralogiske sammensetningen tillater en sfæroidal forvitring (Selby, 1985). På en rekke av kjernesteinene i feltområdet kan konsentriske skall observeres og dette er antageligvis resultat av flakvis disintegrasjon eller sfæroidal avskaling (figur 3-3). I Selby (ibid.) er to alternative hypoteser framsatt som en forklaring på dette. Denne strukturen kan skyldes residualt trykk i klasten dannet når berggrunnen ble avkjølt og trakk seg sammen eller det kan være et resultat av ”*chemical reactions which cause solutions of minerals to separate and become concentrated according to species so that, for example, iron oxide-rich layers alternate with*

*kaolinite-rich layers*” (ibid.). Lokalitetene på Innbjørg, Ongstaddalen og Husbydalen tolkes på bakgrunn av diskusjonen over til å være kjernesteiner omgitt av ulike typer autoktont forvittringsmateriale eller saprolitt.

### 3.1.3. Alloktont forvittringsmateriale

En av de store utfordringene under den kvartærgeologiske kartleggingen av Hadseløya har vært å vurdere om løsmassene har en glasial opprinnelse og eventuell grad av glasial påvirkning av opphavsmaterialet.

I Ånnstaddalen, Husbydalen og det store området mellom disse dalene, samt Lekangdalen og området ved Utkikshaugen er overflaten i stor grad dekket av stein og blokker, unntaket er myrene. I mange bekkenedskjæringer kan autoktont forvittringsmateriale og/eller saprolitt (med og uten kjernesteiner) observeres. Ingen fremmed litologi er observert i dette området, og bare flekkvis er små områder med morenemateriale observert, se figur 3-9 og vedlegg 1. Disse små områdene ligger med få unntak mellom 100 og 160 moh. I øvre deler av Ongstaddalen og nedre deler av Gotadalen er det et stort innsalg av blokker i overflaten. Ingen egenskaper når det gjelder rundingsgrad, overflateformer, størrelse etc. er dominerende.

De resterende områdene skiller seg ut ved at det ikke finnes noen tegn til glasial påvirkning eller avsetning, og overflaten har de samme morfologiske egenskapene som de nærliggende områdene dekket med autoktont forvittringsmateriale. Forskjellen er at gradienten på overflaten indikerer at det har vært bevegelse i materialet. Dette bekreftes enkelte steder ved tilstedeværelsen av solifluskjonstunger og pløyeblokker (se kap. 3.3.4 og vedlegg 1).

### Tolkning

I Ongstaddalen, Husbydalen, Lekangdalen og området ved Utkikshaugen er, med noen få unntak, løsmassenes siste avsettende agens meget vanskelig å avgjøre. Arealmessig er områdene med løsmasser uten utvetydige tegn til glasial påvirkning dominerende. Enkelte steder finnes morenemateriale og dette sammen med overfordypinger i landskapet vitner om at det en gang har vært en isbre i det aktuelle området. Dette åpner for et glasialt opphav på løsmassene. Materiale som utvetydig kan tolkes som glasialt avsatt er imidlertid heller unntaket enn regelen. Lokal litologi, bevaring av saprolitt og forvittringsmateriale, samt at kartleggingen ikke avdekket noen distinkte morenerygger eller subglasiale terrengformer i de



Figur 3-4: Bildet viser en kjernestein lokalisert mellom Ørnheia og Brennvinsaugen. Det vites ikke om kjernesteinen er autokton eller allokton.

aktuelle områdene er argumenter for en tolkning av løsmassene som *autoktont* forvittringsmateriale. Overflaten i det aktuelle området er imidlertid ganske forskjellig fra områdene tolket som autoktont forvittringsmateriale, og det virker som om ulike prosesser har virket i, og fjernet en del av løsmassene. Et eksempel på dette kan sees i figur 3-4 som viser en blokk som er tolket til å være en kjernestein hvor det omkringliggende materiale er fjernet. En lignende setting skisseres fra Nord-Sverige (Hättestrand & Stroeven, 2002). Forfatterne beskriver en blokkrik overflate hvor blokkene kan ha ulikt opphav. Overflaten beskrives som bestående av blant annet "*aggregations of core stones, exhumed from a saprolite cover by slope, fluvial and periglacial processes*". Basert på feltobservasjonene, spesielt tilstedeværelse av saprolitt med og uten kjernesteinstruktur i alle masseuttakene, synes denne beskrivelsen av dannelse som den som best kan forklare den beskrevne settingen. En overflate delvis dekket av blokker, det vil si overflatemorfologi likt det som er beskrevet over blir i arbeidet til Durgin (1977) tolket til å være residuale kjernesteiner, noe som støtter tolkningen i dette arbeidet. Vanskeligheter med å bestemme hvilken agens som har bidratt til bevegelse og transport i forvittringsmaterialet gjør at en betegnelse som "*alloktont forvittringsmateriale*" er

brukt som en generalisering i dette tilfellet, og prinsippet med å bruke siste avsettende agens som bestemmende for betegnelsen på løsmassene er i dette tilfellet vanskelig å holde seg til.

På de høyereliggende platåene på øya kan autoktont forvittringsmateriale observeres, men i overgangen mellom platåene og skråningene overstiger helningsgradienten hva som skal til for at sig initieres ( $> 2^\circ$ ). Dette vil si at det sannsynligvis har vært bevegelse i materialet og status som autoktont forvittringsmateriale endres til alloktont forvittringsmateriale. I utarbeidelsen av det kvartærgeologiske kartet ble helningsgradienten i mange tilfeller brukt som kriterium for å skille mellom nedre grense for autoktont- og øvre grense for alloktont forvittringsmateriale.

## **3.2. Glasiale avsetninger**

Med få unntak er de glasiiale avsetningene på Hadseløya funnet i forbindelse med daler og botner på nordsiden av øya. Under vil tre av systemene beskrives og tolkes, og til slutt vil tre interessante lokaliteter utenom disse dalsystemene omtales.

### **3.2.1 Teigan**

Nordvest på Hadseløya ligger et område med alpint preg. Den mest markerte landformen i dette området er ryggen som demmer opp Teigvatnet (33 moh), se figur 3-5. En avgrensning av ryggen mot sør er vanskelig fordi overgangen mellom fast fjell og løsmasser ikke er synlig, overflaten er vegetasjonsdekket, det vil si dekket med gress og lyng. Det antas at overgangen ligger ved ca 120 moh. Siden det er ukjent om ryggen har en kjerne av fast fjell er det ikke mulig å fastsette mektighet på ryggen. Ryggen er delt i to og konvekst buet mot nordvest rundt Teigvatnet. Del I er ca 700 m og del II ca 340 m lang. Fra sør heller del I svakt ned mot nordenden av vannet og bredden (ca 280 m) på ryggen er størst ved 80 moh. Herfra avtar bredden til ca 140 m ved enden. I et lite område (ca 35 moh) ved utløpet av Teigvatnet er ikke lenger ryggen synlig. Del II av ryggen kan observeres på østsiden av utløpet hvor den løper i østlig retning, bredden er her 50- 75 m. Ved ca 90 moh avtar høyden gradvis inn mot fjellsiden. Enkelte steder kan materialet i ryggene observeres, løsmassene er usortert og rundingsgrad varierer.



Figur 3-5: På Teigan kan det mest markante lokalglasiale systemet på Hadseløya, og kanskje i hele Vesterålen observeres. Den største ryggen demmer opp Teigvatnet (33 moh), men det er usikkert hvor mye av ryggen som er fast fjell og hvor mye som er morenemateriale. I venstre billedkant kan deler av morenekomplekset nederst i Teigdalen sees. Neset midt i Teigvatnet kan forveksles med en endemorene, men består av fast fjell. Bildet er tatt mot vest. Den landbaserte delen av strandflaten er på denne delen av øya på det smaleste, og mest "opprevne".

I søndre del av Teigvatnet, mot bunnen av Teigdalen ligger to konvekst buede rygger med nordøstlig aspekt. Den ytterste ryggen er 1- 5 m høy, lengden er ca 850 m, og den strekker seg opp til 140 moh. Den innerste er opptil 1,5 m høy og ca 430 m lang. Store blokker ( $d = 5\text{m}$ ) kan i dette området flere steder observeres. Nord for innsnøringen mellom Jordvatnet (94-96 moh) og Øvrevatnet (94-96 moh) ligger en rygg, delvis på land og delvis i vannet. Ryggen er  $< 1\text{ m}$  høy, og materialet er usortert og har variert rundingsgrad.

Subaeril eksponeringstid for en blokk beliggende på den største moreneryggen på Teigan er beregnet til  $16.15 \pm 3.51\text{ ka BP}$  (S. O. Dahl, upubliserte data). Dette er gjort ved eksponeringsdatering som er en dateringsmetode hvor en måler hvor lenge berggrunnsoverflater har vært eksponert for kosmisk stråling, og en kan på bakgrunn av dette beregne overflatens subaerile eksponeringstid. En god gjennomgang av metoden, mulige

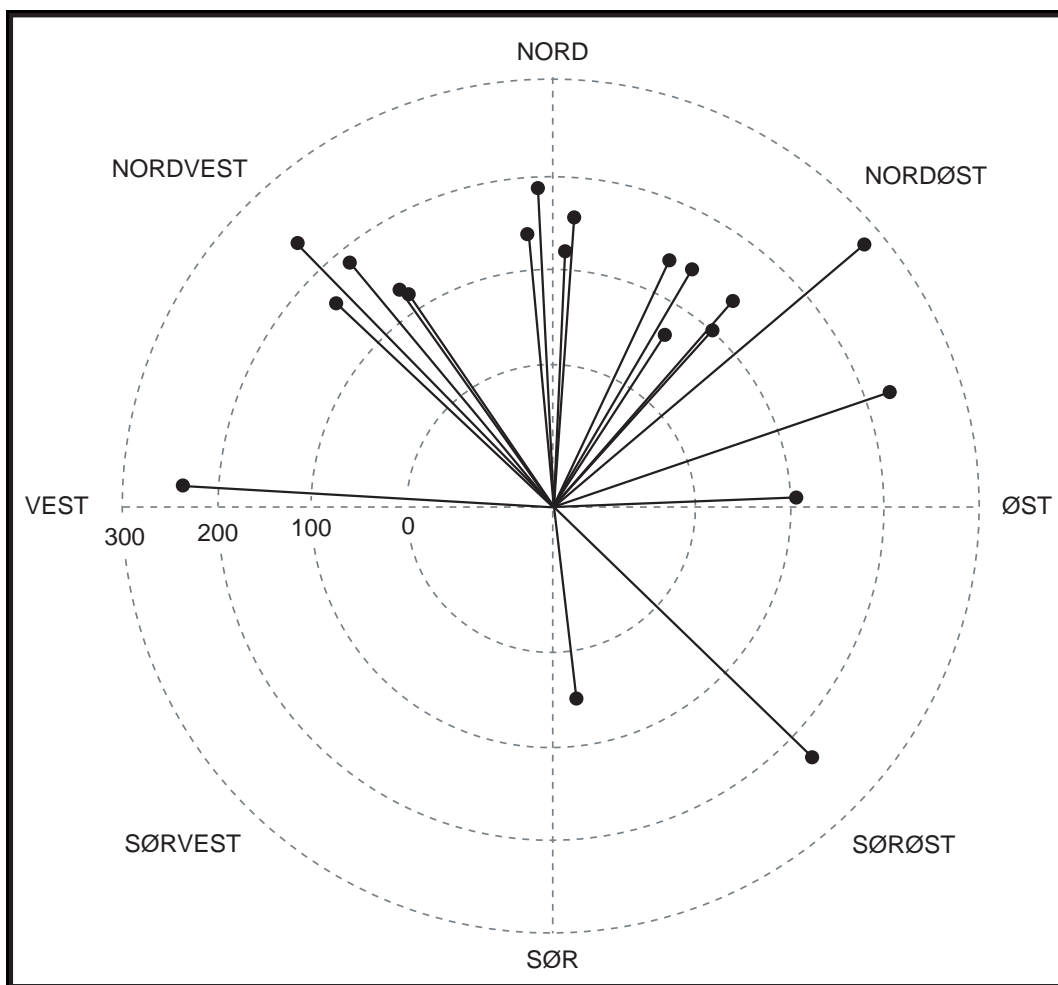
feilkilder og tolkning av resultater finnes i Brook m. fl. (1996), Bierman m fl. (1999) og Gosse & Phillips (2001).

Bergström (1973) har  $^{14}\text{C}$ -dateringer fra "bottenskiktet" på to myrer i dette systemet, men det er ikke presisert lokalisering eller om alderen er angitt som  $^{14}\text{C}$ -år eller kalibrerte år. En datering nederst i en kjerne på 340 cm tatt rett innenfor den ytterste ryggen viser  $5310 \pm 110$  år og en datering nederst i en kjerne på 150 cm tatt rett innenfor ryggen nederst i Teigdalen viser en alder på  $4890 \pm 110$  år.

### Tolkning

Topografi, form og ryggenes beliggenhet indikerer at dette er morenerygger, og dermed at Teigan-systemet har to eller tre trinn med glasiale avsetninger. Tre botner/daler (potensielle akkumulasjonsområder) ligger vendt mot nord og nordvest og dette favoriserer lesideakkumulasjon av snø hvis fremtredende sørvestlige nedbørførende vinder i akkumulasjonssesongen legges til grunn (Møller & Sollid, 1972). Dette forutsetter at de fremtredende vindretningene var de samme i Weichsel som de er i dag. Det Fennoskandiske isdekket påvirket sannsynligvis fordelingen av høytrykk og lavtrykk i Nordvest-Europa i Weichsel (Nesje & Dahl, 1990, Christiansen & Svenson, 1998), og det er derfor mulig at de fremtredende vindretningene ikke var de samme i Weichsel. Katabatiske vinder påvirker i størst grad områdene nærmest isdekket (< 50 km unna), og denne effekten avtar med avstand fra isdekket. Et annet forhold som påvirker vindeffekten av et isdekke er størrelsen, og under deglasiasjoner, for eksempel i sen-Weichsel vil effekten avta med en minkende størrelse på isdekket (Christiansen & Svenson, 1998). (Overgangen mellom midt- og sen-Weichsel defineres som overgangen mellom oksygenisotoptrinn (OIS) 3 og 2, 25- 20 kal ka BP). Sammen kan dette *muligens* indikere en mer østlig eller sørøstlig vindretning i Weichsel forårsaket av et høytrykk over det Fennoskandiske isdekket. Størrelsen på isdekket er som sagt avgjørende for denne effekten, og med en høyst varierende størrelse på isdekket gjennom Weichsel (Baumann m fl., 1995) er det vanskelig å avgjøre denne effektens påvirkningsgrad.

Akkumulasjonen av snø kan skje direkte på isbreen eller ved snøskred fra omkringliggende fjellsider og klipper. Feltområdet beliggenhet i en maritim setting gjør at vinternedbør påvirker massebalansen i større grad enn sommertemperaturen (Nesje m fl., 2000), og det er mulig at dette kan gjøre effekten av lesideakkumulasjon større enn den hadde vært hvis feltområdet hadde ligget i et område med kontinentalt klima. En nordlig orientering vil



Figur 3-6: Rosediagrammet viser orienteringen til endemorenene på Hadseløya. Orienteringen er funnet ved å måle hvilken retning den konvekse delen av ryggen peker. Med få unntak har endemorenene en nordvestlig til nordøstlig orientering. Markøren i enden av retningsviserne markerer høyden på øvre grense på endemorenene. Det er brukt et 360 ° kompass i målingene.

sannsynligvis føre til begrenset solinnstråling, spesielt i vinterhalvåret på denne breddegrad og dermed kunne redusere ablasjonen i nordhellingene. Dette vil trolig favorisere akkumulasjon av snø i de aktuelle områdene, og hvis samlet akkumulasjon gjennom året er høyere enn samlet ablasjon vil isbreer dannes. Når isbreen er dannet vil lesideakkumulasjon og skyggeeffekt påvirke massebalansen positivt og resultatet er en senkning av likevektslinjen (Dahl & Nesje, 1992). I Jotunheimen er det estimert at den negative effekten av begrenset solinnstråling resulterer i en senkning av likevektslinjen på 50 m i nordhellingene i forhold til sørhellingene (ibid.). I Troms utgjør effekten en senkning av likevektslinjen på 250- 300 m (ibid.). De fleste moreneryggene på Hadseløya har nordvestlig til nordøstlig aspekt, noe som kommer tydelig frem hvis en framstiller aspektdataene i et rosediagram (se figur 3-6). Dette aspektet sammenfaller med preferert aspekt på botner på Langøya og Andøya (Møller &

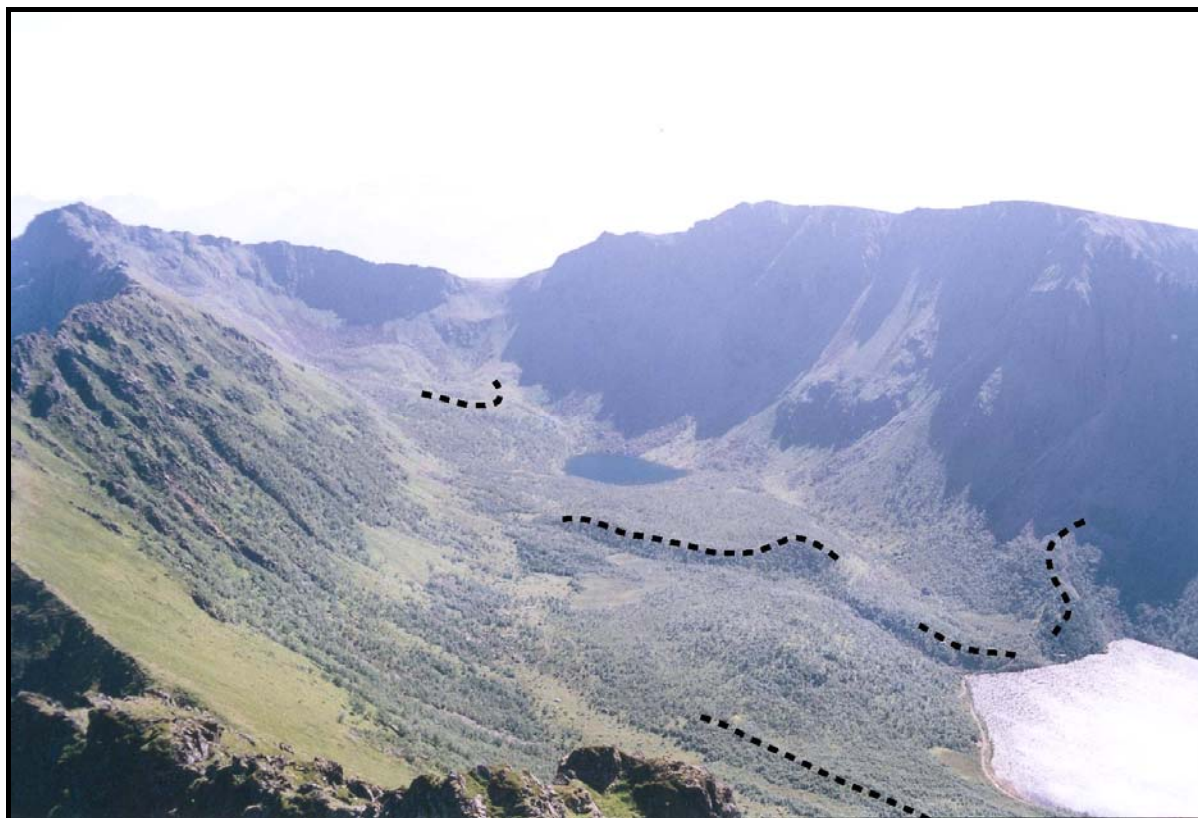
Sollid, 1973). Orienteringen på dalene og botnene hvor isbreene har ligget, det vil si akkumulasjonsområdene, er stort sett sammenfallende med orienteringen til moreneryggene, og det kan se ut til at aspektet i stor grad har vært avgjørende for distribusjonen av lokalglasiasjon på Hadseløya.

Dateringene presentert i Bergström (1973) indikerer at den organiske produksjonen i området startet omkring 5 ka BP. Datering av organisk materiale i bunnen av bassenger er ofte brukt som en minimumsalder på deglasiasjonen i et område og til en viss grad til å kalkulere alder på morener (Rasmussen, 1984). Disse dateringene virker for unge i forhold til en deglasiasjon. Siste mulige periode for glasiasjon på Hadseløya er ifølge Rasmussen (1984) Yngre Dryas, og en bevaring av en lokal isbre i Teiganområdet fram til ca 5 ka BP virker høyst usannsynlig. Julitemperaturen i et øst- vest transekt i Troms i perioden 8500- 4500 kal år BP er på bakgrunn av data fra makrofossiler rekonstruert til å være 1,5- 2 °C høyere enn i dag (Bjune m fl., 2004). Dette temperaturestimatet kan også brukes på Hadseløya og indikerer at en isbre i denne perioden ville ha smeltet bort. En mulig kilde for feil i dateringene til Bergström kan være at det ikke er de nederste (dvs eldste) organiske sedimentene som er datert.

### 3.2.2. Vatndalen

Dette området er en sidedal til Breidvikdalen og strekker seg fra Breidvikdalen, inn mot sentrale deler av øya. Tre trinn rygger kan observeres i Vatndalen. Det ytterste trinnet ligger utenfor Dalsvatnet (56 moh), og trinnet består av to lave rygger, henholdsvis ~ 300 m og ~ 475 m lange. Området mellom ryggene er sterkt antropogent påvirket og dette kan være grunnen til at ryggen ikke synes sammenhengende. Lateralt ender denne ryggen ved ca 160 moh. Det midterste trinnet består av en rygg som løper nesten sammenhengende ca 1100 m fra skredviften sør for Dalsvatnet, via bredden av nevnte vann opp til høydepunkt 138 moh og deretter i svakt nordlig buet form østover til skråningen mot Ryggan. Her ender ryggen ved ca 180 moh. Høyden varierer, og er på denne ryggen opptil 20 m. Det innerste trinnet ligger 200 m sørøst for Indrevatnet (107 moh), ryggen er ~ 425 m lang og konvekst buet mot nordvest. I sørlige del av trinnet løper to rygger parallelt. Ryggen kan i nord følges opp til ca 240 moh. De få stedene hvor løsmassene i ryggene beskrevet over er eksponert, kan usortert, ukonsolidert, stein- og grusrikt materiale observeres. Noe som kan se ut som spor etter fluvial/ glasifluvial drenering kan observeres på ryggenes nordlige distalside i de to ytterste trinnene.





Figur 3-7: Oversiktsbilde over Vatndalen, tatt fra Stålberget mot sør. De stiplede linjene markerer de tre trinnene i dalen. Den mest markerte moreneryggen synes mellom Dalsvatnet og Øvrevatnet. Store kolluviale avsetninger er lokalisert i fjellsiden mot Sæterfjellet i dalens sørvestre del.

### Tolkning

Ryggene beskrevet over tolkes på bakgrunn av topografi, form og materialeegenskaper til å være morenerygger avsatt i tre trinn. Nordvestlig aspekt på denne dalen favoriserer på samme måte som i Teigan-systemet sannsynligvis lesideakkumulasjon av snø og redusert ablasjon på grunn av begrenset innstråling. Store, delvis aktive skredvifter i dalens sørside vitner om skråningsprosesser som tilfører denne siden av dalen løsmasser i sommerhalvåret, og sannsynligvis tilføres snø i form av snøskred i vinterhalvåret. Ingen framtrepende landformer vitner om tilsvarende aktivitet på nordsiden. Selv om skredviftene er av Holosen alder og i seg selv ikke kan si noe om aktive prosesser i Weichsel har skjevheten i tilførsel av løsmasser og snø høyst sannsynlig eksistert også i dette tidsrommet. En asymmetri i snøtilførsel kan føre til en asymmetri i bevegelsesmønsteret på isbreen, samtidig som en debrisdekket isbre har begrenset ablasjon på grunn av isoleringseffekten til de supraglasiale løsmassene når dette dekket overstiger 0,5- 1 m (Benn & Evans, 1998). Sammen med topografien kan disse to faktorene, alene eller i kombinasjon antageligvis forklare formen på moreneryggene i trinn II.

### 3.2.3. Ånnstaddalen

Dalen strekker seg i østlig retning fra Ånnstad på sørvestre del av øya, mot Melbumoan. Store deler av området er dekket av løsmasser. Store blokker er dominerende i overflaten i dette området, og blokker med størrelse  $d = 0,5\text{--}1\text{ m}$  er mest vanlig. Blokkene består av gneis med ulik tekstur, det vil si mineralkornstørrelse, bånding og mineralsammensetning. På Ånnstadflaten (37- 40 moh) kan spor etter en rygg med to segmenter observeres. Antropogen aktivitet i et masseuttak kan se ut til å ha ødelagt ryggens opprinnelige form, og bare små rester står igjen. Masseuttaket gjør at ryggens materiale lett lar seg observere. Litologien er for det meste gneis, men enkelte andre bergarter kan sees. (Se figur 3-8, venstre kant i midten). Som figuren viser er materialet kantet til meget godt rundet, usortert og delvis konsolidert. Ånnstadflaten ender i et knekkpunkt i sørvestre ende, og under knekkpunktet skråner overflaten konkavt ned mot standflaten. To store blokker (*UTM: 887 022, 140 moh*) ligger eksponert på en høyde nord for Stilleelva. Den ene av blokkene hviler på tre mindre blokker som ligger på fast fjell, og  $d = \text{ca } 2,5\text{ m}$ . Både berggrunnen og blokken består av gneis, men med forskjellig tekstur, blant annet har blokken mindre kornstørrelse.

I ryggen som skiller Ånnstaddalen og Ongstaddalen kan en svak nedskjæring (*UTM: 901 019, 295 moh*) med flat bunn og noe mer rundede klaster enn i omkringliggende områder observeres. I ryggen mellom Barheia (327 moh) og Melbumoan ligger en gjennomgående forsenkning ca 1 m dyp og ca 5 m bred (*UTM: 917 021, 315 moh*).

#### Tolkning

Med Hadseløya som kontekst er denne dalen spesiell. Dalen er den eneste hvor en finner spor etter glasial aktivitet, men ikke har noe åpenbart egnet område for akkumulasjon av snø og med det, dannelse av is. Ryggene på Ånnstadflaten tolkes ut fra beliggenhet, form og materialets egenskaper til å være en endemorene. Materialets gode til meget gode rundingsgrad kan ha ulike forklaringer. Ved erosjon oppnås slik rundingsgrad bare i enkelte miljøer, det vil si standsonen og i fluviale miljøer. I dette tilfellet er det er imidlertid sannsynlig at rundingsgraden skyldes egenskapene til opphavsmaterialet, det vil si tilstedeværelsen av kjernesteiner i regolitten hvor isbreen har erodert. Dette beskrives også i Lundqvist (1985) og O'Beirne-Ryan m fl. (2001). Et eksempel på kjernestein kan for eksempel sees i regolittprofilen fra Gotadalen eller i figur 3-3.



Figur 3-8: Meget godt rundet blokk i masseuttak bestående av morenemateriale på Ånnstadflaten. Blokkene i snittet er typiske for berggrunnen i dette området. Se gul/svart penn for skala.

Ånnstadflaten tolkes til å være et delta dannet av glasifluviale prosesser, bygget ut i havet når dette en gang stod ~ 38 m høyere enn i dag. Glasifluvialt fordi tilgangen på materiale, vannføring og vannets transportpotensiale sannsynligvis er høyest i forbindelse med glacial aktivitet. Knekkpunktet mot strandflaten kan være en marin abrasjonskant.

De to store blokkene rett syd for Mannshausen tolkes på bakgrunn av relativt store teksturelle forskjeller i gneisen til å være flyttblokker. Det kan imidlertid ikke utelukkes at gneisens egenskaper kan variere mye innenfor små avstander, og at blokkene er autoktone forvittringsrester i form av tors. Blokkene har ingen spor etter subglacial transport eller erosjon, og kan derfor se ut til at dette er supra- eller englasialt transporterte flyttblokker avsatt i en deglasiasjonsfase. Nedskjæringene nordvest for Storvatnet og mellom Barheia og Melbumoan tolkes til å være laterale dreneringskanaler. Laterale dreneringskanaler markerer ofte posisjonen til ytterkanten av subpolare/ polytermale isbreer fordi i denne type isbreer er randområdene frosset fast til underlaget og smelte vann kan ikke drenere subglasialt (Benn & Evans, 1998). Løsmassedekket i dalen tolkes til å være bunn- og/ eller ablasjonsmorene, men i store deler av dalen er ikke dette utvetydig. Morenedekket ligner til forveksling på alloktont forvittringsmateriale. I pre-Kvartær tid har Ånnstaddalen i likhet med resten av Hadseløya

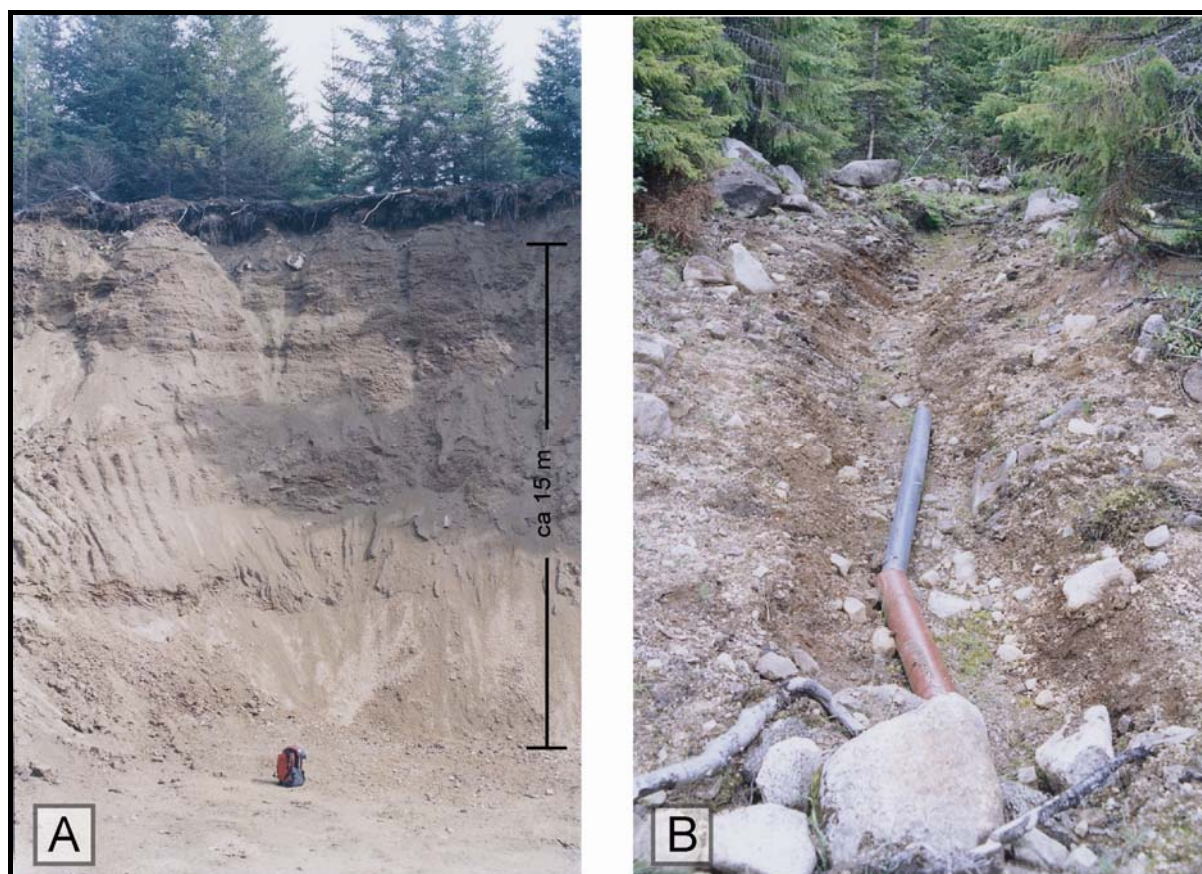
sannsynligvis vært dekket av forvittringsmateriale slik en ser det på for eksempel Storheia eller Pallheia. Forvittringsmateriale har vært basis for glasial erosjon og transport i Kvartær og isbreen som sannsynligvis har ligget i Ånnstaddalen har erodert i og transportert *forvittringsmateriale*, og det kan derfor mange steder være vanskelig å vurdere grad av glasial påvirkning eller om isbreen i det hele tatt har påvirket opphavsmaterialet. Dreneringskanalen mellom Barheia og Melbumoan kan tolkes som en indikasjon på isbreens høyde og på bakgrunn av dette kan det ikke utelukkes at denne lokalglasiasjonen også kan ha hatt en forgreining ned Ongstaddalen. Ingen distinkte glasiale terrengformer er imidlertid observert rundt Storvatnet og nedover Ongstaddalen og en mer detaljert kartlegging er nødvendig for at dette skal kunne diskuteres videre.

#### **3.2.4. Lekangdalen, Brennvinsaugen og Flatåsen**

På Brennvinsaugen er det en lokalitet, og på Flatåsen (figur 3-9) og i Lekangdalen flere lokaliteter hvor løsmassedekket er todelt. På mange av lokalitetene skiller den øverste enheten seg ut, materialet her er ukonsolidert, mange kornstørrelser er representert og rundingsgrad er kantrundet til rundet. Mektigheten er mellom 30 og 100 cm. Avsetningene finnes i høydeintervallet ~ 80- 150 moh. Ingen inngående litologisk analyse er gjort, men inntrykket etter en visuell besiktigelse er at avsetningene består av lokal bergart. På alle lokalitetene er det underliggende materialet av en helt annen karakter.

#### **Tolkning**

Ut fra materialets egenskaper tolkes dette som glasiale avsetninger, det vil si bunn- og/eller ablasjonsmorene. Lokalitetene ligger i dalsiden i åpne daler, men kan ikke settes i forbindelse med noe kontinuerlig morenedekke eller randmorener. Alle lokalitetene ser ut til å ligge på toppen av et relativt porøst dekke med saprolittisk eller pedolittisk materiale med observert mektighet på opptil 15 m (Brennvinsaugen). Utbredelsen av denne type avsetning er i dette området vanskelig å kartlegge på grunn av vegetasjonsdekke i form av til dels tett skog. Disse tre stedene er de eneste på Hadseløya hvor glasiale avsetninger ikke kan settes i forbindelse med spor etter lokalglasiasjon. Avsetningene vitner om at de aktuelle områdene en gang har vært dekket av en isbre eller et isdekke, men antyder også at høyden på isdekket muligens ikke har oversteget ca 150 moh. I likhet med Ongstaddalen kunne en mer detaljert kartlegging bidratt til et mer nyansert bilde på utbredelsen av glasiale avsetninger og muligens avdekket



Figur 3-9: (A) Masseuttak med morenemateriale og sandig saprolitt på Brennvinsaugen. Øverst kan et tydelig skille mellom de to typene løsmasse sees (B): Grøft gravd i morenemateriale i form av ablasjonsmorene eller bunnmorene på Flatåsen vest for Husbydalen.

glasiale terrengformer av liten skala. Tett vegetasjon gjorde det til en utfordring å få til en detaljert kartlegging.

### 3.3. Terrengformer

#### 3.3.1. Steinbreer

**Hokland** (UTM: 865 033, 10- 50 moh)

På sørvestre del av øya, i overgangen mellom strandflaten og talus ligger en lobeformet steinmasse med sørvestlig aspekt, se figur 3-10. Steinmassen er 250-300 m bred, og lengde fra talus til knekkpunktet målt sentralt er ~ 40 m, høyden på fronten er 10-15 m. Sentralt løper formen parallelt med talus i bakkant, mot kantene buer den av og skrår oppover og inn i talus.



Figur 3-10: Bildet fra Hokland viser en lobeformet steinmasse som ligger i overgangen mellom standflaten og en stor talus i bakkant. Knekkpunktet målt sentralt på landformen ligger ~40 moh. Det høyest observerte havnivået på Hadseløya (37- 40 moh) bare 2 km sørvest for Hokland. Bildet er tatt mot nord. Den kultiverte strandflaten i forgrunnen ligger 10- 15 moh.

Distalsiden er dekket av mose og lyng og har en helningsgradient på 35- 40 °, en gradient som ligger i overkant av gradienten på talus i bakkant. På baksiden av frontryggen flater vinkelen ut før gradienten igjen blir større inn mot talus. Blokkene i overflaten er kantede. Mangel på distinkte spor etter marin aktivitet gjør det vanskelig å angi marin grense i området. De nærmeste lokalitetene hvor spor etter tidligere havnivå er observert er Teiganmorenen (28 moh) 4 km mot nordvest, og Ånnstadflaten (37- 40 moh) 2 km mot sørøst.

#### **Litlvatnet** (UTM: 964 044, 29- 55 moh)

I bunnen av talus, helt ned til Litlvatnet ved Stokmarknes ligger en tungeformet steinmasse, ~ 65 m bred, ~ 100 m lang og fronten er 8- 10 m høy. Distalsiden er meget steil og på innsiden kan flere små forsenkninger observeres. Overflaten består utelukkende av mosedeckte blokker. Tungeformen har nordvestlig aspekt.

**Hankammen** (UTM: 907 061, 145- 153 moh)

På nordlige del av øya, ved Stålberget, ligger det i enden av Hankammen en liten botn. I botnen kan en talus observeres, og mellom talus og en frontrygg ligger et område dominert av hauger og forsenkninger. Dette området ligger 5-10 m lavere enn frontryggen. Avstanden fra rygg til talus i bakkant er ~ 80 m og lengden på ryggen er ~ 40 m. Frontryggen består av store blokker ( $d > 0,5$  m), og ryggen bøyer seg i ytterkantene ca 90° mot talus i bakkant. Fronten er meget steil (ca 40°) og har et nordlig aspekt.

**Lamlidalen (N)** (UTM: 868 041, 293- 310 moh)

Vest i Lamlidalen ligger en svakt lobatformet steinmasse i form av en ~ 80 m bred og 60 m lang, buet rygg. På innsiden av formen kan en grunn forsenkning, < 1m dyp, observeres. I bakkant av formen finnes en delvis vegetasjonsdekket talus med tydelige rasskar som delvis drenerer inn i forsenkningen bak frontryggen. Formen har et sørøstlig aspekt.

**Lamlidalen (S)** (UTM: 871 037, 267 moh)

I bunnen av talus sørvest for Lamlivatnet ligger en rygg bestående av til dels meget grovt materiale. Ryggen har en steil front, er delvis buktende og på innsiden finnes en opptil 5 m dyp forsenkning. Lengden er vanskelig å anslå fordi ryggformen blir vag mot kantene, men en lengde på ca 100 m kan antas.

**Tolkning**

Steinbreer blir vanligvis klassifisert som glacialderiverte eller talusderiverte, og disse formene kan være vanskelige å skille mellom. I tillegg til isbreer og talus er også fjellskred foreslått som opphav for dannelse av steinbreer, og beskrevet i Johnson (1978). Barsch (1996) setter opp tre karakteristika for talusderiverte steinbreer. (1) De finnes gjerne i nedre del av talusskråninger i områder med diskontinuerlig permafrost (Gjennomsnittlig årlig lufttemperatur (Mean Annual Air Temperature – MAAT) < - 2 °C) (2) Opptre normalt i lobeform, men tungeform kan også forekomme (3) Formen er en funksjon av tilførsel av talusmateriale og topografi. Senere har Humlum (1998) foreslått at - 6 °C isoterme som nedre grense for dannelse av steinbreer, selv om steinbreer er funnet i områder med MAAT helt opp til 0 °C (Birnie & Thom, 1982). Haeberli (1985) foreslår at gjennomsnittlig årsnedbør (Mean Annual Precipitation - MAP) fortrinnsvis bør være under 2500 mm for at steinbreer skal kunne dannes. Humlum (1998) har samlet MAP-data for lokaliteter med talusderiverte steinbreer og andre periglasielle landformer fra en rekke steder verden over og et

stort antall av lokalitetene har en MAP mellom 400 og 650 mm. Dataene viser også at en lokalitet med talusderiverte steinbreer beskrevet fra Island har en MAP på 1700 mm (Eyles, 1978). På Hadseløya er det to målestasjoner for nedbør og temperatur, på Melbu og Stokmarknes. Tabell 1-1 viser MAP- og MAAT-verdiene for forrige normalperiode. MAAT ligger 6,3- 6,4 °C over hva som altså regnes som øvre temperaturgrense for initieringen av steinbreer (Haeberli, 1985) og 12,3- 12,4 °C over isoterme som danner nedre temperaturgrense for majoriteten av steinbreer. Sammenlignet med den høyeste registrerte MAAT for aktive steinbreer (0 °C), ligger Hadseløyas nåværende MAAT 4,3- 4,4 °C høyere. Med dette kan det fastslås at steinbreene i feltområdet i dag er fossile. Tilstedeværelsen av fossile steinbreer gir en mulighet til å rekonstruere paleoklimatiske forhold på Hadseløya, dette blir videre omtalt i kapittel 5.

På samme måte som glacialderiverte og talusderiverte steinbreer i aktiv form kan være vanskelig å skille fra hverandre, kan de ulike typene steinbreer i fossil form være vanskelig å skille fra hverandre, men de samme kriteriene som brukes for å skille aktive former kan til en viss grad brukes for å avgjøre opphavet til den fossile formen.

Et omdiskutert spørsmål er hvilke prosesser som danner talusderiverte steinbreer (Clark m fl., 1998), men det som anses som sikkert er at bevegelse av is- og steinmassen skyldes deformasjon av is i kjernen av massen, uavhengig av om steinbreen er glacialderivert eller talusderivert (ibid.). Det blir også hevdet at pronivale valler kan utvikle seg til steinbreer under de riktige forholdene (Haeberli, 1985, Barsch, 1996). Overflaten av talusderiverte steinbreer består ofte av store kantede blokker og dette fører til at kald, tung luft fanges nede mellom blokkene, noe som kalles Balch-ventilasjon. Dette begrenser smeltingen av isen i kjernen av landformen (Johnson, 1978).

En gjennomgang av geomorfologisk kontekst, form og visuell analyse av overflatematerialet i disse formene er sentralt i tolkningen av landformene beskrevet over. Talusderiverte steinbreer består av en tunge- eller lobatformet samling med kantet materiale, er ofte lokalisert i bunnen av talus og har en steil front (Ballantyne & Harris, 1994). Alle fem lokalitetene beskrevet over innehar disse karakteristika og tolkes på bakgrunn av dette til å være talusderiverte steinbreer.



Med unntak av steinbreen på Hokland indikerer observasjoner av forsenkninger på innsiden av steinbreene at de er relikte. Forsenkningene dannes sannsynligvis ved at isen som har fylt mellomrommene mellom klastene i steinbreene har smeltet og noe av den bærende substansen er dermed borte. I tilfellet Hokland kan fraværet av fordypning på innsiden skyldes at talus i bakkant har vært aktiv etter fossiliseringen av steinbreen, eller at mengden is som har fylt mellomrommene har vært mindre (Harrison & Anderson, 2001), enn hva som er tilfellet i steinbreen ved Litlvatnet. Størrelse på talus og fjellveggen ovenfor steinbreen på Hokland er betydelig større enn på de andre lokalitetene og dette kan også ha spilt en rolle i en eventuell gjenfylling av forsenkninger.

### 3.3.2. Polygenetiske (glasiale/ periglasiale) landformer

#### **Gledalen** (*UTM: 962 044, 37- 71 moh*)

I botnen og på strandflaten i Gledalen ved Stokmarknes er et komplekst system av hauger, rygger og store blokker ( $d = < 3$  m) lokalisert. Ingen fremtredende orientering på ryggene kan spores. Dette systemet er avgrenset av en markert, nesten sammenhengende buet rygg med nordøstlig aspekt og lengde  $\sim 725$  m. Området på innsiden av ryggen er bevokst med til dels tett vegetasjon, noe som gjør det vanskelig å få detaljert oversikt over eventuelle strukturer etc.

#### **Hankamkråa** (*UTM: 906 058, 185- 200 moh*)

En markert, øst-vest gående rygg kan observeres i inngangen til Hankamkråa øst for Stålberget. På innsiden av ryggen finnes et terreng preget av hauger, rygger og forsenkninger. På østsiden av botnen er tre rygger som løper tilnærmet parallelt med hovedryggen lokalisert, se figur 3-11. På vestsiden kan antydninger av rygger sees.

#### **Kulivatnet** (*UTM: 863 048, 280- 330 moh*)

I botnen ved Kulivatnet skiller et område seg ut. Området er spesielt blokkrikt, med en overflate preget av hauger, rygger og forsenkninger, og det kan dermed lett skilles fra det omkringliggende terrenget. Lite vegetasjon gjør det mulig å fastslå at det ikke finnes noen fremtredende orientering på ryggene.

Området ved Urdvatnet kalt Helveteshola (*UTM: 937 030, 198- 225 moh*) er på det kvartærgeologiske kartet avmerket på samme måte som de over nevnte lokalitetene. Dette kan

være noe misvisende, men denne løsningen er valgt fordi området er morfologisk likt områdene ved Hankamkråa, Gledalen og Kulivatnet. Den type topografi som kan observeres i Helveteshola i dag kan muligens være dannet ved at isbreen som har ligget i botnen/ dalen ved Urdvatnet kan ha mottatt mye debris fra skråningen opp mot Nils-svensk tinden og skaret mot Storheia og den nordøstre delen av isbreen kan dermed ha fått et supraglasialt debrisdekke. Et debrisdekke  $> 1$  m tykt har stor isolerende effekt og påvirker nedsmeltingsraten (Benn & Evans, 1998). I forbindelse med en nedsmelting av en debrisdekket isbre kan ulike dødisformer og drittkjegler dannes ved omfordeling av debris (ibid.). En postglasial modifisering av terrengformene ved for eksempel utvasking (*eng: downwashing*) av finere partikler har sannsynligvis påvirket den opprinnelige topografien etter deglasiasjonen.

### **Tolkning**

Liknende landformer, aktive og fossile er beskrevet fra New Zealand (Brazier m fl., 1998) og Wyoming, USA (Ackert, 1998 og Potter m fl., 1998). Landformene beskrevet er noe større enn formene på Hadseløya, men de geomorfologiske trekkene er de samme. Ackert presenterer en modell hvor landformen/systemets tilgang på debris og is er avgjørende for de geomorfologiske trekkene. Med klimavariasjoner vil forholdet mellom tilgang på debris og is også variere, og Ackert peker ut glisialderiverte steinbreer og tempererte isbreer med lite debrisdekke som ytterpunktene i en rekke ulike glisiale systemer hvis geomorfologiske trekk er avhengig av forholdet mellom tilgangen på is og debris. Variasjonen i akkumulasjonsområdet størrelse resulterer i modusvekslingene mellom glisialderivert steinbre og debrisdekket isbre.

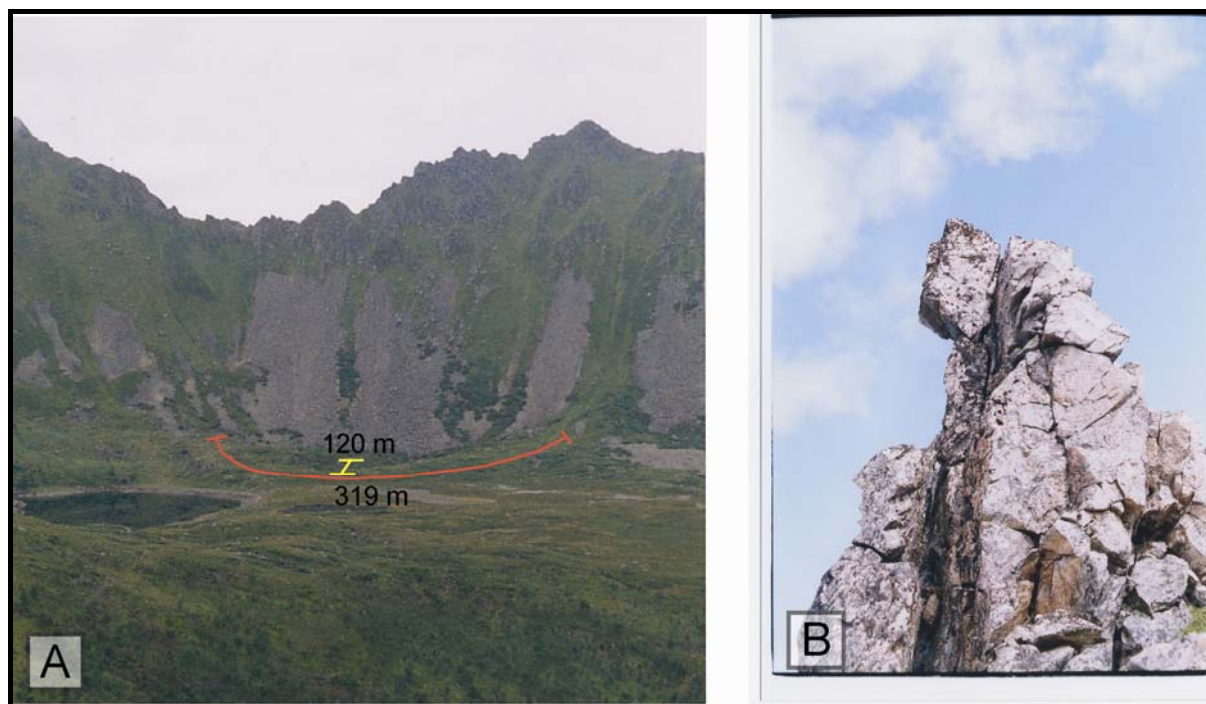
Forfatterne nevnt over beskriver to mulige generer for ryggene i ytterkant av systemene de beskriver. Ackert beskriver ryggene som debrisdekkede lateralmorener med en kjerne av is, og impliserer med dette at isbreen under dannelsen av ryggene har vært polar eller subpolar. Utgangspunktet for Brazier m fl. er at ryggene er glisiale avsetninger, og dette impliserer en temperert isbre under dannelsen av ryggene. I tilfellene Gledalen og Hankamkråa er det ut fra formen på ryggene og avstand til debriskilde, samt ut fra en sammenligning med systemene beskrevet av Ackert og Brazier m fl., mulig at ryggene kan være glasigene. Ackerts is-debris ratio kan kanskje brukes til å forklare den haug- og ryggformede overflaten som kan observeres på de tre lokalitetene på Hadseløya.



Figur 3-11: Hovedrygg (venstre) og små rygger (høyre) i Hankamkråa. Ryggene i vestre del av Hankamkråa er ikke så distinkte som på østsiden. Bildet er tatt mot øst fra Stålberget.

Dannelse av steinbreer favoriseres av lave ishastigheter og rask akkumulasjon av debris (Benn & Evans, 1998). I forhold til settingen hvor ryggene i ytterkant ble dannet må systemet derfor under dannelsen av denne type overflatemorfologi hatt større tilførsel av debris i forhold til is. Ut fra dette antas det at botnbreen har utviklet seg til en debrisdekket isbre eller en glisialderivert steinbre etter at de distinkte ryggene i ytterkant ble dannet, og landformen kan kalles polygenetisk. Eksakt opphav til dagens landform er vanskelig å bestemme fordi en støter på problemet med geomorf ekvifinalitet.

Sentralt i Hankamkråa kan tre rygger av mindre skala enn hovedryggen observeres, og disse har trolig blitt dannet som følge av intern deformasjon og bevegelse i isen (Brazier m fl., 1998). Landformene som kan observeres ved Kulivatnet passer ikke helt inn i forklaringsmodellen over fordi ryggformen i forkant av det lille vannet nord for Kulivatnet ikke er spesielt markert. Likevel er forklaringsmodellen kanskje den som kommer nærmest et sannsynlig dannelsesscenario.



Figur 3-12: (A) Bildet viser ryggen i Lamlidalen med mål. Ryggen er konvekst buet mot sørøst og er opptil 5 m høy. På ryggen i øvre del av talus kan en rekke pinakler observeres. Bildet er tatt mot nordvest. (B) Bildet viser en av en rekke pinakler på ryggen mellom Lamlitinden (656 moh) og Nonstind (534 moh). Pinakkelen er 4- 5 m høy og består av blokker som holdes sammen av tyngdekraft og friksjon.

### 3.3.3. Pronival voll

**Hokland** (UTM: 867 035, 40 moh)

Ved foten av fjellveggen vest for Pallheia (429 moh) ligger en buet rygg med samme gradient som talus den ligger i. Ryggens høyde overstiger ikke 2,5 m, lengden er 200- 250 m og den har et nordvestlig aspekt. På innsiden av formen finnes en talus som mottar nedfallsmateriale fra fjellveggen bak. Materialet i formen er kantet og består av stein og blokker.

**Finnsæter** (UTM: 848 052, 69 moh og 847 051, 28 moh)

To buede rygger ligger ved foten av Finnsæterkollen (439 moh). Ryggene ligger i litt forskjellig høyde (bunnpunkt på 69 og 28 moh), men har samme vestlige aspekt. Den sørligste ryggen strekker seg ned til overgangen mellom den gjengrodde talus og strandflaten. På innsiden av ryggene kan delvis gjengrodde talus som mottar materiale fra bare fjellvegger observeres. Ryggene er < 2 m høye, og materialet i landformen er kantet og består av stein og blokker.

**Lamlidalen** (*UTM: 873 039, 217 moh*)

Nord for Lamlivatnet ligger en markert buet rygg med en lengde på 319 m (se figur 3-12), bredde opp til 30 m og høyde på 4- 5 m. Ryggen har en relativt symmetrisk form, begge flankene går opp til 246 moh, og avstanden fra foten av talus til ryggens midtpunkt er 120 m. På flaten innenfor ryggen er det delvis myrlendt. I bakkant av myra finnes en talus som strekker seg opp mot ryggen mellom Nonstind og Lamlitinden. På denne ryggen finnes pinakler og bergnabber sterkt preget av forvitring.

**Tolkning**

Et sammendrag av arbeider som beskriver aktive og fossile pronivale voller blir gitt av Shakesby (1997). Diagnostiserende kriterier for identifisering av pronivale voller er presentert i tabell 2, s. 403 i Shakesby (1997), men forfatteren gir senere kriteriene status som indikative snarere enn diagnostiserende. Dette gjøres fordi det er rapportert om mange pronivale voller med til dels veldig ulike sedimentologiske og morfologiske egenskaper, samt at topografien rundt lokaliteten er ulik fra sted til sted.

Formene beskrevet fra Finnsæter og Høkland har mange av egenskapene samt den topografiske settingen beskrevet som indikerende kriterier, og tolkes til å være fossile pronivale voller. Fossile fordi talus i bakkant av terrengformene er gjengrodde og ingen ferske klaster kan sees. Tolkningen av formen i Lamlidalen er imidlertid ikke fullt så enkel. Ifølge teoretiske beregninger kan ikke avstanden mellom talusfot og midtpunkt på formen overstige 70 m (Ballantyne & Benn, 1994). Dette forklares ved at pronivale voller er selvbegrensede fordi en stadig vekst av et snø-/firnfelt vil øke den basale skjærspenningen og føre til en overgang fra et statisk snø/firnfelt til en dynamisk isbre (ibid.). Denne beregningen forutsetter imidlertid at snøfeltet alltid er planært. Denne og andre forutsetninger ved beregningene er blitt kritisert (Shakesby, 1997), og ser en bort i fra disse beregningene og sammenligner lokaliteten i Lamlidalen med egenskapene til andre landformer som er blitt tolket til å være pronivale voller (Shakesby, 1997, tab.1, s. 398), har lokaliteten mange likheter og den tolkes derfor til å være en pronival voll.

### 3.3.4. Solifluksjonstunger og pløyeblokker

**Sæterfjellet** (UTM: 894 033, ~300- 450 moh)

I den sørvest vendte skråningen mellom Sæterfjellet (565 moh) og Mannshausen kan blokker ( $d < 1$  m) med tydelige furer og levèer i bakkant observeres, se figur 3-13. Torv og lyng dekker furene og levèene i bakkant og er i ferd med å dekke blokken. Terrasseformer opptil 1 m høye, heldekket med torv og lyng finnes i samme område, se figur 3-13. Knekkpunktet på terrasseformen er buktende og kan følges opptil 10m. Disse terrengformene ser ut til å være høydemessig begrenset av skråningsgradienten både i øvre og nedre del av skråningen. En generell helning på skråningen er 8- 9 ° i det området hvor disse terrengformene kan observeres.

**Husbykollen** (UTM: 960 002, ~240- 390 moh)

**Storheia** (UTM: 949 034, ~390- 475 moh)

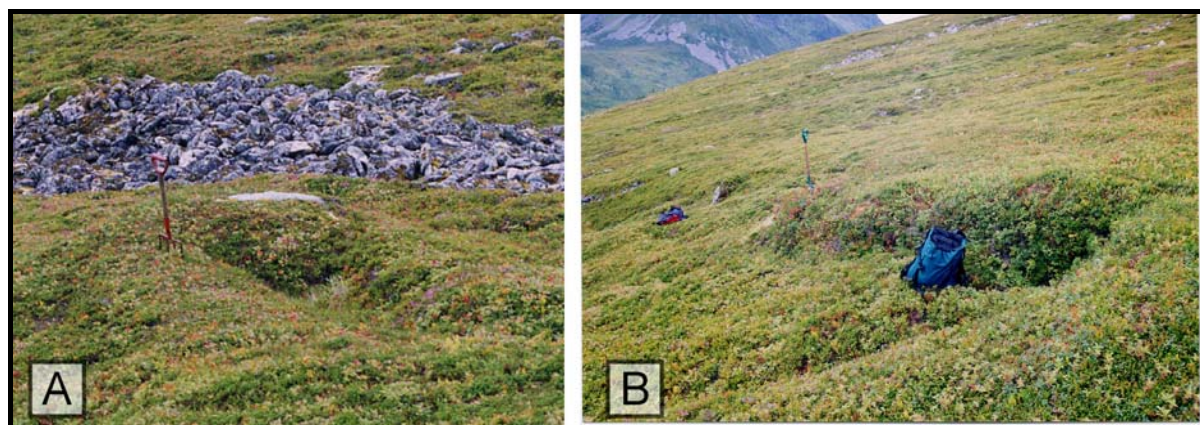
**Vardheia** (UTM: 926 050, ~425- 500 moh)

**Pallheia** (UTM: 880 029, ~210- 270 moh)

Disse områdene har alle terrengformer som varierer lite fra formene beskrevet fra Sæterfjellet og det synes derfor ikke nødvendig å beskrive i detaljert grad.

#### Tolkning

Observasjoner av blokker med tydelige furer i bakkant rapporteres fra Finse (Reid & Nesje, 1988, Berthling m fl., 2001) og Skottland (f eks Wilson, 1993, Ballantyne, 2001), og disse landformene har blitt tolket som pløyeblokker. Blokkstørrelsen (*boulder width*) er i Ballantyne (2001) målt til å være 14- 200 cm, og helningsgradienten 4- 38 °. Forekomsten av landformene nevnt over er begrenset av skråningsgradienten, noe som indikerer at tyngdekraften er en medvirkende faktor i dannelsesprosessen for denne type landform. Blokkene observert på de nevnte lokalitetene faller inn i størrelses- og gradientintervallet definert av Ballantyne (2001), samt at det er store geomorfologiske likheter og tolkes på bakgrunn av dette til å være pløyeblokker. Terrasseformene som kan observeres i umiddelbar nærhet til pløyeblokkene begrenses av det samme høydeintervallet. Lignende terrengformer er beskrevet fra Skottland (f eks Sugden, 1971, Ballantyne & Harris, 1994) og er tolket som solifluksjonsformer. Forekomstene beskrevet ligger i gradientintervallet 6- 36 ° og har en høyde på 0,4 – 2,2 m. Stor geomorfologisk likhet og samsvar med gradient- og høydeintervall gjør at terrasseformene tolkes til å være solifluksjonstunger/ former.

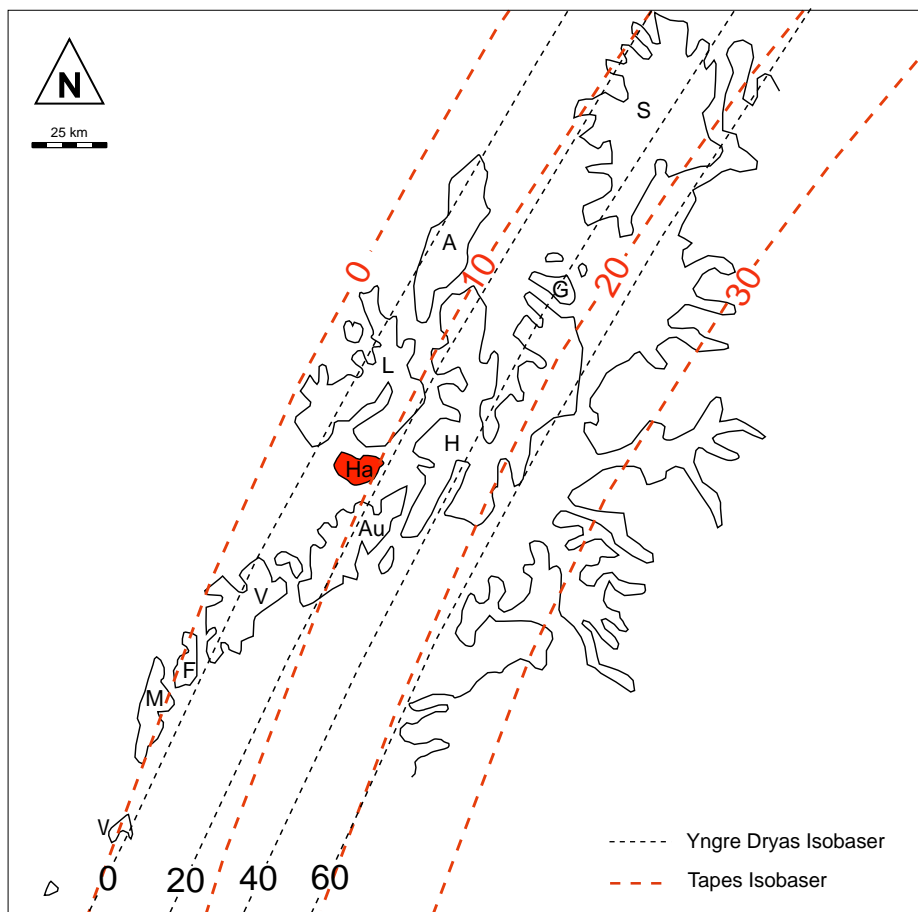


Figur 3-13: (A) Bildet viser en pløyeblokk i skråningen mellom Sæterfjellet og Mannshausen (se greip for skala). Furen i bakkant av blokken er gjengrodd og indikerer at under dagens klima er ikke prosessene delaktige i dannelsen av denne terrengformen aktive. (B) I bildet vises en solifluktjons- eller gelifluktjonstunge på samme lokalitet som pløyeblokken (se sekk og spade for skala). Disse terrengformene er relativt vanlig i høydeintervallet 250- 500 moh på Hadseløya.

### 3.3.5. Marin aktivitet

Enkelte klare spor etter tidligere havnivåer er å finne på Hadseløya, disse ligger spredt og strekker seg fra 9- 40 moh. Øvre grense for marint materiale (Marin grense, MG) er på det kvartærgeologiske kartet satt mellom 20 og 40 moh der hvor det ikke finnes faste holdepunkter. Dette samsvarer noenlunde med hva Undås (1938) har satt som MG på Dragnes (33,5 moh), og hva Møller & Sollid (1973) hevder MG på Hadseløya (ca. 30 moh). Spor etter marin aktivitet som finnes over dagens havnivå er resultat av regresjon og transgresjon som en følge av glasi-isostatiske og eustatiske endringer. Den glasi-isostatiske nedpressingen av landområdene er størst nær isdekkets sentrum og en vil dermed finne de høyest beliggende spor etter tidligere havnivåer nært sentrum av isdekket (Lambeck m fl., 2000). Sees den glasi-isostatiske komponenten for Weichsel isolert kan en si at det høyeste nivået på Hadseløya er det eldste, men siden øya ligger i marginen av området som er påvirket av glasi-isostatiske bevegelser kan en sannsynligvis finne spor etter den eustatiske Tapes-transgresjonen som hadde sitt maksimum ca 6 ka BP (Møller, 1986), se figur 3-14. Et problem knyttet til havnivåer i dette området er spørsmålet om økt isvolum i YD førte til at landhevingen stoppet opp eller ble reversert, noe som kan ha ført til en transgresjon.

Tre relativt klare nivåer skiller seg ut og blir beskrevet under.



Figur 3-14: Isobaser som viser det antatte havnivået under Yngre Dryas og under Tapes-transgresjonen. Forkortelsene står for følgende: S= Senja, A= Andøya, G= Grytøy, L= Langøya, H= Hinnøya, Ha= Hadseløya (markert med rødt), Au= Austvågøy, V= Vestvågøy, F= Flakstadøy, M= Moskenesøy, V= Værøy. Det framgår av figuren at havnivået på Hadseløya i Yngre Dryas lå 5- 20 moh, mens under Tapes-transgresjonen lå havnivået på 5- 10 moh. Modifisert etter Møller, 1985, 1986 og Sørensen m fl., 1987.

### ~10 moh

I Breidvika kan et knekkpunkt i den slake skråningen i utgangen av Breidvikdalen observeres (*UTM: 884 071, 10 moh*). Antydninger av knekkpunkt kan følges i østlig retning mot Flatset. Mellom Breidvika og Flatset, og på nordsiden av Langøysundet er det fra Statens Kartverk sin side tegnet inn en mellomkurve (10 moh) på kartet, og kanskje er dette knekkpunktet.

Antropogen aktivitet på strandflaten i dette området kan muligens ha ødelagt et tydeligere knekkpunkt. På Flatset ligger det to ryggformer som muligens kan være endemorener og på nordsiden av den vestligste ryggen (*UTM: 913 067, 9 moh*) ser det ut som om de mindre kornstørrelsene er fjernet fordi blokkettheten er større her enn ellers i ryggen. Dette kan være resultat av marin abrasjon som har skjedd etter avsetning av ryggen.



Tabell 3-1: Tabellen viser havnivåene funnet på Hadseløya. Høyden er ikke korrigert etter forskjeller i bølgeenergi, men dette er diskutert i teksten.

Lokalitet	UTM	Hoh	Terrengform
Flatset	913 067	9	Abrasjon i morenerygg
Breidvik (midt)	884 071	10	Knekkpunkt
Rå (Langøya)	977 085	15	Knekkpunkt
Dragnes	873 081	20	Strandvoll
Breidvik (øst)	894 061	23	Knekkpunkt, rundede blokker.
Flatset	914 065	23	Knekkpunkt
Teigan	854 068	28	Abrasjon i morenerygg
Flatset	897 068	40	Knekkpunkt
Ånnstadflaten	880 022	37- 40	Delta
Ånnstad	879 016	40	Hule

### 20- 23 moh

På Dragnes kan en langstrakt rygg (*UTM: 873 081, 20 moh*), ~ 1 m høy og ~ 120 m lang bestående av mest rundet materiale, men også kantrundet og godt rundet materiale kan observeres. Ryggens morfologi er asymmetrisk med en lavere gradient på siden som vender mot havet, enn på siden som vender mot land. I overgangen mellom strandflaten og skråningen mot Stålberget kan en knekk i skråningsprofilen (*UTM: 894 061, 23 moh*) med en del rundede til kantrundede blokker i overflaten observeres. Terrengformen ligner på formen som kan sees i figur 3-15. Strandflaten ved Flatset er svakt skrånende fra Langøysundet opp mot Flatsetvatnet og på **23 moh** kan et knekkpunkt (*UTM: 914 065*) observeres (se figur 3-16).

### 39- 40 moh

I samme svake skråning på Flatset kan en knekk (*UTM: 897 068, 40 moh*) i profilen observeres. Denne terrengformen er vist i figur 3-15 og figur 3-17. På Ånnstad finnes en flate (*UTM: 880 022, 37- 40 moh*) som går over i en slak skråning ned til strandflatens generelle nivå på Hadseløya, det vil si < 15 moh. Størstedelen av arealet ligger i samme høyde, ca 40 moh, og består av sand og grus. Oppe på flaten finnes en ryggform som er tolket til å være en endemorene, men denne formen er sterkt antropogent påvirket fordi mye materiale er tatt ut



Figur 3-15: Mellom Flatset og Flatsetvatnet (52 moh) kan to tidligere havnivåer i form av knekkpunkter i landskapet observeres, den stiplede linjen på bildet viser det øverste nivået (40 moh).

fra området. I en klippe (*UTM: 879 016, 40 moh*) rett sør for Ånnstad finnes en hule. Denne er ca 10 m lang (dyp), 10- 15 m høy og åpningen er ca 8 m bred. Gulvet og åpningen av hulen er dekket av til dels store, kantede blokker som sannsynligvis har falt ned fra taket. Berggrunnen rundt inngangen til hulen og til dels inne i hulen er i stor grad rundet, noe som er i kontrast til den kant til kantrundede berggrunnen i områdene over huleåpningen. Høyden er målt på nivå med gulvet i hulen.

To andre nivåer ble observert og kartlagt. Ved Rå på nordsiden av Langøysundet (*UTM: 977 085, 15 moh*) kan et klart knekkpunkt i skråningsprofilen opp fra strandflaten sees, og terrengformen kan følges noen hundre meter. I den ytterste moreneryggen på Teigan (*UTM: 854 068, 28 moh*) er det funnet en lokalitet med godt rundede blokker hvor det ser ut til at det finere mellomliggende materialet er fjernet.

### Tolkning

Havnivå kan rekonstrueres på bakgrunn av en rekke landskapsformer. Knekkpunkter i skråningsprofiler kan dannes hvis skråningen er dekket av løsmasser (f eks morenemateriale) og bølgeaktivitet graver i, og transporterer vekk deler av løsmassene (Gjessing, 1978). Det er sannsynligvis dette som har skjedd der terrengformen i beskrivelsen over er referert til som et knekkpunkt. Knekkpunktene er resultat av marin abrasjon, ikke marin avsetning og finnes bare på nordsiden av Hadseløya. Dette kan henge sammen med at denne siden av øya ikke er så eksponert for bølgeaktivitet som sør- og vestre del av øya, siden dominerende vindretning er sørvest (Møller & Sollid, 1972) i månedene som har sterkest vind, det vil si

vintermånedene (<http://met.no>). Marine avsetninger kan finnes i form av strandvoller og er dannet der hvor bølgene har nok kraft til å kaste stein og blokker opp på land (Gjessing, 1978). Ryggen på Dragnes består hovedsakelig av rundet materiale og tolkes til å være en strandvoll. Høyden (20 moh) representerer antageligvis ikke havnivået, men hvor høyt opp bølgene kunne kaste blokker og steiner. Havnivået har derfor ligget lavere enn 20 moh under dannelsen av strandvollen, og kan kanskje korreleres med nivået ved Rå på Langøya (15 moh). Ansamling av rundede blokker som mangler mellomliggende finmateriale kan også tolkes som resultat av marin aktivitet (Rasmussen, 1984), og et eksempel på dette finnes på Teigan og Flatset. Deltaer dannes i tilfeller hvor vannet når lokalt erosjonsbasis, mister sitt transportpotensiale, og fluvialt eller glasifluvialt materiale blir avsatt i havet eller innsjøer (Gjessing, 1978). Ånnstadflaten er sannsynligvis et slikt delta og havnivået kan beregnes ut fra høyden på deltaet, slik det er gjort i Austpollen på Hinnøya (Rasmussen, 1984). Selv om det er en helt annen dimensjon på dette deltaet er prinsippene ved dannelse de samme. Kystnære huler er beskrevet i Møller (1985), og høyden på gulvene i hulene brukt til å beregne tidligere havnivåer. Basert på dette kan antageligvis hulen rett sør for Ånnstad tolkes som et resultat av tidligere marin abrasjon.

I mange arbeider fra Vesterålen og Lofoten (f eks Møller & Sollid, 1972, Rasmussen, 1984 og Møller, 1985) er havnivå brukt i rekonstruksjonen av deglasiasjonen av området. Det ser ut til at enkelte problemer er knyttet til havnivåhistorien og de regionale glasi-isostatiske modellene (Rasmussen, 1984, Paasche m fl., submitted), men i en relativ aldersmodell kan havnivåene sannsynligvis brukes.

Selv om det er problemer knyttet til havnivå og alderen på disse, kan det være fruktbart med en diskusjon av det høyeste nivået som er funnet på øya. Marin grense (MG) brukes vanligvis om høyden på havnivået som samsvarer med det høyest liggende spor etter marin aktivitet (Rasmussen, 1984). Det trekkes gjerne fra 2 m for å ta høyde for stormaktivitet. Marine grense på vestre del av Hadseløya ligger basert på dette sannsynligvis på 37-38 moh, noe som er 3,5- 4,5 m høyere enn hva Undås (1938) har beregnet som MG på Dragnes. 37- 38 moh er høyere enn hva forfattere i andre arbeider (f eks Rasmussen, 1984, Møller & Sollid, 1972) har beregnet som marin grense på Hadseløya, og har antageligvis vært dannet i en periode da regionen ikke har fått justert seg mye i forhold til glasi-isostatisk nedtynging i Weichsel. På Flatset (se figur 3-16) ligger MG innenfor et sett morenerygger, og ingen tegn etter lokale breframstøt finnes proksimalt for MG. Dette kan tyde på at det ikke har vært fremrykende



Figur 3-16: Oversiktsbilde av nedre del av Flatsedalen viser to av de tre havnivåene observert mellom Flatsset og Flatssetvatnet. De omtalte moreneryggene ligger umiddelbart utenfor billedkanten (se pil), og den stiplede sirkelen viser hva Bergström (1973) tolket som en morenerygg, men som i dette arbeidet er tolket til å være avsetninger fra et fjellskred. Langøysundet oppe til venstre og Møysalen (1262 moh) på Hinnøya øverst til høyre i bildet. Steinbreen i botnen ved Hankammen skimtes i nedre billedkant. Bildet er tatt fra Stålberget mot nordøst.

glasial aktivitet i Flatsedalen etter at havet stod på dette nivået. Dette kan imidlertid ikke utelukkes helt fordi det ser ut til at skredprosesser har vært relativt aktive i denne dalen etter deglasiasjonen og dette kan ha skjult eller ødelagt spor. Flatssetvatnet kan også skjule eventuelle spor. Bergström (1973) tolker et nes på østsiden av Flatssetvatnet (se figur 3-16) til å være en endemorene. Denne terrengformen kan tydelig sees på kartet samt på flybilder, og ble gjenfunnet under feltarbeidet. Terrengformen er i dette arbeidet tolket som resultat av et fjellskred.

Hvis moreneryggene på strandflaten på Flatsset er avsatt av en isbre som har gått ut Flatsedalen betyr dette at havnivået var på ~ 38 moh etter deglasiasjonen av nedre del av denne dalen fordi knekkpunktet ligger på proksimalsiden av disse ryggene. Dette kan implisere en meget tidlig start på deglasiasjonen av Flatsedalen, fordi landet ikke har hevet



Figur 3-17: Bildet viser Flatssetdalen og det marine nivået på ~40 moh (stiplet linje). I høyre kant av bildet er en stor blokk (antageligvis glasialt avsatt) markert med stiplet sirkel. Bildet er hentet fra Moum (1998).

seg mye etter den glasi-isostatiske nedtyngingen i Weichsel, samtidig må det ha vært åpent vann i Langøysundet. Langøysundet kan altså ikke ha vært dekket av sjøis eller fungert som dreneringskanal for eventuelle isdekker på Langøya eller Hinnøya under dannelsen av denne terrengformen. Er andre scenarioer mulig? Siden moreneryggene ligger bare 9 moh og ca 500 m fra fjorden er det antageligvis også mulig at de kan være dannet av is fra Langøya eller Hinnøya som har drenert ut Eidsfjorden, eller gjennom Langøysundet. Dette røkter likevel ikke ved at dette området i Flatssetdalen må ha vært deglasiert når havet lå ~ 38 moh. Et annet scenario kan imidlertid være at Langøysundet har vært fylt av breis (ved drenering), og hindret eller begrenset dreneringen av smeltevann fra en tilbaketrekkende isbre i Flatssetdalen. En bredemt sjø kan muligens ha blitt dannet og bølgeaktivitet i denne sjøen kan erodere i de nylig eksponerte, ukonsoliderte glasiale avsetningene. Ryggene på Flatsset kan i dette scenarioet ikke være morenerygger avsatt av en lokal isbre i Flatssetdalen fordi ryggene vil ligge under breisen som ligger i Langøysundet og stenger for smeltevannsdreneringen og en subglasial bevaring av ryggene synes lite sannsynlig. En avkreftelse av dette scenarioet ville ha vært funn av marine skjell ved dette knekkpunktet fordi dette ville ha bekreftet et marint opphav på havnivået. Mye taler mot dette siste scenarioet. For det første er det problematisk

hvis tolkning av ryggene som en glacial randavsetning opprettholdes, for det andre kan det stilles spørsmål om en bredemt sjø har eksistert i samme nivå over tilstrekkelig lang tid til å danne et såpass distinkt knekkpunkt, eller at bølgene i et basseng med begrenset størrelse har oppnådd den energi som er nødvendig for å danne en slik erosjonsform, og for det tredje at dette nivået kan korreleres med havnivåer på andre lokaliteter i feltområdet.

På Ånnstad finnes to segmenter av en morenerygg som antageligvis har vært sammenhengende tidligere, og et delta avsatt ved ~ 38 moh. Siden deltaet kan følges inn til proksimalsiden av moreneryggene kan dette tyde på at deltaet er dannet etter at isbreen har trukket seg tilbake. Deltaet er sannsynligvis dannet under deglasiasjonsfasen da havet stod ved ~ 38 moh. En korrigering av nivået på grunn av bølgeaktivitet er ikke nødvendig når det gjelder deltaer (Rasmussen, 1984). Dette impliserer det samme som på Flatset, området må ha vært deglasiert tidlig fordi landet ikke har hatt tid til å justere seg etter den glasi-isostatiske nedtyngningen i Weichsel. Hulen som ligger rett sør for Ånnstad kan strengt tatt ikke brukes på samme måte som de to foregående lokalitetene fordi denne formen høyst sannsynlig kan overleve flere glasieringer og har trolig vært under utforming i en lengre tidsperiode, muligens gjennom hele Kvartær.

Diskusjonen over viser at det finnes spor etter havnivå på tilnærmet lik høyde på Flatset og på Ånnstad, og det kan tenkes at terrengformene er dannet på samme tid. Det kan også tenkes at tilbaketrekkingen av isbreene som sannsynligvis har ligget i Flatsetdalen og Ånnstaddalen har startet noenlunde samtidig. En diskusjon av minimumsalder på deglasiasjonen kommer i kapittel 5.

## 4. En kvantitativ analyse av forvittringsmateriale

Store deler av Hadseløya er dekket av forvittringsmateriale, og utover i feltsesongen 2003 ble det mer og mer klart at store deler av dette arbeidet måtte fokuseres rundt denne typen løsmasser. Det er derfor viet forholdsvis stor plass til forvittringsprosesser og forvittringsmateriale i dette arbeidet. Under presenteres først en lokalitetsbeskrivelse fra fem jordprofiler. Videre følger en kort teoridel om forvitring, deretter presenteres XRD-resultatene og resultatene fra kornfordelingsanalysen. Til slutt blir en tolkning og diskusjon av neomineralisering, mineralinnhold og fordeling av kornstørrelser presentert.

### 4.1. Lokalitetsbeskrivelse av prøvetakingslokaliteter

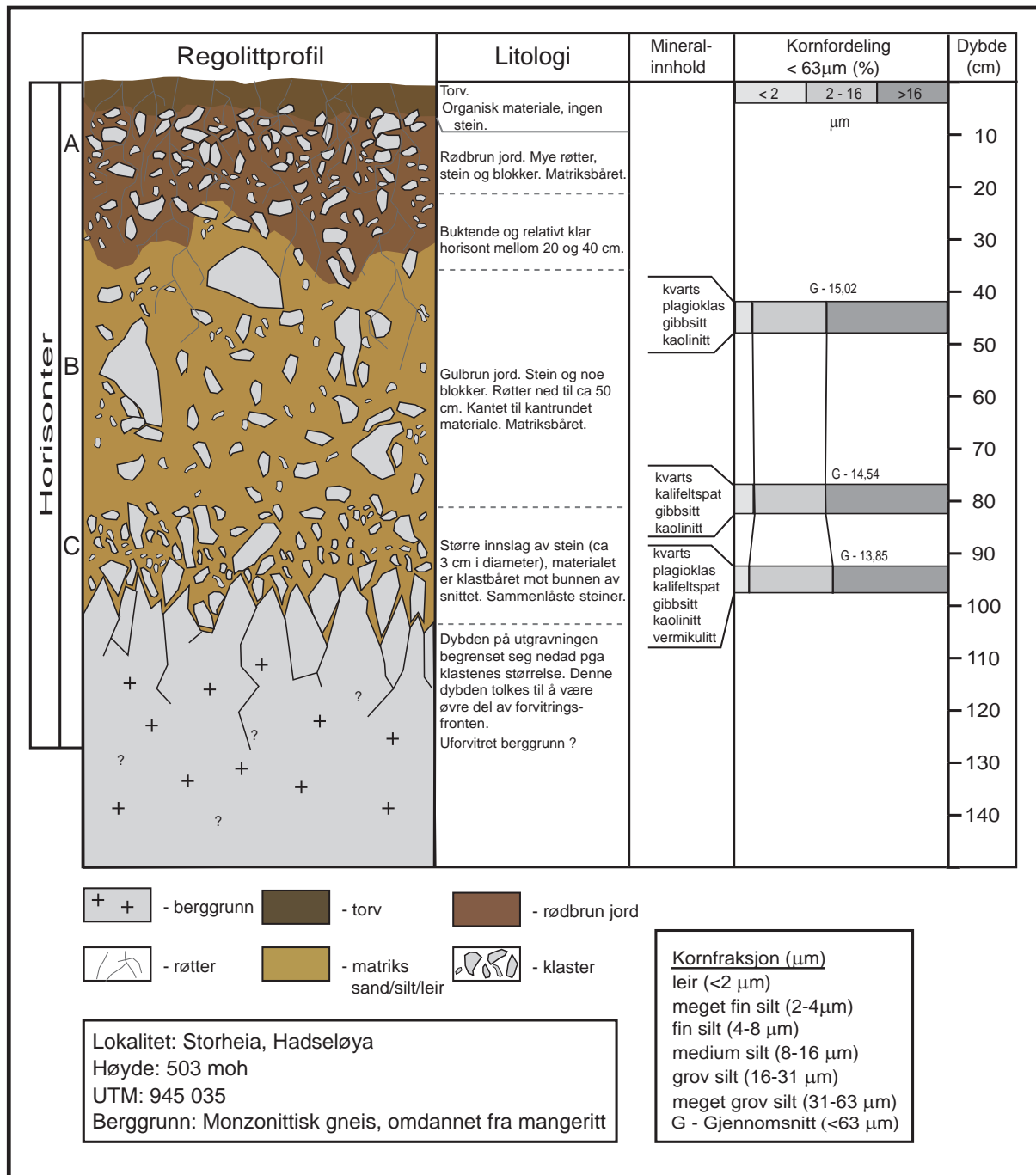
Fem dype snitt ble logget, og en analyse av mineralsammensetningen og fordelingen av kornstørrelser på materiale  $< 63 \mu\text{m}$  er utført. Et oversiktskart som viser lokalitetene presentert under finnes i figur 4-10, samt at de er markert i vedlegg 1. En tentativ gjengivelse av snittenes fysiske egenskaper finnes i loggene presentasjonen under. For å illustrere endringene i farge nedover i snittene er fargestyrken overdrevet.

#### 4.1.1. Storheia

Snitt nr. 6	UTM: 945 035	503 moh	monzonittisk gneis- fra mangeritt
-------------	--------------	---------	-----------------------------------

#### Lokalitetsbeskrivelse

Storheia ligger sentralt på Hadseløya, 504 moh. I nordøst begrenses topplataet av en bratt skrent, ellers avgrenses plataet av konveks-konkave skråninger ned mot Husbydalen og Ørnheia. Vegetasjonen er heldekkende og består av gress og lyng. Ingen tydelige strukturer i overflaten finnes på plataet, men solifluksjonstunger finnes i skråningen ned mot Brennvinsaugen. Prøver ble tatt i tre høyder ned til 100 cm. Subaeril eksponeringstid for Storheia er beregnet til  $43,34 \pm 4,86$  ka BP (S. O. Dahl, upubliserte data).



Figur 4-1: Regolittprofil fra Storheia. Utgravningen ble gjort vest for tv-masten som er lokalisert på topp-plataet. Fargene brukt i figuren er ikke identiske med fargene i profilen, men forskjellene på fargene i horisontene er forsterket. Spørsmålstejnene på berggrunnen nederst i profilen er brukt fordi det under gravingen ikke ble fastslått at dette var fast fjell. Dataene fra kornfordelingsanalysen er samlet i de samme fraksjonsgruppene som i kapittel 4.4.



### Regolittstratigrafi

0 - ca 30 cm: Øverste 10 cm ser ut til å bestå av organisk materiale med brunsvart farge uten klaster. Materialet under 10 cm er matriksbåret, men det er mye klaster og røtter. Flere av klastene i dette snittet er ”ren” kvarts. De andre klastene i denne sonen har store forskjeller i hardhet, noen er veldig porøse og kan plukkes fra hverandre med fingrene, andre er solide. Overgangen mot horisonten under er buktende (mellom 20 - 40 cm), men relativt klar. Langs hele den ene siden av snittet ligger tre store blokker med mellomliggende finkornet matriks, oppå hverandre.

Ca 30 - 80 cm: Materialet er matriksbåret og har en gulbrun farge. En del stein og blokker finnes her sammen med finkornet materiale, noe som gjør at dette materialet kan karakteriseres som diamikton. Røtter ned til ca 50 cm.

80 - 100 cm: Noe mer innslag av stein (ca 3 cm diameter). Materialet går over fra å være matriksbåret til å være klastbåret mot bunnen av snittet. En del av klastene er sammenlåste (*eng: interlocked*). Store blokker eller berggrunn begrenser dybden i snittet til 100 cm.

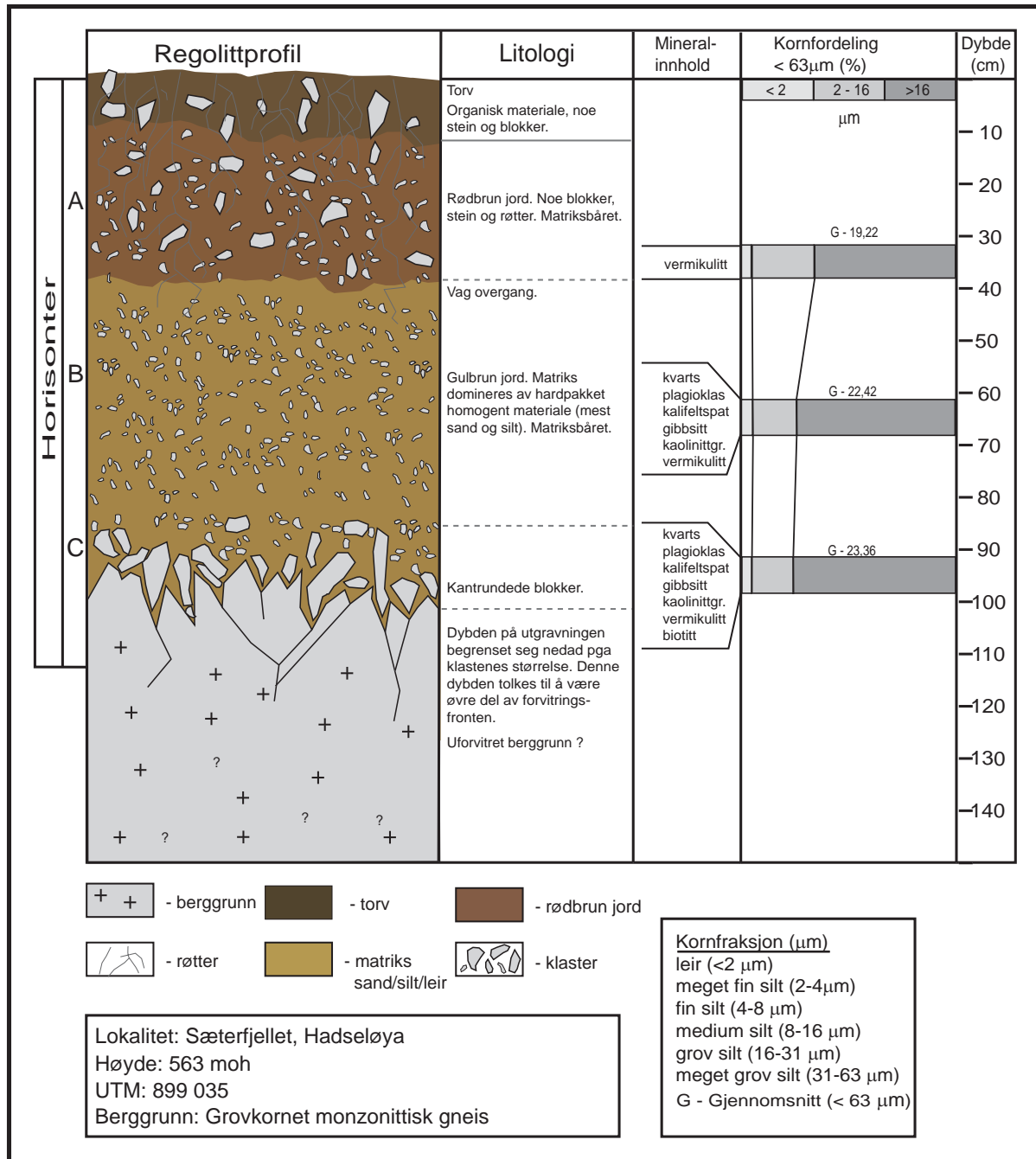
I hele snittet er klastene kantrundet til kantet, og med unntak av enkelte kvartsklaster er litologien relativt homogen.

#### 4.1.2. Sæterfjellet

Snitt nr. 4	UTM: 899 035	563 moh	monzonittisk gneis- grov
-------------	--------------	---------	--------------------------

#### Lokalitetsbeskrivelse

Toppen av Sæterfjellet består av et svakt skrånende platå på ca 560 moh. Platået avgrenses mot sørvest av en skråning med jevn gradient ned mot Mannshausen. Tilnærmet vertikale skrenter avgrenser platået mot nord og øst. Mot sør finnes en bratt talus med godt utviklede rasskar. Vegetasjonen består av lyng og gress og er heldekkende. Tydelige overflatestrukturer er fraværende på topplatået, men finnes i form av solifluksjonstunger og pløyeblokker i overflaten i skråningen ned mot Mannshausen (ca 300- 450 moh). Snittet ble gravet ut ca fem meter fra skrenten mot øst og ca 50 m fra toppunktet (se vedlegg 1). Prøver ble tatt i tre høyder ned til 100 cm.



Figur 4-2: Sæterfjellet er den høyest beliggende lokaliteten. I likhet med de andre loggede lokalitetene begrenset muligheten for videre graving seg på grunn av høy tetthet av stein og blokker ved ca 100 cm. Resultatene fra mineral- og kornfordelingsanalysen vises i høyre del av loggen.

### Regolittstratigrafi

0 - ca 40 cm: De øverste ca 10 cm består hovedsaklig av organisk materiale med mørk brun farge og noe stein og blokker. Materialet under har rødbrun farge og er matriksbåret. Mye røtter kan sees her, sammen med noe klaster av ulik størrelse. Overgangen til sonen under er vag.

*Ca 40 - 80 cm:* Fargen på materialet her er gulbrun og materialet er fortsatt matriksbåret. Røtter kan observeres ned til ca 50 cm. Den dominerende kornstørrelsen i denne sonen er sand og silt, og materialet er hardpakket og homogent. Sonen mangler grove kornstørrelser som stein og blokker.

*80 - 100 cm:* Overgangen til denne sonen markeres med innslag av kantrundede steiner og blokker, materialet er delvis klastbåret. Farge og fordeling av kornstørrelser i matriks er uforandret fra sonen over. Store blokker eller fast fjell begrenser dybden i snittet til ca 100 cm.

Med unntak av nederste 20 cm er klastene i snittet kantet til kantrundet. Litologien i snittet er ensartet.

### 4.1.3. Østre Husbykollen

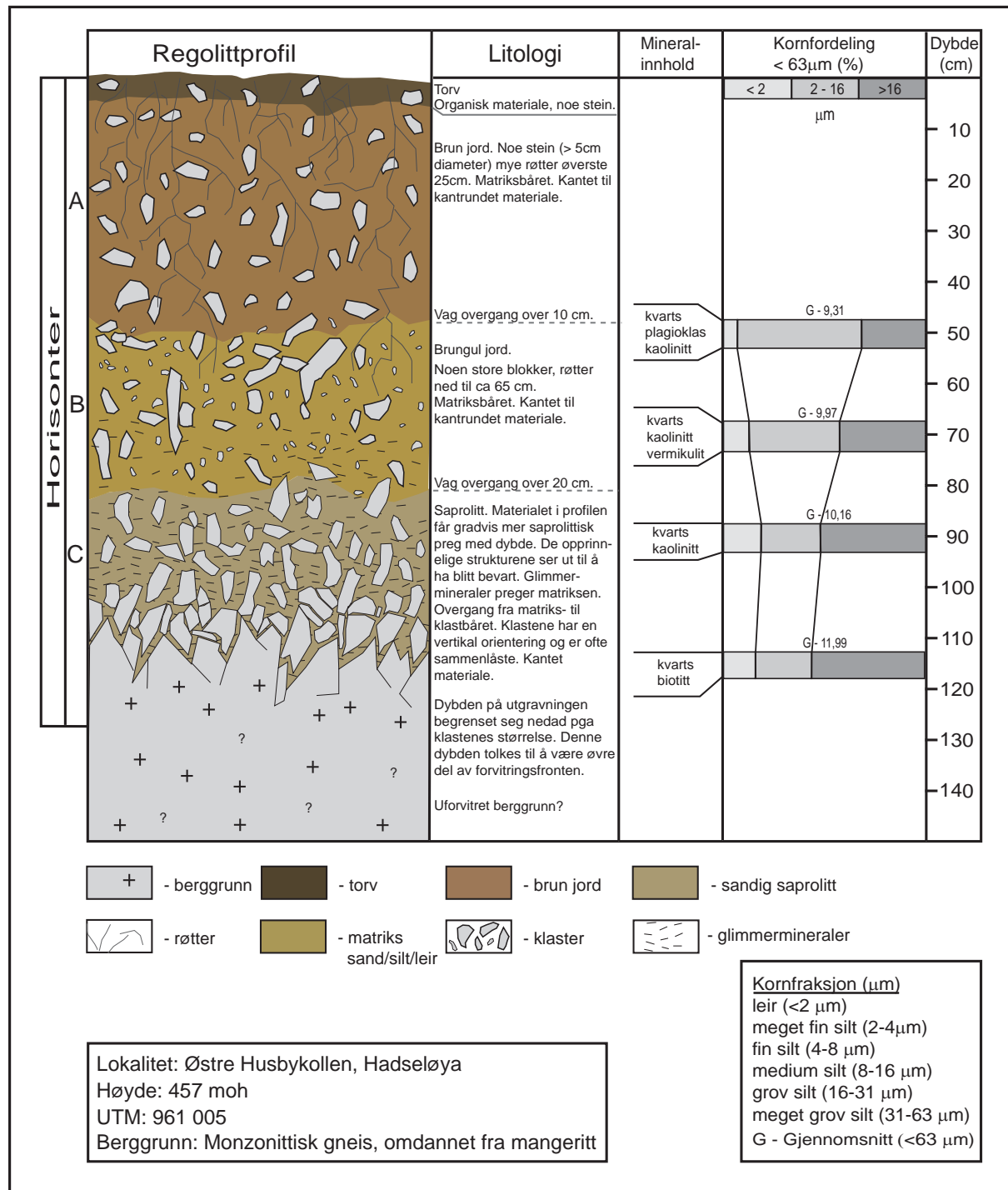
Snitt nr. 7	UTM: 961 005	457 moh	monzonittisk gneis- fra mangeritt
-------------	--------------	---------	-----------------------------------

#### Lokalitetsbeskrivelse

Platået på Østre Husbykollen ligger på sørøstre del av Hadseløya, 460 moh (se vedlegg 1). Navnet "Østre Husbykollen" er et uoffisielt navn på platået øst for Husbykollen brukt i mangel av navn på Statens Kartverks M711-serie og Nordland Fylkes økonomiske kartserie. Overflaten avgrenses mot nord av en bratt skråning ned mot Rolighola. Mot vest ligger Husbykollen og mot øst og sør avgrenses platået av konveks-konkave skråninger ned mot Lekang og Innbjørg. Overflaten er dekket av mose og gress, men vegetasjonsdekket brytes av felter dekket av store blokker uten synlig matriks i overflaten, dette kan sees i figur 4-4. Blokkene ser ut til å ha opphav i lokal berggrunn. Tydelige overflatestrukturer er fraværende på topplatået, men finnes i overflaten ved ca 240-390 moh i skråningen ned mot Innbjørg. Her kan solifluksjonstunger og pløyeblokker observeres. Snittet ble gravd ut sentralt på platået, og prøver ble tatt i fire høyder ned til 115 cm.

#### Regolittstratigrafi

*0 - ca 50 cm:* De øverste 5 cm av snittet består av organisk materiale med noe stein og blokker. Mye røtter kan observeres ned til ca 25 cm, men opphører under ca 65 cm. Materialet under 5 cm er matriksbåret, har en brun farge og noe stein (< 5 cm diameter) forekommer. Overgangen mot sonen under er vag og går over et intervall på ca 10 cm.



Figur 4-3: Snittet ble gravd ut på plataet øst for Husbykollen som er den eneste frittstående toppen på Hadseløya. Vest og nord for snittet ligger to felter med blokker (lik det som ofte blir assosiert med blokkhav) med relativt lik litologi av lokal bergart.

Ca 50 - 115 cm: Fargen på materialet er brungul i de øverste 30 cm av denne sonen. Under 80 cm har fargen et mer grålig preg med innslag av svak rødfarge. Svarte glimmermineraler kan observeres i stadig større grad under ca 70 cm. Materialets interne kohesjon øker med dybden



Figur 4-4: Bildet viser Østre Husbykollen hvor den strukturløse overflaten er dekket av gress og mose, samt enkelte felter med blokker. Bildet er tatt mot vest, og Husbykollen synes oppe til venstre. Snittet er gravd ut rett i forkant av spade og sekk som synes i midten av bildet.

og materialet får et sandig saprolittisk preg. Dette vil si at originale strukturer ser ut til å ha blitt bevart, men materialet er porøst og gir lett etter for graveredskaper. Mot bunnen av snittet finnes blokker med mellomliggende saprolittisk materiale. Noen av blokkene kan plukkes fra hverandre med fingrene. Blokkene er rektangulære og står oppreist i en vinkel på 45 - 90°. Store blokker eller fast fjell begrenser dybden i snittet til ca 115 cm.

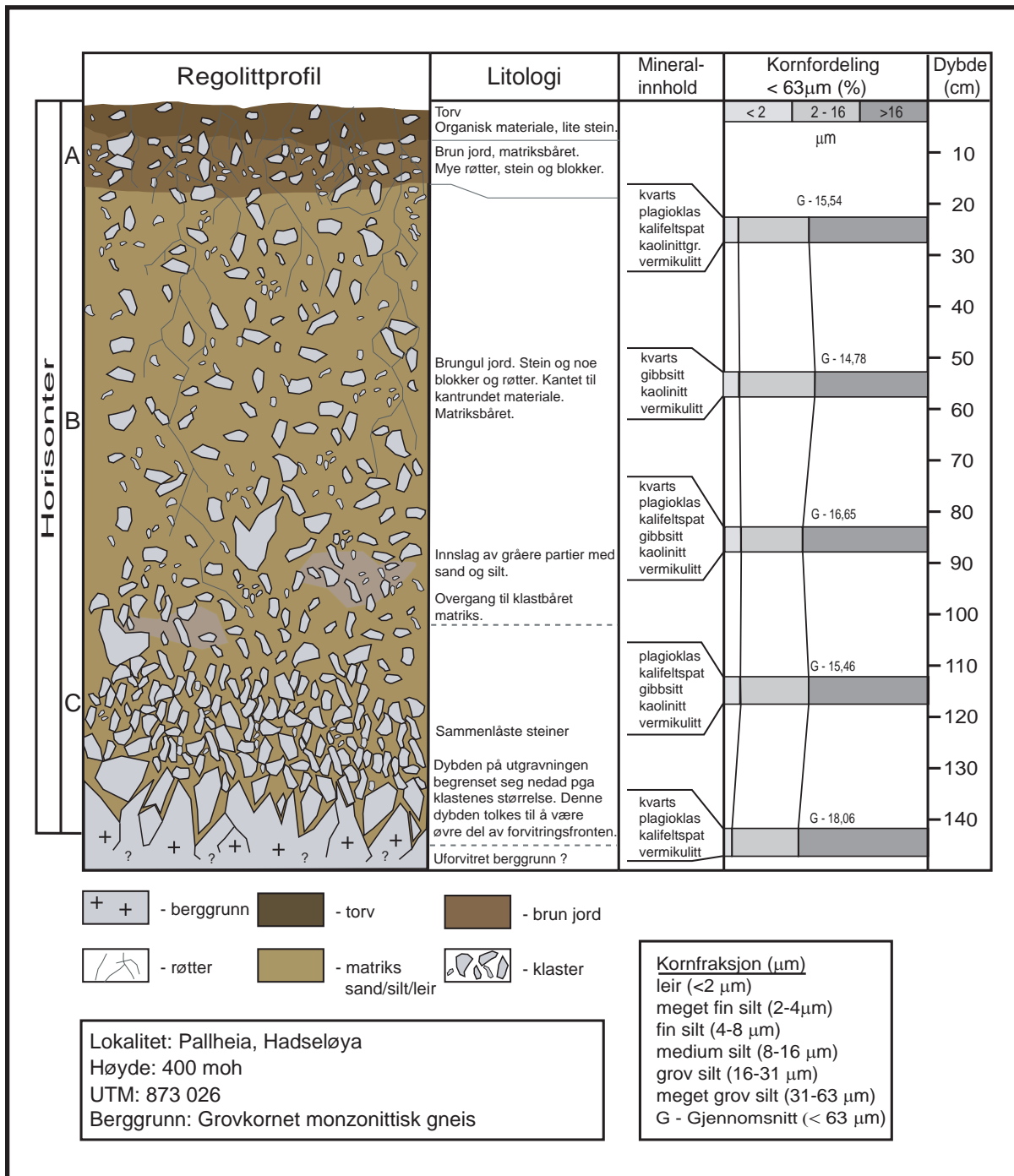
I hele snittet er klastene kantet til kantrundet, og litologien er ensartet.

#### 4.1.4. Pallheia

<i>Snitt nr. 3</i>	<i>UTM: 873 026</i>	<i>400 moh</i>	<i>monzonittisk gneis- grov</i>
--------------------	---------------------	----------------	---------------------------------

##### Lokalitetsbeskrivelse

Plataet på toppen av Pallheia ligger ca 400 moh og store deler er avgrenset av bratte skrenter. Overflaten er tilnærmet horisontal i vestre del av plataet, mens mot øst avgrenses plataet av en konveks-konkav skråning ned mot Storskardet. Vegetasjonen er heldekkende og består av gress, mose og lyng. Ingen tydelige strukturer finnes verken i helningen eller på topplataet,



Figur 4-5: Snittet på Pallheia er det dypeste snittet som ble gravet ut under feltarbeidet, og er muligens det mest homogene med tanke på de fysiske egenskapene. Tilstedeværelsen av sammenlåste steiner mot bunnen av snittet er større her enn på de andre lokalitetene.

men i østhellingen finnes to tors (se vedlegg 1). Snittet ble gravet ut ca fem meter fra skrenten sørøst på platået og prøver ble tatt i fem dybder ned til ca 150 cm.



Figur 4-6: Fra utgravningen av snittet på Pallheia. Snittet er det dypeste som ble gravd ut under feltarbeidet, høy tetthet av blokker begrenset videre utgravning på ca 140 cm. Snittet er meget homogent mellom torven (20 cm) og blokkene (110 cm), en egenskap som skiller snittet på Pallheia fra de andre snittene.

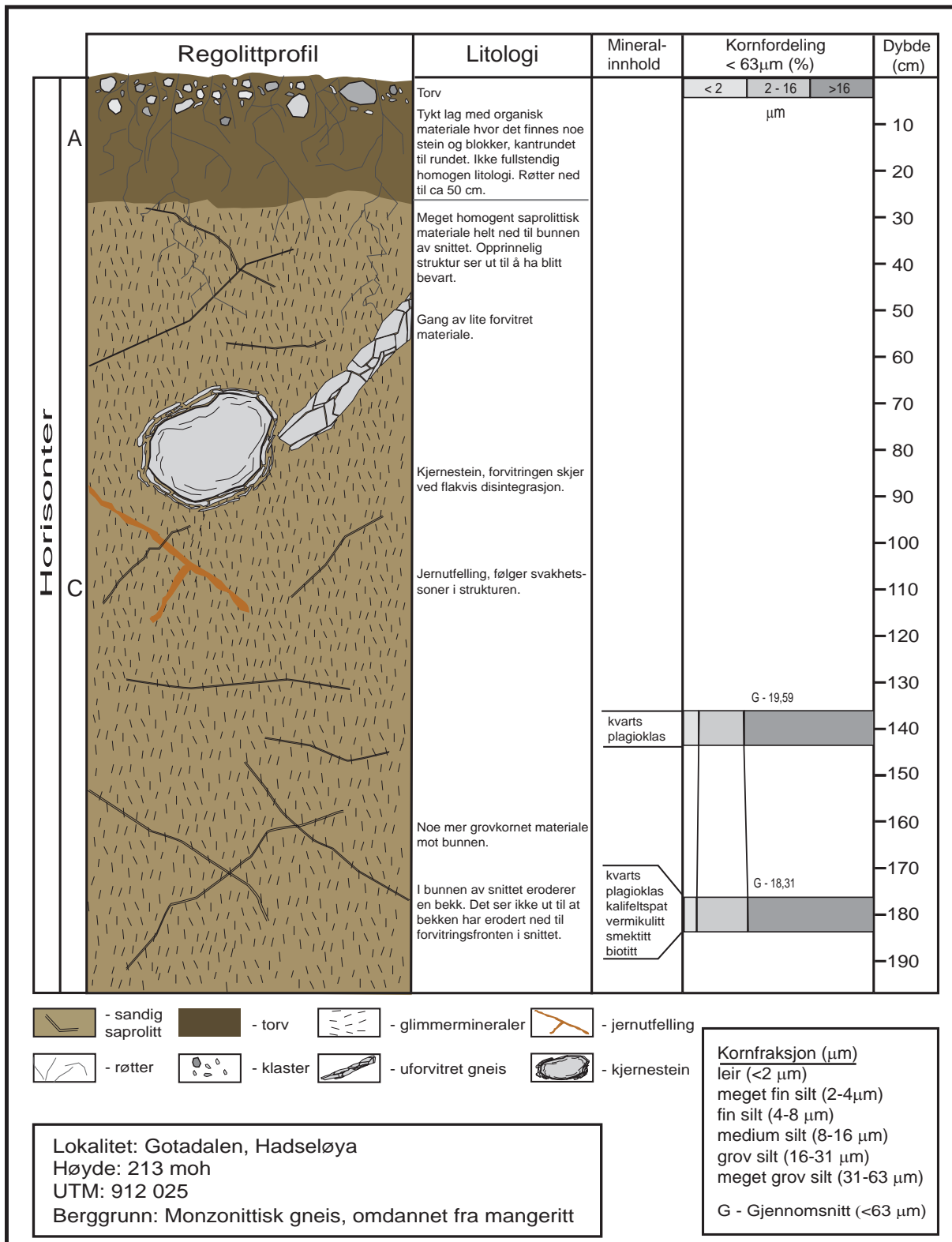
### **Regolittstratigrafi**

*0 - ca 20 cm:* De øverste 5-10 cm består av organisk materiale med få klaster. Ned mot 20 cm er materialet matriksbåret, fargen er brun og det er mye røtter.

*Ca 20 - 110 cm:* Under 20 cm er materialet mer stein- og blokkrikt, men er fortsatt matriksbåret og fargen er brungul. Innholdet av stein og blokker øker med dybde (betydelig mer under ca 80 cm), og ned mot 110 cm er det en overgang mellom matriks- og klastbåret materiale. Fra ca 80 cm finnes flere distinkte felter av sand og silt med en grålig farge. Sammenlåste steiner finnes i flere høyder i denne seksjonen. Det er mye røtter ned til ca 65 cm, men enkelte går helt ned til ca 110 cm.

*110 - 150 cm:* Her finnes også distinkte felter av sand og silt med en grålig farge. Materialet er klastbåret og fargen er brungul. Mange av steinene og blokkene under ca 120 cm har en rektangulær form og står i en vinkel på 45- 90°, mellom klastene finnes grus, sand og silt. Mange av klastene er sammenlåste. Store blokker eller fast fjell begrenser dybden i snittet til ca 150 cm.

I hele snittet er klastene kantet til kantrundet, og litologien er ensartet.



Figur 4-7: Snittet i Gotadalen skiller seg ut ved at det er gravd ut av en bekk og er lokalisert i bunnen av en dal. Det skiller seg også ut med de spesielle saprolittiske egenskapene og tilstedeværelsen av kjernestein.



### 4.1.5. Gotadalen

Snitt nr. 5	UTM: 912 025	213 moh	monzonittisk gneis- fra mangeritt
-------------	--------------	---------	-----------------------------------

#### Lokalitetsbeskrivelse

Gotadalen ligger sentralt på øya, mellom Melbumoan og Ånnstaddalen. Snittet er gravd ut av en bekk og ligger 213 moh. Flere liknende snitt kan observeres langs denne og andre bekker i området. En setting lik denne finnes også i Husbydalen (UTM: 938 014). Vegetasjonen i området består av lyng, mose, gress og spredt bjørkeskog. Snittet er ca 200 cm dypt og prøver ble tatt på 140 og 180 cm.

#### Regolittstratigrafi

*0 - ca 30 cm:* De øverste ca 30 cm består av organisk materiale og noe klaster er tilstede. Ulikt de andre snittene er klastenes litologi ikke ensartet i denne sonen. Klastene er kantrundet og det er mye røtter i denne sonen.

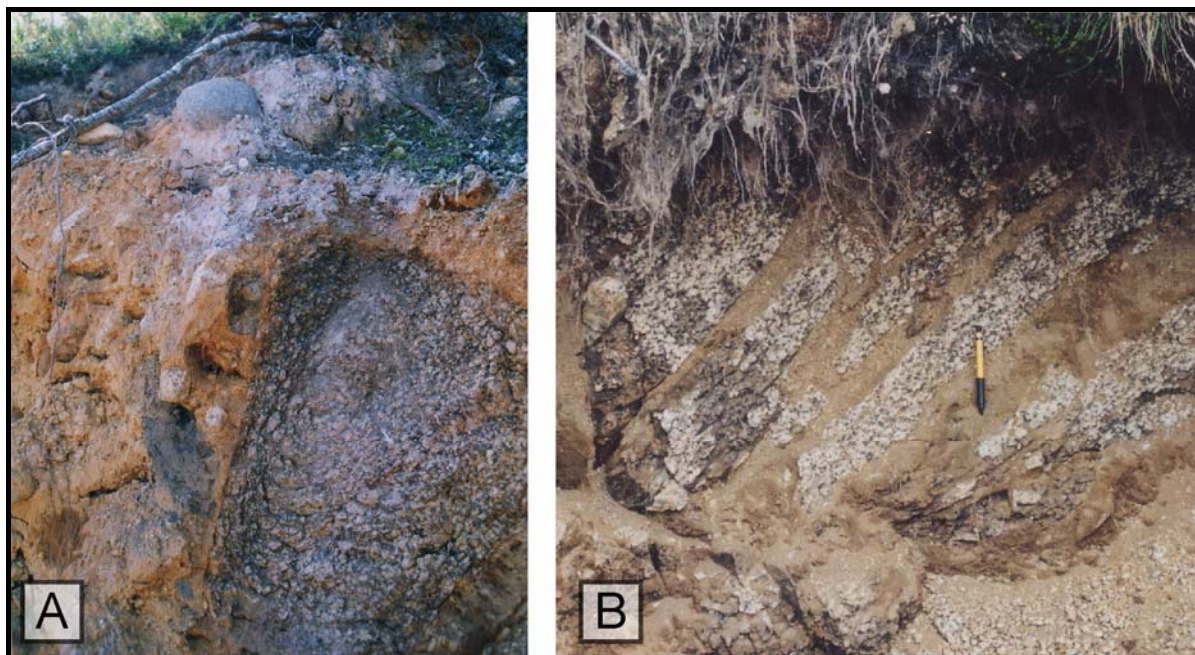
*Ca 30 - 200 cm:* Materialet i denne sonen har et saprolittisk preg og er meget homogent. Det ser ut til at mange av de originale strukturene er bevart, men materialet er meget porøst. Enkelte innslag skiller seg ut, en kjernestein finnes i øvre del av denne sonen (ved ca 80 cm). Rundt steinen kan konsentriske skall observeres og kjernesteinen ser ut til å forvitte ved flakvis eller sfæroidal disintegrasjon. Denne typen forvitring kan observeres mange andre steder på øya. Nært kjernesteinen finnes en svært oppsprukket gang med solid materiale og i enkelte av svakhetssonene er jern felt ut. Mot bunnen av snittet blir materialet noe mer grovkornet. I bunnen av snittet eroderer en bekk, og det ser ikke ut til at den har erodert ned til forvitningsfronten i snittet. Røtter når ned til ca 50 cm.

### 4.1.6. Andre prøvetakingslokaliteter

Under gis det en kort beskrivelse av lokalitetene på Hadseløya og ellers i Vesterålen og Lofoten hvor prøver til mineral- og kornfordelingsanalyse er blitt samlet inn. Oversiktskart finnes i figur 4-10.

#### **Kliftra, snitt nr. 1** (UTM: 872 062, 530 moh)

Snittet ble gravd ned til 75 cm, hvor videre utgravning ble stoppet av store blokker stående i en vinkel  $> 45^\circ$ . Hele snittet domineres av humusmateriale og røtter når helt ned til bunnen.



Figur 4-8: (A) Snitt nr. 9, Lekangdalen. Topplaget skiller seg klart ut fra resten av snittet. Materialet i den underliggende sonen har svært ulike egenskaper når det gjelder forvittringsgrad, litologi, rundingsgrad osv. (B) Snitt nr. 10, Loftskanten. Snittet viser at pedolitt og grusig saprolitt kan opptre sammen med bare centimeters avstand.

Torv dekker de øverste 10 cm, under dette finnes brunsvart jord med noe kantrundet stein. Mot bunnen er jorden brunrød og grad av intern kohesjon i materialet øker.

#### **Klubben, snitt nr. 2** (UTM: 874 070, 267 moh)

Lokaliteten ligger i et skar ca 200 m sør for Klubben (303 moh), og denne beliggenheten gjør at lokaliteten kan ha blitt tilført materiale ved ulike skråningsprosesser. Dybden på snittet er 45 cm og begrenses nedad av store blokker eller fast fjell. Snittets stratigrafi skiller seg ut fra alle de andre prøvetakingslokalitetene ved at et markert lag av grålig sand, silt og grus (10- 25 cm) følger under det øverste torvlaget. Etter fargen å bedømme kan dette laget kan være et utfellingslag, men materialet kan også være alloktont og tilført ved ras, sig eller andre skråningsprosesser. Kornfordelingen i dette laget skiller seg distinkt ut fra resten av snittet. Hvis en tar snittets beliggenhet i betraktning gjør disse to faktorene at det aktuelle laget sannsynligvis er et alloktont innslag.

#### **Innbjørg, snitt nr. 8** (UTM: 966 996, 15 moh)

Beskrivelse og bilde finnes i kapittel 3.1.2.

**Lekangdalen, snitt nr 9** (*UTM: 977 022, 61 moh*)

Denne lokaliteten ligger i et masseuttak delvis i drift. Et snitt på 2,5 m fantes i masseuttakets ytterkant og ut fra materialets egenskaper kan snittet deles i to. Under torvlaget kan et ca 0,5 m tykt lag med ulike kornstørrelser, litologi og rundingsgrad observeres. De nederste to meter domineres av porøst materiale med ulikt grad av forvitring og veldig ulike kornstørrelser. Dette kan observeres i figur 4-8A. Det kan se ut til at det har vært bevegelse i materialet, muligens grunnet ytre påvirkning.

**Loftskanten, snitt nr. 10** (*UTM: 977 033, 259 moh*)

Snittet ser ut til å være gravd ut ved sporadisk fluvial erosjon og forvitret materiale er blitt eksponert. Ulik forvittringsgrad, fra grusig saprolitt til pedolitt kan observeres i materialet (se figur 4-8B og 5-1). Grad av forvitring ser ut til å være bestemt av ulik resistens mot forvitring på de ulike komponentene i gneisen. Mot toppen har podsoliserings- og humufiseringsprosesser endret materialets karakter.

**Vestvågøy**

På Mærvoll ble det tatt en prøve i materiale som minnet sterkt om sandig saprolitt og lignet på materialet i Gotadalen på Hadseløya. I Unnstadskaret finnes et nedlagt masseuttak med saprolittisk/ pedolittisk preg og prøven ble tatt i materiale som etter inndelingen i kapittel 3.1.2 kan karakteriseres som pedolitt. På Eggum ble det tatt prøver i avsetninger dannet av glasiale og periglasiale prosesser (Ø. Paasche, pers. kom.).

**Langøya**

På Fjærvoll, Bø og Myre ligger relativt store glasiale avsetninger (Møller & Sollid, 1972, Rasmussen, 1984) og det ble tatt prøver i alle disse tre morenene. Prøvene fra Bø og Myre ble tatt i rent minerogent materiale, mens prøven tatt i Fjærvollmorenen ble tatt i en del av morenen med mye organisk materiale. Dette kan ha hatt innvirkning på den mineralogiske signaturen til denne prøven, fordi organiske syrer dannet ved nedbrytning kan ødelegge enkelte mineraler (Wilson, 1969), se kapittel 4.5.3. På Gisløya ble det tatt prøver i et snitt med glasifluvialt materiale. I denne prøven var innholdet av silt og leir så lite at det bare holdt til mineralanalyse ikke til analyse i sedigraf. En prøve ble tatt i det antatt kolluviale materialet (Ø. Paasche, pers. kom.) i et masseuttak på Kråknes. Fire prøver tatt i autoktont forvittringsmateriale fra Skrådalsheia, Fingamheia, Sørkulen og Jenskaret, samlet inn av Ø. Paasche og analysert i Paasche (2000) ble innlemmet i analyseprosessen og re-analysert.

## 4.2. Forvitring

### 4.2.1. Terminologi og definisjoner

Forvitring kan defineres som ”en *in situ* endring og fragmentering av materiale eksponert i atmosfæren eller hydrosfæren” (oversatt fra Matthews m fl., 2003). Regolitt brukes som en generell betegnelse på fragmentert og ukonsolidert materiale som danner en overflate som dekker den underliggende berggrunnen. Begrepet brukes generelt om alle typer løsmateriale som dekker en overflate (Ollier & Pain, 1996, LaSalle & De Kimpe, 1989), men i denne oppgaven refererer betegnelsen bare om det som antas å være forvitningsmateriale. I beskrivelsen av jordprofilene i kapittel 4.1 brukes horisont om materiale i lik høyde, mens sone brukes om materiale med noenlunde samme fysiske egenskaper innenfor et gitt høydeintervall. En oversikt over de kjemiske formlene til mineralene som omtales i teksten og i figurer finnes i appendiks 1.

### 4.2.2. Forvitningsprosesser

Forvitningsprosessene kan deles inn i to hovedgrupper; *mekanisk* og *kjemisk* forvitring.

**Mekanisk forvitring** foregår gjennom ulike prosesser, og på høye breddegrader og i høyfjellet er fryse-tine prosesser tradisjonelt antatt som de mest vanlige (Ballantyne & Harris, 1994). Andre prosesser er sprengning ved saltkrystallvekst, eksfoliering ved termal utvidelse eller sammentrekning og trykkavlastning (Ollier & Pain, 1996). Felles for prosessene er at fragmentering skjer uten at mineralsammensetningen forandres. Når vann i porer og sprekker fryser til is i et lukket eller semilukket system får mediet en volumetrisk ekspansjon på ca 9 % og dette fører til en sprengningseffekt som resulterer i en fragmentering av berggrunnen, både på mikro- og makronivå. Prosessene refereres til som henholdsvis mikrogelivasjon og makrogelivasjon (Ballantyne & Harris, 1994). Effektiviteten er avhengig av vanntilgang og av antall fryse-tine sykluser, som varierer fra årlige til døgnlige sykluser. Mange har imidlertid diskutert faktorer antatt involvert i fryse-tine prosessen (f eks White, 1976, Walder & Hallet, 1985, 1986, Mackay, 1999, Hall m fl., 2002, Hall & André, 2003, Hall, 2004 og referanser i disse), og det er blant annet stilt spørsmål om hvilke temperaturregime prosessen opererer under, hvilke faktorer som i hvilken grad påvirker denne prosessen, og prosessens effektivitet når det gjelder disintegrasjon av mineralkorn. Lautridou & Seppälä (1986) påviser gjennom

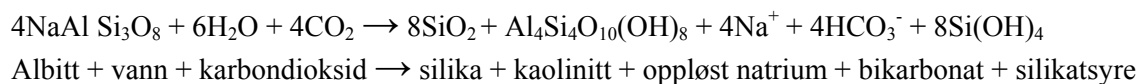
laboratorieforsøk at prekambriske bergarter fra ulike deler av Finland er meget resistente mot mekanisk forvitring. Prøvene ble usatt for temperatursvingninger fra  $-8$ – $16$  °C i døgnlige sykluser som i forsøket ble gjentatt 1103 ganger. Dette ”fryseregimet” beskrives som representativt for polare maritime regioner og er kanskje representativt for Hadseløya i eventuelle isfrie perioder i Weichsel. I den sammenheng er det interessant at det i dette forsøket ikke ble produsert materiale i siltfraksjonen.

Hall & André (2003) viser gjennom målinger av overflatetemperatur på berggrunn i Antarktis at fryse-tine prosesser kanskje ikke er en disintegrerende prosess i det hele tatt, men åpner for at avskalling og disintegrasjon av mineralkorn kan skyldes store termale forskjeller i berggrunnen ( $9,7$  °C  $\text{min}^{-1}$ ) og termal syklisitet, begge innenfor meget korte tidsintervall. Mackay (1999) påviser at mekanisk forvitring inntreffer, men åpner for flere mulige prosesser innbefattet volumetrisk ekspansjon av væske og termalt sjokk virker ved store temperatursvingninger. Hall (2004) viser i forsøk fra British Columbia i Canada ( $53^{\circ}53' \text{ N}$ ) at aspekt og helningsgradient i stor grad påvirker temperaturen i overflaten på berggrunnen ned til (i dette tilfellet) 3 cm. Selv om lufttemperaturen under forsøkene ikke oversteg  $-1,5$  °C var temperaturen på overflaten  $28$  °C og på 3 cm dybde  $18$  °C på heller vendt mot sør. Dette åpner i følge forfatteren for at prosesser assosiert med kjemisk forvitring kan være aktive i et kaldt klima forutsatt at væske er tilstede. Effektiviteten vil imidlertid avta med dybden avhengig av blant annet berggrunnens eller løsmassenes termale konduktivitet. Hall m fl. (2002) diskuterer hvilke faktorer som bestemmer effektiviteten til fryse-tine prosesser og forkaster temperatur som en begrensende faktor. Væsketilgang blir sett på som en minst like viktig faktor.

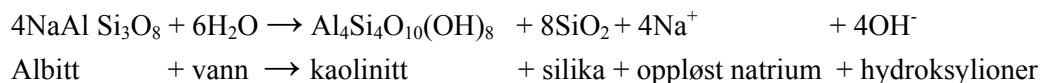
Det kan se ut til at MAAT ikke er et tilstrekkelig parameter for utledninger av hvilke temperaturbestemte prosesser som virker i et gitt miljø. For å kunne danne et mer nyansert bilde av hva som faktisk påvirker de mikroklimatiske forholdene og væsketilgangen i overflaten og de øverste centimeterne av berggrunnen eller løsmassene kreves det antageligvis at ”nye” parametre innlemmes i datainnsamlingen under feltarbeidet eller at metoder for beregning av parametrene finnes. Et forsøk på å beregne effekten av helningsgradient og aspekt på ulike breddegrader er gjort i programmet *Meteonorm*<sup>®</sup> (Hall, 2004).

**Kjemisk forvitring** virker gjennom en rekke prosesser, blant annet oppløsning, hydratisering, oksidasjon, karbonisering og hydrolyse, og er på global basis den viktigste forvittringsformen. Med utgangspunkt i Ollier & Pain (1996) og Summerfield (1991) følger en kort gjennomgang av hvordan de ulike prosessene virker.

*Oppløsning* er den enkleste forvittringsformen, og i denne prosessen virker vann solvent på mineraler. Sammen med temperatur og pH er vannets gjennomstrømningshastighet en viktig faktor som påvirker forvittringsraten. Står væsken stille blir den etter hvert mettet og oppløsningen stanser. *Hydratisering* foregår ved at vannmolekyler trenger inn i mineralenes krystallgitter. Denne prosessen er viktig for å fremme andre forvittringsprosesser blant annet ved at en større virkningsflate skapes. *Oksidasjon* skjer når fritt oksygen i atmosfærisk eller hydrosfærisk form reagerer med elementer som for eksempel jern, svovel eller titan og danner oksider eller hydroksider. *Karbonisering* foregår ved at CO<sub>2</sub> tilføres jordlaget ved nedbrytning av biologisk materiale eller perkolering av meteorisk vann. Etter en reaksjon med vannmolekyler løses mineraler opp. Feltspat er spesielt utsatt for karbonisering, og hvordan forvitring av feltspat kan foregå ved denne type forvitring vises i tekstboksen under.



*Hydrolyse* skjer ved at vann i ionisk form reagerer direkte med mineraler, og dette innebærer en utskiftning av metallkationer som K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> og Mg<sup>2+</sup> med H<sup>+</sup>-ionet. Metallkationene kan igjen binde seg med (OH)<sup>-</sup> ioner. Et eksempel på hydrolyse av feltspatmineralet albitt vises under.



Forvitring foregår i jordens terrestriske miljøer til enhver tid og en rekke faktorer avgjør hvilke prosesser som virker, samt deres effektivitet. Under følger en gjennomgang av de viktigste faktorene.

### 4.2.3. Faktorer som påvirker forvitringen

#### Klima

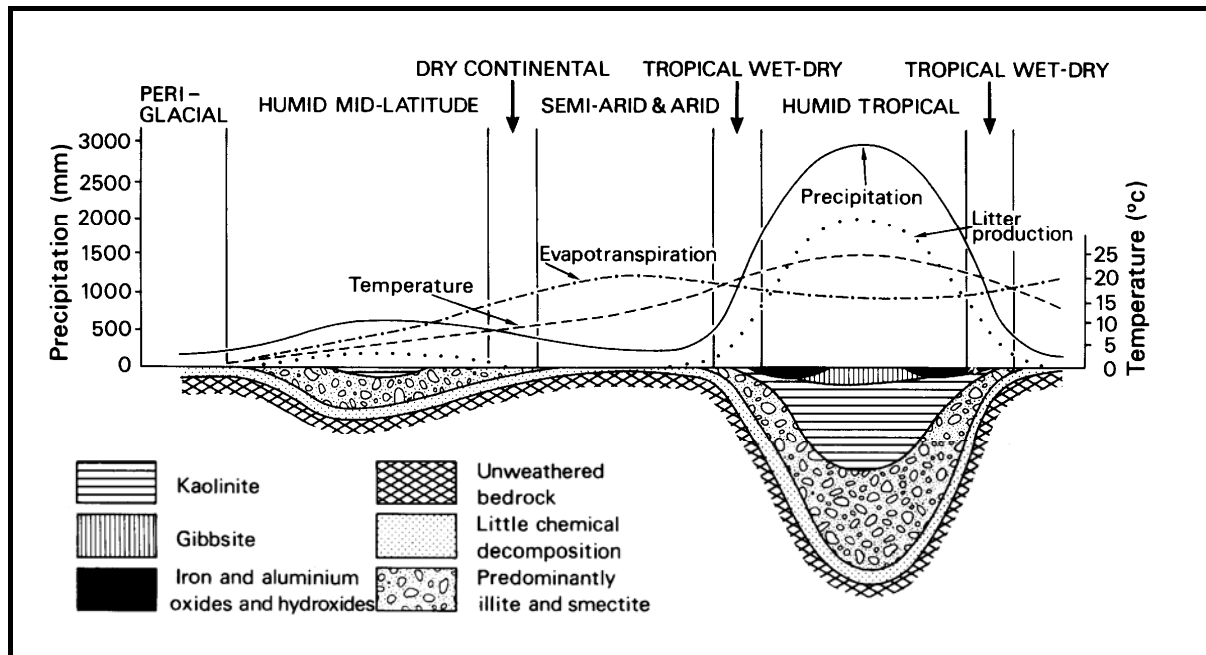
Temperatur påvirker effektiviteten i kjemisk forvitring direkte ved at reaksjonsraten øker og indirekte ved at den biologiske aktiviteten øker ved høy temperatur (Brady, 1984). Høy biologisk aktivitet øker tilførselen av CO<sub>2</sub> og syrer til jorden, og som vist over er dette elementer som inngår i kjemiske prosesser. I mekanisk forvitring er temperatur en frembringende faktor i krystallvekst og eksfoliasjon. Vann influerer kjemiske forvitningsprosesser direkte ved at H<sub>2</sub>O inngår både som solvent og reaktant i prosessene beskrevet over (Ollier & Pain, 1996), samt at vann må til for at biologisk aktivitet skal forekomme. Tilstedeværelsen av vann, intraklastisk og i sprekker er en forutsetning for forvitringseffektiviteten i fryse-tine syklusene. Kjemiske forvitningsprosesser er på grunn av høy temperatur og mye nedbør mest effektive i tropisk humid klima, og det er i tropiske strøk en finner regolitt med størst mektighet (se figur 4-9).

#### Litologi

Egenskapene i en metamorf bergart er blant annet betinget av opphavsbergarten, og trykk og temperatur under metamorfosen. Temperaturen mineralene krystalliserer under er en av de avgjørende faktorene for senere resistens mot forvitring (Boggs, 2001). Kvarts som krystalliserer ved lav temperatur er mer stabil enn for eksempel olivin som krystalliserer ved høy temperatur (Nesse, 2000). Dette forholdet bekreftes i mineralsammensetningen i prøvene, kvarts finnes med få unntak i alle horisonter på alle lokaliteter, mens biotitt er sjeldent. Mineralsammensetningen, og spesielt mengden av kjemisk ustabile mineralfaser påvirker de kjemiske prosessenes effektivitet. Overflatearealet prosessene får virket på er avgjørende for forvitningsraten og dette bestemmes av størrelsen på mineralkornene og klastene. Andre strukturelle forhold som permeabilitet, sprekke tetthet- og størrelse og eventuell kløv og lagdeling påvirker vanntilgang og dermed effektiviteten til både de kjemiske og mekaniske prosessene.

#### Tid

De fleste kjemiske forvitningsprosesser som er aktive på jordens overflate virker meget sakte og en konsekvens av dette er at regolittens mineralogiske og fysiske egenskaper sjelden er i balanse med det til enhver tid rådende klima (Summerfield, 1991). Når forvitningsprosesser opererer over lang tid vil kornstørrelse gradvis bli mindre, og dette fører til en eksponentiell



Figur 4-9: Variasjoner i regolittens dybde relatert til klimatiske og biotiske variabler (etter Summerfield, 1991).

akselerasjon av de kjemiske prosessene på grunn av større virkningsflate. Forvitningsfronten vil gradvis migrere dypere og vann vil i mindre grad nå ned til bunnen av regolitten. Dette vil begrense effektiviteten til, eller stoppe forvitningsprosessene (Ollier & Pain, 1996).

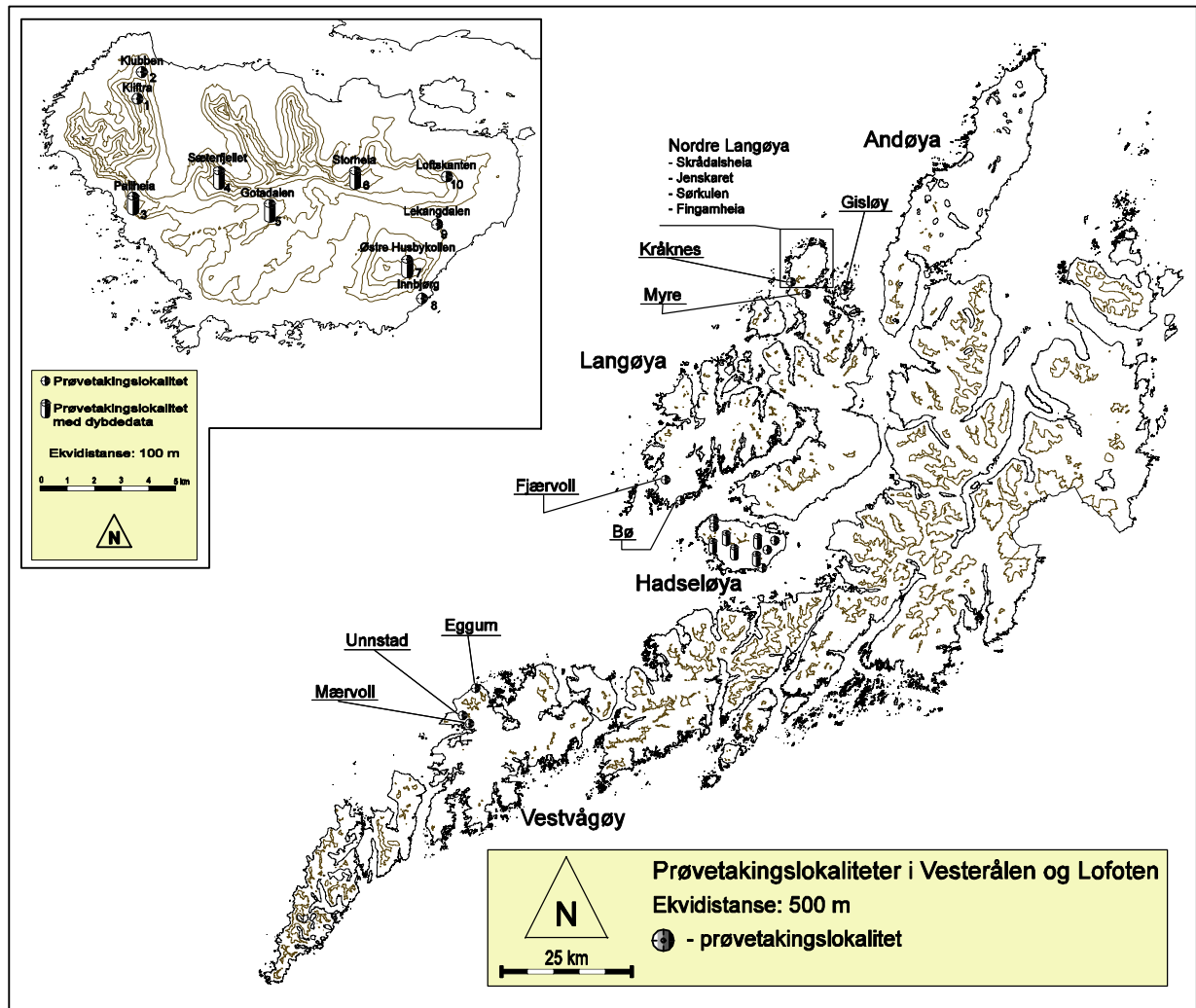
### Biologisk aktivitet

Nedbrytning av biologisk materiale bidrar med  $\text{CO}_2$  og dermed syrer til regolitten, og syrer i jordvannet er en meget viktig faktor i mange kjemiske prosesser (Brady, 1984, Ollier & Pain, 1996). Røtter kan bidra til åpning av sprekker og sammen med annet biologisk materiale modifierer nedbrytningen pH-verdien i regolitten (Selby, 1985). Variasjoner i produksjon og nedbrytning av biologisk materiale er dermed viktig for hvilke prosesser som virker og dermed regolittens fysiske og mineralogiske egenskaper.

### Topografi

Gradienten på en overflate påvirker avrenning av vann, både på overflate og nede i regolitten (Summerfield, 1991). En viss hastighet på gjennomstrømningen vil øke forvitningsraten fordi vannet ikke vil bli mettet og oppløste elementer blir fraktet vekk. En for rask gjennomstrømning vil imidlertid virke hemmende på forvitningsraten fordi vann er en så viktig komponent i de fleste forvitningsprosessene.

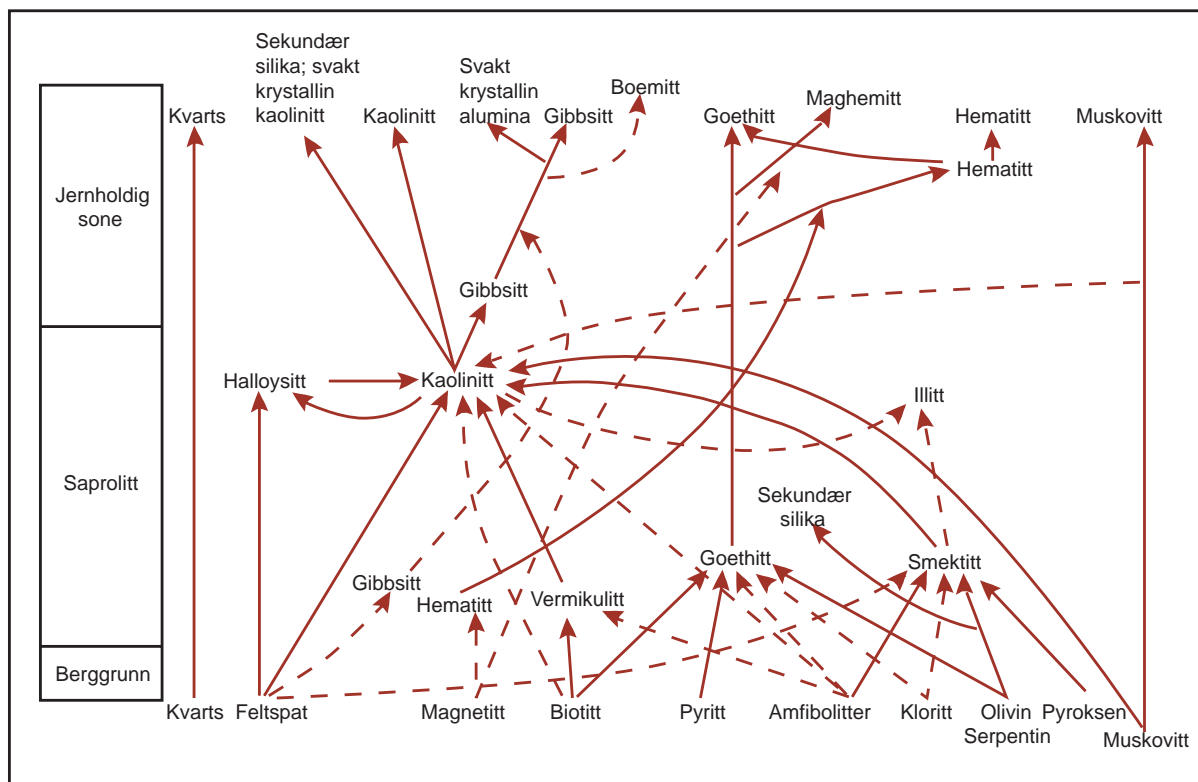




Figur 4-10: Regionkartet over Vesterålen og Lofoten viser en oversikt over lokalitetene hvor materiale til mineral- og kornfordelingsanalyse ble samlet inn. Det innfelte kartet viser en mer detaljert oversikt over lokalitetene på Hadseløya.

### 4.3. Mineralanalyse

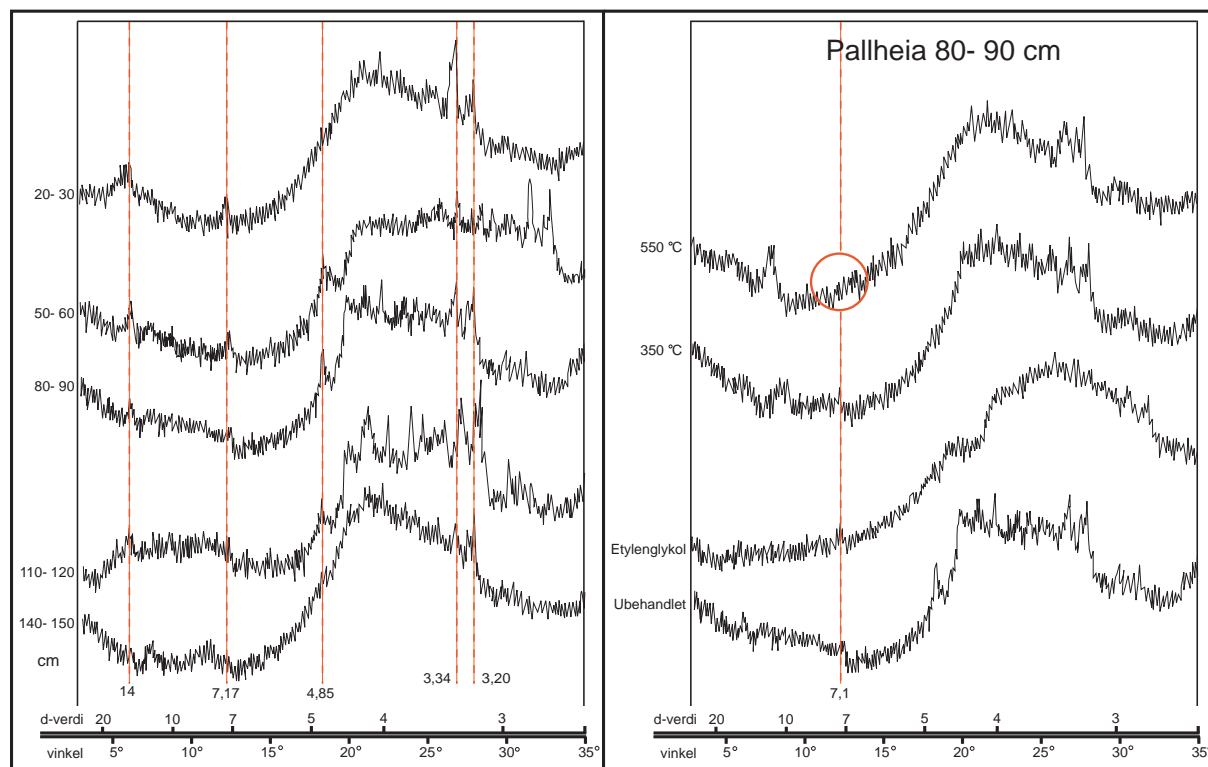
Under feltarbeidet somrene 2002 og 2003 ble til sammen 32 prøver fra 17 forskjellige lokaliteter i Vesterålen og Lofoten samlet inn med tanke på mineralanalyse. Opplysninger om lokalitetene er samlet i tabellform i appendiks 6. Flest prøver er fra de fem loggende snittene presentert i kapittel 4.1. I tillegg ble materiale fra fire lokaliteter på Nordre Langøya (samlet inn av Ø. Paasche, og presentert i Paasche, 2000) reanalysert. Lokalitetenes beliggenhet er vist i figur 4-10. Tanken med å samle inn prøver fra mange lokaliteter med forskjellig materialopphav er å ha et sammenligningsgrunnlag for prøvene tatt i snittene på Hadseløya.



Figur 4-11: Veien fra primærmineral til sekundærmineral i en forvittringsprofil. Heltrukne linjer representerer de mest vanlige veiene ved neomineralisering. De stiplede linjene representerer mulige, men relativt uvanlige veier for neomineralisering. (modifisert etter Bouchard m fl., 1995, Jolicoeur m fl., 2000 og Anand & Paine, 2002)

En gjennomgang av grunnprinsippene ved metoden er gjort i kapittel 2, og en detaljert beskrivelse av prosedyren fulgt i laboratoriet finnes i appendiks 2. Kort fortalt ble hver prøve analysert i røntgendiffraktometeret fem ganger, med nye behandlinger mellom hver gang. Først ubehandlet, deretter behandlet med etylenglykol og så utsatt for 350, 550 og 950 °C. Grunnen til at prøvene utsettes for disse behandlingene er at mineralene kan være vanskelig å skille fra hverandre basert bare på d-verdi i ubehandlet form. Mineralene reagerer forskjellig på de ulike behandlingene (se figur 4-16), og når reaksjonsmønsteret er kjent blir dette til hjelp i identifikasjonsprosessen.

Ved tolkning av d-verdier kan det være relevant å undersøke hvilke mineraler som finnes i bergarten på stedet prøvene er tatt. På Hadseløya er monzonittisk gneis dominerende, men i tillegg finnes et felt med mangeritt og et felt med gneis (se figur 1-2). Monzonitt kan beskrives som:



Figur 4-12: Diffraktogrammet til venstre viser kurvene til ubehandlede prøver i ulike høyder fra Pallheia. Til høyre vises endringen i kurvene som en respons på de forskjellige behandlingene. D-verdier er oppgitt i Ångstrøm.

*”... en dybbergart sammensatt av omtrent like mengder av alkalifeltspat og plagioklas med mindre mengder biotitt, amfibol og/eller pyroksen. I det mineralogiske klassifikasjonsdiagrammet for de magmatiske bergartene hører den hjemme i felt 8, dvs, med enten 0-20 prosent kvarts eller 0-10 prosent feltspatoid av sum lyse mineraler, mens plagioklas utgjør 35-65 prosent av feltspatene.” (www.nhm.uio.no)*

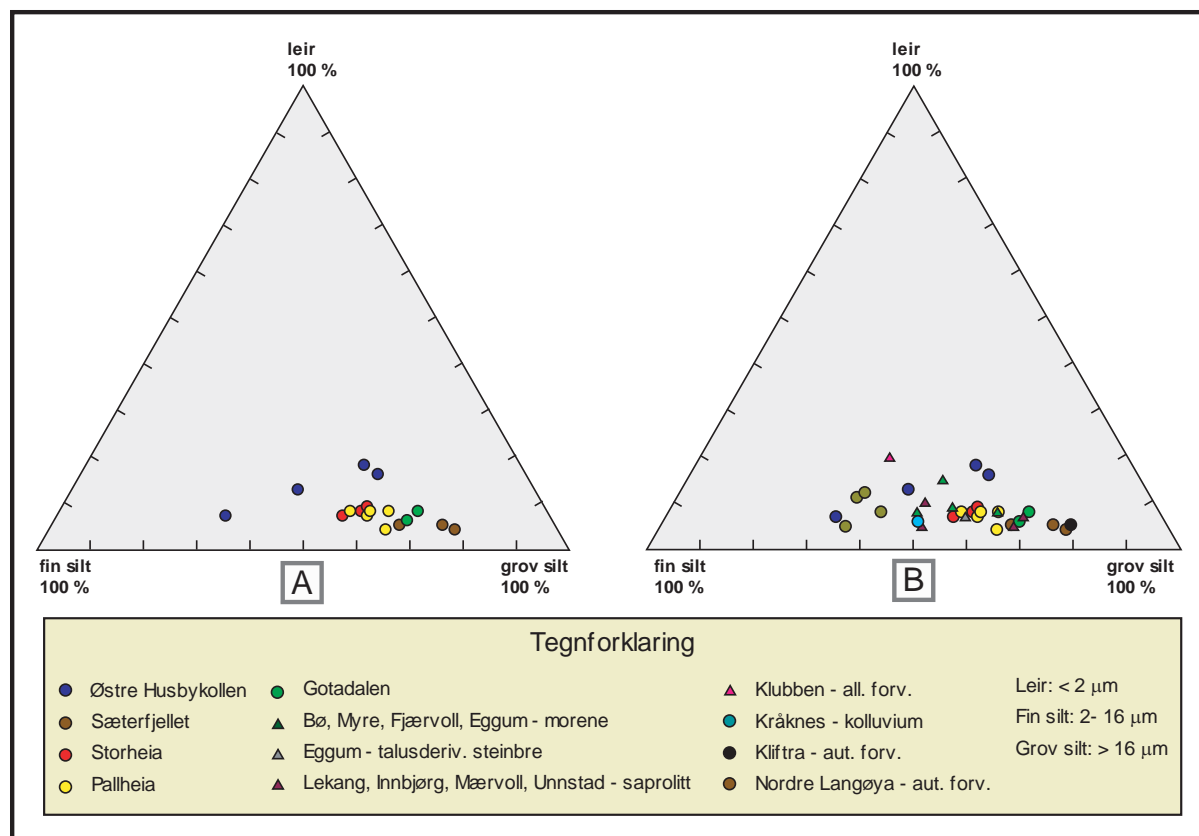
I den monzonittiske gneisen på Hadseløya er hovedsakelig kalifeltspat, plagioklas og biotitt representert, men det kan også finnes mindre mengder kvarts, hornblende, pyroksen, apatitt, titanitt og granat (E. Tveten, pers. kom.). En enkel mikroskopanalyse av en stoff fra Hadseløya bekrefter denne mineralsammensetningen (H. Askvik, pers. kom.). Med dette utgangspunktet kan et skjema som vist i figur 4-11 være til hjelp i tolkningen. Hvis innhold av primærmineraler i saprolitten er kjent, kan en ved hjelp av dette skjemaet til en viss grad utlede hvilke sekundære mineraler som kan dannes fra primærmineralene. Dette kan være retningsgivende for hvilke mineraler en kan lete etter i identifikasjonsprosessen.

Resultatene fra analysen kommer i form av d-verdier, med en angivelse av intensiteten til hver enkelt d-verdi. Intensitet og d-verdi presenteres ofte i et diffraktogram lik det i figur 4-12. Et problem relatert til tolkning ut fra et diffraktogram er at enkelte toppar er brede og hvis intensiteten er stor, også høye (Brown & Brindley, 1980). En bred topp er et resultat av mineralogisk amorfitet, det vil si at mineralet ikke er velkrystallisert. Amorfitet er et resultat av at avstanden mellom atomplanene er ikke statisk, men uorden i planene kan altså forekomme. Uorden kan forårsakes av en rekke faktorer, blant annet temperaturforskjeller og distribusjonen av kationer, for eksempel Mg, Fe og Al (Brindley, 1980). Når Al erstatter Si i tetraedre eller Al, Fe eller Mg inntar oktaedriske posisjoner kan uorden oppstå.

#### **4.4. Analyse av kornstørrelser**

En analyse av kornstørrelser er en metode som ofte brukes som en indikator på energien i avsetningsmiljøer, for eksempel marine, fluviale eller glasifluviale miljøer. I dette arbeidet er metoden brukt på forvittringsmateriale i ulike dybder, og på en rekke former for avsatte løsmasser (se appendiks 6). En omfattende undersøkelse av kornstørrelsesfordeling i autoktont forvittringsmateriale er til nå ikke gjort i Norge, og en må til Canada for å finne eksempler hvor denne type analyse er gjort på noenlunde samme måte (Wang m fl., 1981, Bouchard & Pavich, 1989, Bouchard, 1995, Marquette m fl., 2004). I disse arbeidene diskuteres det i liten grad hva kornstørrelsesfordelingen kan si om hvilke prosesser som tidligere har vært aktive eller hvilke prosesser som påvirker regolitten i dag. Dette vil bli diskutert i kapittel 4.5.4.

Materiale fra de samme lokalitetene som beskrevet i forrige kapittel ble analysert i en sedigraf, hvorav prøvene fra Loftskanten og Klubben 30- 40 cm ble tapt i analyseprosessen. I prøven fra Gisløy, tatt i glasifluvium, var det for lite materiale igjen etter mineralanalysen til at en analyse i sedigrafen var mulig. Beliggenheten til de ulike lokalitetene er vist i figur 4-10. De kvantitative dataene fra sedigrafanalysen kan analyseres i Gradistat v. 4.0 (Blott & Pye, 2001). Dette er et program som beskriver distribusjonen av kornstørrelser med en rekke parametere. To av parametrene er gjennomsnittlig størrelse og sortering (spredningen av størrelser rundt gjennomsnittet).



Figur 4-13: Sedigrafdata er samlet i tre fraksjonsgrupper og plottet i et trekantdiagram etter prosentvis fordeling mellom fraksjonsgruppene. A: prøvetakingslokalitetene på Hadseløya. B: alle prøvetakingslokalitetene samlet i et diagram. I tegnforklaringen presiseres det hvilken type materiale prøven er tatt i.

En gjennomgang av resultater fra sedigrafanalysen i form av gjennomsnittlig kornstørrelse og sorteringsgrad ( $< 63 \mu\text{m}$ ) viser en stor grad av likhet mellom prøvene. Med unntak av en prøve fra Sæterfjellet (90- 100 cm) er alle prøvene polymodale og dårlig sorterte. Dette vil si den prosentvise fordelingen av kornstørrelser fordeler seg relativt jevnt mellom leir og meget grov silt. Likevel er det grov silt og meget grov silt som i de fleste prøvene skiller seg ut som den best representerte. Prøven fra Sæterfjellet er trimodal, og dette reflekterer høye prosentverdier for medium til meget grov silt og relativt lave verdier for de tre minste kornstørrelsene. Dette kommer også fram i figur 4-13 hvor Sæterfjellets prøver plotter nærmest den grovste fraksjonen. En grafisk framstilling av resultatene fra kornfordelingsanalysen kan sees i figur 4-13. Trekantdiagrammer er godt egnet for framstilling av resultatene fra kornfordelingsanalysen og utgangspunktet for å lage diagrammene er materiale  $< 63 \mu\text{m}$ . De opprinnelige fraksjonsgruppene (se kapittel 2.1.4.) er slått sammen til tre grupper og figuren uttrykker det prosentmessige forholdet mellom leir, fin silt og grov silt. Med unntak av Østre Husbykollen plotter alle prøvetakingslokalitetene

Tabell 4-1: Statistikk for prøvene analysert i sedigraf. Intervall viser høyeste og laveste verdi i de prosentvise tallverdiene til de respektive kornstørrelsesgruppene.

<b>Leir (&lt; 2 <math>\mu\text{m}</math>)</b>	<b>Fin silt (2- 16 <math>\mu\text{m}</math>)</b>	<b>Grov silt (&gt; 16 <math>\mu\text{m}</math>)</b>
Intervall: 4- 20	Intervall: 18- 61	Intervall: 32- 76
Gjennomsnitt: 8,52	Gjennomsnitt: 36,76	Gjennomsnitt: 54,07

relativt godt samlet, både innad i snittene og snittene imellom. Punktene på Storheia og Gotadalen viser at det er liten intern variasjon i fordelingen av kornstørrelser, mens Sæterfjellet og Pallheia har en litt større spredning på punktene, og dette er altså et uttrykk for større variasjon i fordelingen av kornstørrelser innad i snittet. Generelt er den dominerende fraksjonen grov silt, men også her avviker Østre Husbykollen hvor to av punktene har silt i den lavere delen av fraksjonsintervallet som dominerende kornstørrelse. Tabell 4-1 viser statistikk for de tre fraksjonsgruppene med utgangspunkt i alle 29 prøvene. Det mest interessante som kan trekkes ut av tabellen er kanskje at leir er den fraksjonen som varierer minst mellom prøvetakingslokalitetene. Dette vises i diagrammene under ved at de horisontale variasjonene er større enn de vertikale. Tolkning, diskusjon og sammenligning av dataene med resultater fra andre lokaliteter fra andre arbeider presenteres i kapittel 4.5.4.

#### **4.5. Tolkning og diskusjon**

Kan det med utgangspunkt i regolittens visuelle, mineralogiske og sedimentære egenskaper utledes hvilke forvittringsprosesser som har vært aktive? I enkelte arbeider er det ut fra disse egenskapene presisert hvilke mekaniske og kjemiske forvittringsprosesser som sannsynligvis har virket i materialet. Oppløsning er en prosess som bare er aktiv når væske er til stede (Ollier & Pain, 1996), og effektiviteten avgjøres av materialets løselighet. Fargen på materialet i snittene gravd ut på Hadseløya er relativt lik, og klassifisert ut fra Munsell Color Chart (se appendiks 6). Ulike nyanser av rødbrun er representert og denne fargen kan tolkes som et resultat av oksidasjon av hematitt og magnetitt (Islam m fl., 2002). Dannelsen av gibbsitt kan foregå gjennom hydrolyse av anortittisk (Ca-rik) plagioklas (Wilson, 1969). Plagioklas finnes nesten uten unntak i alle prøvene hvor gibbsitt er funnet, og selv om det ikke er kjent om det er albitt- eller anortittrik plagioklas som er identifisert i prøvene kan det ut fra

dette antas at hydrolyse har vært en aktiv forvittringsprosess også på Hadseløya. Dette støttes av Ollier & Pain (1996) som bemerker at hydrolyse alltid skjer når vann kommer i kontakt med minerogent materiale og at denne prosessens betydning når det gjelder forvittring ikke kan overvurderes.

Den mekaniske forvittringsprosessen som tradisjonelt er sett på som den vanligste er frostsprengning (Hall m fl., 2002), men store termale forskjeller innenfor korte tidsrom kan føre til intraklastiske sammentrekninger og utvidelser, og er nevnt som en prosess som uavhengig av væske antageligvis er effektiv som fragmenterende prosess (op.cit.). I kapittel 4.2.2 refereres det til arbeider som setter spørsmålsteget ved de tradisjonelle oppfatningene av hvilke prosesser som er mest effektive i mekanisk forvittring og under hvilke forhold de forskjellige prosessene er mest effektive. Dette er en høyst aktuell diskusjon i forhold til hvilke prosesser som har vært aktive i dannelsen av regolitten på Hadseløya, men ut ifra de observasjoner som er gjort i de nevnte arbeidene er det vanskelig å utlede noe konkret siden variasjonen i faktorer som påvirker de ulike prosessene er forholdsvis stor. Lautridou & Seppälä (1986) har i fryse-tine forsøk påvist at prekambriske bergarter ikke produserer materiale i siltfraksjonen. Forutsetningene for at denne observasjonen kan brukes videre er at bergartene i forsøket er sammenlignbare med de prekambriske bergartene på Hadseløya og at forsøket er representativt for hvordan prekambriske bergarter reagerer på stress forårsaket av termale svingninger. Dette *kan* vise at tilstedeværelse av siltfraksjonen betyr at andre prosesser enn fryse-tine prosesser må ha vært aktive i det aktuelle prøvemateriale. Dette er interessant i forhold til en diskusjon om hvilke prosesser som har virket i autoktont forvittringsmateriale på Hadseløya. Siltfraksjonen er representert i regolitten på Hadseløya (og i alle de andre prøvene fra Vesterålen og Lofoten) og hvis fraksjonen ikke er et produkt av fryse-tine prosesser er det sannsynlig at kjemisk forvittring har produsert materialet. Et forbehold er at forvittring kan ha skjedd med andre mekaniske prosesser. I forsøket var prøvene vannmettede, og det kan stilles spørsmål om dette kan ha vært tilfelle i naturlige miljøer. Dette åpner for at for eksempel termal utvidelse eller sammentrekning kan ha produsert siltfraksjonen som finnes i alle prøvene fra Vesterålen og Lofoten. Tilførsel av silt fra eksterne kilder, for eksempel ved eoliske prosesser kan påvirke mengden silt i prøvene, men grad av påvirkning er vanskelig å beregne (se diskusjon i slutten av kapittel 4.5.3).

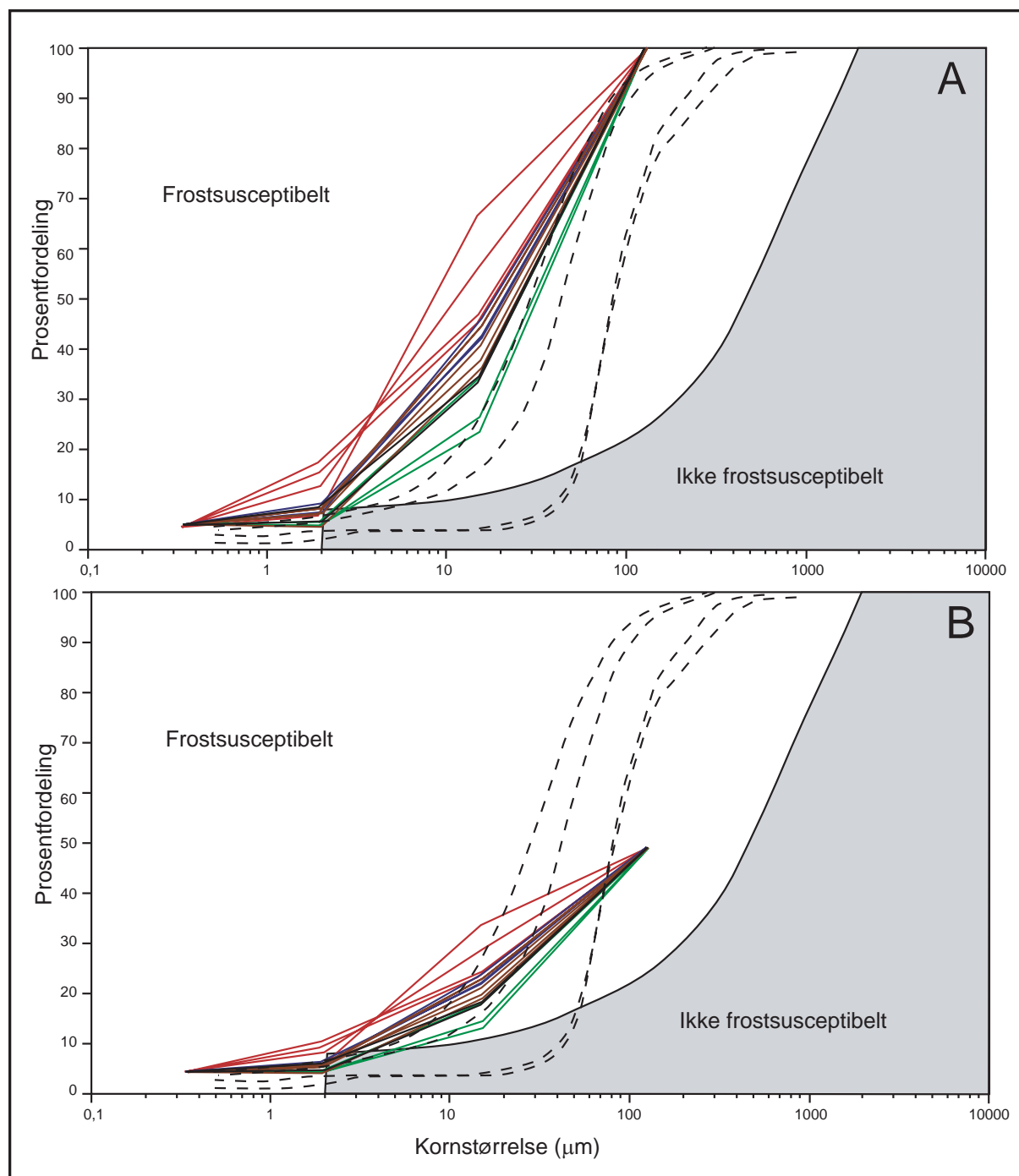
Uavhengig av effektivitet som fragmenterende prosess, har antageligvis fryse-tine prosesser har spilt en rolle i reorganisering av materialet (kryoturbasjon) i regolitten selv om strukturer

forbundet med kryoturbasjon ikke er observert i snittene på Hadseløya. Effektiviteten til kryoturbasjon styres blant annet av mengden jordvæske, og kilden til jordvæske i de høyereliggende områdene på Hadseløya er nedbør i form av regn, eller snøsmelting. I kapittel fem blir det vist at i perioder med temperaturer som kan gi kryoturbasjoner er nedbøren begrenset. MAP for disse periodene er antageligvis bare halvparten, eller kanskje bare 1/5 av dagens MAP (Paasche, 2000). Dette kan muligens forklare mangelen på strukturer forbundet med kryoturbasjoner.

Marquette m fl. (2004) beskriver snitt uten horisonter fra Canada, det vil si at hele snittet er homogent i forhold til farge, kornstørrelser etc. Homogeniteten tilskrives reorganiserende frostprosesser (*frost churning*), men forfatterne nevner ikke noe om hvorvidt frostprosesser i tillegg er, eller har vært en fragmenterende prosess. Snittene på Pallheia, Sæterfjellet og Storheia er også relativt homogene, og hvis dette skyldes reorganiserende frostprosesser impliserer det at materialet på disse lokalitetene er frostsusceptible. Frostsusceptibelt materiale blir av French (1996) karakterisert som ”*poorly drained silty soils*”, og det essensielle er altså at materialet er i stand til å holde på væske (ibid.), men ikke er så finkornet at det blir impermeabelt og hindrer bevegelse av væske og dannelse av islinser (Ballantyne & Harris, 1994). Matthews m fl. (1997) beskriver frostsusceptibelt materiale fra palser på Dovrefjell og de dominerende kornstørrelsene i dette godt sorterte materialet er grov silt (20-60  $\mu\text{m}$ , noe som omtrentlig tilsvarer grov og meget grov silt i dette arbeidet) og fin sand (60-200  $\mu\text{m}$ ). Under feltarbeidet ble det ikke samlet inn prøver med tanke på en analyse av den prosentvise fordelingen av kornstørrelser høyere enn 63  $\mu\text{m}$ , og det kan derfor være problematisk å gjøre en direkte sammenligning av prøver fra Hadseløya med prøver fra andre lokaliteter hvor den prosentvise fordelingen av kornstørrelser er brukt for å si noe om frostsusceptibilitet (f eks Matthews m fl., 1997, Sharkhuu, 1999, Warburton & Caine, 1999, Ballantyne, 2001). Et forsøk er likevel gjort, og resultatene vises i figur 4-14.

Utgangspunktet for diagrammene i denne figuren er et diagram presentert i Matthews m fl. (1997) hvor prøver med materiale < 1000  $\mu\text{m}$  (det vil si opptil grov sand) er plottet inn. Det framgår av diagrammet at materialet i prøvene som er plottet inn er frostsusceptibelt. I figur 4-14A er grafene fra de fem snittene plottet inn under forutsetning av at 100 % av materialet i jordprofilen er < 63  $\mu\text{m}$  (silt og leir). Basert på det visuelle inntrykket av snittene ervervet under utgravningen kan det antageligvis slås fast at dette ikke er en realistisk setting (se også figur 4-1- 4-5), og det antas at en relativt stor del av matriksen i snittene også består av sand.





Figur 4-14: I denne figuren er den prosentvise fordelingen av kornstørrelser fra de fem snittene plottet inn i et diagram for å bestemme materialets frostsusceptibilitet. Lokalitetene har ulike farger; Østre Husbykollen – rød, Sæterfjellet – grønn, Storheia – blå, Pallheia – brun og Gotadalen – svart. De stiplede linjene markerer den prosentvise kornstørrelsesfordelingen til prøvene til Matthews m fl. (1997). I diagram A er linjene plottet inn under forutsetning av at 100 % av materialet er < 63  $\mu\text{m}$ , mens i diagram B er det forutsatt at 50 % av materialet er < 63  $\mu\text{m}$ . Forklaring og diskusjon finnes i teksten. Figuren er modifisert etter Matthews m fl. (1997).

En (antageligvis) *noe mer* realistisk kornstørrelsesfordeling er presentert i figur 4-14B, hvor andel av materialet < 63  $\mu\text{m}$  er satt til 50 %. Prøvene fra de lokalitetene på Hadseløya plottes i

leir- og siltfraksjonen relativt likt med prøvene presentert i Matthews m fl. (1997), og under forutsetning av at sandfraksjonen i de fem jordprofilene også plottes relativt likt med prøvene fra palsene på Dovrefjell foreslås det at materialet fra Hadseløya også er frostsusceptibelt.

En tilnærming som også kan brukes i undersøkelser av frostsusceptibilitet er å lokalisere terrengformer indikative for frostsusceptible løsmasser. Ballantyne & Harris (1994) skisserer at distribusjonen av pløyeblokker og solifluksjonsformer begrenser seg til områder med frostsusceptible løsmasser. Det skisserte forholdet støttes av Ballantyne (2001), mens Hall m fl. (2001) bare har observert pløyeblokker i relasjon til frostsusceptible løsmasser, ikke solifluksjonsformer. Dette kan tyde på at distribusjonen til i hvert fall pløyeblokker kan brukes som indikasjon på at løsmassene i områder med disse landformene er frostsusceptible. Løsmasser som ikke er frostsusceptible i henhold til kornstørrelsesfordelingen kan imidlertid holde på væske hvis det organiske innholdet er høyt (Wilson, 1993). Dette forklares med at organiske kolloider har en høyere lagringskapasitet for væske enn mineralogiske kolloider. I feltområdet er pløyeblokker observert på Sæterfjellet og i Husbykollen-området (se figur 3-13 og vedlegg 1), og dette antyder at i hvert fall løsmassene i disse områdene kan ha vært utsatt for kryoturbasjonsprosesser. Siden løsmassene på Storheia og Pallheia i stor grad ligner, både litologisk, kornfordelingsmessig og visuelt på løsmassene på Sæterfjellet er løsmassene på disse stedene antageligvis også frostsusceptible. På Storheia og Pallheia er det også observert solifluksjonstunger som antyder frostsusceptible løsmasser.

Reorganisering av materialet ved kryoturbasjon slik som antageligvis er tilfellet på Pallheia, Sæterfjellet og Storheia kan ikke observeres i snittet i Gotadalen. På Østre Husbykollen bærer de øverste 60- 70 cm samme preg av en homogenisering av materialet, mens de nederste 40 cm har de samme saprolittiske egenskapene som snittet i Gotadalen. Det vil si at originale bergartsstrukturer i stor grad er intakte, og materialet ser ut til å ha vært utsatt for isovolumetrisk forvitring. Dette kan tyde på at materialet i Gotadalen og nederst i snittet på Østre Husbykollen ikke har vært utsatt for kryoturbasjoner. En mulig forklaring på dette kan være at materialet ikke er frostsusceptibelt. Prøvene fra Gotadalen har en noe høyere gjennomsnittlig kornstørrelse sammenlignet med prøvene fra Pallheia og Storheia, og noe lavere gjennomsnittlig kornstørrelse sammenlignet med prøvene fra Sæterfjellet. Siden prøver med både lavere og høyere gjennomsnittlig kornstørrelse enn Gotadalen antageligvis har vært utsatt for kryoturbasjonsprosesser kan det antas materialet i Gotadalen har de fysiske egenskapene som skal til for at kryoturbasjonsprosesser kan være aktive. Dette forutsetter

imidlertid at de homogene egenskapene til disse snittene skyldes kryoturbasjon. Siden grafene i figur 4-14 indikerer at materialet i Gotadalen er frostsusceptibelt, men ingen tegn til kryoturbasjonsprosesser er observert må en annen forklaring på forskjellene mellom snittene søkes. Gotadalen har antageligvis vært dekket av en isbre i deler av Weichsel (se kapittel 3.2.3), og subglasial erosjon kan ha fjernet materiale som antyder periglasielle prosesser. Dette scenarioet impliserer at kryoturbasjonsprosesser ikke har vært aktive lengre enn ned til ca 25 cm (grensen mellom sandig saprolitt og en blanding av torv og minerogent materiale) etter at isbreen sist trakk seg tilbake. Dette blir diskutert videre i kapittel 4.5.2.

Til slutt bør det nevnes at saltsprengning er en mulig virkende prosess blant annet i haveksponerte områder som for eksempel Hadseløya fordi vind kan føre med seg saltholdige vannpartikler innover feltområdet.

#### **4.5.1. Neomineralisering**

Et aldersestimert på dannelsen av forvittringsmateriale er ikke direkte basert på egenskaper i selve materialet, men indirekte basert på antagelsen om at visse mineraler er diagnostiserende for ulike klimaregimer. Analysen av mineralinnholdet i prøvene er derfor konsentrert rundt leir og siltfraksjonen, og identifiseringen av sekundære mineraler som for eksempel kaolinitt og gibbsitt. Bakgrunnen for dette er at prosessene som danner disse mineralene er favorisert under et helt annet klima enn det som råder i områdene rundt Nord-Atlanteren i dag (Loughnan, 1969 (fig. 30, s. 68), Hall & Mellor, 1988, Mellor & Wilson, 1989, Jolicoeur, m fl., 2000, Islam, m fl., 2002, Marquette, m fl., 2004). Se også figur 4-15. Høy temperatur sammen med mye nedbør fører til intens forvitring og favoriserer neomineralisering, det vil si dannelsen av for eksempel gibbsitt (ibid.) ved kjemisk forvitring.

Neste steg i denne indirekte dateringsmetoden er å identifisere perioder hvor denne type klima har rådet, og dette kan antageligvis indikere en minimumsalder på forvittringsmaterialet. Den klimatiske nedkjølingen som skjedde i Pliosen bremset effektiviteten på den kjemiske forvitringen (Migoń & Lidmar-Bergström, 2002), og derfor blir det av mange antydning en pre-Kvartær alder på regolitt med ulike sekundære mineraler (Roaldset m fl., 1982, Hall & Mellor, 1988, Wang & Ross, 1989, Bouchard m fl., 1995, Scholten m fl., 1997, Olsen, 1998, Islam m fl., 2002, Migoń & Lidmar-Bergström, 2002 og Marquette m fl., 2004). Dette åpner for at områdene med løsmasser som inneholder sekundære mineraler som gibbsitt eller

kaolinit er et resultat av paleopedogenese i et varmere og våtere klimaregime (se figur 4-15), og er en del av den paleiske overflaten som utviklet seg gjennom tertiær.

Enkelte påpeker imidlertid muligheten for at gibbsitt kan dannes uavhengig av temperatur, bare gjennomstrømningen av væske i jorda er høy nok slik at  $\text{SiO}_2$ - nivået senkes (Wilson & Bown, 1976, Gardner, 1972). Dette åpner for at gibbsitt kan dannes i et forholdsvis kaldt klima for eksempel i interglasialene, bare gjennomstrømningen av væske i jorden er høy nok. Lavere temperaturer påvirker i de fleste tilfeller den kjemiske forvittringsraten negativt (Loughnan, 1969, Brady, 1984, Summerfield, 1991), og et betydelig lengre tidsintervall trengs for dannelsen av sekundære mineraler. Dette impliserer at dannelsen av tykke pakker med regolitt krever erosjonsmessig meget stabile forhold over lang tid. Muligheten for interglasial dannelse av gibbsitt støttes av Peulvast (1985), Hall & Mellor (1988), Mellor & Wilson (1989) og Bouchard & Pavich (1989), som hevder at klima som favoriserer dannelsen gibbsitt og kaolinit også kan ha hersket i interglasialene i Kvartær.

LaSalle & De Kimpe (1989) hevder at saprolitt representerer et modent stadium på forvitringsskalaen (*an advanced stage of weathering*), og tilstedeværelse av sekundære mineraler som kaolinit eller gibbsitt er et tegn på at favoriserende forhold for forvitring (*strong weathering conditions*) har regjert i lang tid. Tiden det tar å danne saprolitt med sekundære mineraler blir anslått til å være mellom 100 og 250 ka under favoriserende forhold (ibid.). Dette anslaget er muligens ikke direkte overførbart til saprolitt som finnes på Hadseløya fordi den lokale litologien ikke er den samme, og litologi er en av de faktorene som er mest betydningsfull når det gjelder forvittringsrate. Hvis dette tidsestimatet på tross av litologiske forskjeller likevel tas i bruk og det tas høyde for at det har vært favoriserende forhold for dannelse regolitt som inneholder sekundære mineraler i interglasialene, impliserer tidsestimatet at neomineraliseringen startet lenge før Weichsel.

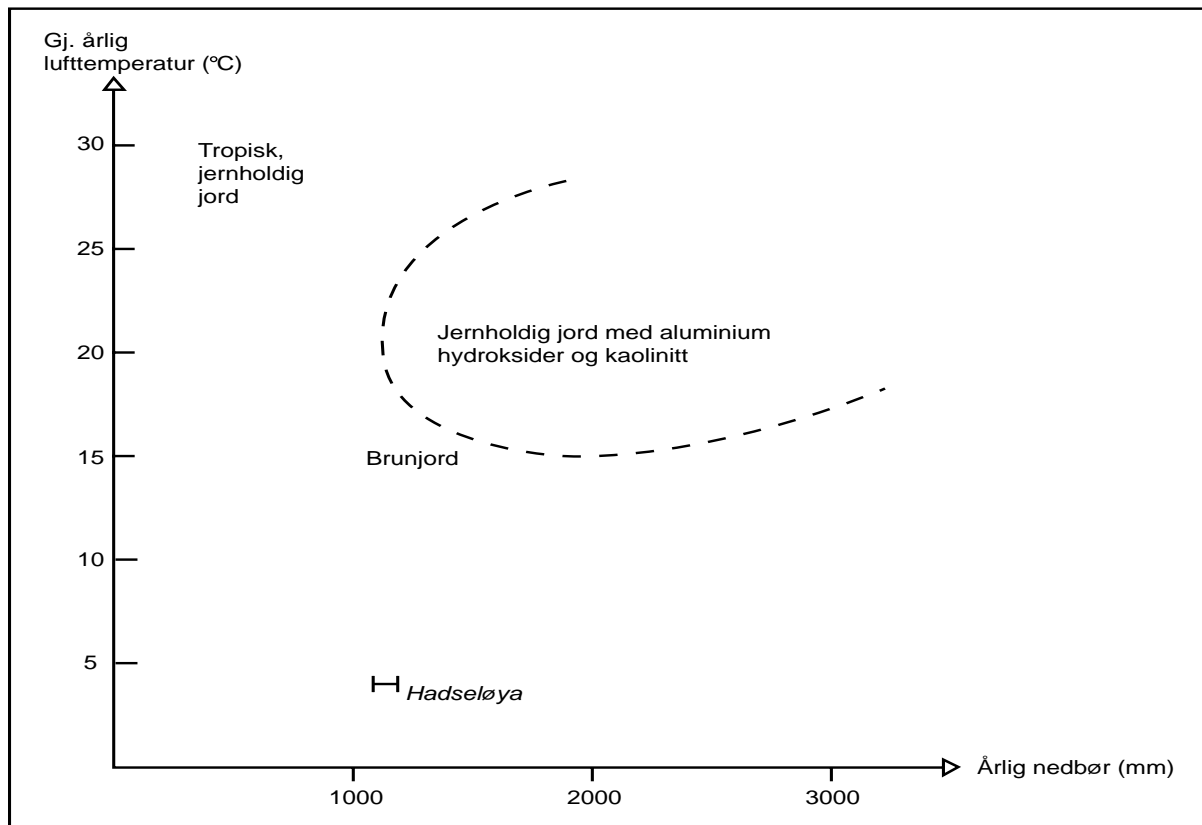
Hvis tidsperiodene hvor det har vært favoriserende forhold for neomineralisering i hver av interglasialene tidligere i Kvartær slås sammen kan en minimumsalder på regolitten beregnes. Basert på data fra iskjerner fra Vostok i Antarktis har de siste fem interglasialenes varighet blitt beregnet (Fischer, 1999, Petit m fl., 1999, EPICA, 2004), og lengden på interglasialene er som følger: Holosen – 11 ka, MIS (*Marine Isotop Stage*) 5 – 15 ka, MIS 7 – 7 ka, MIS 9 – 20 ka og MIS 11 – 28 ka. Starten på MIS 11 er beregnet til å ha vært ca 430 ka BP (EPICA, 2004). Iskjernen som danner datagrunnlaget i EPICA (2004) inneholder informasjon om

glasiale-interglasiale overganger så langt tilbake som 740 ka BP, men spesifikke angivelser av varigheten på interglasialene (MIS 13, 15 og 17) i perioden mellom MIS 11 og 740 ka BP er ikke angitt. Det blir imidlertid bemerket at interglasialene i denne perioden ikke er så varme som MIS 11, 9 osv, men at de er har lengre varighet (ibid.). Lavere temperatur påvirker antageligvis forvittringsraten negativt (op.cit.), men om denne effekten oppheves av en lengre varighet er vanskelig å si. Dette avhenger blant annet av om forvittringsraten øker lineært eller eksponentielt med temperatur, og enkelte hevder som tidligere nevnt at det ikke er temperatur, men vanngjennomstrømningen som styrer forvittringsraten (Gardner, 1972, Wilson & Bown, 1976).

Hvis varigheten på interglasialene nevnt rekonstruert av Fischer (1999) osv legges sammen gir de en samlet interglasial varighet på 82 ka de siste 430 ka. Når dannelsen av saprolitt er beregnet til å ta mellom 100 og 250 ka under favoriserende forhold (op.cit.) er 430 ka en *absolutt* minimumsalder på starten for dannelse av regolitt på Hadseløya. Forutsatt at MIS 13 hadde favoriserende forhold for forvittring kan antageligvis denne interglasialen settes som en minimumsalder. Dette gir en *absolutt minimumsalder* på starten for dannelse av saprolitt med sekundære mineraler på Hadseløya på ca 500 ka.

Dannelse av gibbsitt eller kaolinit på Hadseløya i interglasiale perioder som i Holosen lar seg imidlertid vanskelig kombinere med hva som kommer fram i figur 4-15, nemlig at MAAT og MAP for Hadseløya under dagens klima ligger langt utenfor rammene for neomineralisering. Klimaet på Hadseløya har i løpet av Holosen antageligvis ligget innenfor et intervall på  $\pm 3$  °C av dagens MAAT (se Lauritzen & Lundberg, 1999, Bjune m fl., 2003), men temperaturen i Holosens klimatiske optimum (ca 8.5- 4.5 ka BP) ligger antageligvis under rammen for neomineralisering.

Bouchard & Pavich (1989) beskriver forvittringsformer fra Gaspé Peninsula i Canada og betegner dagens rate for jorddannelse som ekstremt langsom. Dette tilskriver forfatterne de klimatiske forholdene i det aktuelle området. MAAT ligger på 1.3 °C og MAP på 1033 mm. MAAT for Hadseløya (se figur 4-15) er 3 °C høyere enn i dette området, mens MAP ligger bare 70- 190 mm høyere. Dette indikerer at raten for jorddannelse på Hadseløya i dag sannsynligvis ligger litt over raten for Gaspé Peninsula siden både høyere temperatur og høyere væsketilgang øker raten (Brady, 1984). Likevel er de klimatiske forholdene



Figur 4-15: Forholdet mellom gjennomsnittlig årlig lufttemperatur og årlig nedbør i tilknytning til jorddannelse (etter Valetton, 1972). Gjennomsnittlig årstemperatur (MAAT) og gjennomsnittlig årsnedbør (MAP) for Hadseløya i perioden 1961- 1990 er plottet inn. Et eksempel på aluminium-hydroksider er gibbsitt (Nesse, 2000).

forholdsvis like og raten kan antageligvis fortsatt betegnes som, om ikke ekstremt langsom, så i hvert fall meget langsom.

Enkelte forsøk på å datere gibbsitt-dannelsen med mer direkte metoder er blitt gjort. Schroeder m fl. (2001) tar utgangspunkt i at gibbsitt inkorporerer karbon i form av  $^{14}\text{C}$  i strukturen under krystallasjonen og at dette karbonet kan dateres med  $^{14}\text{C}$ - metoden. Denne metoden forutsetter at mengden  $^{14}\text{C}$  som ble inkorporert i strukturen under dannelsen av mineralet er kjent og at det ikke har foregått noen form for utveksling av  $^{14}\text{C}$  siden dannelsen.  $^{14}\text{C}$  har en halveringstid på  $5730 \pm 30$  år (f eks Lowe & Walker, 1997) og dette gjør at mengden  $^{14}\text{C}$  etter ca 45 ka er så liten at det er vanskelig å skille prøver med ulik mengde karbon fra hverandre. Denne aldersbegrensningen gjør at denne metoden er uegnet i denne sammenheng fordi antatt alder for dannelsen av gibbsitt sannsynligvis ligger langt utenfor rekkevidden for en  $^{14}\text{C}$ -datering. Datering av forvittringsmateriale ved hjelp av  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - ratioer og kosmiske isotoper

$^{10}\text{Be}$ ) er også forsøkt, se Migon & Lidmar-Bergström (2002) for oversikt over ulike dateringsmetoder.

Det må nevnes at gibbsitt og kaolinit også kan dannes på andre måter enn ved kjemisk forvitring. Mineralene kan også dannes ved utfelling i hydrotermale systemer (Nesse, 2000). Gibbsitt som ikke er dannet ved kjemisk forvitring forekommer i Norge sammen med zeolitter på sprekker i pegmatittganger i Langesundsfjorden (Prestvik, 1992).

#### 4.5.2. Tolkning av d-verdier

Veien fra d-verdi til mineralidentifikasjon er basert på en fortolkning av d-verdier og ikke de absolutte verdiene. I tillegg hentes det inn en rekke andre opplysninger om faktorer som kan være relevant i forhold til hva som styrer mineralinnholdet (se kapittel 4.3). Det er meget viktig å ikke basere konklusjoner på mineralinnhold alene, men innhente uavhengige data og sammenstille resultatene før en konklusjon lages, noe som poengteres blant annet av Bouchard & Jolicoeur (2000).

D-verdier er oftest angitt som standardverdier, og standardverdien til et mineral representerer et perfekt krystallint mineral, men alle mineraler er ikke perfekt krystalline og strukturell uorden er vanlig (Wilson, 1987). Dette kan by på problemer i identifiseringsprosessen. Med en standard d-verdi for gibbsitt på 4.85 eller 4.82 Å (op.cit.), kan da for eksempel en d-verdi på 4.78 Å tolkes som gibbsitt? Mange av bøkene som er skrevet om XRD-analyse (f eks Brindley & Brown, 1980, Wilson, 1987, Moore & Reynolds, 1997) unnlater å svare på dette. En tilnærming blir da en gjennomgang av arbeider hvor en XRD-analyse er gjort og d-verdier er tolket (se Wilson, 1969, Roaldset, 1972, Wilson & Bown, 1976, Wang m fl., 1982, Roaldset m fl., 1982, Haldorsen m fl., 1989, Mellor & Wilson, 1989, Ballantyne, 1994, Bouchard m fl., 1995 Olsen, 1998 og Allen m fl., 2001). Ballantyne (1994) har tolket d-verdier i intervallet 4.81- 4.87 Å til å være gibbsitt, men dette er i ytterkant av hva andre har brukt som intervall. Utledet fra arbeidene nevnt over kan  $4.85 \pm 0.04$  Å se ut til å være et rimelig intervall i identifiseringen av gibbsitt. Det ser imidlertid ut til at dette intervallet ikke kan brukes på generelt basis fordi intervallet ser ut til å variere ut fra det enkelte minerals potensial for amorfitet. Identifiseringen av gibbsitt er basert på tilstedeværelse av de tre vanligste d-verdiene; 4.85, 4.37 og 4.30 Å. En sikrere tolkning kunne vært mulig hvis en hadde funnet d-verdiene til  $\chi\text{-Al}_2\text{O}_3$  etter oppvarming til 350 °C (Moore & Reynolds, 1997).

Dette er et mineral som dannes fra gibbsitt og de to sterkeste toppene (d-verdiene) er 2.12 og 2.38 Å. Toppene kan være svake og vanskelige å spore i et diffraktogram og d-verdiene dukker nødvendigvis ikke opp i oversikten, jamfør kapittel 4.2. I denne analysen ville det uansett ikke være mulig å finne dette mineralet fordi prøvene hvor gibbsitt er funnet ikke er scannet lengre enn til 35° og d-verdier under 2.56 Å vil dermed ikke vises.

Tilstedeværelsen av gibbsitt kan bekreftes ved forekomst av korund etter oppvarming av prøven til 900- 1000 °C (O. Tummyr, pers. kom.). Men med scanning bare til 35° på de fleste prøvene (de analysert på UiB) kan ikke denne overgangen bekreftes fordi d-verdiene til korund (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) er lave, det vil si 2.09 - 2.55 - 1.60 Å. Prøven som ble tatt på Kråknes ble scannet over 35° og er tolket som gibbsittholdig. Etter oppvarming til 900-1000 °C vises blant annet d-verdiene 2.02, 2.51 og 1.59 Å. Disse d-verdiene kan tolkes som tilstedeværelse av korund og hvis tolkningen er riktig bekrefter dette omdannelsen beskrevet over.

Mineralgruppen feltspat er i denne analysen delt opp i to undergrupper; plagioklas og kalifeltspat. Plagioklas består av mineralene albitt og anortitt i ulike blandingsforhold (Nesse, 2000). Kalifeltspat består av en blanding av mikroklin/ortoklas og albitt. Disse blandingsforholdene gjør at intervallet mellom d-verdiene blir relativt stort, det vil si mellom 3.18 og 3.31 Å i ubehandlet form. Plagioklasmineralene har sine tre vanligst forekommende d-verdier i nedre del, opp til 3.21 Å. Kalifeltspatene har en d-verdi fra 3.22 til 3.31 Å.

En forenklet oversikt over kriteriene for identifikasjon de omtalte mineralene finnes i figur 4-16.

Biotitt er et vanlig forekommende mineral i gneis (op.cit.), men et problem knyttet til identifiseringen er at d-verdiene til dette mineralet ligger i nærheten av kvarts og andre mineraler som ofte forekommer i forvittringsmateriale, samt at lite er skrevet om biotitt i forbindelse med mineralanalyse. Biotitt er et mineral som lett forvitrer (Ollier & Pain, 1996), men tilstedeværelsen av plagioklas i prøvene fra Hadseløya skulle tilsi at også biotitt kan forekomme. Dette kan forklares med at plagioklas forekommer i regolitten på Hadseløya og mineralet ligger på samme eller lavere stabilitetsnivå når det gjelder resistens mot kjemisk forvitring (Loughnan, 1969). Biotitt forvitrer lett fordi mineralet har et godt utviklet kløv og dette gjør at overflaten hvor væske kan angripe blir stor i forhold til mineralvolum (Ollier & Pain, 1996). En bekreftelse på tilstedeværelse av dette glimmermineralet er en kollaps på 10.1



	Behandling			
	Ubehandlet	Etylenglycol	350 °C	550 °C
Kvarts	3.34, 4.26 og 1.82	ingen endring	ingen endring	ingen endring
Plagioklas	3.18 - 3.22	ingen endring	ingen endring	ingen endring
Kalifeltspat	3.22 - 3.31	ingen endring	ingen endring	ingen endring
Gibbsitt	4.85, 4.30 og 4.37	ingen endring	kollaps	- - -
Kaolinit	7.15 og 3.57	ingen endring	ingen endring	kollaps
Kaolinitgruppen	ca 7	ingen endring	ingen endring	kollaps
Vermikulitt	ca 14	ca 14	ca 10	ca 10
Smektitt	ca 12.5 og ca 15	ca 17	ca 10	ca 10

Figur 4-16: Kriterier for identifikasjon av et utvalg mineraler. Alle verdier er oppgitt i Ångstrøm. Kriteriene er utarbeidet og evaluert etter Wilson (1987), Brown & Brindley (1980) og Moore & Reynolds (1997).

Å- toppen ved 800- 1000 °C (Brown & Brindley, 1980), men siden prøvene bare ble utsatt for 950 °C kan ikke dette kriteriet brukes. Det vanligste forvitningsproduktet fra biotitt er vermiculitt (Prestvik, 1992, Nesse, 2000).

For å gjøre mineralanalysen mer robust kan uavhengige datasett skaffes ved å supplere XRD-analysen med andre analysemetoder. To mikroskoperingsmetoder som er beskrevet er ”scanning electron microscopy” (SEM) og ”transmission electron microscopy” (TEM). I tillegg er ”x-ray fluorescence”, ”thermal analysis” og ”infrared methods” brukt som supplerende metoder, og Wilson (1987), Mellor & Wilson (1989) og Islam m fl. (2002) gir utfyllende forklaringer om disse metodene. I dette arbeidet har det ikke vært noen økonomisk, tidsmessig eller praktisk mulighet for å ta i bruk noen av disse metodene.

### 4.5.3. Mineralinnhold i profilene

Analysene av prøvene fra profilene viser at mineralinnholdet mellom profilene er variabelt. Dette kan observeres i den tentative gjengivelsen av prøvetakingsnittene i kapittel 4.1 og i tabell 4-2. I Appendix 2 er d-verdiene fra alle prøvene samlet i diagrammer som uttrykker hvilke d-verdier som har høyest frekvens. Høyest frekvens får mineraler som er velkrystalliserte (f eks kvarts) fordi den interplanære avstanden har begrenset variasjon. Gibbsitt er et mineral som kan ha høyere grad av amorfitet og d-verdiene vil da spre seg over et større interplanært avstandsintervall (jmf. kapittel 4.5.2).

Under følger en diskusjon av mineralinnholdet i profilene og hvilke implikasjoner tilstedeværelsen av sekundære mineraler har for alderen på, og prosessene i materialet. Mineralanalysen er på ingen måte uttømmende, og en rekke tilstedeværende mineraler er sannsynligvis ikke identifisert. Dette skyldes at det ikke har vært tid til å sette seg inni alt som kreves for en fullstendig analyse, samt at mangel på diffraktogrammer og målinger av intensitet på alle prøvene vanskeliggjør en uttømmende analyse.

Sekundære mineraler er identifisert i profilene på Hadseløya og tilstedeværelsen av disse mineralene indikerer at prosesser som er inaktive under dagens klimatiske regime må ha vært aktive i regolitten tidligere (Nesse, 2000). Dette impliserer at en rekke andre klimatiske regimer har regjert i regionen i tidsrommet for dannelsen og utviklingen av dette autoktone forvittringsmaterialet. Smektitt antyder at klimaet har vært temperert og arid, mens kaolinitt og gibbsitt indikerer et varmt og vått klima og intens forvitring (op.cit.). Forekomster av kaolinitt kan indikere at gjennomstrømningen i regolitten har vært noe lavere enn hva som er tilfellet hvis gibbsitt finnes (Marquette m fl., 2004). Sammen vitner dette om at materialet på de lokalitetene det er samlet inn prøver fra må ha vært subærilt eksponert i en rekke ulike klimaregimer, fra varmt til kaldt og fra vått til arid.

Gibbsitt finnes i tre profiler (se figur 4-1, 4-2, 4-5 og tabell 4-2) og kaolinitt er identifisert i fire profiler på Hadseløya. Gibbsitt kan være tilstede i flere prøver, men hvis mengden av mineralet er < 5 % kan det være vanskelig å identifisere, differensial termal analyse er en mer sensitiv analysemetode og kan brukes ved lave konsentrasjoner (Wilson, 1987). E. Dahl (1992) rapporterer om funn av gibbsitt ”i toppgrus som dekker de høyeste fjell på Hadseløy i Vesterålen”, og på nordre Langøya har Paasche (2000) identifisert mineralet i prøver fra fire

Tabell 4-2: Tabellen viser mineralinnhold på alle prøvetakingslokalitetene. plag.- plagioklas, kalif.- kalifeltspat, kaolinitgr.- kaolinitgruppen (dickitt, halloysitt, endelitt, nacritt), verm.- vermikulitt, smek.- smektitt.

Lokalitet	kvarts	plag.	kalif.	gibbsitt	kaolinit	kaolinitgr.	verm.	smek.
Storheia 40-50 cm	x	x		x	x			
Storheia 70-90 cm	x		x	x	x			
Storheia 90-100 cm	x	x	x	x	x		x	
Sæterfjellet 30-40							x	
Sæterfjellet 60-70 cm	x	x	x	x		x	x	
Sæterfjellet 90-100 cm	x	x	x	x		x	x	
Pallheia 20-30 cm	x	x	x	x		x	x	
Pallheia 50-60 cm	x			x	x		x	
Pallheia 80-90 cm	x	x	x	x	x		x	
Pallheia 110-120 cm		x	x	x	x		x	
Pallheia 140-150 cm	x	x	x				x	
Østre Husbykollen 50 cm	x	x			x			
Østre Husbykollen 70 cm	x				x		x	
Østre Husbykollen 90 cm	x				x			
Østre Husbykollen 115 cm	x							
Gotadalen 140 cm	x	x						
Gotadalen 180 cm	x	x	x				x	x
Kliftra 60-70 cm	x	x				x	x	
Loftskanten	x	x	x				x	
Klubben 22-28 cm	x	x						
Klubben 30-40 cm	x	x						
Lekangåsen	x	x	x				x	
Innbjørg	x	x	x				x	
Kråknes	x			x	x			x
Bø-morenen	x	x			x			x
Myre-morenen	x	x			x			x
Fjærvoll-morenen	x	x						
Eggum - steinbre	x	x			x			
Eggum/ Utdalen - morene	x	x			x			
Unnstadskaret	x	x	x					
Mærvoll	x	x	x					
Gisløya	x	x						
Fingamheia	x	x	x					x
Jenskaret	x		x					x
Skrådalsheia	x	x						x
Sørkulen	x	x						x

lokaliteter bestående av autoktont forvittringsmateriale. Felles for de tre gibbsittholdige profilene på Hadseløya er at materialet i hele profilet kan karakteriseres som pedolitt, det vil si ingen originale strukturer er bevart. Det kan på bakgrunn av dette se ut som om materialet i profilene i stor grad er påvirket av forvittringsprosesser, mer enn profilene på Østre Husbykollen og Gotadalen, samt lokalitetene på Mærvoll og Unnstadskaret hvor de fysiske egenskapene ligner. Denne forskjellen *kan* skyldes ulik subaeril eksponeringstid, fordi mineralogien og grad av bevaring av opprinnelige strukturer i regolitten endres med tiden (op.cit.), og mineraler som kaolinit og gibbsitt er sekundære mineraler som dannes ved forvitring av primærmineraler og trenger *tid* for dannelse (Bouchard & Jolicoeur, 2000). En annen mulig forklaring kan være ulik erosjonshistorie på lokalitetene. Profilene på Østre Husbykollen (70- 115 cm) og i Gotadalen inneholder sandig saprolitt hvor originale strukturer i stor grad er synlige. Profilen i Gotadalen ligger i en dalbunn som en gang sannsynligvis har vært dekket av en isbre, jamfør situasjon beskrevet i kapittel 3.2.4. Subglasial erosjon kan ha fjernet øverste del av et mektigere regolittdekke, og saprolitten i profilen er en forvittringsrest hvor den overliggende pedolitten er fjernet. Lignende setting og erosjonshistorie er beskrevet og foreslått fra Skottland (Hall & Mellor, 1988) og Canada (LaSalle & De Kimpe, 1989, Bouchard & Jolicoeur, 2000). En observasjon som kan støtte denne mulige forklaringen er klastene i toppen av profilet i Gotadalen. Rundingsgrad og noe mindre homogen litologi åpner for en tolkning av dette som glasialt avsatt materiale. Lokalitetens beliggenhet tillater imidlertid en alternativ tolkning av agensen til dette materialet fordi snittet ligger innen rekkevidde for snøskred fra dalsiden opp mot Sæterfjellet og klastenes størrelse ligger antageligvis innenfor bærekapasiteten til et snøskred. Dette gjør at materialet også kan tolkes som kolluvium. Denne modellen kan sannsynligvis ikke brukes for å forklare mangel på gibbsitt på Østre Husbykollen. Ingen tegn på glasial erosjon og transport, eller spor etter en vertikal nedsmelting av et kald-basert isdekke finnes i området rundt Husbykollen.

Forskjellene i forvittringsgrad kan også skyldes ulike mineralogiske og teksturelle egenskaper i gneisen i feltområdet. Effektiviteten på de kjemiske forvittringsprosessene er blant annet avhengig av væsketilgang. Overflatearealet på mineralene og sprekketettheten regulerer igjen effekten væske har på forvittringsraten. Jo mindre mineralkornstørrelse og større sprekketetthet, jo høyere effektivitet. Variasjon i mineralogi blir sett på som en mulig forklaring på usystematisk variasjon i mineralinnhold med dybde i forvitret gabbro på Vågsøy ved Stat (Roaldset m fl., 1982). Gibbsitt kan dannes direkte fra feltspat, men den vanligste dannelsesveien er feltspat-kaolinit-gibbsitt (Anand & Paine, 2002). Er plagioklasdelen i

feltspaten rik på kalsium (albit) er feltspaten mer utsatt for forvitring (Wang m fl., 1982, LaSalle m fl., 1989), og dette kan gi forskjeller i forvitringsgrad. En annen mulig forklaring på fraværet av gibbsitt kan være at på Østre Husbykollen og til en viss grad i Gotadalen er materialet rikt på biotitt, noe som kan hindre dannelsen av gibbsitt. Dette er mulig fordi forvitringen av biotitt til vermikulitt kan skape interplanære åpninger i mineralet som absorberer aluminium frigjort ved forvitring og dermed holder tilgangen til aluminium i jorda på et lavt nivå (Jolicoeur m fl., 2000).

Felles for de tre profilene hvor gibbsitt er funnet er at mineralet ikke finnes i A-horisonten, det vil si > 40- 50 cm. Dette trekket er beskrevet blant annet fra Stad, Langøya og flere steder i Canada (Roaldset m fl., 1982, Wang m fl., 1981, Wang & Ross, 1989, Paasche, 2000, Marquette m fl., 2004) og kan skyldes; 1) Nedadgående bevegelse av leirmineraler ved perkolering av jordvæskene. 2) Ødeleggelse av mineralet av organiske syrer dannet ved nedbrytning (Wilson, 1969). Gibbsitt er mest stabil på pH 5, og blir mindre stabil over og under pH 5 (Wang m fl., 1981). 3) Frostsoring og generell bevegelse av materiale på grunn av kryoturbasjon og bioturbasjon. 4) For høyt SiO<sub>2</sub>- nivå, fordi dette hindrer dannelsen av gibbsitt (Gardner, 1972). 5) Variasjoner i den opprinnelige mineralfordelingen i opphavsbergarten.

Teoretisk sett er løsmaterialet nær forvittringsfronten det materialet som er yngst og har i kortest tid vært utsatt for forvitring (Ollier & Pain, 1996). I dette perspektivet blir mineralsammensetningen i prøven tatt mellom 90 og 100 cm på Sæterfjellet interessant. Mineralene som er representert her er kvarts, plagioklas, kalifeltspat, biotitt (identifisert ved visuell tolkning), gibbsitt, vermikulitt og mineraler i kaolinitgruppen (det vil si kaolinit, dickitt, halloysitt, endellitt eller nacritt). Kaolinit og gibbsitt er mineraler som assosieres med langvarig *in situ* kjemisk forvitring, mens plagioklas, kalifeltspat og biotitt er mineraler som lett forvitrer (op.cit.). Biotitt er det mineralet som ifølge Loughnan (1969) er minst forvittringsresistent av disse mineralene, og forvittringsproduktet er ofte vermikulitt (Roaldset m fl., 1982). Hvordan kan mineraler som lett forvitrer opptre sammen med mineraler dannet ved langvarig forvitring? Et sannsynlig svar kan være at materialet befinner seg i et mellomstadium hvor forvitringen har virket lenge nok, eller andre forhold har favorisert dannelsen av sekundære mineraler, men alle de mindre resistente mineralene ennå ikke er omdannet eller løst opp. En annen forklaring på denne mineralsammensetningen kan være interne bevegelser av mineraler i snittet, for eksempel ved kryoturbasjon. Som nevnt over

avtar (teoretisk sett) alderen på materialet i snittene med dybden og det uorganiske materialet i øvre del av snittene er det eldste. Vertikal bevegelse av sekundære mineraler fra toppen av snittet ved perkolering av væske kan tilføre yngre deler av regolitten neomineraliserte mineraler og forklare mineralsammensetningen mot bunnen av snittet.

Lave temperaturer kan aktivere prosesser som kan påvirke distribusjonen av mineraler og fordelingen av kornstørrelser i regolitten, og noen av disse prosessene kan ha vært aktive i feltområdet. En subaeril eksponeringstid på  $46,34 \pm 4,86$  ka på Storheia kan indikere at dette området og muligens andre områder på Hadseløya har vært isfritt og eksponert for et periglasialt klima i Weichsel (for videre diskusjon se kapittel 5.2). Geomorfologisk bekreftes dette ved tilstedeværelsen av talusderiverte steinbreer i feltområdet, og denne type steinbreer assosieres med en MAAT  $< -4$  °C (Barsch, 1996), eller en MAAT  $< -6$  °C (Humlum, 1998). Det synes derfor sannsynlig det har vært kontinuerlig eller diskontinuerlig permafrost i feltområdet under dannelsen av disse steinbreene. Et sammendrag av tidsestimater på dannelsen av steinbreer er presentert i Paasche (2000), og estimatene strekker seg fra 0,5- 9 ka. Nøkternt sett indikerer dette at regolitten på Storheia og sannsynligvis andre områder på Hadseløya har hatt permafrost, kontinuerlig eller diskontinuerlig i minimum 500 år. Gjennomsnittlig lufttemperatur på Nordre Andøya i juli har blitt rekonstruert på grunnlag av palynologiske data og har oversteget 2 °C de siste 22 <sup>14</sup>C ka (Alm, 1993). Dette gjør at noe av permafrosten vil smelte i sommermånedene og det vil oppstå et smeltet/ aktivt topplag. Andenes som ligger lengst nord på Andøya har en julitemperatur som ligger 1.1- 1.3 °C lavere enn Hadseløya (<http://met.no>), noe som gjør det sannsynlig at det i feltområdet har vært årlige fryse-tine sykluser. Effektiviteten på, og resultatene av prosessene i et aktivt topplag er i stor grad avhengig av tilgangen på væske og materialets frostsusceptibilitet (Selby, 1985, Ballantyne & Harris, 1994). Et aktivt topplag, og årlige og antageligvis døgnlige fryse-tine sykluser på våren og høsten når døgntemperaturen svinger rundt 0 °C vil føre til kryoturbasjoner i regolitten. Kryoturbasjoner kan defineres som *"frost action which causes churning, heaving and considerable structural modification of the soil and subsoil in the periglacial zone"* (Whittow, 1984) På norsk kan dette uttrykkes på denne måten; kryoturbasjoner er bevegelser i regolitten skapt av teledannelse og teleløsning, og disse bevegelsene kan grovt deles inn i a) oppfrysing av stein og blokker (telehiv), b) setning når jordisen smelter og c) utpressing av bløt, vannmettet jord. I løpet av Holosen har det antageligvis vært sporadisk vintertele i feltområdet og dette kan medføre bevegelser i materialet i regolitten. Telehiv fører generelt til oppadgående bevegelse materiale i regolitten

(Selby, 1985), og spesielt til heving av stein og blokker mot overflaten. Dette kan trolig forklare større forekomst av stein og blokker mot øvre del av snittet på Storheia og Sæterfjellet. Basert på definisjonen av kryoturbasjoner og rekonstruksjon av temperatur nevnt over har det trolig vært en del omkalfatring av materiale i regolitten på Hadseløya. Autoktont forvittringsmateriale har ingen inndeling i lag eller facies og eventuelle bevegelser i materialet kan være vanskelig å spore. I den delen av regolitten som kan karakteriseres som pedolitt finnes ingen intakte litologiske strukturer og dette kan skyldes større grad av forvitring enn hva som er tilfellet i saprolitt, men det er sannsynlig at kryoturbasjonsprosesser har bidratt til strukturløsheten. Saprolitten som finnes i store deler av feltområdet har i større eller mindre grad bevart de originale strukturene fra opphavsbergarten. Kan dette tyde på at saprolitt ikke har vært utsatt for kryoturbasjoner? Og kan dette igjen indikere at saprolitt ikke har vært eksponert i et periglasialt klimaregime? Sannsynligvis har saprolitten vært utsatt for permafrost, men effektiviteten og resultatene av prosessene assosiert med permafrost er avhengig av tilgang på fuktighet og materialets frostsusceptibilitet. Det er mulig at en forklaring på at strukturer fortsatt kan observeres ligger i begrenset væsketilgang under periglasiale forhold.

En annen prosess initiert av regolittens fauna kalles bioturbasjon (Summerfield, 1991). Bioturbasjon kan defineres som " *the disturbance, disruption or mixing of soil or sediment by the activity of organisms*" (Matthews m fl., 2003). Aktiv bioturbasjon fører som oftest ikke til store endringer i jorden, men noe bevegelse av materiale kan forekomme. Denne prosessen blir ofte omtalt i forbindelse med forvitring fordi biologisk aktivitet i jorden påvirker både kjemiske og mekaniske forvittringsprosesser (se kapittel 4.2.3).

Et periglasialt klima karakteriseres også ved blant annet sterke vinder og minimalt vegetasjonsdekke (Summerfield, 1991) og dette åpner for at eolisk aktivitet kan erodere og avsette finkornig materiale. Eolisk transporterte leirmineraler er nevnt som mulig feilkilde ved mineralanalyse av morenemateriale ( $< 4 \mu\text{m}$ ) i et periglasialt miljø ved Storbreen i Jotunheimen (Darmody m fl., 1987). Materialet blir ofte kalt løss (silt og leir) og kan fraktes over store avstander. En annen type materiale som kan transporteres eolisk er vulkansk aske, men grad av påvirkning er ukjent og sannsynligvis vanskelig å beregne. Dette er altså to potensielle eksterne kilder for materiale i regolitten og utgjør dermed mulige feilkilder for materiale som i dette arbeidet er tolket som mineraler dannet ved *in situ* forvitring.

#### 4.5.4. Fordeling av kornstørrelser

Utgangspunktet for forvitringen på Hadseløya er en metamorf bergart, og forskjeller innad og mellom profilene kan gjenspeile forskjeller i for eksempel mineralsammensetning eller mineralkornstørrelse i den underliggende bergarten. En sammenligning snittene imellom viser at gjennomsnittlig kornstørrelse ( $< 63 \mu\text{m}$ ) i profilenes ulike horisonter muligens kan relateres til hvilken type gneis det finnes i bergrunnen på stedet. Sæterfjellets og Pallheias litologi består av grovkornet monzonittisk gneis og trenden i gjennomsnittlig kornstørrelse ( $< 63 \mu\text{m}$ ) viser at det er større kornstørrelser i disse snittene enn på de tre andre lokalitetene hvor litologien består av monzonittisk gneis omdannet fra mangeritt.

Trekantdiagrammene i figur 4-13 viser *en* måte å framstille kornstørrelsesfordelingen i prøvene på. Fordelen med diagrammet er at det viser om noen snitt eller avsetninger plotter i forskjellige deler av diagrammet, noe som kan være et uttrykk for at hver type avsetning eller forvittringsmateriale har sin særegne kornstørrelsesfordeling. Med tanke på nettopp dette er det begrensende at bare materiale  $< 63 \mu\text{m}$  er brukt i dette arbeidet. Hadde sandfraksjonen ( $63 \mu\text{m}$ - 2 mm) vært inkludert hadde det antakeligvis blitt en større spredning av punktene, og det hadde kanskje vært større muligheter for å skille ut den sedimentologiske signaturen til hver enkelt avsetningstype eller forvittringsmateriale. Hvis dette mulige potensialet skulle vært utforsket fullt ut hadde det vært nødvendig med betydelig flere prøver fra hver enkelt avsetningstype samt prøver fra flere lokaliteter.

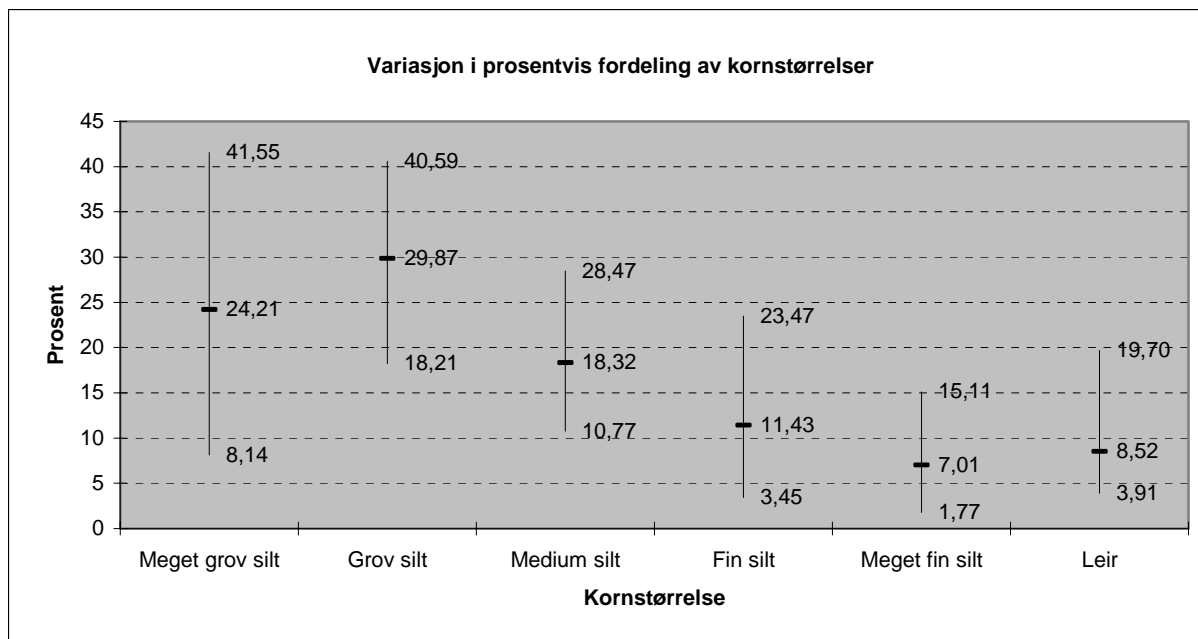
Jørgensen (1977) bruker trekantdiagrammer som også innlemmer grus i sin analyse av morenemateriale fra hele Norge. Forfatteren har brukt diagrammene i analyser av mekaniske egenskaper til morenemateriale fra forskjellige lokaliteter og forsøkt å relatere egenskapene til litologi. I sitt arbeide poengterer han også nødvendigheten av et betydelig antall prøver for å kunne si noe om en gjennomsnittlig sedimentologisk komposisjon eller signatur. Haldorsen (1977) bruker trekantdiagrammer i en analyse av morenemateriale fra Ringsaker. Kornstørrelse og mineralinnhold i morenemateriale er brukt for å relatere dette materialet til den underliggende bergartens petrografi/ litologi. Konklusjonen i dette arbeidet er at den lokale bergart i stor grad er avgjørende både for fordeling av kornstørrelse og mineralinnhold i morenemateriale i det aktuelle området. Hvis lokal litologi generelt overstyrrer de genetiske prosessene når det gjelder kornstørrelsesfordeling og mineralinnhold for hver enkelt landform begrenser muligens denne konklusjonen potensialet nevnt over.



Prøvene tatt i snittet på Østre Husbykollen plotter spredt, og overlapper ikke prøvene fra de andre lokalitetene. Dette kan reflektere hva som visuelt observeres ved en sammenligning av loggene presentert i kapittel 4, materialet i dette snittet er mindre homogent enn hva som ellers er tilfellet. På Østre Husbykollen har horisonten hvor den øverste prøven er tatt klare pedolittiske trekk, mens de to nederste prøvetakingshorisontene kan karakteriseres som sandig saprolitt. Snittene på Sæterfjellet, Storheia og Pallheia har pedolittiske trekk gjennom hele profilen. De resterende prøvene plotter med unntak av Kråknes og Nordre Langøya innenfor området definert av prøvene fra loggene

Haldorsen (1977, 1981) stadfester at kornstørrelsesfordeling i morenemateriale gjerne gjenspeiler den primære granulometrien i den underliggende bergarten. I sin studie av morenemateriale på nasjonal basis bekrefter Jørgensen (1977) delvis denne relasjonen. Sistnevnte bemerker også at ulik litologi kan gi morenematerialet relativt like mekaniske egenskaper. Med utgangspunkt i at forvittringsmaterialet nevnt over hovedsakelig er dannet ved kjemisk forvitring er det ut fra dette nærliggende å foreslå at litologi i relativt stor grad overstyrer prosessene som danner løsmateriale når det gjelder fordeling av kornstørrelser. Mineralenes egenskaper tilegnet gjennom dannelsen eller senere metamorfose er dermed avgjørende for deres resistens mot forskjellige former for nedbrytning. Det vil si at endeproduktet (kornstørrelsesfordelingen) er det samme, uavhengig om det er mekanisk eller kjemisk forvitring (eller begge deler) som danner løsmassene. Påstanden har den begrensning at sand og grusfraksjonene ikke er innlemmet i analysen i dette arbeidet, og en sammenligning med analysene gjort i arbeidene til Haldorsen og Jørgensen er muligens tendensiøs.

Uavhengig av sammenligninger med analyser av morenemateriale kan en sammenstilling av agens, bergart og kornfordelingsegenskaper for prøvene samlet inn under feltarbeidet muligens styrke påstanden om at endeproduktet er det samme uavhengig av dannelsesprosess. De analyserte prøvene er tatt i løsmasser med ulike agenser samt *in situ* dannet materiale, men bergarten er på alle lokalitetene gneisisk grunnfjell av prekambrisk alder (se Appendiks 6). På bakgrunn av påstanden skal dermed dannende eller avsettende agens ikke spille noen rolle i fordelingen av kornstørrelser, og når bergarten som variabel holdes relativt konstant skal prøvene ha begrenset variasjon i fordelingen av kornstørrelser, prøvene i mellom. Figur 4-17 og tabell 4-3 viser blant annet tall på den prosentvise variasjonen i hver fraksjonsgruppe fra alle prøvene. En umiddelbar tolkning av datasettet fra analysen i Gradistat (se kapittel 4.4) gir et inntrykk av at variasjonen i fordelingen av kornstørrelser prøvene i mellom er begrenset,



Figur 4-17: Diagrammet viser høyeste, laveste og gjennomsnittlige prosentvis verdi på de ulike kornstørrelsene. Innholdet av meget grov silt varierer mest (33,41 %), mens meget fin silt og leir varierer minst med henholdsvis 13,34 % og 15,79 %.

men tolkningens reliabilitet avhenger av hva man sammenligner med. Tidligere er det nevnt at lite eller ingenting er gjort i forhold til kornstørrelsesfordeling i forvittringsmateriale og sammenstilling av disse dataene med kornstørrelsesfordeling i sedimenter avsatt av en rekke ulike agenser slik det er gjort i dette arbeidet. Dette gjør det til en utfordring å vurdere om datasettet peker i en bestemt retning, en utfordring som forsterkes av at analysen bare innlemmer kornstørrelser under 63  $\mu\text{m}$ . Det kan likevel diskuteres hva grad av variasjon reflekterer eller kan skyldes. Variasjon regnes ut ved at laveste prosentverdi innenfor en fraksjonsgruppe trekkes fra den høyeste prosentverdien i samme fraksjonsgruppe. Verdien etter subtraksjonen viser intervallet som er et mål på variasjonen i den aktuelle fraksjonsgruppen i prøvene innlemmet i analysen.

Selv om alle prøvene er tatt i områder med underliggende gneisisk grunnfjell betyr ikke dette nødvendigvis at den opprinnelige teksturen til hver enkelt prøve er den samme. Variasjonen kan dermed skyldes variasjoner i den opprinnelige sammensetningen av kornstørrelser i gneisen. Dette kan testes ved at datasettet deles i to og prøvene med autoktont forvittringsmateriale fra feltområdet skilles ut fra de andre prøvene. Hvis dette gjøres kan et mål på potensiell variasjon i kornstørrelsesfordelingen innad i den gneisiske bergarten på

Tabell 4-3: Tabellen viser øverst den prosentvise variasjonen i hver fraksjonsgruppe med alle 29 prøvene som datagrunnlag, nederst vises verdiene når prøvene av autoktont forvittringsmateriale er skilt ut.

	Meget grov silt	Grov silt	Medium silt	Fin silt	Meget fin silt	Leir
% variasjon alle prøver	33,41	22,39	17,70	20,03	13,34	15,79
% variasjon aut. forv.	29,68	22,39	17,09	20,03	13,34	14,39

Hadseløya beregnes, forutsatt at de genetiske og postgenetiske prosessene på prøvetakingslokalitetene har vært de samme. For tre av fraksjonsgruppene er verdiene de samme, og for de tre andre er forskjellene minimale. Det kan diskuteres om forutsetningene bygger på realiteter, men hvis faktorene er reelle uttrykker den begrensede variansen antageligvis at litologi/ bergart overstyrer prosessene som danner løsmateriale når det gjelder fordeling av kornstørrelser.

I Canada er det gjort kornfordelingsanalyser i forvittringsmateriale (Wang m fl., 1981, Bouchard & Pavich, 1989, Bouchard m fl., 1995 og Marquette m fl, 2004), og dette gjør det mulig å sammenligne resultatene i Canada og Vesterålen/ Lofoten. Resultatene fra Canada er framstilt som % sand, silt og leir, og for å kunne gjøre en sammenligning er sandfraksjonen skilt ut og resultatene er framstilt som en prosentvis silt-leir ratio. I appendiks 4 er resultatene fra begge områdene presentert i dette formatet. Tabellen i appendiks 4 viser at det er store forskjeller i silt-leir ratioen mellom lokalitetene med samme bergart, men også små forskjeller i ratioen mellom lokaliteter med ulike bergarter. Dette *kan* bety at det ikke er noen sammenheng mellom kornstørrelse på materialet under 63  $\mu\text{m}$  og lokal litologi, og at andre faktorer må involveres for å finne en forklaring på de store forskjellene. Det mest påfallende med denne sammenligningen er at verdiene fra Vesterålen/ Lofoten varierer innefor et veldig lite intervall i forhold til verdiene fra Canada. Dette *kan* vitne om at det ikke er prosessene forbundet med avsetning av materiale eller ulike typer forvittringsmateriale som bestemmer silt-leir ratioen. Ingen av arbeidene nevnt over diskuterer i særlig stor grad hva de ulike sedimentologiske egenskapene kan si om for eksempel alder, klima eller prosesser på lokaliteten, og det er derfor vanskelig å utlede noe om nettopp dette på bakgrunn av kornfordelingsdataene på Hadseløya.

## **4.6. Oppsummering**

Et teoretisk og semantisk utgangspunkt for tolkninger og diskusjoner videre i kapitlet ble introdusert i første del av kapitlet. Presentasjonen av snittene på Storheia, Sæterfjellet, Pallheia og Østre Husbykollen viser at materialet på disse lokalitetene er relativt homogent både når det gjelder distribusjon av kornstørrelser, farge, sonering, samt at ingen lagdeling kan observeres. Ut fra disse egenskapene tolkes materialet til å være autoktont forvittringsmateriale. Sekundære mineraler finnes i alle lokalitetene og dette styrker tolkningen fordi tilstedeværelse av sekundære mineraler er en egenskap forbundet med sterkt forvitret materiale. Alderen på materiale som inneholder sekundære mineraler anslås av mange til å være pre-Kvartær, og på bakgrunn av dette anslås også det autoktone forvittringsmaterialet på Hadseløya til å være av pre-Kvartær alder. Geomorfologi og alder på forvittringsmaterialet gjør det nærliggende å tro at rester etter den paleiske overflaten kan observeres på Hadseløya.

## 5. Sammenstilling og diskusjon

I de to foregående kapitlene er felldata, resultater av mineralanalyse og kornfordelingsanalyse presentert og tolket. I dette kapitlet vil dataene bli forsøkt sammenstilt og diskutert.

### 5.1. Forvitningsmateriale

Forvitningsmateriale finnes i en rekke ulike former på Hadseløya, og det er grunn til å se nærmere på hvor, og i hvilke settinger forvitningsformene er funnet. Det autoktone forvitningsmateriale er markert med en egen farge på det kvartærgeologiske kartet og utbredelsen vist på kartet er sannsynligvis representativ for den reelle utbredelsen. Når det gjelder de ulike formene for saprolitt kan det være fruktbart å se nærmere på nettopp dette. Er feltene med fargen for saprolitt på kartet representativ for den reelle utbredelsen av saprolitt? En nærmere inspeksjon av lokalitetene viser at saprolittisk materiale, med unntak av Melbumoan/ Barheia, forekommer i masseuttak. Tre andre lokaliteter vist på kartet er ikke markert som masseuttak, men her finnes saprolitt i forbindelse med annen antropogen aktivitet, samt i fluviale nedskjæringer. Et spørsmål som kan stilles i denne sammenheng er om det er masseuttak på disse lokalitetene fordi det finnes saprolitt, eller om masseuttakene er "vinduer" ned i et mer ekstensivt dekke av saprolittisk forvitningsmateriale? Det siste er sannsynligvis tilfelle fordi naturlige nedskjæringer (f eks i Gotadalen og Flatåsen) avdekker sandig saprolitt, enkelte steder med kjernesteinstruktur, samt at Melbumoan er et område som etter alt å dømme vesentlig består av grusig saprolitt med enkelte residualformer som minner om tors (se appendiks 5). Mye tett vegetasjon, heldekkende mose- og gressdekke, samt myrer i området mellom Ånnstaddalen og strandflaten ved Lekang gjør det vanskelig å avdekke den absolutte romlige distribusjonen av saprolittisk forvitningsmateriale i denne delen av feltområdet.

### 5.1.1. Romlig distribusjon av forvittringsmateriale

Viser den romlige distribusjonen av autoktont forvittringsmateriale, saprolitt og kjernesteiner et mønster ved sammenligning med andre faktorer? Ulike hypoteser angående hva som kan forklare romlig distribusjon er diskutert (f eks Peulvast, 1985, Sørensen, 1988) og de fremste påvirkningsfaktorene når det gjelder forvitring er blitt trukket fram i diskusjonen. De viktigste påvirkningsfaktorene er *klima, tid, biologisk aktivitet, topografi og litologi* (se kapittel 4.2.3). Kan forskjeller i en eller flere av disse faktorene brukes til å forklare distribusjonen av forvittringsmateriale på Hadseløya?

Med få unntak er de omtalte forvittringsformene lokalisert i sone A i den geomorfologiske soneinndelingen presentert i figur 1-1. Unntakene er de to små feltene med autoktont forvittringsmateriale på Kliftra og Vardheia (N), samt lokaliteten med grusig saprolitt og kjernesteiner på strandflaten ved Innbjørg.

De lokalklimatiske forskjellene på Hadseløya er små (se tabell 1-1) og hele feltområdet har vært eksponert for det samme regionale klimaet. Forskjeller i høyde (moh) gir derimot forskjeller i klima, siden temperaturen synker med  $0,6\text{--}0,7\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}^{-1}$  (Green & Harding, 1980, Dahl m fl., 1997). Med en adiabatisk lapserate på  $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$  kan dette gi en temperaturforskjell på ca  $3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  mellom de lavest og de høyest beliggende lokalitetene i feltområdet. Denne lokalklimatiske forskjellen skulle, basert på antagelsen om at økende temperatur gir økt forvittringsrate, føre til at forvittringsmateriale skulle ha størst utbredelse, eller ha den største mektigheten i lavereliggende områder. Dette er ikke tilfellet på Hadseløya, Langøya, Flakstadøy eller Austvågøy hvor forekomster av forvittringsmateriale finnes i både lavere- og høyereliggende områder (Peulvast, 1985). Det skisserte mønsteret kan altså ikke finnes i feltområdet i dag. En faktor som muligens kan utligne en antatt temperaturbestemt avtagende forvittringsrate med stigende høyde, er nedbørsmengde. En kumulativ økning av nedbørsraten med høyden er diskutert i for eksempel Dahl m fl. (1997) hvor en økning på  $8\text{ } \%/100\text{ m}^{-1}$  (Haakensen, 1989) blir brukt. Siden forvittringsraten øker med væsketilgang (op.cit.) kan det tenkes at økt nedbørsmengde utligner den begrensende effekt lav temperatur i høyden har på forvittringsraten. Hvis påstandene til Gardner (1972) og Wilson & Bown (1976) om at det væsketilgang som i størst grad styrer forvittringsraten legges til grunn skulle det (gitt at alle andre påvirkningsfaktorer var konstante) antas at forvittringsraten var størst i de høyereliggende områdene.

Biologisk aktivitet er *blant annet* en funksjon av klima (temperatur og nedbør) og den lokale berggrunnen, men bergart er underordnet klima som bestemmende faktor når det gjelder plantenes utbredelsesmønster (Moen, 1998). På grunn av små lokalklimatiske forskjeller kan biologisk aktivitet sannsynligvis forkastes som direkte årsak til distribusjonsmønsteret.

Aspekt er en faktor som til en viss grad påvirker temperaturen, spesielt i overflater vendt mot sør (Hall, 2004), men kan antageligvis sees bort ifra som forklaringsmulighet fordi områdene med forvittringsmateriale ikke har noen distinkt trend i orienteringen. Ut fra dette er det nærliggende å hevde at klimatiske faktorer sannsynligvis ikke kan forklare den romlige distribusjonen av forvittringsmateriale *innad* på Hadseløya.

Topografi kan påvirke forvittringsraten fordi drenering og dermed innhold av væske i jorden til en viss grad styres av terrengforholdene (Brady, 1984). Jordvæsker er som beskrevet i kapittel 4.2.3 viktig i både kjemisk og mekanisk forvitring. I et flatt terreng vil væske sige saktere vekk enn i områder med en gradient på overflaten, og dette vil føre til at væsken i et lengre tidsrom virker som agent for kjemisk og mekanisk forvitring i områder med liten helningsgradient på overflaten. Autoktont forvittringsmateriale er lokalisert på relativt flate områder i feltområdet, og dette kan ha hatt en effekt på forvittringsraten. Forvittringsmateriale finnes også i dalsider, men siden det i dette arbeidet ikke er gjort noen undersøkelser på eventuelle forskjeller mellom flate og skrånende overflater er det vanskelig å bedømme effekten av topografi. Denne konklusjonen er den samme som Sørensen (1988) kommer fram til etter en evaluering av forvittringsmateriale i ulike topografiske settinger. Söderman (1985) rapporterer også om saprolittisk materiale i ulike topografiske posisjoner, men finner ikke noe mønster i distribusjonen av saprolitt i forhold til topografi. Det er vanskelig å fastslå hvilke prosesser materialet har vært utsatt for, samt provenans fordi materiale i skrånende terreng stadig er i bevegelse.

En nærmere gjennomgang av litologi på stedene hvor forvittringsmateriale er funnet kan muligens forklare distribusjonen av denne type løsmasse. I de delene av Hadseløya hvor forvittringsmateriale (både autoktont og alloktont) er funnet, består berggrunnen av mangeritt og monzonittisk gneis (to ulike typer; en omdannet fra mangeritt og en med grove mineralaggregater), se figur 1-2. I nordvestre del av øya er det et felt med gneis med granulittfacies og i dette området er det, med unntak av Kliftra, ikke funnet noe som kan tolkes som forvittringsmateriale. Kan dette skyldes forskjeller i litologi? Det er vanskelig å gi

et godt svar på dette fordi området ser ut til å ha en omfattende glasial erosjonshistorie, og eroderende isbreer kan ha fjernet det meste av residualformer og løsmateriale gjennom Kvartær. På andre deler av øya kan omkalfatret forvittringsmateriale og kjernesteiner observeres i morenedekke og morenerygger (henholdsvis i Lekangdalen og på Ånnstad), mens dette ikke kan observeres i Teiganområdet. På de lokalitetene i dette området hvor materiale med glasialt opphav er funnet, ser det ikke ut til at forvittringsmateriale og kjernesteiner er kilden. De største og best utviklede talusene på Hadseløya finnes nettopp i Teiganområdet, og dette er muligens en indikasjon på at denne type gneis er mindre resistent mot mekaniske erosjonsprosesser. Det kan imidlertid ikke utelukkes at dette kan forklares med at området har hatt en lengre postglasial eksponeringshistorie, noe også høy tetthet av periglasiale landformer peker i retning av.

### 5.1.2. Forvittringsmaterialet på Hadseløya relatert til andre arbeider

Peulvast (1985) undersøkte deler av Lofoten, Vesterålen og Hamarøy i sitt arbeide, og har funnet "*deeply weathered formations*" på mange steder i disse områdene. Enkelte av forfatterens funn ble gjenfunnet under feltarbeidet, og en lokalitet fra Lofoten vises i figur 2-1B. En evaluering av hans funn avdekker et mønster relatert til i hvilken bergart funnene er gjort. Til sammen er det gjort 46 funn og av disse er 33 gjort i områder med det som etter Tveten (1978) blir kalt mangeritter og beslektede bergarter (f eks mangeritt, monzonittisk gneis og granittisk gneis). Felles for mangerittene er at de er rike på feltspat, særlig plagioklasdelen, og dette er sannsynligvis det som generelt gjør dem mindre resistent mot kjemisk forvitring enn andre bergarter (op.cit.). Dette kan være grunnen til at det finnes godt utviklet forvittringsmateriale i forbindelse med disse bergartene.

Funn av saprolitt og kjernesteiner i forbindelse med monzonitt er også gjort enkelte andre steder, blant annet ved Larvik i Vestfold. I dette området er det funnet forvittringsmateriale med kjernesteiner i syenitt (Samuelsen, 1933, Låg, 1945). Denne bergarten er også en dypbergart, men med noe større innhold av kalifeltspat og mindre plagioklas enn monzonitt. Låg (1945) beskriver saprolitt beliggende i syenittfelter, men Sørensen (1988) hevder at enkelte av disse lokalitetene ligger innenfor grensene for et monzonittkompleks. Forfatteren mener å se forskjeller i forvittringsgrad fra bergart til bergart, og tilskriver hovedsakelig mengden biotitt, bergartens porøsitet og permeabilitet denne forskjellen. Dette viser at dypbergarter som monzonitt muligens er mer forvittrings-susceptible enn andre bergarter.





Figur 5-1: Forvittringsprofil fra Loftskanten som viser store forskjeller i forvittringsgrad innenfor små avstander i den monzonittiske gneisen på stedet. Det midtre laget kan karakteriseres som pedolitt, mens det over- og underliggende laget består av grusig saprolitt. Se penn for skala.

Observasjoner av sandig saprolitt, delvis med kjernesteinstruktur i gabbro og granittisk gneis fra henholdsvis Vågsøy og Stad på Nordvestlandet (Roaldset m fl., 1982, Lidmar-Bergstrøm m fl., 1999), sandig saprolitt dannet i prekambriske metasedimenter på Seljord i Telemark, i prekambrisk gneis på Tingvoll på Nordmøre (ibid.) og skifrige bergarter på Finnmarksvidda (Olsen, 1998) bekrefter antageligvis at også andre typer dypbergarter er forvittringssusceptible. På Loftskanten på Hadseløya (se figur 5-1) ser det ut til at forvittringsgrad kan variere drastisk innenfor centimeters avstand. På denne lokaliteten er både klima, biologisk aktivitet, topografi, væsketilgang og tiden tilgjengelig for forvitring den samme. Gneis kan bestå av en rekke ulike komponenter med ulike fysiske egenskaper, og diskusjonen over viser at dette kan resultere i forskjellig grad av forvitring innad i bergarten. Dette overlater bergart og litologi som mulig forklaring på de til dels ekstremt lokale forskjellene i forvittringsgrad. I teksten under vil funn av forvittringsmateriale fra andre deler av Norden og fra Canada evalueres opp mot denne påstanden.

Fra Québecområdet i Canada rapporteres det om saprolittforekomster i pyroksenitt og kvartsbiotittisk gneis som begge er dypbergarter, men saprolitt er også funnet i sedimentære bergarter i dette området (LaSalle & De Kimpe, 1989). Saprolitter finnes altså ikke

utelukkende i dypbergarter, men er den bergarten hvor ulike former for forvittringsmateriale hyppigst er funnet (Wang m fl., 1982, Bouchard, 1985, Wang & Ross, 1989, Jansson & Lidmar-Bergström, 2004). I Finland er det funnet saprolitt i Lappland granulittbelte (Islam m fl., 2002), et funn som er interessant fordi granulitt inneholder lite eller ingen glimmermineraler (<http://www.nhm.uio.no>). Dette indikerer at Sørensen (1988) sin påstand om at enkelte bergarters høyere susceptibilitet for forvitring kan tilskrives et relativt høyt innhold av biotitt bør undersøkes nærmere. Andre steder i Finland er det funnet saprolitt i flere ulike bergarter uten at det blir spesifisert hvilke (Söderman, 1985). Kjernesteinstrukturer er funnet i granittiske bergarter i vestre del av Finland (Söderman, 1983), og et distinkt skille i forekomster av kjernesteiner sammenfaller med bergartsgrensen mellom granitt og gneisisk granodioritt.

Lundqvist (1985) beretter om funn av grusig saprolitt (enkelte steder med kjernesteiner) fra store deler av Sverige og mener dette er den mest vanlige formen for forvittringsmateriale i Sverige. Saprolitten finnes i syenitt, gabbro, doleritt (grovekornet gabbroisk bergart) og grovkornet granitt. Forfatteren foreslår at den opprinnelige distribusjonen av forvittringsmateriale i form av saprolitt utelukkende bestemmes av egenskapene i bergartene, og at *dagens* distribusjon reflekterer regionenes ulike glasiere erosjonshistorie i Kvartær. Det vil si bevaring av saprolitt i områdene rundt isskillet hvor det antas at isdekket har bygget seg opp ved ”*instantaneous glacierization*”, og har vært kald-basert gjennom istidene (ibid.).

Sammen tyder funnene i Canada og Norden på at det er bergart og litologi som antageligvis er de faktorene som i størst grad bestemmer den romlige distribusjonen av ulike former for forvittringsmateriale. Observasjonene beskrevet over viser likevel at mønsteret ikke er fullstendig konsistent, og at mye kan undersøkes videre når det gjelder sammenhengen mellom bergart/ litologi og ulike former for forvitring og kjernesteinstrukturer. Dagens utbredelse avhenger også av det aktuelle områdets glasiere erosjonshistorie.

## **5.2. Forvittringsmateriale relatert til isutbredelse i Weichsel**

Sammenhengen mellom utbredelsen av forvittringsmateriale og glasial aktivitet er diskutert i en rekke arbeider (jmf. kap. 1), men lite enighet er oppnådd når det gjelder hva forvittringsmateriale representerer i forhold til isutbredelsen i Weichsel og Kvartær (Dahl, 1961, Dahl, 1966, Mangerud, 1973, Nesje m fl., 1988, Kleman & Borgström, 1990, Dahl m fl., 1996, Ballantyne m fl., 1998, Miller, 2002) Uenighetens kjerne kan sies å ligge i hvilken grad av erosjon som kan forventes ved tilstedeværelse av et isdekke, og hvilke terrengformer og løsmasser som kan indikere isfrie forhold.

### **5.2.1. Har Hadseløya vært isfri i Weichsel?**

På Hadseløya kan det observeres et horisontalt og vertikalt skille mellom områdene sterkt preget av lokalglasiasjon og områdene med lite eller ingen tegn til glasial påvirkning, se figur 5-2 og 5-3. En vest-øst gående akse trukket fra Pallheia via Sæterfjellet og Motinden til Storheia og Ørnheia markerer denne grensen. Denne aksens sammenfaller med grensen mellom sone A og sonene B og C (se figur 1-1). Soneinndelingen er gjort etter geomorfologiske landskapstrekk i en relativt grov skala. Sonene B og C er preget av daler og botner med relativt stort relieff, stort sett dekket av glasialt avsatt materiale eller kolluvium. I sone A er landskapet generelt mer åpent og løsmassene er preget av forvittringsmateriale. Det finnes imidlertid unntak på begge sider av aksens, og aksens utgjør i så måte bare et hovedskille. Dette er et geomorfologisk skille i stor skala, og det kan tenkes at mønsteret har eksistert over en lang tidsperiode. Det vil si den perioden det tar å danne et landskap som det en ser på nordsiden av aksens, og det er nærliggende å tro at dette mønsteret har eksistert gjennom store deler av Kvartær. Aksens skiller også områder som geomorfologisk ligner Gjessing (1967) og Peulvast m fl. (1996) sine beskrivelser av rester etter den paleiske overflaten, fra de områdene som ikke gjør det.

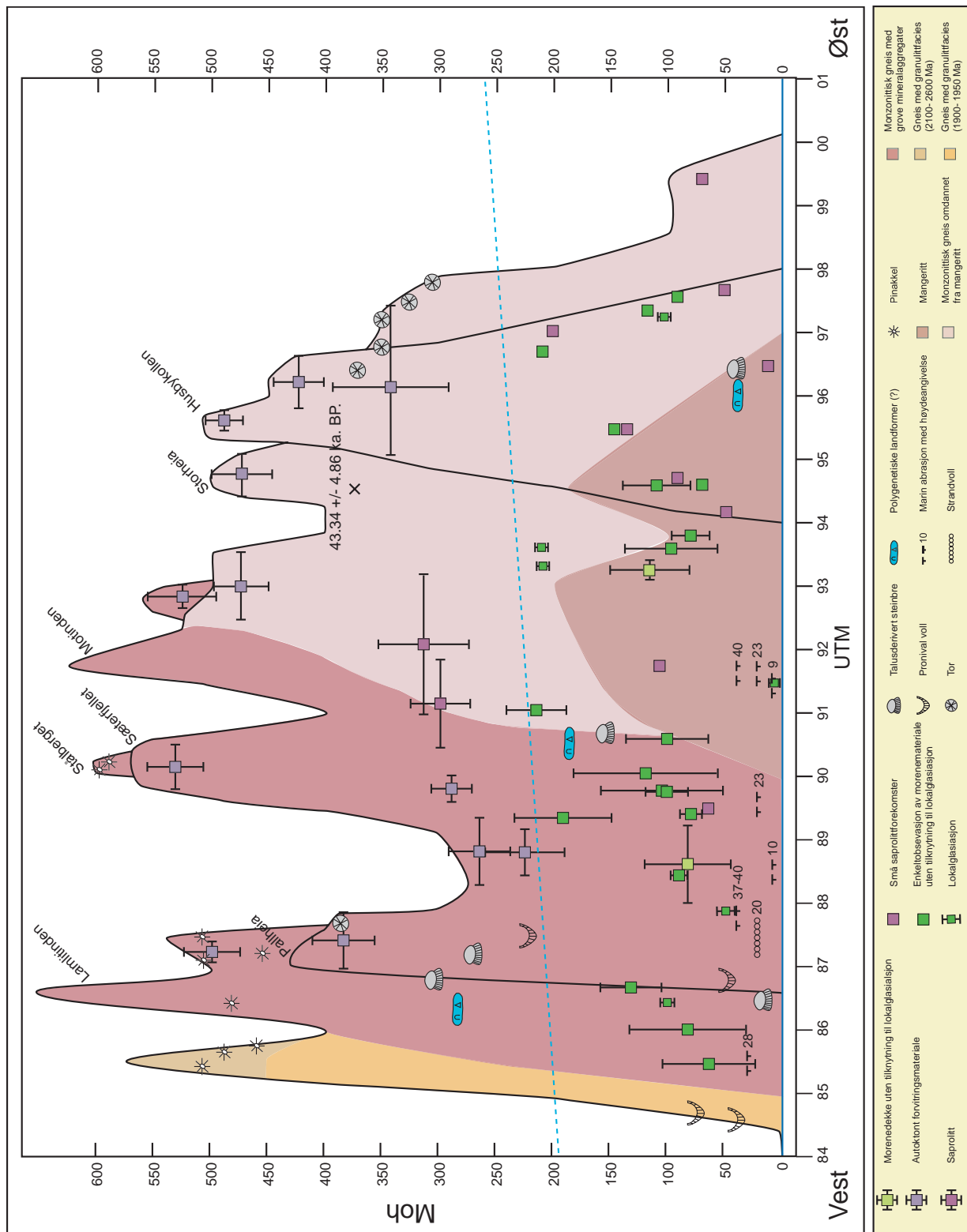
Dette kan tyde på at Hadseløya grovt sett kan deles inn i to deler med ulike glasiasjonshistorier gjennom Kvartær. Når disse to delene også markerer et skille i hvilke løsmasser som hovedsaklig preger overflaten er det grunn til å se nærmere på dette. En sammenligning av figurene 1-1 og 1-2 viser at de berggrunnsgeologiske grensene ikke sammenfaller med de geomorfologiske grensene. Dette viser at glasial erosjon er en faktor

som modifierer den status bergrunnsgeologien har som overordnet forklaringsfaktor for utbredelsen av forvittringsmateriale.

Feltdataene viser at det har vært omfattende lokalglasiasjon på nordsiden av akse. Tempererte isbreer har stor erosiv kraft på ukonsoliderte løsmasser, både ved at isreen skyver løsmassene opp foran seg og ved inkorporering av løsmasser i isen. Dette er sannsynligvis hva som har skjedd i begynnelsen av Kvartær da dekket av forvittringsmateriale var mer ekstensivt (Lidmar-Bergström m fl., 1999). Dal- og botnbreer har sannsynligvis eksistert på Hadseløya i hvert fall gjennom deler av Kvartær, det vil si i overgangene mellom glasial og interglasial, samt mellom stadial og interstadial. Isbreene har erodert i områdene de har dekket, og fjernet de opprinnelige løsmassene samt kolluvialt materiale akkumulert i interglasialene og interstadialene. Antageligvis kan mangelen på observasjoner av forvittringsmateriale i sone B og C hovedsaklig tilskrives lokal glasial erosjon.

Kan dette bety at sone A, som er dominert av forvittringsmateriale, har unnsloppet glasial erosjon? Det kan argumenteres for at i alle fall deler av denne sonen ikke er påvirket av glasial aktivitet. Området er preget av høy diversitet på landformene og løsmassene, og dette gjør at mange av observasjonene ikke peker utvetydig i *en* retning når de skal tolkes kontekstuellt. Her finnes tydelige spor etter lokalglasiasjon i form av morenerygger ved Urdvatnet, i botnen nordøst for Østre Husbykollen og i Ånnstaddalen/ Gotadalen. Observasjoner av morenemateriale uten tydelig lokalglasialt opphav er gjort i Husbydalen, Lekangdalen og på Brennvinshaugen i overgangen mellom disse dalene. *In situ* forvittringsmateriale i en rekke ulike former er også observert i store deler av området, blant annet i umiddelbar nærhet til eller liggende under morenemateriale. Sett i lys av disse observasjonene er det vanskelig å vurdere hvor stor grad glasial aktivitet har påvirket området, og en uttømmelig forklaring er antageligvis utenfor rekkevidde.

Mye av området er kategorisert som alloktont forvittringsmateriale og dette er som tidligere nevnt, et uttrykk for stor usikkerhet angående hvilke prosesser som har påvirket løsmassene i dette området. Det som imidlertid synes sikkert er at ulike prosesser (periglasiale, fluviale, glasiale og skråningsprosesser) har påvirket forvittringsmaterialet i større grad enn for eksempel i områdene kategorisert som autoktont forvittringsmateriale. I Ånnstaddalen er materialet som dekker overflaten ikke ulikt materialet som dekker mye av sone A ellers, men endemorene nederst i dalen og ellers relativt tydelige enkeltformer som antyder glasial



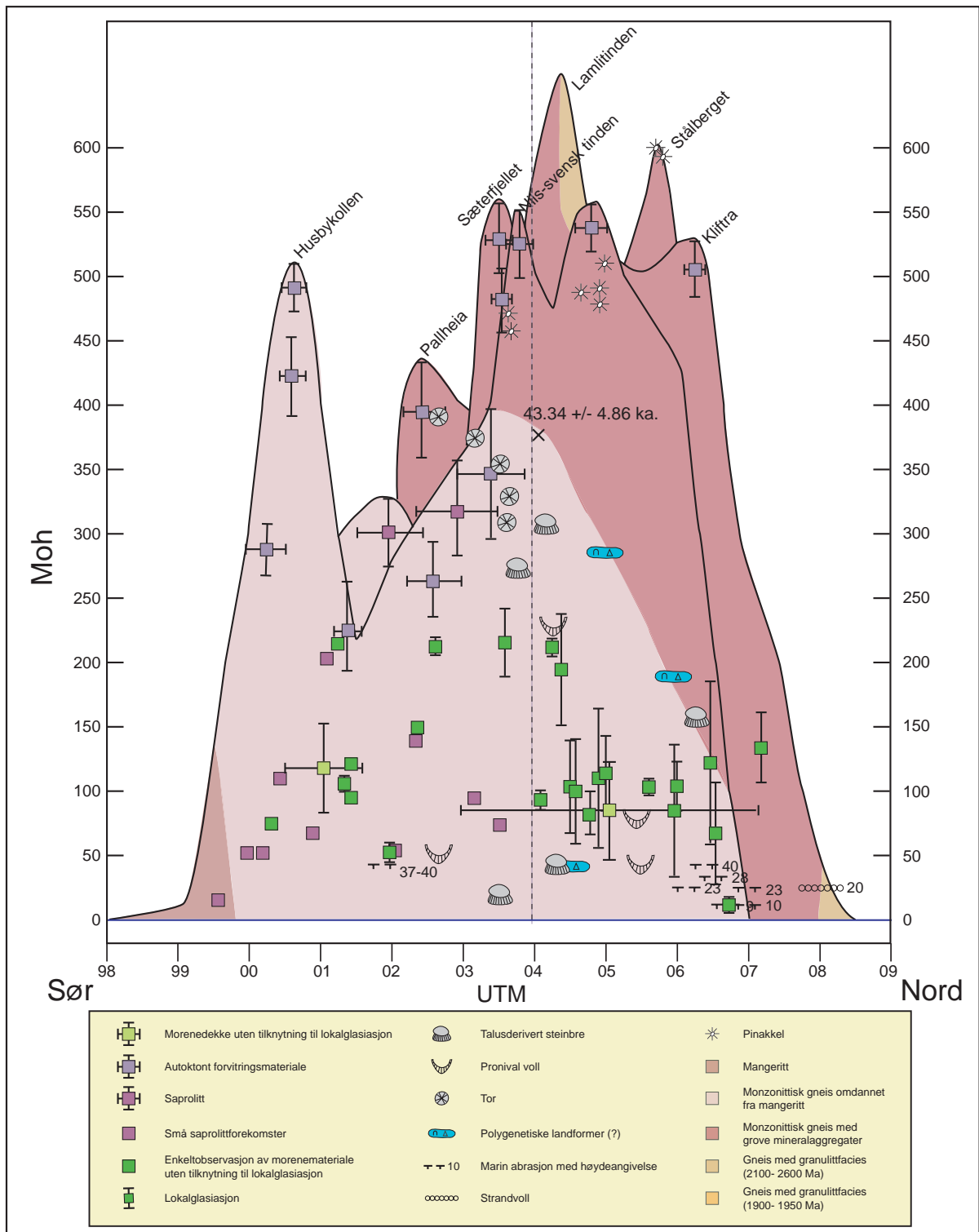
Figur 5-2: Et vest-øst transekt visualiserer et markert vertikalt hovedskille mellom forvitningsmateriale over den blå stiplede linjen, og en rekke landformer og løsmasser med ulik agens og opphav under linjen. Legg merke til at periglasiare landformer i form av steinbreer og pronivale voller forekommer både over og under linjen. Konturene og bergartene er tegnet ut fra en tenkt synsvinkel fra sør. Figuren visualiserer også at forvitningsmateriale forekommer utelukkende i de gneisiske bergartene. Vertikal målestokk er 20x overdrevet.

aktivitet (dvs tidligere smeltevannskanaler og flyttblokker) peker i retning av at denne dalen har en glasial historie. Det er antageligvis korrekt å betegne den glasiale påvirkningen som modifierende, ikke avsettende. I områdene ved Flatåsen, Brennvinschaugen og i Lekangdalen er det glasiale opphavet til løsmassene mer åpenbart enn i Ånnstaddalen. Forskjellen er at i disse områdene er et usammenhengende morenedekke det eneste observerte spor etter glasial aktivitet. Dette vitner like fullt om at både Husbydalen og Lekangdalen en eller flere ganger har vært dekket av en erosiv isbre eller et erosivt isdekke, og det kan tenkes at isen har vært sammenhengende siden morenemateriale er funnet tett opptil passpunktet mellom dalene. Rasmussen (1984) skisserer at innlandsisen senest dekket de aktuelle områdene under Langøy-event, og det gir ifølge forfatteren en alder på 14- 13 <sup>14</sup>C ka BP.

Observasjonene av meget porøs, grusig saprolitt med intakt kjernesteinstruktur på strandflaten ved Innbjørg (ca 15 moh) gjør det vanskelig å argumentere for en erosiv innlandsis i dette området. Denne observasjonen gjør det også vanskelig å argumentere for at Hadsselfjorden har vært en effektiv dreneringskanal for is fra Langøya, Hinnøya og Hadseløya i Weichsel eller resten av Kvartær når det antas at saprolitten har blitt dannet preglasialt. Områdene ved Utkikshaugen og nederst i Lekangdalen har sannsynligvis også ligget utsatt til i forhold til en isdrenering i Hadsselfjorden. Det kan på den annen side tenkes at de observerte lokalitetene med *in situ* forvittringsmateriale bare er rester av et mektigere dekke av forvittringsmateriale, og at glasiale prosesser gjennom Kvartær har erodert og transportert vekk det omkringliggende materialet.

Relasjonen mellom autoktont forvittringsmateriale og glasial erosjon har vært objekt for diskusjon i meget lang tid, men ingen enighet er oppnådd i henhold til om autoktont forvittringsmateriale kan brukes som indikasjon på subaerile forhold (op.cit.). Denne relasjonen er interessant å diskutere med Hadseløya som kontekst. Under følger en evaluering av felldata opp mot ulike teorier for isutbredelse i Weichsel.

To områder nord for den tidligere omtalte aksene er dekket av autoktont forvittringsmateriale. Kliftra har et lite toppområde dekket av autoktont forvittringsmateriale samt at hele området ned mot Klubben og ned mot Teiganmorenen er dekket av materiale med de samme fysiske egenskapene. Gradienten på overflaten er  $> 2^\circ$ , og dette tilsier at materialet er utsatt for sig og kan betegnes som alloktont forvittringsmateriale. På Vardheia (N) finnes samme setting, bare i mindre utstrekning. Den samme settingen finnes også langs hele aksene, bortsett fra på



Figur 5-3: Et sør-nord transekt viser at forvittringsmateriale er nesten fraværende på nordre del av øya som domineres av glasiale og kolluviale avsetninger. Den stiplede linjen markerer den omtalte akse. Konturene og bergartene er tegnet ut fra en tenkt synsvinkel fra øst. I likhet med figur 5-2 kan det klare vertikale skillet mellom forvittringsmateriale og glasiale avsetninger ved 200- 250 moh sees i denne figuren. Vertikal målestokk er 20x overdrevet.

Motinden som har en relativt alpin karakter. Toppområder dekket av autoktont forvittringsmateriale har i mange tidligere arbeider blitt brukt som indikasjon på at isdekkene i Weichsel og muligens tidligere i Kvartær ikke har dekket områdene (f eks Nesje m fl., 1988, Dahl m fl., 1996). Kan dette bety at områdene med autoktont forvittringsmateriale på Hadseløya har unnsloppet glasial erosjon i Weichsel?

Basert på tolkningen av feltdata fra Hadseløya alene er det lite som tyder på at en temperert isbre har dekket områdene med autoktont forvittringsmateriale i Weichsel. Dette gjelder også Melbumoan og Barheia hvor et dekke med grusig saprolitt kan observeres. Argumentene for dette er at materialet er tolket til å være autoktont, er av pre-glasial alder, og under feltarbeidet er ingen tegn til glasial aktivitet observert i disse områdene. De samme observasjonene er gjort på vestre Langøya (Rasmussen, 1984), på nordre Langøya (Paasche, 2000) og på sørvestre Langøya (Stokker, 2001). Disse forfatterne foreslår at observasjonene kan indikere isfrie forhold på Langøya under LGM. Isfrie forhold på Andøya under LGM er foreslått av Vorren (1978), Vorren m fl. (1988), Møller m fl. (1992) og Fjalstad, (1997). Påstanden framsatt over utfordrer etablerte og ennå aktuelle teorier om heldekkende isutbredelse i Vesterålen under LGM (f eks Rasmussen, 1984, Boulton m fl., 2001 & Mangerud, 2004). Under følger en diskusjon av den etablerte teorien og en evaluering av argumentene for påstanden framsatt over.

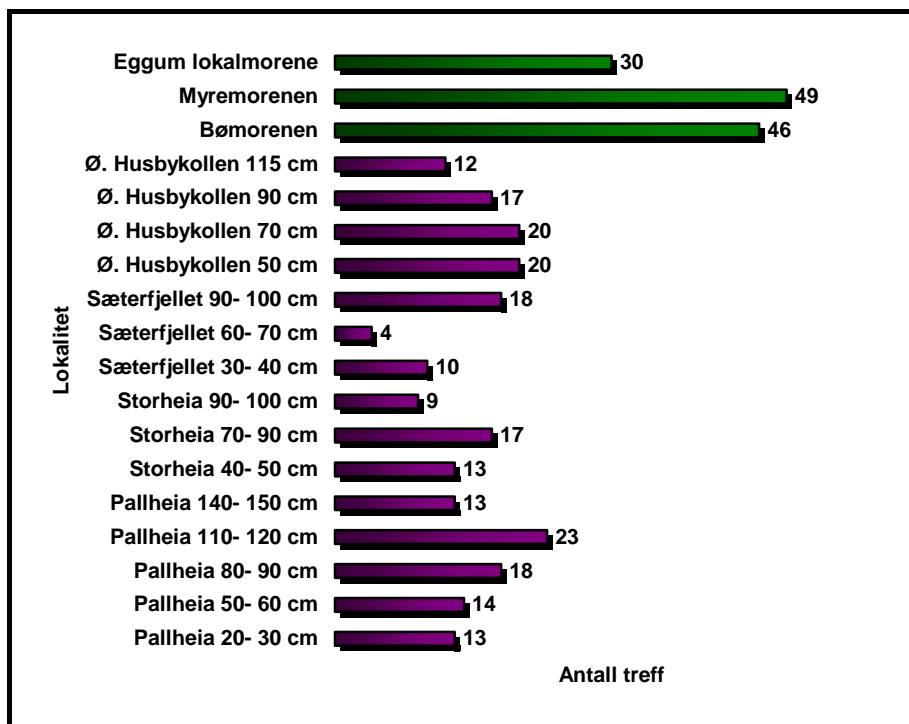
Rasmussen (1984), Boulton m fl. (2001) & Mangerud (2004) skisserer at det Fennoskandiske isdekket under LGM nådde ut til kontinentalsokkelen i området utenfor søndre deler av Vesterålen, og alle skisserer en todimensjonal modell, men sier lite eller ingenting om den vertikale isutbredelsen i dette området. Kontinentalsokkelen er på bakgrunn av figurer i Rasmussen (1984) og Mangerud (2004) beregnet til å ligge ca 75 km sørvest for Hadseløya. Ved bruk av en gjennomsnittlig glasial helningsgradient på 8- 9 m/ km<sup>-1</sup> impliserer en slik horisontal utbredelse at hele Hadseløya var dekket av is under LGM. Denne gradienten er den samme som er rekonstruert i et geomorfologisk lignende område ved Mørkysten av Nesje m fl. (1988) på bakgrunn av kartlegging av blokkhav og periglasiale trimlines i Sør-Norge. (Periglasiale trimlines er et begrep som brukes om et markert skille mellom områder preget av glasial erosjon og områder uten tegn til glasial aktivitet). Gradienten er omtrent den samme som den gjennomsnittlige gradienten Rasmussen (1984) bruker i sin teoretiske beregning av gradienten på et LGM-isdekke som dekker de grunne områdene ut til kontinentalsokkelen utenfor Langøya. I utregningen til Rasmussen (1984) er det brukt et basalt skjærstress på 1



kPa, samt at det er forutsatt at isen er perfekt plastisk, at det er lik temperatur i isen og at underlaget er hardt og horisontalt. Hvis disse forutsetningene ikke er innfridd, vil profilene bli annerledes. På grunnlag av den over nevnte modellen er overflaten på isen beregnet til å være 675 moh på Hadseløya, noe som er 19 m høyere enn Lamlitinden (656 moh) som er Hadseløyas høyeste punkt. Implikasjonene av disse modellene og gradientberegningene er at Hadseløya under LGM har vært fullstendig dekket av det Fennoskandiske isdekket. Her er det altså kontrovers mellom felldata innhentet i dette arbeidet og etablerte teorier om isutbredelsen under LGM i Vesterålen.

Hvis Hadseløya var dekket av is under LGM har antageligvis løsmasser blitt tilført feltområdet ved glasial transport og materialet i de høyereliggende områdene består av morenemateriale. En mosaikk av ulike bergarter i en forholdsvis ukonsolidert tilstand kan dermed forventes i disse løsmassene i dag. Dette kan ikke observeres, bare bergartsfragmenter av lokalt opphav i en konsolidert til semi-konsolidert tilstand eller som residualformer i form av tors eller saprolitt, er observert i de aktuelle områdene. Hvis isdekket var temperert, hadde erosiv kraft, og løsmassene består av ablasjonsmorene kan det tenkes at det finnes en glasialt erodert berggrunn under morenematerialet. I utgravingen av snittene begrenset dybden i snittene seg på grunn av at blokkettheten ble for høy. Dette er ikke noe kjent trekk ved morenemateriale overliggende en glasialt erodert berggrunn, men er observert på mange lokaliteter og betegnet som karakteristisk for nedre deler av en forvittringsprofil (Ollier & Pain, 1996, Ballantyne, 1998). Hvis et temperert isdekke ikke har erodert helt ned til berggrunnen og det fortsatt finnes rester etter forvittringsmateriale, kan det forventes at et skille mellom residualt materiale og morenemateriale kan observeres. Dette er ikke tilfellet på fire av de fem loggede lokalitetene. I Gotadalen kan sandig saprolitt observeres i nedre del av snittet (se figur 2-1E og 4-7), mens i den øverste delen kan det observeres materiale som *ikke utvetydig* kan tolkes som residualt forvittringsmateriale. Et eksempel i feltområdet som viser hvordan den skisserte settingen med morenemateriale overliggende forvittringsmateriale kan se ut, er masseuttaket på Brennvinsaugen (se figur 3-9).

På Brennvinsaugen kan et metertykt lag med glasiale avsetninger som ligger over minimum 14 m saprolitt observeres. Disse to enhetene kan meget lett skilles fra hverandre visuelt, og hadde høyst sannsynlig blitt gjenkjent hvis dette hadde vært tilfellet i noen av snittene. Det kan med sikkerhet slås fast at glasiale prosesser har spilt en rolle i dannelsen av settingen som kan observeres i snittet på Brennvinsaugen i dag, og en sammenligning med løsmassene i de



Figur 5-4: Diagrammet viser antall d-verdier registrert på lokalitetene med morenemateriale og de loggede lokalitetene i ubehandlet tilstand. De tre øverste kolonnene representerer lokaliteter med glasiale avsetninger og viser betydelig flere antall treff enn kolonnene under.

loggede snittene viser at det er stor forskjell i materialegenskapene.

Mineraldataene kan muligens supplere argumentene for at materialet på blant annet Pallheia, Sæterfjellet, Storheia og Østre Husbykollen er (autoktont) forvittringsmateriale. Settet med d-verdier fra Bømorenen og Myremorenen på Langøya er nesten identiske og har henholdsvis 46 og 49 treff. Dette vil altså si at det er registrert dette antallet interplanære avstander i prøvene, ikke at 46 og 49 mineraler er representert (se kap. 2). Likevel kan det antageligvis konkluderes med at flere mineraler er tilstede i disse prøvene enn i for eksempel Storheia (70-90 cm) som bare har 17 treff. Lokalmorenen på Eggum, Vestvågøy har 30 treff, men dette er likevel sju treff mer enn Pallheia (110- 120 cm) som er den prøven med flest treff av de loggede lokalitetene på Hadseløya. Det konsistente mønsteret som kan sees i figur 5-4 bekrefter antageligvis at morenemateriale består av en rekke av ulike mineraler, mens de loggede lokalitetene bare består av klaster fra den lokale bergarten og kan betegnes som autoktont forvittringsmateriale.

En komparativ SEM studie av mikromorfologien på klaster mellom 5 og 75 cm av glasialt og ikke-glasialt materiale er presentert i Van Hoesen & Orndorff (2004), og viser at overflatestrukturer som for eksempel furer, parabelriss og kurvede riller er diagnostiserende for klaster av glasialt opphav. Dette betyr antageligvis at en god metode for å gjenkjenne glasialt materiale er tilgjengelig, og en evaluering av materiale fra Hadseløya kunne sannsynligvis ved hjelp av denne metoden med større sikkerhet ha avdekket løsmassenes genese.

### 5.2.2. Postglasial dannelse av forvittringsmateriale

Rasmussen (1984) skisserer at hele Vesterålen var dekket av det Fennoskandiske isdekket under LGM, og en av forklaringene forfatteren har på hvorfor forvittringsmateriale finnes på Langøya er at materialet er dannet postglasialt, det vil si i sen-Weichsel. Dette støttes delvis av Peulvast (1985) som fastslår at noe av forvittringsmaterialet er dannet pre-glasialt, men sier også at *"...the influence of a strong post-glacial weathering may be suspected,..."*. Dette er også en av hypotesene for dannelse av blokkhav i Nordfjord- Møre området (Nesje m fl., 1987), og i Nordvest Skottland (Ballantyne m fl., 1998). Ballantyne m fl. (1998) avviser senere postglasial dannelse på bakgrunn av en mineralsammensetning i autoktont forvittringsmateriale (blant annet med gibbsitt) lik den som finnes på Hadseløya. På samme grunnlag kan postglasial dannelse av forvittringsmateriale på Hadseløya antageligvis avvises. Dette støttes av at minimumsestimatet for tiden det tar å danne saprolitt er anslått til å ligge på > 500 ka (se kapittel 4.5.1).

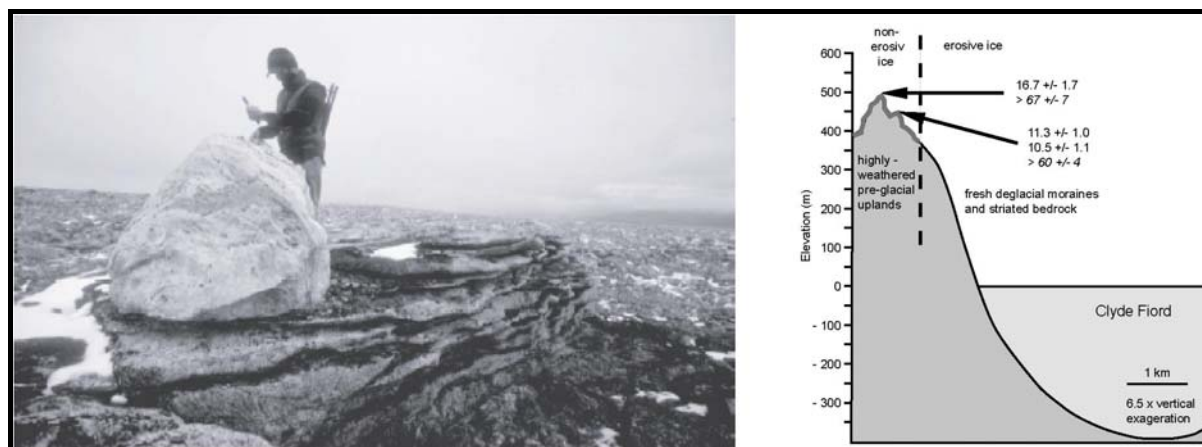
Enkelte steder i feltområdet finnes terrengformer som sannsynligvis ikke hadde eksistert i dag hvis et temperert og erosivt isdekke hadde dekket Hadseløya under LGM. Pinakler finnes ved Tanipa, Stålberget, Rishammaren og mellom Nonstind og Lamlitinden (se figur 3-12). Pinakler kan være relativt skjøre og holdes i mange tilfeller bare sammen av tyngdekraften. Dette gjør det vanskelig å forene tilstedeværelsen av pinakler med tilstedeværelsen av et isdekke, og forutsatt at disse terrengformene ikke er dannet postglasialt er de antageligvis gode indikatorer på isfrie forhold. Det er imidlertid vanskelig å avgjøre om pinakler er dannet postglasialt, og sannsynligvis avhenger dette av den lokale bergartens litologi, sprekketetthet osv.

### 5.2.3. Kaldbasert is

Bevaring av forvittringsmateriale under et kaldbasert, ikke-erosivt isdekke har blitt brukt som forklaring på at pre-glasialt og glasialt materiale koeksisterer innenfor et begrenset område (f eks Nesje m fl., 1987, Hättestrand & Stroeven, 2002, Briner m fl., 2003, Ballantyne m fl., 1998 og referanser i disse). På Hadseløya avdekket kartleggingen denne koeksistensen, men bare i de lavereliggende områdene (se figur 5-2 og 5-3) ikke i høyden slik enkelte av arbeidene nevnt over beskriver. Likevel blir det av enkelte (op.cit.) foreslått at feltområdet har vært dekket av is under LGM og en diskusjon av dette følger under.

En av de som hevder dette er Rasmussen (1984), som foreslår at forvittringsmaterialet som er observert i ulike deler av Vesterålen (det vil si at Hadseløya er inkludert), kan ha overlevd under et kald-basert isdekke i Weichsel. Det går imidlertid ikke klart fram om forfatteren mener det er isolerte isdomer som er kaldbaserte, eller om det er det Fennoskandiske isdekket som under LGM har vært flekkvis kaldbasert i marginene av isdekket. Ut fra de rekonstruerte isprofilene å dømme, er det det siste scenarioet som er aktuelt. Forfatteren skisserer at Hadseløyas områder som er dekket av forvittringsmateriale uten spor etter glasial aktivitet, har vært dekket av et kaldbasert, ikke-erosivt isdekke under LGM. Her baseres argumentasjonen på funn av forvittringsmateriale uten spor etter glasial aktivitet, og en isprofil basert på en rekke teoretiske forutsetninger. En av de teoretiske forutsetningene er at isen har samme temperatur, og et forslag om et kaldbasert isdekke i deler av Vesterålen blir dermed et motargument til isprofilen som indikerer et heldekkende Fennoskandisk isdekke under LGM.

Et scenario med relativt små avstander (< 1 km) mellom kaldbasert og temperert is, det vil si englasiale termale grenser i ytre deler av et kontinentalt isdekke er beskrevet fra Baffin Island og Melvillehalvøya i Canada av Kaplan m fl. (1999), Dredge (2000), Miller m fl. (2002) og Briner m fl. (2003). I nærliggende områder indikerer imidlertid paleoøkologiske data isfrie områder under LGM (Wolfe m fl., 2001). Baffin Island kan antageligvis brukes som analog til Vesterålen fordi øya er lokalisert i utkanten av området dekket av Laurentide-isen i Weichsel og består av fjorder og sund med mellomliggende høyereliggende områder. Det vil si en geomorfologi og lokalisering i forhold til et kontinentalt isdekke som kan sammenlignes med Vesterålen i forhold til det Fennoskandiske isdekket. Kort fortalt skisserer forfatterne en setting hvor is drenerer ut fjordene (som består av vannmettede og ukonsoliderte sedimenter), mens høyereliggende områder er dekket av et tynt dekke av kaldbasert is som ikke har



Figur 5-5: Bildet til venstre er hentet fra Briner m fl., (2003) og viser en fersk flyttblokk liggende oppå en forvitret tor. Forskjellene i forvitningsgrad uttrykkes tydelig blant annet i ulik grad av kantrunding på overflaten. Forskjeller i litologien kommer også tydelig fram på bildet. Figuren til høyre er også hentet fra Briner m fl., (2003) og viser et topografisk transekt fra de høyereliggende områdene med tors og flyttblokker til Clyde Fiord. Den stiplede linjen viser en foreslått grense mellom erosiv og ikke-erosiv is. Tallene viser alderen på flyttblokker (normal) og tors (kursiv).

påvirket det subglasiale forvitningsmaterialet i nevneverdig grad. Så langt ligner denne settingen på situasjonen beskrevet i Rasmussen (1984). Forskjellen er at Dredge (2000), Miller m fl., (2002) og Briner m fl. (2003) baserer sine rekonstruksjoner på felldata og eksponeringsdateringer (se figur 5-5). En teoretisk beregning av isprofilen fra kontinentalsokkelen utenfor og inn til Baffin Island indikerer at isens overflate hadde en meget lav gradient ( $0,5 - 1 \text{ m/ km}^{-1}$ ) (Kaplan m fl., 1999, 2001). Grunnlaget for at forfatterne foreslår at de høyereliggende områdene var dekket av kald is i Weichsel er (1) mange observasjoner av strukturmark, (2) koeksistensen av flyttblokker (med eksponeringsdateringer som indikerer en avsetning i sen-Weichsel) og *in situ* forvitningsrester i form av blokkhav og tors, og (3) at eksponeringsdateringer av tors gir en alder på  $> 67 \pm 7 \text{ ka.}$ , se figur 5-5. Den eneste indikasjonen på at området har vært dekket av is er altså flyttblokker. Når flyttblokker ikke kan observeres i de høyereliggende områdene på Hadseløya og eksponeringsdatering på Storheia gir en minimumsalder på  $43.34 \pm 4.86 \text{ ka.}$ , kan det settes et spørsmålstegn ved Rasmussen (1984) sitt forslag om at de deler av Vesterålen som er dekket av forvitningsmateriale, har vært dekket av kaldbasert is under LGM.

Et spørsmål som likevel kan stilles er om et kaldbasert isdekke kan dekke et område (f eks de høyereliggende områdene på Hadseløya) uten at spor etter glasial aktivitet kan observeres og at isdekket ikke har ødelagt for eksempel pinakler og tors. Fra Lyngsalpene og

Øksfjordjøkelen i Nord-Troms beskriver Gellatly m fl. (1988) kaldbaserte isbreer som i dag (1988) trekker seg tilbake og avdekker blokkhav og strukturmark. Ingen spor etter glasial aktivitet kan observeres i de nylig deglasierte områdene, og forfatterne hevder at dette er klare og utvetydige beviser på at blokkhav og strukturmark kan bevares under kaldbasert (her referert til som "dry-based") is. Kan dette være en analog til Hadseløya i Weichsel? Områdene beskrevet fra Lyngsalpene antas å ligge  $> 1500$  moh og dette gir en potensiell forskjell i MAAT på minimum 6- 7 °C (med en temperaturgradient på  $0,65$  °C/  $100$  m<sup>-1</sup>) i forhold til middelhøyden (ca 500 moh) på de høyeste fjellene på Hadseløya. Siden MAAT er en av faktorene som påvirker temperatur i isbreer (Paterson, 1994) er områdene muligens ikke analoge siden lufttemperaturen og temperaturen i snøen som faller antageligvis vil være lavere i et høyereliggende område, og dette kan favorisere dannelsen av et kaldbasert isdekke. McDougall (2001) hevder at situasjonen beskrevet av Gellatly m fl. (1988) er analog til situasjonen i Lake District i YD. Likheten mellom det beskrevne området og Hadseløya er at det ikke er funnet spor etter glasial aktivitet i høyereliggende områder (det vil si  $> ca$  500 moh). Området ligger imidlertid ca 14 ° lengre sør. McDougall skisserer et kaldbasert isdekke på platåene i Lake District basert på mangel av spor etter glasial aktivitet, og en overgang til tempererte, erosive forhold i ytterkantene på platået basert på skuringsstriper (*streamlining*) og morenekomplekser i de omkringliggende dalene. Sees det bort i fra breddegrad og kronosone (YD) kan den skisserte settingen ligne på en mulig situasjon på Hadseløya.

Likhetene mellom de skisserte områdene og Hadseløya i forhold til et kaldbasert isdekke i Weichsel er mange. Likevel skiller Hadseløya seg ut uten tegn til glasial aktivitet i de høyereliggende områdene, og en datering som indikerer en eksponeringstid på minimum  $43.34 \pm 4.86$  ka. Høyest beliggende spor etter glasial aktivitet uten åpenbar tilknytning til lokalglasiasjon ligger på 150- 200 moh ved Brennvinshaugen. Et spørsmål som har blitt stilt i forbindelse med eksponeringsdateringer, er om alderen angir en sammenhengende eksponeringshistorie, eller om konsentrasjonen av kosmiske nuklider er akkumulert gjennom perioder hvor området er subaerilt eksponert, mens akkumulasjonsraten har blitt redusert eller stoppet opp i perioder med dekke av is, snø, løss etc (Bierman m fl., 1999, Fabel m fl., 2002). De høyereliggende områdene på øya kan ha vært dekket av snø som har hindret eller redusert akkumulasjon av kosmiske nuklider, og hvis dette er tilfelle er eksponeringsalderen på Storheia et underestimat. For at snøfelter skal ha en effekt på akkumulasjonen trengs "extensive/ deep snowfields" (Bierman m fl., 1999), men forfatterne angir ikke tykkelse på

snøfeltene eller nødvendig mengde vinternebbør. Det de imidlertid hevder er at dagens snøfelter i området ikke påvirker akkumulasjonsraten. Dagens MAP i det aktuelle området ligger  $< 200$  mm (Dredge, 2000), noe som er godt i underkant av hva som er rekonstruert for Andøya i sen-Weichsel (vinternebbør = 426- 916 mm) av Paasche m fl. (submitted). Dette vinternebbørestimatet er antageligvis også representativt for Hadseløya siden dagens nebbørssrater er veldig like (<http://met.no>), men det antas at nebbøren likevel har vært utilstrekkelig for dannelsen av ”*extensive/ deep snowfields*”. Subaeril eksponeringstid for Storheia på  $43.34 \pm 4.86$  ka antas derfor ikke å være en alder kumulert i perioder med snøfrie forhold avløst av perioder med snøfelter tykke nok til å beskytte mot akkumulasjonen av kosmiske nuklider. Ulike former for erosjon har sannsynligvis påvirket overflaten på berggrunnen hvor prøven for eksponeringsdatering ble tatt, og dette vil føre til at angitt alder ved eksponeringsdatering er en minimumsalder (Bierman m fl., 1999).

En oppsummering av kapittel 5.2.3 blir at Hadseløya har mange likhetstrekk med områder dekket av et kaldbasert isdekke, men skiller seg likevel ut og har antageligvis ikke vært fullstendig dekket av innlandsis eller et heldekkende lokalt kaldbasert isdekke i Weichsel.

#### **5.2.4. Horisontal og vertikal isutbredelse under LGM**

Oppsummeringen over leder videre til en diskusjon om horisontal og vertikal isutbredelse under LGM. Observasjoner av glasiale avsetninger uten åpenbar tilknytning til lokalglasiasjon i en høyde opp mot 200 moh i skaret mellom Husbydalen og Lekangdalen gjør det nærliggende å foreslå at et regionalt isdekke kan ha dekket dette området under LGM. Området ved Flatåsen, dekket av et tynt morenedekke, har antageligvis ikke et lokalglasialt opphav fordi det potensielle akkumulasjonsområdet ved Urdvatnet trolig er for lite til å produsere is som dekker midtre deler av Husbydalen opp til minst 120- 160 moh, som er den vertikale utbredelsen av morenedekket på Flatåsen. Dette kan bety at et regionalt isdekke har dekket Lekangdalen, skaret over til Husbydalen, og beveget seg nedover Husbydalen mot Brynnelia. Det er ikke observert randmorener i dette området, verken i dette eller tidligere arbeider (Ahlman, 1919, Undås, 1938, Møller & Sollid, 1972, 1973, Bergström, 1973, Rasmussen, 1984, Peulvast, 1985), se figur 1-5. Dette kan skyldes at isen har dekket hele Husbydalen og kuliminert i Hadsselfjorden eller blitt inkorporert i is som kan ha drenert ut fjorden. I Husbydalen, som så mange andre steder i feltområdet, kan ulike former for saprolitt og autoktont forvittringsmateriale observeres. Observasjonene av disse terrengformene og

løsmassene er vanskelig å forene med et temperert regionalt isdekke i dette området. Det kan imidlertid ikke utelukkes at morenedekket er eldre enn Weichsel og at eventuelle morenerygger eller andre spor etter glasial aktivitet er modifisert til det ugjenkjennelige.

Ved Ørnheia, Heibruna og Loftskanten er en rekke tors ned til ca 300 moh observert. Ettersom tors med underliggende autoktont forvittringsmateriale sannsynligvis kan brukes som indikator på isfrie forhold under LGM, leder disse observasjonene sammen med morenedekket ved Brennvinsaugen isolert sett til en vertikal grense for isdekket under LGM på 200- 300 moh. Dette er den samme høyden som Paasche (2000) kom fram til som øvre grense for LGM på nordre Langøya. Eksponeringsdateringer fra Trolldalsheia (ca 240- 408 moh) på Andøya indikerer at dette området har vært isfritt i minimum 30 ka (Nesje & Dahl, upubliserte data presentert i Paasche, 2000), noe som også støtter den skisserte maksimale vertikale isutbredelsen på østre deler av Hadseløya i Weichsel. En vertikal isutbredelse på ca 250 moh på østre deler av Hadseløya lar seg imidlertid ikke forene med observasjonene av preglasialt dannet løsmateriale på Utkikshaugen (103 moh) og spesielt Innbjørg (15 moh). Begge disse lokalitetene må ha blitt bevart i et subglasialt miljø i dette scenarioet. Dette er ikke umulig hvis en pre-Kvartær regolittpakke har vært tykk og erosjon i Kvartær ikke har fjernet alt preglasialt dannet materiale. Om dette hadde vært tilfelle kan det antageligvis forventes at spor etter glasial erosjon eller avsetninger som for eksempel skuringsstriper eller morenemateriale (slik som i tilfellet Lekangdalen og Brennvinsaugen) hadde blitt avdekket under feltarbeidet i dette eller tidligere arbeider (op.cit.). Dette er ikke tilfelle. Et scenario som ikke forklarer observasjonene av morenemateriale i Husbydalen og Lekangdalen, men som tar hensyn til flertallet av feltobservasjonene, det vil si observasjonene av preglasialt dannet materiale, er at østre deler av Hadseløya ikke var dekket av et regionalt isdekke under LGM, men at kalvingsfronten til et regionalt isdekke stod i overgangen mellom Sortlandsundet og Hadsselfjorden. Siden alle områder på Hadseløya over 150- 200 moh utelukkende har spor etter glasial aktivitet som kan knyttes til lokalglasiasjon, og autoktont forvittringsmateriale eller saprolitt finnes fra 565 moh på Sæterfjellet til 15 moh på Innbjørg sees dette scenarioet på som like aktuelt som de scenarioene skissert over, og scenarioer skissert i tidligere arbeider. Valget står mellom en modell for vertikal og horisontal isutbredelse i Weichsel som harmonerer med et fåtall av feltobservasjonene eller en modell som er i overensstemmelse med flertallet av feltobservasjonene på Hadseløya.



Settingen som kan observeres i Breidvikdalen er imidlertid ikke i konflikt med noen av disse scenarioene. Moreneryggen som løper på tvers av dalen rett vest for Keipdalen er ikke utvetydig av lokalt opphav. Ryggen ligger mellom 78 og 100 moh og det kan tenkes at is som har drenert ut Eidsfjorden og Vesterålsfjorden i Weichsel eller tidligere, kan ha hatt en arm som har gått inn Breidvikdalen og avsatt ryggen som konvekst peker mot sør-sørvest. En test av dette scenarioet kan være å undersøke de mange store blokkene som er lokalisert rett nord for ryggen. Hadde ryggen vært avsatt av et regionalt isdekke kan det antageligvis forventes at fremmed litologi er representert blant blokkene, som i dette scenarioet må tolkes som flyttblokker. Fremmed litologi er ikke observert, men dette kan skyldes at det kan være vanskelig å skille ut "fremmed" litologi fordi store deler av områdene på Langøya, hvor glasialt transportert materiale antageligvis har sitt opphav består av gneis (Tveten, 1978). En alternativ hypotese er at dette er kjernesteiner som ikke har blitt fjernet ved glisial aktivitet i Kvartær, eller at de har blitt eksponert ved at omkringliggende materiale har blitt fjernet etter at siste isbre i Breidvikdalen trakk seg tilbake. En observasjon som støtter denne hypotesen er en mengde blokker fjernet fra et område som nylig er ryddet med tanke på korndyrking lokalisert ca 500 m vest for Dalsvatnet. Disse blokkene hadde en overflate med kanter og hakk lik overflaten på blokkene avbildet i figur 3-3, og dette regnes som et diagnostiserende trekk for kjernesteiner. En mer inngående petrografisk analyse av blokkene kan kanskje frembringe nye argumenter for eller mot hypotesen. Datering av blokker for å bestemme subaeril eksponeringstid kunne kanskje også gi avgjørende informasjon. Usikkerhet i tidsaspektet er det samme her som i Husbydalen og Lekangdalen, dette er en morenerygg som ikke nødvendigvis er avsatt i Weichsel.

Områdene rundt Baffin Island i Canada er forsøkt brukt som analog til Vesterålen tidligere i dette kapitlet. Hvis modellen for isutbredelse i Cumberland Sound presentert i Miller m fl. (2002) overføres til Vesterålen, kan flere av feltobservasjonene i dette arbeidet samt indikasjonene på at det Fennoskandiske isdekkets horisontale utbredelse sammenfalt med kanten på kontinentalsokkelen (f eks Andersen, 1975), forklares med samme modell. Dette er observasjoner og indikasjoner som hittil har pekt i retning av to helt ulike iskonfigurasjoner. Feltobservasjoner i Cumberland Sound har avdekket en trimline med meget lav gradient ( $0,5 \text{ m/km}^{-1}$ ). Dette mener forfatterne indikerer at en lav-gradient brearm fra Laurentideisdekket dekket Cumberland Sound i Weichsel (heretter kalt Cumberland-analogen). Hvis denne gradienten overføres til Vesterålen impliserer det at isdekkets høyde begrenser seg til 35- 40 moh på Hadseløya, samtidig som isdekket når ut til kontinentalsokkelen slik det er skissert i

tidligere arbeider (op.cit.). Et spørsmål som muligens bør diskuteres i denne sammenheng er om et lav-gradient isdekke kan avsette distinkte morenerygger på kontinentalsokkelen, men en slik diskusjon ligger utenfor dette arbeidets rammer.

Lokaliteten på Utkikshaugen (103 moh) ligger med Cumberland-analogen over øvre grense for isdekket, men dette er ikke tilfellet for lokaliteten på Innbjørg (15 moh) som også med Cumberland-analogen er dekket av is. Det er tidligere nevnt at ingen spor etter glasial aktivitet er funnet i dette området, og dette kan antageligvis brukes som et argument for lav eller ingen erosiv kraft på et drenerende isdekke. Dette kan sannsynligvis kobles til en generell avtagende hastighet og dermed begrenset erosiv kraft ut mot marginene på en isbre (Benn & Evans, 1998). Det kan dermed tenkes at denne lokaliteten kan ha blitt bevart i marginene av et isdekke som har drenert ut Hadsselfjorden. Eventuelle spor etter glasial aktivitet kan ha blitt fjernet blant annet av bølgeaktivitet i dette området.

En oppsummering av dette kapittelet bekrefter mange av resultatene som har blitt presentert i kapittel 3 og 4. Basert på *feltobservasjoner* er det nærliggende å hevde at tidligere modeller for isutbredelse overestimerer isutbredelsen på Hadseløya i Weichsel, og muligens også i tidligere glasiale perioder i Kvartær.

### **5.3. Deglasiasjonen i sen-Weichsel**

Utgangspunktet og grunnlaget for å rekonstruere deglasiasjonshistorien til Vesterålen og Lofoten i sen-Weichsel har vært relativt ulikt i de forsøkene som er gjort i forrige århundre og fram til i dag. Terrestriske og subakvatiske morenerygger, samt sammenstillingen av høyder på marint dannede terrengformer i ekvidistante strandsonediagrammer har vært hovedgrunnlaget for arbeidene til Møller & Sollid (1972) og Rasmussen (1984). Dette er de to mest omfattende arbeidene som er gjort med tanke på deglasiasjonen i *søndre* del av Vesterålen. På bekostning av Andøya, Langøya, og Hinnøya har lite fokus i disse arbeidene tilsynelatende vært rettet mot Hadseløya, noe antall lokaliteter og hvilke lokaliteter på øya som brukt i disse rekonstruksjonene reflekterer.

Begge arbeidene skisserer at Hadseløya var dekket av is under LGM, og at ytre grense for det Fennoskandiske isdekket gikk gjennom feltområdet i en fase hvor tilbaketrekningen stanset og isdekket hadde et framrykk. I Møller & Sollid (1972) er dette trinnet kalt Hinnøya 1 (H1) (13.3- 12.4  $^{14}\text{C}$  ka BP), men ingen feltobservasjoner fra Hadseløya annet enn tre havnivåindikatorer (Stokmarknes, Breidvik og Storviken (med Storviken antas det at forfatterne mener viken øst for Tanipa)) er brukt i dette arbeidet. Forfatterne har likevel markert hva de kaller ”*moraine and glacio-fluvial terminal deposits*” flere steder på øya i Plate 1, som er et vedlegg til arbeidet. Av disse avsetningene ble kun et fåtall gjenfunnet under feltarbeidet, det vil si et av to- tre trinn på Teigan, samt terrassen og moreneryggen på Ånnstadflaten. Rasmussen (1984) skisserer i likhet med Møller & Sollid (1972) at ytre grense for det Fennoskandiske isdekket gikk gjennom feltområdet i en fase hvor isdekket hadde et framrykk, men forfatteren kaller denne fasen for Langøy-event og antar at dette framrykket skjedde 14- 13  $^{14}\text{C}$  ka BP. Rasmussen (1984) slår sammen det som Møller & Sollid (1972) hevder er to trinn, Andøya 3 (A3) (15- 13  $^{14}\text{C}$  ka BP) og H1 (13.3- 12.4  $^{14}\text{C}$  ka BP). Rasmussen hevder at morenene på Bø, Fjærvoll og Myre hører til dette trinnet, og kan korreleres med en bred morenerygg lokalisert på Dragneset, nordvest på Hadseløya. Denne moreneryggen er også markert på Plate 1 i Møller & Sollid (1972), og ble forsøkt funnet under feltarbeidet, men uten resultat. Denne moreneryggen er heller ikke beskrevet i verken Ahlmann (1919) (se figur 1-5), Undås (1938), Bergström (1973) eller Peulvast (1985). Det er nærliggende å tro at en rygg i fast fjell lokalisert på Dragnes har blitt mistolket til å være en endemorene. Mange havnivåindikatorer og morenerygger beskrevet i de over nevnte arbeidene ble som det framgår av dette kapitlet ikke gjenfunnet gjennom syv ukers feltarbeid på Hadseløya.

Med utgangspunkt i de ekvidistante strandsonediagrammene presentert i Møller & Sollid (1972) og Rasmussen (1984) er havnivået på Stokmarknes (33 moh) korrelert til strandlinje  $S_8$ , som ifølge Marthinussen (1962) basert på  $^{14}\text{C}$ -dateringer fra Ramså på Andøya er dannet 13  $^{14}\text{C}$  ka BP. Havnivåene på Storviken (28 moh) og Breidvik (31 moh) korreleres til  $S_9$  som gir en alder  $> 13$   $^{14}\text{C}$  ka. I Rasmussen (1984) er ytterligere fire nivåer nevnt; Teigan (25 moh), Dragneset (28 moh), Ånnstad (35 moh) og Bervik (30 moh). Forfatteren korrelerer Dragneset med  $S_8$  (13  $^{14}\text{C}$  ka) og de tre andre med  $S_7$ , som gir en alder rett i underkant av 13  $^{14}\text{C}$  ka ( $S_8$  er datert til 13  $^{14}\text{C}$  ka og  $S_4$  er datert til 12.3  $^{14}\text{C}$  ka) (Marthinussen, 1962). Dette gir indikasjoner på at det regionale isdekket hadde trukket seg tilbake fra Hadseløya ved ca 13  $^{14}\text{C}$  ka og at H1/ Langøy-event (14- 13  $^{14}\text{C}$  ka BP) var siste gang Hadseløya kan ha vært

dekket av et regionalt isdekke. Havnivåindikatorerne som i dette arbeidet er funnet på Flatset og Ånnstadflaten indikerer imidlertid et høyere havnivå enn hva som tidligere er rekonstruert. En høyde på ~ 38 moh i disse to områdene kan korreleres med strandsone 3 i Møller & Sollid (1972) som igjen antageligvis kan korreleres med S<sub>11</sub> i Marthinussen (1962) og Rasmussen (1984). Dette indikerer at nivået kan korreleres med trinn A3 i Møller & Sollid (1972), som indikerer en alder på 15- 13 <sup>14</sup>C ka. Dette havnivået sammen med antagelsen om at moreneryggen på Dragnes beskrevet i Rasmussen (1984) er en feiltolkning, kan bety at et regionalt isdekke under Langøy-event ikke dekket Hadseløya.

Forutsatt at havnivået på Flatset og Ånnstad kan korreleres med A3 betyr dette at deglasiasjonen av Hadseløya kan ha begynt 15- 13 <sup>14</sup>C ka BP, som ifølge Møller & Sollid (1972) er alderen på dette trinnet. Når havnivåene på Flatset og Ånnstad antageligvis kan korreleres med S<sub>11</sub>, og S<sub>8</sub> er datert til 13 <sup>14</sup>C ka BP, må S<sub>11</sub> være eldre enn 13 <sup>14</sup>C ka. En temperaturkurve som viser fluktuasjoner i julitemperaturen gjennom sen-Weichsel, presentert i Alm (1993) (se figur 5-6) indikerer at ca 15 <sup>14</sup>C ka BP markerer starten på en kald og noe fuktig periode som ikke avsluttes før ca 13 <sup>14</sup>C ka BP. Forutsatt at 15 <sup>14</sup>C ka BP markerer inngangen til en kald og noe fuktig periode, kan det bety at isen trakk seg tilbake og at havnivået er dannet *før* 15 <sup>14</sup>C ka BP. Dette åpner for at isbreene på Hadseløya begynte tilbaketrekningen fra sin maksimale utbredelse allerede så tidlig som ca 16 <sup>14</sup>C ka BP som er inngangen til en varm og tørr periode (ibid.). Et aldersestimat på en isolasjonskontakt i Nedre Æråsvatnet (35 moh) på Andøya gir en alder på ca 15.5 <sup>14</sup>C ka (Vorren m fl., 1988), og indikerer deglasiasjon og landhevning i dette området før ca 15.5 <sup>14</sup>C ka.

En tidlig deglasiasjon av botnbreer i et område sør på Andøya blir foreslått av Paasche m fl. (submitted). I dette arbeidet blir det hevdet at området ble isfritt i inngangen til Allerød (ca 11.8- 11.3 <sup>14</sup>C ka BP). Dette er et aldersestimat som utfordrer Rasmussen (1984) sine rekonstruksjoner av slutten av deglasiasjonen, det vil si YD (ca 11- 10 <sup>14</sup>C ka BP). Med havnivåer som muligens kan være dannet 16 <sup>14</sup>C ka BP indikerer dette at moreneryggene på Flatset og Ånnstad, som altså ligger distalt for havnivåene, *kan* representere LGM på Hadseløya.

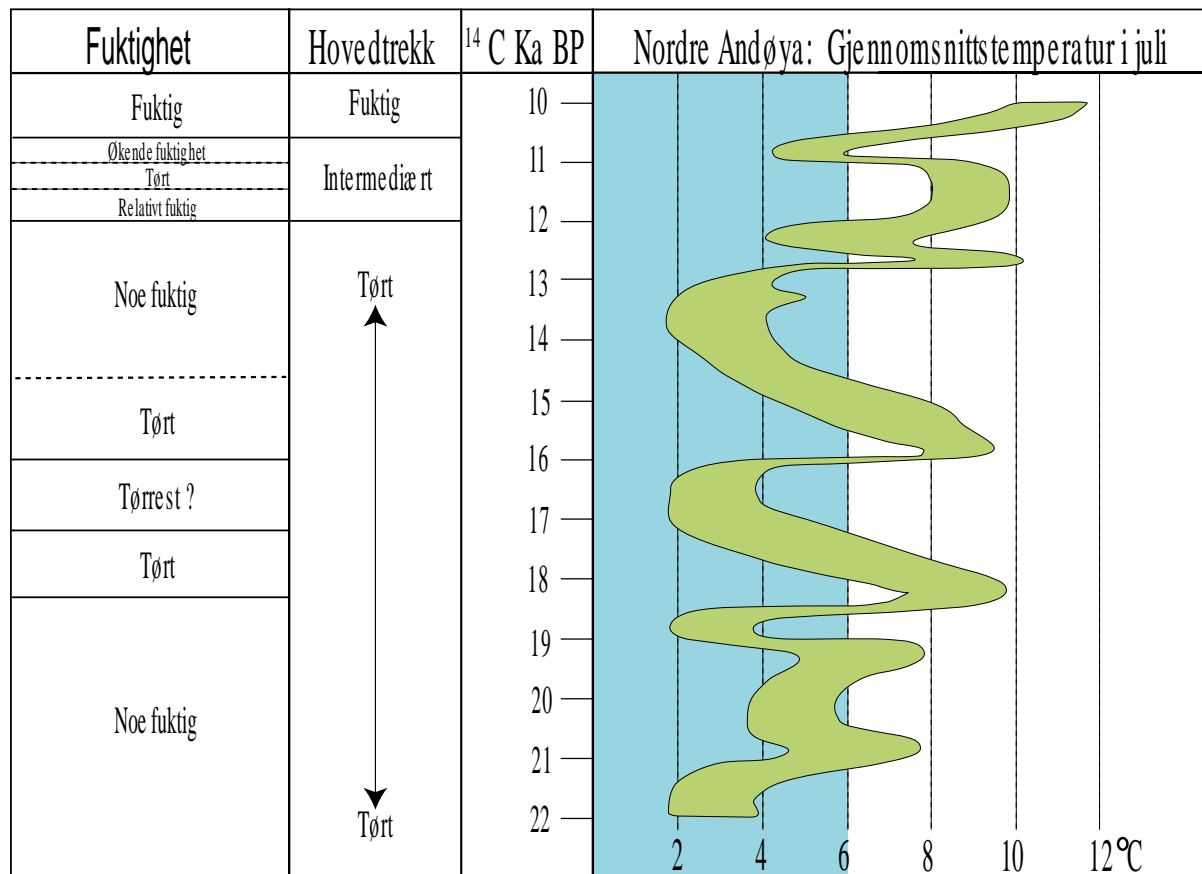
En morenerygg som er omtalt i de fleste arbeider fra Vesterålen er Teiganmorenen (se figur 3-5). Rasmussen (1984) har korrelert Teiganmorenen med Langøy-event fordi den ligger umiddelbart utenfor hva forfatteren har skissert som ytre grense for det regionale isdekket 14-

13  $^{14}\text{C}$  ka BP, men etter alt å dømme kan 14  $^{14}\text{C}$  ka BP regnes som en minimumsalder. I kalibrerte år gir dette en alder på  $16.200 \pm 560$  kal år BP (Paasche m fl., submitted). En blokk liggende på Teiganmorenen er datert til  $16.150 \pm 3510$  kal år BP, og dette kan indikere at Teiganmorenen kan ha blitt dannet under Langøy-event. Et standardavvik på 3510 år åpner imidlertid for at moreneryggen er eldre, faktisk så gammel som 19.660 kal år, noe som tilsvarer ca 16.500  $^{14}\text{C}$  år. Dette gjør at Teiganmorenen kan representere et breframstøt før Langøy-event, muligens maksimal isutbredelse under LGM, og at isbreene i Teigan-systemet ikke har drenert eller kuliminert i Vesterålsfjorden i Weichsel. Dette indikerer at lokalglasiale avsetninger kan representere maksimal glasial utbredelse i Vesterålen i Weichsel.

Rasmussen (1984) korrelerer altså Teiganmorenen med Langøy-event, og hevder at de glasiale trinnene proksimalt for moreneryggen representerer breframstøt under Skarpnes-event (12.3  $^{14}\text{C}$  ka BP) og Tromsø-Lyngen-event/ YD (ca 11.5- 10  $^{14}\text{C}$  ka BP) (ibid.). Dette impliserer en fullstendig deglasiasjon etter 10  $^{14}\text{C}$  ka BP, en alder som står i kontrast til hva Paasche m fl. (submitted) hevder er alderen for fullstendig tilbaketrekning av isbreer etter LGM på søndre deler av Andøya (13.4 kal ka BP). Forutsatt at denne tidlige deglasiasjonsalderen kan overføres til Hadseløya betyr dette at Langøy-event representerer siste breframstøt, og kan korreleres med de innerste glasiale trinnene i Teigansystemet og antageligvis også Vatndalen. Kan alderen for fullstendig tilbaketrekning direkte overføres til Teigan og Vatndalen? Mange av faktorene som styrer massebalansen på en isbre er de samme i de to områdene, og selv om aspektet er ulikt (henholdsvis sørøstlig i botnen på søndre Andøya og nordvestlig på Teigan og Vatndalen) antas det at aspektet har samme effekt på massebalansen hvis den fremtredende vindretningen er nordøstlig. Det som skiller de to systemene er den romlige utbredelsen, og det kan tenkes at de glasiale systemene på Hadseløya kan overleve Bølling interstadial fordi de antageligvis kan romme mer is enn systemet på søndre Andøya (forutsatt at isbreenes hypsometri er relativt lik).

Den tentative deglasiasjonshistorien for Hadseløya skissert i dette arbeidet utfordrer flere skisserte deglasiasjonshistorier, samt beregninger av maksimal horisontal og vertikal LGM isutbredelse for Vesterålen (op.cit.). Periglasiale landformer på Hadseløya kan brukes til å nyansere deglasiasjonshistorien ytterligere.

Periglasiale landformer representert ved talusderiverte steinbreer lokalisert på Andøya og Langøya er i Paasche (2000) brukt som indikatorer på isfrie områder i sen-Weichsel.



Figur 5-6: Temperaturkurve for juli rekonstruert på bakgrunn palynostratigrafi fra Øvre Æråsvatn på nordre Andøya av Alm (1993). Det blå feltet er av Paasche (2000) foreslått som favoriserende for dannelse av steinbreer. Til venstre i figuren er fuktighetsnivået indikert.

Forfatteren har vurdert mulige dannelsesperioder i sen-Weichsel ut i fra jultemperaturkurven presentert i Alm (1993). To mulige dannelsescenarioer blir skissert; ”*the humidity scenario*” (14.4- 12.8 <sup>14</sup>C ka BP) og ”*the aridity scenario*” (17.2- 16 <sup>14</sup>C ka BP). Forfatteren argumenterer for at steinbreene på Andøya og Langøya ble initiert under ”*the aridity scenario*”, og ble muligens fossile i inngangen til Allerød (ca 12- 11.5 <sup>14</sup>C ka BP) (ibid.).

Med dette utgangspunktet er de talusderiverte steinbreene på Hokland (15 moh) og Litlvatnet (29 moh) interessante fordi de ligger på strandflaten under det høyest observerte havnivået (~38 moh) på Hadseløya. Stratigrafisk sett betyr dette at steinbreene på Hokland og Litlvatnet må ha blitt dannet etter at havnivået trakk seg tilbake til henholdsvis < 15 moh og < 29 moh. Forutsatt at steinbreene på Hadseløya ble dannet i samme tidsperiode som mange av de andre steinbreene i Vesterålen kan dannelsesscenarioet skissert i Paasche (2000) brukes. Med en initiering av steinbreen på Hokland under ”*the aridity scenario*”, 17.2- 16 <sup>14</sup>C ka BP betyr

dette at en minimumsalder på dette havnivået (~38 moh) er ca 17 <sup>14</sup>C ka BP, men sannsynligvis er det eldre fordi effekten av den regionale glasi-isostatiske nedpressingen må ha avtatt betraktelig (det vil si nærmere 23 m) før forholdene ligger til rette for dannelsen av talusderiverte steinbreer. Videre antyder dette at havnivåindikatoren på Teiganmorenen (28 moh) også predaterer ca 17 <sup>14</sup>C ka BP. Dette støtter antagelsen om at Teiganmorenen representerer et breframstøt før Langøy-event eller muligens LGM.

Talusderiverte steinbreer er også observert ved Hankammen og i Lamlidalen (se kvartærgeologisk kart). Hvis det antas at alle steinbreene i feltområdet ble initiert i samme tidsperiode, indikerer det at også disse områdene var isfrie før ca 17 <sup>14</sup>C ka BP. Steinbreene som muligens ble initiert i perioden 17.2- 16 <sup>14</sup>C ka BP og den pronivale vollen i Lamlidalen vitner om et tørt klima, og at det ikke har vært lokalglasiasjon i denne dalen etter at disse formene ble dannet. En isbre ville antageligvis ha ødelagt disse terrengformene. Steinbreene i disse to områdene ser imidlertid ikke ut til å være like godt utviklet som steinbreene på Hokland og Litlvatnet og en dannelsen i en kald periode etter ”*the humidity scenario*” (f eks YD) kan være mulig.

Initieringen av talusderiverte steinbreer krever en MAAT < - 4 °C (Barsch, 1996) eller < - 6 °C (Humlum, 1998), og dette impliserer at i perioden 17.2- 16 <sup>14</sup>C ka BP må MAAT for Hadseløya ha vært senket med minimum 8,4 °C. Humlum (1998) har vist at MAP for områder med aktive talusderiverte steinbreer i stor grad faller inn i intervallet 400- 650 mm, og dette antyder en senkning av MAP på 450- 700 mm. Paasche (2000) skisserer en MAAT på -9,2 °C, og MAP på 200- 300 mm for denne perioden på Langøya og Andøya. Dette kan indikere at en senkning av MAAT på 8,4 °C og MAP på 450- 700 mm på Hadseløya kan regnes som minimumsverdier.

## 6. Oppsummering og konklusjon

Målet med denne oppgaven er å bidra til en bedre forståelse av de grunnleggende egenskapene i en rekke ulike typer forvittringsmateriale. Dette er forsøkt gjort gjennom mineral- og kornfordelingsanalyse, samt en kvartærgeologisk kartlegging. Forvittringsmateriale i en rekke ulike former utgjør den dominerende typen løsmasse på Hadseløya, og dette har ført til at hovedfokus i dette arbeidet er rettet mot forvittringsmateriale. I tillegg kan resultatene oppnådd gjennom bruk av disse metodene bidra til en nyansering av tidligere rekonstruksjoner av isutbredelsen på Hadseløya og i Vesterålen, spesielt i sen-Weichsel. Punktvis kan funnene i dette arbeidet oppsummeres som følger;

- Fire snitt på Hadseløya ble gravet ut og logget; Pallheia, Storheia, Sæterfjellet og Østre Husbykollen. I tillegg ble et fluvialt utgravet snitt i Gotadalen logget og innlemmet i mineral- og kornfordelingsanalysen. De fire første snittene består utelukkende av autoktont forvittringsmateriale, og snittet i Gotadalen består av forvittringsmateriale i form av sandig saprolitt med kjernesteinstruktur. Prøver ble også samlet inn fra en rekke andre typer løsmasser og lokaliteter i Vesterålen og Lofoten med tanke på komparativ analyse.
- Mineralanalysen har vist at disse snittene inneholder mineraler indikative for en rekke ulike klimaregimer. De sekundære mineralene gibbsitt og kaolinitt er resultat av langvarig kjemisk forvitring i et fuktig og varmt klima, og er identifisert i autoktont materiale i fire av snittene. Dette er egenskaper som ofte knyttes til pre-kvartært dannet materiale, og dette kan tyde på at de høyereliggende områdene på Hadseløya er en rest av den paleiske overflaten. Funnene viser blant annet at autoktont forvittringsmateriale og saprolitt inneholder et betydelig mindre antall og ulik sammensetning av mineraler sammenlignet med glasialt materiale. Resultatene indikerer at mineralanalysen (fortrinnsvis i kombinasjon med andre metoder) kan brukes for å skille forvittringsmateriale fra glasialt materiale.
- Kornfordelingsanalysen viser at variasjonene både innad og mellom prøvetakingslokalitetene er begrenset. Dette skyldes antageligvis at den opprinnelige bergartens granulometri er den faktor som i størst grad bestemmer



kornstørrelsesfordelingen, og overstyrer regolittens dannelsesprosesser. I tillegg har kornfordelingsanalyse sammen med den kvartærgeologiske kartleggingen avdekket at det autoktone forvittringsmaterialet er frostsusceptibelt og frostprosesser har derfor antageligvis bidratt til en postgenetisk modifisering av materialet i det autoktone forvittringsmaterialet på Hadseløya.

- Relatert til isutbredelse gjør den kvartærgeologiske kartleggingen det mulig å tolke de over nevnte snittene og deres fysiske egenskaper i en geomorfologisk kontekst. Over 150-200 moh finnes utelukkende spor etter glasial aktivitet som kan knyttes til lokalglasiasjon. Under denne høyden finnes det imidlertid glasiale avsetninger hvis opphav og alder er vanskelig å bestemme uten videre undersøkelser. Det autoktone forvittringsmaterialet i de høyereliggende områdene kan på bakgrunn av konteksten materialet er funnet i betraktes som en god indikator for subaerile forhold.
- Saprolitt er funnet i to hovedformer på Hadseløya, grusig og sandig. I tillegg er kjernesteinstrukturer funnet i forbindelse med både pedolitt, sandig- og grusig saprolitt. Saprolitten er beregnet til å være > 500 ka gammel, og dagens relativt store utbredelse på Hadseløya indikerer begrenset glasial erosjon i området gjennom Kvartær. Hadseløya har gjennom feltarbeidet vist seg å være en nøkkellokalitet for studie av saprolittisk materiale og kjernesteiner, fordi veldig mange ulike former for saprolitt finnes innenfor et begrenset område på øya. Koeksistensen med glasialt avsatt materiale kan mange steder studeres.
- Den romlige utbredelsen av autoktont forvittringsmateriale i form av pedolitt, saprolitt og kjernesteinstrukturer viser seg hovedsakelig å være bestemt av bergart og litologi. Basert på dette skulle forvittringsmateriale ha relativt lik utbredelse på Hadseløya fordi øya bergartsmessig er relativt homogen. På nordre og vestre del av øya er imidlertid (med enkelte unntak i høyereliggende områder) få observasjoner av forvittringsmateriale gjort. Dette kan sannsynligvis forklares med områdenes ulike glasiale erosjonshistorie, og erosjonshistorien kan betraktes som en sterkt modifiserende faktor i forhold til utbredelsen basert på bergart og litologi.
- En tentativ nyansering av deglasiasjonshistorien i sen-Weichsel i denne delen av Vesterålen er gjort på bakgrunn av blant annet havnivåindikatorer, talusderiverte

steinbreer og morenerygger i feltområdet, samt en re-evaluering av terrengformer tidligere tolket som morenerygger. Et forsøk på å aldersbestemme disse terrengformene, og lage en relativ kronologi er gjort ved hjelp av korrelasjon med samme type terrengformer som er forsøkt aldersbestemt i tidligere arbeider. Steinbreene på Hokland (15 moh) og ved Litlvatnet (29 moh) antas dannet i perioden 17.2- 16 <sup>14</sup>C ka BP. Terrassen på Ånnstad og knekkpunktet på Flatset (~38 moh) er nødvendigvis eldre enn dette og siden begge havnivåindikatorne ligger på proksimalsiden av endemorener antatt avsatt av lokale isbreer må deglasiasjonen av disse dalene ha startet før havnivåene på ~ 38 moh ble dannet. Dette indikerer en tidlig tilbaketrekning av de lokale isbreene på (i hvert fall) deler av Hadseløya.

## Referanser

Referanser til sider på internett finnes nederst på referanselisen.

- Ackert, R. P. Jr. 1998:** A rock glacier/debris-covered glacier system at Galena Creek, Absaroka Mountains, Wyoming. *Geografiska Annaler* 80 A, 267-276.
- Ahlmann, H.W:son 1919:** Geomorphological studies i Norway. *Geografiska Annaler* 1, 151- 205.
- Allen, C. E., Darmody, R. G., Thorn, C. E., Dixon, J. C. & Schlyter, P. 2001:** Clay mineralogy, chemical weathering and landscape evolution in Arctic-Alpine Sweden. *Geoderma* 99, 277-294.
- Alm, T. 1993:** Øvre Æråsvatn – palynostratigraphy of a 22,000 to 10,000 BP lacustrine record on Andøya, northern Norway. *Boreas* 22 (3), 171- 188.
- Andersen, B. G. 1975:** Glacial geology of Northern Nordland, North Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse* 320, 1-74.
- Anand, R. R. & Paine, M. 2002:** Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australia: implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences* 49, 3- 162.
- André, M. -F. 2002:** Geomorphic evidence for recurrent cold-based ice conditions in Nordic uplands during the Quaternary glaciations (Aurivaara Plateau, North Sweden). *Norsk Geografisk Tidsskrift* 56, 74- 79.
- André, M. -F. 2004:** The geomorphic impact of glaciers as indicated by tors in North Sweden (Aurivaara, 68° N). *Geomorphology* 57, 403- 421.
- Ballantyne, C. K., 1994:** Gibbsitic soil on former nunataks: implications for the ice sheet reconstruction. *Journal of Quaternary Science* 9, 73-80.
- Ballantyne, C. K. 1998:** Age and significance of mountain-top detritus. *Permafrost and Periglacial Processes* 9, 327-345.
- Ballantyne, C. K. 2001:** Measurement and theory of ploughing boulder movement. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 267- 288.
- Ballantyne, C. K. & Benn, D. I. 1994:** Glaciological constrains on protalus rampart development. *Permafrost and Periglacial Processes* 5, 145-153.
- Ballantyne, C. K. & Harris, C. 1994:** *The Periglaciation of Great Britain*, Cambridge University Press, Cambridge, 330 s.
- Ballantyne, C. K., McCarroll, D., Nesje, A., Dahl, S. O. & Stone, J. 1998:** The last ice

- sheet in North- West Scotland: Reconstruction and implications. *Quaternary Science Reviews* 17, 1149- 1184.
- Barsch, D. 1996:** *Rock Glaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments.* Springer- Verlag, Berlin, 331 s.
- Baumann, K-H., Lackschewitz, K. S., Mangerud, J., Spielhagen, R. F., Wolf-Welling, T. C. W., Rüdiger, H. & Kassens, H. 1995:** Reflection of Scandinavian ice sheet fluctuations in Norwegian sea sediments during the past 150,000 years. *Quaternary Research* 43, 185- 197.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. 1998:** *Glaciers & glaciation.* Arnold, London. 734 s.
- Bergström, E. 1959:** Utgjorde Lofoten och Vesterålen ett refugium under sista istiden? *Svensk Naturvetenskap*, 116-122.
- Bergström, E. 1973:** Den prerecenta lokalglaciationens utbredningshistoria inom Skanerna. *Naturgeografiska Institutionen, Univ. i Stockholm. Forskningsrapport 16.* 216 s.
- Berthling, I., Eiken, T. & Sollid, J. L. 2001:** Frost heave and thaw consolidation of ploughing boulders in a mid-alpine environment, Finse, Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 165- 177.
- Bierman, P. R., Marsella, K. A., Patterson, C., Thompson Davis, P. & Caffee, M. 1999:** Mid-Pleistocene cosmogenic minimum-age limits for pre-Wisconsinian glacial surfaces in southwestern Minnesota and southern Baffin Island: a multiple nuclide approach. *Geomorphology* 27, 25-39.
- Birks, H. J. B. 1993:** Is the hypothesis of survival on glacial nunataks necessary to explain the present-day distributions of Norwegian mountain plants? *Phytocoenologia*, 23, 399 - 426.
- Birnie, R. V. & Thom, G. 1982:** Preliminary observations on two rock glaciers in South Georgia, Falkland Islands Dependencies. *Journal of Glaciology* 28, 377- 386.
- Bjune, A. E., Birks, H. J. B. & Seppä, H. 2004:** Holocene vegetation and climate history on continental-oceanic transect in northern Fennoscandia based on pollen and plant macrofossils. *Boreas* 33, 211- 223.
- Blott, S. & Pye, K. 2001:** Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237- 1248.
- Boggs, S. Jr. 2001:** *Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Third Ed.* Prentice-Hall, New Jersey. 726 s.
- Bouchard, M. 1985:** Weathering and weathering residuals on the Canadian Shield. *Fennia*

163:2, 327- 332.

- Bouchard, M. & Pavich, M. J. 1989:** Characteristics and significance of pre-Wisconsinian saprolites in the northern Appalachians. *Zeit. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 72*, 125-137.
- Bouchard, M., Jolicoeur, S. & Pierre, G. 1995:** Characteristics and significance of two pre-late Wisconsinian weathering profiles (Adirondacks, USA and Miramichi Highlands, Canada). *Geomorphology 12*, 75-89.
- Bouchard, M. & Jolicoeur, S. 2000:** Chemical weathering studies in relation to geomorphological research in southeastern Canada. *Geomorphology 32*, 213- 238.
- Boulton, G. S., Dongelmans, P., Punkari, M. & Broadgate, M. 2001:** Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. *Quaternary Science Reviews 20*, 591- 625.
- Brady, N. C. 1984:** *The Nature and properties of soils*. Macmillan, New York. 750 s.
- Brazier, V., Kirkbride, M. P., & Owens, I. F. 1998:** The relationship between climate and rock glacier distribution in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Geografiska Annaler 80 A (3-4)*, 193-207.
- Brindley, G.W: 1980:** Order-disorder in clay mineral structures. In: Brindley, G. W. & Brown, G. (ed.) 1980: *Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification*. Mineral Society Monograph no. 5. Mineralogical Society, London. 495 s.
- Brindley, G. W. & Brown, G. (ed.) 1980:** *Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification*. Mineral Soc. Monogr. 5. Mineralogical Society, London. 495 s.
- Briner, J.P., Miller, G.H., Davis, P.T., Bierman, P.R. & Caffee M. 2003:** Last Glacial Maximum ice sheet dynamics in Arctic Canada inferred from young erratics perched on ancient tors. *Quaternary Science Reviews 22*, 437- 444.
- Brook, E. J., Nesje, A., Lehman, S. J., Raisbeck, G. M. & Yiou, F. 1996:** Cosmogenic nuclide exposure ages along a vertical transect in western Norway: Implications for the height of the Fennoscandian ice sheet. *Geology 3*, 207 - 210.
- Brown, G. & Brindley, G. W. 1980:** X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Brindley, G. W. & Brown, G. (ed.) 1980: *Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification*. Mineral Society Monograph 5. Mineralogical Society, London. 495 s.
- Christensen, H. H. & Svenson, H. 1998:** Windpolished boulders as indications of a late

- Weichselian wind regime in Denmark in relation to neighbouring areas. *Permafrost and Periglacial Processes* 9, 1-21.
- Clark, D. H., Steig, E. J., Potter, N. Jr. & Gillespie, A. R. 1998:** Genetic variability of rock glaciers. *Geografiska Annaler* 80A (3-4), 175- 182.
- Dahl, E. 1955:** Biogeographic and geological indications of unglaciated areas in Scandinavia during the glacial ages. *Bulletin Geological Society of America* 66, 1499- 1519.
- Dahl, E. 1961:** Refugieproblemet og de kvartærgeologiske metodene. *Svensk Naturvetenskap* 14, 81- 96.
- Dahl, E. 1987:** The nunatak theory reconsidered. *Ecological Bulletins*, 38, 77-94.
- Dahl, E. 1992:** Nunatakteori. IV. Hvor fantes isfrie områder og hva slags planter kunne leve på dem? *Blyttia nr. 1*, 23- 35.
- Dahl, R., 1963:** Shifting ice culmination, alternating ice covering and ambulant refuge organisms? *Geografiska Annaler XLV.* (2-3), 122-138.
- Dahl, R., 1966:** Blockfields, weathering pits and tor-like forms in the Narvik mountains, Nordland, Norway. *Geografiska Annaler* 48A: 55-85.
- Dahl, S. O. & Nesje, A. 1992:** Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 94, 87- 97.
- Dahl, S. O., Ballantyne, C. K., McCarroll, D. & Nesje, A. 1996:** Maximum altitude of Devensian glaciation on the Isle of Skye. *Scottish Journal of Geology* 32, (2), 107- 115.
- Dahl, S. O., Nesje, A. & Øvstedal, J. 1997:** Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east – central southern Norway. *Boreas* 26, 161- 180.
- Darmody, R.G., Thorn, C. E. & Rissing, J. M. 1987:** Chemical weathering of fine debris from of series of Holocene moraines: Storbreen, Jotunheimen, Southern Norway. *Geografiska Annaler* 69A, (3-4), 405- 413.
- Dredge, L. A. 2000:** Age and origin of upland block fields on Melville Peninsula, eastern Canadian Arctic. *Geografiska Annaler* 82 A (4), 443- 454.
- Durgin, P. B., 1977:** Landslides and weathering of granitic rocks. *Geological Soc. of Am., Reviews in Engineering Geology Vol. III*, 127- 131.
- EPICA community members 2004:** Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623- 628. (full liste over medlemmer i EPICA finnes nederst på referanselisten)
- Eyles, N. 1978:** Rock Glaciers in Esjufjöll Nunatak Area, South-East Iceland. *Jökull* 28, 53-

56.

- Fabel, D., Stroeven, A. P., Harbor, J., Kleman, J., Elmore, D. & Fink, D. 2002:** Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ . *Earth and Planetary Science Letters* 201, 397- 406.
- Fischer, H., Wahlen, M., Smith, J., Mastroianni, D. & Deck, B. 1999:** Ice core records of atmospheric  $\text{CO}_2$  around the last three glacial terminations. *Science* 283, 1712- 1714.
- Fjalstad, A., Møller, J.J. & Danielsen, T.K., 1997:** Trolldalsheia: A possible quaternary refugium on Andøya, Northern Norway. *In: Dr. Scient. thesis, University of Tromsø.*
- French, H. M. 1996:** *The Periglacial Environment*, 2<sup>nd</sup> edn. Longman, Harlow. 341 s.
- Gardner, L. R., 1972:** Conditions for direct formation of gibbsite from k-feldspar – further discussion. *American mineralogist* 57, 294- 300.
- Gascard J-C., Raisbeck, G., Sequeira, S., Yiou, F. & Mork, K. A. 2004:** The Norwegian Atlantic Current in the Lofoten basin inferred from hydrological and tracer data (129 I) and its interaction with the Norwegian Coastal Current. *Geophys. Res. Lett.* 31, L01308, doi:10.1029/2003GL018303.
- Gellatly, A. F., Gordon, J. E., Whalley, W. B. & Hansom, J. D. 1988:** Thermal regime and geomorphology of plateau ice caps in northern Norway: Observations and implications. *Geology* 16, 983- 986.
- Gjessing, J. 1967:** Norway's Paleic Surface. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 21, 69- 132.
- Gjessing, J. 1978:** *Norges landformer*. Universitetsforlaget, Oslo. 207 s.
- Gosse, J. C. & Phillips, F. M. 2001:** Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475- 1560.
- Green, F. H. W. & Harding R. J. 1980:** The altitudinal gradients of air temperature in southern Norway. *Geografiska Annaler* 62A, 29- 36.
- Grønlie, O.T. 1940:** Traces of the ice ages in Northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 20, 1-70.
- Haakensen, N. 1989:** Akkumulasjon på breene i Norge vinteren 1988-89. *Været* 13, 91-94.
- Haerberli, W. 1985:** *Creep of Mountain Permafrost: Internal Structure and Flow of Alpine Rock Glaciers*. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie 77 (Zürich), 142 s.
- Haldorsen, S. 1977:** The petrography of tills – a study from Ringsaker, southeastern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse* 336, 1- 36.
- Haldorsen, S. 1981:** Grain-size distribution of subglacial till and its relation to glacial

- crushing and abrasion. *Boreas* 10, 91- 105.
- Haldorsen, S., Jørgensen, P., Rappol, M. & Riezebos, P. A. 1989:** Composition and source of the clay-sized fraction of Saalian till in The Netherlands. *Boreas* 18, 89- 97.
- Hall, A. M., & Mellor, A. 1988:** The characteristics and significance of deep weathering in the Gaik area, Grampian Highlands, Scotland. *Geografiska Annaler* 70A (4), 309- 314.
- Hall, K. 2004:** Evidence for freeze-thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada. *Earth Surface Processes and Landforms* 29 (1), 43- 57.
- Hall, K., Boelhouwers, J. & Driscoll, K. 2001:** Some morphometric measurements on ploughing blocks in the McGregor Mountains, Canadian Rockies. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 219- 225.
- Hall, K., Thorn, C. E., Matsuoka, N. & Prick, A. 2002:** Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. *Progress in Physical Geography* 26 (4), 577- 603.
- Hall, K. & André, M-F. 2003:** Rock thermal data at the grain size scale: applicability to granular disintegration in cold environments. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 823- 836.
- Harrison, S. & Anderson, E. 2001:** A late Devensian rock glacier in the Nantlle Valley, North Wales. *Glacial Geology and Geomorphology*, rp01, <http://boris.qub.ac.uk/ggg/papers/full/2001/rp012001/rp01.html>
- Hättestrand, C. & Stroeven, A. P. 2002:** A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: Geomorphological evidence of minimal Quaternary glacial erosion. *Geomorphology* 44, 127- 143.
- Hoppe, G. 1959:** Några kritiske kommentarer till disussionen om isfria refugier. *Svensk Naturvetenskap*, 123-134.
- Humlum, O. 1998:** The climatic significance of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes* 9, 375- 395.
- Islam, M. R., Peuraniemi, V., Aario, R. & Rojstaczer, S. 2002:** Geochemistry and mineralogy of saprolite in Finnish Lapland. *Applied Geochemistry* 17, 885- 902.
- Jansson, K. N. & Lidmar-Bergström, K. 2004:** Observations on weathering forms at the Caniapiscou Reservoir, North-Central Québec, Canada. *The Canadian Geographer* 48-1, 1-10.
- JCDPS (Joint Comitee on Powder Diffraction Standards), 1980:** *Mineral Powder diffraction file, search manual*. International Centre for Diffraction Data.
- Johnson, P. G. 1978:** Rock Glacier types and their drainage systems, Grizzly Creek, Yukon



- Territory. *Canadian Journal of Earth Science* 151, 1496- 1507.
- Joliceur, S., Idfonse, P. & Bouchard, M. 2000:** Kaolinite and gibbsite weathering of biotite within saprolites and soils of Central Virginia. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 1118- 1129.
- Jørgensen, P. 1977:** Some properties of Norwegian tills. *Boreas* 6, 149- 157.
- Kaplan, M. R., Miller, G. H. & Steig, E. J. 2001:** Low-gradient outlet glaciers (ice streams?) drained the Laurentide ice sheet. *Geology* 29, 343- 346.
- Kaplan, M. R., Pfeffer, W. T., Sassolas, C. & Miller, G. H. 1999:** Numerical modeling of the Laurentide Ice Sheet in the Baffin Island region: the role of a Cumberland Sound ice stream. *Canadian Journal of Earth Science* 36, 1315- 1326.
- Kleman, J. & Borgström, I. 1990:** The boulder fields of Mt. Fulufjället, west-central Sweden- Late Weichselian boulder blankets and interstadial periglacial phenomena. *Geografiska Annaler* 72 A, 63-78.
- Kleman, J. & Stroeven A. P. 1997:** Preglacial surface remnants and Quaternary glacial regimes in northwestern Sweden. *Geomorphology* 19, 35- 54.
- Kleman, J. & Hättestrand, C. 1999:** Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Late Glacial Maximum. *Nature* 402, 63- 66.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Johnston, P. & Purcell, A. 2000:** Global ice volumes at the Last Glacial Maximum and early Lateglacial. *Earth and Planetary Science Letters* 181, 513- 527.
- LaSalle, P. & DeKimpe, C. 1989:** Saprolites and related minerals in Québec. *Zeit. Geomorph. N.F., Suppl. Bd.* 72, 139- 147.
- Lautridou, J-P. & Seppälä, M. 1986:** Experimental frost shattering of some Precambrian rocks, Finland. *Geografiska Annaler* 68A (1-2), 89- 100.
- Lauritzen, S-E. & Lundberg, J. 1999:** Calibration of the speleothem delta function: an absolute temperature record for the Holocene in northern Norway. *The Holocene* 9, 6, 659- 669.
- Le Pera, E. & Sorriso-Valvo, M. 2000:** Weathering and morphogenesis in a Mediterranean climate, Calabria, Italy. *Geomorphology* 34, 251- 270.
- Lidmar-Bergström, K., Olsson, S. and Roaldset, E. 1999:** Relief features and palaeoweathering remnants in formerly glaciated Scandinavian basement areas. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.* 27, 275- 301.
- Loughnan, F. C. 1969:** *Chemical Weathering of the Silicate Minerals*. Elsevier, New York. 154 s.
- Lowe, J. J. & Walker, M. J. C. 1997:** *Reconstructing Quaternary Environments*, (2<sup>nd</sup> ).

- Longman, Harlow. 446 s.
- Lundquist, J. 1985:** Deep-weathering in Sweden. *Fennia 163: 2*, 287- 292.
- Løken, O. H. 1966:** Baffin Island refugia older than 54.000 years. *Science, 153*, 1378- 1380.
- Låg, J. 1945:** Weathering of syenite in Kjøse, Vestfold. *Norsk Geologisk Tidsskrift 25*, 216-224.
- Mackay, J. R. 1999:** Cold-climate shattering (1974 to 1993) of 200 glacial erratics on the exposed bottom of a recently drained arctic lake, Western Arctic coast, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes 10*, 125- 136.
- Mangerud, J. 1973:** Isfrie refugier i Norge under istidene. *Norges geologiske undersøkelse 297*, 1-23.
- Mangerud, J. 2004:** Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf. s. 271-294. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. (eds.): *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Vol. 1 Europe*, Elsevier, Amsterdam.
- Marquette, G. C., Gray, J. T., Gosse, J. C., Courchesne, F., Stockli, L., Macpherson, G. & Finkel, R. 2004:** Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet Mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating. *Can. J. Earth Sci. 41*, 19-38.
- Marthinussen, M. 1962:** C-14 datings referring to the shorelines, transgressions and glacial substages in northern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse 215*, 37-67.
- Matthews, J. A., Dahl, S-O., Berrisford, M. S. & Nesje, A. 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.
- Matthews, J. A., Bridges, E. M., Caseldine, C. J., Luckman, A. J., Owen, G., Perry, A. H., Shakesby, R. A., Walsh, R. P. D., Whittaker, R. J. & Willis, K. J. 2003:** *The Encyclopedic Dictionary of Environmental Change*. Arnold, London. 690 s.
- McDougall, D. A. 2001:** The geomorphological impact of Loch Lomond (Younger Dryas) Stadial plateau icefields in the central Lake District, northwest England. *Journal of Quaternary Science 16 (6)*, 531- 543.
- Mellor, A. and Wilson, M. J. 1989:** Origin and significance of gibbsite montane soils in Scotland. *Arctic and Alpine Research 21*, 305- 323.
- Migon, P. & Lidmar-Bergström 2002:** Deep weathering through time in central and northwestern Europe: problems of dating and interpretation of geological record. *Catena 49*, 25- 40.

- Miller, G.H., Wolfe, A.P., Steig, E.J., Sauer, P.E., Kaplan, M. R. & J.P. Briner 2002:** The Goldilocks dilemma: big ice, little ice, or "just-right" ice in the Eastern Canadian Arctic. *Quaternary Science Reviews* 21, 33- 48.
- Moen, A. 1998:** *Nasjonalatlas for Norge: Vegetasjon*. Statens Kartverk, Hønesfoss. 199 s.
- Moore, D. M. & Reynolds, R. C. Jr. 1997:** *X-ray Diffraction and the Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press. 2<sup>nd</sup> ed. 373 s.
- Moum, H. S. 1998:** Landskapskartlegging på Hadseløya. *NIJOS-rapport 6, Norsk institutt for jord- og skogkartlegging, NLH*.
- Møller, J. J. 1985:** Costal caves and their relation to early postglacial shore levels in Lofoten and Vesterålen, North Norway. *Norges geologiske undersøkelse, Bulletin 400*, 51-65.
- Møller, J. J. 1986:** Holocene transgression maximum about 6000 years BP at Ramså, Vesterålen, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 40, 77- 84.
- Møller, J. J. & Sollid, J. L. 1972:** Deglaciation chronology of Lofoten - Vesterålen - Ofoten, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 26, 101- 133.
- Møller, J. J. & Sollid, J. L. 1973:** Geomorfologisk kart over Lofoten - Vesterålen. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 27, 195- 205.
- Møller, J. J., Danielsen, T. K. & Fjalstad, A. 1992:** Late Weichselian glacial maximum on Andøya, North Norway. *Boreas* 21, 1- 13.
- Nesje, A. 1989:** The geographical and altitudinal distribution of Block Fields in southern Norway and its significance to the Pleistocene Ice sheets. *Zeit. für Geomorphologie, Supplementband* 72, 41- 53.
- Nesje, A. 1995:** *Brelære*. Høyskoleforlaget. 124 s.
- Nesje, A., Anda, E., Rye, N., Lien, R., Hole, P. A. & Blikra, L.H. 1987:** The vertical extent of the Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord-Møre area, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 67, 125-141.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Anda, E. & Rye, N. 1988:** Block fields in southern Norway; Significance for the Late Weichselian ice sheet. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 68, 149- 169.
- Nesje, A. & Dahl, S. O. 1990:** Autochthonous blockfields in southern Norway: implications for the geometry, thickness, and isostatic loading of the Late Weichselian Scandinavian ice sheet. *Journal of Quaternary Science* 5, 225-234.
- Nesje, A. & Dahl, S. O. 2000:** *Glaciers and Environmental Change*. Arnold, London. 203 s.
- Nesje, A., Lie, Ø. & Dahl, S. O. 2000:** Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science* 15, 587-

601.

**Nesse, W. D. 2000:** *Introduction to Mineralogy*. Oxford University Press, Inc. New York.

**O'Beirne-Ryan, A. M., Ryan, R. J. & Zentilli, M. 2001:** When has a cobble not traveled far? Recycling of corestones from weathered granitoids: examples from South Mountain Batholith in Nova Scotia, Canada. *Atlantic Geology (abstracts)* 37, s. 120.

**Ollier, C. D. & Pain, C. 1996:** *Regolith, Soils and Landforms*. John Wiley & Sons Ltd., England, 326 pp.

**Olsen, L. 1998:** Pleistocene paleosols in Norway: implications for past climate and glacial erosion. *Catena* 34, 75- 103.

**Paasche, Ø. 2000:** Quaternary & geomorphological mapping of Northern Langøya, Vesterålen, North Norway: Implications for the Late Weichselian deglaciation chronology. *Unpublished Master thesis, Department of Geography, University of Bergen, Norway*.

**Paasche, Ø., Dahl, S. O., Bakke, J., Løvlie, R. & Nesje, A. (submitted):** Cirque glacier activity in arctic Norway during the last deglaciation. *Quaternary Research*.

**Paterson, W. S. B. 1994:** *The physics of glaciers (3<sup>rd</sup> edn.)*, Pergamon, Oxford. 480 s.

**Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. 1999:** Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429- 436.

**Peulvast, J-P. 1985:** In situ weathered rocks on plateaus, slopes and strandflat areas of the Lofoten-Vesterålen, North Norway. *Fennia* 163:2, pp, 333-340.

**Peulvast, J-P. 1986:** Structural geomorphology and morphological development in the Lofoten-Vesterålen area, Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 40, 135- 161.

**Peulvast, J-P., Bouchard, M., Jolicoeur, S., Pierre, G & Schroeder, J. 1996:** Palaeolandforms and morphotectonic evolution around the Baie des Chaleurs (eastern Canada). *Geomorphology* 16, 5-32.

**Potter, N. Jr., Steig, E. J., Speece, M. A., Clark, G. M. & Updike, A. B. 1998:** Galena Creek rock glacier revisited- new observations on an old controversy. *Geografiska Annaler* 80A (3-4), 251- 265.

**Prestvik, T. 1992:** *Mineralogi*. Vett og Viten A/S. 184 s.

**Rapp, A. 1996:** Impact of mountain glaciations on tors, blockfields and cryoplanation

- features. Nunataks or non-scoured zones as refugia. *Geomorphology sans frontieres*. 137- 152.
- Rasmussen, A. 1984:** Late Weichselian moraine chronology of the Vesterålen islands, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 64, 193- 219.
- Rekstad, J. 1915:** Helgelands ytre Kystrand. *Norges Geologiske Undersøkelse* 75, 1-53.
- Reuch, H. 1896:** Fra Andøen. *Naturen*, 273- 281.
- Roaldset, E. 1972:** Mineralogy and geochemistry of Quaternary clays in the Numedal area, southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 52, 335- 369.
- Roaldset, E., Pettersen, E., Longva, O. and Mangerud, J. 1982:** Remnants of preglacial weathering in western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 62, 169-178.
- Ruddiman, W. F. 2001:** *Earth's climate, past and future*. W. H. Freeman and Company, New York. 465 s.
- Samuelsen, A. 1933:** Forvittringsgrus i Hedrum, Lågendalen. *Naturen*, 347- 349.
- Scholten, T., Felix-Henningsen, P. & Schotte, M. 1997:** Geology, soils and saprolites of the Swaziland Middleveld. *Soil Technology* 11, 229- 246.
- Schroeder, P. A., Mellar, N. D., Bierman, P., Kashgarian, M. & Caffee, M. W. 2001:** Apparent gibbsite growth ages for regolith in the Georgia Piedmont. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 3, 381- 386.
- Selby, M. J., 1985:** *Earth's changing surface, An introduction to Geomorphology*. Clarendon, Oxford. 607 s.
- Sernander, R. 1896:** Några ord med anledning af Gunnar Andersson. Svenska växtvärldens historia. *Botaniska Notiser*, 114- 128.
- Shakesby, R. A. 1997:** Pronival (protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications. *Prog. in Phys. Geogr.* 21,3, 394-418.
- Sharkhuu, N. 1999:** Occurrence of frost heaving in the Selenge river basin, Mongolia. *Permafrost and Periglacial Processes* 10, 187- 192.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L. 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.
- Stein, R. 1985:** Rapid grain-size analyses of clay and silt fractions by SediGraph 5000D: comparison with Coulter Counter and Atterberg methods. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, 590-593.
- Stokker, V. W. 2001:** The extent of the Late Weichselian maximum glaciation on

- southwestern Langøya, North Norway. *Unpublished Master thesis, Department of Geography, University of Bergen, Norway.*
- Sugden, D. E. 1971:** The significance of periglacial activity on some Scottish mountains. *The Geographical Journal* 137, 388- 392.
- Sugden, D.E. & Watts, S.H. 1977:** Tors, felsenmeer, and glaciation in northern Cumberland Peninsula, Baffin Island. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, 2817- 2823.
- Sulebak, J. R. 1998:** *Kompendium i Naturgeografi*. Inst. for Geografi, UiB.
- Summerfield, M. 1991:** *Global Geomorphology*. Longman Group Ltd, Harlow. 537 s.
- Svenonius, F. 1909:** Om skarf eller blockhaven på våra högfjäll. *Geologiska Forenings Forhandlingar*, 31.
- Söderman, G. 1985:** Planation and weathering in eastern Fennoskanida. *Fennia* 163: 2, 347- 352.
- Söderman, G., Kejonen, A., & Kujansuu, R. 1983:** The riddle of the tors at Lauhavuori, western Finland. *Fennia* 161: 1, 91- 144.
- Sørensen, R., Bakkelid, S. & Torp, B. 1987:** Landhevning. *Nasjonalatlas for Norge. Hovedtema 2: Landformer, berggrunn og løsmasser. Kartblad 2.3.3. Skala 1:5 mill.* Statens kartverk.
- Sørensen, R. 1988:** In-situ rock weathering in Vestfold, Southeastern Norway. *Geografiska Annaler* 70 A (4), 299- 308.
- Thoresen, M. K., NGU 1990:** *Jordarter. M 1: 1 mill. Nasjonalatlas for Norge, kartblad 2.3.7.*, Statens Kartverk.
- Tveten, E. 1978:** Geologisk kart over Norge, berggrunnskart SVOLVÆR 1:250 000. NGU
- Undås, I. 1938:** Kwartærstudier i Vestfinnmark og Vesterålen. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 18, 81- 217.
- Valeton, I. 1972:** *Bauxites, (Developments in soil science 1)*. Elsevier, Amsterdam. 226 s.
- Van Hoesen, J. G. & Orndorff, R. L. 2004:** A comparative SEM study on the micromorphology of glacial and nonglacial clasts with varying age and lithology. *Canadian Journal of Earth Science* 41, 1123- 1139.
- Verhage, A. 1997:** Den vertikale utbredelsen av isdekket under Sen-Weichsel i Troms. *Upublisert Hovedoppgave i Naturgeografi, Institutt for Geografi, UiB.*
- Vogt, T. 1913:** Landskapsformer i det ytterste av Lofoten. *Norsk geografisk selskaps årbok*, 33.
- Vorren, K-D. 1978:** Late and middle Weichselian stratigraphy of Andøya, north Norway. *Boreas* 7, 19- 38.

- Vorren, T. O., Vorren, K-D., Alm, T., Gulliksen, S. & Løvlie, R. 1988:** The last deglaciation (20,000 to 11,000 B.P.) on Andøya, northern Norway. *Boreas* 17, 41- 77.
- Vorren, T. O. & Plassen, L. 2002:** Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas* 31, 97- 125.
- Walder, J. & Hallet, B. 1985:** A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America Bulletin* 96, 336- 346.
- Walder, J. & Hallet, B. 1986:** The physical basis of frost weathering: toward a more fundamental and unified perspective. *Arctic and Alpine Research* 18, 27- 32.
- Wang, C., Ross, G. J., & Rees, H. W. 1981:** Characteristics of residual and colluvial soils developed on granite and the associated pre-Wisconsin landform in north-central New Brunswick. *Canadian Journal of Soil Science* 18, 487- 494.
- Wang, C., Ross, G. J., Gray, J.T. & Lafrenière, L. B. 1982:** Mineralogy and genesis of saprolite and strongly weathered soils in the Appalachian region of Canada. *Maritime sediments and Atlantic geology* 18, 130- 138.
- Wang, C. & Ross, G. J., 1989:** Granitic saprolites: their characteristics, identification and influence on soil properties in the Appalachian region of Canada. *Zeit. für Geomorph. Suppl. Band 72.* 149- 161.
- Warburton, J. & Caine, N. 1999:** Sorted patterned ground in the English Lake District. *Permafrost and Periglacial Processes* 10, 193- 197.
- Washburn, A. L. 1979:** *Geocryology: A survey of periglacial processes and environments.* London: Edward Arnold. 406 s.
- Watts, S. H., 1983:** Weathering processes and products under arid arctic conditions. *Geografiska Annaler* 65A (1-2), 85- 98.
- White, S. E. 1976:** Is frost action really only hydration shattering? A review. *Arctic and Alpine Research* 8 (1), 1- 6.
- Whittow, J. 1984:** *Dictionary of Physical Geography.* Penguin Books, London. 591 s.
- Wilson, M. J., 1969:** A Gibbsitic soil derived from the weathering of an ultrabasic rock on the island of Rhum. *Scott. J. Geol.* 5 (1), 81-89.
- Wilson, M. J., (ed.) 1987:** *A handbook of determinative methods in clay mineralogy.* Blackie & Son Ltd. London. 308 s.
- Wilson, M.J. & Bown, C.J. 1976:** The Pedogenesis of some gibbsitic soils from the southern uplands of Scotland. *Journal of Soil Science* 27, 513- 522.
- Wilson, P. 1993:** Ploughing-boulder characteristics and associated soil properties in the Lake District and southern Scotland. *Scottish Geographical Magazine* 109 (1), 18- 26.

**Wolfe, A. P., Fréchette, B., Richard, P. J. H., Miller, G. H. & Forman S. L. 2000:**

Palaeoecology of a > 90,000-year lakustrine sequence from Fog Lake, Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Science Reviews* 19, 1677- 1699.

**Internettadresser**

<http://met.no> – Meteorologisk Institutt

<http://webmineral.com> – Omfattende hjemmeside for mineraldata

<http://www.nhm.uio.no> – Naturhistorisk Museum, Universitetet i Oslo

<http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/> - Operating instructions for CALIB 4.4

## EPICA community members:

Augustin, L., Barbante, C., Barnes, P. R. F., Barnola, J. M., Bigler, M., Castellano, E., Cattani, O., Chappellaz, J., Dahl-Jensen, D., Delmonte, B., Dreyfus, G., Durand, G., Falourd, S., Fischer, H., Fluckiger, J., Hansson, M. E., Huybrechts, P., Jugie, R., Johnsen, S. J., Jouzel, J., Kaufmann, P., Kipfstuhl, J., Lambert, F., Lipenkov, V. Y., Littot, G. V. C., Longinelli, A., Lorrain, R., Maggi, V., Masson-Delmotte, V., Miller, H., Mulvaney, R., Oerlemans, J., Oerter, H., Orombelli, G., Parrenin, F., Peel, D. A., Petit, J. R., Raynaud, D., Ritz, C., Ruth, U., Schwander, J., Siegenthaler, U., Souchez, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tabacco, I. E., Udisti, R., van de Wal, R. S. W., van den Broeke, M., Weiss, J., Wilhelms, F., Winther, J. G., Wolff, E. W. & Zucchelli, M.



## Appendiks 1)

### Forkortelser

BP - eng: "before the present"; før nåtid (1950)

cm - centimeter

d - diameter

d (*d*)- avstanden mellom atomplan

dvs -det vil si

eng - engelsk

f eks - for eksempel

GPS - globale posisjoneringssystemer

hoh - høyde over havet

ibid. - lat: "ibidem"; forrige referanse

*in situ* - av lat; på stedet

jmf. - jamfør

ka - gersk: kilo; 1000 og lat: annum; år

kal. - kalibrerte

kPa - kilopascal = 1 newton/ m<sup>2</sup>

km - kilometer

km<sup>2</sup> - kvadratkilometer

LGM - Last Glacial Maximum; siste istids maksimum

m - meter

m<sup>2</sup> - kvadratmeter

m fl. - med flere

Ma - million og lat: "annum"; år

MAAT - eng: "mean annual air temperature"; årlig gjennomsnittlig lufttemperatur

m fl. - med flere

mikron - mikrometer

µm - mikrometer

MG - marin grense

mm - millimeter

moh - meter over havet

N - nord

NGU - Norges Geologiske Undersøkelse

nm - nanometer; 10<sup>-10</sup> m

OIS - eng: "Oxygen Isotop Stage"; oksygenisotoptrinn

op. cit. - lat: "opere citato"; er sitert

pers. kom. - personlig kommentar

s. - side

S - sør

SEM - eng: "Scanning Electron

Microscopy"; Elektronmikroskopering

sin - sinus

UTM - Universal Transversal Mercator

YD - Yngre Dryas

xrd - eng: "x-ray diffraction";

røntgenstråle diffraksjon

Å - Ångström; 1 Å = 0,1 nm = 10<sup>-10</sup> m

χ - gresk: khi

λ - gresk: lambda

φ - gresk: phi

~ - tilnærmet lik

± - feilmargin; pluss og minus

< - mindre enn

> - større enn

° - grader

°C - grader Celsius

<sup>10</sup>Be - isotopen beryllium 10

<sup>14</sup>C - eng: "carbon-14"; isotopen karbon-14

<sup>16</sup>O/ <sup>18</sup>O - oksygenisotopene 16 og 18

Kjemisk formel for mineralene nevnt i teksten og i figurer. Formlene er hentet fra Nesse (2000) og <http://webmineral.com>

Mineral	Kjemisk formel	Mineral	Kjemisk formel
albitt	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	kloritt	$(\text{Mg,Fe,Al})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg,Fe,Al})_3(\text{OH})_6$
amfibol	$(\text{Ca,Mg,Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	korund	$\text{Al}_2\text{O}_3$
anortitt	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	kvarts	$\text{SiO}_2$
apatitt	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH,F,Cl})$	maghemitt	$\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_3$
biotitt	$\text{K}(\text{Fe,Mg})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	magnetitt	$\text{FeFe}_2\text{O}_4$
boemitt	$\text{AlO}(\text{OH})$	mikroklin	(kalifeltspat) $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$
dickitt	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	muskovitt	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
endellitt	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$	nacritt	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
gibbsitt	$\text{Al}(\text{OH})_3$	olivin	$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$
goetitt	$\text{FeO}(\text{OH})$	ortoklas	(kalifeltspat) $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$
granat	$(\text{Mg,Fe,Ca})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	plagioklas	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
halloysitt	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	pyritt	$\text{FeS}_2$
hematitt	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	pyroksen	$(\text{Mg,Fe,Ca})_2\text{Si}_2\text{O}_6$
hornblende	$(\text{Na,K})_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Al})_5\text{Si}_{6-7,5}\text{Al}_{2-0,5}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	serpentin	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
illitt	$(\text{K,H}_3\text{O})(\text{Al,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_2,(\text{H}_2\text{O})]$	smektitt	$(\text{Na,Ca})\text{Al}_4(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$
kalifeltspat	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8$	titanitt	$\text{CaTiOSiO}_4$
kaolinit	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	vermikulitt	$(\text{Mg,Fe}^{2+},\text{Al})_3(\text{Al,Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$

## Appendiks 2)

### XRD-analyse, preparering og resultat

#### Forbehandling

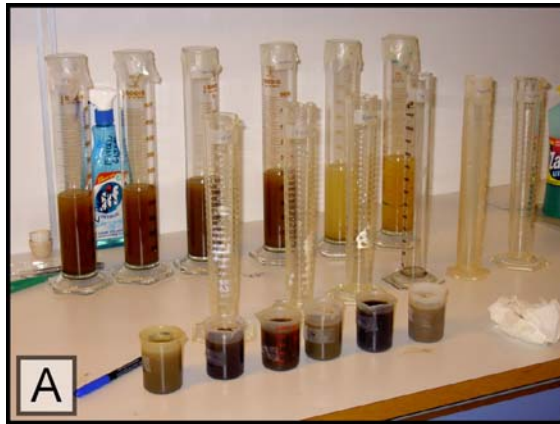
- Våtsikte prøven i 63  $\mu\text{m}$  sikt og samle opp materialet i toliters bøtte.
- Pensle/røre rundt i materialet som ligger i sikten, mens man dusjer materialet med destillert vann
- (Etter å ha gjort det overstående med alle fem prøvene var det allerede lagt seg et lag med materiale på bunnen av bøttene. Her kan det være mulig å helle av det som fortsatt er i suspensjon for å anrike leirfraksjonen. Faren er at det blir for lite materiale til XRD-analyse og kornfordelingsanalyse.
- Materialet (<63  $\mu\text{m}$ ) i bøtta tørkes.
- I toppen av prøven vil det under tørkingen danne seg en skorpe. Denne må løses opp når prøven er tørket, her må en tørrsikte
- Materialet pensles ut av bøtta og veies.
- Klassifisering av fargen på prøven etter Munsell soilcolor chart.

#### Preparering til kjøring på xrd-analysemaskin

- Sette 2-3 teskjeer materiale i suspensjon i 250 ml destillert vann i en sylinder.
- Vend på sylindere slik at alt materialet er i suspensjon.
- For å konsentrere den minste fraksjonen må prøvene stå i ro i to timer. I følge Stokes lov er fallraten til partiklene i suspensjon avhengig av tyngdekraften, partiklenes diameter og væskens viskositet. Hvis partiklenes gjennomsnittlige tetthet er 2,65  $\text{g}/\text{cm}^3$  og vanntemperaturen er 20 °C, vil materiale som tas ut fem cm under vannflaten etter 3 t 50 min være 2  $\mu\text{m}$  i diameter, det vil si leirfraksjonen (ibid.). Når prøvene står i ro i mindre enn angitt tid vil noe større materiale følge med. I praksis er det meget vanskelig å skille ut en fraksjon på denne måten, og erfaring viser at det ofte blir for lite materiale hvis en tar ut materiale etter metoden beskrevet over.
- Ved hjelp av en vakuummaskin skilles vann og materiale.
- Deretter overføres materialet til en liten, rund glassplate hvor materialet må tørke før det er klart til å settes inn i maskinen.

#### Kjøring på maskinen

- Sett opp riktige settinger på programmet på datamaskinen som styrer hva maskinen skal gjøre med prøvene.
- Legge inn prøvene i magasinet på maskinen og sett dette inn i maskinen.
- Husk testprøve som kjøres en gang hver dag, denne skal ha en fast d-verdi og er en sjekk på at maskinen fungerer som den skal.
- Etter første kjøring behandles prøvene med etylenglykol (eg).



Figur 1: Bildene viser deler av prosessen med behandling av prøver før og under XRD-analysen, samt noe av utstyret som ble brukt. (A) Her vises materiale i suspensjon klar til helles opp i sylindere. (B) Prøver klar til behandling med etylenglycol i varmeskap i et døgn. (C) På bildet vises muffelovnen (D) Analysemaskinen.

- Sett beholderen (lik en eksikator) i et varmeskap på 50 °C i et døgn.
- Sett prøvene på nytt inn i magasinet i maskinen, men kjør bare tre prøver av gangen slik at etylenglycolen i prøvene ikke fordamper.
- Neste steg er vanebehandling og prøvene settes i en muffelovn på 350 °C.
- Ny kjøring på maskinen
- Muffelovnen settes på 550 °C og prøvene kjøres på samme måte som på 350 °C
- Ny kjøring på maskinen.
- Til slutt kjøres prøvene på 900- 1000 °C
- Prøvene kjøres på 900-1000 °C fordi gibbsitt ikke alltid kommer til syne med topper i et diffraktogram. Dette er fordi krystallstrukturen ikke alltid er godt nok bygget opp (amorft) til at den interatomære avstanden gir en riktig vinkel i forhold til godt utviklet gibbsitt. Det kan altså finnes Al(OH)<sub>3</sub> i en prøve uten at det vises i diffraktogrammet.
- Ved 900- 1000 °C skal gibbsitt gå over til korund som er et eget mineral med egne peaker og verdier. Finnes det korund i en prøve hvor en ikke har funnet gibbsitt ved normal kjøring er det sannsynlig at det er amorf gibbsitt i prøven (Ole Tumyr, pers. kom.).

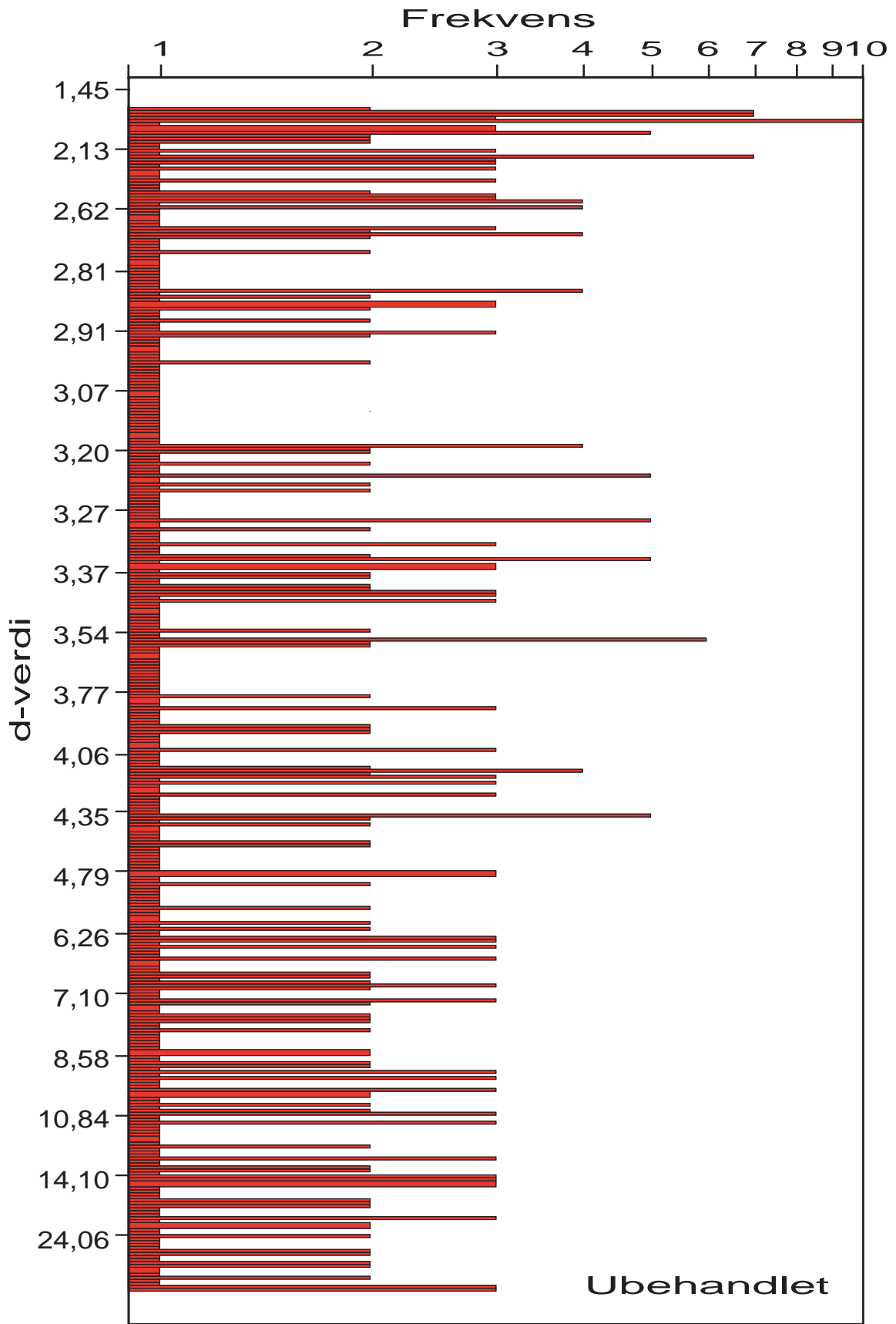
På grunn av at XRD-maskinen på Institutt for Geovitenskap UiB er i ustand per januar 2004 kjøres de siste prøvene (18 stk) på forskningsavdelingen på Hydro på Sandvli. Her finnes en maken maskin til den som står på UiB. Forskjellen fra UiB er at denne maskinen er innstilt på å kjøre fra 1,5- 65°, ikke fra 3- 35° som på UiB. Det tar dermed lengre tid (ca 55 min) per

prøve. I tillegg ble alle prøvene kjørt i en ultralyd maskin for å løse opp eventuelle klumper før prøvematerialet ble satt i suspensjon. Ellers er alt gjort på tilnærmet lik måte.

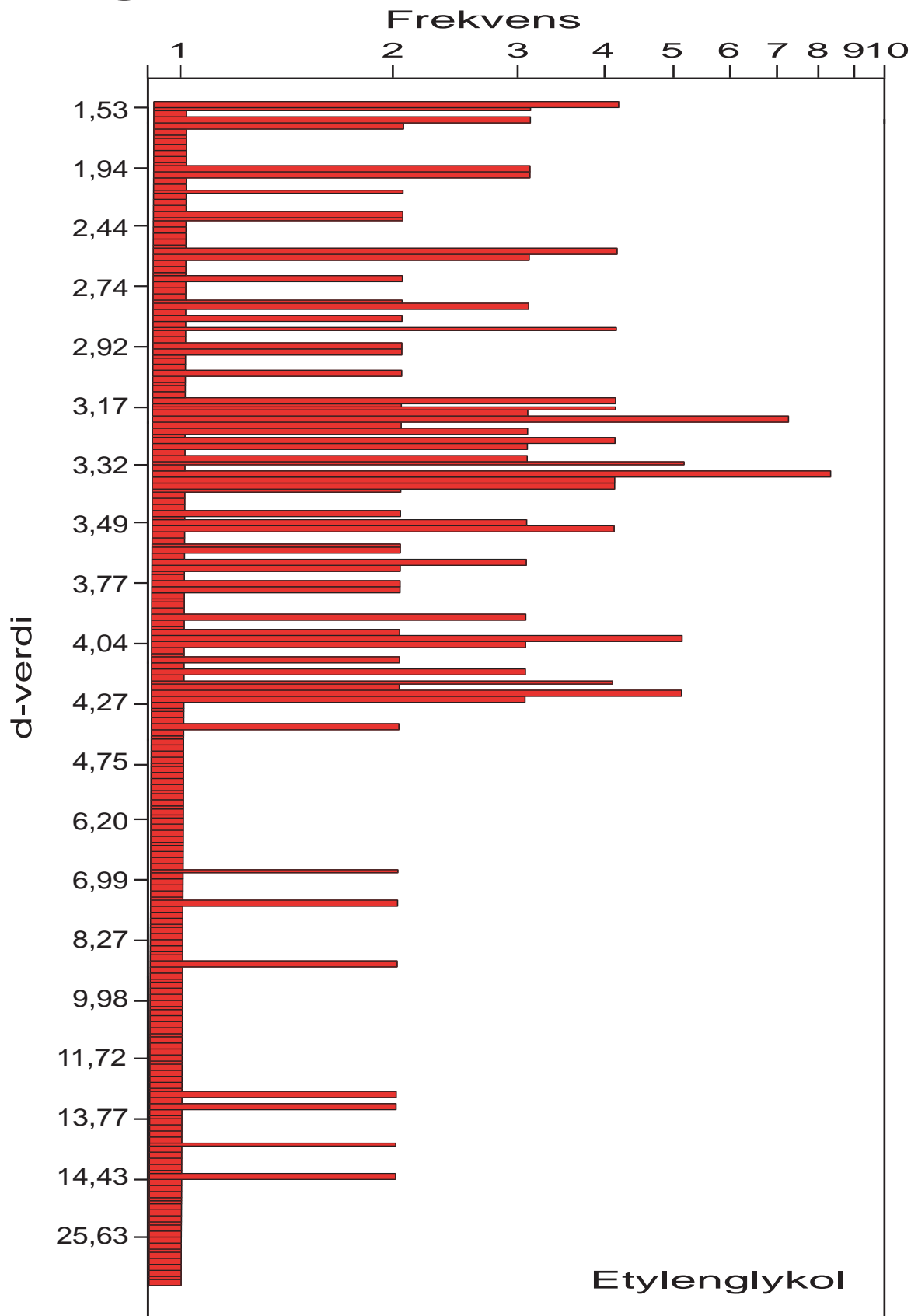
## **Resultater av XRD-analysen presentert i søylediagram**

I diagrammene under er alle d-verdiene for hver behandling samlet i ett diagram. Figur 1 viser d-verdiene til alle prøvene i ubehandlet tilstand, figur 2 etter behandling med etylenglykol, figur 3 etter oppvarming til 350 °C og figur 4 etter oppvarming til 550 °C. Diagrammene har logaritmiske skaler på både x- og y-aksen.

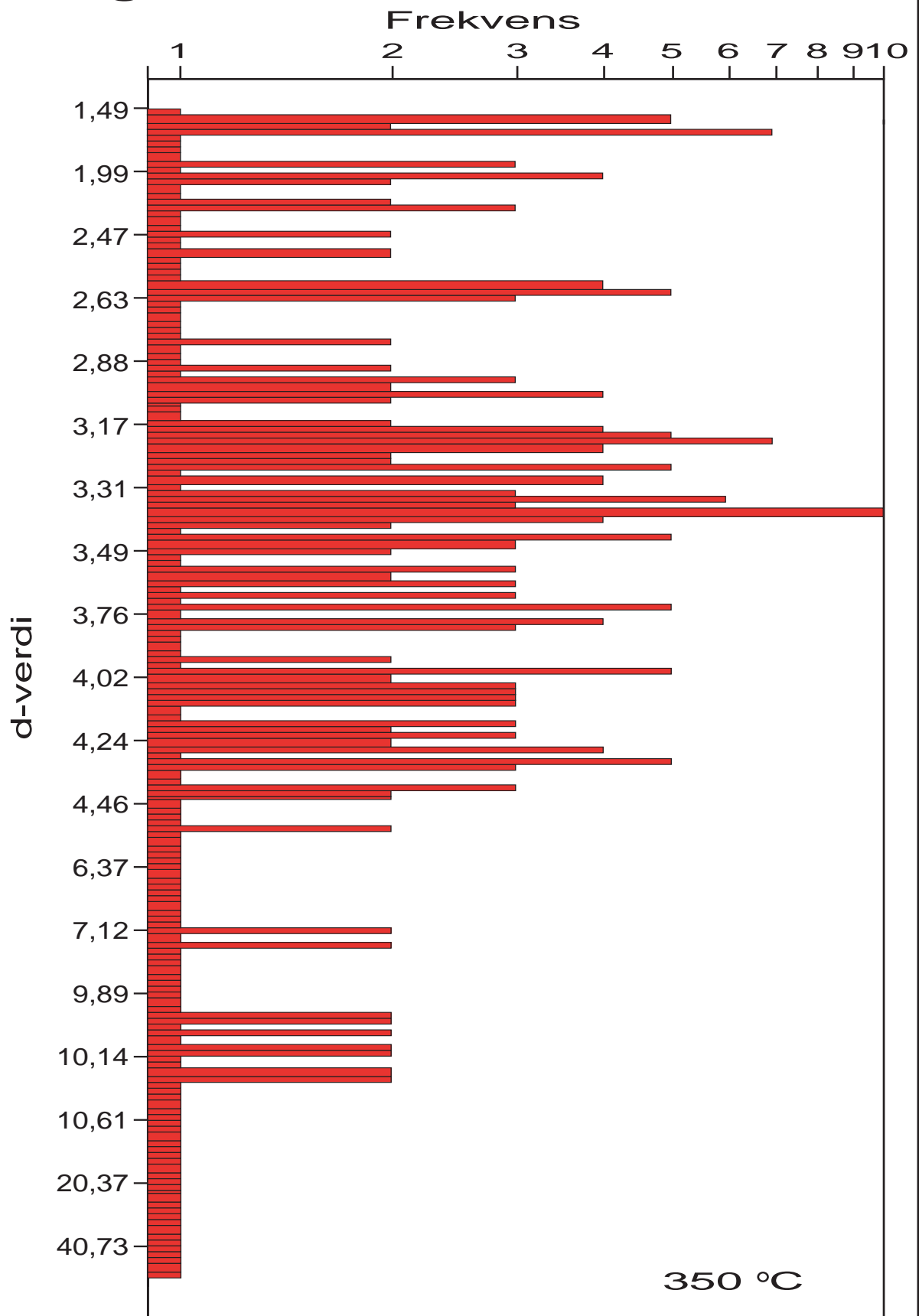
Figur 1



Figur 2

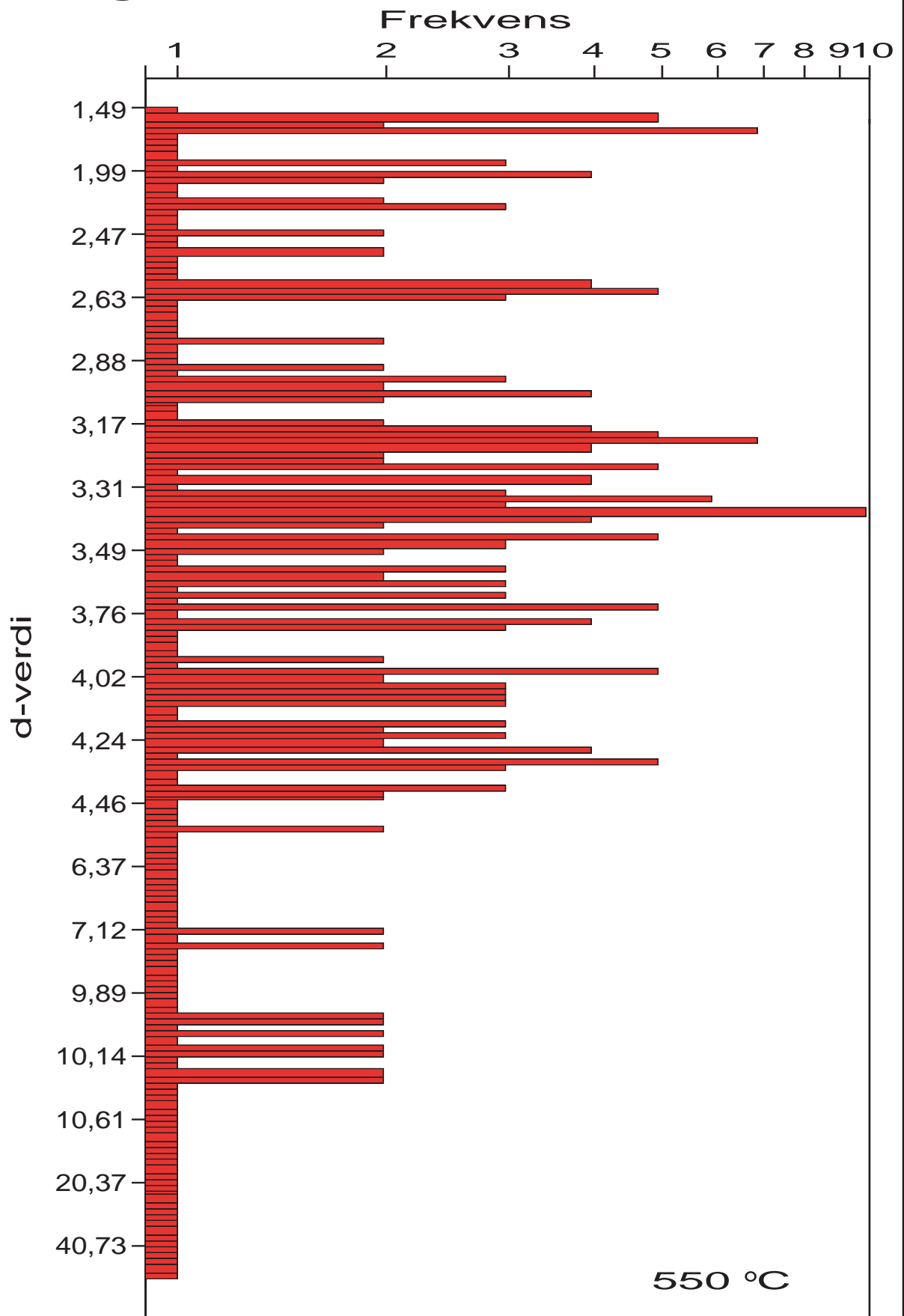


# Figur 3





# Figur 4



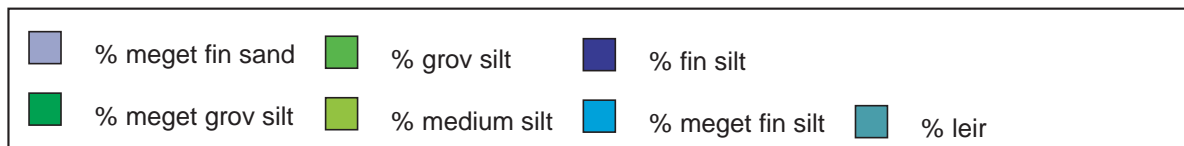
## Appendiks 3)

### Sedigrafanalyse, preparering og resultat

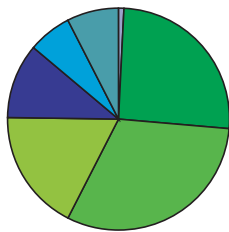
#### Prosedyre:

Prøvene ble først våtsiktet i en 63 µm sikt og tørket. Tørkingen førte til at det dannet seg en skorpe i beholderen og det ble nødvendig med en tørrsiktning på 63 µm. Forsiktig pensling og påsprøyting av calgonløsning ble brukt for å få materialet gjennom sikten. Materialet (5 g per prøve) ble blandet med en løsning av vann og 0,05 % calgon i en beaker. Calgonløsning brukes for å hindre flokkulering. Etter et døgn i ro er prøvene klare til å settes inn i sedigrafen og analysen kan begynne. Resultatene ble behandlet i Microsoft Excel og Gradistat v. 4.0 (se Blott & Pye, 2001). I diagrammene under er alle data presentert.

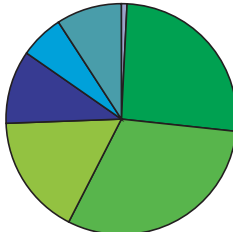
#### Kornfordelingsdata presentert i sektordiagram



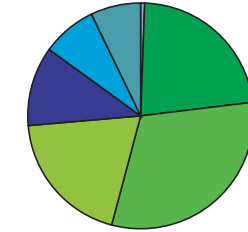
Storheia 40-50 cm



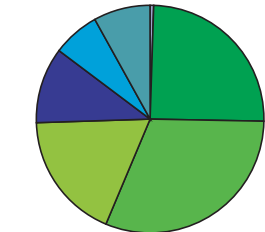
Storheia 70-90 cm



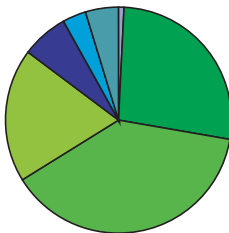
Storheia 90-100 cm



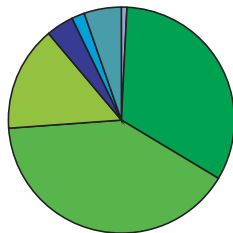
Storheia gjennomsnitt



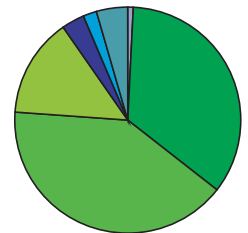
Sæterfjellet 30-40



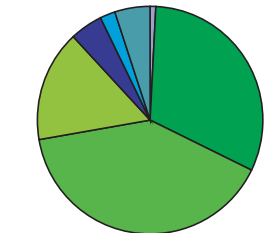
Sæterfjellet 60-70 cm



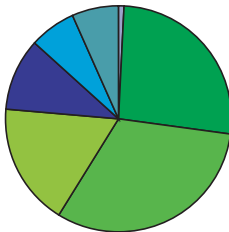
Sæterfjellet 90-100 cm



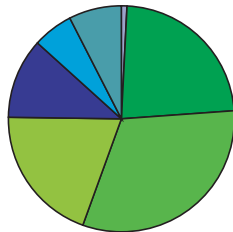
Sæterfjellet gjennomsnitt



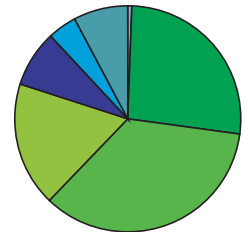
Pallheia 20-30 cm



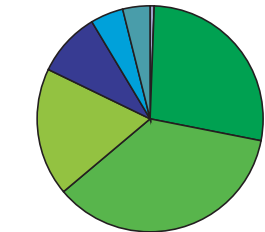
Pallheia 50-60 cm



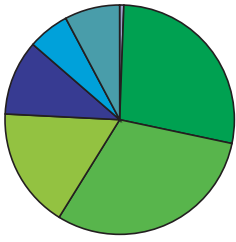
Pallheia 80-90 cm



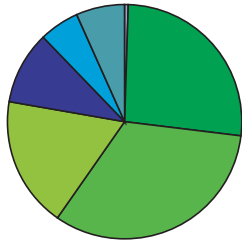
Pallheia 140-150 cm



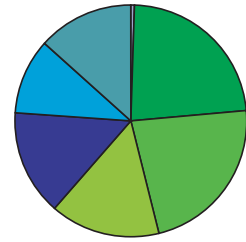
Pallheia 110-120 cm



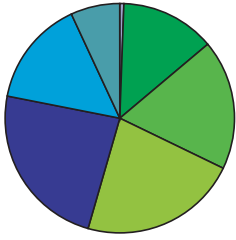
Pallheia gjennomsnitt



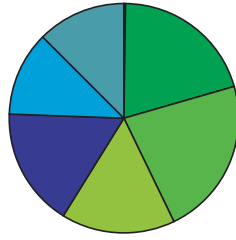
Ø. Husbykollen gjennomsnitt



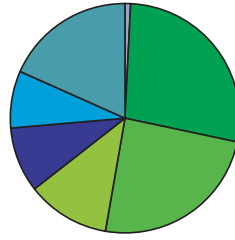
Østre Husbykollen 50 cm



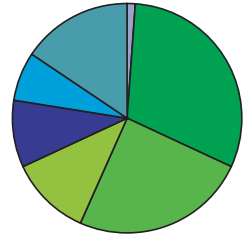
Ø. Husbykollen 70 cm



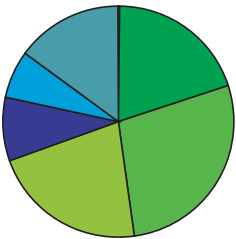
Ø. Husbykollen 90 cm



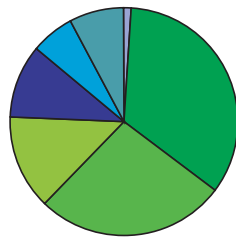
Ø. Husbykollen 115 cm



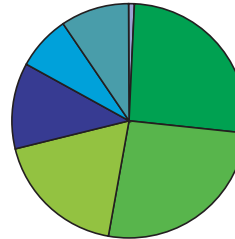
Fjærvollmorenen



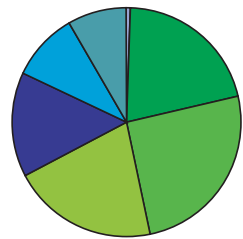
Eggum-morene



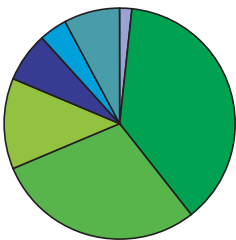
Myremorenen



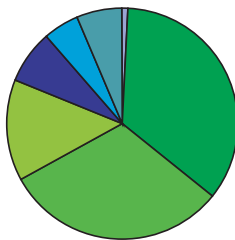
Bømorenen



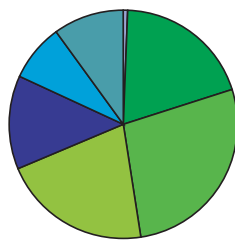
Gotadalen 140 cm



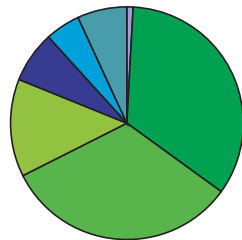
Gotadalen 180 cm



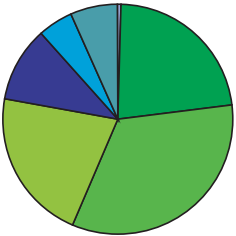
Mærvoll



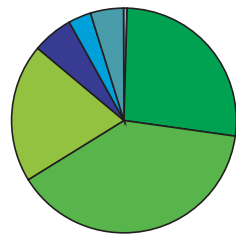
Unnstad



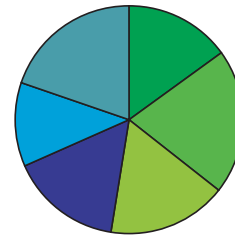
Eggum-steinbre



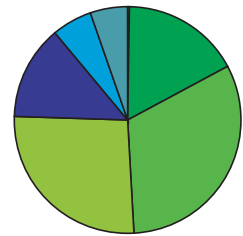
Innbjørg



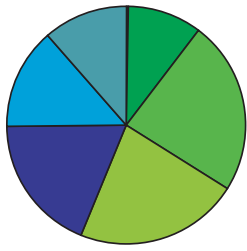
Kråknes



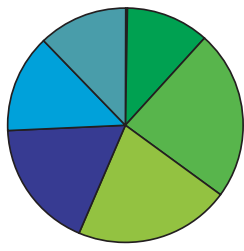
Lekang



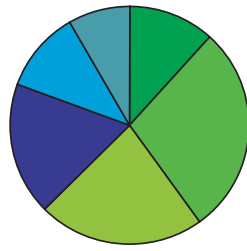
Fingarnheia



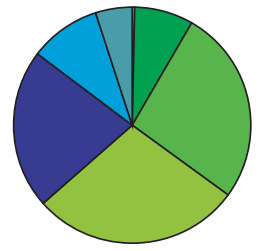
Skrådalsheia



Sørkulen



Jenskarret



## Appendiks 4)

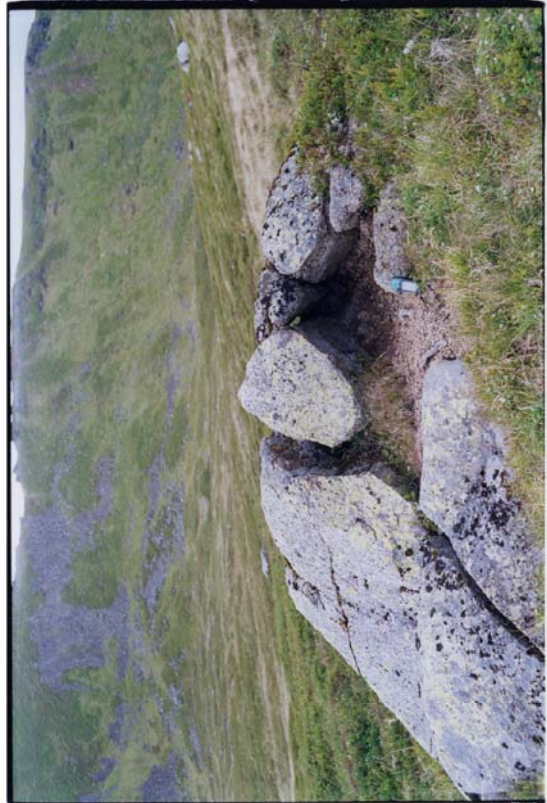
### Fordeling av kornstørrelser i profiler fra Vesterålen/ Lofoten og Canada

Lokalitet	Dybde	% silt	% leir	Hoh.	Materialtype	Litologi	Munsell farge
<i>Hadseføya, snitt</i>							
Østre Husbykollen	50	92,69	6,89	457	pedolitt	Gneis, monzonittisk - fra mangeritt	2,5Y 5/6
	70	87,16	12,52		pedolitt	Gneis, monzonittisk - fra mangeritt	2,5Y 5/6
	90	80,86	18,30		saprolitt	Gneis, monzonittisk - fra mangeritt	2,5Y 5/6
	115	83,35	15,64		saprolitt	Gneis, monzonittisk - fra mangeritt	2,5Y 5/6
Sæterfjellet	30-40	94,38	4,75	563	pedolitt	Gneis, monzonittisk - grov	2,5Y 5/4
	60-70	93,82	5,38		pedolitt	Gneis, monzonittisk - grov	2,5Y 6/4
	90-100	94,75	4,50		pedolitt	Gneis, monzonittisk - grov	2,5Y 6/4
Pallheia	20-30	92,33	6,77	400	pedolitt	Gneis, monzonittisk - grov	10YR 5/4
	50-60	91,78	7,51		pedolitt	Gneis, monzonittisk - grov	10YR 6/4
	80-90	91,61	7,89		pedolitt	Gneis, monzonittisk - grov	10YR 6/4
	110-120	91,58	7,74		pedolitt	Gneis, monzonittisk - grov	10YR 6/4
	140-150	95,49	3,91		pedolitt	Gneis, monzonittisk - grov	10YR 6/4
Storheia	40-50	91,73	7,54	503	pedolitt	Gneis, monzonittisk - fra mangeritt	2,5Y 5/4
	70-90	90,11	9,18		pedolitt	Gneis, monzonittisk - fra mangeritt	2,5Y 6/4
	90-100	92,12	7,25		pedolitt	Gneis, monzonittisk - fra mangeritt	2,5Y 6/4
Gotadalen	140	90,65	7,78	213	saprolitt	Gneis, monzonittisk - fra mangeritt	2,5Y 5/4
	180	92,65	6,42		saprolitt	Gneis, monzonittisk - fra mangeritt	2,5Y 5/4
<i>Hadseføya</i>							
Lekangdalen		94,46	5,27	61	Saprolitt	Gneis, monzonittisk - fra mangeritt	10YR 5/4
Loftskanten				259	all forv mat	Gneis, monzonittisk - fra mangeritt	2,5YR 5/4
Klubben	22-28	93,87	5,82	267	all forv mat ?	Gneis, monzonittisk - grov	10YR 6/2
	30-40				aut forv mat ?	Gneis, monzonittisk - grov	10YR 4/4
Kliftra	60-70	93,98	4,53	530	pedolitt	Gneis, monzonittisk - grov	2,5Y 4/4
Innbjørg		94,70	4,86	15	Sap. m kjernest.	Mangeritt	2,5Y 4/4
<i>Langøya</i>							
Kråknes		80,23	19,70	50	? (kolluvium)	Gneis- med granulitffacies	2,5Y 6/4
Bø-morenen		90,90	8,45	10	morene		2,5Y 6/4
Myre-morenen		89,73	9,46	70	morene		2,5Y 6/4
Fjærvoll-morenen		84,76	14,96	20	morene		10YR 3/3
Jenskaret	72	94,92	4,91	381	aut forv mat	Gneis- med granulitffacies	10YR 4/6
Fingamheia	80	88,50	11,26	402	aut forv mat	Gneis- med granulitffacies	2,5Y 5/6
Skrådalsheia	78	87,41	12,18	255	aut forv mat	Gneis- med granulitffacies	10YR 6/6
Sørkulen	130	91,57	8,36	378	aut forv mat	Gneis- med granulitffacies	2,5Y 6/6

<b>Vestvågøy</b>							
Eggum - steinbre		92,75	6,69	5	talusderiv.steinbre	Mangeritt	10YR 3/4
Eggum - morene		91,13	7,89	5	lokalmorene	Mangeritt	10YR 4/4
Unnstadskaret		92,17	6,88	160	aut forv mat	Mangeritt	2.5Y 5/4
Mærvoll		89,32	10,03		saprolitt	Mangeritt	10YR 4/4

<b>Canada</b>	<b>Referanse</b>						
Big Bald Mount.	153-178	94,8	5,2	625	non-sap resid.	biotitic granite	Bouchard, m fl, 1995
	178-	88,7	11,3	625	non-sap resid.		
Warrensburg	110	98,2	1,8	90	non-sap resid.	granittic gneiss	
	160	98,8	1,2	90	saprolite		
	200	96,4	3,6	90	saprolite		
Alluviaq, Torngat	0- 12	62,9	37,1	1000	felsenmeer	Gneiss	Marquette, m fl, 2004
	12- 25	69,7	30,3	1000	felsenmeer		
	25- 45	65,5	34,5	1000	felsenmeer		
Alluviaq, Torngat	0- 10	68,6	31,4	870	felsenmeer	gneiss	
	10- 37	72,5	27,5	870	felsenmeer		
	37- 56	69,4	30,6	870	felsenmeer		
Kaumajet Mount.	2- 30	72,1	27,9	1250	felsenmeer	volcanic breccia	
Nakvak, Torngat	12- 32	68	32	1450	felsenmeer	gneiss	
Nakvak, Torngat	25- 48	50	50	1170	felsenmeer	gneiss	
Nakvak, Torngat	25- 40	53,3	46,7	1230	felsenmeer	gneiss	
Big Bald Mount.	0- 7	87,7	12,3	550	residual soil-.A	granite	Wang, m fl, 1981
	7- 12	70	30	550	residual soil- B		
	12- 24	63,5	36,5	550	residual soil-B		
	24- 36	85,4	14,6	550	residual soil-B		
	38- 70	49,7	50,3	550	residual soil-C		
Gaspé Penni.	260	83	17	700-800	saprolite	volcanic rock	Bouchard & Pavich, 1989
	340	84	16	700-800	saprolite		
	440	92	8	700-800	saprolite		
Gaspé Penni.	110	81	19	700-800	saprolite	siltstone	
	290	84	16	700-800	saprolite		
	300	91	9	700-800	saprolite		
Gaspé Penni.	45	81	19	700-800	saprolite	limestone	
	70	88	12	700-800	saprolite		
	135	93	7	700-800	saprolite		
	150	96	4	700-800	saprolite		
	190	89	11	700-800	saprolite		

**Appendiks 5) Autoktont forvittringsmateriale på Melbumoan**



## Appendiks 6)

Lokalitet	Sted	Hoh	Materiale	Berggrunn på prøvetakingssted	Munsell	Org. Innh.	Sedigraf	XRD
Sæterfjellet 30-40	Hadsetøya	563	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- grov	2.5Y 5/4	x	ja	ja
Sæterfjellet 60-70 cm	Hadsetøya	563	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- grov	2.5Y 6/4		ja	ja
Sæterfjellet 90-100 cm	Hadsetøya	563	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- grov	2.5Y 6/4		ja	ja
Pallheia 20-30 cm	Hadsetøya	400	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- grov	10YR 5/4	x	ja	ja
Pallheia 50-60 cm	Hadsetøya	400	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- grov	10YR 6/4		ja	ja
Pallheia 80-90 cm	Hadsetøya	400	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- grov	10YR 6/4		ja	ja
Pallheia 110-120 cm	Hadsetøya	400	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- grov	10YR 6/4		ja	ja
Pallheia 140-150 cm	Hadsetøya	400	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- grov	10YR 6/4		ja	ja
Storheia 40-50 cm	Hadsetøya	503	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- fra mangeritt	2.5Y 5/4	x	ja	ja
Storheia 70-90 cm	Hadsetøya	503	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- fra mangeritt	2.5Y 6/4		ja	ja
Storheia 90-100 cm	Hadsetøya	503	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- fra mangeritt	2.5Y 6/4		ja	ja
Østre Husbykollen 50 cm	Hadsetøya	457	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- fra mangeritt	2,5Y 5/6		ja	ja
Østre Husbykollen 70 cm	Hadsetøya	457	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- fra mangeritt	2,5Y 5/6		ja	ja
Østre Husbykollen 90 cm	Hadsetøya	457	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- fra mangeritt	2,5Y 5/6		ja	ja
Østre Husbykollen 115 cm	Hadsetøya	457	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- fra mangeritt	2,5Y 5/6		ja	ja
Gotadalen 140 cm	Hadsetøya	213	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- fra mangeritt	2.5Y 5/4		ja	ja
Gotadalen 180 cm	Hadsetøya	213	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- fra mangeritt	2.5Y 5/4		ja	ja



Lokalitet	Sted	Hoh	Materiale	Bergrunn på prøvetakingssted	Munsell	Org. Innh.	Sedigraf	XRD
Lofskanten	Hadseløya	259	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- fra mangeritt	2.5YR 5/4		nei	ja
Klubben 22-28	Hadseløya	267	Aut forv mat (?)	Monzonittisk gneis- grov	10YR 6/2	x	ja	ja
Klubben 30-40	Hadseløya	267	Aut forv mat (?)	Monzonittisk gneis- grov	10YR 4/4	x	nei	ja
Kliftra 60-70 cm	Hadseløya	530	Aut forv mat	Monzonittisk gneis- grov	2.5Y 4/4		ja	ja
Lekangdalen	Hadseløya	61	Saprolitt	Monzonittisk gneis- fra mangeritt	10YR 5/4		ja	ja
Innbjørg	Hadseløya	15	Saprolitt	Mangeritt	2.5Y 4/4	x	ja	ja
Kråknes	N Langøya	50	Ras (?)	Gneis- med granulittfacies	2.5Y 6/4		ja	ja
Bø-morenen	S Langøya	10	Endemorene		2.5Y 6/4		ja	ja
Myre-morenen	N Langøya	70	Endemorene		2.5Y 6/4		ja	ja
Fjærvoll-morenen	S Langøya	20	Endemorene		10YR 3/3	x	ja	ja
Eggum - steinbre	Vestvågøy	5	Steinbre	Mangeritt	10YR 3/4	x	ja	ja
Eggum/ Utdalen - morene	Vestvågøy	5	Endemorene	Mangeritt	10YR 4/4		ja	ja
Unnstadskaret	Vestvågøy	160	Aut forv mat	Mangeritt	2.5Y 5/4		ja	ja
Mærvoll	Vestvågøy	70	Aut forv mat	Mangeritt	10YR 4/4		ja	ja
Gisløy	Gisløy	5	Glasifluminium	Gneis	2,5Y 6/8		nei	ja
Jensskaret	N Langøya	381	Aut forv mat	Gneis- med granulittfacies	10YR 4/6		ja	ja
Fingamheia	N Langøya	402	Aut forv mat	Gneis- med granulittfacies	2.5Y 5/6		ja	ja
Skrådalsheia	N Langøya	255	Aut forv mat	Gneis- med granulittfacies	10YR 6/6		ja	ja
Sørkulen	N Langøya	378	Aut forv mat	Gneis- med granulittfacies	2.5Y 6/6		ja	ja

## **Grunndata**

Grunndata for lokalitetene hvor prøver for analyse er tatt. Kolonnen Munsell angir hvilken farge prøven kategoriserer under i forhold til Munsell Color Chart. Org. Innh. angir i hvilke prøver det var *synlig* organisk innhold. Sedigraf og XRD angir hvilke prøver som ble analysert for kornstørrelse og mineralogi.

