

# Identifisering av opphavet til minerogene avsetningar i sedimentkjerner

Ein studie basert på analysar av innsjøsediment og jordartsprøvar frå nedslagsfeltet til den proglasiale innsjøen Dravladalsvatnet nedstrøms Nordfonna, Folgefonna.



Masteroppgåve i kvartærgeologi og paleoklima

Idun Nessestrand Vefring



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Bergen juni 2016

Biletet på framsida syner Dravladalsvatnet sett frå søraust, med Nordfonna i ryggen.  
(26.08.15) Foto: Idun Nessestrand Vefring

## ABSTRACT

The focus of this master thesis lies on the possibility to identify the source of the minerogenic material in proglacial lake sediments, downstream the glacier Nordfonna. The identification is based on the comparison between lake sediments and catchment samples.

At the Earth Surface Sediment Laboratory (EARTHLAB) located at the University of Bergen, the physical parameters of the samples, geochemistry, magnetic susceptibility, grain size and shape was studied. The results from the methods used, together with catchment samples, interpreted in the field forms the basis of this thesis.

The main purpose of identifying the source of the minerogenic material is to separate the glacial signal from the para-glacial signal. And, if so, look for differences through a glacial cycle. It proved difficult to separate the catchment samples based on parameters like grain size and shape. But with XRF and magnetic susceptibility, it's possible, to some degree, to separate the two different processes.

The results are compared to a similar study, located downstream Ålfotbreen in Nordfjord, conducted by Kjersti Helland (Helland, 2016). Sedimentation in glacial lakes are complex, and the results indicate the methods used in one study can only be used as a guide in a different setting.

## SAMANDRAG

Masteroppgåva fokusera på moglegheita for identifisering av det minerogene materialet i innsjøkjernane henta frå det proglasiale vatnet Dravladalsvatnet, gjennom samanlikning med jordarts- og berggrunnsprøvar frå nedslagsfeltet.

På Earth Surface Sediment Laboratory (EARTHLAB) ved Universitet i Bergen vart det utført laboratorieanalysane som tok utgangspunkt i parameterar som geokjemi, magnetisk susceptibilitet, kornstorleik og form. Resultatet frå analysane, saman med innsamling og tolking av materiale i felt, dannar grunnlaget for oppgåva.

Ved å identifisere jordartane som utgjer det minerogene materialet i kjernane, kan ein klare å skilje mellom glasiale og paraglasiale signalet, for å vidare sjå på forskjellar gjennom ein bresyklus. Det synte seg derimot vanskeleg å skilje jordartane med bakgrunn i form og kornstorleik, medan XRF og magnetisk susceptibilitet gjer det mogleg å skilje mellom materiale produsert av glasiale prosessar og paraglasiale prosessar.

Ei samanlikning av resultatata med tilsvarende studie i proglasiale vatn nedstraums Ålfotbreen, i Nordfjord, Sogn og Fjordane, syner at sedimentasjonen i innsjøar er kompleks. Og at parameterar nytta i eit nedslagsfelt, ikkje automatisk fungerer i eit anna nedslagsfelt.



## FORORD

Masterstudiet har vore utfordrande, men og svært lærerikt og interessant. Eg har verkeleg fått kjenne på heile følelsesregisteret, og det å ta fatt på ei ny epoke i livet kjem til å bli rart, men og veldig godt.

Først vil eg takke hovudveileiar Professor Jostein Bakke for all den gode hjelpa og engasjementet han synte under masterstudiet. Vidare vil eg takke medveileiar ingeniør Eivind W.N. Støren for god hjelp på laboratoriet, diskusjonar rundt faglege og mindre faglege spørsmål og gode tilbakemeldingar. Det hadde ikkje vorte noko oppgåve elles!

Tusen takk til Ph.d. student Torgeir Røthe for hjelp med bruk av programvarar og for hjelp med laboratoriearbeid når problem oppstod, og for at ingen spørsmål er for dumme. Takk til Jordan Holl for god rettleiing og hjelp på laboratoriet.

Takk til mine medstudentar som har gjort studietida til ein positiv erfaring, som har spreidd godt humør og kome med kloke kommentarar. Dette har gjort kvardagen både kjekkare og til stunder lettare. Takk for kaker kvar fredag, ein høgdare i løpet av veka. Tusen takk til Emile Randeberg som har fulgt meg heile vegen, du er gull verdt! Og tusen takk Kjersti, for at du haldt ut som feltassistent då regnet hamra ned og teltet blåste vekk.

Til slutt, tusen takk til min sambuar Morten som har vore tolmodig og haldt orden i heimen gjennom studietida. Til næraste familie som alltid stiller opp når eg trenger dykk, til Synne for teknisk hjelp og gode innspel, og mamma. Takk for at du brukte solskinsdagar på å lese korrektur og stadig kjem med oppløftande ord og gode tilbakemeldingar.

Bergen, juni 2016

Idun Nessestrand Vefring



## INNHALDSLISLE

ABSTRACT .....	1
SAMANDRAG .....	1
FORORD.....	1
FIGURLISLE.....	1
TABELLISLE.....	1
1. INTRODUKSJON .....	1
1.1 Føremål med studien .....	1
1.2 Hovudproblemstilling.....	2
1.3 Underproblemstillingar .....	2
1.4 Forskingsdesign.....	2
2. GEOLOGISK RAMMEVERK .....	5
2.1 Folgefonnhalvøya og Folgefonna: .....	5
2.2 Dravladalsvatnet.....	6
2.3 Innsjøsediment .....	7
2.4 Klima.....	10
2.5 Temperatur og nedbørsmålingar ved Folgefonna .....	11
2.6 Berggrunnsgeologi .....	12
2.6.1 Berggrunnsgeologi ved Folgefonna .....	12
2.7 Folgefonna si glasiale historie.....	13
2.8 Tidlegare arbeid på Folgefonna.....	14
3. METODE .....	15
3.1 Innsamling av materiale .....	15
3.1.1 Chirp .....	15
3.1.2 Gravitasjons sediment prøvetakar.....	16
3.1.3 Fallprøvetakar (Gravity corer – Free Fall Corer).....	16
3.1.4 HTH Sediment corer, «svenske»: .....	17
3.1.5 Sedimentprøvar frå nedslagsfeltet.....	18
3.1.6 Berggrunnsprøvar frå nedslagsfeltet .....	18
3.2 Laboratoriearbeid .....	18
3.2.1 Knusing – Planetkulemjølle PM 100 .....	19
3.2.2 Sikting .....	19
3.2.3 Fjerning av organisk materiale.....	19
3.2.4 Sedimentanalysar .....	20

4. RESULTAT .....	25
4.1 Prøver frå nedslagsfeltet – Jordartsprøver og berggrunnsprøver .....	26
4.1.1 Morenemateriale .....	26
4.1.2 Forvittringsmateriale .....	36
4.1.3 Fluvialt materiale .....	42
4.1.4 Glasilakustrint og glasifluvialt materiale .....	48
4.1.5 Talus materiale .....	54
4.1.6 Berggrunnsprøver .....	60
4.2 Kjerneprøver frå Dravladalsvatnet .....	66
4.2.1 Kjerne DRG- 114 .....	68
4.2.2 Kjerne DRG - 414 .....	72
4.2.3 Kjerne DRG - 514 .....	76
4.2.4 Kjerne DRG – 614 .....	80
4.2.5 Kjerne DRS-2 .....	83
5. DRØFTING .....	85
5.1 Drøfting av metode og resultat .....	85
5.2 Drøfting av hovudproblemstilling: .....	87
5.2.1 Form, storleik og farge .....	87
5.2.2 Geokjemi og magnetisk susceptibilitet .....	92
5.3 Underproblemstilling 1 .....	100
5.4 Underproblemstilling 2 .....	109
6. KONKLUSJON .....	111
REFERANSAR .....	113
VEDLEGG .....	119
Vedlegg 1: Batymetrisk kart for Dravladalsvatnet	
Vedlegg 2: Hydrogenperoskid prosedyre	
Vedlegg 3: Kornfordelingskurver	
Vedlegg 4: Miljømagnetisme	
Vedlegg 5: Talet partiklar innanfor kornstorleiksfraksjona	
Vedlegg 6: Kornstorleik: MS3000 mot MG-3	



## FIGURLISTE

Figur 1: Flytskjema for innsamling og tolking av data.....	3
Figur 2: Nordfonna og tilhørende proglasiale innsjøar.....	5
Figur 3: Studieområdet Dravladalsvatnet.....	6
Figur 4: Hovudprosessar for danning av alloktont- og autoktont materiale.....	8
Figur 5: Hjulstrøm – Sundborg diagram.....	10
Figur 6: Seismisk profil for Dravladalsvatnet.....	16
Figur 7: Flåte nytta under prøvetaking med fallprøvtakar.....	17
Figur 8: Partiklar fjerna eller ekskludert frå biletekatalogen.....	24
Figur 9: Prøvelokalitetar for jordarts- og berggrunnsprøvar.....	25
Figur 10: Prøvelokalitet 81 og 82.....	26
Figur 11: Prøvelokalitet 83.....	27
Figur 12: Prøvelokalitet 77.....	27
Figur 13: Prøvelokalitet 79 og 80.....	27
Figur 14: Prøvelokalitet 73 og 74.....	28
Figur 15: Prøvelokalitet 71 og 72.....	29
Figur 16: Prøvelokalitet 88 og 89.....	29
Figur 17: Prøvelokalitet 91 og 92.....	30
Figur 18: Sirkularitets- og konveksitetsverdiar for moreneprøvar 1-14, ekskludert 9.....	31
Figur 19: Intensitetsverdiar for moreneprøvar 1-14, ekskludert 9.....	31
Figur 20: Kornfordelingskurve for moreneprøvar .....	32
Figur 21: Dx(10, Dx(50) og Dx(90) persentilar for moreneprøvar.....	33
Figur 22: Snittverdi for persentilar.....	33
Figur 23: Teljerata (cps) for utvalte element for moreneprøvar.....	34
Figur 24: Magnetisk volum susceptibilitet for moreneprøvar.....	35
Figur 25: Prøvelokalitet 86 og 87.....	36
Figur 26: Sirkularitets- og konveksitetsverdiar for forvittringsprøvar.....	37
Figur 27: Intensitetsverdiar for forvittringsprøvar.....	37
Figur 28: Kornfordelingskurve for forvittringsprøvar.....	38
Figur 29: Dx(10, Dx(50) og Dx(90) persentilar for forvittringsmateriale.....	39
Figur 30: Teljerate (cps) for utvalte element for prøve 86.....	40
Figur 31: Teljerate (cps) for utvalte element for prøve 87.....	40
Figur 32: Magnetisk volum susceptibilitet for forvittringsprøvar.....	41
Figur 33: Prøvelokalitet 93 og 95.....	42
Figur 34: Sirkularitets- og konveksitetsverdiar for fluviale prøvar.....	43
Figur 35: Intensitetsverdiar for fluviale prøvar.....	43
Figur 36: Kornfordelingskurve for fluviale prøvar.....	44
Figur 37: Dx(10, Dx(50) og Dx(90) persentilar for fluvialt materiale.....	45
Figur 38: Teljerate (cps) for utvalte element for prøve 93.....	45
Figur 39: Teljerate (cps) for utvalte element for prøve 95.....	46
Figur 40: Magnetisk volum susceptibilitet for fluviale prøvar.....	47
Figur 41: Prøvelokalitet 75 og 90.....	48
Figur 42: Sirkularitets- og konveksitetsverdiar for prøve 75 og 90.....	49
Figur 43: Intensitetsverdiar for prøve 75 og 90.....	49

Figur 44: Kornfordelingskurve for prøve 75 og 90.....	50
Figur 45: Dx(10, Dx(50) og Dx(90) persentilar for prøve 75 og 90.....	51
Figur 46: Teljerate (cps) for utvalte element for prøve 75.....	52
Figur 47: Teljerate (cps) for utvalte element for prøve 90.....	52
Figur 48: Magnetisk volum susceptibilitet for prøve 75 og 90.....	53
Figur 49: Prøvelokalitet 94 og 96.....	54
Figur 50: Sirkularitets- og konveksitetsverdiar for talusprøvar.....	55
Figur 51: Intensitetsverdiar for talusprøvar.....	55
Figur 52: Kornfordelingskurve for talusprøvar.....	56
Figur 53: Dx(10, Dx(50) og Dx(90) persentilar for talusprøvar.....	57
Figur 54: Teljerate (cps) for utvalte element for prøve 94.....	58
Figur 55: Teljerate (cps) for utvalte element for prøve 96.....	58
Figur 56: Magnetisk volum susceptibilitet for talusprøvar.....	59
Figur 57: Berggrunnslokalitet 76.....	60
Figur 58: Berggrunnslokalitet 78.....	60
Figur 59: Berggrunnslokalitet 84.....	61
Figur 60: Berggrunnslokalitet 85.....	61
Figur 61: Teljerate (cps) for silisium (Si) for berggrunnsprøvane .....	62
Figur 62: Teljerate (cps) for kalium (K) for berggrunnsprøvane .....	62
Figur 63: Teljerate (cps) for kalsium (Ca) for berggrunnsprøvane .....	63
Figur 64: Teljerate (cps) for titan (Ti) for berggrunnsprøvane .....	63
Figur 65: Magnetisk volum susceptibilitet for berggrunnsprøvar.....	64
Figur 66: Batymetrisk kart over Dravladalsvatn.....	67
Figur 67: Sirkularitets- og konveksitetsverdiar for prøvedjup i kjerne DRG-114.....	68
Figur 68: Intensitetsverdiar for prøvedjup i kjerne DRG-114.....	69
Figur 69: Kornfordelingskurve for kjerne DRG-114.....	70
Figur 70: Samanstilling av nytta metodar for kjerne DRG-114.....	71
Figur 71: Sirkularitets- og konveksitetsverdiar for prøvedjup i kjerne DRG-414.....	72
Figur 72: Intensitetsverdiar for prøvedjup i kjerne DRG-414.....	73
Figur 73: Kornfordelingskurve for kjerne DRG-414.....	74
Figur 74: Samanstilling av nytta metodar for kjerne DRG-414.....	75
Figur 75: Sirkularitets- og konveksitetsverdiar for prøvedjup i kjerne DRG-514.....	76
Figur 76: Intensitetsverdiar for prøvedjup i kjerne DRG-514.....	77
Figur 77: Kornfordelingskurve for kjerne DRG-514.....	78
Figur 78: Samanstilling av nytta metodar for kjerne DRG-514.....	79
Figur 79: Sirkularitets- og konveksitetsverdiar for prøvedjup i kjerne DRG-614.....	80
Figur 80: Intensitetsverdiar for prøvedjup i kjerne DRG-614.....	81
Figur 81: Kornfordelingskurve for kjerne DRG-614.....	81
Figur 82: Samanstilling av nytta metodar for kjerne DRG-614.....	82
Figur 83: Kornfordelingskurve for kjerne DRS-2.....	83
Figur 84: Samanstilling av nytta metodar for kjerne DRS-2.....	84
Figur 85: Kornstorleik ved målemetodane MS-3000 og MG3.....	85
Figur 86: Sirkularitetsverdiar for jordartsprøvar.....	88
Figur 87: Konveksitetsverdiar for jordartsprøvar.....	89
Figur 88: Intensitetsverdiar for jordartsprøvar.....	90
Figur 89: Kornfordelingskurve for jordartar.....	91
Figur 90: Teljeratar (cps) for silisium (Si) for jordartar og berggrunnsprøvar.....	93

Figur 91: Teljeratar (cps) for kalium (K) for jordartar og berggrunnsprøvar.....	94
Figur 92: Teljeratar (cps) for titan (Ti) for jordartar og berggrunnsprøvar.....	95
Figur 93: Teljeratar (cps) for kalsium (Ca) for jordartar og berggrunnsprøvar.....	95
Figur 94: K/ Ti og Fe/ Ti -verdi for kvar jordart.....	96
Figur 95: K/ Ti og Fe/ Ti -verdi for kvar berggrunnsprøve.....	97
Figur 96: Magnetisk volum susceptibilitet for jordarts- og berggrunnsprøvar.....	98
Figur 97: Magnetisk volum susceptibilitet for jordarts- og berggrunnsprøvar.....	99
Figur 98: Kornfordelingskurve for morene og kjerne DRG 114 og 514.....	102
Figur 99: Glasiale signal for kjerne DRG-114.....	104
Figur 100: Glasiale signal for kjerne DRG-414.....	105
Figur 101: Glasiale signal for kjerne DRG-514.....	106
Figur 102: Glasiale signal for kjerne DRG-614.....	107
Figur 103: Sirkularitets- og konveksitetsverdiar for dei to nedslagsfelta.....	109

## TABELLISTE

Tabell 1: Prøvelokalitet 81, 82 og 83.....	26
Tabell 1: Prøvelokalitet 77, 79 og 80.....	27
Tabell 3: Prøvelokalitet 73 og 74.....	28
Tabell 4: Prøvelokalitet 71 og 72.....	28
Tabell 5: Prøvelokalitet 88 og 89.....	29
Tabell 6: Prøvelokalitet 91 og 92.....	30
Tabell 7: Prøvelokalitet 86 og 87.....	36
Tabell 8: Prøvelokalitet 93 og 95.....	42
Tabell 9: Prøvelokalitet 75 og 90.....	48
Tabell 10: Prøvelokalitet 94 og 96.....	54
Tabell 11: Prøvelokalitet 76, 78, 84 og 85.....	61
Tabell 12: Teljeratar (cps) for utvalte element for berggrunnsprøvar.....	64
Tabell 13: Magnetisk volum susceptibilitet for berggrunnsprøvar.....	65
Tabell 14: Lokalisering av sedimentkjerner.....	66
Tabell 15: Prøvedjup for magnetisk volum susceptibilitet og kornform analyse.....	66
Tabell 16: Kornstorleik for prøvedjup - MS-3000 og MG3.....	87
Tabell 17: Morphology G3 verdiar.....	91
Tabell 18: Samanlikning av XRF-verdiar for jordarts- og berggrunnsprøvar.....	97
Tabell 19: Magnetisk volum susceptibilitet for jordarts- og berggrunnsprøvar.....	99
Tabell 20: Oppsummering av valde parameterar.....	100

## 1. INTRODUKSJON

Kunnskap om tidlegare klimaendringar, uavhengig av menneskeleg påverknad, er svært viktig for forståinga av dagens klimatilhøve og naudsynt for å kunne føresei framtidig klimautvikling både på regional og global skala (Jansen et al., 2007). Den tidsmessige utstrekninga, knytt til instrumentelle data, er avgrensa til nokre århundre. Ved å nytte fleire ulike indirekte arkiv for fortidas klima kan ein likevel strekke rekonstruksjonane lengre bak i tid og såleis gjere det mogleg å forstå mekanismane bak naturlege klimaendringar og prosessar som verkar i klimasystemet over lengre tidsrom (Jansson et al., 2005). Med auka kunnskap om korleis klima har variert bakover i tid vil ein oppnå betre forståing av samspelet mellom bre og klima, eit fagfelt som har gjort store framsteg dei siste tiåra (Nesje, 2009).

Bruken av proglasiale innsjøsediment, som eit signal på tilstadeværelse av brear, nyttar teorien om likevekt mellom brestorleik, og transport og avsetning av sediment (Lie et al., 2004). Arbeidet til Church (1972) kunne ikkje vise til nokon samanheng mellom mengda sediment avsett i basseng med bretilførsel og hastigheita på sedimentproduksjonen. Dette førte til uttrykket paraglasiale prosessar (Church og Ryder, 1972), som omfattar ikkje-glasiale prosessar direkte knytt til glasiasjonar.

I denne studien vert samspelet mellom brestorleik og sediment avsett i proglasiale vatn undersøkt nærare gjennom studie av innsjøkjernar frå den proglasiale innsjøen Dravladalsvatn, samt jordartsprøvar og berggrunnsprøvar frå nedslagsfeltet. .

Ved å separere det glasiale signalet frå andre kjelder til minerogent materiale, gjennom parameterar som til dømes form og kornstorleik, kan ein få informasjon som kan bidra til å forbetre framtidige klimarekonstruksjonar.

### 1.1 Føremål med studien

Hovudmål med oppgåva er å undersøke om det er mogleg å identifisere og skilje dei ulike prosessane som har avsett minerogene sediment, for deretter å kunne skildre utviklinga av det glasiale sediment gjennom ein full bresyklus; breen sitt framrykk og den påfølgjande tilbaketrekkinga.

Studien baserer seg på analysar av fem sedimentkjernar henta frå det proglasiale vatnet Dravladalsvatn, lokalisert nedstraums Nordfonna, samt jordart – og berggrunnsprøvar frå det

tilhøyrande breforlandet. Analysane tek for seg fleire fysiske eigenskapar hjå sedimenta, som til dømes kornstorleik og form, samt geokjemien og dei magnetiske eigenskapane. Målet med analysane er å auke forståinga for samspelet mellom breen sin storleik og mengda materiale produsert, transportert og avsett.

Det er og interessant å finne ut, dersom det er mogleg å skilje dei ulike avsettingsprosessane frå kvarandre, om resultatet berre er gjeldande for Nordfonna (Folgefonna), eller om det stemmer for andre liknande brear og.

## 1.2 Hovudproblemstilling

Er det mogleg å identifisere og skilje dei ulike prosessane som har danna det minerogene materialet i sedimentkjernane, basert på eigenskapar som form, storleik, geokjemi og magnetisk susceptibilitet hjå dei minerogene partiklane?

## 1.3 Underproblemstillingar

UP1: Er det mogleg å skilje det glasiale materialet danna under breframrykk, stillestand, tilbaketrekning og jøkulaup frå kvarandre?

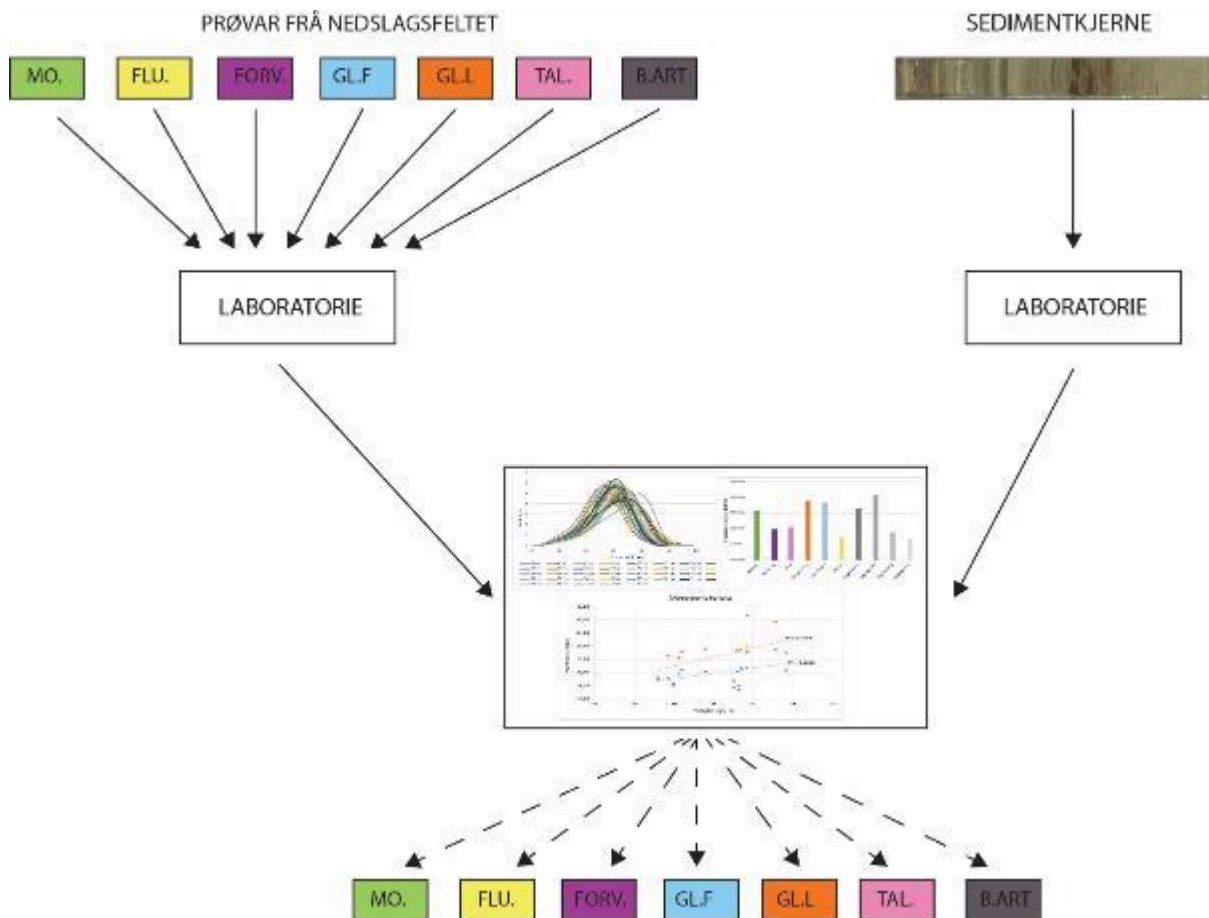
UP2: Dersom det er mogleg å skilje dei ulike avsettingsprosessane frå kvarandre, basert på eigenskapar, gjelde dette berre for Folgefonna som enkeltbre eller er resultata brukbare for alle liknande brear?

## 1.4 Forskingsdesign

Studien bygger på materiale samla inn gjennom feltarbeid. Jordartane og berggrunnsprøvane vert gjennom fire utvalte laboratorieanalysar forsøkt gitt karakteristikkar som skil dei frå kvarandre.

Med bakgrunn i desse karakteristikane skal prøvane frå nedslagsfeltet samanliknast med sedimentkjernane, for å freiste å identifisere det minerogene materialet i kjernen.

Figuren under (*figur 1*) syner den tenkte utviklinga av studiet. Jordartane som vart tolka i felt, er gitt ein representativ farge.



Figur 1 Flytskjemaet syner korleis det gjennom feltarbeid er tatt sedimentkjernar frå Dravladalsvatnet, samt samla inn og tolka ei rekkje jordartar og berggrunnsprøvar. Jordarts- og berggrunnsprøvane vert gjennom analysar på laboratoriet forsøkt gitt karakteristikk. Med bakgrunn i desse karakteristikkane skal prøvane frå nedslagsfeltet samanliknast med sedimentkjernane, for å forsøke å identifisere det minerogene materialet i kjerna. MO.: Morene (grøn), FLU.: Fluvialt (gul), FORV.: Forvitring (lilla), GLF.: Glasifluvialt (lys blå), GLL.: Glasilakustrint (oransje), TAL.: Talus (rosa) og B.ART.: Bergart (grå).





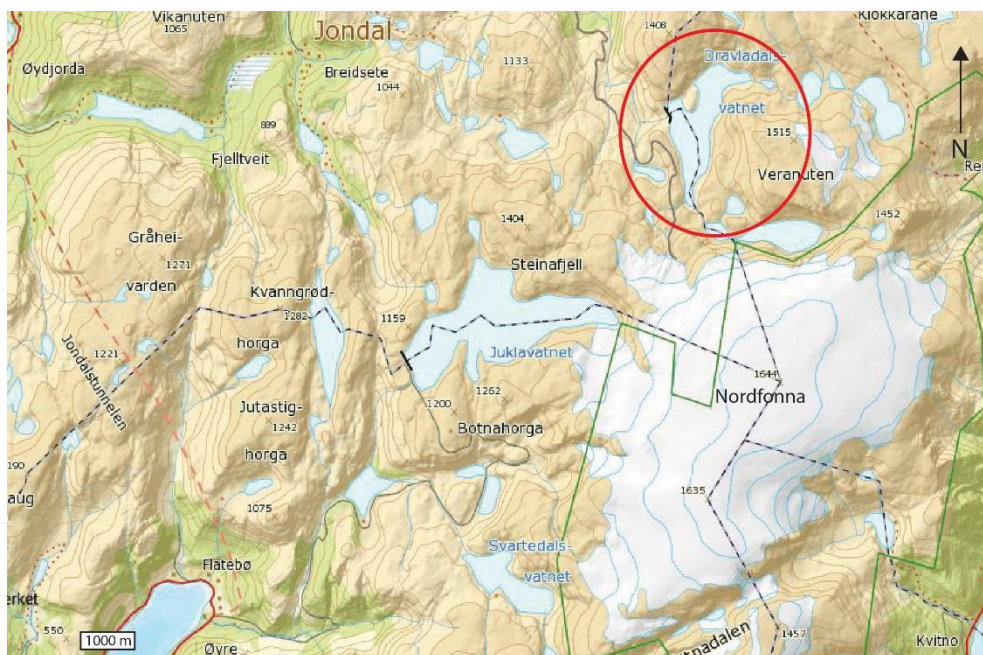
## 2. GEOLOGISK RAMMEVERK

Kapittelet tek for seg den teoretiske bakgrunnen for studieområdet, som er naudsynt for forståinga, samt tidlegare arbeid relevant for studiet.

### 2.1 Folgefonna halvøya og Folgefonna:

I sentrale delar av Hardanger, mellom Hardangerfjorden i vest og Hardangervidda i aust, finn ein Folgefonna halvøya og Folgefonna. Folgefonna består av tre separate brear, Sørfonna, Midtfonna og Nordfonna, som dekker eit området på ca. 200 km<sup>2</sup> av fjellplatået på Folgefonna halvøya. Sørfonna er med sine 161 km<sup>2</sup> Noregs tredje største bre. Midtfonna dekker eit areal på 11 km (Nesje et al., 2005), medan Nordfonna med sine 23 km<sup>2</sup> er den sjuande største breen i Noreg (Bakke et al., 2005b).

Figur 2 under syner fleire av dei proglasiale vatna som får tilført smeltevatn frå Nordfonna. Dravladalsvatnet markert med raud ring ligg her til nord- nordvest.



Figur 2 Kartet syner Nordfonna og fleire av dei proglasiale innsjøane i området. Studieområdet Dravladalsvatnet er ringa inn i raudt og ligg her til nord- nordvest.

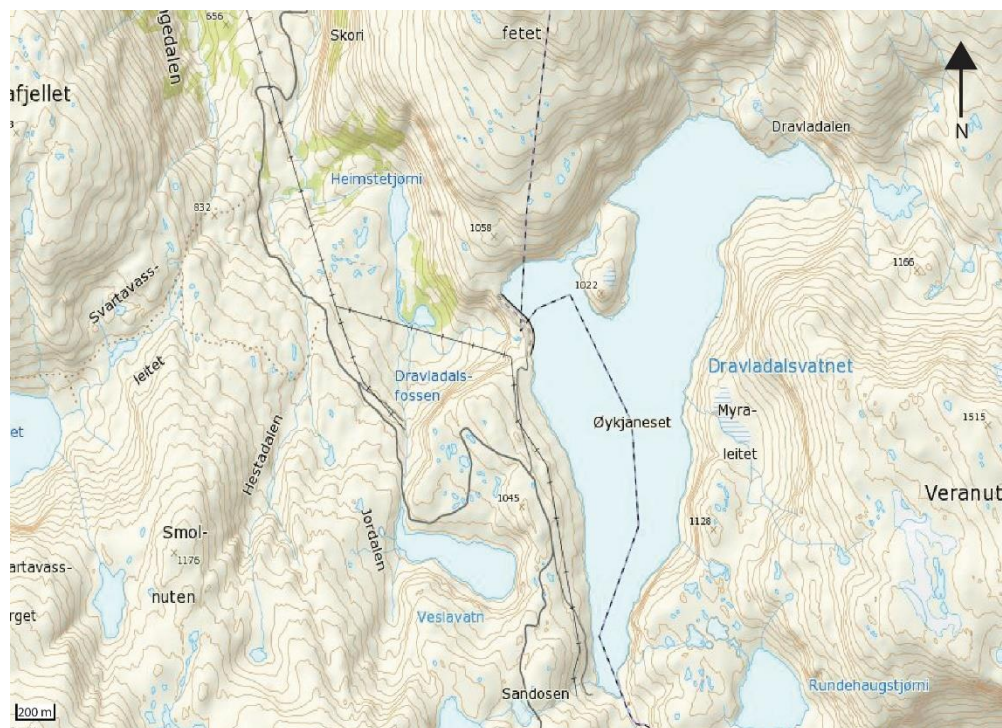
Folgefonna Nasjonalpark, etablert i 2005, inneheld storparten av dei tre breane, samt område rundt, eit område på totalt 545km<sup>2</sup>. Folgefonna Sommarskisenter, heilt nord på Nordfonna, er ikkje del av nasjonalparken (Miljødirektoratet).

Nordfonna har fem store brearmar; Juklavassbreen, Jordalsbreen og Jukladalsbreen som alle drenerer mot nord, og Dettebreen og Botnbreen som drenerer mot vest og aust (Bakke et al.,

2005a). Brearmene i dalsidene er, saman med lokaliseringa på fjellplatået, grunnlaget for Nordfonna si klassifisering som (maritim) platåbre (Nesje, 2012).

## 2.2 Dravladalsvatnet

Dravladalsvatnet (60,24856°N 6,42599°A – ved demning) ligg nord- nordvest for Nordfonna og er danna ved glasial erosjon av den underliggande berggrunnen (Bakke et al., 2005b). I 1974 starta Statkraft (Statkraft) kraftproduksjon ved å nytte fallet frå fleire av dei regulerte vatna nedstrøms Nordfonna. Dravladalsvatnet er eitt av desse og vass-standen varierer difor mellom 957 og 800 moh.



Figur 3 Kart syner studieområde Dravladalsvatnet, og inndelinga i eit austleg og eit vestleg basseng. Demninga ligg i vest, ved Dravladalsfossen.

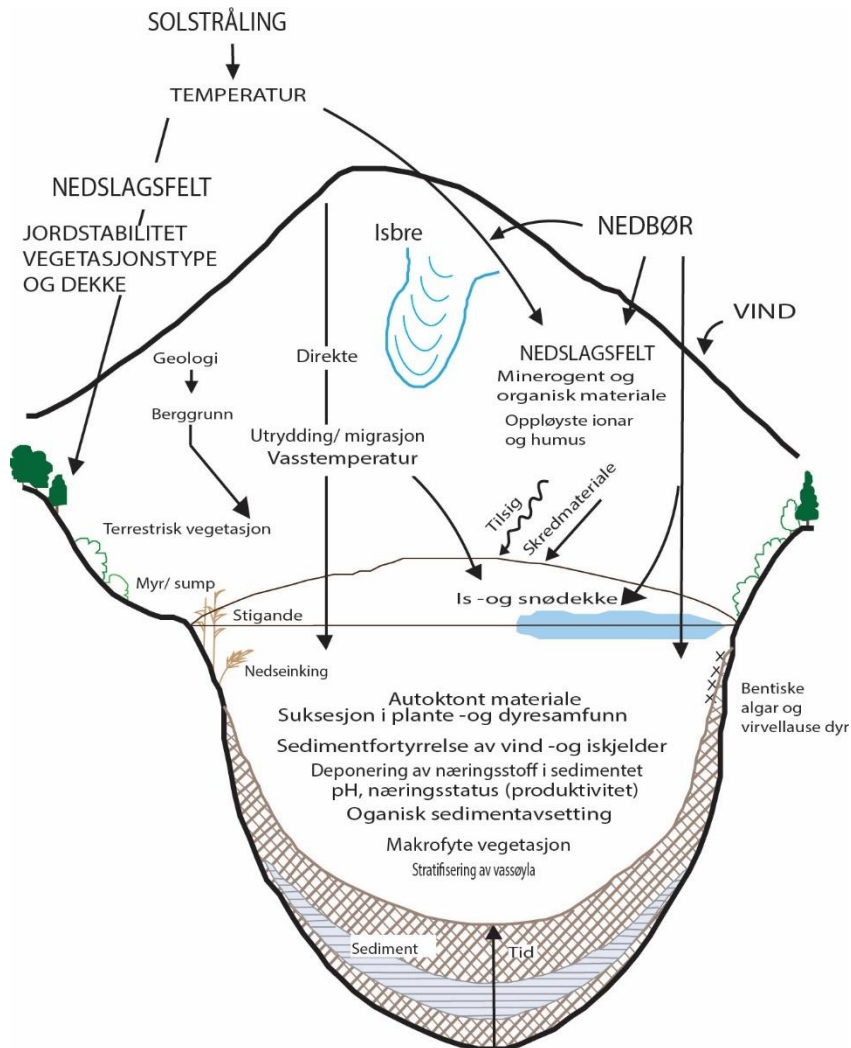
Vatnet har eit areal på ca. 1.35 km<sup>2</sup> og er delt inn i to basseng; eit austleg og eit sørleg som er separerte av ein terskel på ca. 28 meter (figur 3). Det austlege bassenget ligg skjerma frå hovudelva og får difor kun dei aller finaste sedimenta, medan det store sørlege bassenget mottek glasialt smeltevatn frå Nordfonna, i hovudsak frå Jordalsbreen og Jukladalsbreen (Bakke et al., 2005b). Dravladalsvatnet er demd opp i vest, ved Dravladalsfossen og vatnet vil her renne vidare gjennom Ytstetjørn og Heimstetjørn (788.8 moh), og ned i Vassdalsvatnet som ligg 498.6 moh.

Topografien langs den austlege dalsida av vatnet vekslar mellom bratte fjellsider og utflatingar ved ca. 1130 moh og 1500 moh. I fjellsidene kan ein sjå spor etter skråningsprosessar, og ved flatene er det fleire mindre vatn og nokre myrar som drenerer ut i innsjøen. Den høgste toppen i området, Veranuten, ligg på 1504 moh. Den sørvestlege sida av vatnet er sterkt prega av kraftutbygging, der det går ein grusveg langs toppen av fjellsida og det er bygd demning. Den nordvestlege fjellsida er også svært bratt, likt den austlege, med ei mindre utflating (ca. 1100 moh) som bryt opp topografien (Norgeskart).

### 2.3 Innsjøsediment

Eit innsjøsystem består av innsjøen og nedslagsfeltet. Då ingen innsjøar og nedslagsfelt er heilt like er det viktig å ta omsyn til miljømessige forhold, som påverkar området, under rekonstruksjon av paleoklima (*figur 4*) (Birks et al., 2000). Nedslagsfeltet til Dravladalsvatnet er prega av menneskeleg aktivitet som bilveg, kraftproduksjon og skisenter. Dette kan ha påverka sedimenta avsett i vatnet, gjennom til dømes kva type sediment som vert avsett, mengda og kornstorleiken på materialet.

Sediment avsett i innsjø er resultat av dei to grunnleggande komponentane alloktont -og autoktont materiale, synt under i *figur 4*. Alloktont materiale vert danna utanfor innsjøen og såleis tilført systemet gjennom atmosfæren, drenering i nedslagsfeltet og gjennom grunnvatn. Materialet består av varierende mengder forvittringsmateriale, fluviale- og eoliske sediment, oppløyse salter, terrestriske makrofossil samt pollen og kol frå brannar. Det autoktone materialet vert danna i sjølve innsjøen, anten biogent (algar, plantar og diverse insekt) eller gjennom uorganisk utfelling i vassøyla (ofte eit resultat av sesongbasert variasjon i biologisk produksjon) (Bradley, 2015).



Figur 4 Skjematisk framstilling av hovudprosessane som danner autoktont og alloktont materiale, og som kan vere med å påverke økosystemet i ein innsjø som til dømes Dravladalsvatnet (Birks et al., 2000)

Ved å nytte naturlege arkiv som proglasiale innsjøar i lag med til dømes morenar, vil ein kunne rekonstruere breen samanhengande og såleis nytte brehistoria som indirekte prov for tidlegare klima. Fordelen med innsjøsediment kontra glasiale landformer, som morene, er at innsjøsediment kan gi oss samanhengande målingar over ein hundreårsperiode medan morenar berre gir oss den maksimale utstrekninga til breen (Karlén, 1981).

Ved bruk av proglasiale innsjøsediment til rekonstruksjon av breaktivitet er det viktig å vite korleis klimaet påverkar bresystemet. Det er vanleg å gå ut ifrå at produksjonen av sediment vil auke under breframrykk, samanlikna med stillestand og tilbaketrekning (Karlén, 1981). Dette vert reflektert ved auka transport av materiale i smeltevatn og akkumulasjon i innsjøar (Jansson et al., 2005).

Faktorar som breen sin storleik og vassføring vil og kunne påverke desse prosessane (Karlén, 1981, Jansson et al., 2005). I tillegg må ein ta omsyn til ikkje- glasiale prosessar som kan gå

føre seg samstundes og dermed påverke mengda sediment tilført innsjøsystemet. Til dømes er kraftige regnbygder ei globalt viktig kjelde til erosjon og transport av sediment (Diodato et al., 2013).

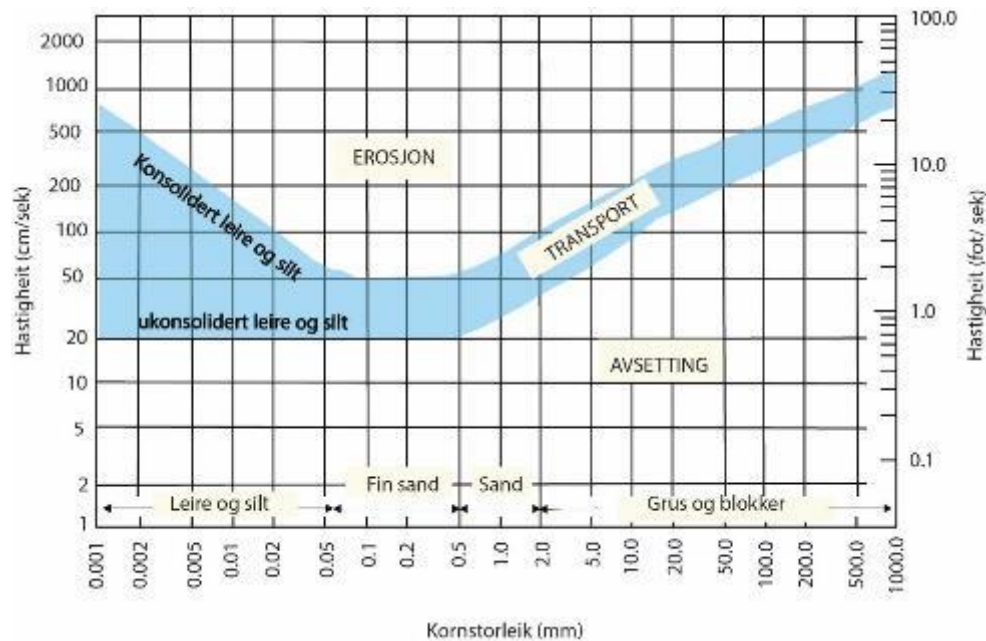
Samanlikna med andre elvar inneheld smeltevatn, i tillegg til bergartsfragment av ulik storleik, store mengder silt som vert danna når breen eroderer den underliggande berggrunnen (Karlén, 1976). Det er i hovudsak under tempererte brear at slik glasial erosjon føregår, men det kan og førekomme under sub-polare brear (Nesje, 2012).

Tempererte brear som Folgefonna ligg på trykksmeltepunktet om sommaren og kan plukke med seg bergartsfragment gjennom regelasjon (fryse- og tineprosessar) og abrasjon (ei stadige nedsliting av berggrunnen). Dette gjer at bresåla fungerer som sandpapir på den underliggande berggrunnen og produserer mykje finstoff, som seinare vert transportert vekk av smeltevatnet (Nesje, 2012). Den maksimale produksjonen av silt vil vere under breen si maksimale utbreiing (Karlén, 1988).

Transporten av silt i smeltevatn er avhengig av breen si erosjonsevne, samt dei hydrografiske - og hydrologiske tilhøva (Karlén, 1976). I hovudsak vil vatnet strøyme langs overflata og dalsidene til den tempererte breen (supraglasialt), men ein kan og ha drenering inne i breen (englasialt) og under breen (subglasialt) (Nesje, 2012). Endringar knytt til dei fluviale -og lakustrine systema vil føre til varierende kornstorleik i det transporterte materialet, då straumar med høg energi vil transportere og avsette grovare sediment enn lågenergi straumar (Hjulström, 1935). Samstundes vil ei breelv transportere meir materiale under ein brå flaum enn kva som ville vore tilfellet under normale forhold (Karlén, 1981).

Hjulström- Sundborg diagrammet (Sundborg, 1956) (*figur 5*) syner kritiske hastigheiter i elver, og kan nyttast til å seie noko om elva si evne til å erodere, transportere og avsette materiale av gitte storleikar. Hastigheitene som krevst for å transportere leire og silt (hovudfraksjonen i dette studiet) vert synt i det lyseblå feltet.





Figur 5 Hjulstrøm - Sundborg diagram syner dei kritiske strømhastigheitane som krevst for å erodere, transportere og avsette partiklar av ulike storleikar. Det lyseblå feltet syner hastigheitane som krevst for å transportere leire og silt under påverknad av kohesjonskrefter og ikkje (henta og modifisert frå Sundborg 1956).

Ved å studere komposisjonen til sediment, avsett i basseng nedstraums brear, kan ein rekonstruere den kontinuerlege brehistoria, då materiale produsert og transportert av breen ender opp i innsjøen og kan ligge der upåverka over lengre periodar. Det er og vist at sedimenttjukna i slike vatn er positivt korrelert med storleiken på breen (Roland og Haakensen (1985) i Bakke et al., 2005b)

Mengda suspendert materiale avsett i ein innsjø avheng og av kor mykje materiale som når innsjøen. I eit nedslagsfelt med fleire overfordjupingar vil noko av materialet verte avsett i kvar innsjø, og berre det finaste vert transportert vidare. Fleire store overfordjupingar vil fange meir sediment enn få små overfordjupingar (Karlén, 1976). Gjennom sitt masterarbeid på Nordfonna kartla Erlend Førre (Førre, 2012) fleire slike overfordjupingar som kan fungere som sedimentfeller. Desse kan og føre til at signalet i sedimentkjernar, henta frå til dømes Dravladalsvatnet, vil vere svakare enn kva brestorleiken skulle tilsei.

## 2.4 Klima

Vest-Noreg har eit maritimt klima, påverka av vind- og vasstraumane som kjem inn Nord Atlanteren. Eit anna viktig element er posisjonen til polarfronten, då den er med å styre retninga på lågtrykka. Den Nord- Atlantiske straumen transporterar med seg varme frå sør og fører til

store temperaturanomaliar (Hopkins, 1991, Bakke et al., 2005b). Nærleiken til hava og topografien gjer at dei fuktige luftmassane som kjem innover vestlandet vert løfta opp av terrenget og avkjølt, og dannar nedbør. Denne forma for nedbør, orografisk nedbør, er saman med frontnedbør, hovudårsak til dei store nedbørmengdene på vestlandet (Meteorologisk, 2016).

Dei mellomårlege atmosfæriske klimaendringane, ved til dømes vestlandet, kan knytast til den Nord Atlantiske Oscillasjonen (NAO) som gir svingingar i vinterværet i dei aktuelle områda. Ved å samanlikne NAO indeksen med vinternedbør har ein sett samanheng mellom desse to (t.d. Nesje et al., 2000a). Det våte og milde vinterværet som oppstår ved positiv NAO grunnar i eit fall i det atmosfæriske lågtrykket over Island, samstundes som høgtrykket i Bermuda – Azorene området aukar. Trykkforskjellane som oppstår mellom dei to regionane forsterkar vestavindane som fører til at stormane i Nord Atlanteren får ein meir nordleg retning og kjem innover vestlandet. I motsett tilfelle (negativ NAO) vil stormane i Nordlege Atlanteren vere færre og svakare, og ha ein meir vestleg retning og vest-Noreg får kalde og tørre vintrar (Ahrens, 2012).

Breiar oppstår som eit resultat av det lokale klimaet, ved at det kjem meir snø om vinteren enn det vert smelta vekk om sommaren, og er såleis i hovudsak kontrollert av mengda vinternedbør og sommartemperatur. Når desse faktorane endrar seg, vil og breane endre seg, anten ved å minke eller auka i utbreiing (Nussbaumer et al., 2012). Kor raskt ein bre reagerer på dei nemnte klimaendringar avheng av ei rekke faktorar, og varierer mellom dei ulike breane. Hellinga på underlaget til breen, tjukkelsen, geometrien og morfologien til isen vil avgjere hastigheita, og ein kan seie at små bratte breiar har ei raskare reaksjonstid enn store flate breiar (Nesje, 2012).

Folgefonna, som er ein liten platåbre, vil reagere hurtig på endringar i breen sin massebalanse, og er difor ideell å nytte til rekonstruksjon av høg -opplyselege glasiale endringar gjennom holocen (Bakke et al., 2005b).

## 2.5 Temperatur og nedbørsmålingar ved Folgefonna

Folgefonna si lokalisering på Vestlandet gjer at den tek imot store mengder nedbør kvart år. I følge målestasjonen i Kvam (13 moh), lokalisert nordvest for Nordfonna, var den totale årsnedbøren (feb.2015 – feb.2016) på heile 3630,4 mm. Medan Ullensvang Forsøkgard målestasjon (12 moh) i Ullensvang Kommune nordaust for Nordfonna, hadde ein total årsnedbør på 1971,3 mm (Eliassen, 2016). Det kontinentale klimaet som pregar målestasjonen

i Ullensvang gjer målingane her mindre sannsynlege for Folgefonna enn målingane for Kvam. Ved å nytte seg av den gjennomsnittlege vinternedbøren på 1434 mm (henta frå Kvåle målestasjon), har Bakke et al. (2005b), basert på ei eksponentiell auke i vinternedbør tilsvarande 8%/ 100 m, funne ut at den korresponderande vinternedbøren for dagens likevektslinje på Nordfonna ligg på 3500 mm.

Temperaturmålingar frå Kvam målestasjon, 7 km frå Jondal, synte i 2015 ein gjennomsnittleg sommartemperatur på 12,6°C (Eliassen, 2016). Dette stemmer godt overeins med tala frå (Bakke et al., 2005b), der den gjennomsnittlege sommartemperaturen for Jondal (ved havnivå) vart satt til 12,7°C. Tatt i betraktning lapsraten som seier at temperaturen minkar med ca. 0,6°C pr. 100 m stigning (Nesje et al., 2005), vil dagens likevektslinje (1465 m) på Nordfonna ha ein sommartemperatur på ca. 4°C (Bakke et al., 2005b).

## 2.6 Berggrunnsgeologi

Grunnfjellet i Hordaland består av bergartar frå urtida (Prekambrium- 550 Ma), som gjennom den Svekonorvegiske- og Kaledonske fjellkjededanninga har gjennomgått ei omfattande metamorfose og danna ulike gneisar. I Kambrosilur vart det avsett fyllitt, som vidare vart dekt av eit kontinentalt skyvedekke og eit eksotisk skyvedekke. Kvartære avsettingar avsett under ulike istider ligg øvst (Fossen, 2005).

### 2.6.1 Berggrunnsgeologi ved Folgefonna

Kart frå Naturhistorisk vegbok (Fossen, 2005) syner at berggrunnen på Folgefonnhalvøya består av grunnfjell med nokre parti med kontinentalt skyvedekke og fyllitt/glimmerskifer, bergartar danna under urtida (Askvik, 1995).

Telemark supergruppa, beståande av suprakrustale bergartar, dominerer berggrunnen på nordlege Folgefonnhalvøya, og består av dei fire hovudeiningane; Bandakgruppa, Heddalgruppa, Seljordgruppa og Rjukangruppa (yngst til eldst). Her finn ein suprakrustale bergartar som meta- andesitt, meta- basalt, meta-dacitt og konglomerat dominert av polymikt ryolitt (Askvik, 1995).



## 2.7 Folgefonna si glasiale historie

Weichsel er den siste av fleire istider som har prega Nord – Europa gjennom kvartærtida. Den hadde maksimal utbreiing for 25000 – 20000 år (før AD 1950), før den vart etterfølgt av den varme periode holocen og isavsmelting (Ruddiman, 2008).

I overgangen til holocen steig temperaturen brått, noko som førte til at Folgefonna vart isolert frå det Skandinaviske isdekket. Studie gjort av Mangerud (2000) indikerte at ytre delar av Hardangerfjorden vart isfri ved slutten av yngre dryas, medan seinare studiar utført av (Helle et al., 1997, Bakke et al., 2005a), tyder på at tilbakesmeltinga skjedde på eit tidlegare tidspunkt enn det den då etablerte kronologien tilsa (Mangerud et al., 2016). Rekonstruksjonar av havnivåsvingingane tyder på at tilbakesmeltinga starta i Allerød eller tidlegare, i staden for at isen forsvann ved utgongen av yngre dryas. Ved å samanstille randmorenar med radiokarbondateringar henta frå proglasiale vatn, har Bakke (Bakke et al., 2005a) danna rekonstruksjon av variasjonar i Folgefonnas storleik og likevektslinje gjennom sein glisial og tidleg holocen.

Gjennom holocen var det fleire kuldeperiodar der breane rykte fram og avsette morenar. Under Jondal Event 1 (ca. 11150 – 11050 år før notid), Jondal Event 2 (ca. 10550 – 10450 år før notid) og Erdal Event (ca. 10000 – 9900 år før notid), opplevde Folgefonna positiv massebalanse og likevektslinja til Nordfonna låg ca. 230 m, 220 m og 210 m lågare enn i dag (Bakke et al., 2005a).

Klimaendringa som oppstod i overgangen mellom yngre dryas og holocen førte til at vinternedbøren vart den kontrollerande faktoren for dei tidlege holocene breframstøyta, slik som Jondal Event 2 og Erdal Event 1 (Bakke et al., 2005a).

Under den «Vesle istida» (ca. år 1350 – 1750), ein kuldeperiode i holocen, vart randmorane yngre enn Erdal Event sletta av store breframstøyt på Folgefonna. Gjennom studie av området rundt Nordfonna har Bakke med fleire (Bakke et al., 2005a) identifisert og datert tre store breframstøyt til år 1750, 1870 og 1930. Dette vart gjort ved å samanlikne lichen-målingar tatt på proksimalsida av randmorenar med historiske data.

Rekonstruksjon av Nordfonna sine endringar utført av Bakke (Bakke et al., 2005b) syner at Nordfonna var heilt vekke i perioden mellom 9600 og 5200 kalenderår før notid. Breen i likevektslinje låg på >1550 m. Etter 5200 kalenderår før notid sank likevektslinja, Folgefonna

byrja å vekse, og rundt 2300 kalenderår før notid var breen på størrelse med dagens. Etter dette har Folgefonna opplevd mindre breframstøyt og tilbaketrekningar (Bakke et al., 2005b).

## 2.8 Tidlegare arbeid på Folgefonna

Den fyste vitenskaplege tilnærminga til Folgefonna kom ved Sjur Aa. Sexe og boka «Om Sneebræen Folgefon» (Sexe, 1864). Her tek han for seg rørslehastigheita og temperaturtilhøva i breen, sprekker, smelting av breen om sommaren, lokale vindar og brearmene som strekk seg ned dalsidene. Ved bruk av geografisk oppmåling produserte han eit kart som syner lokalisering av Folgefonna og andre fysiske eigenskapar, som form, breidde, lengde og utstrekning.

Frå om lag 1870 og utover byrjinga av 1900-talet tok Knud Knudsen kontinuerlige bileter av Buarbreen og Bondhusbreen, medan Johan Rekstad i 1900 byrja å måle endringar i brefronten (Nesje et al., 2005). Etter oppretting av brekontoret i 1962, har hydrologisk avdeling hjå NVE hatt som hovudoppgåve å undersøkje massebalansen til utvalte brear (Kjøllmoen, 2016). Føremålet har vore å kartleggje korleis breane påverkar hydrologi og vassdragsressursar.

Det er i nyare tid gjort fleire studie, både i tilknytning til HOLSCARTRANS-prosjektet og danninga av Folgefonna Nasjonalpark. Blant desse er (Bakke et al., 2005b) som med grunnlag i sedimentkjernar frå fleire vatn nedstraums Nordfonna, deriblant Dravladalsvatnet, rekonstruerte likevektslinja for Nordfonna frå 9600 kal. år før notid og fram til i dag. Studia har vore opphav til fleire masteroppgåver og doktorgradsavhandlingar.

Erlend Førre kartla i si masteroppgåve (Førre, 2012) topografien under Nordfonna, og konkluderte med eit sør-nordgåande vasskilje som delte Nordfonna opp i seks dreneringsområder. Områda som drenerer nord – og sørvest utgjer eit totalareal på 16,5km<sup>2</sup>, og området som drenerer ut i Jukladal -og Dravladalsvatnet, *studieområdet for dette prosjektet*, utgjer 2,26km<sup>2</sup> av totalen. Dette skil seg frå tal nytta av Bakke (Bakke et al., 2005b), som var på 12km<sup>2</sup>. Som Førre (Førre, 2012) poengterer kan ein slik feilberekning av dreneringsområdet føre til problem ved tolking av breen sin eksistens, samt feil styrke og signal frå sedimentkjernane, henta frå til dømes Dravladalsvatnet.

Gjennom studie av bre -og klimafluktuasjonane, knytt til vestleg sektor av Nordfonna, fann Susanne Meidell (Meidell, 2014), ved bruk av innsjøsediment, at Juklavassbreen forsvann for 8700 år før notid og returnerte 5500 år før notid. Dette tyder på at breen eksisterte ei stund før den vaks seg stor nok til å drenere nordover, og at breen dermed returnerte ved eit tidlegare tidspunkt enn kva Bakke (Bakke et al., 2005b) konkluderte med

### 3. METODE

Innsamling av sedimentkjernane er gjort ved bruk av chirp, fallprøvetakar og ein liten HTH fallprøvetakar, medan jordarts- og berggrunnsprøvane er samla inn ved hjelp av spade og vinkelslipar. Arbeidet på laboratoriet består av våtsikting, behandling med hydrogenperoksid og knusing av berggrunnsprøvane. Vidare er det gjort elementanalyse ved røntgenfluorescens (XRF), målingar av magnetisk susceptibilitet, kornfordelingsanalyse (Mastersizer 3000) og studie av kornform (Morphology G3).

#### 3.1 Innsamling av materiale

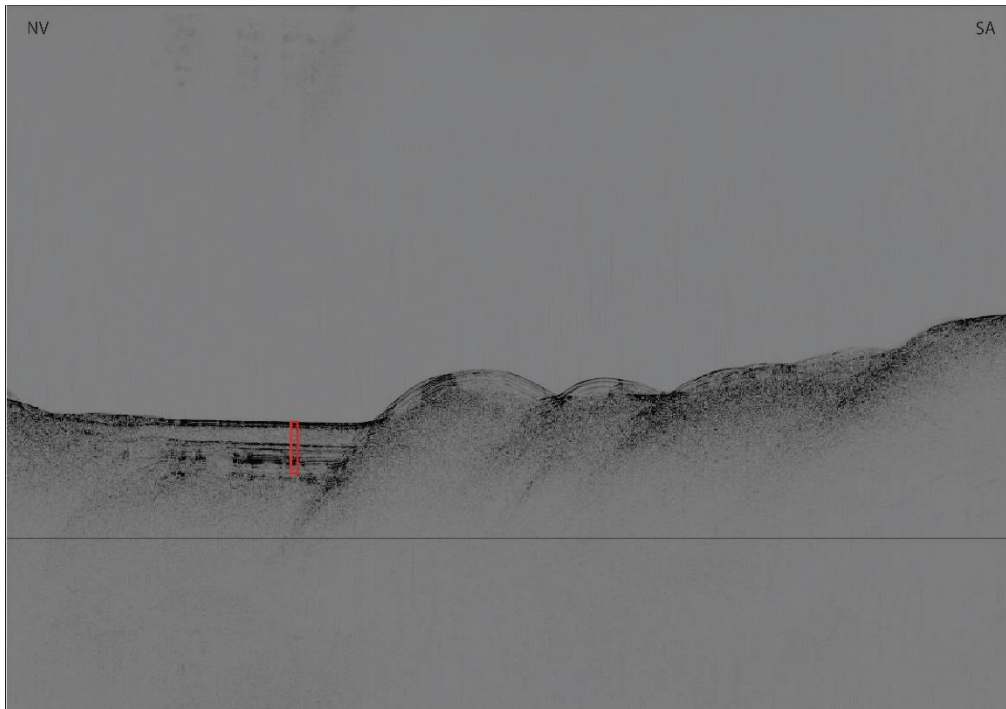
Jordart- og berggrunnsprøvar frå nedslagsfeltet til Dravladalsvatnet er samla inn ved feltarbeid hausten 2015. Sedimentkjerneprøvane, frå Dravladalsvatnet, er samla inn under feltkurs hausten 2014.

##### 3.1.1 Chirp

Før det vart tatt kjerneprøvar frå innsjøbotnen vart det utført seismiske undersøkingar ved hjelp av ein *Edgetech 3100- P portable sub- bottom profiling system (chirp)*, tilhøyrande Universitetet i Bergen. Det vart køyrt fleire profiler på langs og på tvers av vatnet, slik at eigna borelokaltetar vart lokalisert. Resultatet er framstilt som høgoppløyslege bilete av botnen, og ein kan for profil 7 (*figur 6*) sjå strukturar ca.10 meter ned i sedimenta (Edgetech, 2016).

FM (Frekvens Modulert) lyd pulsane nytta i chirp-systemet er sveipa over heile spektrum frekvensrekkevidda (4 – 24 kHz) i 20 ms. Retursignalet er behandla med eit pulskompresjonsfilter som genererer data til visualisering i til dømes SeiSee (gratisprogram), som syner høgoppløyslege bileter av innsjøbotnen. Hastigheita til lyd pulsane endrar seg mellom ulike medium og kan reflekterer tettleiken til mediet (sjå t.d. Vasskog et al., 2013).

Saman med Edgetech 3100- P er ein SB- 424 towfish nytta. Denne gir noko høgare oppløysing enn alternativet (SB- 261 towfish), men har dårlegare penetrasjonsdjupne (Edgetech, 2016).



Figur 6 Det høgoppløyselig bilete er henta frå SeiSee, og syner seismikken ved profil 7 (vedlegg 1). Raudt rektangel indikerar lokaliteten for kjerne DRG-614.

### 3.1.2 Gravitasjons sediment prøvetakar

Fire av dei fem kjernane frå Dravladalsvatnet er henta ved hjelp av ein KC Denmark fallprøvetakar, «Gravity Core», montert på ei flåte. Den siste kjerna er henta opp med ein liten, handhalden HTH fallprøvetakar kalla «svenske».

### 3.1.3 Fallprøvetakar (Gravity corer – Free Fall Corer)

Fallprøvetakaren består av eit messingprøvekammer, som inneheld ein éinvegs ventil plassert i enden av pleksiglasrøyret. Det lågtettleiks PVC- arket, som utgjer ventilen, tillèt, meir eller mindre, vatn å flyte fritt gjennom røyret og ventilen på veg ned gjennom vassøyla. Ved heving av prøvetakaren gjer ventilen, saman med o-ringene, at systemet er forseгла og at prøvematerialet vert halde på plass ved hjelp av vakuum (Twinch og Ashton, 1984).

Wiren kopla til vinsjen på flåta (*figur 7*) kontrollerer den vertikale rørsla til prøvetakaren, og penetrasjonsdjupna vert delvis styrt av talet blyvekter plassert på prøvetakaren under prøvetaking (Twinch og Ashton, 1984).

Under prøvetakinga vert eit to meter (50 mm diameter) langt PVC- røyr senka ned til botnen av innsjøen ved hjelp av tyngdekraft og driven inn i sedimenta av blylodd (25kg). Farta røyret vert

senka og heva med er styrt av ein kabelvinsj. Denne metoden gir uforstyrta sedimentkjernar (utanom heilt i topp og botn).



Figur 7 Bilete syner flåta nytta under prøvetaking med fallprøvetakar. Foto: Eva Maria Lunnan

#### 3.1.4 HTH Sediment corer, «svenske»:

Dette er ein liten fallprøvetakar som manuelt vert firt ned i sedimenta. Det opne røyret på prøvetakaren vert fylt opp med sediment, og ein lukkemekanisme forseglar røyret før prøvetakaren vert heist opp på land. Prøvetakaren tek 30 – 40 cm lange (75mm diameter) kjernar av det øvste lauspakka sedimentlaget, og vert nytta frå båt (Renberg og Hansson, 2008).

Ved å nytte eit stramt tau under nedseinking, og å gjere eit opphald rett før prøvetakaren treff sedimentflata, hindrar ein eventuelle svingingar eller rotasjonar av utstyret. Ved penetrasjon av sedimenta vert det utøvd ei fjørspenning på 5N som utløyser ein lukkemekanisme, og prøvetakaren vert forsiktig heva. Spenninga som vert utøvd på tauet hindrar prøvetakaren i å falle over på sida, og dermed øydeleggje materialet. Før botnen til prøvetakaren bryt vassflata

under heving vert stampelet trykt inn, og røyret vert kopla frå prøvetakaren (Renberg og Hansson, 2008).

### 3.1.5 Sedimentprøvar frå nedslagsfeltet

Det er tatt 26 prøvar i nedslagsfeltet til Dravladalsvatnet frå ulike geologiske prosessar som kan tenkast å ha påverka sedimentasjonen i vatnet. Kvar prøve er samla inn ved bruk av spade og oppbevart i posar merka med GPS- punkt og materialtype.

Dei 26 prøvane fordelar seg på 14 prøvar av dei ulike moreneavsettingane i området, av desse er det åtte prøvar med datering. Desse er fordelt parvis på 1750- trinnet, 1870-trinnet, 1930-trinnet og 1997-trinnet (Bakke et al., 2005a). Elles er det to prøvar av forvitningsmateriale, to prøvar av skredvifter, to prøvar av elver, éin frå breelv og éin prøve frå det som vert tolka som ein tidlegare bresjø. Dei siste fire prøvane er bergartsprøvar.

Kvar prøve er etterbehandla på Earth Surface Sediment Laboratory (EARTHLAB) ved Universitet i Bergen, instituttet for geovitenskap.

### 3.1.6 Berggrunnsprøvar frå nedslagsfeltet

Ved hjelp av vinkelslipar vart det tatt fire bergartsprøvar frå den berggrunnen som vert tolka som representativ for området, meta-andesitt. Bergartane vart samla inn i området mellom Folgefonna Sommarskisenter og Dravladalsvatnet. Bergartsprøvane vart i likheit med sedimentprøvane etterbehandla ved Earth Surface Sediment Laboratory (EARTHLAB), Universitetet i Bergen.

## 3.2 Laboratoriearbeid

Sedimentkjernane er lagra på kjølelageret til Instituttet for geovitenskap, UiB. Kjernane vart henta under eit feltkurs (GEOV226) hausten 2014, og først opna våren 2015. Dei vart splitta ved 90°, og den eine delen er nytta som referansedel.

Overflata til alle kjernane vart reinska, før registrering av farge, eventuelle strukturar, tekstur og kornstorleik i ein logg. Vidare vart det køyrt analyse av overflate (magnetisk susceptibilitet) og XRF- skanning for bilete og elementsamansetting. Kornstorleiksanalyse ved Mastersizer 3000 og morfologisk analyse ved Morphology G3 vart utført til slutt, då desse fysisk påverkar materialet.

### 3.2.1 Knusing – Planetkulemølle PM 100

For å kunne samanlikne bergartsprøvane med dei finkorna sedimenta frå kjerneprøvane vart bergartsprøvane knust i ei planetkulemølle PM 100 (Retscher, 2016).

Før plassering i mølla vart materialet manuelt knust ned til (ca.) sandfraksjon ved å plassere berggrunnsprøven i ein stålmortel, for deretter å slå eit stempel ned i stålmortelen med ein hammar.

To malebeger fylt med ca. 20 ml knust materiale vart plassert eksentrisk, to i høgda, på drivhjulet til mølla og dreia i motsett retning i forhold til malerøyrsla (fartsforhold 1:-2). I malebegeret var det plassert seks agatkuler, og fartsforskjellen mellom desse og malebegeret utløyste ein dynamisk energi som førte til ei vekselverkande rive- og støyte kraft. Dette gav mølla høg og svært effektiv malingsgrad (Retscher, 2016).

Kvar prøve vart køyrt ei runde (ca. 15 min) i mølla før materialet vart tatt ut og sikta på 150 µm, og malebegera og agatkulene blåst reine. Deretter vart prøven køyrt ei ny runde i mølla for å oppnå ynskja storleik, rundt 40 µm, det same som hovuddelen i sedimentkjernane.

Maskina står på grov- knuserommet i kjellaren på realfagbygget, UiB.

### 3.2.2 Sikting

Kvar prøve tatt i nedslagsfeltet vart våtsikta på 250 µm og 63 µm, då det er storleiks-fraksjonane som endar opp i innsjøen som er av interesse. Prøvemateriale større enn 250 µm vart samla i ein pose og merka med GPS- punkt, jordartstype/bergartstype og storleiksfraksjon, det same vart gjort med prøvematerialet mellom 250 -og 63 µm. Prøvemateriale mindre enn 63 µm vart spylt frå sikt og over i éi to- liters bøtte, som vidare vart satt i tørkeskap. Bøttene stod i skapet inntil alt vatnet var fordampa og prøvematerialet var tørt, ca. ei veke. Deretter vart prøvematerialet lagra i små posar og merka som tidlegare.

### 3.2.3 Fjerning av organisk materiale

Før materialet frå sedimentkjernane og prøvematerialet frå nedslagsfeltet, <63 µm fraksjonen, vart analysert i Mastersizer 3000 og Morphology G3 vart det behandla med hydrogenperoksid (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>). Dette fjerna eventuelt organisk materiale i prøven som kan påverka resultatata for både form- og storleiksanalysane.

Prøvematerialet vart plassert i ein kolbe og tilsett 2,5ml 35% hydrogenperoksid i fleire omgangar inntil materialet slutta å bruse. Deretter vart materialet varma opp (ca. 90°C), medan ein fortset å tilføre hydrogenperoksid. Ved svært mykje materiale vart temperaturen auka til 200°C i periodar for å framskynde prosessen. Prøvane vart tørka i romtemperatur (vedlegg 2).

### 3.2.4 Sedimentanalysar

#### ITRAX – Røntgenfluorecens kjerneskaner (XRF)

Røntgenfluorescens (XRF) analyse er utført av ein ITRAX- kjerneskaner, ein hurtig og ikkje-destruktiv laboriemetode, som nyttar røntgenstrålar for å avgjere den geokjemiske samansettinga til eit sediment, ein bergart eller mineral. Instrumentet strålar prøven med røntgenstrålar, og reaksjonen til atoma i materialet gjer det mogleg å analysere elementa i sedimentet. Når prøven vert bestrålt av ein røntgenstråle vert noko av energien spreidd, medan resten vert absorbert i materialet. Den stråla prøva vil sende ut nye strålar med eit spekter av bølglengder karakteristisk for den geokjemiske samansettinga til prøven (Wirth og Barth, 2015).

Metoden vart nytta på fem halve kjernar; DRG-114 (91 cm), DRG-414 (89 cm), DRG-514 (74 cm), DRG-614 (71 cm), med diameter på 110 mm og DRS-2 (20,5 cm) med ein diameter på 50 mm.

Det finaste materialet (<63 µm) frå prøvane, tatt i nedslagsfeltet og dei knuste berggrunnsprøvane, vart montert i ei PVC- skinne for analyse i ITRAX-skannaren. Dei same innstillingane vart nytta for både kjernane og materialet i skinna. Det er gjort målingar med intervall på 500 µm gjennom kjernane, med innstillingar på maskina sett til 30 kV og 55 mA, med ei eksponeringstid på 10 sek. Kromrøyr vart nytta, då dette gir best resultat for lette element som til dømes silisium og aluminium, som er nokon av dei interessante elementa.

Resultatet av XRF- skanninga er synt som teljeratar «counts per second» (cps), og er ikkje ein kvantifisering av konsentrasjonen av elementsamansettinga. Teljerata er rekna som eit semi-kvantitativt estimat på den geokjemiske samansettinga (Croudace et al., 2006) då talet er avhengig av til dømes atomvekta til grunnstoffa og kan påverkast av dårleg avgrensa målegeometri, som til dømes inhomogenitet hjå prøva (varierende vassinnhald og fordeling av kornstorleik), ujamnheiter langs kjerna si overflate eller variasjonar i tjukna til den sjølvklistrande vassfilmen som vert danna under plastfolien som dekker overflata (Weltje og Tjallingii, 2008). Om dei nemnde feilkjeldene er konstante gjennom sedimentkjerna, kan



likevel ITRAX XRF gje relative variasjonar av den geokjemiske samansetjinga i prøvane (Cuven et al., 2010b).

Endringar i kornstorleik hjå det alloktone materialet i innsjøen kan knytast opp mot Fe/ Ti – forholdet (auke = minkande kornstorleik) og K/ Ti – forholdet (auke = større kornstorleikar (Marshall et al., 2011). Forholdet mellom «incoherent» og «coherent», begge målt under skanning, kan delvis knytast til karbon innhald (Guyard et al., 2007), medan Ti ofte vert nytta som eit prov på erosjon og transport av silt og fin sand (Davies et al., 2015). Kornstorleik kan knytast opp mot fleire element. Til dømes ser ein ei forbinding mellom K og Fe med leir-rike lag og Si med grov silt og sand (Cuven et al., 2010a). I eit studie frå innsjøen Prespa (Aufgebauer et al., 2012), vart ei minke i elementet K knytt opp mot auka vegetasjon, og dermed redusert erosjon og tilførsel av lausmassar til innsjøen. Også i (Kaempf et al., 2012) vart K, saman med Si, Ca og Ti, knytt opp til lausmassar.

#### Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet (MS) er ein ibuande eigenskap hjå alle stoff og gir mål på kva grad eit stoff vert magnetisk når det får tilført eit magnetfelt. Magnetisk susceptibilitet er summen av ulike magnetiske tilstandar. Ferromagnetisme (til dømes magnetitt og hematitt) har den sterkaste magnetiske susceptibiliteten og gir høge positive verdiar. Paramagnetisme (til dømes biotitt) gir låge positive verdiar, medan diamagnetisme (til dømes kvarts) gir låge negative verdiar (Evans og Heller, 2003).

Magnetisk susceptibilitet kan nyttast som ein indikator for erosjon og transport i nedslagsfeltet, og reflekterer konsentrasjonen av magnetiske mineral. Under periodar med auka breaktivitet, vil det gjennom erosjon og transport samlast meir minerogent materiale i innsjøen. Til samanlikning vil det i periodar med lite breaktivitet skje ein reduksjon i minerogent materiale. Minerogent materiale har normalt sett høgare MS- verdiar enn organisk materiale (Nesje et al., 2000b).

Volum magnetisk susceptibilitet målingane for jordart- og berggrunnsprøvane er gjort både i romtemperatur (293K) og i frosen tilstand (77K). Forholdet mellom 293K og 77K vert definert som temperaturavhengig susceptibilitet og fortel noko om mengda paramagnetiske mineral i prøva (Wang og Løvlie, 2008). Eit høgt forhold indikerar at paramagnetiske mineral dominerer prøven, medan eit lågt forhold tydar på ei auke i ferromagnetiske partiklar (Kvisvik et al., 2015).

Jordartsprøvene var på førehand behandla med hydrogenperoksid ( $H_2O_2$ ), før dei og berggrunnsprøvene vart fylt opp i små boksar ( $1\text{cm}^3$ ). Prøvene vart analysert ved hjelp av ei MFK1 – FA Kappabridge som består av ein «pick- up» eining og ein kontrollering.

Ved analyse av overflate-susceptibiliteten på dei splitta kjernane var ein Bartington MS2E-sensor kopla til ein Geotek Multi- Sensor Core Logger nytta. Dette er ein heilautomatisk ikkje-destruktiv metode som tek høgoppløyslege målingar ved 0,2 cm intervall gjennom heile kjerna, for alle kjernane (Bartington Instrument, 2015).

#### Mastersizer 3000

Mastersizer 3000 er eit analytisk instrument som måler kornstorleikar, og fordelinga av dei ved hjelp av laserdiffraksjon. Det er gjort analysar av prøvar frå Dravladalsvatnet og nedslagsfeltet rundt vatnet for å prøve å samanlikne kornstorleiken i materialet i og utanfor innsjøen. Det kan seie oss noko om sedimentasjonsprosessane som har verka, og vidare koplast til ulike prosessar i nedslags-feltet.

Prøvematerialet vart løyst opp i ein HYDRO LV dispersjonseining, før måling i Mastersizer 3000. Ved å blande prøvematerialet ut i vatn hindrar ein at prøven klumpa seg saman, og sytte for at partiklane var maksimalt åtskilt frå kvarandre. Når laserstråla treff partiklane vert den spreidd og dannar nye vinklar. Sensorar registrerer vinklane og bølgjelengdene (raud og blå) til strålane. Storleiken til partiklane er omvendt proporsjonal med vinkelen til dei spreidde strålane (Ryzak og Bieganowski, 2011).

Det var tatt prøvar annakvar cm gjennom kjernane (totalt 5 kjernar), der kvar prøve er på ca.  $1\text{ cm}^3$ . Prøvene tekne i nedslagsfeltet var sikta på  $250\ \mu\text{m}$  og  $63\ \mu\text{m}$  for å få ein kornstorleik tilsvarande den i kjernane. Partikkeltypen var sett til ikkje-sfærisk, med brytningsindeks på 2,00 og absorberings-indeks på 0,010 (Malvern, 2015).

Brytningsindeksen til vatn var 1,33 og grenseverdien til sensorane var satt til 100. Måletida var 20 sekund og kvar prøve vart målt fem gongar med både raude -og blå bølgjelengde, medan bakgrunnen vart målt i 10 sekund. Graden av lys som vert skjerma frå laserstråla under måling, «*obscuration*», er avgjerande for resultatet. Nedre grense vart sett til 7 % og øvre til 20 %. Hastigheita på omrøyinga av materialet vart sett til 2500 RPM. «General purpose» er nytta som analysemodell, då den fungerer godt for dei fleste prøvar, og Mie er nytta som matematisk spreingsmodell (Malvern, 2015)

Potensielle feilkjelder ved metoden er til dømes bobler som kan oppstå dersom ein har for høg hastigheit på omrøyinga. Instrumentet har ikkje høve til å skilje mellom laserstråler spreidd av partiklar eller bobler. Ein kan og oppleve at grove partiklar vert avsett ved for låg omrøyringshastigheit. Det kan oppstå problem dersom ein nyttar for mykje prøvemateriale. Det vil føre til fleire spreingar, noko som aukar vinkelen på den spreidde stråla. Ein høg vinkel vert tolka som fint materiale (Malvern, 2015).

### Morphology G3

Morphology G3 er eit svært sensitivt og høgoppløyselig optisk analyseverktøy som, ved å ta bilete av kvar einskild partikkel i ein prøve, kan bestemme form og storleik på partiklane. I løpet av relativt kort tid bereknar instrumentet morfologiske karakteristikkar og storleik for tusenvis av partiklar (Leibrandt og Le Pennec, 2015).

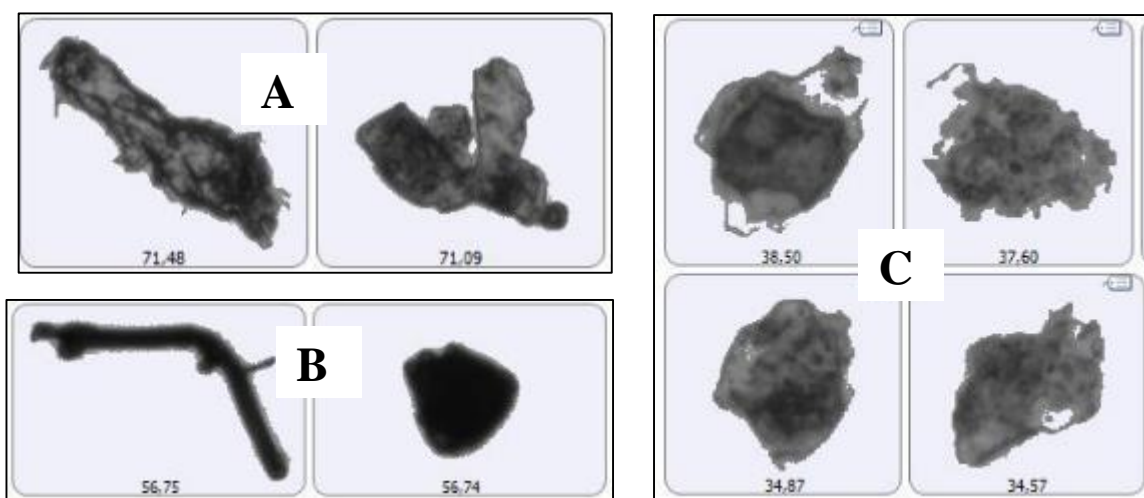
Instrumentet består av tre hovudeiningar: *ein prøvespreiingseining, ei glasplate og ein optisk eining*. *Prøvespreiings eininga* består av ein øvre bevegeleg behaldar der prøvematerialet vert plassert for analyse, og eit spreingskammer som prøvematerialet vert fordelt i ved hjelp av lufttrykk. Prøvematerialet vert fordelt på ei *glasplate* støtta av eit stativ, og kan bevegest både i det horisontale planet (XY) og i det vertikale planet (Z). Det gjer at alle partiklane kjem under den optiske eininga og vert lest av kameraet. Den *optisk eining* består av eit mikroskop med ei rekkje objektiver ( x2.5, x5, x10, x20 og x50) som er knytt til eit digitalkamera med fem megapixlar (2592x1944) (Leibrandt og Le Pennec, 2015).

Den automatiske analysen vert styrt av ei *Standard Operasjons Prosedyre (SOP)*, forklart i brukarmanualen (Malvern, 2013), som brukar har stilt etter behov og fungerer som ein mal for vidare analyse.

Prøvane, både frå kjerne og nedslagsfelt, hadde eit volum på 3 mm<sup>3</sup> og vart køyrt på ei SDU glasplate med storleik 180x110 mm. For å oppnå best mogleg kontrast mellom bakgrunn og partiklane vart prøven belyst frå undersida (diascopic). Kalibreringsintensiteten var sett til 80 og intensitets toleransen var 0,20 (automatisk kalibrering). Partiklane vart analysert med 10x forstørring, slik at partikkel mellom 3,5µm og 210µm kom med. Det vart tatt tre bilete ved ulike fokusdjup av kvar partikkel, slik at desse kunne stablast oppå kvarandre («differential Z-stacking») og danne 2D/3D- bileter.

Eit område av prøva med høg partikkelpopulasjon og variasjon vart valt som utgangspunkt for resten av analysen, og ein individuell terskelverdi vart sett for kvar prøve. Storleiken på området skulle skal analyserast vart sett til 7.48 mm og tok ca. éin time å analysere.

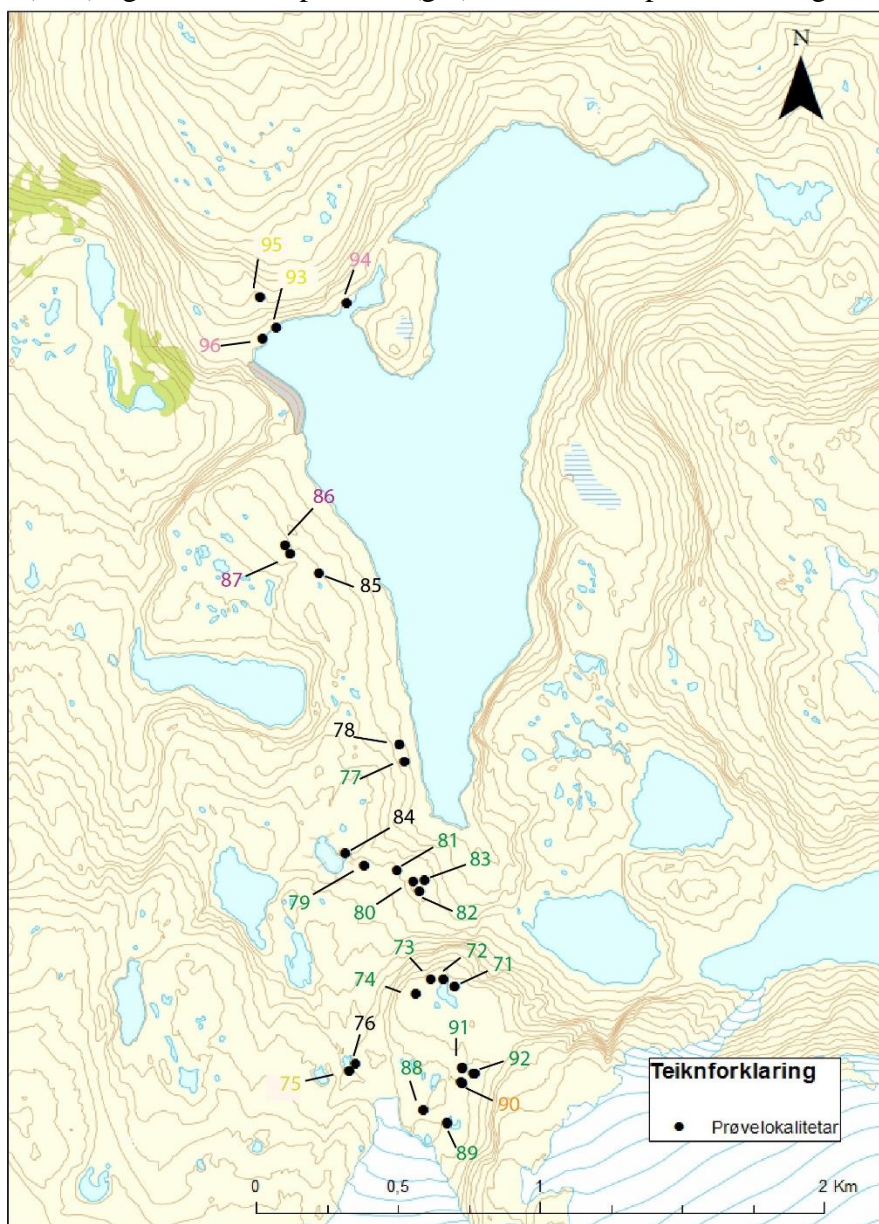
Det er mogleg å køyre filter både før og etter målingane, og å danne klassar basert på dei parameterane ein sjølv vel. Prøvane vart delt inn i storleiksfraksjonar, noko som gjorde det ryddigare og enklare å få oversikt, samt ekskludere dei kornstorleikane som ikkje utgjorde hovuddelen av materialet i kjernane. Døme på partiklar som vart fjerna eller ekskludert frå bilete katalogen vert synt i *figur 8*. Dette medfører at ein sit att med dei «reine» partiklane som representerer normalen av storleik -og form for prøven (Leibrandt og Le Penneç, 2015). Sjølv om prosessen er enkelt, var den svært tidkrevjande. Det er og viktig ved studie av sirkulariteten til partiklane å ta omsyn til det faktum at Morphology G3 ikkje klarer å skilje mellom overflateruheit og fysisk form (Levoguer, 2012).



*Figur 8 A) Bilete syner døme på partiklar som er fjerna frå datasette då dei ikkje er fullstendig separerte, og difor vil opplevast som større enn kva som faktisk er tilfellet. B) Bilete syner døme på partiklar som er fjerna grunna for høg terskelverdi Det førar til at den grå saumen rundt partiklane vert for tjukk, og partiklane dermed får feil kornstorleik. C) Bilete syner døme på partiklar som er ekskludert, og laga i egne mapper, grunna for låg terskelverdi og ufullstendig saum. Dette gjer at dei får feil kornform og at resultatata ikkje vert reelt.*

## 4. RESULTAT

Resultata baserer seg på gjennomførte laboratorieanalyser av det innsamla materialet. Jordartstypene og resultata frå metodane, nytta i laboratoriet, vert presentert, og dei ulike materialane vert forsøkt gitt ein karakteristikk og samanlikna med kvarandre for å om mogleg klare å skilje dei frå kvarandre. Kartet under (*figur 9*) syner prøvelokalitetane for prøvane samla inn i nedslagsfeltet. Moreneprøvane (grøn) er konsentrert i den sørlege del av vatnet, i likheit med den glasilakustrine (oransje)- og glasifluviale (gul) prøva. Berggrunnsprøvane (svart) og forvittringsprøvane (lilla) er samla inn langs eit nord-sør gåande profil på vestsida av vatnet. Talusprøvane (rosa) og dei fluviale prøvane (gul) er samla inn på nordvestlige sida av vatnet.



*Figur 9* Kartet syner prøvelokalitetane for prøvane tatt i nedslagsfeltet. Moreneprøvane (grøn) er konsentrert i den sørlege del av vatnet, i likheit med den glasilakustrine (oransje)- og glasifluviale (gul) prøva. Berggrunnsprøvane (svart) og forvittringsprøvane (lilla) er samla inn langs eit nord-sør gåande profil på vestsida av vatnet. Talusprøvane (rosa) og dei fluviale prøvane (gul) er samla inn på nordvestlige sida av vatnet.



## 4.1 Prøver frå nedslagsfeltet – Jordartsprøver og berggrunnsprøver

Jordartsprøvene og bergartsprøvene er samla inn i eit område som strekk seg frå Folgefonna sommarskisenter, sør for Dravladalsvatnet, og langs den sørvestlege- og nordvestlege sida av innsjøen. Prøvene er samla inn i frå potensielle kjeldeområde, og er meint å dekke hovudtypane av jordartar i området. Det vart gjort ei tolking av innsamla materiale ute i felt, og vert difor ikkje gjort i etterkant.

### 4.1.1 Morenemateriale

Moreneprøvene vart samla inn frå området mellom Folgefonna sommarskisenter og den sørlege delen av Dravladalsvatnet, (*figur 9*). Området har gjennom tidlegare arbeid (Bakke et al., 2005a, Bakke et al., 2005b) vorte knytt opp mot fleire glasiale episodar. Dette førte til at fleire av moreneryggane i området har fått fastsett ein absolutt alder, medan andre avsettingar har fått ein relativ alder. Kvar prøvelokalitet vert presentert med prøvenamn (GPS- punkt), koordinatar generell beskriving og tolking. Nummer 1- 14 vert nytta i diagram seinare i teksten.

Tabell 1 Prøvenamn, koordinatar, beskriving og tolking av prøvelokalitetane 81, 82 og 83.

nr.	Prøvenamn	UTM-koordinatar, moh	Beskriving
8	81	32V 357944.6 6680113.7 1061 moh	Prøvelokaliteten ligg i same område som punkt. 83 og 82, og har difor mange av dei same karakteristikkane.
	Tolking		Ut frå nemnde observasjonar vart avsettinga ved lokaliteten tolka til å vere morenerygg.
12	82	32V 357969.3 6680079.3 1060 moh	Prøvelokaliteten ligg i same område som punkt. 83, og har mange av dei same karakteristikkane.
	Tolking		Ut frå nemnde observasjonar vart avsettinga ved lokaliteten tolka til å vere morenerygg.
9	83	32V 357986.5 6680122.1 1056 moh	Prøvelokaliteten består av mange ryggar som ligg tett i tett, og som tidvis kryssar kvarandre. Området er dekkja av eit tynt lag med mose og noko høgfjellsvegetasjon. Ligg innanfor 1750-trinnet.
	Tolking		Ut frå nemnde observasjonar vart avsettinga ved lokaliteten tolka til å vere morenerygg.



Figur 10 Bilete til venstre syner prøvelokalitet 81 og bilete til høgre syner prøvelokalitet 82.



Figur 11. Bilete syner prøvelokalitet 83

Tabell 2 Prøvenamn, koordinatar, beskriving og tolking av prøvelokalitetane 77, 79 og 80.

Nr	Prøvenamn	UTM- koordinatar, moh	Beskriving
4	77	32V 357913.4 6680552 996 moh	Avsettinga består av svært mykje organisk materiale. Vanskeleg å finne minerogent materiale. Ligg i nærleiken av berggrunnsprøve 79.
	Tolking		Ut frå nemnde observasjonar vart avsettinga ved lokaliteten tolka til å vere botnmorene.
3	79	32V 357771.7 6680172.9 1068 moh	Prøvelokalitetane ligg i eit kupert og undulerande terreng. Vegetasjonen i området består av mose og nokre typar gras. Avsettinga består av varierende kornstorleikar (leire – medium/stor stein) og er svært kompakt. Det er observert blokker i området.
1	80	32V 357885.9 6682158.4 1065 moh	Avsettinga ligg innanfor 1750- trinnet.
	Tolking		U frå observasjonane ved lokalitetane er avsettinga tolka til å vere botnmorene.



Figur 12 Bilete syner prøvelokalitet 77



Figur 13 Bilete til venstre syner prøvelokalitet 79 og bilete til høgre syner prøvelokalitet 80



Tabell 3 Prøvenamn, koordinatar, beskriving og tolking av prøvelokalitetane 73 og 74.

nr.	Prøvenamn	UTM- koordinatar, moh	Beskriving
11	73	32V 358004.7 667976.1 1261 moh	Samanlikna med prøvelokalitet 74 endra vegetasjonen seg frå kun mose til meir gras. Avsettinga består av finmateriale (leire/ silt) og opp til grov grus og små steinar. Steinane går frå kanta til kantrunda. Avsettinga høyre til 1750- trinnet.
	Tolking		Ut frå dei observerte karakteristikkane er avsettinga tolka til å vere morenerygg.
5	74	32V 357955.4 6679707.5 1272 moh	Det er observert nokre små blokker i området. Avsettinga består av finkorn materiale (leire/ silt) med mykje grov grus/ steinar i ryggformar. Steinane i og rundt prøvelokaliteten er kanta. Avsettinga høyre til 1750- trinnet
	Tolking		Ut frå dei observerte karakteristikkane er avsettinga tolka til å vere morenerygg.



Figur 14 Bilete til venstre syner prøvelokalitet 73 og bilete til høgre syner prøvelokalitet 74

Tabell 4 Prøvenamn, koordinatar, beskriving og tolking av prøvelokalitet 71 og 72.

nr.	Prøvenamn	UTM- koordinatar, moh	Beskriving
7	71	32V 358091.9 6679736.8 1258 moh	Prøvematerialet er finkorna, men det er og observert små steinar i snittet. Langs overflata av ryggen er det observert små blokker, desse er i hovudsak kanta. Vegetasjonen består av mose. Avsettinga høyre til 1870- trinnet.
	Tolking		Ut frå observasjonane gjort ved lokaliteten er avsettinga tolka til å vere morenerygg.
10	72	32V 358051.3 6679762.9 1256 moh	Prøvematerialet er finkorna, med kantrunda til kanta steinar. Avsettinga er ei ryggforma før høging i terrenget. Tilhøyrar 1870- trinnet.
	Tolking		Ut frå observasjonane gjort ved lokaliteten er avsettinga tolka til å vere morenerygg.





Figur 15 Bilete til venstre syner prøvelokalitet 71 og bilete til høgre syner prøvelokalitet 72.

Tabell 5 Prøvenamn, koordinatar, beskriving og tolking av prøvelokalitet 88 og 89.

nr.	Prøvenamn	UTM- koordinatar, moh	Beskriving
13	88	32V 357980.6 6679286.2 1212 moh	Prøvelokaliteten ligg ved eit lite vatn som inneheld svært finkorna materiale ( leire og silt). Ryggen består av varierende materiale, frå leire/ silt og opp til store blokker (2x2m). Det er svært lite vegetasjon i området, men det er observert noko mose. Avsettinga høyre til 1997- trinnet.
	Tolking		Ut frå observasjonar gjort ved lokaliteten er avsettinga tolka til å vere morenerygg.
14	89	32V 358053.5 6678948 1212 moh	Materialet som utgjer ryggen går frå leire/ silt og opp til store blokker (2x1). Samanlikna med førre lokalitet er det færre av dei største blokkene. Materialet i snittet er grovare enn ved førre lokalitet; inneheld meir grus. Materialet er i hovudsak kanta, men er og observert kantrunda materiale. Avsettinga høyre til 1997- trinnet.
	Tolking		Ut frå observasjonar gjort ved lokaliteten er avsettinga tolka til å vere morenerygg



Figur 16 Bilete til venstre syner prøvelokalitet 88 og bilete til høgre syner prøvelokalitet 89

Tabell 6 Prøvenamn, koordinatar, beskriving og tolking av prøvelokalitetane 91 og 92.

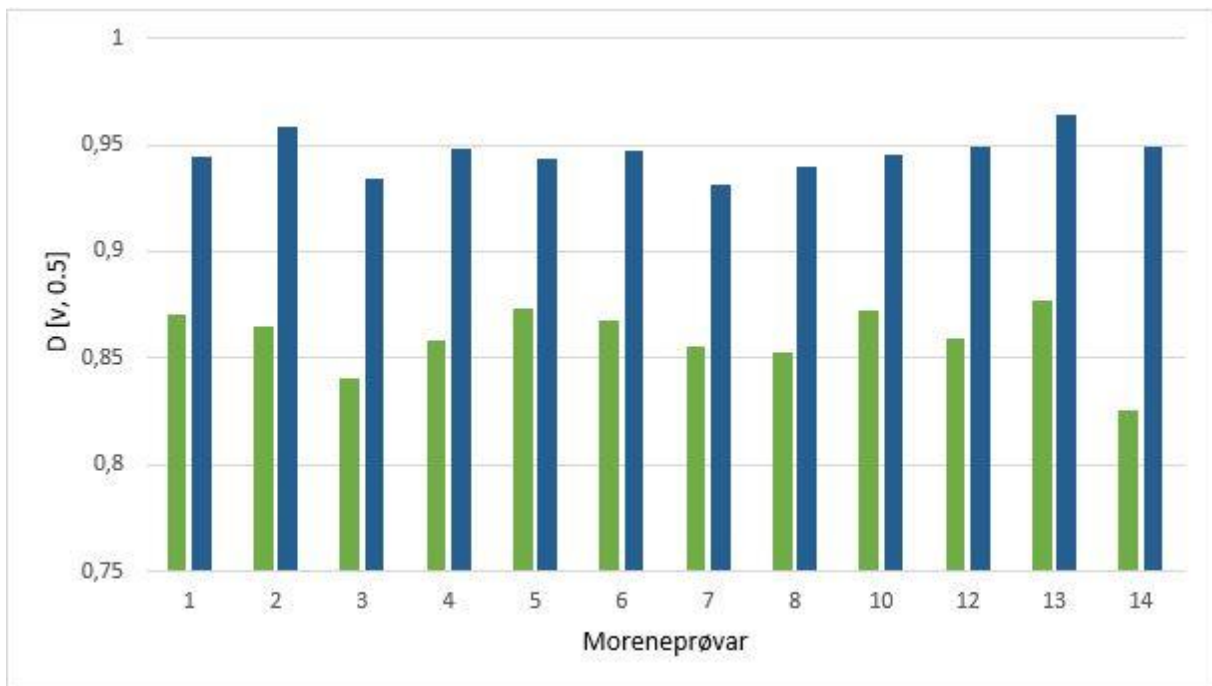
Nr.	Prøvenamn	UTM- koordinatar, moh	Beskriving
2	91	32V 358119.4 6679445.5 1238 moh	Terrenget ved prøvelokaliteten er undulerande og ujamt. Det er observert mykje stein (10x10cm) i området, samt nokre store steinar/ små blokker. Steinane er kanta til kantrunda. Avsetning som danna ryggen består av mykje stor grus/ små stein. Avsettinga høyre til 1930- trinnet.
	Tolking		Ut frå observasjonane gjort ved lokaliteten er avsettinga tolka til å vere morenerygg.
6	92	32V 358159.9 6679419.7 1237 moh	Langs ryggen er det observert fleire store steinar/ små blokker enn ved førre lokalitet. På overflata ved prøvelokaliteten er det observert mykje stor grus/ små steinar. Materialet i snittet består av silt/ fin sand og opp til små stein. Avsettinga høyre til 1930- trinnet.
	Tolking		Ut frå observasjonane gjort ved lokaliteten er avsettinga tolka til å vere morenerygg.



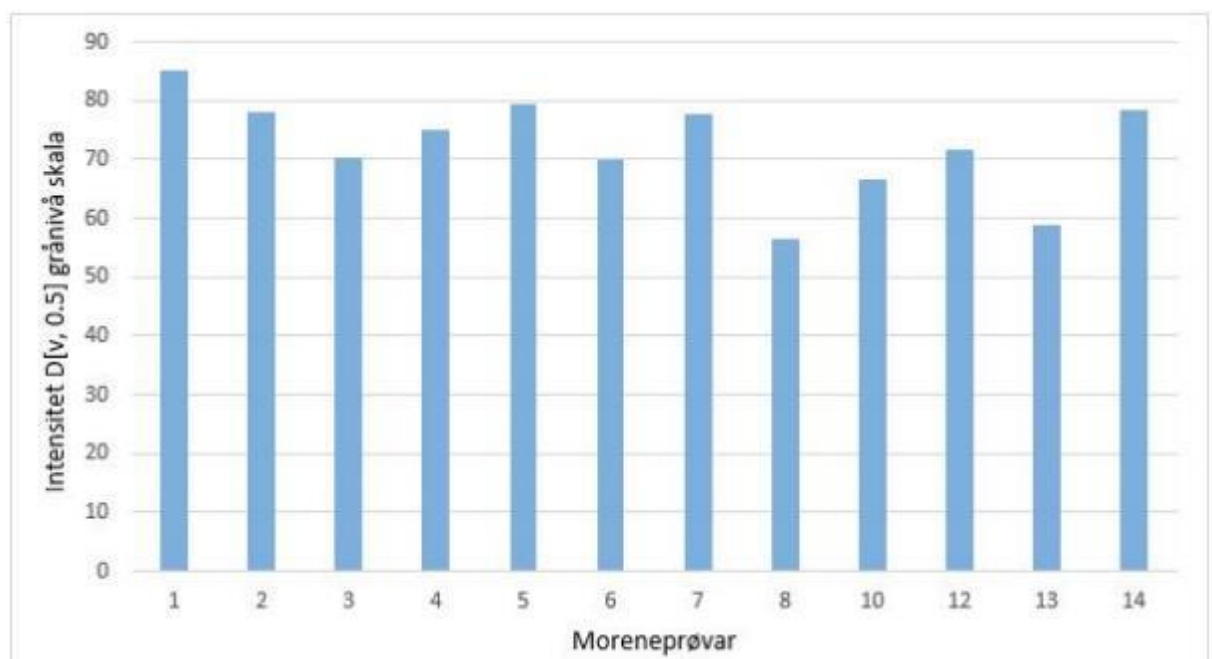
Figur 17 Bilete til venstre syner prøvelokalitet 91 og bilete til høgre syner prøvelokalitet 92.17

*MORPHOLOGY G3*

Fokuset i Morphology G3 ligg på parameterane sirkularitet, konveksitet og intensitet då dei seier noko om forma og fargen på partiklane.



Figur 18 Sirkularitets- og konveksitetsverdiane for moreneprøvar 1 – 14, ekskludert 9. Sirkularitets- verdiane (grøn) går frå 0,83 for prøvenr. 14 og til 0,88 for prøvenr. 13. I likheit med sirkulariteten, syner og konveksiteten (blå) ein forskjell mellom prøvane. Verdiane går frå 0,93 for prøve nr. 7 til 0,96 for prøve nr. 13. Intensitetsverdiane for moreneprøvar 1 - 14, ekskludert nr. 9



Figur 19 Grafen syner intensitetsverdiane for moreneprøvane nr. 1 – 14, ekskludert nr. 9. Prøve nr. 1 har ei intensitetsverdi på 85,21, medan prøve nr.8 har ein intensitetsverdi på 56,46. Generelt for moreneprøvane er ein låg intensitet. Grånivåskalaen strekker seg frå 0-255 (kvit).

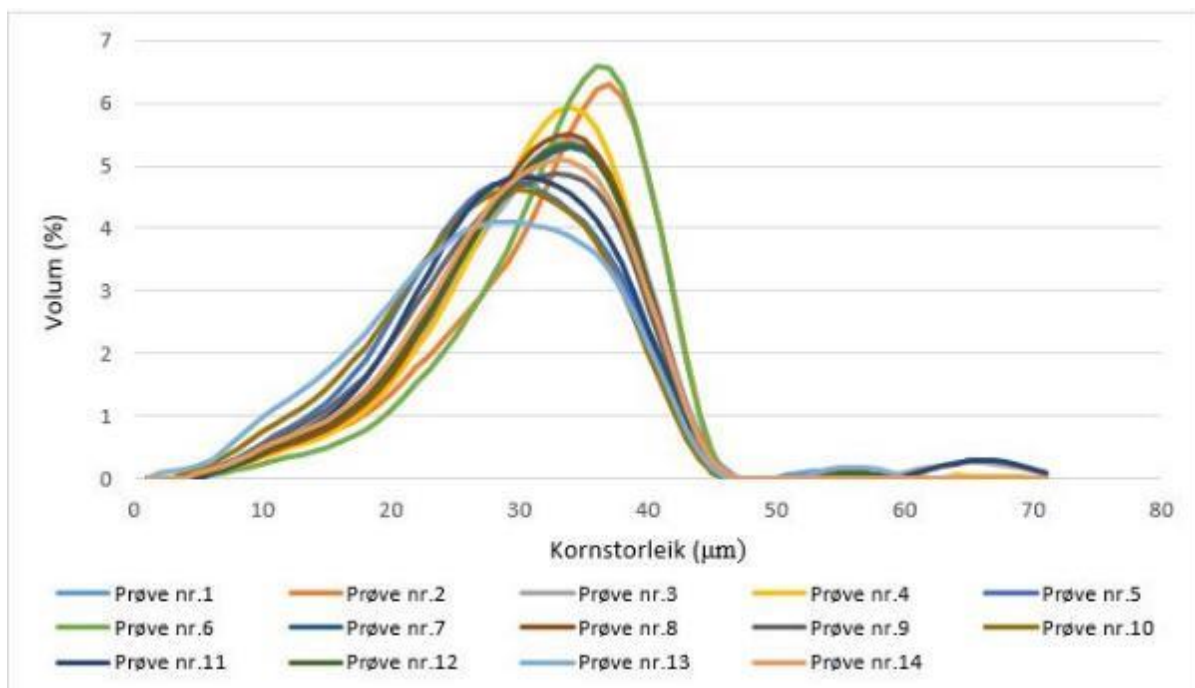


Oppsummering:

Sirkulariteten til moreneprøvane går frå 0,82 for prøve 89 (nr.14) til 0,87 for prøve 88 (nr. 13), og snittverdien ligg på 0,86. Morenematerialet har dermed ganske høg sirkularitet og konveksitet (snittverdi 0,95). Grånivåskalaen, som utgjer intensiteten til partiklar, strekk seg frå 0 (svart) til 255 (kvit). Snittet for morenematerialet ligg på 73,14.

*MASTERSIZER 3000*

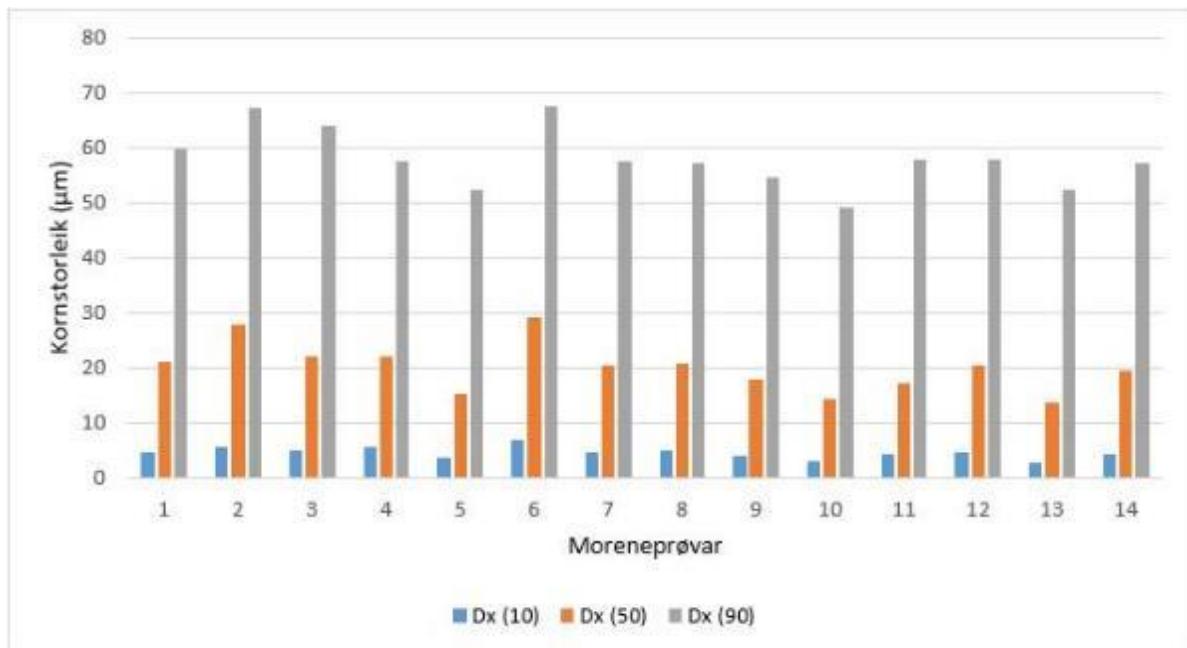
Grafen under (*figur 20*) syner den prosentmessige kornstorleiksfordelinga til moreneprøvane. Som ein kan sjå er det forskjell mellom dei enkelte moreneprøvane. Den maksimale volumprosenten ligg mellom 4 og 6,5 med ein kornstorleik mellom 30 – 40  $\mu\text{m}$ . Prøve nr. 1, 3, 5, 10, 11, 12 og 13 har ein «hale» som strekker seg frå 45 til 70  $\mu\text{m}$ .



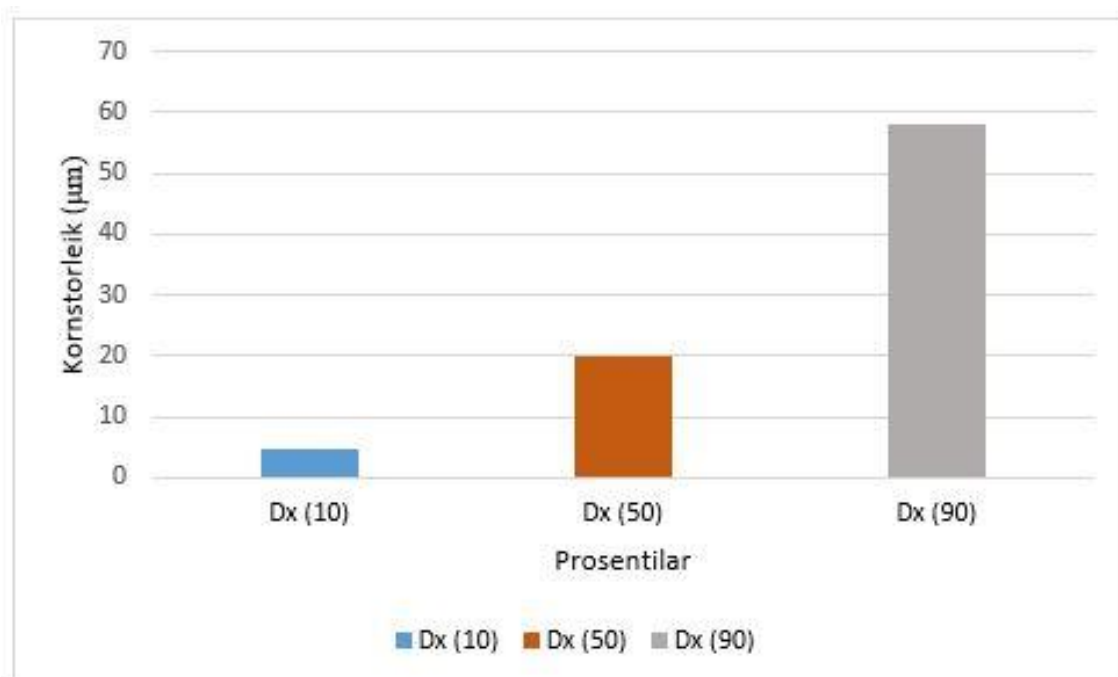
*Figur 20 Grafen syner den prosentmessige volumfordelinga av kornstorleikar hjå moreneprøvane. Som ein kan sjå er det forskjell mellom dei enkelte moreneprøvane. Den maksimale volumprosenten ligg mellom 4 og 6,5 med ein kornstorleik mellom 30 – 40  $\mu\text{m}$ . Enkelte av prøvane har ein «hale» mellom 50 $\mu\text{m}$  og 70 $\mu\text{m}$ .*

*Figur 21* syner kornstorleikane ved tiande Dx(10)-, femtiande Dx(50)- og nittiande Dx(90) persentil for kvar moreneprøve. Ein kan sjå at det er liten forskjell mellom prøvane i Dx(10), medan forskjellen aukar for Dx(50) og Dx(90). Nummereringa 1-14 syner til nummer knytt til dei enkelte moreneprøvane.

Snittverdiane for persentilane vert synt i *figur 22* Dx(10) har ein storleik på 4,5 $\mu\text{m}$ , Dx(50) har ein storleik på 20 $\mu\text{m}$ , medan Dx(90) har ein storleik på nesten 60 $\mu\text{m}$ .



Figur 21 Søylen viser kornstorleiken ved tiande Dx(10)-, femtiande Dx(50) -og nittiande Dx(90) percentil for moreneprøvene. Ein kan sjå at det er liten forskjell mellom prøvane i Dx(10), medan forskjellen aukar for Dx(50) og Dx(90). Nummereringa 1-14 syner til nummer knytt til dei enkelte moreneprøvene.



Figur 22 Søylen representerer snitt kornstorleik for moreneprøvene. Dx(10) har ein storleik på 4,5 µm, Dx(50) har ein storleik på 20 µm og Dx(90) har ein storleik på nesten 60 µm

### Oppsummering:

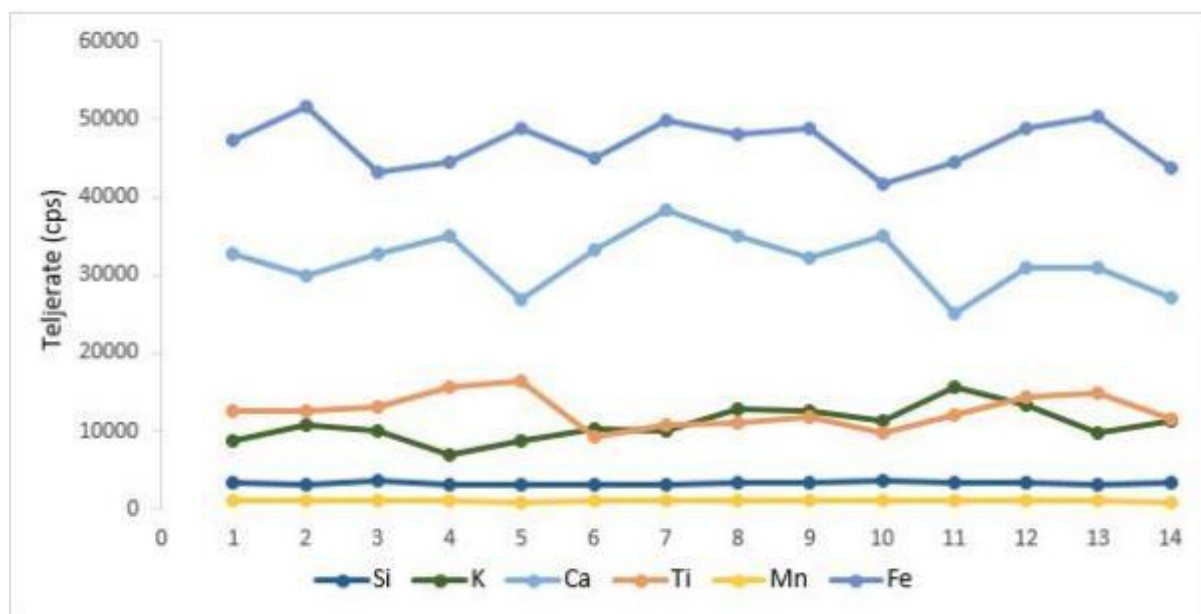
Kornfordelingskurva syner noko forskjell mellom dei ulike moreneprøvene. Prøve nr.13 (88) har lågaste volumprosent, samt ein finare kornstorleik. Prøve nr. 6 (92) har høgste

volumprosent, og grovast kornstorleik. Snittet for moreneprøvane syner volumprosent på 5,08 og kornstorleik på 35  $\mu\text{m}$ .

Prøve nr.1 (80) , nr.3 (79), nr.4 (77), nr.5 (74), nr.10 (72), nr.11 (73), nr.12 (82) og nr.13 (88) har ein hale med grovare kornstorleikar. Snittverdiene for prøvane syner kornstorleikar på 4,5  $\mu\text{m}$  for Dx(10), 20  $\mu\text{m}$  for Dx(50) og 58  $\mu\text{m}$  for Dx(90).

## XRF

Målet med å nytte XRF er å identifisere den geokjemiske signaturen til moreneprøvane. Elementa nytta vart valt på bakgrunn av høge teljeratar og bruksområde (sjå kapittel 3- 3.2.4). Grafen under (figur 23) syner teljerata (cps) for kvar moreneprøve for dei utvalte elementa silisium (Si), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), mangan (Mn) og jern (Fe).. Nummera 1 – 14 refererer til nr. synt i tabell 1 - 6. Ein kan sjå at det er noko forskjell i teljerata mellom dei ulike moreneprøvane.



Figur 23 Grafen syner teljerata (cps) for kvar moreneprøve for dei utvalte elementa silisium (Si), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), mangan (Mn) og jern (Fe). Nummera 1 – 14 refererer til nr. synt i tabell 4.1 – 4.6. Ein kan sjå at det er noko forskjellen i teljerata mellom dei ulike moreneprøvane.

### Oppsummering:

Prøve nr.1 har den lågast teljerate, 3000 cps, for silisium, medan prøve nr. 9 har den høgaste med 3600 cps. Snittet for moreneprøvane ligg 3294,7 cps.

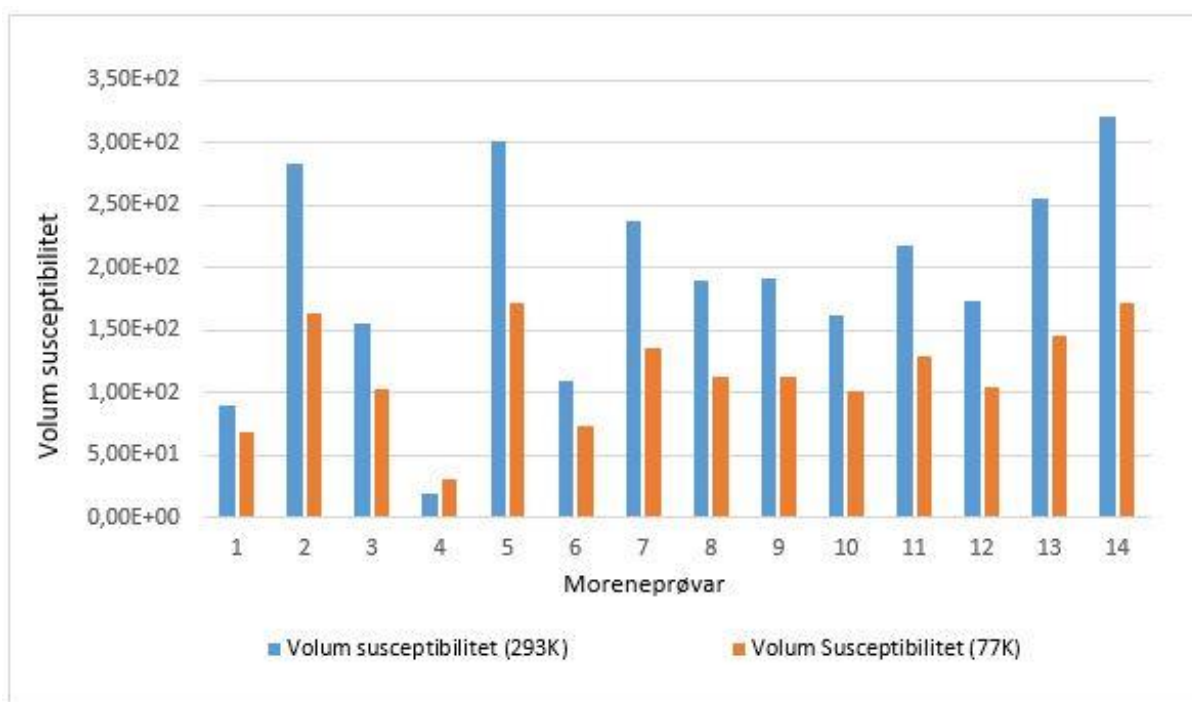
Kaliumverdiene går frå ca. 7000 cps hjå prøve nr.7 til 15000 cps hjå prøve nr.13, og har eit snitt på 10900 cps.

Kalsium verdiane går frå 25000 cps hjå prøve nr.4 til 38000 cps hjå prøve nr. 10, med eit snitt på 31800 cps. Prøve nr.3 syner lågast teljerate med 9000 cps, medan prøve nr.4 har høgast med 16000 cps for elementet titan. Snittverdien ligg på 12600 cps.

Jernverdiane går frå 41800 cps for nr.10 til 51600 cps for prøve nr.2. Snittverdien ligg på 46900 cps. Mangan har ein snittverdi på 1000 cps.

### MILJØMAGNETISME

Figuren under (*figur 24*) representerar magnetisk volum susceptibiliteten for moreneprøvane ved 77K (-196°C) og 293K (20°C). Den blå søyla representerer prøvar målt ved romtemperatur, medan den oransje representerer prøvar nedkjølt med flytande nitrogen.



*Figur 24* Søylen syner den magnetiske volum susceptibiliteten for moreneprøvane ved 77K (-196°C) og 293K (20°C). Den blå søyla representerar prøvar målt ved romtemperatur (293), medan den oransje representerar prøvar nedkjølt med flytande nitrogen (77K).

Ein kan sjå at det er relativt stor forskjell mellom dei ulike moreneprøvane. Prøve 79 (nr.3), 72 (nr.10), 81 (nr.8), 82 (nr.12) og 83 (nr.9) syner «like» verdjar.

Det same gjeld for prøve 73 (nr.11), 71 (nr.7) og 88 (nr.13), samt prøve 80 (nr.1) og 92 (nr.6), og prøve 91 (nr.2), 74 (nr.5) og 89 (nr.14).

Prøve 77 (nr.4) skil seg frå dei andre ved å ha mykje lågare verdjar for begge tilstandane.

### 4.1.2 Forvittringsmateriale

Det er tatt to prøvar av in situ forvittringsmateriale på den sørvestlege sida av vatnet (*figur 9*). Prøvane ligg med få meters avstand til kvarandre. Prøvenamn, koordinatar og beskriving av prøvelokalitetane kan lesast av i *tabell 7*.

*Tabell 7 Prøvenamn, koordinatar, beskriving og tolking av prøvelokalitet 86 og 87.*

Prøvenamn	UTM- koordinatar, moh	Beskriving
86	32V 357512 6681302.3 1028 moh	Prøvelokalitetane ligg på vest- sørvest sida av vatnet, og er tatt med få meters mellomrom. Materiale går frå oppsprukket stein til sand/ silt, og inneheld ein del organisk materiale. Materialet er «in situ» for lokaliteten.
87	32V 357495 6681336.4 1029 moh	
	Tolking	Ut frå observasjonar gjort ved lokalitetane er avsettinga tolka til å vere forvittringsmateriale.

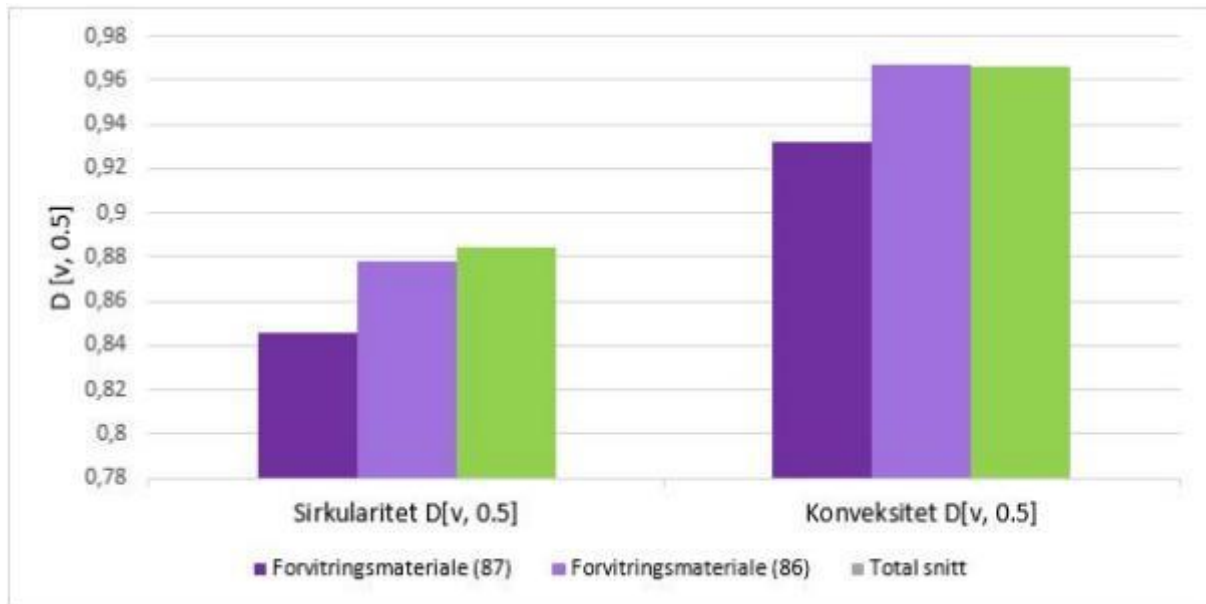


*Figur 25 Bilete til venstre syner prøvelokalitet 86 og bilete til høgre syner prøvelokalitet 87*

### MORPHOLOGY G3

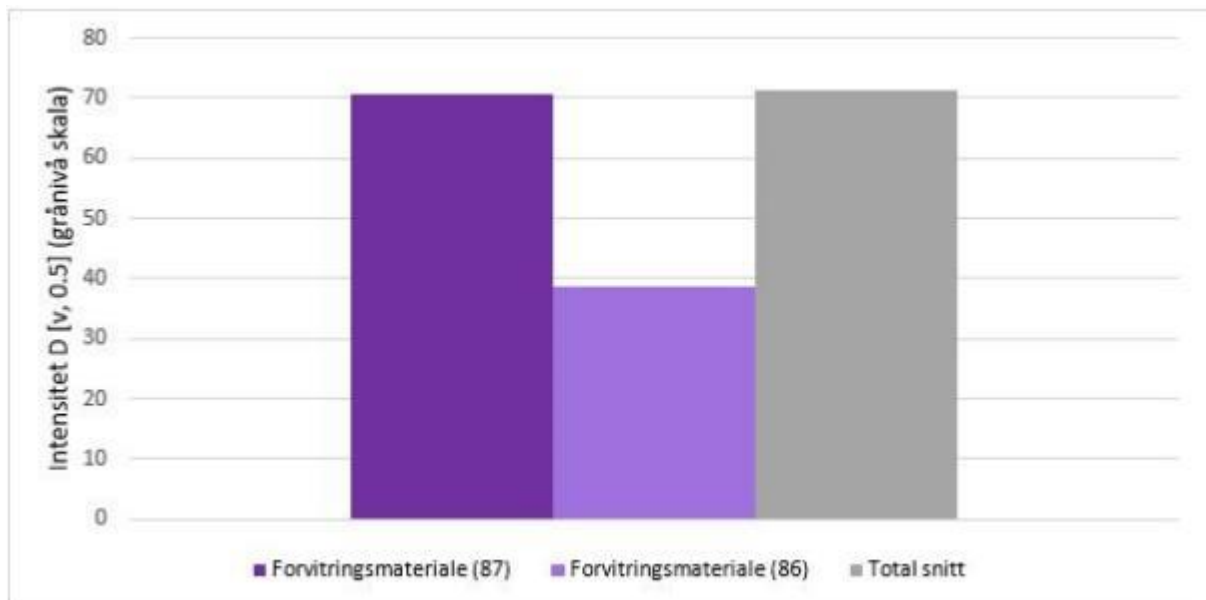
Diagrammet under (*figur 26*) syner sirkularitet- og konveksitetsverdiane for forvittringsprøvane. Ein kan sjå at forskjellen mellom dei to prøvane først kjem på andre desimal, og at begge prøvane har høge verdier.





Figur 26 Diagrammet syner sirkularitets- og konveksitetsverdiane for forvittringsprøvene. Ein kan sjå at forskjellen mellom dei to prøvane først kjem på andre desimal, og at begge prøvane har høge verdier. Prøvane har høgare konveksitetsverdier enn sirkularitetsverdier. Lys lilla er prøve 86, mørk lilla er prøve 87 og grøn er snitt verdien for dei to prøvane.

Diagrammet under (figur 27) syner intensiteten (grånivåskalaen) for dei to prøvane, samt snittverdien. Ein kan sjå at begge prøvane har låge verdier på grånivåskalaen (maks. 255). Prøve 87 har ein intensitet på 70, medan prøve 86 har ein intensitet på 40.



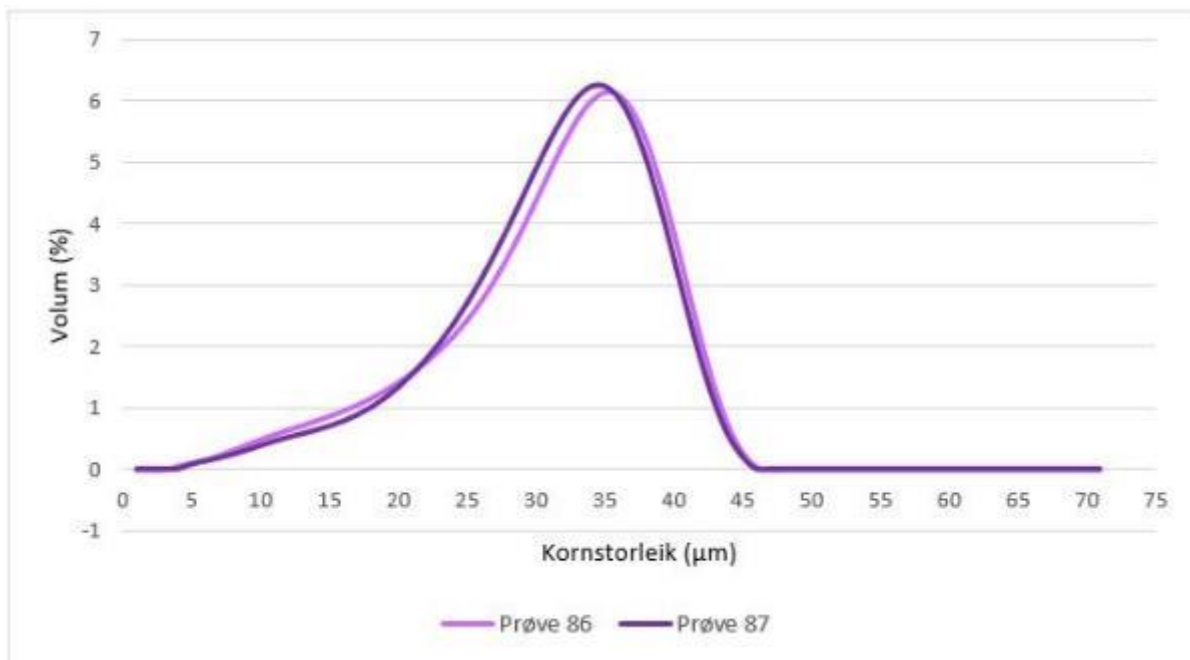
Figur 27 Grafen syner intensiteten (grånivåskalaen) for totalen av dei to prøvane. Ein kan sjå at begge prøvane har låge verdier på grånivåskalaen (maks. 255). Prøve 87 har ein intensitet på 70, medan prøve 86 har ein intensitet på 40.

Oppsummering:

Prøvane har høge sirkularitetsverdiar med eit snitt på 0,86, og høge konveksitetsverdiar med eit snitt på 0,95. På grånivåskalaen syner begge prøvane låge verdiar, 70 og 40, med eit snitt på 55, av maksimalt 255.

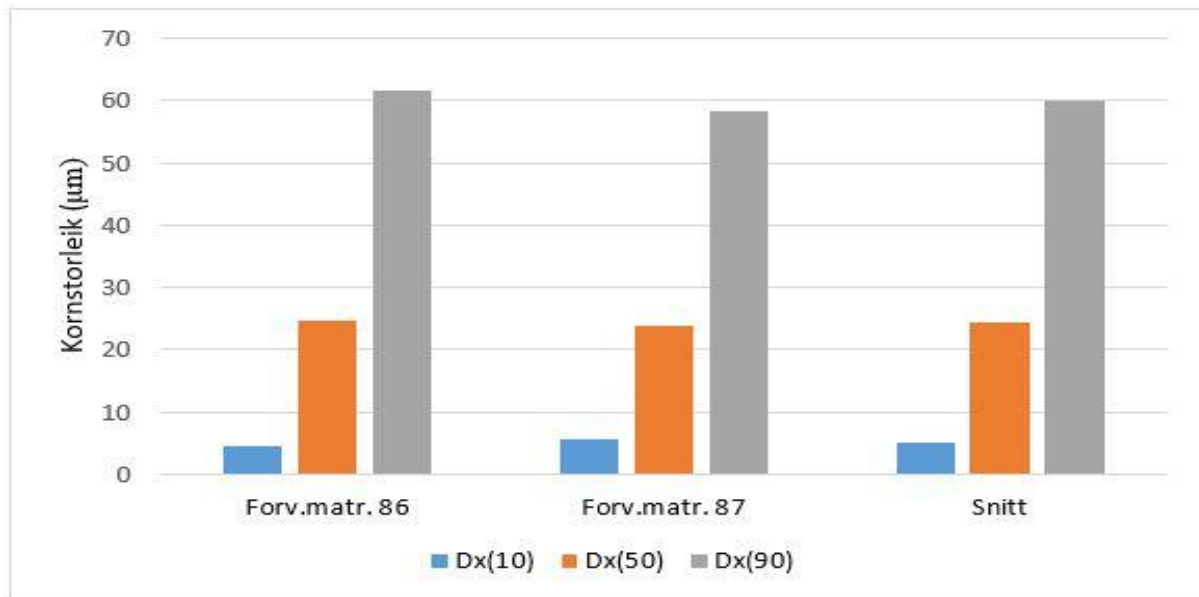
*MASTERSIZER 3000*

Kurva under (*figur 28*) syner den volummessige prosentfordelinga av dei ulike kornstorleikane gjennom dei to prøvane. Ein kan sjå at prøvane har svært like verdiar.



*Figur 28 Kurva syner den prosentmessige volumfordelinga av dei ulike kornstorleikar gjennom dei to prøvane. Ein kan sjå at prøvane har svært like verdiar. Prøve 87 (mørk lilla) har ein noko finare kornfordeling en prøve 86 (lys lilla).*

Søylene i *figur 29* representerar kornstorleiken for tiande Dx(10)-, femtiande Dx(50)- og nittiande Dx(90) persentil for dei to prøvane, samt snittverdien. Ein kan sjå at prøvane er svært like.



*Figur 29* Søylene syner kornstorleiken for tiande Dx(10) (blå)-, femtiande Dx(50) (oransje)- og nittiande Dx(90) (grå) persentil for dei to prøvane, samt snittverdien. Ein kan sjå at prøvane er svært like.

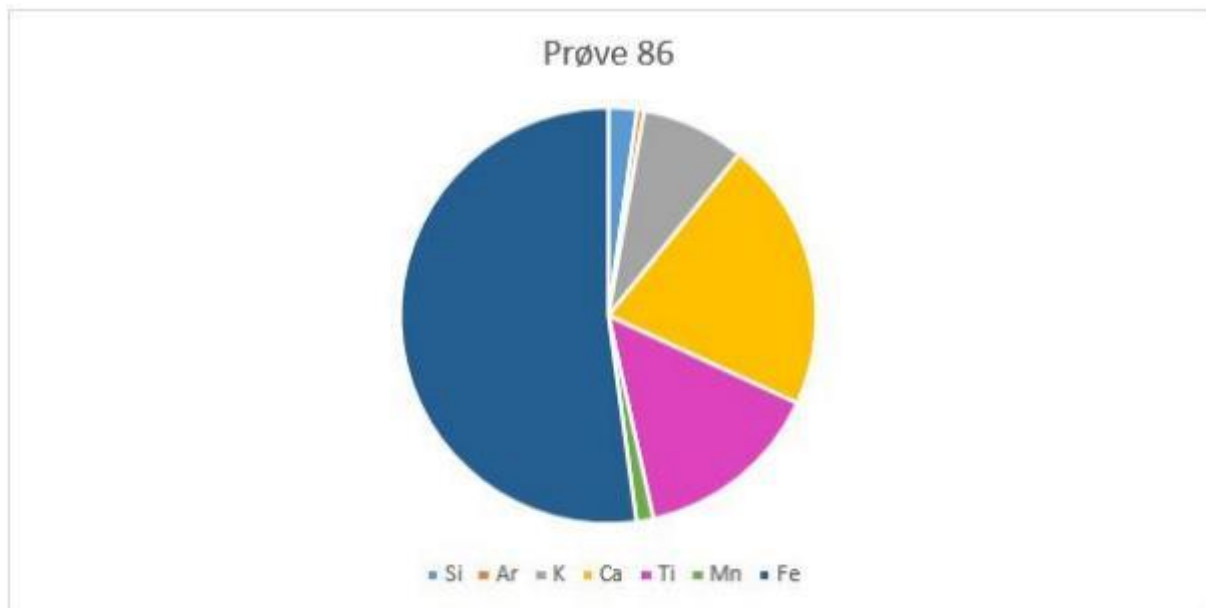
#### Oppsummering:

Kornfordelingskurva for dei to prøvane syner svært like verdiar, noko som er forventa då prøvelokalitetane er svært nær kvarandre. Søylene for persentilane, både for kvar prøve og for snittet, syner det same. Det er litt forskjell i dei aller grovaste kornstorleikane.

#### *XRF*

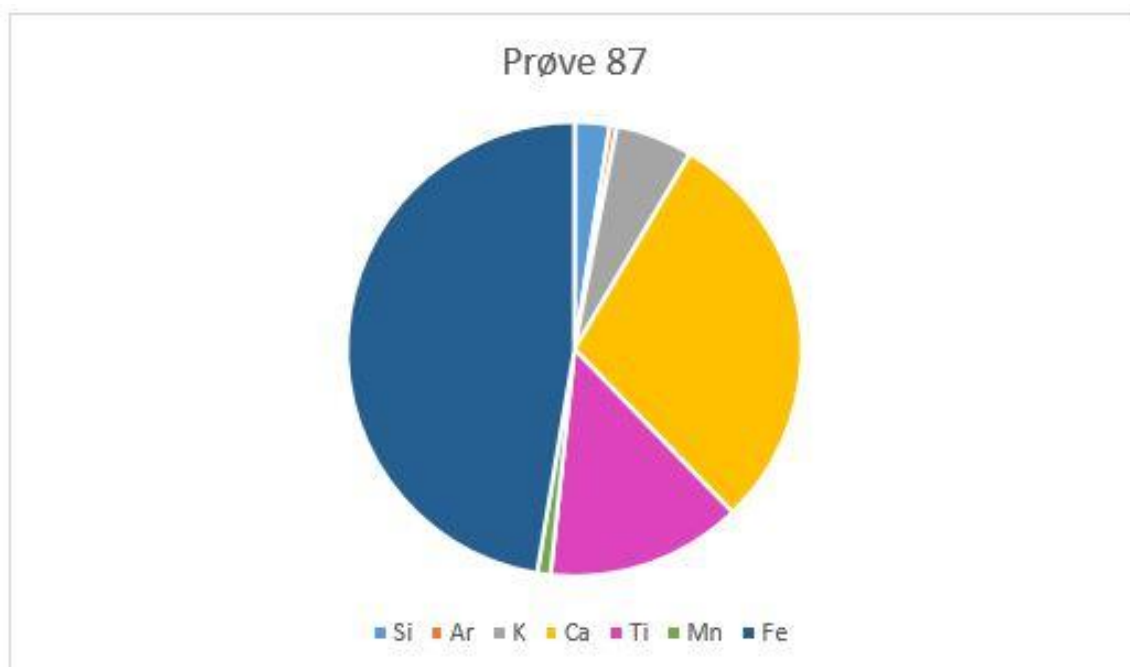
Verdiane nytta i XRF- plotta er snittverdiene for alle målepunkta (10 stk.) tatt ved dei to prøvane. Elementa er valt med grunnlag i å finne likskap mellom dei to prøvane og talet teljeratar (cps).

Diagrammet under (*figur 30*) syner dei relative teljeratane for elementa kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti) og jern (Fe), mangan (Mn), silisium (Si) og argon (Ar) hjå forvittringsprøve 86.



Figur 30 Diagrammet syner det relative teljerate for elementa silisium (Si), argon (Ar) kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), mangan (Mn) og jern (Fe). Elementa er valt på bakgrunn av teljeratar (cps) og likskap med prøve 87.

Diagrammet i figur 31 syner den relative teljerata for elementa silisium (Si), argon (Ar), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), mangan (Mn) og jern (Fe) hjå prøve 87.



Figur 31 Diagrammet syner den relative teljerata for elementa silisium (Si), argon (Ar), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), mangan (Mn) og jern (Fe) hjå prøve 87. Elementa er valt på bakgrunn av teljeratar (cps) og likskap med prøve 86.

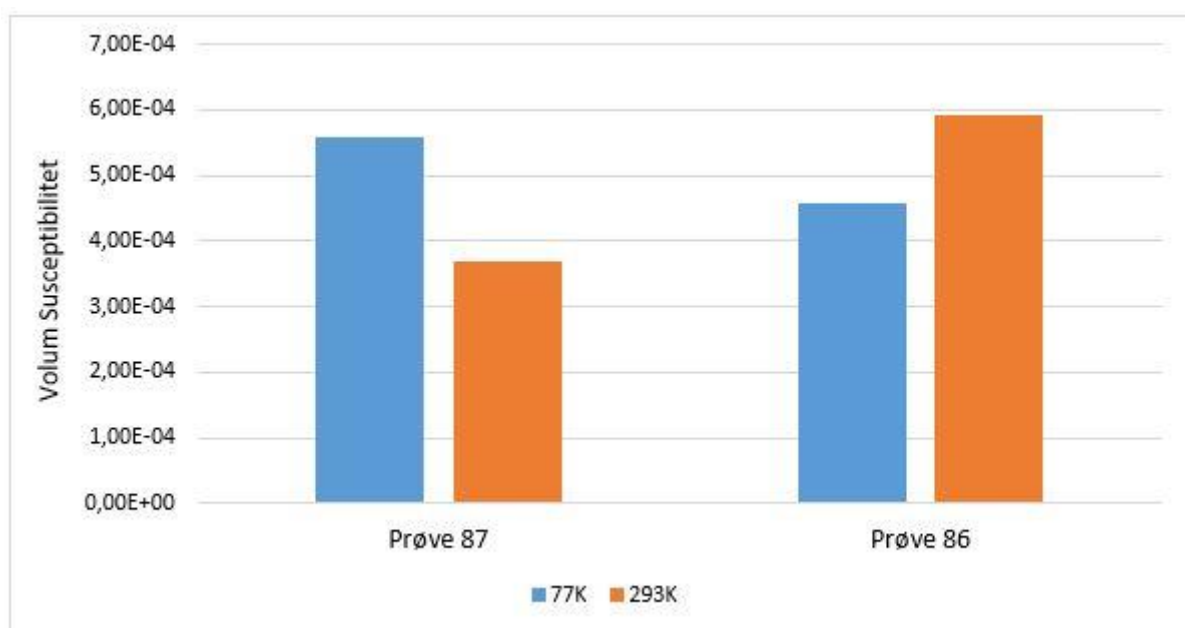
### Oppsummering:

Forvittringsmaterialet har låge, men like teljeratar (cps) for silisium (Si). 2500 cps for prøve 86, og 2900 cps for prøve 87. Teljerata for kalium (K) syner noko forskjell mellom prøvane, 9200 cps (prøve 86) mot 6400 cps (prøve 87). Kalsium (Ca) syner 23800 cps for prøve 86 og 34100 cps for prøve 87.

Dei to prøvane har og svært lik teljerate for titan (Ti), prøve 86 med 16500 cps og prøve 87 med 16200 cps. Det same gjeld for jern (Fe), prøve 86 med 59000 cps og prøve 87 med 55200 cps. Mangan (Mn) har ei teljerate på 1500 cps for prøve 86 og 1100 for prøve 87. For elementet argon (Ar) har prøve 86 600 cps og prøve 87 600 cps.

### *MILJØMAGNETISME*

Diagrammet under (*figur 32*) syner den magnetiske volum susceptibiliteten til dei to forvittrings prøvane ved dei to tilstandane, 77K (-196°C) og 293K (20°C). 77K vert synt som blå søyle, medan 293K vert synt som oransje søyle.



*Figur 32* Søylen syner den magnetiske volum susceptibiliteten til dei to prøvane ved dei to ulike tilstandane, 77K (-196°C) og 293K (20°C). 77K vert synt som blå søyle, medan 293K vert synt som oransje søyle.

### Oppsummering:

Dei to prøvane skil seg delvis frå kvarandre ved at prøve 86 har høgare verdiar for magnetisk volum susceptibilitet ved romtemperatur (293K) enn ved frosen tilstand (77K)

### 4.1.3 Fluvialt materiale

Dei to fluviale prøvane er samla inn på den nordvestlege sida av vatnet, mellom demningen og halvøya (figur 9).

Tabellen syner lokaliseringa til dei to fluviale prøvane, ved koordinatar og moh, samt ei generell beskriving av prøvelokalitet.

Tabell 8 Prøvenamn, koordinatar, beskriving og tolking av prøvelokalitet 93 og 95.

Prøvenamn	UTM- koordinatar, moh	Beskriving
93	32V 35740.4 6682124.8 963 moh	Prøvelokaliteten er ein bekk som startar svært høgt og bratt. Prøvepunktet er 3-4 meter over vassnivået til vatnet, i ein roleg del av bekken. Prøvematerialet inneheld mykje organisk materiale, og har kornstorleikar frå silt/ fin sand og opp til stor stein. Det er observert store blokker i området.
	Tolking	Ut frå observasjonar gjort ved lokaliteten er avsettinga tolka til å vere fluvialt materiale.
95	32V 357405.9 6682234 1040 moh	Prøvelokaliteten ligg i ei lita fjellelv. Det ligg nokon store blokker i elvelaupet, samt ein del større stein. Prøven inneheld ein del organisk materiale, og kornstorleikar går frå silt til grov sand. Rundt prøvelokaliteten er det observert ein del stein av varierende storleik.
	Tolking	Ut frå observasjonar gjort ved lokaliteten er avsettinga tolka til å vere fluvialt materiale.

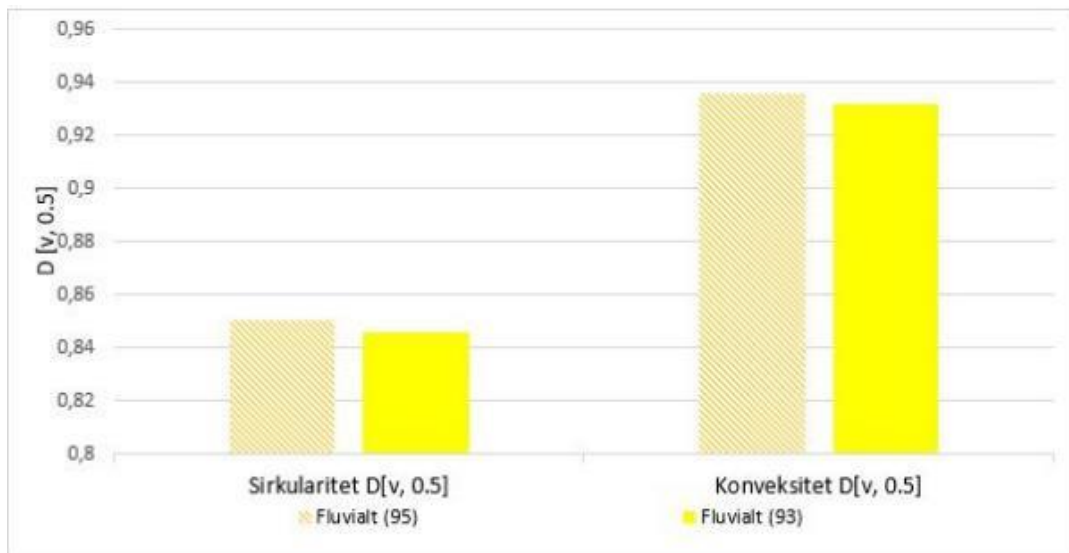


Figur 33 Bilete til vestre syner prøvelokalitet 93 og bilete til høgre syner prøvelokalitet 95.



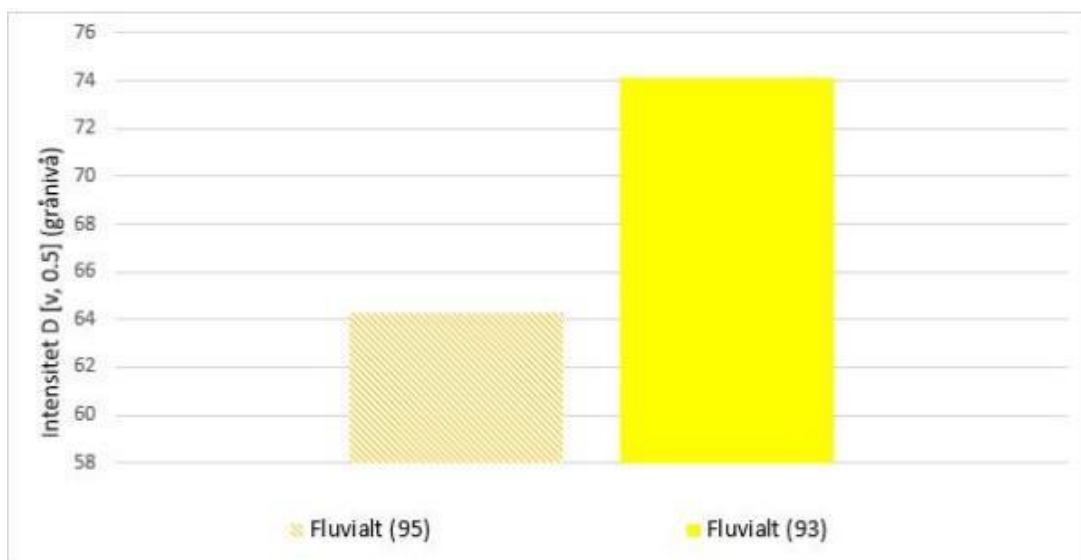
*MORPHOLOGY G3*

Diagrammet under (*figur 34*) syner sirkularitets- og konveksitetsverdiane for dei to fluviale prøvane. Det er svært liten forskjell mellom dei to prøvane, og prøve 95 har dei høgste verdiane. Konveksitetsverdiane er høgare enn sirkularitetsverdiane.



*Figur 34* Diagrammet syner sirkularitets- og konveksitetsverdiane for dei to fluviale prøvane, 93 (signal gul) og 95 (skravert gul) Det er svært liten forskjell mellom dei to prøvane, og prøve 95 har dei høgste verdiane. Konveksitetsverdiane er høgare enn verdiane for sirkularitet.

Intensitetsverdiane til det fluviale materialet vert synt i *figur 35*. Det er noko forskjell mellom dei to prøvane, 74,11 for prøve 93 og 64,29 for prøve 95.



*Figur 35* Grafen syner intensitetsverdiane til det fluviale materialet. Det er noko forskjell mellom dei to prøvane, 74,11 for prøve 93 (signal gul) og 64,29 for prøve 95 (skravert gul).

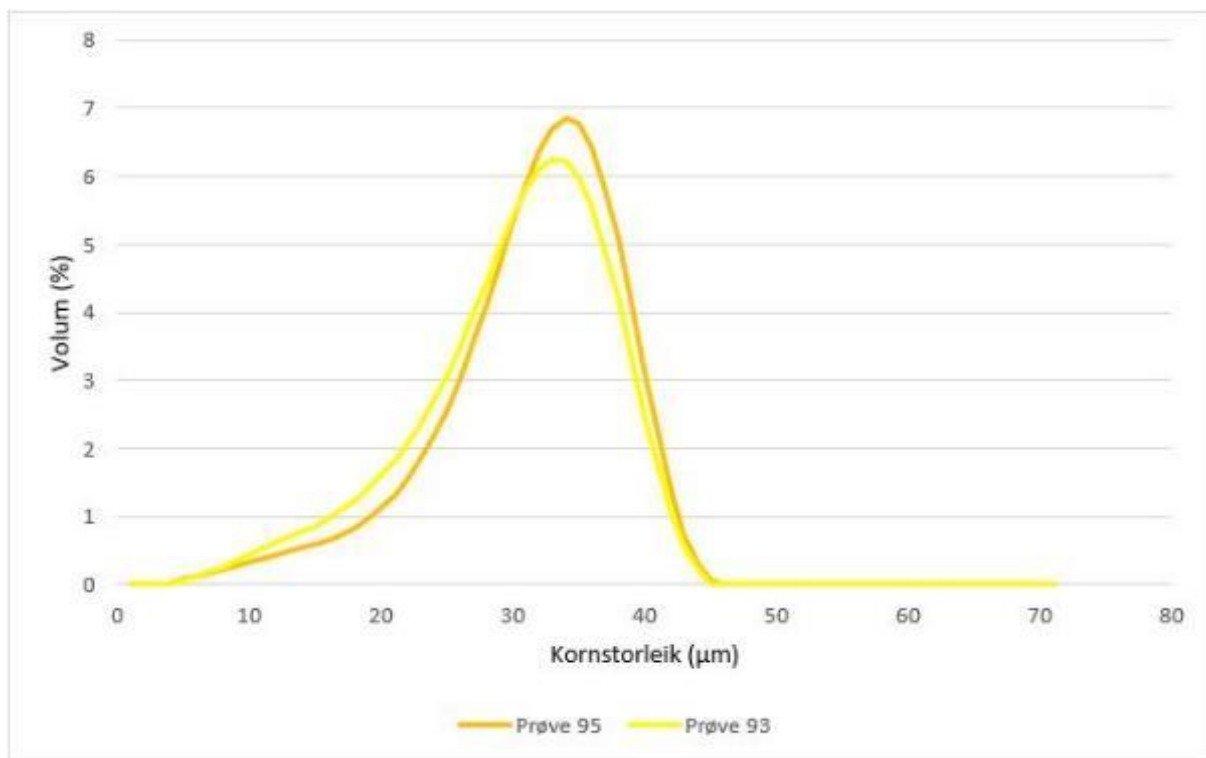
Oppsummering:

Prøve 95 har ein noko høgare sirkularitets- og konveksitetsverdi samanlikna med prøve 93. Forskjellen mellom dei to prøvane er svært liten og kjem først ved andre og tredje desimalen.

Prøve 93 har ein høgare intensitets verdi i forhold til prøve 95, 74 mot 64

*MASTERSIZER 3000*

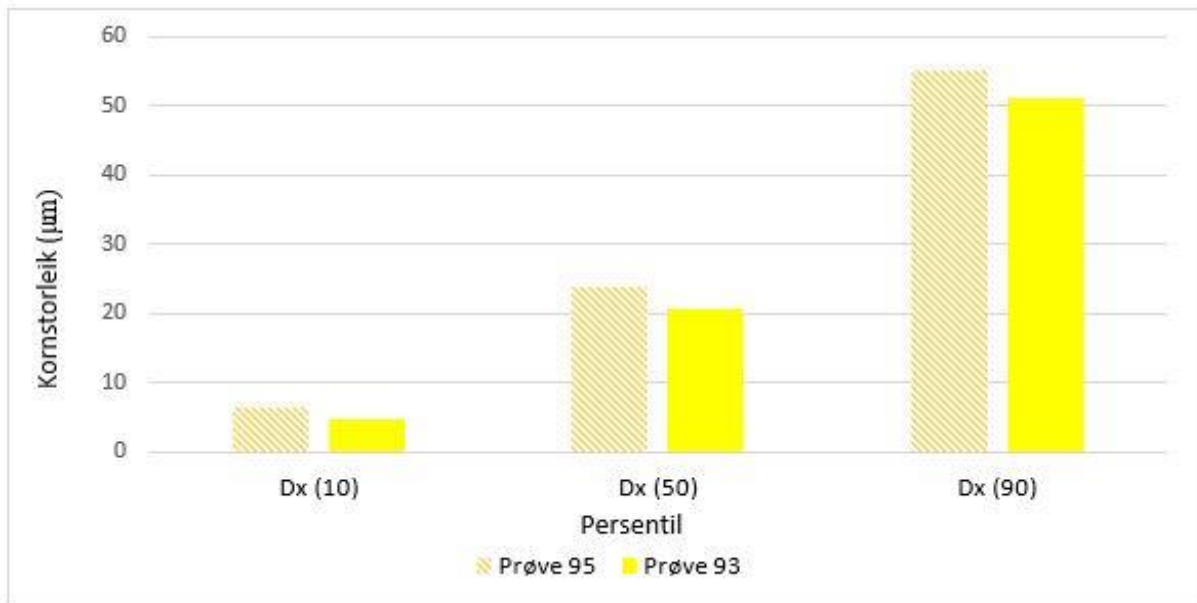
Kurva under (*figur 36*) syner den prosentmessige kornfordelinga basert på storleik. Ein kan sjå at prøve 95 har ein høgare prosentdel grove korn enn det som er tilfellet for prøve 93.



Figur 36 Kurva syner prosentmessige volumfordeling av korn basert på storleik. Ein kan sjå at prøve 95 (mørk gul) har ein høgare prosentdel grove korn enn det som er tilfellet for prøve 93 (signal gul).

Grafen under (*figur 37*) syner kornstorleikane ved tiande Dx(10)-, femtiande Dx(50)- og nittiande Dx(90) persentil for dei to fluviale prøvane. Det er noko forskjell mellom dei to prøvane, der prøve 95 har dei grovaste kornstorleikane.





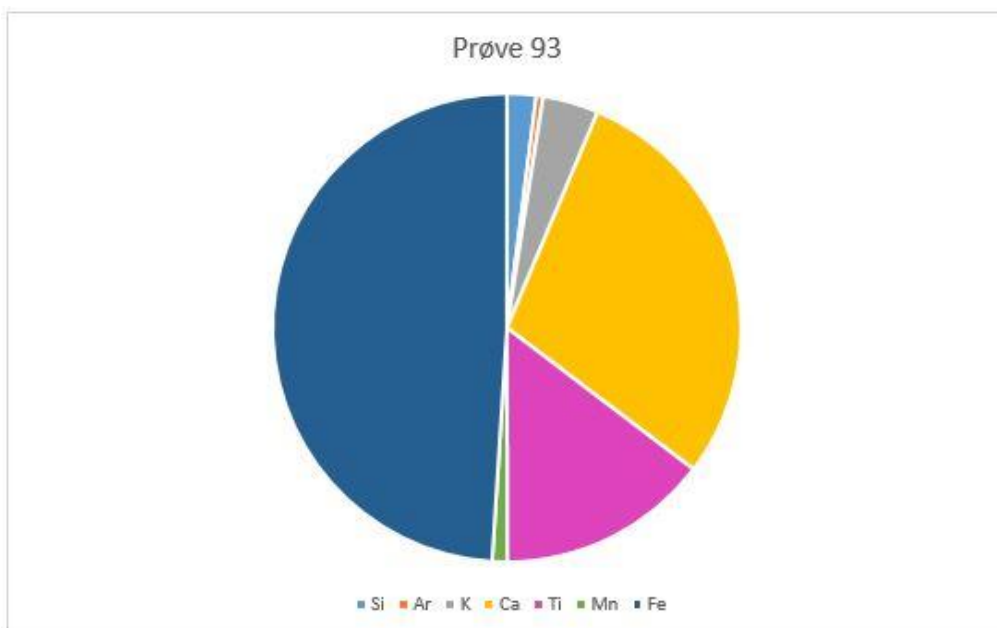
Figur 37 Grafen syner kornstorleiken ved tiande Dx(10)-, femtiande Dx(50)- og nittiande Dx(90) persentil for dei to fluviale prøvane, 93 (signal gul) og 95 (skravert gul).

#### Oppsummering:

Kornfordelingskurva for dei to prøvane syner relativt like verdiar. Prøve 95 har ein noko høgare prosentdel av kornstorleikane mellom 30 og 40  $\mu\text{m}$ . Søylen som representerer persentilane (figur 37) syner at prøve 95 har nok høgare kornstorleik samanlikna med prøve 93.

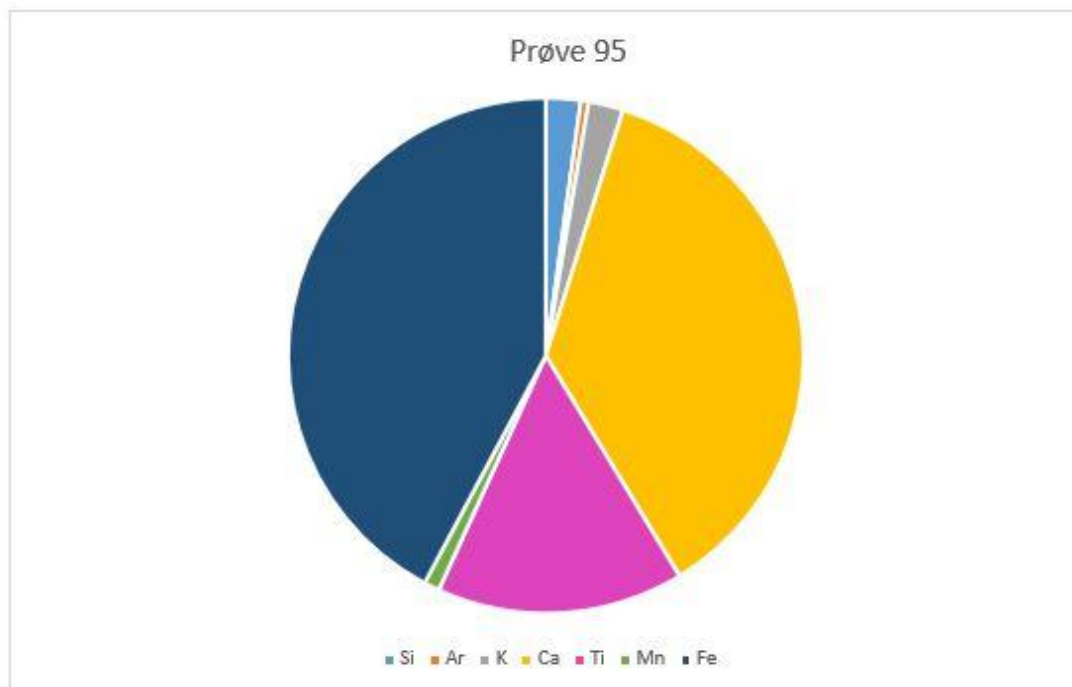
#### XRF

Diagrammet under (figur 38) syner den relative teljerata for elementa silisium (Si), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), mangan (Mn) og jern (Fe) hjå prøve 93.



Figur 38 Diagrammet syner den relative teljerata for elementa silisium (Si), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), mangan (Mn) og jern (Fe) for prøve 93.

Diagrammet under (*figur 39*) syner den relative teljerata for elementa silisium (Si), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), mangan (Mn) og jern (Fe) hjå prøve 95.



*Figur 39* Diagrammet syner den relative teljerata for elementa silisium (Si), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), mangan (Mn) og jern (Fe) for prøve 95.

#### Oppsummering:

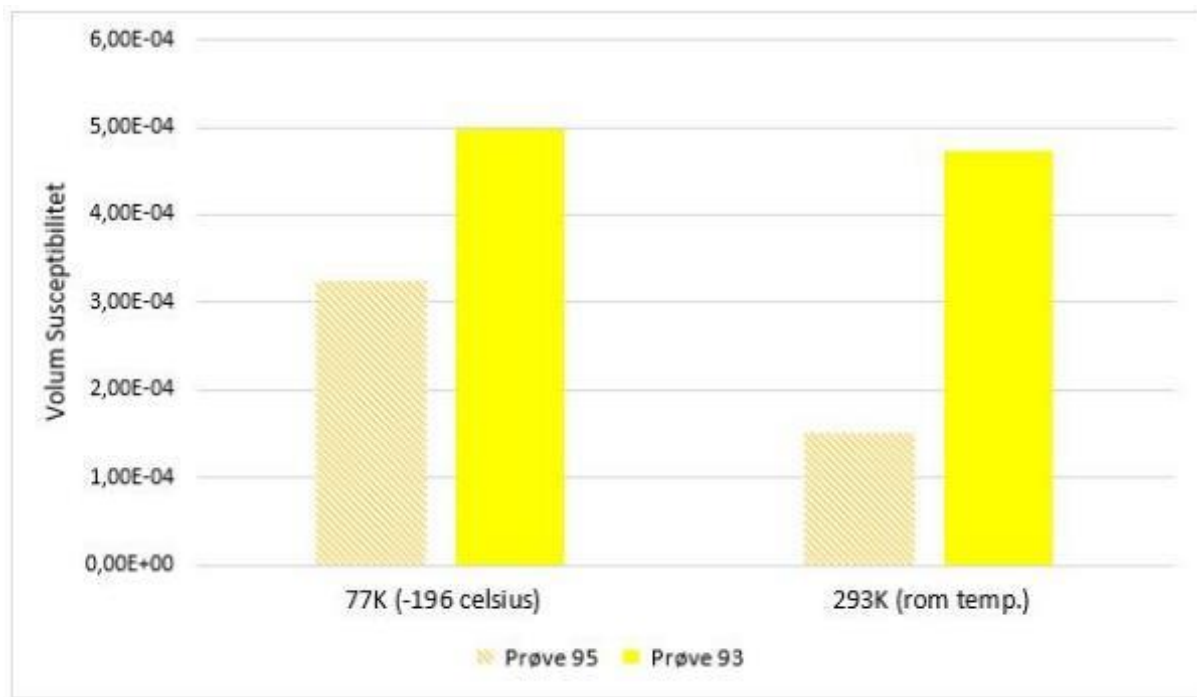
Silisium (Si) syner ei nokså lik teljerate for dei to prøvane. Prøve 95 har ei teljerate på 2600 cps og prøve 93 ei teljerate på 2500 cps. Argon (Ar) har ei teljerate på 600 cps for både prøve 93 og for prøve 95. Kalium syner 4700 cps for prøve 93 og 2600 cps for prøve 95. Kalsium (Ca) syner noko forskjell, teljerate 35600 cps for prøve 93 og 43100 cps for prøve 95. Prøve 93 syner 1300 cps for mangan (Mn), medan prøve 95 syner 1200 cps.

Teljerata for elementet titan (Ti) syner små forskjellar mellom dei to prøvane. Prøve 93 har ei teljerate på 18000 cps, medan prøve 95 har ei teljerate på 18300 cps.

Jern (Fe) gir svært høge teljeratar, og prøvane syner noko forskjell seg i mellom. Prøve 95 har ei teljerate på 49900 cps og prøve 93 har ei teljerate på 60200 cps.

*MILJØMAGNETISME*

Grafen under (*figur 40*) syner dei magnetisk volum susceptibilitetsverdiane oppnådd ved 293K (rom temp.) og ved 77K (-196°C). Prøve 93 (signal gul) syner høgare verdjar for begge tilstandane enn prøve 95 (skravert gul).



*Figur 40* Grafen syner magnetisk volum susceptibilitetsverdiane oppnådd ved 293K (rom temp.) og ved 77K (-196°C). Prøve 93 (signal gul) syner høgare verdjar for begge tilstandane enn prøve 95 (skravert gul).

Snittverdien for dei to prøvane syner at den magnetisk volum susceptibilitet målt ved 293K er på rundt 3,00E+001 (30), medan den magnetiske volum susceptibiliteten målt ved 77K er på nesten 4,00E+01 (40).

#### 4.1.4 Glasilakustrint og glasifluvialt materiale

Det vart tatt éin prøve med glasifluvialt materiale og éin prøve glasilakustrint materiale. Sjå *figur 9* for lokalisering i nedslagsfeltet. *Tabell 9* inneheld prøvenamn, koordinatar og ei generell beskriving av kvar prøvelokalitet.

*Tabell 9* Prøvenamn, koordinatar, beskriving og tolking av prøvelokalitet 75 og 90.

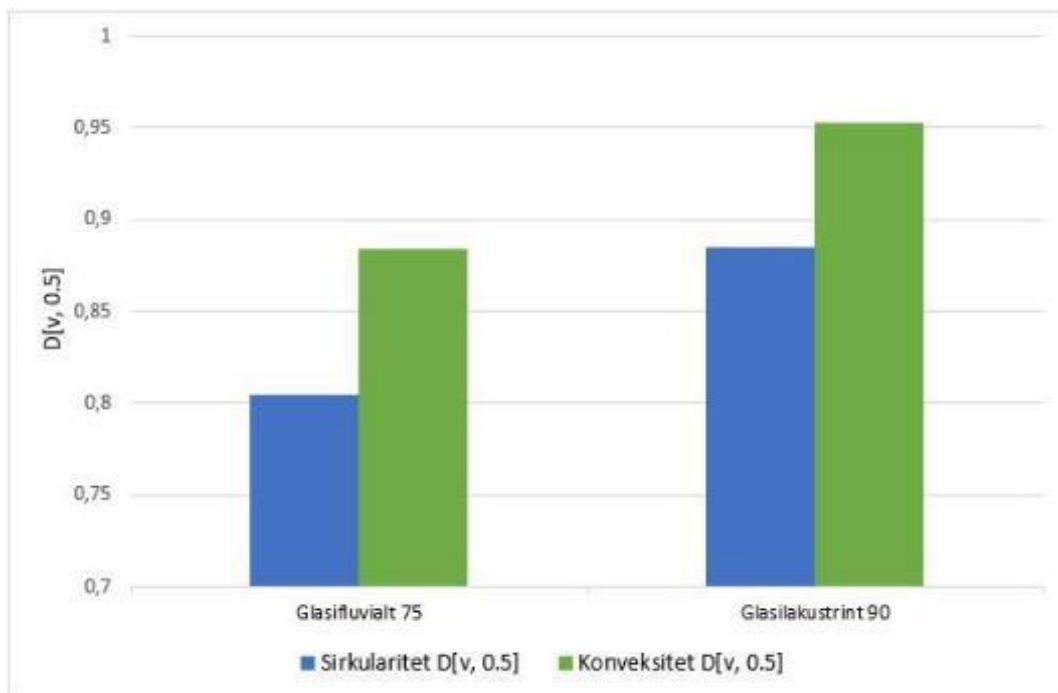
Prøvenamn	UTM- koordinatar, moh	Beskriving
75	32V 357719 6679430.2 1178 moh	Prøvelokaliteten er ved ei elv som kjem frå breen. Prøvematerialet består i hovudsak av leire og silt, og er godt sortert. Det er observert nokre blokker i området, samt mykje stein av varierende storleik.
	Tolking	Ut frå observasjonar gjort ved lokaliteten er materialet tolka til å vere glasifluvialt.
90	32V 358115.9 6679384.7 1225 moh	Prøvematerialet består av godt sortert leire til sand, og det er observert ei veksling mellom leire (mørk brun) og silt/ fin sand (lys brun) i snittet. På overflata er det observert grus, stein og nokre blokker (0,5 – 1m). Elles er terrenget undulerande, med haugar av finare avsetningar.
	Tolking	Ut frå observasjonar gjort ved lokaliteten er materialet tolka til å vere glasilakustrint.



*Figur 41* Bilete øvst syner prøvelokalitet 75 og bilete nedst syner prøvelokalitet 90.

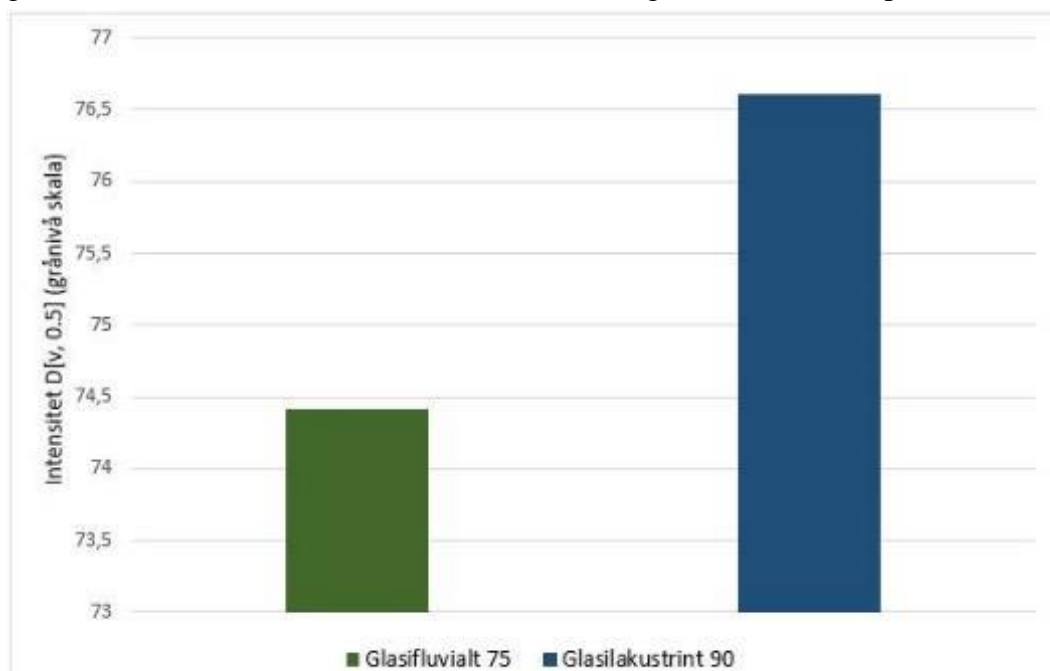
*MORPHOLOGY G3*

Diagrammet under (figur 42) syner verdien for sirkularitet (blå søyle) og konveksitet (grøn søyle) hjå glasfluvialt materiale (venstre) og glassilakustrint materiale (høgre).



Figur 42 Diagrammet syner snittverdien for sirkularitet (blå søyle) og konveksitet (grøn søyle) hjå det glasfluvialt materiale (venstre) og glassilakustrint materiale (høgre).

Figur 43 syner intensitetsverdien til dei to prøvane. Glasfluvialt har lågare intensitet enn det glassilakustrine materialet. Dei har verdiane 74,4 og 76,6 av ein total på 255 (kvit)



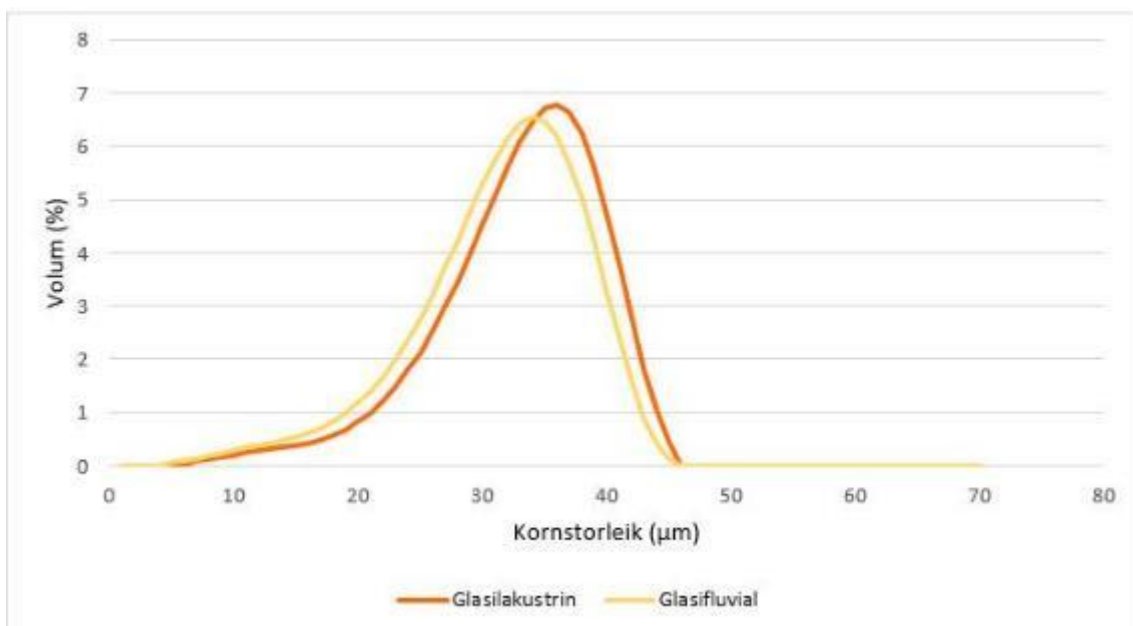
Figur 43 Diagrammet syner intensitetsverdien for dei to prøvane. Glasfluvialt- 75 (venstre) har ein lågare intensitet enn det glassilakustrine-90 (høgre) materialet. Dei har verdiane 74,4 og 76,6 av ein total på 255 (kvit)

Oppsummering:

Av ein maksimum verdi på 1 har den glasifluviale prøven ein høg sirkularitetsverdi på 0,8 og ein høg konveksitetsverdi med ca. 0,9. Intensiteten ligg på ca. 74,5. Det glasilakustrine materialet har ein høg sirkularitetsverdi (ca. 0,9) og ein høg konveksitetsverdi (0,95). Låg intensitetsverdi på 76,6 av maksimum 255. Begge prøvane syner ein låg intensitet.

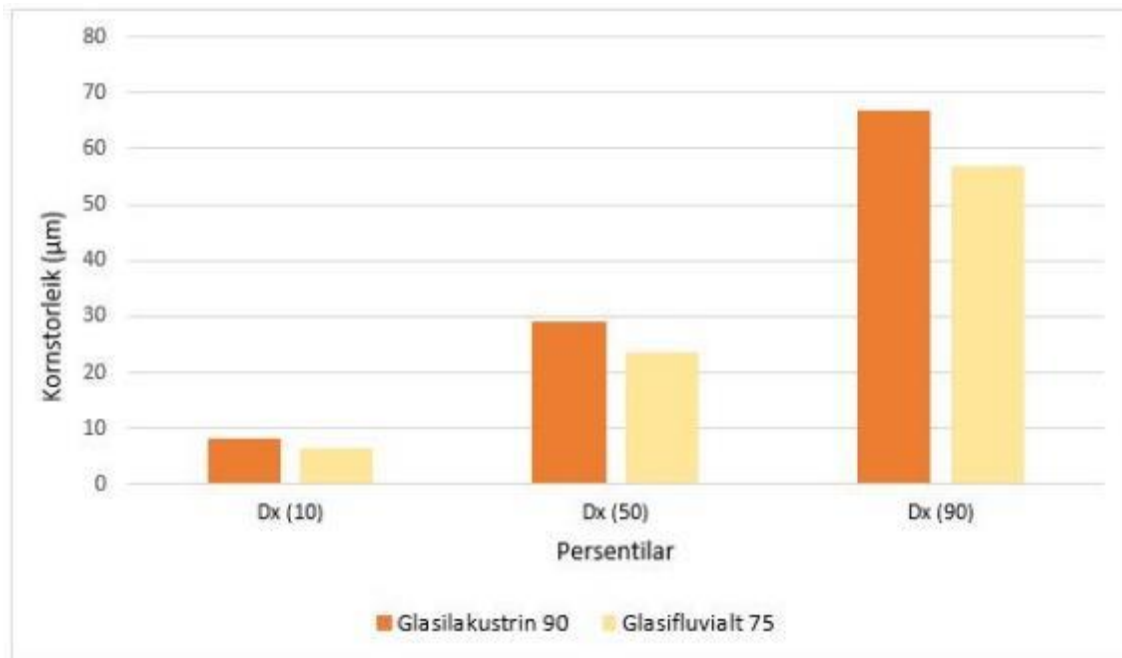
*MASTERSIZER*

Grafen under (*figur 44*) syner den prosentmessige volum fordelinga av kornstorleikar for dei to prøvane. Det glasilakustrine materialet har lågare tal fine partiklar samanlikna med det glasifluviale materialet. Ved toppen på kurva kryssar prøvane kvarandre, og det glasilakustrine materialet får fleire grove partiklar enn det glasifluviale materialet.



Figur 44 Grafen syner den prosentmessige volum fordelinga av kornstorleikar for dei to prøvane. Det glasilakustrine materialet (oransje) har lågare tal fine partiklar samanlikna med det glasifluviale materialet (gul). Ved toppen på kurva kryssar prøvane kvarandre, og det glasilakustrine materialet får fleire grove partiklar enn det glasifluviale materialet.

Diagrammet på neste side (*figur 45*) syner kornstorleiken for persentilane Dx(10), Dx(50) og Dx(90) hjå dei to prøvane. Det glasilakustrine materialet (oransje) har noko grovare kornstorleik hjå alle persentilane.



Figur 45 Diagrammet syner kornstorleiken for persentilane Dx(10), Dx(50 og Dx(90) hjå dei to prøvane. Det glasilakustrine materialet (oransje) har noko grovare kornstorleik hjå alle persentilane

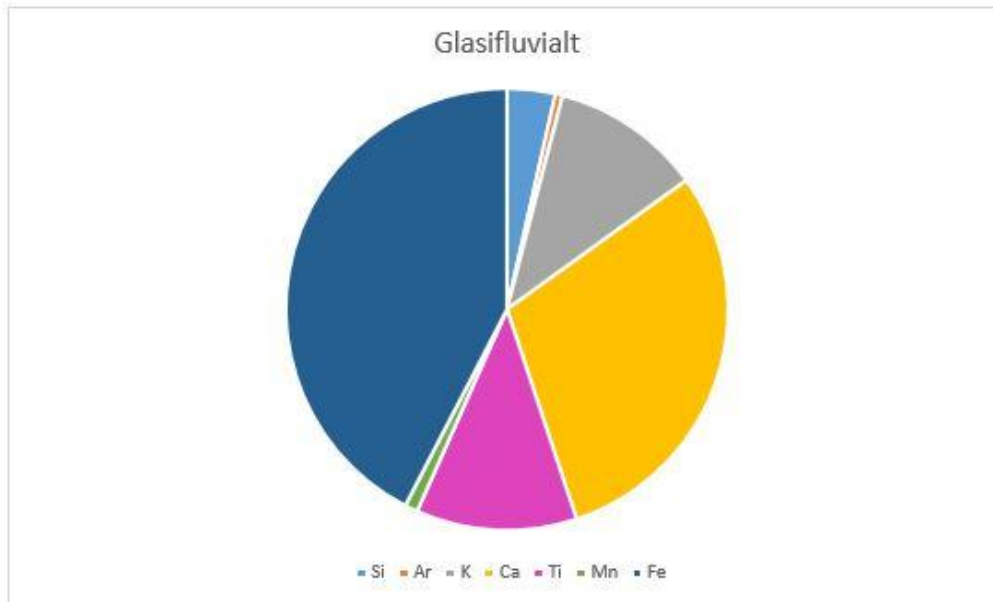
### Oppsummering

Kornfordelingskurva syner at det glasilakustrine materialet har meir grovt materiale enn det glasifluviale, og mindre av det finaste materialet. Dette kan og sjåast i diagrammet for persentilane.

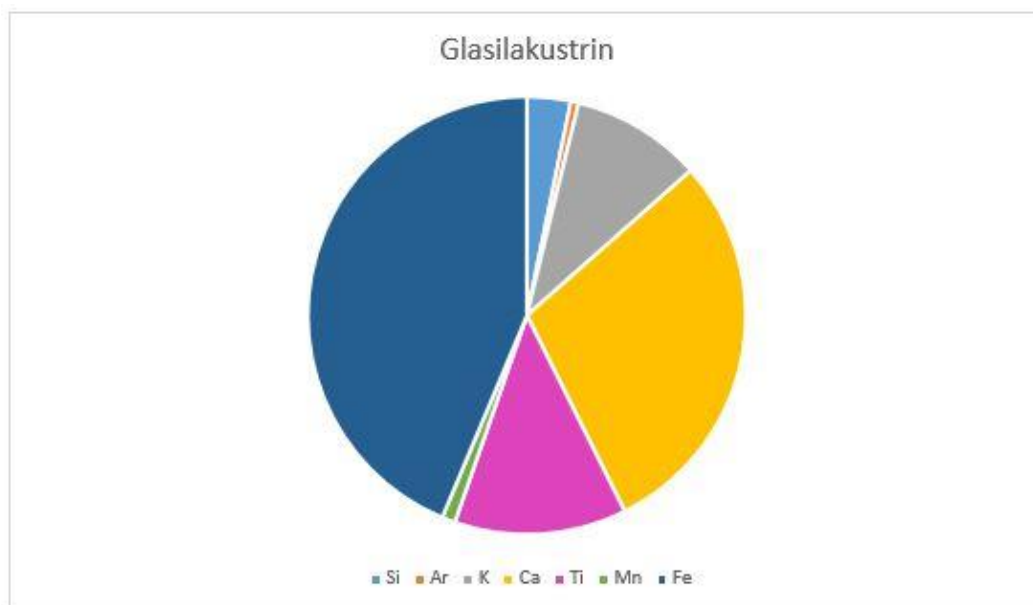


## XRF

Diagramma under syner den relative teljerata for dei utvalte geokjemiske elementa hjå det glasifluviale materialet (*figur 46*) og det glasilakustrine materialet (*figur 47*). Ein kan sjå at prøvane har høgast teljerate for elementa jern (Fe), kalsium (Ca), titan (Ti), kalium (K) og silisium (Si). Geokjemien til dei to prøvane er svært lik.



*Figur 46* Diagrammet syner den relative teljerata for utvalte element for det glasifluviale materialet. Ein kan sjå at prøven har høgast teljerate for elementa jern (Fe), kalsium (Ca), titan (Ti) og kalium (K)



*Figur 47* Diagrammet syner den relative teljerata for utvalte elementa for den glasilakustrine avsettinga. Ein kan sjå at prøven har høgast teljerate for elementa jern (Fe), kalsium (Ca), titan (Ti) og kalium (K).



### Oppsummering

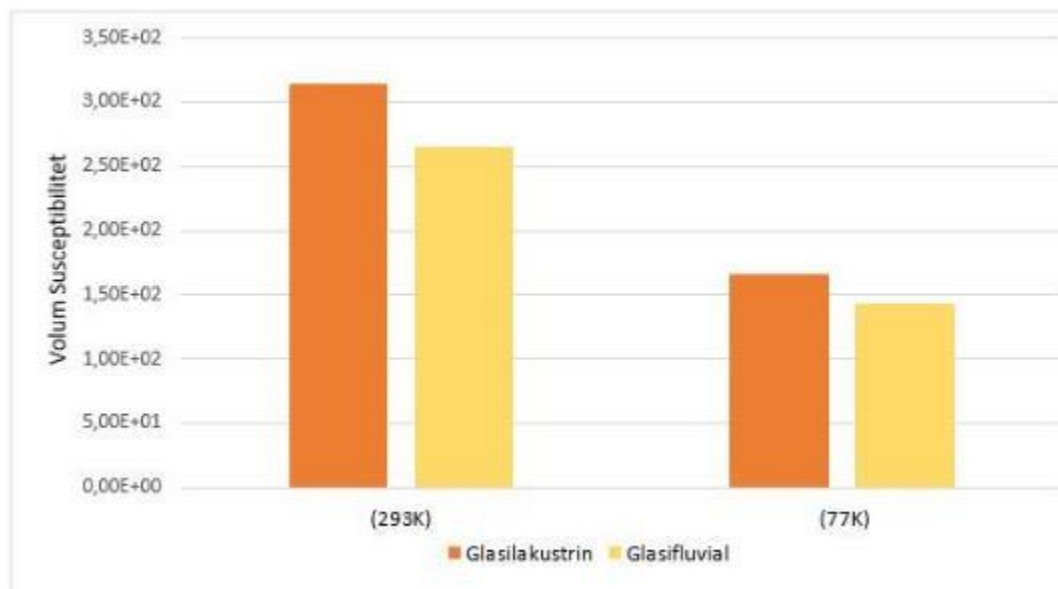
Dei ulike geokjemiske elementa syner små forskjellar mellom dei to prøvane. Silisium (Si) har i det glasilakustrine materialet ei teljerate på 3400 cps og i det glasifluviale materialet ei teljerate på 3700 cps. Det glasilakustrine materialet har ei kalium (K) teljerate på 10100 cps, noko mindre enn i det glasifluviale materialet med ei teljerate på 11600 cps.

Titan (Ti) har i det glasilakustrine materialet ei teljerate på 13300 cps som er noko høgare enn det glasifluviale materialet med teljerate på 12400 cps. For kalsium (Ca) har det glasilakustrine materialet har teljerate 30500 cps som er noko lågare enn det glasifluviale materialet med teljerate 31500 cps.

Jern (Fe) utgjer storparten av begge prøvane, og har ei teljerate på 45700 cps i det glasilakustrine materialet og 44900 cps for det glasifluviale materialet.

### *MILJØMAGNETISME*

Diagrammet under (*figur 48*) syner den magnetiske volum susceptibiliteten til dei to prøvane, både ved 293K (rom temp.) og ved 77K (-196°C). Det glasilakustrine materialet syner høgare magnetisk susceptibilitetsverdiar for 293K. Den magnetiske susceptibiliteten oppnådd ved 77K (frosen tilstand) syner små forskjellar mellom dei to prøvane.



Figur 48 Diagrammet syner den magnetiske volum susceptibiliteten til dei to prøvane, både ved 293K (rom temp.) og ved 77K (-196°C). Glasilakustrint vert synt i oransje, medan glasifluvialt vert synt i gul 48

#### 4.1.5 Talus materiale

Prøvematerialet er henta frå den nordvestlege sida av vatnet, begge på sørvest- sida av utstikkaren/halvøya som deler vatnet inn i to basseng. Det var svært vanskeleg å finne noko talus materiale då det vert vaska vekk av regn, og dermed ligg under/mellom store blokker eller er transportert ut i vatnet (*figur 9*). Dei to prøvelokalitetane skil seg frå kvarandre ved at prøvelokalitet 94 ligg i eit område med svært mykje vegetasjon samanlikna med prøvelokalitet 96. Prøvenamn, koordinatar og generell beskriving av prøvelokalitetane kan lesast av i *tabell 10*.

Tabell 10 Prøvenamn, koordinatar og beskriving av talusmaterialet, prøvelokalitet 94 og 96.

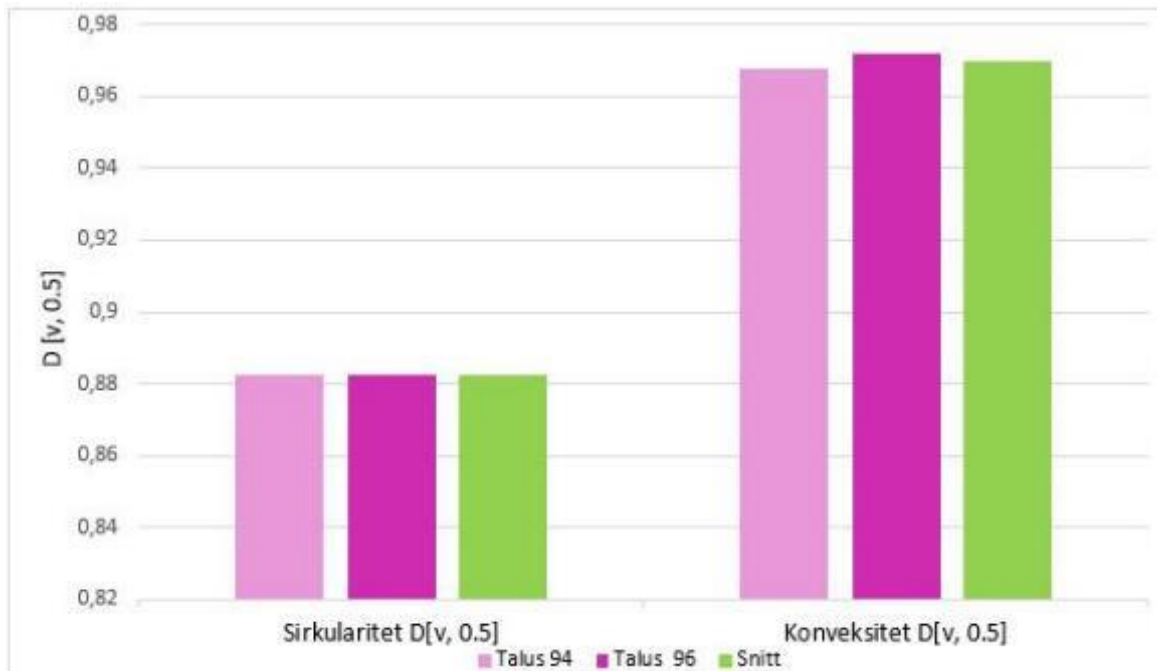
Prøvenamn	UTM- koordinatar, moh	Beskriving
94	32V 357711.6 6682214.2 965 moh (utlaup) 990 moh (rotpunkt)	Prøvematerialet er samla inn ved utlaupet til skredvifta, nokre få meter over vassnivået (ca.965 moh). Prøven inneheld mykje organisk materiale, og har kornstorleik mellom silt og fin sand.
	Tolking	Observasjonar gjort ved lokaliteten gjer at materialet er tolka som talus.
96	32V 357412.2 6682083.2 962 moh	Prøvematerialet er skrapa av store steinar/ mindre blokker i nærleik til rot punktet til vifta. Det er observert kartlav på blokkene, men elles svært lite vegetasjon. Over vifta aukar vegetasjonen.
	Tolking	Ut frå observasjonane gjort ved lokaliteten er materialet tolka til å vere talus.



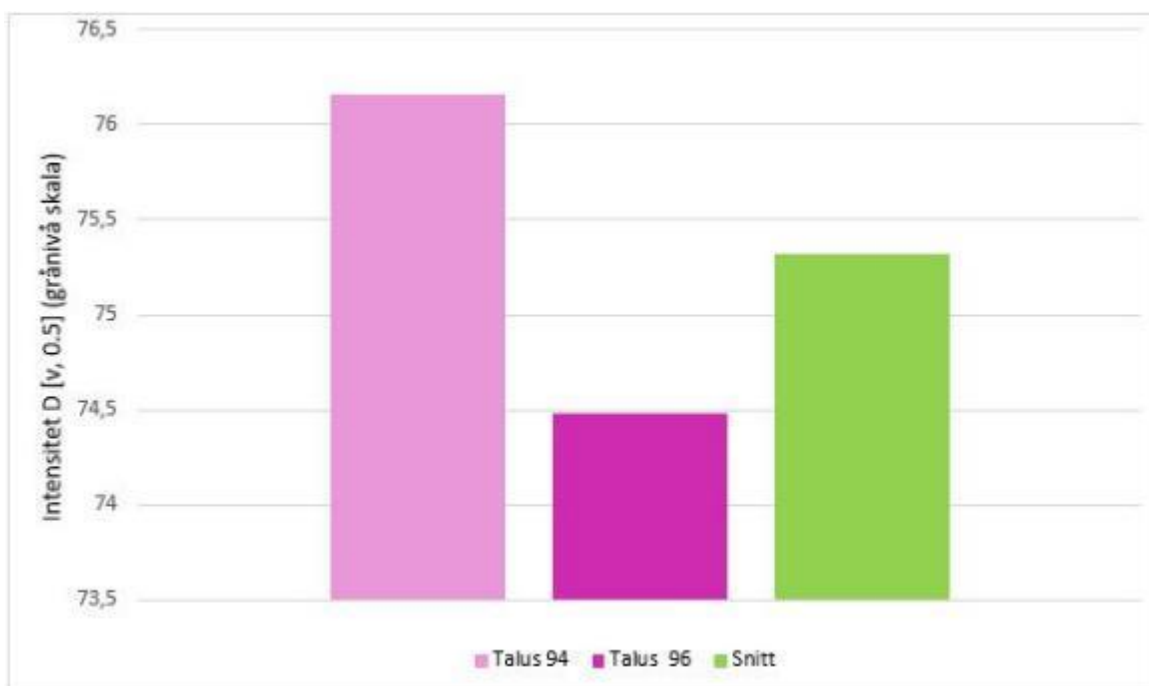
Figur 49 Bilete over syner prøvelokalitet 94, medan det nedste bilete syner prøvelokalitet 96. Dei to prøvelokalitetane skil seg frå kvarandre ved at prøvelokalitet 94 ligg i eit område med svært mykje vegetasjon samanlikna med prøvelokalitet 96

*MORPHOLOGY G3*

Diagram *figur 50* syner sirkularitets- og konveksitetsverdiane for dei to prøvane. Ein kan sjå at det er svært lite som skil dei to prøvane frå kvarandre. Skilnaden kjem ført ved andre desimalen. Prøvene syner svært høge konveksitetsverdiar, 0.96 av 1. *Figur 51* syner intensiteten til dei to prøvane, som er svært lik.



*Figur 50* Søylen syner sirkularitets- og konveksitetsverdiane for talus materialet, prøve 94 (lys rosa) og prøve 96 (mørk rosa). Ein kan sjå at det er svært lite som skil dei to prøvane frå kvarandre. Skilnaden kjem ført ved andre desimalen. Prøvene syner svært høge konveksitetsverdiar, 0.96 av 1.



*Figur 51* Intensitetsverdi for prøve 94 (lys rosa) og 96 (mørk rosa). Det er svært lite som skil dei to prøvane frå kvarandre, 74,5 (96) mot 76,2 (94).

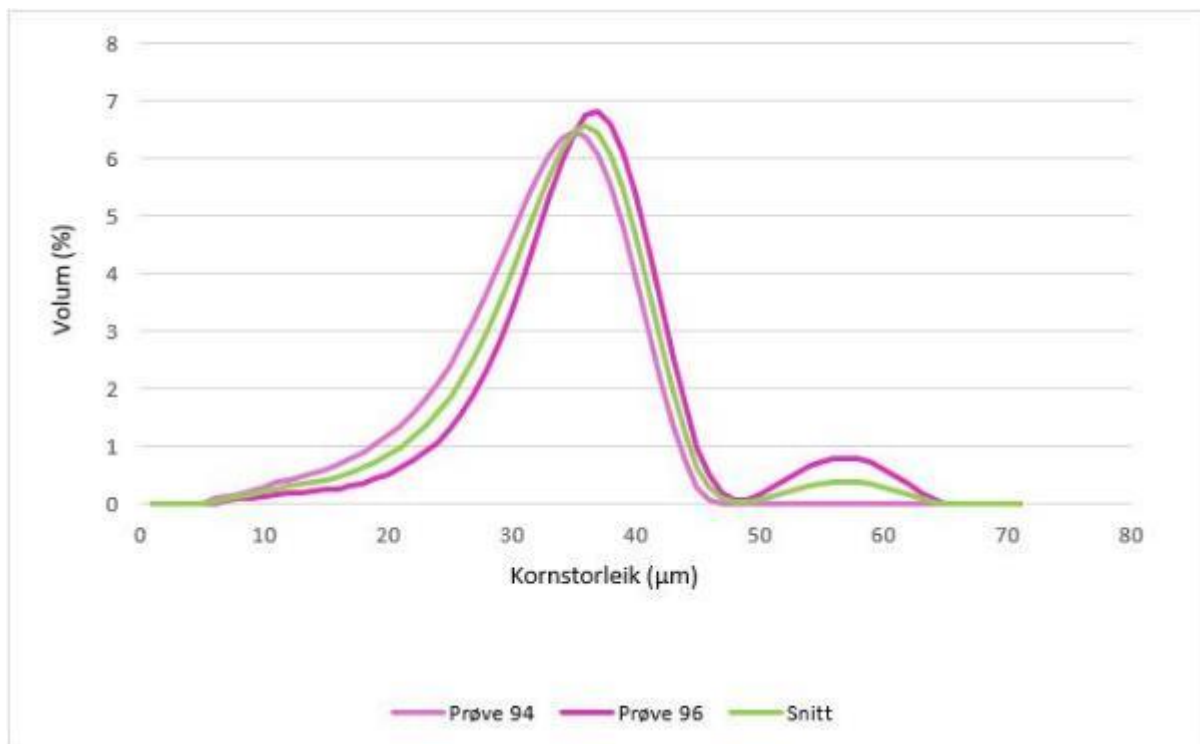
Oppsummering:

Begge prøvane har ein høg sirkularitet, med totalsnitt på 0,8823 av ein maksimum verdi på 1. Totalsnittet for dei to prøvane syner ein konveksitetsverdi på 0,969675, noko som er svært høgt.

Intensiteten syner ein total snitt verdi på 75, 32125 på skala frå 0 (svart) til 255 (kvit).

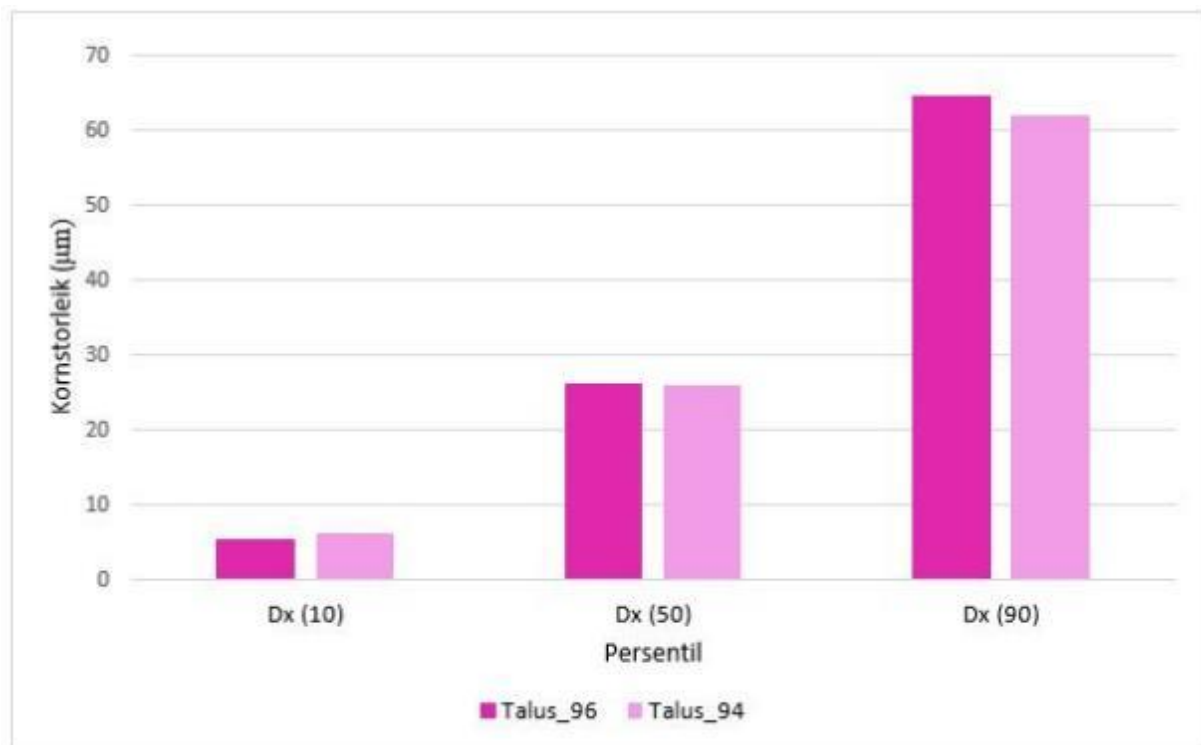
*MASTERSIZER 3000*

Fordelinga av kornstorleikar syner liten skilnad mellom dei to talus prøvane (*figur 52*). Kurva for prøve 96 (mørk rosa), som vart skrapa av blokker i skredvifta, syner at materialet inneheld færre partiklar med dei finaste kornstorleikane, samanlikna med prøve 94 fram mot toppen av grafen. Ved toppen til prøve 94 kryssar kurvene kvarandre, og ein kan sjå at prøve 96 inneheld fleire partiklar av dei grovare storleikane. Begge prøvane har ein «hale» som strekker seg frå 47  $\mu\text{m}$  og forbi 70  $\mu\text{m}$ . Halen til prøve 94 er eit resultat av kornstorleikar med 0-verdiar, medan prøve 96 har ein volumprosent opp mot 1 for kornstorleikar mellom 50 og 60  $\mu\text{m}$ .



*Figur 52 Kurva syner den prosentmessige fordelinga av dei ulike kornstorleikane hjå dei to prøvane. Ein kan sjå at det er liten forskjell i kornfordelinga. Prøve 94 (lys rosa) inneheld meir finkorna materiale enn prøve 96 (mørk rosa). Ein kan sjå at begge prøvane har ein «hale» som strekker seg frå 47  $\mu\text{m}$  og forbi 70  $\mu\text{m}$ . Halen til prøve 94 er eit resultat av kornstorleikar med 0-verdiar, medan prøve 96 har ein volumprosent opp mot 1 for kornstorleikar mellom 50 og 60  $\mu\text{m}$ .*

Ut frå diagrammet under (*figur 53*) kan ein sjå at forskjellen i kornstorleik mellom dei to er minimal. Prøve 96 inneheld mindre av Dx(10) storleikar, og meir av Dx(90) storleikar samanlikna med prøve 94



*Figur 53* Søylenes viser kornstorleiken knytt til Dx(10), Dx(50) og Dx(90) persentilane. Ut frå diagrammet kan ein sjå at forskjellen i kornstorleik mellom dei to prøvane er minimal. Prøve 96 (mørk rosa) inneheld mindre av Dx(10) storleikar, og meir av Dx(90) storleikar samanlikna med prøve 94 (lys rosa).

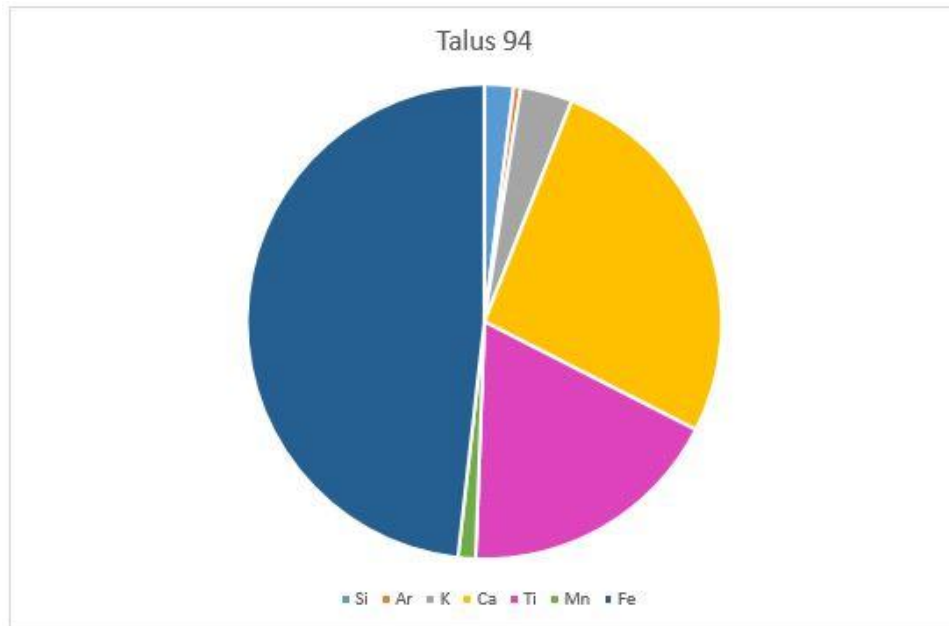
#### Oppsummering:

Kornfordelingskurva syner at prøve 96 har færre finkorna partiklar, men fleire grove, samanlikna med prøve 94. Kurvene for prøvane kryssar kvarandre ved 35µm og 6,45 volumprosent.

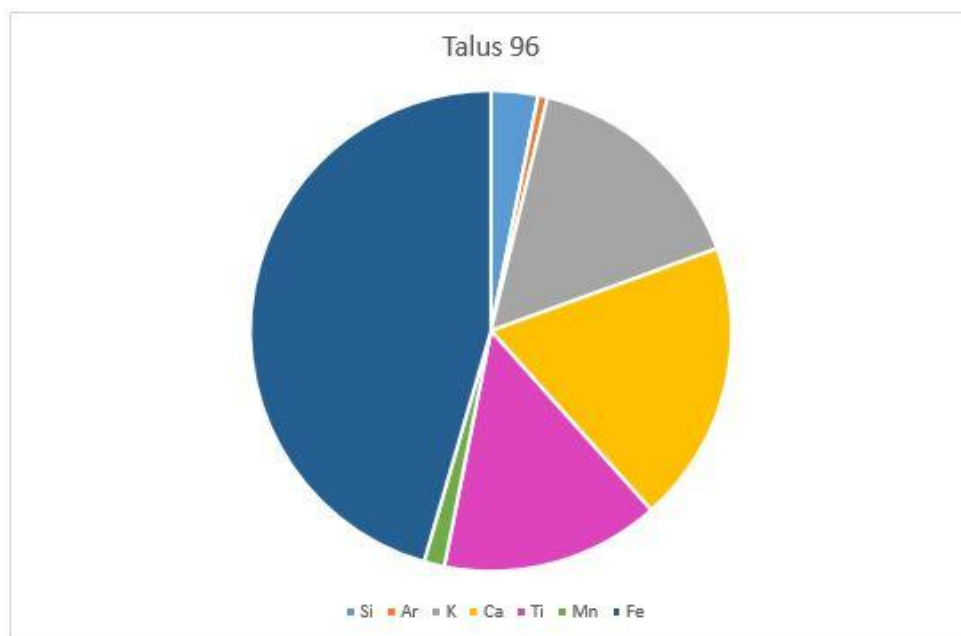
Søylenes for tiande Dx(10)-, femtiande Dx(50)- og nittiande Dx(90) persentil syner ein grovare kornstorleik for prøve 96 samanlikna med prøve 94.

*XRF*

Diagramma under syner den relative teljerata (cps) for elementa silisium (Si), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), mangan (Mn) og jern (Fe) hjå prøve 94 (*figur 54*) og prøve 96 (*figur 55*).



*Figur 54* Diagrammet syner den relative teljerata (cps) for elementa silisium (Si), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), mangan (Mn) og jern (Fe) for prøve 94.



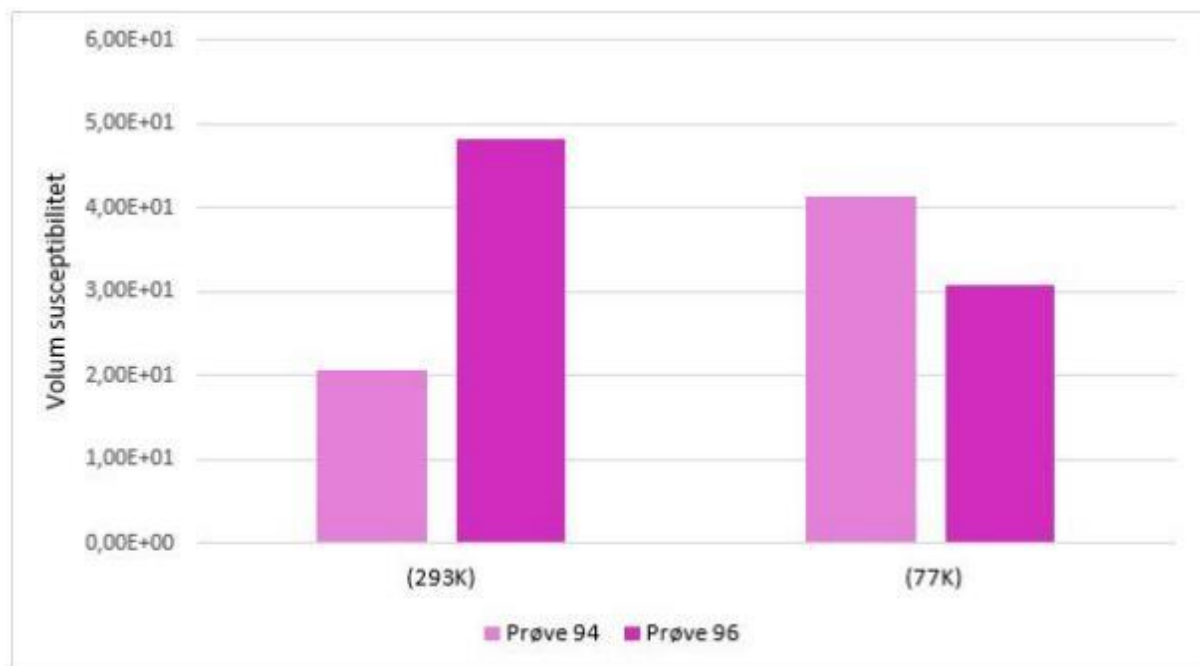
*Figur 55* Diagrammet syner den relative teljerata (cps) for elementa silisium (Si), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), mangan (Mn) og jern (Fe) for prøve 96.

Oppsummering:

Silisium (Si) syner svært like teljeratar for dei to prøvane. Prøve 94 har ei teljerate på 2400 cps, medan prøve 96 har ei teljerate på 2800 cps. For mangan (Mn) har prøvene låge teljeratar, men relativt like verdiar. Prøve 94 har ei teljerate på 1500 cps og prøve 96 har ei teljerate på 1200 cps. Jern (Fe) har svært høge teljingar, 58800 cps for prøve 94 og 40500 cps for prøve 96. Titan (Ti) syner nokså like teljeratar for dei to prøvane. Prøve 94 har ei teljerate på 22000, medan prøve 96 har ei teljerate på 13100. Prøve 94 syner høgare teljerate for kalsium (Ca), med 32100 cps mot 16900 cps for prøve 96. Medan prøve 96 syner høgare teljerate for kalium (K), med 13900 cps mot 4300 cps.

## MILJØMAGNETISME

Diagrammet under (*figur 56*) syner dei magnetiske volum susceptibilitetsverdiene knytt til dei to tilstandane materialet vart målt under, 77K og 293K for prøve 94 og 96.



Figur 56 Diagrammet syner magnetisk volum susceptibilitetsverdiar knytt til dei to tilstandane materialet vart målt under, 77K og 293K. Prøve 94 (lys rosa) har lågare verdiar ved 293K, og høgare verdiar ved 77K.

Oppsummering:

Prøve 94 syner lågare magnetiske susceptibilitetsverdiar enn prøve 96 ved 293K (rom temp.), men høgare verdiar ved frosen tilstand (77K).

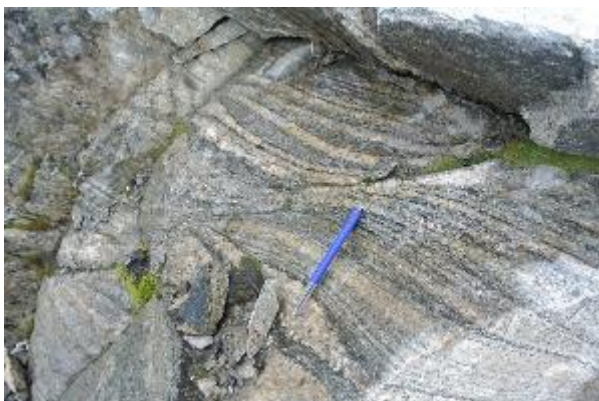


#### 4.1.6 Berggrunnsprøver

Bergartsprøvane er samla inn ved hjelp av vinkelslipar, i området frå Folgefonna Sommarskisenter og langs med sørvest sida av vatnet. Sjå *figur 9* for lokalitet. I *tabell 11* står prøvenamnet til kvar berggrunnsprøve, samt koordinatar og ei generell beskriving av prøvelokalitetane.

Tabell 11 Prøvenamn, koordinatar og beskriving av prøvelokalitetane 76,78, 84 og 85

Prøvenamn	UTM- koordinatar, moh	Beskriving
76	32V 357742.1 6679456.1 1181 moh	Bergarten veksla mellom lys og mørke lag. Finkorna bergart. Prøven er tatt i nærleik til prøvelokalitet 75, langs ei vegskjæring.
	Tolking	Bergarten er tolka til meta- andesitt
78	32V 357895.8 6680610.6 989 moh	Vanskeleg å fastsetje bergart, då den er dekkja av mose/ lav.
	Tolking	Bergarten er ikkje identifisert
84	32V 357705.9 6680220 1065 moh	Det er observert ei veksling mellom mørke og lyse lag. Bergartene er finkorna og forvittra.
	Tolking	Bergarten er tolka til meta- andesitt
85	32V 357613.4 6681231.4 1027 moh	Berggrunnsprøven er ikkje identifisert i felt.
	Tolking	Bergarten er ikkje identifisert og tolka



Figur 57 Bilete til venstre syner nærbilete av berggrunnen (meta- andesitt) ved lokalitet 76. Bilete til høgre syner eit oversiktbilete av lokaliteten.



Figur 58 Bilete til venstre syner nærbilete av berggrunnen ved lokalitet 78. Bilete til høgre syner eit oversiktbilete av lokaliteten.





Figur 59 Bilete til venstre syner eit nærbilete av berggrunn (meta- andesitt) ved lokalitet 84. Bilete til høgre syner ei oversikt av lokaliteten.



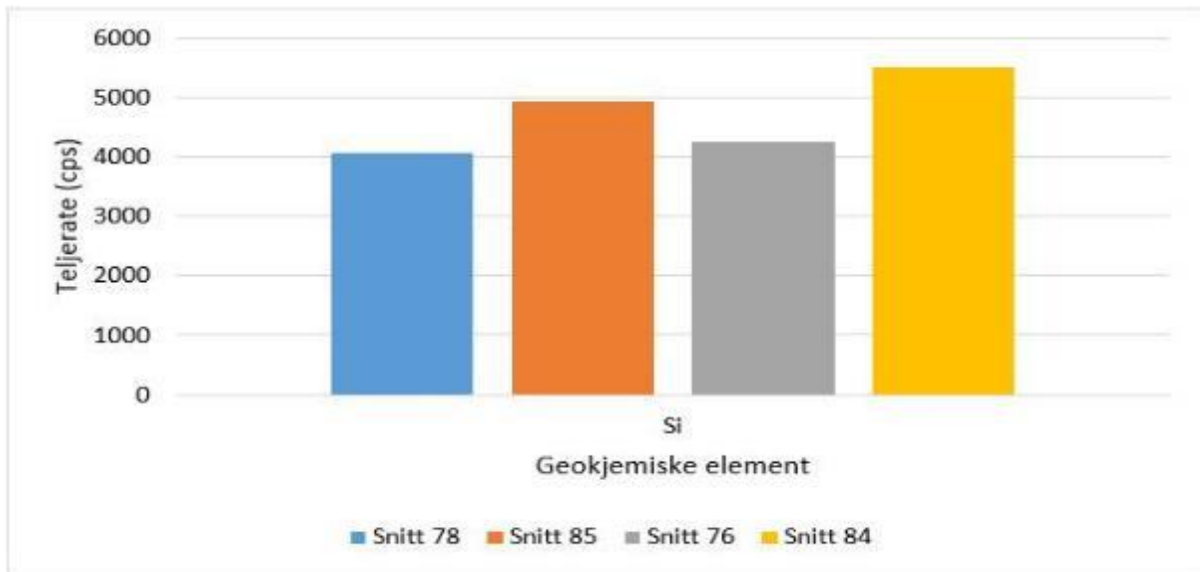
Figur 60 Bilete til venstre syner berggrunnen ved lokalitet 85. Bilete til høgre syner lokalitet 85.

## XRF

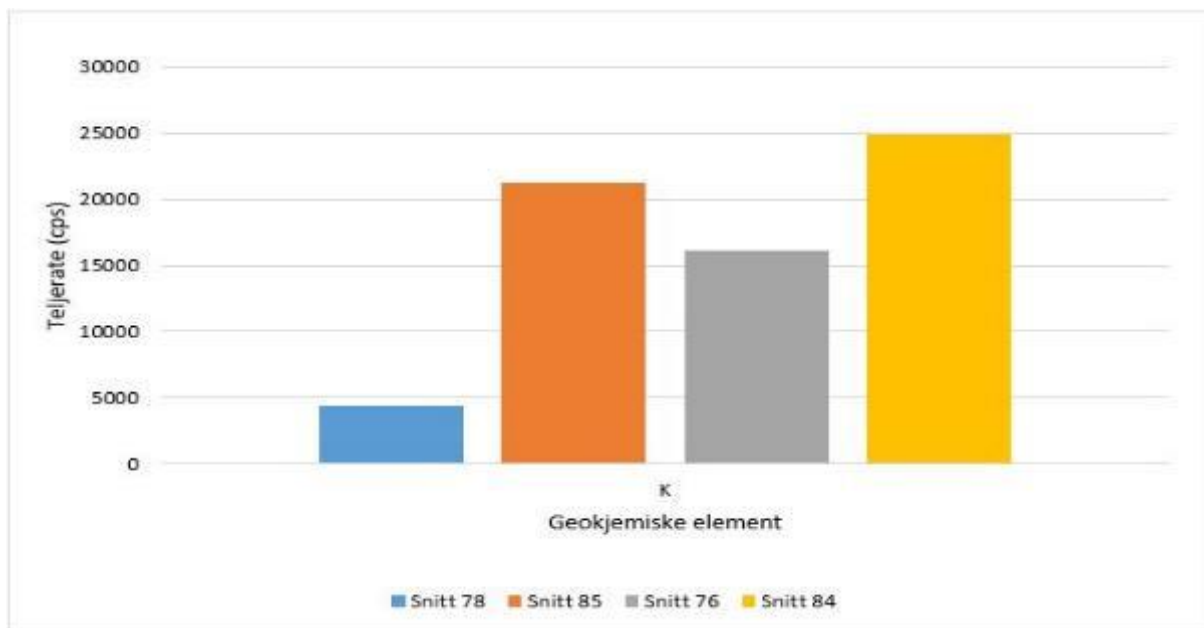
Prøve 76 og 84 vart i felt identifisert som meta-andesitt, og er difor nytta som eit førebels grunnlag for val av element frå XRF- analysen. Målet var å finne dei elementa der desse to prøvane har relativt like verdiar. To av prøvane var vanskeleg å identifisere i felt. Den eine var dekt av mose og lav, og er dermed ikkje vektlagt i like stor grad.

Diagrammet under (*figur 61*) syner teljerata for silisium (Si) hjå dei fire berggrunnsprøvane. Ein kan sjå at dei har relativt like verdiar. Prøve 78 har ei teljerate på 4000 cps, prøve 85 har ei teljerate på 4900 cps, prøve 76 har ei teljerate på 4200 og prøve 84 har ei teljerate på 5500 cps.

*Figur 62* syner teljeratane for elementet kalium (K) hjå dei fire berggrunnsprøvane. Ein kan sjå at eine prøven skil seg frå dei andre med svært låge verdiar. Prøve 78 har ei teljerate på 4000 cps, prøve 85 har ei teljerate på 21300 cps, prøve 76 har ei teljerate på 16100 cps og prøve 84 har ei teljerate på 24900 cps.

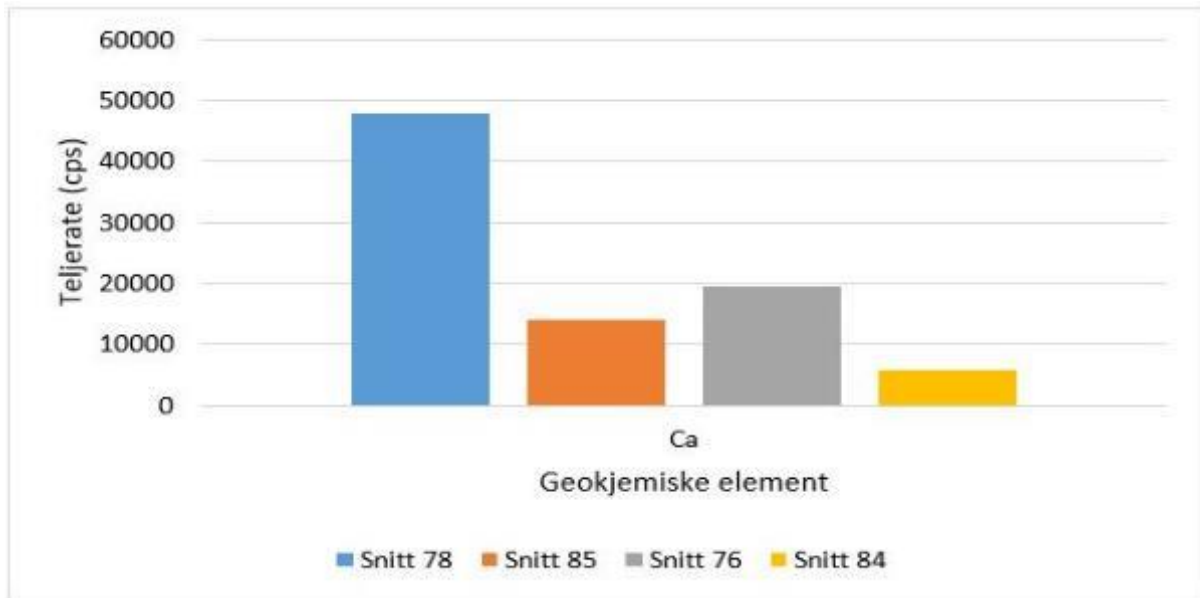


Figur 61 Diagrammet syner teljerata for silisium (Si) hjå dei fire berggrunnsprøvane. Ein kan sjå at dei har relativt like verdjar. Prøve 78 har ei teljerate på 4100 cps, prøve 85 har ei teljerate på 4900 cps, prøve 76 har ei teljerate på 4200 og prøve 84 har ei teljerate på 5500 cps.



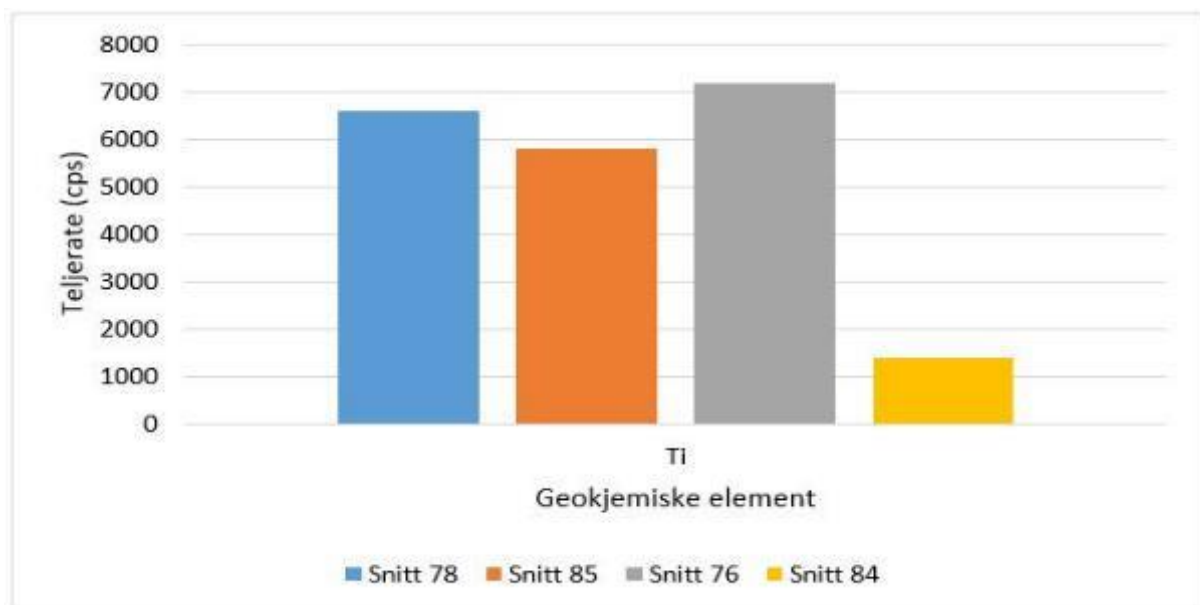
Figur 62 Diagrammet syner teljeratane for elementet kalium (K) hjå dei fire berggrunnsprøvane. Ein kan sjå at eine prøven skil seg frå dei andre med svært låge verdjar. Prøve 78 har ei teljerate på 4400 cps, prøve 85 har ei teljerate på 21300 cps, prøve 76 har ei teljerate på 16100 cps og prøve 84 har ei teljerate på 24900 cps.

Diagrammet i figur 63 syner teljeratane for elementet kalsium (Ca) hjå dei fire berggrunnsprøvane. To av prøvane, 85 og 76 har relativt like verdiar med ei teljerate på 14100 og 19600 cps. Prøve 84 har ei lågare teljerate på 6000 cps. Prøve 78 skil seg frå dei andre med svært høg teljerate, 48000 cps.



Figur 63 Diagrammet syner teljeratane for elementet kalsium (Ca) hjå dei fire berggrunnsprøvane. Tre av prøvane, 85, 76 og 84 har relativt like verdiar med ei teljerate på 14100, 19600 og 6000 cps. Prøve 78 skil seg frå dei andre med svært høg teljerate, 48000 cps.

Figur 64 syner teljeratane for elementet titan (Ti) hjå dei fire berggrunnsprøvane. Prøve 78, 85 og 76 har relativt like verdiar, med ei teljerate på 6600, 5800 og 7200 cps. Prøve 84 har ei mykje lågare teljerate med 1400 cps.



Figur 64 Diagrammet syner teljeratane for elementet titan (Ti) hjå dei fire berggrunnsprøvane. Prøve 78, 85 og 76 har relativt like verdiar, med ei teljerate på 6600, 5800 og 7200 cps. Prøve 84 har ei mykje lågare teljerate med 1400 cps.

### Oppsummering

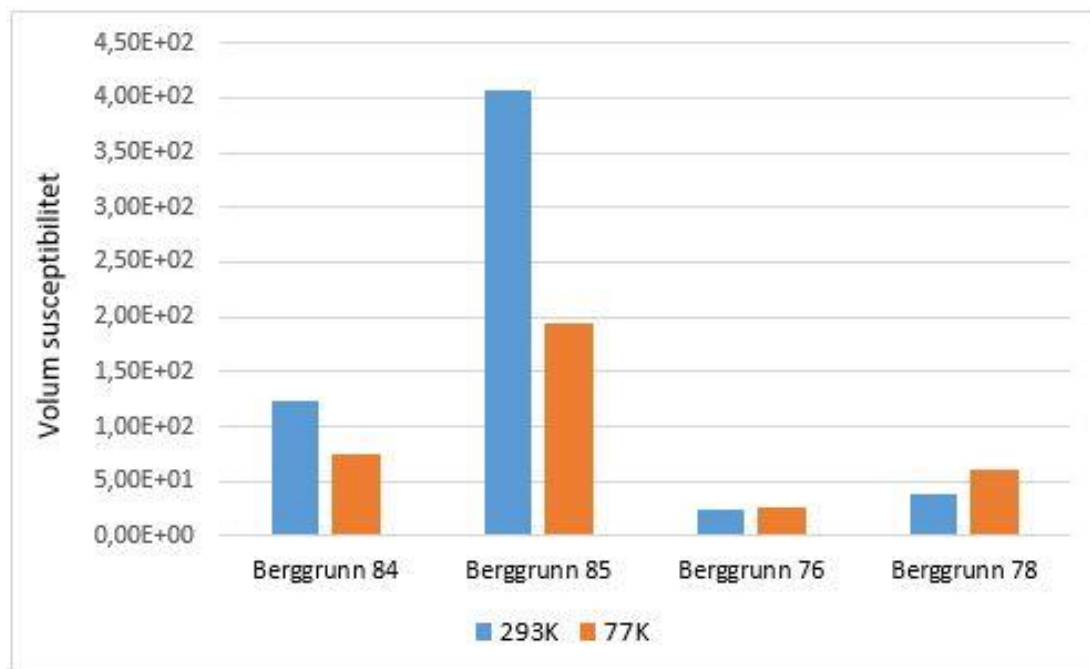
Prøve 76 og 84 er begge identifisert som meta- andesitt og er forventet å ha en relativt lik kjemisk signatur. For silisium (Si) syner prøve 85 og 84 høge teljeratar, medan prøve 78 og 76 syner låge teljeratar. Prøve 85, 76 og 84 syner høge teljeratar for kalium (K), medan prøve 78 syner svært låg teljerate. For kalsium (Ca) syner prøve 78, 85 og 76 svært høg teljerate, medan prøve 84 syner ei svært låg teljerate. Det same gjeld for titan (Ti). Sjå *tabell 12* under.

Tabell 12 Teljeratar (cps) for elementa silisium (Si), kalium (K), kalsium (Ca) og titan (Ti) hjå berggrunnsprøvane.

	Silisium	Kalium	Kalsium	Titan
<b>Prøve 78</b>	4100	4400	48000	6600
<b>Prøve 85</b>	4900	21300	14100	5800
<b>Prøve 76</b>	4200	16100	19600	7200
<b>Prøve 84</b>	5500	24900	6000	1400

### MILJØMAGNETISME

Diagrammet i *figur 65* syner den magnetiske volum susceptibiliteten til prøvane, ved tilstandane 293K og 77K.



Figur 65 Diagrammet syner den magnetiske volum susceptibiliteten til prøvane, ved 293K og 77K. Blå søyle representerar 293K, medan oransje søyle representerar 77K. Som ein kan sjå er det forskjell mellom dei ulike berggrunnsprøvane.

Oppsummering

Prøve 76 og 78 syner relativt lik susceptibilitet for 293K, medan prøve 78 har ein noko høgare susceptibilitet for 77K. Prøve 85 syner svært høg susceptibilitet for 293K, lågast for 77K. Prøve 84 syner ein del lågare magnetisk susceptibilitet for 293K og enda lågare susceptibilitet for 77K. Ei samanstilling av teljeratane er sett opp i tabell (*tabell 13*).

*Tabell 13 Magnetisk volum susceptibilitet for berggrunnsprøvane*

	<b>77K</b>	<b>293K</b>
<b>Prøve 85</b>	1,95E+02	4,06E+02
<b>Prøve 84</b>	7,48E+01	1,24E+02
<b>Prøve 76</b>	2,71E+01	2,4E+01
<b>Prøve 78</b>	5,97E+01	3,92E+01

## 4.2 Kjerneprøver frå Dravladalsvatnet

Tabell 14 syner lokaliseringa for kjernane ved koordinatar, prøvedjup og moh -vassnivå. Batymetrisk kartet til Dravladalsvatnet synt i figur 66 er henta frå (Sånthe, 1963). Det er noko forskjell i vasstand frå kartet til den aktuelle dagen, grunna regulering av vatnet. Djupna knytt til kjerne DRG-414 og DRG-114 er fastsett ut frå GPR, og har ein forskjell på 11-12 meter. Dei fire kjernane henta opp med Gravitasjons sedimentprøvetakar har vore gjennom dei fire nemde metodane, medan kjerne DRS-2 har vore gjennom Mastersizer 3000, XRF- skanning og miljømagnetisme.

Tabell 14 Lokalisering av sedimentkjernar med UTM- koordinatar og prøvedjup.

Kjerne	UTM- koordinatar	Prøvedjup	Moh - vassnivå
DRG-114	32 V 357978 6681609	87 meter	957 meter
DRG-414	32 V 358282 6682185	68 meter	957 meter
DRG-514	32 V 358045 6681332	Ca. 80 meter	957 meter
DRG-614	32 V 358028 6681587	86 meter	957 meter
DRS- 2	32 V 358244 6682174	68 meter	957 meter

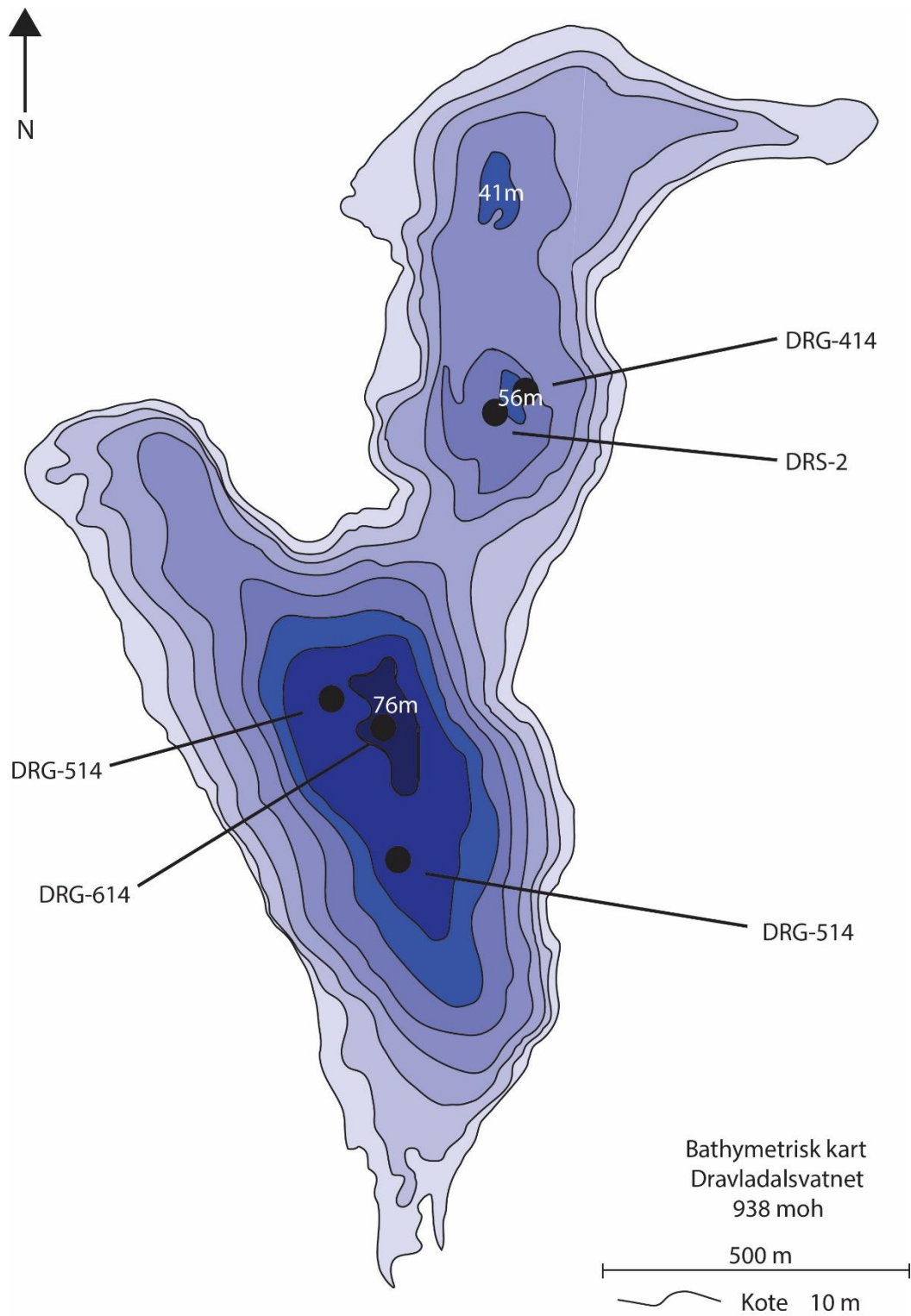
Prøvelokalitetane for kjernane er valt ut frå djupna i innsjøen, avstanden til land og andre prosessar som kan påverke sedimenta, og topografien på botnen. Ein flat botn er å føretrekke (Dahl et al., 2003).

For måling av volum susceptibilitet og analyse i Morphology G3 vart det tatt prøvar frå kjernane (tabell 15). Med utgangspunkt i dateringar gjort av Bakke et al. (2005b)

Tabell 15 Prøvedjupna nytta ved magnetisk volum susceptibilitet og analyse i Morphology G3 for alle kjernene

Prøvedjup (cm)				
DRG-114	DRG-414	DRG-514	DRG-614	DRS-2
5 cm (minerogent)	14 cm (minerogent)	8 cm (minerogent)	7 cm (minerogent)	6 cm (minerogent)
23 cm (minerogent)	32 cm (minerogent)	16 cm (organisk)	21 cm (minerogent)	16 cm (minerogent)
44 cm (minerogent)	61 cm (organisk)	29 cm (minerogent)	44 cm (minerogent)	
52 cm (organisk)	78 cm (minerogent)	50 cm (minerogent)	52 cm (organisk)	
56 cm Organisk)	88 cm (organisk)	54 cm (minerogent)	54 cm (organisk)	
76 cm (minerogent)			56 cm (minerogent)	





Figur 66 Bathymetrisk kart over Dravladalsvatnet (modifisert frå Sånthe, 1963) Kartet syner inndelinga av vatnet i to basseng, og dei ulike prøvelokalitetane for sedimentkjernane.

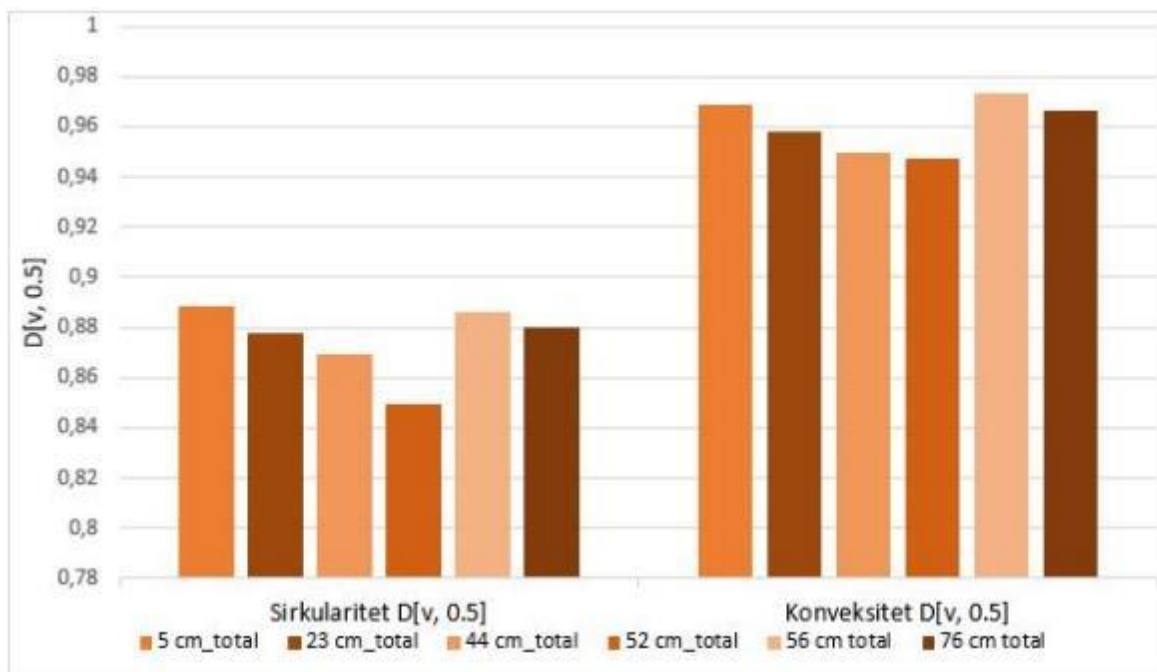


### 4.2.1 Kjerne DRG- 114

Kjerne **DRG-114** står for **D**ravladsvatnet, **G**ravitasjons sedimentprøvetakar, kjerne **1** 2014. Kjerna er henta opp frå det store sørlege bassenget, i nærleik til det djupaste punktet. Sjå *tabell 14* og *figur 66* ovanfor for prøvelokalitet.

#### MORPHOLOGY G3

Det er tatt seks prøvar frå kjerna til analyse i Morphology G3, der kvart djup er tenkt å representere ei fase i bresyklusen, sjå tabell ovanfor (*tabell 15*). Som for prøvane tatt i nedslagsfeltet, er fokuset på parameterane sirkularitet, konveksitet og intensitet. Diagrammet under (*figur 67*) syner sirkularitets- og konveksitetsverdiane til prøvane frå kjerne DRG-114. Sirkulariteten vert redusert for dei fire fyste prøvane. Ved prøve 52cm stige sirkulariteten «brått», for så å verte redusert i prøve 76 cm. Konveksitetsverdiane syner det same mønsteret, men høgare verdiar.

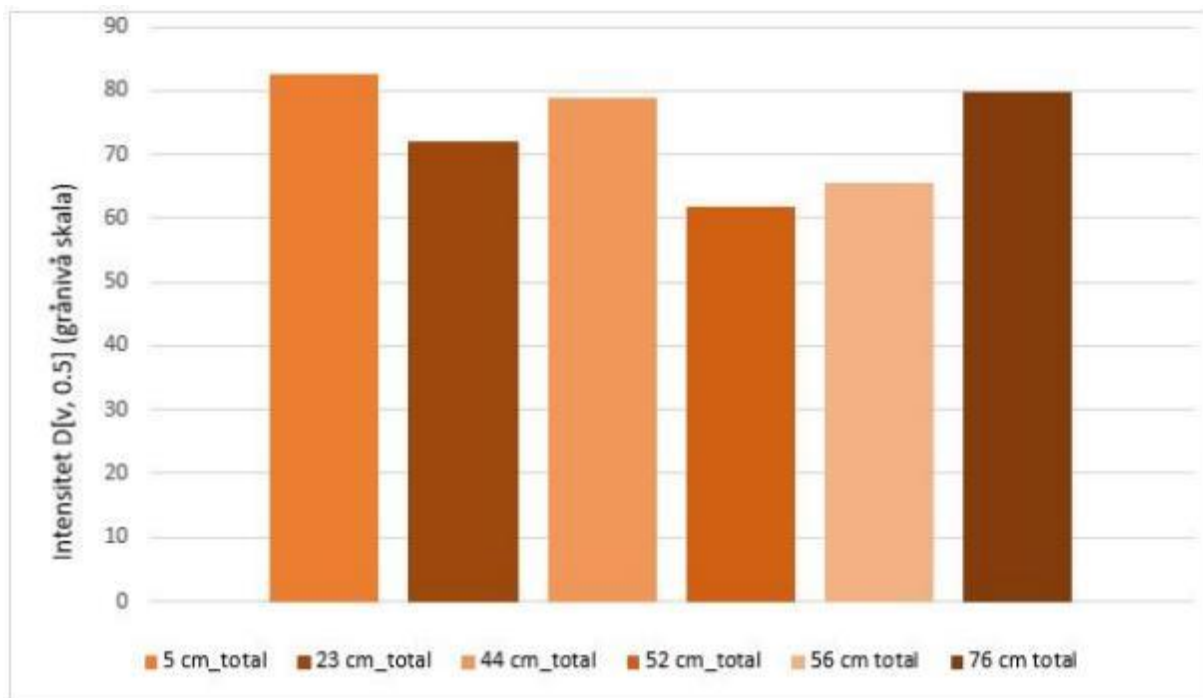


*Figur 67* Diagrammet syner sirkularitets- og konveksitetsverdiane til prøvane frå kjerne DRG-114. Sirkulariteten vert redusert for dei fire fyste prøvane. Ved prøve 52cm stige sirkulariteten «brått», for så å verte redusert i prøve 76 cm. I likheit med sirkulariteten søkk og konveksiteten ved dei fire fyste prøvane, før den aukar «brått» ved 56cm og vert redusert igjen ved 76cm.

Intensitetsverdiar oppnådd for dei utvalte prøvedjupna vert synt i *figur 68*.

#### Oppsummering:

Verdiane knytt til sirkularitet og konveksitet følgjer dei same mønstra, men har noko ulike verdiar. Verdiane søkk gjennom dei fire fyste prøvane, for så å auke i prøve fem og nok ein

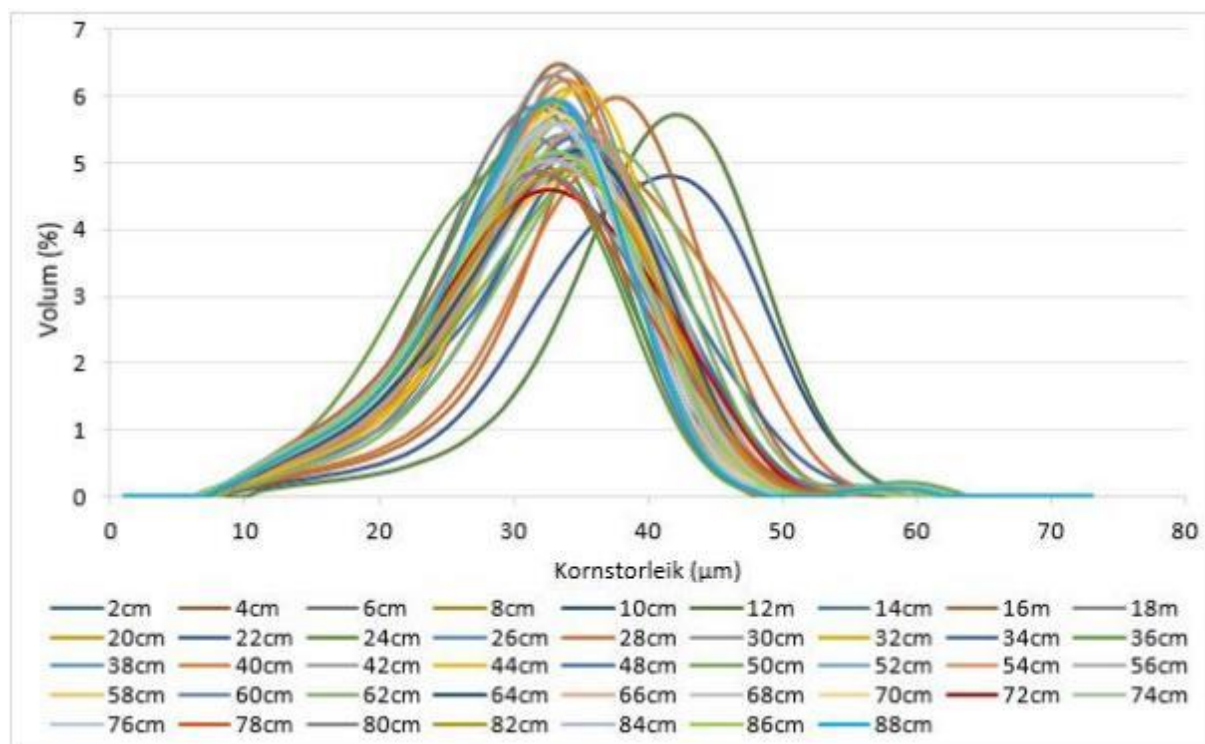


Figur 68 Diagrammet syner intensitetsverdiane for prøvedjupna i kjerne DRG-114. Intensiteten har ei generell seinking ne til 52 cm, før den stig att ved dei to siste prøvedjupna.

reduksjon i prøve seks. Intensiteten til prøvane svingar meir. Prøve ein, tre og seks har den høgaste intensiteten, medan prøve fire har den lågaste.

### MASTERSIZER 3000

Det vart tatt prøvar til Mastersizer 3000 med eit intervall på to cm gjennom heile kjerna. Kvart prøvedjup vert synt som ei kornfordelingskurve. Kornfordelingskurvane i figur 69 syner den prosentmessige fordelinga av kornstorleikar etter av prøve 46 cm er fjerna. Prøve 10 cm, 12 cm og 16 cm skil seg frå dei andre ved å ha ein høgare prosentdel grove partiklar, og ein lågare prosentdel fine partiklar.



Figur 69 Kornfordelingskurva syner den prosentmessige fordelinga av kornstorleikar etter av prøve 46cm er fjerna. Prøve 10cm, 12cm og 16 cm skil seg frå dei andre ved å ha ein høgare prosentdel grove partiklar, og ein lågare prosentdel fine partiklar. For kurve med prøve 46cm sjå vedlegg 3.

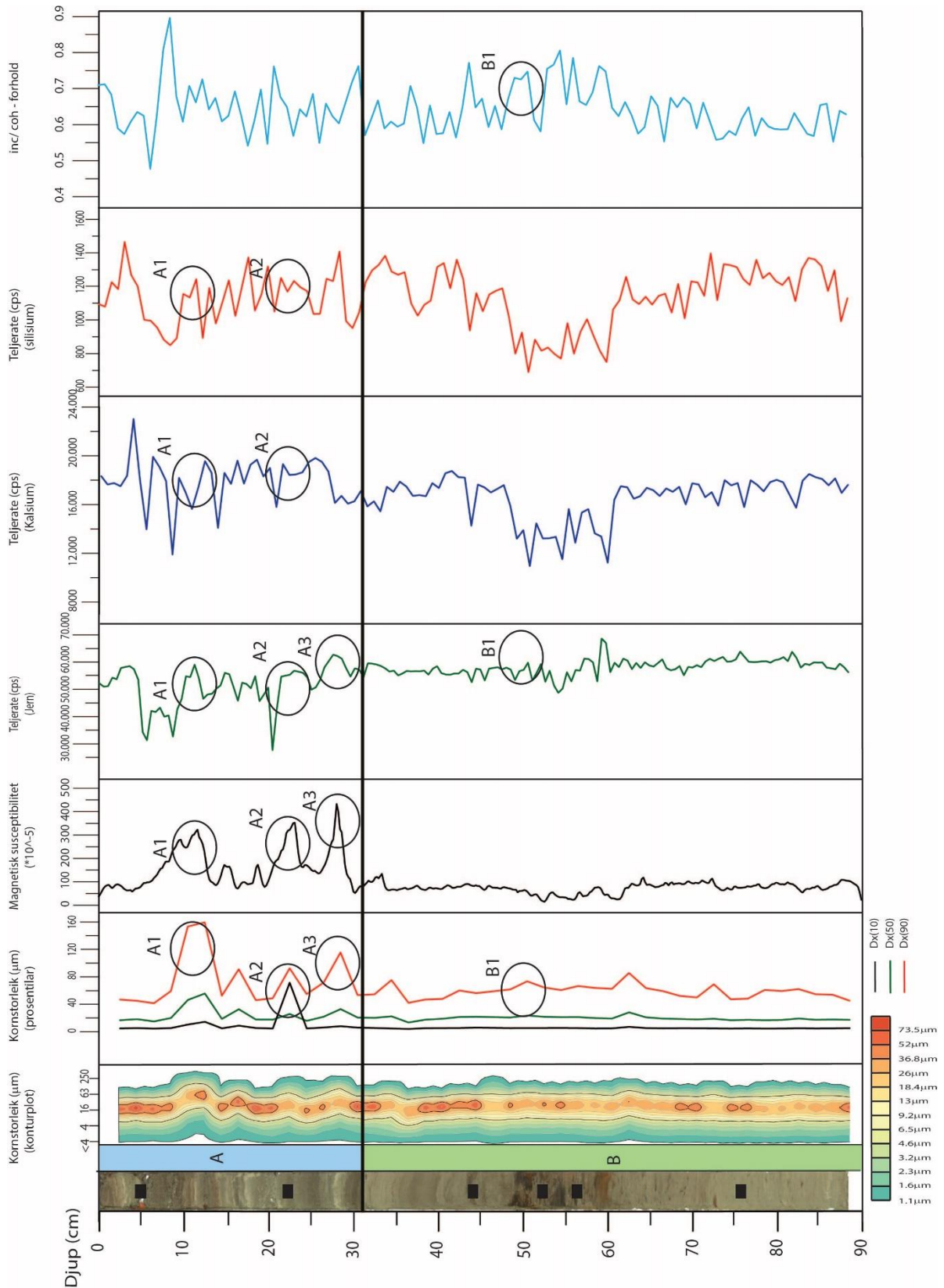
### Oppsummering:

Prøve 46 cm skil seg frå dei andre prøvane i Mastersizer, og er difor fjerna (sjå vedlegg 3). Vidare kan ein sjå at dei øvste 30-40 cm av kjerna skil seg frå resten ved å ha fleire toppar med grovare materiale, 10 cm, 12 cm og 16 cm. Dette ser ein og att i figur 70 på neste side.

### MILJØMAGNETISME

Kjerna er overflateskanna med Bartington MS2E- sensor (figur 70), samt at fire prøvedjup i kjerna er valt til boksprøvar målt med ein MFK1 – FA Kappabridge

Figur 70 under syner verdiane for parameterar knytt til metodane XRF, Mastersizer og Magnetisk susceptibilitet. Kornstorleikane gjennom kjerna er synt både som konturplot og persentilar, medan magnetisk overflate susceptibilitet og geokjemiske element vert synt som kurver. Kjerna er delt inn i to einingar på bakgrunn av desse verdiane, og hendingar i einingane er markert med sirkular.



Figur 70 Figuren syner bilete av kjerne DRG-114, samt verdiane for parameterar knytt til metodane XRF, Mastersizer 3000 og overflate magnetisk susceptibilitet. Kornstorleikane gjennom kjerna er synt både som konturplot og persentilar, medan magnetisk susceptibilitet og geokjemiske element vert synt som kurver. Kjerna er delt inn i to einingar på bakgrunn av desse verdiane, der eining A har høge MS verdiane, medan eining B har låge MS verdiane. Hendingar innanfor einingane er markert med sirklar. Dei svarte boksane representerar prøvedjupna nytta ved analyse i Morphology G3 og magnetisk volum susceptibilitet.

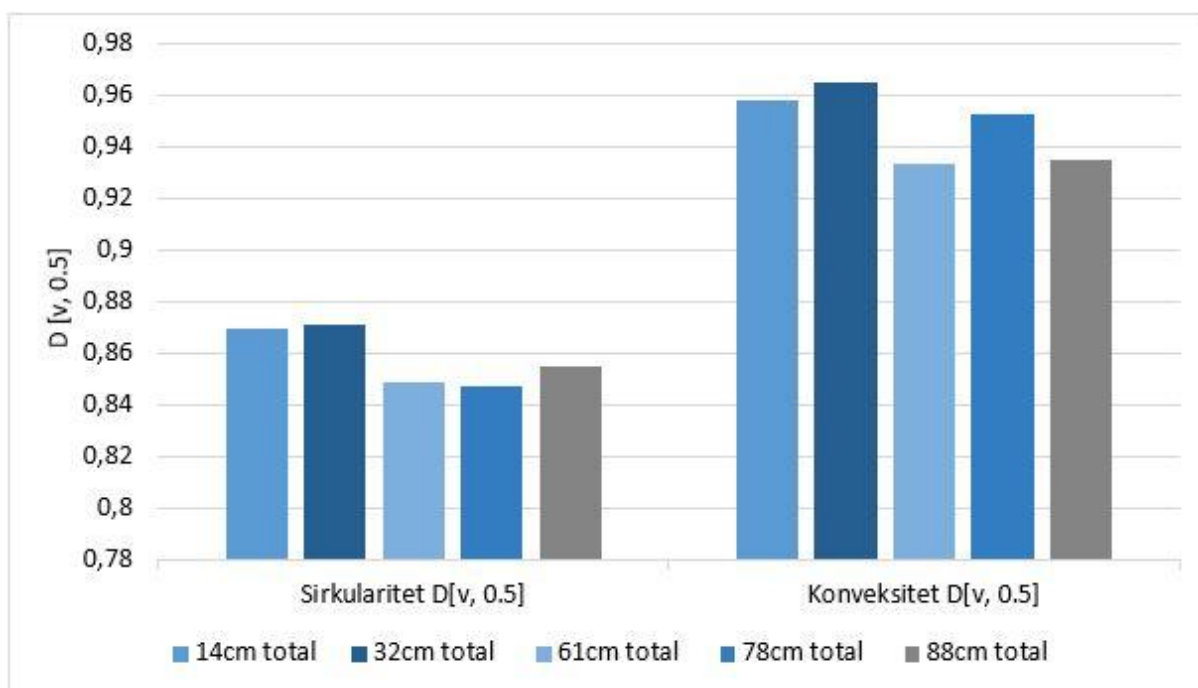
### 4.2.2 Kjerne DRG - 414

Kjerne **DRG414** står for **D**ravladalsvatnet, **G**ravitasjons sedimentprøvetakar, kjerne **4** 2014. Borepunktet er lokalisert lengst nord, i det austlege bassenget (*tabell 14 og figur 66*).

#### MORPHOLOGY G3

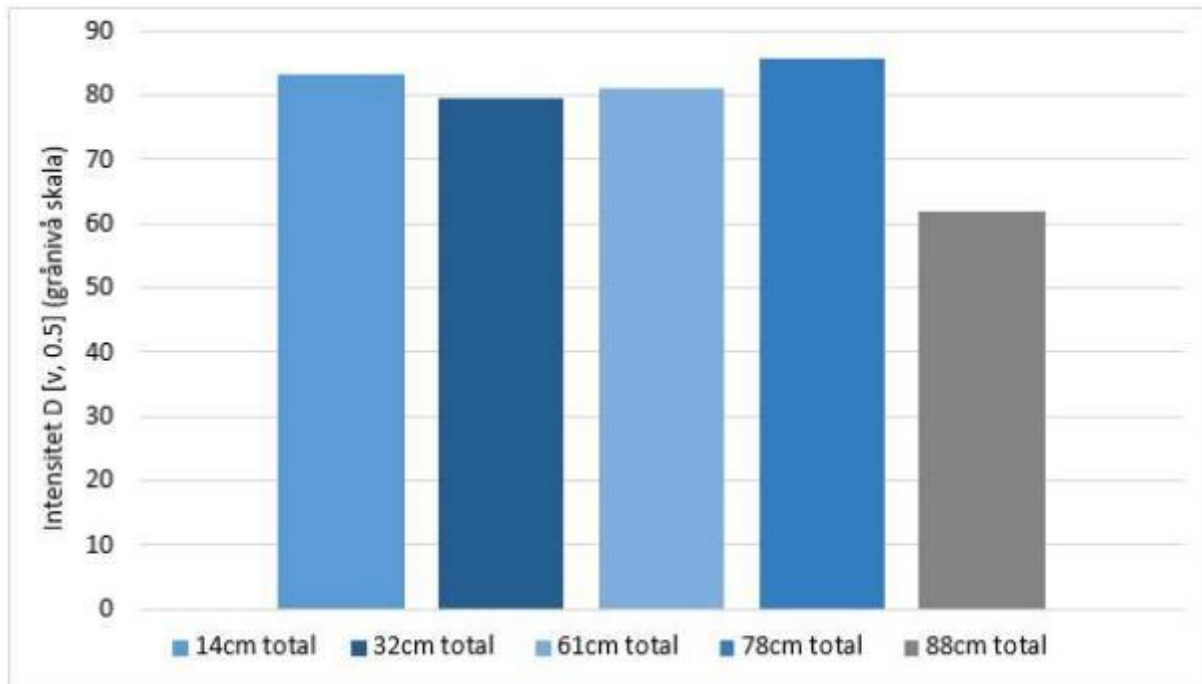
Det er tatt fem prøvar frå kjerne DRG414 for analyse i Morphology G3. Prøvane er tatt frå djupna som tenkast å representere ulike fasane i ein bresyklus (*tabell 15*).

Søylene i *figur 71* syner sirkularitets- og konveksitetsverdiane for kvart prøvedjupne i kjerne DRG414. Prøvedjupna 14 cm og 32 cm har høg sirkularitet, prøvedjupne 61cm og 78cm har «låg» sirkularitet, medan prøvedjupne 88 cm syner ein middelvei av dei føregåande. Forskjellen mellom prøvedjupna kjem på andre desimalen, og er dermed ganske liten. Konveksitetsverdien er høg for prøvedjupa 14 cm og 32 cm, prøvedjupne 61 cm og 88 cm har ein låg konveksitetsverdi og prøve 78 cm har ein konveksitetsverdi mellom dei andre prøvane.



*Figur 71* Diagrammet syner sirkularitets- og konveksitetsverdiane for kvart prøvedjup i kjerne DRG414. Prøvedjupna 14cm og 32cm har høg sirkularitet, prøvedjupne 61cm og 78cm har «låg» sirkularitet, medan prøvedjupne 88cm syner ein middelvei av dei føregåande. Forskjellen mellom prøvedjupna kjem på andre desimalen, og er dermed ganske liten. Konveksitetsverdien er høg for prøvedjupa 14cm og 32cm, prøvedjupne 61cm og 88cm har ein låg konveksitetsverdi og prøve 78cm har ein konveksitetsverdi mellom dei andre prøvane.

Søylene i *figur 72* syner snitt intensiteten for prøvane tatt frå kjerne DRG-414. Dei fire fyste prøvane, prøvedjupne 14 cm, 32 cm, 61 cm og 78 cm syner svært like verdiar. Prøvedjupne 88 syner ein noko lågare intensitet. Alle prøvane syner ein låg intensitet på skalaen som går frå 0 (svart) til 255 (kvit).



Figur 72 Diagrammet syner intensiteten for prøvane tatt frå kjerne DR414. Dei fire fyste prøvane, prøvedjupna 14cm, 32cm, 61cm og 78 cm syner svært like verdiar. Prøvedjupne 88 syner ein noko lågare intensitet. Alle prøvane syner ein låg intensitet på skalaen som går frå 0 (svart) til 255 (kvit).

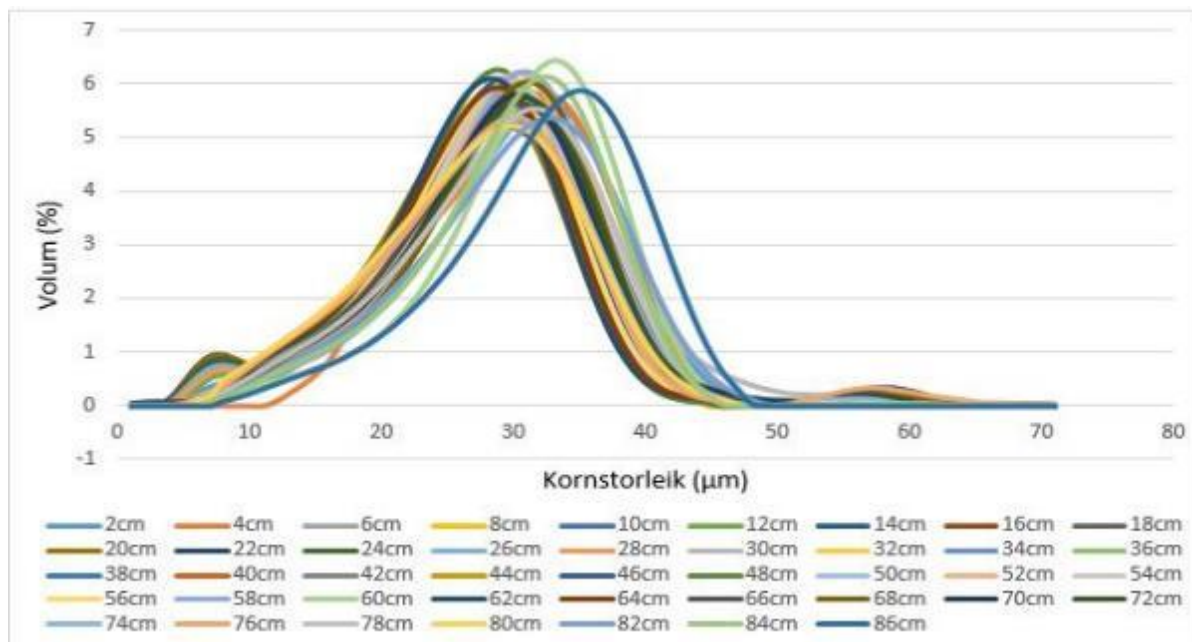
#### Oppsummering:

Sirkularitet- og konveksitetsverdiane følgjer same mønster. Prøve 14 cm og 32 cm har høge verdiar, medan prøve 61 cm og 78 cm har låge verdiar. Prøve 88 cm ligg i mellom. Prøvane har høgare konveksitetsverdi enn sirkularitets- verdi. Dei fire fyste prøvane har ein intensitetsverdi på ca. 80, medan prøve 88 cm har ein intensitetsverdi på 60. Alle prøvane har låge verdiar (maks. 255).



## MASTERSIZER 3000

Det vart tatt prøvar med eit intervall på to cm gjennom heile kjerna. Kurva under (*figur 73*) syner kornfordelinga for kjerne DRG-414. Nokon av prøvedjupna syner ein «topp» før og etter hovudtoppen, mellom 32  $\mu\text{m}$  – 40  $\mu\text{m}$  og 77  $\mu\text{m}$  – 100  $\mu\text{m}$ . Elles syner prøvane ei relativt lik kornfordeling.



*Figur 73* Kurva syner den prosentmessige kornfordelinga for kjerne DRG-414. Nokon av prøvedjupna syner ein «topp» før og etter hovudtoppen, mellom 32 - 40 $\mu\text{m}$  og 77 - 100 $\mu\text{m}$ . Elles syner prøvane ei relativt lik kornfordeling. Prøvane er tatt med intervall på 2 cm gjennom heile kjerna.

Oppsummering:

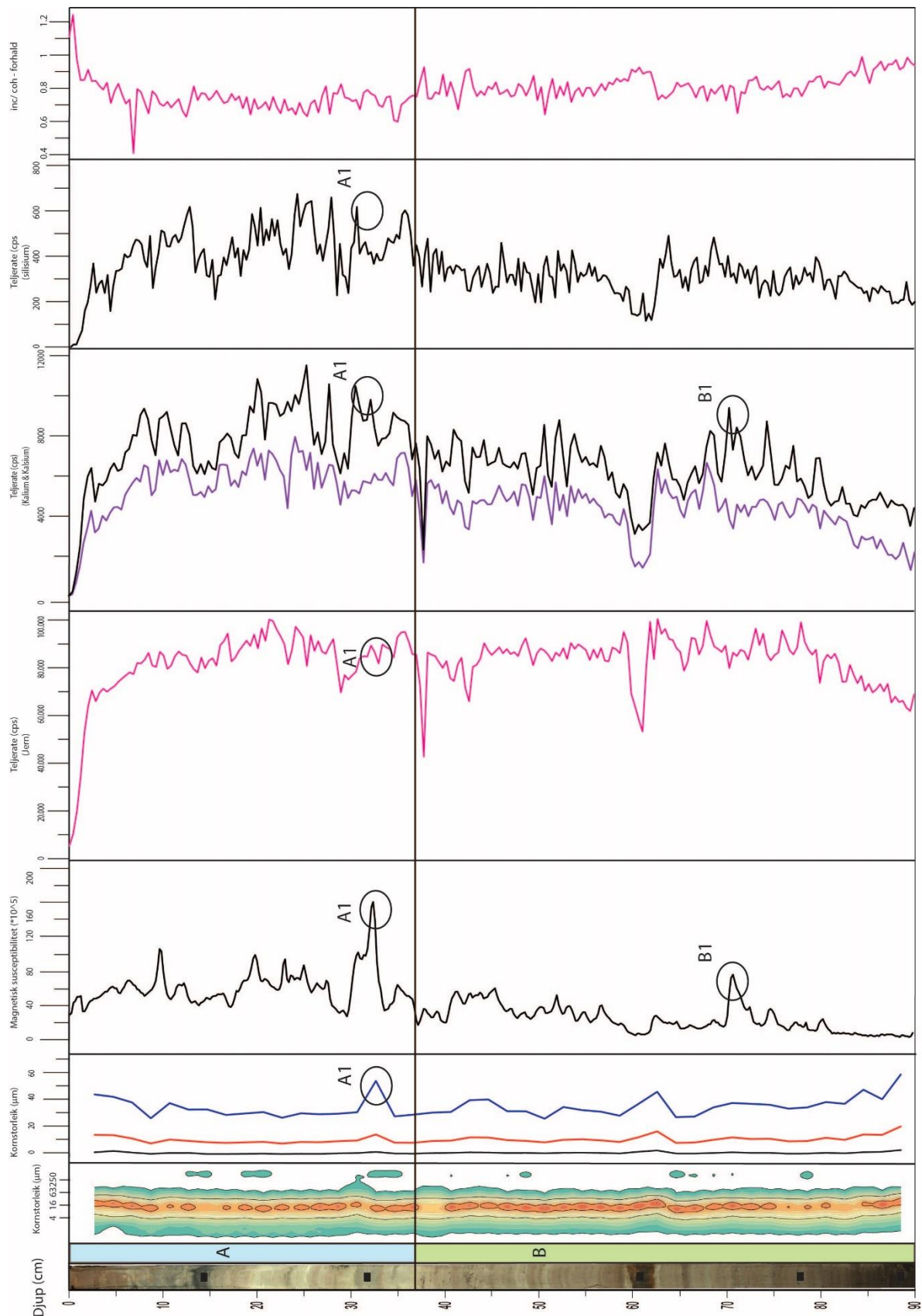
Etter at prøve 18 cm er fjerna syner prøvane svært lik kornfordeling. Nokon av prøvane har ein liten «topp» før og etter hovudtoppen.

## MILJØMAGNETISME

Det vart køyrt målingar både på magnetisk overflate susceptibilitet (*figur 74*) og volum susceptibilitet (boksar) for utvalte nivå i kjerna (*tabell 15*). Samanlikning av metodane vert synt i vedlegg 4.

*Figur 74* under syner ei samanstilling av parameterane frå Mastersizer 3000, XRF og magnetisk susceptibilitet. Kornstorleikane gjennom kjerna er synt både som konturplot og persentilar, medan magnetisk susceptibilitet og geokjemiske element vert synt som kurver. Kjerna er delt inn i to einingar på bakgrunn av desse verdiane, og hendingar i einingane er markert med sirkclar.





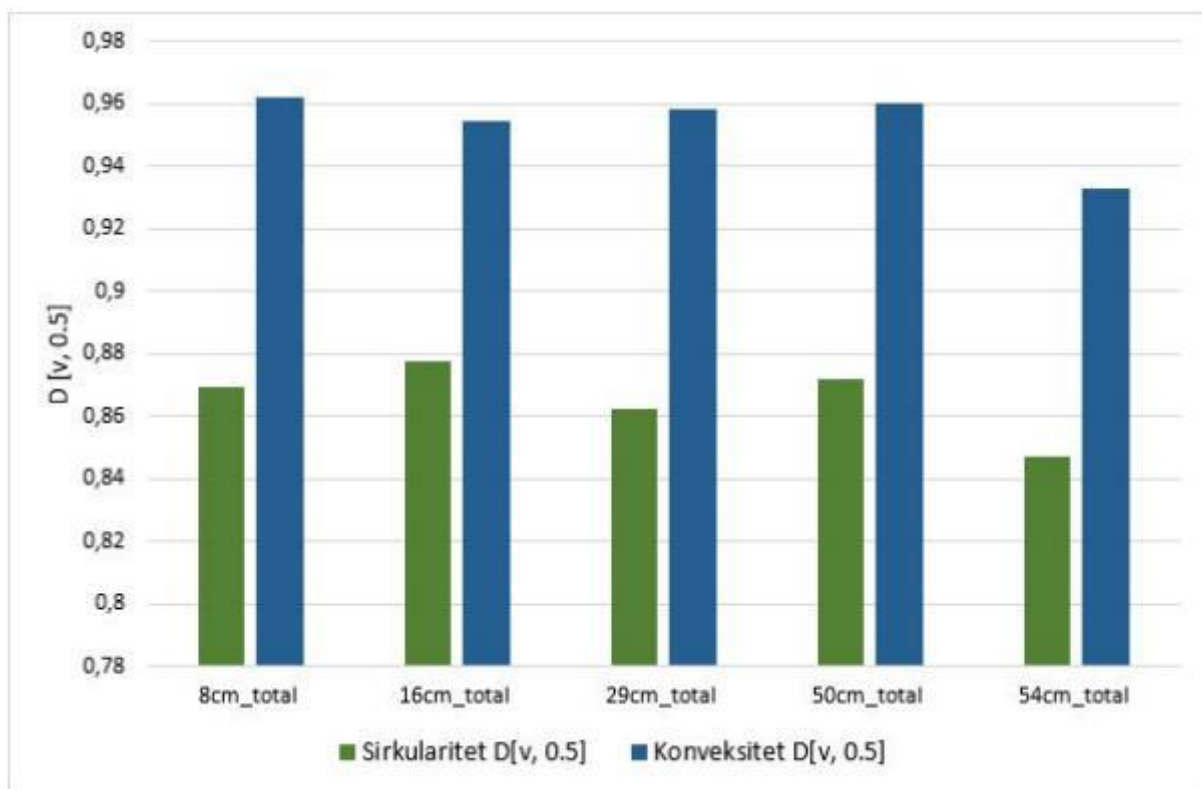
Figur 74 Figuren syner eit bilete av kjerna, samt ei samanstilling av parameterane frå Mastersizer 3000, XRF og magnetisk susceptibilitet. Kornstorleikane gjennom kjerna er synt både som konturplot og persentilar, medan magnetisk susceptibilitet og geokjemiske element vert synt som kurver. Kjerna er delt inn i to einingar, A og B, på bakgrunn av desse verdiane, og hendingar i einingane er markert med sirkular. Dei svarte boksane representerar prøvedjupna nytta ved analyse i Morphology G3 og magnetisk volum susceptibilitet.

### 4.2.3 Kjerne DRG - 514

Kjerne **DRG-514** står for **D**ravladalsvatnet, **G**ravitasjons Sedimentprøvetakar, kjerne **5** 2014. Kjerna vart hent opp i den sørlege delen av det sørlege bassenget, sjå *tabell 14* og *figur 66*.

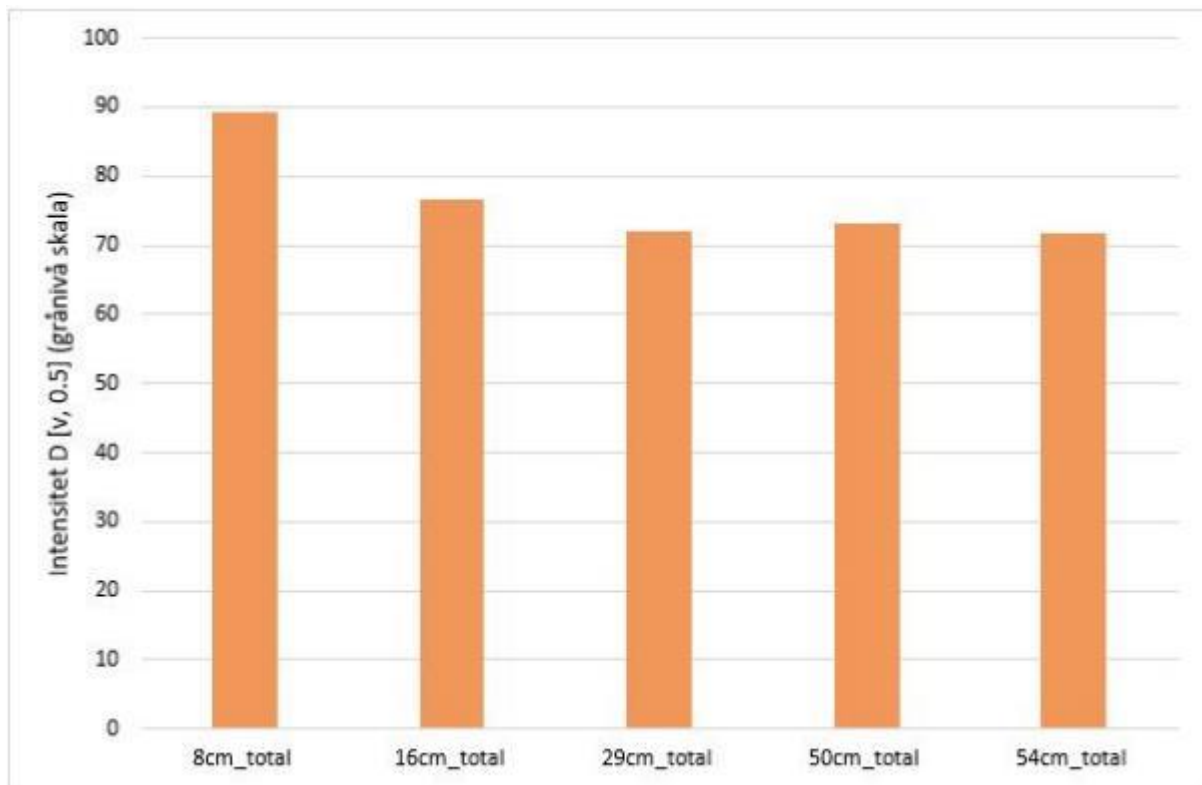
#### MORPHOLOGY G3

Diagrammet under (*figur 75*) syner sirkularitets (grøn)-og konveksitetsverdiane (blå) for utvalte djup i kjerne DRG-514. Det er svært små forskjellar mellom dei fire øvste prøvane, medan prøve fem (54 cm) har ein noko lågare verdi for begge parameterane. Forskjellen mellom prøvane kjem fyst ved andre desimalen.



*Figur 75* Diagrammet syner sirkularitetsverdiane (grøn) og konveksitetsverdiane (blå) for utvalte djupne i kjerne DRG-514. Det er svært små forskjellar mellom dei fire øvste prøvane, medan prøve fem (54 cm) har ein noko lågare verdi for begge parameterane. Forskjellen mellom prøvane kjem fyst ved andre desimalen.

Diagrammet under (*figur 76*) syner intensiteten til prøvane tatt i kjerne DRG514. Prøve 8 cm syner ein noko høgare intensitet, samanlikna med dei resterande prøvane som har svært lik intensitet. På ein skala frå 0 (svart) til 255 (kvit) har alle prøvane ein relativt låg intensitet.



Figur 76 Diagrammet syner intensiteten til prøvane tatt i kjerne DRG514. Prøve 8 cm syner ein noko høgare intensitet, samanlikna med dei resterande prøvane som har svært lik intensitet. På ein skala frå 0 (svart) til 255 (kvit) har alle prøvane ein relativt låg intensitet.

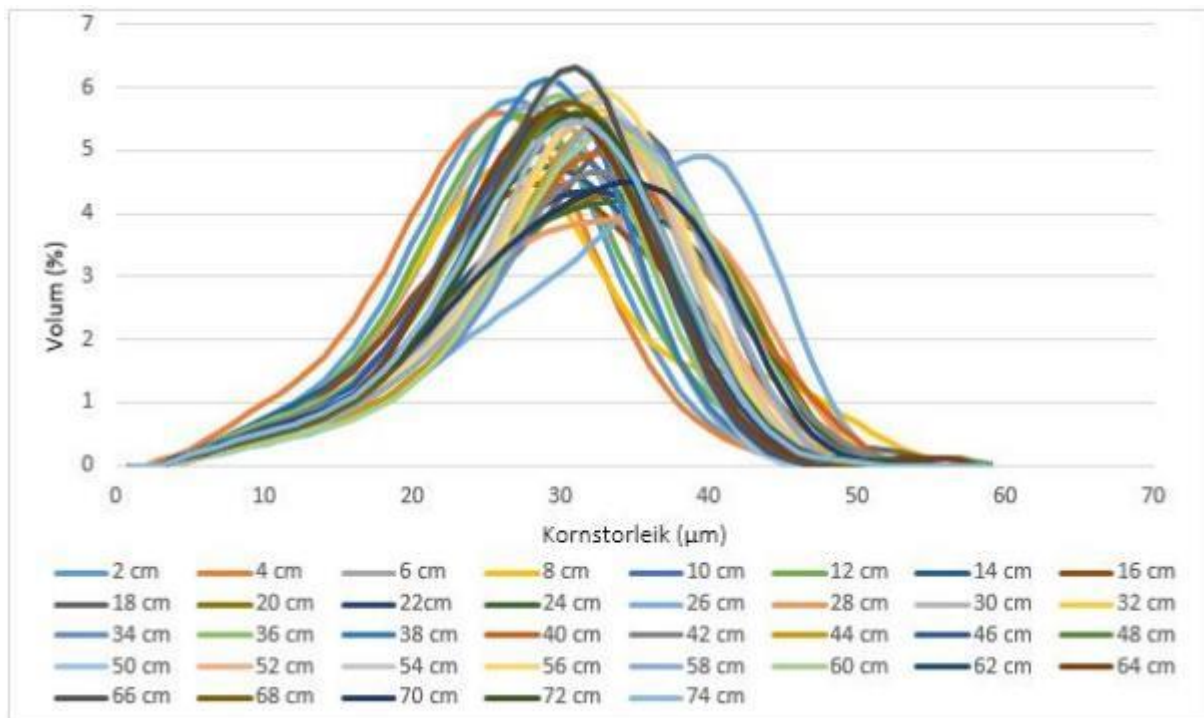
#### Oppsummering:

Dei fire fyste prøvane, prøve 8 cm, 16 cm, 29 cm og 50 cm syner svært like konveksitetsverdiar. Prøve 54 har ein noko lågare verdi. Det same gjeld for sirkulariteten.

Prøve 8 cm har den høgaste intensiteten. Intensiteten søkk ned til prøve 16 cm, og ligg på eit relativt likt nivå for dei tre siste prøvane. Prøvane ligg mellom 90 og 70 på grånivåskalaen, og har dermed ein relativt låg intensitet.

#### MASTERSIZER 3000

Kurva under (figur 77) syner den volummessige prosentfordelinga av kornstorleikar gjennom kjerne DRG-514. Ein kan sjå at prøvane stort sett har ei svært lik kornfordeling. Prøve 26 cm skil seg ut ved å ha ein lågare prosentdel finkorna materiale og ein høgare prosentdel grovt materiale.



Figur 77 Kurva syner den prosentmessige volum fordelinga av kornstorleikar gjennom kjerne DRG-514. Ein kan sjå at prøvane stort sett har ei svært lik kornfordeling. Prøve 26 cm skil seg ut ved å ha ein lågare prosentdel finkorna materiale og ein høgare prosentdel grovt materiale.

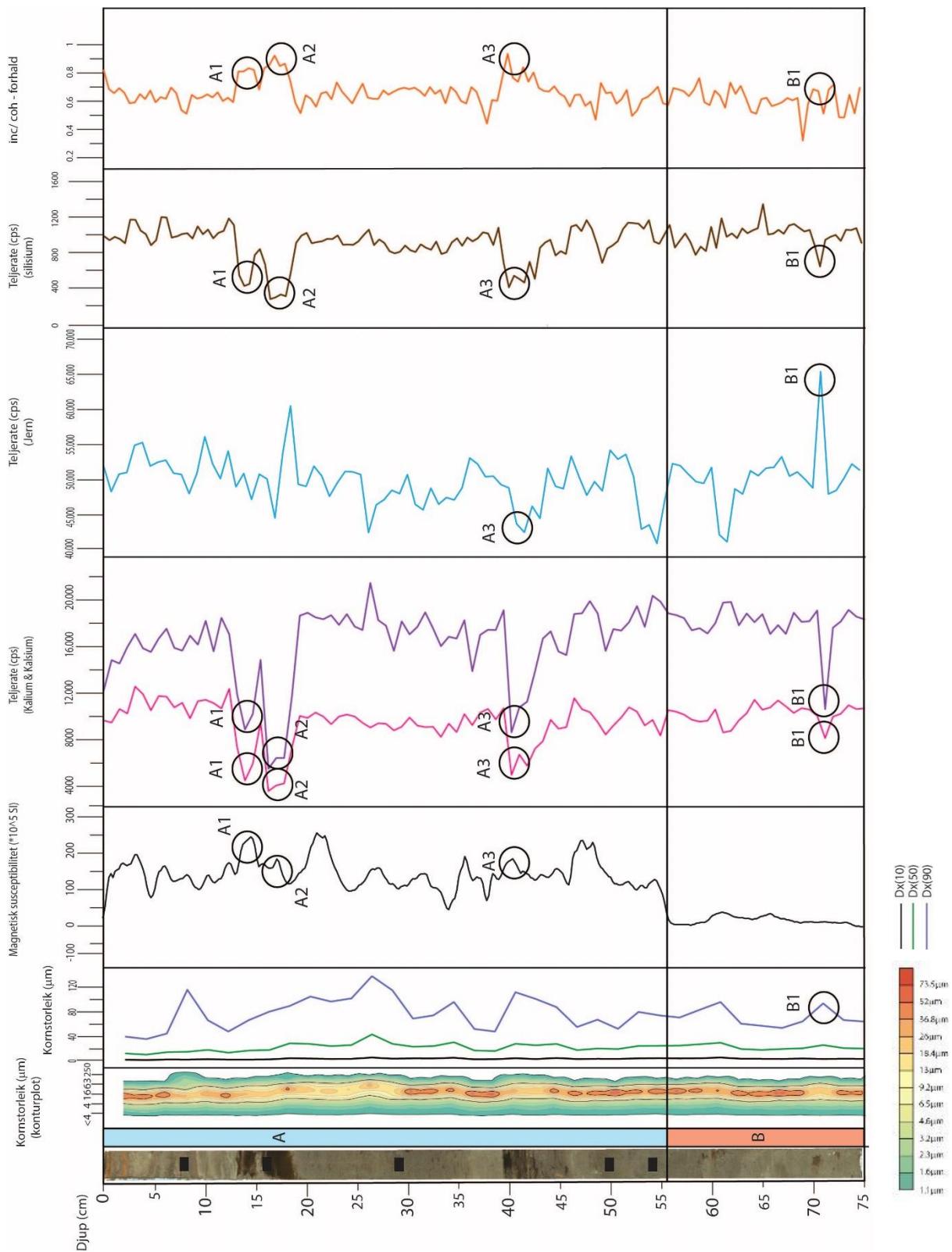
### Oppsummering:

Storparten av kjerna syner ei relativt lik kornfordeling. Prøve 26 cm skil seg ut ved å ha ein høgare prosentdel grovt materiale. Prøve 70 cm og 28 cm syner ein låg prosentdel av kornstorleikar mellom 30 – 40 µm.

### MILJØMAGNETISME

Det vart køyrt målingar både på overflate magnetisk susceptibilitet (figur 78) og volum susceptibilitet (boksar) for utvalte nivå i kjerna (tabell 15).

Figur 78 under syner ei samanstilling av parameterane frå Mastersizer 3000, XRF og magnetisk susceptibilitet. Kornstorleikane gjennom kjerna er synt både som konturplot og persentilar, medan magnetisk susceptibilitet og geokjemiske element vert synt som kurver. Kjerna er delt inn i to einingar på bakgrunn av desse verdiane, og hendingar i einingane er markert med sirkular.



Figur 78 Figuren syner eit bilete av kjerna, samt ei samanstilling av parameterane frå Mastersizer 3000, XRF og magnetisk susceptibilitet. Kornstorleikane gjennom kjerna er synt både som konturplot og persentilar, medan magnetisk susceptibilitet og geokjemiske element vert synt som kurver. Kjerna er «delt inn» i ei eining (A) på bakgrunn av desse verdiane, og hendingar innanfor einingane er markert med sirkular.



#### 4.2.4 Kjerne DRG – 614

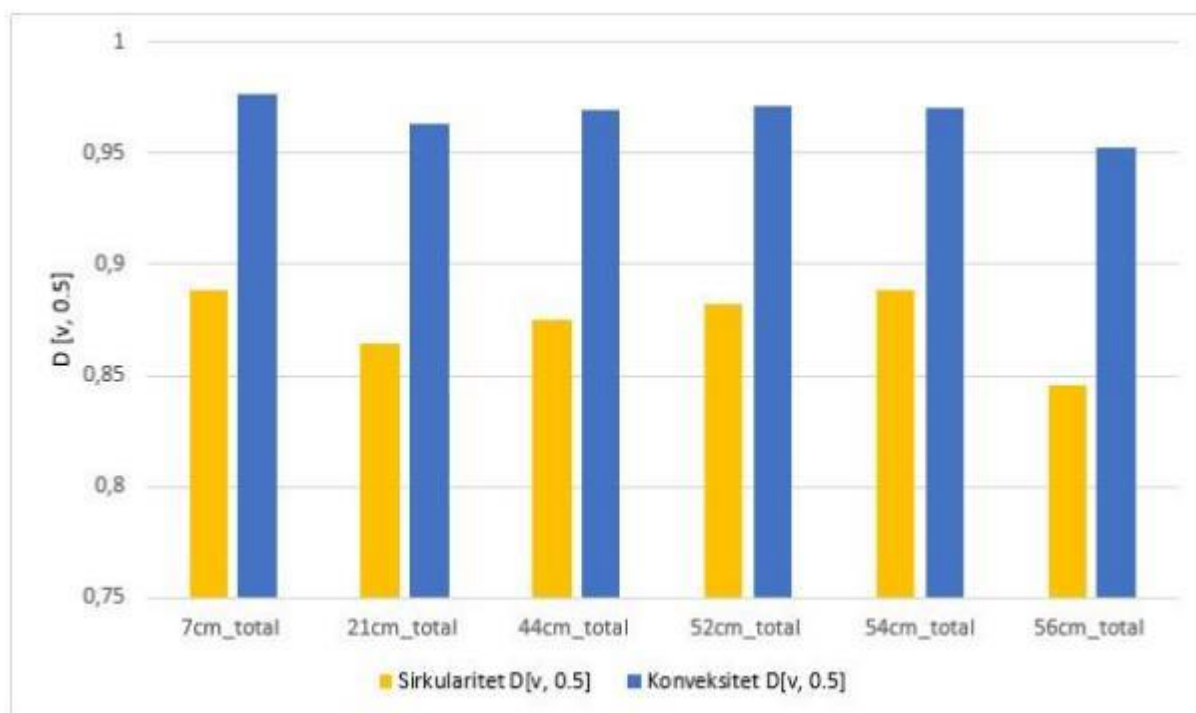
Kjerne **DRG-614** står for **D**ravladsvatnet, **G**ravitasjons Sedimentprøvetakar, kjerne **6** 2014.

Kjerna vart hent opp ganske sentrert det sørlege bassenget, sjå *tabell 14* og *figur 66*.

#### MORPHOLOGY G3

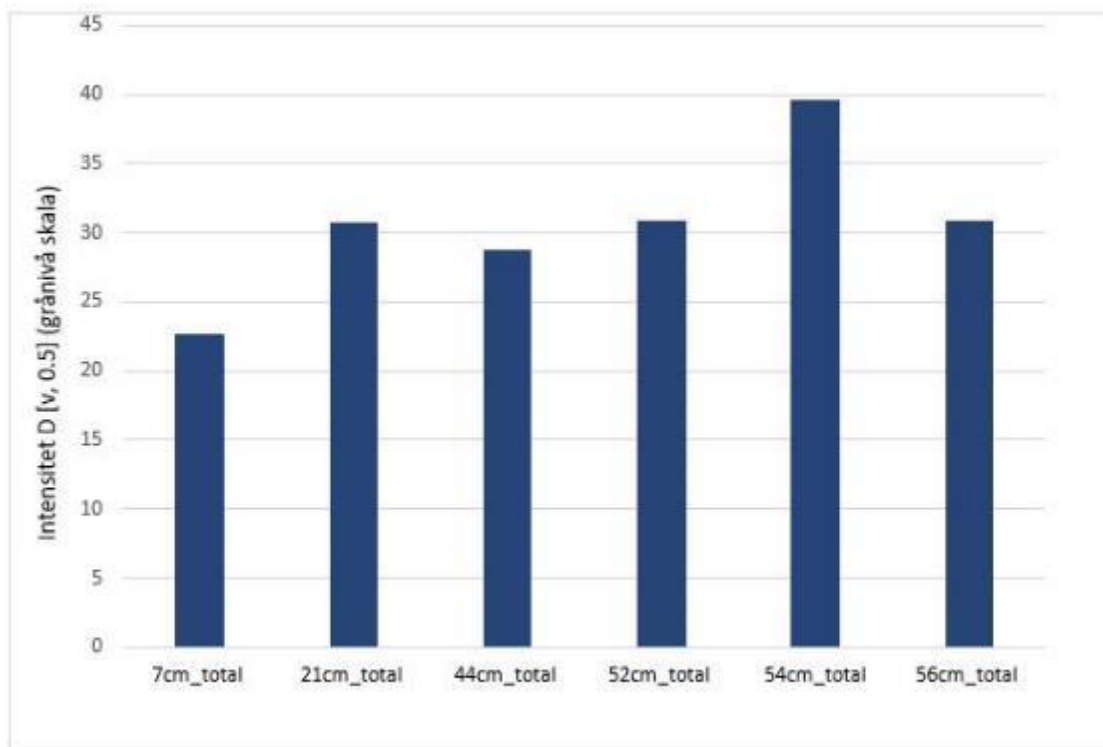
Det er tatt seks prøvar frå utvalte djupne som kan tenkast å representere dei ulike fasane i ein bresyklus (*tabell 15*).

Diagrammet under (*figur 79*) syner verdiane knytt til sirkularitet og konveksitet for utvalte prøvedjupna i kjerne DRG- 614. Ein kan sjå at dei to parameterane følgjer kvarandre, og har relativt like verdiar mellom prøvane. Prøve 21 cm og 56 cm har lågast verdiar.



*Figur 79* Diagrammet syner verdiane knytt til sirkularitet og konveksitet for kjerne DRG- 614. Ein kan sjå at dei to parameterane følgjer kvarandre, og har relativt like verdiar mellom prøvane. Prøve 21 cm og 56 cm har lågast verdiar.

Diagrammet under (*figur 80*) syner intensiteten til prøvedjupa i kjerne DRG614. Verdiane går frå ca. 20 til 40 på grånivåskalaen. Intensiteten har ei generell auke nedover i kjerna til prøve 54 cm, ved prøve 56 cm er intensiteten redusert. Kjerna har generelt ein svært låg intensitet, og den lågaste blant kjernane.



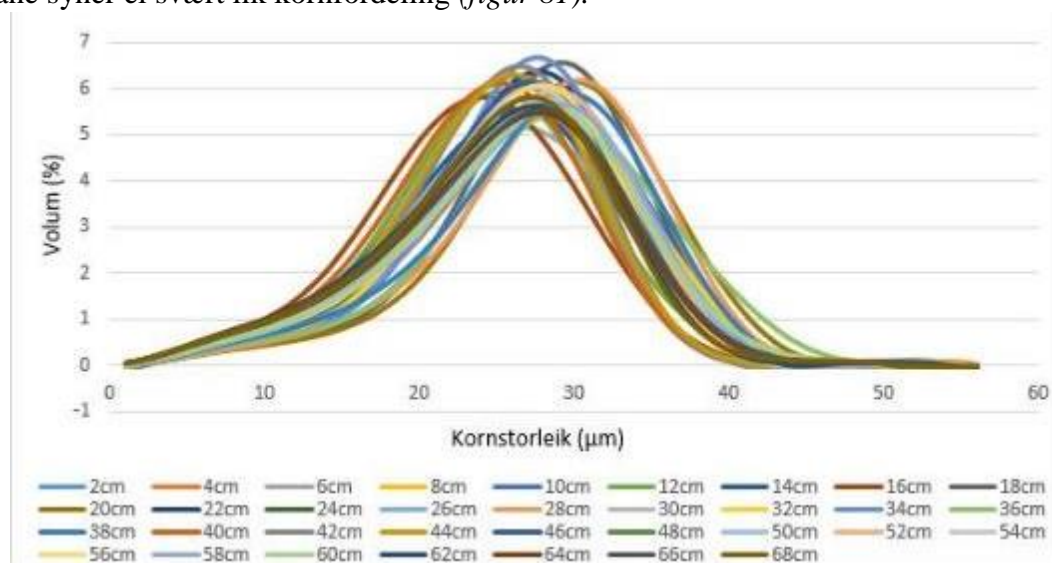
Figur 80 Diagrammet syner intensiteten til prøvedjupa i kjerne DRG614. Verdiane går frå ca. 20 til 40 på grånivåskalaen. Intensiteten har ei generell auke nedover i kjerna til prøve 54 cm, ved prøve 56 cm er intensiteten redusert. Kjerna har generelt ein svært låg intensitet, og den lågaste blant kjernane.

#### Oppsummering:

Sirkulariteten syner lågare verdiar enn konveksiteten. Det er svært liten variasjon mellom prøvane, og ingen tydelig trend. Intensiteten syner ei generell auke ved dei fem fyste prøvane, før ein reduksjon ved 56 cm.

#### MASTERSIZER 3000

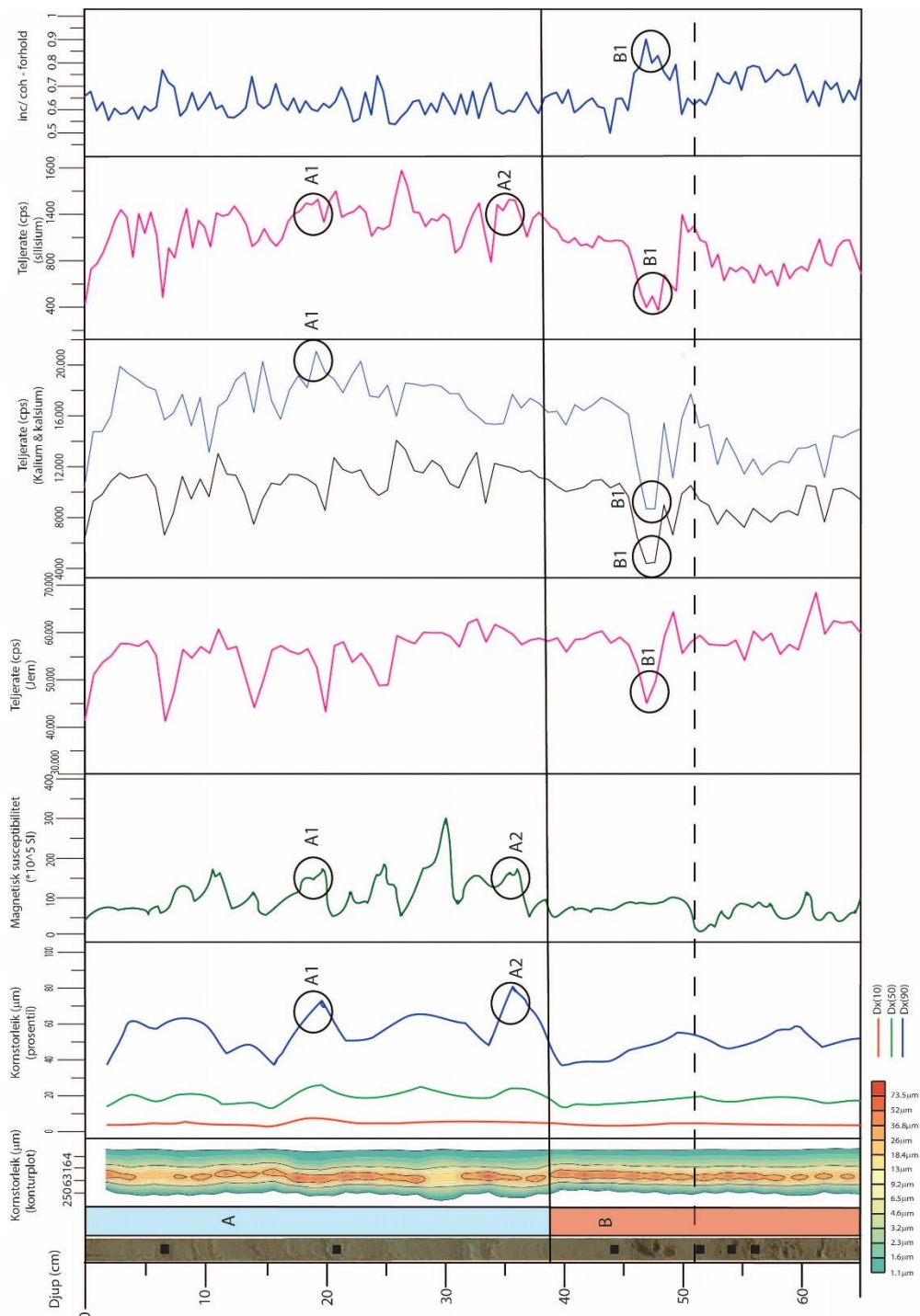
Kurvane syner den volummessige prosentfordeling av kornstorleikar gjennom kjerna. Alle prøvane syner ei svært lik kornfordeling (figur 81).



Figur 81 Kurvane syner den volummessige prosentfordeling av kornstorleikar gjennom kjerna. Alle prøvane syner ei svært lik kornfordeling.



Figur 82 syner verdiane for parameterar knytt til metodane XRF, Mastersizer og Magnetisk susceptibilitet. Kornstorleikane gjennom kjerna er synt både som konturplot og persentilar, medan magnetisk susceptibilitet og geokjemiske element vert synt som kurver. Kjerna er delt inn i to einingar på bakgrunn av desse verdiane, og hendingar i einingane er markert med sirkclar.



Figur 82 Figuren syner eit bilete av kjerna, samt ei samanstilling av verdiane for parameterar knytt til metodane XRF, Mastersizer og Magnetisk susceptibilitet. Kornstorleikane gjennom kjerna er synt både som konturplot og persentilar, medan magnetisk susceptibilitet og geokjemiske element vert synt som kurver. Kjerna er delt inn i to einingar (A og B) på bakgrunn av desse verdiane, og hendingar i einingane er markert med sirkclar. Dei svarte boksane representerar prøvedjupna nytta ved analyse i Morphology G3 og magnetisk volum susceptibilitet.

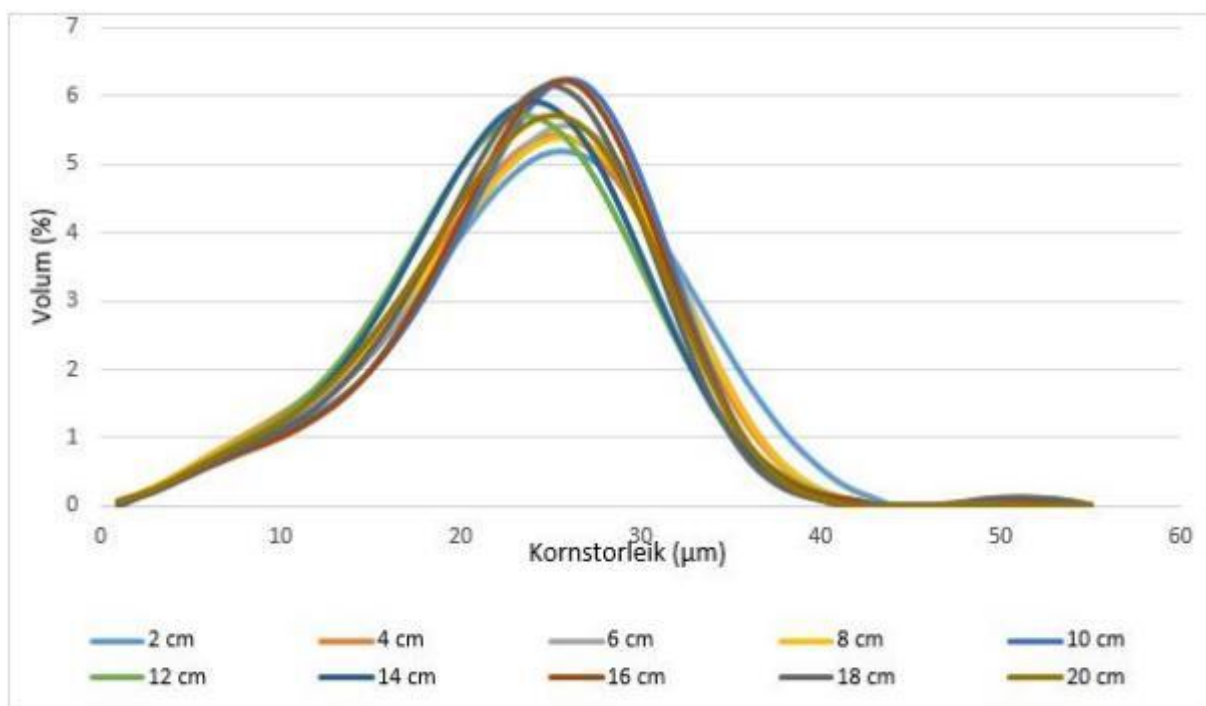
#### 4.2.5 Kjerne DRS-2

Kjerne **DRS** -2 står for **D**ravladalvatnet, «**s**venske», nr. 2. Av dei nemnde metodane har kjerna vore gjennom Mastersizer 3000, XRF og magnetisk susceptibilitet, både overflate og volum.

##### MASTERSIZER 3000

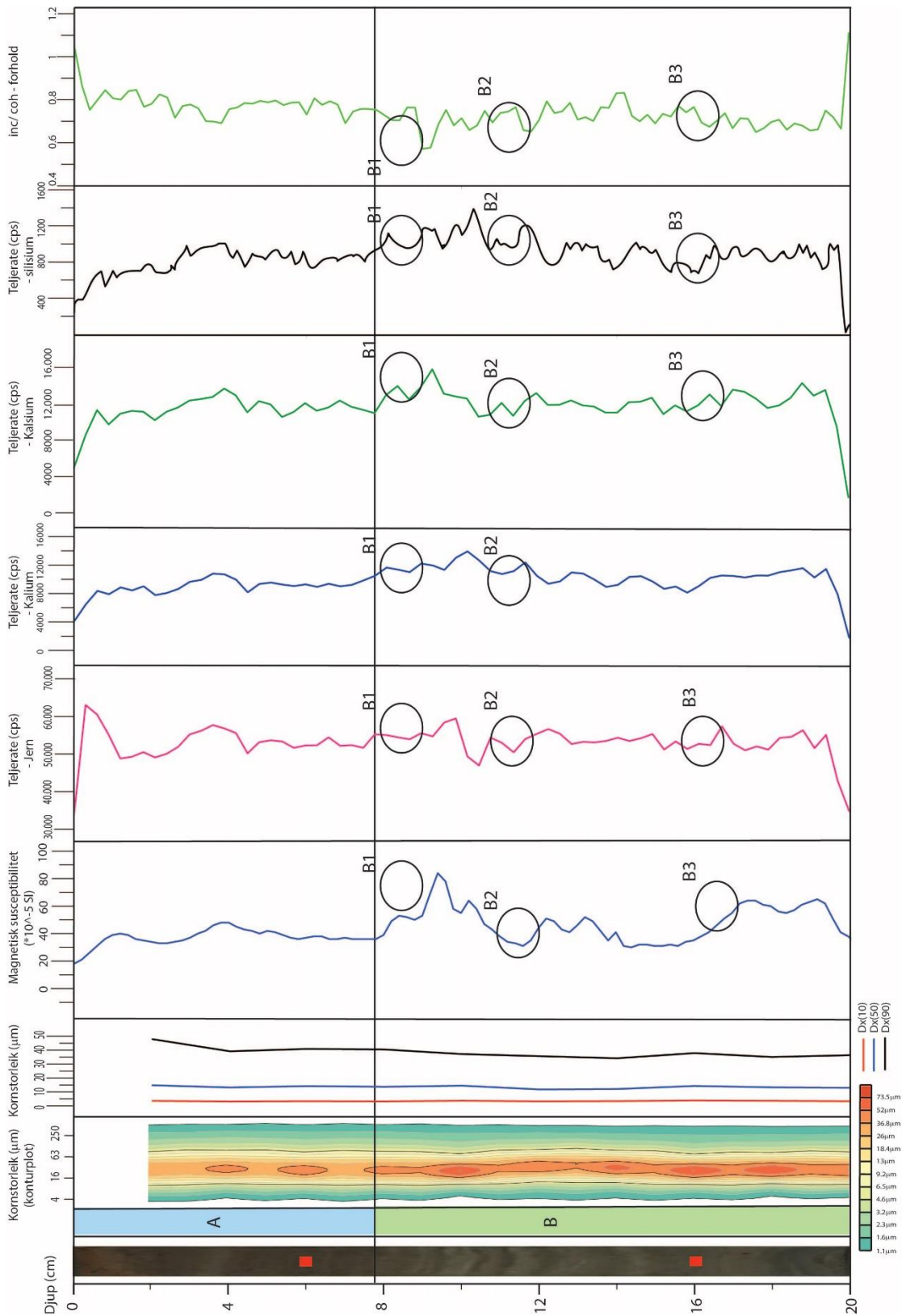
Det er tatt prøvar gjennom heile kjerna, med eit intervall på to cm. Kvart prøvedjup vert synt som ei kurve.

Kurva i figuren under (*figur 83*) syner den prosentmessige fordelinga av kornstorleikar gjennom kjerne DRS-2. Prøvedjupna syner relativt lik fordeling av kornstorleikane. Kornfordelingskurva syner små forskjellar mellom dei ulike prøvane.



*Figur 83 Kurva syner den prosentmessige fordelinga av kornstorleikar gjennom kjerne DRS-2. Prøvedjupna syner relativt lik fordeling av kornstorleikane*

*Figur 84* syner verdiane for parameterar knytt til metodane XRF, Mastersizer og Magnetisk susceptibilitet. Kornstorleikane gjennom kjerna er synt både som konturplot og persentilar, medan magnetisk susceptibilitet og geokjemiske element vert synt som kurver. Kjerna er delt inn i to einingar ( A og B) på bakgrunn av desse verdiane, og hendingar i einingane er markert med sirkular.



Figur 84 Figuren syner eit bilete av kjerna, samt ei samanstilling av verdiane for parameterar knytt til metodane XRF, Mastersizer og Magnetisk susceptibilitet. Kornstorleikane gjennom kjerna er synt både som konturplot og persentilar, medan magnetisk susceptibilitet og geokjemiske element vert synt som kurver. Kjerna er delt inn i to einingar (A og B) på bakgrunn av desse verdiane, og hendingar i einingane er markert med sirkular. Dei raude boksane representerar prøvedjupna nytta ved analyse i Morphology G3 og måling av magnetisk volum susceptibilitet.

## 5. DRØFTING

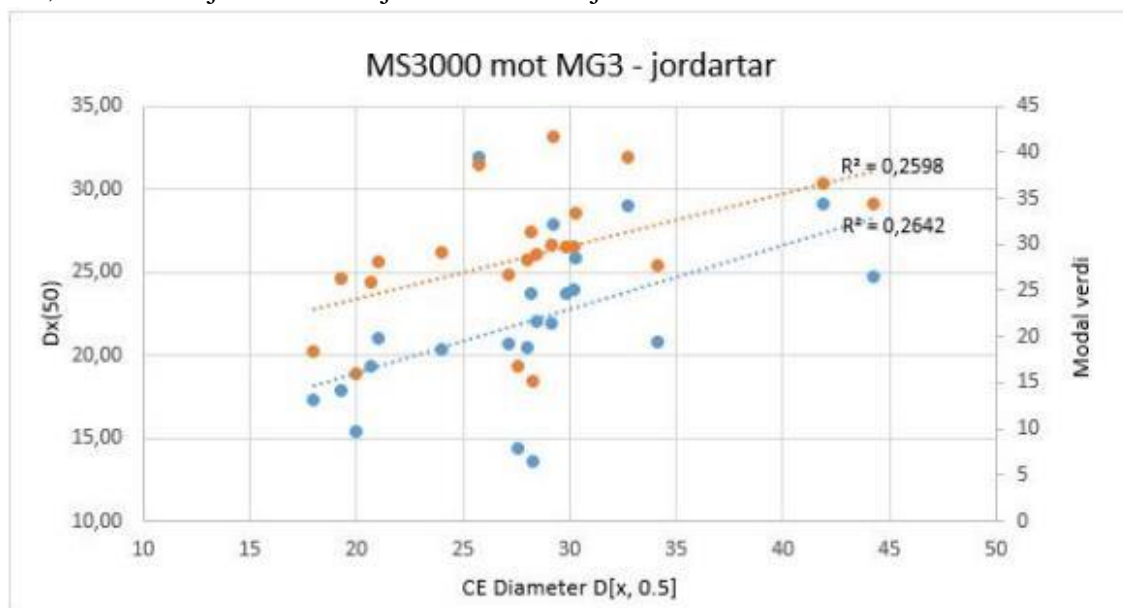
### 5.1 Drøfting av metode og resultat

Med bakgrunn i problemstillingane og nytta metodar vert det diskutert kva som kan vere årsak/grunn til resultatane, om dei er som forventa og eventuelt kvifor ikkje.

Det er samla inn 22 jordartsprøvar og fire berggrunnsprøvar. Ein kan setje spørsmålsteikn ved om dette er nok for å sikre statistisk gode resultat. Kvar prøve vart tolka i felt, og er meint å representere ein gitt jordart. Fordi dei 22 prøvane ikkje er samla inn tilfeldig, men frå kvalitative utvalte lokalitetar som karakteriserer hovudtypane av potensielt kjeldemateriale til sedimentasjonen i innsjøen, er 22 prøvar vurdert som tilstrekkeleg.

Som illustrert i *kapittel 4, (4.1.1)* kan ein sjå at det er ein viss variabilitet mellom dei enkelte prøvane innanfor jordarten morene. Dette er og observert ved dei andre jordartane. Det kan tenkast at denne variasjonen er representativ for morenematerialet, og syner ytterpunktane for jordarten då dei er samla inn over eit større området. For dei andre jordartane, som berre består av to prøvar, er det vanskelegare å avgjere kva som kan vere årsaka til variasjonane.

Hovudfokus i studien har vore på materialet i siltfraksjonen, då dette utgjer storparten av sedimentkjernane henta frå Dravladalsvatnet. Storleiken på partiklane i kvar av jordartsprøvene vart målt både i Morphology G3 og i Mastersizer 3000, og var forventa å samsvare då dei kjem frå den same prøven. *Figur 85* syner samanlikninga av dei to metodane, og med ein  $R^2$ -verdi på ca. 0,26 kan ein sjå at dette ikkje er tilfellet for jordartane.



*Figur 85* Plottet syner storleikane for jordartane oppnådd ved dei to målemetodane Mastersizer 3000 og Morphology G3.  $R^2$ -verdien syner lite samsvar mellom metodane, dette gjeld både for  $Dx(50)$  og modalverdien.  $Dx(50)$  vert synt som oransje prikkar og modalverdien vert synt som blå prikkar.

Resultata frå Morphology G3 syner ein generelt grovare kornstorleik for prøvane enn kva som er tilfellet hjå Mastersizer 3000, både ved  $D_x(50)$  og modalverdien.

Ved bearbeiding av Morphology G3 data vart partiklane delt inn i kornstorleiksfraksjonar, og kun siltfraksjonen vart nytta vidare. Dette førte til at grunnlaget for samanlikninga ikkje lenger er tilstade då delar av prøven er fjerna, noko som vidare førte til at gjennomsnittsverdien for prøvane endra seg. I tillegg vil feilkjelder nemnd i kapittel 3 (3.2.4) og illustrert i *figur 8A, B og C* kunne gi feil kornstorleik.

Leirfraksjonen vart fjerna då partiklar i siltfraksjonen utgjer storparten av materialet i kjernane henta frå Dravladalsvatnet, samstundes som at instrumentet Morphology G3 ikkje har god nok oppløysing til å handtere så små partiklar.

Vidare under framstilling av Morphology G3 data vart det oppdaga at talet partiklar i prøven kunne påverke resultata hjå andre parameterar, og at det dermed var lønsamt å ha tilnærma likt tal partiklar for kvar prøve. Nokre av prøvane synte svært få partiklar i siltfraksjonen, og vart dermed automatisk rekna som små. Fleire av desse prøvane hadde derimot storparten av partiklane i leirfraksjonen som vart fjerna, og dermed ikkje illustrert, sjå vedlegg 5. Nokre av prøvane inneheld generelt få partiklar i alle kornstorleiksfraksjonane. Dette kan skuldast at Morphology G3 ved fleire anledningar stoppa før analysane var fullført.

Prøvene vart ikkje køyrt på nytt då ein vurderte talet partiklar som tilstrekkeleg. Dette var før ein vart klar over påverknaden dette kan ha på resultatet. I ettertid ser ein at desse prøvane ideelt sett burde vore køyrt på nytt, for å undersøke om resultatet då hadde blitt eit anna.

Kornstorleiken til partiklane frå dei utvalde prøvedjupna i kjernane (*tabell 15*) vart og målt. Her syner metodane betre samsvar, men det er likevel stor variasjon mellom dei ulike kjernane. Dette kan kome av at prøvane her ikkje hadde like stor del av materialet i leirfraksjonen, og forskyvinga av snittverdien dermed ikkje vart så stor i tilfellet med jordartsprøvene.  $R^2$ -verdiane frå dei to metodane Morphology G3 og Mastersizer 3000, vert presentert i *tabell 16*. Plottet kan sjåast i vedlegg 6. Storleiken oppnådd i Morphology G3 vart samanlikna med både femtiande,  $D_x(50)$  persentil og modalverdien oppnådd i Mastersizer 3000. Modalverdien gir det beste resultatet. Då det berre vart tatt to prøvar frå kjerne DRS-2 gir dette automatisk  $R^2=1$ .

Tabell 16 Kornstorleiken for utvalte djupne i kjernane målt både ved Morphology G3 og Mastersizer 3000

	R <sup>2</sup> - verdi	
	Dx(50)	Modalverdi
DRG-114	0,45	0,61
DRG-414	0,70	0,84
DRG-514	0,70	0,89
DRG-614	0,001	0,007

Dersom det syner seg at storleiken oppnådd i Mastersizer 3000 er for liten kan det skuldast nemde feilkjelder (sjå kapittel 3, 3.2.4), eller at det ikkje er eksakt same prøve som har vore nytta under begge målemetodane. Då prøvane vart homogenisert før måling er dette lite sannsynleg.

Mengda materiale nytta til analysane var likt for alle prøvane, 3 mm<sup>3</sup>, og er dermed ikkje ein styrande faktor.

## 5.2 Drøfting av hovudproblemstilling:

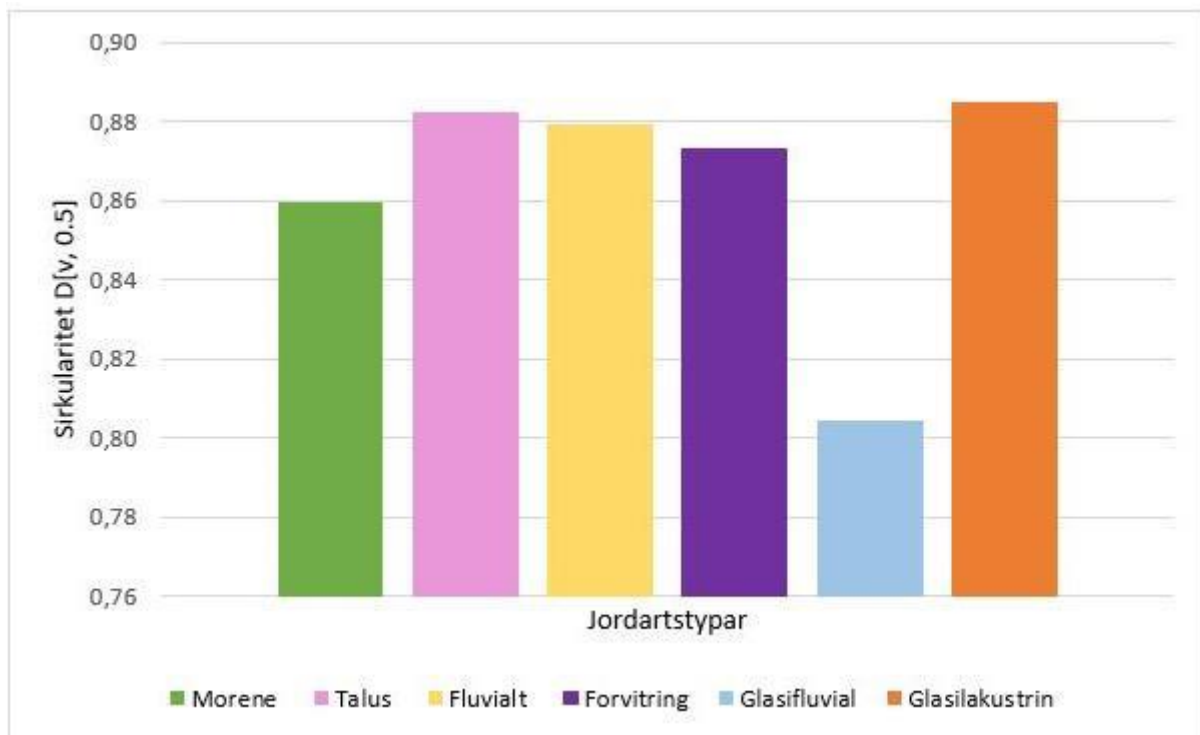
Problemstillinga i studien er om det er mogeleg å identifisere og skilje dei ulike prosessane som har danna det minerogene materialet i sedimentkjernane, basert på eigenskapar som form, storleik, geokjemi og magnetisk susceptibilitet hjå dei minerogene partiklane.

Ei tenkt likevekt mellom brestorleik, transport og avsetning av sediment er nytta som teori ved studie av bresignal i proglasiale innsjøsediment (Lie et al., 2004). Paraglasiale prosessar (Church og Ryder, 1972) skildrar ikkje- glasiale prosessar direkte knytt til glasiasjonar, og er eit resultat av arbeidet til Church (1972) der han ikkje kunne vise til nokon samanheng mellom mengda sediment avsett i basseng med bretilførsel og hastigheita på sedimentproduksjonen.

### 5.2.1 Form, storleik og farge

For å kunne trekke ut det glasiale signalet frå sedimentkjernane, må ein kunne skilje mellom materialet med glasialt og ikkje- glasialt opphav. Det vart forsøkt gjort ved å samanlikne resultatata frå dei gitte jordartane med kvarandre.

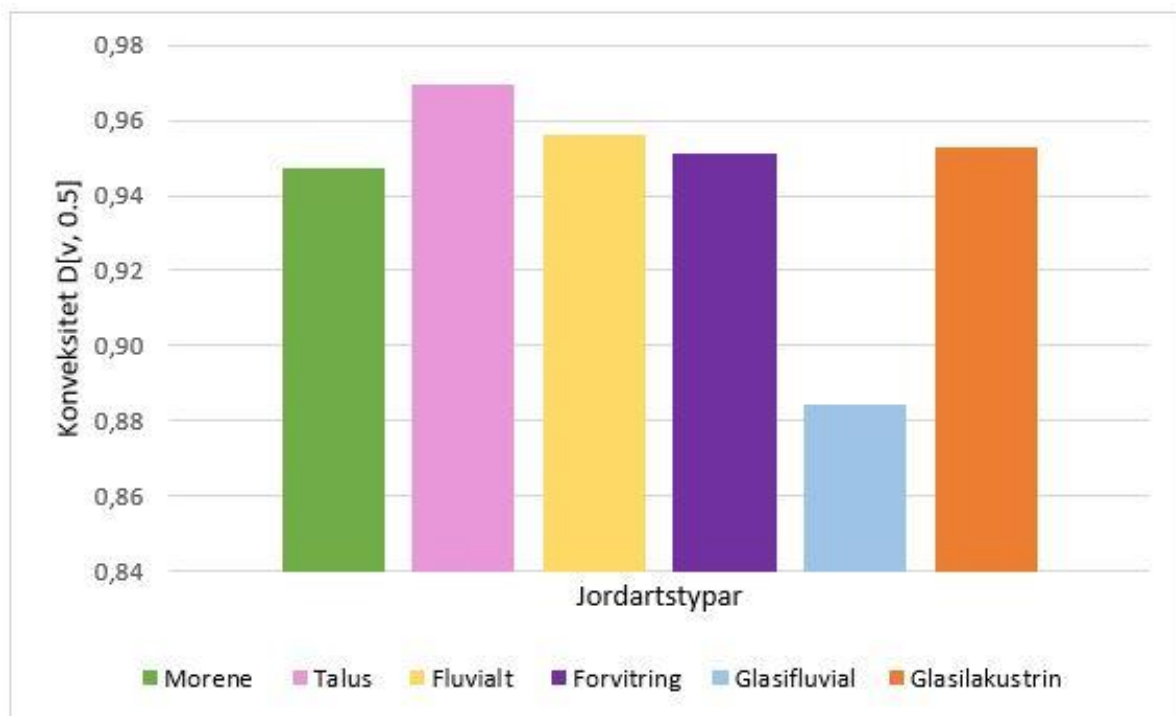
Fokuset på data frå Morphology G3 ligg på parameterane sirkularitet og konveksitet då dei fortel noko om forma på partiklane, og intensitet som seier noko om fargen på partiklane.



Figur 86 Diagrammet syner sirkularitetsverdiane til jordartstypane samla inn i nedslagsfeltet til Dravladalsvatnet. Det er små forskjellar mellom jordartane, men den glasifluviale prøven skil seg ut ved å ha noko lågare sirkularitetsverdier.

Sirkularitetsverdiane til dei ulike jordartane (figur 86) syner skilnad først ved andre desimalen, om noko større skilnad for det glasifluviale materialet. Det same er tilfellet for konveksitetsverdiane (figur 87). Medan det glasifluviale materialet har ein sirkularitetsverdi på 0,81 og ein konveksitetsverdi på ca. 0,89, har dei andre jordartane verdier mellom 0,86 – 0,88 og 0,94 og 0,97. Verdiane for konveksiteten er høgare enn for sirkularitet, men syner omtrent same trend.





Figur 87 Diagrammet syner konveksitetsverdiene til jordartstypane samla inn i nedslagsfeltet til Dravladalsvatnet. Dei har svært like verdiar, utanom det glasifluviale materialet som skil seg ut ved å ha noko lågare.

Prøvelokaliteten til det glasifluviale materialet ligg tett opp til breen, ein avstand på ca. 200 meter. Materialet har dermed kun vore transportert eit lite stykke av elva, noko som kan vere årsaka til sirkularitets- og konveksitetsverdiene (sjå figur 42).

Det kan vere fleire moglege grunnar til at jordartane syner så like verdiar knytt til sirkularitet og konveksitet. Tolkinga av materialet, som har vore styrande under laboratoriearbeidet, vart gjort i felt. Ei mogleg feilkjelde er såleis om tolkinga gjort i felt er rett. Til dømes syner talusmaterialet både høg sirkularitet og konveksitet, noko som ikkje er forventa ut frå dannelsmåte. Finmaterialet i denne type avsetning vert lett transportert av vind og vatn (Sundborg, 1956), og avsett i til dømes botnen av talusvifta. Dette, i tillegg til at store delar av avsettinga består av blokker, gjer det vanskeleg å prøveta jordarten.

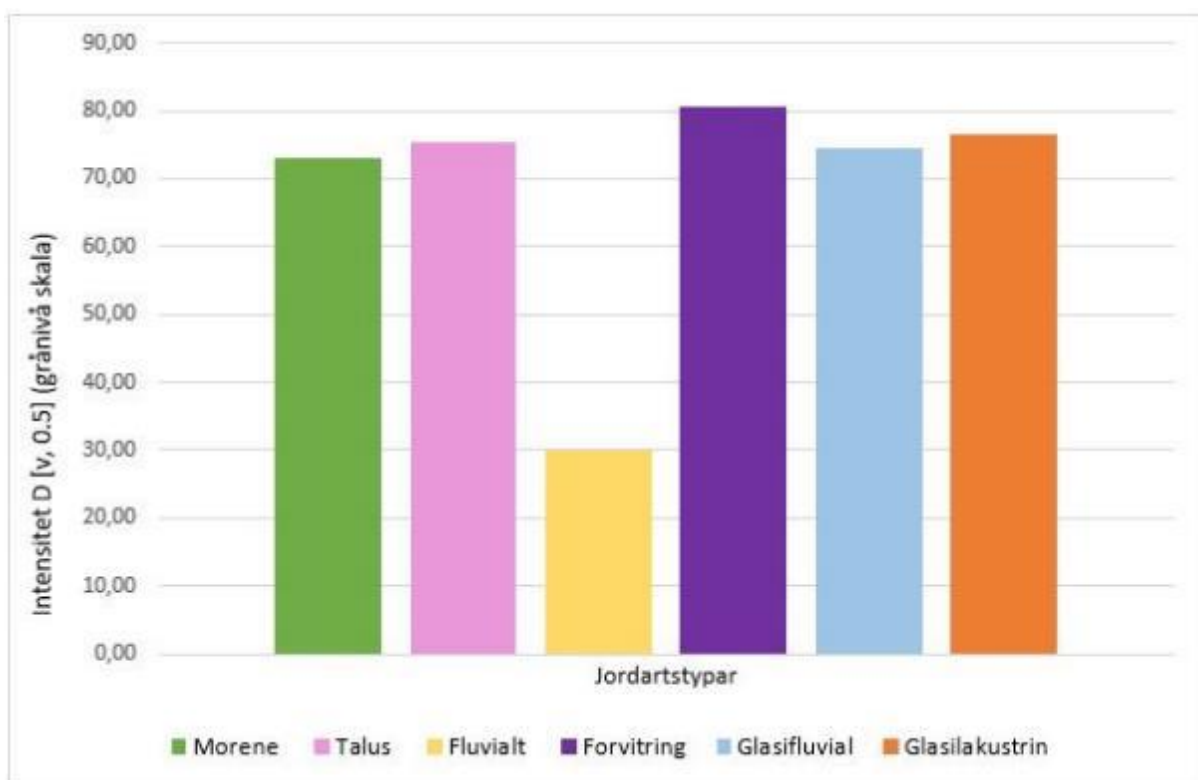
Ei anna moglege feilkjelde er at jordartsprøvane inneheld materiale frå meir enn ein prosess, og dermed har karakteristikkar som ikkje er eintydige. Prøve 93 med fluvialt materiale vart prøvetatt i eit området der det tydeleg gjekk steinprang, og ein kunne sjå fleire store blokker i området. Dette kan føre til at materialet har karakteristikkane til både fluvialt -og talus materiale.

Det er og naudsynt å tenke på kor lenge materialet har vore utsett for den aktuelle prosessen. Transportlengde og hastigheit på straumen er og avgjerande for grad av erosjon hjå partiklane (sjå *Hjulström – Sundborg diagram, figur 5*), og dermed forma deira. Det fluviale materialet syner høg sirkularitet og konveksitet, som forventa for denne jordarten ut frå dannelsmetode.

Verdiane kan tyde på at materialet har vore utsett for prosessen lenge nok til å ha dei karakteristikkane som er vanlege for materialet. Den fluviale prøven, nr. 93, er prøvetatt nesten heilt nede ved vassnivå, og skal dermed i teorien ha hatt lang transport.

Morenemateriale har høg sirkularitets- og konveksitetsverdi, noko som er motsett av det ein ville forventa. Moreneprøvane, samt den glasilakustrine prøva, er prøvetatt i eit komplekst område utsett for fleire glasiale episodar (Bakke et al., 2005a, Bakke et al., 2005b). Siltfraksjonen utgjer prøvane som vert undersøkt, og det kan tenkast at desse fine partiklane ikkje har vore gjennom dei same omfattande erosjonsprosessane som det grovare materialet. Det kan og tenkast at morenematerialet til dømes inneheld re- sedimentert glasifluvialt materiale.

Intensitetsverdiane for jordartane ligg mellom 70 – 80 på grånivåskalaen (figur 88). Det fluviale materialet skil seg ut ved å ha ein lågare verdi på 30.



Figur 88 Diagrammet syner intensitetsverdiane til dei ulike jordartsprøvane. Alle prøvane ligg mellom 70 – 80 på grånivåskalaen, utanom det fluviale materialet som har ein verdi på 30.

Det fluviale materialet skil seg frå dei andre jordartstypane ved å ha ein låg intensitet på grånivåskalaen, 30 mot 70-80 for dei andre jordartane. Materialet har tilnærma identisk sirkularitets -verdi med forvittrings -og talusmaterialet, noko som kan tyde på at forma til partikkelen ikkje er avgjerande for intensiteten. Det som kan tenkast å påverke intensiteten er

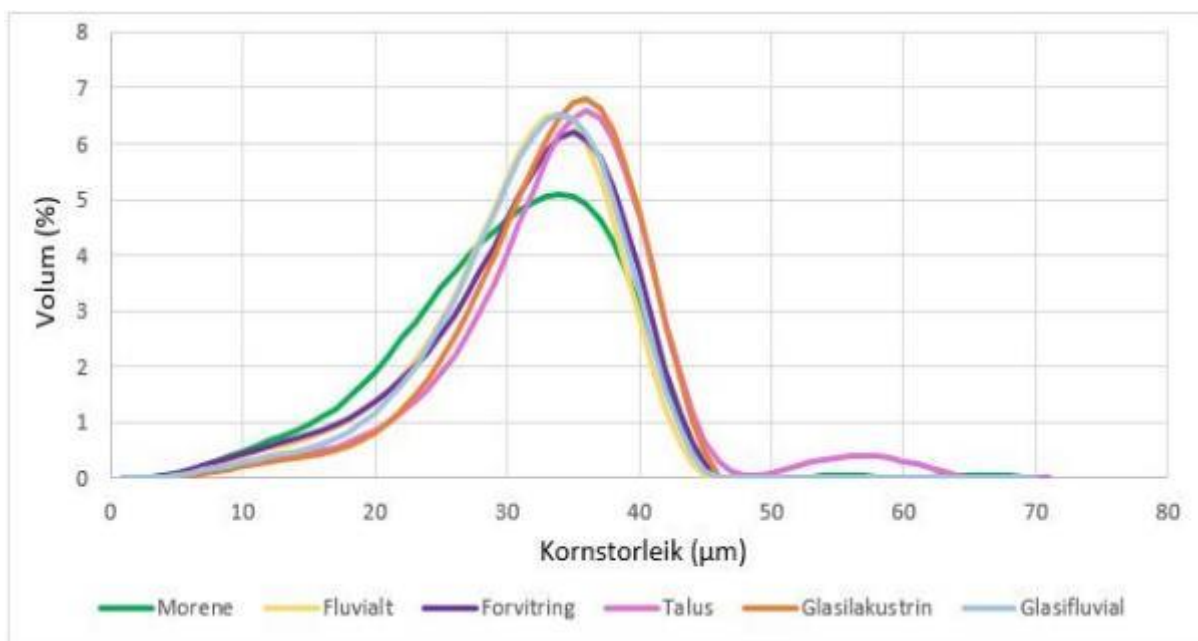
tjukna og farge/kjemi til partikkelen. Elvemateriale er eit godt sortert materiale (*sjå Hjulström – Sundborg diagram, figur 5*), der dei aller finaste partiklane er transportert vekk. Elvematerialet kan difor bestå av partiklar med ein storleik/tjukkuleik som slepp gjennom mindre lys enn hjå dei andre jordartane.

Ei samanlikning av Morphology G3 verdiane for jordartane i *tabell 17* under, syner at nokon av jordartane har for små forskjellar til å skiljast frå kvarandre og er merka med —, medan dei som skil seg ut ved å ha høgare eller lågare verdier er merka ↓↑

*Tabell 17 Relative verdier oppnådd ved analyse i Morphology G3. — tyder på at prøvane ikkje kan skiljast frå kvarandre, medan ↓↑ syner ei auke eller minke relativt til dei andre prøvane.*

	Morene	Talus	Fluvialt	Forvitring	Glasifluvialt	Glasilakustrint
<b>Sirkularitet</b>	—	—	—	—	↓	—
<b>Konveksitet</b>	—	—	—	—	↓	—
<b>Intensitet</b>	—	—	↓	—	—	—

Kornstorleikane oppnådd i Mastersizer 3000 synt i grafen under (*figur 89*) syner at morenematerialet har eit høgare tal finmateriale samanlikna med dei andre jordartane. I (Bakke et al., 2005b) vart kornstorleikane frå kjernane samanlikna med LOI- verdier. Den positive korrelasjonen med dei finaste fraksjonane vart tolka til å reflektere auka energi i innsjøen som følge av positiv massebalanse hjå breen, og dermed auka vassføring til å transportere sediment til innsjøen.



*Figur 89 Kurva syner fordelinga av kornstorleikar for dei ulike jordartane oppnådd i Mastersizer 3000. Ein kan sjå at alle jordartane utanom morene, har ei relativt lik fordeling. Snittet for moreneprøvane syner ein høgare prosentdel fin materiale, og ein lågare prosentdel materiale med kornstorleik mellom 30-40 µm.*

Resultata frå Mastersizer 3000 indikerer at det er mogleg å skilje ut morenematerialet som det mest finkorna, medan talus og glasilakustrint er mest grovkorna.

Det er stor forskjell innbyrdes i morenematerialet (*figur 20*), noko som vil påverke verdiane for kurva som syner snittet. Glasilakustrint og talus syner den høgste volumprosenten for storleikane mellom 30-40  $\mu\text{m}$  (*figur 89*). Vidare kopla (Bakke et al., 2005b) den negativ korrelasjonen mellom kornstorleik og LOI-verdiar til grovare materiale transportert til innsjøen gjennom aktive skråningsprosessar.

At det finaste materialet i prøvane kan vere vaska vekk er ein mogleg årsak til at talus- og glasilakustrint materiale syner grovare kornstorleikar for (*figur 89*) samanlikna med dei andre jordartane. Det kan og tenkast at jordartane ikkje har innehalde så fint materiale i det heile.

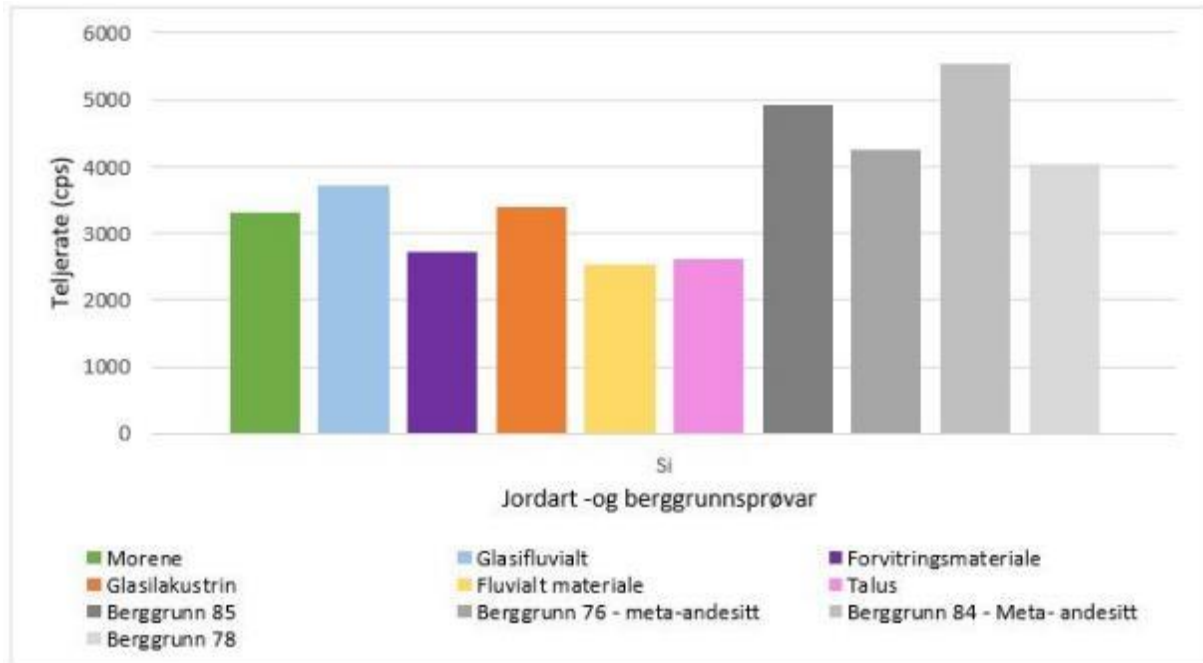
Eit problem knytt til bruken av variasjonar i kornstorleik som indikator for brestorleik, er faktumet at brear normalt sett produserar meir enn ein dominerande kornstorleikfraksjon (Vorren, 1977). Variasjonar i kornstorleiken i innsjøar med bretilførsel vil difor reflektere endringar i fluviale- og lakustrine system, då høg energi straumar avset grovare sediment, og motsett (Hjulström – Sundborg diagram) (Bakke et al., 2005b).

### 5.2.2 Geokjemi og magnetisk susceptibilitet

Då to av berggrunnsprøvane (*figur 66* og tabell 11) 76 og 84, i felt er identifisert som meta-andesitt, var det forventa at desse skulle syne ein relativt lik kjemisk signatur som kunne nyttast til identifisering av dei to siste berggrunnsprøvane. Berggrunnsprøvane syner derimot forskjellar seg imellom.

Teljerata for silisium (*figur 90*) syner ein liten forskjell mellom jordartane, men det er først og fremst mellom jordart og berggrunnsprøvar at det er mogleg å trekke eit skilje. Berggrunnsprøvane syner ei generelt høgare teljerate, det er og noko forskjell mellom dei to berggrunnsprøvane identifisert som meta-andesitt.

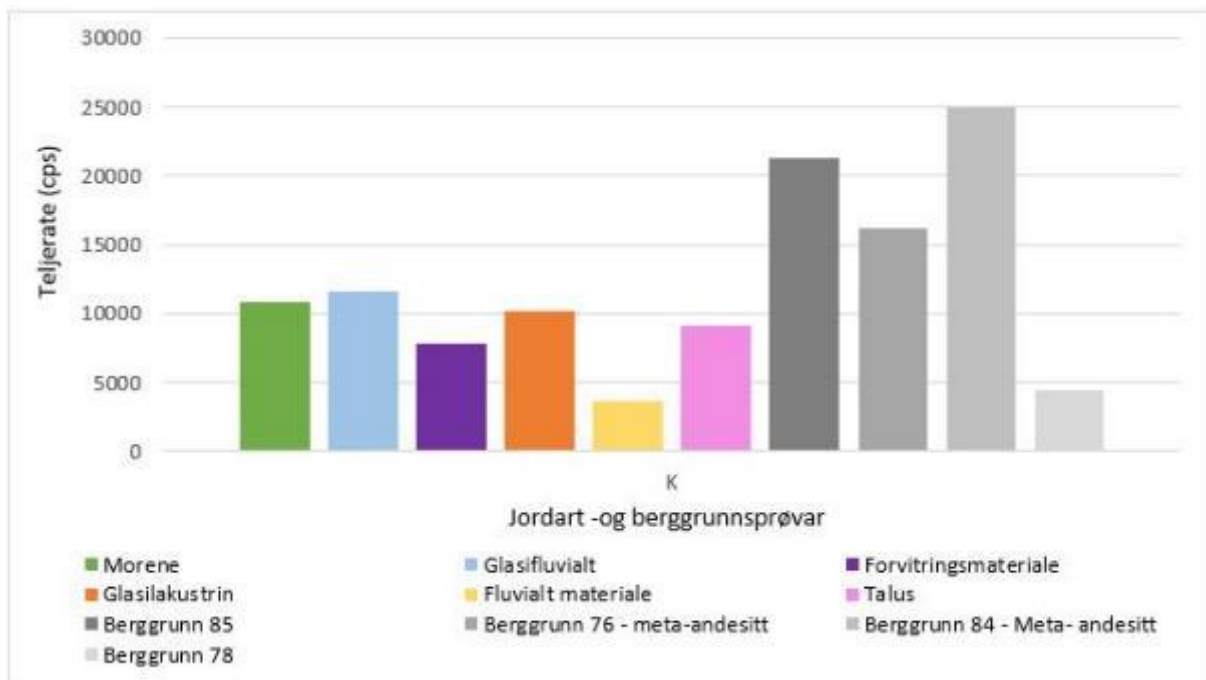
Variasjonen mellom jordartane kan skuldast mengda grov silt i dei enkelte prøvane (kapittel 3, 3.2.4), medan den høge silisium teljerata i berggrunnsprøvane truleg kan forklarast med geokjemien til berggrunnsprøvane. Andesittar (kapittel 2, 2.6) består av både kvarts og feltspat (Sigmond et al., 2013) som inneheld silikatar ( $\text{SiO}_4$ ).



Figur 90 Diagrammet syner teljerata (cps) for silisium (Si) hjå kvar jordart og dei fire berggrunnsprøvane. Det er liten forskjell mellom jordartane, medan berggrunnsprøvane syner ei generelt høgare teljerate. Det er noko forskjell mellom dei to berggrunnsprøvane identifisert som meta- andesitt.

Morene, glasifluvialt og glasilakustrine materialet kan skiljast frå dei andre jordartane ved å ha ei høgare teljerate for elementet silisium, som vert knytt til grov silt og sand fraksjonane (Cuven et al., 2010a).

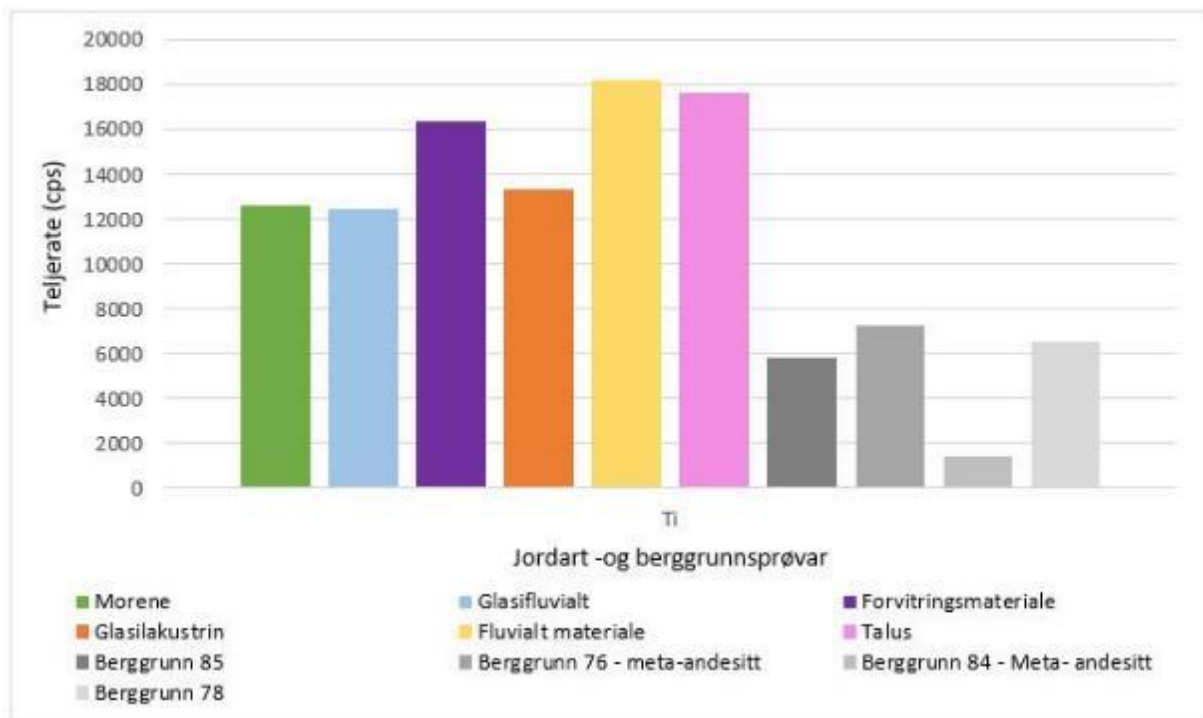
Teljerata for kalium (figur 91) kan nyttast til å skilje jordart frå dei fire berggrunnsprøvane. Det fluviale materialet skil seg frå dei andre jordartane ved å ha ei lågare teljerate. Kalium vert ofte knytt til leire produsert gjennom finknusing av leirmineral (Croudace et al., 2006)



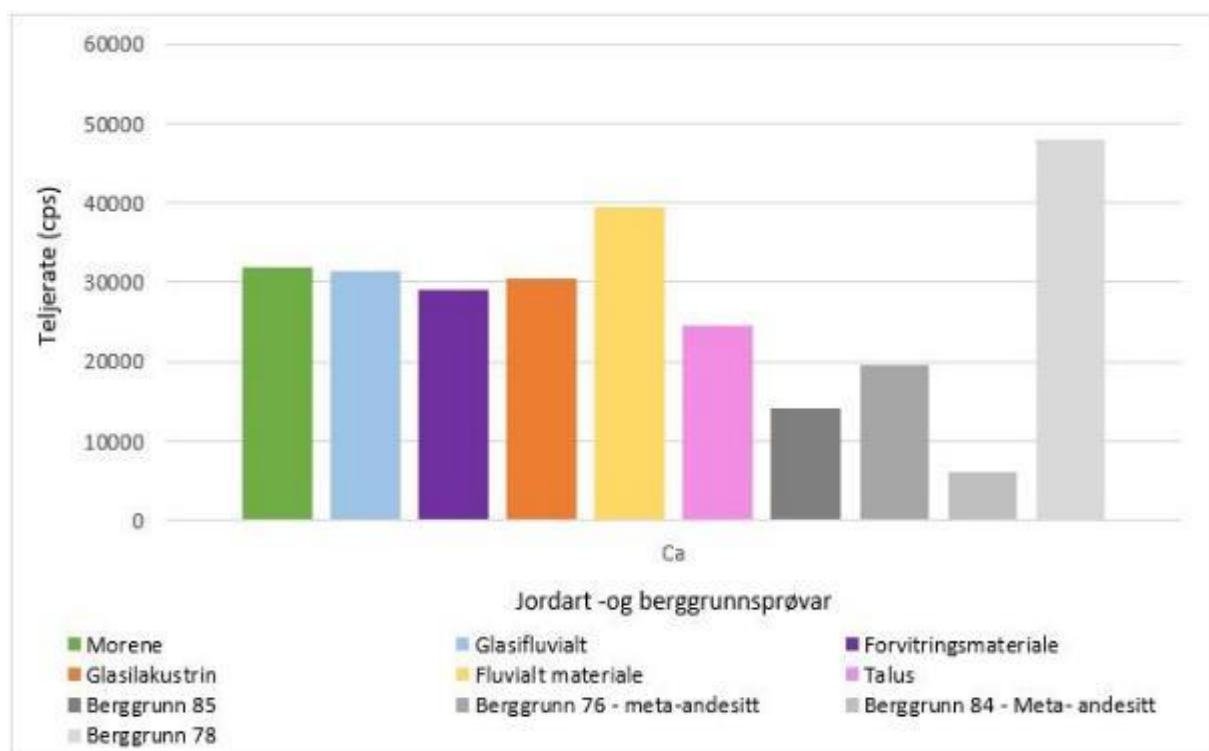
Figur 91 Diagrammet syner teljerata (cps) for kalium (K)hjá kvar jordart og dei fire berggrunnsprøvane. Det fluviale materialet skil seg frå dei andre jordartane ved å ha ei lågare teljerate. Berggrunnsprøvane 85, 76 og 84 skil seg frå jordartsprøvane ved å ha ein mykje høgare teljerate.

Diagrammet under (figur 92) syner teljerata for titan (Ti) hjå kvar jordart og dei fire berggrunnsprøvane. Det fluviale materialet, saman med talus og til dels forvittringsmateriale, skil seg frå dei andre jordartane ved å ha ei høgare teljerate. Berggrunnsprøvane skil seg frå jordartsprøvane ved å ha ei mykje lågare teljerate. Titan er ofte nytta som eit prov på erosjon og transport av silt og fin sand (Davies et al., 2015), noko som kan tenkast å stemme for desse jordartane. Studie av sedimentkjernar frå Argentina (Haberzettl et al., 2005, Haberzettl et al., 2007) har knytt Ti opp mot alloktont materiale transportert til innsjøen gjennom avrenning i skråningane, noko som støtter opp under resultatane i figur 92.





Figur 92 Diagrammet viser teljerata (cps) for titan (Ti) hjå kvar jordart og dei fire berggrunnsprøvane. Det fluvialt materiale saman med talus, og til dels forvittringsmateriale, skil seg frå dei andre jordartane ved å ha ei høgare teljerate. Berggrunnsprøvane skil seg frå jordartsprøvane ved å ha ei mykje lågare teljerate.

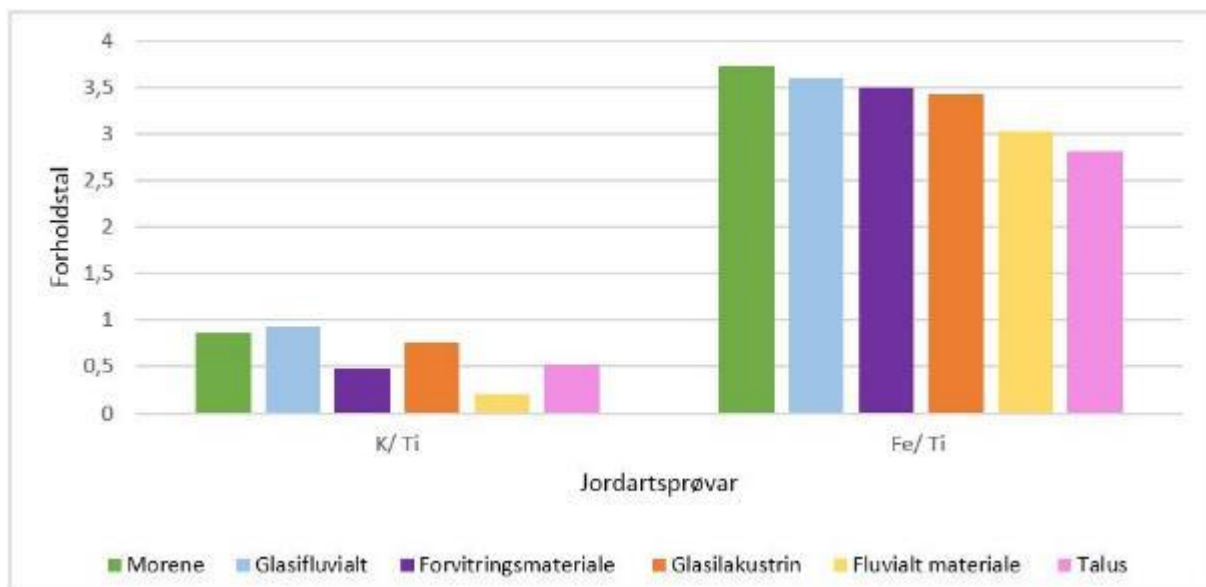


Figur 93 Diagrammet viser teljerate (cps) for kalsium (Ca) hjå jordartsprøvane og berggrunnsprøvane. Det fluviale materialet skil seg ut ved å ha ei noko høgare teljerate, og talus materialet ved å ha ei noko lågare teljerate. Tre av berggrunnsprøvane syner låge teljeratar, medan ein berggrunnsprøve syner svært høg teljerate.

Diagrammet over (figur 93) viser teljerate for elementet kalsium hjå jordartsprøvane og berggrunnsprøvane. Det fluviale materialet skil seg ut ved å ha ei noko høgare teljerate, og

talusmaterialet ved å ha ei noko lågare teljerate. Tre av berggrunnsprøvene syner låge teljeratar, medan ein berggrunnsprøve syner svært høg teljerate.

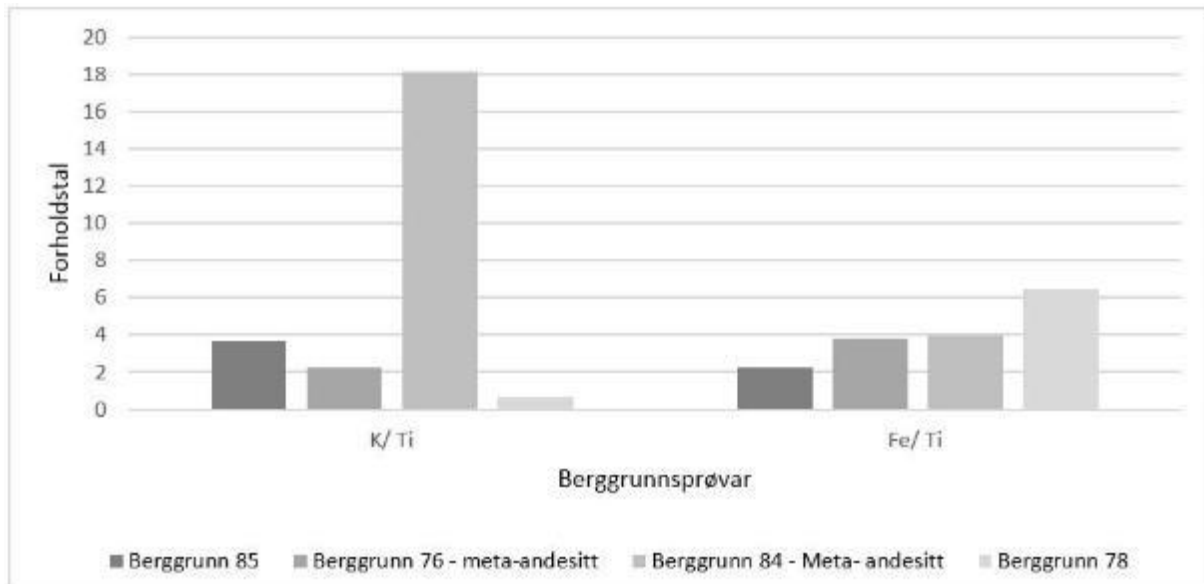
K/ Ti verdiane til jordartane, diagrammet under (*figur 94*), syner at morene, glasifluvialt og glasilakustrint har høge og liknande verdiar, medan det fluviale materialet har den lågaste verdien. Reaksjonar knytt til vassinnhald i elementet kalium for dei enkelte prøvane vert eliminert når elementet vert kopla med Ti, då dei har liknande atom nummer og eigenskapar knytt til demping av røntgenstrålar (Vasskog et al., 2012). Arnaud et al. (2012) nytta K/ Ti forholdet til å seie noko om graden av forvitring, og knytte høge verdiar til auka fysisk forvitring relativt til kjemisk forvitring. Dette ser ut til å stemme for jordartane, synt i *figur 92*, då morene, saman med glasifluvialt og glasilakustrint syner liknande verdiar og forvitring, talus og fluvialt synar liknande verdiar.



*Figur 94* Diagrammet syner forholdstalet for K/ Ti og Fe/ Ti hjå kvar jordart. For K/ Ti skil morene (grøn), glasifluvialt (lys blå) og glasilakustrint (oransje) seg ut ved å ha høgare verdiar enn kva som er tilfellet for forvitring (lilla), fluvialt (gul) og talus (rosa). For Fe/ Ti forholdet syner minkande verdiar frå morene til talus.

Verdiane knytt til Fe/ Ti- forholdet (*figur 94*) syner ein minkande trend frå morenematerialet til talusmaterialet. Eit høgt forhold kan reflektere eit reduserande miljø, medan eit lågt forhold reflekterer eit oksiderande miljø (Aufgebauer et al., 2012). Dette kan stemme for talus materialet, der avsettinga ligg opp i dagen og er utsett for påverknad frå omgivingane. Morenematerialet, som inneheld mest finkorma materiale samanlikna med dei andre jordartane (*figur 89*), er meir kompakt og mindre gjennomtrengelig. Dette kan føre til at tilgangen på oksygen vert redusert innover i avsettinga.

For berggrunnsprøvene skil prøve 84 seg ut ved å ha svært høg verdi for K/ Ti forholdet, medan Fe/ Ti- forholdet syner ei auke frå prøve 85 til prøve 75 (*figur 95*).



Figur 95 Diagrammet syner forholdstalet for K/ Ti og Fe/ Ti for berggrunnsprøvane. Berggrunnsprøve 84 skil seg ut ved å ha eit svært høg forholdstal knytt til K/ Ti. Ved Fe/ Ti syner prøvane ei auke frå berggrunnsprøve 85, 76, 84 og 78.

Verdiane oppnådd i XRF vert synt relativt til kvarandre i tabellen under, *tabell 18*. Prøvar merka med — skil seg ikkje ut frå dei andre (lik teljerate), medan pil opp ↑ eller ned ↓ tyder at prøven har ei høg eller låg teljerate i forhold til dei prøvane som ikkje skil seg ut.

Forkortingane står for: M.: morene, GF.: glasifluvialt, FO.: forvitring, GL.: glasilakustrint, FL.: fluvialt, T.: talus. B.: Berggrunnsprøve

Tabell 18 Samanlikning av relative teljeratar for jordarts- og berggrunnsprøvane

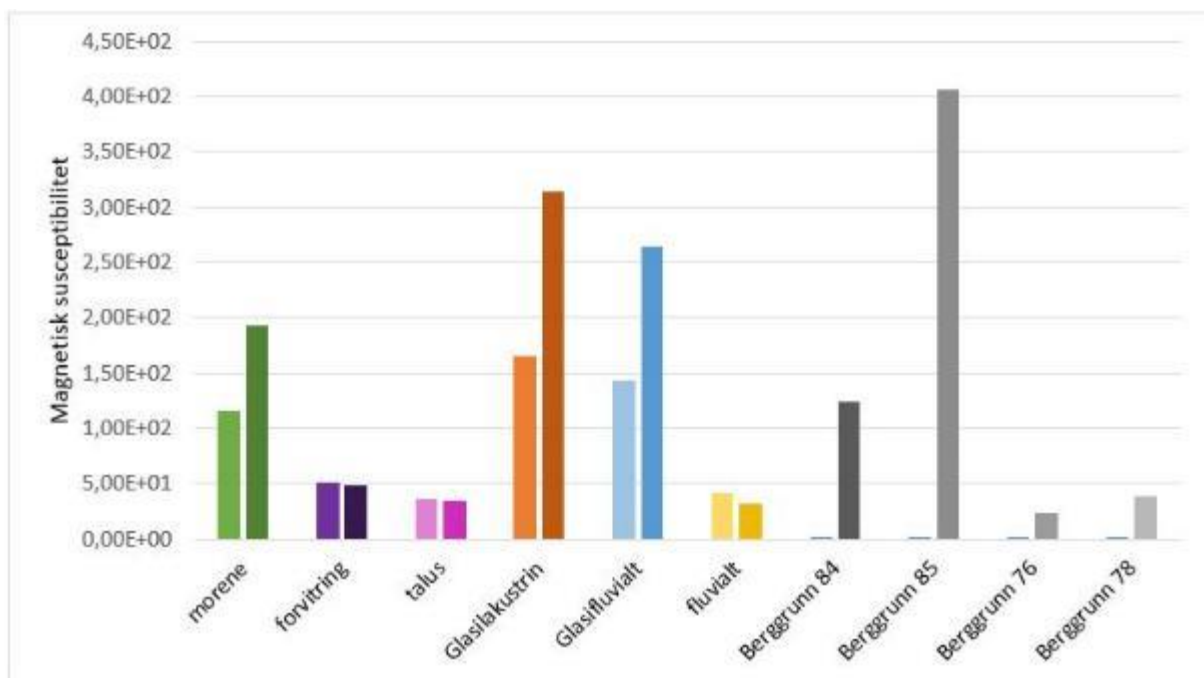
	M.	GF.	FO.	GL.	FL.	T	B.85	B.76	B.84	B.78
<b>Si</b>	↑	↑	—	↑	—	—	↑↑	↑	↑↑	↑
<b>K</b>	—	—	↓	—	↓↓	—	↑↑	↑	↑↑	↓↓
<b>Ti</b>	—	—	↑	—	↑	↑	↓	↓	↓↓	↓
<b>Ca</b>	—	—	—	—	↑	↓	↓↓	↓	↓↓	↑↑
<b>Fe/ Ti</b>	—	—	—	—	↓	↓	↓	↑	↑	↑↑
<b>K/ Ti</b>	—	—	↓	—	↓↓	↓	↑	↑	↑↑	—

Hovudtrekka frå XRF syner at jordartsprøvane som kan knytast direkte til bre; morene, glasifluvialt -og glasilakustrint materiale har svært like trendar. Det same gjeld for jordartstypene fluvialt, talus og forvitring som kan knytast til paraglasiale prosessar.

Vidare skil berggrunnsprøvane seg ut ved å anten har høgare (K og Si) og lågare (Ti og Ca) verdiar samanlikna med jordartsprøvane. Desse skilnadane kan skuldast mengda vatn og organisk materiale i prøvane.

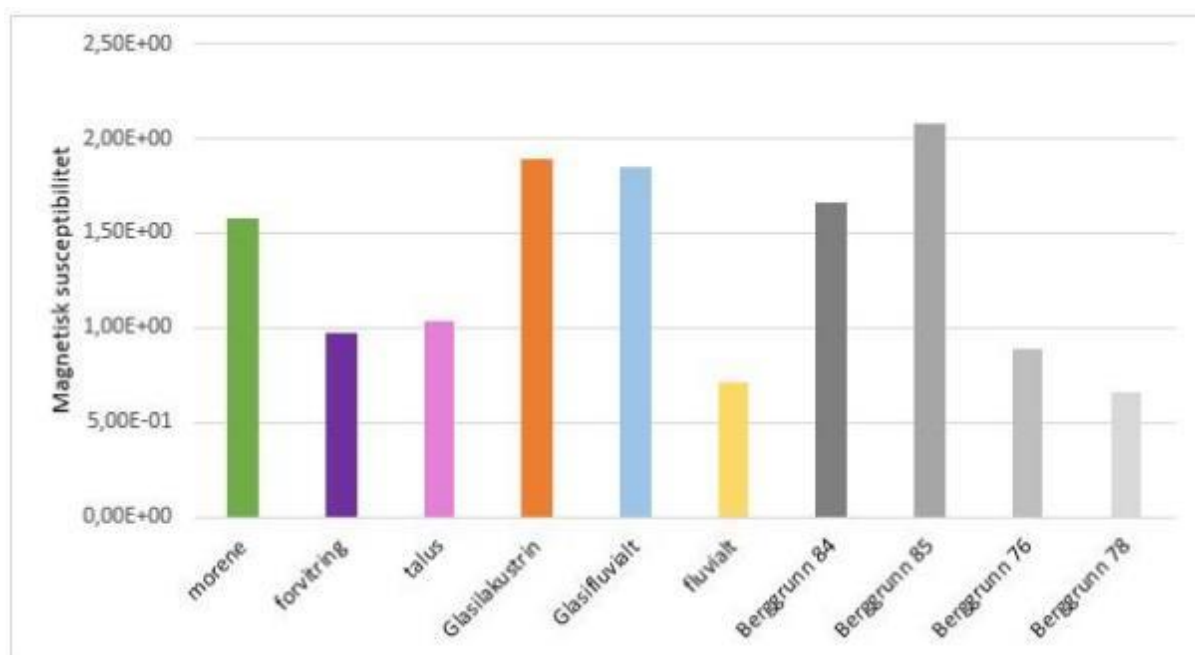
Boksprøver for alle jordartane og berggrunnsprøvane vart nytta ved analyse for magnetisk volum susceptibilitet. Prøvane vart målt både i romtemperatur (293K) og etter nedkjøling med flytande nitrogen (77K).

Resultata frå målingane av magnetisk volum susceptibilitet syner at eit tydeleg skilje mellom berggrunnsprøvane og jordartsprøvane basert på magnetisk susceptibilitet ved 77K (-196°C), samt at materiale danna gjennom glasiiale prosessar skil seg frå dei danna gjennom para-glasiiale prosessar (*figur 96*).



*Figur 96* Volum magnetisk susceptibilitet for jordarts- og berggrunnsprøvane. Søyte til høgre syner magnetisk susceptibilitet oppnådd ved 293K (20°C), medan søyte til venstre syner susceptibilitet oppnådd ved 77K (-196°C).

Lanci og Lowrie (1997) føreslo at høge verdiar knytt til 77K/ 293K forholdet (*figur 97*) indikerer paramagnetiske mineral, medan eit lågare forhold indikerer ei auka mengd ferromagnetiske mineral og er direkte relatert til nærvær av «nyleg» erodert berggrunn.



Figur 97 Diagrammet viser magnetisk volum susceptibilitet knytt til 77K/ 293K- forholdet til jordartene og berggrunnsprøvene.

Tabellen under (tabell 19) viser ei samanstilling av den magnetiske volum susceptibiliteten knytt til begge tilstandane, og 77K/ 293K- forholdet for kvar jordart og berggrunnsprøvene. Dei prøvene der verdiane ikkje skil seg relativt til kvarandre, er merka —, medan pil opp↑ eller ned↓ tyder på ei høgare eller lågare teljerate i forhold til dei som ikkje skil seg ut.

M-Morene, T-Talus, F-fluvial, FO-forvitring, GF-glasifluvialt, GL-glasilakustrint

Tabell 19 Magnetisk volum susceptibilitetsverdiar for jordarts- og berggrunnsprøvene

	M.	FO.	T.	GL.	GF.	FL.	B.84	B.85	B.76	B.78
293K	↑	—	—	↑↑	↑↑	—	↑	↑↑	—	—
77K	↑↑	↑	↑	↑↑	↑↑	↑	—	—	—	—
77K/ 293K	↑↑	↑	↑	↑↑	↑↑	—	↑↑	↑↑	↑	—

Verdiane frå magnetisk volum susceptibilitet viser dei same trendane som XRF verdiane, og forsterkar indikasjonen på at jordartane kan delast inn i ei glasial gruppe og ei paraglasial gruppe. Som nemnt i kapittel 3, (3.2.4) indikerer dei høge magnetisk susceptibilitetsverdiane ei auke i tilførsel av minerogent materiale, som eit resultat av auka breaktivitet.

Berggrunnsprøvene 84 og 85 skil seg frå dei to andre berggrunnsprøvene ved å ha ein mykje høgare magnetisk volum susceptibilitet ved 293K (figur 96), noko som og fører til høgare verdiar knytt til forholdet mellom dei to tilstandane (figur 97) Dette tyder på at berggrunnsprøve 84 og 85 inneheld en stor del paramagnetiske komponentar

Tabellen under (*tabell 20*) samanfattar hovudtrekka i skilnadane mellom dei ulike jordartsprøvane og berggrunnsprøvane. Ved — skil ikkje prøven seg frå dei andre. Ved pil ↑ har prøven ein relativt høgare verdi og ved pil ↓ prøven ein relativt lågare verdi samanlikna med dei prøvane som ikkje skil seg ut. Ved blanke felt er ikkje den aktuelle metoden nytta på materialet. M.: Morene, T.: Talus, F.: fluvial, FO.: forvitring, GF.: glasifluvialt, GL.: glasilakustrint og B.: Berggrunnsprøve

Tabell 20 Oppsummering av valte parameterar

	M.	T.	FL.	FO.	GF.	GL.	B.85	B.76	B.84	B.78
<b>Sirku.</b>	—	—	—	—	↓	—				
<b>Konv.</b>	—	—	—	—	↓	—				
<b>Intens.</b>	—	—	↓	—	—	—				
<b>Si</b>	↑	—	—	—	↑	↑	↑↑	↑	↑↑	↑
<b>K</b>	—	—	↓	↓	—	—	↑↑	↑	↑↑	↓↓
<b>Ti</b>	—	↑	↑	↑	—	—	↓	↓	↓↓	↓
<b>Ca</b>	—	↓	↑	—	—	—	↓↓	↓	↓↓	↑↑
<b>Fe/ Ti</b>	—	↓	—	—	—	—	↓	—	—	↑↑
<b>K/ Ti</b>	—	—	—	—	—	—	↑	—	↑↑	—
<b>293K</b>	↑	—	—	—	↑↑	↑↑	↑↑	—	↑	—
<b>77K</b>	↑↑	↑	↑	↑	↑↑	↑↑	—	—	—	—
<b>77K/ 293K</b>	↑↑	↑	—	↑	↑↑	↑↑	↑↑	↑	↑↑	—

### 5.3 Underproblemstilling 1

Ved å samanlikne resultata frå nedslagsprøvane med sedimentkjernane skal ein svare på underproblemstilling 1, om dei ulike fasene i ein bresyklus produserer ulikt materiale.

Resultata etter kornformanalysen, utført på prøvane frå nedslagsfeltet, synte svært små forskjellar mellom jordartane, og det er kun det glasifluviale materialet som kan skiljast basert på sirkularitet og konveksitet (*tabell 17*). Prøvane tatt frå kjernane vert likevel samanlikna med alle jordartane for, om mogleg, redusere talet potensielle kjelder til det minerogene materialet i kjernane. Prøvedjupna for kvar kjerne vart valt ut frå visuell inspeksjon, og er tenkte å representere overgangen mellom optimum og neoglasiasjon, maksimal brestorleik og tilbaketrekking. Ein kan i etterkant sjå at ikkje alle punkta er tatt frå ideelle djup.

Kjernematerialet syner i hovudsak likskap i sirkularitet og konveksitet med talus, forvitring og fluviale avsettingar. Dette er naturleg då desse prosessane føregår/eksisterer nærare vatnet enn kva som er tilfellet for morene, glasifluvialt og glasilakustrint. Morenematerialet saman med det glasilakustrine materialet er lokalisert i eit området med få elver til å erodere og frakte materialet med seg. Det glasifluviale materialet vert transportert gjennom fleire mindre vatn som kan fungere som sedimentfeller (*sjå kapittel 2, 2.3*) før det kjem ut i Dravladalsvatnet.

I tilfellet med kjerne DRG- 414 synte det glasifluviale materialet minst likskap med kjerna, samanlikna med dei andre jordartane. Dette kan mogleg skuldast lokaliseringa i det austlege bassenget (*figur 66*), samt den lange avstanden frå prøvelokaliteten til det glasifluviale materialet. At kjernane ikkje syner likskap med det glasifluviale materialet gjer det svært vanskeleg å identifisere dei ulike prosessane som har produsert materialet med grunnlag i sirkularitet og konveksitet (*tabell 17*). Her burde ein hatt mange fleire prøvar gjennom heile kjernane og dei utvalte djupa burde vore betre plassert.

Det fluviale materialet skil seg frå dei andre jordartane ved å ha ein lågare intensitet (*tabell 17*). Kjernane DRG- 114 (*figur 68*), DRG- 414 (*figur 72*) og DRG- 514 (*figur 76*) syner intensitetsverdiar mellom 60 og 80, medan kjerne DRG- 614 (*figur 80*) syner intensitetsverdiar mellom 20 og 30. Dermed er det kjerne DRG-614 som i utgangspunktet syner liknande verdiar med det fluviale materialet.

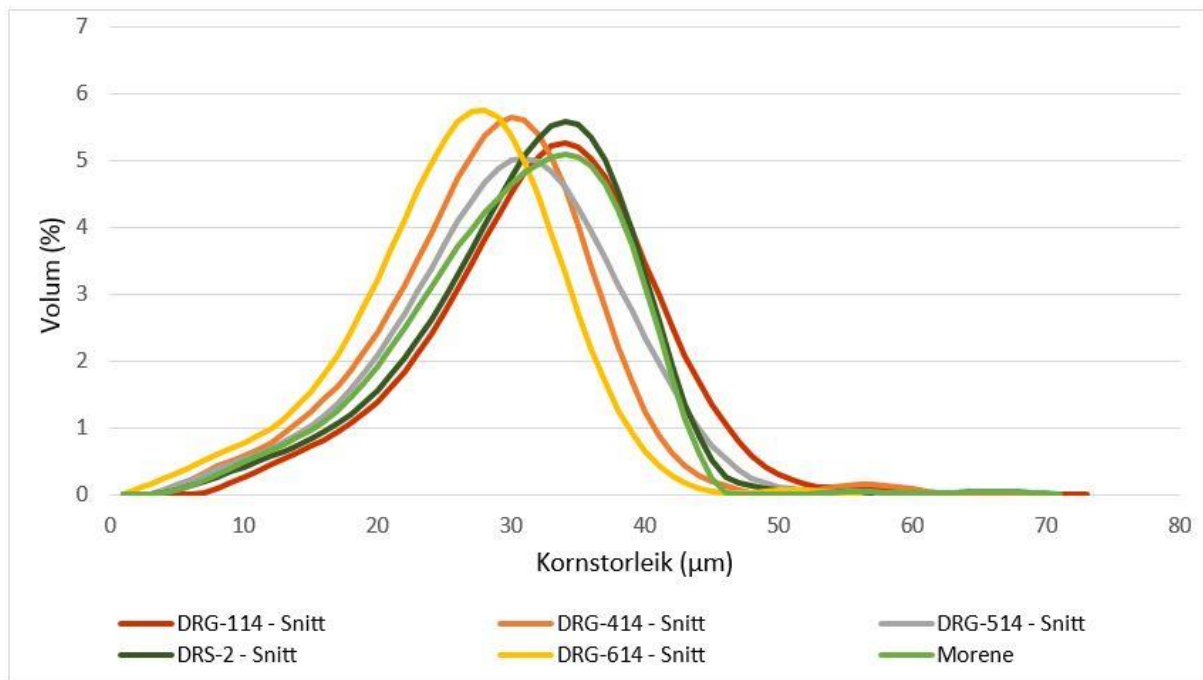
Det er dei to prøvedjupna med pulsar av organisk materiale (*tabell 15*) som syner den høgste intensiteten i kjerne DRG-614, og som saman med prøvedjupne 56 cm (minerogent materiale) syner dei intensitetsverdiane som liknar mest på det fluviale materialet. Det vert dermed vanskeleg å seie om den låge intensiteten skuldast tilførsel av organisk materiale eller ikkje, då både prøvar med og utan organisk materiale syner liknande verdiar.

Morenematerialet skilde seg frå dei andre jordartane ved å innehalde ein større prosentdel finmateriale. Ei forklaring på dette kan vere at dei finaste partiklane ikkje er vaska vekk, slik som kan vere tilfellet ved fluvialt materiale. Som forklart tidlegare i *kapittel 3,(3.2.4)* kan forholdsverdiane til Fe/ Ti og K/ Ti koplast til kornstorleiken til materialet i innsjøen. Marshall et al. (2011) nytta ei auke i Fe/ Ti forholdet som ein indikator for minkande kornstorleik, og ei auke i K/ Ti forholdet som indikator på aukande kornstorleik.

Samanlikninga av kornfordelingskurva til morenematerialet (*figur 20*) med kurvane for kjerne DRG- 114 (*figur 69*) syner ein likskap med prøvedjupna 66 cm, 82 cm, 84 cm og 86 cm. Dette er parti med lyst, minerogent materiale. For kjerne DRG-514 syner kornfordelingskurva (*figur*



77) likskap med prøvedjupna 18 cm, 34 cm, 44 cm, 58 cm og 60 cm, som består av både minerogent og organisk materiale. Snittkurva for kjerne DRG-114 og DRG-514 (*figur 98*) syner likskap med kornfordelingskurva til morenematerialet.



*Figur 98 Grafen syner den volummessige prosentfordeling av kornstorleikar for morenemateriale og kjernane tatt i Dravladalsvatnet. Kjerne DRG-114 og DRG-514 syner mest likskap med morenematerialet.*

Materialet i kjerne DRG-414 har ein finare kornstorleik (*figur 73*) samanlikna med morenematerialet. Dette kan kome av at kjerne DRG-414 er lokalisert i det austlege bassenget (*figur 66*) og dermed berre dei finaste partiklane. Kornstorleiksfordelinga i kjerne DRG-614 (*figur 81*) syner og ei finare kornfordeling, medan kjerne DRS-2 (*figur 83*) syner høgare volumprosent samanlikna med morenematerialet.

Målingane av magnetisk volum susceptibiliteten samsvarar godt med overflate susceptibiliteten for kjerne DRG-114, DRG-414 og DRG-614 (*Vedlegg 4*). Kjerne DRG-514 (*vedlegg 4*) syner noko samsvar, medan det for kjerne DRS-2 berre vart tatt to prøvar og ein difor oppnår godt samsvar. At volum- og overflate susceptibiliteten syner likskap for dei utvalte djupna er som forventa då dei i prinsippet er dei same prøvane.

Dei utvalte prøvedjupna for måling av magnetisk volum susceptibilitet i kjernane vart samanlikna med jordarts- og berggrunnsprøvane, for å sjå etter likskap. Ut frå samanlikninga synte dei utvalte prøvedjupna i hovudsak likskap med forvittringsmateriale-, talus- og fluvialtmateriale. Dette samsvara med analysen av kornforma til partiklane. Det vert vanskeleg

å skilje forvitring-, talus- og fluvialtmateriale frå kvarandre då dei har så like susceptibilitetsverdier (*tabell 19*).

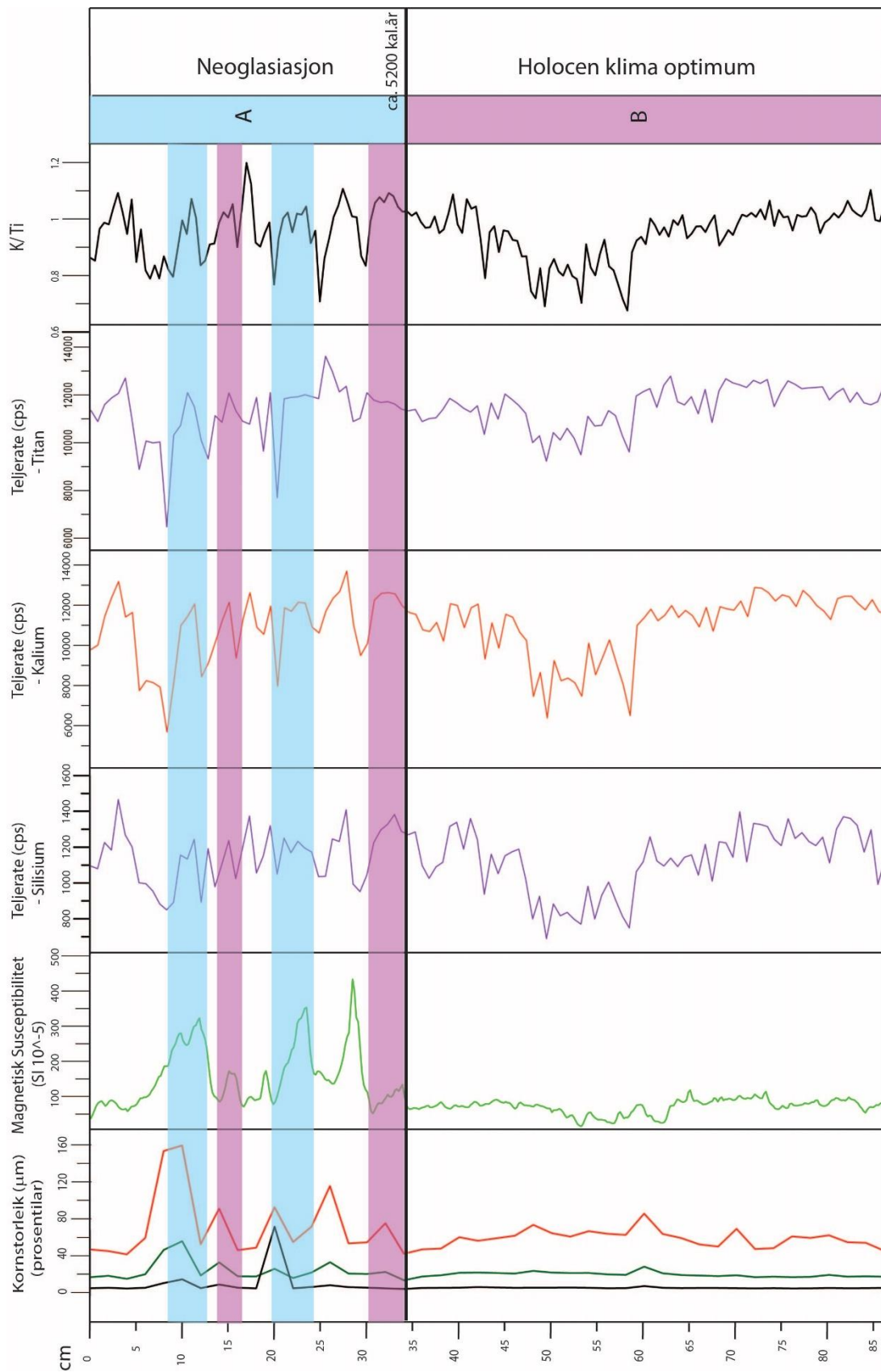
Susceptibilitetsverdiane oppnådd ved overflate skanning syner høgare verdier, med fleire toppar, i dei øvste 30-50 cm i dei fire lengste kjernane (*figur 70, figur 74, figur 78 og figur 82*). Dette indikerer, ut frå teori i kapittel 3 (3.2.4), ein større tilførsel av minerogent materiale, som ofte vert kopla til høg breakaktivitet i nedslagsfeltet, og ligger til grunn for inndelinga av kjernane i einingane A og B. Ved å samanlikne susceptibilitetsverdiane i eining A med jordarts- og berggrunnsprøvene ser ein likskap med morene, glasifluvialt og glasilakustrint materiale. Dei lågare susceptibilitetsverdiane i eining B syner likskap med fluvialt-, talus- og forvittringsmateriale. Eining B har også færre svingingar enn eining A.

Inndelinga basert på magnetisk susceptibilitet vert forsterka ved at kurva som syner teljerate for jern gjennom kjernane syner likande trendar, men med noko ulik styrke på utslaga. For kjerne DRS-2 (*figur 84*) syner overflate magnetisk susceptibiliteten for eining B tre toppar som korrelerar med Fe og Si, og tre botnar for inc/ coh.

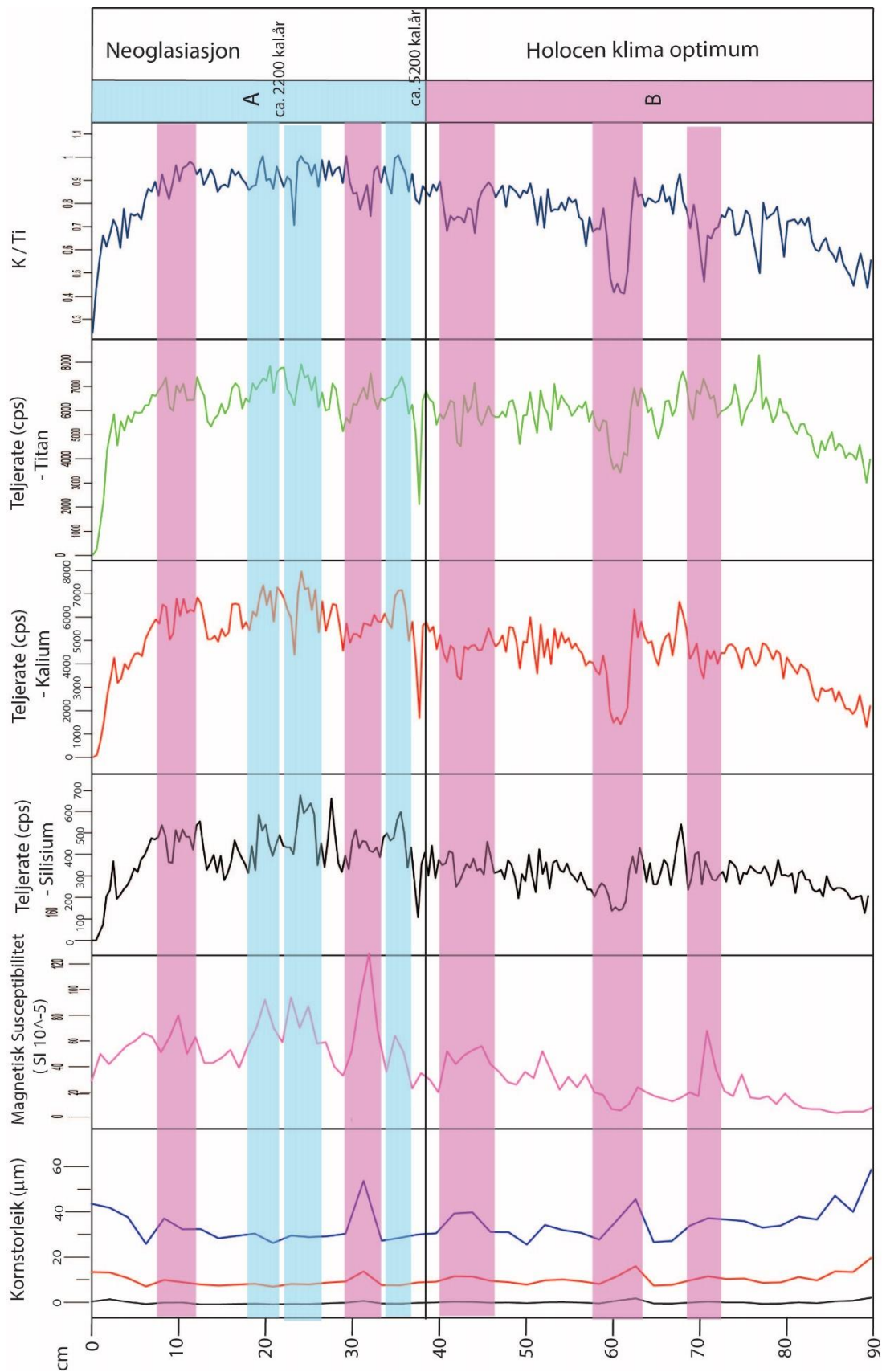
I kjerne DRG-514 (*figur 78*) kan ein i eining A sjå tre tydeleg innslag med organisk materiale. Desse syner motsett trend samanlikna med det minerogene materialet. Sjølv om kurva for magnetisk susceptibilitet indikerer ein auke, syner kalsium, kalium og jern ein nedgang i teljerate. Samstundes har inc/ coh- forholdet tydelege toppar, noko som indikerer organisk materiale (*sjå kapittel 3, 3.2.4*). Materialet kan ha vorte avsett under til dømes ein flaum. Slike pulsar ser ein og i DRG- 114 (*figur 70*), DRG- 414 (*figur 74*). For kjerne DRG- 614 (*figur 82*) er det organiske materialet avsett meir flekkvis, noko som kan tyde på ei mindre hending enn ved dei andre kjernane, og kan ha oppstådd ved til dømes utrasing frå skråningane rundt vatnet.

Ved å nytte dei resultata oppnådd for metodane, som gjer det er mogleg å skilje mellom glasiale- og paraglasiale signal, er kjernane tolka og delt inn i brefasar. Paraglasiale avsettingar (lys rosa) og glasiale avsettingar (lys blå). Inndelinga i brefasar er ei vidareutvikling av figurane synt i resultat delen, *figur 70, 74, 78 og 82*, og ved å samanlikne med resultat frå tidlegare arbeid av Bakke et al. (2005b).

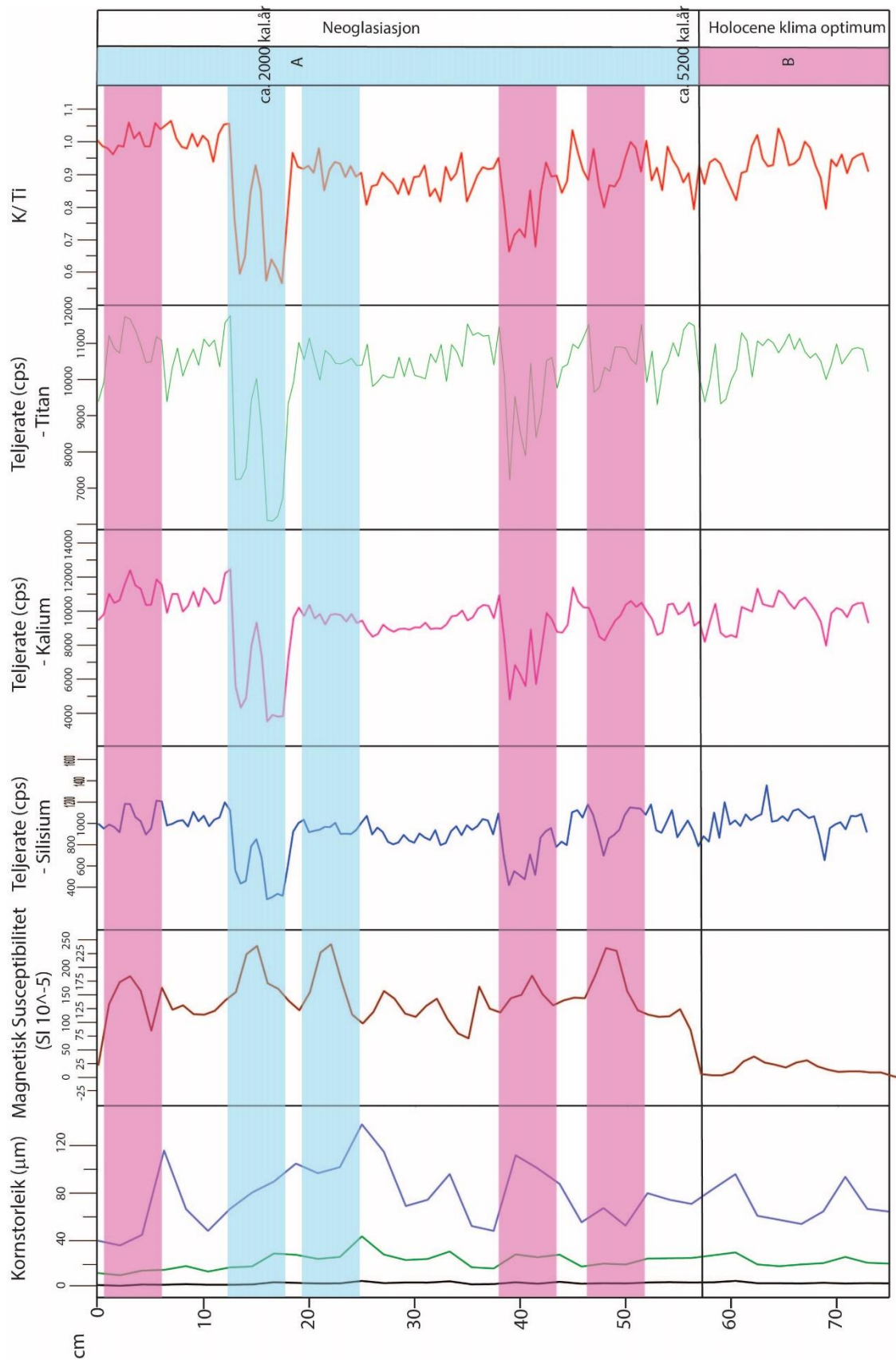
Det er med utgangspunkt i magnetisk susceptibilitet og XRF at inndelinga vert gjort. Der variasjonane nedover i kjernane vert minimal er inndelinga meir problematisk.



Figur 99 Plott til oppe syner kjerne DRG-114. Den blå inndelinga representerar bresignal, medan den rosa representerar paraglasiale signal. Inndelinga er gjort med bakgrunn i oppnådde resultat (XRF, magnetisk susceptibilitet og kornstorleik) og samanlikning med tidlegare arbeid.

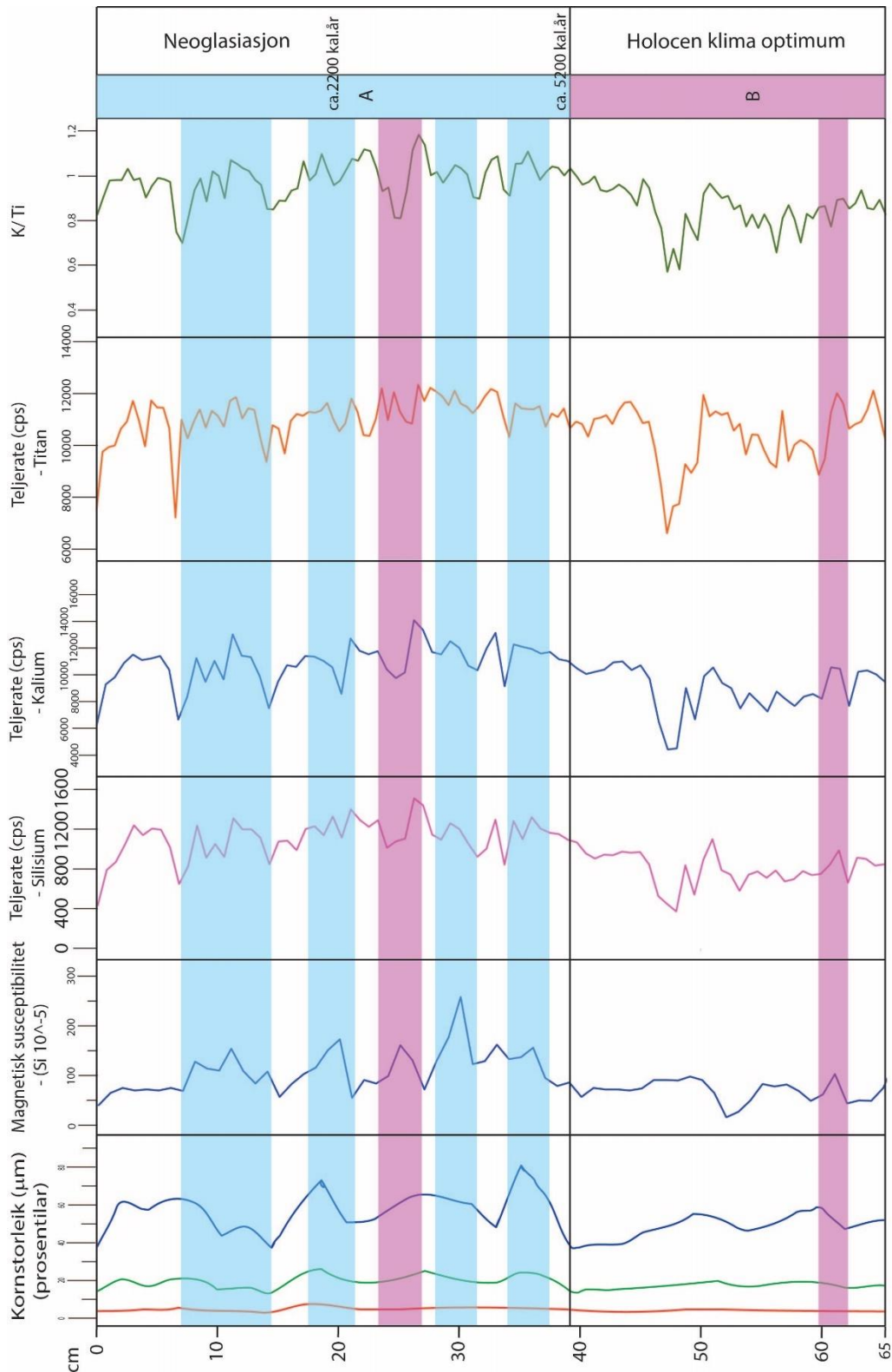


Figur 100 Plottet øvst syner kjerne DRG-414. Den blå inndelinga representerar bresignal, medan den rosa representerar paraglasiale signal. Inndelinga er gjort med bakgrunn i oppnådde resultat (XRF, magnetisk susceptibilitet og kornstorleik) og samanlikning med tidlegare arbeid.



Figur 101 Plottet øvst syner kjerne DRG-514. Den blå inndeling representar bresignal, medan den rosa representar paraglasiale signal. Inndeling er gjort med bakgrunn i oppnådde resultat (XRF, magnetisk susceptibilitet og kornstorleik) og samanlikning med tidlegare arbeid.





Figur 102 Plottet øvst viser kjerne DRG-614. Den blå inndeling representerer bresignal, medan den rosa representerer paraglasiarale signal. Inndelinga er gjort med bakgrunn i oppnådde resultat (XRF, magnetisk susceptibilitet og kornstorleik) og samanlikning med tidlegare arbeid.

*Figurane 99, 100, 101 og 102* syner ei inndeling i tenkte fasar gjennom ein bresyklus. Eining B, er gjennom samanlikning med dateringar og magnetisk susceptibilitets kurver frå Bakke et al. (2005b) knytt til holocen klima optimum. Her syner dei nytta parameterane mindre variasjon, og kun paraglasiale prosessar er identifisert. Vidare seier (Bakke et al., 2005b) at Folgefonna opplevde ei positiv massebalanse ved ca. 2200 kalender år, noko som vert reflektert i høgare magnetisk susceptibilitetsverdiar for kjernane.

Eining A, tolka til å representere neoglasiasjonen, syner større variabilitet, både for magnetisk susceptibilitet og XRF- verdiar. Her er det med bakgrunn i diskusjonen rundt hovudproblemstillinga, identifisert avsettingar knytt til både glasiale og ikkje – glasiale prosessar. Dette tydar på at ein parameter, frå ein metode aleine ikkje reflekterer brestorleiken og at ein må kombinere fleire metodar for sikre resultata.

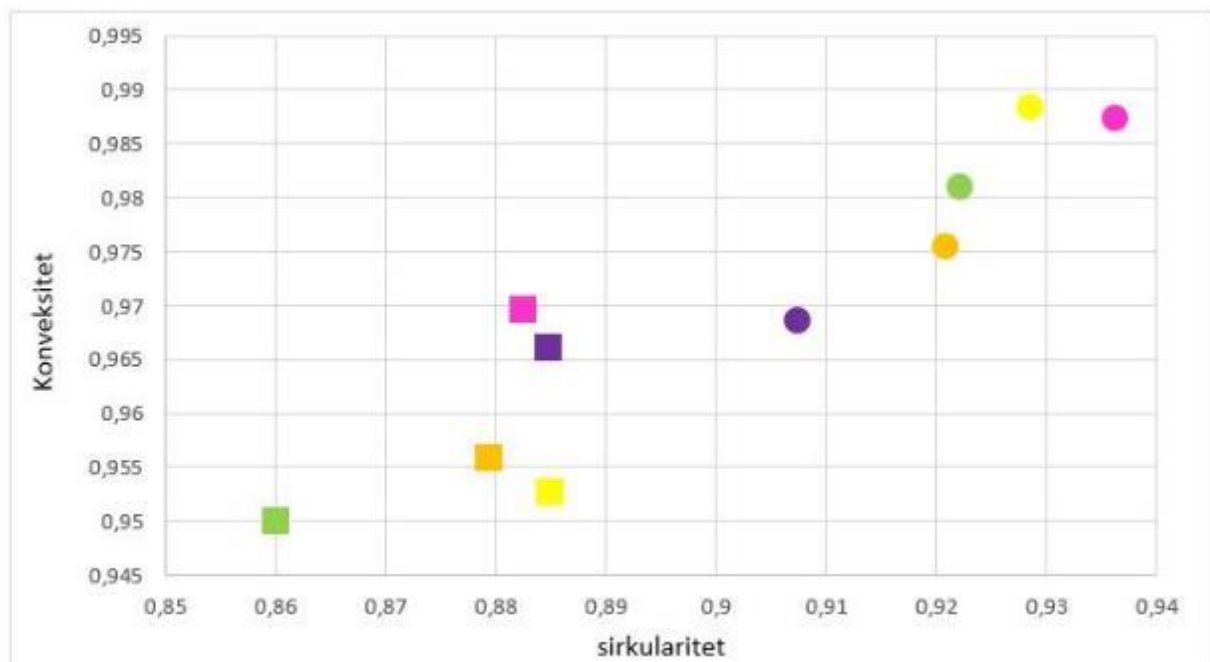


## 5.4 Underproblemstilling 2

Eit spørsmål som naturleg følgjer drøftinga kring problemstillingane, er om funna berre er representative lokalt for nedslagsfeltet rundt Dravladalsvatnet, eller om dei er gyldige for andre områder. For å undersøke dette er funna frå Dravladalsvatnet samanlikna med tilsvarende undersøkingar frå Ålfotbreen i Sogn og Fjordane. Kjersti Helland (Helland, 2016) har utført dei same analysane på jordarts- og berggrunnsprøvar nedstraums Ålfotbreen

Ei samanlikning av sirkularitets- og konveksitetsverdiane frå kornformanalysen, mellom dei to nedslagsfelta Ålfotbreen (sirklar) og Nordfonna (firkant), syner ein skilnad dei imellom, illustrert i *figur 100*. Prøvane frå nedslagsfeltet til Ålfotbreen syner høgare sirkularitets- og konveksitetsverdiar enn kva som er tilfellet for Dravladalsvatnet, men for begge nedslagsfelta er det talusmaterialet som syner dei høgste verdiane. Resultatet for Ålfotbreen kan kanskje forklarast med berggrunnen i området.

Berggrunnen her består av ei veksling av sandstein og konglomerat frå sein silur til devon, og er svært motstandsdyktig mot forvitring. Dette fører til at svært lite laust fjell av ikkje-glasialt opphav er tilgjengeleg for erosjon, transport og avsetting (Gjerde et al., 2016), i motsetnad til berggrunnen rundt Nordfonna som består av sterkt omdanna gneisar. Det dominerande mineralet i sandstein er kvart, eit mineral som i mange tilfelle syner ein viss rundingsgrad grunna abrasjon og transport (Boggs, 2006).



Figur 103 Samanlikning av sirkularitets- og konveksitetsverdiar for dei to nedslagsfelta. Dravladalsvatnet vert synt som firkantar, medan eit snitt for vatna nedstraums Ålfotbreen vert synt som sirklar.

Lokaliseringa av dei to breane gjer at dei begge mottok store mengder nedbør, som saman med oppløyste kjemiske gassar styrer graden av kjemisk forvitring. Vegetasjonen knytt til dei to nedslagsfeltene skil seg frå kvarandre. Vegetasjonen nedstrøms Ålfotbreen består av lauvskog og myr, medan storparten av området rundt Dravladalsvatnet består av eit tynt lag med mose og gras. Biologiske prosessar i vegetasjonen vil auke innhaldet av karbondioksid og humussyre i jordsmonnet, og dermed auke graden av kjemisk forvitring (Sigmond et al., 2013).

Eit område med lite vegetasjon vil derimot oppleve meir overflatedrenering, og mindre danning av jordsmonn samanlikna med eit området med mykje vegetasjon (Aufgebauer et al., 2012), noko som vert reflektert i teljerata til elementet kalium. Aufgebauer et al. (2012) føreslo at ei minke i kalium kan knytast til ei auke i organisk materiale, eller ein reduksjon i tilført minerogent materiale grunna auka vegetasjonsdekke i nedslagsfeltet. Kaliumverdiane er generelt høgare i kjernane frå Dravladalsvatnet enn i kjernane tatt nedstrøms Ålfotbreen, og ein kan dermed tenke seg at graden av kjemisk forvitring er høgare for Ålfotbreen, medan den fysiske forvitringa er høgaste for Nordfonna.

Ved samanlikning syner kjernane frå Dravladalsvatnet høgare verdiar av jern og titan, samt eit høgare forhold mellom dei enn kva som er tilfellet ved vatna nedstrøms Ålfotbreen. Ved å nytte Marshall et al. (2011) sitt resultat (kapittel 3, 3.2.4) syner sedimentkjernane frå Dravladalsvatnet mindre storleikar med kjernane nedstrøms Ålfotbreen. Dei høge titan (Ti) verdiane for Dravladalsvatnet kan kome av at berggrunn her ligg meir blottlagt, og dermed meir utsett for erosjon og transport (Davies et al., 2015).

Både dette studiet, og studiet frå Ålfotbreen klarar å skilje ut det glasiale signalet i kjernane. Ei samanlikninga av resultata frå dei to studieområda syner skilnadar knytt til nytta parameterar, og at det dermed er ulike parameterane som gir utslag

## 6. KONKLUSJON

Studiet baserer på analyse av innsjøsediment tatt i Dravladalsvatnet nedstrøms Nordfonna, samt prøver frå nedslagsfeltet. Og ein har ein kome fram til følgjande konklusjonar:

- Det er mogleg, ved bruk av Morphology G3, å *identifisere og skilje* glasifluvialt materiale frå dei andre jordartane basert på sirkularitet og konveksitet.
- Det er og mogleg å *identifisere og skilje* det fluviale materialet frå dei andre jordartane ved bruk av intensitet.
- Ved å kombinere fleire analyser er det mogleg å identifisere og skilje mellom dei ulike avsettingane, som igjen kan knytast til ulike prosessar i nedslagsfeltet. Det er i hovudsak mellom glasiøle og ikkje- glasiøle avsettingar at det er mogleg å trekke eit skilje.

Resultata syner potensial i den presenterte framgangsmåten, der ein knytte avsettingar i nedslagsfeltet til avsettingar i nedstrøms innsjøar. Men også at sedimentasjonen i proglasiøle innsjøar er særskild kompleks.

- Med utgangspunkt i oppnådde resultat for jordartane er det mogleg å skilje materialet i kjerna danna under breframrykk, stillestand og tilbaketrekking.
- Ved samanlikning med Ålfotbreen, eit tilsvarende studieområde, syner resultata at det ikkje er dei same parameterane som er karakteristisk for bretransportert materiale i dei to nedslagsfelta.
- Ved kornformanalysen i Morphology G3, synte talusmaterialet høgast sirkularitet og konveksitet for begge nedslagsfelta
- Verdiane oppnådd i Morphology G3 og XRF *skil* seg mellom dei to nedslagsfelta.



## 7.VIDARE ARBEID

Ved å ta fleire prøvar frå dei enkelte jordartane kan ein undersøke om den observerte variabiliteten skuldast ein faktisk variabilitet i materialet, eller om den er knytt til metodane som vart nytta.

Fleire prøvar i Morphology G3 for å undersøke moglegheita for analyse av leire partiklar.

Målingar av magnetisk volum susceptibilitet burde vore gjort for heile kjerna, og ikkje berre for utvalde djup då desse kun .

Ved å nytte glødetap (LOI) vil ein kunne seie noko meir om det organiske innhaldet i kjerna, og dermed danne ein meir presis rekonstruksjon av brehistoria.

Dateringar i kjernane for å kunne sette alder på dei ulike sedimentsekvensane

Hovudårsaka til at desse metodane ikkje er nytta er primært mangelen på tid,

## REFERANSAR

- Ahrens, D. C. (2012). Essentials of Meteorology: an invitation to the Atmosphere. Stamford, USA, Cengage Learning.
- Arnaud, F., S. Révillon, M. Debret, M. Revel, E. Chapron, J. Jacob, C. Giguet-Covex, J. Poulenard og M. Magny (2012). "Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology." Quaternary Science Reviews **51**: 81-92.
- Askvik, H. (1995). Oversikt over Norges Prekambriske og Paleozoiske berggrunn Bergen, Geologisk Institutt
- Aufgebauer, A., K. Panagiotopoulos, B. Wagner, F. Schaebitz, F. A. Viehberg, H. Vogel, G. Zanchetta, R. Sulpizio, M. J. Leng og M. Damaschke (2012). "Climate and environmental change in the Balkans over the last 17 ka recorded in sediments from Lake Prespa (Albania/FYR of Macedonia/Greece)." Quaternary International **274**: 122-135.
- Bakke, J., S. O. Dahl og A. Nesje (2005a). "Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway." Journal of Quaternary Science **20**(2): 179-198.
- Bakke, J., O. Lie, A. Nesje, S. O. Dahl og O. Paasche (2005b). "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.
- Birks, H. H., R. Battarbee og H. Birks (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**(1): 91-114.
- Boggs, S. J. (2006). Prinsiple of Sedimentology and Stratigraphy. New Jersey, USA, Pearson Education, Inc.
- Bradley, R. S. (2015). Paleoclimatology - Reconstructing Climates of the Quaternary USA, Academic Press.
- Church, M. (1972). "Baffin Island Sandurs: a study of Arctic fluvial Processes." Geological Survey of Canada Bulletin **216**: 208.
- Church, M. og J. M. Ryder (1972). "Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation." Geological Society of America Bulletin **83**(10): 3059-3072.
- Croudace, W. I., A. Rindby og R. G. Rothwell (2006). "ITRAX; description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner." Geological Society Special Publications **267**: 51-63.
- Cuven, S., P. Francus og S. Lamoureux (2010a). "Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic." Journal of Paleolimnology **44**(3): 803-817.
- Cuven, S., P. Francus og S. F. Lamoureux (2010b). "Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic." Journal of Paleolimnology **44**(3): 803-817.
- Dahl, S. O., J. Bakke, Ø. Lie og A. Nesje (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): 275-287.

- Davies, S. J., H. F. Lamb og S. Roberts, J (2015). Micro - XRF Core Scanning in Palaeolimnology: Recent Developments. Micro - XRF Studies of Sediment Core - application of a non- destructive tool for environmental science. I. W. Croudace og R. G. Rothwell, Springer Scienc. **17**.
- Diodato, N., E. W. N. Storen, G. Bellocchi og A. Nesje (2013). "Modelling sediment load in a glacial meltwater stream in western Norway." Journal of Hydrology **486**: 343-350.
- Edgetech (2016). "3100: Portable Sub -Bottom Profiling ". Henta 25.01.2016, from <http://www.edgetech.com/products/sub-bottom-profiling/3100-portable-sub-bottom-profiler/#productTab2>.
- Eliassen, A. (2016). "YR - været som var." 2016, from [www.yr.no](http://www.yr.no).
- Evans, M. E. og F. Heller (2003). Environmental Magnetism - Principles and Applications of Enviromagnetics USA Academic Press
- Fossen, H. (2005). Fast fjell Naturhistorisk vegbok - Hordaland W. Helland- Hansen. Bergen, Bergen Museum - Nord 4.
- Førre, E. (2012). Topografi og dreneringsretninger under Nordfonna, Folgefonna. Instituttet for Geovitenskap. Bergen, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen: 73.
- Gjerde, M., J. Bakke, K. Vasskog, A. Nesje og A. Hormes (2016). "Holocene glacier variability and Neoglacial hydroclimate at Ålfotbreen, western Norway." Quaternary Science Reviews **133**: 28.
- Guyard, H., E. Chapron, G. St-Onge, F. S. Anselmetti, F. Arnaud, O. Magand, P. Francus og M.-A. Mélières (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**(19): 2644-2660.
- Haberzettl, T., H. Corbella, M. Fey, S. Janssen, A. Lücke, C. Mayr, C. Ohlendorf, F. Schäbitz, G. H. Schleser og M. Wille (2007). "Lateglacial and Holocene wet—dry cycles in southern Patagonia: chronology, sedimentology and geochemistry of a lacustrine record from Laguna Potrok Aike, Argentina." The Holocene **17**(3): 297-310.
- Haberzettl, T., M. Fey, A. Lücke, N. Maidana, C. Mayr, C. Ohlendorf, F. Schäbitz, G. H. Schleser, M. Wille og B. Zolitschka (2005). "Climatically induced lake level changes during the last two millennia as reflected in sediments of Laguna Potrok Aike, southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina)." Journal of Paleolimnology **33**(3): 283-302.
- Helland, K. (2016). Hvordan skille glasielle sedimenter fra andre minerogene kilder i bresjøer - Et studie basert på innsjøkjerner og prøver fra tilhørende dreneringsfelt sør for Ålfotbreen. . Institutt for geovitenskap. Bergen, Universitetet i Bergen **Mastergrad**.
- Helle, S. K., K. Anundsen, S. Aasheim og H. Hafliðason (1997). "Indications of a Younger Dryas marine transgression in inner Hardanger, West Norway." Norsk Geologisk Tidsskrift **77**(2): 101-117.
- Hjulström, F. (1935). Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris: Inaugural Dissertation, Almqvist & Wiksells.
- Hopkins, T. (1991). THE GIN SEA - A SYNTHESIS OF ITS PHYSICAL OCEANOGRAPHY AND LITERATURE-REVIEW 1972-1985. Earth-Sci. Rev. **30**: 175-318.
- Instrument, B. (2015). Operation Manual for MS2 Magnetic Susceptibility System England Bartington Instrument Ltd. . **48**.



- Jansen, E., J. Overpeck, J.-C. Briffa, F. Dulessy, D. Masson- Delmotte, B. Olago, W. R. Otto- Bliesner, S. Peltier, R. Rahmstorf, D. Ramesh, D. Raynaud, O. Rind, R. Solomon, R. Villalba og D. Zhang (2007). Contribution of working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. . IPPC. S. Salomon, D. Qin, M. Manning et al. Cambridge, United Kingdom. New York, USA.
- Jansson, P., G. Rosqvist og T. Schneider (2005). "Glacier Fluctuations, Suspended Sediment Flux and Glacio-Lacustrine Sediments." Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography **87**(1): 37-50.
- Kaempfer, L., A. Brauer, P. Dulski, A. Lami, A. Marchetto, S. Gerli, W. Ambrosetti og P. Guilizzoni (2012). "Detrital layers marking flood events in recent sediments of Lago Maggiore (N. Italy) and their comparison with instrumental data." Freshwater Biology **57**(10): 2076-2090.
- Karlén, W. (1976). "Lacustrine Sediments and Tree-Limit Variations as Indicators of Holocene Climatic Fluctuations in Lappland, Northern Sweden." Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography **58**(1/2): 1-34.
- Karlén, W. (1981). "Lacustrine sediment studies; a technique to obtain a continuous record of Holocene glacier variations." Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography **63**(3): 273-281.
- Karlén, W. (1988). "Scandinavian glacial and climatic fluctuations during the Holocene." Quaternary Science Reviews **7**(2): 199-209.
- Kjøllmoen, B. (2016, 16.02.2016). "Glaciological-investigations-in-Norway." Henta 11.03.16, from <https://www.nve.no/hydrology/glaciers/glaciological-investigations-in-norway/>.
- Kvisvik, B. C., Ø. Paasche og S. O. Dahl (2015). "Holocene cirque glacier activity in Rondane, southern Norway." Geomorphology **246**: 433-444.
- Lanci, L. og W. Lowrie (1997). "Magnetostatigraphic evidence that 'tiny wiggles' in the oceanic magnetic anomaly record represent geomagnetic paleointensity variations." Earth and Planetary Science Letters **148**(3): 581-592.
- Leibrandt, S. og J.-L. Le Pennec (2015). "Towards fast and routine analyses of volcanic ash morphometry for eruption surveillance applications." Journal of Volcanology and Geothermal Research **297**: 11-27.
- Levoger, C. (2012) Back to basic: Particle characterisation
- Lie, Ø., S. O. Dahl, A. Nesje, J. A. Matthews og S. Sandvold (2004). "Holocene fluctuations of a polythermal glacier in high-alpine eastern Jotunheimen, central-southern Norway." Quaternary Science Reviews **23**(18): 1925-1945.
- Malvern (2013). "Morpholohi G3 - User Manual " 5.0 September 2013. from <http://www.malvern.com/en/support/resource-center/user-manuals/MAN0411EN.aspx>.
- Malvern (2015, November 2015). "Mastersizer 3000 - User manual ".
- Mangerud, J. (2000). "Was Hardangerfjorden, western Norway, glaciated during the Younger Dryas?" Norsk Geologisk Tidsskrift **80**(3): 229-234.
- Mangerud, J., I. Aarseth, A. L. C. Hughes, Ø. S. Lohne, K. Skår, E. Sønstegaard og J. I. Svendsen (2016). "A major re- growth of the Scandinavian Ice Sheet in western Nrway during Allerød- Younger Dryas." Quaternary Science Rewiews **132**: 175-205.

Marshall, M. H., H. F. Lamb, D. Huws, S. J. Davies, R. Bates, J. Bloemendal, J. Boyle, M. J. Leng, M. Umer og C. Bryant (2011). "Late Pleistocene and Holocene drought events at Lake Tana, the source of the Blue Nile." Global and Planetary Change **78**(3): 147-161.

Meidell, S. (2014). Rekonstruksjon av holosen breaktivitet i vestlig sektor av Nordfonna, Folgefonna : en studie basert på analyser av innsjøkjerner og kvartærgeologisk kartlegging. Bergen, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.

Meteorologisk (2016). "Nåtidsklima - Vestlandet." Henta 27.02.2016, from [www.met.no](http://www.met.no).

Miljødirektoratet (14.05.2013). "Norges Nasjonalparker - Folgefonna ". from <http://www.xn--miljodirektoratet-oxb.no/no/Tema/Verneomrader/Norges-nasjonalparker/>.

Nesje, A. (2009). Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. Quat. Sci. Rev. **28**: 2119-2136.

Nesje, A. (2012). Brelære. Kristiansand - Norway Høyskoleforlaget AS - Norwegian Academic Press

Nesje, A., S. O. Dahl, A. Tvede og J. Bakke (2005). Breen - klimaindikator og landskapsskulptør Naturhistorisk vegbok - Hordaland W. Helland- Hansen. Bergen, Bergen museum - Nord 4: 80- 92.

Nesje, A., Ø. Lie og S. O. Dahl (2000a). "Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records?" Journal of Quaternary Science **15**(6): 587-601.

Nesje, A., S. Olaf Dahl, C. Andersson og J. A. Matthews (2000b). "The lacustrine sedimentary sequence in Syngneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene." Quaternary Science Reviews **19**(11): 1047-1065.

Norgeskart Kart over Nordre Folgefonna med nedbørsfelt

Nussbaumer, S. U., A. Nesje og P. Imhof (2012). Climate and glacier fluctuations at Jostedalbreen and Folgefonna, southwestern Norway and in the western Alps from the 'Little Ice Age' until the present: The influence of the North Atlantic Oscillation, SAGE Publications.

Renberg, I. og H. Hansson (2008). "The HTH sediment corer." Journal of Paleolimnology **40**(2): 655-659.

Retscher (2016). "Plantekulemølle PM 100 CM." Kulemøller. Henta 12.03.2016, from <http://www.retsch.no/no/produkter/knusing-og-nedmalning/kulemoller/planetary-ball-mill-pm-100-cm/>.

Ruddiman, W. F. (2008). Earth's climate - past and future New York W.H. Freeman and Company

Ryzak, M. og A. Bieganski (2011). "Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method." Journal of Plant Nutrition and Soil Science **174**(4): 624-633.

Sånthe, J. M. (1963). Dravdalalsvann, Nores Vassdrags og Elektrisitetsvesen - Hydrologisk avdeling Djupnekart

Sexe, S. A. (1864). Om Sneebraeen Folgefon:(Über den Schneegletscher Folgefon) Brøgger & Christie's Boktrykkeri.

Sigmond, E., M.O, I. Bryhni og K. Jorde (2013). Norsk geologisk ordbok. Trondheim, Akademika forlag.

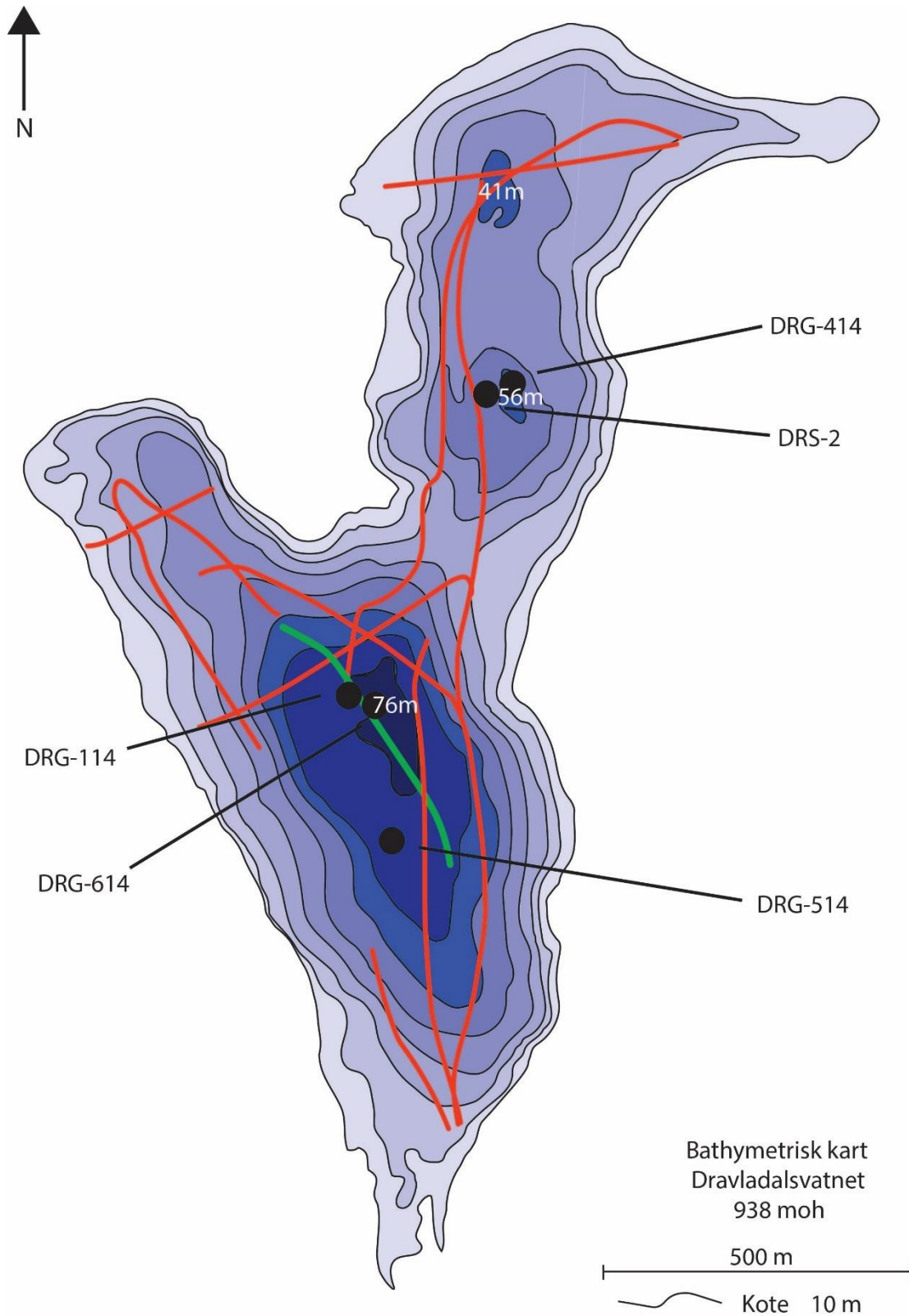
Statkraft. "Jukla ". Henta 19.01.2016, from <http://statkraft.no/Energikilder/vaare-kraftverk/norge/Jukla/>.

- Sundborg, Å. (1956). "The River Klarälven: A Study of Fluvial Processes." Geografiska Annaler **38**(2): 125-237.
- Twinch, A. J. og P. J. Ashton (1984). "A simple gravity corer and continuous-flow adaptor for use in sediment/water exchange studies." Water Research **18**(12): 1529-1534.
- Vasskog, K., Ø. Paasche, A. Nesje, J. F. Boyle og H. J. B. Birks (2012). "A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier." Quaternary Research **77**(1): 192-204.
- Vasskog, K., N. Waldmann, S. Bondevik, A. Nesje, E. Chapron og D. Ariztegui (2013). "Evidence for Storegga tsunami run-up at the head of Nordfjord, western Norway." Journal of Quaternary Science **28**(4): 391-402.
- Vorren, T. O. (1977). "Grain-size distribution and grain-size parameters of different till types on Hardangervidda, south Norway." Boreas **6**(2): 219-227.
- Wang, R. og R. Løvlie (2008). "SP-grain production during thermal demagnetization of some Chinese loess/palaeosol." Geophysical Journal International **172**(2): 504-512.
- Weltje, G. J. og R. Tjallingii (2008). "Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application." Earth and Planetary Science Letters **274**(3): 423-438.
- Wirth, K. og A. Barth (2015, 20.08.2015). "X- Ray Fluorescence (XRF) ". Henta 20.01.2016, from [http://serc.carleton.edu/research\\_education/geochemsheets/techniques/XRF.html](http://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/XRF.html).

## VEDLEGG

### Vedlegg 1: Batymetrisk kart og seismiske linjer

I tilknytning feltkurs GEOV226 hausten 2014 vart det køyrt fleire seismiske linjer på Dravladalsvatnet. Profil 7 er vist i grøn farge.



## Vedlegg 2: Hydrogenperoksid (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) prosedyre

1. Tilsett 30ml (viss det ikkje var nok, nyttast det ein har) prøvemateriale i ein 600 ml kolbe ved romtemperatur og tilsett 2,5 ml 35% hydrogenperoksid. Fortsett å tilføre 2,5 ml av gongen inntil prøven har slutta å skumme valdsamt.

2. Stor bitar av organisk materiale vart fjerna frå prøven ved hjelp av ein pinsett.

3. Varm opp prøven på ei varmeplate ( ca. 90°C) og fortsett med å tilføre 2,5ml H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> inntil prøven har slutta å skumme valdsamt.

Viss det vert naudsynt kan ein auke temperaturen til 200°C, men då må ein passe på at prøven ikkje kokar tørr.

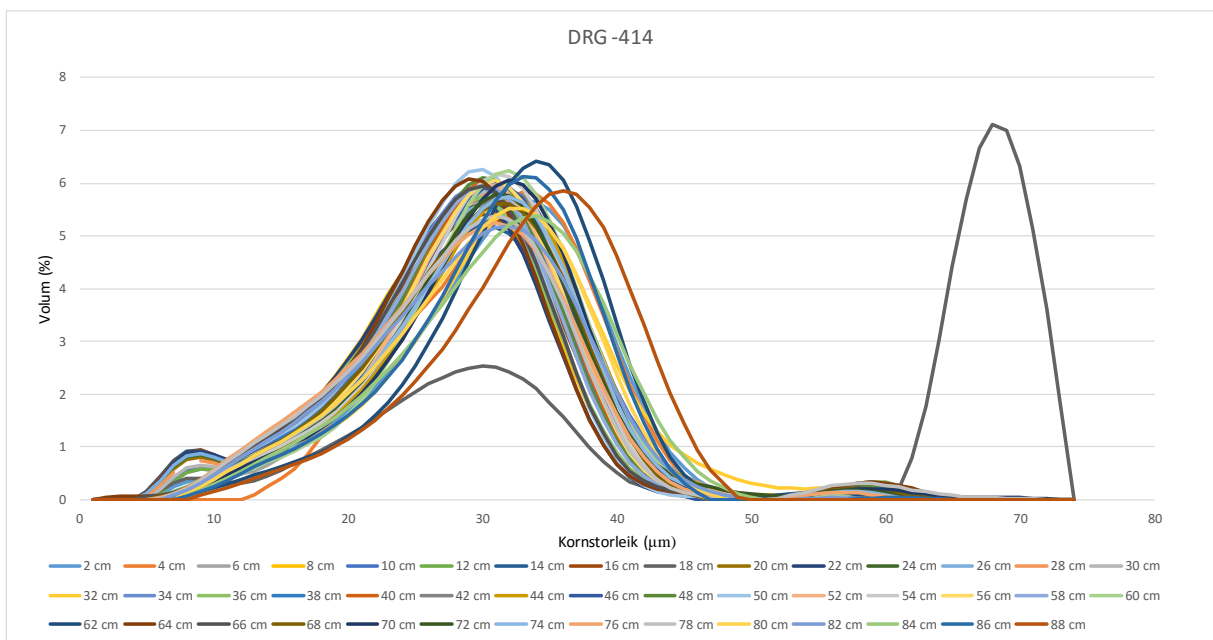
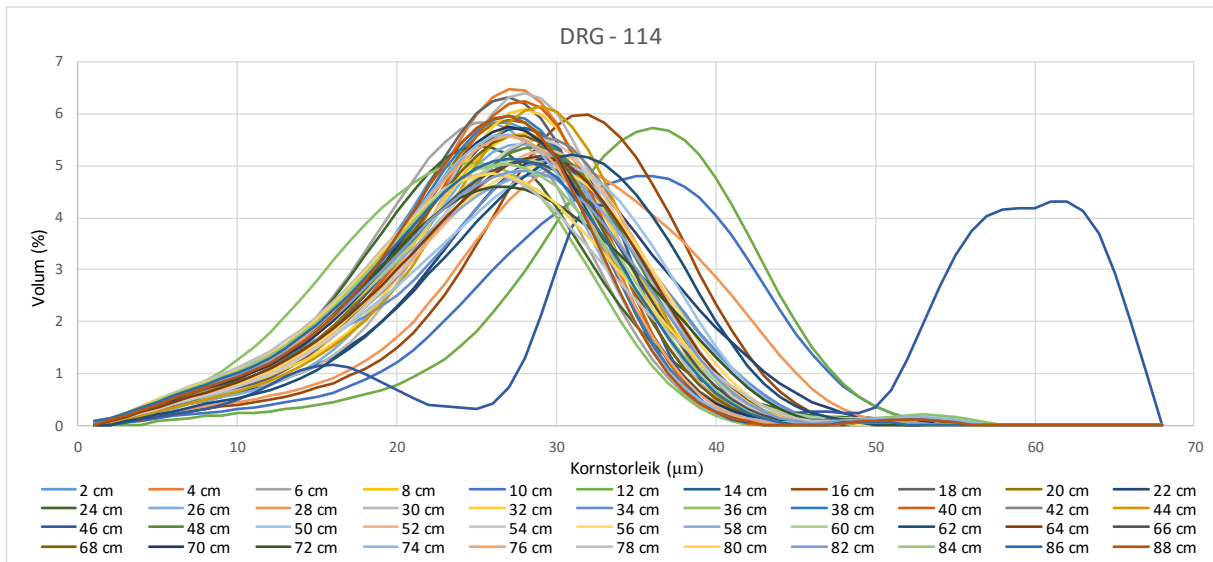
4. Tørk prøven i romtemperatur for å verte kvitt eventuelle restar av H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>.

(Prosedyren har eg fått av Eivind Wilhelm Nagel Støren).

### Vedlegg 3 :Kornfordelingskurver

Grafane under syner kornfordelingskurvane for kjerne DRG-114 og DRG-414 før prøvedjupna 46 cm og 18 cm vart fjerna.

#### Kjerne DRG- 114

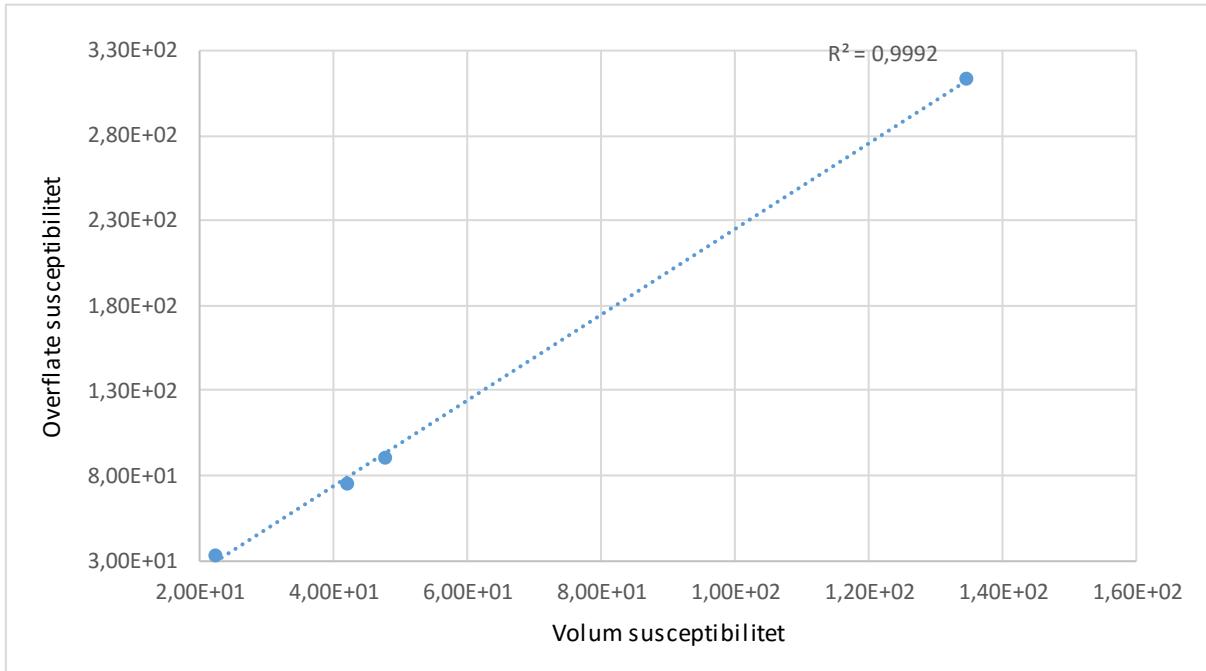


#### Kjerne DRG-41

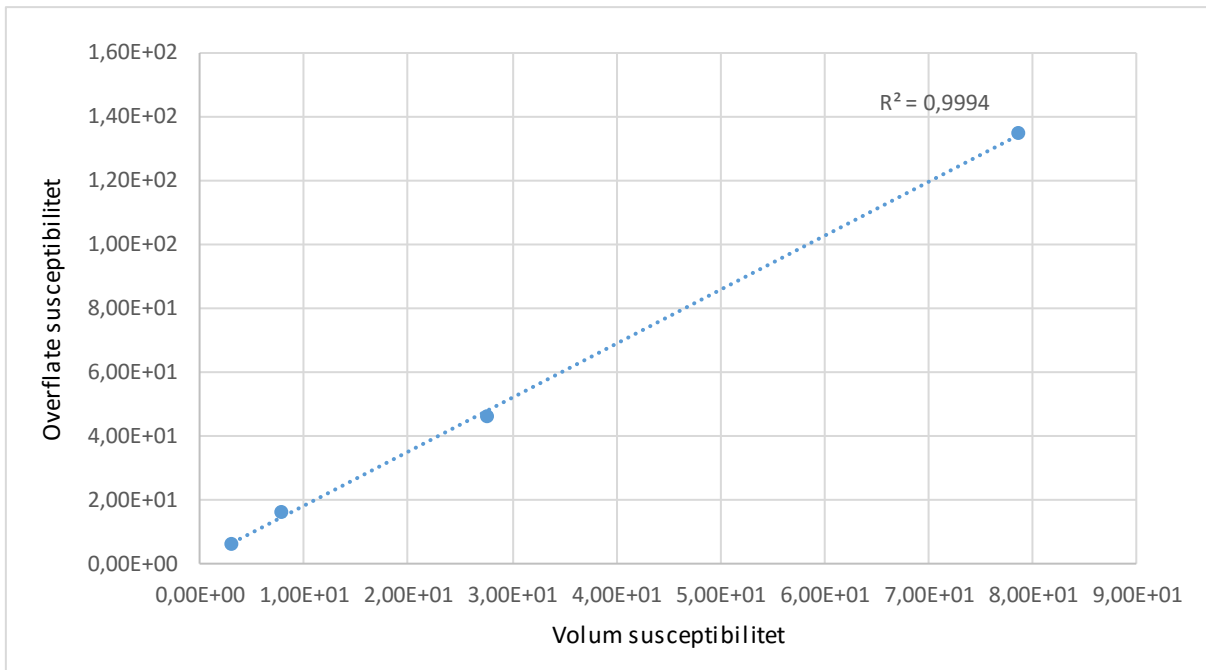
### Vedlegg 4: Miljømagnetisme

Grafane under syner ei samanlikning av magnetisk overflate susceptibilitet og magnetisk volum susceptibilitet for dei utvalte djupna i sedimentkjernane.

Kjerne DRG- 114.

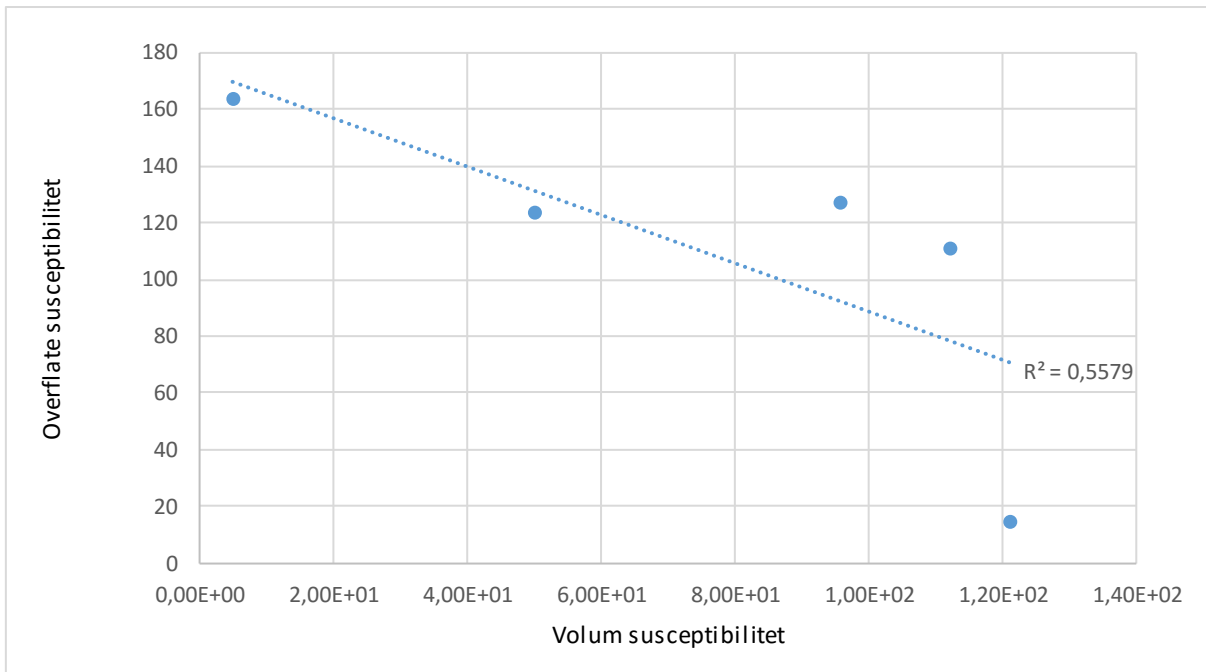


Kjerne DRG-414.

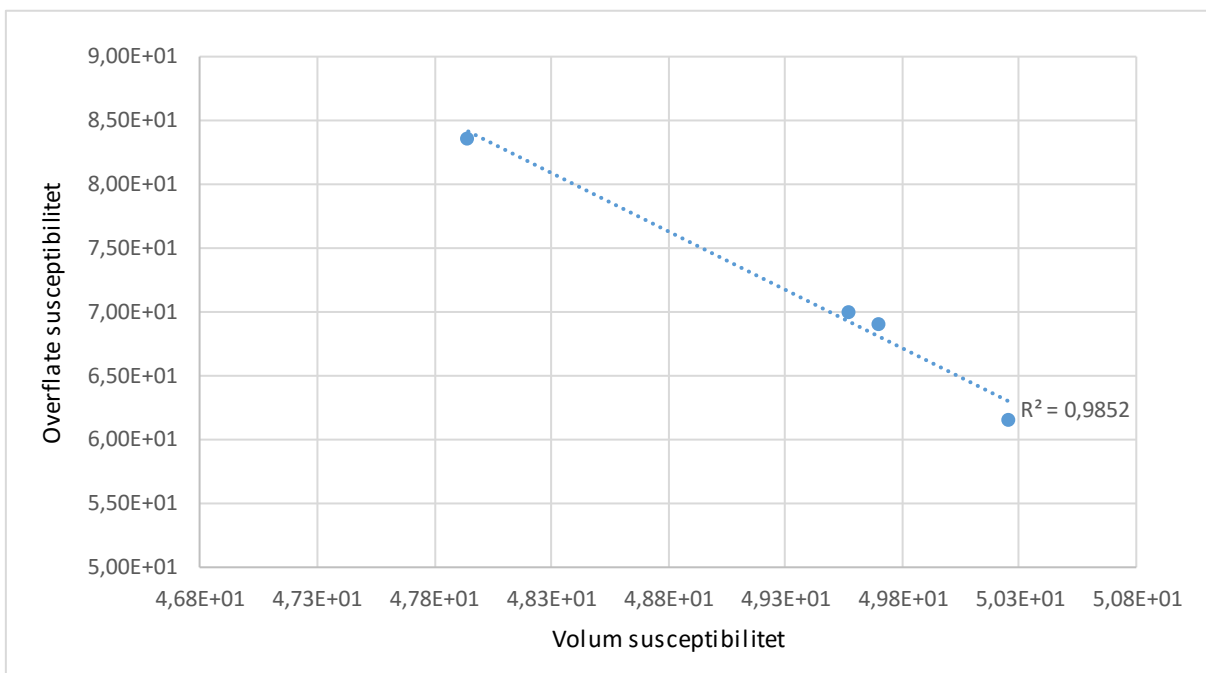




Kjerne DRG-514



DRG-614



## Vedlegg 5: Talet partiklar innanfor kornstorleiksfraksjonar

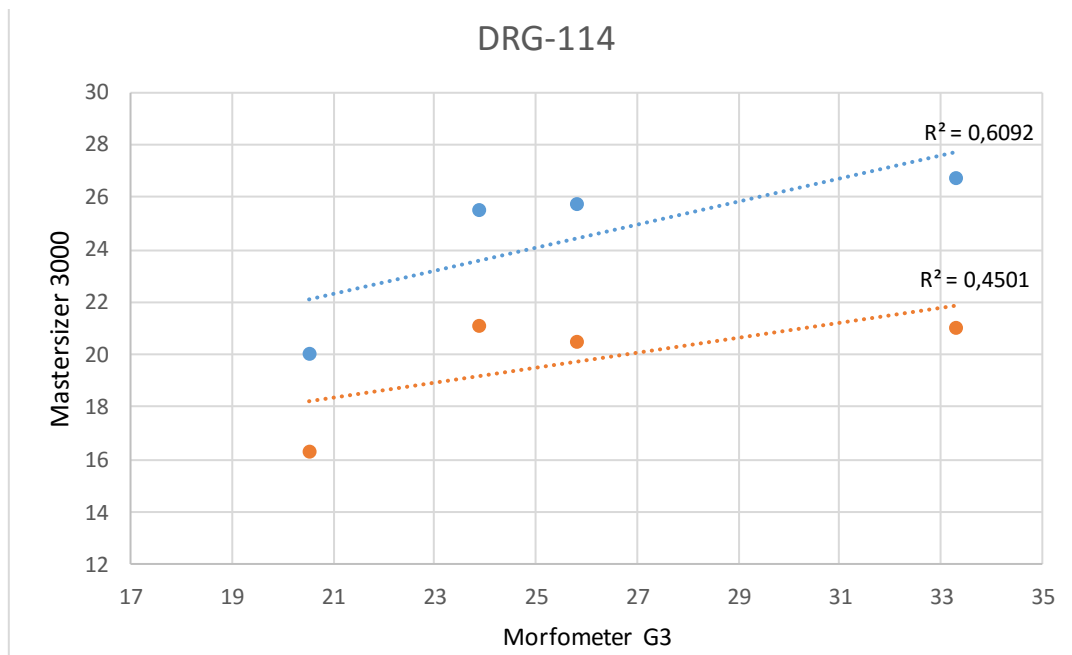
Tabellen under syner talet partiklar innanfor storleiksfraksjonane grov silt, medium silt, fin silt, veldig fin silt og leire for jordartsprøvane.

	<b>Tal partiklar</b>				
	Grov silt	medium silt	fin silt	veldig fin silt	Leire
Talus (94)	674	2755	10691	30191	129582
Talus (96)	33	2575	10097	19444	56603
Fluvialt 95	609	3128	6834	8616	13078
Fluvialt 93	484	2725	8495	14542	51334
Forvittringsmateriale 87	775	4185	12285	14168	6297
Forvittringsmateriale 86	535	801	2356	4574	10430
Glasifluvialt 75	240	1160	3514	6825	13047
Glasilakustrint 90	827	1620	2159	1587	2120
Botnmorene 80	243	1519	9006	30303	22177
Morenerygg 91	1047	4099	19686	57041	115974
Botnmorene 79	691	3381	11224	16530	90186
Botnmorene 77	562	2533	11173	21012	66508
Morenerygg 74	306	3125	16631	27315	16494
Morenerygg 92	950	4157	14120	13552	5774
Morene 71	408	2769	12188	19137	20753
Morenerygg 81	1162	3822	11404	17167	17103
Morenerygg 83	29	450	2041	2087	2612
Morene 72	250	1244	4982	16748	163599
Morene 73	376	3401	24737	33026	38237
Morenerygg 82	497	2136	12330	25071	38538
Morenerygg 88	446	1881	10505	31878	73531
Morenerygg 89	723	7677	37196	64809	101346

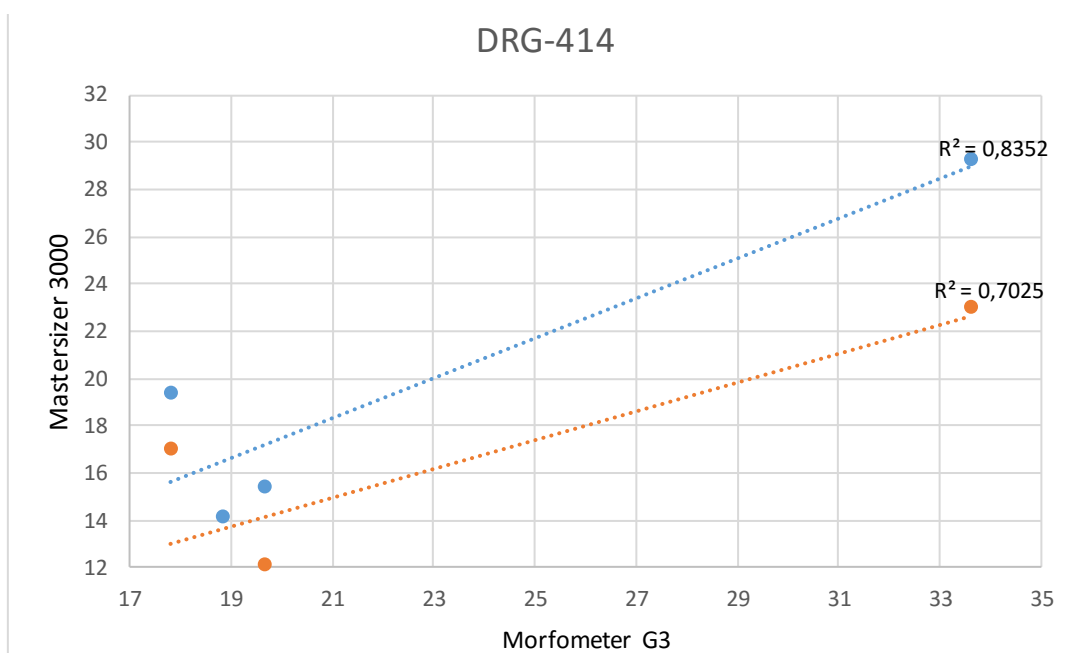
## Vedlegg 6: Kornstorleik: MS3000 mot MG-3

Kornstorleikane for dei utvalte djupa i kjernane vart køyrt både i Mastersizer 3000 og Morphology G3. Dei blå prikkane syner verdiar knytt til modalverdien, medan dei oransje prikkane syner verdiar knytt til persentil Dx(50).

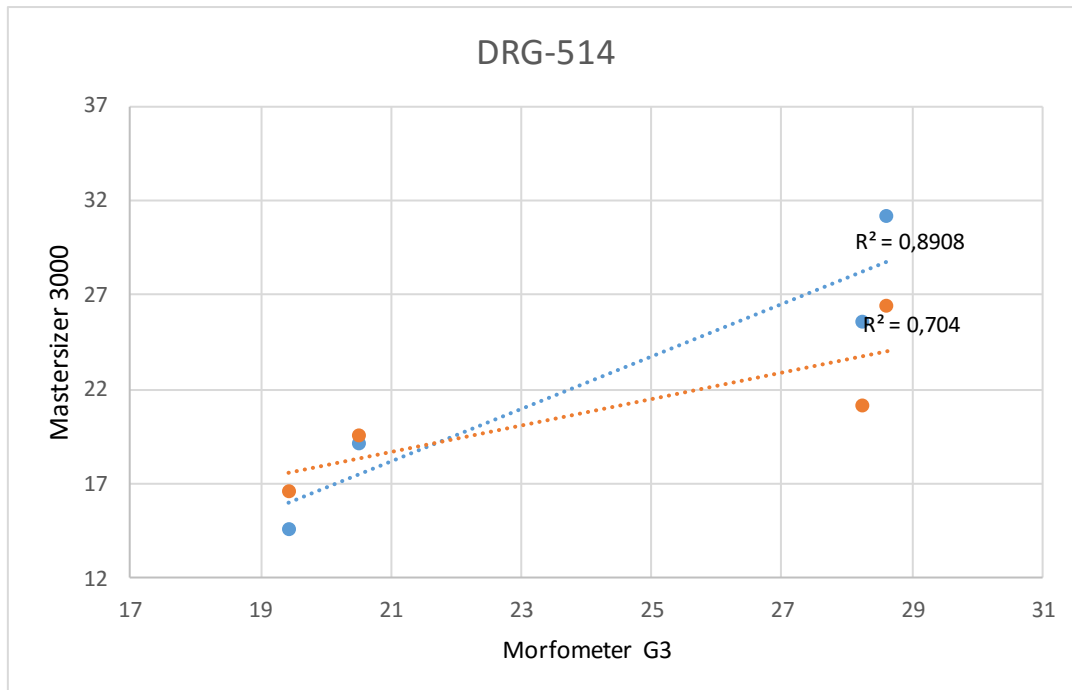
## Kjerne DRG- 114



## Kjerne DRG- 414



Kjerne DRG- 514



Kjerne DRG- 614

