

Temporale og romlige sedimentasjonstrender i en distal-glasial innsjø, gjennom Den Lille Istid

Et studie kombinert av kvartærgeologisk kartlegging og analyse av
innsjøsedimenter i Jægervatn, Lyngen, Troms

Masteroppgave i naturgeografi



Av: Eva Marie Skulstad

Institutt for Geografi

01.09.2011

Abstract:

The sedimentation processes in an arctic distal-glacier fed lake Jægervatn (3 m. a.s.l.), located in northern Norway, has been studied by means of core analysis in addition to quaternary mapping of the catchment area of Jægervatn. The cores consist of six HTH - sediment cores (JVS104 – JVS604) and one longer piston core (JVP203), retrieved along a south – north oriented transect in the lake covering ~2000 m. The physical properties of the lacustrine sediments have been examined including visual log, X-ray, X-ray fluorescence (XRF), magnetic susceptibility (MS), frequency and temperature susceptibility (χ_{bulk} , 293K and 77K), loss on ignition (LOI), water content (WC), dry bulk density (DBD) and grain size distribution. The main focus was to study the temporal and spatial distribution of sediments in Jægervatn and assess to what extent the observed patterns could be related to glacial and extra-glacial activity. Based on result from the laboratory methods a sedimentation model for Jægervatn has been developed. The analysis of the cores have recognized two dominating sedimentary units in Jægervatn; unit B which is dominated by paraglacial processes and unit A which is dominated by glacial activity. Unit B was deposited during the “Medial Warm Period” (MWD), whereas Unit A was deposited during the Little Ice Age (LIA). The latter period started in 1490 AD and lasted until 1920AD in the study area, possibly with two separate advances occurring around 1660 AD and 1830 AD, respectively. A third unit is also revealed and has been deposited during marine environments when Jægervatn was connected to fjord settings. The Equilibrium-line-altitude (ELA) lowering during the LIA was 57m, but even so it lead to over a trippeling of the sedimentation rate as recorded in Jægervatn, although the spatial pattern was much the same as during earlier periods.

Forord:

Turen til campen ved nydelige Trollvatnet i studieområdet startet relativt dårlig med 30kg på ryggen og omringet av en halv million fluer og en million mygg, sånn helt objektivt. Våte sko og sokker var heller ikke en god start på en feltdag, men dette kom raskt i glemmeboken med det unike landskapet og spesielt Stortinddalen som fortryllet meg og førte til at jeg gikk meg vill i så mange landformer. Takk til regnet helt innerst i Stortinddalen i kombinasjon med kaffepulver utover hele sekken og feltnotatene. Takk til fjellrypene i den endeløse myren. Takk til hyggelige og hjelpsomme mennesker i Lyngen, for lån av spade og en fantastisk trerobåt og takk til Gro Kill Larsen for gratis skyss fra Lyngseidet til studieområdet.

Læringskurven har vært bratt og jeg har lært mye! Tusen takk for en interessant og fengende oppgave som har holdt oppe min interesse. Tusen takk til de fantastiske veilederne mine Jostein Bakke og Øyvind Paasche for eksemplarisk veiledning av geokjemi, magnetisme og laboratoriearbeid. I tillegg vil jeg takke Bjørn Christian Kvisvik for teknisk og faglig hjelp.

Jeg vil også takke Reidar Løvlie for sin assistanse på paleolaboratoriet med flytende nitrogen og Martina Suppersberger for hjelp med DOS-dataprogrammet, takk til Ingelinn Aarnes for en innføring i og identifisering av makrofossiler. Denne masteroppgaven hadde aldri gått uten regnbuen av farger med solstrålene Mariette, Natasa, det friske pustet fra nord Jeanette og avslappende Pål og Frida.

Min usedvanlige økte datatekniske kompetanse skyldes god hjelp på det geografiske instituttet fra Virginia, Håvard og ikke minst Heidi og Delia, dere har kommet med mange gode tips og råd. Takk til Kjell Helge Sjøstrøm for bestilling av kartdata. Tusen takk til mamma og pappa for at de alltid har vært her for meg. Tusen takk til mine storebrødre, Ole og Tobben for korrekturlesning og masing. Takk til de fantastiske nevøene mine og ikke minst Familien Gjelberg. Takk til alle andre, dere vet hvem dere er.

Sist men ikke minst, takk til min kjære samboer Helge Kollsete Gjelberg for sin tålmodighet, rokraft, assistent i felt, for korrekturlesning og diskusjon.

Innholdsliste:

1. INNLEDNING	2
1.1 Introduksjon	2
1.2 Hensikt med studiet og problemstillinger.....	3
1.3 Tidligere arbeid på Lyngshalvøya.....	7
1.4 Faktorer som påvirker sedimentasjon i innsjøer.....	8
2. OMRÅDEBESKRIVELSE	10
2.1 Nordlige del av Lyngshalvøyen.....	10
2.2 Studieområdet.....	10
2.2.3 Jægervatn og dets nedslagsfelt.....	12
2.2.4 Bergrunnsgeologi.....	13
2.2.5 Dagens klima.....	15
3. KVARTÆRGEOLOGISK KARTLEGGING – METODE OG RESULTAT	18
3.1 Introduksjon	18
3.2 Kvartærgeologisk kartlegging.....	18
3.2.1 Metoder brukt til kartleggingen i felt	20
3.2.2 Flybildetolkning.....	20
3.2.3 Kartgrunnlag.....	20
3.3 Områdeinndeling av feltområdet.....	21
3.3.1 Område 1) Nord- Jægervatn.....	22
3.3.2 Område 2) Øst for Jægervatn, område ved Forholt.....	26
3.3.3 Område 3) Sørøst for Jægervatn	30
3.3.4 Område 4) Stortinddalen.....	37
3.3.5 Område 5) Sør og sørvest for Jægervatn.....	41
3.3.6 Stortinddalen	43
3.3.7 Kvartærgeologisk kartskisse.....	45
3.4 De viktigste påvirkende faktorene for sedimentasjon i Jægervatn	46
3.5 Oppsummering	48
4. REKONSTRUKSJON AV LIKEVEKTSLINJENE TIL SØR-LENANGSBREEN OG FORHOLTBREEN. METODE OG RESULTAT	50
4.1 Innledning.....	50
4.2 Dagens breer i studieområdet	50
4.3 Metode.....	50
4.3.1 AABR (Accumulation Area Balance Ratio) og MELM.....	50
4.4 Rekonstruksjon av ELA til Forholtbreen og Sør- Lenangsbreen under Lille istids (LIA) maksimum	51
4.5 Oppsummering	53
5. INNSJØSEDIMENTER - METODER	54
5.1 Innledning.....	54
5.1.1 Sedimentmateriale.....	54
5.2 Laboratoriemetoder.....	57
5.2.1 Visuell logging av kjernene	57
5.2.2 Røntgenstråling (X-ray).....	57
5.2.3 Røntgenstråling fluorescence (XRF).....	58
5.2.4 Magnetisk susceptibilitet (MS)	61
5.2.5 Kornstørrelsesanalyse	62
5.2.6 Massetetthet (DBD), glødetap (LOI) og vanninnhold	64
5.3 Dateringsmetoder.....	66

5.3.1 Blydatering (^{210}Pb)	66
5.3.2 Radiokarbondatering (C^{14}).....	67
5.4 Oppsummering	70
6. INNSJØSEDIMENTER – RESULTAT	72
6.1 Innledning.....	72
6.2 Datapresentasjon.....	73
6.2.1 Visuelle logger.....	73
6.2.2 XRF.....	73
6.2.3 Magnetiske parametere	76
6.2.4 Kornstørrelsesdata.....	79
6.2.5 Glødetap, massetetthet og vanninnhold.....	80
6.3 Generell beskrivelse av JVS104-JVS604	82
6.3.1 Beskrivelse av kjerne JVS104	82
6.3.2 Beskrivelse av kjerne JVS204	82
6.3.3 Beskrivelse av kjerne JVS304	83
6.3.4 Beskrivelse av kjerne JVS404	83
6.3.5 Beskrivelse av kjerne JVS504	84
6.3.6 Beskrivelse av kjerne JVS604	84
6.3.7 Beskrivelse av kjerne JVP203.....	84
6.4 Generell tolkning av sedimentparametrene	85
6.4.1 XRF-elementene	85
6.4.2 De magnetiske parameterne	87
6.4.3 Glødetap, tørr massetetthet og vanninnhold	87
6.4.4 Kornstørrelseparameterne	89
6.5 Inndeling i enheter.....	89
6.5.1 Enhet A	90
6.5.2 Enhet B	92
6.5.2 Enhet B	92
6.5.3 Enhet C	93
6.6 Tolkning av enhet A, B og C og deres respektive avsetningsagenser	93
6.6.1 Tolkning av enhet C.....	93
6.6.2 Tolkning av enhet B.....	94
6.6.3 Tolkning av enhet A.....	96
6.6.4 Den romlige fordelingen av utvalgte XRF-elementer i sør-nord transektet i enhet A og enhet B:	97
6.7 Sedimentparameterens samvariasjon	100
6.8 Inter-kjernekorrelering av sedimentkjernene fra HTH-kjernene og JVP203 kjernen	101
6.9 Resultat av bunndateringene (^{14}C) og overflatedateringene (^{210}Pb). Alder-dybde modell og sedimentasjonsrate	103
6.10 Oppsummering	106
7. DISKUSJON	108
7.1 Innledning.....	108
7.2 Noen aspekter ved de innsamlete dataene	108
7.3 Sedimentasjon i Jægervatn	110
7.3.1 Settingen til Jægervatn	110
7.3.2 Sedimentparameterne	111
7.3.3 Den romlige sedimentasjonen i Jægervatn og opprinnelsen til sedimentene	112
7.3.4 Sedimentasjonsrate.....	114
7.4 Sedimentasjonen i Jægervatn over tid opp mot tidligere arbeid utført i Lyngen.....	115
7.4.1 Sedimentasjon fra år 600 – 1500 AD	115
7.4.2 Sedimentasjon under Den lille istid ~1490 – 1920 AD (LIA).....	115

7.4.3 Sedimentasjon fra slutten av LIA (1920 AD) til i dag.....	117
8. KONKLUSJON.....	122
9. LITTERATURLISTE.....	124
VEDLEGG I:.....	
<i>Bilder av kjerne JVS104 – 304 med beskrivelse av synlige tekstuelle og strukturelle egenskaper på forskjellige intervall</i>	
VEDLEGG II:	
<i>Bilder og røntgenbilder av kjerne JVS404 – 604 med beskrivelse av synlige tekstuelle og strukturelle egenskaper på forskjellige intervall</i>	
VEDLEGG 1: INNSTILLINGER TIL XRF-DATAENE.....	140
VEDLEGG 2: KORRELASJONSTABELLER FOR JVS104, 204 OG 604.....	141
VEDLEGG 3: DATERINGER	144
VEDLEGG 4: SAMMENSTILLING AV SEDIMENTPARAMETERE FOR KJERNE JVS204.	146
VEDLEGG 5: GROV VISUELL LOGG OVER JVP203 OG SAMMENSTILLING AV SEDIMENTPARAMETERE FOR KJERNEN.....	147

1. Innledning

1.1 Introduksjon

Analyse av innsjøsedimenter er en mye brukt metode for å studere endringer i eksogene prosesser som for eksempel glasiale-, fluviale- og massebevegelseprosesser som inntreffer i nedslagsfeltet til en innsjø (f.eks. Matthews et al., 2000; Bakke et al., 2005c; Bøe et al., 2006; Paasche et al., 2007b). Bruken av innsjøsedimenter til rekonstruksjon av sedimentavsetningshistorie, og spesielt som indikatorer for brevariasjoner og som kilde til paleoklimatisk informasjon har vært kjent lenge (Karlén, 1976, 1981, 1997; Karlén og Matthews, 1992; Zolitschka et al., 2001). Wibjörn Karlén presenterte i 1976 foregangsstudier innenfor denne fagretningen med å bruke organisk innhold som en invers indikator for minerogen sedimentasjon. I motsetning til morfologiske avsetninger, er lakustrine avsetninger særegen i den forstand at de fungerer som et kontinuerlig, detaljert arkiv for prosessene i nedslagsfeltet (Dahl og Nesje, 1994; Matthews et al., 2000). Sedimenter produsert av ulike eksogene prosesser kan registreres i innsjøsedimentene (Rubensdotter og Rosqvist, 2009) og kan brukes med varsomhet som prokxy på lokale og til dels regionale klimaforhold og eventuelle klimaendringer (Dahl og Nesje, 1994; Bakke et al., 2005b). Lakustrine avsetninger inneholder også informasjon om atmosfæriske forhold (Birks et al., 2004). Atmosfærisk transportert teffra er en viktig aldersmarkør for avsetningene av innsjøsedimenter. For studier av innsjøsedimenter på en tidsskalaskala over 12 000 år er for eksempel "Veddeasken" en viktig stratigrafisk markør for aldersreferanse (Mangerud et al., 1984).

Studiet av innsjøsedimenter bygger på stratigrafiprinsippet der det eldste laget ligger nederst, mens lag over blir suksessivt yngre oppover i stratigrafien (Lowe og Walker, 1995). Vanlige metoder brukt i analyse av innsjøsedimenter inkluderer blant annet fysiske parametere som magnetisk susceptibilitet, kornstørrelse, glødetap og massetetthet (f.eks. Snowball et al., 1999; Last og Smol, 2001; Bakke et al., 2005c; Paasche et al., 2007a, b). Sentralt i denne oppgaven er magnetisk susceptibilitet. Miljømagnetiske analyser er standardmetoder innenfor studie av innsjøsedimenter og kan brukes som prokxy og dermed gi verdifull informasjon om blant annet kildeområde, antropogen forurensning og paleoklima (Verosub et al., 1995; Dekkers, 1997; Lowe og Walker, 1997; Evans og Hellar, 2003; Nesje et al., 2005; Paasche et al., 2007a, b). Thompson og Oldfield (1986) var pionerer i studiet av miljøendringer med bruk av sedimenters magnetiske egenskaper, og i perioden etter dette har bruken av magnetisme i innsjøsedimenter vært under kontinuerlig utvikling. I løpet av de siste tiårene har det blitt

oppdaget at flere magnetisk susceptibilitetsparametere kan registrere endringer i miljøet i nedslagsfeltet til en innsjø, og dermed brukes som prokxy (Evans og Hellar, 2003; Paasche et al., 2004; Paasche og Larsen, 2010 i print). Teknologisk utvikling har resultert i mer sensitive apparater, som har bidratt til høyere kvalitet på innsamlet data. Bruk av geokjemiske metoder som røntgenstråling fluorescence (XRF) (Jansen et al., 1998; Shanahan et al., 2008), tradisjonelt anvendt på marine sedimenter (Richter, 2006), har i økende grad blitt anvendt i analyser av glasilakustrine sedimenter og er derfor en relativt ny metode innenfor miljøforskning på innsjøsedimenter. I perioden før 2000-tallet var XRF-metoden lite benyttet i akademisk miljøforskning (Boyle, 1999), men de siste tiårene har bruken av XRF-analyse innenfor dette fagfeltet økt (f. eks. Shanahan et al., 2008; Weltje og Tjallingii, 2008; Bakke et al., 2010).

1.2 Hensikt med studiet og problemstillinger

Tema for denne masteroppgaven er sedimentfordeling og fysiske egenskaper for sedimentene i en distal-glasial innsjø, Jægervatn i Lyngen, Nord-Norge. Målet med dette studiet er å studere sedimentfordelingen langs et transekt fra hovedinnløpet i sør og nordover i en distal-glasial innsjø med sedimenter hovedsakelig tilført gjennom glasialt smeltevann. Oppgaven er basert på syv sedimentkjerner, hentet opp fra et sør-nordlig-transekt i Jægervatn (figur 5.2 i kapittel 5). Prøvematerialet består av til sammen seks HTH-kjerner (JVS104-JVS604) (kapittel 6, figur 6.1 og 6.2), samt en kerne hentet opp med en stempelprøvetaker (JVP203). En kvartærgeologisk kartlegging av jordartene rundt innsjøen ble også utført for å få en oversikt over aktive og relikte prosesser som kan ha hatt en påvirkning på sedimentasjonen i Jægervatn.

Problemstillingene for denne oppgaven er som følger:

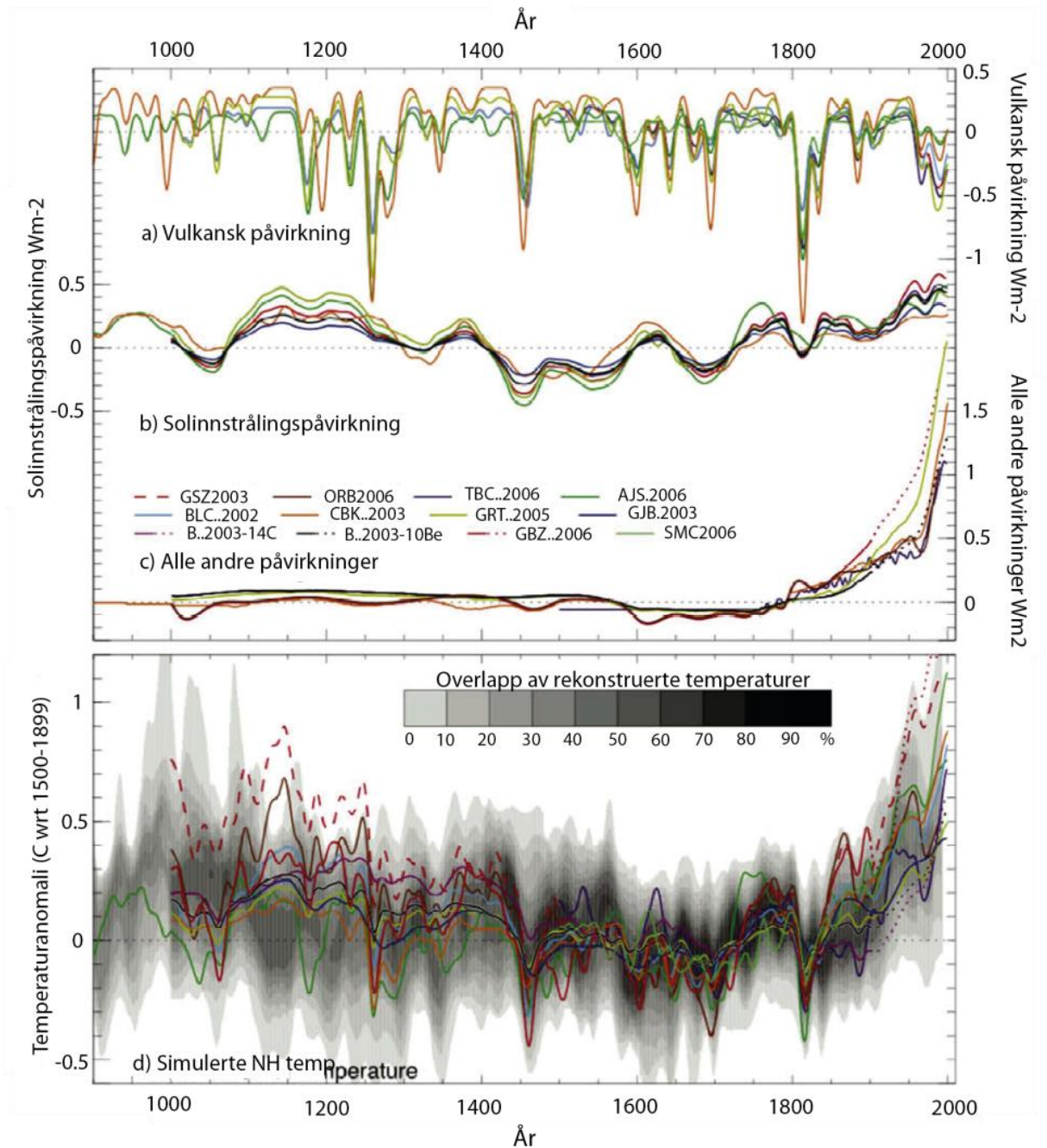
1. Hvilke ikke-glasiale prosesser påvirker sedimentasjonen i dreneringsbassenget Jægervatn?
2. Hvordan endrer de fysiske sedimentegenskapene og sedimentasjonsratene seg langs et transekt fra hovedinnløpet i sør og nordover i Jægervatn basert på analyser av fysiske og geokjemiske sedimentparametere?
3. Er det mulig ved hjelp av de fysiske og geokjemiske sedimentparameterne å identifisere ulike sedimentkilder?

Formålet med studiet er dermed å kunne forbedre forståelsen av sedimentasjonsprosesser i et distalt glasialt dreneringsbasseng. Studiet av opprinnelsen til sedimentene kan identifisere hovedprosesser og agenser som har dominert i området, men det er ikke alltid like lett å skille mellom de ulike prosessene (f.eks. glasiale og fluviale), ettersom de fysiske egenskapene i sedimentene kan være tilnærmet identiske (Rubensdotter og Rosqvist, 2008). Ved bruk av en kombinasjon av forskjellige høyresolusjonsmetoder er målet å separere de ulike fysiske og geokjemiske avtrykkene fra hverandre. Resultatet kan bidra til å tidfeste hendelser (f.eks. glasiale-, fluviale-, og massebevegelsehendelser) som igjen kan bidra til å gjøre det mulig å rekonstruere endringer i fortidsklimaet mer nøyaktig. Fordelen med lakustrine avsetninger er at en kan identifisere varv (De Geer, 1912 i Last og Smol, 2001), som i enkelte tilfeller kan gi uttrykk for både årlige- og sesongstyrte variasjoner (Bradley, 1999:325). En rekke forskjellige metoder har blitt benyttet for å analysere lakustrine sedimenter (f.eks. Cooper, 1998; Nesje et al., 2000; Brown et al., 2002; Evans og Hellar, 2003; Boes and Fagel, 2005; Bøe et al., 2006; Shanahan et al., 2008). Nyere forskning viser derimot at det er behov for et økt fokus på metoder som kan gi høy-oppløselige data (Bakke et al., 2009). Studier med fokus på nye metoder vil kunne forbedre forståelsen av sedimentasjon, og vil kunne forbedre kunnskapen og validere bruken av de geokjemiske proksyene som ikke er så godt etablert som standardmetodene som er brukt for studiet av innsjøsedimenter.

Med bruk av proksydata fra ulike kilder kan både naturlige og menneskeskapt klimaendringer identifiseres. Wanner et al., (2008) har oppsummert de nyeste resultatene innenfor klimaforskning og har oppsummert de siste 6000 årenes klimasvingninger basert på en sammenstilling av proksydata. På tusen- og hundreårsskala har store klimaanomali funnet sted (figur 1.1). Klimaoptimum i "Det Vesle Klimatiske Optimum" (MWP) (950 –

1100år) og “Lille istid” (LIA) (introdusert av Matthes, 1939, Nesje et al., 2008) er kjente perioder (henholdsvis varm og kald), som har satte preg på klima, matproduksjon og dermed befolkningen på den nordlige halvkulen (Mann, 2002). Dette er den beste dokumenterte klimaanomalien (Paasche og Bakke, i print 2010). LIA-perioden har vist seg å ha store tid- og romlige variasjoner (maksimale LIA i Sør-Norge, ~1850-1870 versus Nord-Norge, ~1910-1930), (f.eks: Ballantyne, 1990; Bakke et al., 2005b) grunnet den geografiske plasseringen til polarfronten. De største isbrefremrykkene under holosen inntraff i Skandinavia i denne perioden (Bakke et al., 2010). Et nyere studie viser imidlertid at det finnes unntak; Austre Okstindbreen lokalisert i midt-Norge hadde sitt største isbrefremrykk rundt ~700AD (Bakke et al., 2010).

Til tross for mye forskning på paleoklima ligger det store usikkerheter bak de grunnleggende mekanismene som fører til endringer i klima. Det er derfor viktig med innsamling av flere data som vil gi mer kunnskap om mekanismene som styrer klimasystemet. Årsaken til klimaendringer er utenfor fokus i denne oppgaven. I en større kontekst vil denne oppgaven forsøke å bidra med ny kunnskap om sedimentasjonsprosesser i distale glasiøse innsjøer, og på denne måten forbedre de paleoklimatiske datasettene.



Figur 1.1: Grafene illustrerer simulerte temperaturer og strålingspåvirkninger (W/m^2) på en periode over de siste 1100 årene. Grafene viser a) vulkansk påvirkning, b) solinnstrålingspåvirkning, c) alle andre påvirkninger og d) grå nyanser viser gjennomsnittlige rekonstruksjonstemperaturer for den nordlige halvkule (NH), basert på en kombinasjon av proksydata. Verdier fra 1500 til 1899 er uttrykket som anomalier ved bruk av gjennomsnitt og Gaussian-weighted filter. Jansen et al., 2007, hentet og modifisert fra Wanner et al., 2008.

1.3 Tidligere arbeid på Lyngshalvøya

I Lyngen er det utført flere studier på deglasiasjonshistorie, massebevegelse og paleoklima. Under gjøres det rede for en kort oversikt over arbeid utført i nærheten av studieområdet kronologisk etter årstall:

Andersen (1968, 1975, 1979, 1980) har kartlagt den glasiale utbredelsen i regionen med morenetrinn fra eldre dryas (Skarpnes, 12 500 – 12 000 BP) og yngre dryas (Tromsø-Lyngen, 11 680 – 10 150 BP) som er morfologiske spor av den maksimale utbredelsen til den siste innlandsisen fra sen-Weichsel. Morenetrinnene er kartlagt i Ullsfjorden, vest for Jægervatn (figur 2.1). Studier av glasial utbredelse på en kortere tidsskala har blitt utført av Ballantyne (1990) som studerte sør-Lyngshalvøyas glasiale historie de siste 250 årene. Med utgangspunkt i studier av morenetrinn ved fire breer med beliggenhet på den sørlige delen av halvøyen, har Ballantyne kartlagt fire morenetrinn foran isbreene, hvor tre av morenetrinnene korresponderte til å være avsatt under Lille istids maksimum (LIA). Bakke et al., (2005b) har også kartlagt morenetrinn fra LIA som er datert til å være avsatt mellom AD 1890 – 1928.

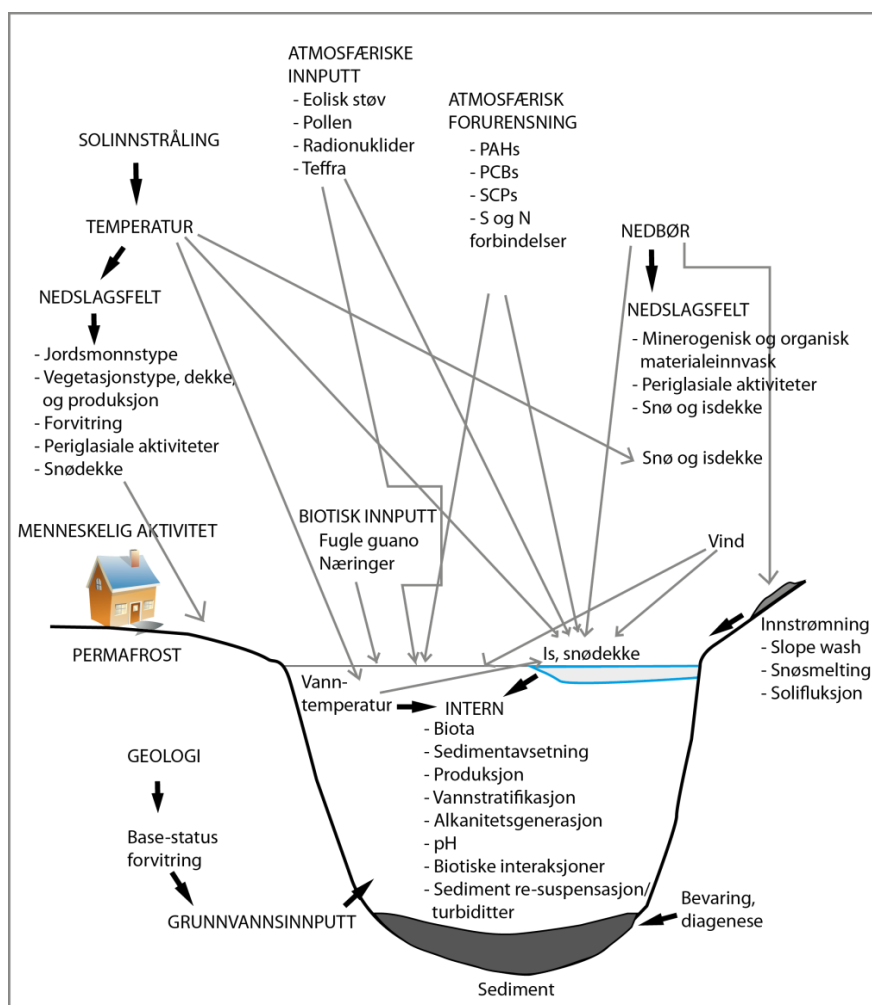
Corner og Haugane (1993) utførte en studie basert på innsjøsedimenters stratigrafi, med analyse av sedimentene tolket de den postglasiale havnivåhistorien til blant annet Lyngen. Bakke et al., 2005 har modifisert den postglasiale havnivåhistorien basert blant annet på data fra både Corner og Haugane (1993) og Kverndal og Sollid (1993).

Studier av innsjøsedimenter fra vann lokalisert i nærheten av Jægervatn har også vært studert; (Bjune et al., 2004; Bakke et al., 2005; Paasche et al., 2004, 2007b). Paasche et al., (2004) studerte paleoklima i perioden fra sen-glasial til holosen basert på sedimentære endringer i sedimenter hentet fra Fiskvatnet (figur 2.1). Bjune et al., (2004) har i forbindelse med et arbeid om vegetasjons- og klimahistorie i holosen analysert sedimenter fra blant annet Barheivatn (313moh.), som er lokalisert på Jægervassåsen vest for Jægervatn, og har utløp som drenerer ned i Jægervatn (figur 2.1). Bakke et al., (2005) har også forsket på paleoklima i perioden senglasiel og holosen, men da med bruk av en kombinasjon av morfologiske bevis, morener og studie av innsjøsedimenter fra Aspvatn (35moh.) i Strupesgardet nordøst for Jægervatn (figur 2.1). Folgerøe (2005) har utført en studie basert på geomorfologisk og stratigrafisk analyse av Nordlenangen lokalisert nord på Lyngshalvøyen (figur 2.3).

Paasche et al., (2007b) har også rekonstruert steinbreaktivitet fra sen-glacial tid, basert på innsjøsedimenter fra Trollvatnet (92moh.) lokalisert øst for Fiskvatnet (figur 2.1).

1.4 Faktorer som påvirker sedimentasjon i innsjøer

Distalglasiale innsjøer får enten tilførsel av allogent materiale, materiale tilført gjennom agenser fra nedslagsfeltet, eller tilførsel av autogent materiale, materiale som er steddannet (Bradley, 1999: 324), gjennom kjemisk (f.eks. Paasche et al., 2007a) eller biologisk aktivitet (f. eks. Bradley, 1999: 325). Figur 2.1 viser en modell for alloktont og autoktont materiale som påvirker sedimentasjon i innsjøer, hentet fra Birks et al., (2000) og Smol et al., (2000). Kapittel 3 undersøker hvilke dominerende prosesser som kan ha betydning for tilførsel av allogent materiale til Jægervatn, mens kapittel 5 studerer sedimentene med bruk av ulike metoder som kan identifisere den autogene og allogene opprinnelsen av sedimentene avsatt i Jægervatn.



Figur 1.2: Figur hentet og modifisert fra Birks et al., 2000 og Smol et al., 2001.

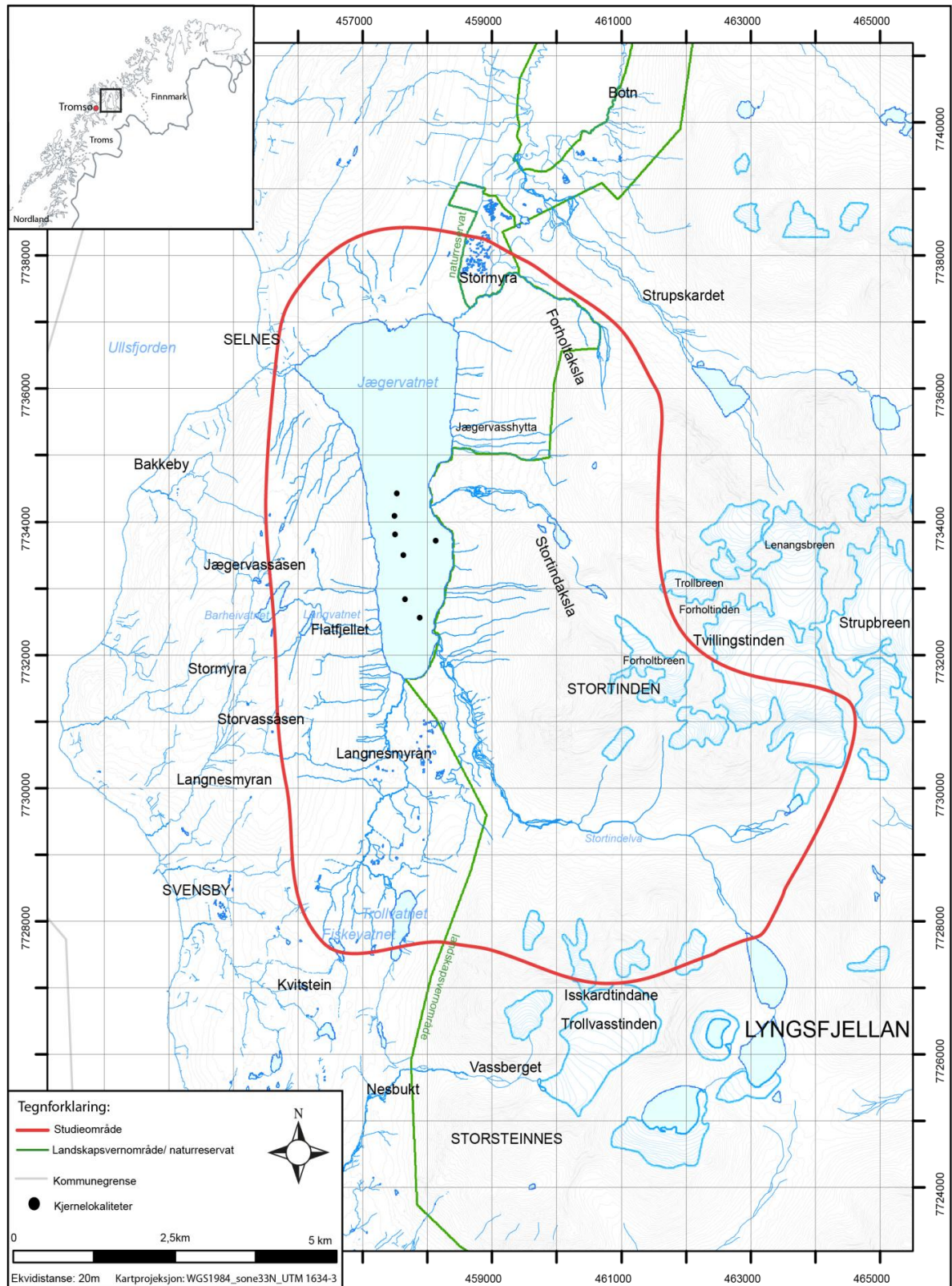
2. Områdebeskrivelse

2.1 Nordlige del av Lyngenthalvøyen

Lyngenthalvøyen (~610 km²) (figur 2.2) ligger i Troms fylke, Nord-Norge, ~40 km øst for Tromsø og tilhører Lyngen kommune (69°13' - 69°55' N til 19°38' - 20°25' Ø). Halvøyen er karakterisert av et alpint landskap, og er avgrenset av Ullsfjorden i vest (figur 2.1), Lyngsfjorden i øst og Kjosenfjorden i sør. Store deler av høyfjellet på halvøyen er dekket av plata-, dal-, og botnbreer som dekker til sammen et areal på ~141 km² (Østrem et al., 1973).

2.2 Studieområdet

Studieområdet er lokalisert i vest, sentralt på den nordlige delen av halvøyen og utgjør store deler av dreneringsområdet til Jægervatn (figur 2.1). Området dekker et areal på ~60 km² (dreneringsområde, ~94 km²). Nedslagsområdet til Jægervatn består av varierende landskapsformer, og har alpine fjelltopper i øst, noe som bidrar til høyt relieff. Den høyeste fjelltoppen i studieområde er Stortinden (1512 moh.). Den vestlige delen av studieområdet er derimot karakterisert av betraktelig lavere relieff, med hauger/åser som; Kvitberget (~100 moh.), Flattfjellet (337 moh.) og Jægervassåsen (365 moh.) (figur 2.1). Studieområdet har en varierende trelinjegrense, som ligger på en høyde fra 120 moh. i Stortinddalen til ~360 moh. (vest og rundt Jægervatn) med bjørk og gran som dominerende treart. Store deler av studieområdet er vernet grunnet det karakteristiske landskapet, med myr, relikte løsmasser og fjellområder. Området har to ulike vernegrader; naturreservat (Stormya) og landskapsvernområdet. Skillet mellom disse er markert med grønn strek på kartet på figur 2.1.



Figur 2.1: Oversiktskart over studieområdet, markert med rødt, med lokalitetene til sedimentkjernene.

2.2.3 Jægervatn og dets nedslagsfelt

Jægervatn (3 moh.) er en åpen innsjø ($\sim 7.5 \text{ km}^2$) og er trolig dannet ved glisial erosjon gjennom neogen. Innsjøen har en avlang form ($\sim 5,2 \text{ km}$ sør-nord og 1 km vest-øst på det smaleste) og med hovedbassenget lokalisert i nord med en lav bergrunnsterskel vest til Ullsfjorden. De limnologiske karakteristikkene til innsjøen er oppsummert i tabell 2.1. Jægervatn er 50 meter på det dypeste ifølge batymetrien på kartdata fra Norges vassdrags- og energiselskap (NVE) (figur 5.2). Jægervatn har brattest gradient for et vest-øst orientert transektet, mens den har slakere gradient langs et sør-nord-transekt.

Innsjøen er ifølge Corner og Haugane (1993) oligotrofisk meromiktisk og er hovedsakelig dekket av is og snø i perioden november til mars, (avsnitt 2.2.5, tabell 2.2). Dreneringsområdet til Jægervatn er $\sim 94 \text{ km}^2$ og består av flere ulike dreneringsmønstre. Jægervatn er erosjonsbasis til hovedelvene Stortindelva (sørøst), Forholtelva (øst), Trollvasselva (sør), Tverrelva (nordøst) og deres tributærelver, samt flere mindre elver og bekker (figur 2.1). Jægervatn har et utløp til Ullsfjorden i nordvest, som har en avstand på mellom 100 m og 300 m (flo og fjære) til Jægervatn.

Tabell 2.1: Limnologiske trekk ved Jægervatn:

Vannlinje (km)	$\sim 14.4 \text{ km}$
Areal (km^2)	$\sim 7.5 \text{ km}^2$
Maks dybde (m)	50 m
Volum (km^3)	$\sim 1,45 \cdot 10^8 \text{ m}^3$
Høyde over havnivå (moh.)	$\sim 3 \text{ moh.}$
Nedslagsfelt	$\sim 94 \text{ km}^2$

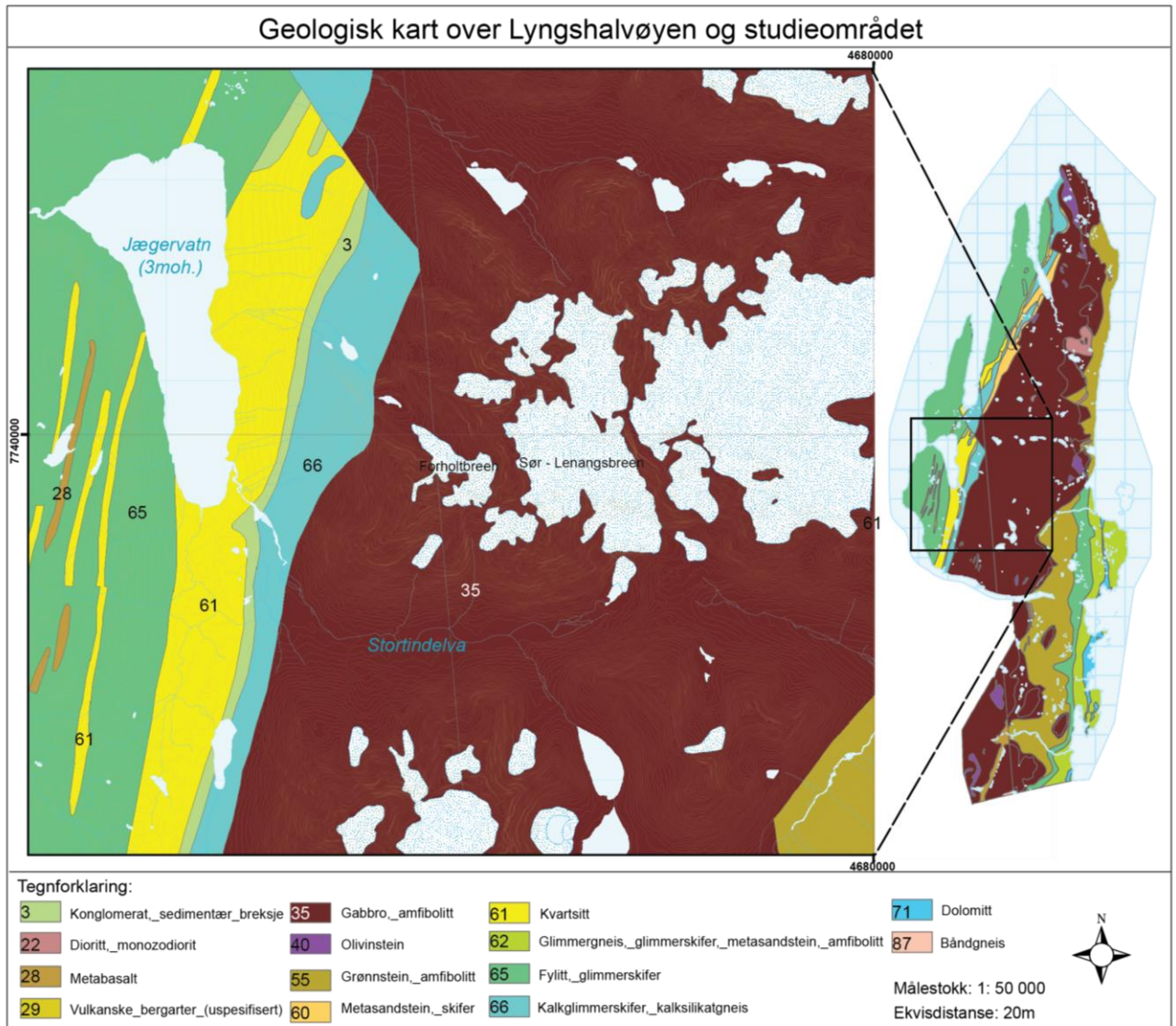
Innenfor nedslagsfeltet til Jægervatn ligger det flere botnbreer av ulik størrelse. Lokalisert i fjellplatået nord for Stortinddalen ligger botnbreene “Forholtbreen” “Trollbreen” og “Lenangsbreen”. I fjellpartiet sør for Stortinddalen ligger en utløpsarm fra Isskardsbreen og flere botnbreer. Basert på areal vil trolig Lenangsbreen og Forholtbreen være mest avgjørende for sedimentasjon i innsjøen, en mer inngående diskusjon følger i kapittel 6 og 7.

2.2.4 Bergrunnsgeologi

Bergrunnsgeologien på Lyngahalvøya består av bergarter fra Sen-Kambrium til Ordovisium av varierende litologi, fra magmatiske- til meta-sedimentære bergarter (figur 2.2). Bergartene viser deformasjon fra flere stadier av tektonisk aktivitet, hvor deformasjon relatert til den kaledonske fjellkjededannelsen (500 - 405 millioner år) er den mest fremtredende (Fossen et al., 2008). Det høye fjellpartiet, bestående av alpine landskapsformer, er det største gabbrokomplekset (Lyngenofiolitten) i Skandinavia og gabbro er den dominerende bergarten på halvøya (Munday, 1974). Gabbroen er tolket til å være en del av et ofiolittkompleks som har sin opprinnelse fra Iapetushavet (Andersen og Steltenpohl, 1994; Kvassnes et al., 2004) og er antatt å ha blitt skjøvet opp under Silur (ngu.no). Strukturgeologien er invertert grunnet fjellkjedefoldinger, med fall mot vest og strøk som faller parallelt med lengdeaksen til halvøya. Metasedimentære bergarter av Balsfjordgruppen ligger stratigrafisk over Lyngenofiolitten (Minsaas og Sturt, 1985). Balsfjordgruppen er en tredelt enhet og består av:

- Svensbyformasjonen (fylitt, sandstein og diabas),
- Jægervatnformasjonen (konglomerat og kvartsitt), og
- Bjørndalsfjellformasjonen (konglomerat, fylitt og sandstein).

Innenfor studieområdet er det seks forskjellige litologier (figur 2.2), hvor bergarter fra Balsfjordgruppen dominerer. Berggrunnen vest i studieområdet består hovedsakelig av fylitt og glimmerskifer (figur 2.2; nr.65), med innslag av metabasalt (figur 2.2; nr.28) og kvartsitt (figur 2.2; nr.61). Sør og øst for Jægervatn følger en stripe av kvartsitt (figur 2.2; nr. 61). Parallelt øst for kvartsitten er det innslag av konglomerat, sedimentær breksje (figur 2.2; nr.3) og øst for denne litologien er det kalkglimmerskifer og kalksilikatgneis (figur 2.2; 66). Den østlige delen av studieområdet er karakterisert av den massive gabbroen, Lyngenofiolitten, introdusert ovenfor (figur 2.2; nr. 35). En gjennomgående trend i studieområdet, og Lyngahalvøya forøvrig, er at gabbrokomplekset er av høyere relieff enn de metasedimentære bergartene (figur 2.2).



Figur 2.2: Geologisk kart over Lyngshalvøyen og studieområdet. Shapefil bestilt fra ngu.no, med bruk av BergartFlate_250 (inndelt etter HBERGKODE). RGB-fargekoder etter ngu sine standarder. Rutenett: UTM: 1634_3.

2.2.5 Dagens klima

Studieområdet er karakterisert av et maritimt klimaregime (Ballantyne, 1990), Cfc etter Köppens klassifikasjonssystem. Områdets vestlige beliggenhet medfører at det er utsatt for nedbørsbærende sørvestlige og vestlige vindsystemer. Sammenlignet med andre landområder på tilsvarende breddegrader, er det relativt varmt langs den østlige delen av nord-Atlanterhavet. Dette skyldes områdets nære beliggenhet til den varme Golfstrømmen. Klimastatistikk fra området ble hentet fra eklima sin database (dnmi.no) og er fra siste normalperiode (1961-1990). Tabell 2.2 viser temperaturdata fra to klimastasjoner; Lyngseidet IV (90490) og Tromsø-Langnes (91260), med tilnærmet like årlige middeltemperaturer som ligger mellom 2.9 °C og 3 °C. Gjennomsnittstemperaturen fra de to klimastasjonene ble brukt for å kalkulere middeltemperatur i lavlandet i studieområdet (tabell 2.2). En lapserate på 0,67 ble deretter brukt for å kalkulere temperaturen i høylandet (Sutherland, 1984) (figur 2.4).

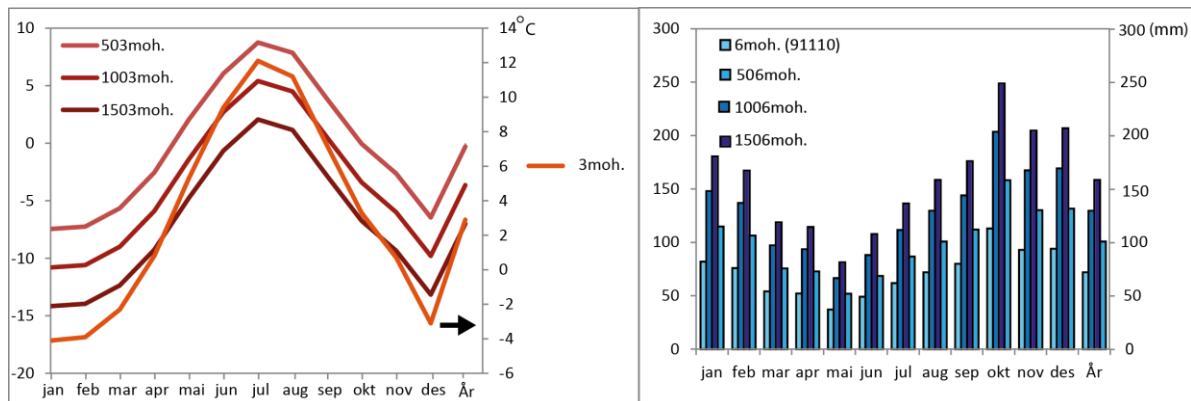
Tabell 2.2: Tabell med klimastasjoner lokalisert vest (90490) og øst (91260) for studieområdet, med en avstand på henholdsvis ~17km og ~38km, som viser normalverdier for temperatur °C i studieområdet (dnmi.no).

Stasjonsnummer:	jan	feb	mar	apr	mai	jun	Jul	aug	sep	okt	nov	des	År
91260 (3moh.)	-4,5	-4,2	-2,4	1	5,5	9,7	12,5	11,6	7,6	3,5	-0,8	-3,6	3
90490 (8moh.)	-3,8	-3,7	-2,3	0,7	5,1	9,2	11,8	10,9	6,9	3,2	-0,6	-2,7	2,9
Studieområdet (3moh.)	-4,1	-3,9	-2,3	0,8	5,3	9,4	12,1	11,2	7,2	3,3	0,7	-3,1	2,9

En sammenligning av de årlige nedbørsverdiene fra de samme stasjonene (tabell 2.3), viser at det er en stor spennvidde i dataverdiene for nedbør. En årlig gjennomsnittsverdi på 1000 mm i vest og en årlig gjennomsnittsverdi på 695 mm i øst, viser at det er en regional forskjell på 305 mm. Den store nedbørsvariasjonen for de to målestasjonene skyldes at store deler av nedbøren faller som orografisk nedbør da lavtrykkene møter den høye fjellkjeden. Målestasjonen "Lyngseidet-Karnes" (91250) ligger dermed i regnskyggen for Lyngsalpene. Tilstedeværelsen til dagens breer i området skyldes tilførsel av denne orografiske nedbøren, og det er derfor høyden på denne fjellkjeden som vedlikeholder breene i dette området (figur 2.1). Nedbørsverdiene i studieområdet ble kalkulert basert på klimadata fra stasjon 91110 med bruk av en nedbørsgradient på 8% /100m (Haakensen, 1989; Dahl og Nesje, 1992).

Tabell 2.3: Nedbørnormaler for studieområdet (mm), med nedbørsdata basert på klimastasjon 91110 (dnmi.no).

Stasjonsnr:	jan	feb	mar	apr	mai	jun	jul	aug	sep	okt	nov	des	År
6moh. (91110)	82	76	54	52	37	49	62	72	80	113	93	94	864
506moh.	114,8	106,4	75,6	72,8	51,8	68,6	86,8	100,8	112	158,2	130,2	131,6	1209,6
1006moh.	148	136,8	97,2	93,6	66,6	88,2	111,6	129,6	144	203,4	167,4	169,2	1555,2
1506moh.	180,4	167,2	118,8	114,4	81,4	107,8	136,4	158,4	176	248,6	204,6	206,8	1900,8



Figur 2.3: Månedsnormaler for temperatur (°C) i studieområdet til venstre. Temperatur er illustrert ved 3-, 503-, 1003- og 1503moh. Legg merke til den svarte pilen som viser at temperaturdata for 3moh., har en annen skala. Nedbørnormaler for studieområdet er illustrert i diagrammet til høyre, nedbørnormaler er også kalkulert for tilnærmet samme høyder som for temperatur.

3. Kvartærgeologisk kartlegging – metode og resultat



Figur 3.1: Bilde over Jægervatn, med Ullsfjorden i bakgrunnen.

3.1 Introduksjon

Dette kapitlet tar for seg observasjoner og tolkninger fra feltarbeidet utført i studieområdet. Feltarbeidet er basert på kvartærgeologisk kartlegging utført i løpet av to uker, sommeren 2010 (30. juli til 14. august). De sedimentasjonskontrollerende faktorene som potensielt har hatt en påvirkning på sedimentene avsatt i Jægervatn (figur 3.1) er hovedfokuset for kartleggingen, og er dermed utført i området rundt Jægervatn og i Stortinddalen, ettersom Stortindalselven er den største elven som drenerer inn i Jægervatn.

3.2 Kvartærgeologisk kartlegging

Kvartærgeologisk kartlegging er en godt egnet metode for å identifisere løsmasser og tolke hvilke dominerende agens som har formet dem. Ved å se på morfologiske og tekstuelle egenskaper til løsmassene kan en tolke avsetningsmiljø og avsetningsbetingende prosesser. Forskjellige jordarter ble tildelt forskjellige farger, og ble tegnet inn på økonomiske kart (1:10 000 og 1: 5000) i felt. Dette ble senere digitalisert i ArcGIS 10 og deretter modifisert i Adobe CS5 med fargekoder og tegn etter NGU sine standarder (Bergstrøm et al., 2001). Tabell 3.1 viser en teoretisk forklaring for hver jordart og landform.

Tabell 3.1 Teoretisk forklaring av jordarter og landformer identifisert i studieområdet, forenklet etter NGU (2010) sin produktspesifikasjon versjon 4.0: ND_Løsmasser, versjon 2.

Kodenavn	Definisjon/ Forklaring
Morenemateriale (grønn)	Avsetning bestående av alle kornstørrelser, dårlig sortert. Delt inn i to undergrupper; 1) sammenhengende dekke stedvis med stor mektighet 2) usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen.
Randmorene (grønn)	Rygger som representerer breens frontposisjon. Sammenhengende eller usammenhengende rygger. Alle kornstørrelser, dårlig sortert.
Iskjernemorenekompleks (grønn med blokksymbol)	Randavsetning med distinkt distal yttergrense med is inni, er aktive hovedsakelig i periglasielle områder og som oftest relatert til subpolare/ polytermale breer. I fossile avsetninger har isen smeltet ut og danner derfor forsenkninger på landformen og karakteriseres av blokkrikt materiale.
Breelavsetning (glasifluvial avsetning) (oransje)	To grupper: 1) Avsatt og transportert materiale av breelver/ smeltevannsløp. Sorterte lag, med intern stratifisering da det er avsatt i vann. 2) Glasifluvial deltaavsetning (Gilbert-type delta med toplag, skrålag og bunnlag).
Fluvialt materiale (gult)	Materiale transportert og avsatt av elver og bekker. Høyere modningsgrad enn breelavsetninger; sortert materiale, godt rundet, ofte sand og grus.
Skredmateriale (rød)	Materiale avsatt av steinsprang, fjellskred, løsmasseskred og/eller snøskred. Kantet materiale, ofte med fallsortering hvor det tyngste materiale blir fraktet lengst bort. Forskjellige symbol indikerer dominerende skredtype på forskjellige lokaliteter.
Torv/ myr (brun)	>30cm med organisk materiale.
Marine avsetninger (blå)	Deles inn i tre undergrupper: 1) hav og fjordavsetning, sammenhengende dekke, ofte med stor mektighet (>0.5m), 2) marin strandavsetning, sammenhengende dekke (<0,5m), 3) hav- og fjordavsetning og strandavsetning, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen).
Forvittringsmateriale (lilla)	Deles inn i to undergrupper; 1) Materiale dannet <i>in situ</i> (autogent) forårsaket av mekanisk eller kjemisk forvitring, 2) forvittringsmateriale, stein og blokkrikt, dannet ved frostsprengning (allogent).
Berggrunn/ bart fjell (rosa)	Bergart i dagen. Liten blotning er indikert med symbol.
Steinbre	Aktiv eller relikv form som inneholder is og er i bevegelse eller har inneholdt is og har vært i bevegelse.

3.2.1 Metoder brukt til kartleggingen i felt

Feltmetoder som ble benyttet i felt inkluderer observasjon og beskrivelse med bruk av følgende verktøy: Kart N50 (M711), kartblad 1634-3, økonomiske kart (1:25 000 og 1:10 000), målestokk, GPS garmin, kompass med klinometer, fargeblyanter og spade. GPS garmin 60CSx ble brukt til høydemåling, oppmåling av landformer og stedfesting av enkeltlokaliteter. Høydemålingen fra GPS baseres på atmosfærisk trykk og krever dermed daglig kalibrering ved en kjent høyde. En viss usikkerhet er tilknyttet høydemålingene fra GPS ettersom endringer i atmosfærisk trykk påvirker målingene.

3.2.2 Flybildetolkning

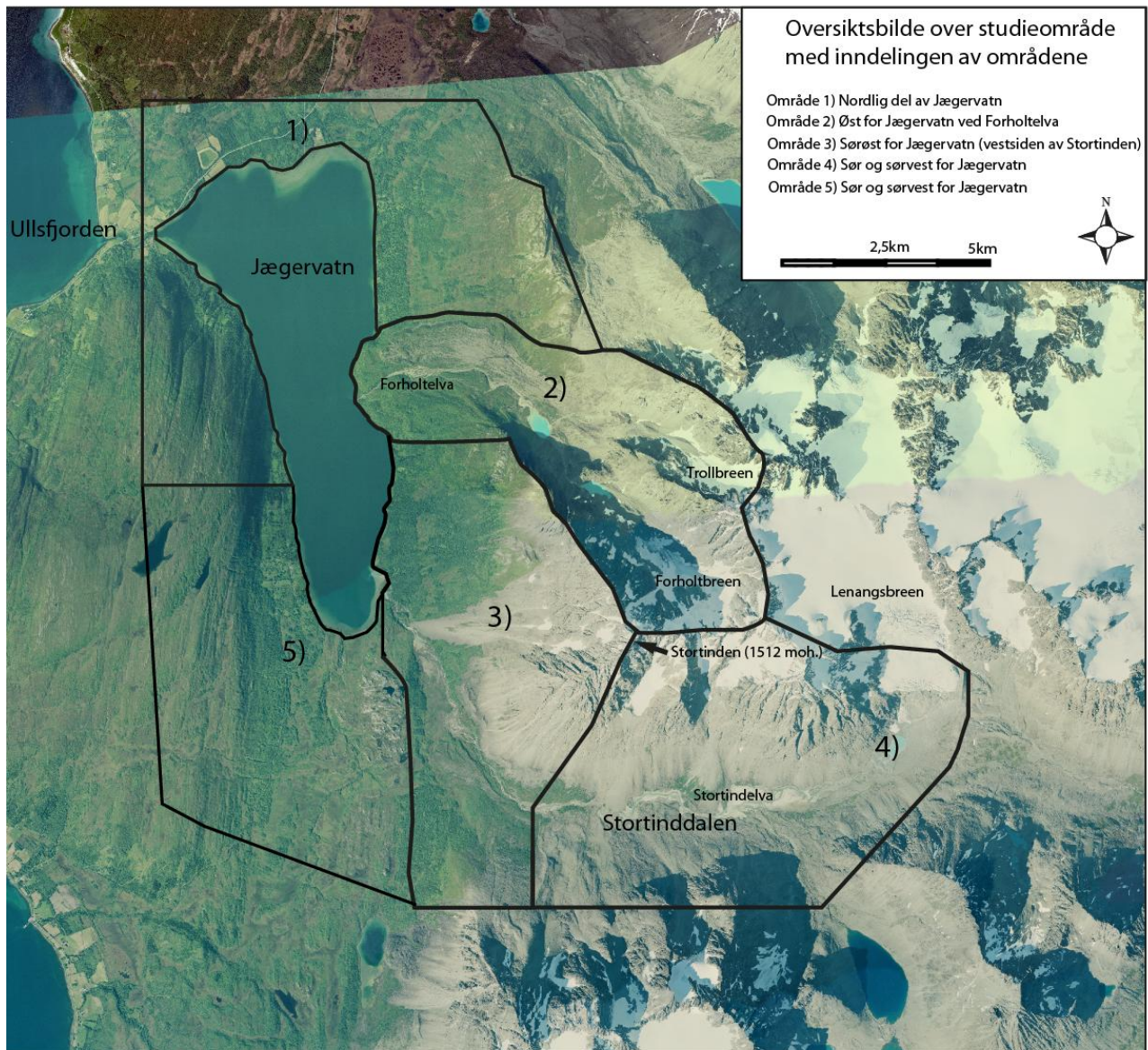
Flyfoto ble brukt både i forkant (forberedelse), under og i etterkant av feltarbeidet (ved digitaliseringen av det kvartærgeologiske kartet). Metoden er godt egnet til å planlegge og å bli ”kjent” med geomorfologien/landskapet før en drar på feltarbeid. Enkelte usikkerheter med bruk av flyfoto kan forekomme som et resultat av skygger fra fjell eller som et resultat av skydekke og tåke, som resulterer i en mindre detaljrik oppfatning av landskapet (Lowe og Walker, 1997). I tillegg til observasjoner fra feltarbeidet ble observasjoner fra flyfoto brukt i den kvartærgeologiske kartleggingen.

3.2.3 Kartgrunnlag

Flybilder benyttet i denne oppgaven er fra flystripene 34-3 bilde 7-11 (4) og 34-4 bilde 7-10 (5) fra Fjellanger Widerøes serie 8710 med en målestokk på 1: 40 000. Digitale ortofoto ble også tatt i bruk under digitaliseringen av kartleggingen. Ortofotoene er fra 2006 og har en feilmargin på 0,5m (bestilt fra norgebilder.no). Det ble også tatt i bruk nettbaserte karttjenester som norgebilder.no (satelittbilder) og norgei3D.no (Norkart – Virtual Globe) som viser en kombinasjon av terrengkart (N50) og flybilder. Statens Kartverks Topografiske hovedkartserie – M711 (1: 50 000), kartblad1634-3 ble også benyttet.

3.3 Områdeinndeling av feltområdet

De følgende avsnittene er delt inn etter følgende fem geografiske hovedområder: Område 1) nord for Jægervatn, område 2) øst for Jægervatn, område 3) sørøst for Jægervatn, område 4) Stortinddalen, område 5) sørvest for Jægervatn (figur 3.2). Under hovedområdene presenteres representative lokaliteter fra hvert område. Først vil en objektiv skildring bli presentert, deretter vil en tolkning fremlegges på bakgrunn av observasjon. Videre følger resultatet av den kvartærgeologiske kartleggingen (kvartærgeologisk kart) med hovedfokus på aktive prosesser som har hatt (og har) betydning for sedimentasjon i Jægervatn.



Figur 3.2: Oversikt over studieområdet og inndelingen av hovedområder.

3.3.1 Område 1) Nord- Jægervatn

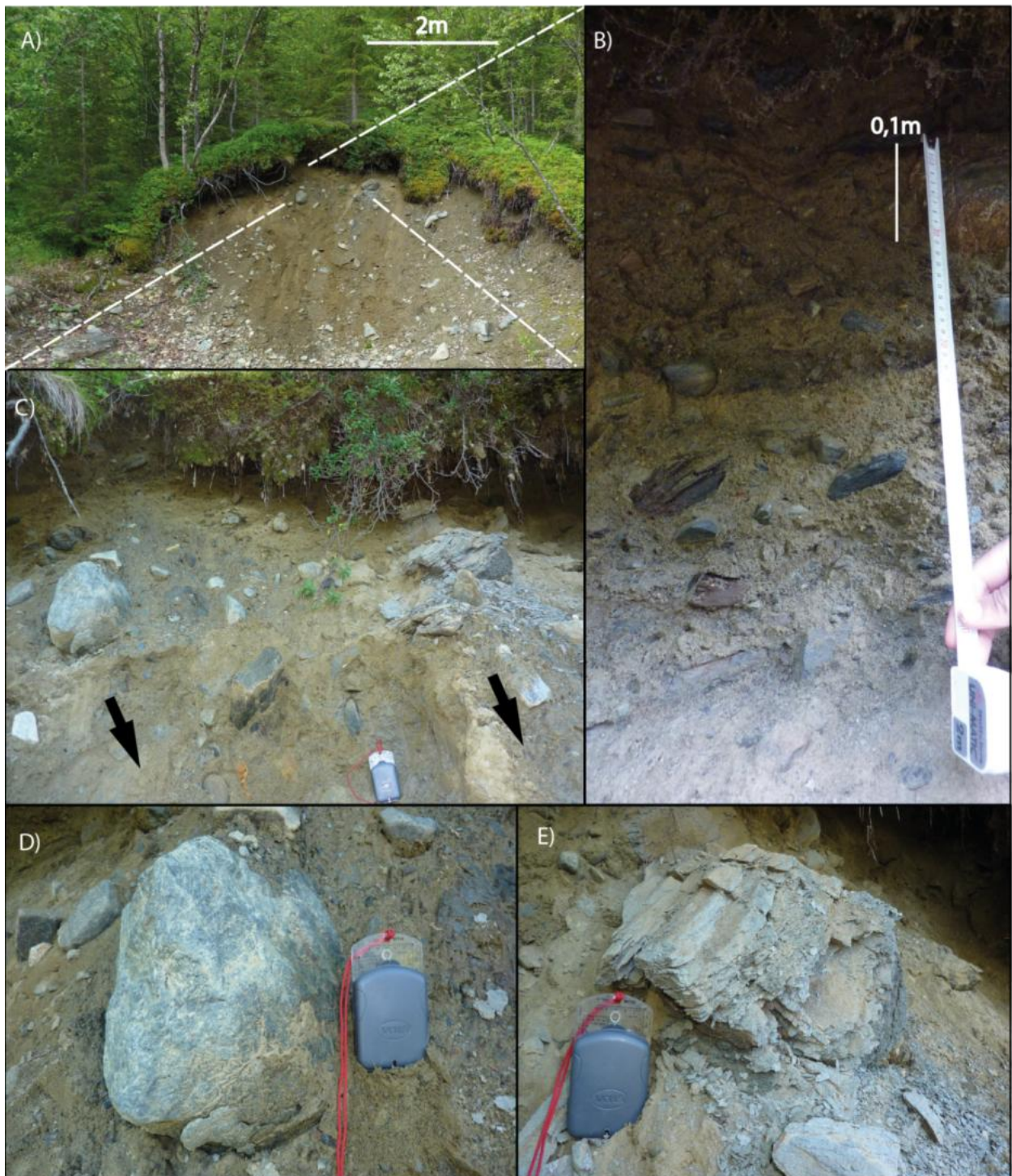
Område 1 dekker de nordlige, nordvestlige og nordøstlige delene av nedslagsfeltet til Jægervatn. Den nordlige og østlige delen av dette området består av et stort myrområdet (Stormyra naturreservat), og er et område hvor få landskapsformer av betydelig størrelse har blitt observert. Hovedfokuset for beskrivelsen av denne sonen er lagt til løsmassene observert i den vestlige delen. Grunnen til dette er at det er her Jægervatn drenerer ut til Ullsfjorden, samt at høyere topografisk relieff (Jægervassåsen) gjør at det er flere løsmasser som gir innblikk i relikte og aktive prosesser i denne delen av nedslagsfeltet. Område 1 er videre delt inn i del A, B og C.

Del A) Nordvestlig side av Jægervatn

Løsmasser er eksponert langs veien på den nordøstlige siden av Jægervassåsen, nord og like ved Heimelva (UTM: 456218 – 735811, ~39 moh.). Eksponeringen har en lengde på ~5m og en høyde på ~4m (figur 3.3). Materialet består av klaster av varierende størrelse i fin matriks. Klastene er polymiktiske, med varierende litologi fra skifer og grønnstein. Klastene har varierende rundingsgrad; kantrundet rundingsgrad dominerer, men rundingsgrader fra kantet til godt rundet forekommer også. Størrelsen på klastene varierer fra stein (d=2cm) til mindre blokker (d=40cm). Skiferen er lett oppløselig (figur 3.3, bilde E). Ingen tydelig imbrikering er observert. Matriksen er dårlig sortert og består av grus til fin sand og inneholder tilsynelatende lite finkornet materiale (silt og leire). Et tynt lag med leire ble derimot observert under snittet (~30 moh.). Små mengder organisk materiale er observert i toppen av snittet. Løsmassene er relativt løspakket.

Tolkning:

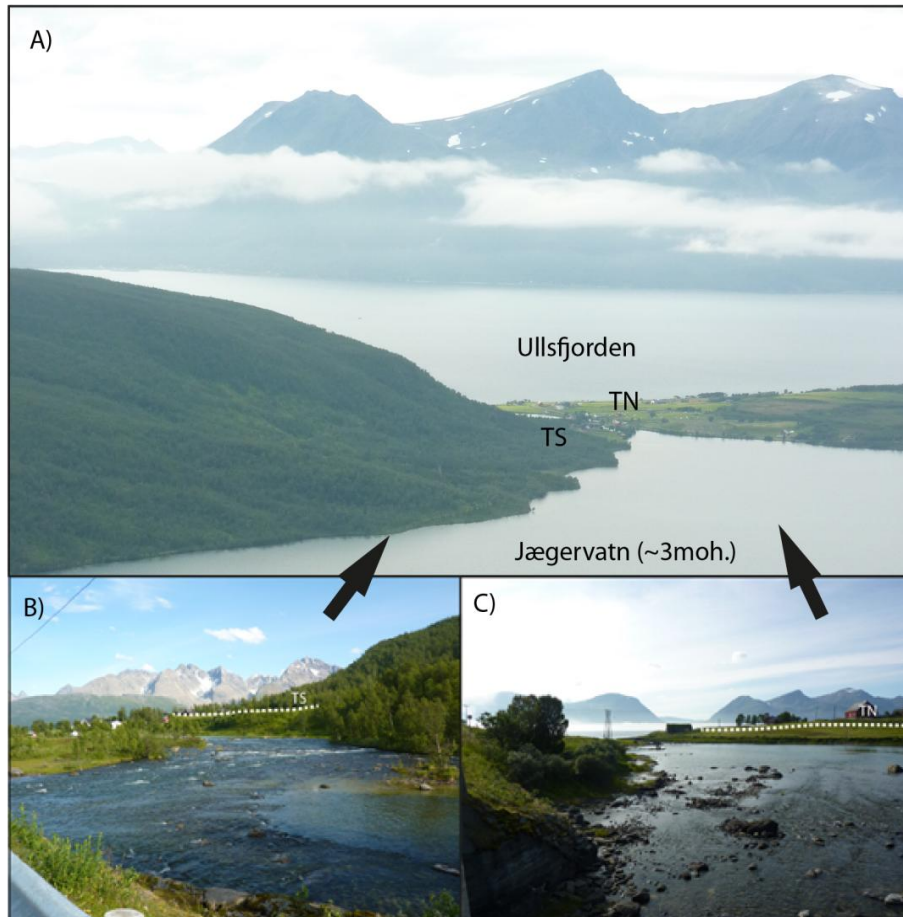
Stor rekkevidde av forskjellige kornstørrelser, varierende rundingsgrad, polymiktisk sammensetning og mangel på sortering tyder på at løsmassene er morenemateriale. Mangel på finkornet materiale kan antyde noe utvasking av materialet. Funn av leire under snittet kan tyde på at Jægervatn har hatt en høyere marin grense. Leireavsetningene under moreneavsetningene er trolig avsetninger fra suspensasjon i et rolig avsetningsmiljø i stående vann. Dette kan være en indikator på at den marine grensen i området har vært på et høyere nivå enn det er i dag (3moh.).



Figur 3.3: Bildene er tatt mot sørvest, bilde A) viser løsmassesnittet (~5m bred ved veien). Bilde B) viser et ~50cm langt snitt fra toppen av løsmassesnittet. Materialet består av varierende kornstørrelser i fin matriks. Løsmassesnittet består også av varierende litologi, med blant annet grønnstein og skifer, illustrert på bilde D og E. Rundingsgraden varierer fra kantet til godt rundet, se bilde B, C og D.

Del B) Utmunningen til Ullsfjorden

Det ble registrert to terrasseflater med to ulike nivåer i den nordvestlige delen av område 1, hvor Jægervatn drenerer ut i Ullsfjorden; (TN) og (TS) (53 moh.) Begge nivåene er relativt flate, og er områder med bebyggelse (figur 3.4).



Figur 3.4: Bilde A viser et oversiktsbilde over området ved utmunningen av Jægervatn, med lokaliseringen av de observerte terrassene (bildet er tatt mot nordvest). Bilde B viser terrassen sør for elven, TS (bilde er tatt mot sørøst), mens bilde C viser terrassen nord for elven, TN (bilde er tatt mot nordvest).

Tolkning:

Terrassene representerer trolig to forskjellige marine grenser avsatt under det fallende relative havnivået under den isostatiske hevingen etter innlandsisen trakk seg tilbake (figur 3.20; kvartærgeologisk kart).

Del C) Observasjon ved den nordøstlige delen av sone 1:

Del C består av den vestlige og østlige siden av Forholtaksla. Den største elven i dette området er Tverrelva som drenerer langs den østlige delen av Forholtaksla. Den øvre delen av landskapet som Tverrelva drenerer gjennom karakteriseres av løsmasser og ryggformer (kartlagt av Bakke et al., 2005).

På den vestlige siden av Forholtaksla (UTM: 460489 – 735133: ~492moh) er det antydninger til ”tungevalker” i terrenget (figur 3.5). Observasjon ved Forholtaksla viser at ”valkene” ligger i et landskap med en helning på ~31°, valkene har en bredde på ~2 m, men lengden ser ut til å variere. De er dekket av et tynt lag med gress og mose og løsmateriale er synlig på overflaten og på enkelt av sidene. De samme observasjonene ble observert på den vestlige siden av Stortindaksla (459 750 - 733 177: ~500moh.)



Figur 3.5: Bilder over ”tungeformer” ved Forholtaksla. En ryggsekk er brukt som skala på begge bildene (bildene er tatt mot sørøst).

Tolkning:

Den relativt bratte skråningen på ~31°, det sparsomme vegetasjonsdekket og formen på ”valkene” tyder på at det er dannet som et resultat av solifluksjon/ gelifluksjon (figur 3.20; kvartærgeologisk kart). Solifluksjon/ gelifluksjon (assosiert med frossen jord) er jordsig (sakte sig av oppbløtt jord). Rikelig tilgang på fuktighet (tabell 2.2, dagens klima), i tillegg til bratte helninger, favoriserer dannelsen av solifluksjon/gelifluksjon. Overflatedrenering, grunnet frossen jord, vil forhindre vann å trenge gjennom, og vannet vil dermed drenere oppå ”valkene”.

3.3.2 Område 2) Øst for Jægervatn, område ved Forholt

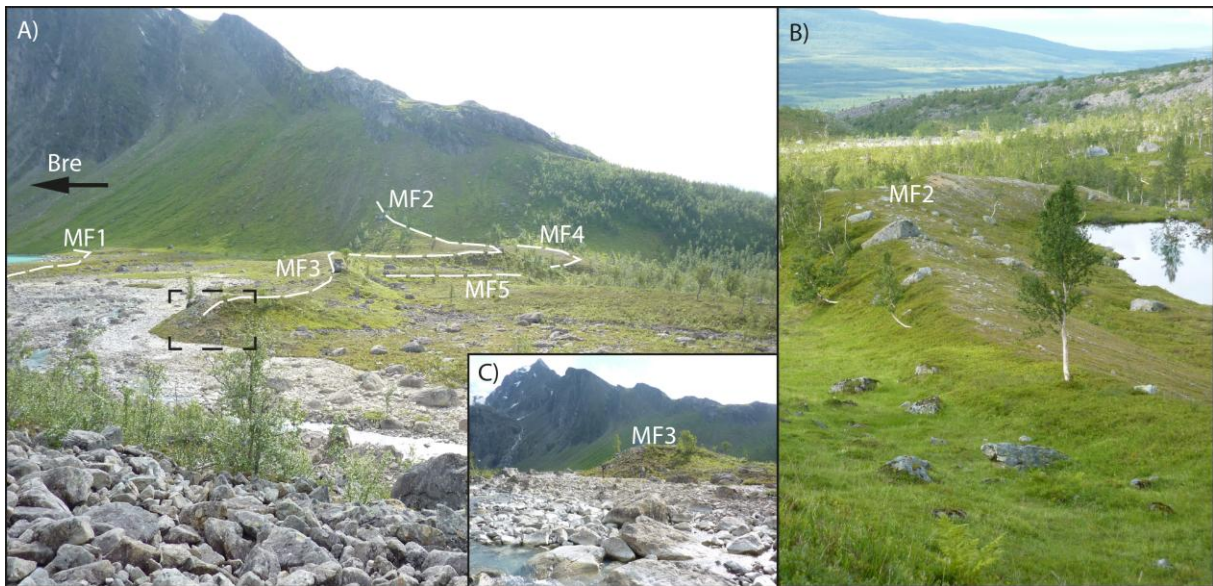
Område 2 ligger ved Forholtelva øst i nedslagsfeltet, og er delt inn i to deler: Del A består av den østlige delen av området og hovedvekten av beskrivelsen til dette området er lagt til området rundt Forholtvatn (figur 3.6), mens den vestlige delen av området (Del B) består av et stort løsmassekompleks.

Del A)

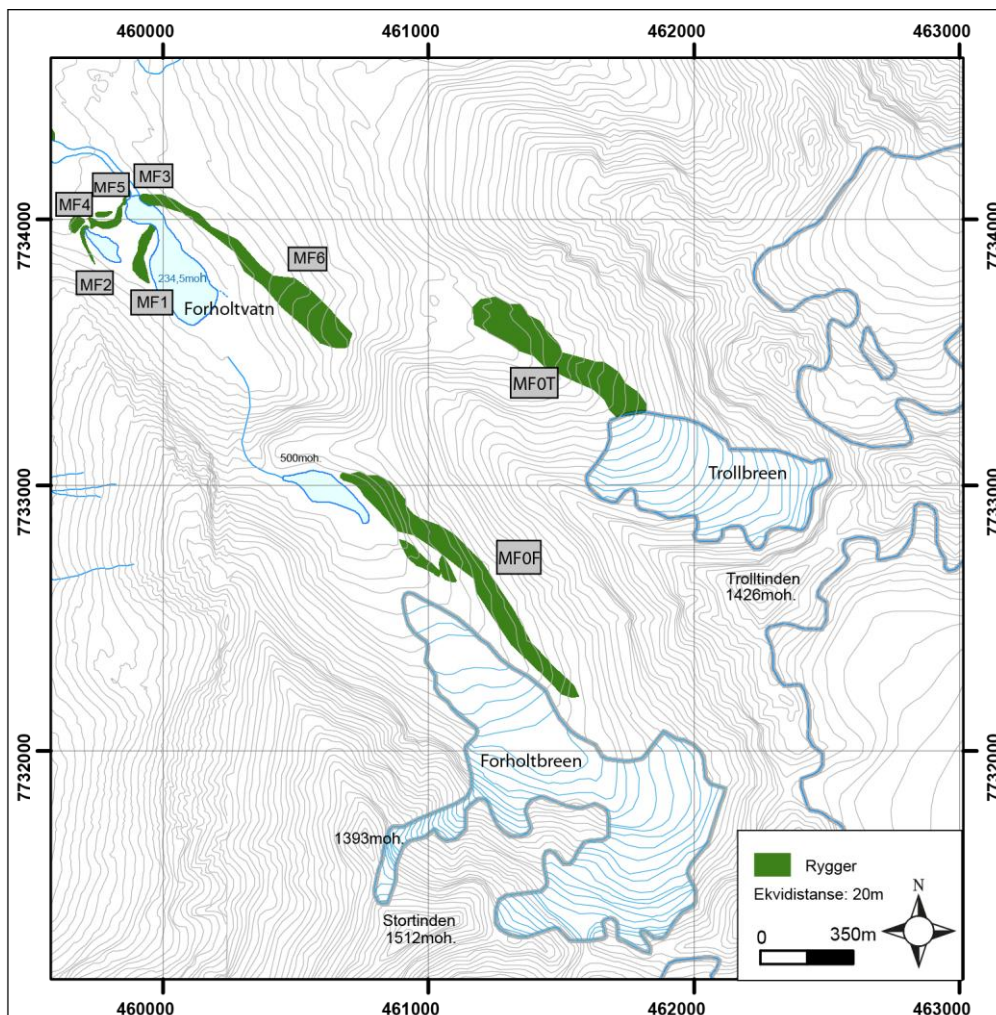
Til sammen er fem rygger (MF1, MF2, MF3, MF4 og MF5) (MF = morene, Forholt) observert foran Forholtvatn, ved UTM: 459722 - 733971 (figur 3.6, bilde A). MF1 følger nordsiden av Forholtvatn og er ~234m lang og ~1,5m høy. MF2 (figur 3.6, bilde B) ligger på en høyde mellom 250-242 moh. og har en lengde på ~177m. En forsenkning med en bekk avgrensner MF2. MF3 ligger øst for denne forsenkningen og toppen av ryggen ligger på en høyde mellom 242-247 moh. Ryggen er ~6m høy og avgrenses av Forholtelva (figur 3.6, bilde C). MF4 og MF5 ligger parallelt foran MF2 og MF3, har en lengde på henholdsvis ~67m og ~63m, og ligger på en noe lavere høyde (rundt ~220moh.) (figur 3.6, bilde A). M6 har en annen orientering (nordvest - sørøst) enn de andre ryggene (sørvest - nordøst) og er betraktelig større enn de andre ryggene med en lengde på ~1016m (figur 3.7). Felles for rygg MF1-MF5 er at de har en "slangeform" og har en svakere gradient på proksimalsiden enn distalsiden i forhold til Forholtbreen. Bilde B på figur 3.6 illustrerer dette meget godt, hvor helningen på ryggformen er svakere ved vannet enn på motsatt side (til venstre på bildet). Ryggene er sporadisk dekket av mose med enkelte innslag av trær.

Løsmaterialet er lett synlig, og består av alle kornstørrelser. Klastene består hovedsakelig av kantrundet materiale. Enkelte store blokker er observert på overflaten av rygg MF2 (figur 3.6, bilde B) og rygg MF3. Den vestlige siden av rygg MF6 har en bratt gradient med mye grovt materiale.

På ortofoto ble også to tydelige rygger observert ved Forholtbreen (MF0F = morene, Forholt, 0, Forholtbreen) og Trollbreen (M0T = morene, 0, Trollbreen). MF0F (UTM: 461136 - 732723) følger den østlige siden av Forholtbreen parallelt, har en lengde på ~1260m og ligger på en høyde fra ~740 moh. til ~500 moh. M0T (UTM: 461508 - 733474) er lokalisert foran Trollbreen og har en lengde på ~790m og ligger på en høyde mellom ~820 moh. til 580 moh. (figur 3.7). Både MF0F og M0T har i likhet med MF6 en nordvest-sørøstlig orientering, og består av løsmasser uten vegetasjon med store blokker på overflaten.



Figur 3.6: Bilde A, C (tatt mot sørvest) og bilde B (tatt mot nordvest) viser en oversikt over ryggene som er observert ved Forholtvatn. Person er brukt som skala på bilde C som viser den nordøstlige skråningen til MF3, posisjon indikert med stiplet ramme på bilde A.



Figur 3.7: Oversikt over rygger som ble kartlagt i øvre delen av Forholt med UTM rutenett (1634_3).

Tolkning av del A:

Grunnet faktorer som blant annet den geografiske beliggenheten, mektigheten til ryggene og etableringen av vegetasjon, er rygg M2, M3, M4, M5 og M6 tolket til å være et randmorenesett avsatt av Forholtbreen (figur 3.20; kvartærgeologisk kart). M6 kan i tillegg tolkes som en midtmorene ettersom den har en orientering omtrentlig vinkelrett på de andre moreneryggene og den har en geografisk posisjon mellom Trollbreen (nordøst) og Forholtbreen (sørvest). En mer inngående diskusjon rundt alderen til moreneryggene følger i kapittel 6. Den karakteristiske slyngeformen på randmorenene (M1, M2, M3, M4 og M5) ser ut til å ha samme form som “sawtooth” morener (Matthews et al., 1979; Burki et al., 2007) (dalgeometrien) som er en form for “push”-morene (Benn og Evans, 1998: 474).

Del B) nedre del:

Nedre del ved Forholtelven er et relativt stort område ved UTM: 4590005 – 734427 som strekker seg ~2km i bredde og ~2km i lengde. Formen til området er som en stor tungeform som bøyer av som en halvsirkel ut i Jægervatnet, (avsnitt 4.1: figur 4.2) og ligger på en høyde fra mellom 3- 360 moh. Store områder sør for Forholtelva og ved Jægervatn er dekket av vegetasjon og tett skog. Sett fra vest og øst ser tungeformen ut som den er delt i to hovedtrinn: Det første ligger på ~66 moh. (T1), mens det andre har et noe høyere nivå på ~108 moh. (T2). Det nederste nivået (T1) grenser til Jægervatnet og har en bratt gradient ut mot innsjøen. Overflaten er relativt flat, er dekket av vegetasjon og det er lite blokker å se på overflaten. Et eksponert løsmassesnitt ved Forholtelva (UTM: 458398-734475, ~66moh) med en høyde på ~6m, viser dårlig sortert materiale med innslag av store kornstørrelser, bestående av kvartsrik



metasandstein. Matriksen er hovedsakelig fin sand. De større klastene har mindre rundingsgrad. Toppen av løsmassene består av ~20cm organisk materiale.

T2 er lokalisert nord for Forholtelva. Videre følger representative observasjoner fra T2: Overflaten på komplekset på nordsiden av Forholtelva er preget av blokker av metasandstein (avsnitt 2.1.4) med varierende størrelse. Området er

Figur 3.8 Bilde av den distinkte distale yttergrensen som skiller T1 fra T2. Bilde er tatt mot sørøst og en person er brukt som skala, helt øverst.

komplekst, men består av mindre skala rygger og forsenkninger med lite vegetasjon (litt mose og enkelte trær). Forsenkningene har hovedsakelig to typer geometrier: ovalformet og v-formet. Et eksempel på en forsenkning er ved UTM 458530 - 7734782 (80moh) som består av relativt store blokker (2-3m x 1,5m). De v-formete forsenkningene har ofte en nordøstlig - sørvestlig orientering. Frontpartiet av T2 (UTM: 458386 – 7734749) har en markert distal yttergrense, med en gradient på mellom 30° og 40° (figur 3.8). Høydeforskjellen på den distale yttergrensen er fra ~75 moh. til ~108 moh. Løsmassene i frontpartiet er typisk karakterisert av kantrundede blokker og steiner som er relativt godt sorterte. Løsmassene har lite vegetasjon og består hovedsakelig av mose, svart lav, kartlav og enkelte bjørkestrær (figur 3.8).



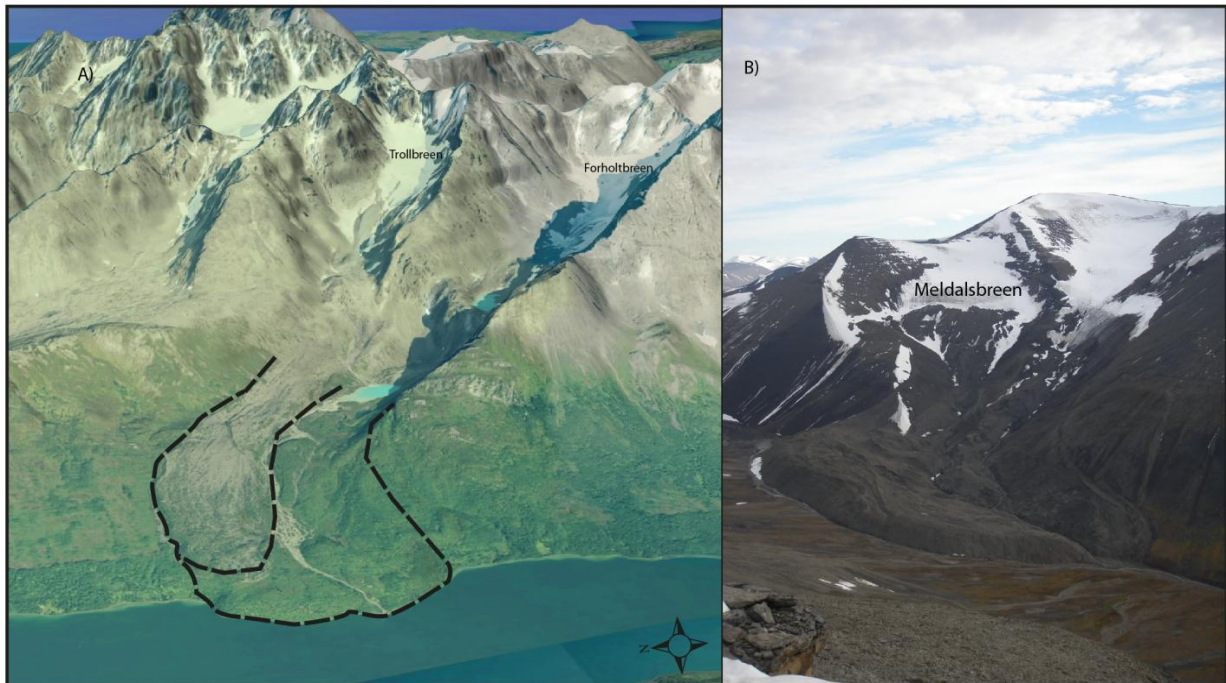
Figur 3.9: Steinur, godt sortert, med stein og blokker, en ryggsekk er brukt som skala.

Ved UTM: 458556 – 734794 på en høyde fra ~64 - ~71moh. ligger det en steinur med samme karakteristikk som frontpartiet til T2.

Tolkning av observasjoner i del B:

Basert på observasjoner på enkeltlokalitetene er landformen som helhet tolket å være et fossilt iskjernemorenekompleks. De ulike nivåene observert innad i komplekset er trolig resultat av flere ulike glisiale faser. Dybdekartets batymetri (se figur 5.2) illustrerer at i den tidligste fasen bygget landformen seg ut i vannet (senere heving av landområdene). I en senere fase bygget den seg ut nord for Forholtelva (figur 3.20; kvartærgeologisk kart). Forsenkningene observert i komplekset er trolig et resultat av utsmelting av is. Et aktivt iskjernemorenekompleks fra Svalbard er brukt som en moderne analog til landformen som ble observert i den nedre delen av sone 2 (figur 3.10, bilde B). Iskjernemorenen stammer trolig fra når Trollbreen og Forholtbreen hadde en større glisial utbredelse (figur 3.10, bilde A). Botnen nord for Trollbreen har trolig også vært med på å danne komplekset (figur 3.10, bilde

A). Tolkning av når avsetningen ble avsatt er spekulativt, men på bakgrunn av at det kreves et kaldt klima over en lengre periode for å danne slike landformer, og for å danne slike mengder løsmateriale, er landformene trolig avsatt i perioden under siste glasiiale maksimum (LGM).



Figur 3.10: A) Oversiktsbilde av “Forholtkomplekset”, som er tolket til å bestå av flere relikte iskjernemorener er illustrert med svart stiplet linje med Trollbreen og Forholtbreen i bakgrunnen. Bildet A er hentet fra norgei3D. Bildet B illustrerer et aktivt iskjernemorenekompleks fra Svalbard, og kan brukes som en moderne analog. Svalbard er lokalisert ~10grader lengre nord og har et kaldere klimamiljø som gjør at iskjernemorenekompleks kan vedlikeholdes. Eksistensen av landformene krever permafrost. Begge bildene er orientert mot nordøst, men har forskjellig målestokk.

3.3.3 Område 3) Sørøst for Jægervatn

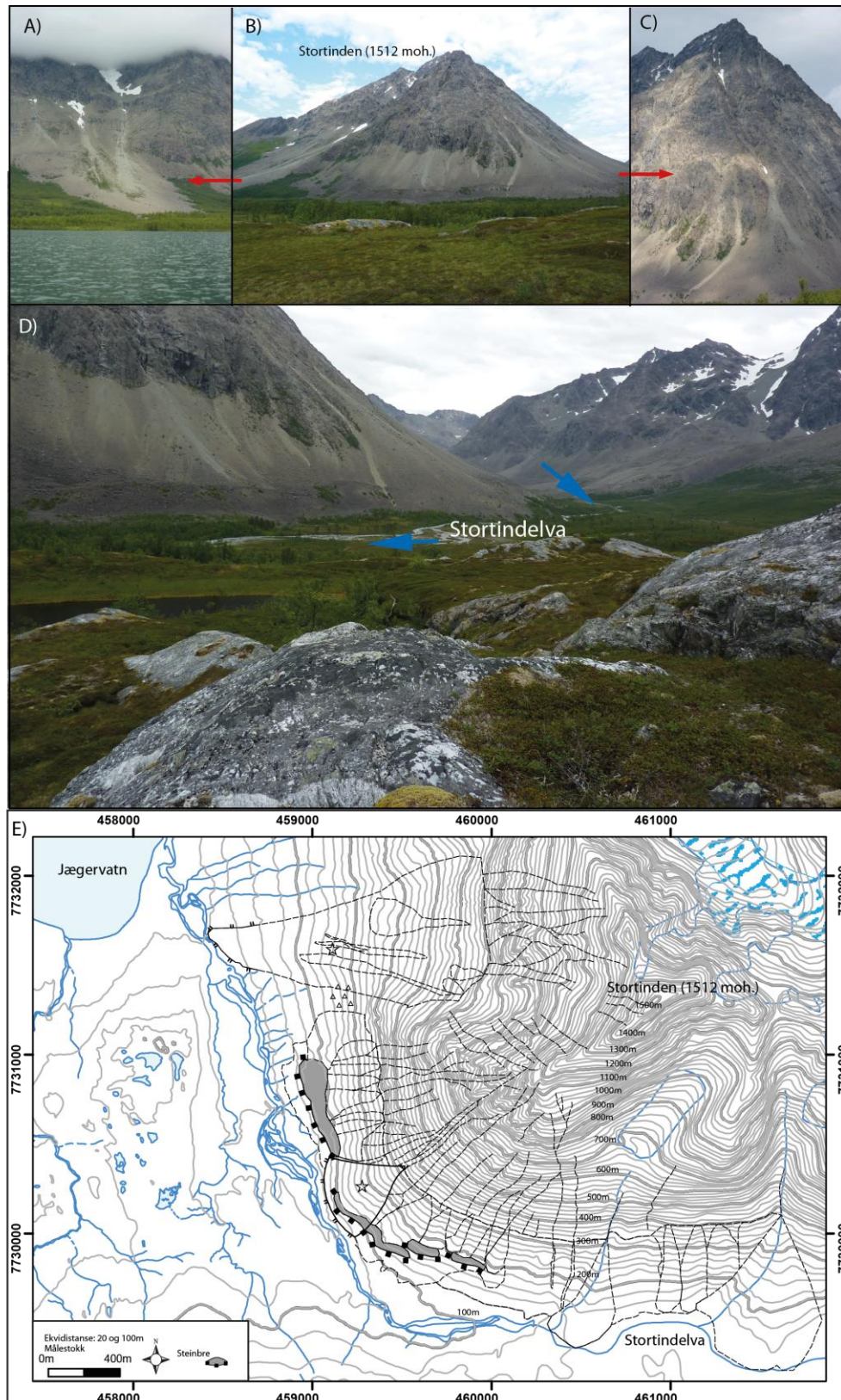
Område 3 består av området vest for Stortinden (1512 moh.) og har et høyt relieff som strekker seg fra ~20moh. til 1512 moh. Stortindelva drenerer gjennom denne sonen. Sonen er igjen delt inn i tre deler, del A) vestlig side av Stortinden, del B) nedre del av den vestlige siden av Stortinden og del C) vest for Stortindelva.

Del A) Observasjoner ved den vestlige fjellsiden av Stortinden:

Løsmasser dominerer den nedre del av den vestlige fjellsiden til Stortinden (1512 moh.) Avsetningene er sammenhengende og enkelte steder vifteformede og er lokalisert fra ~280 moh. til ~60 moh. (figur 3.11). Løsmassene er dominert av grovkornet materiale i bunnen og finere materiale oppover av varierende litologi uten vegetasjon. På nordsiden av den vestlige fjellsiden til Stortinden ligger det en avsetning som strekker seg fra ~540 moh. til ~20 moh. (ved Stortindelva) (figur 3.11, bilde A), med en noe “slakere” gradient enn de andre løsmassene. Ved Stortindelva ble det observert kantet blokker og stein, med kantet rundingsgrad, mens det ble observert finere materiale oppover og små snøfonn oppover den vestlige skråningen til Stortinden. På sørvestsiden av Stortinden er det en stor vifteformet avsetning (figur 3.11, bilde C). I den bratte fjellsiden over viften er det observert trakter i berggrunnen med vertikale “baner” (figur 3.11, kart E). Grovt sett kan fjellskråningen deles inn i tre deler. Den øvre delen består av en bratt konveks fjellvegg med >40 graders helning, med bart fjell av “taggete” utseende. Den bratte fjellveggen har vekslende litologi og er karakterisert av flere traktformete skar. Midtpartiet har en svakt kurvet eller rett morfologi og karakteriseres av sammenhengende løsmasser som er tildels kjegleformet med <35 graders helning. Dette partiet følger mer eller mindre samme høyde langs hele fjellsiden. Det nedre partiet består også av løsmasser, men skiller seg ut fra løsmassene observert ovenfor ved at det består av et horisontalt belte og har en tydelig knekk i skråningsprofilen. Observasjon og tolkning av det nedre partiet følger nedenfor i del B.

Tolkning av del A):

Formen til løsmassene i tillegg til fjellveggenes karakteristik (figur 3.11, figur E) tilsier at avsetningene er sammenhengende talus (figur 3.20). Den bratte fjellskråningen er sedimentkilde til talusene. Prosessene som styrer sedimenttilførselen til landformene er massebevegelse og inkluderer fjellskred, steinsprang, snøskred og massestrøm. Talusene er fallsortert med det groveste materialet distalt fra fjellveggen.



Figur 3.11: Bilde B (mot nordøst) viser en oversikt over den vestlige siden av Stortinden (1512moh.). Bilde A og C viser to vifteformede avsetninger. Bilde D (mot sørøst) viser Stortindelva nedenfor løsmassene og bilde E viser et topografisk kart med illustrering av traktformene i fjellveggen til Stortinden og løsmassene nedenfor.

Fjellpartiet ovenfor har et stort potensiale for lagring av snø og spesielt vindblåst snø. I tillegg har de trakteformede rasskarene stort potensiale til å transportere dette ned i form av snøskred som vil kunne bidra til økt avsetning av materialet. Både i den sørvestlige og nordvestlige delen av Jægervatn kan snøskred transportere løsmasser ut i Jægervatn og fører til avsetning av ikke-glasialt materiale. Hele Stortinddalen påvirkes også av løsmasser transportert av snøskred (ulike snøskredtyper bringer med seg ulike mengder med løsmasser). Den dominerende avsetningsagensen til skredet på nordsiden av Stortinden (figur 3.11, bilde A, kart E) som går ut i Stortindelva er trolig snøskred, da den vertikale profilen er velegnet for lagring av snø. Skredaktiviteten hadde trolig en økt hyppighet under den postglasiale perioden og raten har deretter sunket (Ballantyne, 2002). Mektigheten til talusviftene tilsier at landformene er gamle (postglasial avsetning), men mangel på vegetasjon og observasjoner av moderne massestrømsavsetninger på talusviftene tyder på at landformene fremdeles er aktive. Stortinddalselven drenerer nedenfor denne skråningen som resulterer i et meget stort potensiale for innvasking av subaerile talussedimenter og snøskredavsetninger til Jægervatn.

Del B) Observasjon av det nedre partiet av Stortinden:

Et relativt massivt diskontinuerlig løsmassedekke følger som et belte langs den vestlige og sørvestlige foten av Stortinden og skiller seg markant ut fra fjellsiden og andre løsmasser (figur 3.11, bilde B, D og kart E). Det sammenhengende dekket har i den nedre delen en distinkt yttergrense mot vest, mens toppen er tilnærmet horisontal. ”Belteformen” er karakterisert av lite vegetasjon, relativt store blokker som er kantrundet til kantet og ligger på en høyde fra ~60 – 200 moh. Det diskontinuerlige beltet består av følgende fire rygger;

R1: UTM: 459 026 - 730 728: ~550m lang

R2: UTM: 459 297 - 730 073. ~570m lang

R3: UTM: 459 667 - 729 915: ~186m lang

R4: UTM: 459 889 - 7 729 852: ~204m lang

Tolkning av del B):

Figur 3.12: Bilde av en av steinbreene markert med svart stippet linje (bilde er tatt mot nordøst).

Basert på form og geografisk beliggenhet under talusviftene er det diskontinuerlige beltet tolket til å være relikte talusderiverte steinbreer (figur 3.11, kart E, markert med grå; figur 3.12, markert med svart stippet linje og figur 3.20, kvartærgeologisk kart). Relikte steinbreer, hovedsakelig med en vestlig orientering er også observert andre steder på Lyngshalvøyen (Bakke et al., 2005b; Folgerø, 2006; Paasche et al., 2007a) og ut i fra Bakke et al., (2005b) er

landformene trolig dannet under Heinrich hendelse 0 (H0), 13 000 – 12 200 kal BP og ble trolig fossile landformer ved starten av holosen (Paasche et al., 2007a).

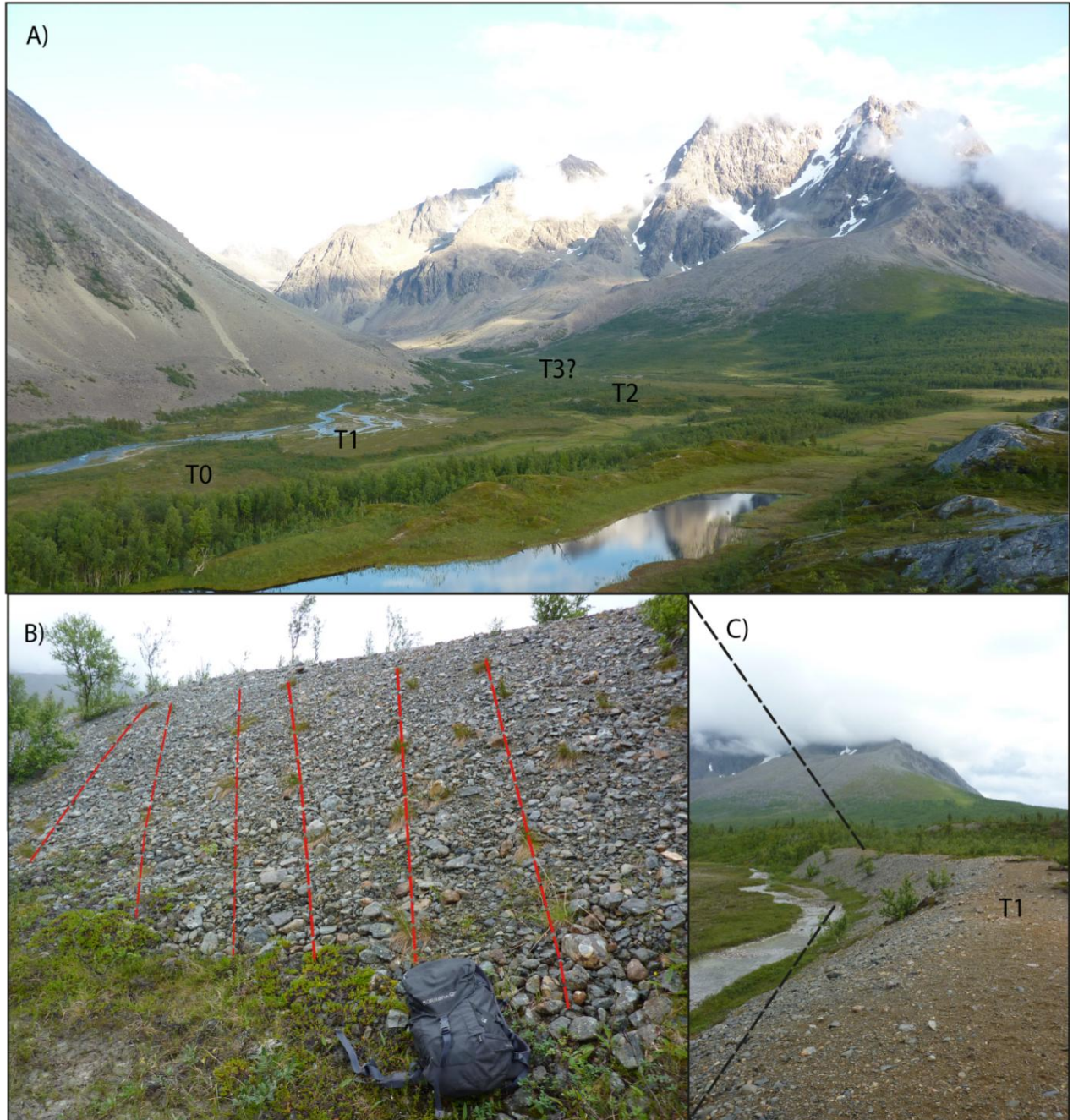
Del C) Observasjon av terrasser, sørvest for Stortindelva (mellom Kvitberget i vest og Stortinden i øst):

Tre terrasser ble observert sørvest for Stortindelva (UTM: 458695 – 730509); T0, T1 og T2 (figur 3.13) Terrassene er relativt flate på toppen og har sporadisk vegetasjon uten trær. Skråningene til terrassene er relativt bratte, med helninger opp mot 30°.

T0: Denne flaten ligger mellom ~20 moh. til ~34moh., er ~730m lang og har en bredde på ~190m.

T1: Flaten ligger mellom 37 moh. til 47 moh. Terrassen har et areal på ~42 750m² (figur 3.13, bilde A). Langs den vestlige elvekanten til Stortindalselva er deler av T1 meget godt eksponert med begrenset vegetasjon (figur 3.13, bilde B og C). Terrassen har et relieff på ~3,5m. Løsmassen kan karakteriseres som polymiktisk, med klaster av kantrundet til rundet grus og stein, og en matriks av relativt grov sand av varierende kornstørrelse. Sett fra den østlige kanten av T1 fra Stortindelva, har løsmassene to orienteringer: På toppen av T1 ligger det et horisontalt løsmasselag med en tykkelse på ~1m. Under dette laget har løsmassene skrålåg med en helning mot nordvest, hvor det vokser gresstuster (figur 3.13, bilde B).

T2: Terrassen består av en flate med et areal på $\sim 145\,690\text{m}^2$ (figur 3.13, bilde A) og ligger på en høyde mellom ~ 60 til $\sim 70\text{moh.}$, formen til terrassen er taggete foran og er avbrutt av forsenkinger i nordenden.



Figur 3.13: Bilde A viser en oversikt over de observerte terrassene; T0, T1, T2. Bilde C viser T1 med Stortinddalselven ved siden av og bilde viser snittet i terrasse T1. Legg merke til vegetasjonen, som ser ut til å vokse skrått.

Tolkning av del C:

Terrassene er tolket til å være erosjonsterrasser erodert av glasifluvialt smeltevann (figur 3.20). En senkning i havnivået har resultert i en senkning av erosjonsbasis for Stortindelva. Dette har resultert i erosiv innskjæring av elven i terrassene. Innskjæringsdalen til elveleiet har enkelte steder meanderende form (figur 3.13, kvartærgeologisk kart). Observasjon av topplaget (1m) og antydninger til skrålag (figur 3.13, bilde B) kan tyde på at terrassene bestod av et sammenhengende beelvdelta ("Gilberttype-delta") med topplag, skrålag og bunnlag (den siste ikke registrert). Moderne ultrasinger langs den eroderte elvekanten gjør det vanskelig å observere skrålagsstrukturen. Det går derimot an å se en tendens til at vegetasjonen i løsmassen har en bestemt orientering, med at de vokser på skrått med en helning mot nordvest. På et noe spekulativt grunnlag har disse gresstustene blitt tolket til å vokse i skrålagene til et prograderende Gilbert-type beelvdelta. Muligens er det det bedre groforhold for gress i de mer finkornete delene av løsmassen, noe som gjør at orienteringen til gresstustene kan observeres på denne måten.

3.3.4 Område 4) Stortinddalen

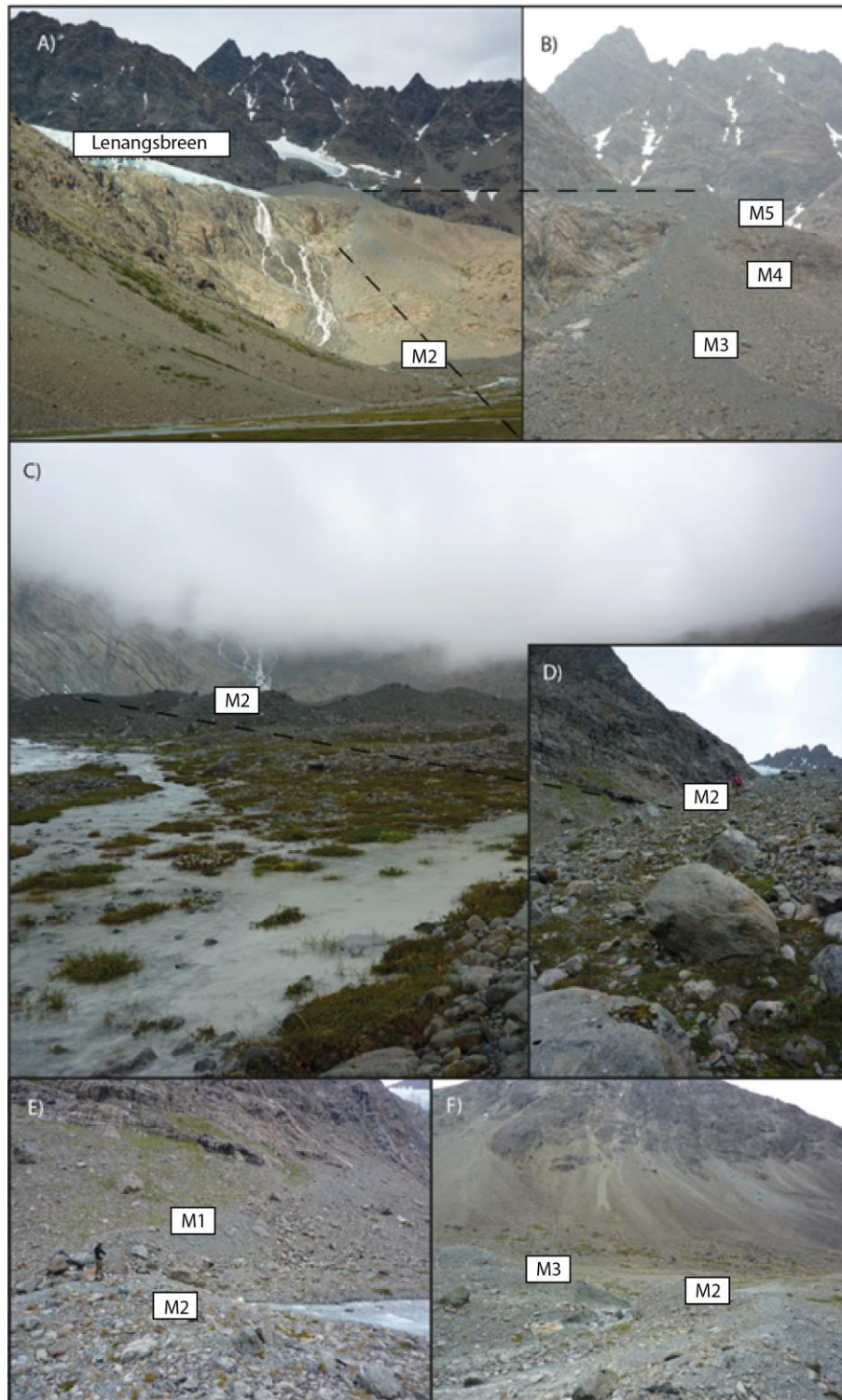
Hovedfokuset for område 4 er øst i Stortinddalen (området ved Lenangsbreen) (figur 3.16). En grov gjennomgang av løsmassene ellers i Stortinddalen diskuteres i avsnitt 3.3.6. Fem tydelige rygger ble observert ved et vann (UTM: 463694 - 729765) helt innerst i Stortinddalen: M1, M2, M3, M4 og M5.

M1 (UTM: 463482 - 729803 til 463410 - 729665) (figur 3.15, bilde E) er ~160m lang, har en orientering mot nordøst - sørvest og ligger på en høyde fra ~200-260 moh. Bak rygg M2 er det også observert en rygg (M0) med en lengde på ~124m og er orientert nordvest-sørøst. Denne ryggen ligger på en høyde på ~220 moh. Stortindelva avgrensner ryggen i sørvest og drenerer mellom M1 og M2 med en bredde på ~10m.

M2 (UTM: 463427 - 729658 til 463625 - 729485) er ~265m lang og er orientert nord - sørøst (figur 3.15, bilde C, D, E og F). Nordsiden av ryggen har en bratt gradient på ~40° fra Stortindelva. Ryggen har en distinkt distalgrense mot sørvest, med en helningsgrad på ~28° og har en høydeforskjell på ~9m. Materiale består av varierende kornstørrelser fra silt og leire til blokker og har varierende rundingsgrad, fra kantet til godt rundet (figur 3.15, bilde D). På distalsiden i forhold til Lenangsbreen består vegetasjonen hovedsakelig av mose, mens det på toppen av ryggen er enkelte spredte gresstuster samt lyng og mose. Overflaten på ryggen er karakterisert av et kupert terreng med blokker (figur 3.15, bilde C) noe som reflekteres i høydeforskjellen på overflaten, som ligger mellom 216 – 223 moh. Ryggen har en betraktelig lavere gradient på proksimalsiden (~10°) i forhold til Lenangsbreen. En forsenkning mellom M2 og M3 avgrensner ryggen.

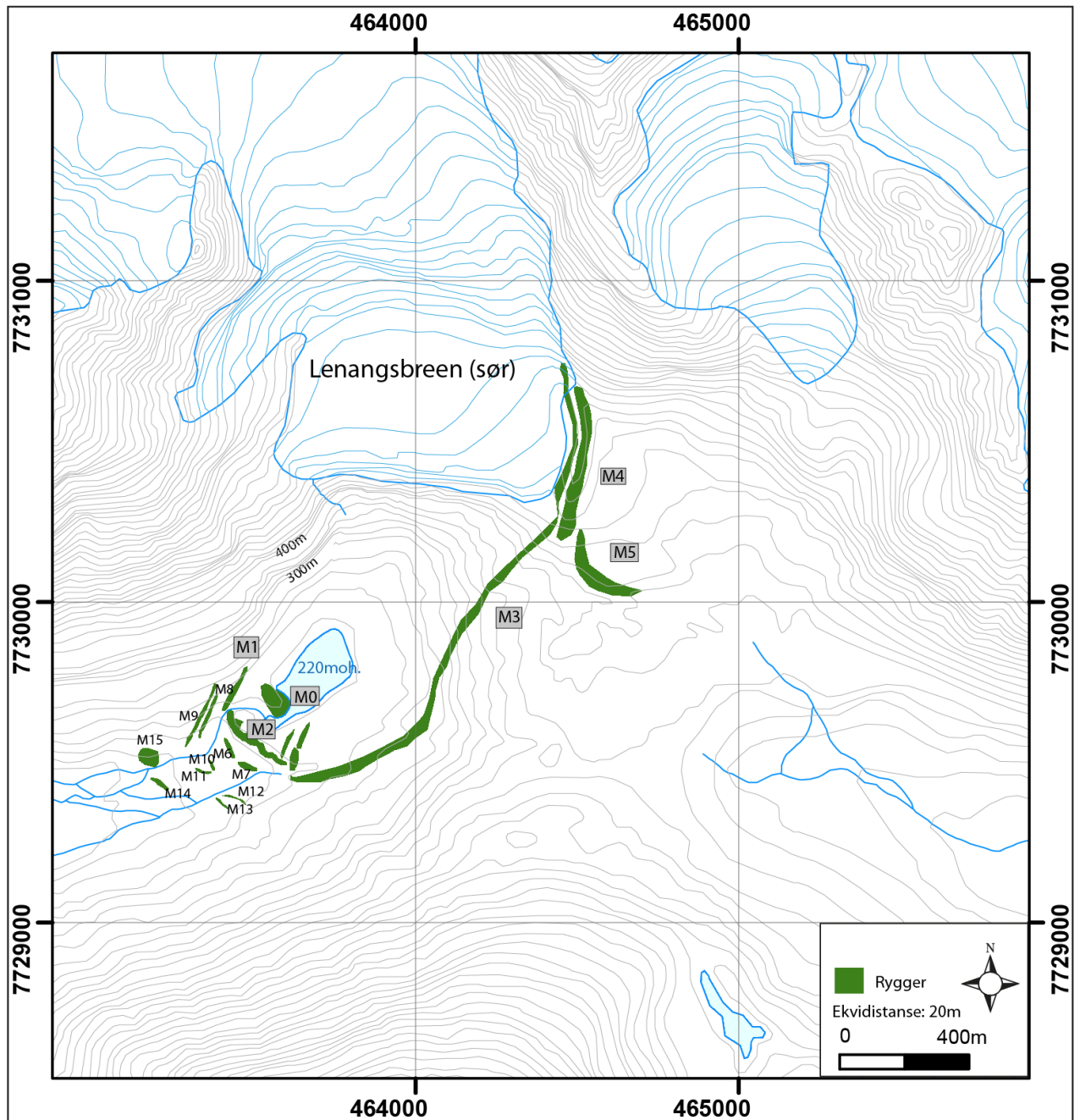
M3 (UTM: 463622 – 729453 til 464496 - 730679) er ~1658m lang og har en sørvest - nordøstlig orientering. Ryggen har en “bølgete” form, ingen vegetasjon og består av samme materiale som de andre ryggene. M4 og M5 ligger parallelt “ovenfor” rygg M3 (figur 3.15, bilde B).

Landskapet foran rygg M2 er karakterisert som et slettelandskap, og er hovedsakelig delt i to hoveddeler; en nordside bestående av Stortindelvens elvesystem med innslag av klaster opptil blokkstørrelse. Den relativt flate sletten på sørsiden av Stortinddalen består av relativt godt sorterte klaster av varierende størrelse og med forsenkninger med en bredde på ~1m. Mellom nord- og sørsidesletten er det også kartlagt ti andre rygger (M6 til M15) (figur 3.16).



Figur 3.14 Til sammen seks bilder fra innerst i Stortinddalen, foran Lenangsbreen. Bilde A viser Lenangsbreen i bakgrunnen, med deler av den største ryggen (M2) nederst på bildet. Bilde B viser tre ryggformer lokalisert til siden for Lenangsbreen. Bilde C viser rygg M2 (Bilde A, B og C er tatt mot nordøst). Bilde D illustrerer distalsiden (i forhold til Lenangsbreen) til M2 med person som skala, bildet viser at ryggen består av flere kornstørrelser med varierende rundingsgrad. Bilde E viser M1 og M2, person som skala (bildet er tatt mot nord). Stortindelva drenerer mellom M1 og M2. Bilde F viser videre M2 og M3, med en forsinking mellom ryggene (bildet er tatt mot sørvest).

M6 (UTM: 463414 - 729570 til 463440 - 729518) ligger på en høyde mellom 199-201 moh. med en lengde på ~71m. M7 (UTM: - 463460 - 7729491 til 463498 - 729471) ligger på en høyde mellom 198 til 200 moh., har en lengde på ~59m, og har omtrentlig lik orientering som M7. M8 og M9, har den samme orienteringen som M1. M10, M11, M12, M13, M14 og M15 er av mindre skala og er illustrert på figur 3.15.



Figur 3.15: Oversikt over kartlagte rygger sørvest for Lenangsbreen.

Tolkning:

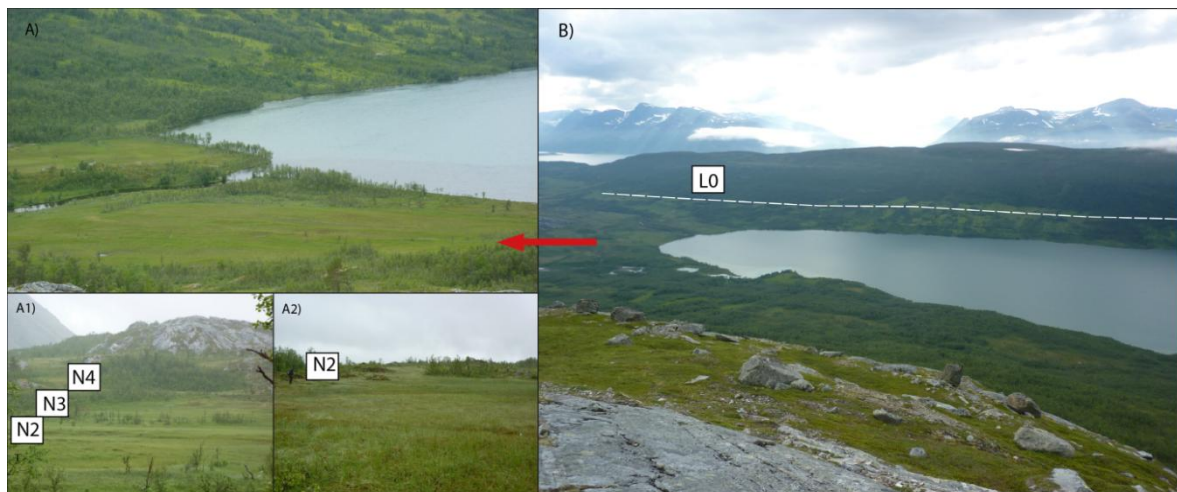
De tre ryggene M1, M2 og M3 ser ut til å være avsatt fra det samme systemet grunnet ryggenes geografiske beliggenhet og er tolket til å være én sammenhengende randmorene (figur 3.20; kvartærgeologisk kart). M4 lokalisert ovenfor den sammenhengende randmorenen (M1, M2 og M3) (figur 3.15, bilde B) representerer trolig en tidligere fase og henger mest sannsynlig sammen med flere av moreneryggene som er lokalisert foran M2 (figur 3.20). Det faktum at materialet på ryggen mangler kartlav (*Rhizocarpon geographicum*) kan være et resultat av lokale forhold som snødekke eller katabatisk vind som gjør det umulig for lav å vokse/ etablere seg (Bradley, 1999). Randmorenen representerer trolig LIA-morenen, og er også tolket som dette av Bakke (2005). M0 representerer trolig tilbaketrekning av LIA-morenen til Lenangsbreen. Den maksimale utbredelsen av LIA i Lyngen forekom trolig mellom 1890 – 1928 (Ballantyne, 1990). Bakke daterte en LIA-morene i Strupedalen (dalen nord for Stortinddalen) til 1890-1928 basert på lichenometridatering (Bakke et al., 2005).

Randmorenen er diskontinuerlig grunnet aktiv- (mellom M1 og M2: figur 3.15, bilde E) og relikte smeltevannsdrenering (mellom M2 og M3: figur 3.15, bilde F). Under episoder når smeltevannet har hatt større kapasitet og kompetanse har det erodert gjennom randmorenen og erodert morenene som er lokalisert på sandursletten. Dette har skjedd etter at randmorenene var avsatt og gjenspeiles tydelig ved paleosmeltevannsløp på sanduren som ligger sørvest for rygg M2 (figur 3.20). Flaten på nordsiden foran randmorenen er en aktiv sandurflate. Ved store vannføringer vil også den sørlige siden av sandursletten brukes til å drenere vannet nedover Stortindsdalen og ut til innløpet av Jægervatnet. Når breelven har høy energi, avsettes grove fraksjoner, og finere fraksjoner avsettes når breelven har lav energi.

3.3.5 Område 5) Sør og sørvest for Jægervatn

Et tydelig markert trinn i landskapet følger horisontalt og parallelt ved den østlige siden av Jægervassåsen og den vestlige siden av Jægervatn (figur 3.16, bildet B). Jægervassåsen over dette trinnet er dekket av tett skog. Et lignende trinn i landskapet er observert langs den østlige siden av Jægervatn (i den nordøstlige delen av område 1, nedenfor Forholtaksla). Nivåene ligger på ~60 moh.

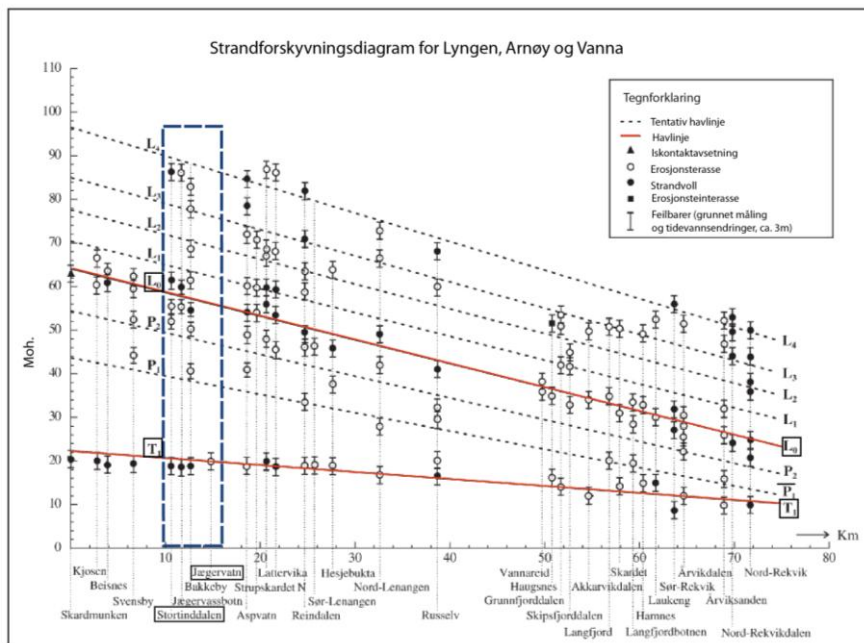
Området mellom sør-Jægervatn og nord for Kvitberget både vest og øst for Trollvasselva (UTM: 457661 – 731548) ligger mellom 3 – ~20 moh. og er karakterisert av et område med horisontale “trappetrinn”, (figur 3.17, bilde A). Trappetrinnene er dekket av vegetasjon bestående hovedsakelig av gress med innslag av trær. Vest for Trollvasselva ble det målt opp to hovedtrinn med lengder på henholdsvis ~96m og ~119m. Øst for Trollvasselva ble det registrert fire trappetrinn i landskapet på følgende høydeintervaller; N1: 5moh., N2: 8moh., N3: 10moh. og N4: 17moh. Sett ut ifra bilder over området kan trappetrinnene på vest- og østsiden av Trollvasselva korreleres. Sør for området ble det funnet leire mellom ~30 og 35moh, mens områdene over og under dette nivået er preget av store myrområder.



Figur 3.16: Antydninger til trappetrinn på ulike høyder. Bildet A er tatt mot nordvest, mens bildet A1 (øst for Trollvasselva) og A2 (vest for Trollvasselva) er tatt mot sør. Bildet B viser det tydelige horisontale nivået, illustrert med hvit stiplet linje (LO), som følger et nivå på ~60moh. (bildet er tatt mot sørvest).

Tolkning:

Regionale havnivåendringer er tidligere studert av blant annet Kverndal og Sollid (1993), Corner og Haugane (1993) og Bakke et al., (2005b). Det finnes derfor en godt etablert havnivåkurve for området (figur 3.17), og den marine grensen i regionen ligger på ~63 moh. (Bakke et al., 2005b). Corner og Hagane (1993) viste også at Jægervatn er et isolasjonsbasseng som tidligere har tilhørt Ullsfjorden (2.3). Trappetrinnene observert i landskapet er spor etter gamle strandlinjer rundt Jægervatn, når Jægervatn var en del av Ullsfjorden. Det markerte trinnet LO (hvit stiplet linje på figur 3.17; bildet B), er trolig spor etter det lokale havnivået under yngre dryas (figur 3.17; strandforskyvningsdiagram). Funn av leire i studieområdet like under LO forsterker denne tolkningen, ettersom et rolig avsetningsmiljø under stående vann er nødvendig for å få avsatt slike leiravsetninger. Landformene observert sør for Jægervatn er tolket til å være strandvoller (figur 3.20). N4 ligger på 17moh og har et avvik på 3m i forhold til det som er tolket som det lokale tapesnivået. Dette nivået er trolig et avsetningstrinn under tilbaketrekningen etter tapestransgresjonen. Terrassenivåene i området 1 ved utmunningen til Ullsfjorden er også trolig marine avsetninger. Som et resultat, kan dette området være kvikkleireutsatt (figur 3.20).



Figur 3.17: Strandforskyvningsdiagram modifisert etter Bakke et al., (2005b). Blå stiplet firkant viser studieområdet. Målingene i studieområdet er basert på en erosjonsterasse (Jægervatn) og en strandvoll (Stortinddalen). Tapestransgresjonen (T1) for ~8000kal. BP. er tolket til å ligge på 20moh. I studieområdet. En kan også se fra diagrammet at LO, fra yngre dryas (~12 500 kal. BP), ligger på en høyde rundt 63moh i studieområdet.

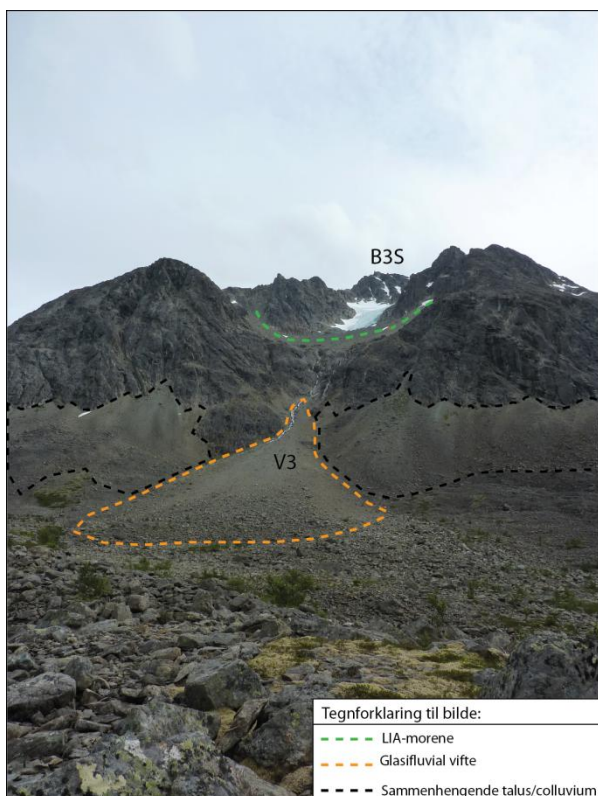
3.3.6 Stortinddalen

Størrelsen og kompleksiteten av løsmassene i Stortinddalen og begrensningen av oppgaven har medført at avsnittet under inkluderer observasjon i tillegg til tolkning av landformene. Stortinddalen er en dal med alpine topper og tilstedeværelse av en rekke botnbreer (kapittel 4; figur 4.1). Tilstedeværelsen av belter med løsmasser foran botnbreene tyder på at størrelsen på breene har vært større og har trukket seg tilbake. Landformer observert i dalbunnen inkluderer blant annet sandur og diskontinuerlige morenetrinn (figur 3.20, bilde C) (figur 3.20; kvartærgeologisk kart).

Fjellsidene i Stortinddalen består hovedsakelig av to skråningselementer; en friskråning med bart fjell og en løsmasseskråning hvor sammenhengende talusvifter dekker halve fjellsiden (figur 3.20, figur 3.19; bilde A). Løsmassene i talusviftene gjenspeiler berggrunnen over med lyse og mørke lag av henholdsvis metasandstein og gabbro. I løsmassedekket langs den nordlige siden av Stortinddalen skiller det seg ut to vifteformede avsetninger (V1N og V2N) av større mektighet og med en betraktelig lavere gradient enn talusviftene (figur 3.20, bilde B). Basert på disse observasjonene er vifteformene tolket til å være kolluviale vifter (Blikra og Nemeč, 1998). Overflaten av viftene tyder på komplekse system, sammensatt av avsetninger fra forskjellige prosesser (glasialt smeltevann, massestrøm, osv). V2N er dekket

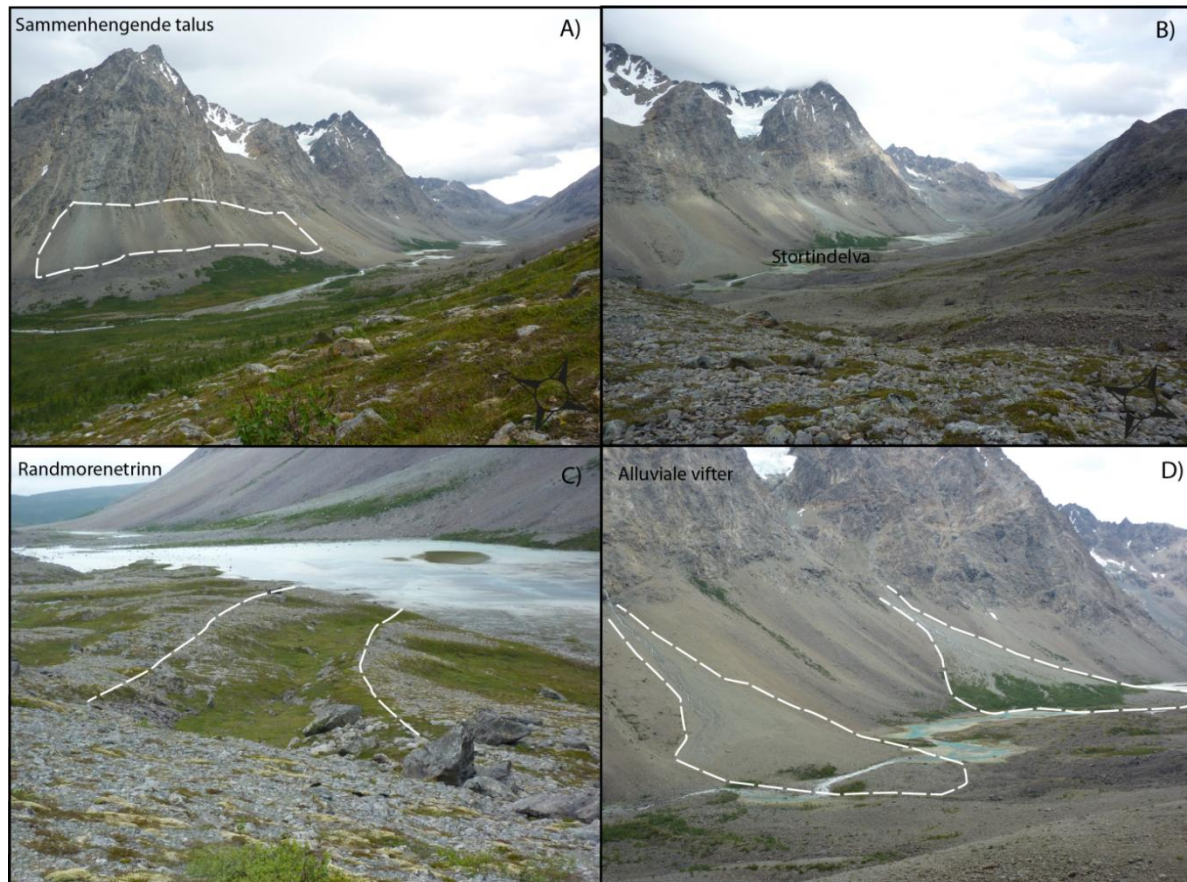
av mer vegetasjon enn V1N derfor mer stabil og mindre aktiv enn V1N.

Den sørlige siden av Stortinddalen har en “svakere” gradient, med mer etablerte botnbreer enn den nordlige delen av dalen. Tydelige randmorenesystem ble observert nedenfor flere av botnbreene (figur 3.20; kvartærgeologisk kart). Subenglasial og subaeril smeltevannsdrenering ble observert fra disse løsmassene på sørsiden av Stortinddalen. Bildeserien på figur 3.20 illustrerer forskjellige løsmasser som ble observert i Stortinddalen. Sedimentkilder i Stortinddalen består blant annet av isbreerosjon som blir transportert av



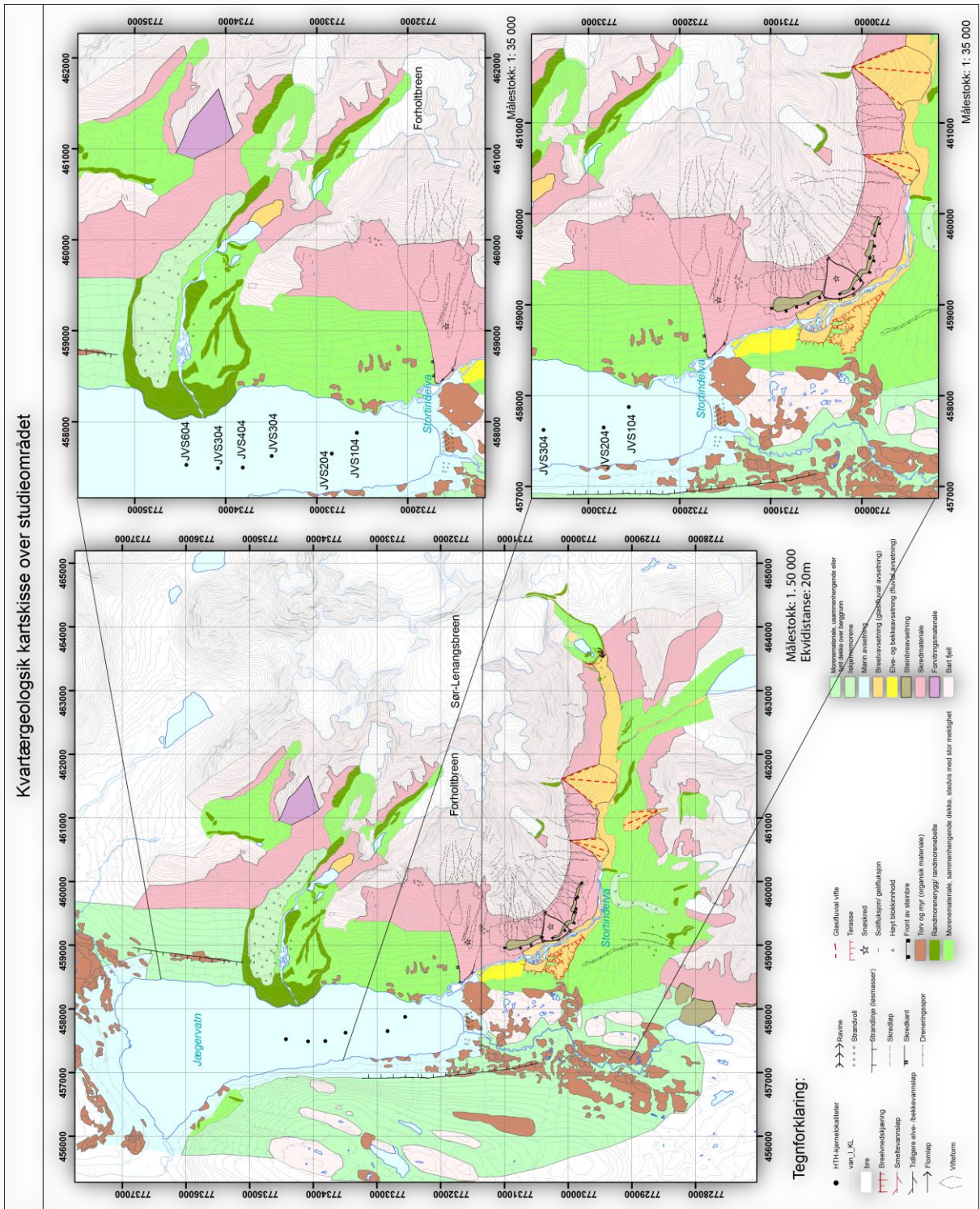
Figur 3.18: Oversikt over løsmassene observert på sørsiden av Stortinddalen, nedenfor botnbreen, BS3.

glasfluvalt smeltevann og forvitring/erosjon av berggrunnen fører til oppbygning av talus.



Figur 3.19: Bildeserie av Stortinddalen som illustrerer det komplekse samspillet mellom relikte og aktive prosesser og dreneringen av Stortindelva.

3.3.7 Kvartærgeologisk kartskisse



Figur 3.20: Kvartærgeologisk kartskisse over studieområdet, med områdene rundt Forholtelva og Stortindelva til høyre.

3.4 De viktigste påvirkende faktorene for sedimentasjon i Jægervatn

Basert på den kvartærgeologiske kartleggingen er følgende faktorer tolket til å være de primære faktorene for sedimentene avsatt i Jægervatn:

- Den distale lokaliteten til Jægervatn fra isbreene og proglasiale vann som opptrer som sedimentfeller bidrar til at sedimentasjonen i Jægervatn i stor grad foregår gjennom suspensjon og innsjøen får dermed nesten utelukkende tilførsel av finkornet materiale.
- Område 2, 3 og 4 har de største løsmassemektighetene (det paraglasiale landskapet) (figur 3.20, kvartærgeologisk kart) noe som gjør det rimelig å anta at den østlige og sørøstlige delen av studieområdet består av de dominerende kildene for sedimenter til Jægervatn.
- Sedimentkildene til løsmassene inkluderer breerosjon og massebevegelse. Sedimentene blir enten transportert eller midlertidig avsatt som morene, sandurflate, talus, massestrøm og glasikolluviale vifter.
- En gjennomgående trend i studieområdet er at det i øst er et høyere relieff. Breene er lokalisert i gabbrokomplekset, og det er derfor aktive erosjonsprosesser i dette området.
- Stortindelva drenerer gjennom en rekke relikte (morenetrinn, breelvdelta) og aktive løsmasser (massebevegelse i form av steinsprang, snøskred, grov massestrøm) (figur 3.22) som vil kunne påvirke det glasiale smeltevannet.
- Tydelige tegn for at det har vært flom er indikert ved den diskontinuerlige LIA-morenene til Lenangsbreen (figur 3.3, bilde F), mellom morenerygg M2 og M3.
- Av aktive prosesser relatert til glasialt smeltevann, er smeltevann fra Lenangsbreen, Forholtbreen, Tvillingbreen og Stortindbreen ansett til å ha høyest betydning for sedimentasjon i Jægervatn, mens botnbreene lokalisert nord for Isskardsbreen (subglasial drenering) har mindre betydning.
- Skredaktivitet og utvasking fra skred og jordarter avsetter trolig sedimenter med en annen signatur enn avsetningene tilført gjennom glasial aktivitet.
- Andre større elver i studieområdet er Trollvasselva og Tverrelva. Disse elvene er av mindre mektighet-, og elveløpet går gjennom mindre løsmasser enn det Stortindelva gjør. Det er dermed antatt at mengden sediment tilført Jægervatn fra disse elvene er betydelig mindre enn det som blir tilført via Stortindelva.

- Inaktive/ relikte sedimentasjonsprosesser som ikke har noen nåværende inntrykk på landskapet, og dermed ikke er observert, kan ha hatt en påvirkning på sedimentasjonen i Jægervatn på et tidligere stadie av sedimentasjonshistorien.
- Nedslagsfeltet er snødekket i en periode på ~6-7 måneder (dagens klima) og det er derfor lav energi i det hydrologiske systemet om vinteren, derimot er det høy energi i det hydrologiske systemet om våren, da en kombinasjon av snøsmelting og ablasjon av isbreene vil bidra til høy vannføring og derfor høy transport av sedimenter. Snøskred er en aktiv agens som trolig vil kunne bidra med tilførsel av grovt materiale til Jægervatn på vestsiden av vannet (område 1 og 5) og ved sørsiden av vannet (område 3).

3.5 Oppsummering

- Studieområdet er rikholdig på relikte løsmasser og landformer av varierende alder (10^0 - 10^5) som tyder på at området har vært påvirket av glasiering i lang tid.
- Aktive og relikte morenerygger og usammenhengende morenetrinn av varierende mektighet er observert foran alle breene i nedslagsfeltet, noe som tyder på at alle breene har hatt en større glacial utbredelse. Morenetrinn er kartlagt foran både Forholtbreen og sør-Lenangsbreen.
- Funn av strandlinjer, strandvoller, terrasser og store landområder med torv og myr (figur 3.20, kvartærgeologisk kart) både sør og nord for Jægervatn tyder på at innsjøen tidligere har vært marin og en del av Ullsfjorden.
- Skredjord er dominerende langs fjellsider og langs bratte fjellsider rundt botner i område 2, område 3 og spesielt i område 4 (Stortinddalen), hvor opp mot halve fjellvegger er dekket (figur 3.20, kvartærgeologisk kart).
- I Stortinddalen er sedimenttilførselen for stor til at alt materiale blir transportert til Jægervatn. Sedimenter blir lagret i midlertidige sedimentkilder som sandurflate, talus, kolluviale vifter, fluviale akkumulasjonsformer og morenerygger.
- Stortinddalselva er en aktiv erosjonsagens som eroderer i løsmassene i Stortinddalen.
- Det er også antydninger til ”gamle” dreneringsveier, forsengkninger i terrenget med stein/klaster som viser at Stortinddalselva tidligere har hatt større kapasitet og kompetanse og er trolig spor etter flom. Et eksempel er ved LIA-randmorenen til Lenangsbreen og sedimenter fra denne hendelsen er muligens avsatt i Jægervatn.
- Observasjoner fra område 3 og 4 viser at Stortindelva drenerer gjennom et landskap med et stort potensiale for innvasking av subaerile løsmasser

4. Rekonstruksjon av likevektslinjene til Sør-Lenangsbreen og Forholtbreen. Metode og resultat.

4.1 Innledning

Likevektslinjen (ELA) til en bre er et teoretisk konsept som går ut på at den årlige mengden av akkumulasjon og ablasjon er i likevekt (Benn og Evans, 1998; 5). Lokaliseringen av ELA for en bre er kontrollert av meteorologiske faktorer som sommertemperatur (styrer ablasjonen) og vinternedbør (styrer akkumulasjonen) (TP – ELA, temperatur, nedbør ELA) (Nesje, 1995; 26), og vil derfor kunne ha betydning for å gi informasjon om tidligere klimaforhold. Dette kapitlet tar for seg en relativ rekonstruksjon av likevektslinjen til Sør-Lenangsbreen og Forholtbreen med bruk av de geomorfologiske landskapsformene kartlagt i kapittel 3 (figur 3.7 og 3.15).

4.2 Dagens breer i studieområdet

I fjellpartiet øst og sørøst for Jægervatn er det lokalisert flere veldefinerte tempererte (2.2.5) botnbreer (figur 4.1; kartskisse A). Den glasiale utbredelsen i studieområdet dekker i dag et areal på til sammen $\sim 6,4 \text{ km}^2$ (kalkulert fra kartdata fra statens kartverk), som tilsvarer $\sim 7,7 \%$ av nedslagsfeltet ($\sim 83 \text{ km}^2$) til Jægervatn. Sør-Lenangsbreen, med et sørvestlig aspekt, er den største breen i nedslagsfeltet til Jægervatn med et areal på $\sim 3 \text{ km}^2$, og transporterer derfor hovedmengden av glasialt smelte vann til innsjøen. Det er derfor denne breen som er hovedfokuset for dette kapitlet. Forholtbreen med et aspekt mot nordvest er den nest største breen ($0,67 \text{ km}^2$) som transporterer glasialt smelte vann til Jægervatn.

4.3 Metode

4.3.1 AABR (Accumulation Area Balance Ratio) og MELM

Det finnes flere metoder for å kalkulere dagens- og rekonstruerte likevektslinjer (ELA) (f.eks. Benn og Lehmkuhl, 2000; Benn og Evans, 1998; Nesje, 1995; Osmaston, 2005). For botnbreer kan også faktorer som vindblåst snø og skred inkluderes (TPW-ELA, temperatur, nedbør og vind) og av den grunn er dominerende vindretning en viktig faktor (Dahl og Nesje, 1992; Dahl et al., 1997; Benn og Lehmkuhl, 2000; Dahl et al., 2003), men en kvantifisering av vindblåst snø og snøskred forblir problematiske. AABR-metoden er brukt i denne oppgaven. AABR-metoden tar hensyn til topografiske variasjoner (hypsometri) (Osmaston, 2005) og medfører dermed en mer gyldig kalkulering av ELA (Dahl et al., 2003; Osmaston, 2005; Paasche et al., 2007a). Arealet til breen må være kjent for å kalkulere ELA med AABR-metoden (Osmaston, 2005). Kalkulering av ELA ble utført med hjelp av excell regnearket,

AABR calculation 5. Utregning av arealet (km^2), med høydekoter per 100m, ble kalkulert med bruk av ArcMap 10. Justering av ELA for landhevning er ikke tatt hensyn til, da denne er minimal i studieområdet for de siste 200 årene (Corner og Haugane 1993; Bakke et al., 2005b).

En enklere metode, men med høyere usikkerhet, som går ut på å registrere sidemoreners maksimale høyde, ble også tatt i bruk (også kalt for MELM-metoden) (Nesje, 1992; Benn og Evans, 1998). Prinsippet bak metoden går ut på at avsetningene av morenemateriale avsettes kun under ELA, på grunn av breens idealiserte bevegelsemønster (Dahl, 1987 i Nesje, 1992). Det er enkelte usikkerheter tilknyttet denne metoden, da metoden ikke tar i bruk arealfordeling og topografien til breen (Benn og Lehmkuhl, 2000). I tillegg kan materiale avsatt av skredprosesser bli mistolket som sidemoreneavsetninger og dermed vil likevektslinjen bli feilkalkulert (Nesje, 1992).

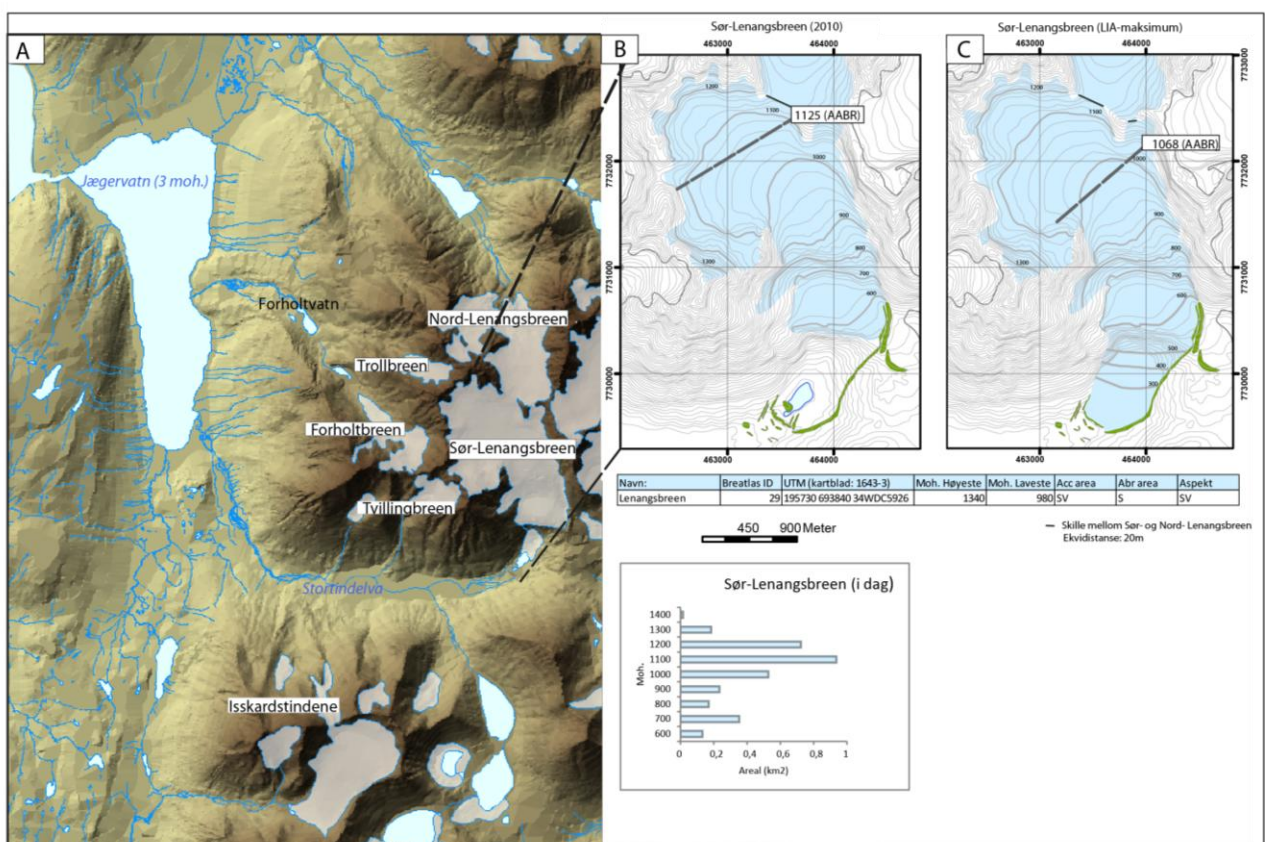
4.4 Rekonstruksjon av ELA til Forholtbreen og Sør- Lenangsbreen under Lille istids (LIA) maksimum

Randmorenen (M1, M2 og M3) foran sør-Lenangsbreen er kartlagt som den største randmorenen lokalisert foran breen. Det er derfor lokaliteten til denne morenen som er tatt i utgangspunkt for å rekonstruere brestørrelsen til sør-Lenangsbreen ($\sim 4,2 \text{ km}^2$) under LIA-maksimum, da morens mektighet tilsier at det mest sansynlig er denne morenen som er avsatt under LIA-maksimum (avsnitt 3.3.4; bilde 3.16; figur 3.15). Med en akkumulasjonsområderatio på 2 (Benn og Evans, 1998; 80), ble den rekonstruerte ELA under maksimum LIA tolket til å ligge på 1068 moh. AABR (figur 4.1; kart B). Dagens likevektslinje til sør-Lenangsbreen ble derimot kalkulert til å være lokalisert på 1125 moh. AABR (figur 4.1; kart B) som medfører en senkning av likevektslinjen på 57m under maksimum LIA.

Basert på randmorenetrinnet (FM1 – FM6) som er kartlagt ved Forholtvatn (avsnitt 3.3.2, figur 3.7), var likevektslinjen til Forholtbreen tolket til å ligge på rundt ~ 400 moh. med bruk av MELM-metoden. Dette randmorenetrinnet er for gammelt til å representere LIA-morener grunnet etableringen av trær på morenen (personlig kommunikasjon, Bakke, 2010) og det faktum at ELA til Sør-Lenangsbreen kun hadde en senkning på 57m fra LIA til i dag. Forholtbreen måtte dermed ha hatt en betraktelig økt senkning av ELA i forhold til lille istid (LIA) når den avsatte denne randmorenen. Randmorenene er derfor tolket til å være dannet

under en mer ”ekstrem kuldeperiode”, og yngre dryas-perioden (Tromsø-Lyngen) (~ 12 800-11 500 kal BP) er den nærmeste.

Andre breer i regionen er i tillegg kjent for å ha en senkning på ~150m under LIA (Lie et al., 2003) som også støtter tolkningen av at morenetrinnet M1-M6 ikke tilhører avsetninger avsatt under LIA-perioden. Sidemorenen M0F (figur 3.7) er derimot sansynlig til å representere LIA morene, men denne er ikke studert nærmere i dette studiet. Basert på rekonstruert arealutbredelse av Forholtbreen og Sør-Lenangsbreen (figur 4.1) var den totale glasiale utbredelsen under LIA-maksimum 8,9 % av nedslagsfeltet til Jægervatn. Den glasiale utbredelsen under LIA i studieområdet hadde 1,2 % større arealutbredelse.



Figur 4.1: Kartskisse A er en TIN-modell som viser den geografiske utbredelsen til isbreene i studieområdet. Den største breen i området er sør-Lenangsbreen. Kart B viser lokalisering av dagens ELA og LIA-maksimale ELA. Dagens arealutbredelse er på henholdsvis 3km², som er betraktelig lavere enn under maksimum-LIA på 4,2km².

4.5 Oppsummering

- Dagens ELA til Sør-Lenangsbreen ligger på 1125 moh., mens den rekonstruerte ELA til Sør-Lenangsbreen under LIA-maksimum lå på 1068moh. (AABR).
- Sør-Lenangsbreen hadde en senkning på 57m fra i dag til under LIA-maksimum.
- Randmorenetrinnet (MF1 – MF6) som er kartlagt ved Forholtvatn (kapittel 3,3.2, figur 3.7) er trolig for gammel til å representere LIA-morener grunnet etableringen av trær og det faktum at tidligere rekonstruert likevektslinje (TPW-ELA) under LIA i studieområdet hadde en senkning på 57m (nordlige Lenangsbreen) av dagens likevektslinje (57m senkning) (nordlige Lenangsbreen, ELA = 940moh.) (Bakke et al., 2005b).

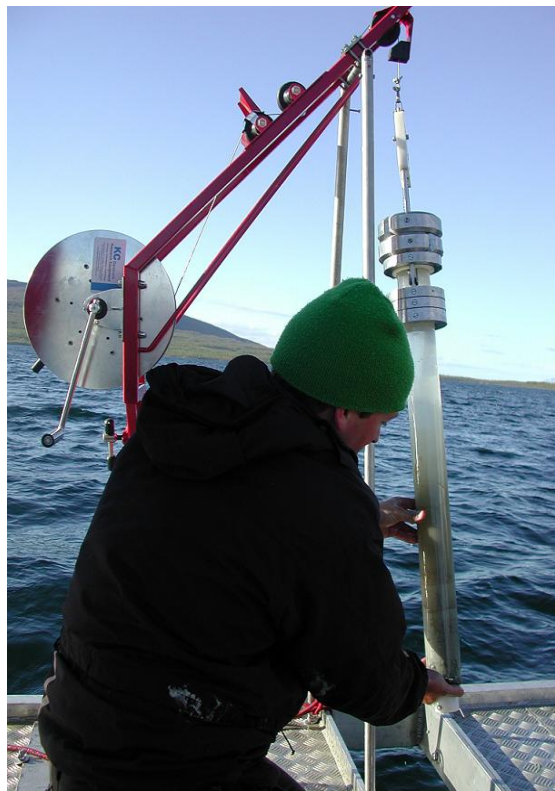
5. Innsjøsedimenter - Metoder

5.1 Innledning

Det er flere faktorer en må ta hensyn til ved bruk av innsjøsedimenter som arkiv og som tolkning av hendelser relatert til nedslagsfeltet (Jansson et al., 2005). Med bruk av en kombinasjon av flere ulike analysemetoder vil en kunne validere tolkningen av sedimentene (Matthews et al., 2000). Analysene anvendt her er basert på visuell analyse, røntgenstråling (X-ray), røntgenstråling fluorescence (XRF), kornstørrelsesdistribusjon, glødetap ($\text{LOI}^{550^\circ\text{C}}$), massetetthet (DBD), vanninnhold (WC), miljømagnetiske metoder som magnetisk susceptibilitet χ_{bulk} (målt ved 293K og 77K) og frekvens susceptibilitet (χ_{FD}). For å identifisere sedimentasjonsraten ble det tatt i bruk to radiometriske dateringsmetoder: Blydatering ^{210}Pb og radiokarbondatering C^{14} .

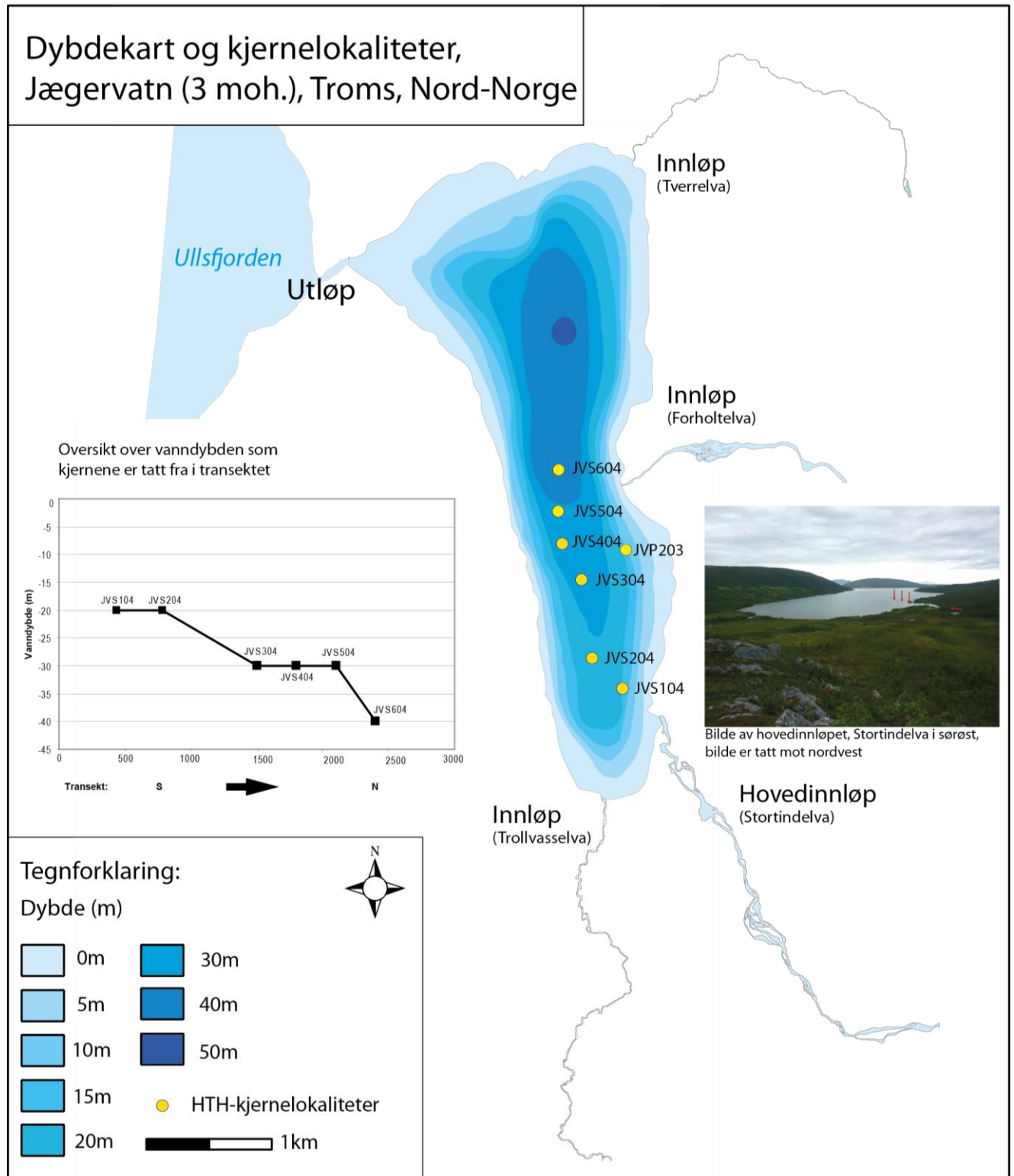
5.1.1 Sedimentmateriale

Sedimentkjernene ble hentet opp fra Jægervatn i 2003/ 2004 og innsamlet av Jostein Bakke, Øyvind Paasche, Bjørn Christian Kvisvik og Lars Ivar Folgerø med to ulike apparater. En HTH sedimentprøvetaker (figur 5.1) som er godt egnet til å hente uforstyrret sedimentprøver (diameter = 6cm), av de øverste 50 cm fra innsjøbunnen (Renberg og Hansson, 2007).



Figur 5.1: Hovedveileder Jostein Bakke på flåten på Jægervatn med en av HTH-kjernene (høst 2004). Foto: Jostein Bakke.

Prøvematerialet består av seks HTH-kjerner (JVS104 - JVS604, (figur 5.2 og 5.3), i tillegg til en lengre kerne tatt med stempelprøvetaker (JVP203) (diameter = 11cm) figur 5.2. I motsetning til HTH-sedimentprøvetakeren er stempelprøvetakeren utviklet for å ta opp lengre sedimentkjerner >3m. Nesje (1992) har modifisert og utviklet en stempelprøvetaker spesielt godt egnet til å ta prøver i glasiøse innsjøer. Kjerner JVS104 er hentet ~400m fra hovedinnløpet, Stortindelva, mens kjerne JVS604 er hentet ~2400m fra hovedinnløpet. Kjernene ble pakket i plastikk og lufttette bokser og videre lagret på et kjølelager (~ -4 °C).



Figur 5.2: Oversikt over batymetrien til Jægervatn med isobaselinjer på 5 og 10m. Lokalitetene for kjerneborring er illustrert med gule sirkler; kjerne, JVS104, er tatt nærmest det sørøstlige hovedinnløpet, Stortindelva (bilde til høyre), mens kjerne, JVS604, er tatt lengst vekk. Større dreneringsinnløp og utløp er også tatt med på kartet. Grafen til venstre illustrerer vandedybden som kjernene er hentet fra i transektet.

5.2 Laboratoriemetoder

5.2.1 Visuell logging av kjernene

Kjernene ble delt i tolangsgående deler, og alt materiale i HTH-kjernene ble brukt som arbeidskjerner, mens kun den best bevarte delen av JVP-kjernen ble brukt. Kjernene ble grundig undersøkt for å identifisere sedimentære regimer som strukturer, kornstørrelser og farge med fargekoder etter Albert Münsell.

5.2.2 Røntgenstråling (X-ray)

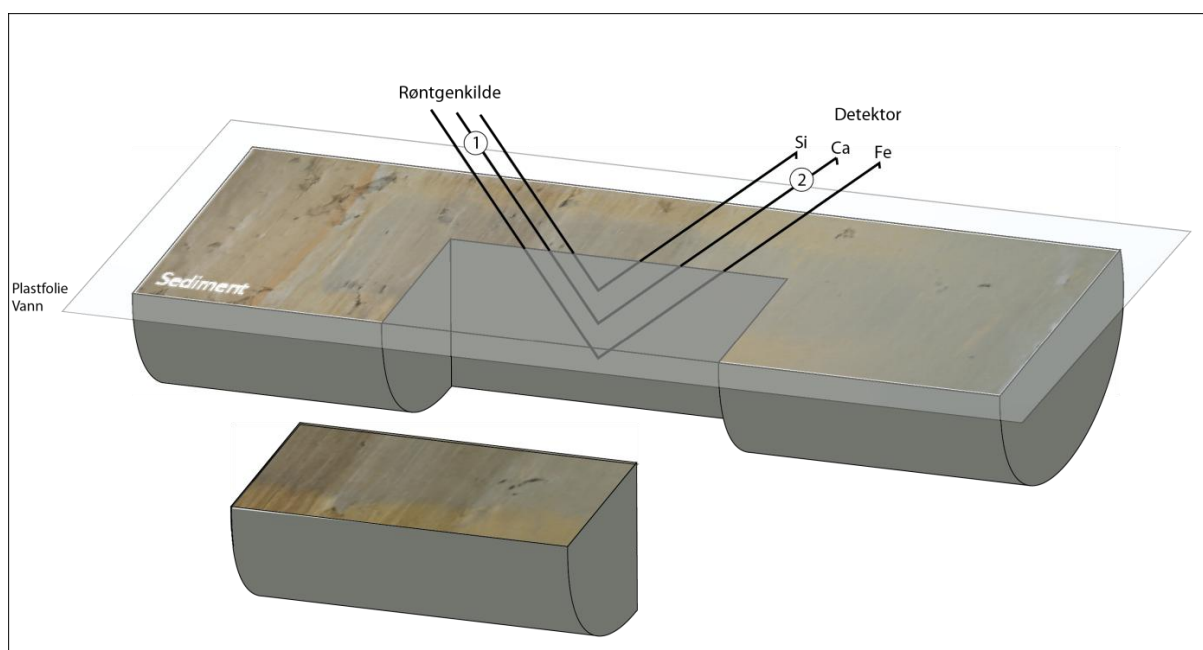
Hamblin 1962 er pioner med bruk av røntgenstråling innenfor studiet av lakustrine sedimenter (Koivisto og Saarnisto, 1978; Axelsson, 1983) og metoden er hyppig anvendt til studiet av innsjøsedimenter for å studere sedimentære strukturer (Axelsson, 1983; Bodbacka, 1985; Cooper, 1997). Bruk av røntgenbilder av sedimentkjerner er spesielt brukt for å identifisere varv, dens tykkelser (f.eks. Cooper, 1998; Brown et al., 2002) og kan videre identifisere synkrone lamineringer som kan korreleres i kjerner fra samme innsjø (Axelsson, 1983). En estimering av raten av sedimentakkumulasjon i rom og tid er også mulig. Metoden er hurtig og går ut på at sedimentprøven blir utsatt for røntgenstråling hvor strålingen måler tettheten til sedimentene (Cooper og O'Sullivan, 1998). Faktorer som tykkelse, tetthet og atomnummeret på sedimentene påvirker absorpsjonen av røntgenstrålene (Axelsson, 1983). Røntgenfilmen gir dermed varierende gråverdier i heterogene sedimenter og dette illustreres med lave og høye gråverdier med lyse (transparente) og mørke (radio-uklare) lag på røntgenbildene av innsjøsedimentene (Cooper og O'Sullivan, 1998).

Prosedyre:

Røntgenbildene (RGB-bilder) ble åpnet i Photoshop for å justere grånivåene for å få frem lagene/ laminaene tydligere. Grånivåene for JVS404 har innputtverdiene, 0 – 0,78 -242 og utputtverdiene 0 – 255, mens grånivåene for JVS504 og JVS604 har innputtverdiene, 0 – 0,83 - 186 og utputtverdiene, 0 – 206.

5.2.3 Røntgenstråling fluorscence (XRF)

XRF-analyse kan identifisere flere grunnelementer, hvor antall er avhengig av apparat (Al til U), (Boyle, 1999; Guyard et al., 2007) og konsentrasjonen av elementene (Hubney, 2008). Metoden tar i bruk elektromagnetisk røntgenstråling, (primære røntgenstråler), i dette tilfellet, molybdenium og registrer prøvematerialets fluorescens. Fluorescens er sekundære røntgenstråler og reflekterer elementet i prøvematerialet og dens karakteristiske energi (bølgelengde) (Richter et al., i Rotwell 2006). De karakteristiske bølgelengdene resulterer i ulike amplituder i grunnelementene i XRF-spekteret. Intensiteten på bølgelengdene måles i tellerate per sekund (Richter et al., i Rotwell 2006).



Figur 5.3: Illustrasjon av prinsippet for XRF kilde (1), elementavhengig stråling (2). Modifisert etter Tjallingi et al., 2007 etter Richter 2006.

Identifisering av geokjemien til sedimentene gir en oversikt over sammensetningen av grunnstoffene fra prøvematerialet og hvordan denne distribueres nedover i sedimentene (Boyle, 2000). Ifølge blant annet Haug et al., (2001), kan XRF-analysen også indikere opprinnelsen til de terrestriske sedimentene. Denne informasjonen kan blant annet brukes til å tolke stratigrafiske lag (f. eks. Haug et al., 2001; Richter et al., i Rotwell 2006; Guyard et al., 2007; Shanahan, 2008). Sedimenter fra kontinentalhyllen nordøst for Brasil ble undersøkt ved bruk av en kombinasjon av stabile isotoper, karbonatinnhold og XRF skanninger av Fe, Ca og Ti, av Arz et al., (1998) hvor forskerene kom frem til at det finnes en høy-resolusjonslink mellom marine- og terrestriske klimasignaler. Metoden er også godt egnet som et korreleringsverktøy for inter-kjerne korrelasjon (f.eks. Jansen et al., 1998; Richter i Rotwell

2006) for å korrelere individuelle homogene sedimentologiske sekvenser. Å analysere den romlige konsentrasjonen av stabile og ustabile grunnelementer er aktuelt for denne oppgaven.

Fordelene med bruk av XRF-metoden til studiet av innsjøsedimentene fra Jægervatn er at metoden er rask å utføre, krever minimal tid til prøveforberedning og er ikke-destruktiv (f. eks. Boyle, 2000; Hubeny, 2008). Sedimenter som silt og leire er spesielt godt egnet for metoden (Jansen et al., 1998), og passer ideelt til analyse av de glasilakustrine sedimentene fra Jægervatn, gitt at sedimentene har en homogen overflate (Boyle, 2000).

Grunnelementer oppfører seg forskjellig under ulike forhold som for eksempel erosjon, forvitring og sedimentasjon (Jin et al., 2006), derfor ble det både sett på konsentrasjonene av enkeltelementer og forholdsratio mellom elementene. Det ble vektlagt å se på kjente XRF-elementer for å finne ut om det finnes noen trender av XRF-verdiene nordover i transektet. Titan (Ti) er en av flere viktige elementer for paleolimnologiske studier (Zolitscka et al., 2001). Ti har blitt brukt som en indikator på erosjonsprosesser som inntreffer i nedslagsfeltet til innsjøer (Haug et al., 2001) og Ti-verdiene kan tolkes som endringer i effektiviteten av glasial erosjon (Bakke et al., 2009). Høye utslag av Ti-verdiene er forbundet med glasial erosjon, mens lavere utslag er forbundet med lavere glasial erosjon. Silisium (Si) som er en av hovedbestanddelene i kvarts har blitt brukt som en indikator for å støtte opp Ti (Croudance et al., 2006). Andre elementer som har blitt brukt som indikatorer på tilførsel av terrestrisk materiale grunnet erosjon i nedslagsfeltet er Zr, K (Boyle i Zovilinski et al., 2001) og Rb (Croudance et al., 2006).

For å identifisere endringer i redoksprosesser ble de ustabile elementene jern (Fe) og magnesium (Mn) brukt som ratio sammen med stabile elementer og forholdsratione Fe/Ti og Mn/Fe (Weltje og Tjallingii, 2008). Høyt forhold kan tolkes som tilførsel av sedimenter i perioder med høy hydrologisk aktivitet (Guyard et al., 2007) som tidligere har vært eksponert subaerilt i nedslagsfeltet, for eksempel materiale lagret som midlertidige sedimentkilder i form av talusvifter. Ratio mellom inc/coh (sammenhengende og usammenhengende spredning) kan delvis brukes som en indikator på organisk innhold (Guyard et al., 2007) og ble brukt som en indikator for organisk innhold på JVP203 (1/2), siden denne kjernen ikke har blitt analysert for glødetap (tabell 6.2, kapittel 6). Br kan være interessant å se nærmere på, da det tidligere har blitt brukt som en indikator på kystpåvirkning (Boyle i Zovilinski et al., 2001).

En bør være varsom med tolkningen av de geokjemiske dataene fra XRF da denne metoden kun er semi-kvantitativ og apparatet identifiserer kun den relative geokjemiske sammensetningen av grunnelementer i sedimentene (Croudace et al., i Rotwell 2006). Ifølge Richter et al., i Rotwell (2006) skyldes det semi-kvantitative resultatet egenskaper ved sedimentkjernens overflate (inhomogen og overflaterøffhet), effekten av kornstørrelse, innhold av organisk materiale, porøsitetsvariasjoner og vanninnhold (St. Onge et al., 2007).

Prosedyre:

XRF-analysen ble utført på sedimentkjernene fra Jægervatn (totalt, 402cm) på en ITRAX kjerneskaner (Croudace, Rindby og Rothwell 2006) med en resolusjon på 0,2cm (n=2010). Skanneren er multifunksjonell (Croudace et al., i Rotwell 2006) og røntgenstråling ble også utført på apparatet. Alle kjernene ble dekket av plastfolie før analysen. Apparatets maksimumslengde (på 1,8m) medførte at kjerne JVS104, JVS204, JVS304, JVS504 og JVS604 ble kjørt samtidig med teip mellom for å tette tomrom. JVS404 og JVP203 ble kjørt separat med de samme innstillingene: 12V, 60kv, current 50, mA. Dataene ble prosessert ved bruk av Redicore software.

5.2.4 Magnetisk susceptibilitet (MS)

Magnetisk susceptibilitet er graden til hvor magnetisk en substans kan bli (Thompson og Oldfield, 1986; Evans og Heller, 2003). Magnetisk susceptibilitet er enten uttrykket som SI-enhet (κ) som reflekterer styrken til det magnetiske signalet (formel 1) eller som vekt per volum (kg/m^3) og identifiserer derfor konsentrasjonen av magnetisk materiale (Snowball og Sandgren 1996 i Jansson 2005) (formel 2).

$$\text{Massesusceptibilitet } (\chi) = \frac{k}{\rho} \text{ (m}^3\text{/kg)} \quad \text{Formel 1}$$

$$\rho = \text{Tetthet (kg/m}^3\text{)}$$

$$\text{Magnetisk drivkraft} = Mv \text{ [Am}^2\text{]}$$

$$\text{Volum susceptibilitet } (\kappa) = \frac{M}{H} \text{ (dimensjonsløs)} \quad \text{Formel 2}$$

$$H = \text{Magnetisk felt (A/m)}$$

$$M = \text{Magnetisering / volume (A/m)}$$

Anvendelsen av magnetisk susceptibilitet på innsjøsedimenter bygger på antakelsen om at høye magnetiske susceptibilitetsverdier indikerer tilstedeværelse av en bre i nedslagsområdet (Nesje et al., 2000), mens lave verdier indikerer at det er mindre glasial aktivitet (Matthews et al., 2000). Ifølge Thompson et al., (1975) er høye magnetiske susceptibilitetsverdier relatert direkte til mengden av allogene sedimenter som er tilført til innsjøen, nærmere bestemt kornstørrelse og andelen av ferro- og ferrimagnetiske mineraler (Verosub og Roberts, 1995). Da de magnetiske mineralene har ulike egenskaper (ferromagnetisk, paramagnetisk), med lave og høye temperaturmålinger kan en identifisere typen av magnetiske mineraler (Evans og Heller, 2003). Eksempler på paramagnetiske mineraler er olivin, pyroxene, granat, biotitt og karbonater av jern og magnetitt (spesifikk susceptibilitet) (Thompson og Oldfield, 1986; Evans og Heller, 2003). Ifølge Evans og Heller, (2003) har kvarts, feltspat, kalsitt og vann diamagnetiske egenskaper. Den spesifikke susceptibiliteten på de diamagnetiske mineralene er betraktelig lavere enn verdier som er karakteristisk for ferromagnetiske, eksempelvis feltspat med verdi på $(0,5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1})$ (Thompson og Oldfield, 1986). Da de magnetiske egenskapene kan påvirkes av kornstørrelse, ble også frekvenssusceptibilitet (χ_{FD}) kalkulert, henholdsvis som,

$$\text{Frekvenssusceptibilitet } \chi_{\text{bulk}} \left[\frac{\kappa_{lf} - \kappa_{hf}}{\kappa_{lf}} \right] \times 100 \quad \text{Formel 3}$$

De magnetiske målingene i sedimentene kan også brukes som et korrelasjonsverktøy for å korrelere mellom ulike kjerner fra samme innsjø (Thompson, 1973; Thompson et al., 1975; Lowe og Walker, 1997; Nesje et al., 2000; Bakke et al., 2010). En estimering av relativ sedimentasjonsrate kan også bli utført på basis av magnetisk susceptibilitetsanalyse (Lowe og Walker, 1997).

Prosedyre:

Det ble først kjørt overflateskanning, magnetisk susceptibilitet, på alle kjernene (n=119cm) med en oppløsning på 0,2cm på apparatet "Bartington MS2E". Det ble også hentet ut bulk prøver (2x2x2) fra hver centimeter fra HTH-kjernene (n=119), først ble de veid, deretter ble χ_{Bulk} ved romtemperatur (293K) målt på Kappabro- (KLY-2 induction bridge) og MFK-apparat. For å finne den dominerende type av magnetiske mineraler som var i prøvene ble prøvene også målt for susceptibilitet etter at de var fryst i nitrogen (77K) (15 minutter). χ_{Bulk} (293K) ble også målt på kappabro. I tillegg ble kjerne JVS104 (n=16) og JVS304 (n=19) kontrollert for frekvenssusceptibilitet (χ_{FD}) på MFK-apparatet, det ble kjørt 15målinger per cm på frekvens 1 (916) i feltene 1-700 og på frekvens 3 (15,616), i feltene 1-200. Frekvenssusceptibilitet ble kalkulert ved å ta forholdstallene mellom frekvensfeltene 916 og 15,616 og dele det på 916, dette ble kalkulert for feltene fra 2 -200 og ble uttrykket som prosent (%). Alle målingene ble korrigert for vekt.

5.2.5 Kornstørrelsesanalyse

Forskjellige forvittrings- og erosjonsprosesser som glasiiale-, fluviale- og massebevegelse generer dannelse av ulike partikkelstørrelser (Boggs, 2006). Da hensikten med dette studiet hovedsakelig er analyse av glasifluviale sedimenter karakterisert av finkornig materiale med en smal rekkevidde av partikkelstørrelser er sedigrafmetoden den mest anvendelige (Boggs, 2006). En Sedigraph bruker røntgenstråler og er basert på "Stokes lov" (George Gabriel Stokes, 1851) som beskriver bunnfelling av partikler. Etter en gitt tid vil de tyngste kornstørrelsene avsettes først (måler diameteren på partiklene, lengdeaksen) mens de fineste partiklene tar lengst tid å avsettes. Sedigraphen måler sedimentenes konsentrasjonsendring og dermed partiklenes størrelsesdistribusjon (Coakley og Syvetski, 1993). Programmet

“GRADISTAT 7.0” ble brukt til den statistiske analysen av kornstørrelsene, programmet deler partikkelstørrelsene inn i åtte hovedgrupper (tabell 5.1) (Blott og Pye, 2001).

Tabell 5.1: Inndeling av kornstørrelser for <125 μm og phi-verdier inkludert sorteringsgrad basert på den aritmetriske metoden (Blott og Pye, 2001).

Kornstørrelse (μm)	Beskrivende terminologi	phi	Sortering	Sorteringsgrad
125 μm - 63 μm	Veldig fin sand	+3	Veldig godt sortert	<1,27
63 μm - 31 μm	Veldig grov silt	+4	Godt sortert	1,27-1,41
31 μm - 16 μm	Grov silt	+5	Moderat godt sortert	1,41-1,62
16 μm - 8 μm	Medium silt	+6	Moderat sortert	1,62-2
8 μm - 4 μm	Fin silt	+7	Dårlig sortert	2-4
4 μm - 2 μm	Veldig fin silt	+8		
<2 μm	Leire	+9		

Kornstørrelsene på de glasilakustrine sedimentene er også avhengig av faktorer som berggrunn, innsjøstørrelse og eventuelle vann og/ eller innsjøer som opptrer som sedimentfeller under sedimenttransporten (Matthews et al., 2000). Hjulstrømdiagrammet illustrer at det kreves mer energi for å transportere allerede avsatte partikkelstørrelser (Boggs, 2006). Glacialproduserte sedimenter (subglacial forvitring) som transporteres glasilfluvialt består hovedsakelig av silt (Benn og Evans, 2010).

Flere ulike sedimentasjonsmiljø kan tolkes ut ifra distribusjonen av kornstørrelsesdata. Sedimenter bestående av silt og leire kan være en indikator for at det er isbre i nedslagsfeltet. Informasjon om variasjoner i isbrestørrelser kan derfor tolkes fra kornstørrelsessammensetning til glasilale sedimenter hvor systemer med høyere energi avsetter en større mengde og grovere materiale og motsatt (Bakke et al., 2005c). Distal glasilakustrine sedimenter er karakterisert av fine kornstørrelser, men de fine kornstørrelsene varierer sesongmessig etter breelvets vannføring. Sedimenttilførselen til Jægervatn er spesielt avhengig av kompetansen til Stortindelva og Forholtelva. Om vinteren er Jægervatn karakterisert av et relativt rolig tilførselsmiljø, da elver og overflaten av Jægervatn er dekket

av is, som dermed fører til en lav tilførsel av materiale, da hovedsakelig tilførsel av fine partikler avsatt i suspensjon. Om våren og når den hydrologiske strømmingen har høyere kapasitet og kompetanse grunnet blant annet ablasjon eller snøsmelting, eventuelt en kombinasjon, avsettes en blanding av silt og leire, mens det om sommeren avsettes trolig grovere, smeltederivert glasial sand, da det er høyere energi i smeltevannssystemet (Bakke et al., 2005c). Fint materiale kan ikke alltid relateres til isbresignal, siden episodiske hendelser som flom av forskjellig styrke også kan resultere i avsetninger av fint materiale. Sorteringsanomalier har tidligere blitt brukt for å identifisere flomhendelser. Bakke et al., (2005c) tolket den negative korrelasjonen mellom sortering og gjennomsnittlig kornstørrelse som en indikator på flom.

Prosedyre:

Kornstørrelseanalysene ble utført på alle HTH-kjernene med en oppløsning på 1cm (n =119). For å klargjøre prøvene til analysene ble materialet først blandet med ~ 50ml calgon (0,05 %) og satt i en ristemaskin med lik tid på alle prøvene (24t) for å begrense flokkulering av partiklene. Deretter ble materialet siktet i en sil med en diameter på 125 µm og en pensel ble brukt for å få med alle kornstørrelsene under 125 µm. Restmateriale ble tørket og veid for å identifisere eventuelle ekstremhendelser som for eksempel flom (personlig kommentar, Kvisvik, 2011). Prøvene hadde ulik vekt da materiale var restmateriale etter den ene halvdel av kjernene. Kornstørrelsesanalysen ble utført med ”Micromeritics SediGraph 5120”. Kornstørrelsesdataene måtte prosesseres og til den statistiske analysen ble programmet “GRADISTAT 7.0” tatt i bruk (Blott og Pye, 2001). For gjennomsnittlig kornstørrelse og sortering ble den aritmetiske metoden brukt (Blott og Pye, 2001).

5.2.6 Massetetthet (DBD), glødetap (LOI) og vanninnhold

Massetetthet:

Massetetthet er en vanlig metode for å kalkulere porøsitet av jordarter, men metoden kan også brukes innenfor studiet av innsjøsedimenter som en indikator for glasial aktivitet og isbrestørrelse (Bakke et al., 2005c). Formen på kornstørrelser, sorteringsgrad og organisk innhold vil kunne være avgjørende faktorer for massetetthet (Bakke et al., 2005c). Glasifluvialt finkornig materiale som er dårlig sortert med et lavt vanninnhold er karakterisert av høye massetetthetsverdier (Bakke et al., 2005c). Resultatet uttrykker ratioen av massen av tørt sediment i forhold til volumet av sedimentet og er uttrykket i g/cm^3 (formel 4). Utregning

av massetetthet er også essensielt dersom en skal datere materiale med blydatering (avsnitt 5.3.1).

$$\frac{M^{105^{\circ}\text{C}}}{V} \text{ (g / cm}^3\text{)}$$

Formel 4

$M^{105^{\circ}\text{C}}$ = Vekt av tørket prøve ved 105°C

V = Volum av prøven

Glødetap 550°C og vanninnhold:

Forskning har vist at glødetap på 550°C og karboninnhold har en sterk korrelasjon (Dean, 1974) og gir en nokså presis indikasjon på det organiske innholdet i en prøve (Heiri et al., 2001). Kalkulering av glødetap ble utført med bruk av formel 5 nedenfor. En høy andel av organisk materiale i prøven vil kunne tolkes som at avsetningene er karakterisert av mindre detritialt materiale, i motsetning er glasilakustrine sedimenter karakterisert av en lav biologisk produksjon (Matthews et al., 2000). Metoden er meget godt egnet for å identifisere glasial versus ikke glasial periode og viser store forskjeller for eksempel mellom overgangen fra en interglasial (f.eks. yngre dryas) til en interstadial (f. eks. holosen). Metoden brukes også på glasifluviale sedimenter med lavt organisk innhold, men da som en invers indikator for uorganisk innsjøsedimentasjon. Glødetapsverdier som er $<5\%$, er ikke brukbare (Snowball, 1996). Glødetapsverdiene ble brukt som en indikator for og blant annet å bestemme hvor en kan finne makrofossiler. En høy andel av glødetap kan også indikere flomhendelser.

$$\left(\frac{DW^{105^{\circ}\text{C}} - DW^{550^{\circ}\text{C}}}{DW^{550^{\circ}\text{C}}} \right) \times 100$$

Formel 5

$LOI^{550^{\circ}\text{C}}$ = Glødetapsprosent ved 550°C

$DW^{105^{\circ}\text{C}}$ = Tørrvekt ved 105°C

$DW^{550^{\circ}\text{C}}$ = Tørrvekt ved 550°C

Prosedyre:

Det ble hentet ut 10ml med sedimenter (n = 119) med en resolusjon på 0,5 cm fra JVS104, 204, 304, 404 og 604. Forårsaket av feil under prosedyren første gangen og mangel på tilstrekkelig materiale medførte at JVS504 fikk en resolusjon på 1cm. Tørr massetetthet- og vanninnholdsdata var allerede kalkulert på kjerne JVP203 med en resolusjon på 0,5cm. Kalkulering av glødetap, massetetthet og vanninnhold følger flere trinn; først ble våtvekt av prøvene målt, deretter ble prøvene tørket i tørkeskap på 105 °C (>10t), etter at prøvene hadde oppnådd romtemperatur ble prøvene veid på nytt og tørr massetetthet kunne dermed kalkuleres (formel 4). For å kalkulere glødetap ble prøvene brent i ovn på 550 °C i 1,5 time. Tilslutt ble de plassert i en eksikator (30min) og prøvene ble veid på nytt. Vekttapet tilsvarer mer eller mindre det organiske innholdet i prøven (Dean, 1974) (formel 2) (Heiri et al., 2001).

5.3 Dateringsmetoder

Radioisotopiske dateringsmetoder bygger på den radioaktive nedbrytningen av atomer/ isotop. Da tiden til radioaktiv nedbrytning er kjent kan en kalkulere alder på prøven. Radiokarbondatering (C^{14}) og blydatering (^{210}Pb) er to former for radiometriske dateringsmetoder hvor radiokarbondatering indikerer nedbrytningen av produkter, mens blydatering er en del av uran-serien som er likevektsmålinger (Bradley, 1999; 76).

5.3.1 Blydatering (^{210}Pb)

Blyisotopet (^{210}Pb) har en kort halveringstid på 22,26år (Appleby og Oldfield, 1983) og er dermed kun en nyttig dateringsmetode for unge sedimenter som er ~200 år gamle (Bradley, 1999; 80). Metoden er pålitelig og hyppig brukt til datering av overflatesedimenter (Smith, 2001) og er dermed passende for datering av HTH-kjernene. ^{210}Pb blir avsatt i sedimenter gjennom nedbør og går ut ifra en konstant akkumulasjonsrate (Bradley, 1990). Gjennom sekvensen av sedimentlagene vil konsentrasjonen av ^{210}Pb avta med en eksponensiell nedgang da det radioaktive isotopet brytes ned etter tid (Appleby og Oldfield, 1983). Stabile ^{206}Pb isotop er sluttproduktet av nedbrytningen av det ustabile ^{210}Pb isotopet ($^{210}Pb \rightarrow ^{210}Po \rightarrow ^{206}Pb$) (Bradely, 1999; 76). Alderen på sedimentlagene kan kalkuleres ved å måle forholdet mellom ^{210}Pb og ^{206}Pb (Olsson, 1986 i Walker, 2005; 86), metoden kan dermed brukes for å identifisere akkumulasjonsrater i sedimenter (Appleby og Oldfield, 1978,1983 i Bradley, 1999; 80).

Problemer med ^{210}Pb datering kan være grunnet en kontinuerlig tilførsel av ^{210}Pb , da en del mineraler i sedimentene inneholder datterisotop av uranium (Bradley, 1999). Denne kontinuerlige tilførselen kan i enkelte tilfeller trekkes fra alderskalkuleringen ved bruk av innholdet av ^{210}Pb i eldre sedimenter, men dette kan også være problematisk grunnet flere faktorer som blant annet variasjon av mengden ^{210}Pb i sedimentene, nivåene av ^{210}Pb kan også tynges ut ved jordbruksaktivitet i nedslagsfeltet til innsjøen grunnet innvasking av mineraler (Walker, 2005; 87). Prøvetakingen av kjernene kan også forstyrre Pb-innholdet i sedimentene (Arnaud et al., 2002).

Prosedyre, blydatering:

Det ble foretatt datering på JVS404 da denne kjernen hadde de tydeligste lagdelingene. Det ble hentet ut materiale med et intervall per cm (n=15) som ble sendt inn for datering til Gamma dateringssenter (Institutt for Geografi, Universitet i København, vedlegg 3A), ^{210}Pb var målt på 46,5keV.

5.3.2 Radiokarbondatering (C^{14})

Aldersbestemmelse ved bruk av C^{14} er den mest vanlige radiometriske dateringsmetoden (Walker, 2005; 37). C^{14} har en lengre halveringstid (5730 år) enn ^{210}Pb (22,26 år) og kan dermed brukes for å datere eldre materiale (Bradley, 1999; 49). Den radiometriske nedbrytningen starter når organismen dør og ved en sammenligning av materialets moderne C^{14} verdier og makrofossilets C^{14} verdier kan organismens alder tolkes (Walker, 2005; 18). Makrofossiler fra sedimentene må plukkes ut fra sedimentene og må sendes til radiometrisk laboratorium for datering. For å måle mengden av C^{14} i en prøve kan en enten måle mengden betapartikler som utslippes under radiometrisk nedbrytning, eller det relative antallet C^{14} atomer kan telles ved bruk av Accelerator Mass Spectrometry (AMS) (Walker 2005; 19). Fordelen med AMS-metoden er at en kun trenger små mengder av materialet til datering (<1g), da tilgjengeligheten til materiale er liten grunnet HTH-kjernene anvendes det i denne oppgaven den siste metoden, AMS-datering. Ved aldersdatering av terrestrisk materiale stratigrafisk ned i kjernen kan en alder-dybde modell konstrueres. Dette kan gi informasjon om sedimentasjonsraten og hvordan denne har endret seg i tid og rom. En kan også korrelere sedimentasjonsraten mellom kjerner fra samme innsjø ved bruk av denne metoden.

Med bruk av dateringsmetoder må man være spesielt oppmerksom på feilkilder som kan inntreffe ved bruk av metoden, da dateringen kan gi feil alder. Det kan blant annet oppstå feilkilder og problemer med dateringsmaterialer i innsjøsedimentene, for eksempel forurensning av eldre karbon eller tilførsel av allerede avsatt terrestrisk materiale, kan i enkelte tilfeller forekomme av terrestriske plantematerialer for eksempel under flom (Bakke et al., 2005). Andre dateringsmaterialer som for eksempel skjell kan også være problematisk (Walker, 2005:30). Det kan være problematisk å plukke ut materialet til AMS-datering, da det forventes få terrestriske plantemakrofossiler fra sedimentene siden Jægervatn hovedsakelig er dominert av en minerogenisk sedimentasjon.

Prosedyre, radiokarbondatering:

Prosedyre etter Birks og Lotter (2000) ble fulgt ved utplukking av makrofossiler. En prøve med sedimenter ble skylt gjennom en 125µm sikt, det resterende materiale ble lagt oppi en glasskolbe sammen med destillert vann og et mikroskop ble brukt for å identifisere makrofossiler. Det ble undersøkt for materiale som hadde mørkebrune fragmenter, mens materiale som hadde flyteegenskaper ble unngått da dette materiale trolig vil være av akvatisk opprinnelse. Lysebrunt- og materiale med blank overflate ble utelatt, da dette materiale kan være dyrerester (personlig kommentar, Aarnes, 2010). Makrofossilene ble tørket og veid og plassert i et glass og fryst ned for å forhindre soppvekst. Glassbeholderene ble sterilisert ved hjelp av luftblåser og ble videre oppvarmet i ovn fra 105 til 550 °C for å fjerne eventuell organisk forurensning. Glassbeholderene ble deretter nedkjølt til romtemperatur før makrofossilene ble lagt oppi (personlig kommentar, Aarnes, 2010). Da sedimentene fra Jægervatn er hovedsakelig karakterisert av finkornet materiale som kan ha lett for å klumpe seg sammen ble sedimentene tilført calgon (0,05 %) og satt i en ristemaskin i en time for å løse opp materiale (personlig kommunikasjon, Kvisvik, 2011). Materiale ble deretter silt i en sil (125µm), mens restmaterialet ble tatt vare på for bruk til videre analyse. Til sammen ble femten av de nederste cm i kjerne JVS104 - 504 undersøkt for makrofossiler (AMS) men kun tre av bunndateringene hadde nok daterbart materiale og ble sendt til datering (vedlegg, 3A). Makrofossilene ble analysert hos Poznan radiokarbon laboratorium i Polen. C¹⁴-alderene ble kalibrert ved hjelp av Calib Dev 6.0.1. (Stuiver og Reimer, 1993) og ved bruk av Intcal0.9 (Reimer et al., 2009).

5.4 Oppsummering

- Innsjøsedimentene ble analysert med bruk av ikke-destruktive (visuell analyse, MS, X-ray og XRF) og destruktive laboratoriemetoder (sedigraf, DBD, LOI og WC).
- Bruk av flere metodeparametere vil styrke identifiseringen av materialet tilført gjennom glacial aktivitet og hjelpe til å skille ut støy fra andre avsetningskilder, for eksempel fra massebevegelse og andre faktorer fra nedslagsfeltet.
- Alle laboratoriemetodene er høy-oppløselig og kontinuerlige, hvor XRF-logging og magnetisk susceptibilitet (10^{-6}) har de høyeste oppløsningene på 0,2mm. Den maksimale oppløsningen som ble brukt var på 100mm på de resterende sedimentparameterne.
- To radiometriske aldersdateringsmetoder ble tatt i bruk; ^{210}Pb og C^{14} .
- Til tross for metodenes fordeler er det viktig å ha kunnskaper om eventuelle feilkilder som følger bruken av de forskjellige metodene, spesielt når en skal bruke metodene til aldersbestemming og som prokxy og si noe om tidligere hendelser relatert til klima.
- Flere av metodeparameterne kan brukes som grunnlag for interkjernekorrelering av kjernene hentet opp fra sør – nord transektet.

6. Innsjøsedimenter – Resultat

6.1 Innledning

I dette kapittelet blir først resultatene fra de utførte laboratorieanalysene (tabell 6.1) presentert, etterfulgt av en tolkning av resultatene. Det vil hovedsakelig bli vektlagt å identifisere trender i sedimentparameterne samt og identifisere enheter i parameterne som kan korreleres mellom kjernene i sør – nord transektet. Flere korrelasjonsanalyser har blitt utført for å undersøke hvor godt de enkelte parameterne korrelerer. Kapittelet avsluttes med en tolkning av den romlige og den temporale sedimentasjonsraten i Jægervatn basert på kjernekorrelering og alder-dybde modeller konstruert med bruk av overflate- (^{210}Pb) og bunndateringer (^{14}C).

Tabell: 6.1 Tabellen viser en oversikt over de ulike analysene som er utført på kjernene fra Jægervatn. MS, DBD og FP var allerede utført på JVP203 (1/2) og MS på JVP203 (2/2) (Bakke, 2010).

Kjerne	JVS104	JVS204	JVS304	JVS404	JVS504	JVS604	JVP203 1/2	JVP203 2/2
Koordinater (34W,UTM)	457877-7732564	457650-7732838	457624-7733501	457496-7733817	457489-7734089	457252-7734435	457800-7735140	457800-7735140
Dybde (cm)	20m	20m	30m	30m	30m	40m	40m	40m
Lengde (cm)	16cm	19cm	18cm	28cm	24cm	14cm	148cm	135cm
XRF	ok	ok	ok	ok	ok	ok	ok	ok
X-ray	ok	ok	ok	ok	ok	ok	-	-
MS 10-5	ok	ok	ok	ok	ok	ok	ok	ok
Xbulk (Kappabro)	ok	ok	ok	ok	ok	ok	-	-
Xbulk (MFK)	ok	ok	ok	ok	ok	ok	-	-
Xbulk (77K)	ok	ok	ok	ok	ok	ok	-	-
Frekvens susc.	ok	-	ok	-	-	-	-	-
LOI	ok	ok	ok	ok	ok	ok		
DBD	ok	ok	ok	ok	ok	ok	ok	-
WC	ok	ok	ok	ok	ok	ok	-	-
Sedigraf	ok	ok	ok	ok	ok	ok	-	-
FP	-	-	-	-	-	-	ok	-
^{210}Pb	-	-	-	ok	-	-	-	-
C14	ok	ok	-	-	ok	-	-	-

6.2 Datapresentasjon

6.2.1 Visuelle logger

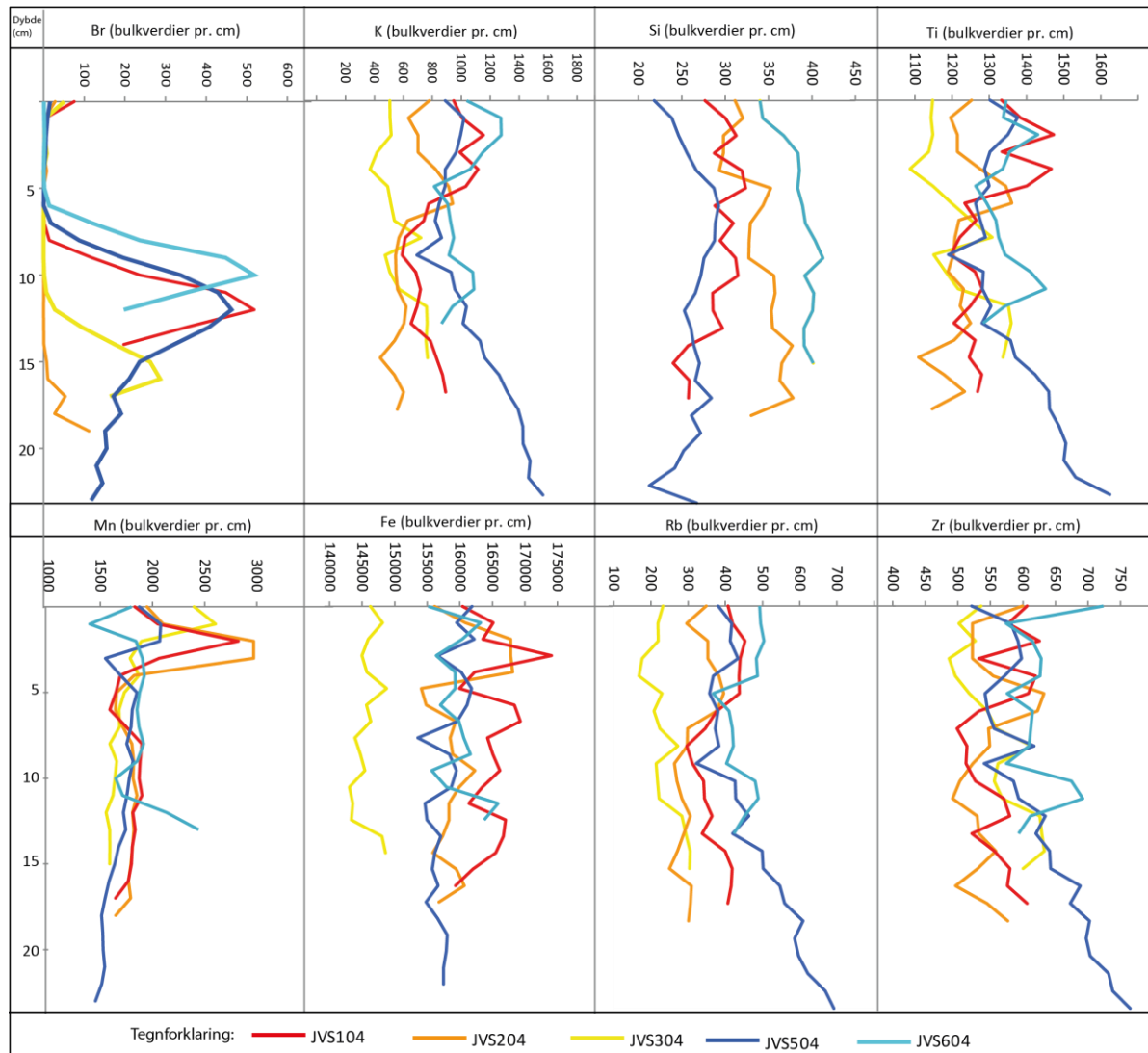
Sedimentene fra Jægervatn består i hovedsak av minerogent materiale og viser enkelte steder tydelige laminerte lag som også er observert på røntgenbildene (vedlegg II). Den gjentatte lamineringen inntreffer ved ulike dyp i hver kjerne og avbrytes av varierende antall tilsynelatende strukturløse seksjoner. Vedlegg I og II viser de visuelle loggene for HTH-kjernene, med logg, farge og beskrivelse. I tillegg er røntgenbilder lagt ved for kjerne JVS404 til kjerne 604 på vedlegg II. Tilsammen er syv stratigrafiske lag identifisert basert på logging alene, men kun de øverste stratigrafiske lagene kan gjenkjennes i alle kjernene. Visuelt og ved prøvetaking utmerket kjerne JVS104 seg fra de andre kjernene med grovere materiale og tykkere lamineringer (vedlegg I). Visuelt er kjerne JVS204 og JVS304 tilnærmet lik og det samme er JVS404 og JVS504. En grov visuell logg av JVP203 er illustrert på vedlegg 5 (A). Sedimentene består av laminerte lag i den øvre delen. På bunnen er det innslag av skjell ved ~65cm og ~70cm. Mellom 80 – 148cm er det høyt innhold av skjellfragmenter.

6.2.2 XRF

Til sammen ble 23 geokjemiske elementer registrert på XRF-apparatet ITRAX. Tabell 6.2 viser en oversikt over gjennomsnittsverdiene av konsentrasjonen for hvert element i HTH-kjernene. Figur 6.1 viser en sammenstilling av de utvalgte XRF-elementene Si, K, Ti, Mn, Fe, Br, Rb og Zr som kan være relevante for tolkningen av sedimentene i Jægervatn (gjennomsnittsverdier pr cm) (kapittel 4, XRF-metoden). Elementene har registreringer per sekund fra 0 til $17,5 \cdot 10^4$, hvor jern har den høyeste registreringen på rundt $\sim 14,5 \cdot 10^4$ (JVS104) til $\sim 17,5 \cdot 10^4$ (JVS604).

Tabell 6.2: Tabellen viser konsentrasjonen av sporelementer fra overflatesedimenter fra Jægervatn. Hvert element er representert som gjennomsnittsverdier per kjerne.

Kjerne nr.	JVS104	JVS204	JVS304	JVS404	JVS504	JVS604
Transekt	S --> N					
Vanddybe (m)	20	20	30	30	30	40
Al	22	22	21	13	20	21
Si	386	340	290	192	263	271
S	41	95	102	273	141	151
Cl	22	11	5	2	11	9
Ar	189	171	172	144	164	157
K	574	647	838	888	1101	945
Ca	22870	17844	14856	13053	11802	11186
Ti	1220	1224	1298	1159	1367	1249
V	162	149	140	264	123	116
Cr	178	178	178	189	172	153
Mn	1779	1913	1869	1535	1699	1740
Fe	145780	159581	164669	170681	157963	148636
Ni	408	469	489	361	492	470
Cu	430	491	467	284	498	606
Zn	248	284	303	208	319	290
Br	3	13	60	230	159	135
Rb	237	313	386	652	477	449
Sr	962	684	581	702	587	556
Y	15	6	5	28	9	6
Zr	560	545	564	651	628	616
Pb	44	59	45	230	29	42
inc	15127	15235	15538	651	17454	17076
coh	6313	6084	5988	9	6111	6096
Inc/coh	2	3	3	72	3	3

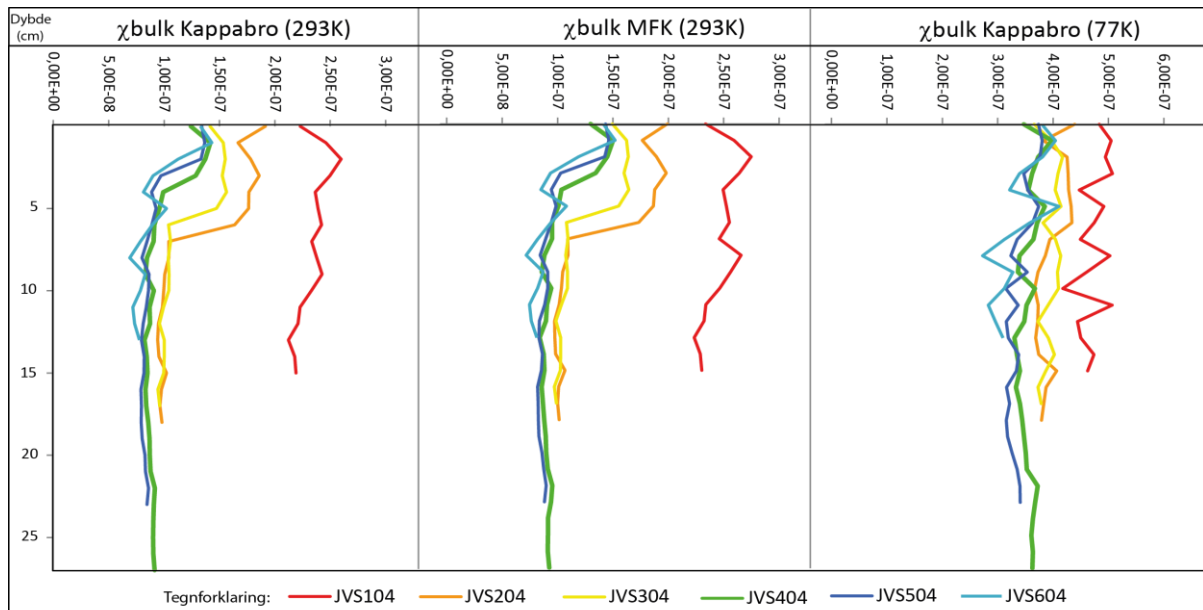


Figur 6.1: Sammenstilling av utvalgte XRF-elementer per HTH-kjerne med gjennomsnittsverdier per centimeter for kjerne JVS104, 204, 304, 504 og 604.

Verdiene på de geokjemiske elementene i tabell 6.2 i kjerne JVS404 skiller seg ut fra de andre kjernene (for eksempel inc og coh) og er derfor ikke tatt med på figur 6.1. Av de undersøkte geokjemiske elementene viser Br en interessant trend ettersom konsentrasjonen øker fra JVS104 til JVS604 fra en gjennomsnittsverdi på ~3 registreringer pr sek. proksimalt i bassenget til en gjennomsnittsverdi på ~230 registreringer pr sek. distalt i bassenget (tabell 6.2; figur 6.1).

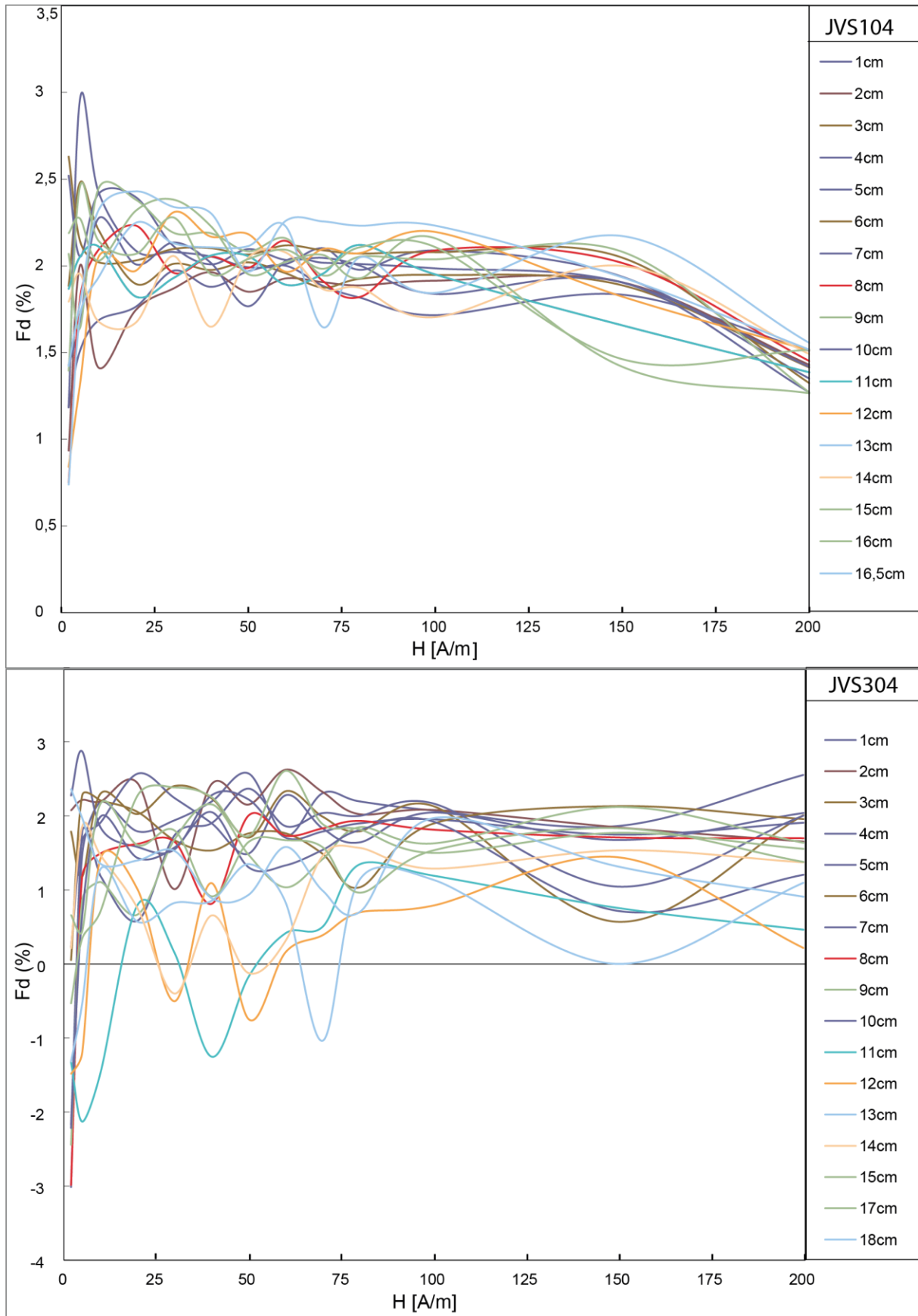
6.2.3 Magnetiske parametere

En sammenstilling av χ_{bulk} målt ved 293K og ved 77K er illustrert på figur 6.2. $\chi_{\text{bulk}(293\text{K})}$ målt på Kappabro og MFK-apparatet viser tilnærmet identiske trender. $\chi_{\text{bulk}(77\text{K})}$ har generelt høyere susceptibilitetsverdier (maksimumsverdi på $5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$) enn ved 293K (maksimumsverdi på $2,7 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$) (figur 6.2). χ_{bulk} susceptibilitetsverdiene er høyest i kjerne JVS104 og verdiene minker suksessivt til kjerne JVS604. $\chi_{\text{bulk}(293\text{K})}$ viser tydelig en nedgang i verdiene i de nederste centimeterne av kjernene.



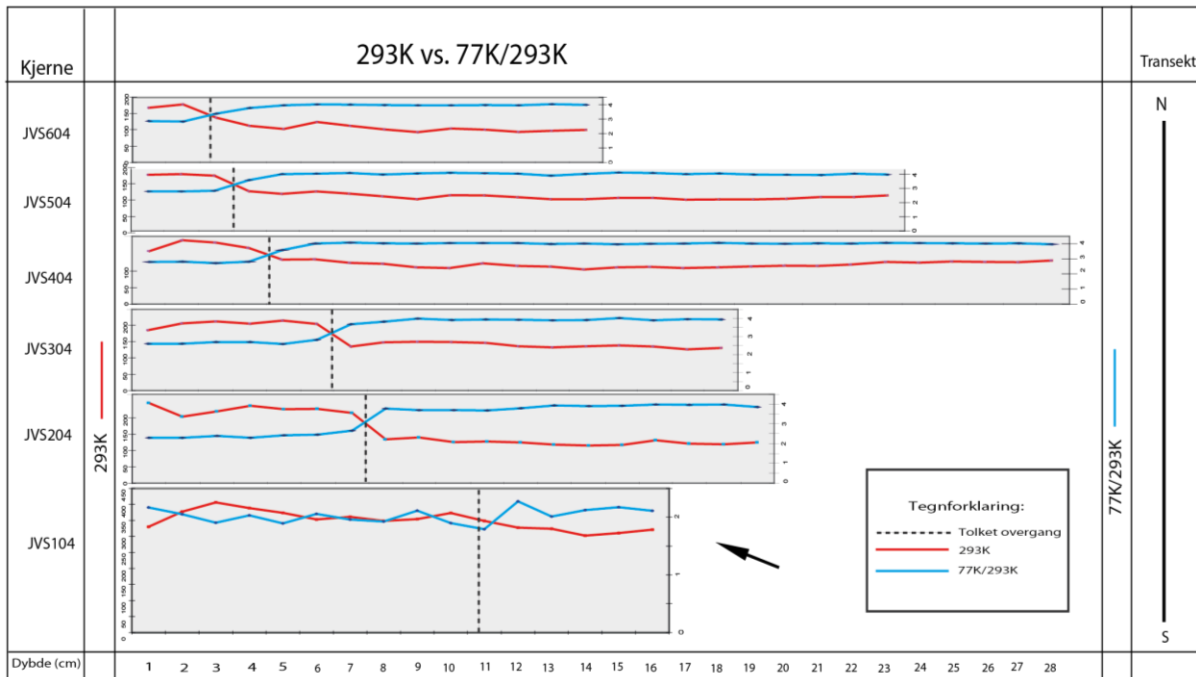
Figur 6.2: Sammenstilling av de magnetiske parametere χ_{bulk} målt ved romtemperatur og ved 77K på kappabro og MFK apparatet for alle HTH-kjernene.

Frekvenssusceptibilitet for kjerne JVS104 og kjerne JVS304 viser verdier mellom henholdsvis 0,75 – 3 % og mellom -3 – 2,9 % (figur 6.3). De største svingningene er observert i de lave feltene opp til 75 H [A/m].



Figur 6.3: Frekvenssusceptibilitet for kjerne JVS104 og JVS304 pr. χ bulk cm.

χ Bulk ved 293K er satt opp mot ratio mellom 77K/293K (figur 6.4). Når 77K/293K har verdier på tilnærmet 4 ($3,8 \pm 0,2$), som nevnt tidligere, er prøven dominert av paramagnetiske mineraler, noe som tydelig fremstilles av figur 6.4. Materialet har derimot ferromagnetiske egenskaper til venstre for den samme vertikale stiplede linjen (Lanci og Lowrie, 1997; Paasche, personlig kommentar 2010; Vasskog et al., 2011) (figur 6.4).

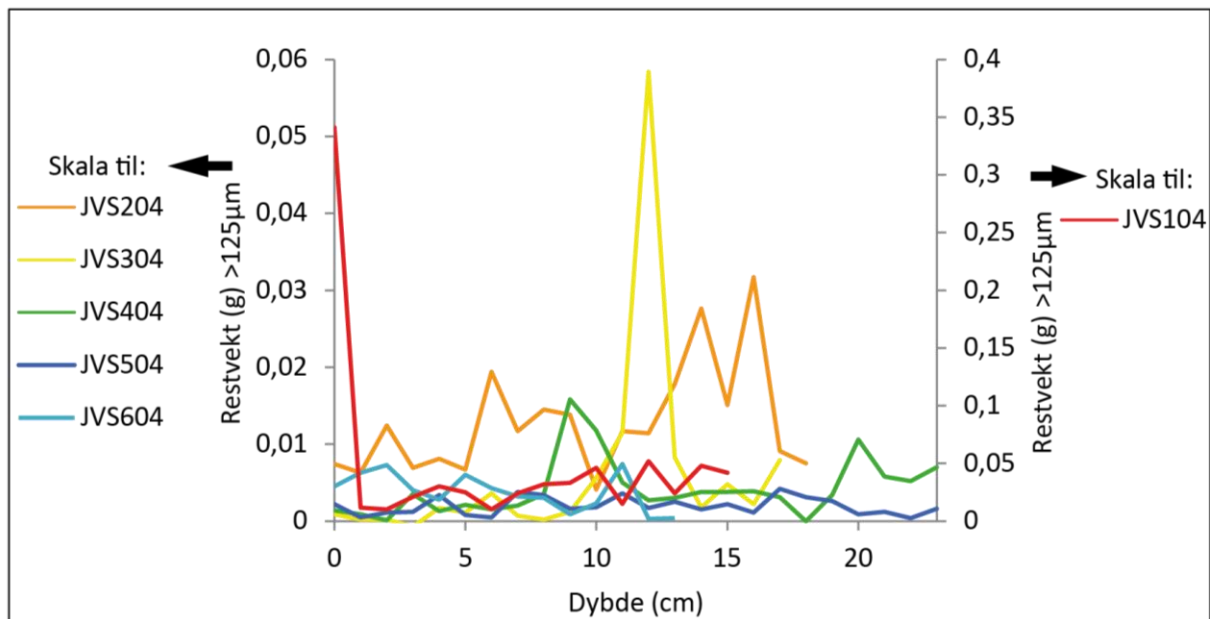


Figur 6.4: Figuren illustrerer overgangen fra paramagnetisk, de nederste cm, til ferromagnetisk materiale illustrert med svart stiplet linje. Overgangen inntreffer dypere i kjerne JVS104 og går gradvis oppover nordover i transektet, illustrert med svart pil. Røde grafer viser MS målt på 293K, mens blå grafer viser 77K/293K. De magnetiske verdiene er ikke korrigert for vekt.

Både paramagnetisk og ferromagnetisk materialet er identifisert i fem av HTH-kjernene (JVS204 – 604). Overgangen mellom de to ulike magnetiske egenskapene har en posisjon dypt i kjernen proksimalt i bassenget og har en progressivt høyere posisjon i kjernene distalt i bassenget (figur 6.4). Grafen fra kjerne JVS104 viser en distinkt oppgang ved et dyp på 11cm, men den maksimale verdien mellom 77K/293K er kun 2,7; sedimentene i kjernen inneholder derfor ferromagnetiske mineraler.

6.2.4 Kornstørrelsesdata

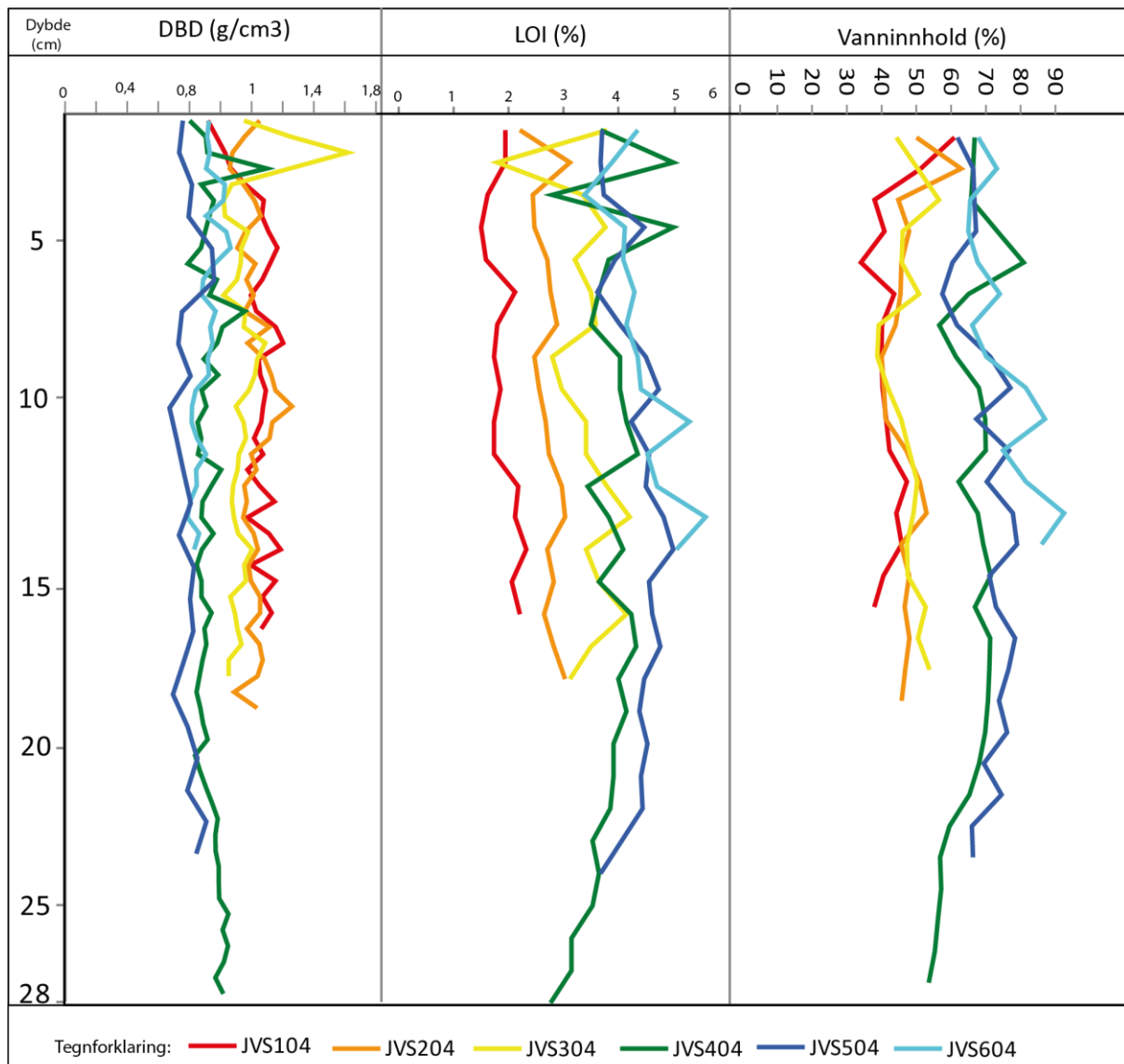
Av konstrørrelsesdata $>125\mu\text{m}$ viser alle kjernene et lavt innhold av de grove kornstørrelsene fin sand $<0,5\%$, veldig fin sand $<8\%$ og veldig grov silt $<10\%$ (sett bort i fra JVS104) (figur 6.7; graf A - C). Selv om det er et lavt innhold av grove kornstørrelser kan en tydelig se en trend til at sedimentene av denne kornstørrelsesorden avtar distalt i innsjøen; dette er også meget tydelig for grov silt, men her er prosentandelen noe høyere (figur 6.7; graf D). Medium silt viser ingen tydelig trend, men JVS204 skiller seg ut med høye verdier, opp til 60 % på dybden mellom 6-8cm (figur 6.7; graf E). Prosentandelen av de fine kornstørrelsene, fin silt, veldig fin silt og leire (figur 6.7; graf F - H) viser en motsatt trend med at andelen øker distalt fra hovedinnløpet. Grafen over gjennomsnittlig kornstørrelse (μm) og sortering (figur 6.7; graf I og J) viser at kjerne JVS104 har de høyeste kornstørrelsene og dårlig sortering, med verdier rundt 3. Kjerne JVS604 derimot, har de laveste kornstørrelseverdiene og dårlig sortering, men har bedre sortering enn JVS104 da den har lavere sorteringsverdier på rundt 2. Andelen av kornstørrelser $>125\mu\text{m}$ var minimal men gram (g) for hver kjerne er illustrert på figur 6.5.



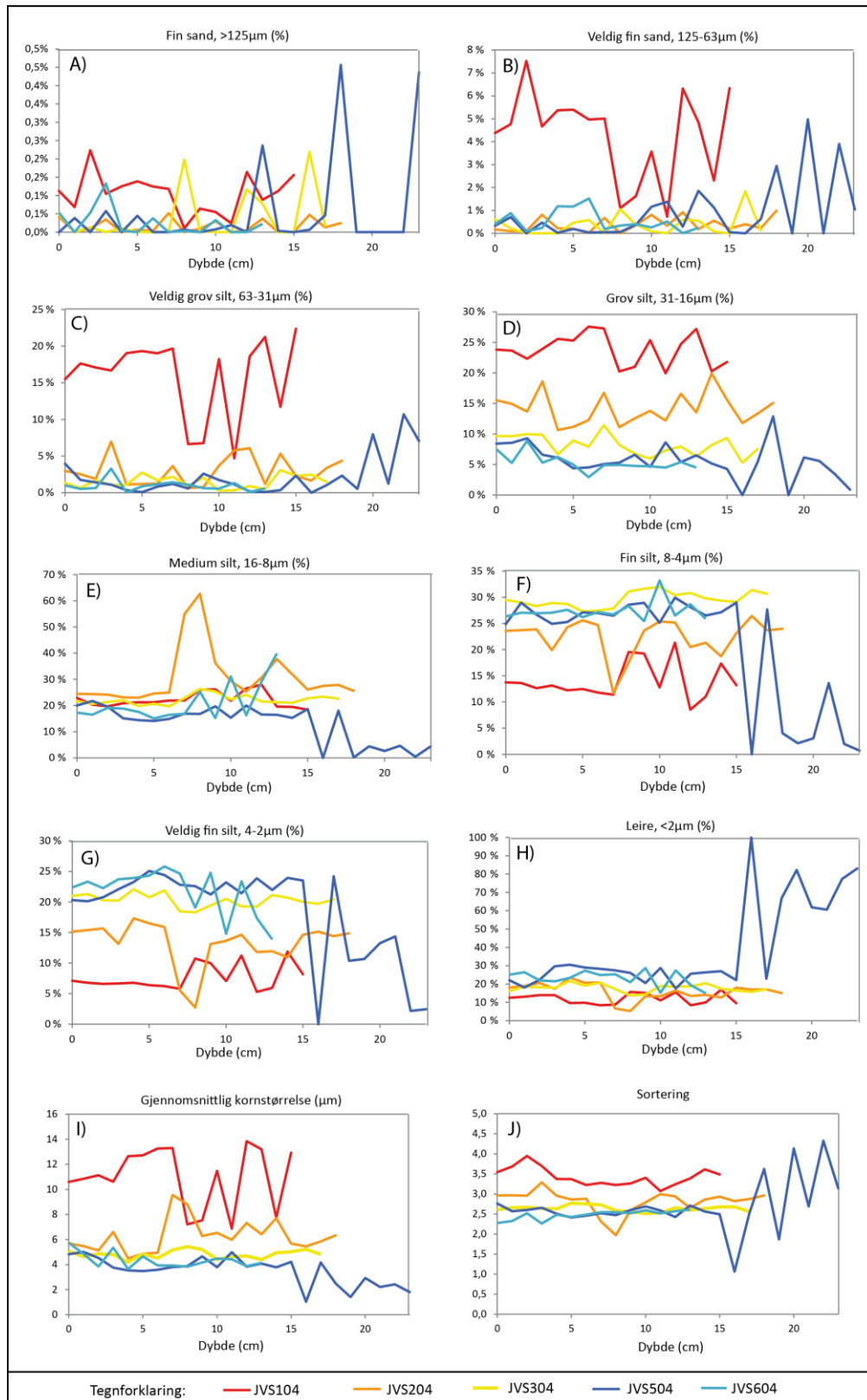
Figur 6.5: Grafene viser restvekten (g) av kornstørrelser $>125\mu\text{m}$. Legg merke til at JVS104 har ulik skala enn de andre kjernene og inneholder en høyere andel av kornstørrelser over $125\mu\text{m}$. Kjerne JVS304 skiller seg ut med høye verdier mellom 11 og 13cm.

6.2.5 Glødetap, massetetthet og vanninnhold

Glødetapsverdiene er generelt lave for alle kjernene (<6 %), men viser likevel noe variasjon mellom kjernene (figur 6.6). Glødetap- og vanninnholdsverdiene er lave for de proksimale kjernene, nær hovedinnløpet til Jægervatn, men har høyere verdier for de distale kjernene. Verdiene for tørr massetetthet viser derimot en motsatt trend, med at de proksimale kjernene har de høyeste verdiene mens de distale kjernene har de laveste (figur 6.6).



Figur 6.6: En sammenstilling av de fysiske parameterne tørr massetetthet, glødetap^{550°} og vanninnhold i HTH-kjernene.



Figur 6.7: Resultatene av kornstørrelsesdataene (<125µm) fra kjernene JVS104, 204, 304, 504 og 604. Graf A – H viser kornstørrelsene fra fin sand til leire med verdier presentert som prosent (%) per prøve og har en oppløsning på 1cm. I tillegg er gjennomsnittlig kornstørrelse og sorteringsgrad for hver kjerne illustrert på graf I og J. Skalaen for kornstørrelse og sortering er basert på den aritmetiske metoden.

6.3 Generell beskrivelse av JVS104-JVS604

6.3.1 Beskrivelse av kjerne JVS104

Kjernen (16cm) består hovedsakelig av minerogent materiale med innslag av grove lamineringer fra 4cm (vedlegg I; visuell logg). Kjernen har gjennomsnittsverdier for glødetap på 1,9 % (mellom 1,4 – 2,3 %), gjennomsnittsverdier for tørr massetetthet er på 1,24 g/cm³, (mellom 0,97 -1,4 g/cm³) og det gjennomsnittlige vanninnholdet er 43 %. De dominerende kornstørrelsene er grov silt (23,7 %) og medium silt (22,3 %). Gjennomsnittlig kornstørrelse er medium silt (10,99µm) og sorteringsverdien er på 3,4 (figur 6.7). Resultatet fra frekvens susceptibilitet viser at verdiene er lave (<3 %).

De magnetiske målingene har gjennomsnittsverdier på henholdsvis $5,3 * SI 10^{-5}$, $2,33401E-07 m^3/kg^{-1}$, $2,47E-07 m^3/kg^{-1}$ (MFK) og $4,73E-07 m^3/kg^{-1}$ (77K). Av de geokjemiske elementene er det Fe som har den høyeste konsentrasjonen med et gjennomsnitt for hele kjernen på ~145 800 registreringer per sekund (tabell 6.2). Mn ~1780 og Ti ~1200 har lavere registreringer per sekund, mens elementene Si, Rb, Zr og K har de laveste registreringene på <1000 (tabell 6.2; vedlegg på vedlagt CD; datamatrise).

6.3.2 Beskrivelse av kjerne JVS204

Kjernen (19cm) består av minerogent materiale, med innslag av tynne lamineringer fra 7,4cm (vedlegg I; visuell logg). Gjennomsnittlige glødetapsverdier for hele kjernen er på 2,67 % (mellom 1,67 - 3,01 %), gjennomsnittlig tørr massetetthet er på 1,21 g/cm³ (mellom 1,05 – 1,46 g/cm³) og det gjennomsnittlige vanninnholdet er 47 %. Den dominerende kornstørrelsen er medium silt (30,4 %) (figur 6.7) og gjennomsnittlig kornstørrelse gjennom kjernen er fin silt (6,2µm). Sorteringsverdien er på 2,8.

De magnetiske målingene har gjennomsnittsverdier på henholdsvis $3,15 * SI 10^{-5}$, $1,2759E-07 m^3/kg$, $1,34E-07 m^3/kg^{-1}$ MFK og $3,96E-07 m^3/kg^{-1}$ (77K). Av de geokjemiske elementene er det Fe som har de høyeste tellingene med tellinger på ~160 000. Ca har tellinger rundt ~17 800 og Mn har tellinger på ~1900 (tabell 6.2). En sammenstilling av sedimentparameterne for JVS204 er illustrert på vedlegg 4.

6.3.3 Beskrivelse av kjerne JVS304

Kjernen (18cm) består av minerogent materiale, med innslag av tynne lamineringer fra 8,5cm (vedlegg I; visuell logg). Gjennomsnittlige glødetapsverdier for hele kjernen er på 3,40 % (mellom 1,8 - 4,1 %), gjennomsnittlig tørr massetetthet er på 1,16 g/cm³ (mellom 1,01 – 1,8 g/cm³) og det gjennomsnittlige vanninnholdet er 47 %. (figur 6.6). Den dominerende kornstørrelsen er fin silt (29,6 %) som også er den gjennomsnittlige kornstørrelsen gjennom kjernen (4,8µm). Sorteringsverdien er på 2,63. Resultatet fra frekvenssusceptibilitet viser at verdiene er lave (<3 %) (figur 6.5).

De magnetiske målingene har gjennomsnittsverdier på henholdsvis $2,24 * SI 10^{-5}$, $1,17441E-07 \text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$, $1,22E-07 \text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$ (MFK) og $3,96E-07 \text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$ (77K). Av de geokjemiske elementene er det Fe som har de høyeste tellingene på ~164 700. De andre elementene har lavere tellinger, for eksempel Ca ~14 800, Mn ~1870 og Ti ~1300 (tabell 6.2).

6.3.4 Beskrivelse av kjerne JVS404

Kjernen er den lengste av HTH-kjernene med en lengde på 28cm (vedlegg II; visuell logg). Gjennomsnittlige glødetapsverdier for hele kjernen er 3,8 % (mellom 2,76 – 4,28 %), tørr massetetthet er på 0,93 g/cm³ (mellom 0,78 – 1,29 g/cm³) og det gjennomsnittlige vanninnholdet er 65 %.

De magnetiske målingene har gjennomsnittsverdier på henholdsvis $2,25 * SI 10^{-5}$, $9,46602E-08 \text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$, $9,8E-08 \text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$ (MFK) og $3,6E-07 \text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$ (77K). Av de geokjemiske elementene er det Fe som har de høyeste tellingene på ~170 600, Ca ~13 000, Mn ~1500, Ti ~1100.

6.3.5 Beskrivelse av kjerne JVS504

Kjernen (24cm) består av minerogent materiale (vedlegg II; visuell logg). Glødetapsverdier for hele kjernen er på 4,29 %, tørr massetetthet er på $0,79\text{g/cm}^3$ (mellom $0,67 - 0,94\text{g/cm}^3$) og vanninnholdet er 70 %. Den dominerende kornstørrelsen er leire med 39,8 %, men gjennomsnittlig kornstørrelse er veldig fin silt ($3,5\mu\text{m}$) og sorteringsverdien er 2,6. (figur 6.7).

De magnetiske målingene har gjennomsnittsverdier på henholdsvis $1,97 * \text{SI } 10^{-5}$, $9,0465\text{E}-08\text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$, $9,5\text{E}-08\text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$ (MFK) og $3,4\text{E}-07\text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$ (77K). Av de geokjemiske elementene er det Fe som har de høyeste tellingene på ~157 900 tellinger per sekund. Ca ~11 800, Mn ~1700 og Ti ~1370 har lavere tellinger.

6.3.6 Beskrivelse av kjerne JVS604

Kjernen er den korteste av alle kjernene med en lengde på 14cm og består av minerogent materiale (vedlegg II; visuell logg). Gjennomsnittlig glødetapsverdier er på 4,42 %, tørr massetetthet er $0,9\text{g/cm}^3$ (mellom $0,78 - 1,06\text{g/cm}^3$) og gjennomsnittlig vanninnhold er 75 %. Dominerende kornstørrelse er fin silt (27,4 %) (figur 6.7), men gjennomsnittlig kornstørrelse gjennom kjernen er medium silt ($4,34\mu\text{m}$) og sorteringsverdien er 2,47.

De magnetiske parameterne har gjennomsnittsverdier på henholdsvis $2,02 * \text{SI } 10^{-5}$, $9,16849\text{E}-08\text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$, $9,63\text{E}-08\text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$ (MFK), $3,36\text{E}-07\text{ m}^3/\text{kg}^{-1}$ (77K). De geokjemiske elementene har tellinger på Fe 148 000, Ca 11 200, Mn 1740 og Ti 1250 tellinger per sekund.

6.3.7 Beskrivelse av kjerne JVP203

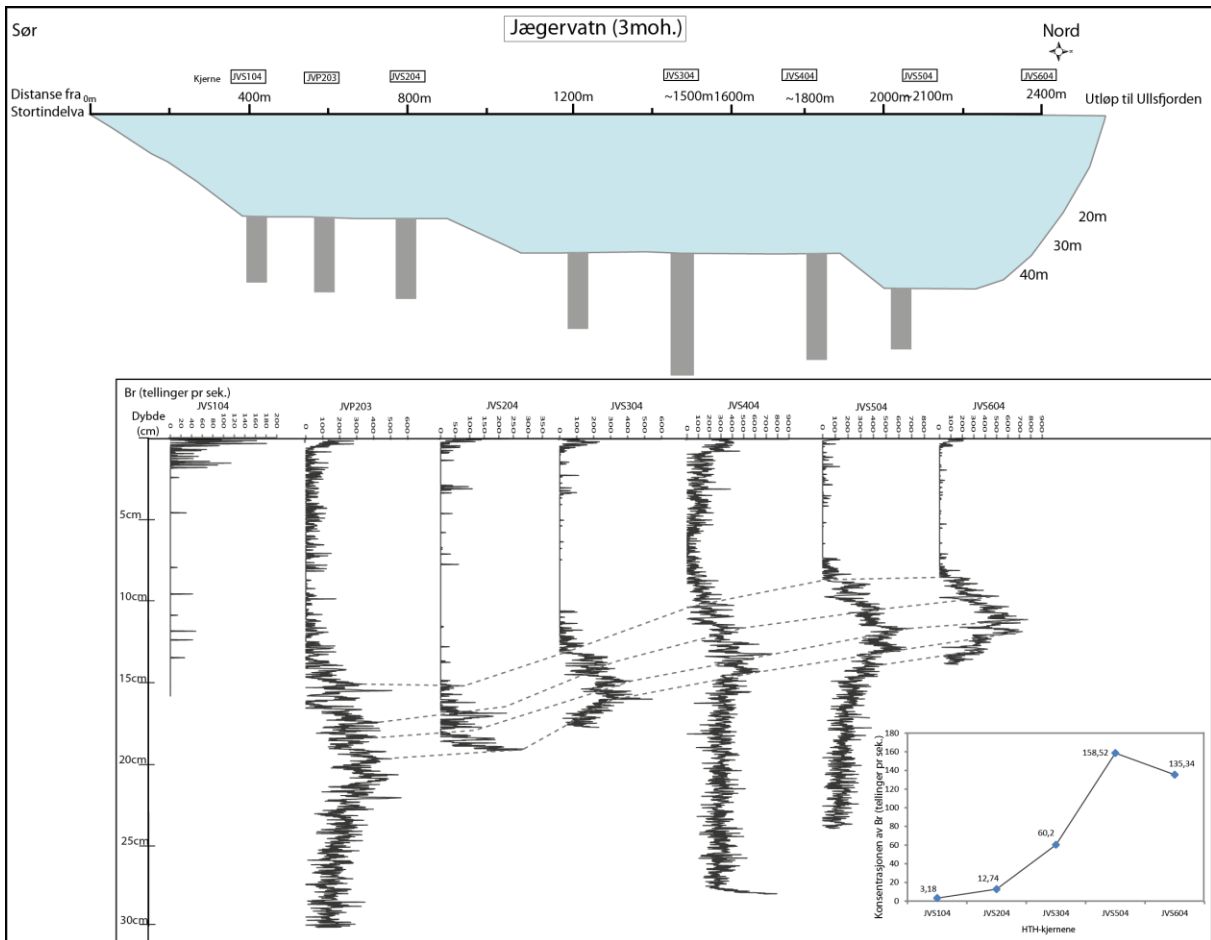
Kjernen er til sammen 248cm og består av to deler ($1/2 = 148\text{cm}$, $2/2 = 138\text{cm}$) men det ble valgt å studere kun den øvre delen (~ 30cm) av kjerne JVP203 $\frac{1}{2}$ for å prøve korrelere den øvre delen (~30cm) med HTH-kjernene (vedlegg 5, sammenstilling av parameterne fra kjernene). Gjennomsnittsverdien (n=30cm) på pistonkjernen for massetetthet er $1,87\text{g/cm}^3$, med en rekkevidde på 0,28 (maksimalt 2,01, minimum $1,73\text{g/cm}^3$). Høyere gjennomsnittsverdi med hele kjernen $2,23\text{g/cm}^3$ (n=283,5cm). En tolkning av kjernene følger i de neste avsnittene.

6.4 Generell tolkning av sedimentparametrene

6.4.1 XRF-elementene

Den høye konsentrasjonen av jern (Fe) i alle kjernene (tabell 6.1; figur 6.1) er muligens et resultat av den rike tilgangen på materiale som har vært subaerilt eksponert (kapittel 3) og bergrunnen i studieområdet (figur 2.2). Den gradvise nedgangen i verdiene nordover i transektet (spesielt for kjerne JVS104 til JVS304), kan reflektere en nedgang i tilførsel av sedimenter (figur 6.1). Ratioen mellom inc/coh øker utover i transektet (tabell 6.2) og kan forklares med roligere forhold for organisk vekst og har en moderat korreleringsgrad med LOI (vedlegg 2; korrelasjonstabeller).

Som tidligere nevnt er elementet Br spesielt interessant og konsentrasjonen øker nordover i transektet. Br er et halogen og har tidligere blitt brukt til å rekonstruere paleosalinitet (Mackereth, 1966; Farmer, 1994 i Boyle, i Last og Smol, 2001:128). Et problem med bruk av Br til å tolke hav og kystpåvirkning er at elementet også kan være en indikator på erosjon av torvmateriale da Br har lett for å bindes til organisk materiale (Boyle, i Last og Smol, 2001:128). Men da overflatesedimentene i Jægervatn er karakterisert av lave glødetaps- (<6 %) (figur 6.5) og inc/coh-verdier (vedlegg 5), kan denne faktoren trolig utelukkes. Historien til Jægervatn (avsnitt 3.3.5) og den lave terskelen til Ullsfjorden på 3 høydemeters differanse gjøre det uansett sannsynlig at anrikninger av Br reflektere tilsig av marine vannmasser. Tidevannsstrømmer og “ekstremperioder” kan forårsake innstrømning av salint vann (Corner og Haugane, 1993). Br-målingene per kjerne ble satt opp sammen og stiplede linjer er tolket som at kjernene korrelerer. Det er tydelig at den økende trenden nordover i bassenget reflekterer en marin påvirkning som er registrert høyest stratigrafisk oppe i kjernene hentet nord i bassenget (figur 6.11). En dypere diskusjon rundt Br følger i diskusjonen i kapittel 8.



Figur 6.8: Figuren viser en skisse av Jægervatn og Br-verdiene per HTH-kjerne, i tillegg vises også Br-verdiene til den øvre delen av kjerne JVP203. Br-verdiene viser en tydelig økende trend nordover i transektet. De stiplede linjene mellom kjernene illustrerer det som er tolket som lag som korrelerer. Grafen i høyre hjørne illustrerer gjennomsnittsverdiene av Br for HTH-kjernene.

6.4.2 De magnetiske parameterne

Styrken på det magnetiske signalet utelukker tilstedeværeslen av MTB (magnetistatic bacteria) (Evans og Hellar 2003; Paasche et al., 2004). De magnetiske parameterne χ bulk (293K) målt på kappabro-apparatet og χ bulk (293K) målt på MFK-apparatet har en høy korrelasjon i alle kjernene på $r = 0,97$ (JVS104) og $r = 1$ (JVS204 til 604) (vedlegg 2 og vedlegg på vedlagt CD; korrelasjonstabeller). De høye MS-verdiene i kjerne JVS104 og de lave MS-verdiene i kjerne JVS604 reflekterer en høyere allogen tilførsel av materialet ved innløpet. Tilførselen av materiale synker deretter suksessivt nordover i transektet. En tendens til et nytt skifte av susceptibilitetsverdier er også observert i slutten av kjernene. En annen gjennomgående trend for alle kjernene er at de magnetiske målingene målt etter å ha lagt i flytende nitrogen (77K) er høyere enn de andre magnetiske parameterne målt i romtemperatur (293K). Årsaken til dette er en funksjon av egenskapene til de magnetiske mineralene som får høyere susceptibilitetsverdier når sedimentene er nedkjølt (Vasskog et al., 2010 i print). Frekvenssusceptibilitet målt på kjerne JVS104 og 304 viser at de maksimale verdiene ligger på ~ 3 % (figur 6.3), noe som utelukker en dominerende tilstedeværelse av SP-korn (superparamagnetiske) da verdiene er lavere enn 6 % (Dearing et al., 1996). To forskjellige magnetiske signaturer er identifisert fra sedimentene i Jægervatn; en paramagnetisk sekvens i den nedre delen og en ferromagnetisk sekvens i den øvre delen av kjernene.

6.4.3 Glødetap, tørr massetetthet og vanninnhold

Verdiene for glødetap ligger på < 6 % i alle kjernene, glødetapsparametret er derfor ikke gyldig til å brukes som en indikator på glacial aktivitet, da verdier på < 5 % vil kun registrere støy (Snowball, 1996). Glødetapsparametret er best egnet til organiske sedimenter og er lite egnet til innsjøsedimentene fra Jægervatn da innsjøen domineres av minerogen sedimentasjon. Parameteret gir derimot informasjon om en romlig trend i Jægervatn da JVS104 har de laveste glødetapsverdiene og verdiene øker med distanse fra hovedinnløpet hvor JVS604 har de høyeste av alle HTH-kjernene. Korrelering av LOI mot inc/coh i kjerne JVS104 viser at de har en moderat korrelasjon ($r = 0,5$) (vedlegg 2; korrelasjonstabell). Da det ikke ble kalkulert glødetap for piston-kjernen ble ratio mellom inc (sammenhengede) og coh (ussammengengende spredning) brukt som en indikator for organisk materiale (jamf. Gyard et al., 2007). Denne kjernen viser også lave verdier (vedlegg 5). Kjernene distalt fra hovedinnløpet har roligere forhold og har dermed større forutsetninger for en anriking av organisk materialet enn kjernene proksimalt til hovedinnløpet.

Den tydelige nedgangen i tørr massetetthetsverdier fra 1,24 g/cm³ i JVS104 til 0,9g/cm³ i kjerne JVS604 reflekterer en nedgangstrend i tørr massetetthet nordover i Jægervatn. Dette er også illustrert med de to grupperingene observert på figur 6.6, hvor de tre kjernene proksimalt til Stortindelva har de høyeste verdiene, mens de tre kjernene distalt fra Stortindelva har de laveste verdiene. Dette reflekterer også en ulik sedimentasjonsrate i sør – nord transektet, og derfor også en forskjellig romlig sedimenttilførselen til Jægervatn. Det er en smal differanse mellom rekkevidden på massetetthetsverdiene i hvert datasett (i hver kjerne) på maksimalt 0,4 (JVS104). Verdiene for vanninnhold øker med avstand fra hovedinnløpet. JVS104 har et vanninnhold på 43 %, mens kjerne JVS604 har et vanninnhold på 75 % og er invers av tørr massetetthetsverdiene (JVS104 $r = -0,51$, JVS204 $r = -0,63$, JVS304 $r = -0,28$, JVS4504 $r = -0,42$, JVS604 $r = -0,77$). Dette reflekterer at når et sediment har høy massetetthet så vil det være en lav andel av porerom som vil kunne bidra til å holde på vanninnhold (Bakke et al., 2005c).

6.4.4 Kornstørrelseparameterne

Den distale lokaliteten til Jægervatn fra breene i nedslagsfeltet bidrar til avsetning av fine kornstørrelser og det er derfor et lavt innhold av grove kornstørrelser $>125\mu\text{m}$ (figur 6.7). Årsaken til at kjerne JVS104 har den høyeste andelen av de grove kornstørrelsene er i samsvar med hjulstrømdiagrammet (Boggs, 2006; 29), energien til smeltevannet og den proksimale lokaliteten til Stortindelva. Den høye andelen av medium silt mellom 6-8cm i kjerne JVS204 (figur 6.6; graf E) kan være et resultat av en periode når Stortindelva hadde høyere kapasitet og kompetanse og smeltevannet ble fraktet lengre ut i Jægervatn som et resultat av dette. Den høyere andelen av fint materiale i kjernene distalt er også i samsvar med hjulstrømdiagrammet og et resultat av størrelsen til Jægervatn. Distalt fra hovedinnløpet vil forholdene være så rolige at bare små kornstørrelser vil avsettes (Boggs, 2006). Nedgangen i sorteringsverdiene reflekterer bedre sortert materiale distalt fra hovedinnløpet (figur 6.8, graf J).

6.5 Inndeling i enheter

Resultatet av de fysiske og geokjemiske sedimentparameterne viser at enkelte av parameterne kan korreleres kvalitativt mellom de ulike kjernene. Av de magnetiske parameterne ble parameteret χ_{Bulk} , målt på MFK-apparatet, brukt til interkorrelering, da dette apparatet har den høyeste sensitiviteten (personlig kommunikasjon; Paasche 2010). Andre parametre, som Ti, har høy korrelasjon med magnetisk susceptibilitet og støtter også denne inndelingen (vedlegg 2 og på vedlagt CD; korrelasjonstabeller). Sammenstilling av alle parameterne gir grunnlag i inndeling i enheter (Vedlegg 4).

Overgangen mellom ferromagnetiske- og paramagnetiske signaler i kjernene (avsnitt 6.2.3; figur 6.4), er i tillegg brukt for å kvantifisere inndelingen av kjernene i to hovedenheter: Enhet A og enhet B (figur 6.3). Enhetene vil bli beskrevet samlet, uavhengig av individuelle kjerner, ettersom de to enhetene (vedlegg I og II; visuelle logger) er registrert i alle kjernene. Den øverste enheten vil bli beskrevet først. En tredje enhet (enhet C), er også observert i bunnen av kjerne JVS204 til JVS504 og er identifisert på bakgrunn av endringer i de magnetiske parameterene.

6.5.1 Enhet A

JVS104: 0 – 11cm JVS204: 0 – 7cm

JVS304: 0 – 6cm JVS404: 0 – 4cm

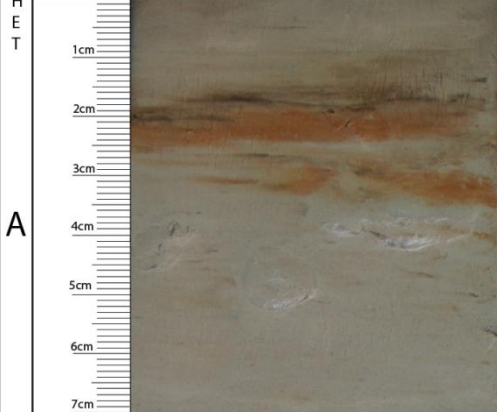
JVS504: 0 – 3cm JVS604: 0 – 2cm

De visuelle loggene illustrerer at alle kjernene har tilnærmet den samme litostratigrafien, men med varierende tykkelse, hvor JVS104 har det tykkeste laget på 11cm. Enhetens litostratigrafi består av tre minerogene lag (figur 6.8): Det første laget er grått (5Y 8/1) uten tilsynelatende strukturer i kjerne JVS204 – 604. Laget er massivt i kjerne JVS204 og 304 med en tykkelse på ~5cm, men har mindre tykkelse i JVS404 – 604 på ~1cm. Ovenfor det grå laget inntreffer det et gul-rødt lag (5YR 5/8) av mindre skala. Dette laget ligger på følgende nivå i kjernene: 2,1 - 1,7cm (JVS104), 2,3 - 1,8cm (JVS204), 3,8 - 3,3cm (JVS304), 4,3 - 3,7cm (JVS404), 2,8 - 2,2 cm (JVS504), og 2,1 -1,6cm (JVS604). Den siste litostratigrafien i enhet A er topplaget med olivenbrun farge (2,5Y 4/2) (vedlegg I og II; visuelle logger) og ligger fra 1,7cm til 0 cm i JVS104, mens laget ligger fra 0,8cm til 0cm i JVS604.

Glødetapsverdiene er lave i alle kjernene og viser ingen høye amplituder bortsett fra noen få toppverdier. Gjennomsnittlig glødetap ligger på følgende nivå i kjernene: 2,65 % (JVS104), 2,65 % (JVS204), 3,23 % (JVS304), 4,09 % (JVS404), 3,7 % (JVS504) og 4,10 % (JVS604). Tørr massetetthetsverdiene ligger mellom 1,71-1,89 g/cm³ i JVS104 med et gjennomsnitt på 1,75 g/cm³. Gjennomsnittsverdier for de andre kjernene er: 1,77 g/cm³ (JVS204), 1,57 g/cm³ (JVS304), 1,0 g/cm³ (JVS404), 0,77 g/cm³ (JVS504) og 0,92 g/cm³ (JVS604). Gjennomsnittlig vanninnhold øker nordover i transektet, JVS104 har det laveste vanninnholdet på 43,1 %. Vanninnholdet i de andre kjernene er: 48,8 % (JVS204), 49 % (JVS304), 68,2 % (JVS404), 65,1 % (JVS504) og 70,65 % (JVS604). Variasjonene i den visuelle loggen samsvarer delvis med parameterne magnetisk susceptibilitet, Ti, K, Rb, Zr, Fe/Ti og Mn/Ti (vedlegg 4). Enheten karakteriseres generelt av høye gjennomsnittlige partikkelstørrelser (vedlegg 4).

De magnetiske målingene er generelt høyere enn enheten under og det er denne overgangen som er en av de avgjørende faktorene som bidrar til å separere enhet A fra enheten under (B) (figur 6.2). Ingen tydelige amplituder i MS-verdiene er observert, bortsett fra i kjerne JVS204. Generelt samsvarer de geokjemiske elementene Ti, Ca, Si og Rb med de magnetiske parametrene, ettersom de har høyere verdier enn i enheten under. Fe har de høyeste tellingene med et gjennomsnitt på 145 990 i kjerne JVS104, 164 236 i kjerne JVS304 og 164 824 i

kjerne JVS604. Ca og Mn har også høye tellerater (vedlegg på CD; datamatrix). Ti-verdiene ligger på ~1100-1400 og har gjennomsnittsverdier på 1172 tellinger pr.sek. i kjerne JVS104, 1398 tellinger pr.sek. i JVS304 og 1313 tellinger pr.sek. i JVS604. Si og Rb har lavere tellinger på 381 tellinger pr.sek. (JVS104), 303 tellinger pr.sek. (JVS304) og 284 tellinger pr.sek. (JVS604).

E N H E T	DYBDE (cm)	KJERNE: JVS204	LOGG	MÜNSELL - FARGEKODER	BESKRIVELSE
	1cm			2,5Y (4/2)	1) 0-1cm: Homogent lag, tilsynelatene uten strukturer.
2cm			2,5Y (2,5/1)	2) 1,3 - 2cm: Innslag av mørkt lag, tykkelse ~1mm.	
3cm			5YR (5/8)	3) 1,8 - 3,5cm: Dominert av jern - utfelling, tykkelse fra 5mm til <5mm.	
4cm				N51 (0050)	4) 3,5-7cm: Massivt homogent lag, med ujevn overflate. Tilsynelatende ute strukturer.
5cm					
6cm					
7cm					

Figur 6.9: Representativ logg for enhet A, hentet fra kjerne JVS204.

6.5.2 Enhet B

JVS104: 11 – 16 cm JVS204: 7 – 19 cm

JVS304: 6 – 18 cm JVS404: 4 – 20 cm

JVS504: 3 -20 cm JVS604: 2 – 14 cm

Lamineringer er karakteristisk for den øvre delen av denne enheten (figur 6.9), men med varierende tykkelse hvor JVS104 består av vekselvis lamineringer (5Y 7/1 og 5Y 5/1) bestående av silt og leire med en tykkelse på $\sim \leq 5$ mm (vedlegg I; visuell logg), mens de andre kjernene har finere lamineringer med tykkelser på ≤ 1 mm (vedlegg I og II; visuelle logger). Gjennomsnittlig kornstørrelse for kjernene er: $10,9\mu\text{m}$ (JVS104), $6,8\mu\text{m}$ (JVS204), $4,8\mu\text{m}$ (JVS304), $3,3\mu\text{m}$ (JVS504) og $4,19\mu\text{m}$ (JVS604). Enheten har lavere leirinnhold enn enheten over, på 13 %.

Glødetap har en gjennomsnittlig verdi på 2,17 % i JVS104, tørr massetetthet og vanninnhold har ingen markant overgang slik som det er observert i de magnetiske og geokjemiske elementene. Enhet B karakteriseres av betraktelig lavere magnetiske verdier i alle MS-målingene (vedlegg 4). JVS104 har en gjennomsnittlig verdi av χ_{Bulk} på $2,18481\text{E-}07$ (293K).

E N H E T B	X-ray	DYBDE (cm)	KJERNE: JVS404	LOGG	MÜNSELL - FARGEKODER	BESKRIVELSE
		4cm			5YR 5/6 2,5Y 6/1	2) 3,7 - 4,3cm: Jernlag. 3) 4,3 - 4,9cm: Homogent lag, uten struktur. 4) 6-8cm: Tynne lamina.
		5cm				
		6cm				
		7cm				
		8cm				
		9cm			5YR 4/6	5) 8 - 11cm: Tynne vekselvis mørke og lyse lamina. Så tynne og diskontinuerlige at det er umulig å telle. Tykkelse fra 1mm til <1mm.
		10cm				
		11cm			5Yr 8/1	
		12cm				
		13cm				
		14cm				
		15cm				
		16cm				
		17cm				
		18cm			5Y 6/1	6) 11 - 15,3cm: Tynne vekselsevis mørke og lyse lamina, lysere grånyanser og tykkere enn ovenfor. Jernutfelling på sidene, fra 5,5cm til 22,5cm.
		19cm				
		20cm			5Y 5/1	7) 15,3 - 28cm: Homogent, ingen tydelig struktur. Litt mørkere grå nedover i kjernen En del ujenvheter på overflaten er gjennom- gående i hele kjernen.

Figur 6.10: Representativ logg for enhet B, hentet fra kjerne JVS404.

6.5.3 Enhet C

JVS204: 16,5 – 19cm



JVS304: 16,5 – 18cm

JVS404: 20 – 28cm

JVS504: 20 – 24cm

Enheten observeres i de nederste centimeterene i de lengste kjernene og er best representert i kjerne JVS404 og JVS504 og kan ikke observeres i de korteste kjernene JVS104 og JVS604. Den visuelle loggen og røntgenbildene illustrerer at litostratigrafien er karakterisert av et grått lag uten strukturer/ lamineringer (figur 6.10). Gjennomsnittlig kornstørrelse i kjerne JVS504, er 8,7 μ m, med 71 % leire og har dermed den høyeste konsentrasjonen av den laveste kornstørrelsen av alle enhetene. Ettersom enheten er best representert i JVS504 vil denne presenteres.

JVS 504 har nedgang i vannverdiene, økning i glødetapsverdiene. JVS504, liten oppgang i alle MS-parameterene, økende trend i Ti, K, Zr og Rb, mens Fe/ti og Mn/Ti viser en minkende trend (vedlegg, sammenstilling av sedimentparametere på vedlagt CD).

	X-ray	DYBDE (cm)	KJERNE: JVS504	MÜNSELL FARGEKODER	BESKRIVELSE
E N H E T C				2,5Y (5/1) v. og h. side innslag av YR (5/4)	7)14,5 - 24,5cm: Homogent lag, ingen tilsynelatende strukturer. Innslag av jern på venstre og høyre side av kjernen YR (5/4).

Figur 6.11: Representativ visuell logg fra enhet C (kjerne JVS504). Bildet og røntgenbildet viser ingen struktur i denne enheten.

6.6 Tolkning av enhet A, B og C og deres respektive avsetningsagenser

I de neste avsnittene vil en tolkning av de inndelte enhetene presenteres. Rekkefølgen er bestemt på bakgrunn av når de ble avsatt.

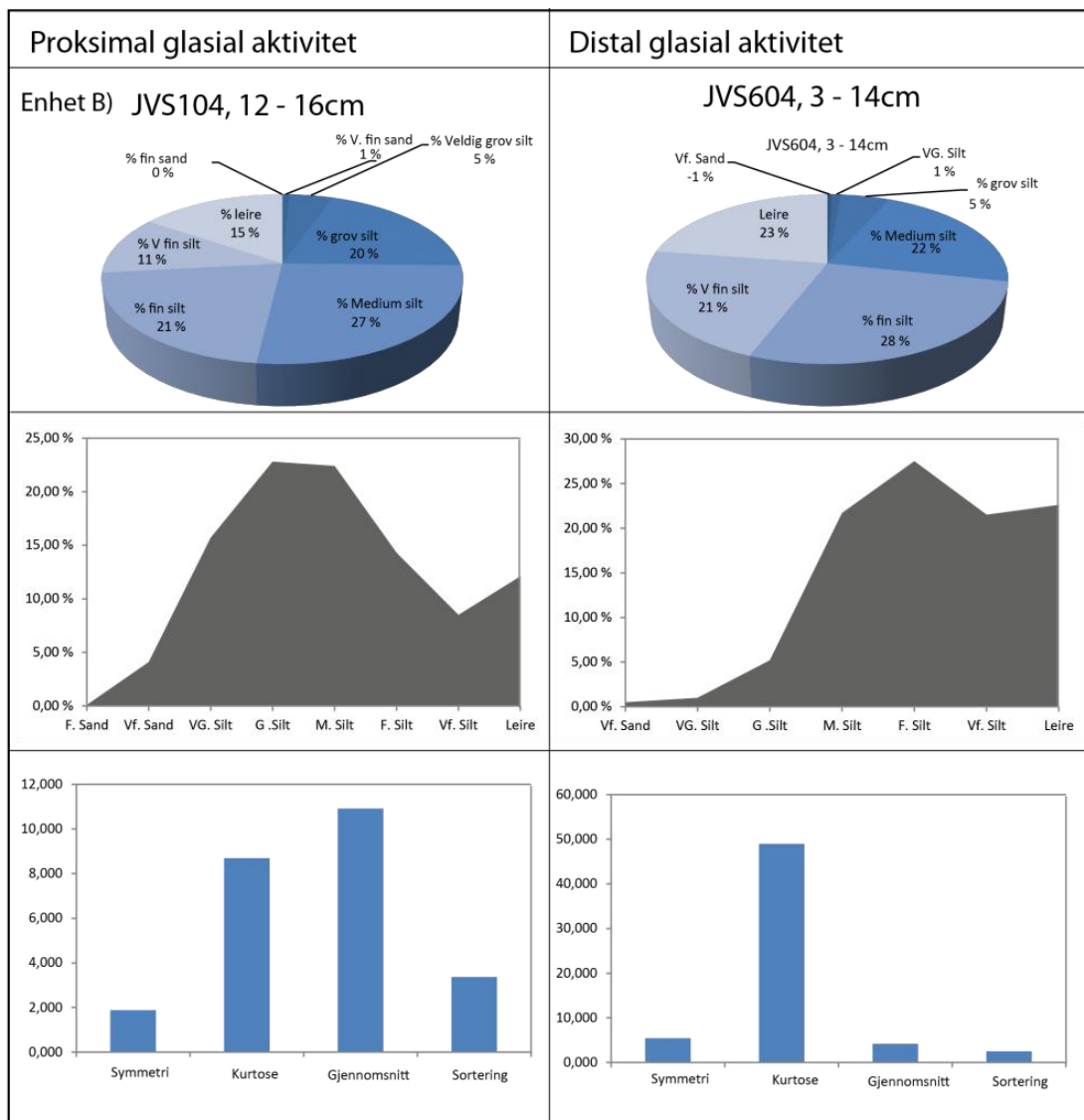
6.6.1 Tolkning av enhet C

Faktorer som den stratigrafiske posisjonen i bunnen av kjernene, den visuelle loggen uten strukturer og den høye andelen av leire, antyder at enheten er avsatt under marine forhold, den

lengre kjernen, JVP203 støtter også at Jægervatn tidligere har vært marin, med funn av skjell i kjerne (vedlegg 5A).

6.6.2 Tolkning av enhet B

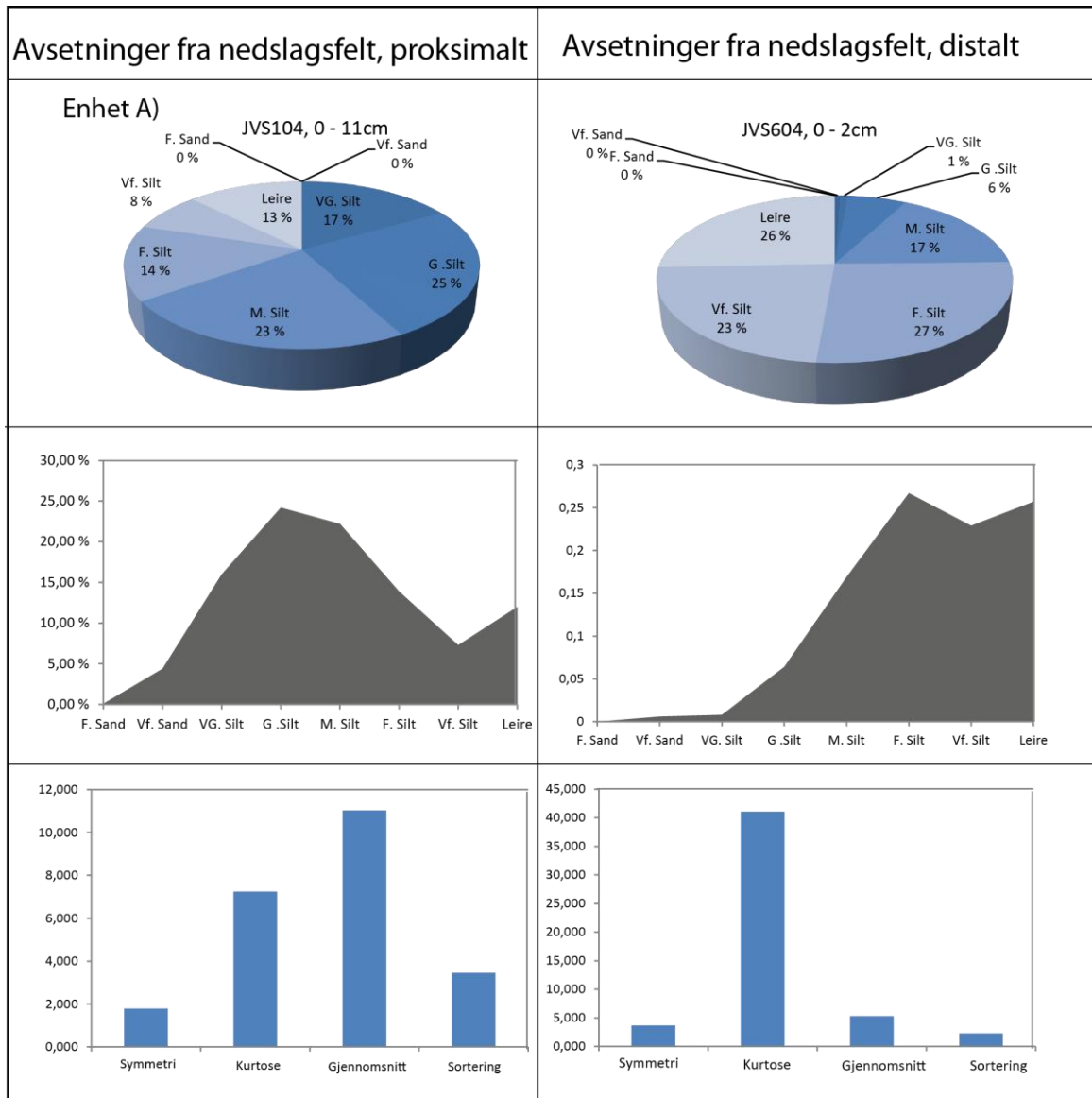
De lave magnetiske målingene i kombinasjon med lave verdier i de andre sedimentparameterne som reflekterer alloge transport av materiale, tyder på at i perioden når sedimentene ble avsatt i enhet B var karakterisert av en periode med en relativ lav tilførsel av materiale. Identifiseringen av paramagnetisk materiale støtter også denne tolkningen (avsnitt 6.2.3; figur 6.4). Det paramagnetiske materialet er trolig materialtilførsel hovedsakelig fra paraglasiale sedimenter i nedslagsfeltet (kapittel 3; figur 3.20; kvartærgeologisk kartskisse). De tydelige lamineringene kan indikere at Jægervatn hadde roligere forhold enn i perioden senere (enhet A) (personlig kommunikasjon, Bakke, 2010). De vekselvis mørke og lyse lamineringene gjenspeiler trolig varierende forhold for avsetning av materiale. Lamineringene som er registrert i kjernene har ikke i dette studiet blitt brukt for å identifisere varv. Lamineringene kan derimot brukes til å gi informasjon om vekslende endringer i sedimenttilførsel og en relativ modell for avsetningsforhold. Figur 6.11 viser kornstørrelsene for sedimentene som er tolket som avsatt av paraglasial aktivitet, hvor materiale for den mest proksimale kjernen (JVS104), og den mest distale kjernen (JVS604), er tatt med. En dominerende paraglasial aktivitet med en nedgang av glasial aktivitet i nedslagsfeltet vil medføre en lavere tilførsel av materiale og derfor lavere MS, DBD, Ti, og høyere glødetapsprosent, som gir uttrykk for en lavere sedimentasjonsrate. Ved lavere glasial aktivitet og tilførsel av sedimenter fra nedslagsfeltet vil derimot medføre lavere MS-verdier (figur 6.13).



Figur 6.12: Kornstørrelses sammensetningen for det som er tolket som aktivitet fra nedslagsfeltet, data fra både JVS104 og JVS604 er illustrert som viser den proksimale og distale lokaliteten i forhold til Stortindelva.

6.6.3 Tolkning av enhet A

De høye verdiene, som generelt gjenspeiler glasial aktivitet, er karakteristisk for enhet A. Ettersom enheten holder den høyeste stratigrafiske posisjonen i kjernen er denne enheten den sist avsatte enheten. Figur 6.12 viser kornstørrelsene for det som er tolket som materialet hovedsakelig avsatt fra glasial aktivitet, hvor den mest proksimale (JVS104) og den mest distale kjernen (JVS604) for denne enheten er tatt med i diagrammet. Glasialt avsatt materialet i enhet A karakteriseres av en høy sedimentasjonsrate, høy tørr massetetthet, høye verdier i de magnetiske parameterne, høyt innhold av leire og silt, og høye verdier i XRF-elementene Ti, Si, K, Zr og Rb. I en nedsmeltingsfase vil smeltevannet ha større kapasitet og kompetanse. Tilførselen av sedimenter vil avta etter distanse fra bre. Det ferromagnetiske materialet er tolket som materialtilførsel fra glasial aktivitet (avsnitt 6.2.3; figur 6.4). Det glasiiale smeltevannet vil ha høyere kapasitet og kompetanse og vil derfor tilføre en høyere andel av allogene sedimenter. Materialet som er avsatt av glasial aktivitet har sterkere magnetisk susceptibilitetsverdier enn materialet som er avsatt fra nedslagsfeltet (JVS104, $364 \cdot 10^{-5}$ SI vs. $317 \cdot 10^{-5}$ SI), da et større areal av isbreer i nedslagsfeltet vil føre til en høyere glasial aktivitet som vil resultere i høyere erosjon, og dermed høyere magnetiske susceptibilitetsverdier. Det glasiiale regimet vil ha en høyere erosiv erosjonsevne og høyere kapasitet og kompetanse på transporten av smeltevannet, og vil derfor ha høyere magnetisk susceptibilitetsverdier. Materialet vil i tillegg nå lengre nordover i transektet.



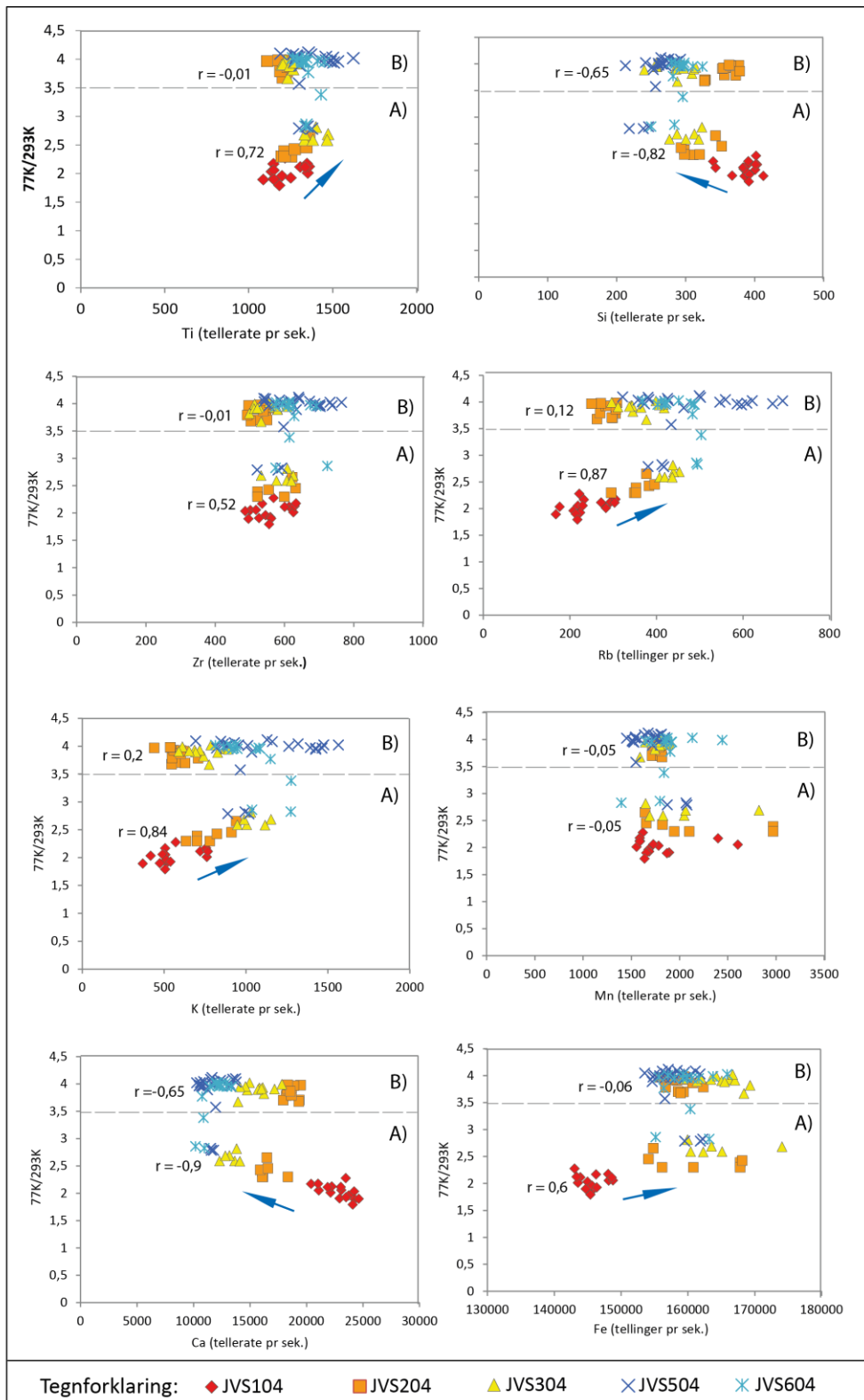
Figur 6.13: Kornstørrelses sammensetningen for det som er tolket som glacial aktivitet, data fra både JVS104 og JVS604 er illustrert som viser den proksimale og distale lokaliteten i forhold til Stortindelva.

6.6.4 Den romlige fordelingen av utvalgte XRF-elementer i sør-nord transektet i enhet A og enhet B:

For å identifisere om det finnes en sammenheng mellom dataverdiene i datasettene fra glacial aktivitet og nedslagsfeltaktivitet ble det laget flere punktdiagram mellom 77K/293K og utvalgte XRF-elementer (figur 6.14). I alle punktdiagrammene observeres det to forskjellige populasjoner: En øvre og en nedre populasjon. JVS104 er kun observert i den nedre populasjonen, derimot er de andre kjernene representert i begge populasjonene. Den nedre populasjonen er verdier fra glacial aktivitet som er representert i enhet A, mens den øvre

populasjonen er verdier fra nedslagsfeltet som er representert i enhet B (enhet C er til dette formål slått sammen med enhet B). Verdiene fra dominerende glacial aktivitet viser enten en positiv eller negativ trend nordover i transektet. En positiv sammenheng er observert mellom ferromagnetisk signal og Ti, Zr, Rb, K og Fe nordover i transektet, motsatt er det en negativ sammenheng mellom ferromagnetisk signal og Si og Ca (figur 6.14). De to populasjonene viser to distinkte forskjeller i korrelasjonskoeffisientene, hvor glasiiale avsetninger for K har $r^2 = 0,8$ og Ti, $r^2 = 0,5$, mens paraglasiiale avsetninger for K har $r^2 = 0,03$ og Ti, $r^2 = 0,03$. Diagrammet med elementene Ti og Zr viser generelt bedre grupperte populasjoner, mens K, Si, Rb, Fe og Ca viser mer spredte populasjoner for begge avsetningsregimene. K, Rb og Fe har de laveste verdiene ved innløpet, mens Si og Ca har de høyeste verdier ved innløpet (figur 6.14). Begge trendene for Ca viser en utarmingstrend nordover i innsjøen med en suksessiv lavere konsentrasjon av Ca, mens verdiene fra nedslagsfeltet viser en horisontal trend.

Sedimentavsetningene viser to forskjellige avsetningstrender som stammer fra ulike kildeområder, hvor avsetningene fra dominerende glacial aktivitet har lave 77K/293K-verdier, mens avsetningene dominert fra nedslagsfeltet har høyere 77K/293K-verdier.



Figur 6.14: Punktdiagram med variablene magnetisk susceptibilitet 77K/293K og XRF elementene Ti, Zr, Si, Rb, K, Mn, Ca og Fe. Det observeres to tydelige grupperinger, en øvre og en nedre gruppering. Kjerne JVS104 er illustrert med rød farge osv. XRF elementene er kalkulert som gjennomsnittet per cm.

6.7 Sedimentparameterens samvariasjon

For å kvantifisere sedimentparameterens samvariasjon ble de ulike sedimentparameterne undersøkt statistisk (vedlegg 2; JVS104, 204 og 604, korrelasjonstabeller for JVS304, 404 og 504 på vedlagt CD) med en oppløsning av analyseparametrene på 1cm. Korrelasjonsgraden består av fem klasser fra -1 til +1, hvor 1 indikerer at parameterne korrelerer perfekt (enten positivt eller negativt), mens en korrelasjonsgrad på 0 indikerer at parameterne ikke korrelerer. Interessante funn av resultatene fra korrelasjonstabellene følger under:

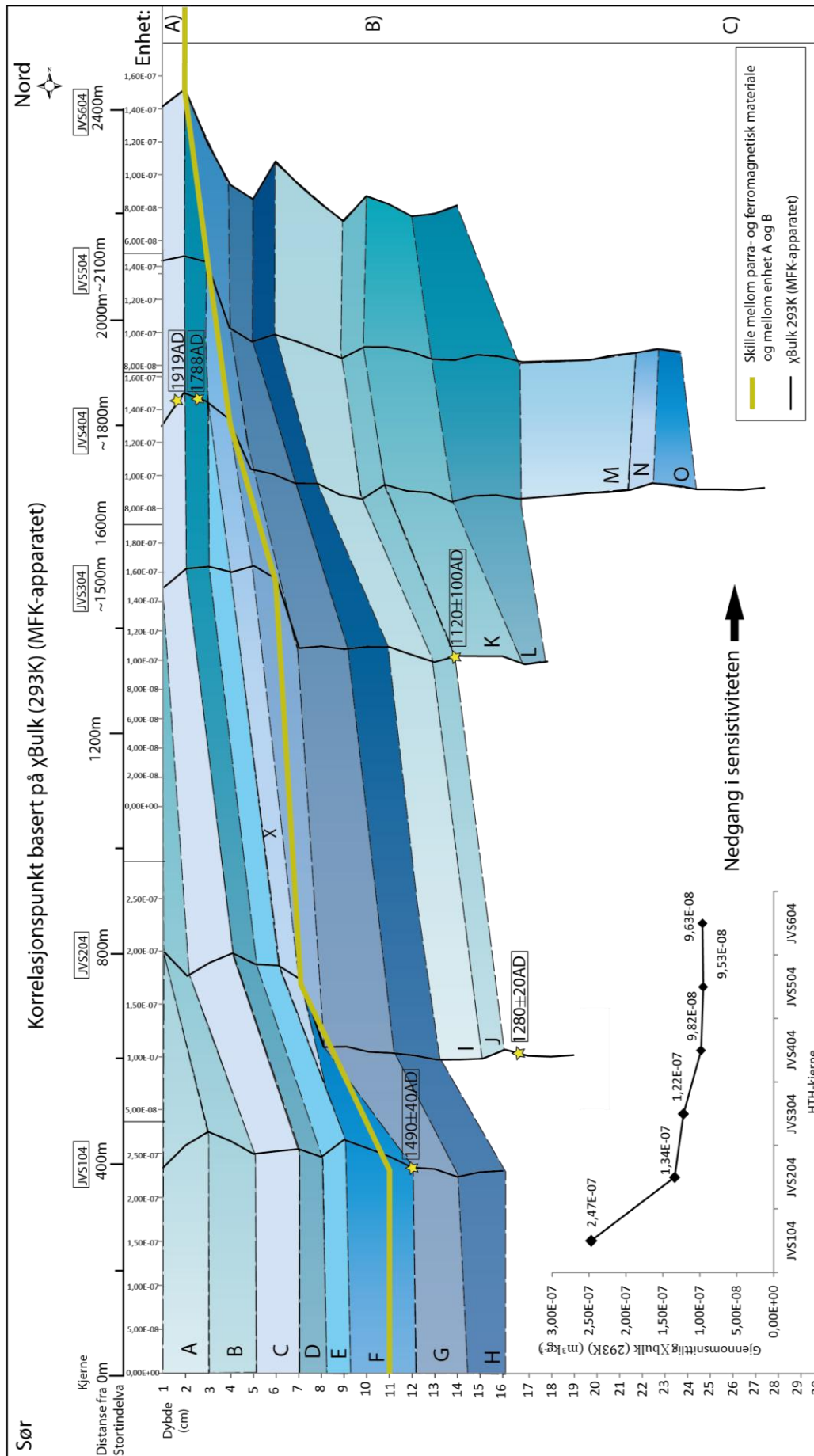
- LOI har svak til sterk negativ korrelasjon med de magnetiske parameterne i alle kjernene (sterkest negativ korrelasjon i kjerne JVS504), som indikerer at glødetapet er lite ved tilførsel av minerogent materiale. LOI har moderat korrelasjon med inc/coh i kjerne JVS104. LOI og de geokjemiske elementene Ti, Zr og Rb viser derimot en sterk korrelasjon.
- DBD og vanninnhold har svak til sterk negativ korrelasjon i alle kjernene. Parametrene er invers av hverandre som tyder på at ved en høy massetetthet er det lite porerom for vann, vanninnholdet er derfor lavt når massetetthet er høy.
- DBD har moderat til sterk positiv korrelasjon med sedimentparametre, som er et prokxy for allogen tilførsel av materiale (MS, Ti, Si og Zr).
- Vanninnhold har en sterk negativ korrelasjon med Si og Ca i kjerne JVS104.
- De magnetiske parametrene χ_{bulk} (kappabro), χ_{bulk} (mfk) og MS SI har sterk til meget sterk positiv korrelasjon i alle kjernene. Disse parameterne korrelerer derfor godt i alle kjernene.
- Korrelasjonen av Ti og magnetisk susceptibilitet blir svakere nordover i transektet; svak i JVS104, sterk i kjerne JVS304 ($r = 0,88$) og JVS204 ($r = 0,50, 0,51$). Disse kjernene er derfor best for å identifisere tilførsel av minerogent materiale og illustrerer at det magnetiske signalet blir svakere suksessivt nordover i Jægervatn.
- Ti har en meget sterk korrelasjon med Zr, Rb og K i kjerne JVS104.

6.8 Inter-kjernekorrelering av sedimentkjernene fra HTH-kjernene og JVP203 kjernen

Relativ korrelering er basert på resultatene av χ bulk (293K), på grunn av de høye magnetiske parametrenes samvariasjon (vedlegg 2; vedlegg på vedlagt CD). Til sammen ble 16 korreleringspunkt identifisert (A – O og x) (figur 6.15 og tabell 6.2). De stratigrafiske lagene C – D og G – H kan identifiseres i alle kjernene.

Tabell 6.3: Tabellen viser lokaliseringen av de identifiserte korrelasjonspunktene som er illustrert visuelt på figur 6.15.

Kjerne	JVS104	JVS204	JVS304	JVS404	JVS504	JVS604
Punkt A	1 - 3cm	0 - 1cm	x	x	x	x
Punkt B	3 - 5cm	1 - 2cm	x	x	x	x
Punkt C	5 - 7cm	2 - 4cm	1 - 2cm	x	x	x
Punkt D	7 - 8cm	4 - 5cm	2 - 3cm	2 - 3cm	2 - 3cm	x
Punkt E	8 - 9cm	5 - 6cm	3 - 4cm	x	x	x
Punkt x	x	6 - 7cm	4 - 5cm	3 - 4cm	x	x
Punkt F	9 - 12cm					
Punkt G	12 - 14cm	8 - 11cm	7 - 9cm	5 - 7cm	4 - 5cm	4 - 5cm
Punkt H	14 - 16cm	11 - 13cm	9 - 11cm	7 - 8cm	5 - 6cm	5 - 6cm
Punkt I	x	13 - 15cm	11 - 13cm	8 - 10cm	6 - 9cm	6 - 9cm
Punkt J	x	15 - 16cm	13 - 14cm	10 - 11cm	9 - 10cm	9 - 10cm
Punkt K	x	x	14 - 17cm	11 - 14cm	10 - 13cm	10 - 12cm
Punkt L	x	x	17 - 18cm	14 - 17cm	13 - 17cm	12 - 14cm
Punkt M	x	x	x	17 - 21 cm	17 - 21cm	x
Punkt N	x	x	x	21 - 22cm	21 - 22cm	x
Punkt O	x	x	x	22 - 24cm	22 - 24cm	x



Figur 6.15:
 Relativ korrelering av HTH-kjernene basert på resultatet av χ bulk (MFK) med korrelasjonspunktene fra A – O og x. (NB, kjernene er tatt fra forskjellige dyp, f. eks figur 4.2).

6.9 Resultat av bunndateringene (^{14}C) og overflatedateringene (^{210}Pb). Alder-dybde modell og sedimentasjonsrate

Til sammen ble femten cm av de nederste cm i kjerne JVS104 – 504 undersøkt for makrofossiler, men kun tre cm hadde nok av daterbart materialet (vedlegg 3A). Tabell 6.5 viser en oversikt med informasjon over de daterte prøvene og alderen presentert som ^{14}C og kalibrerte år (AD1950). Dateringen av materialet fra kjerne JVS104 er tatt 2cm fra bunnen av kjernen (13-14cm), mens dateringene av materialet fra kjerne JVS204 og 304 er tatt 1cm fra bunnen av kjernene (17-18cm og 16-17cm).

Tabell 6.4: ^{14}C -dateringer fra kjerne JVS104, 204 og 304, presentert som kalender år 1950AD.

Kjerne	Lab.nr	Dybde (cm)	Materialet	^{14}C alder BP	$\pm (1\sigma)$ kal AD	Median kal AD (1σ)	$\pm (2\sigma)$ kal AD	Median kal AD (2σ)
JVS 104	Poz-40227	13-14	Makro	360 \pm 35	1466- 1522	1495 \pm 30	1450 - 1530	1490\pm40
JVS 204	Poz-40215	17-18	Makro	720 \pm 40	1258 - 1297	1280\pm20	1221 - 1308	1265 \pm 45
JVS 304	Poz-40216	16-17	Makro	900 \pm 50	1045 - 1097	1071 \pm 25	1024 - 1223	1120\pm100

Dateringene som er brukt i denne oppgaven er de uthevede alderene. Radiokarbonår ble omregnet til kalenderår ved hjelp av Calib 6.0.1 (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>).

Både kjerne JVS104 og JVS304 sammentreffer med karbonplåtå og er derfor regnet som mindre pålitelige dateringer da det medfører to ulike aldere (vedlegg 3B; C^{14} -plott). Dateringene med to standardavvik (2σ) ble derfor regnet som de best egnete av dateringene da disse hadde de høyeste sannsynlighetene (tabell 6.4). Dateringen fra kjerne JVS204 sammentreffer derimot ikke med et karbonplåtå. Den er derfor regnet som en mer pålitelig aldersdatering (vedlegg 3B), og dateringen med én standardavvik (1σ) ble derfor brukt (tabell 6.4).

Resultatet av ^{210}Pb -dateringene fra kjerne JVS404 er illustrert i tabell 6.6 og 6.7 nedenfor. Den totale mengden av Pb^{210} er klart høyest i de øverste cm (tabell 6.6). Ved 0,5cm er innholdet av ^{210}Pb , 276 Bq kg^{-1} , ved 7,5cm er den totale mengden av ^{210}Pb derimot kun 6 Bq kg^{-1} . Resultatet av ^{210}Pb -dateringene fra kjerne JVS404 (tabell 6.6 og 6.7) gir et årstall på 1978 AD på et dyp på 0,5cm og bekrefter derfor at kjernen registrerer toppsedimentene i Jægervatn.

Tabell 6.5: Resultat av ^{210}Pb fra kjerne JVS404, kalkulert av Andersen, (2011) (resultat av ^{210}Pb -rapport på vedlagt CD). Tallene er målt i Bq kg^{-1} .

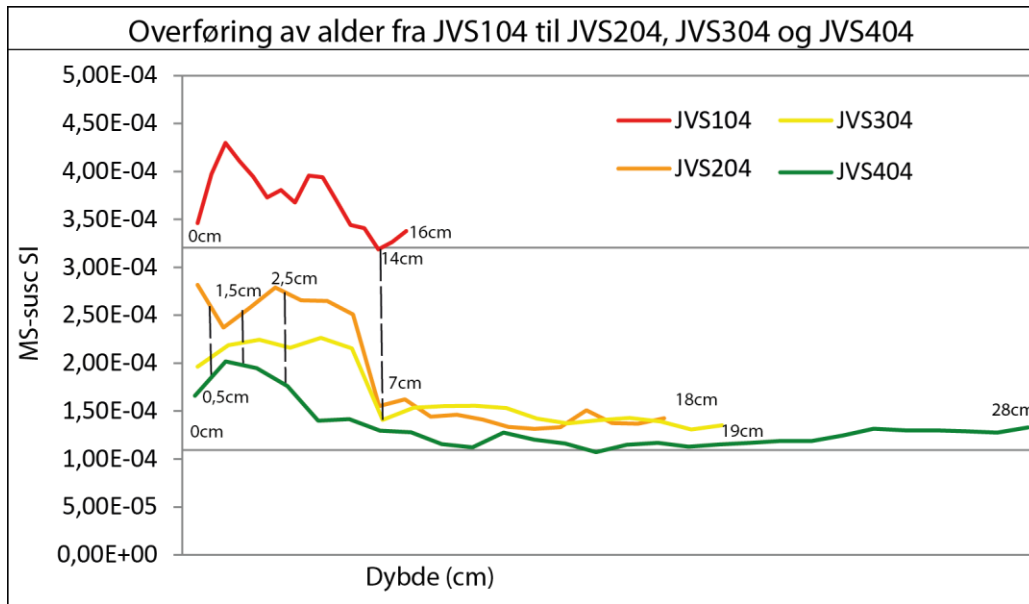
Dybde (cm)	Pb-210 Total	Feil ^{210}Pb Total	Pb-210 un-sup	Feil Pb210 sup	Feil Pb210 un-sup	Cs - 137	CS- 137	Feil CS- 137
0,5	276	26	6	0	270	26	62	6
1,5	59	7	15	2	44	7	9	3
2,5	10	1	17	4	0	4	16	3
3,5	21	3	11	2	10	4	9	3
4,5	7	1	10	4	1	4	7	4
5,5	17	2	8	13	8	13	7	4
6,5	0	0	13	3	0	3	4	3
7,5	6	1	2	4	4	4	4	3

Tabell 6.6: Kjerne JVS404 – kronologi, kalkulert av Andersen, (2011) (resultat av ^{210}Pb -rapport på vedlagt CD). (Årstallet 2010 er justert til 2004, da kjernene ble hentet).

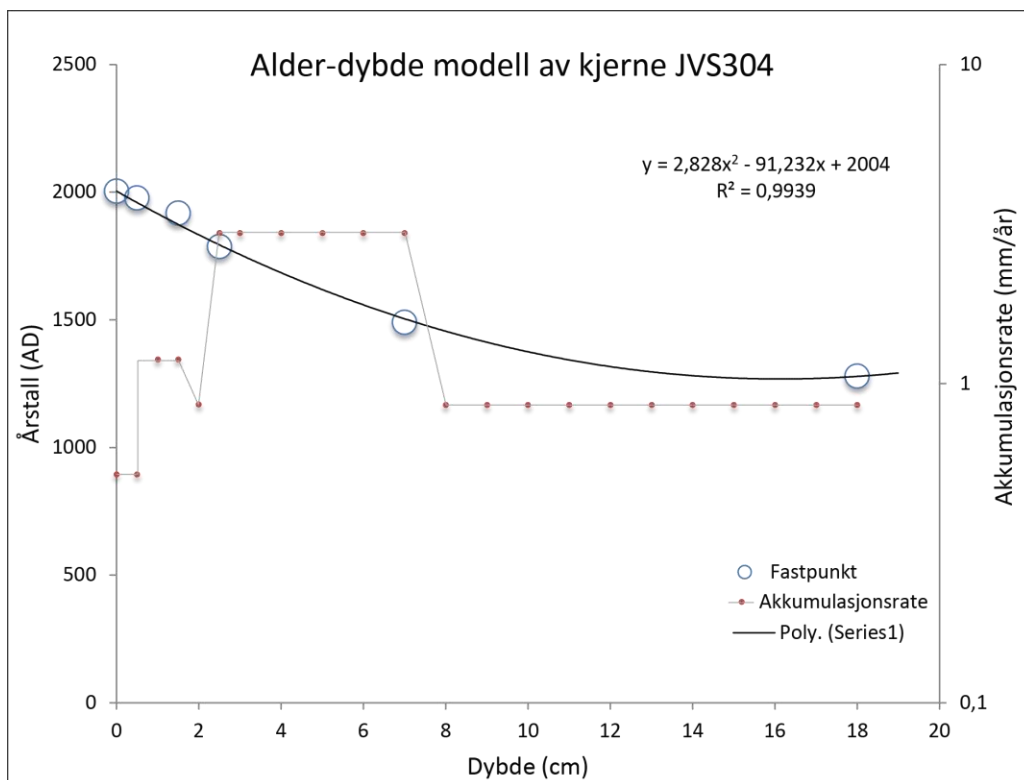
Dybde (cm)	Alder (y)	Feil alder (y)	Årstall (y)	Akk.sjonsrate ($\text{kg m}^{-2} \text{y}^{-1}$)	Feilrate ($\text{kg m}^{-2} \text{y}^{-1}$)
0			2010		
0,5	32	3	1978	0,3	0,01
1,5	91	10	1919	0,15	0,05
2,5	222	336	1788	0,08	0,88

Det ble kun valgt å lage alder-dybde modell av kjerne JVS304. Modellen ble laget basert på median-verdiene av dateringene fra kjerne JVS104 og JVS204 (tabell 6.5) og basert på årstallene fra blydateringene (tabell 6.7). Da kjerne JVS204 og JVS304 korrelerer godt (f.eks; vedlegg I; visuell logg; figur 6.15; interkjernekorrelering) ble den daterte alderen for kjerne JVS104 på 13,5cm overført til kjerne JVS304 på 7cm. Kjerne JVS404 korrelerer også godt med JVS304 og blydateringene ble derfor også overført til kjerne JVS304 for å lage en mer robust modell med seks fastpunkt. Figur 6.16 illustrerer hvordan aldrene er overført.

Som illustrert av Paasche et al., (2007a) og Paasche og Larsen (2010) ble alder-dybde modellen konstruert med bruk av en polynormal funksjon, da en lineær funksjon ikke vil reflektere så godt sedimentasjonsraten som ved den polynormale. Resultatet av alder-dybde modellen for JVS304 er illustrert på figur 6.17. Modellen illustrerer at sedimentasjonsraten ikke er konstant, men varierer stratigrafisk nedover i kjernen.



Figur 6.16: Figuren viser prinsippet bak overføringen av dateringen fra kjerne JVS104 til kjernene JVS204, JVS304 og JVS404. Grafen til JVS104 er trekt sammen og korrelerer ved 14cm med kjerne JVS204 og JVS304, kjerne JVS404 korrelerer i toppen av kjernen med JVS304.



Figur 6.17: Grafen viser en alder-dybde modell kombinert med akkumulasjonsrate for kjerne JVS304, hvor den nedre delen av enhet A har den høyeste sedimentasjonsraten på 2,97 mm/år, mens den nedre delen av enhet B har en sedimentasjonsrate på 0,86 mm/år. Legg merke til at sekundæraksen til grafen som viser akkumulasjonsrate (mm/år) har en logaritmisk skala.

6.10 Oppsummering

- Sedimentene fra Jægervatn har blitt undersøkt for ulike fysiske og geokjemiske sedimentparametere. Av de undersøkte parameterne som øker i sør-nord transektet inkluderer glødetap, vanninnhold, leire og elementene K, Zr og Br. Parametere som viser en nedgang nordover i transektet er de magnetiske parameterne, massetetthet, gjennomsnittlig kornstørrelse, Si og Ca.
- Det er registrert en utarmingstrend for sedimentasjon i Jægervatn, hvor kjernene distalt fra hovedinnløpet har den laveste sedimentasjonsraten og er minst sensitiv til å identifisere sedimentasjonsavsetningstrender.
- En kombinasjon av ferromagnetisk materialet, høye verdier i alle de magnetiske parameterne, gjennomsnittlig μ_m , Ti, K, Zr, Rb og lave Fe/Ti og Mn/Ti er tolket som en periode med økt glasial aktivitet og registreres i alle kjernene.
- Basert på magnetiske avtrykk og aldersdateringer på materialet fra Jægervatn er det tolket to forskjellige perioder med ulikt avsetningsmiljø, hvor det paramagnetiske materiale er tolket til å representere sedimenter avsatt av paraglasial aktivitet fra en ”mindre glasial fase” under Medial Warm Period (MDW) (enhet B). Det ferromagnetiske materiale er derimot tolket som materiale avsatt gjennom glasial aktivitet, og domineres av avsetninger avsatt under Lille istid (LIA) (enhet A) (figur 6.15).
- Tre bunndateringer fra kjerne JVS104 – 304 viser kalibrert alder på 1490 ± 40 AD, 1280 ± 20 AD og 1120 ± 100 AD.
- Overflatedateringene viser at de øverste 2,5cm i kjerne JVS304 og JVS404 er avsatt på 216år.
- I enhet A, er det avsatt 11cm i kjerne JVS104, mens det kun er avsatt 2cm i kjerne JVS604, noe som medfører en nedgang på 82 % av avsetningsmaterialet.
- Sedimentasjonsraten er høyest proksimalt (~400m) til hovedinnløpet og minker suksessivt nordover i transektet. Overflatedateringer fra kjerne JVS404 viser en alder på 1920 på 1,5cm dybde som medfører en betraktelig lavere sedimentasjonsrate 1800m fra Stortinddalselven på 0,017mm/år. Dateringen passer godt med interkjernekorreleringen på figur 6.15.
- Sedimentasjonsraten er høyest proksimalt (~400m) til hovedinnløpet og minker suksessivt nordover i transektet. I enhet A, er det avsatt 11cm i kjerne JVS104, mens

det kun er avsatt 2cm i kjerne JVS604 i den samme enheten, noe som medfører en nedgang på 82 % av avsetningsmaterialet på en avstand på 2km.

- Overflatedateringer fra kjerne JVS404 viser en alder på 1920 på 1,5cm dybde som medfører en betraktelig lavere sedimentasjonsrate 1800m fra Stortinddalselven på 0,017mm/år. Dateringen passer godt med interkjernekorreleringen på figur 6.15.

7. Diskusjon

7.1 Innledning

I dette kapitlet blir resultatene fra den kvartærgeologiske kartleggingen og de fysiske- og geokjemiske analysene diskutert opp mot problemstillingene for oppgaven (1.1). Endringer til de fysiske og geokjemiske egenskapene til sedimentene langs et transekt fra innløpet i sør og nordover i Jægervatn vil være i fokus. Andre problemstillinger, som om en kan spore endringer forbundet med Den lille istid (LIA) i sedimentene, om det er mulig å identifisere ulike sedimentkilder med bruk av ulike sedimentparameterne, og i hvilken grad det er mulig å trekke dynamiske slutninger om sedimentregimet i Jægervatn, vil også bli belyst i dette kapitlet. I tillegg er resultatene fra de geomorfologiske undersøkelsene og innsjødataene fra Jægervatn sammenlignet med tidligere innsamlet paleoklimatisk data fra Lyngenregionen og Aspvatn.

7.2 Noen aspekter ved de innsamlete dataene

Syv sedimentkjerner fra Jægervatn (7,5km²) er undersøkt. Da hovedmaterialet i dette studiet var korte overflatekjerner er det statistisk sett lite prøvemateriale. Dette gjelder spesielt for kjerne JVS104 og JVS604 som kun er henholdsvis 16 og 14 cm. Den lengre kjernen, JVP203, korrelerer godt med JVS204 (figur 6.11) og supplerer med en romlig tolkning for et vest – østlig transekt. I tillegg bidrar kjerne JVP203 med en innsikt i avsetningsmaterialet avsatt i Jægervatn lengre tilbake i tid (vedlegg 5; A visuell logg). Lokalitetene for kjernetakingene og mangfoldet av kjerner bidrar derfor til en representativ prøve-populasjon som gjør det ideelt og studere den romlige sedimentasjonen av overflatesedimentene avsatt i Jægervatn.

Laminasjonen på kjerne JVS104 har en svak helning (vedlegg I; visuell logg). En mulig forklaring på dette er at disse lagene, tatt i betraktning kjernens proksimale posisjon til elvemunningen til Stortindselva (figur 5.2), er skrålagene fra et prograderende delta. Det er derimot mer sannsynlig at disse lagene er et resultat av at prøvematerialet har blitt forstyrret under opphenting. De identifiserte synlige lamineringene på de resterende kjernene, (vedlegg I og II; visuelle logger), indikerer at sedimentene ikke er forstyrret, noe som også bidrar til et godt grunnlag for å studere kjernene.

Kjemiske prosesser på overflaten ble observert på sidene av kjernene, men har ikke hatt en påvirkning på XRF-loggingen da dette apparatet måler materialet i midten av kjernene (Croudace et al., 2006). I tillegg ble det øverste materialet fjernet før loggingen ble utført. En

mulig forklaring på at kjerne JVS404 og JVP203 har ulike XRF-verdier enn de andre kjernene er at kjernene ble kjørt separat. JVS404 og JVP203 hadde de samme innstillingene (vedlegg 1), men signalnivået på linjekameraet var forskjellig, 42 0655 (JVS104-604), 41 8527 (JVS404), 488475 (JVP203). Dette kan også sees på figur 6.11, hvor Br-målingene fra JVP203 og JVS404 skiller seg ut fra de andre, men da de viser de samme storskala-trendene som de andre kjernene, har XRF-verdiene allikevel blitt brukt.

På grunn av lite materiale i HTH-kjernene var ikke alt materialet hentet fra midten av kjernene, noe som ideelt bør utføres da materialet fra sidene kan være forurenset, for eksempel av plastbiter.

Ettersom magnetiske mineraler endrer seg gjennom transport (Dekkers, 1997), hadde det vært ideelt å identifisere den magnetiske signaturen til morenematerialet lengre oppe i nedslagsfeltet for å kvantifisere resultatene, slik det ble utført i studiet av Vasskog et al., (2010, innlevert). Selv om det ikke foreligger prøver som kan brukes til å validere sedimentkilden i distale deler av nedslagsfeltet, er resultatene fra de magnetiske målingene gode nok til det formål å studere den romlige sedimentasjonen i Jægervatn (figur 6.15; inter-kjernekorrelering). Den diamagnetiske effekten av vann ble ikke tatt hensyn til ved konvertering av de magnetiske rådataene. Differansen er derimot minimal ($\chi = -0,90 \times 10^{-8}$ m³/kg) og er ikke av essensiell betydning, og vil dermed ikke kunne endre resultatene i vesentlig grad.

Grunnet tekniske problemer med sedigrafen ble det under analysen av JVS104 tatt i bruk en høyere intensitet. Dette kan ha medført en differanse i resultatet, da høyere ultralyd får materialet til å aggregere bedre. Denne faktoren, og en eventuell anomali i resultatene tilknyttet til dette, er ikke studert nærmere i dette studiet. Av andre feilkilder er effekten av kornstørrelse av stor betydning, spesielt for de geokjemiske og de magnetiske resultatene, men med bruk av frekvenssusceptibilitet ble denne faktoren utelukket. Alle dateringene ble utført på relativt lite materiale. Dette vil føre til usikkerheter rundt de daterte aldrene (tabell 6.5; laboratorierapport på vedlegg, CD), men allikevel er aldersdateringene regnet som pålitelige og er brukt i dette studiet. Ettersom dateringene fra kjerne JVS104 er tatt på et dyp på 13,5cm, er denne datering trolig ikke påvirket av marin påvirkning, ettersom det ikke er registrert toppverdier av Br i denne kjernen (figur 6.11). Dateringene fra kjerne JVS204, kan derimot ha en liten påvirkning av marint vann/ brakkvannsforshold (figur 6.11), da Br-verdiene har enkelte toppverdier hvor dateringene ble tatt på (17,5cm).

Episodiske hendelser som flom og ikke-glasiale prosesser som massebevegelse kan ikke utelukkes å ha hatt en påvirkning på sedimentene avsatt i Jægervatn, men om de har gjort det så må de i så tilfelle være homogent distribuert. Sedimentparametere som reflekterer redoksprosesser viser at det inntreffer episodisk sedimentasjon i begge enhetene som også støttes opp av røntgenbildene (vedlegg I og II).

Gyldigheten til de geomorfologiske dataene og tolkningen av likevektslinjene til Sør-Lenangsbreen under LIA er det tilknyttet noen usikkerheter ved, da tolkningen kun er basert på geomorfologiske spor og morenene er ikke datert ved bruk av lichenometri (*Rhizocarpon geographicum*).

7.3 Sedimentasjon i Jægervatn

7.3.1 Settingen til Jægervatn

Jægervatn er lokalisert 3° nord for polarsirkelen i et variert landskap med store mengder løsmasser av varierende karakter (spesielt i Stortinddalen) og innsjøen opptrer som en “naturlige felle” for sedimentasjon. De eksterne faktorene som kontrollerer materialtilførselen til Jægervatn i dag er hovedsakelig glasial aktivitet. Lokalisering av dreneringsinnløpene og utløpet i Jægervatn er faktorer som har en betydning for sedimentasjon i Jægervatn. Transportavstanden fra breene og bassenggeometrien på innsjøen medfører at avsetningene av materialet foregår hovedsakelig som suspensasjon. Jægervatn har en enkel og ukomplisert batymetri (figur 4.2) som mest sannsynlig ikke har noen stor påvirkning på aktuelle sedimentasjonsprosesser. At de gjennomgående trendene i kjernene er reproduerbare understøtter denne påstanden.

Av elvene som transporterer glasialt smeltevann til Jægervatn er Stortindelva helt klart av størst betydning. Stortindelva drenerer fra Sør-Lenangsbreen gjennom en distanse på 7,8km gjennom flere aktive- og relikte landskapsformer, hvor paraglasial aktivitet (Church og Ryder 1972 i Ballantyne, 2007) er av stor betydning (kapittel 3; kvartærgeologisk kartlegging). Nedslagsfeltet til Jægervatn har derfor en kompleks setting for studiet av sedimentasjon, ettersom tilstedeværelsen av ni isbreer og flere fluviale prosesser og massebevegelseprosesser er identifisert i området (figur 3.20; kvartærgeologisk kart).

En annen viktig faktor for studiet av sedimentasjon i Jægervatn er lokaliseringen av innsjøen i nærheten til en marin setting (figur 2.1). Jægervatn har som tidligere beskrevet i kapittel 3 vært marint og tidligere vært en del av Ullsfjorden.

7.3.2 Sedimentparameterne

Et av hovedfokusene for denne oppgaven er å se på hvordan de fysiske og geokjemiske parameterne endrer seg temporalt og romlig; nordover i transektet fra kjerne JVS104 i sør til JVS604 i nord. De undersøkte sedimentparameterne korrelerer i sør-nord transektet. Av de undersøkte parameterne er det de magnetiske og geokjemiske parameterne, og da spesielt χ_{Bulk} og Br-elementet som representerer de beste dataene og utgjør hovedfokuset i dette studiet.

Generelt viser parameterne to hovedtrender. Styrken på signalene øker eller minker med distanse fra hovedinnløpet til Stortindelva. Glødetapsverdiene, vanninnhold, øker gradvis med distanse fra hovedinnløpet, mens massetetthet, magnetisk susceptibilitet, kornstørrelse over 125 μm og sortering (3 \rightarrow 2) minker med distanse fra hovedinnløpet. Da MS-verdiene kan brukes som en prokxy på allogen transport av minerogent materiale kan en se at JVS104 har den høyeste tilførselen av allogent transportert materiale. Høye massetetthetsverdier, høye Ti, K, Rb-verdier og grovere kornstørrelser, støtter også tolkningen av en høy tilførsel av minerogene sedimenter til Jægervatn (figur 6.5). Glødetapsverdiene er høyest distalt fra Stortindelva da det er lavest tilførsel av materiale og roligere forhold i dette området. Ingen signifikante anomalier i massetetthetsverdiene kan tolkes som at det har vært breer tilstede ved innvasking av sedimentene avsatt i Jægervatn for hele den undersøkte perioden. JVS104 er trolig for nær innløpet til at fine lamineringer kan dannes. Den relativt grove kornstørrelsen reflekterer at materialet er avsatt ved stor vannhastighet. Høye verdier av MS indikerer at denne kjernen er mest sensitiv for sedimentasjon.

For kjerne JVS104 til JVS304 er det registrert en nedgangtrend i verdiene Si, K, Fe, Rb og Zr nordover i transektet.

7.3.3 Den romlige sedimentasjonen i Jægervatn og opprinnelsen til sedimentene

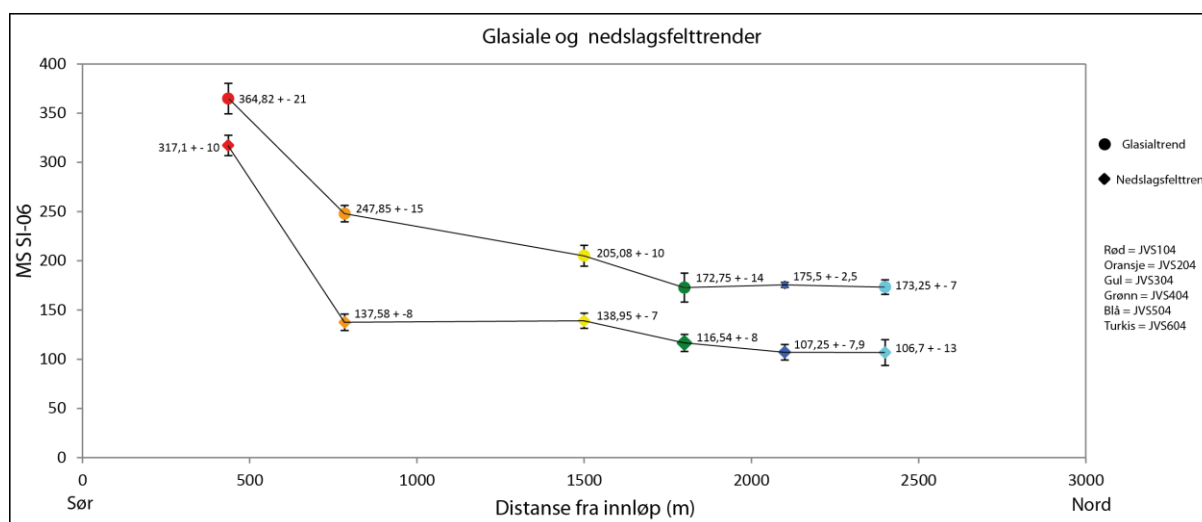
Resultatet av sedimentparameterne har blitt brukt til å identifisere den romlige sedimentasjonen i Jægervatn. Sedimentasjonen har blitt studert over en avstand på 2km. En betydelig større mengde sedimenter er avsatt i den sørlige delen av transektet enn i den nordlige, mer distale delen. Tykkelsen til Br-grafene over det korrelerbare laget av høye Br-verdier forteller også noe om sedimentasjonen langs sør-nord-transektet i Jægervatn (figur 6.11). Ettersom grafene over det nevnte laget tynner distalt i bassenget, kan en si at det er en tykkere lakustrin sedimentpakke proksimalt i bassenget.

Med bruk av magnetisk susceptibilitet har det blitt identifisert to hovedavsetningskilder: Et relativt sterkt signal dominert av glasial aktivitet og et svakere signal, dominert av et paraglasialt signal (kapittel 6).

Fra kjernene kan en, i likhet med Corner og Haugane, (1993), registrere en regressiv sekvens i Jægervatn, hvor enhet C er avsatt under marine forhold, enhet B er avsatt under brakkvannsførhold og enhet A er avsatt under lakustrine forhold. De høye Br-verdiene identifisert i de nederste cm i kjernene kan tolkes som at sedimentene har vært påvirket av et brakkmarint miljø under en periode hvor Jægervatn hadde høyere tilførsel av saltvann. Ved en sammenligning av interkjernekorreleringen av MS-verdiene på figur 6.15 og skillet mellom Br-verdiene på figur 6.11, er det lagene I og J som registrer den marine påvirkningen/overgangsfase fra marint til lakustrint og trolig et brakkmarint avsetningsmiljø. Dette laget starter på et dyp på 15cm i kjerne JVP203, 15 cm i JVS204, 13 cm i kjerne JVS304, 10cm i JV404, 8cm i JVS504 og 8cm i JVS604. Br-verdiene i tillegg til at det ble identifisert diatomer (salinitetsindikator) i studiet av Corner og Haugane, (1993), validerer Jægervatns tidligere marine forhold.

På grunn av den lave terskelen mellom Jægervatn og Ullsfjorden på ~3m vil tidevannsstrømmer periodevis ha kunnet strømme inn og påført en marin påvirkning på sedimentene avsatt i Jægervatn (Corner og Haugane, 1993). I de øverste delene av kjernene kan en se enkelte utslag av høye Br-verdier (se Br-verdier over lag som korrelerer på figur 6.11). Dette kan være et resultat av periodevis marin påvirkning, for eksempel under storm. Eventuelt kan disse utslagene være et resultat av feilregistreringer relatert til metoden eller også innvasking av biologisk materiale.

I figur 7.1 er gjennomsnittsverdiene av χ Bulk-verdiene for hver HTH-kjerne for enhet A (glasialt avsatt) og enhet B (avsetninger fra nedslagsfeltet) er satt opp på en graf mot distansen fra hovedinnløpet (figur 7.1). Resultatet illustrerer godt avsetningstrenden i Jægervatn. Avsetningstrendene fra glasial aktivitet og fra aktivitet relatert til nedslagsfeltet er proporsjonale og viser dermed at den romlige sedimentasjonen i Jægervatn har tilnærmet identiske avsetningstrender tiltross for de ulike avsetningsregimene. Avsetningstrendene er tilnærmet identiske men differer i verdiene (figur 7.1). Fra sør til nord i transektet blir sensitiviteten ovenfor den glasiiale aktiviteten suksessiv svakere jo lengre distalt fra det glasiiale smeltevannet en kommer. Hovedandelen av den allogene tilførselen avsettes proksimalt ved Stortindelva.



Figur 7.1: Oppdeling av datasettet delt inn etter det som er tolket som materialet tilført gjennom glasiial aktivitet (representert som sirkler) og det som er tolket som materialet tilført av sedimenter fra nedslagsfeltet (representert som rombe). Sedimentene som er tilført gjennom glasiial aktivitet har generelt høyere MS-verdier (JVS104: 364,82) enn materialet som er tilført fra nedslagsfeltet (JVS104: 317,1). Standardavviket for hvert datasett er tatt med. Kjernene er representert med hver sin farge, JVS104 har rød farge osv. MS-datasettet som ble brukt er ikke korrigert for vekt og den diamagnetiske effekten av vann.

Den grove lamineringen proksimalt til Stortindelva i JVS104 er trolig et resultat av endringer i styrken til elvens kapasitet og kompetanse. Kjernens mangel på fine lamineringer (vedlegg I; visuell logg) reflekterer områdets proksimale lokalitet til utmunningen av Stortindelva. Distalt fra Stortindelva er det bedre forhold for etablering av lamineringer og finere lamina er illustrert i de resterende kjernene. For å kunne identifisere varv (år eller sesonglag) er det nødvendig med tilleggsmetoder og er utelatt i dette studiet.

7.3.4 Sedimentasjonsrate

Både den relative og kvantitative (i kjerne JVS304) sedimentasjonsraten i Jægervatn har blitt studert og kalkulert. Generelt er sedimentasjonsraten høy, grunnet de mange tempererte isbreene i nedslagsfeltet som bidrar med aktiv smeltevanndrenering, og den rike tilgangen på løsmasser i områdene, da spesielt i område 3 (Stortinddalen) og område 4 (Stortinddalen) (kapittel 3).

Den dominerende sedimentasjonen foregår ved innløpet til Stortindelva. Etter økende distanse fra Stortindelva synker sedimentasjonsraten gradvis. Av de to hovedenhetene (A og B), identifisert i kjernene har den øverste enheten (enhet A), som er dominert av glisiale avsetninger og den høyeste sedimentasjonsraten. I kjerne JVS304 er denne på 2,97mm/år under LIA, mens under MDW var sedimentasjonsraten betraktelig lavere på 0,86mm/år (figur 6.17). Sedimentasjonsratedata fra en kjerne kan differere stort fra sedimentasjonsratehistorien til hele innsjøen. Da kjernene korrelerer kan den relative sedimentasjonsraten sees på figur 6.15. Kjernene L1 og L2 tatt nord i Jægervatn i studiet av Corner og Haugane (1993) viser mest sannsynlig en mindre akkumulasjonsrate enn kjernene i dette studiet.

Den høye sedimentasjonsraten i den sørlige delen av Jægervatn er et resultat av hjulstrømdiagrammet, og er et resultat av tilstedeværelsen av breer som bidrar til en kontinuerlig minerogen tilførsel av materiale. Den høye tilførselen av materiale reduserer muligens tilstedeværelsen av bunndyr i overflatesedimentene fra Jægervatn, og bioturbasjon kan derfor utelukkes da det ikke finnes spor av bioturbasjon på røntgenbildene. Avstanden fra hovedinnløpet i sør til erosjonsbasis til Jægervatn, Ullsfjorden, lokalisert i nordvest (kapittel 2: kapittel 3) bidrar til at det meste av materiale avsettes i Jægervatn. Sedimentasjonsratedata fra kjerne JVS104 differerer stort fra kjernen tatt nord i Jægervatn, som følge av nedgangen i sensitiviteten til sedimentasjon distalt fra Stortindelva

Dette studiet har vist at Jægervatn består av flere inndelinger enn den grove inndelingen til Corner og Haugane (1993). Sammenligning av sedimentasjonsrate fra forskjellige nedslagsfelt varierer med faktorer som isutbredelse, lokalt klima, litologi, bassengstørrelse og det kan derfor være et stort problem å sammenligne dersom de ulike faktorene differer (Leonard, 1997).

I følge studiet av Hallet et al., (2006) vil tempererte breer og da spesielt små tempererte breer ha en betraktelig høyere sedimentasjonsrate enn polare breer. Den høye tilførselen av materiale utelukker trolig tilstedeværelsen av bunndyr i overflatesedimentene fra Jægervatn, og den interne faktoren bioturbasjon kan derfor utelukkes.

7.4 Sedimentasjonen i Jægervatn over tid opp mot tidligere arbeid utført i Lyngen

Paleoklimatisk data (utarbeidet av Bakke et al., 2005b, hentet fra NOAA.no) fra Aspvatn (35moh.), som er lokalisert i nabonedslagsfeltet til Jægervatn (figur 7.4), er sammenlignet med resultatet av de morfologiske dataene og innsjødataene presentert i dette studiet (figur 7.3).

7.4.1 Sedimentasjon fra år 600 – 1500 AD

Fra år 600 til 1500 AD produserte Sør-Lenangsbreen betraktelig mindre løsmasser, noe som er reflektert i de lave magnetiske verdiene (figur 7.2). Lenangsbreen og de andre breene i nedslagsfeltet hadde en mindre geografisk utbredelse og en lavere erosjonsevne. Som et resultat av dette hadde Stortinddalselva en betraktelig lavere kapasitet og kompetanse for tilførsel av sedimenter. Roligere forhold under denne perioden medfører en setting som er mer gunstig for dannelse av lamineringer (bilde av JVS304 på figur 7.2). Paraglasial aktivitet er den dominerende aktiviteten for sedimenttilførselen under denne perioden, og kvartsitten kan ha hatt større betydning som kildeområde (figur 2.2). I tillegg kan en større motstand for erosjon for kvartsitten resultere i mindre erodert materiale; kvarts har en hardhet på 7 på mohs skala (figur 2.2), mens gabbro har en hardhet på ~6 (forutsatt at feltspat dominerer) (Nesse, 2000).

7.4.2 Sedimentasjon under Den lille istid ~1490 – 1920 AD (LIA)

Starten på LIA er registrert i innsjøsedimentene fra år 1491, og i perioden fra år 1491-1576 var det en betraktelig økning i sedimentasjon enn fra perioden tidligere (figur 7.2). Den økende sedimentasjonsraten gjenspeiler indirekte at brestørrelsen var større og breen hadde større erosjonsevne til å erodere i gabbroen. De kartlagte geomorfologiske sporene foran Sør-Lenangsbreen tyder på at den glasiale størrelsen var større (figur 4.1). Faktorer som tempererte breer og 1,2 % større glasial utbredelse førte til en høyere sedimentasjonsrate. LIA-perioden er kjent for å ha hatt en nedgang i temperatur på 0,5 – 1 °C (Mann et al., 2009). Under LIA ble det avsatt store mengder med medium silt som er registrert i kjerne JVS204 ved 6-8cm.

Den mafiske bergarten gabbro, som dominerer den østlige delen av studieområdet (figur 2.2), består av store andeler jern og magnesium (Fossen, 2008). Karakteristikken til Lenangsbreen, som en temperert bre (personlig kommunikasjon; Dahl, 2011) som hadde en større glacial utbredelse, vil føre til en økt mekanisk og kjemisk denudasjon (Hallet et al., 1996), og derfor en høyere sedimentasjonsrate. I følge studiet av Hallet et al., (1996) vil tempererte og små tempererte breer ha en betraktelig høyere sedimentasjonsrate enn polare breer. Karakteristikken til Lenangsbreen, som en temperert isbre (avsnitt 2.2.5), vil derfor føre til en større erosjonskompetanse. Den markante sedimentære endringen i χ Bulk -verdier, registrert i alle kjernene, viser overgangen fra ferro- til paramagnetisk materiale (figur 7.3), og dermed overgangen til LIA-perioden fra den tidligere perioden (600 – 1500år AD).

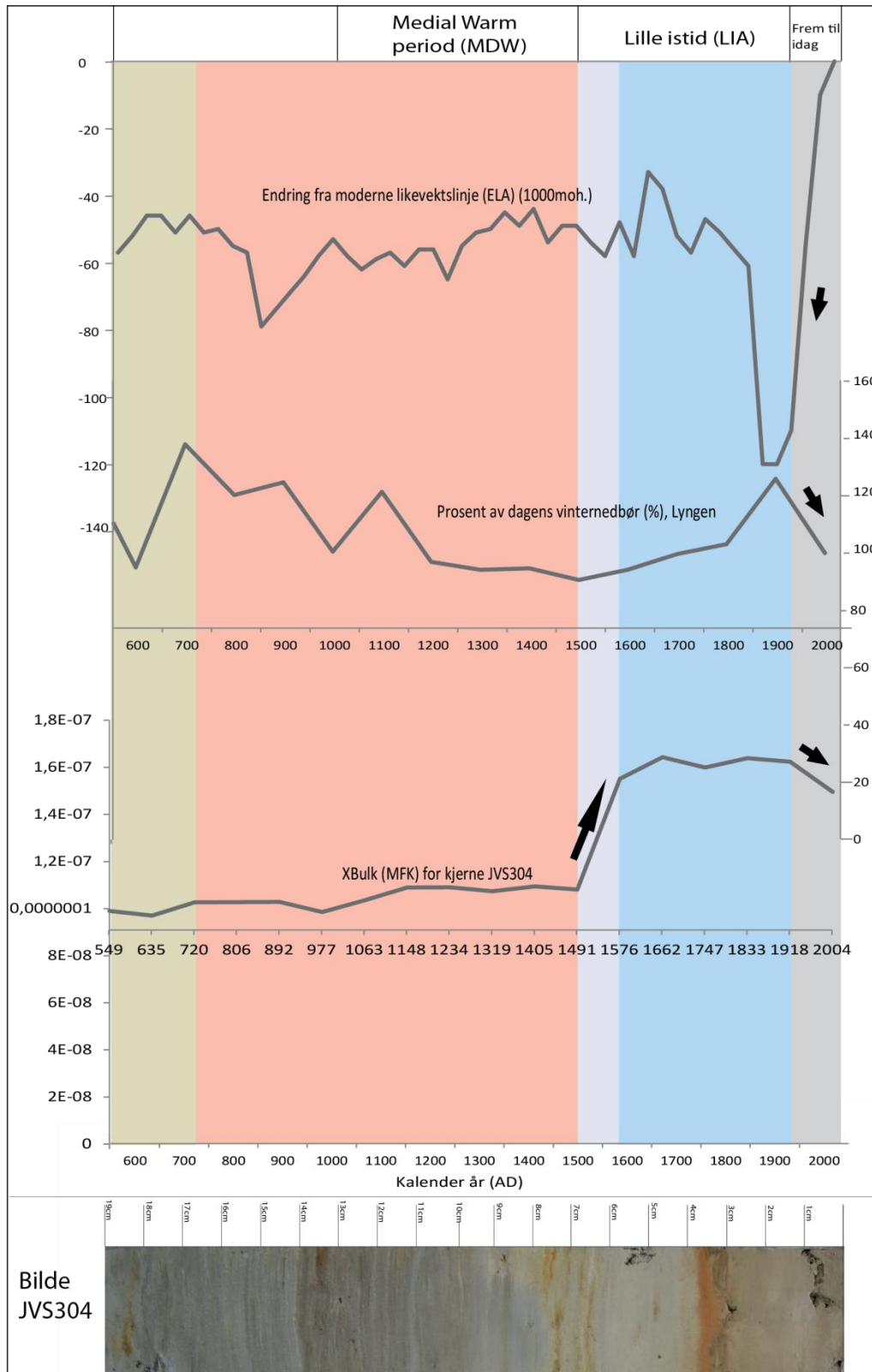
I motsetning til andre studier av LIA-utbredelsen (Ballantyne, 1990) er det fra innsjøsedimentene i Jægervatn ikke registrert markante endringer i MS-verdiene under LIA-perioden (figur 7.3). Det er derimot små variasjoner i disse verdiene: Rundt 1662 og 1920 er det noe høyere MS-verdier, mens det mellom disse periodene, i 1883, er registrert en periode med mindre MS-verdier. Perioder med høye og lave MS-verdier kan relateres til perioder med henholdsvis høye og lave sedimenttilførsler.

En sammenstilling av perioder for hovedfremrykket til isbreer under LIA for forskjellige områder i den Nord-Atlantiske sektoren er fremlagt av Paasche og Bakke (2011, i print). Denne sammenstillingen omfatter en rekke data på brefremrykk fra en breddegrad på 45.54° til 78.13°, med aldre som varierer fra 1340 til 1920 AD. Ingen umiddelbare trender på når brefremrykkene inntreffer i forbindelse med breddegrad kan antydes fra disse dataene. Det registrerte fremrykket for Jægervatn, rundt 1490, sammenfaller med flere andre brefremrykk, blandt annet: Sho’kalsiki-breen på Nova Zemlja (76.11°) med et fremrykk rundt 1550 (Zeeberg et al., 2003 i Paasche og Bakke (2011, i print), og med Austre Okstindbreen (66.04°) med et fremrykk rundt 1600 (Bakke et al., 2010 i Paasche og Bakke 2011, i print). I tillegg sammenfaller brefremrykket i 1920 med brefremrykk på Spitsbergen, ~9° lengre nord, (Svendsen og Mangerud, 1997), og i Lyngen av studiet av Ballantyne, (1990) og Bakke et al., (2005b) ved Lenangsbreen og Fornesbreen. Selv om tidsperiodene for disse brefremrykkene sammenfaller, kan en ikke dra konkluderende slutninger ut i fra dette. Det kan derimot brukes som en indikator på at disse brefremrykkene er i forbindelse med regionale klimatiske hendelser.

Den regionale ELA til Lyngen, kalkulert av Bakke et al., (2005b), med en senkning på ~150m differer fra den kalkulerte ELA i denne oppgaven med en senkning på 57m. Sør-Lenangsbreen har i likhet med studiet av Folgerø, (2005) minimale senkninger av likevektslinjene.

7.4.3 Sedimentasjon fra slutten av LIA (1920 AD) til i dag

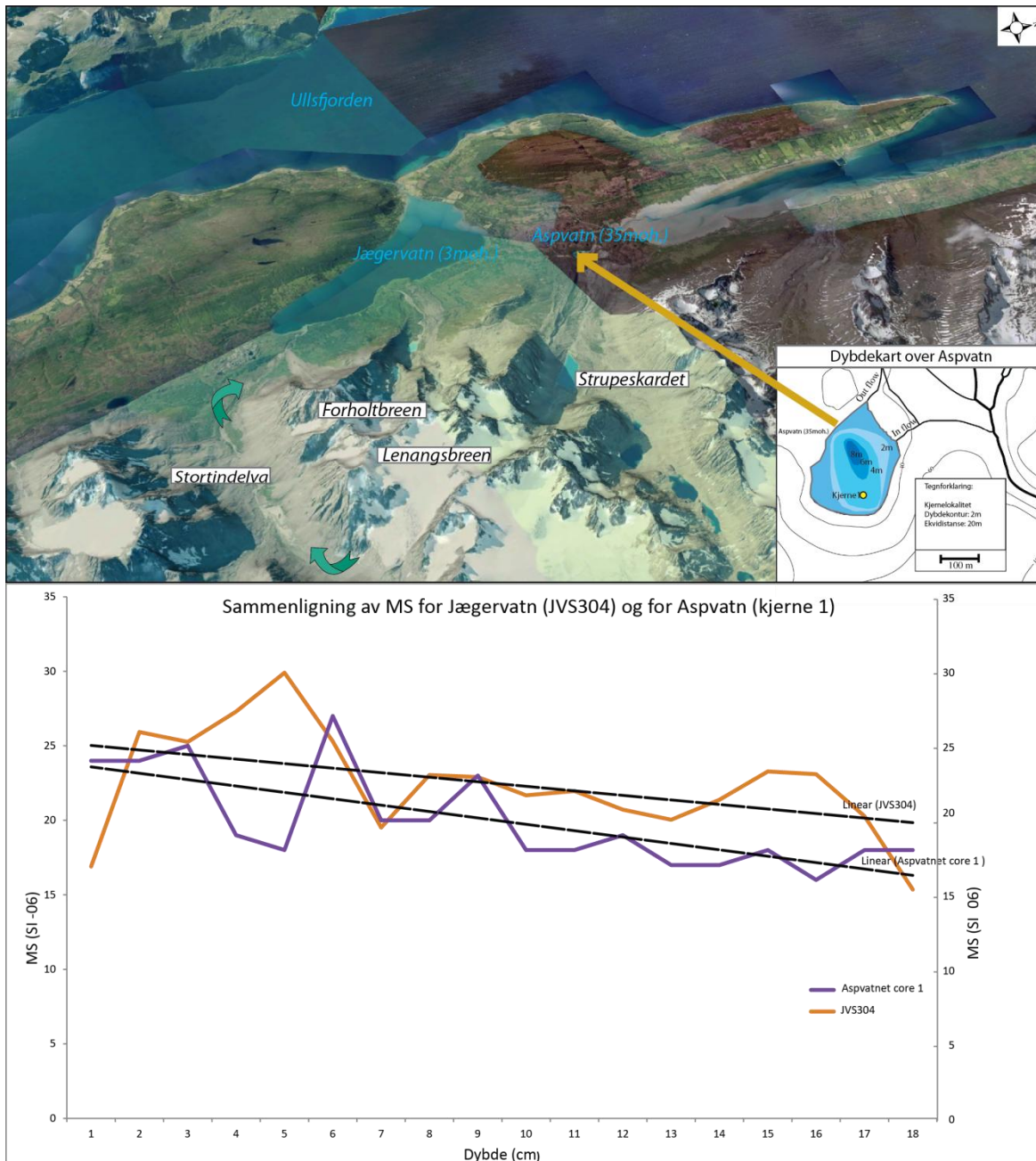
Etter den glasiale maksimum under LIA har breene i nedslagsfeltet til Jægervatn hatt en tilbaketrekkningsfase som er registrert på de magnetiske målingene i kjernene fra Jægervatn og er illustrert for kjerne JVS304 på figur 7.3. Kjernen viser at en nedgang av MS-verdiene har inntruffet de siste ~80 årene. Dette sammenfaller også med endringen av den moderne likevektslinjen (ELA), som har trukket seg tilbake med ~100m, og nedgangen i den prosentvise nedbøren for regionen (figur 7.3).



Figur 7.2: En sammenligning av rekonstruert vintermedbør, ELA (paleoklimatisk data utarbeidet av Bakke et al., 2005b) og Xbulk293 og bilde av kjerne JVS304 fra Lyngen. Den sedimentære endringen ved år 1491 er illustrert med en svart pil og illustrerer indirekte veksten av Sør-Lenangsbreen og de andre breene i studieområdet ved starten på lille istid (LIA). De kortere svarte pilene illustrerer at Sør-Lenangsbreen trekker seg tilbake.

Aspvatn er av betraktelig mindre størrelse ($d = 250\text{m}$) enn Jægervatn (figur 7.3). Mens Jægervatn er en innsjø, er Aspvatn et vann som tidligere har blitt tolket som en dødisgrop av Bakke et al., (2005b).

MS-verdiene for Jægervatn ble satt sammen med MS-verdiene for Aspvatn (figur 7.3) for å sammenligne den relative sedimentasjonen for å se om det finnes en sammenheng relatert til sedimentasjon som kan tilknyttes endringer i den glasiale utbredelsen i området og dermed endringer i klima. Grafene ser ut til å korrelere over store deler, men de magnetiske susceptibilitetsdataene fra Aspvatn har lavere verdier enn tilsvarende data fra Jægervatn i de nederste cm av grafenere. Dette kan forklares med at det er en høyere tilførsel av materiale til Jægervatn enn for Aspvatn. Det er derimot registrert en anomali under det som er identifisert som LIA-perioden i avsetningene fra Jægervatn. Faktorer som kan forklare forskjellen kan marin påvirkning, ble isolert for rundt 10 300 kal år BP ble Aspvatn isolert fra havet (Bakke et al., 2005b). I motsetning ble Jægervatn isolert fra havet mellom 1095-1290 AD (Corner og Haugane, 1993).



Figur 7.3: Oversiktsbildet over nedslagsfeltet til innsjøen Jægervatn (bildet hentet fra norge i 3D) og nabonedslagsfeltet til Jægervatn med dybdekart for vannet Aspvatn i nederste høyre hjørnet modifisert etter Bakke et al., (2005b). Grafene under bilde illustrerer magnetisk susceptibilitetsverdier ($SI \cdot 10^{-6}$). Data fra Aspvatn er hentet fra <http://hurricane.ncdc.noaa.gov/pls/paleox/> og er utarbeidet av Bakke et al., (2005b).

8. Konklusjon

- En rekonstruksjon av sedimentasjonsregimet til Jægervatn er utført basert på undersøkelse av overflatesedimentene fra kjerne JVS104, 204, 304, 404, 504, 604 og JVP203. Studiet har bidratt med høyoppløselige data og romlig informasjon om avsetningstrender i nedslagsfeltet til Jægervatn for de siste ~1500 årene.
- Resultatet av studiet tyder på at Jægervatn har en klassisk sedimentasjonsmodell og et relativt stabilt sedimentært regime, som er tilnærmet lineær, uavhengig av klimatisk periode og avsetningsregime. Dette er delvis tilknyttet bassengstørrelsen til Jægervatn.
- Den romlige sedimentasjonen i Jægervatn er identifisert over et transekt på 2000m og de forskjellige magnetiske signaturene viser tydelig at det er høyest relativ sedimentasjon proksimalt til Stortindelva og sedimentasjonsraten faller suksessivt distalt fra Stortindelva.
- Mengden av allogent materiale var betraktelig lavere under MDW enn under LIA som er reflektert i sedimentasjonsraten.
- Hovedfremrykket under LIA, og de mindre brefremrykkene sammenfaller med brefremrykk andre steder på den Nord-Atlantiske sektoren.
- Paleoklimatisk data fra Jægervatn er sammenlignet med data fra nabonedslagsfeltet, nordøst for Jægervatn. Korrelasjonen av de paleoklimatiske datasettene har bidratt til en validering av de paleoklimatiske arkivene og har bidratt til et sterkere og et bedre robust paleoklimatisk datasett fra Lyngenregionen.
- Overflatesedimentene støtter den regressive faciessekvensen til Corner og Haugane, (1993). Studiet har resultert i en bedre forståelse av sedimentasjon i distale glasiale innsjøer som tidligere har vært tilknyttet til marint fjord miljø.
- Jægervatn har mulighet til å spore paleoklimatisk informasjon på en lengre tidsskala >1500 år.

9. Litteraturliste

- Appleby, P.G., (2001). Chronostratigraphic techniques in recent sediments in Last, W.M and Smol, J.P. In Tracking Environmental change using Lake Sediments. Vol. 1: Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques. *Kluwer Academic Publishers*, 171 – 203.
- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Beck, C., Pourchet, M., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribovillard, N., (2002). Flood and earthquake disturbance of ²¹⁰Pb geochronology (Lake Atern, NW Alps). *Terra Nova*, **B**, 225-232.
- Arz, H.W., Pätzold, Wefer, G., (1998). Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quaternary Research* **50**, 157-166.
- Andersen, B. G., (1968). Glacial geology of Western Troms, north Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse* **265**, 1-160.
- Andersen, B. G., (1975). Glacial geology of Northern Nordland, North Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*. **320**, 1-74.
- Andersen, B.G., (1979). The deglaciation of Norway 15,000 - 10,000 BP. *Boreas* **8**, 79-87.
- Andersen, B.G., (1980). The deglaciation of Norway after 10 000 BP. *Boreas* **9**, 211-16.
- Andersen, A., Steltenpohl, M.G., (1994). Evidence for ophiolite obduction, terrane accretion and polyorogenic evolution of the north Scandinavian Caledonides. *Tetunophysics* **231**, 59-70.
- Axelsson, V., (1983). The use of X-Ray radiographic methods in studying sedimentary properties and rate of sediments accumulation. *Hydrobiologia*, **103**, 65-69.
- Bakke, J., Dahl, S.O., Paasche, Ø., Løvlie, R., Nesje, A. (2005b). Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Lateglacial and Holocene. *The Holocene* **15** (4), 387-409.
- Bakke, J., Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S.O., Paasche, Ø. (2005c). Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene* **15** (2), 161-176.
- Bakke, J., Lie, Ø., Heegaard, E., Dokkan, T., Haug, G.H., Birks, H.H., Dulski, P., Nilsen, T. (2009). Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience* **2** (3), 202-205.
- Bakke, J., Dahl, S.O., Paasche, Ø., Simonsen, J.R., Kvisvik, B.C., Bakke, K., Nesje, A., (2010). A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews* **29**, 1246-1262.

- Ballantyne, C.K., (1990). The Holocene glacial history of Lyngshalvøya, Northern Norway: chronology and climatic implications. *Boreas* **19**, (2).
- Ballantyne, C.K. (2001). A general model of landscape response. *The Holocene* **12** (3), 371–376.
- Ballantyne, C.K., (2002a). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* **21**, 1935-2017.
- Bodbacka, L., (1986). Sediment accumulation in lakes Lilla-Ullfjärden and Stora-Ullfjärden in Sweden. *Hydrobiologia*, **143**, 337-342.
- Boes, X., Fagel, N., (2005). Impregnation method for detecting annual laminations in sediment cores: An overview. *Sedimentary Geology*, **179**, 185-194.
- Boggs, D., (2006). Principles of sedimentology and stratigraphy. Fourth edition. Pearson Prentice Hall. New Jersey. 662.
- Beierle, B.D., Lamoureux, S.F., Cockburn, J.M.H., Spooner, I., (2002). A new method for visualizing sediment particle distributions. *Journal of paleolimnology* **27**, 279-283.
- Benn, D. I. og Evans, D. J. A., (1998). *Glaciers and glaciation*, London, Arnold. 734.
- Benn, D. I. og Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*. **65/66**. 15-29.
- Bergstrøm, B.A., Reite, H., Sveian, L., (2001). Felrutiner og standarder for kvartærgeologisk kartlegging/ løsmassekartlegging ved NGU, NGU, intern rapport 2001. 018.
- Birks, H.H, Battarbee, R.W. og Birks, H.J.B. (2000). The development of the aquatic ecosystem at Kråkenes Lake, western Norway, during the late-glacial and early-Holocene - a synthesis. *Journal of Paleolimnology* **23**, 91-114.
- Birks, H.J.B., Jones, V.J., Rose, N.L., (2004). Recent environmental change and atmospheric contamination on Svalbard as recorded in lake sediments – synthesis and general conclusions. *Journal of Paloclimatology* **31**, 531-546.
- Birks, H.H., Lotter, A.F. Mai (2000). NORPEC sampling protocol for AMS radiocarbon dating.
- Blikra, L.H., Nemeč, W., (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology* **45**, 909 – 959.
- Blott, S.J., 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.

- Boës, X., Fagel, N., (2005). Impregnation method for detecting annual laminations in sediment cores: An overview. *Sedimentary Geology* **179**, 185-194.
- Boyd, R., (1983). Foreløbig berggrunnsgeologisk kart "Lyngen" 1634 III, M 1: 50 000. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Boyle, J.F., (2001). i Tracking Environmental change using Lake Sediments. Vol. 2: Physical and Geochemical Methods, (eds). W.M. Last og J.P. Smol, 171 – 203. Kluwer Academic Publishers. 528.
- Boggs, S., (2006). Principles of sedimentology and stratigraphy. Upper Saddle River, New Jersey. Pearson Prentice Hall. 662.
- Boyle, J. F., (2000). Rapid elemental analysis of sediment samples by isotope source XRF. *Journal of Paleolimnology*, **23**, 213-221.
- Bradley, R.S., (1999). Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary, San Diego, California, Academic Press.
- Brown, S., Bierman, P., Lini, A., Davis, T., Southon, J., (2002). Reconstructing lake and drainage basin history using terrestrial sediment layers: analysis of cores from a post-glacial lake in New England, USA. *Journal of Paleolimnology*, **28**, 219-236.
- Bøe, A. G., Dahl, S. O., Lie, Ø., Nesje, A., (2006). Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene*, **16**, 445-455.
- Church, M., Ryder, J.M., (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. Geological Society, America Bulletin **83**, 3059-3071.
- Cooper, M. C., (1998). The use of digital image analysis in the study of laminated sediments. *Journal of Paleolimnology*, **19**, 33-40.
- Cooper, M. C., O'Sullivan, P. E., (1998). The laminated sediments of Loch Ness, Scotland: Preliminary report on the construction of a chronology of sedimentation and its potential use in assessing Holocene climatic variability. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **140**, 23-31.
- Croudace, I. W, Rindby, A., Rotwell, R. G. (2006). ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. I "New Techniques in Sediment Core Analysis" (R.G. Rothwell, Ed.), Geology Society, Special Publications, 267, London. 193-207.
- Corner, G.D., Haugane, E. (1993). Marine-lacustrine stratigraphy of raised coastal basins and postglacial sea-level change at Lyngen and Vanna, Troms, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **73**, 175-197.

- 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.
- Dahl, S.O., Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., (2003). Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews* **22** (2-4), 275-287.
- Dean, W.E., (1974). Determination of carbonate and organic-matter in calcareous sediments and sedimentary-rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**, 242-258.
- Dearing, J.A., R.J.L. Dann, K.L. Hay, J.A. Lees, P.J. Loveland, B.A. Maher og K. O Grady (1996b). Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials – *Geophysical Journal International*. **124** (1), 228-240.
- Dekkers, M.J., (1997). Environmental magnetism: an introduction. *Geologie en Mijnbouw* **76**: 163-182.
- Evans, M. E., Heller, F., (2003). *Environmental Magnetism—Principles and Applications of Enviromagnetics*, Academic Press. 299.
- Farmer, J.G., (1994). Environmental change and the chemical record in Loch Lomond sediments. *Hydrobiologica* **290**. 39-49.
- Folgerø, L.I., (2005). Geomorfologisk og stratigrafisk analyse av Nordlenangen, Troms: Paleoklima gjennom Senglasialen og Holosen. Hovedfagsoppgave i naturgeografi. Institutt for Geografi. Universitet i Bergen.
- Fossen, H., Pedersen, Bergh, S., Andersen, A. (2008). Creation of a mountain chain, i: *The Making of a Land: Geology of Norway*. Trondheim. Norsk Geologisk Forening. (eds). Ramberg, I, B., Bryhni, I., Nøttvedt, A., Rangnes, K. 619.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F.S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P., Me'lie'res, M.A., (2007). High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews*, **26**, 2644-2660.
- Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., (1996). Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and planetary change*, **12**, 213-235.
- Heiri, O., Lotter, A. F., Lemcke, G., (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, **25**, 101-110.
- Haug, G.H., Hughen, K.a., Sigman, D.m., Peterson, L.C., Röhl, U., (2001). Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, **293**. 1304-1308.

- Hooke R., Wold, B., Hagen, J.O., (1985). Subglacial hydrology and sediment transport at Bondhusbreen, southwest Norway. *Geological Society of America Bulletin*, **96**, p. 388-397.
- Jansen, J. H. F., (1998). CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology*, **151**, 143-153.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, D., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., Zhang, D., (2007). Palaeoclimate. I: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge and New York.
- Karlen, W., (1976). Lacustrine sediments and three-line variations as indicators of Holocene climatic fluctuations in Lappland, northern Sweden. *Geografiska Annaler*, **58A**, 1-34.
- Karlen, W., (1981). Lacustrine sediment studies. A technique to obtain a continuous record of Holocene glacier variations. *Geografiske Annaler* **63A**, 273 – 281.
- Karlen, W., (1998). Interpretation of the glacio-lacustrine record in northern Sweden: a comment on Snowball and Sandgren, *The Holocene* **7**, 119.
- Koivisto, E., Saarnisto, M., (1978). Conventional radiography, and contrast enhancement in the study of laminated sediments. XERORADIOGRAPHY, TOMOGRAPHY, AND CONTRAST ENHANCEMENT IN STUDY OF LAMINATED SEDIMENTS - PRELIMINARY-REPORT. *Geografiska Annaler* **60A**, 55-61.
- Kvarndal, A-I., Sollid J. L., (1993). Late Weichselian glaciation and deglaciation in north western Troms, northern Norway. *Norsk geografisk tidsskrift*, **47**, 163-177.
- Kvassnes, A.J.S., Strand, A.H., Moen-Eikeland, H., Pedersen, R.B., (2004). The Lyngen Gabbro: the lower crust of an Ordovician Incipient Arc. Springer-Verlag 2004. *Contrib Mineral Petrol* (2004) **148**: 358-379.
- Lamoureux, S. F., (2001). Varve chronology techniques. I: Last W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Basin Analysis, and Chronological Techniques*, volum 1. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Nederland. 247-260.
- Lanci, L., Lowrie, W., (1997). Magnetostratigraphic evidence that “tiny wiggles” in the oceanic magnetic anomaly record represent geomagnetic paleointensity variations. *Earth and Planetary Science Letters* **148**, 581-592.
- Last, W.M., Smol, J.P., (2001). *Tracking Environmental Change Using Lakes Sediments. volume 1. Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. Nederland 247-260.

- Lamoureaux, S., i Last, W.M., Smol, J.P., (2001). Tracking Environmental Change Using Lakes Sediments. volume 1. Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. Nederland 247-260.
- Landmark K., Møller J. J., (1991). Israndstadier i Troms. Tromsø Museum, universitet i Tromsø.
- Leonard, E.M. (1997). The relationship between glacial activity and sedimentation rate from a 4450 – year varve record of neoglacial sedimentation in Hector Lake, Alberta Canada. *Journal of paleolimnology*.
- Lewis, W.M., JR., (1983). A revised classification of lakes based on mixing. *Can. J. Fish. Aquat. Science*. **40**: 1779-1787.
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoolaki, E., Grojean, M., Wanner, H., (2004). European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. *ScienceMag. Science*. 1499-1503.
- Lowe, J.J., Walker, M.J.C., (1997). Reconstructing quaternary environments, Edinburgh, Second edition. Pearson prentice Hall, Longman. 446.
- Mackereth, F.J.H., (1966). i Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Volume 2: Physical and Geochemical Methods. Edit. Last, W.M. Smol, J.P (2001). Kluwer Academic Publishers. Nederland.
- Matthews, J. A., Dahl, S.O., Nesje, A., Berrisford, M.S., Andersson, C., (2000). Holocene glacier variations in central Jotunheimen, southern Norway based on distal glaciolacustrine sediment cores. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 1625-1647.
- Mangerud, J., Lie, S. E., Furnes, H., Kristiansen, I. L., Lømo, L., (1984). A Younger Dryas ash bed in western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Quaternary Research*, **21**, 85-104.
- Mann M., E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, F. (2009): Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age 25 and Medieval Climate Anomaly, *Science*, **326**, 1256–1260.
- Menounos, B., (1997). The water content of lake sediments and its relationship to other physical parameters: an alpine case study. *The Holocene*, **7** (2), 207-212.
- Maher, B.A., Taylor, R.M. (1988). Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature* **336**, 368-370.
- Maher, B.A., (2007). Environmental magnetism and climate change. *Contemporary Physics*, **48** (5), 247-274.

- Minsaas, O., Sturt, O. A., (1985). The Ordovician-Silurian clastic sequence overlying the Lyngen Gabbro Complex, and its environmental significance. In: Gee, D. G & Stuart, B. A (eds.) *The Caledonide orogen – Scandinavian and related areas*. Wiley, Chichester, 379-394.
- Munday, R.J.C., (1974). The geology of the northern half of the Lyngen Peninsula, Troms, Norway. *Norsk Geologisk tidsskrift* **54** (suppl 1): 49-62.
- Nesje, A., (1992). A Piston Corer for Lacustrine and Marine-Sediments. *Arctic and Alpine Research*, **24** (3), 257-259.
- Nesje, A. (1992). Topographical effects on the equilibrium line altitude on glaciers. *Geojournal* **27**, 383 – 391.
- Nesje, A. (1995). Brelære. Høyskoleforlaget. 124.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Andersson, C., Matthews, J.A. (2000). The lacustrine sedimentary sequence in Sygneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 1047-1065.
- Nesse, W. D., (2000). Introduction to mineralogy. Oxford University Press. 442.
- NGU (2010). Produktspesifikasjon versjon 4.0: ND_Løsmasser, versjon 2.
- Osmaston, H., (2005). Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, **138-139**, 22-31.
- Paasche, Ø., Løvlie, R., Dahl, S.O., Bakke, J., Nesje, A., (2004). Bacterial magnetite in lake sediments: Late glacial to Holocene climate and sedimentary changes in northern Norway, *Earth Planet Science letters*, **223** (3-4) 319 -333.
- Paasche, Ø., Dahl, S. O., Bakke, J., Løvlie, R., Nesje, A., (2007a). Cirque glacier activity in arctic Norway during the last deglaciation. *Quaternary Research* **68**, 387-399.
- Paasche, Ø., Dahl, S. O., Løvlie, R., Bakke, J., and Nesje, A., (2007b). Rockglacier activity during the Last Glacial-Interglacial transition and Holocene spring snowmelting. *Quaternary Science Reviews* **26**, 793-807.
- Paasche, Ø., Bakke, J. (2011, i print), “Defining the Little Ice Age”. Proceedings of the National Academy of Sciences, innlevert for publisering.
- Paasche, Ø., Larsen, J., (2010). Changes in lake stratification and oxygen distribution inferred from two contrasting records of magnetotactic bacteria and diatoms. *Journal of Geophysical research* **115**, 1-11.

- Randall, B.A.O., (1971). An outline of the geology of the Lyngen peninsula, Troms, north Norway. *Norges Geologiske undersøkelse* **269**, 68-71.
- Richter, T.O., Gaast, S.V.D., Koster, B., Vaars, A., Giels., R., Stigter, H.D., Haas, H.D., Weering, T.J.E.V., (2006). The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments, The Geology society of London.
- Rubensdotter, L., Rosqvist, G., (2009). Influence of geomorphological setting, fluvial, glaciofluvial- and mass-movement processes on sedimentation in alpine lakes. *Holocene* **19** (4), 665-678.
- Santisteban, J. I., Mediavilla, R., López-Pamo, E., Dabrio, C. J., Zapata, M. B. R., García, M.J. G., Castaño, S., Martínez-Alfaro, P. E., (2004). Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments. *Journal of Paleolimnology*, **32**, 287-299.
- St.Onge, G., Mulder, T., Francus, P., Long, B., (2007). Continuous physical properties of cored marine sediments. *Developments in Marine Geology*, **1**. Elsevier, B.V.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., (1993). *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- Støren, E.N., Dahl, S.O., Nejse, A., Paasche, Ø., (2010). Identifying the sedimentary imprint of high-frequency Holocene river floods in lake sediments: development and application of a new method. *Quaternary Science Reviews* **29**, 3021-3033.
- Shanahan, T. M., Overpeck, J.T., Hubney, J.B., Kinjg, J., Hu, F.S., Hughen, K., Miller, G., Black, J., (2008). Scanning micro-X-ray fluorescence elemental mapping: A new tool for the study of laminated sediment records. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **9**, (2) 1-14.
- Snowball, I. Sandgren, P. (1996). Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Karsa valley, northern Sweden: Contrasts in interpretation. *Holocene*, **6**, 367-372.
- Smith, J.N., (2001). Why should we believe in 210Pb sediment geochronologies? *Journal of Environmental Radioactivity* **55**: 121 – 123.
- Smith, G. J., (2003). Aspects of the Loss-on-ignition (LOI) technique in the context of clay-rich, glaciolacustrine sediments. *Geografiske Annaler*, **85**, 91-97.
- Smol, J.P., Birks, H.J.B. og Last, W.M (eds). (2001). *Tracking Environmental Change using Lake Sediments volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators*. Dordrecht: Kluwer.
- Snowball, I.F., (1996). Holocene environmental change in the Abisko region of northern Sweden recorded by mineral magnetic stratigraphy of lake sediments. *GFF*, **188**, 9-17.
- Snowball, I.F., Sandgren, P., (1996). Lake sediment studies and Holocene glacial activity in the Kåsa valley, northern Sweden: contrasts in interpretation. *The Holocene* **6**, 367-372.

- Støren, E. N., Dahl, S. O., Nesje, A., Paasche, Ø., (2010). Identifying the sedimentary imprint of high-frequency Holocene river floods in lake sediments: development and application of a new method. *Quaternary Science Reviews*, **29**, 3021-3033.
- Sutherland, D.G., (1984). Modern glacier characteristics as a basis for inferring former climates with particular reference to the Loch Lomond stadial. *Quaternary Science Reviews* **3**, 291-309.
- Syvitski, James P. M., (1991). Principles, methods, and application of particle size analysis, Cambridge, Cambridge University Press.
- Takano, M., Kawakami, S., Togami, S., Fukusawa, H., Kumazawa, M., Yasuda, Y., (2007). Advanced Micro-XRF method to separate sedimentary rhythms and event layers in sediments: Its application to lacustrine sediment from Lake Suigetsu, Japan. *Journal of Paleolimnology*, **37**, 259-271.
- Thompson, R., (1973). Paleolimnology and paleomagnetism. *Nature* **242**. 182-184.
- Thompson, R., Battarbee, R., O'Sullivan, P.E., Oldfield, F., (1975) Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, **20**, 687-698.
- Thompson, R., Oldfield, F., (1986). Environmental magnetism, Allen & Unwin, London.
- Thornsbury, W. D., (1969). Principles of geomorphology, second edition. John Wiley & Sons, Inc. USA,
- Tylmann, W., (2004). Estimating recent sedimentation rates using ²¹⁰Pb on the example of morphologically complex lake (Upper lake Radúnskie, N Poland). *Journal on Methods and Applications of Absolute Chronology*. GEOCHRONOMETRIA **23**, 21-26.
- Zwaan, K. B., Fareth, E, og Grogan, P, W., 1998. Geologisk kart over Norge, berggrunnskart TROMSØ, M 1: 250 000. Norges geologiske undersøkelse. Hentet 17/10-2010.
- Vasskog, K., Paasche, Ø., Nesje, A., Boyle, J.F., Birks, H.J.B., (2011). manuskript, i print. Building continuous glacier reconstructions based on the integrated sedimentary response of large catchments.
- Verosub, K. L., Roberts, A. P., (1995). Environmental magnetism: Past, present and future. *Journal of Geophysical Research* **100**, (B2), 2175-2195.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikufer, J., Crowley, T.J., Cubasach, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Küttel, M., Müller, S.S., Prentice, C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* **27** (19-20), 1791-1828.
- Walker, M.J.C., (2005). Quaternary dating methods, Chichester, Wiley. 286.

Weltje, G.J., Tjallingii, R., (2008). Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters*, 274, 423-438.

Østrem, G., Haakensen, N., Melander, O., (1973). Atlas over breer i Nord-Skandinavia. Meddelsen nr. 22 fra Hydrologisk afdeling, NVE, og Meddelande nr. 46 fra Naturgeografiske institutionen, Stockholms Universitet, 315 s. 07.07.2011.

Internettkilder:

Det Norske Meteorologiske Institutt 1993a: Nedbørnormaler 1961-1990. Klimaavdelingen. Oslo: Det Norske Meteorologiske www.dnmi.no. Sist sett: 20/11-2011.

Det Norske Meteorologiske Institutt 1993b: Temperaturnormaler 1961 – 1990. Klimaavdelingen. Oslo: Det Norske Meteorologiske www.dnmi.no. Sist sett: 06/08-2010.

National Climate Data Center US, <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/data.html>. Sist sett: 09/07-2010.

Norges geologiske undersøkelse. www.ngu.no. Sist sett: 19/10-2010.

Norges vassdrags og energiselskap www.nve.no. Sist sett: 03/09-2009.

Shapefiler fra NGU. Sist sett: 08/10-2011.

Presentasjonsregler for løsmassedata, (08/06-2010, Kjersti Mølmann).

Presentasjonsregler for berggrunn (08/06-2010, Kjersti Mølmann).

STATENS KARTVERK, <http://kart.statkart.no/>. Sist sett: 28/05-2010

NORGE I 3D, <http://norgei3d.no/>. Sist sett: 27/10-2010

Vedlegg I:

**Bilder av kjerne
JVS104 – 304 med
beskrivelse av
synlige tekstuelle
og strukturelle
egenskaper på
forskjellige
intervall**

DYBDE (cm)	KJERNE: JVS104	LOGG	MØNSELL - FARGEKODER	BESKRIVELSE	E N H E T	DYBDE (cm)	KJERNE: JVS204	LOGG	MØNSELL - FARGEKODER	BESKRIVELSE	E N H E T	DYBDE (cm)	JVS304	LOGG	MØNSELL - FARGEKODER	BESKRIVELSE			
1cm			2.5Y (4/2)	1) 0 - 0,8cm: Homogent lag, tilsvarende uten strukturer.	A	1cm			2.5Y (4/2)	1) 0-1cm: Homogent lag, tilsvarende uten strukturer.	B	1cm			2.5Y (4/2)	1) 0 - 2,8cm: Homogent lag, strukturlost.			
2cm			2.5Y (2,5/1)	2) 1,3 - 2cm: Innslag av mørkt lag, tykkelse ~1mm.		2cm			2.5Y (2,5/1)	2) 1,3 - 2cm: Innslag av mørkt lag, tykkelse ~1mm.		2cm			2.5Y (2,5/1)	2) 2,8 - 3,5cm: Innslag av mørke flekker, diskontinuerlig.	2cm	2.5Y (2,5/1)	2) 2,8 - 3,5cm: Innslag av mørke flekker, diskontinuerlig.
3cm			5YR 5/8	3) 1,5 - 2,5cm: Jernutfelling.		3cm			5YR (5/8)	3) 1,8 - 3,5cm: Dominert av jern-utfelling, tykkelse fra 5mm til <5mm.		3cm			5YR (5/8)	3) 3,4 - 3,7cm: Jernutfelling.	3cm	5YR (5/8)	3) 3,4 - 3,7cm: Jernutfelling.
4cm			N51 (0050)	4) Diskontinuerlig kurvet lag, med innslag av jernflekker.	A	4cm			N51 (0050)	4) 3,7 - 7,8cm: Homogent lag, tilsvarende uten strukturer, innslag av litt jernlag (bølgete parallell).	B	4cm			5Y (8/1)	4) 3,7 - 7,8cm: Homogent lag, tilsvarende uten strukturer, innslag av litt jernlag (bølgete parallell).			
5cm										N61 (0060)		5) Parallell kurvet skrålag, trolig forstyrt ved prøvetopp-takingen. Lagene har varierende tykkelse, fra 5 - <5mm.			B	5cm			N61 (0060)
6cm			Ujevn overflate.		C							Ujevn overflate.	C						
7cm										Ujevn overflate.					C				
8cm			Ujevn overflate.		C							Ujevn overflate.	C						
9cm										Ujevn overflate.					C				
10cm			Ujevn overflate.		C							Ujevn overflate.	C						
11cm										Ujevn overflate.					C				
12cm			Ujevn overflate.		C							Ujevn overflate.	C						
13cm										Ujevn overflate.					C				
14cm			Ujevn overflate.		C							Ujevn overflate.	C						
15cm										Ujevn overflate.					C				
16cm			Ujevn overflate.		C							Ujevn overflate.	C						

Vedlegg II:

Bilder og røntgenbilder av kjerne JVS404 – 604 med beskrivelse av synlige tekstuelle og strukturelle egenskaper på forskjellige intervall

E	N	H	E	T	A	KJERNE - JVS404					KJERNE - JVS604					LOGG	MUNSELL - FARGEKODER	BESKRIVELSE				
X-ray					DYBDE (cm)					X-ray					DYBDE							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							
T					A					B					B							
E					A					B					B							
H					A					B					B							
N					A					B					B							
E					A					B					B							

Vedlegg 1: Innstillinger til XRF-dataene.

JVS104-604	Station no:	Core no:	Section name	User ID
	C:\Data\Bjorn\JVS2004_Mo_3	JVS2004_Mo_3	JVS2004_Mo_3_XRF	BCK
	Year	Month	Day	Time
	2010	5	22	16
	Voltage	60	kV	
	Current	50	mA	
	Exposure time	0	ms	
	line camera signal level	420655	at 25 ms	
	Step size	200	microns	
	XRF	ON		
	XRF exp. time	10	seconds	
	Start coordinate	60.0	Stop coordinate	1610.0
	XRF voltage and current	30		55
	Tube	Mo		

JVS404	Station no:	Core no:	Section name	User ID
	C:\Data\Bjorn\JVS2004_Mo_3	JVS404	JVS404_XRF	BCK
	Year	Month	Day	Time
	2010	5	23	16
	Voltage	60	kV	
	Current	50	mA	
	Exposure time	0	ms	
	line camera signal level	418527	at 25 ms	
	Step size	200	microns	
	XRF	ON		
	XRF exp. time	10	seconds	
	Start coordinate	190.0	Stop coordinate	490.0
	XRF voltage and current	30		55
	Tube	Mo		

JVP203 (1/2)	Station no:	Core no:	Section name	User ID
	C:\Data\Bjorn\JVP203_Mo	JVP203_Mo_1	JVP203_Mo_1_XRF	BCK
	Year	Month	Day	Time
	2010	5	29	12
	Voltage	60	kV	
	Current	50	mA	
	Exposure time	0	ms	
	line camera signal level	488475	at 25 ms	
	Step size	200	microns	
	XRF	ON		
	XRF exp. time	10	seconds	
	Start coordinate	40.0	Stop coordinate	1520.0
	XRF voltage and current	30		55
	Tube	Mo		

Vedlegg 2: Korrelasjonstabeller for JVS104, 204 og 604.

JVS104	DBD	LOI	WC	MS (S)	γ_{Bulk} (ka)	$\gamma_{\text{Bulk(mf)}}$ (k)	$\chi_{\text{Bulk(77)}}$ (K)	Ti	Si	Zr	Rb	Fe	Mn	Mn/Ti	Fe/Ti	K	Ca	inc/coh	F. Sand	Vf. Sand	Vg. Silt	G. Silt	M. Silt	F. Silt	Vf. Silt	Leire	Mean (μm)	Sorterin g (μm)			
DBD	1,00																														
LOI	-0,08	1,00																													
WC	-0,86	0,36	1,00																												
MS (S)	-0,13	-0,57	0,06	1,00																											
$\gamma_{\text{Bulk(ka)}}$	-0,08	-0,79	-0,27	0,58	1,00																										
$\gamma_{\text{Bulk(mf)}}$	-0,03	-0,77	-0,30	0,61	0,97	1,00																									
$\chi_{\text{Bulk(77)}}$	-0,39	-0,04	0,26	0,15	0,40	0,43	1,00																								
Ti	0,35	0,66	-0,09	-0,67	-0,70	-0,60	-0,24	1,00																							
Si	0,80	0,13	-0,63	-0,17	-0,25	-0,17	-0,34	0,46	1,00																						
Zr	0,31	0,64	-0,05	-0,58	-0,72	-0,61	-0,32	0,34	0,53	1,00																					
Rb	0,10	0,76	0,08	-0,73	-0,69	-0,60	-0,15	0,32	0,26	0,50	1,00																				
Fe	-0,24	0,04	-0,02	-0,22	0,13	0,05	0,10	-0,17	-0,40	-0,28	0,07	1,00																			
Mn	-0,83	-0,18	0,63	-0,22	0,31	0,23	0,37	-0,55	-0,93	-0,59	-0,35	0,36	1,00																		
Mn/Ti	0,80	0,27	-0,60	-0,32	-0,38	-0,30	-0,38	0,64	0,92	0,66	0,46	-0,27	-0,99	1,00																	
Fe/Ti	-0,37	-0,62	0,07	0,60	0,69	0,58	0,24	-0,59	-0,51	-0,95	-0,86	0,32	0,59	-0,66	1,00																
K	0,21	0,73	0,00	-0,71	-0,68	-0,57	-0,14	0,27	0,35	0,93	0,97	-0,10	-0,44	0,53	-0,84	1,00															
Ca	0,60	-0,57	-0,61	0,51	0,45	0,46	-0,19	-0,39	0,56	-0,32	-0,61	-0,39	-0,47	0,37	0,30	-0,52	1,00														
inc/coh	-0,67	0,50	0,75	-0,30	-0,51	0,01	0,35	-0,52	0,38	0,53	0,13	0,42	-0,34	-0,34	-0,32	0,45	-0,89	1,00													
F. Sand	0,08	-0,10	-0,25	-0,20	0,17	0,05	-0,13	-0,03	-0,22	-0,13	0,05	0,38	0,03	-0,04	0,11	-0,01	-0,18	0,03	1,00												
Vf. Sand	0,03	-0,10	-0,15	-0,12	0,19	0,08	-0,20	-0,09	-0,36	-0,27	-0,05	0,35	0,20	-0,20	0,16	-0,07	-0,16	0,01	0,88	1,00											
Vg. Silt	0,14	0,04	-0,12	-0,17	-0,05	-0,15	-0,42	0,03	-0,29	-0,17	0,03	0,41	0,12	-0,10	0,05	-0,01	-0,16	0,03	0,63	0,87	1,00										
G. Silt	0,19	-0,11	-0,02	0,33	0,01	-0,07	-0,47	-0,13	-0,19	-0,25	-0,27	0,01	0,06	-0,09	0,14	-0,25	0,17	-0,07	0,28	0,55	0,76	1,00									
M. Silt	-0,08	0,04	0,19	0,36	-0,07	0,01	0,02	0,06	0,39	0,23	-0,05	-0,65	-0,21	0,18	-0,17	0,05	0,25	0,02	-0,42	-0,50	-0,63	-0,26	1,00								
F. Silt	-0,11	0,05	0,06	0,00	0,00	0,10	0,46	-0,03	0,28	0,14	0,03	-0,17	-0,10	0,11	-0,02	0,03	0,11	-0,08	-0,66	-0,88	-0,92	-0,81	0,36	1,00							
Vf. Silt	0,00	0,17	-0,05	-0,25	-0,19	-0,09	0,32	0,21	0,36	0,37	0,27	-0,06	-0,24	0,28	-0,23	0,26	-0,04	0,03	-0,54	-0,82	-0,84	-0,86	0,25	0,93	1,00						
Leire	-0,25	-0,12	0,13	-0,07	0,17	0,23	0,56	-0,06	-0,01	0,07	0,04	-0,11	0,09	-0,09	0,03	0,02	-0,09	0,04	-0,44	-0,67	-0,82	-0,84	0,16	0,83	0,81	1,00					
Mean (μm)	0,21	0,05	-0,13	-0,02	-0,07	-0,16	-0,48	0,04	-0,16	-0,13	-0,02	0,21	0,02	-0,01	0,01	-0,02	-0,03	-0,01	0,61	0,85	0,94	0,85	-0,37	-0,95	-0,91	1,00					
Sorterin g (μm)	-0,31	-0,32	0,03	-0,22	0,42	0,33	0,27	-0,26	-0,63	-0,36	-0,07	0,47	0,49	-0,49	0,33	-0,16	-0,35	0,12	0,51	0,49	0,32	-0,09	-0,67	-0,24	-0,19	0,24	1,00				

Korrelasjonsgrad
0,8 - 1
0,6 - 0,79
0,4 - 0,59
0,2 - 0,39
0,0 - 0,19
svak
Veldig
Moderat
Sterk
Meget sterk

JWS204	DBD	LOI	W/C	MS (S)	%bulk (Ka)	%bulk (mk)	%bulk (77K)	Ti	Si	Zr	Rb	Fe	Mn	Mn/Ti	Fe/Ti	K	Ca	F. Sand	Vf. Sand	Vg. Silt	G. Silt	M. Silt	F. Silt	Vf. Silt	Lerre	Mean (µm)	Sortering (µm)	
DBD	1,00																											
LOI	-0,35	1,00																										
W/C	-0,73	0,47	1,00																									
MS (S)	-0,37	-0,29	0,14	1,00																								
%bulk (Ka)	-0,37	-0,39	0,20	0,90	1,00																							
%bulk (mk)	-0,36	-0,39	0,19	0,91	1,00	1,00																						
%bulk (77K)	-0,16	-0,52	-0,13	0,77	0,87	0,87	1,00																					
Ti	-0,07	-0,01	-0,13	0,51	0,50	0,50	0,51	1,00																				
Si	0,14	0,52	0,04	-0,72	-0,70	-0,71	-0,54	-0,11	1,00																			
Zr	-0,07	-0,12	-0,23	0,40	0,44	0,44	0,59	0,65	-0,08	1,00																		
Rb	-0,31	-0,21	-0,07	0,74	0,81	0,81	0,83	0,76	-0,50	0,61	1,00																	
Fe	-0,18	-0,41	0,15	0,44	0,52	0,53	0,34	-0,12	-0,58	-0,31	0,25	1,00																
Mn	-0,02	-0,08	0,13	-0,25	-0,26	-0,26	-0,34	-0,90	-0,17	-0,76	-0,53	0,43	1,00															
Mn/Ti	-0,16	-0,39	0,17	0,32	0,40	0,41	0,23	-0,32	-0,53	-0,42	0,09	0,88	0,59	1,00														
Fe/Ti	-0,25	-0,16	-0,05	0,77	0,79	0,79	0,78	0,83	-0,41	0,72	0,83	0,09	-0,73	-0,09	1,00													
K	0,41	0,35	0,00	-0,77	-0,84	-0,84	-0,85	-0,49	0,66	-0,45	-0,88	-0,43	0,24	-0,32	-0,79	1,00												
Ca	0,41	0,35	0,00	-0,77	-0,84	-0,84	-0,85	-0,49	0,66	-0,45	-0,88	-0,43	0,24	-0,32	-0,79	1,00	1,00											
F. Sand	0,05	-0,44	-0,20	-0,02	-0,05	-0,05	0,01	-0,13	-0,10	-0,10	0,00	0,08	0,12	0,09	-0,07	-0,16	-0,16	1,00										
Vf. Sand	-0,14	0,15	0,02	-0,21	-0,35	-0,35	-0,37	-0,38	0,08	-0,23	-0,25	0,00	0,36	0,08	-0,32	0,06	0,06	0,36	1,00									
Vg. Silt	-0,36	0,16	0,35	-0,06	-0,14	-0,15	-0,22	-0,27	0,12	-0,27	-0,19	0,27	0,29	0,30	-0,25	0,00	0,00	0,11	0,73	1,00								
G. Silt	-0,26	-0,13	0,24	0,02	-0,07	-0,07	-0,12	-0,38	0,06	-0,09	-0,30	0,30	0,32	0,36	-0,29	0,10	0,10	0,21	0,55	0,72	1,00							
M. Silt	0,53	-0,26	-0,51	-0,28	-0,45	-0,44	-0,35	-0,12	0,04	-0,07	-0,34	-0,26	0,00	-0,23	-0,29	0,50	0,50	0,15	-0,04	-0,22	-0,04	1,00						
F. Silt	-0,15	0,34	0,32	-0,03	0,22	0,21	0,14	0,13	0,10	0,01	0,21	-0,04	-0,09	-0,05	0,18	-0,23	-0,23	-0,24	-0,24	-0,24	-0,24	-0,52	-0,76	1,00				
Vf. Silt	-0,43	0,27	0,40	0,27	0,44	0,44	0,37	0,21	-0,06	0,13	0,39	0,12	-0,10	0,08	0,36	-0,51	-0,51	-0,15	-0,12	-0,05	-0,21	-0,95	0,85	1,00				
Lerre	-0,47	0,15	0,35	0,49	0,65	0,64	0,60	0,35	-0,22	0,23	0,59	0,25	-0,17	0,17	0,55	-0,65	-0,65	-0,25	-0,31	-0,14	-0,25	-0,89	0,74	0,94	1,00			
Mean (µm)	0,30	-0,20	-0,31	-0,31	-0,52	-0,51	-0,46	-0,31	0,12	-0,18	-0,48	-0,13	0,18	-0,07	-0,44	0,51	0,51	0,25	0,39	0,31	0,45	0,84	-0,89	-0,94	0,94	1,00		
Sortering (µm)	-0,58	0,21	0,55	0,32	0,42	0,42	0,31	0,03	-0,09	-0,02	0,29	0,40	0,11	0,38	0,22	-0,50	-0,50	-0,07	0,23	0,48	0,29	-0,95	0,54	0,82	0,77	-0,65	1,00	

JV5504	DBD	LOI	WC	MS (S)	$\chi_{\text{Bulk}}(\text{ka})$	$\chi_{\text{Bulk}}(\text{mf})$	$\chi_{\text{Bulk}}(\text{77})$	Ti	Si	Zr	Rb	Fe	Mn	Mn/Ti	Fe/Ti	K	Ca	F. Sand	Vf. Sand	Vg. Silt	G. Silt	M. Silt	F. Silt	Vf. Silt	Leire	Mean (μm)	Sortering (μm)	
	1.00																											
DBD	1.00																											
LOI	-0.89	1.00																										
WC	-0.91	0.88	1.00																									
MS (S)	0.39	-0.55	-0.50	1.00																								
$\chi_{\text{Bulk}}(\text{ka})$	0.37	-0.54	-0.47	0.96	1.00																							
$\chi_{\text{Bulk}}(\text{mf})$	0.36	-0.54	-0.47	0.96	1.00	1.00																						
$\chi_{\text{Bulk}}(\text{77})$	0.41	-0.56	-0.54	0.75	0.87	0.87	1.00																					
Ti	0.10	-0.17	-0.06	0.09	-0.03	-0.03	-0.24	1.00																				
Si	-0.23	0.30	0.27	-0.54	-0.60	-0.60	-0.44	0.08	1.00																			
Zr	0.07	-0.04	-0.23	0.18	0.03	0.03	-0.20	0.55	-0.01	1.00																		
Rb	0.41	-0.38	-0.33	0.44	0.36	0.35	0.03	0.74	-0.45	0.56	1.00																	
Fe	-0.42	0.43	0.67	-0.20	-0.11	-0.11	-0.15	-0.26	-0.14	-0.67	-0.22	1.00																
Mn	-0.24	0.50	0.41	-0.59	-0.52	-0.51	-0.39	-0.41	0.28	-0.19	-0.38	0.39	1.00															
Mn/Ti	-0.24	0.47	0.37	-0.54	-0.44	-0.44	-0.28	-0.61	0.22	-0.30	-0.52	0.40	0.97	1.00														
Fe/Ti	-0.26	0.31	0.33	-0.17	-0.03	-0.03	0.13	-0.92	-0.11	-0.72	-0.70	0.62	0.50	0.67	1.00													
K	0.52	-0.61	-0.44	0.56	0.51	0.50	0.26	0.69	-0.47	0.23	0.88	-0.15	-0.59	-0.69	-0.63	1.00												
Ca	-0.61	0.55	0.62	-0.71	-0.67	-0.66	-0.44	-0.29	0.67	-0.45	-0.79	0.31	0.27	0.31	0.38	-0.71	1.00											
F. Sand	0.47	-0.36	-0.55	0.20	0.19	0.18	0.20	0.17	-0.19	0.28	0.37	-0.52	0.04	-0.01	-0.36	0.37	-0.60	1.00										
Vf. Sand	0.30	-0.33	-0.37	0.12	0.21	0.21	0.43	-0.43	-0.18	-0.20	-0.27	-0.23	-0.27	-0.12	0.26	-0.17	0.06	-0.20	1.00									
Vg. Silt	0.24	-0.24	-0.40	-0.03	-0.05	-0.05	-0.02	0.05	-0.03	0.17	0.04	-0.50	-0.07	-0.07	-0.25	0.12	-0.21	0.73	-0.13	1.00								
G. Silt	0.46	-0.43	-0.32	0.54	0.49	0.49	0.34	0.39	-0.07	0.25	0.57	-0.04	-0.08	-0.18	-0.34	0.55	-0.61	0.24	-0.36	-0.16	1.00							
M. Silt	-0.39	0.45	0.51	-0.43	-0.39	-0.39	-0.47	-0.07	0.00	-0.01	-0.02	0.36	0.62	0.57	0.22	-0.22	0.16	0.00	-0.47	-0.25	-0.14	1.00						
F. Silt	-0.05	0.01	0.01	-0.15	-0.25	-0.25	-0.29	0.34	-0.03	0.30	0.27	-0.23	-0.24	-0.29	-0.37	0.18	-0.01	0.04	-0.18	-0.17	-0.09	0.42	1.00					
Vf. Silt	0.44	-0.43	-0.52	0.32	0.31	0.31	0.43	-0.08	0.00	-0.12	-0.09	-0.09	-0.45	-0.38	-0.07	0.11	-0.11	0.05	0.53	0.31	0.02	-0.96	-0.54	1.00				
Leire	0.08	-0.18	-0.20	0.34	0.34	0.34	0.39	-0.05	0.07	-0.11	-0.17	-0.13	-0.50	-0.43	-0.02	0.01	0.07	-0.26	0.46	0.10	-0.01	-0.92	-0.60	0.89	1.00			
Mean (μm)	0.01	-0.13	-0.29	0.58	0.59	0.59	0.45	0.04	-0.37	0.43	0.29	-0.48	-0.33	-0.30	-0.24	0.25	-0.53	0.53	-0.06	0.49	0.17	-0.21	-0.10	0.11	0.16	1.00		

Vedlegg 3: Dateringer

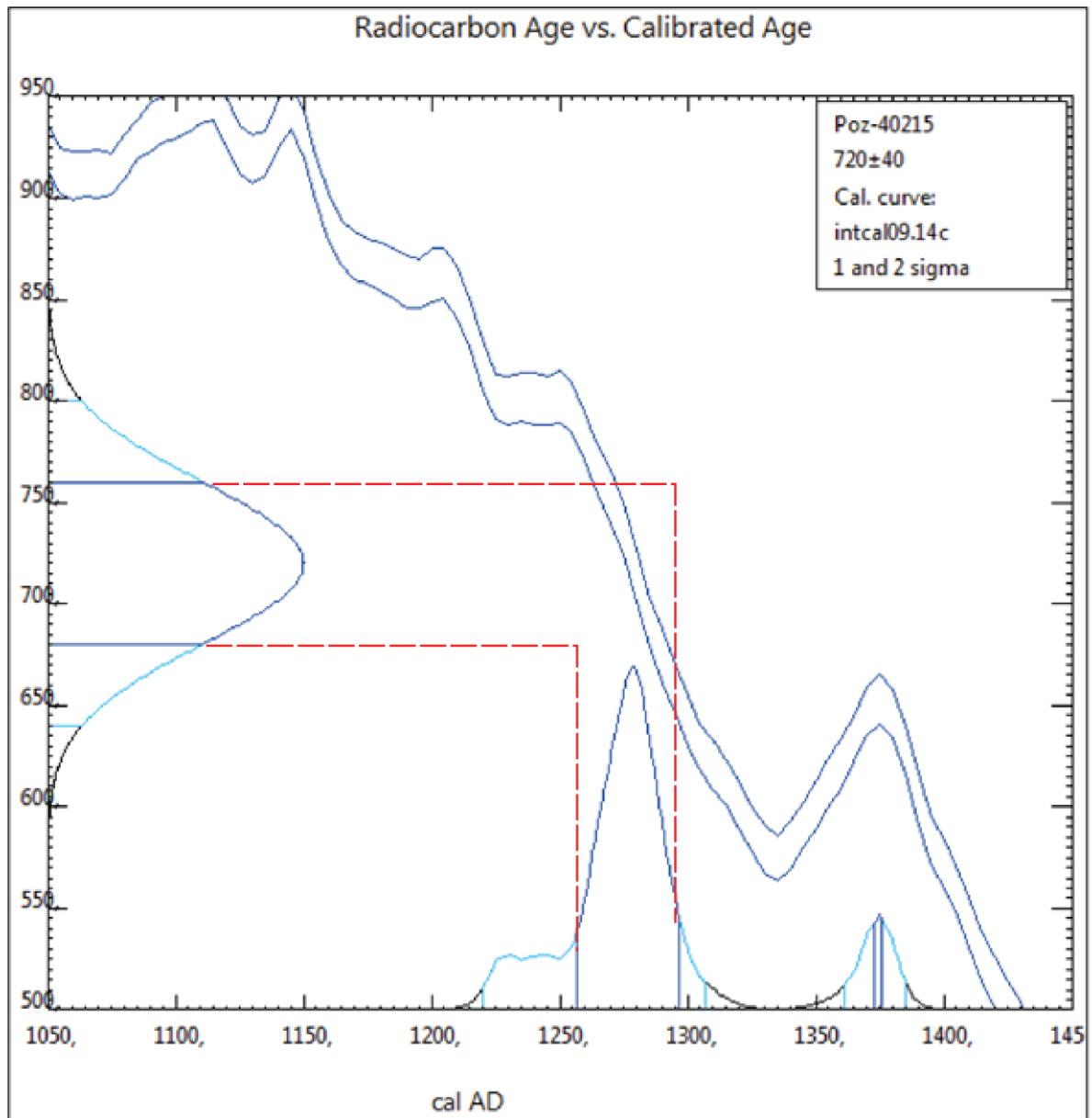
Vedlegg 3A)

Tabell med informasjon over hvilke kjerner og cm som ble undersøkt for makrofossiler, hvilke type materialet som ble identifisert og en vurdering av egnbarheten til å bruke materiale til datering.

JVS104	Materiale	Egnbarhet til datering
13-14cm	Bladfragment, kreklingfrø, frø, kvist	God
14-15cm	Bjørkefrukt (*), fragmenter av trebjørk, bjørkeknoppeskall, frø av ukjent opprinnelse	Ikke like god, kan være akvatisk
15-16cm	Trebiter, mose, rusk	Kan brukes, ikke ideell grunnet for lav vekt
JVS204		
17-18cm	Dvergbjørk, trebjørk, bjørkefrukt (*)	God
18-19cm	Bladfragmenter, gress av ukjent art/ opprinnelse	Ikke ideell, mulig gresset kan være akvatisk
JVS304		
16-17cm	To - tre bjørkefrukt (*), terrestrisk mose (polytricum), resten greit	Mulig for lav vekt, i så fall, grei
JVS404		
24-25cm	To store flak, blank overflate, uten struktur, et blad (*), knoppeskall fra vier, blad(*)	Trenger mer materiale, bladet kan brukes, men det trengs flere blad for å kunne datere
25-26cm	-	-
26-27cm	Trebjørkrest (*), bladfragmenter	Uegnet --> for lav vekt
27-28cm	-	-
JVS504		
21-22cm	Knust glass	Uegnet --> forurenset og for lav vekt uansett
22-23cm	Frø, dyrerest, fjærmygg kvist og bladfragment	Flyteegenskaper på frøet, mulig akvatisk
23-24cm	Rusk, for lite materiale til å kunne gjenkjenne	Uegnet, for lite materiale
	(*) = materiale som er meget godt egnet å datere på	

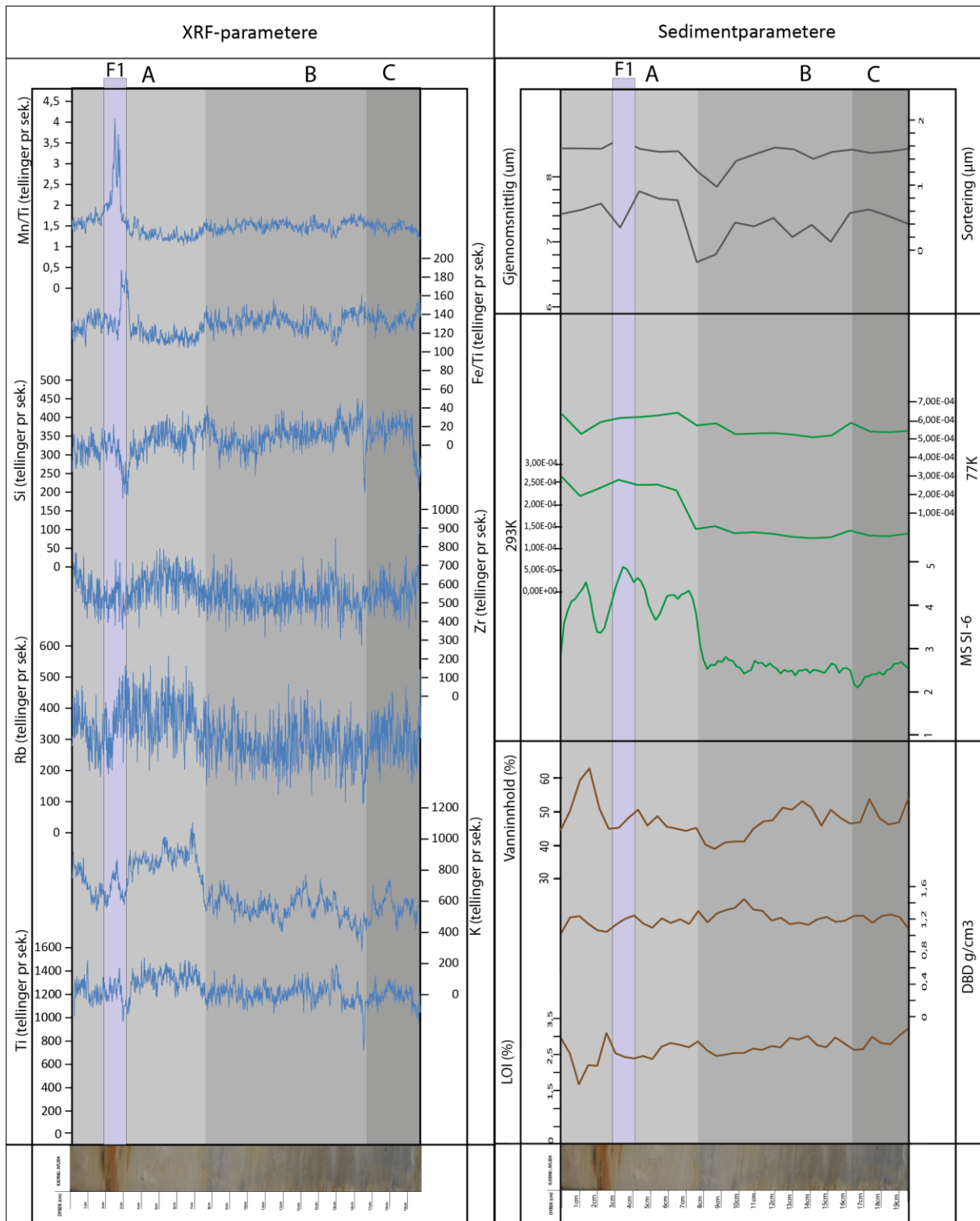
Vedlegg 3B) Dateringsplott for kjerne JVS204.

^{14}C Plott for JVS204:

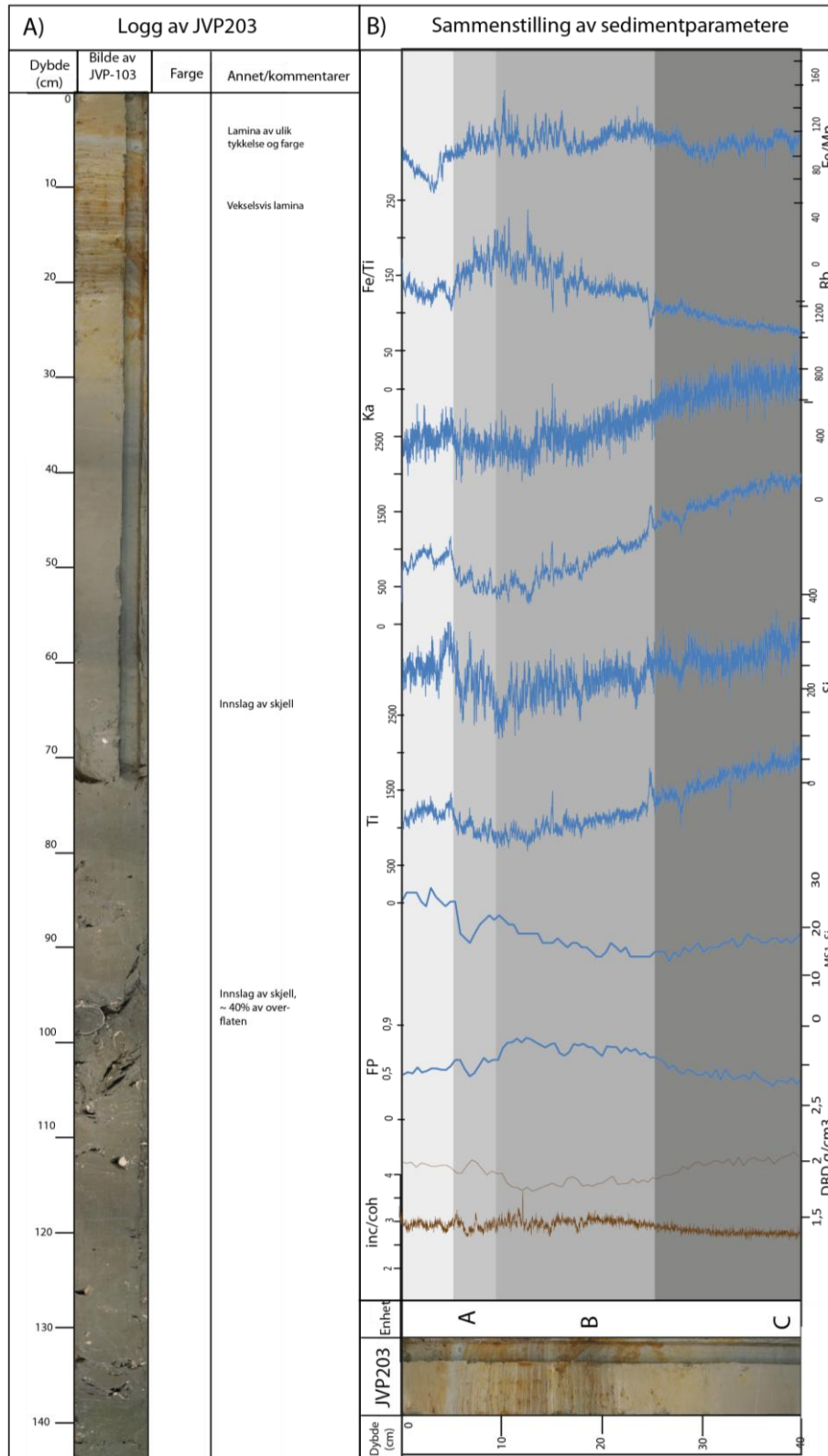


Figur: De rød stiplede linjene illustrerer rekkevidden hvor C^{14} -dateringen ligger innenfor (1. standardavvik).

Vedlegg 4: Sammenstilling av sedimentparametere for kjerne JVS204.



Vedlegg 5: Grov visuell logg over JVP203 og sammenstilling av sedimentparametere for kjernen.



Figur 5: På venstre side (A) illustrer en grov visuell logg for kjerne JVP204. På høyre side er utvalgte sedimentparametere satt sammen for den samme kjernen.