

Kartlegging og analyser av finkornede sedimenter og mineraler i karstgrotter ved Reingardslivatnet, Mo i Rana.

Masteroppgave i geovitenskap

Hege Kilhavn



Institutt for geovitenskap

UNIVERSITETET I BERGEN

Juni 2017

Sammendrag

Grottesystemet i Reingardslia består av totalt fire karstgrotter: Lapphullet, Larshullet, Olavsgrotten og Persgrotten. De består av en kombinasjon av freatiske passasjer og enkelte vadose nedskjæringer som er koblet sammen ved lineær og labyrintisk geometri. Store deler av grottene er relikte, men de nedre passasjene er aktive i dag og her utvikles stadig nye vadose nedskjæringer. En ny kartlegging av grottene ble gjennomført i perioden 2015-2016, og Larshullet og Lapphullet har dermed en total lengde på 7301 m. Hensikten med denne oppgaven har vært å undersøke Larshullet og Lapphullet med hensyn på sedimentologi, med fokus på finkornede sedimenter og mineraler. Fra analyser på laboratoriet og stratigrafiske undersøkelser er det bestemt avsetningsmiljø for de ulike sedimentene og mineralene, som i tillegg er satt i sammenheng med ulike eksterne miljø.

Dateringer av speleothemer gir en minimumsalder på ca. 730 000 år BP for Lapphullet (Lauritzen et al., 1990) og en minimumsalder på ca. 300 000 år BP for Larshullet (Lauritzen, *upublisert*), noe som indikerer at grottene har eksistert under flere glasiøle og interglasiøle perioder. De stratigrafiske analysene viser at det har vært perioder med høy strømningshastighet slik at sand og grus kunne avsettes, og perioder med svært lav strømningshastighet (nær-stagnerende) slik at silt og leire kunne avsettes. Mineralene kalsitt, dolomitt, monohydrokalsitt, gips, jarositt og illitt er identifisert ved analyser på laboratoriet. Illitt er dokumentert i blåleireforekomster, og er tolket til å være dannet ved nedbrytning av muskovitt. Sulfatmineralisering er vanlig i grottene og stammer fra pyritt- og sulfidinkluderinger i marmoren og den omkringliggende glimmerskiferen. Sulfatmineralene felles ut ved fordampningsmekanismer. Fe-oksider antas også å stamme fra pyritt- og sulfidinkluderinger. Månemelken består av kalsitt og monohydrokalsitt og er antakeligvis dannet ved mikrobielle prosesser.

Silt og leire er tolket til å være avsatt ved iskontakt. De avsettes subglasiølt, enten i sammenheng med en full glasiøasjon eller under en deglasiøasjon. De stratigrafiske analysene kan indikere at avsetningene i Larshullet representerer (minst) to glasiøasjoner, men man kan heller ikke utelukke at avsetningen har foregått under to stadialer eller ved varierende strømningsforhold under samme deglasiøasjon. Sand- og grusavsetningene er også tolket til å være avsatt ved iskontakt, under en deglasiøasjon. Mineralene felles ut når grotten er luftfylt, og siden de fleste av de observerte mineralene er lett-løselige i vann, er de tolket til å være utfelt etter siste glasiøasjon, og er dermed av holocen alder (11 700 år – i dag).

Forord

Først og fremst vil jeg takke mine veiledere professor Stein-Erik Lauritzen og førsteamanuensis Rannveig Øvrevik Skoglund for to spennende og lærerike år. Takk for at dere introduserte «*grotting*» og speleologi for meg. Jeg vil takke dere for god veiledning både i felt og ved det teoretiske arbeidet.

Videre må en stor takk rettes til mine medstudenter Severin Lølkes, Alexander G. Stadheim og Einar T. Øyehaug for godt samarbeid i felt og bearbeiding av kartleggingsdataen. De utallige timene i grottene og på datarommet hadde ikke vært det samme uten dere.

Det må også rettes en takk til alle frivillige som hjalp til under feltarbeidet både med kartlegging og godt humør i leiren, dette gjelder Sverre Aksnes, Torstein Almo, Cathrine Espeland, Ole Even Heggset, Henriette Linge (og Ludo), Johannes Seljebotn og Birgit Stav. I tillegg vil jeg takke Ida Marie Gabrielsen og Marie E. Heggstad for godt samarbeid under feltsesongen høsten 2016. Takk til grottedykkere Sami Paakkarinen, Antti Eloranta og Yngve Gabrielsen.

Jeg retter en stor takk til grunneier Knut Stormo for blant annet transport av utstyr og for tillatelse til å sette opp leir og bruk av utedo. Videre må Rana kommune, miljøvernabdelingen ved Hilde Sofie Hansen takkes for tilgang og tillatelse til å samle inn prøver i de vernede grottene. Takk til blant annet Stein-Erik Lauritzen, Sverre Aksnes, Irene Heggstad og Trygve Knag for veiledning og inspirasjon på laboratoriet.

En ekstra stor takk må rettes til Severin Lølkes og Ida Marie Gabrielsen for gjennomlesing av oppgaven og for gode innspill og diskusjoner underveis. I tillegg vil jeg takke mine medstudenter på instituttet for fem fantastiske år her i Bergen. En spesiell takk må rettes til Sunniva, Tone, Helene og min familie for oppmuntrende stunder og moralsk støtte gjennom de to årene.

Bergen, juni 2017

Hege Kilhavn

Innholdsfortegnelse

1	INNLEDNING	1
1.1	PROBLEMSTILLING	1
1.2	OMRÅDEBESKRIVELSE	2
1.3	BERGGRUNNSGEOLOGI	3
1.4	KVARTÆRGEOLOGI	4
1.5	TIDLIGERE FORSKNING	7
2	TEORI.....	9
2.1	UTVIKLING AV EN GROTTE	9
2.1.1	Oppløsning av kalsitt.....	9
2.1.2	Oppløsning av dolomitt.....	12
2.1.3	Effektiv penetrasjonsdistanse	12
2.1.4	Utviklingen av en grotte	13
2.2	PASSASJEMORFOLOGI.....	14
2.3	STRIPEKARST	17
2.4	GLASIAL KARST	18
2.5	SEDIMENTFOREKOMSTER I GROTTER	22
2.5.1	Sedimentfacies	22
2.5.2	Beskrivelse av sedimentfacies.....	24
2.6	GROTTEMINERALER	25
2.6.1	Utfellingsprosesser	26
2.6.2	Karbonater	29
2.6.3	Sulfater	29
2.6.4	Oksider og hydroksider	30
2.6.5	Silikater	30
3	METODER.....	33
3.1	KARTLEGGING AV GROTTER	33
3.2	KORNFORDELINGSANALYSER.....	35
3.2.1	Våtsiktanalyse	36
3.2.2	Partikkelanalyse (Mastersizer 3000)	37
3.3	SKANNING ELEKTRON MIKROSKOPI (SEM)	39
3.4	RØNTGEN DIFFRAKTOMETRI (XRD)	40

3.4.1	Separering av silt og leire ved dekantasjon	42
3.4.2	Behandling for organisk materiale	42
3.4.3	Etylenglykolbehandling	43
3.4.4	Varmebehandling	43
3.4.5	Preparering av mineraler	44
4	RESULTAT	45
4.1	BESKRIVELSE AV GROTTENE.....	45
4.1.1	Larshullet.....	47
4.1.2	Lapphullet.....	57
4.2	SEDIMENTFOREKOMSTER OG ANALYSER.....	63
4.2.1	Larshullet.....	64
4.2.2	Lapphullet.....	68
4.3	MINERALFOREKOMSTER OG ANALYSER.....	74
4.3.1	Kalsitt, CaCO_3	75
4.3.2	Gips, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	77
4.3.3	Jarositt, $(\text{K}, \text{Na}, \text{H}_3\text{O})\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	79
4.3.4	Jernoksid, $\text{Fe}_x\text{O}_y + n\text{H}_2\text{O}$	81
4.3.5	Silikater	82
5	DISKUSJON	87
5.1	INTRODUKSJON.....	87
5.2	SEDIMENTFOREKOMSTER.....	87
5.2.1	Silt- og leirfacies (Fll, Fm og Fl).....	87
5.2.2	Sandfacies (Ss/SI/Sm/Sgm).....	95
5.2.3	Grusfacies.....	96
5.3	MINERALFOREKOMSTER.....	97
5.3.1	Kalsitt	99
5.3.2	Gips og jarositt	100
5.3.3	Fe-oksid.....	101
5.3.4	Mineraldannelse i sammenheng med det eksterne miljøet.....	101
5.4	KORRELASJON.....	102
5.4.1	Intern korrelasjon	102
5.4.2	Korrelasjon med Grønli- og Setergrotta.....	104

5.5	SAMMENHENGEN MELLOM EKSTERNE MILJØ OG AVSETNINGER I GROTTEN	107
5.6	VIDERE ARBEID.....	111
6	KONKLUSJON	113
	Referanser.....	115
	Vedlegg	121

1 INNLEDNING

1.1 PROBLEMSTILLING

Denne oppgaven er en del av kartleggingsprosjektet av karstgrottene i Reingardslia, Mo i Rana som startet høsten 2015 og avsluttes høsten 2017. Grottene har vært fredet siden 1967 og hensikten med prosjektet er å lage nye, forbedrede kart, og studere grottene med hensyn på blant annet strukturgeologi, paleohydrologi, sedimentologi og mineralogi.

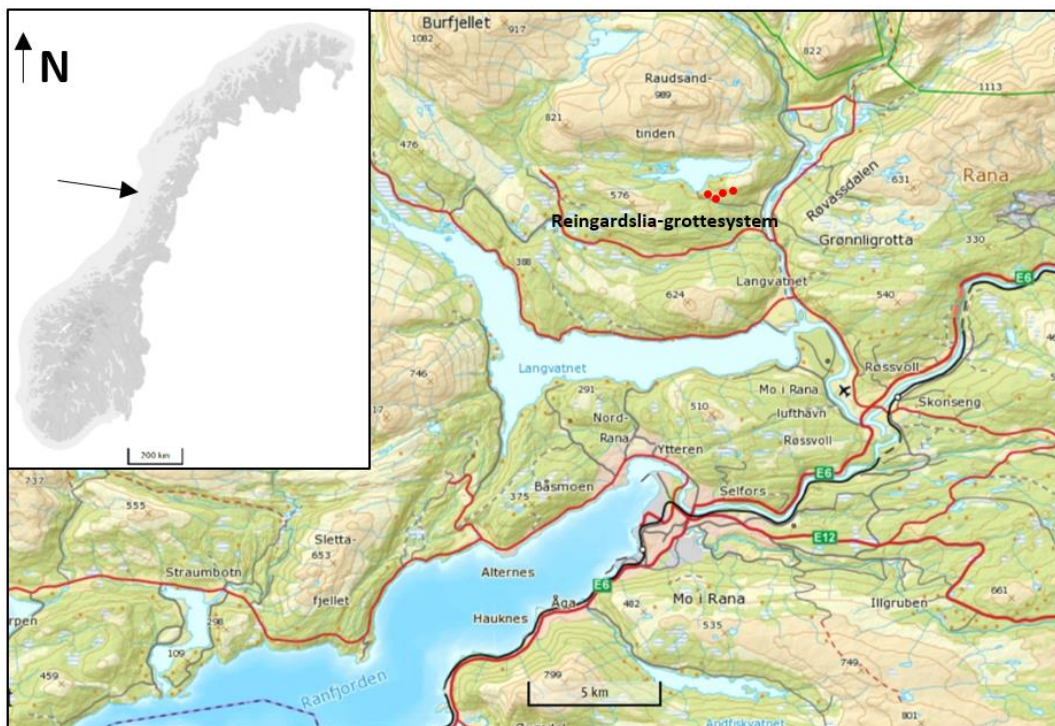
Hensikten med denne oppgaven er å undersøke Larshullet og Lapphullet med hensyn på sedimentologi, med hovedfokus på finkornede sedimenter og mineraler. Ved å utføre analyser på laboratoriet og stratigrafiske undersøkelser skal det bestemmes avsetningsmiljø for de ulike sedimentene og mineralene, samt bestemmes hva kilden til de enkelte avsetningene er. Det skal forsøkes å korrelere de ulike avsetningene i grottene både internt i Larshullet og Lapphullet, og med avsetninger fra andre grotter i nærområdet. Tilslutt er de ulike avsetningene inne i grottene satt i sammenheng med ulike eksterne miljø og forsøkt å korreleres med glasiale og interglasiale perioder.

To av masteroppgavene er allerede levert av Øyehaug (2016) og Stadheim (2016). De beskriver Larshullet og Lapphullet med fokus på grottenes morfologi og struktur, og i sammenheng med overflatekarst. Medstudent Severin Lølkes beskriver grottene med hensyn på paleohydrologi og skal levere i juni 2017. Olavs- og Persgrotten kartlegges og beskrives av Ida Marie Gabrielsen og Marie E. Heggstad og deres oppgaver leveres tidligst våren 18.

1.2 OMRÅDEBESKRIVELSE

Feltområdet er lokalisert i det som blir sett på som Norges viktigste karstområde, Nordland og spesielt Rana kommune. Her er det registrert omtrent 200 grotter og mange av disse er blant de største og mest kjente i landet. Grottene som er undersøkt ligger i Reingardslia, rett sør for Reingardslivatnet (markert med røde prikker i figur 1.1). Området som grottene befinner seg i ligger sør for Svartisen og Saltfjellet og omtrent 12 km nord for Mo i Rana. Øst for feltområdet ligger Røvassdalen og vest for feltområdet ligger Glomdalen. Hoveddreneringen går i Røvassdalen og sør mot Langvatnet og ut i Ranfjorden. Det dreneres også vann fra Glomdalen og ut i Langvatnet. Svartisen er den nærmeste breen og den ligger omtrent 20 km nord for feltområdet (i luftlinje). Svartisen består av to platåbreer (øst- og vestisen) som adskilles av den isfrie Vesterdalen.

Området er preget av glasiale former og har en typisk glasialmorfologi. Reingardsliagrottesystemet består av fire grotter: Larshullet, Lapphullet, Olavsgrotten og Persgrotten. I denne oppgaven fokuseres det på de to førstnevnte grottene. Reingardsliagrottesystemet ligger på den vestlige dalsiden av Røvassdalen, og på den østlige siden ligger blant annet Grønnligrotten og Setergrotten. Grottene befinner seg i et marmorband som strekker seg i øst-vest retning.

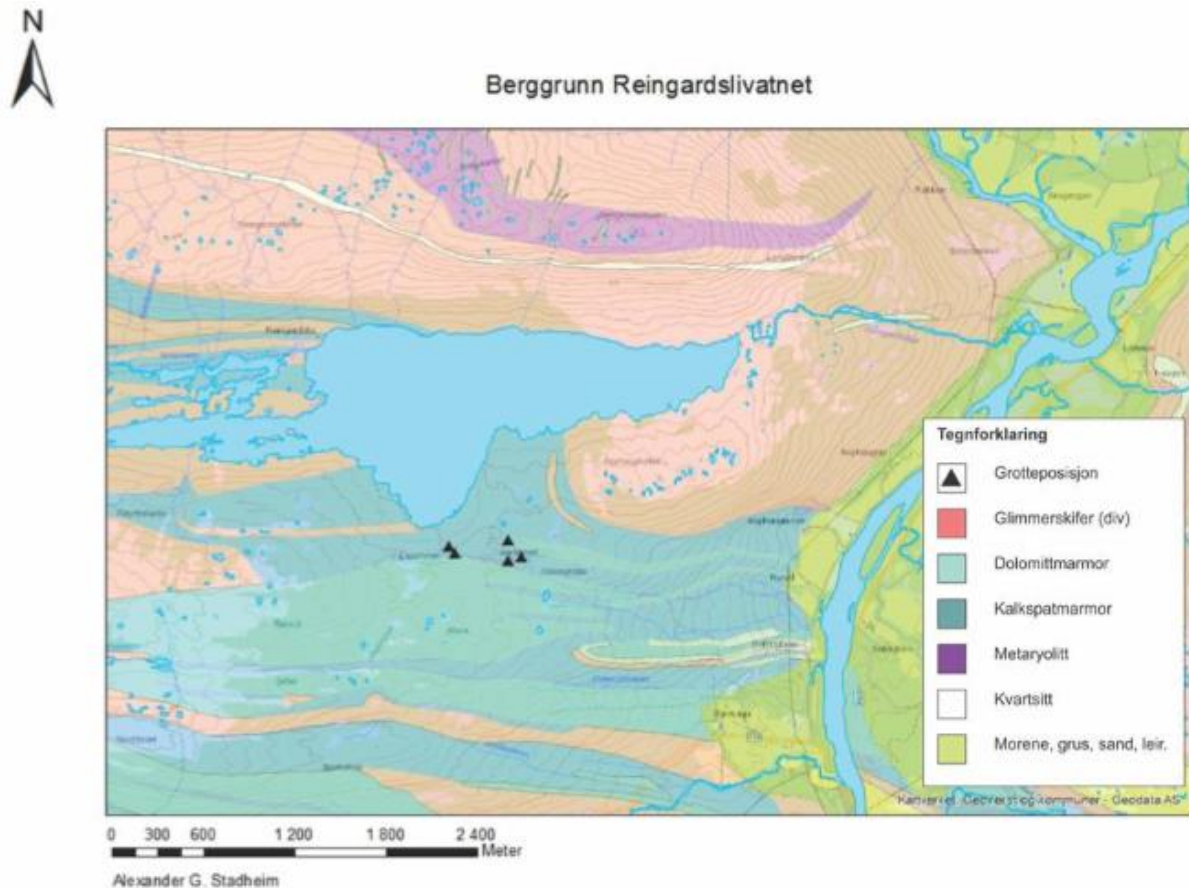


Figur 1. 1. Kart over feltområdet. De røde prikkene viser omtrentlig beliggenhet til grottene inngang (Kartverket, 2016).

1.3 BERGGRUNNSGEOLOGI

Berggrunnen i feltområdet er en del av Rødningsfjellkomplekset som er en undergruppe av Nordlandsdekkene. Karbonatene stammer fra prekambrisk og paleozoisk kalkstein som har gjennomgått regional metamorfose under den kaledonske fjellkjedefoldningen. Den kaledonske fjellkjeden ble dannet da platene Laurentia og Baltika kolliderte under lukkingen av Iapetushavet i sen-ordovicium til tidlig-devon (500-405 Ma) (Fossen et al., 2006). Karbonatenes metamorfe grad varierer fra grønnskifer til granulitt facies. Den kaledonske strøkretningen er generelt nordøst-sørvest. Siden mesozoikum har det vært episodisk heving og erosjon som har ført til at karbonatene har blitt eksponert som smale marmorbånd med stor lateral utbredelse. Marmorbåndene ligger mellom glimmerskifer eller kvartsitt, og noen ganger granittiske intrusiver (Lauritzen og Skoglund, 2013). Den metamorfe graden har ikke noen stor påvirkning på speleogen affinitet siden karbonatene omdannes under lave temperaturer og trykk. Omdanningen fjerner tidligere strukturer (for eksempel lagplan) og porøsitet som er viktige for utviklingen av hulrom i bergarter som ikke har vært utsatt for metamorfose. Vann som trenger ned i marmoren er derfor avhengig av tektoniske sprekker som utvikles i post-metamorf deformasjon i det sprø regimet (Lauritzen, 2001).

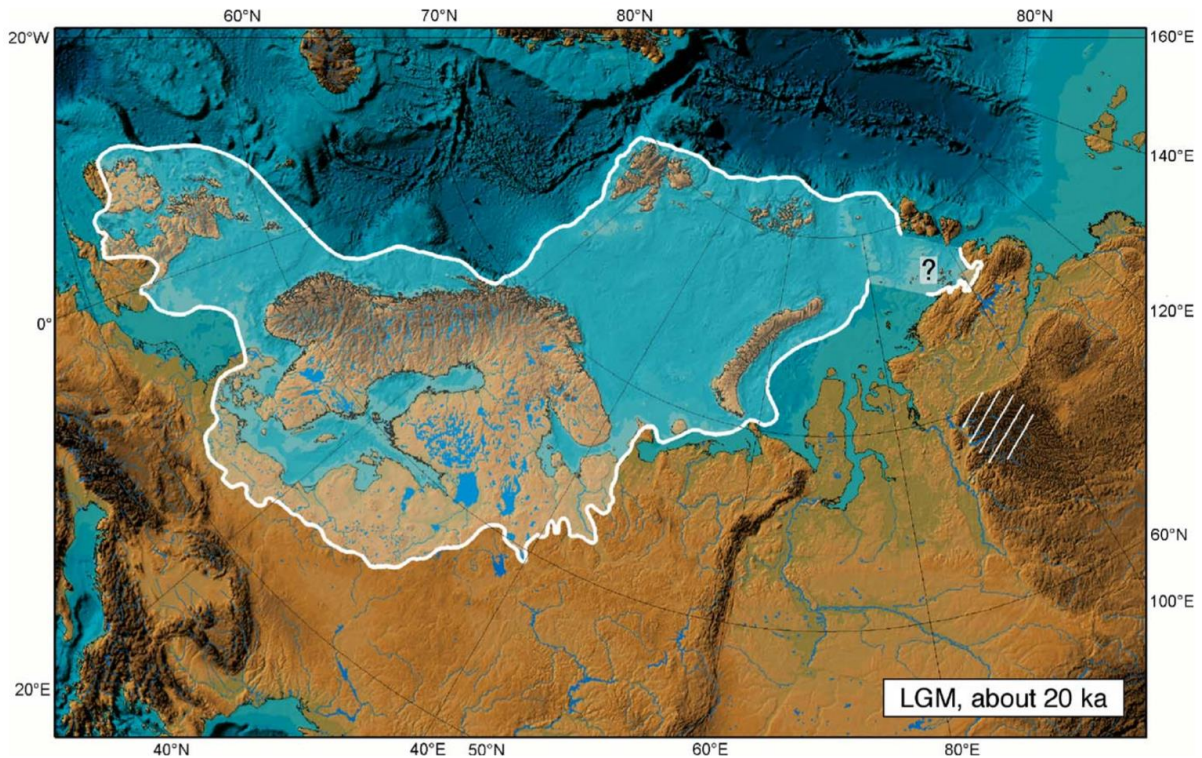
I figur 1.2 er grottenes posisjon markert med svarte trekkanter og man kan se at de befinner seg i kalkspatmarmor og dolomittmarmor. Omkringliggende bergarter er glimmerskifer, kvartsitt og metaryolitt. Nede i Røvassdalen ligger det løsmassemateriale som morene og glasifluviale avsetninger.



Figur 1. 2. Berggrunnskart over feltområdet. Figuren viser hvilke bergarter som finnes i feltområdet i tillegg til noen avsetninger som ligger nede ved dalbunnen. Grottenes omtrentlige posisjon er markert med svarte trekkanter. Figuren er hentet fra Stadheim (2016).

1.4 KVARTÆERGEOLOGI

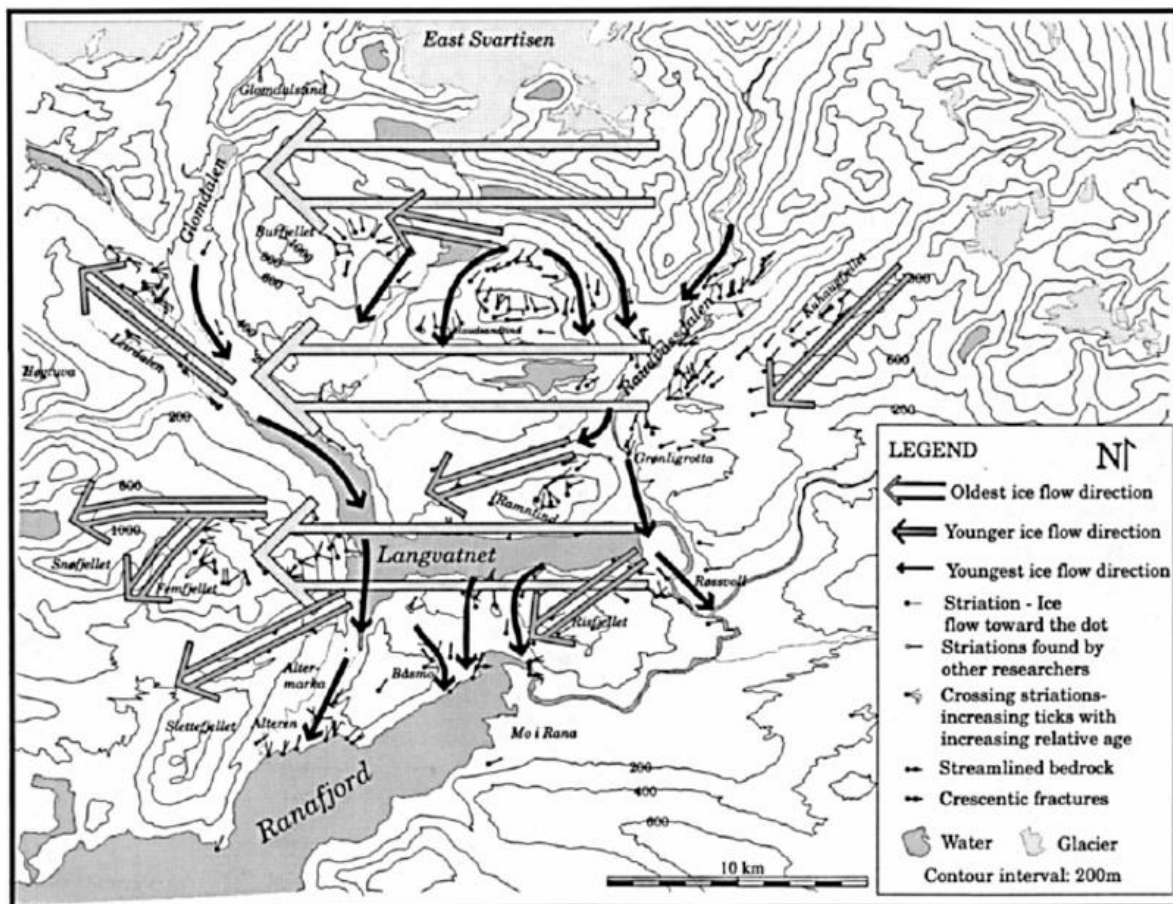
Rana-området er sterkt preget av glisiale prosesser og det kan sees igjen både i landformer og avsetninger. Området har i løpet av de siste 160 000 årene vært utsatt for fire store glisiasjoner, inkludert sen-saale (før 130 000 år), tidlig-weichsel (ca. 90-80 000 år), tidlig midt-weichsel (60-50 000 år) og sen-weichsel (20-15 000 år). Figur 1.3 viser Svendsen et al. (2004) sin rekonstruksjon av isdekkets geografiske utbredelse under siste glisiale maksimum (LGM), for ca. 20 000 år siden.



Figur 1. 3. Det Eurasiske isdekkets geografiske utstrekning under siste istids maksimum (LGM). Hentet fra (Svendsen et al., 2004).

Blake og Olsen (1999) beskriver isbevegelsen under den siste glasiiale perioden, weichsel (ca. 115 000 til 11 700 BP), frem mot deglasiasjonen av Svartisen-området. Isbevegelsen og strømningsretningene er indikert av ulike retningsindikatorer som skuringsstriper, mikroskopiske striper på kvartslinser, og andre erosjonsformer. Under siste glasiiale maksimum (figur 1.3) var området dekket av en tykk innlandsis som gjorde at strømningsretningen var uavhengig av den underliggende topografien. Den eldste brebevegelsen er indikert av ulike retningsindikatorer i de høyereliggende områdene, og indikerer bevegelse fra øst mot vest, markert med de største pilene i figur 1.4. Etter glasialt maksimum begynte innlandsisen å trekke seg tilbake og tykkelsen minket. Brebevegelsen vil da påvirkes av den underliggende topografien og få en mer sørvestlig retning. Spor etter denne brebevegelsen finnes i lavereliggende områder under de høyeste fjelltoppene og er markert med de mellomstore pilene i figur 1.4. Figuren viser hvordan strømningsretningen gikk sørvest mot Ranafjorden og delvis rundt de høye fjelltoppene ved Langvatnet. Den yngste brebevegelsen er representert av de minste, svarte pilene i figur 1.4, og har en mer sørlig retning. Brebevegelsen er i stor grad styrt av topografien i dette stadiet. Den kontrolleres av orienteringen av dalene og går rundt fjelltoppene som virker som en barriere

for isen. Den sørlige brebevegelsen er antatt å stamme fra Svartisen da den hadde større utstrekning. Det antas at Svartisen ble separert fra innlandsisen omtrent 9500 BP, da dekket den et betraktelig større område enn den gjør i dag. Blant annet hadde den utbredelse i Rødvassdalen og Glomdalen der den var minst 500 m tykk. De høyeste fjelltoppene, blant annet Burfjellet, Raudsandtind og Ramntind stakk sannsynligvis opp som nunataker da Svartisen ble separert fra innlandsisen (Blake og Olsen, 1999). Fronten til Svartisen begynte sin tilbaketrekning rundt 9310 ± 110 BP, og gikk halvveis tilbake til sin nåværende posisjon rundt 9000 BP (Blake og Olsen, 1999).



Figur 1. 4. Ulike isbrebevegelser i området sør for Svartisen fra siste glisiale maksimum og frem til deglasiasjonen av Svartisen (Blake og Olsen, 1999).

1.5 TIDLIGERE FORSKNING

Grottene i Reingardslia ble fredet i 1967 (*Forskr. om fredning av grotter, Rana. 6. januar 1967*), og derfor har mesteparten av den vitenskapelige utforskningen skjedd før dette. Dette området er bare et av flere interessante områder i Rana kommune, som har i nyere tid blitt utforsket på grunn av sine forekomster av karst og grotter i et landskap som er preget av glasiale prosesser (Lauritzen & Skoglund, 2013). Grottene og overflatekarsten i Reingardslia ble før fredningen i 1967 kartlagt og beskrevet av flere ulike forfattere, blant annet Oxaal (1914), Horn (1947), Railton (1954), Corbel (1957) og Hjorthen (1968). Larshullet ble oppdaget av Lars Bjørnes omkring 1870, og Corneliusen var en av de første til å beskrive Lapphullet i 1874 (Hjorthen, 1968).

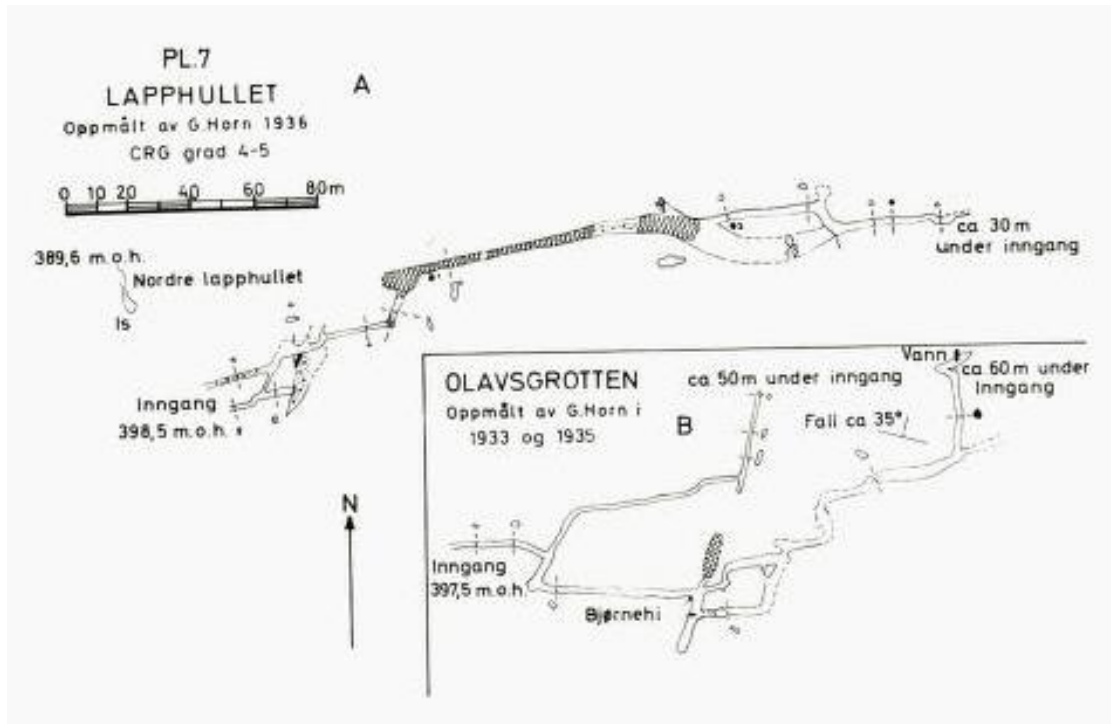
Oxaal (1914) gav en enkel beskrivelse av Larshullet og Lapphullet, der kun hovedpassasjene ble kartlagt. Larshullet fikk en kartlagt lengde på 465 meter og en dybde på 82 meter, Lapphullet ble kartlagt til omtrent 330-340 meter langt og 17 meter dypt. Oxaal (1914) mente at Larshullet og Lapphullet må være dannet av subglasialt smeltevann langs breens randsoner som eroderte seg ned i kalksteinen. Det må ha skjedd da det lå en tykk brearm (minst 200-250 m) som dekket Røvassdalen.

De første nøyaktige beskrivelsene og kartleggingene ble gjort av Horn (1947). Larshullet ble da kartlagt til å være ca. 2300 meter lang og ca. 284 meter dyp, og Lapphullet ble utvidet til å være ca. 390 meter lang og ca. 30 meter dyp. Grottene består hovedsakelige av freatiske passasjer med enkelte vadose nedskjæringer. Horn (1947) argumenterer for at grottene må være dannet subglasialt under siste istid.

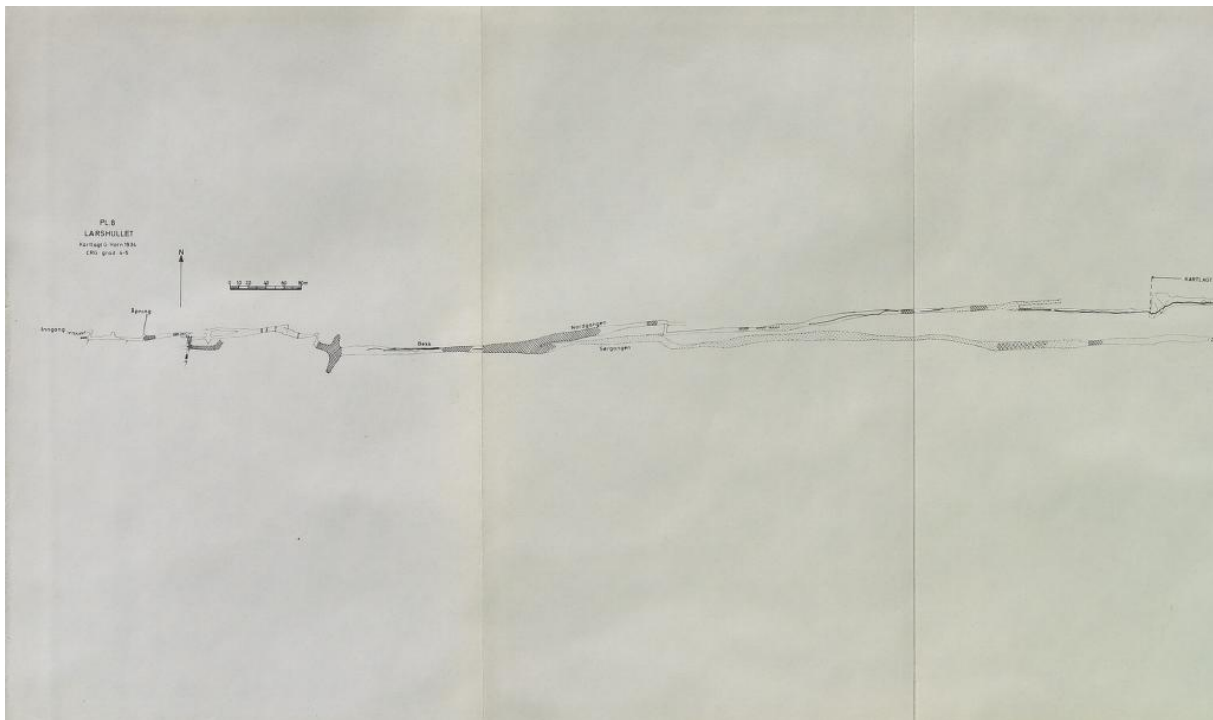
Railton (1954) og Corbel (1957) utforsket både Lapphullet og Larshullet i 1951. I Larshullet kartla de den nederste sjakten og fant ut at den var over 30 meter dyp. Grotten ble også utvidet med 200 meter i lengde av de passasjene som ble oppdaget nedenfor sjakten. Railton (1954) mente at dannelsen foregikk etter siste istid. Grottene ble dannet da Reingardslivatnet sto høyere slik at det kunne strøomme vann inn i åpningene direkte fra innsjøen.

Hjorthen (1968) gir en oppsummering av tidligere publikasjoner for Rana-området, inkludert Reingardslia. Larshullet som den dypeste og antakelig lengste grotten i Rana, hadde en kartlagt lengde på 2500 meter og en vertikal dybde på over 300 meter. Lapphullet hadde en kartlagt lengde på 390 meter og en vertikal dybde på 30 meter. I Lapphullet har Lauritzen et al. (1990) datert en stalagmitt som gav en alder på over 730 000 år. Dette er da en

minimumsalder som forteller at grottene er minst 730 000 år. Etter fredningen i 1967 ble grottenes innganger sperret og derfor har det ikke blitt kartlagt mer før arbeidet med masteroppgavene for dette prosjektet startet høsten 2015.



Figur 1. 5. Gamle kart av Lapphullet (og Nordre Lapphull) og Olavsgrotten. De ble fremstilt av Horn (1947).



Figur 1. 6. Gammelt kart av Larshullet som ble kartlagt av Horn (1947). Det nederste området, fra Sjakt 2 og til enden, er kartlagt av (Railton, 1954) og (Corbel, 1957). Kartet er hentet fra Hjorthen (1968).

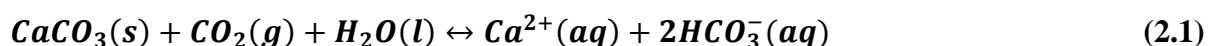
2 TEORI

2.1 UTVIKLING AV EN GROTTE

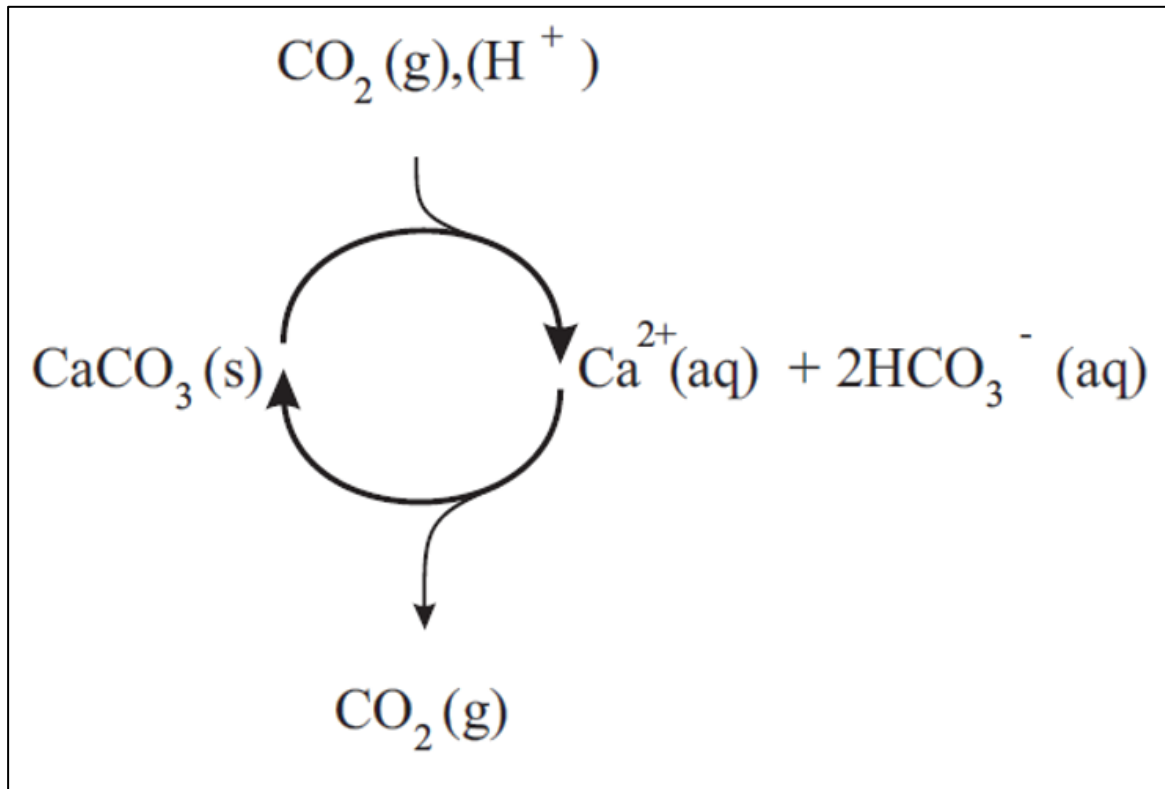
Karst er en betegnelse for landskap som består av grotter og overflateformer som er utviklet på og i lettløselige bergarter (kalkstein, marmor og gips), der sekundærporøsiteten er høy. I tillegg til løselighet er også bergartsstruktur og litologi viktige for å få utviklet karst. Hovedkomponenten som driver utviklingen av karst er vann (Ford og Williams, 2007). Et karstsystem kan deles inn i to soner, ekso- og endokarst. Eksokarst er den ytre delen av overflaten som grenser mot atmosfæren, biosfæren og overflatevann, mens endokarst dekker formene som utvikles på innsiden av bergmassen. Den subkutane sonen, også kalt epikarstsonen, er grensen mellom de to systemene (Lauritzen, 2016a).

2.1.1 Oppløsning av kalsitt

Karst og karstlandskapet utvikles gjennom kjemiske prosesser som løser opp bergmassen. Karbonatbergarten i feltområdet er marmor, den består hovedsakelig av mineralene kalsitt (CaCO_3) og dolomitt ($\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$). Løseligheten til kalsitt og dolomitt er svært lav i rent vann ved 25 °C, men øker hvis mineralene utsettes for surt, meteorisk vann. Det er flere faktorer som virker inn på oppløsningsprosessen av karbonater, blant annet flere komplekse ionedissosiasjoner og reversible reaksjoner. De kontrolleres av egne aktivitetskonstanter og metningslikevekter. Karstifiseringsprosessen kan summeres opp i ligning 2.1 som viser hvordan kalsitt reagerer med vann og karbondioksid. Kalsitt løses opp og det dannes ioner av kalsium og bikarbonat (Lauritzen, 2016a).



Karstifiseringsprosessen er avhengig av tilførselen av CO_2 og kan betraktes som en syklus (figur 2.1). Oppløsningen av kalsitt, og dannelsen av karst, krever CO_2 , eller en annen syre som avgir H^+ , for å drive prosessen. Hvis trykk- eller pH-forholdene endres så forsvinner CO_2 ut av systemet og føre til en tilbakedannelse av kalsitt, for eksempel utfelling av stalaktitter og stalagmitter (Lauritzen, 2016a).



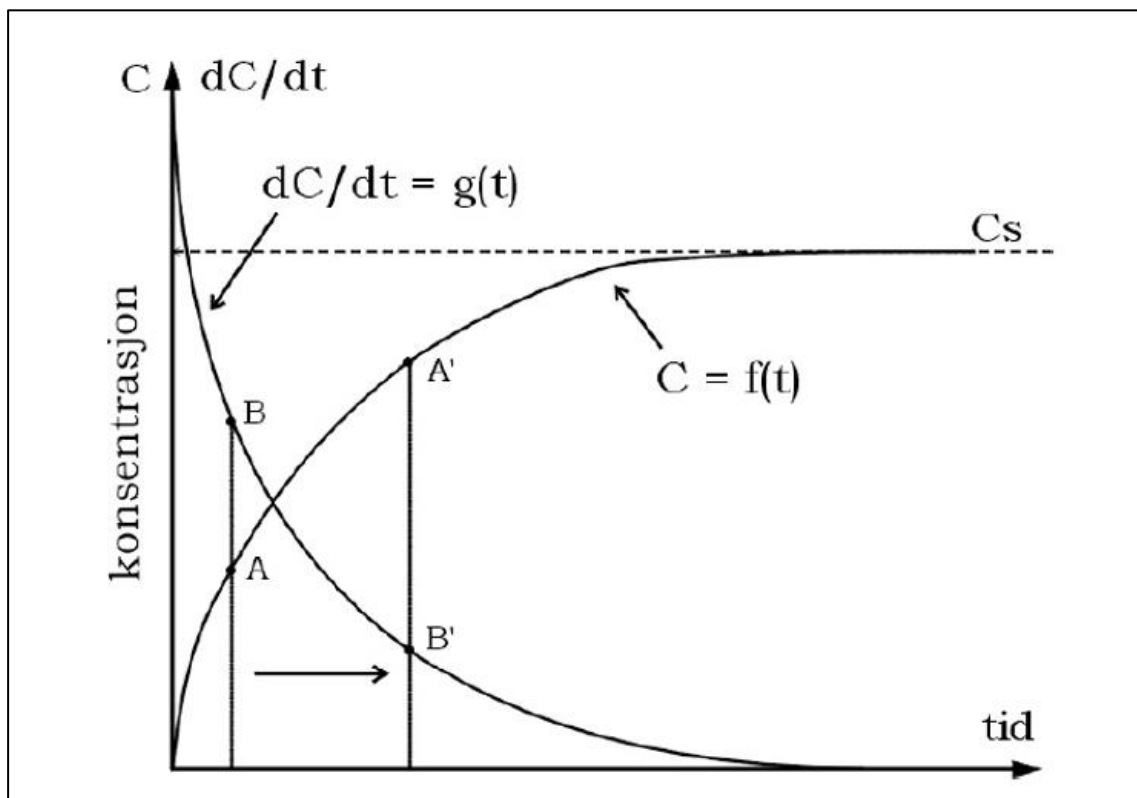
Figur 2. 1. Oppløsning og utfelling av kalsiumkarbonat representert som en syklus. Figuren viser tydelig at prosessene er avhengig av tilstedeværelsen av CO_2 (Lauritzen, 2016a).

Karstifiseringsprosessen er avhengig av flere delprosesser, som videre er avhengig av vannfasens kjemiske sammensetning og konsentrasjonen av ulike ioner på kalsittoverflaten. Den tregeste delprosessen, som ofte er hydratiseringen av CO_2 , vil være det hastighetsbegrensende leddet i oppløsningsprosessen. Ettersom oppløsningen foregår, dissosieres karbonsyre og bikarbonat slik at H^+ -ioner frigjøres, dermed kan man se at løseligheten til kalsitt er avhengig av pH. I et karstsystem ligger pH normalt på rundt 6,5-8,9, her vil bikarbonatet dominere (Ford og Williams, 2007, Lauritzen, 2016a).

Vannet som løser opp kalsitten vil normalt sett bli mettet på vei ned i bergmassen. En av forklaringene på at hulrom kan utvikles langt under overflaten fra smale sprekker, er blandingskorrosjon. Blandingskorrosjon skjer når to ulike vannmasser som er mettet med hensyn på kalsiumkarbonat møtes og blandes. Miksingen gjør at vannet blir undermettet og mer aggressivt, det vil si at oppløsning av kalksteinene kan fortsette (Lauritzen, 2016a).

En annen viktig faktor ved karstifisering er oppløsningshastigheten. Oppløsningshastigheten er den totale transporten av partikler vekk fra kalsittoverflaten. Likevekt oppnås når det er like

mange partikler som løsner og fester seg på kalsittoverflaten. Endringen i konsentrasjon og løpet mot metning er vist i figur 2.2, der kurven viser konsentrasjon som en funksjon av tid, $C=f(t)$. Hastigheten er plottet inn som den deriverte av konsentrasjonen med hensyn på tid, dC/dt . Hastigheten vil avta med tiden ettersom løsningen når metning. Figuren viser at hvis man går fra punkt A til A', og B til B', vil konsentrasjonen øke og hastigheten vil minke. Hvis det tilsettes nytt, umettet vann til løsningen vil konsentrasjonen minke og hastigheten øke, det vil si at løseligheten til kalsitt øker (Lauritzen, 2016a).



Figur 2. 2. Figuren viser konsentrasjon (C) og oppløsningshastighet (dc/dt) i forhold til tiden. Over tid vil hastigheten synke og konsentrasjonen øke (Lauritzen, 2016a).

Plummer et al. (1978) utviklet en hastighetsligning (ligning 2.2, PWP-ligningen) som tar høyde for at reaksjonen endrer orden ettersom man nærmer seg likevekt i et system, i tillegg til at den tar hensyn til reaksjonsmekanismene for prosessene som skjer på kalsittoverflaten.

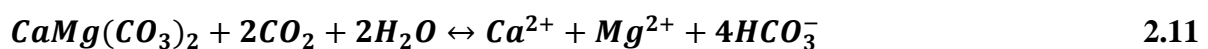
$$\frac{dC}{dt} = \frac{A}{V} [k_1(H^+) + k_2(H_2CO_3) + k_3(H_2O) - k_4(Ca^{2+})(HCO_3^-)] \quad 2.2$$

Hastighetskonstantene (k_1 , k_2 og k_3) beskriver oppløsning, mens k_4 beskriver utfelling. Hvert ledd er avhengig av aktiviteten til ionene; H^+ , H_2CO_3 , H_2O , Ca^{2+} og HCO_3^- , som vil endres

etter hvert som reaksjonen forløper. k_1 , k_2 og k_3 er en funksjon av temperaturen, mens k_4 er en funksjon av P_{CO_2} og temperatur. PWP-ligningen ble utarbeidet eksperimentelt ved helt ren kalsitt løst i vann, med jevn tilførsel av karbondioksid-bobler. I naturen vil kalksteinen alltid inneholde noe forurensing, og inhiberingsprosesser vil gjøre at bergarten, når systemet er nært metning, ikke stemmer med PWP-ligningens kinetikk, det vil si at de naturlige kalksteinene vil ha en saktere oppløsning (Plummer et al., 1978, Lauritzen, 2016a).

2.1.2 Oppløsning av dolomitt

Prosessene og reaksjonene over representerer et forenklet system som kun ser på trefasesystemet $H_2O(l)/CO_2(g)/CaCO_3(s)$. I naturen vil det ofte være slik at kalsitten er magnesium- eller dolomittholdig. Oppløsningen av dolomitt forløper litt annerledes enn for kalsitt. Dolomitt består av to kationer, Ca^{2+} og Mg^{2+} , som løses opp ulikt fra mineraloverflaten. Tilstedeværelsen av Mg^{2+} -ionet gjør at reaksjonen går saktere enn oppløsningen av kalsitt. Dolomitt mister reaksjonshastigheten raskt i forhold til kalsitt, og den vil tilslutt bli så lav at den ikke lengre er målbar. Dolomitt har ikke en klar penetrasjonsdistanse, korrosjonshastigheten synker raskt, og det tar lang tid før systemet når termodynamisk likevekt. Dette gjør at vann kan trenge langt inn i bergmasser med dolomitt før oppløsningen stopper opp, og over lang tid vil nesten alle sprekker vise noe oppløsning. Akviferen vil være mer diffus enn i kalsitt. Totalreaksjonene for dolomitt er vist i ligning 2.11 (Ford og Williams, 2007, Lauritzen, 2016a).



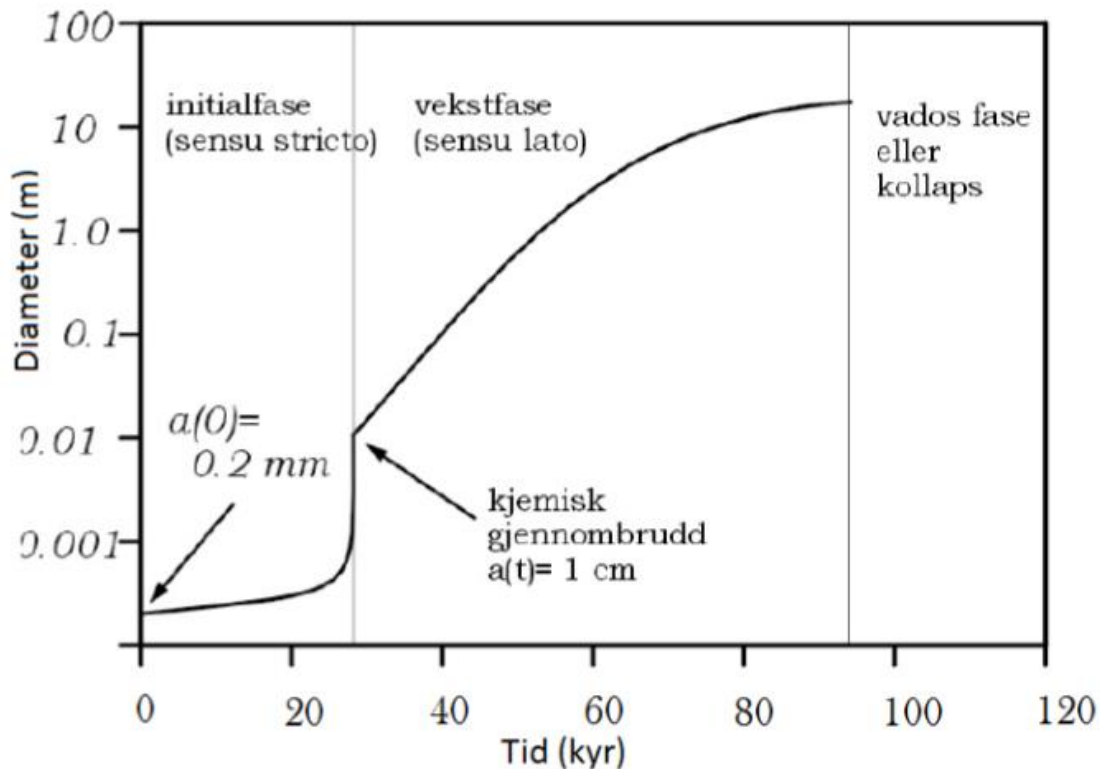
2.1.3 Effektiv penetrasjonsdistanse

Reaksjonshastigheten synker ettersom systemet nærmer seg metning og dette fører til at aggressivt vann som trenger inn i en sprekk raskt går mot metning. Den avstanden det tar før hastigheten til oppløsningen synker raskt kalles effektiv penetrasjonsdistanse. Hvis avstanden gjennom bergmassen er kortere enn den effektive penetrasjonsdistansen så vil vann kunne løse opp over hele sprekkesystemet, og det kan utvikles en grotte. Dette kalles kjemisk

gjennombrudd. Hvis tilfellet er motsatt og sprekkesystemet er lengre enn den effektive penetrasjonsdistansen, utvikles de innerste delene av sprekkesystemet veldig sakte. Utviklingen av sprekk fra den er veldig trang til omtrent 1 cm i diameter vil gå langsomt, men etter den når 1 cm og effektiv penetrasjonsdistanse er lengre enn sprekkesystemet så utvides passasjen raskt, og grotter utvikles over en kort tid, i geologisk tidsperspektiv (Lauritzen, 2016a).

2.1.4 Utviklingen av en grotte

Overgangen fra en sprekk til en grotte foregår når en grotte kan transportere vann som fremdeles er aggressivt i utløpet. Figur 2.3 viser utviklingen av en grotte over tid. Først er det kun en smal, vannfylt sprekk der den hydrauliske motstanden er stor. I løpet av de første 10-20 000 årene utvides sprekken svært langsomt og vannføringen øker sakte før den når kjemisk gjennombrudd. Gjennombruddstiden til et system øker med økende sprekkelengde, viskositet og reaksjonsorden, men minsker med økende initiell sprekkevidde, tetthet, hydraulisk trykkforskjell og konsentrasjonene ved likevekt (Lauritzen, 2016a). Utviklingen av karst inne i bergmassivet vil være mer intens jo kortere gjennombruddstid. Ved kjemisk gjennombrudd går grotten fra initialfase (*sensu stricto*) til en mer moden vekstfase (*sensu lato*), som er utvikling fra sprekk til protorør. Grotten utvikles først under freatiske betingelser med høy vannføring, men etter hvert som passasjene utvides vil de kunne bli så store at de ikke lengre er helt vannfylte, og de blir vadose. I vados fase vil veksten stoppe opp, og mot slutten kan grotten kollapse og hentes inn av overflateerosjon (Lauritzen, 2016a).

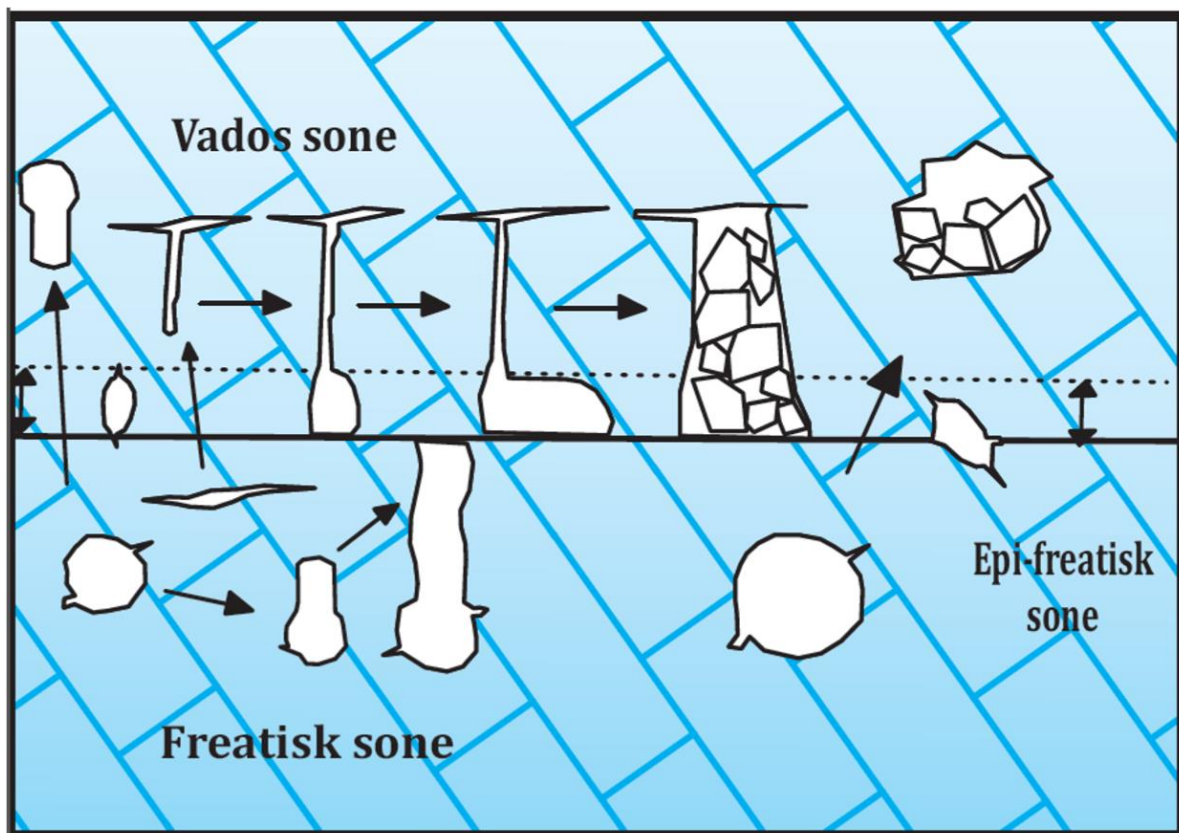


Figur 2. 3. Figuren viser hvordan en grotte utvikles over tid. Det starter i initieringsfasen, der diameteren er 0,2 mm. Hastigheten øker og utvider diameteren raskt rett før og etter kjemisk gjennombrudd. I vekstfasen øker diameteren helt til den blir for stor slik at grotten enten blir vados eller kollapse (Lauritzen, 2016a).

2.2 PASSASJEMORFOLOGI

Passasjer kan utvikles langs sprekker, lagplan, forkastninger og litologiske grenser. Sekundærporøsiteten er den viktigste faktoren for utviklingen av passasjer utenom løselighetskapasiteten til vannet. Etter at hovedgeometrien til grottesystemet har blitt dannet vil resten av utviklingen være avhengig av om systemet er i den freatiske eller vadose sonen, og om de blir fylt med eller tømt av sedimenter (Lauritzen og Lundberg, 2000). Passasjeformene kontrolleres hovedsakelig av geologi og hydrologi. Dannelsen av meso- og mikroformer kontrolleres av korrosive og erosive prosesser, men har litologiske og tektoniske begrensninger. I isotropiske, homogene kalkstein vil hydrodynamiske faktorer kontrollere formene, og her vil formene være så å si perfekte, i motsetning til anisotrope og heterogene kalkstein, der formene vil være mer uregelmessige. Passasjene i en grotte dannes ofte langs sprekker eller lagplan, det vil si at anisotropi på denne skalaen er den viktigste kontrollen på passasjeform. Sprekker og lagplan (og noen ganger forkastninger) gir den

enkleste veien for vannet å strømme og vil dermed kontrollere plasseringen av passasjer. Orienteringen til ledespalten vil styre retningen til anisotropien slik at hellende lag eller sprekker gir asymmetriske former. Oppløsningen av former skjer ved tilstedeværelsen av en væske, og det er vannets egenskaper som fysikk og kjemi, som styrer formen til passasjen. I den freatiske sonen vil oppløsningen skje på alle overflater, og variasjoner i oppløsningshastighet skyldes bergartens egenskaper. I den vadose sonen er det gravitasjonskreftene som styrer oppløsningen (Lauritzen og Lundberg, 2000). Figur 2.4 viser ulike passasjeformer som dannes i de ulike sonene.



Figur 2. 4. Tverrsnitt av ulike passasjer dannet i vados, epifreatisk og freatisk sone. Figuren er hentet fra Espeland (2015) som har basert figuren ut fra en lignende figur i Lauritzen (2010).

Freatiske passasjer eller trykkledninger dannes når passasjen er helt fylt med vann. Korrosjonen er symmetrisk og virker radielt ut fra passasjeaksen, og det dannes tubeformede rør (figur 2.4). De dannes i den freatiske sonen og retningen på passasjen er uavhengig av grunnvannsspeilet, retningen bestemmes av strukturelle faktorer og kan danne sløyfer. Freatiske rør inneholder strømskåler som indikere vannets strømningsretning og hastighet (Lauritzen og Lundberg, 2000).

Epifreatiske passasjer dannes i den epifreatiske sonen der passasjene kan være tørre i lengre perioder, men kan være vannfylte når de er aktive og vil da utvikles som freatiske rør (figur 2.4). Formene her vil være like som i freatiske passasjer, forskjellen er at de utvikles nær den piezometriske overflaten der vannbevegelsen går relativt raskt. Dette gjør at epifreatiske passasjer i homogene bergarter ofte har små strømskåler, i tillegg er ofte strømskålene mindre i taket enn de er på nedre del av veggene og gulvet i passasjen (Lauritzen og Lundberg, 2000).

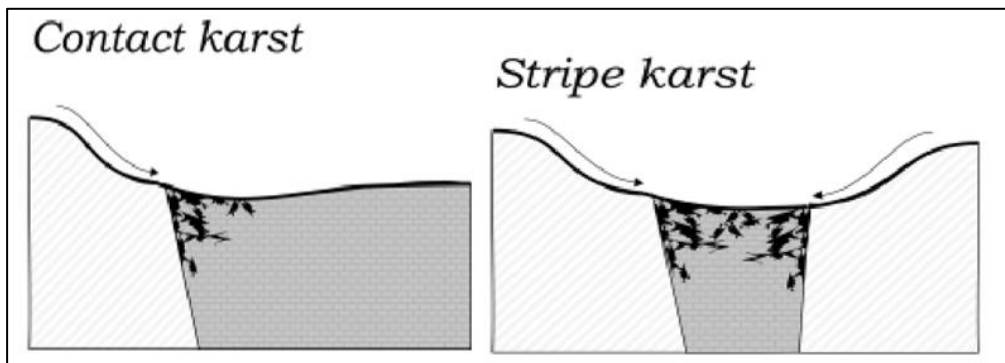
I vadose passasjer er vannet drevet av gravitasjon og de utvikles i den vadose sonen. Utviklingen av passasjene går nedover eller lateralt, og danner gjelformede passasjer (figur 2.4). Vannet som renner her er som overflatestrømmer, bare at de er under bakken. Vadose gjel kan ha ulike former avhengig av den originale skråningen og hvor raskt vannet eroderer ned. De varierer fra å være små og ekstremt slyngete kløfter til vide, strake korridorlignende gallerier. Vadose passasjer kan ofte være meandrerende, og dannes ved at vannet fjerner materiale. I grotter vil det meandrerende mønsteret bli bevart siden det kutter nedover i bergarten. Mange grottepassasjer er dannet postglasialt og vannføringen har minket siden da. Dette kan gjøre at bølgelengden til den meandrerende strømmen er mindre, eller at det utvikles en et mindre gjel som representerer dagens vannstrøm i bunnen av et større og bredere gjel (Lauritzen og Lundberg, 2000).

Vadose sjakter utvikles der vannet faller ned en sprekk fra et nivå til et annet nivå i grotten. En sjakt er en passasjeform som er assosiert med vadose invasjonsgrotter. De varierer i størrelse fra en smal oppløsningspipe til store, åpne hvelv. Fossefall i grotter danner typisk semisirkulære til elliptiske hull fra sprutende vann, med et basseng i bunnen (Lauritzen og Lundberg, 2000).

Paragenese, eller antigravativ erosjon, er et freatisk fenomen som skjer under speleogenese, med et overskudd av sedimenter. Freatiske passasjer fanger opp sedimenter som gjør at korrosjonen blir styrt oppover og oppe langs veggene. Det er et karakteristisk fenomen for iskontakt systemer, siden sub- og proglasiale soner gir store mengder ukonsoliderte sediment til grottesystemet (Lauritzen & Skoglund, 2013).

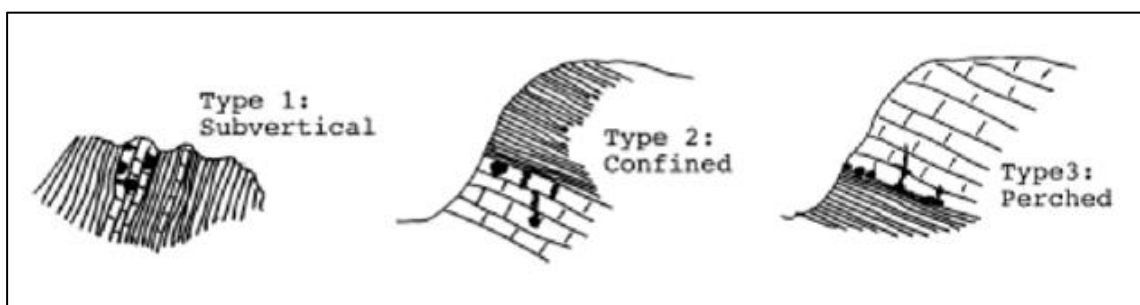
2.3 STRIPEKARST

Stripekarst ble først beskrevet av Horn (1947) som lateralt omfattende, men stratigrafisk tynne bånd av kalkstein som har varierende grad av helning, og befinner seg mellom lag med skifer. En av de viktigste faktorene for å bestemme at det er stripekarst er at de omringes av uløselige akviferer (akviklude) som gir kontakteffekter og danner en tydelig hydrologisk grense til hver enkel karstblotning (Lauritzen, 2001). Stripekarst er en type kontaktkarst, der man har kontakt med en annen type bergart på begge sider (figur 2.5). Kontakten med en annen type bergart kan gjøre at korrosjonen er mer intens, noe som kan skje på grunn av allogent vann som samles oppstrøms for kontaktgrensen, eller en demningseffekt nedstrøms ved en impermeabel bunn. Orogen tektonikk er den vanligste prosessen som danner stripekarst, og metamorfose er en sekundær effekt (Lauritzen, 2001).



Figur 2. 5. Illustrasjon av kontaktkarst (øverst) og stripekarst (nederst). Figuren viser hvordan kontakt med omkringliggende bergarter kan øke intensiteten av karstifiseringen. Hentet fra Lauritzen (2001).

Kontakten mellom stripekarst og den impermeable bergarten kan deles inn i tre hovedtyper: 1) sub-vertikal, åpen, 2) slak til bratt hellende, lukket, og 3) slak til bratt hellende, hengende (figur 2.5). I type 1 kan strømmingen være både åpen og lukket avhengig av helningen til kontakten. I type 2 er det lukket freatisk strømming, mens i type 3 vil det være vadose forhold der freatisk strømming vil foregå ved den hengende nedre grensen.



Figur 2. 6. De tre typene kontakter mellom stripekarst og den impermeable bergarten rundt (Lauritzen, 2001).

Morfologien i stripekarst er en funksjon av hvordan ulike passasjer er koblet sammen og hvordan de transporterer vann. Grottesystem i stripekarst kan ha det samme mangfoldet av former som i vanlig karst, men på grunn av de akviklude begrensningene vil grottesystemet ofte være langstrakt og begrenset i en av tre dimensjoner. Grotter i stripekarst kan deles inn i fore morfologiske grupper (Lauritzen, 2001):

A: Sub-vertikale freatiske nettverk eller labyrinter. Denne typen dannes under spesielle hydrologiske og tektoniske forhold. Bergarten de dannes i inneholder mange sprekker som har regelmessige avstander. De er typisk for områder der raske og store endringer i vannivået skjer, for eksempel der hydrologien styres av isbreer.

B: Slakt hellende freatiske nettverk eller labyrinter. Hvis passasjene er så godt som horisontale kan de identifiseres som en egen etasje, eller nivå. Etasjene i et grottesystem kan være koblet sammen ved for eksempel freatiske sløyfer.

C: Sløyfesystem med vadose grøfter. Ofte er bare deler av grottesystemet en sløyfegrotte.

D: Omfattende, lineære dreneringsruter. Denne typen består av et system av passasjer som mer eller mindre drenerer direkte fra innsyningspunktet til kilden. Lineære grottesystem kontrolleres av en lineær struktur, og grottene er vanligvis parallelle med den lokale foldeaksen.

2.4 GLASIAL KARST

Utviklingen av grotter ved siden av eller under isbreer eller isdekker kalles glasial iskontakt speleogenese. Utviklingen av grotter i områder som har gjennomgått en eller flere glasiale perioder kan ha skjedd enten under glasieringen eller i intervallene mellom glasieringen, eller i begge situasjonene. Relikte, freatiske rør som befinner seg høyt oppe i dalsiden i glasiale daler er vanlig i stripekarst. Dannelsen av disse freatiske rørene må ha skjedd i en periode da grunnvannsspeilet stod høyt opp i dalsiden slik at det var freatiske forhold. Det er generelt sett to scenarioer som kan ha skjedd: enten må dalen ha vært fylt opp av en bre, eller så må det ha skjedd før dalen ble utviklet (Lauritzen og Skoglund, 2013). Ved iskontakt speleogenese er størrelsen på et grottesystem avhengig av tilgang på vann, kjemisk aggressivitet og tid, og en eller flere av disse faktorene vil være hastighetsbegrensende i ulike situasjoner. I glasiale

områder vil forskjellen i hastighet på utviklingen av en grotte før og etter kjemisk gjennombrudd være større enn normalt. Generelt sett kan man si at utviklingen av nye grotter ikke vil skje under en glasiering, mens utvidelsen av eksisterende grotter vil gå raskere (Lauritzen og Skoglund, 2013).

Utviklingen av grotter i glasierte områder er påvirket av de termale, reologiske og hydrologiske egenskapene til breene og isdekkene. De termale forholdene er styrt av klima og akkumulasjonsraten kontrollerer tilstedeværelsen av flytende vann på og under isen. En isbre kan enten være temperert eller polar, det vil si enten er den på eller under trykksmeltepunktet, eller en blanding (Lauritzen og Skoglund, 2013). Ford og Williams (1977) *ref. i Øvrevik og Lauritzen (2005)* beskriver tre ulike hydrologiske forhold som kan oppstå ved iskontakt:

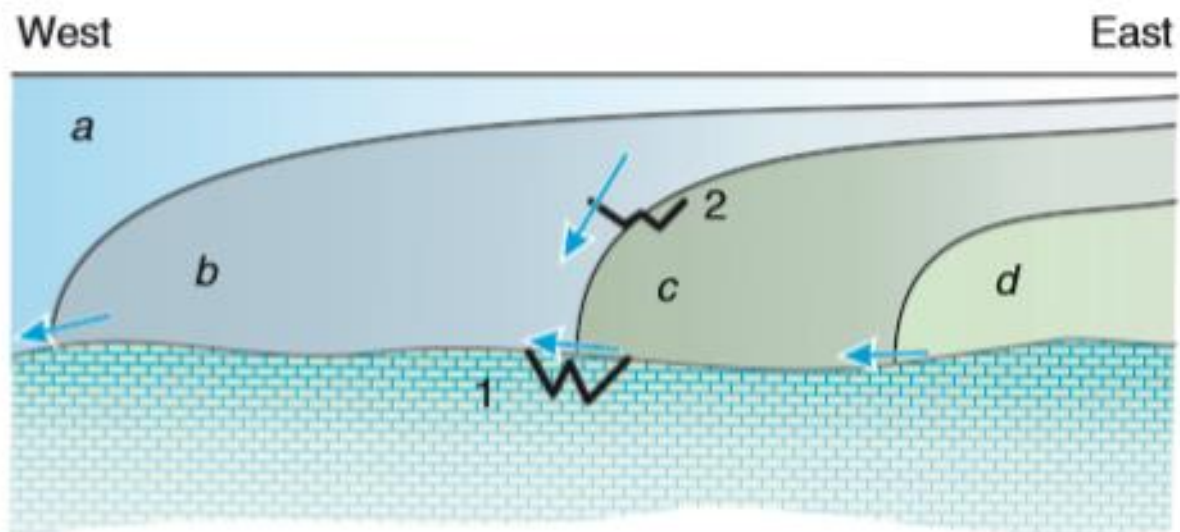
1) Polare breer, også kalt kaldbaserte breer, er fastfrosset til underlaget og vil ikke gli eller erodere. Bevegelse i kaldbaserte breer skjer gjennom deformasjon høyere opp i ismassen. Polare breer finnes ofte når isdekkene er for tynne til å være på eller over trykksmeltepunktet (Øvrevik og Lauritzen, 2005). Store isdekker kan være delvis polare, enten ved fronten eller over akkumulasjonslinjen ved de høyeste toppene (Lauritzen og Skoglund, 2013). Resultatet av en polar bre er at det ikke vil være noe vann i bresålen, og vannsirkulasjonen i grottene vil stagnere (Øvrevik og Lauritzen, 2005).

2) Tykke, store isdekker er tempererte, eller varmbaserte, og vil da være i likevekt med flytende vann. I en temperert bre er det vann langs bunnen, og breen eroderer (Øvrevik og Lauritzen, 2005). Figur 2.7a viser et tilfelle der et stort isdekke ligger over et karstområde. Overflategradienten vil være svært lav og vannsirkulasjonen i grottesystemene vil være saktegående, eller stoppe helt opp (Lauritzen og Skoglund, 2013).

3) Fremrykk og tilbaketrekning av isbreer og isdekker vil skape de mest ideelle forholdene for utvidelse av grottesystem under glasierte forhold. Når karstterrenget har det samme relieffet som det tempererte isdekket vil den hydrauliske gradienten øke i grottesystemet. Dette skyldes at den hydrauliske gradienten i tempererte breer styres av overflaten til isdekket (Øvrevik og Lauritzen, 2005). De fleste isdekkene er tempererte under akkumulasjonsområdet, i tillegg har kontinentale isbreer og isdekker områder med varmbaserte isstrømmer som befinner seg i de underliggende dalene og fjordene. I figur 2.7b vises en situasjon der fronten har trukket seg litt tilbake og er nært nok slik at grottene

(markert med 1 og 2) befinner seg under ablasjonsområdet. Her sirkulerer det store mengder vann, men det går sakte. Når fronten går enda mer tilbake (figur 2.7c) vil fronten ligge rett ved grottene. Dette gir den største mulige fluksen og høyest mulige hydrauliske gradienten. Det siste scenarioet er figur 2.7d, når grottene ligger foran fronten. Her er det bare dalbunnen som påvirkes av den glasiøle avrenningen (Lauritzen og Skoglund, 2013).

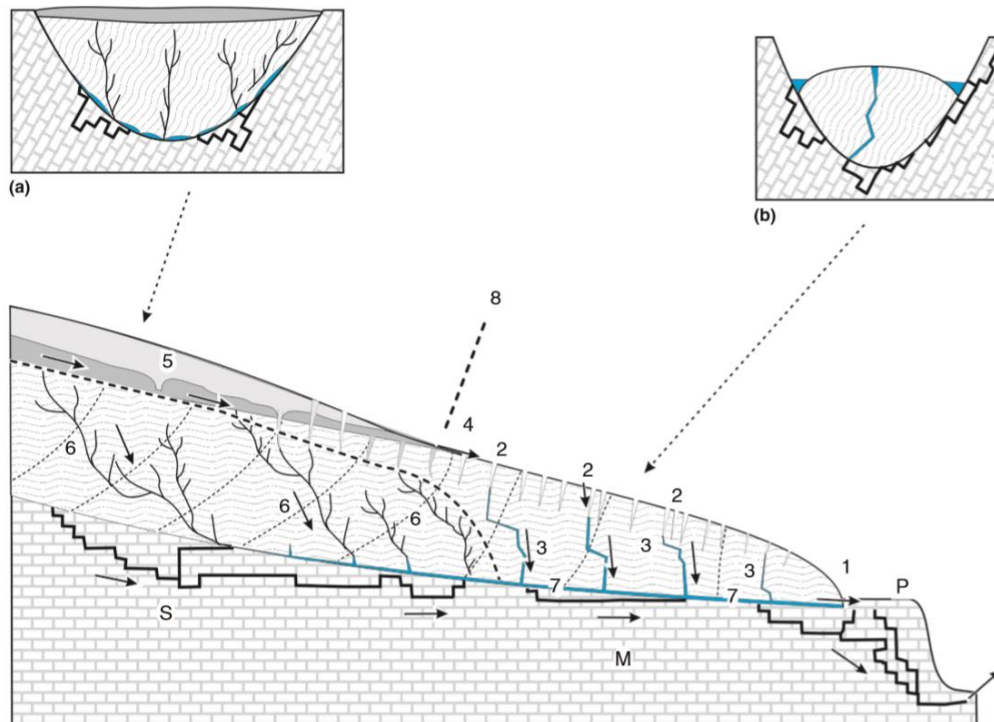
Under de pleistocene glasiøle avrenningene vil det sannsynligvis ha vært en blanding av disse forholdene. Dette førte til at grottesystemene utvidet seg ved høye strømningsrater, for og så bli fylt opp av silt- og leiravsetninger under stagnerende hydrauliske forhold, før vannet igjen strømmet raskt gjennom systemet (Øvrevik og Lauritzen, 2005). Lauritzen og Skoglund (2013) sammenligner påvirkningen av et isdekk med en bilvask (figur 2.7). Karstbergartene og grottene er stasjonære, mens isbreer og isdekker skurer og polerer i takt med klimaet. I en bilvask vil vaskemaskinen bevege seg over den stillestående bilen. Grottene og karsten vil påvirkes ved forsterket grunnvannsstrøm, og dermed bli erodert og plukket på av varme, tempererte breer. Kalde, tørre breer vil fylle dem med sediment eller lukke systemene.



Figur 2. 7. Bilvask analogien, figuren er hentet fra Lauritzen og Skoglund (2013). To ulike grotter (1 og 2) er plassert i terrenget. a-d viser hvordan et isdekk ligger i et terreng til ulik tid. a) Isdekket når helt ut til kontinentalhyllen, b) fronten er trukket seg tilbake, c) fronten ligger rett ved grottene, d) fronten ligger oppstrøms for grottene.

En isbre kan i mange tilfeller anses å være en akvifer, og det flytende vannet kan eksistere som supraglasiølt smeltevann, strømmer og innsjøer, isdemmede innsjøer, i englasiøle kanaler, eller langs bunnen. I tempererte og polytermale breer strømmer vannet på to ulike måter: 1) i et system som er spredt utover der vannet strømmer i en regulasjonsfilm gjennom porøse subglasiøle sedimenter og i sammenhengende hull, 2) et flettesystem bestående av flere kanaler (grotter). Kanalene kan enten være R-kanaler (Röthlisberger, 1972 ref. i

Lauritzen og Skoglund, 2013) som er går oppover i ismassen, og N-kanaler (Nye, 1965 *ref. i* Lauritzen og Skoglund, 2013), som delvis går gjennom berggrunnen. Begge typene er dynamiske og vil åpnes eller lukkes ettersom vannstrømmen endres. R-kanalene kan flytte på seg, mens N-kanalene er stasjonære siden de går gjennom berggrunnen. En subglasial karstpassasje er en ultimat N-kanal, som gir en dreneringsvei som ikke er sensitiv til isbreens hydrologi (Lauritzen og Skoglund, 2013).



Figur 2. 8. Et tverrsnitt av en isbre i alpine områder (modifisert av Sharp et al., 1998 sin modell, Lauritzen og Skoglund, 2013) Vann som strømmer ut ved fronten, 2) supraglasielt smeltevann, 3) englasiale mouliner og grotter som drenerer vann til bunnen, 4) supraglasielt smeltevann fra snøsmelte over likevektslinjen, 5) snø og firn med egen intern akvifer, 6) intergranulært dreneringssystem, 7) basalt kanalsystem, 8) likevektslinje. P: proglasial sone, M: ismargin sone, S: subglasial sone. (a) og (b) er tverrsnitt over og under likevektslinjen. De svarte markerte linjene er potensielle grottepassasjer (Lauritzen og Skoglund, 2013).

Figur 2.8 viser hvordan vann kan bevege seg i en alpin isbre. Subglasiale kanalsystem finnes hovedsakelig under likevektslinjen og de mates av supraglasielt og marginalet smeltevann. Vannet går gjennom hele isen gjennom mouliner og englasiale grottekanaler og ut til bunnen. Det basale istrykket er en funksjon av istykkelse, hastighet og vannivå. På grunn av isens bevegelse over terrenget, kan det være forskjellig trykk i og mellom hullene. En karakteristisk egenskap til subglasiale, lukkede kanalstrømmer er at basal strømningsretning bestemmes av helningen til isoverflaten, som i stor grad er avhengig av topografien. Oppoverstrøm er vanlig, og hvis den blir reversert så vil den korrosive strømmen bli merket i grottene (Lauritzen og Skoglund, 2013).

2.5 SEDIMENTFOREKOMSTER I GROTTER

Grotter virker som store sedimentfeller, der klastiske, kjemiske og organiske avsetninger akkumulerer. Avsetningene er generelt sett vernet fra subaeril erosjon og vil derfor kunne bli bevart over lang tid. Sedimentsekvenser kan (til en viss grad) reflektere overflatemiljøet og kan derfor brukes til å rekonstruere paleoklima. Grottesedimenter er svært komplekse og prinsippet om superposisjon (den øverste avsetningen er yngre enn avsetningen under) stemmer ikke alltid. Krymping, utglidning, speleothem-intrusjon, graving og andre effekter kan ødelegge den opprinnelige lagrekken. Mange faser er diakrone, det vil si at de varierer i alder lateralt (Ford og Williams, 2007).

Grottesedimentene i arktisk-alpine områder er generelt sett ofte fragmenterte og vanskelig å korrelere. I marmorkarst er det flere oppdelte avsetninger som har blitt beskrevet, men kun noen få lange sekvenser som er beskrevet og datert. Grotter som befinner seg i glasiale områder er spesielle da isbreer kan gjøre at trykkgradientene endres og i perioder kan vannet strømme oppover. Dette kan føre til at sand, silt, blokker og daterbart materiale blir avsatt på nytt (Lauritzen og Skoglund, 2013). Sedimenter i grotter kan deles inn i inngangsavsetninger («*cave entrance deposits*») og indre avsetninger («*cave interior deposits*»). Den førstnevnte beskriver avsetninger som er avsatt i nærheten av dagåpninger, og i alpine strøk er ofte avsetningene påvirket av frost. Denne oppgaven beskriver hovedsakelig de indre avsetningene i grotten. Her er det stabile temperaturer, ingen lys og de er ikke knyttet direkte til overflaten. I tillegg har Ford og Williams (2007) delt avsetningene i tre hovedgrupper: allogene avsetninger, autogene avsetninger og utfellinger. Allogene avsetninger har blitt dannet utenfor grotten og så transportert inn. Autogene avsetninger og utfellinger dannes inne i grotten.

2.5.1 Sedimentfacies

I litteraturen finnes det mange ulike betegnelser og inndelinger i facies for grottesedimenter. Larsen et al. (1987) og Valen et al. (1996) beskriver to havbrenningsgrotter, Skjonghelleren og Hamsundhelleren. De ulike facies som blir beskrevet relateres til glasiale og ikke-glasiale perioder. Bosch og White (2007) har delt inn i ulike facies der avsetningene skilles fra hverandre basert på ulik strømningsdynamikk i grottesystemet. Ford og Williams (2007) har i

sin bok delt opp ulike typer sedimenter avhengig av hvor de stammer fra, og de har 23 ulike grupper, som fordeles inn under tre hovedgrupper: alloktone, autoktone og utfellinger.

Hestangen (2005) foreslår fem facies for å beskrive sedimentene i Grønli-Setergrotta systemet: 1) diamikte enheter, 2) fluviale enheter, 3) stagneringsenheter, 4) nedfallsblokker og 5) utfellinger. Facies 1-3 er koblet til glasialer og representerer perioder der grottene har vært helt eller delvis vannfylt. Facies 4-5 representerer perioder der det er lite til ingen vann i grottene og er koblet til interglasialer. I en glasial periode kan det være flere sedimentasjonssyklusener som avsetter flere enheter av facies 1-3. Syklusene kan avbrytes av erosjon eller skiftende klimaforhold, mangel på sediment eller mangel på kalsittutfelling. Tilstedeværelsen av facies 4 og/eller 5 indikerer isfrie forhold og de representerer en interglasial periode (Hestangen, 2005). Nese (1996) deler inn i seks ulike facies som deles videre inn i undergrupper (tabell 2.1). Denne faciesinndelingen er basert på Eyles et al. (1985) sine beskrivelser av sedimenter i glasimarine miljø.

Tabell 2.1. Inndeling av sedimentfacies etter Nese (1996). Facieskodene er modifisert etter Eyles et al. (1985).

Silt- og leirfacies	Flomsediment (Flo)	Inneholder organisk materiale, massive
	Flomsediment (Fll)	«Cap mud», svakt laminert
	Finsediment (Fl)	Laminert silt og leire
	Finsediment (Fm)	Massiv silt og leire
Sandfacies	Sand, stratifisert (Ss)	Strømrifler eller skråsjikt
	Sand, laminert (Sl)	Parallell-laminert
	Sand	Massiv
	Grusig sand	Massiv
Grusfacies	Grus (Gmm)	Matriksbåren, massiv
	Grus (Gkm)	Kornbåren, massiv
	Grov grus (Ggkm)	Matriksbåren, massiv
	Grov grus (Ggmm)	Kornbåren, massiv
Diamikton- og polymikton-facies	Diamikton (Dmm)	Matriksbåren, massiv
	Polymikton (Pmm)	Matriksbåren, massiv
Blokkfacies	Blokker (Bm), matriksbåren	Angulære blokker omgitt av matriks om består av sand, silt og leire
Rullesteinfacies	Stein og blokker (Sr)	Rundet til godt rundet allogene og autogene stein og blokker

I denne oppgaven fokuseres det på de finkornede sedimentene. Det er valgt å ta utgangspunkt i Nese (1996) sin faciesinndeling for å beskrive sedimentforekomstene som er analysert i Larshullet og Lapphullet.

2.5.2 Beskrivelse av sedimentfacies

2.5.2.1 Silt- og leirfacies (FII, FI og Fm)

Silt- og leirfacies er avsetninger som hovedsakelig består av silt og leire. Den deles inn i tre undergrupper: flomleirefacies, laminert og massiv finsediment-facies. Flomleirefacies («*Cap mud*») opptrer som et mer eller mindre kontinuerlig dekke på grottens vegger, tak og gulv. Laminert og massiv finsediment-facies opptrer som massive lag (Fm) bestående av silt og leire, eller som vekslende silt- og leirlaminat (FI).

Transporten av silt og leire skjer i suspensjon, og dette gjør at de kan avsettes på alle overflater inni grotten. De avsettes ofte under stillestående eller nær-stillestående hydrauliske forhold. Det finnes mange kilder for silt- og leiravsetningen. De alloktone avsetningene kan blant annet være transportert inn ved fluviale og lakustrine prosesser, og ved infiltrasjon fra jordsmonnet over. Autoktone kilder kan være forvitring og nedbrytning av løsmateriale eller berggrunn i grotten (Ford og Williams, 2007). Silt og leire opptrer ofte som laminerte lag som er avsatt parallelt med avsetningsflaten. Avsetningsflaten kan være horisontal, hellende, vertikal eller invertert. Flomleire, såkalt «*cap mud*», avsettes av slamrikt flomvann på alle tilgjengelige overflater som en følge av de elektrostatiske kreftene i leiren (Bull, 1981, Moe et al., 2016). Silt- og leirpartikler som perkolerer ned gjennom sprekker og åpninger i grottepassasjer kan føre til fullstendig sedimentfylling av grottepassasjen (Bull, 1981).

2.5.2.2 Sandfacies (SI og Sm)

Sandfacies er avsetninger som enten kan være massive (Sm) eller laminerte (SI) enheter bestående av sand. Strukturer i sandfacies er lite utbredt i grottesystemene og uten for eksempel strømrifler eller skråsjikt er det vanskelig å si noe om tidligere strømregimer.

Massiv sandfacies er den mest utbredte undergruppen av sandfacies. Den forekommer i store deler av grottesystemet både i sedimensekvensene og som et mer eller mindre kontinuerlig dekke over store deler av passasjebunnen i grottene. Sand er i de fleste tilfeller allohton og sammensetningen til sedimentene er avhengig av bergartene i kildeområdet. Sand transporteres inn i grotten ved fluviale prosesser enten under vadose eller freatiske forhold.

2.5.2.3 Grusfacies (G)

Grusfacies består hovedsakelig av grus ($d > 2000 \mu\text{m}$). Avsetningene er enten kornbårne eller matriksbårne. Avsetningene inneholder ingen strukturer og rundingsgraden på kornene varierer fra kantet til rundet. Grusavsetninger i alpine området stammer ofte fra morene og glasifluvialt materiale som blir transportert inn i grottene, omarbeidet og avsatt der. I noen tilfeller vil transporthastigheten være så høy at maksimum kornstørrelse kontrolleres av minimumsdimensjonen på passasjen. I åpne kanaler eller i epifreatiske rør i grotten kan transporten av grus skje ved rulling og glidning (Ford og Williams, 2007).

2.6 GROTTMINERALER

Det finnes hovedsakelig tre hovedgrupper av mineraler i en grotte, 1) allogene mineraler, 2) autogene residualmineraler og 3) autogene utfellingsmineraler. Allogene mineraler blir transportert inn i grotten ved mekaniske krefter som gravitasjon, vind eller vann. Autogene residualmineraler er rester av den opprinnelige bergarten, mineraler formet under petrogenese og støv fra oppløsningsprosesser. Autogene utfellingsmineraler dannet *in situ* ved kjemiske prosesser inne i grottesystemet (Ford og Williams, 2007). Grottene befinner seg i stripekarst som er omringet av ulike type bergarter. Kontakten mellom marmor og omkringliggende bergarter vil sammen med det kalde miljøet vil kunne gi et mangfold av mineralforekomster i grottene (Onac og Lauritzen, 1995).

Et grottemineral er en sekundær avsetning som er utfelt i et hulrom som er stort nok til at et menneske kan passere. Det at mineralet er sekundært betyr at det er utledet fra primære

mineraler som finnes i berggrunnen eller i grottesediment gjennom en fysisk-kjemisk reaksjon (Onac og Forti, 2011). En grotte kan virke som et naturlig, underjordisk laboratorium der man kan observere krystalldannende prosesser som gir opphav til mange sjeldne mineraler. Det er et miljø som har flere ulike prosesser og kjemiske reaksjoner, der blant annet temperatur, partialtrykket til CO₂, kondensasjonstrykket, partialtrykket til O₂, og den kjemiske sammensetningen til vannholdige løsninger er stabil over lang tid (Hill og Forti, 1995). Dannelsen av mineraler i grotter er avhengig av temperatur, relativ fuktighet, partialtrykket til CO₂, oppløsningskjemi, pH/Eh og mikroorgansimer (Onac og Forti, 2011).

2.6.1 Utfellingsprosesser

De fysisk-kjemiske reaksjonene som skjer i grottemiljøet omdanner mineraler fra berggrunnen, omgivelsene og sedimentene til sekundærmineraler. De kjemiske prosessene som danner grottemineraler kan deles inn i seks ulike typer prosesser: 1) Oppløsnings-/utfellingsreaksjoner, 2) syre- og basereaksjoner, 3) faseoverganger eller omkrystalliseringer, 4) hydratiserings-/dehydratiseringsreaksjoner, 5) mikrobielle og enzymatiske prosesser, 6) redoksreaksjoner (White, 1997, Onac og Forti, 2011, Lauritzen, 2016b). De fysiske prosessene som danner grottemineraler kan deles inn i termiske og mekaniske prosesser. Termiske prosesser inkluderer blant annet frysing og smelting, fordampning, kondensasjon og sublimasjon, mens mekaniske prosesser inkluderer blant annet massetransport (diffusjon, konveksjon), og dannelse og avsetning av aerosoler (Lauritzen, 2016b).

2.6.1.1 Oppløsnings-/utfellingsreaksjoner

Når berggrunnen løses opp havner ulike ioner (blant annet kalsium, natrium, magnesium, kalium og sulfat) i løsning. Løsningen perkolerer ned gjennom berggrunnen og ut i hulrommet hvor den blir mettet eller overmettet med hensyn på et eller flere av ionene, og ulike mineraler felles ut. Overmetningen kan skje som en følge av en rask fordampningsprosess som kontrolleres av grottens temperatur og relative fuktighet, eller som en følge av at CO₂ forsvinner ut i luften inne i grotten (Lauritzen, 2016b, Onac og Forti, 2011, White, 1997). Tap av CO₂ til atmosfæren kan enten skje ved diffusjon,

blandingsprosesser eller at cyanobakterier og alger bruker opp CO₂ ved fotosyntese. Fordampning skjer ofte i forbindelse med oppløsning av for eksempel evaporitter, mens tap av CO₂ skjer ofte i forbindelse med utfelling av kalsitt (White, 1997).

2.6.1.2 Syre- og basereaksjoner

Syre- og basereaksjoner kan være homogene eller heterogene. De homogene reaksjonene går som regel veldig raskt et eksempel er protolysen av karbonsyren i karbonatsystemet (Lauritzen, 2016b). Heterogene syre- og basereaksjoner skjer i MgO – CO₂ – H₂O-systemet og involverer dannelsen av hydratiserte og hydroksylerte magnesiumkarbonater. Det vanligste hydrerte magnesiumkarbonatet er hydromagnesitt. Alle magnesiumkarbonatmineralene forekommer som kremaktige masser kalt månemelk. Månemelk er en speleothem som også kan bestå av mineralene kalsitt og huntitt. I tillegg så har bakterier blitt funnet i månemelk. Variablene i systemet er temperatur, vanddampstrykket og partialtrykket til CO₂ (White, 1997).

2.6.1.3 Faseoverganger/omkrystalliseringer

Når temperaturen er høyere enn 100 °C så vil enten segregering eller sublimasjon føre til faseoverganger. Disse prosessene er begrenset til vulkanske grotter eller lavarør der det er svært høye temperaturer under utviklingen. Ved lavere temperaturer, 10-50 °C så vil aragonitt-kalsitt inversjonen kunne skje. Segregering skjer når et lavarør er delvis fylt. Oksidasjonsprosesser kan da forekomme i luftrommet over lavaen. Reaksjonene er eksoterme og har sykluser med avkjøling, krystallisering, og smelting av bergartene i taket. Hver syklus fører til partiell segregering av forbindelser som smelter ved høyere temperaturer, og endrer sammensetningen til lavaen. Sublimasjon skjer når veggene i et lavarør størkner. Prosessene er relatert til væsker som siger ut av veggene og/eller fra sprekker i gulvet (Onac og Forti, 2011).

2.6.1.4 Hydratiserings-/dehydratiseringsreaksjoner

Ionesammensetninger kan ta opp vannmolekyler, noe som påvirker deres stabilitet hvis fuktigheten fluktuerer i miljøet. De fleste grotter er svært fuktige, men noen passasjer er karakterisert av sterke fordampningsforhold som resulterer i tørre miljø. Under slike forhold vil hydratiserte mineraler miste deler av krystalliseringsvannet og forvandles til en ny

sammensetning. I veldig fuktige grotter vil dehydrerte sammensetninger ta opp vann og forvandles til hydrerte mineraler (Onac og Forti, 2011). Et eksempel på en slik reaksjon er når mirabilitt dehydreres til thenarditt. Mirabilitt er stabilt når den relative fuktigheten er høy nok (ca. 85%), men hvis miljøet endres slik at luftfuktigheten blir lavere så dehydreres det til thenarditt (White, 1997, Lauritzen, 2016b).

2.6.1.5 Mikrobielle og enzymatiske prosesser

Enzymer som er syntetisert av mikroorganismer kan føre til biomineralisering og dannelsen av stoff som gir utfelling av mineraler (ved å endre pH). Mikrobielle prosesser i grotter involverer ofte redoksreaksjoner. Biologisk drevne prosesser virker likt uavhengig av hvilken bergart grotten befinner seg i, selv om noen kan være begrenset til spesifikke miljø. Generelt er alle biologisk-drevne prosesser kompliserte og starter med «fordøyelse» som involverer et mangfold av biokjemiske reaksjoner. Prosessene krever store mengder organiske avsetninger over og/eller inne i grotten og lang tid (Onac og Forti, 2011).

2.6.1.6 Redoksreaksjoner

Meteorisk grunnvann som siger ned gjennom kalksteinen danner et oksiderende og surt mikromiljø der pyritt og andre sulfider brytes ned i kalksteinen og vil oksideres og hydrolyseres til ulike Fe-oksider og -hydroksider. Denne prosessen er vanlig i de vadose delene av grotten. En annen vanlig prosess er oksidasjonen av hydrogensulfid til svovelsyre. I kalksteingrotter dannes det ofte gips. Reduksjonsprosessene er ikke like aktive i grottemiljøet, da må man ha anoksiderende forhold. De fleste redoksreaksjonene skjer under påvirkning av mikroorganismer (Onac og Forti, 2011).

Mineraler er delt inn i ni grupper etter kjemisk sammensetning. Videre gis en generell beskrivelse av de mineralene som er dokumentert i Larshullet og Lapphullet.

2.6.2 Karbonater

Karbonatene er en gruppe mineraler der anionet $(\text{CO}_3)^{2-}$ er den viktigste komponenten. Sekundær kalsitt og aragonitt er de vanligste karbonatmineralene i grotter. Dette skyldes at de fleste grottene ligger i kalkstein som består av kalsitt eller dolomitt (Hill og Forti, 1997). I norske grotter er kalsitt (CaCO_3) det vanligst forekommende mineralet. Det skyldes at kalsitt er den stabile formen av kalsiumkarbonat i grottemiljøet (temperatur, trykk og partialtrykket til CO_2) (Onac og Lauritzen, 1995). Karbonatmineralene aragonitt (ortorombisk CaCO_3) og vateritt (heksagonal CaCO_3) er metastabile under de samme betingelsene. Hydratisert kalsitt finnes med flere ulike antall vannmolekyler. Dannelsen av hydratiserte former er knyttet til dehydratiseringen av de voksende krystalloverflatene. Blant de hydratiserte kalsittformene er monohydrokalsitt ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Det er trigonalt og dannes ved rask utfelling når Mg^{2+} er tilstede ved romtemperatur. Dannelsen skjer ved at vannholdige, amorfe kalsiumkarbonat, som er svært ustabil, krystalliserer til monohydrat i løpet av noen sekunder. I naturen finnes dette i kalde miljøer, eller i forbindelse med uorganiske og organiske inhibitorer. Det forekommer på is og i månemelk. Månemelk er en myk, hvit blanding av mikroskopiske krystaller som kan bestå av karbonater og sulfater, og har et høyt vanninnhold (Lauritzen, 2016b).

2.6.3 Sulfater

Det vanligste sulfatmineralet i grotter er gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). I norske grotter er gips et av de vanligste grottemineralene og det skyldes at glimmerskiferen inneholder pyritt. Gips forekommer enten som hvite eller gule (Fe-sulfater og göetitt) pulver og skorper, eller som en komponent i månemelk. Jernsulfatene kan være blant annet jarositt $((\text{K}, \text{Na}, \text{H}_3\text{O}^+)(\text{Fe}^{\text{III}})_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ (Hill og Forti, 1997, Lauritzen, 2016b, Onac og Lauritzen, 1995). Gips dannes vanligvis ved fordampning av meteorisk vann. Sulfatet transporteres fra jordsmonnet og felles ut når fordampningen har pågått lenge nok. I grotter som ikke er omgitt av evaporittiske bergarter kan gips dannes ved at oksygenholdig vann perkolerer ned i berggrunnen og oksiderer pyritt eller andre sulfidmineraler. Dette fører til dannelsen av svovelsyre som vil reagere med kalkstein og danner gipsløsninger. Gips vil da kunne felles ut ved fordampning (Hill og Forti, 1997, Onac og Forti, 2011, Lauritzen, 2016b). Dannelsen av gips kan også foregå mikrobielt. Da dannes svovelsyren ved mikrobiell

eller aerob oksidasjon av hydrogen sulfid (H_2S) som avgasses fra enkelte bergarter. Gips kan også dannes fra guano som er transportert inn i grotten (Lauritzen, 2016b).

2.6.4 Oksider og hydroksider

Denne gruppen inkluderer mineralene som har atomer eller kationer som er kombinert med oksygenatom. I grottemiljø er pH vanligvis mellom 7 og 8, og den stabile formen til jern er ferrohydrat (Fe^{2+}) og mangan er et blandet Mn^{3+} og Mn^{2+} -oksid. Disse stoffene er svært uløselige og forekommer som skorpe og belegg, i stedet for å danne egne former (Onac og Lauritzen, 1995). De vanligste mineralene er Fe-oksider og det inkluderer mineralene hematitt (Fe_2O_3), lepidokrokitt, göetitt ($\text{FeO}(\text{OH})$). Fe-oksiden forekommer som brun-røde masser. I kombinasjon med Mn-oksider danner de hydratiserte Fe-oksiden svartbrune-kullsvarte belegg på blant annet vegger i grottene. Utfelling av oksider og hydroksider er knyttet til redoksreaksjoner, blant annet til oksidasjonen av Fe^{2+} (og Mn^{2+}) (Hill og Forti, 1997, Lauritzen, 2016b). Meteorisk grunnvann som siger gjennom kalksteinen gir et surt mikromiljø. Det fører til at pyritt og andre sulfider i kalksteinen vil oksideres og videre hydrolysere til ulike typer jernoksid. Dette er en mekanisme som er vanlig i vadose og epifreatiske passasjer (Onac og Forti, 2011). Jernoksid kan også dannes som dryppstein som felles ut fra løsning og som sekundære avsetninger i grotteleire. Bakterier kan også bidra til avsetning av jernoksid ved at de oksiderer toverdige jern til treverdige jern (Hill og Forti, 1997).

2.6.5 Silikater

Silika-innholdet i grunnvann kommer hovedsakelig fra forvitningsprosesser på kvarts- og feltspathholdig bergmasse. Løseligheten til SiO_2 i vann er relativt lav og avhenger av tilstanden i fast fase. Amorf SiO_2 har høyere løselighet enn krystallinsk SiO_2 (f.eks. kvarts) (Lauritzen, 2016b). Silikatmineraler i norske grotter forekommer ofte i form av leire som vanligvis transporteres som klastisk sediment. Blant silikatene har man kvarts, muskovitt, ortoklas, tremolitt, kaolinitt og palygorskitt. Disse mineralene forekommer enten på grunn av forvitring

av glimmerskifer og marmor (autogene residualmineral), eller fordi de ble transportert uforandret inn i grotten fra utsiden (autogene mineraler) (Onac og Lauritzen, 1995).

2.6.5.1 Fyllosilikater og leirmineraler

Fyllosilikater og leirmineraler dannes ved forvitring av feltspat- og glimmermineraler i meteoriske miljø. Leirmineraler dannes ved hydrolyse og redoksreaksjoner fra primærmineralet og dette er avhengig av stabiliteten til primærmineralet (Lauritzen, 2016b).

Illitt, $(K,H_2O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4((OH)_2H_2O)$, er en gruppe av ikke-ekspanderende, dioktahedrale mineraler som forekommer i flere ulike varianter. Vanligvis dannes illitt ved hydrolyse av et glimmermineral, som for eksempel muskovitt $(KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH,F)_2)$, og blir som regel transportert fra utsiden og inn i grotten, men det kan også opptre som et residualmineral (Lauritzen, 2016b). Illitt dannes hovedsakelig under alkaline forhold og der det er høye konsentrasjoner av Al og K. Ved XRD gjenkjennes illitt ved tydelige topper ved 10 Å, 5,03 Å og 3,35 Å som forblir uforandret ved etylenglykol behandling, og oppvarming til 400 og 550 °C (Poppe et al. 2000).

2.6.5.2 Kvarts

Kvarts er et allogent mineral, det er transportert fra utsiden og inn i grotten. På kvartskorn kan overflateteksturer si noe om miljøet kornet har blitt transportert og bevart i. Teksturene kan være bevart gjennom flere sedimentasjonssykluser, noe som kan føre til kompliserte rekonstruksjoner av sedimentasjonshistorien (Krinsley og Doornkamp, 1973). Analysene i denne oppgaven tar utgangspunkt i Krinsley og Doornkamp (1973) sine beskrivelser av overflateteksturene på kvartskorn. De ulike teksturene er listet opp i tabell 2.2. Det har blitt gjort mange studier i senere tid av overflateteksturer på kvartskorn fra alle typer miljø blant annet av (Bull og Culver, 1979, Bull og Goldberg, 1985, Helland et al., 1997, Van Hoesen og Orndorff, 2004, Vos et al., 2014). Ulike typer teksturer kan si noe om kornenes transport og i hvilke miljø de kommer fra.

Tabell 2.2. Oversikt over ulike overflateteksturer på kvartskorn, delt inn etter om de er mekanisk eller kjemisk dannet. Basert på teksturene som er beskrevet av Krinsley og Doornkamp (1973).

MEKANISK	KJEMISK
1. Kantet korn	7. Kjemiske V-former/etsehull
2. Rundet korn	8. Oppløsningshull
3. Konkoidale brudd	9. Utfelling av silika
4. Flate bruddflater	10. Adherende partikler
5. Mekanisk V-formede hull	
6. Parallele striper	

3 METODER

3.1 KARTLEGGING AV GROTTER

I forbindelse med denne oppgaven er det laget nye grottekart for Larshullet og Lapphullet. Grottekartene ble laget for å dokumentere grottens morfologi og utstrekning, i tillegg til å gi informasjon om blant annet sediment- og mineralforekomster i grotten. Ettersom en grotte er et av de mest sårbare miljøene som finnes, er kartleggingen utført med stor forsiktighet, ved blant annet å følge samme spor i en passasje (Lauritzen, 2002).

Grottekart inndeles (etter BCRA-systemet) i 6 forskjellige nøyaktighetsgrader, i tillegg til en bokstavbetegnelse som representerer hvor nøyaktige og detaljerte tverrsnittene er målt. For at grottekartet skal ha verdi er minstekravet at man skal kjenne seg igjen i grotten, noe som innebærer at kartet må være korrekt med tanke på blant annet hjørner og store blokker (Lauritzen, 2002). Tabell 3.1 viser en oversikt over de ulike nøyaktighetsgradene, grottekartene over Larshullet og Lapphullet følger grad 5C.

En grotte består ofte av flere passasjer som krysser hverandre og befinner seg i ulike høydenivå i et komplisert og uregelmessig mønster. Kartleggingen av en grotte baseres på prinsippet med polygondrag, det vil si at senterlinjer legges gjennom grotten og forbindes ved to punkter. Grottepassasjen tegnes rundt polygondragene, og disse må derfor støttes opp av tverrmål for å få grottepassasjen i riktig proporsjon (Lauritzen, 2002). Under kartleggingen måles senterlinjene i grotten med polarkoordinater, det vil si at man måler avstanden mellom to punkter, kompasskursen (deklinasjonen) langs linjen og helningsvinkelen (inklinasjonen) langs linjen. Polarkoordinatene gjøres om til kartesiske koordinater for å kunne få et bilde av grottens posisjon med tanke på for eksempel østlig retning fra inngang, eller dybde (Lauritzen, 2002).

Tabell 3.1: Kartleggingsgrader etter BCRA. Modifisert fra Ellis (1976) av Lauritzen (2002).

Grad 1	Skisse utført uten målinger
Grad 2	Brukes ikke.
Grad 3	<i>Presisjon:</i> Horisontale og vertikale vinkler avlest til $\pm 2,5^\circ$; avstander til $\pm 0,5\text{m}$. <i>Nøyaktighet:</i> posisjonsfeil innenfor en ellipsoid med radius $< 50\text{ cm}$.
Grad 4	Brukes ikke.
Grad 5	<i>Presisjon:</i> vinkler avlest til $\pm 1^\circ$; avstander til $\pm 10\text{ cm}$. <i>Nøyaktighet:</i> posisjonsfeil innenfor en ellipsoid med radier $< 10\text{ cm}$.
Grad 6	Kartlegging som er mer nøyaktig en grad 5. Dette innebærer bruk av fotostativer og avlesning til nærmeste $0,5^\circ$ og nærmeste cm.
A	Alle bredder og høyder estimert etter øyemål.
B	Alle totalbredder og totalhøyder er målt på hver stasjon (polygonhjørner).
C	Bredder og høyder er målt i 4 retninger ut fra hver stasjon, såkalt HVNO (høyre, venstre, opp og ned).
D	Profilene er basert på tverrmål som under C og detaljene overført med fotoprofilograf.

Kartleggingen av grottene Larshullet og Lapphullet ble utført ved hjelp av en håndholdt lasermåler, *Leica Disto X*, og en håndholdt PDA, *Trimble Juno 3B*, som mottar målingene. Instrumentene sender og mottar signaler ved hjelp av Bluetooth-signal, og må derfor være innenfor en viss avstand for at det skal fungere. Lasermåleren brukes for å måle avstand, deklinasjon og inklinasjon samtidig. Kompasset og klinometeret baseres på et tre-aksesystem og gir nøyaktige målinger i alle retninger uavhengig av lasermålerens orientering. Den håndholdte PDA-en har et program, *PocketTopo*, som brukes til å lagre og behandle målingene fra lasermåleren. *PocketTopo* viser målingene både numerisk og grafisk, og brukes for å tegne på passasjene (Heeb, 2008). Utførelse av kartleggingen foregår ved at man først må ha et fastpunkt fra utsiden av grotten, et punkt med GPS-koordinater og høydemeter over havet. Dette er viktig for at det skal kunne opprettes digitale punkter, som senere skal vise hvordan grotten er plassert i terrenget. Det opprettes et punkt eller en stasjon ved at det skytes tre rette linjer med lasermåleren, med en avstand på 5-10 m, på samme sted. Avstanden kan variere, avhengig av passasjens morfologi, det viktigste er at man sitter igjen med mest mulig informasjon (Lauritzen, 2002). Deretter måles en såkalt HVNO (høyre, venstre, ned, opp), som er fire punkter som danner et tverrmål av passasjen. I tillegg kan det gjøres et såkalt sveip

av passasjen, der lasermåleren brukes for å danne et nøyaktig tverrsnitt av passasjen. Alle målingene sendes over til den håndholdte PDA-en der målingene havner i en tabell og plottes på et kart. Man kan da skissere passasjens størrelse og form på kartet, i tillegg til å tegne tverrsnittene. Dette gjør at grottens passasjer tegnes inn etter hvert som man beveger seg inn i grotten, og relevante observasjoner, blant annet sedimenter, strømskåler og sprekker tegnes inn. Tegningene lagres på PDA-instrumentet, og filene fra *PocketTopo* kan konverteres til Turbo Pascal koder, slik at de kan leses av i programmet *Grottolf* (Lauritzen, 2008). *Grottolf* viser grotten med sine passasjer i tredimensjon, og brukes for videre tolkning av grottene ved at man blant annet kan rotere, vinkle og danne polygondrag av passasjene. Videre brukes filene som er lagt inn i *Grottolf* som bakgrunn og målestokk i tegneprogrammet *CorelDraw*. Da kan tegnefilene fra *PocketTopo* importeres til *CorelDraw* og tilpasses til bakgrunn slik at de er fremstilt med korrekt skala. Etter at alle filer er lagt inn og tegnet ferdig, sitter man igjen med et fullstendig grottekart som brukes til analyse og tolkning av blant annet morfologi, hydrologi og sedimentologi.

3.2 KORNFORDELINGSANALYSER

Kornfordelingen i et område bestemmes av prosesser som transport og fordeling. For eksempel vil sediment som stammer fra glasiøle miljø være dårlig sortert i motsetning til aeoliske sediment som vil være godt sortert. Kornfordelingsanalyse er en kvantitativ analyse som gir prosentandelen av ulike kornstørrelser i en sedimentprøve. Resultatet kan vises i form av ulike diagrammer, for eksempel som histogram eller kumulativ vektprosent kurve (Nichols, 2009). Udden-Wentworth-skalaen (Udden, 1914, Wentworth, 1922) er en standard skala som viser hvilke kornstørrelser som tilhører de ulike fraksjonene (tabell 3.2), og det er denne som brukes for å beskrive kornfordelingen i sedimentforekomstene.

Tabell 3.2. Oversikt over ulike kornstørrelser. Basert på Udden (1914) og Wentworth (1922).

Mikrometer (μm)	Phi (ϕ)	Kornfraksjoner	
>2000	>-1	Grus	
2000-1000	-1-0	Sand	Veldig grov sand
1000-500	0-1		Grov sand
500-250	1-2		Medium sand
250-125	2-3		Fin sand
125-62,5	3-4		Veldig fin sand
62,5-31	4-5		Silt
31-15,6	5-6	Medium silt	
15,6-7,8	6-7	Fin silt	
7,8-3,9	7-8	Veldig fin silt	
3,9-0,06	8-14	Leire	

3.2.1 Våtsiktanalyse

Siktanalyse er en enkel, standard metode som brukes for å separere materiale i ulike størrelsesfraksjoner for å bestemme fordelingen av de ulike kornstørrelsene gjennom veiing av materialet. Våtsikting brukes når man har mye finmateriale, og er den typen siktanalyse som er benyttet for sedimentprøvene i denne oppgaven. Fraksjonene som er grovere enn silt ($>63\mu\text{m}$) bestemmes ved sikting, mens de finere partiklene bestemmes ved hjelp av partikkelanalyse (se avsnitt 3.2.2).

For våtsiktingen av sedimentprøvene brukes det seks sikter med økende maskevidde fra bunnen og oppover. Det brukes sikter med maskevidde på henholdsvis; 2 mm, 1 mm, 500 μm , 250 μm , 125 μm og 63 μm . Materialet som er mindre enn 63 μm samles i en 2 L bønne. Prøven tørkes og veies før den siktes. Vann fra kranen brukes til å sikte materialet gjennom de ulike størrelsesfraksjonene, og vannet i lag med materialet som er mindre enn 63 μm samles i 2 L botten. Materialet fra hver størrelsesfraksjon overføres i et beger og settes til tørk i varmeskap over natten (omtrent 60°C). Botten med vann og materialet som er mindre enn 63 μm settes på benken til partiklene har satt seg (minst 2 døgn). Da kan vannet som ligger på toppen fjernes og prøven kan tørkes. Når materialet i de ulike størrelsesfraksjonene er tørt, veies det og puttes i små prøveglass.

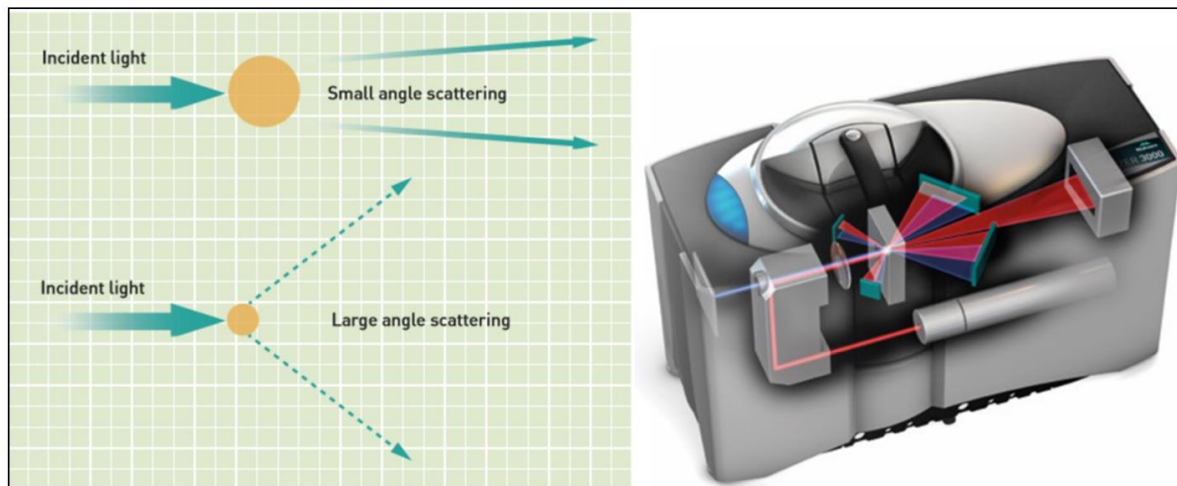
Ved å utføre denne kvantitative analysen er det flere feilkilder. Under siktingen kan noe av det finere materiale bli liggende igjen i de større størrelsesfraksjonene, det kan for eksempel

skyldes at kornene ikke er separert skikkelig. Det vil nesten alltid være litt materiale som henger igjen i sikten når materialet overføres fra sikten til begerglasset. Siden prøvene er veid ved start så kan man regne ut hvor stor prosentandel av prøven som forsvinner. De fleste prøvene har et vekttap på rett over eller under 1 %. Enkelte har litt høyt vekttap, men på grunn av begrenset mengde prøver var det ikke mulig å gjøre analysene på ny, på tross av at vekttapet muligens var litt høyt (se vedlegg E for våtsiktanalysene).

3.2.2 Partikkelanalyse (Mastersizer 3000)

Analyser ved laserdiffraksjon måles intensiteten av det spredte lyset som dannes når en laserstråle passerer gjennom en suspendert prøve. Store partikler sprer lyset med lave vinkler i forhold til laserstrålen, mens små partikler sprer lyset med høy-vinklet spredning (figur 3.1). Det spredte mønsteret blir videre analysert til å beregne størrelsen på partiklene ved bruk av Mies og Fraunhofers teori om lysspredning (Sperazza et al., 2004, Malvern, 2017).

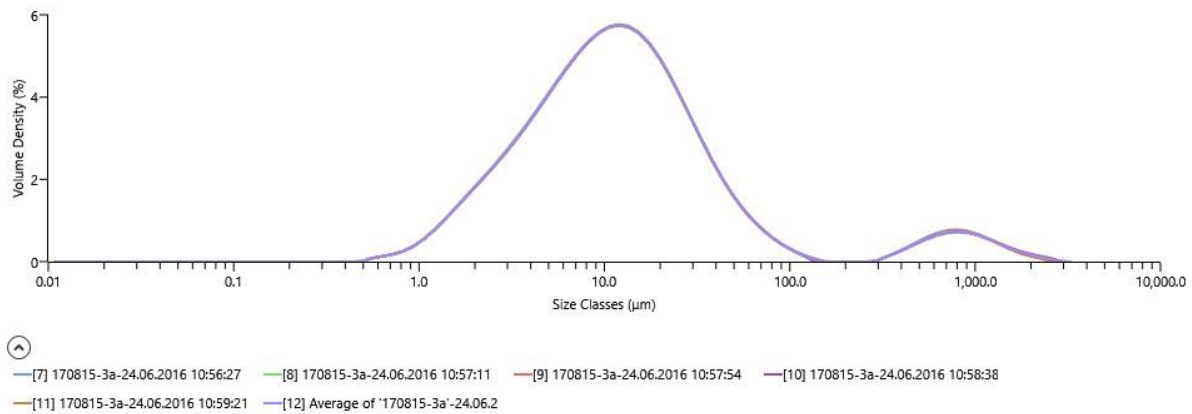
Det utføres en partikkelanalyse for den delen av sedimentprøven som er mindre enn 63 μm (silt og leire). Partikkelanalysen gjøres ved hjelp av en Mastersizer 3000, der laserdiffraksjon benyttes for å måle kornstørrelser mellom 0,01 μm til 3,5 mm. En automatisk Hydro LV brukes for større mengder av våte prøver. Det veies opp omtrent 0,2 g av prøven som skal analyseres, der dette blandes med calgon (0,05%). Blanding må stå minst et døgn før partikkelanalysen utføres. Løsning må være godt suspendert når den tilsettes Hydro LV. Blandingen i denne skjer ved ultralyd, først 60% i et minutt, deretter 20% under analysen. Omrøringen står på 2000. Refraksjonsindeks er innstilt på 2 og absorpsjonsindeks på 0,01.



Figur 3. 1. Bilde til venstre viser en skjematisk tegning over hvordan lysstrålene blir spredt avhengig av hvilken størrelse partiklene har. Bilde til venstre viser hvordan en Mastersizer 3000 ser ut og hvordan laserdiffraksjon skjer i instrumentet (Malvern, 2017).

Partikkelanalysene er listet opp i vedlegg F. Tabellene viser at det ofte kommer ut verdier for fraksjoner som er større enn $63 \mu\text{m}$. Noen av disse størrelsene er mest sannsynlig reelle. Dette skyldes at et korn ikke nødvendigvis er like langt, bredt og høyt. Hvis lengdeaksen er større enn $63 \mu\text{m}$, men de andre aksene er mindre blir dette registrert i partikkelanalysen, men ikke i en våtsiktanalyse, da kornet kan gå på «høykant» gjennom sikten. Vedlegg F og figur 3.2 viser at målingene gir nullverdier mellom $163\text{-}272 \mu\text{m}$ og verdier for kornstørrelser over $272 \mu\text{m}$. Disse antas å være feilmålinger som kan skyldes at refraksjons- og absorpsjonsindeksen er feil for prøvematerialet. En annen forklaring kan være at det er bobler i målingene. Disse verdiene fjernes og de resterende normaliseres slik at de tilsvarer 100% totalt før de settes sammen med våtsiktanalysen.

Partikkelanalysen gir vektprosent i volum, mens våtsiktanalysen gir vektprosent i gram. Det er gjort en forenkling og antakelse om at vannet med silt- og leirfraksjonen som måles i volumprosent har samme tetthet som materiale som måles i vektprosent, slik at disse verdiene kan settes sammen og gi en total kornfordeling for alle kornstørrelsene i prøvene.



Figur 3. 2. Eksempel på en analyse av kornfraksjoner som er mindre enn 63 μm fra prøve 170815-3A-HK. Den lille stigningen fra ca. 200-3000 μm antas å være en feilmåling.

3.3 SKANNING ELEKTRON MIKROSKOPI (SEM)

Skanning elektron mikroskopi (SEM) er et elektronmikroskop som lager bilder ved hjelp av en stråle av høy-energetisk elektroner. Når elektronene treffer overflaten på prøven dannes det ulike signal som gir informasjon om tekstur, kjemisk sammensetning, krystallin struktur og orienteringen av materialet i prøven (Swapp, 2016).

SEM-analysene gjøres ved bruk av Zeiss Supra 55VP, der KV rekkevidden er 100 V til 30 kV, og en forstørrelse opp til 1,5 millioner ganger er mulig. EDS detektor brukes for elementanalyse. Både mineralprøver og kvartskorn fra sedimentprøver analyseres. Mineralprøvene analyseres både kvantitativt og ved bruk av EDS (kjemisk analyse). Mineralet festes på en metallstubb på karbonteip, de plasseres i en standard vakuum-evaporator som kan roteres rundt, og belegges med iridium.

Kvartskornene analyseres kvantitativt, og overflateteksturen sier noe om hvilke miljø kornene stammer fra. Preparering av kvartskornene følger protokollen til Krinsley og Doornkamp (1973). Omtrent 5 gram av prøven plasseres i konsentrert hydrokloridsyre og koker i 10 minutter. Etterpå vaskes prøven med destillert vann. Hvis jernoksid skal fjernes så kokes prøven i natriumdothionitt-natriumcitrat og NaHCO_3 (buffer) i 20 minutter, og renses etterpå med destillert vann. Etter prøvene er behandlet velges det ut 10 tilfeldige korn fra hver prøve. Kornene plasseres på en metallstubb på karbonteip. Stubben plasseres i en standard vakuum-evaporator som kan rotere prøven rundt og belegges med gull og palladium. Kornene som er

plukket ut plasseres på metallstubben systematisk og det lages et merke i karbonteipen slik at det skal være lett å finne igjen kornene ved analysene i SEM. Plasseringen av kornene blir notert ned på et ark som brukes til videre notater for blant annet spesielle teksturer, og hvis det er ønskelig å finne igjen kornet under en senere analyse (figur 3.3).



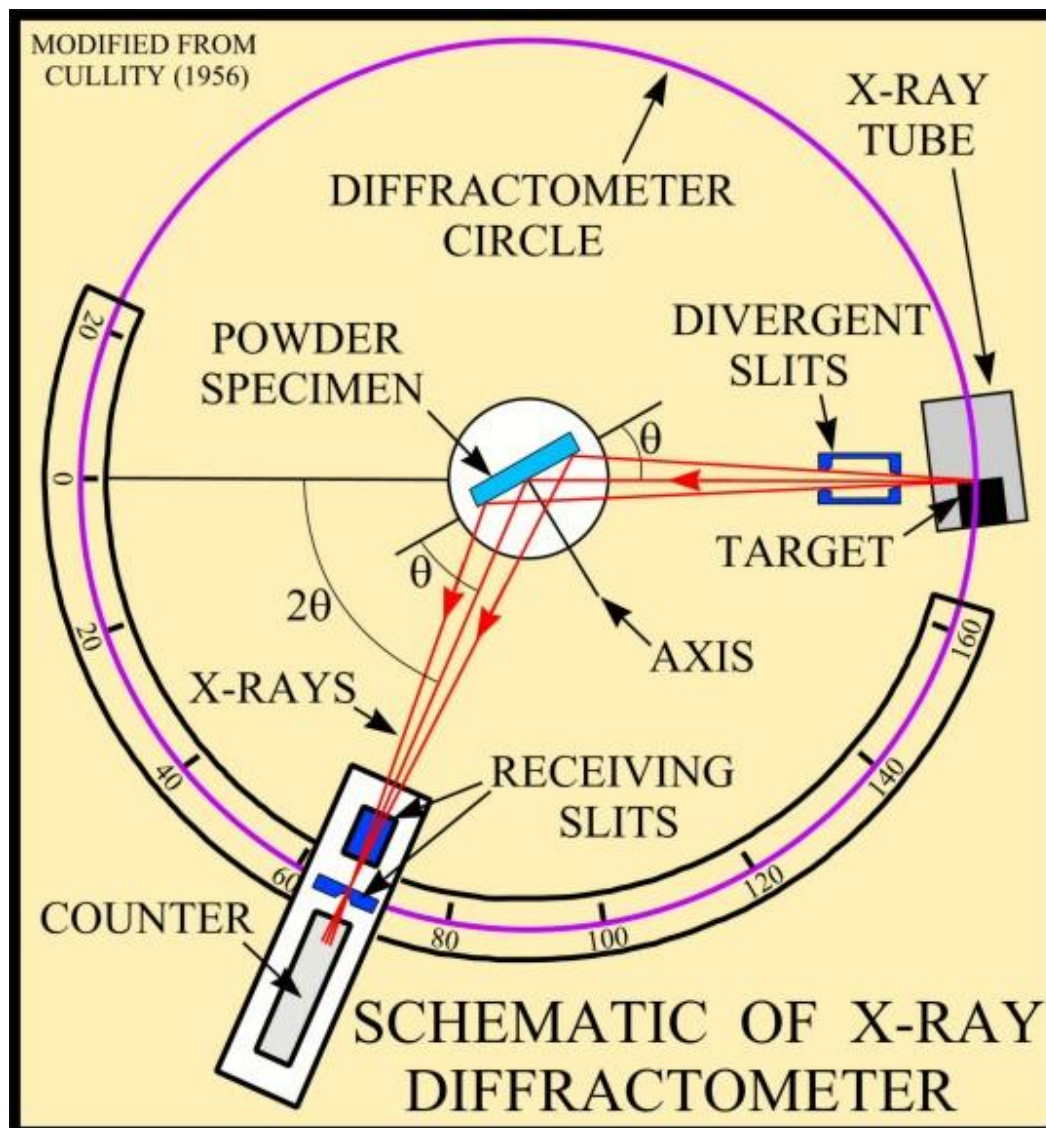
Figur 3. 3. Bilde av de ti kvartskornene som ligger på metallstubben fra prøve 170815-3B-HK.

3.4 RØNTGEN DIFFRAKTOMETRI (XRD)

Røntgen diffraktometri er en metode som brukes for å studere krystalline strukturer og for å bestemme mineralogien til finkornede sedimenter, spesielt leire, og mineraler. Røntgen diffraktometri er en metode som krever lite materiale og er lett å gjennomføre (Poppe et al., 2000).

Røntgenstråler er elektromagnetisk stråling med kort bølgelengde som dannes når elektrisk ladde partikler med høy energi mister hastighet. I et røntgenrør vil den høye spenningen mellom elektrodene trekke elektroner mot en metallskive (anoden). Når elektronene treffer metallplaten dannes røntgenstråler som sendes ut i alle retninger (figur 3.4). Innen geologi anvendes ofte rør med kobberskiver, kobber produserer deres sterkeste karakteristiske stråling

($K\alpha_1$) ved en bølgelengde på omtrent 1,5 Ångstrøm. Når en røntgenstråle treffer et krystallgitter vil strålen ha en generell spredning. Mesteparten av strålene interferer med seg selv og elimineres (destruktiv interferens), mens noen av strålene følger betingelsene til Braggs lov. Braggs lov går ut på at diffraksjon skjer når strålen går i en bestemt retning og er i samme fase som stråler fra et annet atomplan. Disse vil så kombineres og forsterke hverandre (konstruktiv interferens). Siden hvert krystallinsk material har en karakteristisk atomstruktur, vil røntgenstråler diffraktere i et unikt mønster (Poppe et al., 2000).



Figur 3. 4. Skjematisk og forenklet tegning av et røntgendiffraktometer (Poppe et al., 2000). Et røntgendiffraktometer består av en kilde som sender ut monokromatisk stråling, og en detektor som fanger opp strålingen og er plassert på omkretsen av en sirkel som har senter på prøven. Det er plassert divergente spalter (åpninger) mellom kilden og prøven, og mellom prøven og detektoren. Spaltenes egenskaper er å begrense spredning av stråler (ikke-diffrakterte stråler), redusere bakgrunnsstøy og kollimere strålingen. Detektoren og prøven er festet sammen mekanisk med et goniometer, som gjør at rotasjon av detektor samsvarer med rotasjon av prøven, i et fiksert 2:1-forhold (Poppe et al., 2000).

3.4.1 Separering av silt og leire ved dekantasjon

Dekantasjon er en metode som brukes for å separere silt og leire i suspensjon. Prinsippet med metoden er at ulike kornfraksjoner har ulik sedimentasjonshastighet som styres av gravitasjonskraften. Separasjon av silt og leire i suspensjon ved hjelp av dekantasjon er en metode som benyttes fordi mineralogien til leiren skal bestemmes ved røntgen diffraktometri. Prøven er på forhånd siktet slik at det kun er leire og silt (<63 μm) i suspensjon. Etter en gitt tid, avhengig av temperatur, vil silt-fraksjonene ha sunket til bunnen slik at leiren kan tas ut fra de øverste 5 cm, se tabell 3.3 (Poppe et al., 2000).

Begeret merkes med 0 og 5 cm dybde og fylles opp med destillert vann til 0 cm merket. Deretter tilsettes det en liten mengde calgon (natrium hexametfosfat). Eventuelt kan begeret fylles med calgon 0,05 %. Omtrent 2 gram prøve tilsettes og blandes godt. Begeret blandes til en mest mulig homogen blanding ved å kjøre ultrasonisk lyd i 3 minutter. Starttiden noteres i lag med temperatur. Tabell 3.3 viser hvor lenge prøvene skal stå ved ulike temperaturer før silten har lagt seg i bunnen. Etter den gitte tiden brukes en pipette til å trekke ut leire. Leiren plasseres på et tynnglass og er klar til analyse i XRD når den er tørket (Poppe et al., 2000).

Tabell 3.3. Tiden det tar for at silt og leire separeres ved dekantasjon, fra Poppe et al. (2000)

Temperatur (°C)	Tid
20	4t 6min
24	3t 54min
32	2t 58min

3.4.2 Behandling for organisk materiale

En prøve som inneholder organisk materiale kan gi feil signal under XRD-analysen. Det kan blant annet gi feil mønster og gi uklare signal for diffraksjonsmaksimum for en prøve. Behandling av leireminerale med hydrogenperoksid kan føre til at jern oksideres og en endring av ladningen til lagene (det skjer oftest for kloritt og vermiculitt).

Leireprøvene ($< 2 \mu\text{m}$) plasseres i et begerglass sammen med litt vann i (nok til at prøven er løst opp). Prøvene settes på en varmeplate (ca. $70 \text{ }^\circ\text{C}$), og det tilsettes forsiktig et par dråper hydrogenperoksid (30%). Hydrogenperoksid tilsettes og suspensjonen blandes, frem til prøven begynner å boble. Når boblene er svakere eller at det ikke bobler mer, så tilsettes litt mer hydrogenperoksid og suspensjonen blandes (ikke mer enn 20mL totalt). Når tilsetting av hydrogenperoksid fører til at prøven ikke lenger bobler, så er det organiske materiale fjernet (Poppe et al., 2000).

3.4.3 Etylenglykolbehandling

Etylenglykol og/eller glycerol behandling brukes for å utvide svelleleirer. Om et mineral utvides eller ikke, og graden av utvidelse kan være til hjelp for å identifisere leirmineralet. Svellende leirer inkluderer smektitt, noen miksede lagleirer og vermiculitt (Poppe et al., 2000).

Prøven (leirfraksjonen) er plassert på et tynnglass som plasseres i en beholder. Beholderen inneholder etylenglykol i et glass. Tynnglasset med leirprøven sprayes med et tynt lag med etylenglykol, slik at prøvene fuktes, og settes så i et varmeskap (60°C). Prøven skal stå i maks et døgn og minst i fire timer. Prøvene tas ut av beholderen og analyseres like etterpå.

3.4.4 Varmebehandling

Varmebehandling ved ulike temperaturer brukes for å identifisere leireminerale ved at det kan bli endringer i krystallstruktur-rommene eller tap av struktur som en følge av varmen som er påført prøven. Avhengig av temperaturen og mineralet, kan behandlingene gjøre at strukturen kollapser ved dehydrering, eller at krystallstrukturene blir ødelagt (Poppe et al., 2000).

Det utføres to varmebehandlinger på leirprøvene. Først varmes de opp til $400 \text{ }^\circ\text{C}$ og må deretter avkjøles i noen timer før de analyseres i XRD. Deretter gjentas samme prosedyre bare at de varmes de opp til $550 \text{ }^\circ\text{C}$.

3.4.5 Preparering av mineraler

Tilfeldig orientert pulver brukes for å bestemme mineralogien til de ulike prøvene. Den tilfeldige orienteringen gjør at hver enkelt røntgenstråle har en lik sjanse til å diffraktere fra hvert av de enkelte krystallittene til mineralene i prøven (Poppe et al., 2000).

En liten fraksjon av den innsamlede prøven av hvert enkelt mineral knuses ned med mortel og spatel. Drypper i et par dråper med methanol (CH_3OH) og blander inn pulveret. Det brukes en pipette for å ta ut de minste fraksjonene fra prøven og den plasseres jevnt utover et tynnglass. Når prøven er tørket er den klar for analyse i XRD.





















4 RESULTAT

4.1 BESKRIVELSE AV GROTTENE

Denne delen av kapitlet gir en generell beskrivelse av grottenes utbredelse, morfologi og dannelse, og ulike typer sedimenter og mineraler. Grottesystemet i Reingardslia består av flere grotter, men det er kun Larshullet og Lapphullet som blir beskrevet her. Før kartleggingen i perioden 2015-2016 var ingen av grottene koblet sammen og den kartlagte størrelsen var betraktelig mye mindre. Etter den nye kartleggingen har størrelsen til hver enkelt grotte økt og de sees nå på som et stort sammenhengende system, hydrologisk sett. Statistikk hentet fra programmet *Grottolf* (Lauritzen, 2008) gir en total lengde på 7301 meter for Larshullet og Lapphullet. De ulike symbolene som er brukt for å beskrive grottekartene er vist i tegnforklaringen i figur 4.1. Kart over Larshullet og lengdeprofil av grotten er vedlagt i vedlegg A og B, mens kart over Lapphullet og lengdeprofil av grotten er vedlagt i vedlegg C og D.

Larshullet er delt inn i seks deler og Lapphullet i tre deler for å beskrive grotten. De ulike delene av Larshullet er representert i figur 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8, mens Lapphullet er representert i figur 4.9, 4.10, 4.11 og 4.12.

Tegnforklaring Grottekart

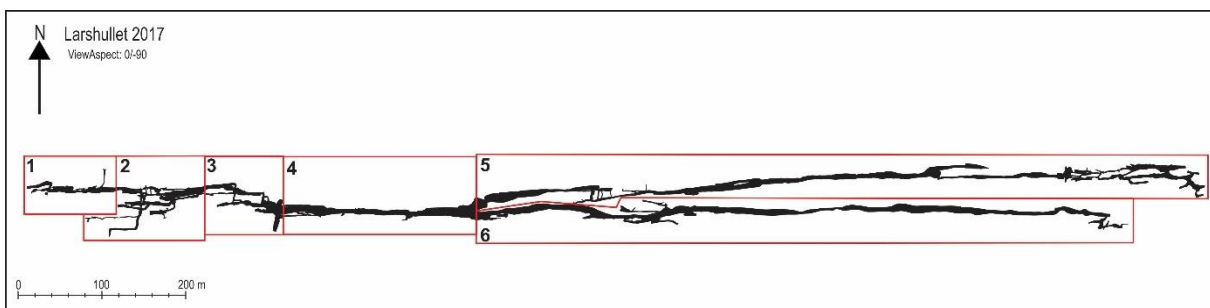
	Fine sedimenter (sand/silt)		Vannlås
	Leire		Tverrsnittmarkør
	Bart fjell		Strømskål
	Rullestein		Dryppstein
	Blokker		Åpning
	Store blokker		Glimmerskifer
	Vann		Ledespalte
	Strømmende vann	Larshullet 2017 Lengde: 4869 m Dybde: 335 m UTM: 33 W 0463693, 7367977, 390 m o.h.	
	Brattkant		
	Gjel	Kartleggingsgrad: 5C (BCRA)	
	Is	Kartografi: Hege Kilhavn Severin Lölkes Alexander G. Stadheim Einar T. Øyehaug	
	Ukjent fortsettelse gang/omriss	Kartlegging: Hege Kilhavn Severin Lölkes Alexander G. Stadheim Einar T. Øyehaug	
	Sandlås	Veiledere: Stein-Erik Lauritzen Rannveig Øvrevik Skoglund Sverre Aksnes	
		Medhjelpere: Torstein Almo Johannes Vik Seljebotn Ole Even Heggset Cathrine Espeland Henriette Linge Birgit Stav	

Figur 4. 1. Tegnforklaring for de ulike symbolene som brukt for å beskrive grottene i grottekartene.

4.1.1 Larshullet

Larshullet er den grotten i Reingardslisystemet som har størst utstrekning. Statistikk hentet fra *Grottolf* (Lauritzen, 2008) gir en total lengde på ca. 4869 m og en maksimal vertikal utstrekning på 335 m. I luftlinje strekker Larshullet seg omtrent 1400 meter i vest-øst retning, mens utbredelsen i nord-sør er i underkant av 100 meter. Grottens inngang ligger på omtrent 390 m o.h. og grotten heller ca. 13° østover mot dalbunnen. Hvis man da ser på den vertikale høydeforskjellen fra inngang til det laveste punktet i bunnen av grotten havner man på omtrent 55 m o.h. Dette indikerer at bunnen av grotten er svært nært erosjonsbasis i dalbunnen i Røvassdalen, da dalbunnen ligger på omtrent 52 m o.h. Grotten befinner seg i og følger stripekarsten i området. Stripekarsten består av marmor og lag med glimmerskifer som stikker ut fra marmoren. Kart over hele Larshullet med tverrsnitt for noen av passasjene finnes i vedlegg A, og et lengdeprofil av grotten finnes i vedlegg B.

Larshullet har to kjente åpninger, *Hovedinngang* og *Dagåpning*, der *Dagåpningen* ligger omtrent 100 meter nordøst for *Hovedinngangen* (figur 4.3). Grotten har to vertikale sjakter, *Sjakt 1* og *Sjakt 2* (figur 4.4 og 4.7). *Sjakt 1* befinner seg i den vestlige delen av grotten, i området som er markert med nr. 2 i figur 4.2, mens *Sjakt 2* befinner seg nede i enden av *Nordgangen* mot øst, i området som er markert med nr. 5 i figur 4.2. Vannet som renner gjennom Larshullet kan sees i *Fossehallen* (figur 4.5), *Tunnelen* (figur 4.6), ved *Fossen* (figur 4.7), ved *Sjakt 2* (figur 4.7) og nede i *Corbels Nordgang* (figur 4.7). Grotten er delt inn i seks deler; *De første 100 metrene* (figur 4.2 og 4.3), *Labyrinten* (figur 4.2 og 4.4), *Storkirken* (figur 4.2 og 4.5), *Tunnelen* (figur 4.2 og 4.6), *Nordgangen* (figur 4.2 og 4.7) og *Sørgangen* (figur 4.2 og 4.8).



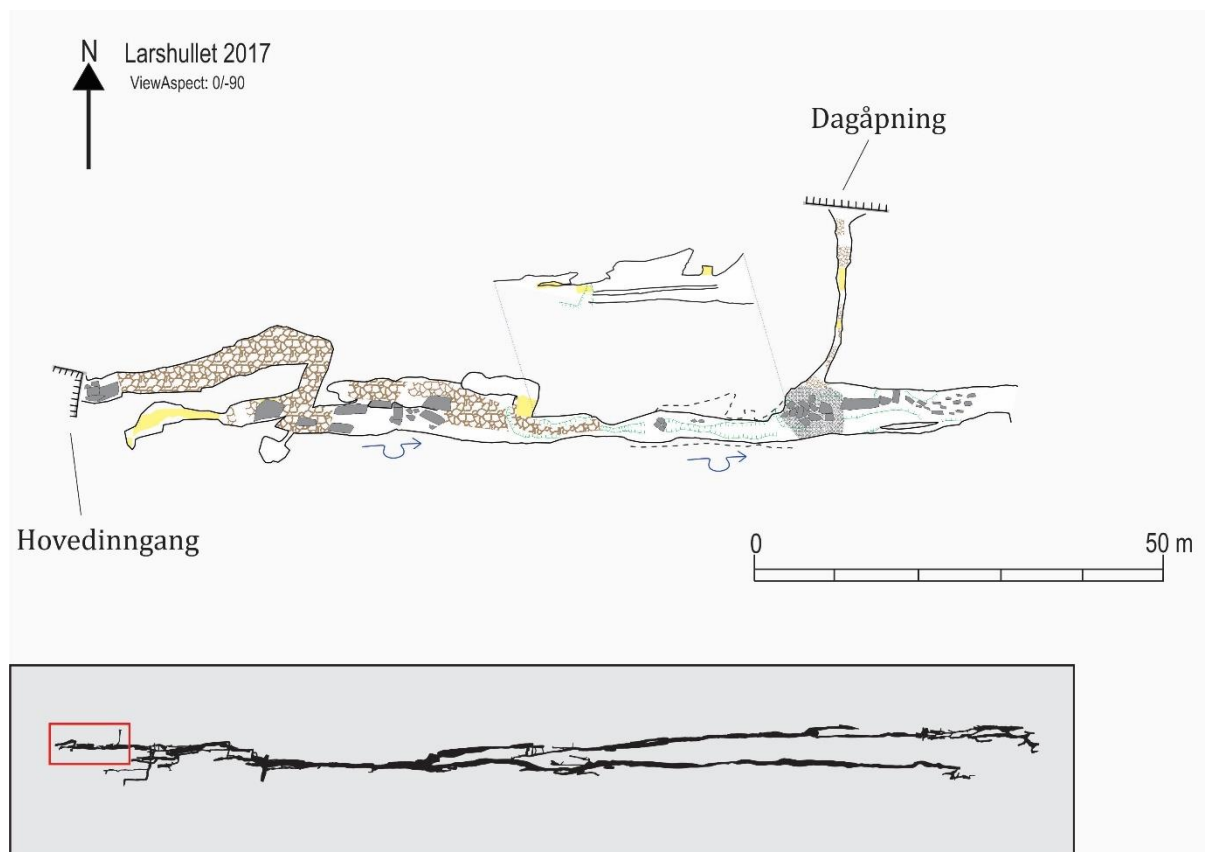
Figur 4. 2. Omriss av Larshullet med inndelingene av grotten. Nummeringen representere de forskjellige områdene: 1) De første 100 metrene, 2) Labyrinten, 3) Storkirken, 4) Tunnelen, 5) Nordgangen og 6) Sørgangen.

4.1.1.1 De første 100 metrene

De første 100 metrene inkluderer begge inngangene til grotten, *Hovedinngang* og *Dagåpning*, og passasjene mellom dem (figur 4.3). Området utenfor grotten er kupert med tett vegetasjon. Vest fra *Hovedinngangen* strekker det seg en forsenkning med samme retning som grotten.

Hovedinngangen ligger 390 m o.h. og grotten heller nedover mot øst. Åpningen er blokkert av en kollapsblokk og måler omtrent 2x1 meter i størrelse. Fra *Hovedinngangen* er passasjene generelt sett lineære og strekker seg mot øst. Alle sidepassasjene i dette området ligger parallelt med hovedpassasjen, med unntak av en ca. 20 meter lang tverrgående sprekk som strekker seg opp mot *Dagåpning* i nordlig retning. Passasjene er freatiske, men etter omtrent 50 meter finnes det vadose nedskjæringer i bunnen av passasjen. Det ligger et freatisk rør i taket over de vadose nedskjæringene. Strømskåler langs veggene indikerer strømningsretning mot øst. Videre utvides passasjen i form av et smalt plan som åpnes mot sør, og passasjen følger dette planet mot sør før den fortsetter øst mot *Krypen*.

Fra *Hovedinngangen* og ned til de vadose nedskjæringene er bunnen dekket av en blanding av kantede blokker og sand, i tillegg til enkelte større kollapsblokker. Det er lite materiale i bunnen av det freatiske røret, men i de underliggende vadose nedskjæringene er det sand i tillegg til enkelte kantede blokker og rullestein langs bunnen. Sidepassasjen mot *Dagåpning* er dekket av sand langs bunnen, i tillegg til enkelte kollapsblokker.



Figur 4. 3. De første 100 metrene av Larshullet. Det nederste bildet viser hvor i Larshullet området befinner seg (markert med en rød firkant).

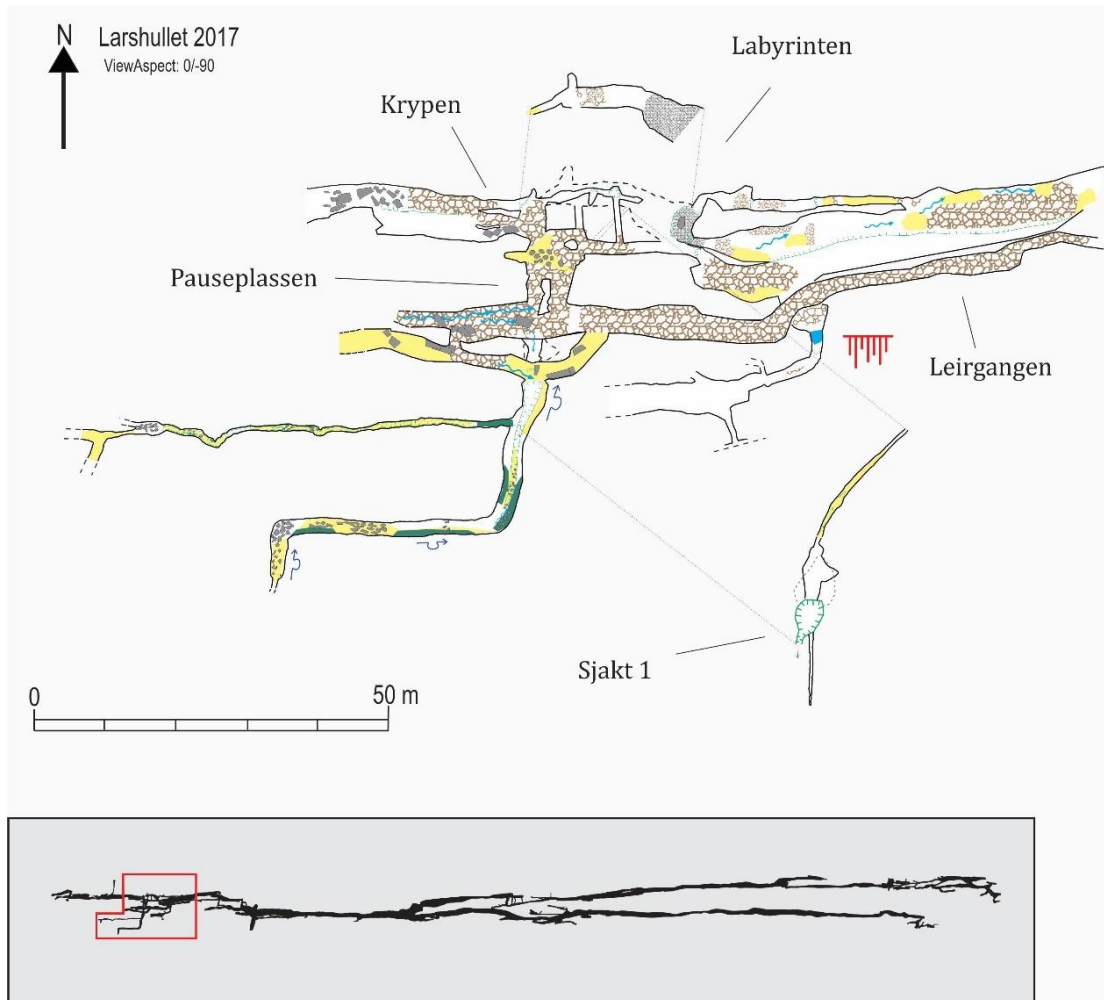
4.1.1.2 Labyrinten og Sjakt 1

Labyrinten inkluderer alle passasjene som går på kryss og tvers av hverandre i dette området, i tillegg til de øvre delene av *Leirgangen* og *Sjakt 1* (figur 4.4). Området skiller seg ut fra resten av Larshullet ved at passasjene har et mer labyrintisk preg. Det er to trender i retningen på passasjene, de som følger øst-vest retningen i likhet med resten av grotten, og de som følger nord-sør retningen i likhet med de tverrgående sprekkene med samme retning.

Krypen, nevnt på slutten av forrige avsnitt, strekker seg omtrent 5 meter før passasjen utvides til et nesten kvadratisk rom, *Pauseplassen*. Hulrommet krysses av flere nord-sør-gående tverrsprekker og det er disse svakhetssonene som gjør at man har passasjer som går på tvers av hovedpassasjens østlige retning. Blant passasjene som har en nord-sørlig retning finner man to passasjer i ulike nivå som leder sør mot *Sjakt 1*, og en passasje som leder forbi sjakten. Passasjen som strekker seg sør for *Sjakt 1* er omtrent 20 meter lang og har to sidepassasjer som strekker seg vestover. Strømskåler i passasjene indikerer strømningsretning ned mot

sjakten. *Sjakt 1* er utviklet langs en av svakhetssonene og den går ned omtrent 35 meter før den stopper i en vannlås (vannlås=passasjen blokkeres av vann). Vannlåsen ble utforsket av grottedykker Sami Paakarinen i 2016 som fant at den fortsetter noen meter før den ender i sprekker som snevres inn. I *Labyrinten* kompliseres forholdene enda mer med at det er flere sidepassasjer som ligger parallelt med hovedpassasjen med en øst-vestlig retning. Det gjelder blant annet *Leirgangen* (bare de øverste delene er vist i figur 4.4), sidepassasjer på nordsiden av hovedpassasjen, og passasjene som befinner seg i nærheten av *Sjakt 1*. Det renner en liten bekk i sidepassasjene sør for hovedpassasjen hvor vannet renner ut og ned i sjakten.

De aller fleste passasjene i *Labyrinten* er dekket av sedimenter langs bunnen. De sentrale delene og øvre del av *Leirgangen* domineres av blokkrikt materiale, det inkluderer kantede blokker, enkelte rullestein og sand. Passasjene sør for *Sjakt 1* har lite sedimenter, men har stedvis forekomster av sand, leire og blokker. Passasjen som krysser *Sjakt 1* i en øst-vestlig retning er sandfylt med enkelte kantede blokker. Hovedpassasjen som går mot øst etter *Pauseplassen* har enkelte kantete blokker og sand langs bunnen. Planet som ligger sør for hovedpassasjen inneholder en del dryppstein, både stalagmitter og stalaktitter. Stalagmittene er hvite og strekker seg omtrent 20-30 cm over bakken.



Figur 4. 4. Labyrinten og Sjakt 1. Det nederste bildet viser hvor i Larshullet området befinner seg (markert med en rød firkant).

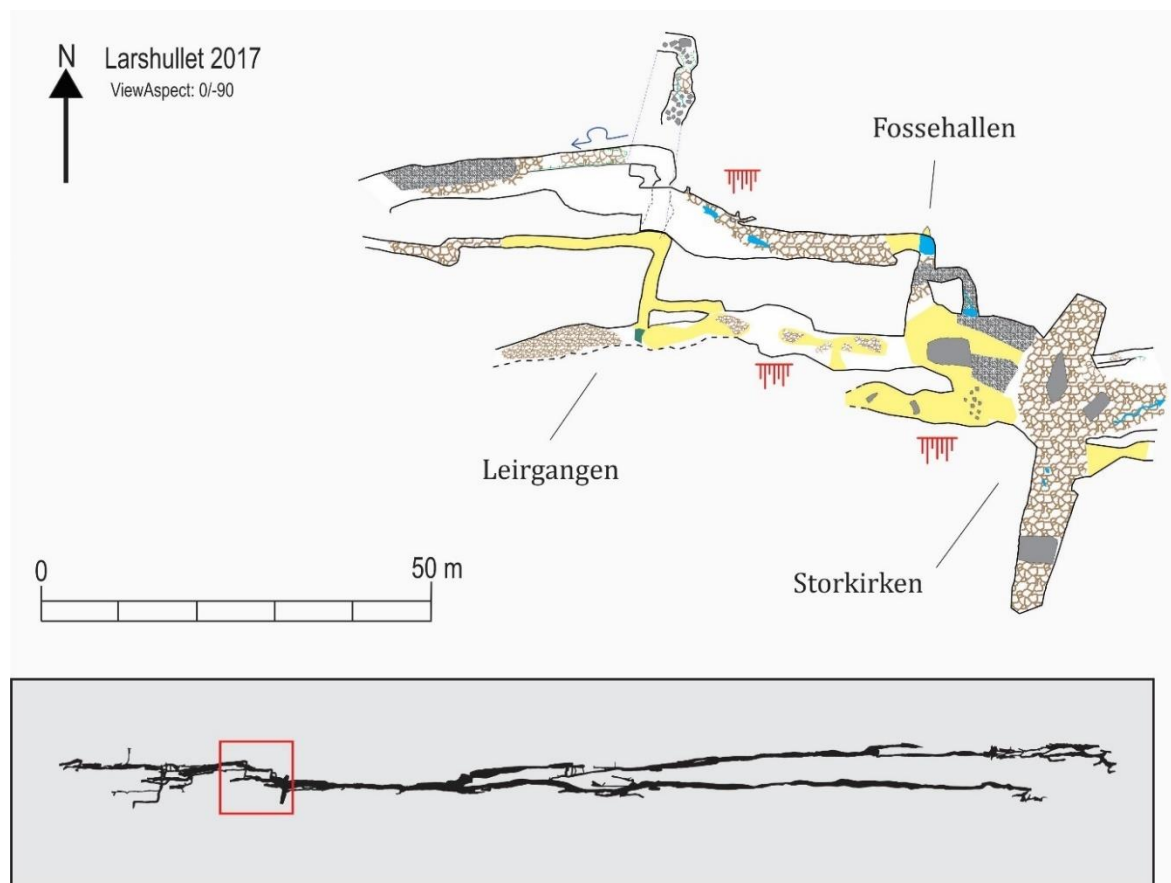
4.1.1.3 Storkirken

Dette avsnittet beskriver passasjene mellom *Labyrinten* og *Storkirken*. Området inkluderer passasjene fra *Labyrinten* og ned til *Fossehallen*, passasjen *Leirgangen* og området rundt *Storkirken* (figur 4.5). Passasjene er stort sett lineære og strekker seg østover og ned i grotten. Unntaket er et par sidepassasjer som strekker seg i nord-sør retning.

Fra *Labyrinten* og øst mot *Fossehallen* er passasjen lineær. Fra *Labyrinten* utvides passasjen i form av et plan som åpnes mot sør. Hovedpassasjen følger planet noen meter i sørlig retning før den vender mot øst mot *Fossehallen*. Videre leder passasjen sør til et nesten kvadratisk hulrom. I den vestlige enden av dette hulrommet starter passasjen *Leirgangen*. *Leirgangen* strekker seg vestover helt opp til *Sjakt 1* (figur 4.4 og 4.5). Passasjen er freatisk og ligger

parallelt med hovedpassasjen. Videre øst kommer man til *Storkirken*. *Storkirken* er et stort hulrom som strekker seg omtrent 30 meter i nord-sørlig retning som følge av en nord-sør-gående tverrsprekk. Det renner vann ut fra taket og ned til bunnen i *Fossehallen*, vannet fortsetter i en bekk inn i veggen og kommer frem igjen under kollapsmaterialet i *Storkirken*.

Generelt sett finnes det sedimenter i de fleste passasjene i dette området, men det varierer mye i mengde og hvilke typer sedimenter som ligger langs bunnen. I de vadose nedskjæringene rett etter *Labyrinten* er bunnen dekket av rullestein og enkelte kantede blokker. Planet som leder sør er helt uten sedimenter, men i passasjen mot *Fossehallen* er bunnen dekket av sand og kantede blokker. *Fossehallen* og det kvadratiske rommet domineres av rullestein, sand og enkelte kollapsblokker. *Leirgangen* består hovedsakelig av sand og kantede blokker. I *Leirgangen* er det en forekomst av blåleire som dekker ca. 1x1 meter av gulvet (markert som leire i figur 4.5). *Storkirken* domineres av kollapsblokker som varierer fra små stein (cm-store) til store kollapsblokker (m-store). I den nordlige delen av *Storkirken* ligger det kollapsmateriale helt opp til taket, mens i den sørlige delen er det er stor fastkilt blokk som nesten dekker hele høyden av passasjen.

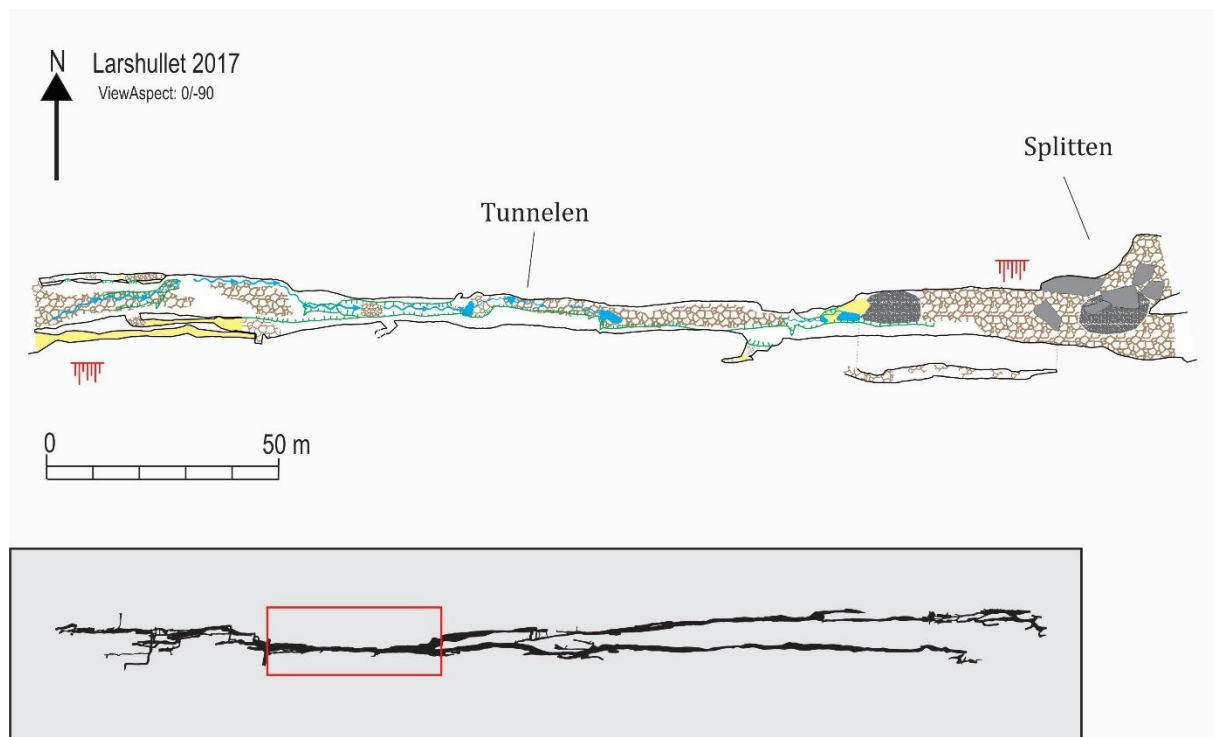


Figur 4. 5. *Storkirken*. Det nederste bildet viser hvor i Larshullet området befinner seg (markert med en rød firkant).

4.1.1.4 Tunnelen

Tunnelen er en lineær passasje som måler ca. 10x10 meter i diameter. Den strekker seg i overkant av 200 meter mot øst (figur 4.6). *Tunnelen* er et stort freatisk rør, som har vados gjelform i bunnen. Bekken er til syne flere steder i gjelet i *Tunnelen*, og forsvinner like før *Splitten*. Det er noen få sidepassasjer, de ligger parallelt med hovedpassasjen og har relativt kort utstrekning. I enden av *Tunnelen* kommer området som er kalt *Splitten*. Her deles passasjen inn i to passasjer; *Nordgangen* og *Sørgangen*. *Nordgangen* har en bratt helning i det første partiet ned fra *Splitten*, mens *Sørgangen* fortsetter østover med samme helning som *Tunnelen*.

Gjelet i *Tunnelen* er stedvis fylt med kollapsblokker og enkelte steder er det rullestein og sand. Fra området rett ved starten på *Tunnelen* og videre øst i grottesystemet er store deler av tak, vegger og gulv dekket med et tynt leirlag. Sidepassasjene inneholder mer finkornede sedimenter som grus, sand og leire. *Splitten* består hovedsakelig av kollapsmateriale, der mesteparten av kollapsblokkene ligger på nordsiden av passasjen. Ved *Splitten* og omtrent 50 meter vest for *Splitten* forekommer mineralet kalsitt som pulver på toppen av kantede blokker. På nordsiden av *Splitten* finnes det blåleire som forekommer som små oppsamlinger på og mellom kollapsblokkene.



Figur 4. 6. Tunnelen og Splitten. Det nederste bildet viser hvor i Larshullet området befinner seg (markert med en rød firkant).

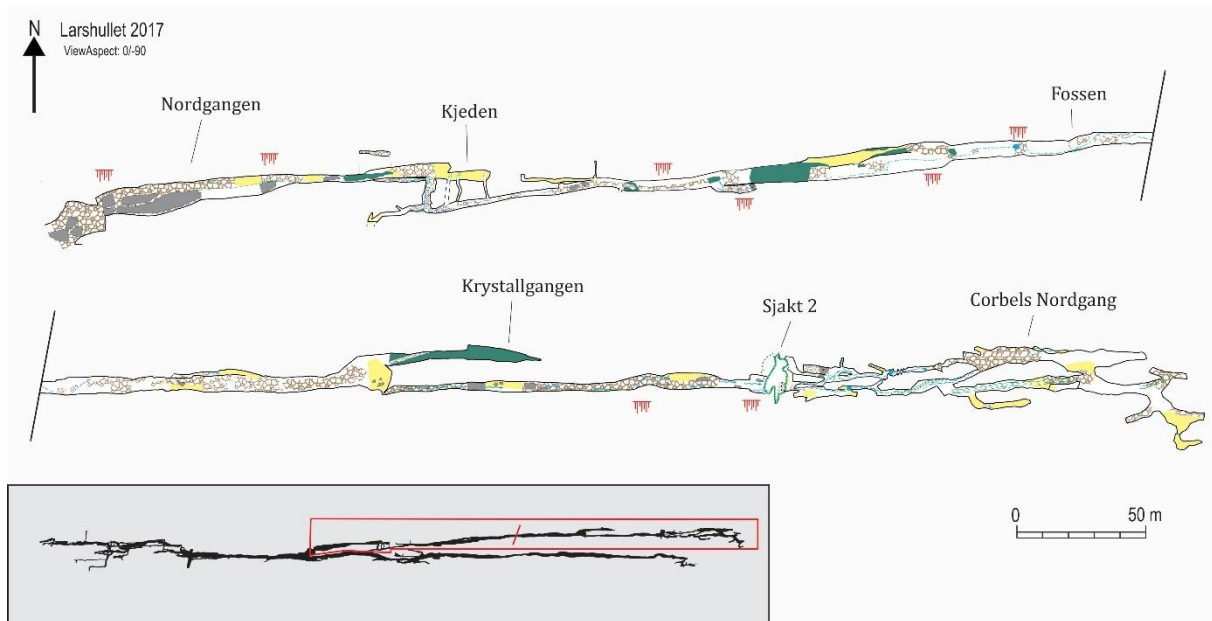
4.1.1.5 Nordgangen

Dette avsnittet beskriver *Nordgangen* som strekker seg omtrent 900 meter i østlig retning fra *Splitten* og ned til enden av *Corbels Nordgang* (figur 4.7). *Nordgangen* er en svært lineær passasje som heller ca. 13° østover. Unntakene er de tre avsatsene ved *Kjeden*, *Fossen* og *Sjakt 2*.

Nordgangen starter fra nordsiden av *Splitten* og fortsetter som et freatisk rør omtrent 100 meter ned til *Kjeden*. *Kjeden* består av flere nord-sørgående tverrsprekker som ligger parallelt med hverandre. Disse svakhetssonene gjør at passasjen vender noen meter sør og et nivå ned en avsats før den fortsetter østover igjen. I nivået nedenfor *Kjeden* går det en sidepassasje vestover. Denne sidepassasjen kobler sammen *Nordgangen* og *Sørgangen*. Videre strekker hovedpassasjen seg omtrent 200 meter øst mot *Fossen*. Passasjen er freatisk og utvides i størrelse nedover. Omtrent 50 meter før *Fossen* utvikles det et gjel i bunnen. Det er noen få sidepassasjer i dette området, de har kort utstrekning og ligger parallelt med hovedpassasjen. Bekken som renner i *Tunnelen* kommer frem igjen ved *Kjeden*. Her går bekken inn og ut av sideveggene i passasjen. Et lite stykke før *Fossen* kommer bekken til syne igjen langs bunnen og renner ut og ned i avsatsen ved *Fossen*. *Fossen* er et lite stup med høyde på ca. 10 meter. Bekken renner videre østover hvor den går inn og ut av sidevegger og under kollapsblokker i passasjen. Hovedpassasjen fortsetter øst omtrent 150 meter før den kommer til *Krystallgangen*. Videre fortsetter hovedpassasjen som et freatisk rør omtrent 150 meter østover til *Sjakt 2*.

Mesteparten av *Nordgangen* er sedimentfylt. Fra *Splitten* er bunnen dekket av kollapsblokker, og videre blir bunnen dekket av sand og kantede blokker, i tillegg til enkelte forekomster av rullestein og leire. Fra *Kjeden* og ned mot *Fossen* er passasjen hovedsakelig dekket med kantede blokker. Noen av disse kantede blokkene består av glimmerskifer. Overflaten på blokkene er dekket av *in situ* dannet gips og jarositt. Enkelte steder finnes det oppsamlinger av leire og sand. Det er ikke tykke lag med sedimenter her, men langs en hylle som ligger på sørsiden av passasjen finnes det en 50 cm tykk sedimentsekvens (prøve 100816-1-HK) som har kort lateral utstrekning. Nedenfor *Fossen* finnes det en del rullestein og videre blir bunnen dekket med sand og kantede blokker. Sidepassasjen før *Krystallgangen* er fylt med leire, blant annet blåleire. *Krystallgangen* er hovedsakelig dekket med kantede blokker, der mange av dem er dekket av et 5-10 cm tykt leirlag. Leiren er flere steder oppsprukket i form av tørkesprekker. Overflaten (både vegger og tak) er flere steder dekket av *in situ* dannet gips og

jarositt, som opptrer i laterale bånd nedover i passasjen. Gips har også vokst som store krystaller i leiren som ligger på toppen av de kantede blokkene. På nordsiden av passasjen på toppen av en hylle, helt nede ved *Sjakt 2*, finnes det en 50 cm tykk sedimentsekvens (prøve 090816-2-HK).

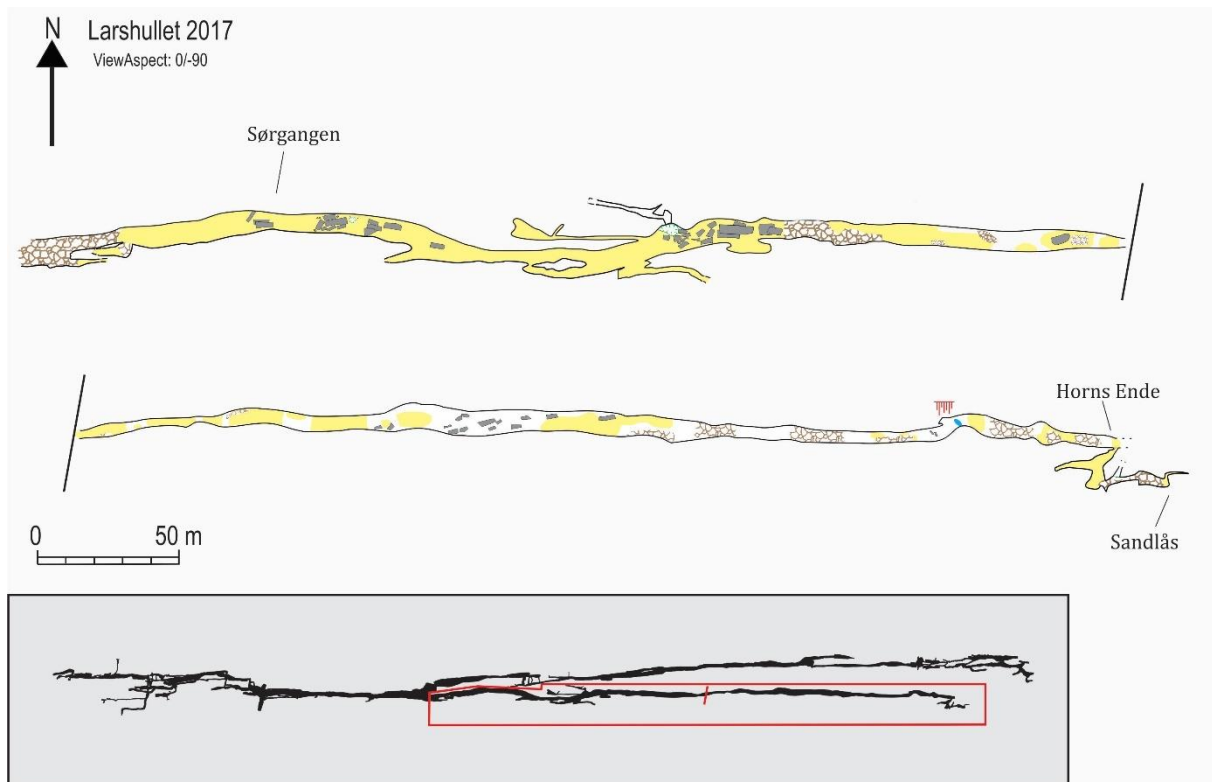


Figur 4. 7. Nordgangen. Nordgangen er delt i to deler som henger sammen som vist i den røde firkanten.

Sjakt 2 har en oval form og en høyde på nesten 40 meter. Bekken kommer til syne igjen like før sjakten og renner ned til bunnen av denne. Bekken er tilstede i store deler av passasjene i *Corbels Nordgang*, og her kutter den aktivt ned vadose gjel i dag. Generelt sett strekker passasjene seg østover. Passasjene kobles sammen av sidepassasjer som har nord-sør retning. Passasjene har en del kantede blokker langs bunnen, men også enkelte forekomster av sand.

4.1.1.6 Sørgangen

Sørgangen er generelt sett svært lik hele strekningen fra *Splitten* og ned til *Horns Ende* (figur 4.8). Det er en nesten helt lineær passasje som strekker seg omtrent 800 meter østover. Den inneholder lite sprekker, og det er kun i de første 200 meterne man finner sidepassasjer, med unntak av en sidepassasje helt øst ved *Horns Ende*. Sammenkoblingen til *Nordgangen* ligger omtrent 100 meter fra *Splitten* og vises som en liten forsenkning i figur 4.8. Passasjen er hovedsakelig sandfylt og store deler av passasjen har kollapset slik at enkelte områder er dekket av kollapsblokker og. Helt øst ved *Horns Ende* går det en sidepassasje mot sør. Denne er omtrent 50 meter lang i øst-vestlig utstrekning, og den ender i en sandlås (sandlås = passasjen blokkeres av sand).

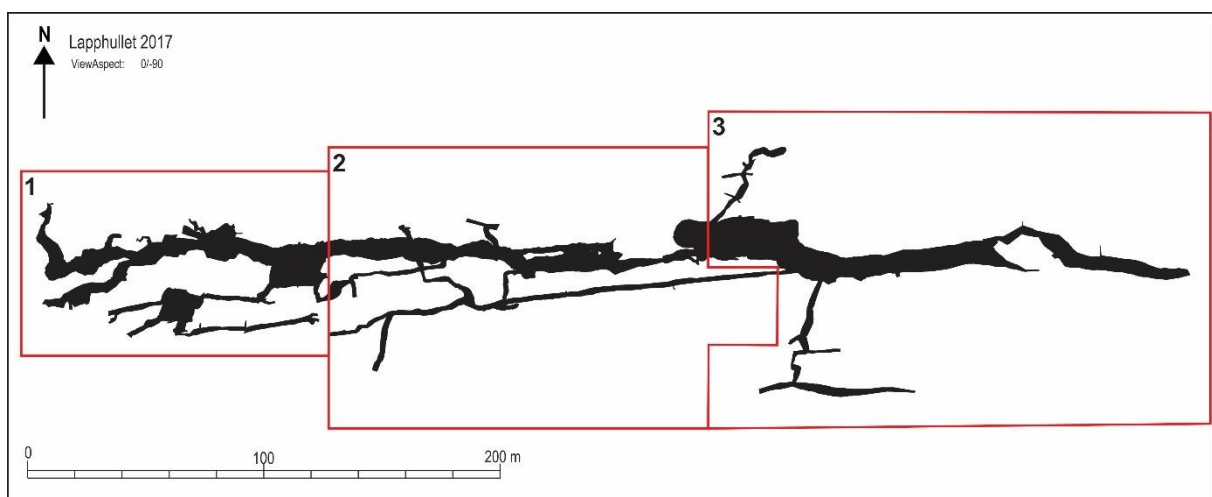


Figur 4. 8. *Sørgangen*. *Sørgangen* er delt i to deler som henger sammen som vist i den røde firkanten.

4.1.2 Lapphullet

Lapphullet befinner seg litt vest for Larshullet, men inngangene befinner seg omtrent i samme høyde. Statistikk er hentet fra Grottoff (Lauritzen, 2008) og gir en total lengde på ca. 2432 meter, og en maksimal vertikal utstrekning på 74 meter. I luftlinje strekker Lapphullet seg omtrent 450 meter i vest-øst retning og i overkant av 100 meter i nord-sør retning. Grotten heller ned mot øst, mot dalbunnen. Lapphullet befinner seg i den samme stripekarsten som Larshullet. Kart over hele Lapphullet med tverrsnitt for enkelte av passasjene finnes i vedlegg C, og et lengdeprofil av grotten finnes i vedlegg D.

Lapphullet og Nordre Lapphullet (figur 4.10) ble koblet sammen til et system under feltsesongen høsten 2016. *Nordre Lapphull* er nå en av inngangene til selve Lapphullet og den ligger nord for *Hovedinngangen*. Lapphullet har dermed tre kjente innganger, *Hovedinngang*, *Inngang 2* og *Nordre Lapphull*. Lapphullet er en komplisert grotte som består av passasjer som ligger på kryss og tvers av hverandre. Passasjene i Lapphullet, spesielt i *Øvre* og *Midtre del*, ligger i flere etasjer og enkelte steder er det så mye som tre etasjer i et begrenset område. Lapphullet har ingen store sjakter, men det finnes flere små avsatser mellom de ulike nivåene. I Lapphullet renner det en bekk som er synlig i blant annet «*Drainpipe*» (figur 4.11), «*Lower Passage*» (figur 4.11), *Kollapsrommet* (figur 4.12) og *Gjelet* (figur 4.12). Grotten er delt inn i 3 deler; *Øvre* (1), *Midtre* (2) og *Nedre del* (3) (figur 4.9).



Figur 4. 9. Omriss av Lapphullet. Figuren viser at Lapphullet er delt inn i tre deler; Øvre (1), Midtre (2) og Nedre del (3).

4.1.2.1 Øvre del

Den Øvre delen av Lapphullet beskriver de tre dagåpningene; *Hovedinngangen*, *Inngang 2* og *Nordre Lapphull*, passasjene fra *Hovedinngangen* og ned til *Gunnar Horns 1. punkt (GH 1)*, øvre deler av «*Drainpipe*» og *Kollapsgangen* (figur 4.10). Passasjene har to trender; de som følger grottens utstrekning og strekker seg i øst-vestlig retning, og de som følger de nord-sør-gående tverrsprekkene og ligger på tvers av grottens utstrekning.

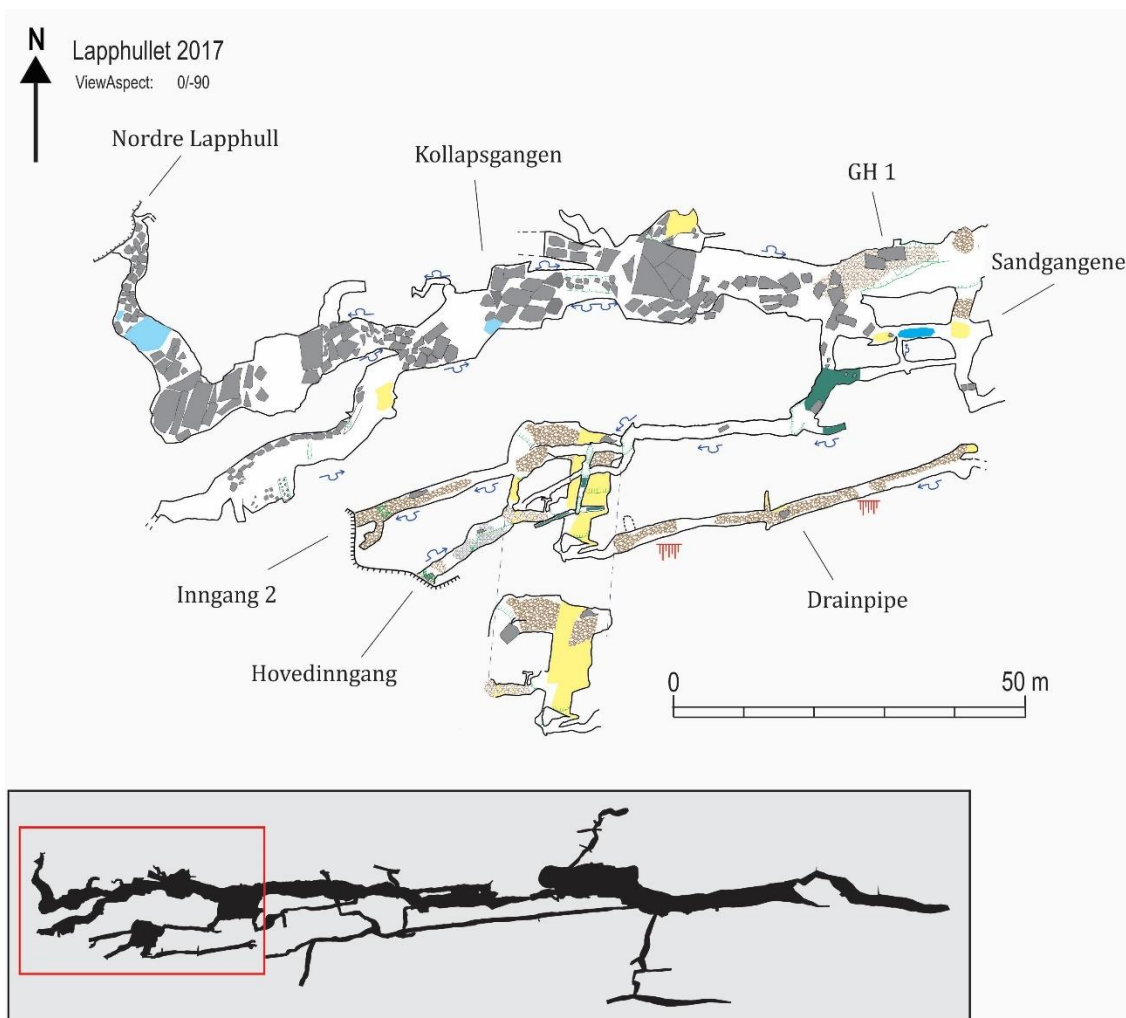
Hovedinngangen og *Inngang 2* ligger parallelt med hverandre, omtrent på 390 m o.h., *Nordre Lapphull* ligger omtrent på 380 m o.h., 80 meter nord-nordvest for *Hovedinngangen* (figur 4.10). *Hovedinngangen* måler ca. 1x2 meter og leder inn til en passasje med nøkkelhulltverrsnitt der ledespalten ligger oppe langs taket. Området rett innenfor de to inngangene er preget av flere nord-sør-gående tverrsprekker. Disse svakhetssonene har ført til dannelsen av det store hulrommet som ligger ca. 10 meter øst for *Hovedinngangen* og forbindelsen mellom passasjene ved inngangene. Den sørlige enden av det store hulrommet leder til øvre deler av «*Drainpipe*» og den nordlige enden leder til en sprekk som snevres inn. Strømskåler langs veggene indikerer at vannet har strømmet innover. Bunnen er dekket av sand, kantede blokker og enkelte rullesteiner.

Inngang 2 ligger omtrent 10 meter nord for *Hovedinngangen* og måler ca. 1x1 meter. Denne leder til en freatisk passasje som strekker seg østover omtrent 70 meter. Her endrer passasjen retning mot nord på grunn av en nord-sør-gående tverrsprekk. Videre kan passasjen følges i både vestlig og østlig retning. Passasjen mot øst leder til *GH 1* og passasjen mot vest leder til *Kollapsgangen* og *Nordre Lapphull*. Mot øst har passasjen et gjel i bunnen og freatiske halvror i taket. På sørsiden av denne passasjen ligger *Sandgangene*. *Sandgangene* består av et nettverk av freatiske passasjer som følger grottens utstrekning mot øst og passasjer som følger de nord-sør-gående tverrsprekkene. Rett ved *Inngang 2* er bunnen dekket av sand og enkelte kantede blokker. Det freatiske røret som fortsetter videre mot øst har lite sedimenter langs bunnen. Etter omtrent 70 meter, i den nord-sør-gående tverrsprekken, er bunnen dekket av sand og leire i tillegg til enkelte kantede blokker. I den ene sidepassasjen finnes det en 50 cm tykk sedimentsekvens (prøve 110815-2-HK). Hovedpassasjen som går mot øst er fylt med kollapsblokker, rullestein og sand. *Sandgangene* er hovedsakelig sandfylt, men domineres stedvis av kantede blokker.

Åpningen i *Nordre Lapphull* måler ca. 6x3 meter og passasjen strekker seg innover i grotten mot sør. Etter ca. 10 meter endrer passasjen retning mot øst og fortsetter inn i *Kollapsgangen*.

Det er gjennomgående sammenrasninger fra *Nordre Lapphull* og i hele *Kollapsgangen*. Dette gjør at det er vanskelig å si noe om passasjens opprinnelige form og utstrekning. Enkelte steder kan man observere tendenser til passasjens opprinnelige form, blant annet er det to områder der freatiske rør er bevart. Ved inngangen i *Nordre Lapphull* er bunnen dekket av is, og både rullestein, kantede blokker og sand er fastfrosset til bakken.

Den øvre delen av «*Drainpipe*» starter som nevnt i den sørlige enden av hulrommet rett ved *Hovedinngangen* (figur 4.10). Dette er en freatisk passasje som måler ca. 1x1 meter. Den øvre delen av «*Drainpipe*» strekker seg omtrent 60 meter øst. I enden er det stalagmitter og stalaktitter. I hensyn til vern av stalagmittene og stalaktittene velges det å ikke fortsette videre østover i denne passasjen (den henger trolig sammen med resten av «*Drainpipe*»). Passasjen er hovedsakelig uten sedimenter, men har stedvis enkelte kantede blokker og oppsamlinger av rullestein og sand.



Figur 4. 10. Kart over Øvre del av Lapphullet. Det nederste bildet viser hvor i Lapphullet området befinner seg (markert med en rød firkant).

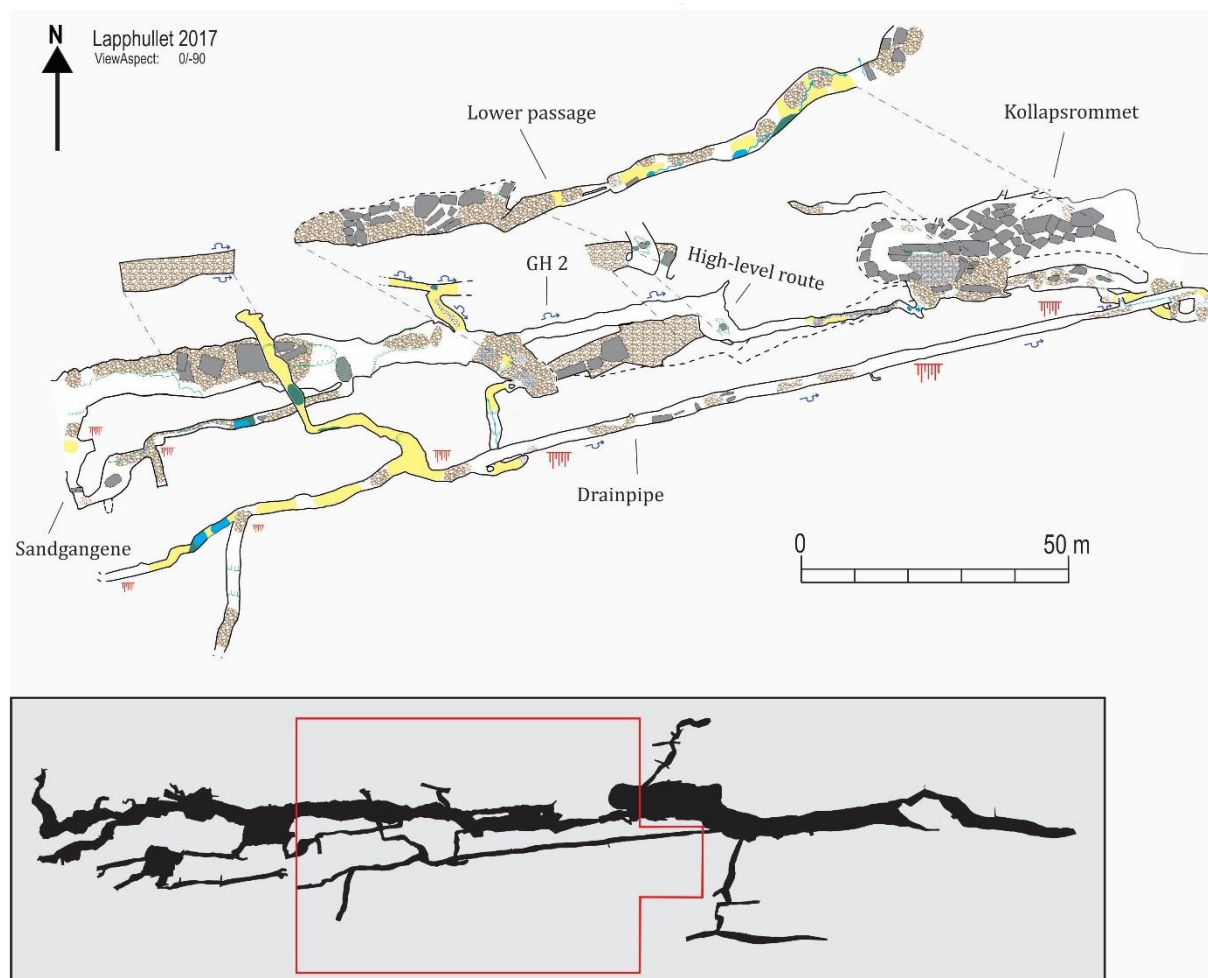
4.1.2.2 *Midtre del*

Den *Midtre delen* av Lapphullet består av passasjene som strekker seg fra *GH 1* og ned mot *Storgangen*. Det inkluderer passasjene mellom *Gunnar Horns 1. og 2. punkt (GH 1 og GH 2)*, «*High-Level Route*», «*Lower Passage*», *Kollapsrommet* og «*Drainpipe*» (figur 4.11). Passasjene har to trender; de som strekker seg i øst-vest retning og de som strekker seg i nord-sør retning.

Fra *GH 1* til *GH 2* strekker passasjen seg omtrent 100 meter østover som en bred, vados passasje med freatiske halvør i taket. Rett før *GH 2* utvides passasjen til et større hulrom. Både på nord- og sørsiden i enden av hulrommet ligger det sidepassasjer. Sidepassasjen mot nord ender i en sprekk som smalner inn, mens sidepassasjen mot sør leder til «*Drainpipe*». I den vadose passasjen like etter *GH 1* er bunnen dekket av kantede blokker, i tillegg er det stedvis oppsamlinger av sand og rullestein. Sidepassasjen mot nord er sandfylt og i enden er det en oppsamling av blåleire. I det store hulrommet er bunnen dekket av sand, rullestein og enkelte kantede blokker. Her ligger det en sedimentsekvens som er ca. 1 meter tykk (prøve 170815-3-HK).

Hovedpassasjen fortsetter gjennom «*High-Level Route*». Den strekker seg omtrent 100 meter østover som et freatisk rør før den snevres inn til en trang passasje som fører til *Kollapsrommet*. Omtrent 50 meter inn i «*High-Level Route*» åpnes passasjen til et hulrom som en følge av en nord-sør-gående tverrsprekk. Her er starten på «*Lower Passage*», som ligger under hovedpassasjen og strekker seg omtrent 150 meter i østlig retning før den ender ut i *Kollapsrommet*. Passasjen består stedvis av sammenrasninger, men enkelte freatiske passasjer er bevart. «*High-Level Route*» har nesten ingen sedimenter langs bunnen, men like før den snevres inn finnes det enkelte kantede blokker, rullestein og sand. Strømskåler på veggene indikerer at vannet har strømmet mot øst, inn i grotten. Bekken kommer til syne i «*Lower Passage*» og kan følges ned til starten på *Storgangen*.

«*Drainpipe*» er et freatisk rør som ligger parallelt med, og sør for hovedpassasjen. Passasjen starter ved *Hoveinngangen* og strekker seg omtrent 300 meter østover til den krysser «*Rodent Passage*» (figur 4.10 og 4.11). Passasjen har nesten ingen sedimenter langs bunnen, bortsett fra enkelte kantede blokker og stedvis oppsamlingen av rullestein og sand. Strømskåler indikerer at vannet har strømmet mot øst, inn i grotten.



Figur 4. 11. Kart over Midtre del av Lapphullet. Det nederste bildet viser hvor i Lapphullet området befinner seg (markert med en rød firkant).

4.1.2.3 Nedre del

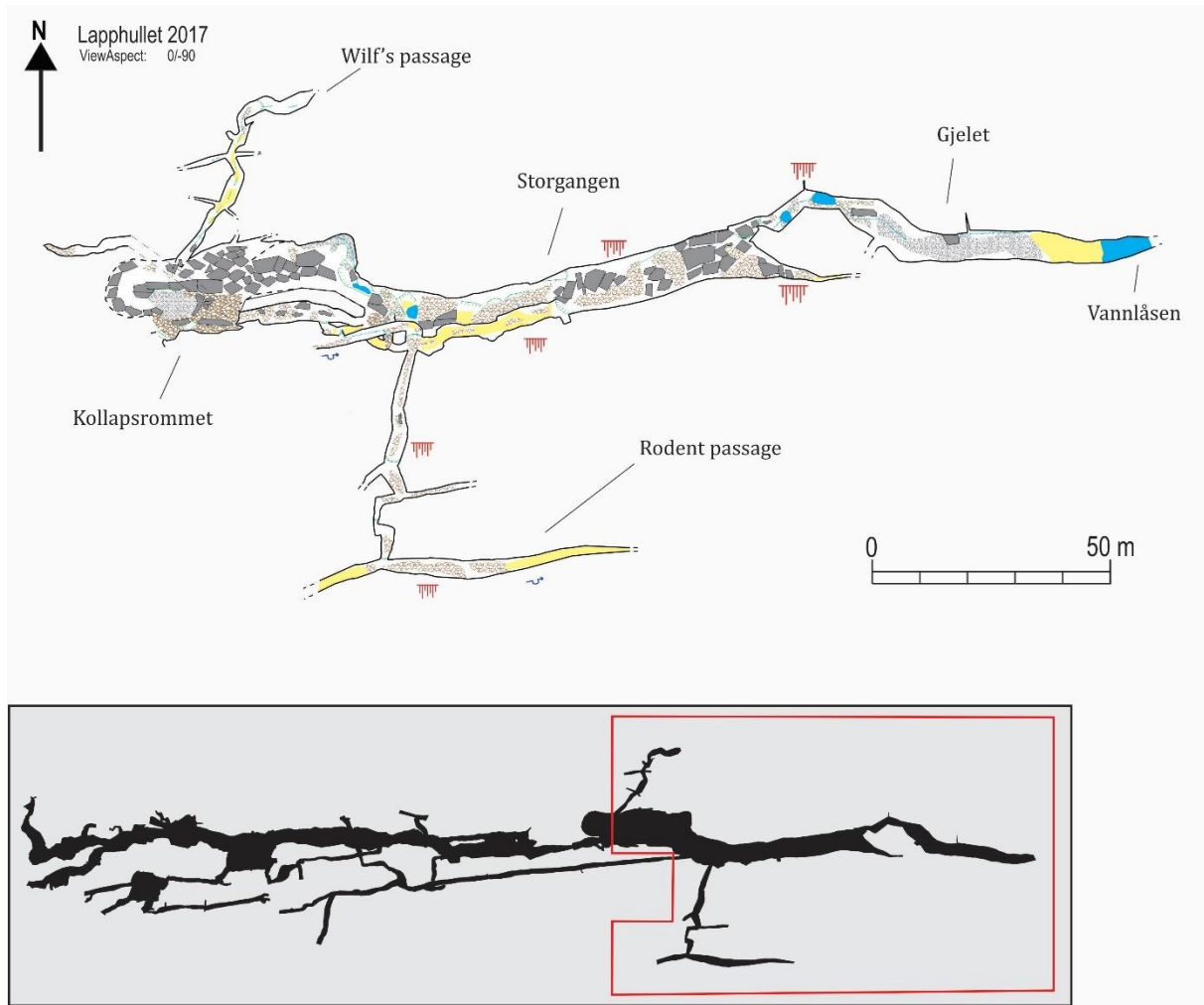
Den *Nedre delen* av Lapphullet består passasjene mellom *Kollapsrommet* og *Vannlåsen*, det inkluderer *Kollapsrommet*, «*Wilf's Passage*», «*Rodent Passage*», *Storgangen* og *Gjelet* (figur 4.12).

Kollapsrommet består hovedsakelig av sammenrasninger og det er vanskelig å si noe om den opprinnelige formen på passasjen. Helt mot øst og helt mot vest i *Kollapsrommet* finnes det rullesteiner, de mot øst befinner seg i bekken som renner gjennom grotten. På nordsiden av *Kollapsrommet* ligger sidepassasjen «*Wilf's Passage*», og like ved denne ligger det en kollapsblokk med *in situ* dannet gips og jernoksid. Rett før *Storgangen* er det en åpning mot sør som leder til «*Drainpipe*» og «*Rodent Passage*».

«*Wilf's Passage*» er et freatisk rør som skråner bratt opp mot overflaten i en nord-nordøstlig retning. Det freatiske røret utvides mot nord og sør enkelte steder, grunnet sprekker med samme orientering. Bunnen består av kantete blokker, rullestein og finkornet materiale som grus, sand, silt og leire.

Rett før *Storgangen* ligger som nevnt åpningen til «*Drainpipe*» og «*Rodent Passage*», i tillegg til en liten sidepassasje som ligger parallelt med hovedpassasjen. Den lille sidepassasjen er freatisk og ender ut i taket mot *Storgangen*. «*Rodent Passage*» skråner bratt opp mot overflaten i en sørlig retning. Passasjen er freatisk og utvides flere steder mot øst og vest, enten som sidepassasjer eller som et åpent plan. Langs bunnen av passasjen er det en vados nedskjæring som er fylt inn med sedimenter. Den lengste sidepassasjen ligger på toppen av «*Rodent Passage*» og strekker seg minst 75 meter fra øst til vest. Mot vest er det lite sedimenter, men det ligger et tynt lag med sand som dekker bunnen. Denne passasjen ender med at passasjen snevres inn til en trang sprekk. Mot øst er passasjen sandfylt og ender i en sandlås, her ligger sedimentsekvens 120816-5-HK som er ca. 40 cm tykk. I denne østlige sidepassasjen ligger det flere benrester etter forskjellige smågnagere. Store deler av gulvet i «*Rodent Passage*» er dekket av månemelk.

Storgangen er en stor freatisk passasje som strekker seg østover. Den stopper opp ettersom den blir lavere under taket og det blir for lavt til å passere. Bunnen er hovedsakelig dekket av store kollapsblokker, men innimellom disse ligger det kantete blokker, rullestein og sand. Videre fortsettelse inn i grotten er ned mot *Gjelet*, som er en vados passasje. Bekken kommer til syne igjen nede i *Gjelet* og passasjen ender i en vannlås. *Gjelet* ligger et nivå lavere enn *Storgangen*, og i starten er bunnen dekket av kollapsblokker. Videre inn i *Gjelet* er bunnen dekket av sand, leire og rullestein.



Figur 4. 12. Kart over Nedre del av Lapphullet. Det nederste bildet viser hvor i Lapphullet området befinner seg (markert med en rød firkant).

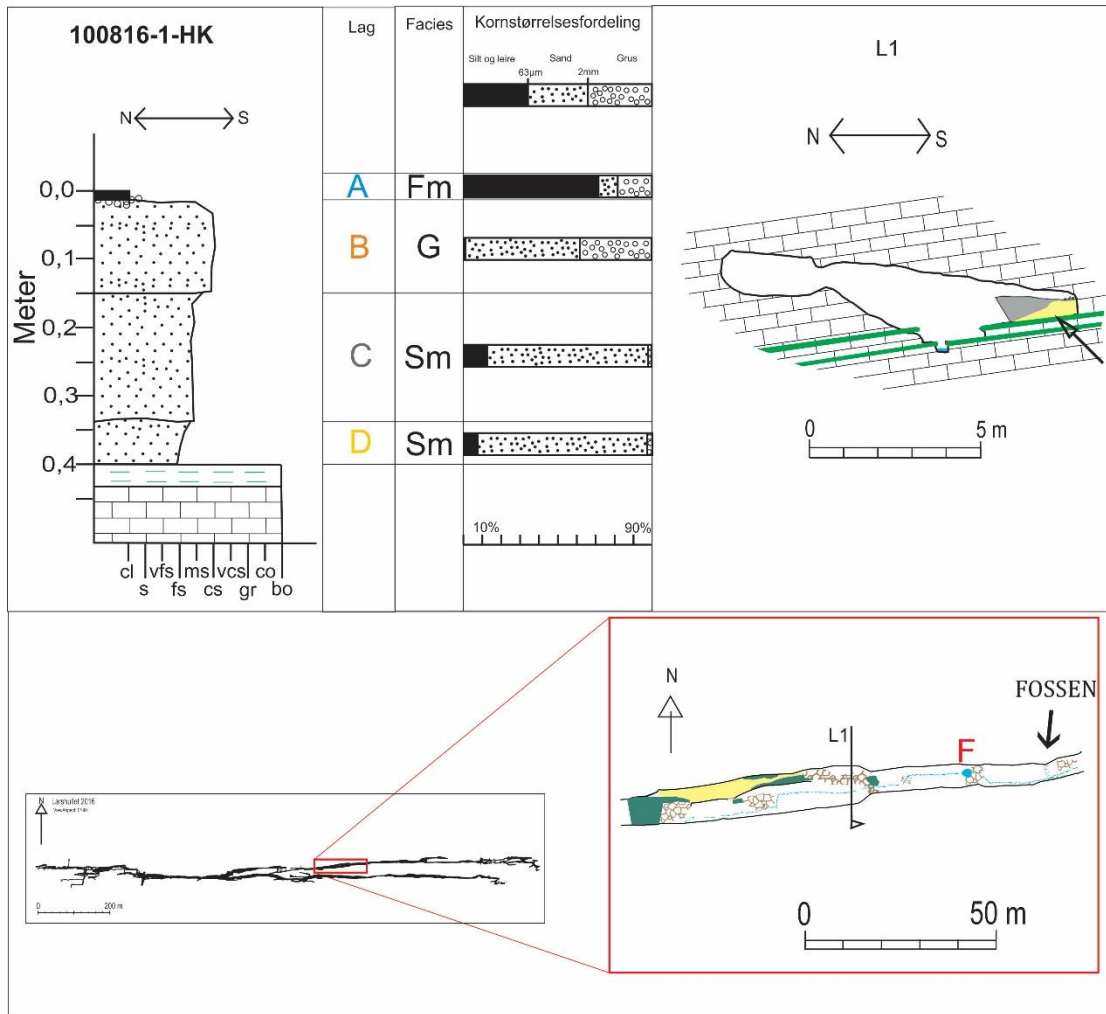
4.2 SEDIMENTFOREKOMSTER OG ANALYSER

Larshullet og Lapphullet har både passasjer som er sedimentfylte og passasjer som nesten er helt tomme. I de sedimentfylte passasjene varierer typen sediment, om de er lateralt utbredt og tykkelsen på sedimentsekvensene. Det er prøvetatt totalt fem sedimentsekvenser, to fra Larshullet og tre fra Lapphullet. I vedlegg E er alle verdiene for våtsiktanalysene listet opp, i vedlegg F er verdiene fra Mastersizer 3000, og i vedlegg G er verdiene fra kornfordelingsanalysene (verdiene fra våtsiktanalysen og fra Mastersizer 3000 satt sammen). I figurene er det skrevet opp hvilke facies de ulike enhetene tilhører, for utdypende beskrivelse av facies se kapittel 2.5.2.

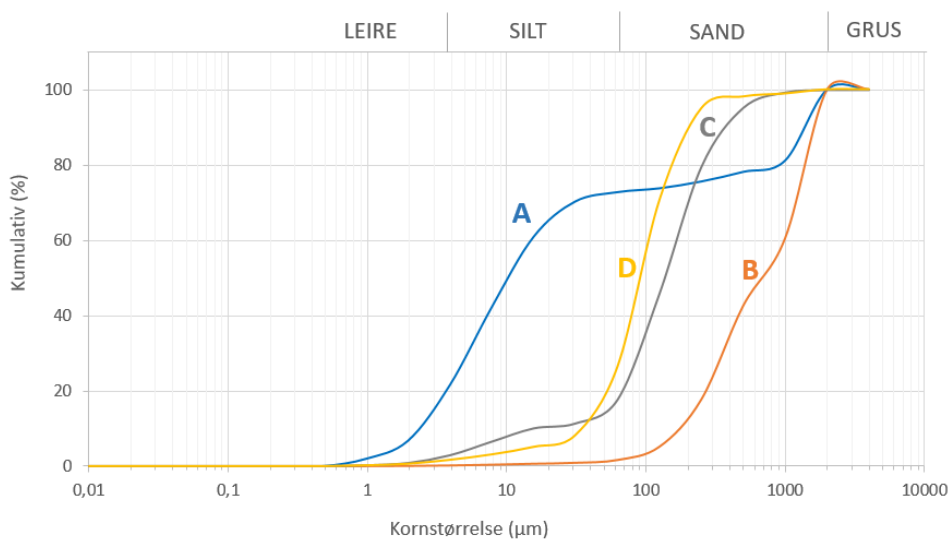
4.2.1 Larshullet

4.2.1.1 100816-1-HK

Prøve 100816-1-HK er en sedimentsekvens som befinner seg i *Nordgangen* omtrent 150 meter øst fra *Splitten* (figur 4.13). Den ligger ved siden av en nedfallsblokk på en hylle som består av marmor og glimmerskifer, på sørsiden av passasjen. Tverrsnitt av passasjen viser at det renner en bekk langs bunnen som har dannet et smalt, vadost gjel. Gjelet har kuttet seg ned gjennom bunnen av et bredere og større gjel. Det er lite sedimenter langs bunnen av denne passasjen, men det finnes stedvis oppsamlinger av sekvenser på toppen av hyller som ligger langs kanten på gjelet. Sedimentsekvensen har liten lateral utstrekning og er ca. 50 cm tykk. Stratigrafisk søyle og kornfordelingsanalyse er vist i figur 4.13 og 4.14. Lag D er 6 cm tykt og består av sand, hovedsakelig veldig fin-medium sand (Sm). Lag C er 19 cm tykt og består også av sand, fra fin-veldig grov sand (Sm). Lag B er 14 cm tykt og består av små steiner og grus som er omgitt av sand (G). Laget er matriksbåret og matriksen inneholder medium-veldig grov sand, og klastene består av småstein og grus. Lag A er 2 cm tykt og består av silt og leire, i tillegg til enkelte småstein (Fm).



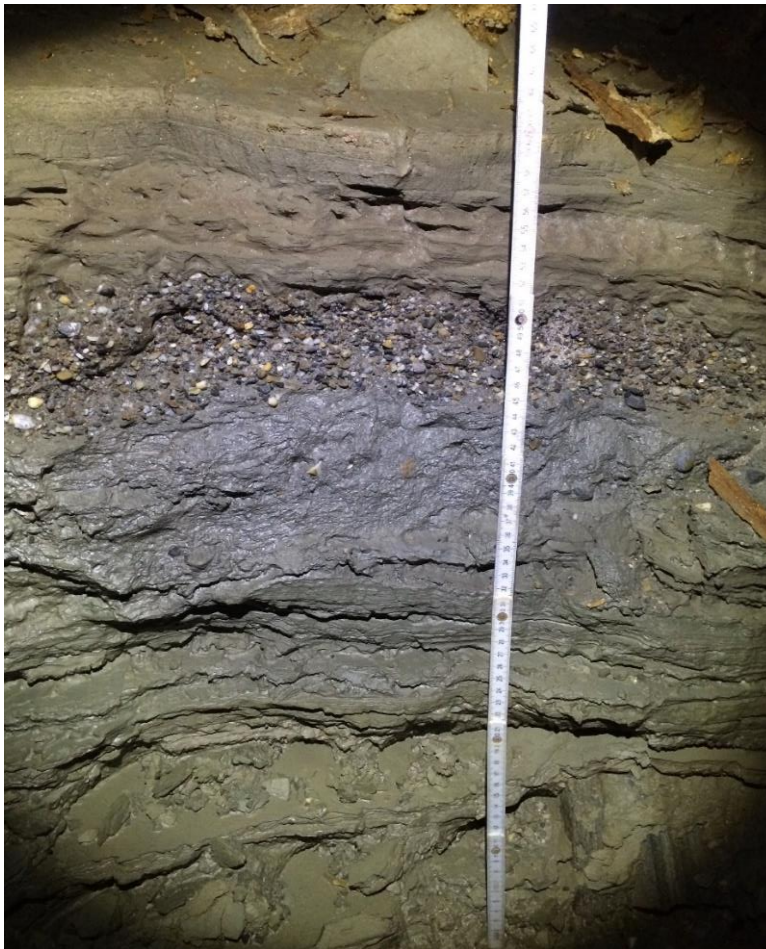
Figur 4. 13. Figuren oppe til venstre viser en stratigrafisk søyle av prøve 100816-1-HK, faciesinndeling og normalfordeling av kornstørrelser i de ulike lagene i sekvensen. Oppe til høyre er et tverrsnitt av passasjen som prøven er hentet fra, og figuren nede viser hvor prøven befinner seg i grotten med en forstørrelse av passasjen den ligger i.



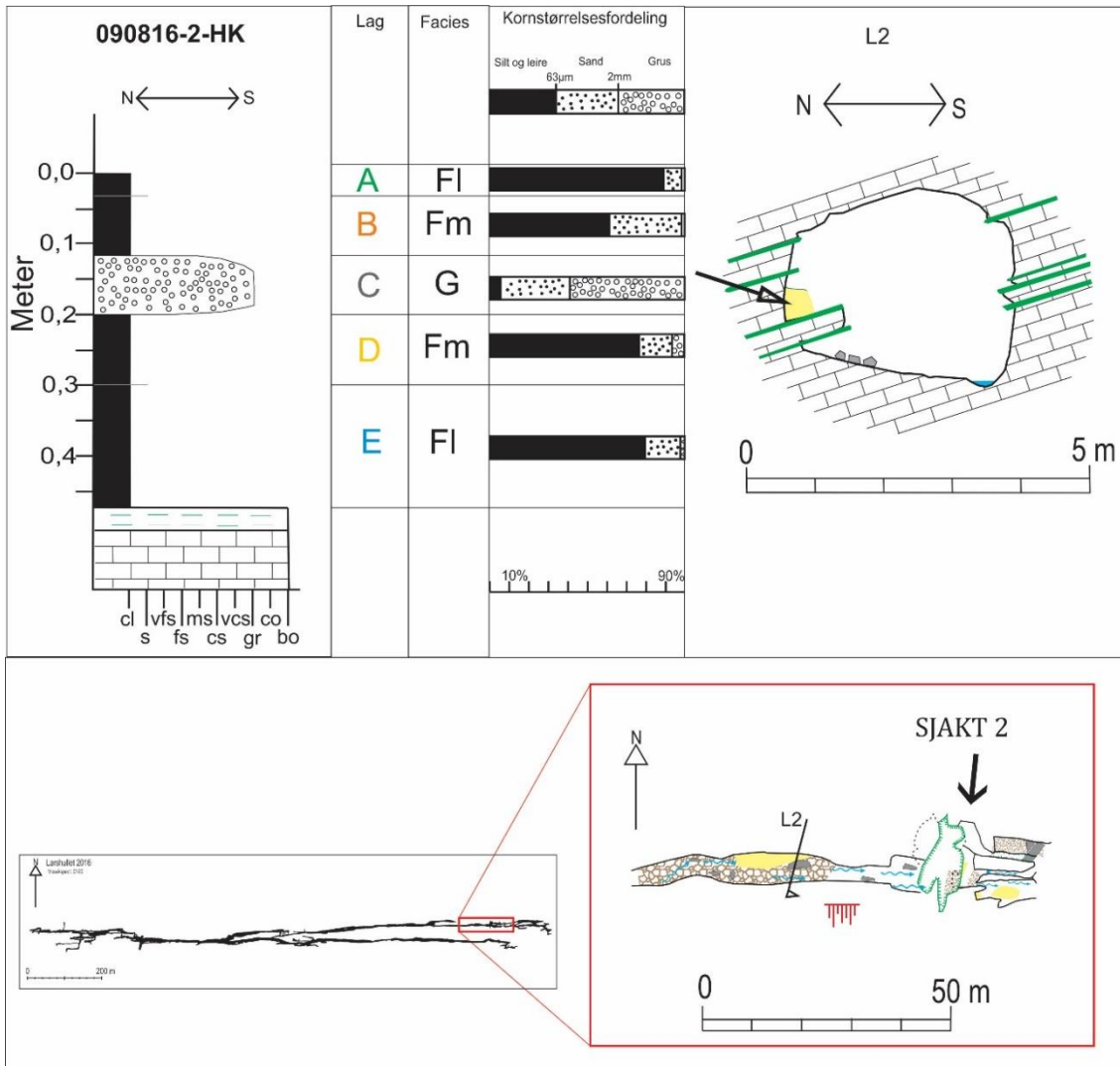
Figur 4. 14. Kumulativ kornfordeling for de ulike lagene i prøve 100816-1-HK.

4.2.1.2 090816-2-HK

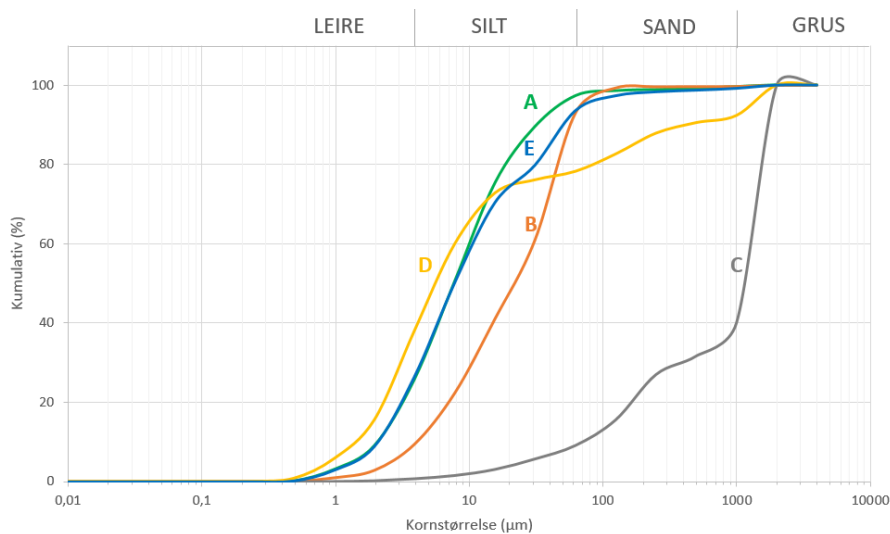
Prøve 090816-2-HK befinner seg i den østlige delen av *Nordgangen* omtrent 25 meter vest for *Sjakt 2*. Sekvensen ligger på en hylle som stikker ut fra veggen på nordsiden av passasjen. Passasjen har freatisk form med vados nedskjæring i bunnen, hvor bekken renner i dag. Veggene består av marmor og tynne lag med skifer (figur 4.16). Sedimentsekvensen strekker seg ca. 10 meter vest fra *Sjakt 2* og er omtrent 50 cm tykk. Bilde av sekvensen er vist i figur 4.15, stratigrafisk søyle og kornfordelingsanalyse er vist i figur 4.16 og 4.17. Lag E er 23 cm tykt og er avsatt direkte på marmorhyllen. Laget består av silt og leire, og man kan se antydninger til lagdeling (Fl). Lag D er 10 cm tykt og består av silt og leire uten lagdeling (Fm). Lag C er 7 cm tykt og består av sand og grus, hovedsakelig medium-grov sand, grus og enkelte småsteiner (G). Lag B er 9 cm tykt og består av silt og leire, og en liten del veldig fin sand (Fm). Lag A er 3 cm tykt og består av silt og leire som er lagdelt (Fl). På toppen av lag A har leiren sprukket opp i form av tørkesprekker. Det ligger også enkelte blokker av forvitret glimmerskifer og gips på toppen av sekvensen.



Figur 4. 15. Bilde av sedimentsekvens 090816-2-HK (fotograf: Hege Kilhavn).



Figur 4. 16. Figuren oppe til venstre viser en stratigrafisk søyle av prøve 090816-2-HK, faciesinndeling og normalfordeling av kornstørrelsen i de ulike lagene. Oppe til høyre er et tverrsnitt av passasjen som prøven er hentet fra, og figuren nede viser hvor prøven befinner seg i grotten med en forstørrelse av passasjen den ligger i.

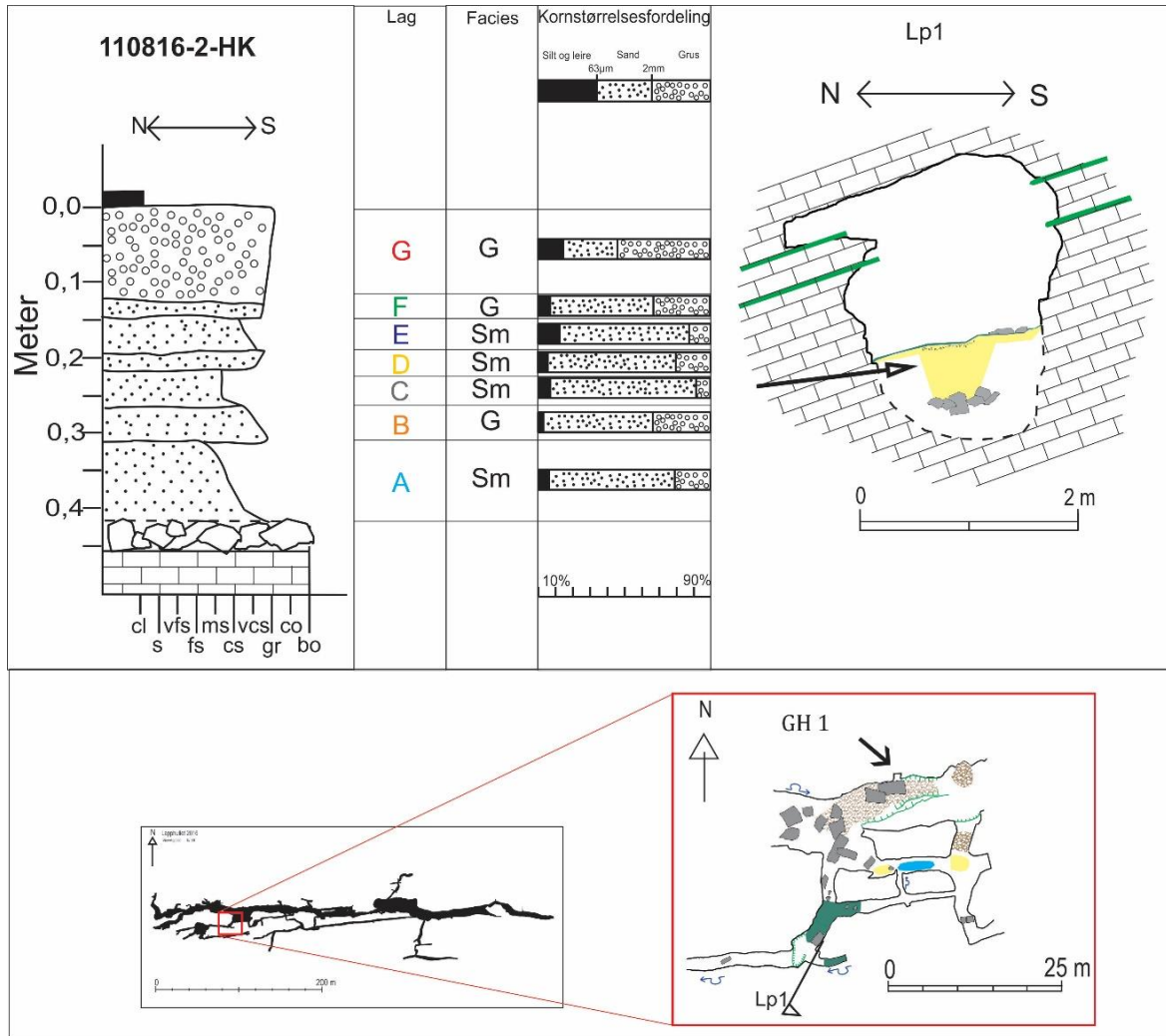


Figur 4. 17. Kumulativ kornfordeling for de ulike lagene i prøve 090816-2-HK.

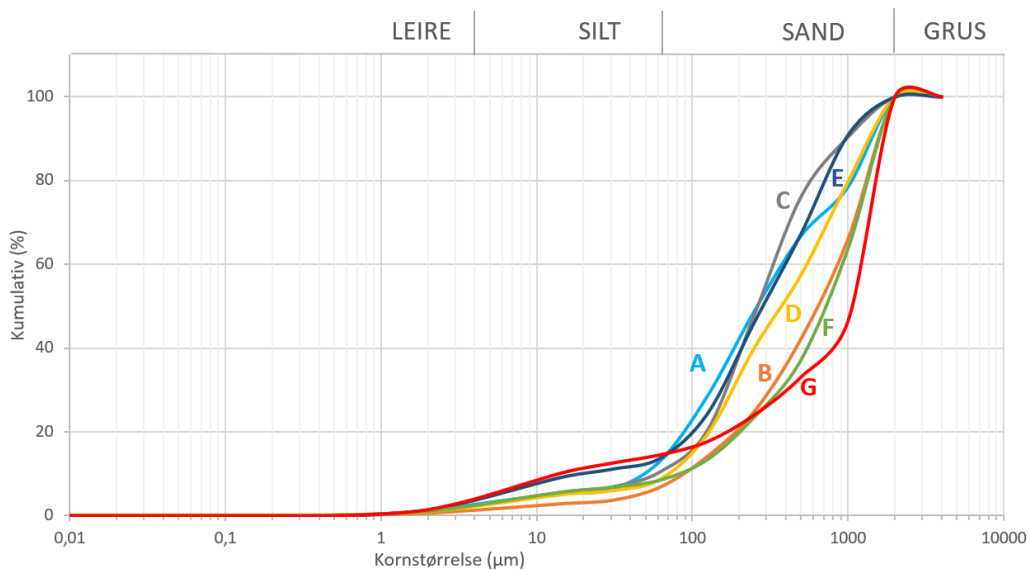
4.2.2 Lapphullet

4.2.2.1 110816-2-HK

Prøve 110816-2-HK er en sedimentsekvens som befinner seg ved inngangen til en sidepassasje ca. 100 meter øst fra *Hovedinngangen* (figur 4.18). Sekvensen ligger i den sørlige enden av en nord-sør-gående tverrsprekk. Sidepassasjen, som sekvensen ligger ved, er fylt med sand og leire, og strømskåler på veggen indikerer at vannet har strømmet mot øst. Tverrsprekken er fylt med kollapsblokker og sand, og det kan se ut som passasjen egentlig er dypere. Sedimentsekvensen ligger på toppen av kollapsblokker og er 50 cm tykk. Stratigrafisk søyle og kornfordelingsanalyse er vist i figur 4.18 og 4.19. Lag A er 10,5 cm tykt og består av fin-veldig grov sand og grus (Sm). Lag B er 4,5 cm tykt og består av noe fin-medium sand, men det domineres av grov sand til grus (G). I dette laget finnes små blokker av forvitret glimmerskifer. Lag C-F er totalt 14 cm tykt. Her veksler lagene mellom å bestå av sand og grus (Sm og G). Lag G er 14 cm tykt og består hovedsakelig av grus og grov sand (G).



Figur 4. 18. Figuren oppe til venstre viser stratigrafisk søyle av prøve 110816-2-HK, faciesinndeling og normalfordeling av kornstørrelser i de ulike lagene i sekvensen. Oppe til høyre er et tverrsnitt av passasjen som prøven er hentet fra, og figuren nede viser hvor prøven befinner seg i grotten med en forstørrelse av passasjen den ligger i.



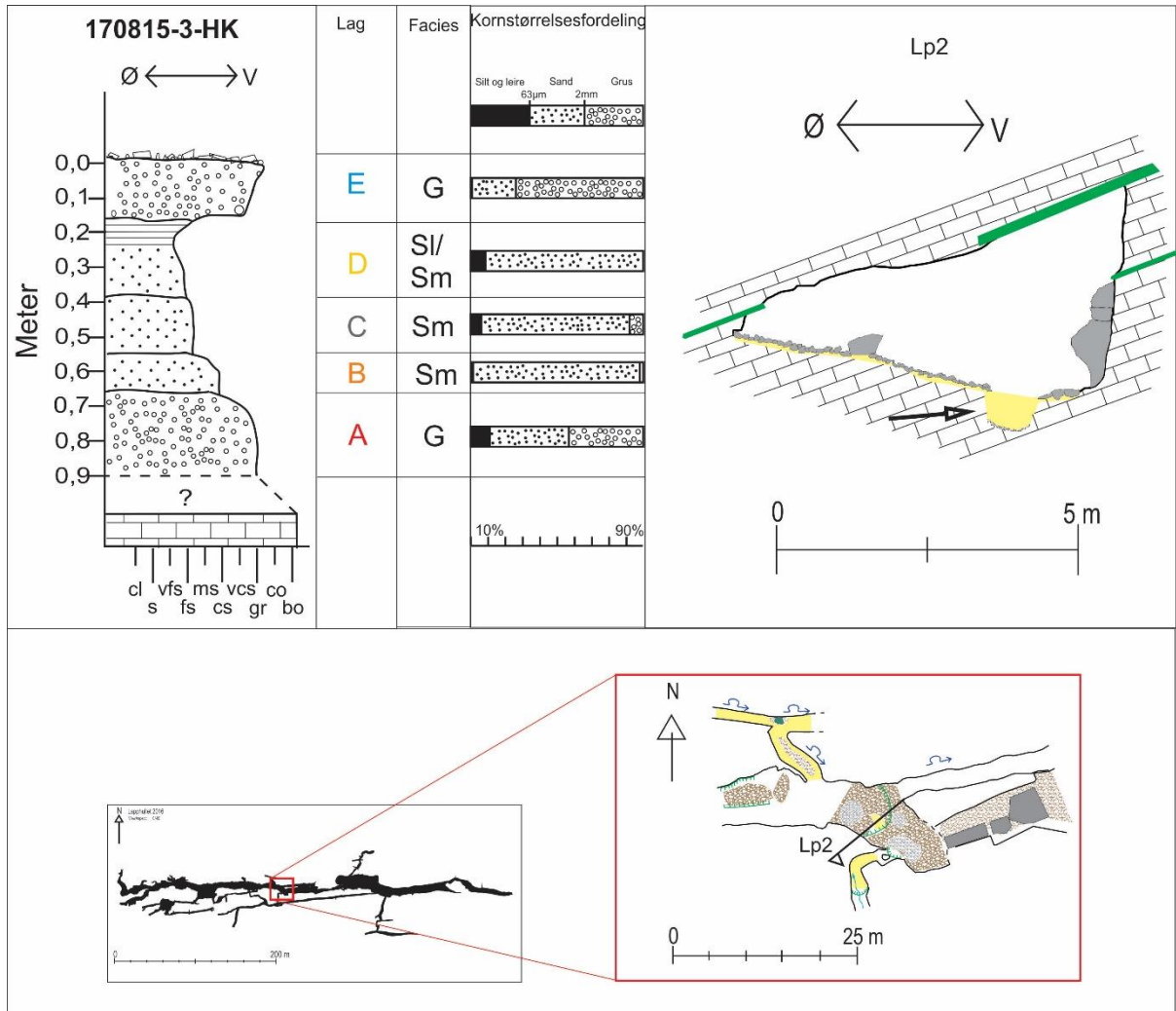
Figur 4. 19. Kumulativ kornfordeling for de ulike lagene i prøve 110816-2-HK.

4.2.2.2 170815-3-HK

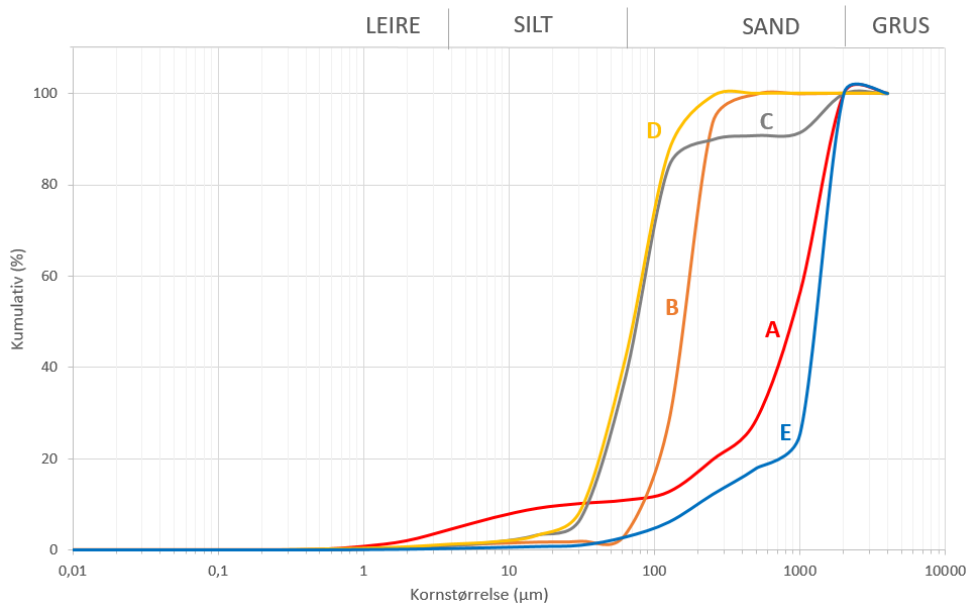
Prøve 170815-3-HK befinner seg i passasjen rett før *GH 2*, omtrent 200 meter fra inngangen (figur 4.21). Passasjen er fylt med sedimenter, alt fra sand, grus og rullestein til enkelte kantede blokker. Sedimentsekvensen ligger midt i passasjen. Av hensyn til vern av grotten ble det kun gravd ned ca. 1 meter. Bilde av sedimentsekvensen er vist i figur 4.20, og stratigrafisk søyle og kornfordelingsanalyse er vist i figur 4.21 og 4.22. Lag A er 24 cm tykt og består hovedsakelig av grus og grov sand (G). Lag B-D er totalt 54 cm tykt hvor alle består av sand. Lag B er tettpakket og består av fin-medium sand (Sm), mens lag C er løst pakket og består av veldig fin sand-fin sand og noe grus (Sm). Lag D består av silt-medium sand og har litt lagdeling (Sl). Lag E er 15 cm tykt og består hovedsakelig av grus og har enkelte kantede blokker liggende på toppen (G).



Figur 4. 20. Bilde av sedimentsekvens 170815-3-HK fra Lapphullet (fotograf: Hege Kilhavn).



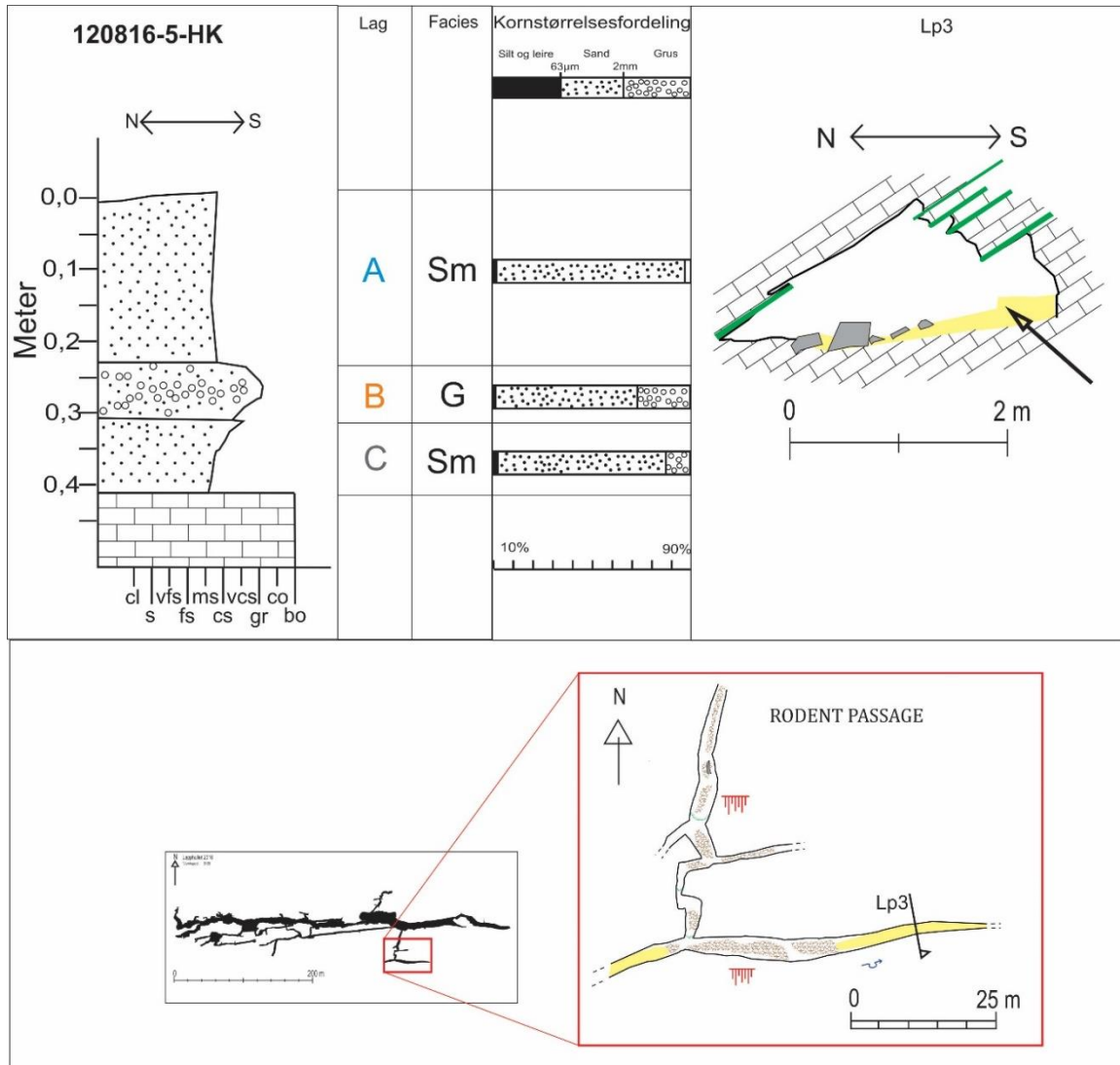
Figur 4. 21. Figuren oppe til venstre viser en stratigrafisk søyle av prøve 170815-3-HK, faciesinndeling og normalfordelingen av kornstørrelser i de ulike lagene i sekvensen. Oppe til høyre er et tverrsnitt av passasjen som prøven er hentet fra, og figuren nede viser hvor i grotten prøven befinner seg med en forstørrelse av passasjen den ligger i.



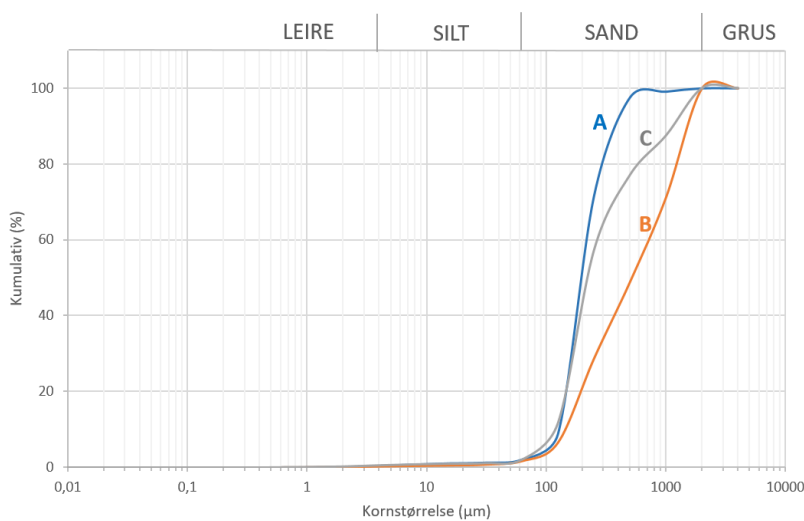
Figur 4. 22. Kumulativ kornfordeling for de ulike lagene i prøve 170815-3-HK.

4.2.2.3 120816-5-HK

Prøve 120816-5-HK befinner seg i en sidepassasje i øverste del av «*Rodent Passage*», omtrent 300 meter øst fra *Hovedinngangen*. Sidepassasjen er sandfylt og sedimentsekvensen er omtrent 40 cm tykk (figur 4.23). Sedimentene er avsatt direkte på marmoren som bunnen består av, på den sørlige siden av passasjen. Stratigrafisk søyle og kornfordelingsanalyse er vist i figur 4.23 og 4.24. Lag A er 23 cm tykt og består av medium-grov sand (Sm). Lag B er 8,5 cm tykt og består av medium-grov sand og grus (G). Dette laget har en mørkere farge enn lag A og C og den laterale utstrekningen er ikke kontinuerlig eller horisontal. Lag C er 9 cm tykt og består av fin-grov sand (Sm).



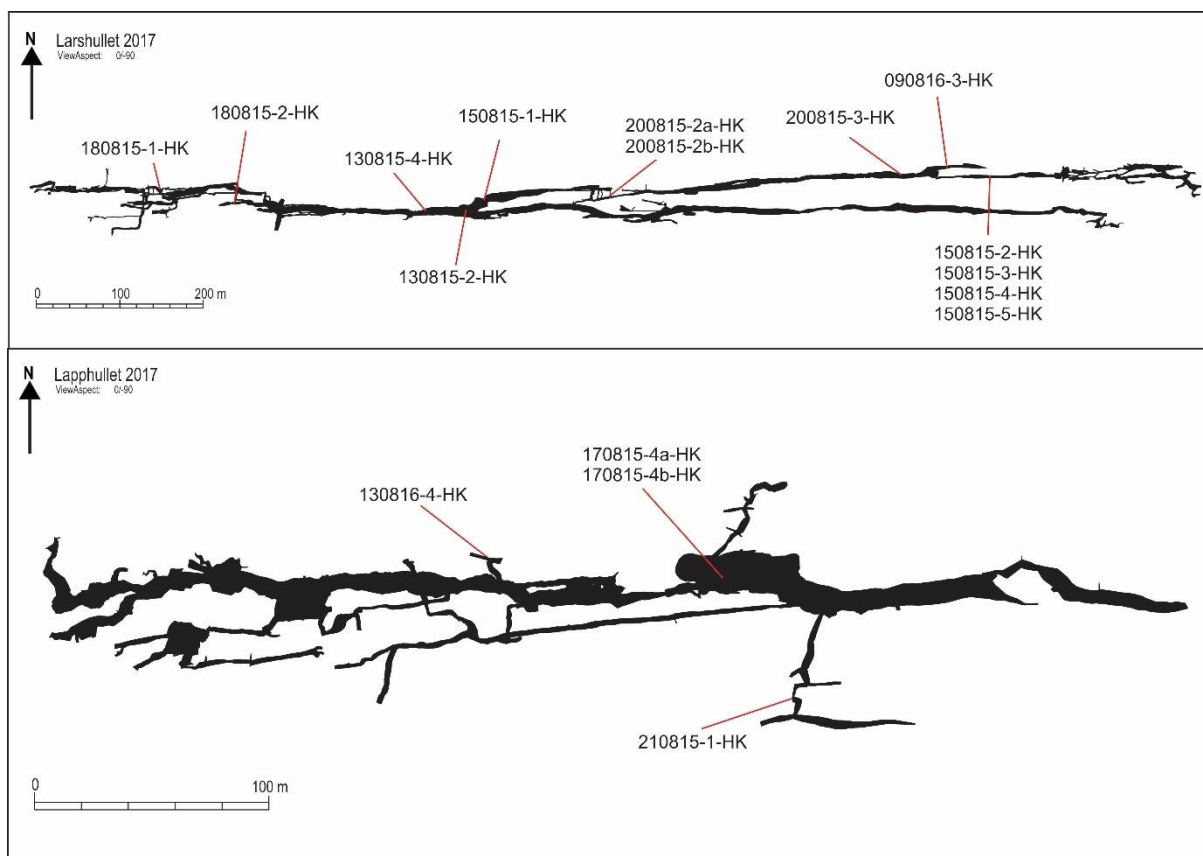
Figur 4. 23. Figuren oppe til venstre viser en stratigrafisk søyle av prøve 120816-5-HK, faciesinndeling og normalfordeling av kornstørrelser i de ulike lagene i sekvensen. Oppe til venstre er et tverrsnitt av passasjen som prøven er hentet fra, og figuren nede viser hvor i grotten prøven befinner seg i grotten med en forstørrelse av passasjen den ligger i.



Figur 4. 24. Kumulativ kornfordeling for de ulike lagene i prøve 120816-5-HK.

4.3 MINERALFOREKOMSTER OG ANALYSER

I dette avsnittet presenteres analyser av både allogene og autogene mineraler. Allogene mineraler er mineraler som dannes inne i grotten, mens autogene mineraler er mineraler som transporteres inn i grotten. Mineralene er identifisert ved sitt XRD-mønster, krystallform og sammensetning ved SEM. Mineralene som er identifisert og analysert er kalsitt, dolomitt, gips, jarositt, jernoksid, illitt og kvarts. Tabell 4.1 gir en oversikt over de ulike mineralene, og figur 4.25 viser hvor de ulike mineralene befinner seg i Larshullet (øverst) og Lapphullet (nederst). Vedlegg H inneholder alle analysene som er gjort i XRD, vedlegg J viser de kjemiske analysene fra SEM og vedlegg K viser bilder av de ulike kvartskornene og mineralene fra SEM.



Figur 4. 25. Oversikt over de ulike prøvene (både sedimentsekvenser, mineraler og leireprøver) i de to grottene Larshullet (øverst) og Lapphullet (nederst).

Tabell 4.1. Oversikt over mineralene som er dokumentert i grottene Larshullet og Lapphullet, i tillegg til hvilke prøver de er funnet i. Beliggenhet i grotten er vist i figur 4.25.

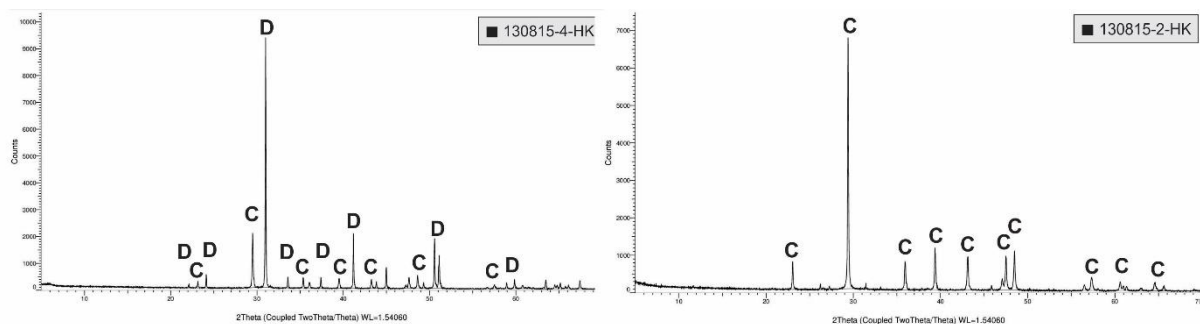
Mineral	Forekomst	Prøve	Grotte
Illitt (blåleire)	1x1m avsetning Leirgangen	180815-2a-HK	Larshullet
	Små avsetninger på kollapsblokkene i Splitten	150815-1-HK	
	1x2 m avsetning i Krystallgangen	090816-3-HK	
	0,5x1 m avsetning i sidepassasje ved GH 2.	130816-4-HK	Lapphullet
	Tynt lag langs bunnen i en freatisk sløyfe i Hammarnesgrotta	250915-1-HK	Hammarnesgrotta
Kalsitt	Hvitt pulver på gulv og i sprekk i tak	180815-1-HK	Larshullet
	Hvitt pulver på kantede blokker i Tunnelen	130815-4-HK	
	Hvitt pulver på kantede blokker ved Splitten	130815-2-HK	
	Månemelk langs gulv og vegger i Rodent Passage	210815-1-HK	Lapphullet
Gips	Brunrøde, fibrige krystaller som vokser direkte på bergoverflaten på en kantet blokk.	200815-2a-HK	Larshullet
	Gul, seig masse som vokser direkte på bergoverflaten på en kantet blokk.	200815-2b-HK	
	Hvite, kompakte krystaller som vokser direkte på bergoverflaten i taket på passasjen.	200815-3-HK	
	Hvite, fibrige krystaller som vokser direkte på bergoverflaten på veggen i passasjen.	150815-2-HK	
	Gule, fibrige krystaller som vokser direkte på bergoverflaten på veggen i passasjen.	150815-3-HK	
	Gul, seig masse som vokser direkte på bergoverflaten på en kantet blokk.	150815-4-HK	
	Store, grå krystaller som stikker opp fra tørkesprekker i leiren.	150815-5-HK	
	Hvite, kompakte krystaller som vokser direkte på bergoverflaten på en kollapsblokk.	170815-4b-HK	Lapphullet
Jarositt	Gul, seig masse som vokser direkte på bergoverflaten på en kantet blokk.	200815-2b-HK	Larshullet
	Gule, fibrige krystaller som vokser direkte på bergoverflaten på veggen i passasjen.	150815-3-HK	
	Gul, seig masse som vokser direkte på bergoverflaten på en kantet blokk.	150815-4-HK	
Jernoksid	Brunrøde, fibrige krystaller som vokser direkte på bergoverflaten på en kantet blokk.	200815-2a-HK	Larshullet
	Rødt belegg som dekker undersiden av en kollapsblokk.	170815-4a-HK	Lapphullet

4.3.1 Kalsitt, CaCO₃

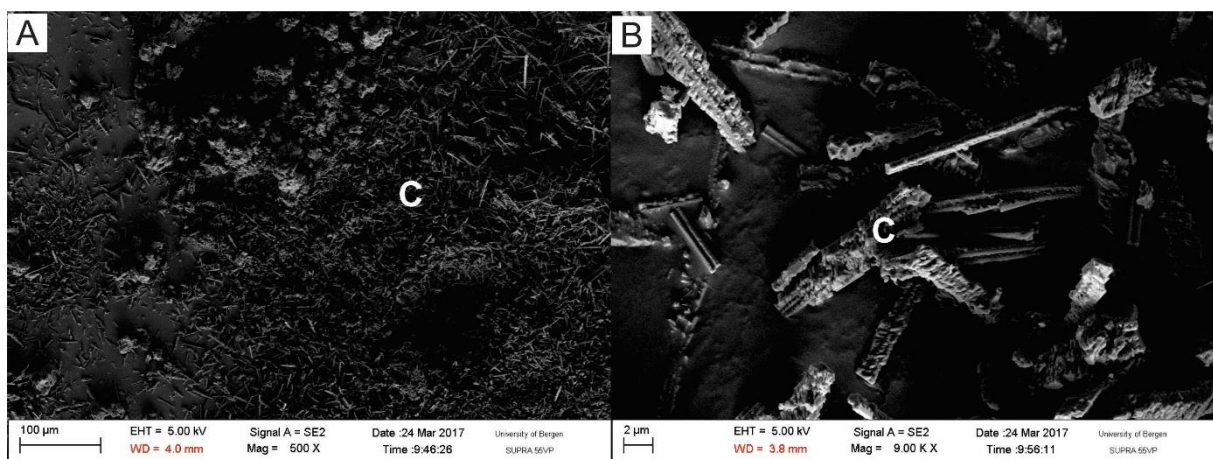
Sekundært avsatt kalsitt er et av de vanligste mineralene i grottesystemet og er identifisert ved sitt XRD-mønster og kjemisk analyse i SEM (figur 4.26 og vedlegg H og J). Kalsitt er dokumentert i både Larshullet og Lapphullet i totalt fire prøver (tabell 4.1, figur 4.26 og 4.27).

Prøve 180815-1-HK, 130815-4-HK og 130815-2-HK er fra Larshullet, den førstnevnte befinner seg i *Labyrinten* og de to andre befinner seg i *Tunnelen* (figur 4.25). Noen av prøvene forekommer som hvitt pulver på gulv og blokker (figur 4.28), mens andre forekommer i sprekker i taket.

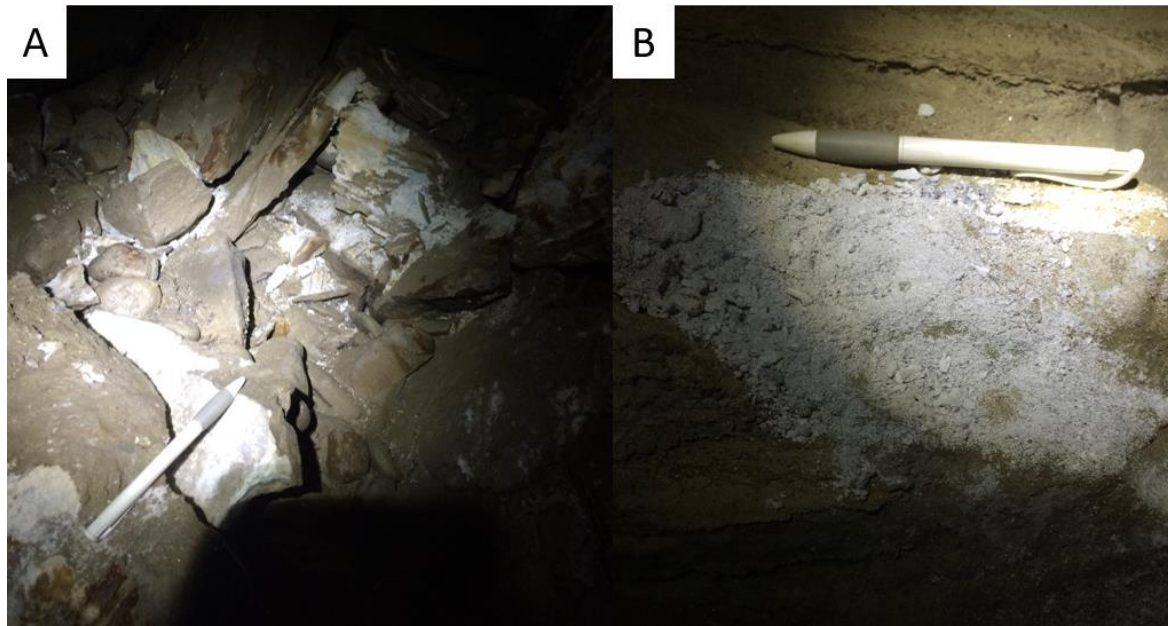
Prøve 210815-1-HK er hentet fra «*Rodent Passage*» i Lapphullet (figur 4.25). Prøven er identifisert som kalsittholdig månemelk gjennom XRD-mønsteret og kjemisk analyse fra SEM (figur 4.27, vedlegg H, J og K). Månemelken har en melkehvit farge og fremstår som en masse av mikroskopiske krystaller og vann. Månemelken dekker store deler av vegger og gulv i «*Rodent Passage*». Figur 4.27 viser bilder fra SEM av månemelken, og viser at kalsitten har en fibrig form på krystallene. Kjemisk analyse fra SEM (vedlegg J) viser av månemelken består av kalsitt (CaCO_3) og monohydrokalsitt ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$).



Figur 4. 26. XRD av kalsitt. Grafen til venstre viser prøve 130815-4-HK som inneholder både kalsitt og dolomitt, mens grafen til høyre viser prøve 130815-2-HK som kun inneholder kalsitt. D=dolomitt, C=kalsitt.



Figur 4. 27. Bilder fra SEM av prøve 210815-1-HK. Prøven er månemelk som består av kalsitt og monohydrokalsitt. C=kalsitt.



Figur 4. 28. Kalsittforekomster i Larshullet. A) Prøve 130815-4-HK som befinner seg i Tunnelen. B) Prøve 130815-2-HK som befinner seg ved Splitten (fotograf: Hege Kilhavn).

4.3.2 Gips, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

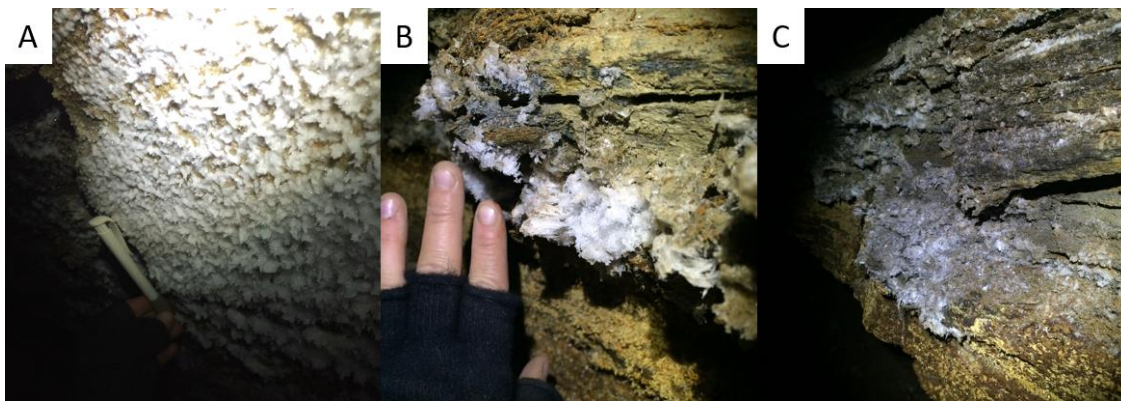
Gips er et av de mest utbredte mineralene i grottene i Reingardslia og det forekommer flere steder både i Larshullet og Lapphullet. Gips er identifisert ved hjelp av XRD-mønsteret, krystallform og kjemisk analyse i SEM (figur 4.30, vedlegg H og J). Gips er dokumentert i totalt åtte ulike prøver, der syv av dem er fra Larshullet, mens en er fra Lapphullet (tabell 4.1, figur 4.25, 4.30 og 4.31). Gips finnes både på gulv, vegger og tak i grottesystemet, og kan forekomme både som nålformede krystaller (opptil 2 cm lange) og som mer kompakte krystallmasser (figur 4.29). Gips i grottesystemet er ofte assosiert med både jarositt og jernoksid.

Gips er utbredt flere steder i Larshullet, men alle prøvene som er dokumentert ligger i *Nordgangen*. Noen av forekomstene er direkte utfelt på bergoverflaten på kollapsblokker. Disse kollapsblokkene består ofte av en blanding av marmor og glimmerskifer. Andre steder dekker gips store deler av vegger hvor mineralet vokser direkte på bergoverflaten. Veggene og taket består av marmor med vekselvis lag av glimmerskifer.

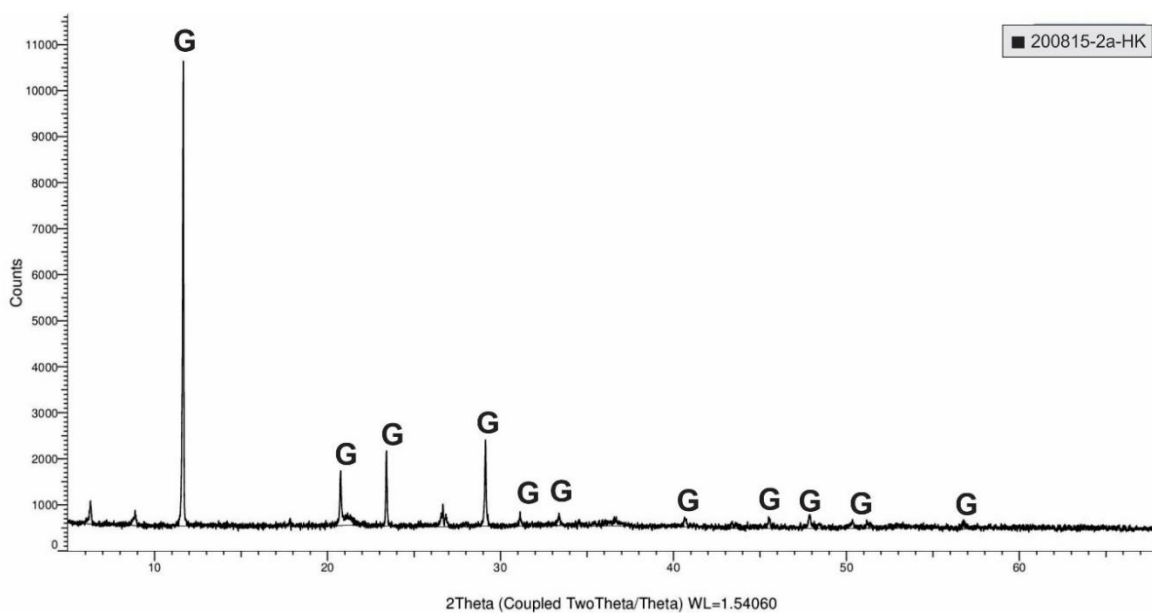
Gips finnes flere steder i Lapphullet, men er kun dokumentert i en prøve (tabell 4.1, figur 4.25 og vedlegg H). Denne prøven vokser direkte på bergoverflaten på en kollapsblokk som består

av marmor og glimmerskifer. Den befinner seg omtrent 300 meter fra *Hovedinngangen* i *Kollapsrommet* (figur 4.25).

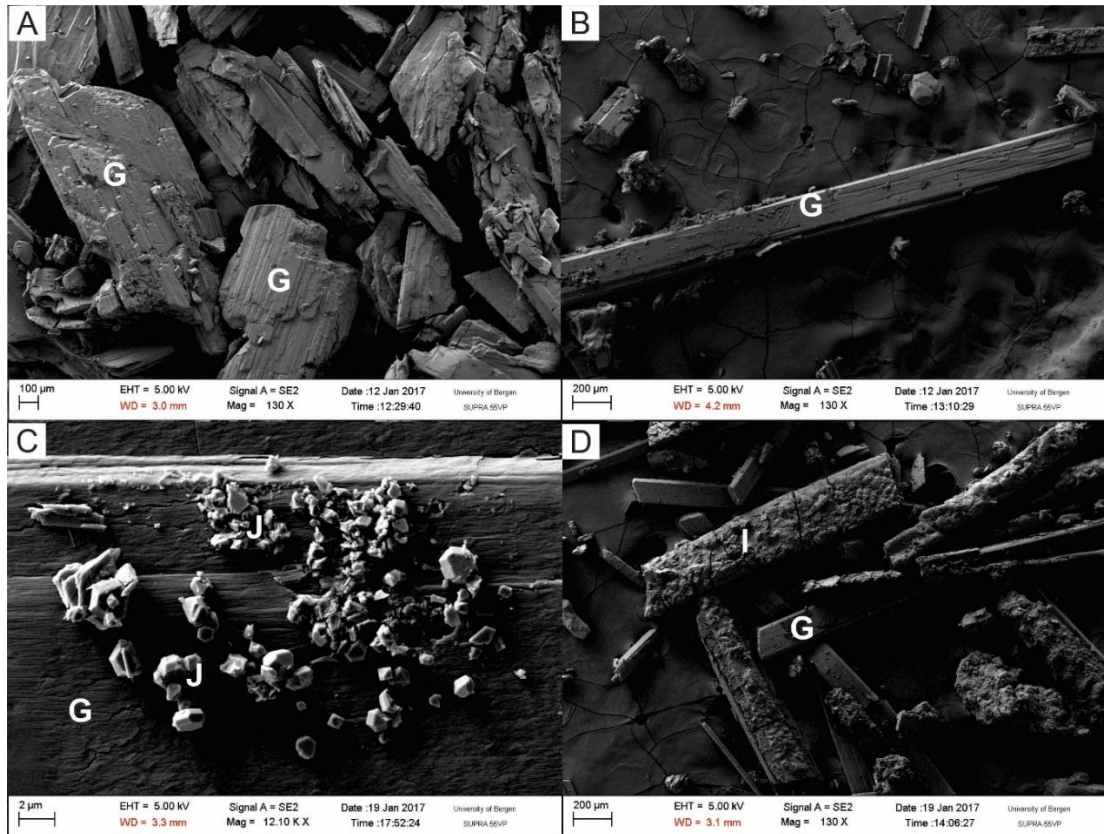
Bildene fra SEM viser krystallformen til gips (figur 4.31 A og B). Når gipskrystallene finnes sammen med andre mineraler (jarositt og jernoksid) kan det andre mineralet enkelt skilles fra gips ved kvantitative undersøkelser av krystallform i SEM (figur 4.31 C og D). Gips har den kjemiske formelen $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, og ut fra de kjemiske analysene som er gjort ved SEM (vedlegg J) ser man at det finnes gipskrystaller både med overskudd og med underskudd av oksygenatomer, i tillegg til at det ofte er et eller flere karbonatom tilstede. Overskudd av oksygenatomer kan indikerer hydratisering av vann.



Figur 4. 29. Gipsforekomster i Larshullet. A) Prøve 200815-3-HK fra Nordgangen. B og C) Prøve 150815-2-HK (hvit) og 150815-3-HK (gul) fra Krystallgangen. De hvite krystallene er gips, mens de gule krystallene er gips som er dekket av jarositt (fotograf: Hege Kilhavn).



Figur 4. 30. XRD av gips. Grafen er fra prøve 200815-2a-HK, som er en av flere prøver som er identifisert som gips. G=gips.

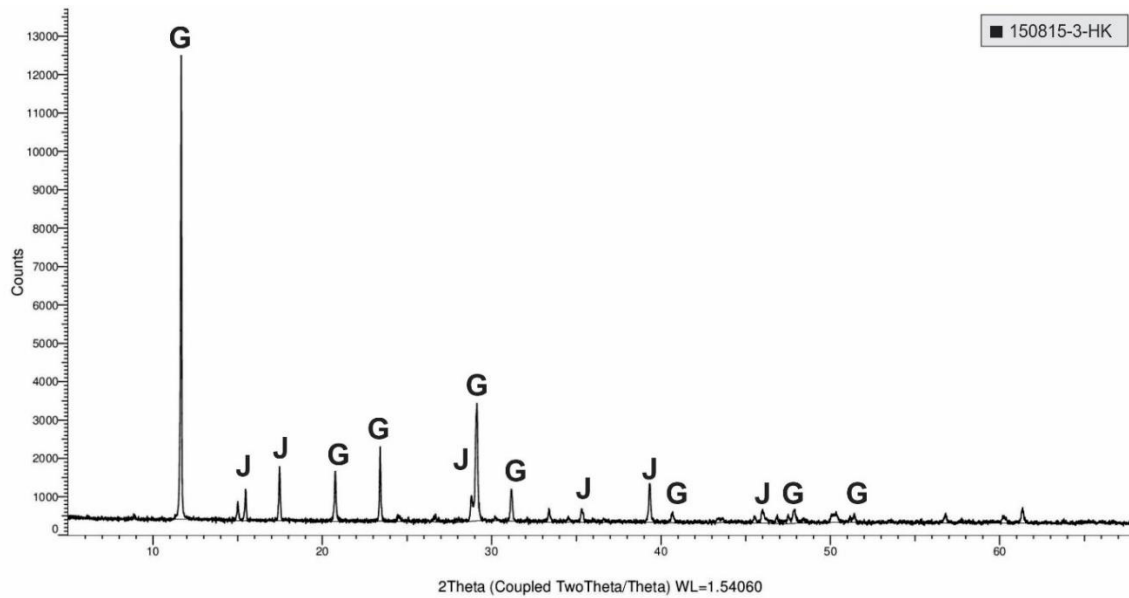


Figur 4. 31. Bilder fra SEM av ulike prøver med gips. A) og B) Prøve 150815-2-HK, består kun av gips, og krystallene er utfelt som nåler, C) Prøve 150815-3-HK, består av gips som er dekket av jarositt, og D) Prøve 200815-2a-HK, består av gips som er dekket av jernoksid. G=gips, J=jarositt, I=jernoksid.

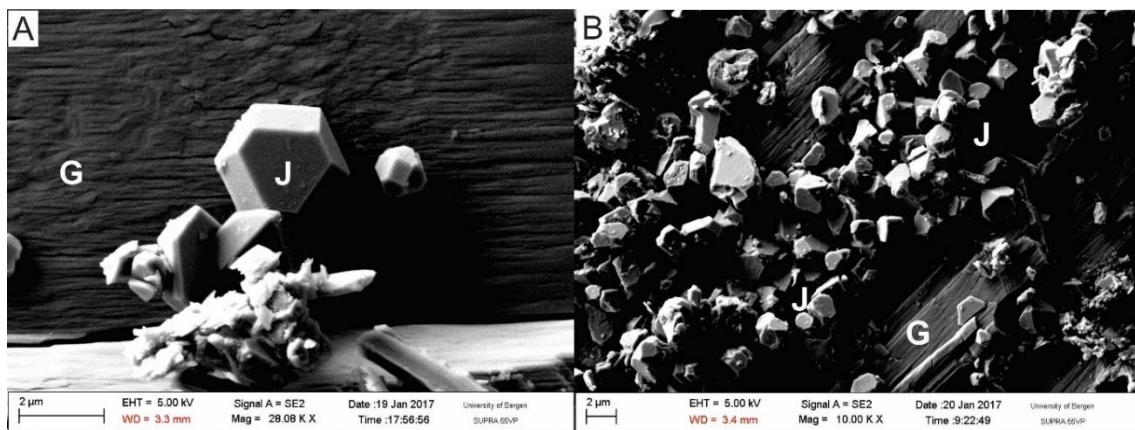
4.3.3 Jarositt, $(K,Na,H_3O)Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$

Jarositt har til nå bare blitt dokumentert i Larshullet. Her finnes jarositt flere steder og er dokumentert i tre prøver (tabell 4.1, figur 4.25). Jarositt er identifisert ved hjelp av XRD-mønstret, krystallform og kjemisk sammensetning ved SEM (figur 4.32, 4.33, vedlegg H og J). Jarositt er kun funnet sammen med gips, og forekommer både på tak, vegger og kollapsblokker på gulvet, hovedsakelig i *Nordgangen* i Larshullet. Mineralen forekommer som lyse, gul-oransje masser av ren jarositt blandet med gipskrystaller (figur 4.34 A og B). Jarositt gir de nålformede gipskrystallene en gul-oransje farge, og SEM viser at jarositt vokser på utsiden av gipskrystallene (figur 4.33). Jarositt har en trigonal-pyramidal form og symmetri.

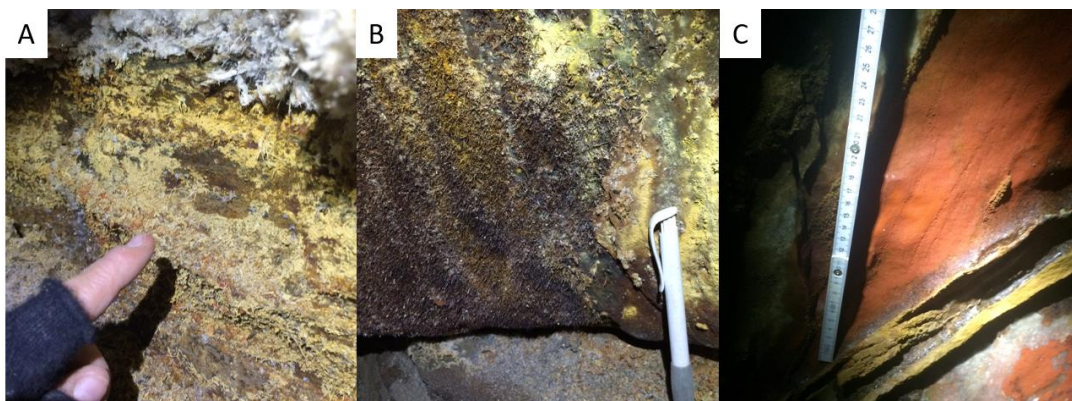
Kjemisk analyse av jarositt (vedlegg J) viser et overskudd av oksygenatomer. I jarositt kan H_3O^+ substituere for noen av alkalimetallene (Na og K), noe som kan forklare overskuddet av oksygenatomer. En annen forklaring kan være hydratisering av vann. Denne jarositten er funnet som et belegg på gipskrystaller, noe av vannet kan høre til her.



Figur 4. 32. XRD av gips og jarositt. Grafen viser prøve 150815-3-HK som består av både gips og jarositt. G=gips, J=jarositt.



Figur 4. 33. Bilder fra SEM av en prøve som består av gipskrystaller som er dekket av jarositt. Både A) og B) er fra prøve 150815-3-HK, der A) viser formen på jarosittkrystallene, mens B) viser hvordan det forekommer på gipskrystallene. G=gips, J=jarositt.

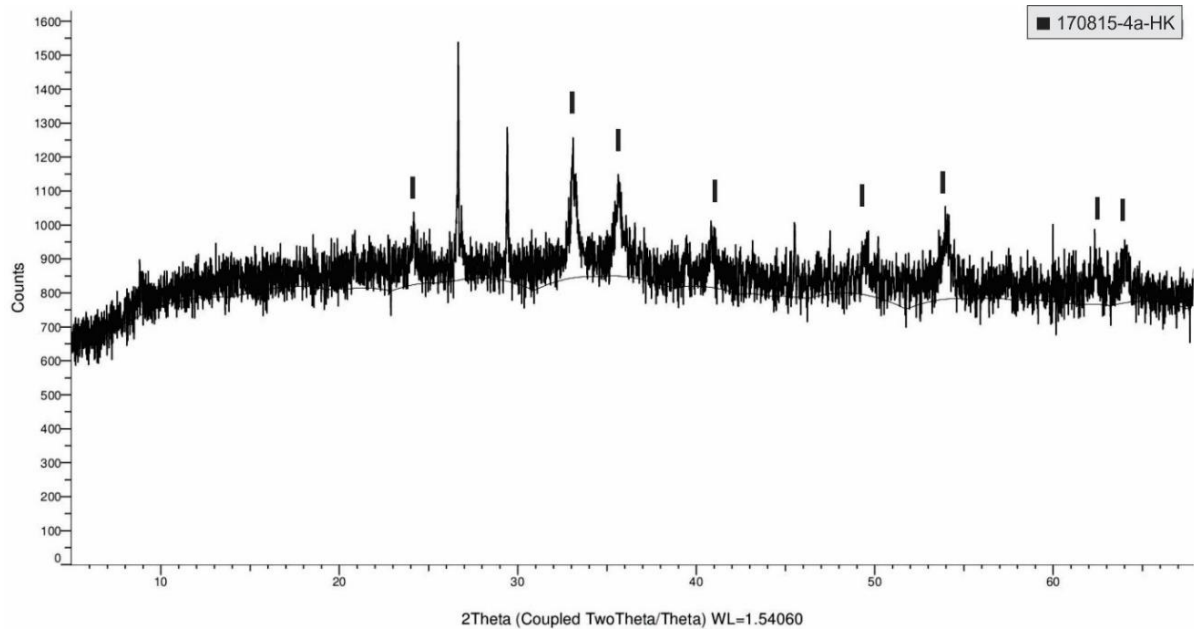


Figur 4. 34. Forekomster av jarositt og jernoksid. A) Gips og jarositt i prøve 150815-3-HK fra Krystallgangen, Larshullet. B) Gips dekket med jarositt (200815-2b-HK) og jernoksid (200815-2a-HK) fra Kjeden, Larshullet. C) Jernoksid i prøve 170815-4a-HK fra Kollapsrommet, Lapphullet (fotograf: Hege Kilhavn).

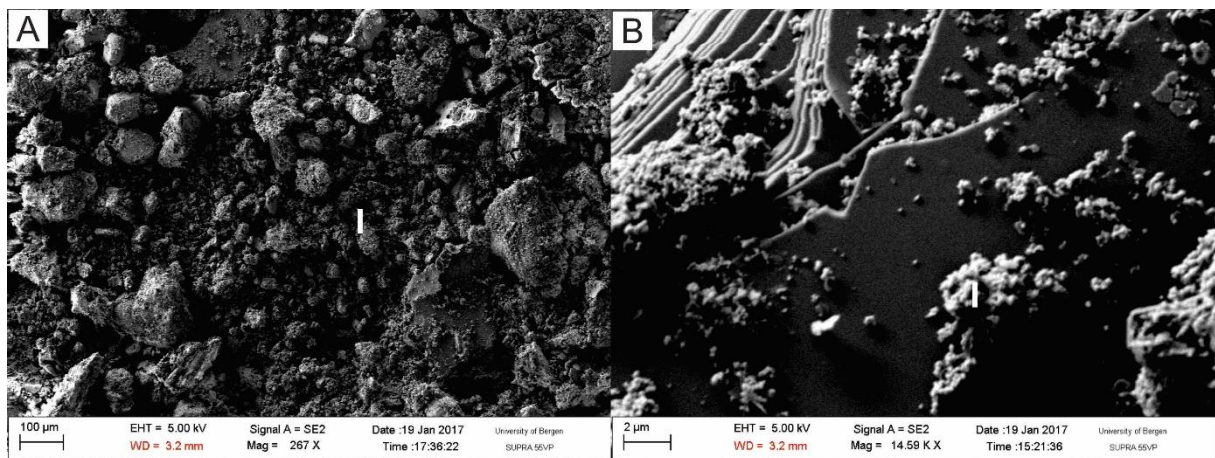
4.3.4 Jernoksid, $\text{Fe}_x\text{O}_y+n\text{H}_2\text{O}$

Jernoksid i grotter ($\text{Fe}_x\text{O}_y+n\text{H}_2\text{O}$) er ofte XRD amorfe, og derfor er det identifisert hovedsakelig ved kjemisk analyse ved SEM (figur 4.35 og 4.36, vedlegg J). Jernoksid er observert både i Larshullet og i Lapphullet på prøve 200815-2a-HK og 170815-4a-HK (tabell 4.1, figur 4.25). Prøven fra Larshullet er identifisert gjennom kjemisk analyse ved SEM og jernoksid forekommer i dette tilfelle i lag med gips på en kollapsblokk (figur 4.31D, 4.34B). Jernoksidet gir gipsnålene en mørk rød til brun farge. Prøven fra Lapphullet er også identifisert gjennom kjemisk analyse ved SEM, og forsøkt å identifisere ved XRD-mønster (figur 4.35 og 4.36). I prøven fra Lapphullet forekommer jernoksidet makroskopisk som et slags belegg på en kollapsblokk med en mørk rødbrun farge (figur 4.34C). Ved å analysere mineralet i SEM kan man se at jernoksidet ligger på utsiden av et mineral (muligens glimmerskifer eller kvarts).

Kjemisk analyse fra SEM gir flere ulike oksygen-jern forhold noe som gjør det vanskelig å identifisere hvilken type jernoksid det er i prøven. Når jernoksid forekommer sammen med gips (200815-2a-HK, vedlegg J) er oftest oksygen-jern forholdet 3:1 eller 4:1, og i noen tilfeller mye høyere (10:1, 9:1 og 7:1). Det er noe aluminium tilstede i de fleste prøvene, men ettersom det er så lite vil det ikke kunne indikere om jernatomet er treverdig eller toverdig. I prøve 170815-4a-Hk forekommer jern som et rødt belegg på toppen av en kollapsblokk. De kjemiske analysene fra SEM gir et oksygen-jern forhold på 5:1 og 4:1, i tillegg til en liten del aluminium og andre stoffer.



Figur 4. 35. XRD av jernoksid. Grafen viser prøve 170815-4a-HK som består av et amorft mineral (muligens glimmerskifer eller kvarts) med jernoksid som dekker den.



Figur 4. 36. Bilder fra SEM av jernoksid. Både A) og B) er fra prøve 170815-4a-HK, som er det røde belegget funnet i Lapphullet.

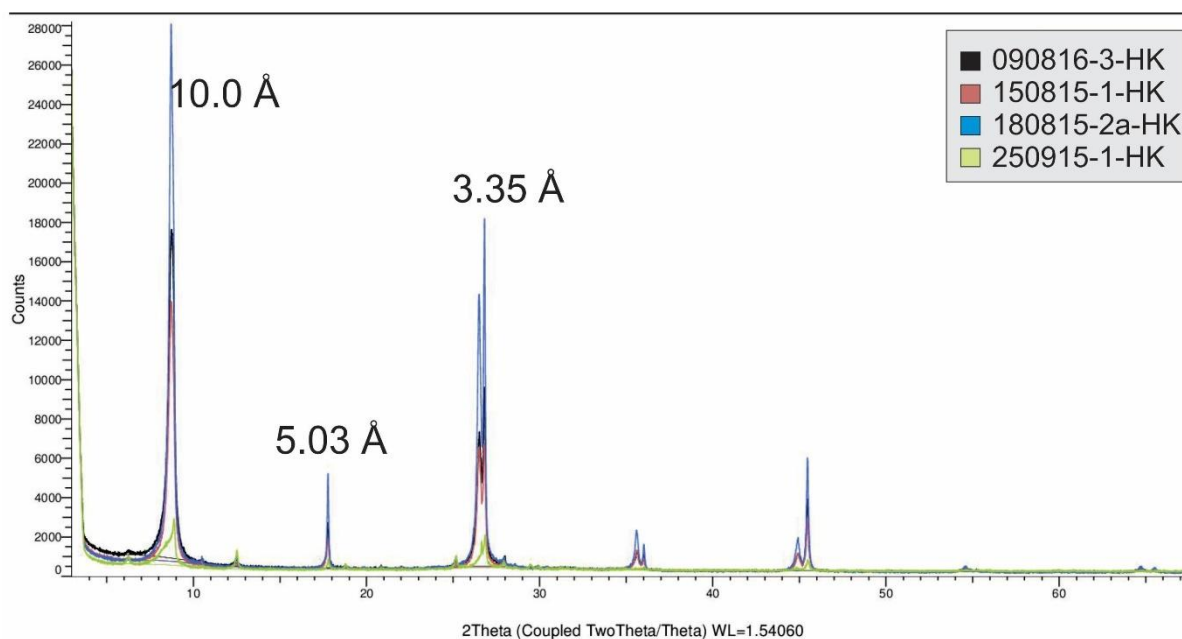
4.3.5 Silikater

4.3.5.1 Illitt, $(K,H_2O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}((OH)_2,H_2O)$

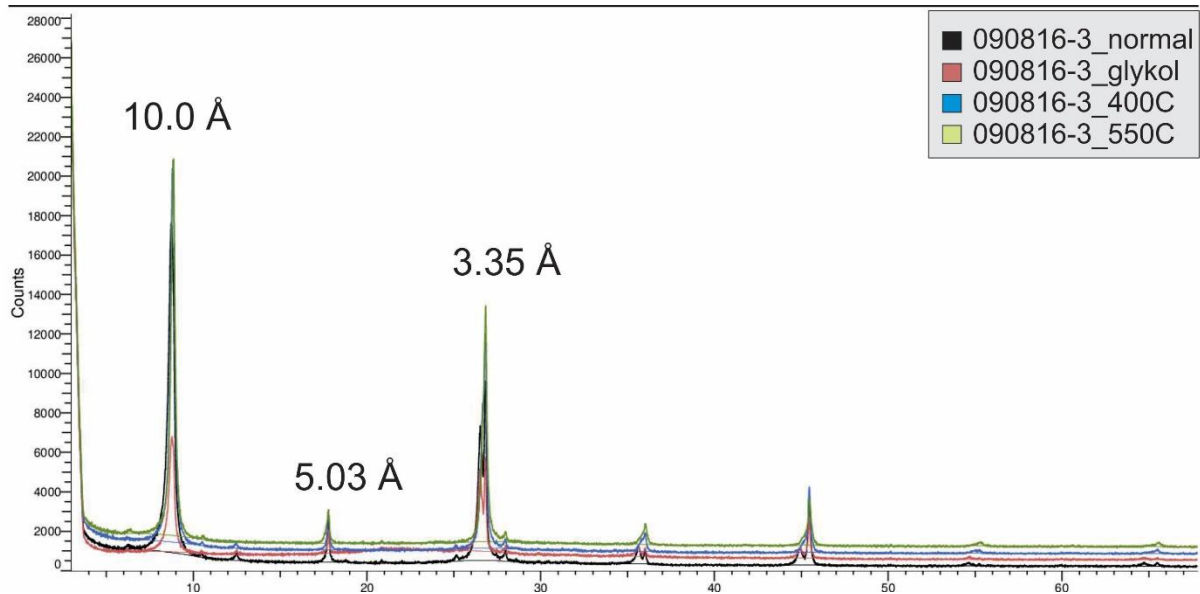
Det finnes flere ulike typer leiravsetninger utbredt både i Larshullet og Lapphullet. I Larshullet er vegger, gulv og tak dekket av et tynt lag med leire, dette finnes fra starten på *Tunnelen* og nedover (øst) i grotten til enden i *Nordgangen* og i *Sørgangen*. Denne

forekomsten tilhører flomleire-facies (Fl). I de nedre delene av *Nordgangen* finnes en annen type leiravsetning, her ligger det et 5-10 cm tykt lag av leire som ligger på toppen sedimentene og blokkene. Denne avsetningen har noen steder laminering og er ofte oppsprukket i tørkesprekker på toppen. Den siste typen er den såkalte blåleiren. Dette er en leiravsetning som har en blå, nesten metallisk farge. Blåleiren er analysert for identifisering gjennom XRD (vedlegg H og I) og kjemisk analyse ved SEM (vedlegg J og K). Blåleiren er identifisert ved å følge Poppe et al. (2000) sin prosedyre for behandling og identifisering av leiremineral ved XRD. Prosedyren viser at mineralet består av illitt (figur 4.37, 4.38 og 4.39), og er dokumentert i fire ulike prøver (tabell 4.1). Tre av leirprøvene er fra Larshullet, der 090816-3-HK er fra *Krystallgangen*, 150815-1-HK er fra *Splitten* og 180815-2a-HK er fra *Leirgangen* (figur 4.25). Prøve 250915-1-HK er samlet inn fra en annen grotte i området, Hammarnesgrotta. Alle prøvene er funnet i nærheten av enten en sprekk eller en kollaps. Avsetningene forekommer som store og små oppsamlinger, ofte avsatt på toppen av andre sedimenter eller direkte på marmoren. XRD-analysen i figur 3.37 og 3.38 viser at leirmineralet har topper ved 10.0 Å, 5.03 Å og 3.35 Å.

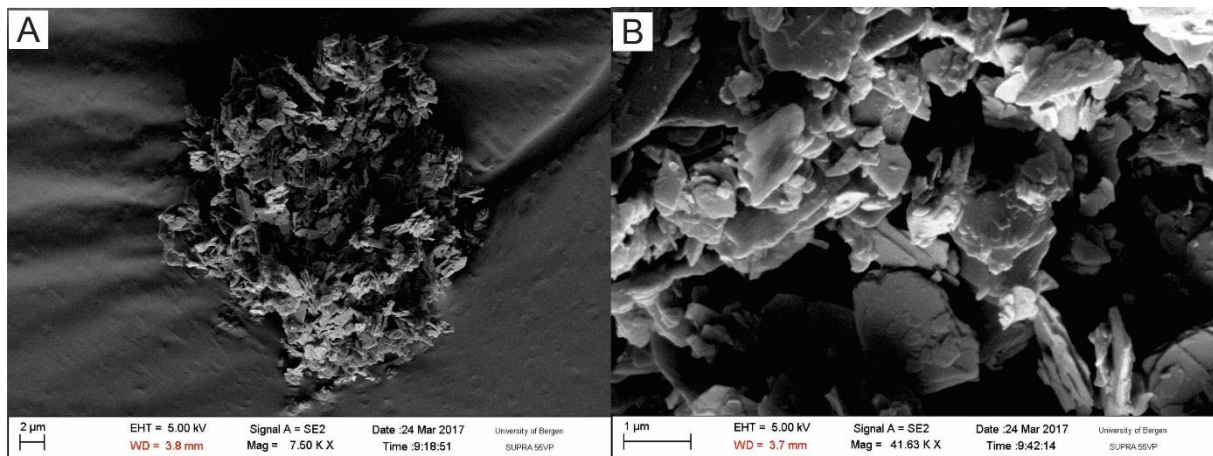
Bilder fra SEM viser den flate plate-aktige formen partiklene i leiremineralet har (figur 3.39). Kjemisk analyse fra SEM (vedlegg J) viser at leiremineralet inneholder blant annet kalium, magnesium, aluminium, silisium og jern.



Figur 4. 37. XRD av fire ulike prøver som består av blåleire. Grafene viser at de ulike prøvene treffer de samme toppene.



Figur 4. 38. XRD av blåleire, fra prøve 090816-3-HK. De ulike grafene representerer ulike behandlinger (uten behandling, glykolytten behandling, varmebehandling ved 400 ° og 550 °C), og er forskjøvet med hensyn på y-aksen for å kunne skille dem fra hverandre. Grafen viser ingen forskyvning og blåleiren er da identifisert som illitt.



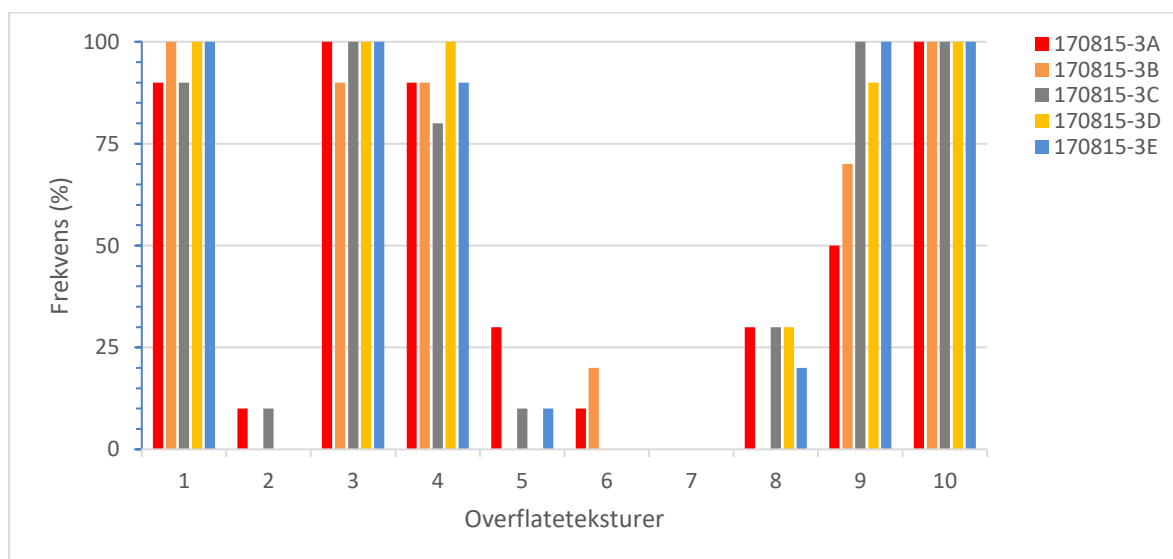
Figur 4. 39. Bilder fra SEM av blåleire bestående av mineralet illitt.

4.3.5.2 Kvarts

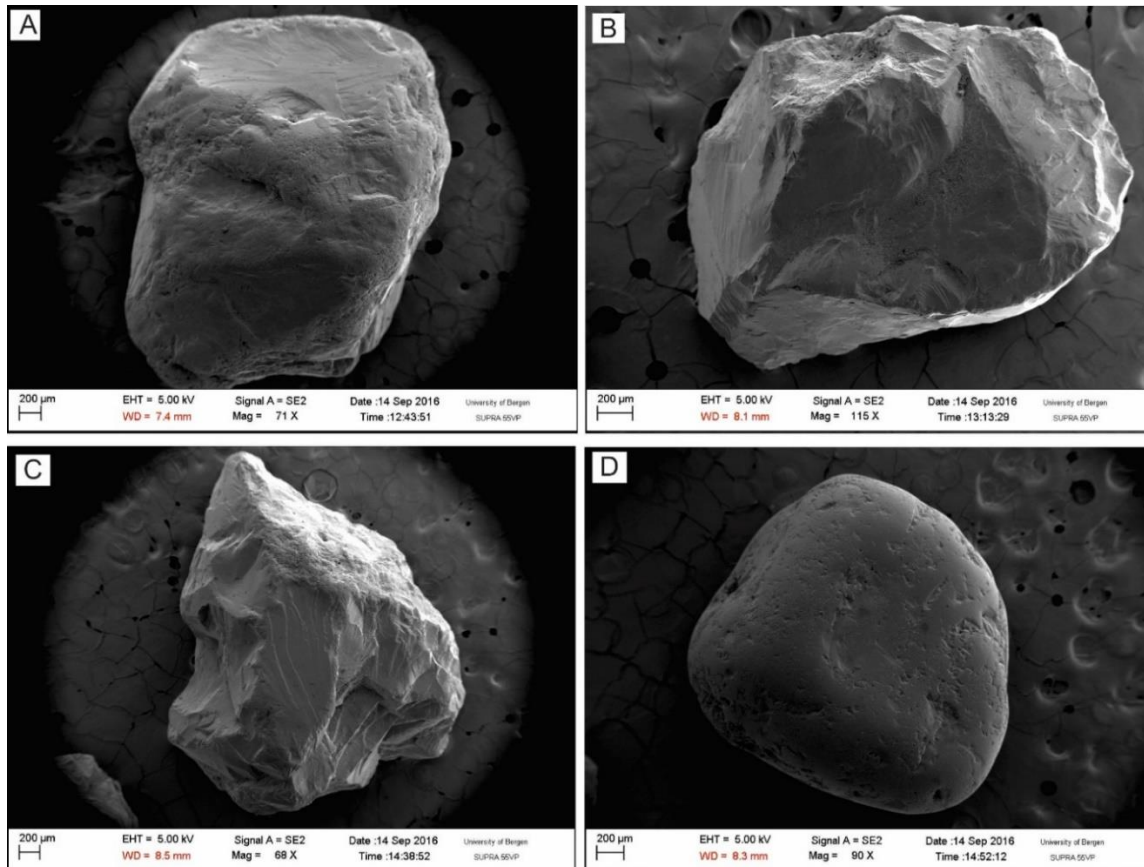
Kvarts er et allogent mineral som har blitt transportert inn i grotten. Overflateteksturer på kvartskorn kan si noe om miljøet kornet har blitt transportert og bevart i. Det er gjennomført kvantitative analyser av overflateteksturene på ti kvartskorn fra hver av de ulike lagene i sedimentsekvens 170815-3-HK (tabell 2.2, figur 4.40 og vedlegg K). Kornene analyseres med fokus på hvorvidt de er mekanisk eller kjemisk påvirket. Mekanisk påvirkning vil i grottene

kunne være ulike typer glasiale og fluviale teksturer, mens kjemisk påvirkning vil vises som for eksempel etsing eller utfelling av mineraler på selve kvartskornet (figur 4.41). Statistikken (figur 4.40) viser antall korn (%) som inneholder ulike teksturer i prøvene. Tabell 2.2 (kap.2) viser noen av de vanlige teksturene brukt i analyse av overflateteksturer på kvartskorn.

I alle lagene, A-E, er det de mekaniske teksturene som dominerer og de er dannet ved glasiale eller glasifluviale prosesser (figur 4.40). De fleste kornene er kantet til kanrundet, kun to korn i lag A og C er rundet. Kornene domineres av konkoidale brudd (3), flate bruddflater (4), utfelling av silika (9) og adherende partikler (10). Det finnes ulike typer av utfelling av silika, enten er utfellingen sirkulær og flat, firkantet, eller har den form som sløyfer/blomster (vedlegg K). En del av de adherende partiklene er løstsittende leirpartikler. Figur 4.41 viser fire kvartskorn fra prøve 170815-3A-HK. Kvartskornenes form varierer fra å være kantet til rundet og de har flere ulike teksturer på overflaten. Blant annet kan man se at den vanligste tekturen (i kornene som er analysert) er konkoidale brudd (i form av rette og bueformede trappetrinn) og det er vanlig med skarpe hjørner og flate bruddflater. Selv ved behandling med hydrokloridsyre er fremdeles en stor del av kornet dekket av adherende partikler.



Figur 4. 40. Fordelingen av kvartskorn som har ulike teksturer i prøve 170815-3A-E. Det ble analysert ti korn i hver prøve. Nummeringen av overflateteksturene korresponderer med de som er listet opp i tabell 4.2.



Figur 4. 41. Fire ulike kvartskorn fra prøve 170815-3A-HK. A) Kornet er kantrundet og har teksturer som konkoidale brudd, flate bruddflater og oppløsningshull. B) Kantrundet korn som domineres av konkoidale brudd. I tillegg ligger det adherende partikler på overflaten. C) Kantet korn som domineres av konkoidale brudd. D) Kantrundet-rundet korn. Her er det mye oppløsningshull og v-former.

5 DISKUSJON

5.1 INTRODUKSJON

I første del av dette kapitlet diskuteres avsetningsmiljø for de ulike facies som er analysert i grottesystemet. Det er fokusert på de finkornede sedimentene og diskusjonen konsentreres dermed rundt disse. Videre diskuteres de ulike typene utfellingsenhetene (mineralene) med hensyn på dannelsesmekanismer. Det vil forsøkes å gjøre en intern korrelasjon basert på kornstørrelser og beliggenhet for sekvensene i forhold til hverandre. Grottene i Reingardslia befinner seg på den vestlige siden av Røvassdalen, og på den østlige siden ligger Grønli- og Setergrotta. Siden de to grottesystemene er lokalisert i samme dal er det forventet å finne mye av de samme avsetningene i systemene. Det skal forsøkes å korrelere avsetningene i de to grottesystemene med hverandre. Tilslutt diskuteres ulike eksterne miljø i sammenheng med avsetningene som finnes inne i grottesystemet.

5.2 SEDIMENTFOREKOMSTER

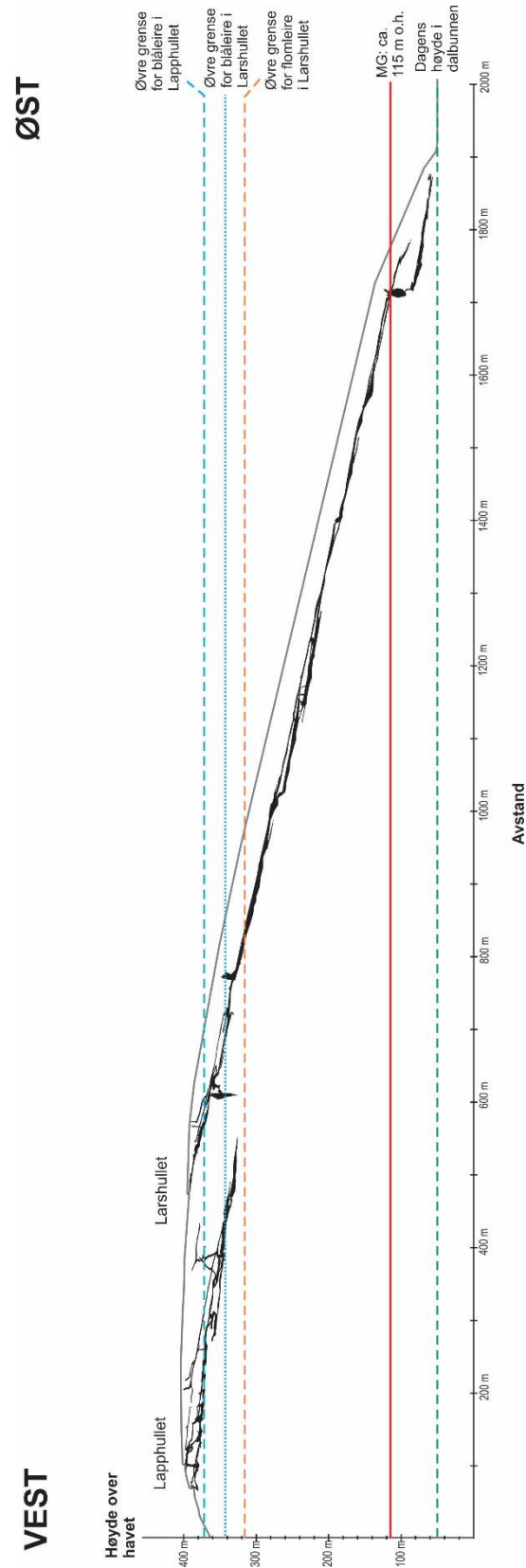
5.2.1 Silt- og leirfacies (Fll, Fm og Fl)

Silt- og leirfacies er en gruppe sedimenter som avsettes under stillestående hydrauliske forhold, det inkluderer de forskjellige typene finmateriale som er avsatt i grottene ($d < 63 \mu\text{m}$). De ulike undergruppene er flomleire-facies (Fll) og finsediment-facies (Fm/Fl). Stagnerende miljø kan forekomme i enkelte deler av et grottesystem ved lokal oppdemming eller under perioder med regionalt høyere grunnvannsspeil (også kalt piezometrisk overflate). I et grottesystem er det tre eksterne faktorer (terskler) som kan kontrollere nivået på grunnvannsspeilet:

- 1) **Berggrunn**
- 2) **Havnivå**
- 3) **Brekontakt**

Flomleire-facies (Fll) er et tynt lag av silt og leire som opptrer mer eller mindre kontinuerlig på gulv, vegger og tak i passasjene. Dette er registrert i store deler av Larshullet og når nesten helt opp til *Storkirken* (markert med oransje, stiplet linje i figur 5.1). Leiren er ikke observert i Lapphullet. Det kan forklares ved at enten har finmateriale blitt vasket ut fra passasjene eller har grunnvannsspeilet ikke stått høyt nok til at det har vært stagnerende forhold i grotten. Den første forklaringen er analog med Hestangen (2005) sin beskrivelse av hvorfor det ikke finnes sedimenter på gulvoverflatene i Grønli- og Setergrotta. Siden flomleire-facies finnes på alle overflater i passasjene i de nedre delene av Larshullet og ikke bare på gulvoverflaten, er det mer sannsynlig at Lapphullet mangler denne avsetningen fordi grunnvannsspeilet ikke stod høyt nok til å fylle opp grotten med stillestående vann. I figur 5.1 viser grensen for høyest observert flomleire (fra Larshullet) at hele Lapphullet befinner seg over denne grensen. Dette støtter opp om den siste forklaringen.

Flomleire-facies avsettes under stillestående hydrauliske forhold og dette kan skje ved lokale oppdemminger der finkornede sedimenter og/eller grovere materiale blokkerer en passasje. En slik situasjon er utelukket som avsetningsmekanisme for flomleire-facies i grottesystemet fordi utløpet i bunnen av Larshullet er veldig smalt. Ved en slik oppdemming er det forventet at utløpet ville ha vært mye større ettersom vannet må ha drenert ut her i ettertid. I tillegg har de nedre delene av Larshullet, *Corbels Nordgang*, stillestående og saktestrømmede vann i seg under dagens forhold. Det betyr at utløpet fortsatt må være smalt slik at vannet blir værende i grotten. Flomleire-facies må derfor være avsatt i en periode der det regionale grunnvannsspeilet stod høyere. Det er, som nevnt, tre eksterne faktorer som kontrollerer nivået på erosjonsbasis. Den førstnevnte, terskel i fast fjell, indikerer at flomleiren ble avsatt før dalen ble utviklet. Det er ikke funnet noen indikasjoner på at grottene er så gamle at de var fullt utviklet og at flomleiren ble avsatt før de glasiale prosessene utviklet Røvassdalen, og denne forklaringen forkastes. Figur 5.1 viser at marin grense i området er estimert til å være 115 m o.h. (NGU, 2017) og den øvre grensen for flomleiren ligger på ca. 320 m o.h. Hvis et høyere havnivå er grunnen til heving av det regionale grunnvannsspeilet, vil den estimerte marine grensen for området ha en feil på ca. 200 meter. Det regnes for å være lite sannsynlig. Det er også lite sannsynlig at eventuelt tidligere marine grenser har vært opp mot 320 m o.h.



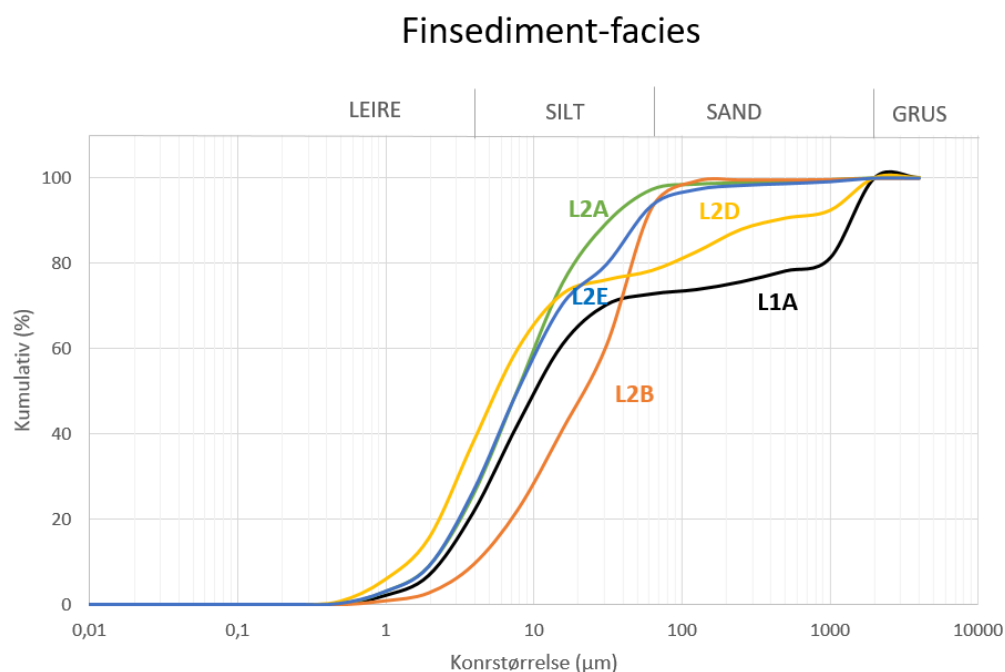
Figur 5. 1. Lengdesnitt av Lapphullet og Larshullet i terrenget. Dalbunnen ligger på ca. 50 m o.h. (grønn, stiplet linje) og marin grense er estimert til ca. 115 m o.h. (rød heltrukket linje). Øvre grense for flomleire i Larshullet ligger på ca. 320 m o.h. (oransje, stiplet linje), øvre grense for blåleire i Larshullet ligger på ca. 340 m o.h. (blå, prikket linje) og øvre grense for blåleire i Lapphullet ligger på ca. 370 m o.h. (blå, stiplet linje).

På bakgrunn av dette er flomleire-facies tolket til å være avsatt under et bredemt grunnvannsspeil, som må ha funnet sted da isen hadde utbredelse i Røvassdalen. Flomleiren har blitt transportert inn i grottesystemet ved sakte strøm. Det kan skje enten, ved at vannet strømmer inn ved de kjente innløpene, *Hovedinngang* og *Dagåpning* i de øvre deler av grotten. Eller har vannet strømmet inn fra utløpet og opp i grotten (terrengreversal strøm), og/eller direkte fra bresålen gjennom smale sprekker i berggrunnen. Den siste forklaringen støttes opp av forklaringen til Bull (1981) om avsetningsmekanismer for finkornede sediment i grottesystemet Agen Allwedd i sør-Wales. Forklaringen inkluderer at vannet må ha et høyt innhold av finmateriale og at det må være avsatt under epifreatiske/freatiske forhold. Det er ingen indikasjon, hverken i form av struktur i sedimentene eller strømskåler på veggene som sier at vannet har strømmet oppover i Larshullet. Dermed er flomleire-facies tolket til å ha blitt transportert inn i grotten ved de kjente innløpene som befinner seg ca. 400 m o.h. og/eller fra bresålen gjennom sprekker i berggrunnen.

Det finnes enkelte silt- og leiravsetninger som ligger over den stiplede, oransje linjen i figur 5.1. De dekker hovedsakelig gulv, og er ikke alltid kontinuerlig utbredt. Det er blant annet funnet i passasjene sør for *Sjakt 1* i Larshullet (vedlegg A) og i «*Drainpipe*» i Lapphullet (vedlegg C). Begge disse avsetningene har restriktiv utbredelse og er tolket til være avsatt under lokale oppdemninger i de enkelte passasjene. Både passasjene i Larshullet og Lapphullet som har denne forekomsten er smale freatiske rør som raskt kan bli blokkert av ulike typer materiale. Silt- og leiravsetningene i *Gjelet* i Lapphullet (vedlegg C) skyldes mest sannsynlig lokale variasjoner i grunnvannsspeilet. *Gjelet* ender i en vannlås, og i løpet av de to feltsesongene kunne man se at vannstanden varierte.

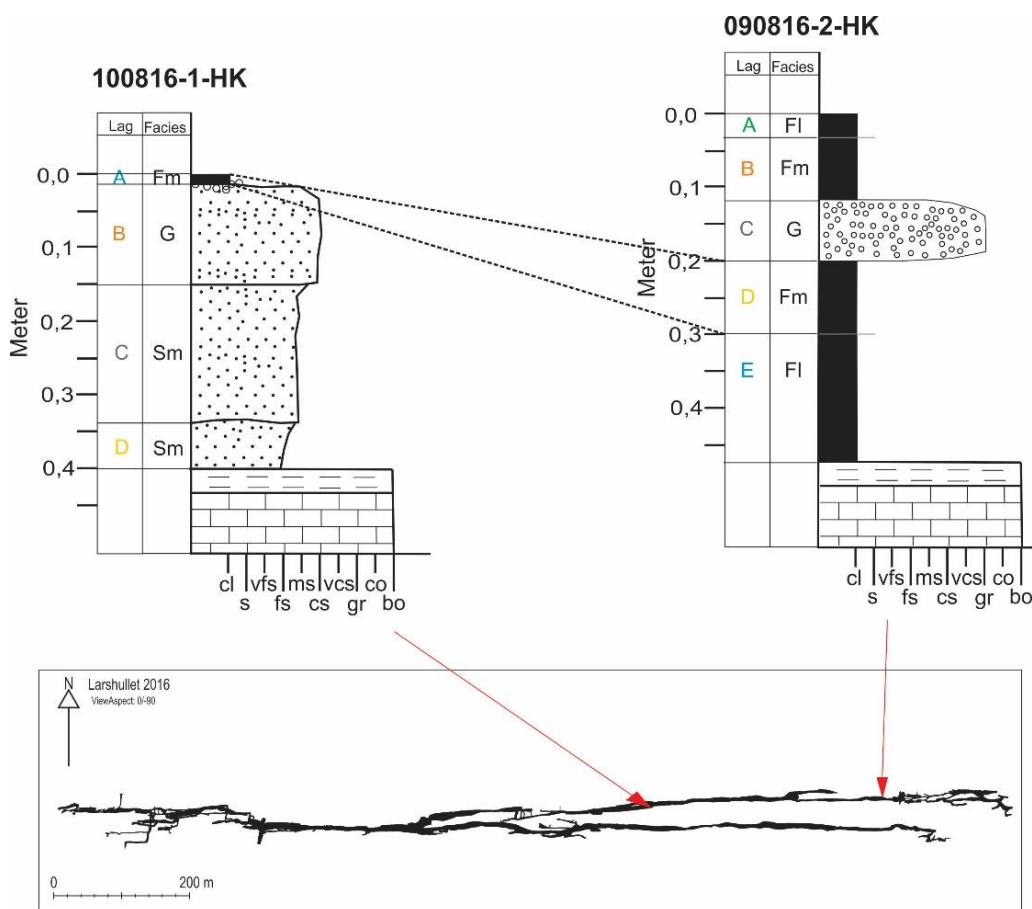
Massive og laminerte finsediment-facies (Fm/FI) forekommer som tydelige lag i de to sekvensene i *Nordgangen* i Larshullet (figur 5.3). I tillegg forekommer det som et topplag (maks. 5 cm) på toppen av sandavsetninger og blokker flere steder i den samme passasjen. De ligger under den øvre grensen for flomleire-facies (figur 5.1). Finsediment-facies er tolket til å være avsatt under stillestående hydrauliske forhold da det regionale grunnvannsspeilet stod høyere som en følge av bredemning. Dette er analogt med forklaringen for flomleiren, men det har ikke nødvendigvis skjedd i samme periode. Den høyesteliggende sekvensen, 100816-

1-HK (figur 5.3), har kun et lag med finsediment-facies som ligger på toppen. Den neste sekvensen, 090816-2-HK (figur 5.3), har fire lag som tilhører finsediment-facies. De fire silt- og leirlagene skilles fra hverandre basert på laminering. Kornfordelingen er basert på en analyse av en tilfeldig prøvetatt del av laget. Figur 5.2 viser kumulativ kornfordeling av de ulike lagene, og kurvene viser at lag A fra sekvens 100816-1-HK korrelerer med lag D fra sekvens 090816-2-HK. Dette er gjeldene hvis man antar at materialet som er analysert er representativt for hele laget. De er på bakgrunn av dette tolket til å være avsatt i samme periode. Lag A fra sekvens 090816-2-HK er avsatt på toppen av en grusavsetning, og er derfor tolket til å være avsatt i en senere periode relativt i forhold de andre silt- og leiravsetningene. Det betyr at det har vært (minst) to episoder med stagnerende forhold i Larshullet. Det er to forklaringer på hvorfor det øverste silt- og leirlaget kun finnes i sekvens 090816-2-HK. Enten stod ikke det regionale grunnvannsspeilet høyt nok til at det ble avsatt silt og leire eller har silt- og leirmateriale blitt vasket bort i den høyesteliggende sekvensen. Hvis materiale har blitt vasket bort i senere tid er det å forvente at finmateriale i sekvens 090816-2-HK også skulle være vasket bort, og denne forklaring anses som mindre sannsynlig. Det antas derfor at silt og leire kun ble avsatt i den lavesteliggende sekvensen fordi grunnvannsspeilet ikke stod høyt nok i denne perioden.



Figur 5. 2. Kumulativ kornfordeling av prøvene som tilhører finsediment-facies. L1 = sekvens 100816-1-HK, L2 = sekvens 090816-2-HK.

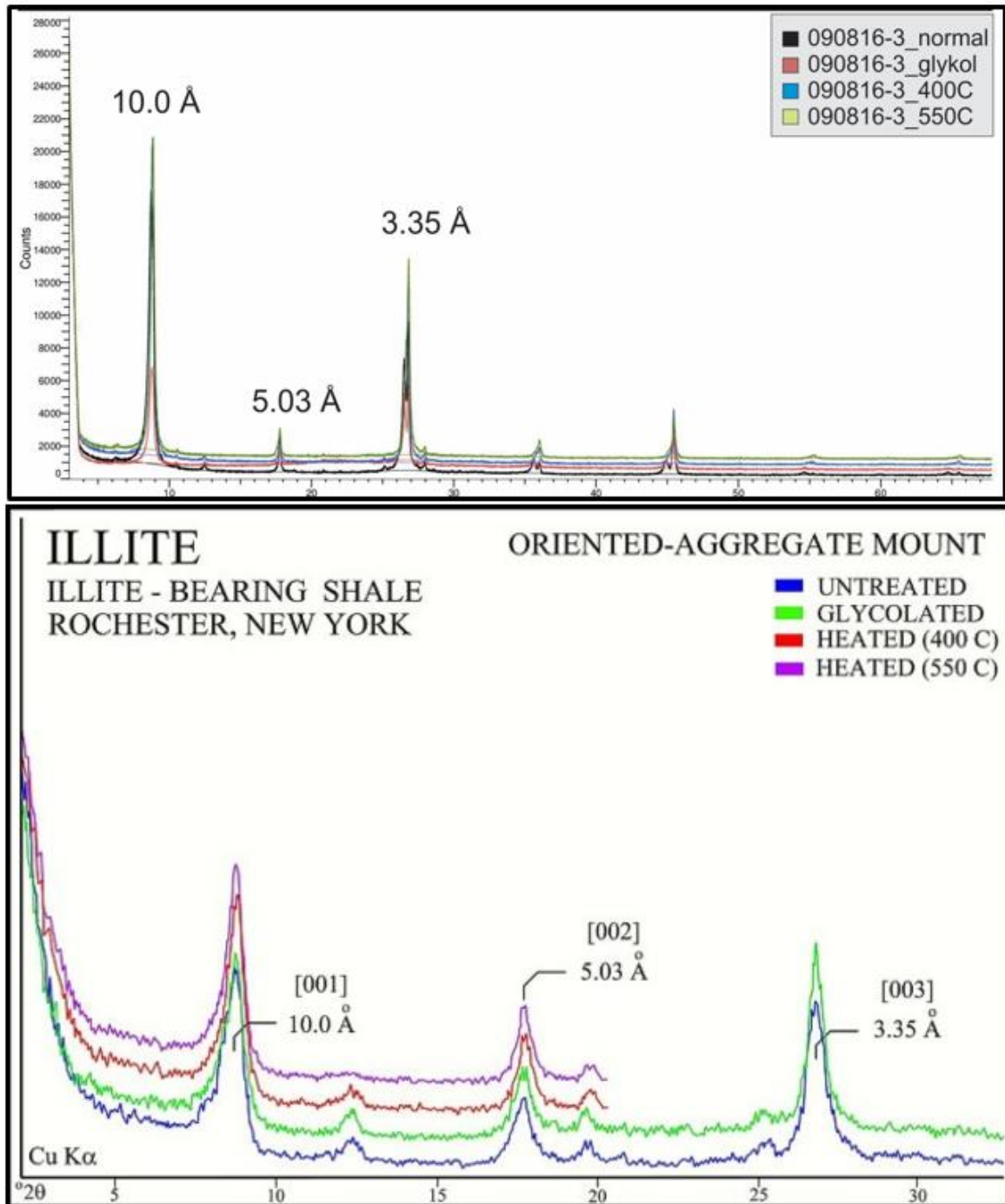
Laminerte silt- og leiravsetninger er tolket til å være avsatt ved iskontakt i en glacial periode. Denne tolkningen kan sammenlignes med Larsen et al. (1987) og Valen et al. (1996) sine studier i Skjonghelleren og Hamsundhelleren. De fant tre sekvenser med laminert leiravsetning som indikerte at grotten har gjennomgått tre glasieringer. Begge grottene er havbrenningshuler og ikke karstgrotter. Det betyr at de er uten interne strømningsruter og mangler potensiale for lokale blokkeringer. På bakgrunn av dette kan de to silt- og leiravsetningene, som er adskilt av et gruslag, tolkes til å være avsatt under enten to glasieringer, to stadialer eller ved varierende strømningsforhold under samme deglasiasjon.



Figur 5. 3. Korrelasjon mellom to sekvenser i Larshullet. Sekvensen til venstre (100816-1-HK) inneholder et lag (topplag) med silt og leire og sekvensen til høyre (090816-2-HK) inneholder to enheter (delt inn i ulike lag basert på laminering) med silt og leire. Firkanten nederst viser hvor i grotten sekvensene er avsatt.

Det er registrert fire forekomster av blåleire i Lapphullet og Larshullet. I figur 5.1 er den øvre grensen for blåleire merket med en blå, stiplet linje i Lapphullet og en blå, prikket linje i Larshullet. Ser ut fra figuren at blåleire er avsatt over enn den øvre grensen for flomleire i

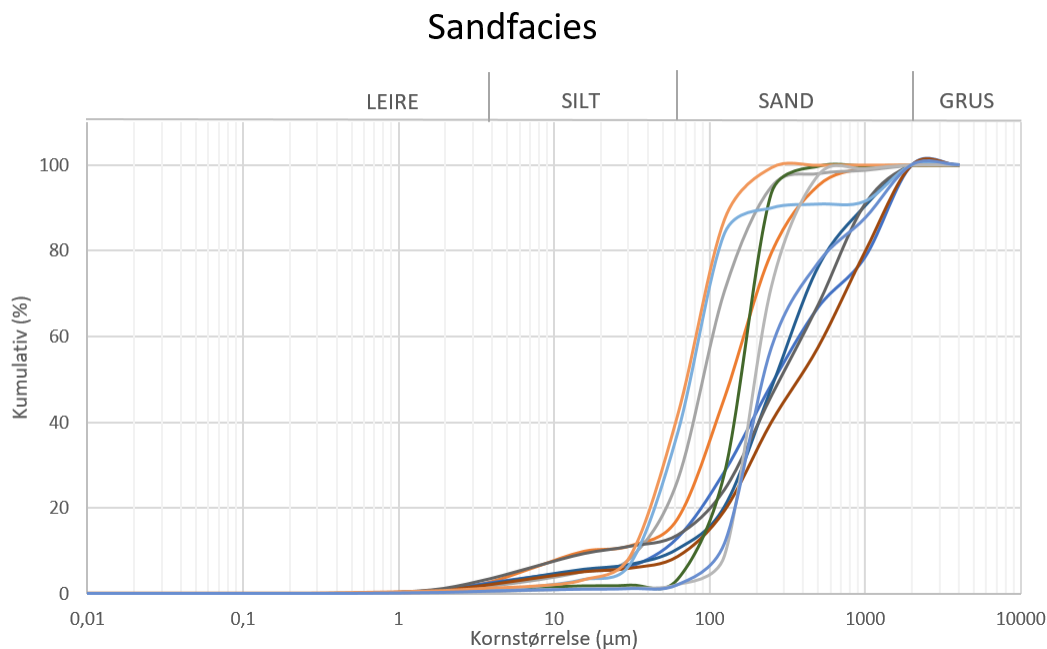
både Lapphullet og Larshullet. Blåleiren har en restriktiv utbredelse og avsettes enten i nærheten av åpne plan, sprekker eller i områder der deler av hulrommet har kollapset. Blåleiren er identifisert ved XRD og bruk av Poppe et al. (2000) sitt «*Clay Mineral Identification Flow Diagram*» (vedlegg I), og sammenligning med grafer fra deres studie til å bestå av mineralet illitt, $(K,H_2O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}((OH)_2,H_2O)$ (figur 5.4). Analysen viser at blåleiren har tre distinkte topper, 10,0 Å, 5,03 Å og 3,35 Å (i tillegg til en topp ved 2,5 Å og en topp ved 2,0 Å). Toppene vil være uendret ved behandling med etylenglykol, og varmebehandling ved 400 °C og 550 °C. Det har vært forsøkt å identifisere andre leirmineraler for å se om den består av noe utenom illitt. Ifølge Carroll (1970) er smektittleirer stabile i tørre miljø, og ved tilførsel av fuktighet vil de brytes ned. Eksempelvis vil montmorillonitt brytes ned til gibbsitt (gjennom: montmorillonitt-halloysitt-kaolinitt-gibbsitt). Muskovitt (og nedbrytningsproduktet illitt) er vanlig i de fleste sedimenter og residuale avsetninger. Et annet glimmermineral som ligner på illitt er glaukonitt, men det har blant annet høyere innhold av jern. Ifølge Carroll (1970) dannes glaukonitt autigent i marine miljø. Ut fra XRD-analysen (figur 5.4) ser man at prøven ikke har noen distinkte topper ved 14 Å og dette kan indikere at det ikke foreligger smektittleirer, og det er heller ingen bevis at leiren består av glaukonitt. Larsen et al. (1987) beskriver laminert leire som er drapert over de underliggende sedimentene i en havbrenningsgrotte. Materialet har i denne situasjonen blitt transportert inn åpningen og avsatt fra suspensjon da grotten var vannfylt. Dette er sannsynligvis ikke tilfellet for blåleirforekomstene i Larshullet og Lapphullet. På bakgrunn av den restriktive utbredelsen og det faktum at den forekommer som enkelte avsetninger kun noen steder i grotten, antas blåleiren å være avsatt som følge av at vann bestående av leirpartikler har perkolert ned gjennom sprekker i berggrunnen. Illitt har mest sannsynlig blitt dannet ved nedbrytning og forvitring av et glimmermineral, for eksempel muskovitt, $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH,F)_2$.



Figur 5. 4. Den øverste figuren er XRD-analyse av prøve 090816-3-HK, som består av mineralet illitt. Den nedre figuren viser et standard XRD-mønster for illitt, hentet fra Poppe et al. (2000).

5.2.2 Sandfacies (Ss/SI/Sm/Sgm)

Alle lagene som tilhører sandfacies plottes i en relativt smal sone i kornfordelingsanalysen (figur 5.5). Sandfacies finnes hovedsakelig som massive lag og det er ikke observert strukturer i noen av sekvensene. Det finnes sandavsetninger i store deler av grottesystemet, enkelte steder finnes det større oppsamlinger, mens andre steder ligger sanden som et tynt lag langs bunnen sammen med grovere materiale. I Larshullet dominerer sand i *Labyrinten*, i området vest for *Storkirken* mot *Leirgangen* og i *Sørgangen*. I Lapphullet dominerer sand i inngangspartiet, «*Drainpipe*», deler av «*Lower Passage*», *Gjelet* og i de fleste sidepassasjene. Det er ingen systematikk på fordelingen av sand i grottesystemet med tanke på passasjenes orientering, størrelse, retning eller høyde over havet.



Figur 5. 5. Kumulativ kornfordeling for alle prøver som tilhører sandfacies fra Larshullet og Lapphullet.

For å kunne si noe om hvordan sandfacies har blitt avsatt er det en fordel å vite noe om kilden og transporten til sandkornene. Det er gjort analyser av overflateteksturer på kvartskorn fra sekvens 170815-3-HK fra Lapphullet (vedlegg K). Figur 4.40 (kap.4) viser at alle lagene i sekvensen er dominert av mekanisk dannede former. De fleste kvartskornene domineres av kantede former, konkoidale brudd og flate bruddflater. I tillegg er flere av kornene preget av noe utfelling av silika, ofte i forsenkningene på kornene og adherende partikler på overflaten. Det er de mekaniske formene som dominerer, og formen og overflateteksturene stammer mest

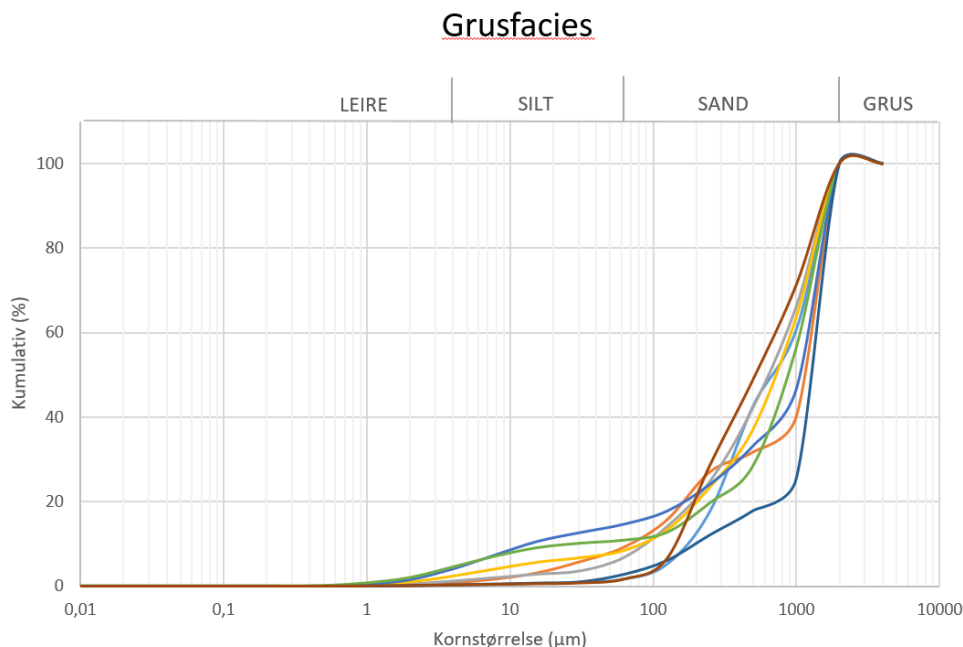
sannsynlig fra glasifluvial transport. Kornene er tolket til å ha blitt knust ned av breen (som har gitt de glasiale sporene) og deretter blitt transportert fra overflaten og inn i grotten ved fluviale prosesser (relativt kort transport). Dette er analogt med analysene som er gjort av overflateteksturer på kvartskorn i Grønli-Setergrotta (St. Pierre, 1988). I tillegg har området vært preget av flere glasiale perioder, og det er derfor sannsynlig at man finner glassialt pregede avsetninger både på og under overflaten. På bakgrunn av analysene som gjort i den ene sedimentsekvensen er det sannsynlig at de fleste kvartskornene i sandfacies har samme opprinnelse. Det er sannsynlig at de kjemiske teksturene har blitt utviklet etter at kornene ble avsatt. Det er analogt med Bull og Goldberg (1985) sitt studie som viser at de kjemiske teksturene ikke blir utviklet samtidig som kornene avsettes, men at det har skjedd på et tidspunkt etter avsetning.

På bakgrunn av dette vet man at materiale i sandfacies har vært påvirket av en eller flere glasierasjoner på overflaten og at de må ha blitt transportert inn i grotten ved fluviale prosesser. Sand avsettes ofte ved en stabil strøm enten ved freatiske eller vadose forhold. Sandfacies som er registrert i grottesystemet er avsatt langt over dagens grunnvannsspeil. Hvis man følger diskusjonen for silt- og leirfacies tolkes de til å være avsatt under et bredemt grunnvannsspeil under freatiske/epifreatiske forhold. Da sanden ble avsatt må vannstrømmen gjennom grotten ha hatt høyere hastighet i forhold til strømmen som avsatte silt- og leirfacies; det indikerer en endring i det hydrologiske regimet. Dette er analogt med Valen et al. (1997) sine beskrivelser av sandfacies i Sirijordgrotta.

5.2.3 Grusfacies

Grusfacies inkluderer avsetningene som består av grus og grov sand, hvor de hovedsakelig domineres av grus. Kornfordelingsanalysen viser at mesteparten av materiale består av korn med diameter større enn 1000 μm (figur 5.6). Ingen av lagene som tilhører grusfacies har strukturer, de er avsatt tilnærmet horisontalt og har relativt kort vertikal og horisontal utbredelse. Avsetningene er avsatt over dagens grunnvannsspeil og må derfor, slik som sandfacies og finsediment-facies, være avsatt under et hevet grunnvannsspeil. Det er ikke registrert noen form for trend i sortering eller kornstørrelse av grusfacies gjennom grottesystemet. Dette skyldes mest sannsynlig at det er for få prøver til at trender kan påvises. Dersom resultatet gir et reelt bilde av hvordan fordelingen er i grottesystemet er, så kan det gi

en indikasjon på kildeområdet for grusfacies. Hvis materialet stammer fra landoverflaten og er transportert inn fra dagåpningene som ligger på ca. 400 m o.h. er det å forvente en økende sortering nedstrøms, mot bunnen av grottene. Det er ikke noen økning i sorteringen og dette tyder på at grusen kommer fra tidligere avsatt materiale i grotten som er avsatt på ny (resedimentert). En annen forklaring er at materialet har kommet inn fra andre åpninger, for eksempel fra bunnen eller ulike vannlåser/sandlåser, slik at de har fungert som et innløp. Det er ikke funnet spor etter en reversert strøm eller indikasjoner på strøm ut fra de punktene og dermed anses denne forklaringen som mindre sannsynlig. Grusfacies er antatt å ha blitt avsatt periodisk i takt med sandfacies, da det må ha vært en høyere strømningshastighet da grusfacies ble avsatt. Grusfacies er tolket til å være avsatt under deglasiasjonen når det var mye tilgjengelig vann i grottesystemet og strømningshastigheten var relativt høy.



Figur 5. 6. Kumulativ kornfordeling av grusfacies i Larshullet og Lapphullet.

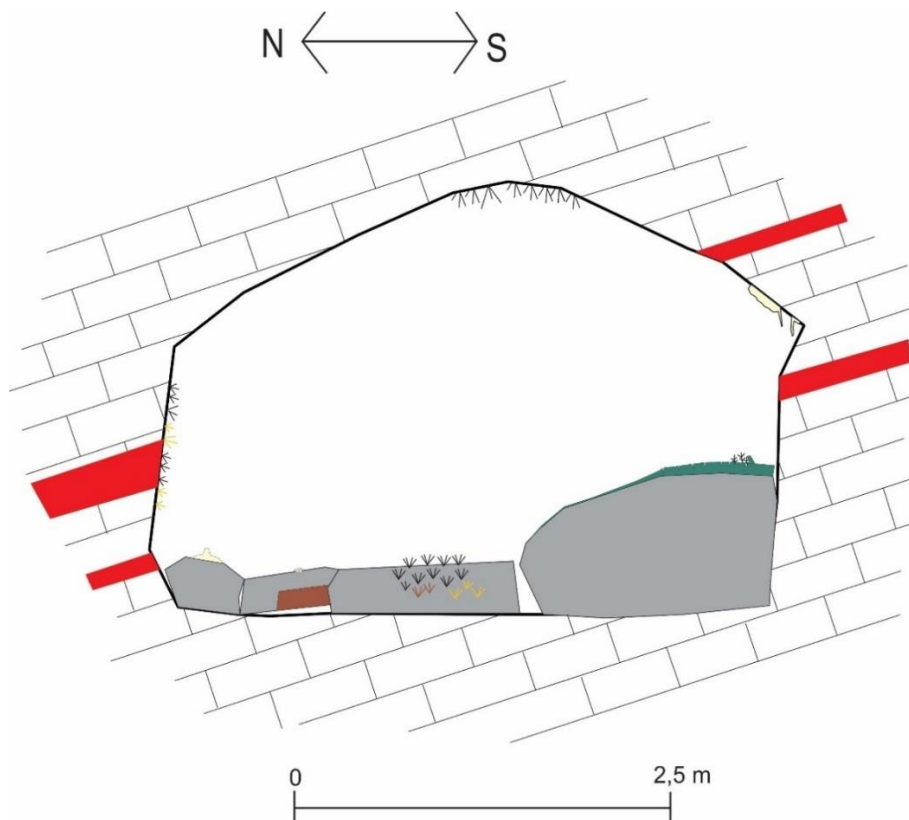
5.3 MINERALFOREKOMSTER

Det finnes et stort mangfold av grottemineraler, dette skyldes den kjemiske sammensetningen til vannet og de geologiske formasjonene de er i kontakt med før de entrer grottesystemet. Temperaturen på grunnvannet kan også spille en rolle ettersom det kontrollerer konsentrasjonen av oppløste stoffer. Eh og pH kontrollerer løseligheten til ulike

mineralkomponenter. Den mest fundamentale faktoren i dannelsen av ulike grottemineraler er selve grotten som er vert for ulike minerogene mekanismer. Mesteparten av mineralutfellingen er kontrollert av temperatur, luftfuktighet og partialtrykket til CO_2 , og utfellingen blir ofte påvirket mikroorganismer (Onac og Forti, 2011). Grottemineraler kan dannes på seks ulike måter (Hill og Forti, 1997, White, 1997, Onac og Forti, 2011, Lauritzen, 2016b) :

1. Oppløsnings- og utfellingsreaksjoner
2. Syre- og basereaksjoner
3. Faseoverganger og omkrystalliseringer
4. Hydratiserings- og dehydratiseringsreaksjoner
5. Mikrobielle og enzymatiske prosesser
6. Redoksreaksjoner

Grottemineralene i Larshullet og Lapphullet kan være dannet av en eller flere av disse prosessen. Det skal forsøkes å bestemme hvordan de ulike forekomstene har blitt dannet.



Figur 5. 7. Viser ulike mineralforekomster i en skissert passasje. De svarte stjernene er gipskrystaller, de gule stjernene er gipskrystaller med jarositt, de brune stjernene er gipskrystaller med jernoksid. Grønn farge viser leire med tørkesprekker, her vokser leirkrystaller opp. Lysgul er kalsitt, vises som stalaktitt, slør, stalagmitt og pulver. Jernoksid som forekommer som belegg på blokk er tegnet inn med brunt. Berggrunnen består av marmor og lag av glimmerskifer (rød).

5.3.1 Kalsitt

Utfelling av sekundærmineralet kalsitt kan ifølge Hill og Forti (1997) skje enten ved: a) diffusjon, b) fordampning, c) som en følge av felleseffekten, eller d) trykk- og temperaturendringer. Felleseffekten skjer vanligvis i gipsgrotter eller i grotter med massive gipsavsetninger. Denne anses som usannsynlig siden grottene er utviklet i marmor og ikke inneholder massive gipsavsetninger. Utfelling av kalsitt som en følge av trykk- og temperaturendringer skjer vanligvis i hydrotermale grotter. Dermed er heller ikke denne forklaringen relevant for grottene i Reingardslia. Fordampning skjer når grunnvann entrer et hulrom i grotter som befinner seg i kalde og tørre klima. Miljøet i grotten må ha en lav luftfuktighet og passasjene må være tørre. Ved fordampning blir det overmetning med hensyn på kalsitt i vannet og mineralet kan felles ut. Den relative luftfuktigheten er mest sannsynlig for høy til at vannet kan fordampe i passasjene der kalsitt er observert. Derfor forkastes også denne forklaringen.

På bakgrunn av dette tolkes sekundærmineralet kalsitt til å være utfelt ved diffusjon. Grunnvannet som entrer grotten mister CO₂ til luften i grotten helt frem til vannet og luften oppnår likevekt. Etter hvert som tapet av CO₂ øker, vil løsningen bli mettet og kalsitt felles ut. Denne forklaringen gjelder for prøve 180816-1-HK og 130815-4-HK (tabell 4.1, kap.4) og dette er den dominerende mekanismen for kalsittutfelling i de fleste grotter ifølge Hill og Forti (1997). Prøve 130815-4-HK inneholder dolomitt i tillegg til kalsitt (figur 4.26, kap.4). Magnesiumkarbonater er ikke vanlige i grotter. Dolomitt kan ifølge Lauritzen (2016b) felles ut når løsningen har relativt høyere innhold av Mg-ion i forhold til Ca-ion i løsning. Kalsitt felles først ut som en følge av at CO₂ diffunderer ut i luften, og dolomitt felles ut etterpå.

I grotter kan kalsitt dannes fra antropogent materiale og det vanligste antropogene grottemineralet er rester av karbidaske (karbid-dump). Karbidaske er en blanding av kalsiumkarbid, CaC₂, kalsiumhydroksid, Ca(OH)₂ og vann. Når kalsiumhydroksid reagerer med CO₂ vil kalsitt felles ut. Det stammer fra tidligere utforskning da karbidlamper ble brukt og da grotteetikken var dårlig (Hill og Forti, 1997, Lauritzen, 2016b). Prøve 130815-2-HK er tolket til å være rester av karbidaske som har reagert og dannet kalsitt (figur 4.26 og 4.28B, kap.4).

Det finnes flere hypoteser for dannelsen av månemelk. Hill og Forti (1997) beskriver fire ulike dannelsesmekanismer: 1) utfrysing, 2) utfelling av og på mikrober, 3) nedbrytningsresidu fra berggrunnen, og 4) mineral som felles ut direkte i mikrokrystallin

tilstand, der krystallene ikke vokser seg store. Månemelk kan felles ut både ved en eller flere av mekanismene over. SEM-analyser av prøve 210815-1-HK viser at månemelken består av minst to komponenter, kalsitt (CaCO_3) og monohydrokalsitt ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) (vedlegg I). Bildene viser (figur 4.27, kap.4 og vedlegg J) at månemelken består av nålformede krystaller som er dekket av en masse. Massene er tolket til å være mikrobielle filamenter. For å kunne si noe om dannelsen av månemelk er det nødvendig med flere analyser. Det er funnet tilsvarende forekomster av månemelk i Moengrotten i Fauske (Reigstad et al., *in manus*). De er tolket til å være dannet av mikrobielle prosesser. På bakgrunn av dette antas det at månemelken som er funnet i Lapphullet også er dannet ved denne typen prosesser og er analog med funnene til Reigstad et al. (*in manus*).

5.3.2 Gips og jarositt

For å få dannet gips må man ha sulfationer i løsning. Kilden til sulfationene i dette grottesystemet er oksidasjon av pyritt. Pyritt kommer mest sannsynlig fra glimmerskiferen som ligger lagvis i marmoren grottene er utviklet i. Når pyritt oksideres dannes det svovelsyre som løser opp kalksteinen, dette fører til at sulfationer som havner i løsning transporteres inn i grotten. Hill og Forti (1997) beskriver fire mekanismer som kan danne sulfatmineralene gips og jarositt i grotter: 1) utfelling ved fordampning, 2) ioneutbyttingsreaksjoner i løsning, 3) felleseffekten, og 4) mettet saltvannsløsning.

Gips- og jarosittforekomstene finnes som nålformede krystaller eller seige masser av krystaller som er felt ut direkte på bergoverflaten på vegger, tak og kollapsblokker i grotten (figur 5.7 og figur 4.29, kap.4). Sulfatmineralene er tolket til å være utfelt ved fordampning (Hill og Forti, 1997). Det samsvarer med Lauritzen (2016b) sin beskrivelse av dannelsen av sulfatmineraler. Jarositt finnes kun i lag med gips. Jarosittkrystallene vokser på gipsnålene og det er dette som gir dem gulfargen. Jarositt kan ha blitt dannet først, og når det ikke er mer jern i løsning vil gips felles ut. Jarosittkrystallene vil kunne løftes ut av gipsnålenes vekst, omtrent som ved dannelse av pipkrake (et fenomen som kan oppstå når nåler av is løfter jord) (Lauritzen, 2016b).

5.3.3 Fe-oxid

Prøve 200815-2a-HK består av gips og jernoxid som ligger som et belegg på gipsnålene. Jernoxid i prøve 170815-4a-HK ligger som et tynt belegg på en kollapsblokk (figur 5.7 og figur 4.34, kap.4). Mineraliet er amorf under analyse ved XRD og er derfor vanskelig å identifisere. Ved kjemisk analyse fra SEM ser man at det ikke består av mangan, men kun av jern. De vanligste Fe-oxidene i grotter er goëtit ($\text{FeO}(\text{OH})$), hematitt (Fe_2O_3) og lepidokrokit ($\text{Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$). For å kunne bestemme hvilket mineral prøvene består av kreves det flere analyser.

Utfelling av jernoxid i grotter er ofte knyttet til redoksreaksjoner, blant annet oksidasjon av toverdig jern til treverdig jern. Grunnvann som siger gjennom kalksteinen gir et surt mikromiljø, som fører til at pyritt og andre sulfider vil oksideres og videre hydrolysere til ulike jernoxid. Jernoxidet i begge prøvene stammer mest sannsynlig fra pyritt eller sulfidinkluderinger i den overliggende glimmerskiferen. Det har senere blitt transportert gjennom vann som perkulerer ned og ut i grotten (Hill og Forti, 1997, Lauritzen, 2016b, Onac og Forti, 2011). Det er stor sannsynlighet for at mikroorganismer spiller en rolle for utfellingen eller for det oksiderende miljøet i sammenheng med oksider. Det er nødvendig med flere analyser ved for eksempel IR eller RAMAN spektroskopi for å kunne si hvilken type jernoxid som er i de ulike prøvene, og for å kunne gi en mer sikker forklaring på dannelsen.

5.3.4 Mineraldannelse i sammenheng med det eksterne miljøet

Utfellingen av mineraler inne i et grottesystem skjer under spesielle betingelser og mineralene kan felles ut på ulike måter. Blant mineralene i Lars- og Lapphullet er kalsitt, dolomitt, gips og jarositt tolket til å være dannet ved enkle utfellingsreaksjoner, enten ved diffusjon eller fordampning (Hill og Forti, 1997, Lauritzen, 2016b, Onac og Forti, 2011). Månemelken som består av en blanding av kalsitt og monohydrokalsitt er tolket til å være dannet av mikrobielle prosesser (Reigstad et al., *in manus*). Fe-oxid er tolket til å være dannet i oksiderende miljø, i forbindelse med redoksreaksjoner. De kan muligens ha en sammenheng med mikrobielle prosesser, men mer analyser må til for å være sikker (Hill og Forti, 1997, Lauritzen, 2016b, Onac og Forti, 2011).

Grottemineralene felles ut når grotten er luftfylt, vannet har dermed drenert ut før mineralene ble dannet. Dette betyr at de mest sannsynlig er dannet under isfrie forhold. De fleste grottemineralene, blant annet kalsitt, gips og jarositt, er lettløselige i vann. På bakgrunn av dette er de tolket til å være dannet etter den siste deglasiasjonen i området.

5.4 KORRELASJON

Det har vist seg å være svært vanskelig å korrelere avsetninger i grotter (Schroeder et al., 1983), og enda vanskeligere å korrelere uten noen dateringer i sekvensene. En måte å sammenligne ulike avsetninger er å se på karakteristiske facies og syklisitet i avsetningene. Hvis dette antas å være et resultat av eksterne miljøendringer i stedet for interne miljøendringer, så vil de ulike avsetninger kunne korreleres. Først gis en enkel korrelasjon mellom avsetningene som er registrert i Larshullet og Lapphullet. Videre korreleres de ulike avsetningene i Larshullet og Lapphullet med Grønli- og Setergrottesystemet.

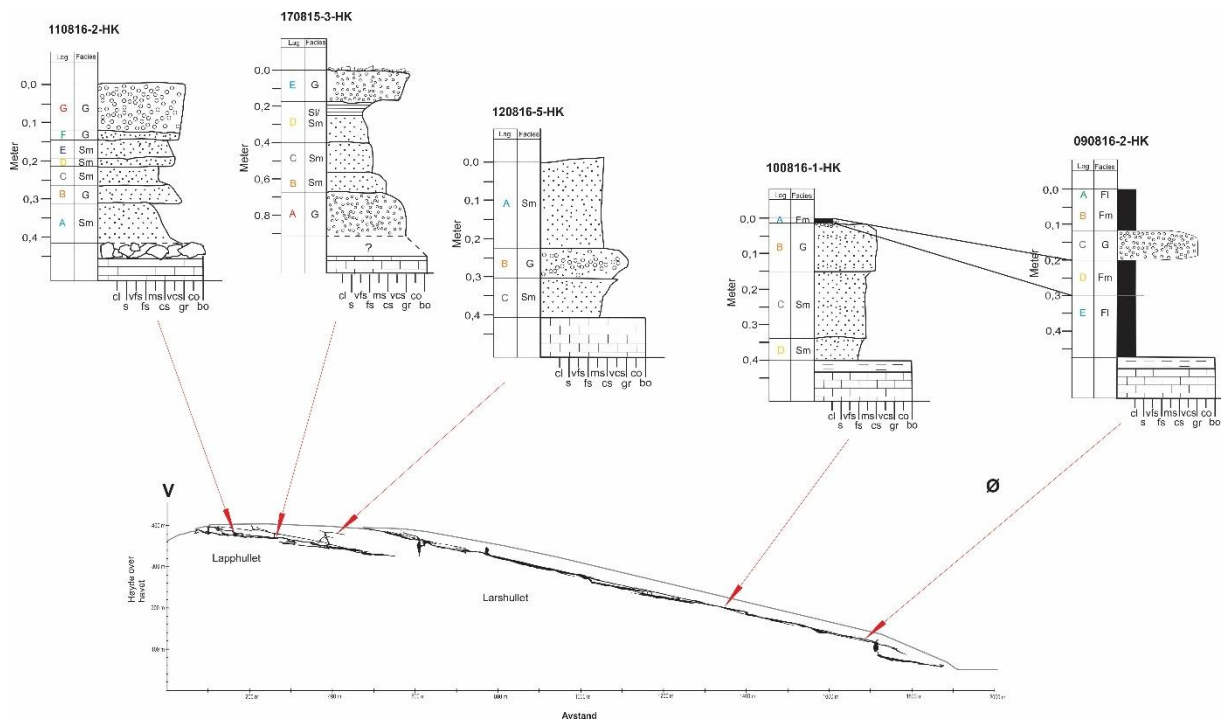
5.4.1 Intern korrelasjon

Det har ikke blitt gjort noen dateringer på avsetningene som er registrert i Larshullet og Lapphullet. Grunnen er at ingen av dem er i kontakt med speleothemer som har dateringsmulighet. Figur 5.8 viser de fem sekvensene som er analysert i grottesystemet. Det har vist seg å være svært vanskelig å korrelere grus- og sandfacies da de ikke inneholder strukturer eller at de skiller seg fra hverandre i kornfordelingsanalysene.

De to sekvensene fra Larshullet befinner seg i samme passasje og inneholder noen av de samme karakteristiske facies. Silt- og leirfacies er korrelert med hverandre på bakgrunn av kornfordelingsanalysen i de to sekvensene, som nevnt i avsnitt 5.1.1. De er tolket til å være avsatt da det regionale grunnvannspeilet (minst) var hevet til 200 m o.h., hvor sekvens 100816-1-HK er avsatt (figur 5.8). I sekvens 090816-2-HK ligger et lag med finsediment-facies over et grusholdig lag. Alle avsetningene av finsediment-facies er tolket til å være avsatt ved iskontakt, enten ved full glasiasjon eller under en deglasiasjon. Det grusholdige

laget er tolket til å være avsatt når vannet hadde en høyere strømningshastighet, og kan relateres til deglasiasjonen. Dette er analogt med Valen et al. (1997) sine tolkninger av grusavsetninger. På grunnlag av dette er silt- og leiravsetningene som ligger på toppen av sekvens 090816-2-HK tolket til å være avsatt i en senere periode, da det på ny ble stagnerende hydrauliske forhold inne i grottesystemet. Ut fra dette kan man anta at de to sekvensene representerer (minst) to glasiale perioder, eventuelt to stadialer eller en deglasiasjon der man har skiftende hydrauliske forhold som påvirker miljøet i grotten.

Det har vist seg å være svært vanskelig å korrelere både sand- og grusfacies med hverandre. De er ifølge Valen et al. (1997) tolket til å representere ulike hydrologiske regimer som kontrolleres av det englasiale budsjettet i isen. Både sand- og grusfacies er ofte avsatt i forbindelse med en deglasiasjon. Sekvensene som er analysert i Lapphullet (figur 5.8) er dominert av sand- og grusfacies og er derfor tolket til å være avsatt under en deglasiasjon. Det kan tenkes at grusfacies i sekvensene muligens kan korreleres med hverandre, men det vil være veldig usikkert om de representerer samme periode. På grunn av den store usikkerheten er det valgt å ikke korrelere de enkelte lagene med hverandre fra denne grotten.



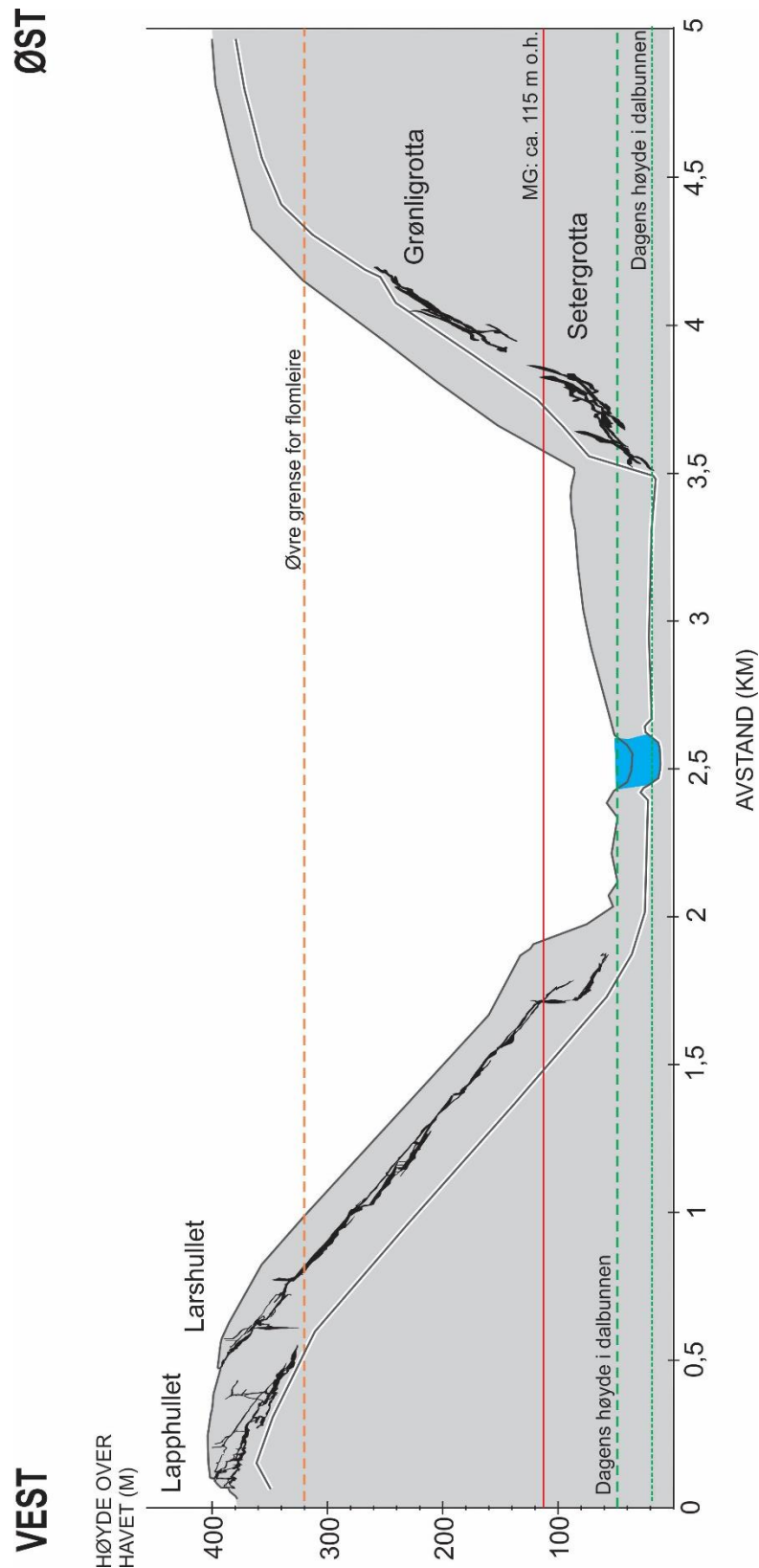
Figur 5. 8. Oversikt over de fem sekvensene som er analysert fra Lapphullet og Larshullet.

5.4.2 Korrelasjon med Grønli- og Setergrotta

Røvassdalen er en glasialt preget dal som har en estimert alder mellom 1,3 millioner og 360 000 år, der alderen er basert på en gjennomsnittlig erosjonsrate på 0,15-0,55 mm/år (Øvrevik, 2002). Larshullet og Lapphullet ligger på den vestlige siden av dalen med innganger på omtrent 400 m o.h., mens Grønli- og Setergrotta ligger på den østlige siden av dalen med innganger på 249 m o.h. og 110 m o.h. (figur 5.9). Både Grønli- og Setergrotta befinner seg under den øvre grensen for flomleiren som er registrert i Larshullet (oransje, stiplet linje), i tillegg ligger deler av Setergrotta under den marine grensen (rød, heltrukken linje).

Grønli- og Setergrotta har lite silt- og leirmateriale i forhold til Lars- og Lapphullet. I Grønligrotta finnes silt og leire i den høyeste-liggende delen av grotten og i de nedre passasjene i både Grønli- og Setergrotta. Silt og leire finnes flere steder begravd i stratigrafien, blant annet er det en laminert silt- og leiravsetning som er datert til 9500-8900 år BP (Løvlie et al., 1988) som befinner seg ca. 240 m o.h. Dette er på høyde med *Kjeden* i Larshullet (vedlegg A) og lagene i sedimentsekvensene som inneholder silt og leire fra Larshullet befinner seg lavere enn denne høyden.

Siden Grønli- og Setergrotta befinner seg under grensen for flomleire som er registrert i Larshullet er det forventet at gulv, vegger og tak i begge disse systemene også er dekket med silt og leire (figur 5.9). Hestangen (2005) har registrert lite av denne avsetningen og kun enkelte steder i begge grottene. Det forklares med at silt- og leirfacies er avsatt enten ved at en polar bre demmer opp vannet i grottene, slik at det dannes stagnerende forhold, eller ved at vannstrømmen endrer retning fra oppadgående til nedadgående strøm. Sistnevnte kan skje når isoverflatens gradient ikke lenger overgår grottens helning. Hvis silt- og leirfacies i Grønli- og Setergrotta er avsatt som en følge av en polar bre som demmer opp vannet i grunnvannsspeilet, kan dette sees på som analogt med forklaringen for silt- og leirfacies i Lars- og Lapphullet (bortsett fra at breen ikke nødvendigvis er polar). Dersom det heller skyldes at vannstrømmen har endret fra oppadgående til nedadgående strøm, vil dette være en annen forklaringsmekanisme enn den som er gitt for finmateriale som er avsatt i Lars- og Lapphullet.



Figur 5. 9 Tverrsnitt av Røvassdalen med lengdesnitt av grottene i Reingardslia (vest) og grottene i Grønlia (øst). Grottene i Grønlia ligger et stykke nedstrøms (mot sør) i forhold til grottene i Reingardslia, og derfor er det tegnet inn to ulike dalprofil siden dalbunnen vil være lavere lengre nedstrøms. Figuren viser et forenklet omriss av grottene og helningen er sterkt overdrevet. Lapphullet og Larshullet heller ca. 12° mot øst, mens Grønli- og Setergrotta heller ca. 19° mot nordvest.

Flomleire-facies er ikke utbredt i Grønli- og Setergrotta og finnes kun i enkelte passasjer og i de nedre delene av grottene. Grunnen til at silt- og leiravsetningene er lite utbredt i grottesystemet på østsiden av dalen kan forklares på to måter ifølge Hestangen (2005). Enten kan store mengder sedimenter ha blitt erodert fra grotten på et eller annet tidspunkt etter 8900 år BP, eller kan det ligge silt- og leiravsetninger begravd under de andre sedimentene som dekker store deler av systemet. Siden flomleire-facies finnes på tak og vegger i Larshullet, så burde det vært spor etter dette i Grønli- og Setergrotta. Det betyr at mangelen på denne avsetningen ikke kan forklares med at den ligger begravd under andre sedimenter. Det er da mer sannsynlig at sedimentene har blitt vasket bort på et eller annet tidspunkt etter 8900 år BP. Det er vanskelig å forklare hvorfor flomleire-facies kun er vasket bort i grottene på østsiden av dalen og ikke i grottene på vestsiden. Det kan muligens forklares med at det har vært ulike dreneringsmønstre i grottesystemene eller at sedimenttilførselen har vært forskjellig.

Massive og laminerte finsediment-facies (Fm og Fl) kan korreleres med silt- og leiravsetningene som er funnet begravd i stratigrafien i Grønli- og Setergrotta, og her kan den sistnevnte forklaringen med at mye av silt- og leiravsetningene ligger begravd under andre sedimenter være gjeldene. Leiren i Klippetunnelen i Grønligrotta er datert til 9500-8900 år før nåtid (Løvlie et al., 1988). Denne avsetningen kan muligens korreleres med et eller flere av lagene i de to sekvensene i Larshullet. Det er antatt at lag A fra sekvens 100816-1-HK er avsatt på samme tid som lag D fra sekvens 090816-2-HK, og at lag A fra sekvens 090816-2A-HK er avsatt i en senere periode (figur 5.8). Det antas at sistnevnte ble avsatt da grunnvannspeilet ikke stod høyt nok til å kunne avsette finmateriale høyere oppe i grotten. Det kan da tenkes at dette vil gjelde for silt- og leiravsetningene i Grønligrotten, og avsetningene i Klippetunnelen vil da kunne korreleres med lag A fra sekvens 100816-1-HK og lag D fra sekvens 090816-2-HK. Hvis dette settes i sammenheng med det eksterne miljøet i denne tidsperioden, estimerte Blake og Olsen (1999) (kap.1) at Svartisen ble separert fra det kontinentale isdekket 9500 år før nåtid. I denne perioden var Røvassdalen fylt med en (minst) 500 m tykk brearm. Dette kan ha forårsaket oppdemming av det regionale grunnvannspeilet slik at det ble stagnerende hydrauliske forhold i grottesystemene. Et problem med denne korreleringen er at lag A fra sekvens 090816-2-HK er tolket til å være avsatt i en senere periode, da det også var en bre som demmet opp grunnvannspeilet. Blake og Olsen (1999) har estimert at Svartisen, med sin utbredelse i Røvassdalen, trakk seg tilbake nesten halvveis til sin nåværende posisjon innen 9000 år BP. Dette kan enten bety at korrelasjonen er feil,

eller at tolkningen for avsetningsmekanismen for det øverste laget med finsediment-facies i sekvens 090816-2-HK er feil. For å være mer sikker på korrelasjonen mellom lagene må det gjøres flere undersøkelser, både ved sammenligning internt og med leiren som er datert i Klippetunnelen. Det at korrelasjon mellom lagene er feil, anses som mer sannsynlig.

5.5 SAMMENHENGEN MELLOM EKSTERNE MILJØ OG AVSETNINGER I GROTTEN

Røvassdalen har, som nevnt tidligere, en estimert alder mellom 1,3 millioner og 360 000 år (Øvrevik, 2002), og datering av en stalagmittplate i Lapphullet gir en minimumsalder på ca. 730 000 år BP på grotten (Lauritzen et al., 1990). Stalagmittplaten inneholder spor av vekst ved tre varme perioder (interglasiale) og to kalde perioder (glasialer). Dette indikerer at Lapphullet har eksistert i minst 730 000 år i både glasialer og interglasialer, og at sedimentene som befinner seg i passasjen er avsatt i løpet av denne perioden. Larshullet har en datering fra en stalagmitt som er hentet fra *Nordgangen*. Den gir en minimumsalder på ca. 300 000 år BP (Lauritzen, *upublisert*). Det er vanskelig å si om Lapphullet og Larshullet er utviklet samtidig da dateringene kun gir en minimumsalder. Lølkes (2017) tolker Lapphullet til å være eldre enn Larshullet (i hvert fall eldre enn de store passasjene fra *Tunnelen* og østover), og dette er trolig den mest plausible forklaringen ut fra dateringene og observasjonene som er gjort. Denne delen av diskusjonen skal fokusere på den sedimentologiske utviklingen av miljøet inne i grottene. Der det er mulig er det anslått en alder eller tidsperiode for avsetningene. Den dominerende mekanismen som kontrollerer miljøet i et glasialt område er tilstedeværelsen av eller mangelen på isbreer. Når det ligger et isdekke over hele området kan grottene bli en del av det englasiale grunnvannssystemet. Dette vil ofte gi stagnerende, eller lakustrin-aktige forhold som avsetter finkornede laminater (Schroeder et al., 1983). Variasjoner i det englasiale vannbudsjettet kan gi en syklisk sedimentasjon.

Iskontaktregimet kan gi ulike miljø inne i grotten. Det kan enten være stagnerende hydrauliske forhold, eller strømmende freatiske eller vadose hydrauliske forhold. De ulike hydrologiske regimene er avhengig av tid og topografisk plassering og de varierer gjennom en glasial-interglasial syklus. Bilvaskanalogien til Lauritzen og Skoglund (2013) (figur 2.7,

kap.2) viser fire ulike scenarioer for hvordan isen ligger i forhold til grottene. Figur 5.10 viser tverrsnitt av Røvassdalen med de fire ulike scenarioene fra bilvaskanalogien, A: full glasiering, B: deglasiering der grottene ligger innenfor ablasjonsområdet, C: deglasiering der fronten ligger rett ved grottene (kort periode), og D: isfritt ved grottene, fronten har trukket seg tilbake.

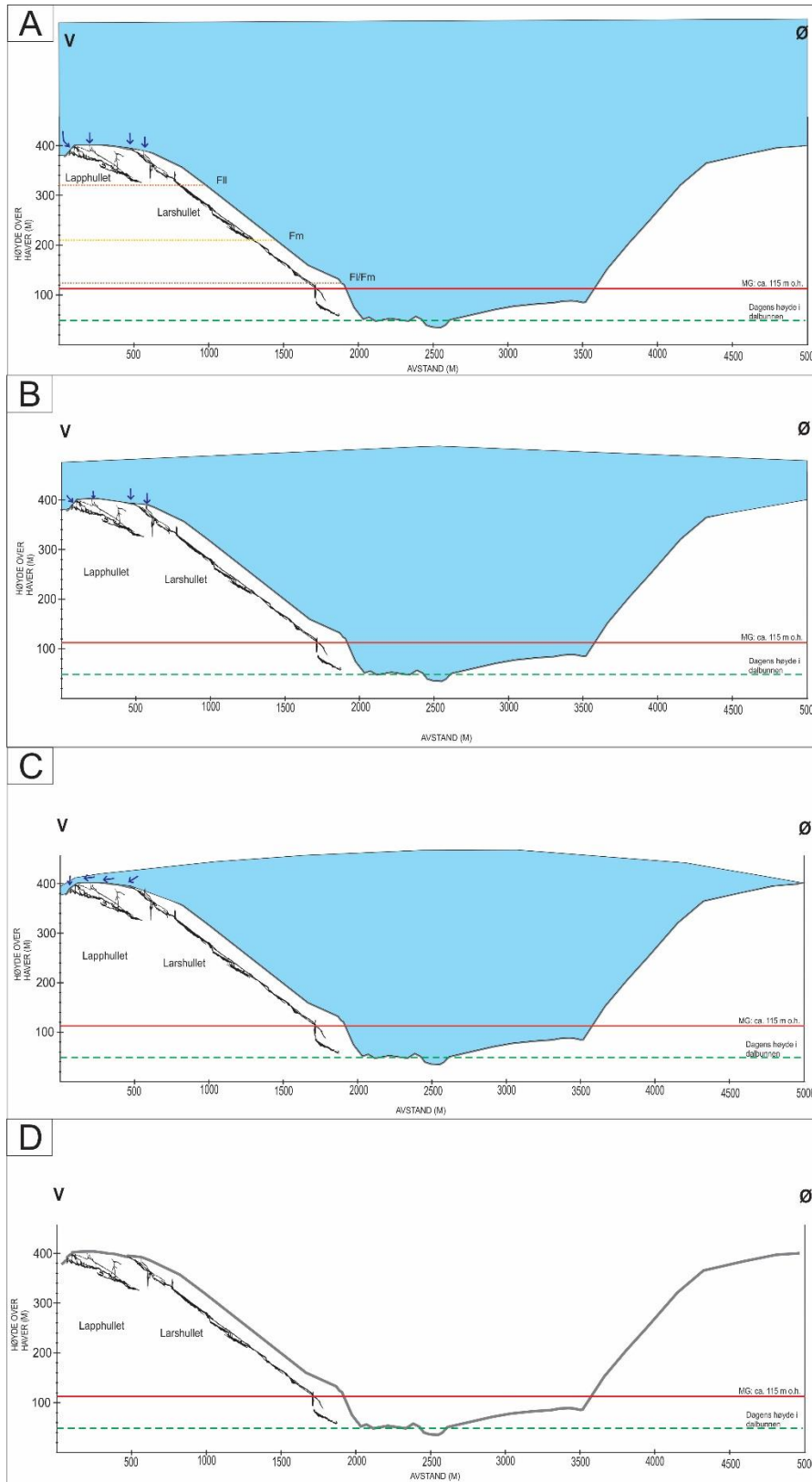
Silt- og leirfacies (Fm, Fl og Fll) avsettes under stagnerende og nær-stagnerende hydrauliske forhold. De er tolket til å være avsatt når hele eller deler av grotten var vannfylt som følge av et bredt grunnvannsspeil. Et bredt grunnvannsspeil kan forekomme enten ved full glasiering (figur 5.10A) eller ved at en tykk brearm ligger i dalen (figur 5.10B). Hvis silt og leire ble avsatt ved en full glasiering vil de ha blitt avsatt subglasialt ifølge Valen et al. (1997). Ved full glasiering når isdekket helt ut til kontinentalskråningen, gradienten på isoverflaten er lav og vannstrømmen i grotten er stagnerende til nær-stagnerende. Dette er analogt med situasjon a i bilvaskanalogien til Lauritzen og Skoglund (2013) (kap.2). En slik situasjon kan ha vært tilfellet under siste glasierings maksimum (for ca. 20 000 år siden), eller en lignende situasjon i en tidligere glasierings periode. Hvis korrelasjonen mellom avsetningene i Grønligrotta og Larshullet stemmer så vil de være avsatt under deglasieringen for ca. 9500 år før nåtid (Blake og Olsen, 1999) og samsvarer med situasjon B i figur 5.10. Hvis det antas at avsetningene ikke kan korreleres, er det fremdeles mulig å anta at de eksterne forholdene har vært slik som i situasjon B i figur 5.10. Da kan de enten være avsatt under siste deglasiering eller under deglasieringen av tidligere kontinentale isdekker. Det er også en mulighet for at silt- og leiravsetningene er avsatt i ulike stadialer i en glasierings periode.

Sandfacies (Sm og Sl) avsettes når saktegående vann strømmer gjennom grottesystemet. Sandavsetningene er tolket til å avsettes under freatiske forhold når grotten er vannfylt som følge av et bredt grunnvannsspeil. Sandfacies består av glasifluvialt materiale som avsettes av vekslende vannstrøm som generelt har lav hastighet. Valen et al. (1997) kobler denne typen avsetninger til en deglasiering, og det er de også tolket til i dette grottesystemet (figur 5.10B og C). I forhold til bilvaskanalogien til Lauritzen og Skoglund (2013) (kap.2) så samsvarer avsetningen av sandfacies med situasjon b eller c, der brefronten er nær eller ved grottene. Det vil være store mengder med saktegående vann som strømmer gjennom

grottesystemet siden det befinner seg i ablasjonsområdet til breen i situasjon b. I situasjon c så vil det være store mengder vann som strømmer raskere. Dette kan ha vært tilfellet under et brefremstøt, for eksempel i Yngre Dryas (12 800 – 11 700 år BP), eller under deglasiasjonen i en tidligere glacial periode. Vannets strømningshastighet i grottene varierer med avstanden til brefronten og hvor mye tilgjengelig smeltevann som kan strømme inn i grottene.

Grusfacies avsettes under vadose strømningsforhold, eller ved freatiske forhold der vannstrømmen har høy hastighet. Vannet har høyere strømningshastighet her i forhold til når sandfacies avsettes. Valen et al. (1997) kobler også denne typen avsetning til en deglasiasjon, men til et mer høy-energetisk hydrologisk regime. Grusfacies knyttes til siste deler av dreneringsfasen. Dette vil forekomme når brefronten ligger nært eller rett ved grottene, slik som i situasjon c i bilvaskanalogien (Lauritzen og Skoglund, 2013). Brefronten vil ikke være i denne posisjonen lenge. Blake og Olsen (1999) anslår en periode på omtrent 500 år. Denne situasjonen er best passasjene for avsetninger fra grus og oppover. Dermed kan man ikke utelukke at grusfacies avsettes i situasjon b i bilvaskanalogien (figur 5.10B), hvor vannet strømmer noe saktere. Da avsettes grusfacies under varierende strømningsforhold vekselvis med sandfacies.

Utfellingsfacies inkluderer avsetningene som felles ut når grotten er luftfylt. Denne avsetningen er knyttet til isfrie perioder og det må ha skjedd etter at isen smeltet tilbake forbi grottene (figur 5.10D). I bilvaskanalogien kan det kobles til situasjon d, da tilfører breen kun smeltevann til dalbunnen, og passasjene i Larshullet og Lapphullet er tørre. Mineraler som blant annet gips, kalsitt og jarositt er lettløselige i vann. Det indikerer at passasjen ikke har vært vannfylt etter at de har blitt felt ut, og de tolkes til å være avsatt etter siste glacial periode og er av holocen alder (11 700 år – i dag).



Figur 5. 10. Figuren viser fire ulike scenarior for eksterne miljø. Isoverflaten som er tegnet inn er en skematisk skisse og representerer ikke nødvendigvis korrekt tykkelse og helning. Helningen på grottene er sterkt overdrevet. Oransje, stiplede linje viser øvre grense for flomleire-facies (FII). Gul, stiplede linje viser finsediment-facies (Fm) i sekvens 100816-1-HK. Brun, stiplede linje viser finsediment-facies (FI/Fm) i sekvens 090816-2-HK. A) Full glasiasjon, isdekket når helt ut til kontinentalskråningen. B) Deglasiasjonen. Breen har begynt å smelte tilbake, grottene ligger i ablasjonsområdet. C) Deglasiasjonen. Brefronten ligger rett ved grottene. D) Isfritt. Breen har trukket seg tilbake forbi grottene.

5.6 VIDERE ARBEID

Det mangler fremdeles å fullføre kartlegging og undersøkelser av blant annet strukturgeologi, paleohydrologi, sedimentologi og mineralogi i Persgrotten og Olavsgrotten. Ved å analysere kartleggingsdataen fra alle grottene i et 3D-program vil det tydeligere vise deres relasjon til hverandre. Det vil også være interessant å sammenligne ulike sedimenter og mineraler fra alle de fire grottene. Da det kan gi en bedre forståelse for avsetningsmekanismene og sammenhengen med tidligere eksterne miljø. De aller fleste passasjene i Larshullet og Lapphullet er kartlagt, men det er fortsatt mulighet for mer kartlegging ved for eksempel dykking i *Corbels Nordgang* eller utgraving i passasjer som ender i sandlås.

Det ville vært interessant å gjøre mer analyser på laboratoriet av både mineralene og sedimentene som er presentert i denne oppgaven, da det vil kunne gi bedre informasjon om utfellingsmekanismer og avsetningsmiljø. Det var lite dateringsmuligheter i forbindelse med de stratigrafiske analysene (de var ikke i kontakt med speleothemer), men det hadde vært interessant å gjøre paleomagnetiske undersøkelser av silt- og leiravsetningene, slik at disse enklere kunne korreleres med slike avsetninger i nærliggende grotter. Det ville vært svært interessant å gjøre flere analyser av mineralene for å se om de er påvirket av mikrobielle prosesser.

6 KONKLUSJON

- De ulike sedimentfacies som er undersøkt i Larshullet og Lapphullet varierer fra silt og leire som avsettes under stagnerende hydrauliske forhold, til sand og grus som avsettes når store mengder vann med en varierende strømningshastighet strømmer gjennom grottesystemet.
- Silt- og leiravsetningene er tolket til å være avsatt ved iskontakt, i en periode der isen hadde lav nok gradient til at det ble en demmende effekt, slik at det regionale grunnvannsspeilet ble hevet. Dette kan ha vært tilfellet da isdekket nådde helt ut til kontinentalskråningen, under en full glasiasjon eller i starten av en deglasiasjon. Det kan ha skjedd ved siste glasiale maksimum (20 000 år siden) eller i en lignende situasjon i fra en tidligere glasial periode. Man kan ikke utelukke at det har blitt avsatt under siste deglasiasjon eller under deglasiasjonen av tidligere kontinentale isdekker.
- Silt- og leiravsetningene som er funnet i stratigrafien indikerer at det har vært (minst) to perioder med stagnerende hydrauliske forhold i Larshullet. De to periodene kan representere enten to glasialer, to stadialer, eller varierende strømningsforhold under samme deglasiasjon.
- Sand- og grusavsetningene er tolket til å være glasifluviale og er avsatt under en deglasiasjon. De avsettes lagvis av en varierende vannstrøm i et skiftende hydrologisk regime.
- Mineraler i et grottesystem kan felles ut på flere ulike måter. Blant mineralene i Lars- og Lapphullet er kalsitt, dolomitt, gips og jarositt tolket til å felles ut enten ved fordampning eller diffusjon. Månemelken består av kalsitt og monohydrokalsitt, og er mest sannsynlig dannet av mikrobielle prosesser. Jernoksidene antas å stamme fra pyritt- og sulfidinkluser, men flere analyser må utføres for å bestemme utfellingsmekanismene. Blåleiren består av illitt, og den er tolket til å være dannet ved nedbrytning av muskovitt.
- Mineralene er tolket til å representere en isfri periode da de er avsatt når grotten er luftfylt. De fleste mineralene som er observert i grotten er lettløselige i vann, og dermed tolkes de til å være utfelt etter siste glasiasjon og er av holocen alder (11 700 år – i dag).

Referanser

- Blake, K. P. & Olsen, L. 1999. Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, and isolation of a large ice mass in front of the Fennoscandian Ice Sheet. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 53, 1-16.
- Bosch, R. F. & White, W. B. 2007. Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers. I: SASOWSKY, I. D. & MYLROIE, J. E. (red.) *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. Netherland: Springer.
- Bull, P. A. 1981. Some fine-grained sedimentation phenomena in caves. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 11-22.
- Bull, P. A. & Culver, S. J. 1979. An application of scanning electron microscopy to the study of ancient sedimentary rocks from the Saionia Scarp, Sierra Leone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 26, 159-172.
- Bull, P. A. & Goldberg, P. 1985. Scanning Electron Microscope Analysis of Sediments from Tabun Cave, Mount Carmel, Israel. *Journal of Archaeological Science*, 12, 177-185.
- Carroll, D. 1970. *Clay minerals: A guide to Their X-ray Identification*, Colorado, The Geological Society of America.
- Corbel, J. 1957. *Les Karsts du NordOest de l'Europe*. Docums. Inst. Etud. Rhodanienne.
- Espelund, C. 2015. *Grotter og grottedannelse i Plurdalen: Et tverrsnitt, Mo i Rana*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.
- Eyles, C. H., Eyles, N. & Miall, A. D. 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51, 15-84.
- Ford, D. C. 1977. Karst and glaciation in Canada, 7th Int. Speleol. Congr., Sheffield, 188-189. (Ref. fra Øvrevik og Lauritzen, 2005).
- Ford, D. & Williams, P. 2007. *Karst hydrogeology and geomorphology*, Chichester, Wiley.
- Forskr. om fredning av grotter, Rana. 6. januar 1967. *Forskrift om fredning av grotter, Rana kommune, Nordland*. Hentet fra: <https://lovdata.no/dokument/MV/forskrift/1967-01-06-3>
- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S. & Andresen, A. 2006. En fjellkjede blir til. Oppbygningen av Kaledonidene; ca. 500-405 Ma. I: RAMBERG, I. B., BRYHNI, I. & NØTTVEDT, A. (red.) *Landet blir til. Norges geologi*. Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Heeb, B. 2008. Paperless Caving - An Electronic Cave Surveying System. *Paper presented at the Proceedings of the IV European Speleological Congress*.

- Helland, P. E., Huang, P.-H. & Diffendal, R. F. J. 1997. SEM Analysis of Quartz Sand Grain Surface Textures Indicates Alluvial/Colluvial Origin of the Quaternary "Glacial" Boulder Clays at Huangshan (Yellow Mountain), East-Central China. *Quaternary Research*, 48, 177-186.
- Hestangen, H. 2005. *The Sedimentology of the Grønli-Setergrotta cave system, Mo i Rana, Nordland, Norway*. Cand. scient. thesis, University of Bergen.
- Hill, C. & Forti, P. 1995. The classification of cave minerals and speleothems. *International Journal of Speleology*, 24, 77-82.
- Hill, C. & Forti, P. 1997. *Cave Minerals of the World*, Alabama, USA, National Speleological Society.
- Hjorthen, P. G. 1968. *Grotter og grotteforskning i Rana*, Norges Geologiske Undersøkelse.
- Horn, G. 1947. *Karsthuler i Nordland*.
- Kartverket. 2016. *Norgeskart* [Internett]. Kartverket. Tilgjengelig fra:
<http://norgeskart.no/#!?project=seeiendom&layers=1002,1014&zoom=10&lat=7367980.94&lon=463539.35> [Lest 25.11.16]
- Krinsley, D. H. & Doornkamp, J. C. 1973. *Atlas of quartz sand surface textures*, London, Cambridge University Press.
- Larsen, E., Gulliksen, S., Lauritzen, S. E., Lie, R., Løvlie, R. & Mangerud, J. 1987. Cave stratigraphy in western Norway; multiple Weichselian glaciations and interstadial vertebrate fauna. *Boreas*, 16, 267-292.
- Lauritzen, S.-E. *upublisert. Uranseriendateringer fra Larshullet og Lapphullet fra 1987* [upublisert manuskript]. Institutt for Geovitenskap, UiB.
- Lauritzen, S.-E. 2001. Marble Stripe Karst of the Scandinavian Caledonides: An Endmember in the Contact Karst Spectrum. *Acta Casologica*, 30, 47-79.
- Lauritzen, S.-E. 2002. Kompendium i Grottekartlegging. *Norsk Grotteblad*, 39, 3-39.
- Lauritzen, S.-E. 2008. Grottoolf. 4.027. Institutt for Geovitenskap, UiB.
- Lauritzen, S.-E. 2010. *Grotter: Norges ukjente underverden*, Oslo, Tun.
- Lauritzen, S.-E. 2016a. Del II: Kjemiske prosesser i karsthydrologi og speleologi. I: LAURITZEN, S.-E. (red.) *Karst- og grottelære*. Universitetet i Bergen.
- Lauritzen, S.-E. 2016b. Kapittel 1: Grottemineraler og speleothemer. I: LAURITZEN, S.-E. (red.) *Karst- og grottelære*. Universitetet i Bergen.
- Lauritzen, S.-E. & Lundberg, J. 2000. Meso- and Micromorphology of Caves. I: KLIMCHOUK, A., FORD, D. & PALMER, A. N. (red.) *Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville, Alabama: National Speleological Society.

- Lauritzen, S.-E., Løvlie, R., Moe, D. & Østbye, E. 1990. Paleoclimate deduced from a multidisciplinary study of a half-million-year-old stalagmite from Rana, northern Norway. *Quaternary Research*, 34, 306-316.
- Lauritzen, S.-E. & Skoglund, R. Ø. 2013. *Glacier Ice-Contact Speleogenesis in Marble Stripe Karst*. Elsevier Inc.
- Lølkes, S. 2017. *Kartlegging og hydrogeologi i karstgrotter ved Reingardslivatnet, Mo i Rana*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.
- Løvlie, R., Gilje-Nilson, H. & Lauritzen, S.-E. 1988. Revised Magnetostratigraphic Age Estimate of Cave Sediments from Grønligrotta, Norway. *Cave Science*, 15, 105-108.
- Malvern Instruments Ltd. 2017. *Mastersizer 3000* [Internett]. Malvern Instruments Ltd. Tilgjengelig fra: <http://www.malvern.com/en/products/product-range/mastersizer-range/mastersizer-3000/> [Lest 20.01.17].
- Moe, D., Lauritzen, S.-E. & Skoglund, R. 2016. Inverted, 'parallel' accretion of organic material in the cave Setergrotta, Rana, Northern Norway: A case study. *Acta Carsologica*, 45, 33-42.
- Nese, H. 1996. *Sedimentologisk utvikling av grottene i Kjøpsvik med hovedvekt på Storsteinsholesystemet*. Cand.scient. oppgave, Universitetet i Bergen.
- NGU. 2017. *Marin grense og tidligere havdekte områder* [Internett]. Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/minkommune/?kommunenr=1883> [Lest 29.04.17].
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*, England, Wiley-Blackwell.
- Nye, J. F. 1965. The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross section. *Journal of Glaciology*, 5, 363-396. (ref. i Lauritzen og Skoglund, 2013)
- Onac, B. & Forti, P. 2011. Minerogenetic mechanisms occurring in the cave environment: an overview. *International Journal of Speleology*, 40, 79-98.
- Onac, B. & Lauritzen, S.-E. 1995. On some cave minerals from Northern Norway. *International Journal of Speleology*, 24, 67-75.
- Oxaal, J. 1914. *Kalkstenhuler i Ranen*.
- Plummer, L. N., Wigley, T. M. L. & Parkhurst, D. L. 1978. The kinetics of calcite dissolution in CO₂-water systems at 5 degrees to 60 degrees C and 0.0 to 1.0 atm CO₂. *American Journal of Science*, 278, 179-216.
- Poppe, L. J., Paskevich, V. F., Hathaway, J. C. & Blackwood, D. S. 2000. *A Laboratory Manual for X-Ray Powder Diffraction* [Online]. Massachusetts: U.S. Geologic Survey Open-File Report 01-041. Tilgjengelig fra: <http://pubs.usgs.gov/openfile/of01-041/index.htm> [Lest 30. august 2016].

- Railton, C. L. 1954. Caving in Norway. *Cave Research Group Transactions*, 3, 17-39.
- Reigstad, L. J., Thorseth, I. H., Lauritzen, S.-E. & Torsvik, V. L. *In manus* (2017). Geomicrobiology of subarctic moonmilk deposits in Moen Cave, Norway. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen, Norway.
- Röthlisberger, H. 1972. Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology*, 11, 177-203 (ref. i Lauritzen og Skoglund, 2013).
- Schroeder, J., Ford, D. C. & Ford, D. C. 1983. Clastic sediments in Castleguard Cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada. Boulder, CO: Boulder, CO, United States: University of Colorado, Institute of Arctic and Alpine Research.
- Sperazza, M., Moore, J., Hendrix, M. & Sperazza, M. 2004. High-resolution particle size analysis of naturally occurring very fine-grained sediment through laser diffractometry. *Journal of Sedimentary Research*, 74, 736-743.
- Stadheim, A. G. 2016. Kartlegging av karstgrotter og overflatekart ved Reingardslivatnet, Mo i Rana. The University of Bergen.
- St. Pierre, S. 1988. Morphology and Sediments of the Grønli-Seter Caves, Norway. *Cave Science*, 15 (3), 109-116.
- Svensden, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F. & Stein, R. 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229-1271.
- Swapp, S. 2016. *Scanning Electron Microscopy (SEM)* [Online]. Wyoming: National Science Foundation. Tilgjengelig fra: http://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/SEM.html [Lest 3. oktober 2016].
- Udden, J. A. 1914. Mechanical Composition of Clastic Sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, 25, 655-744.
- Valen, V., Lauritzen, S.-E. & Løvlie, R. 1997. Sedimentation in a high-latitude karst cave ; Sirijordgrotta, Nordland, Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 77, 233-250.
- Valen, V., Mangerud, J., Larsen, E. & Hufthammer, A. K. 1996. Sedimentology and stratigraphy in the cave Hamnsundhelleren, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 11, 185-201.
- Van Hoesen, J. G. & Orndorff, R. L. 2004. A comparative SEM study on the micromorphology of glacial and non-glacial clasts with varying age and lithology. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 1123-1139.

- Vos, K., Vandenberghe, N. & Elsen, J. 2014. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. *Earth-Science Reviews*, 128, 93.
- Wentworth, C. K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30, 377-392.
- White, W. B. 1997. Thermodynamic equilibrium, kinetics, activation barriers, and reaction mechanisms for chemical reactions in Karst Terrains. *Environmental Geology*, 30, 46-58.
- Øvrevik, R. 2002. *Hydrogeologi og karstkorrosjon i Grønli-Seterakviferen, Mo i Rana*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.
- Øvrevik, R. & Lauritzen, S.-E. 2005. Maze caves in stripe karst: Examples from Nonshauggrotta, northern Norway. *14th International Congress of Speleology*. Athen-Kalamos.
- Øyehaug, E. T. 2016. Grottekartlegging og strukturgeologisk påvirkning på grottedannelse sør for Reingardslivatnet, Rana. The University of Bergen.

Vedlegg

Vedlegg A: Kart over Larshullet

Vedlegg B: Lengdeprofil av Larshullet

Vedlegg C: Kart over Lapphullet

Vedlegg D: Lengdeprofil av Lapphullet

Vedlegg E: Våtsiktanalyser

Vedlegg F: Partikkelanalyser fra Mastersizer 3000

Vedlegg G: Kornfordelingsanalyser (sammensatt fra våtsikt- og partikkelanalysene)

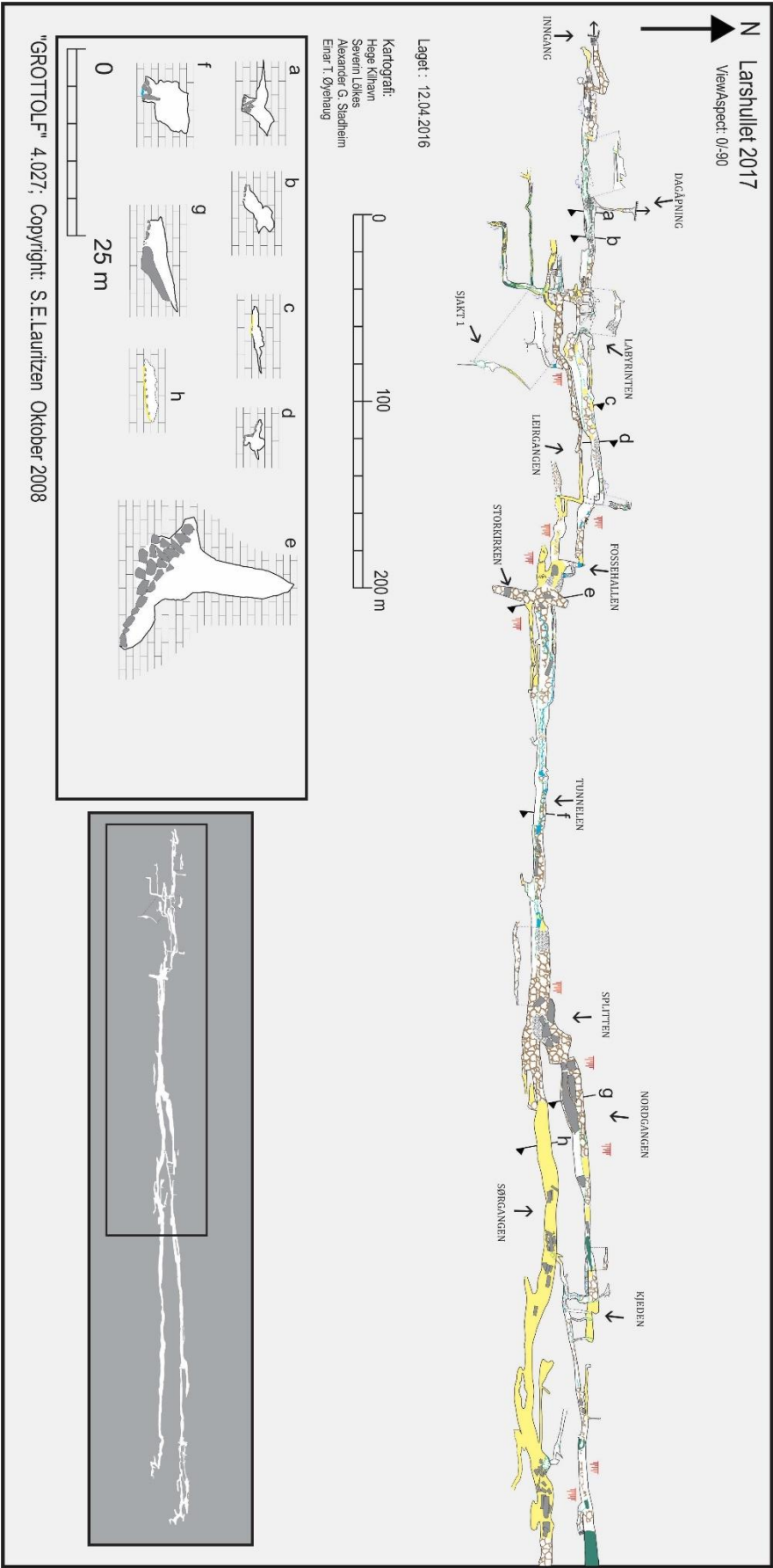
Vedlegg H: Analyser fra XRD

Vedlegg I: Clay Mineral Identification Flow Diagram (Poppe et al., 2000)

Vedlegg J: Kjemiske analyser fra SEM

Vedlegg K: Bilder fra SEM

VEDLEGG A: Kart over Larshullet

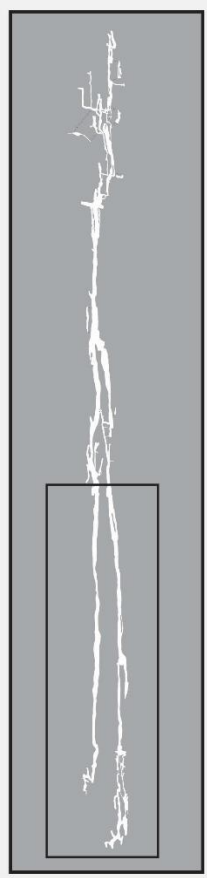
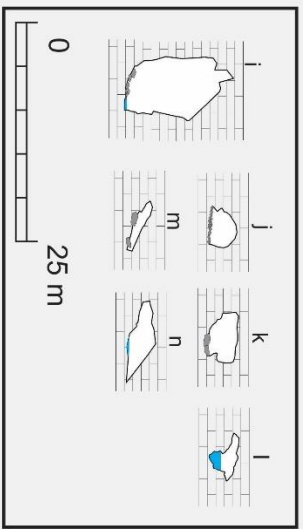


Larshullet 2017
ViewAspect: 0-90



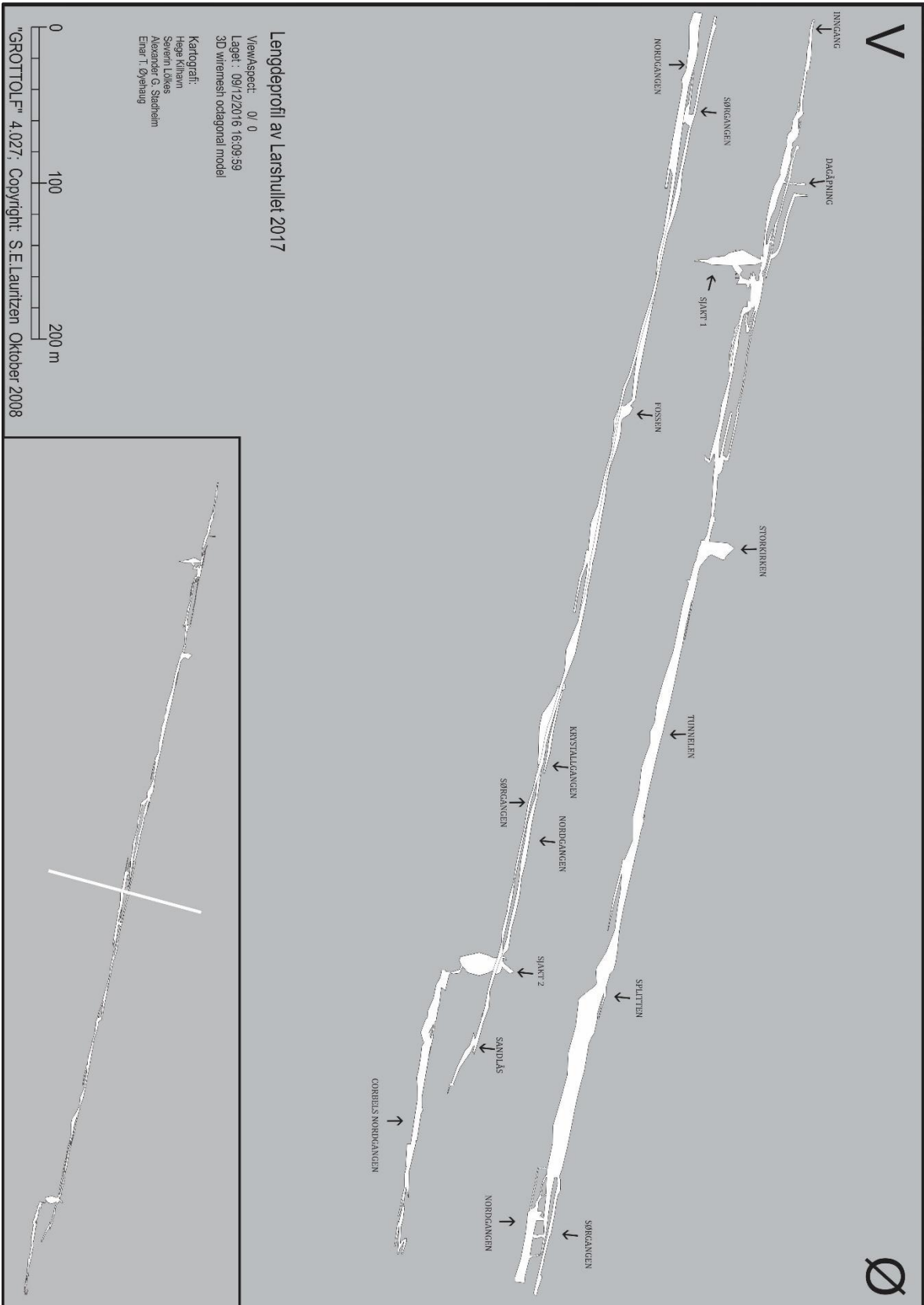
Lagel : 12.04.2016

Kartografi:
Hege Kilhamn
Svein Lillkes
Alexander G. Stadhelm
Einar T. Øyehaug

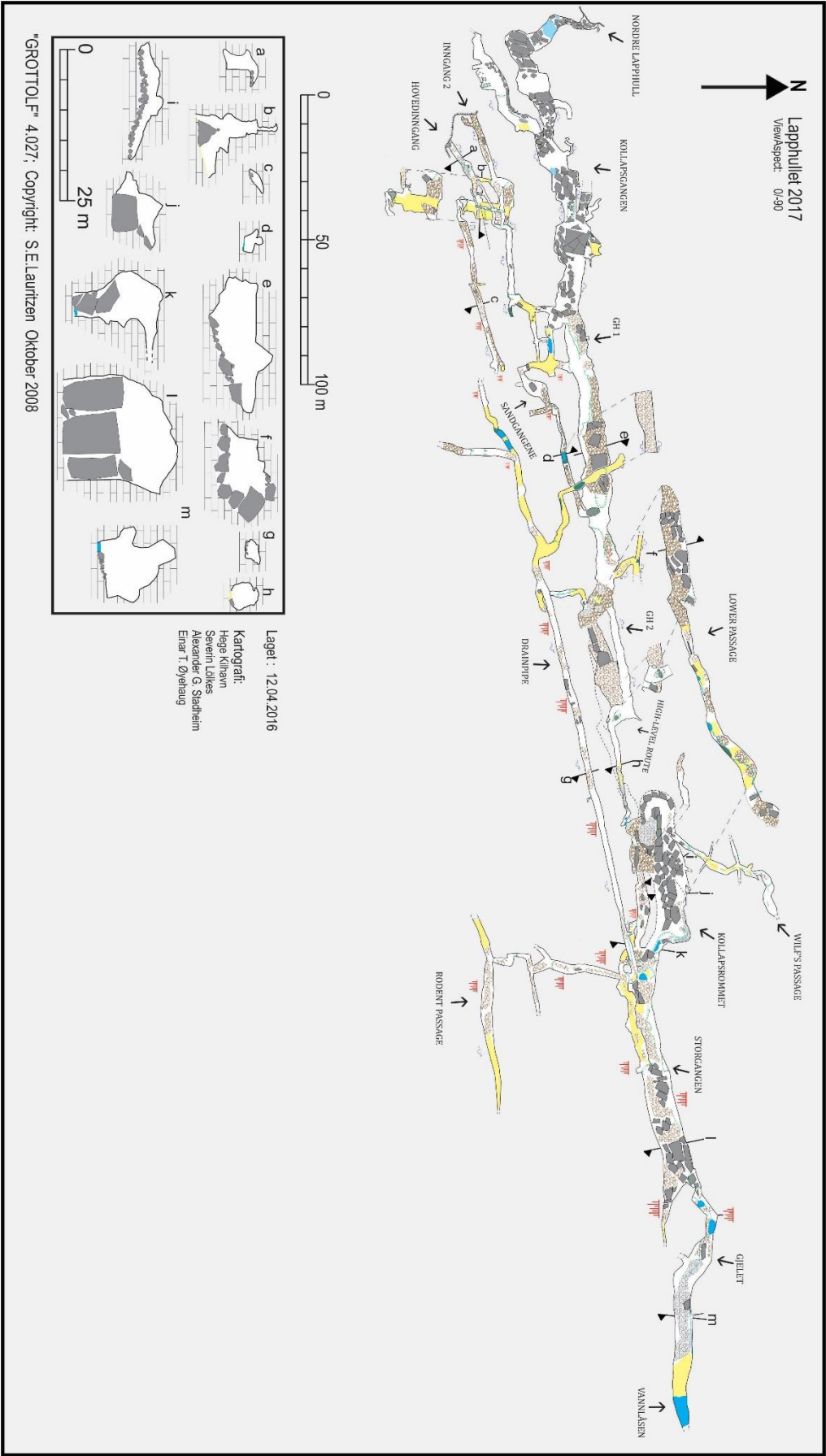


"GROTTOLF" 4.027; Copyright: S.E.Lauritzen Oktober 2008

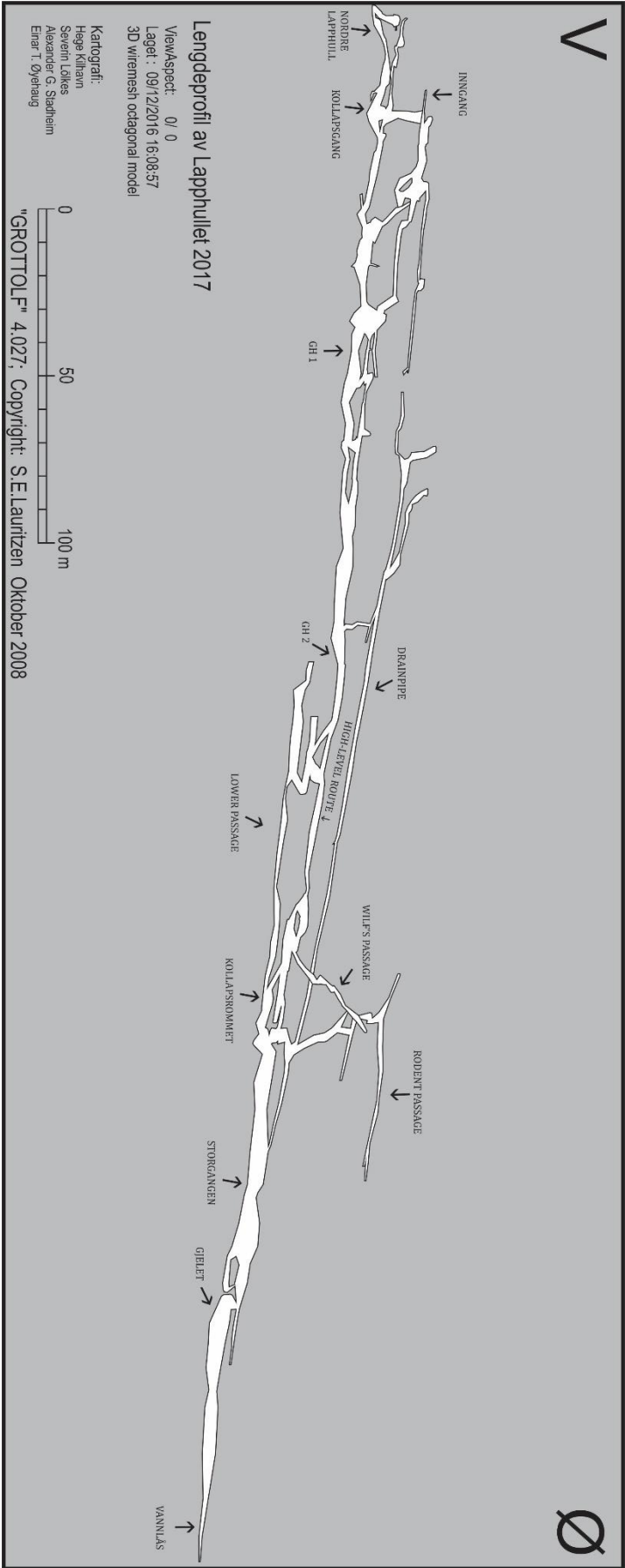
VEDLEGG B: Lengdeprofil av Larshullet



VEDLEGG C: Kart over Lapphullet



VEDLEGG D: Lengdeprofil av Lapphullet



VEDLEGG E: Våtsiktanalyser

LARSHULLET					
Prøve	100816-1A-HK	100816-1B-HK	100816-1C-HK	100816-1D-HK	
Vektfordeling (g)					
Total vekt (g)	73,97	142,71	102,17	86,07	
<63 µm	52,42	1,38	11,4	8,06	
63-125 µm	1,03	0,95	6,33	14,49	
125-250 µm	0,75	4,97	28,34	37,53	
250-500 µm	1,33	17,7	33,91	20,69	
500-1000 µm	1,88	35,08	15,8	2,62	
1000-2000 µm	2,22	25,29	4,11	0,67	
>2000 µm	13,84	55,58	0,67	0,94	
Vekt etter sikting	73,47	140,95	100,56	85	
Normalfordeling (%)					
<63 µm	71,35	0,98	11,34	9,48	
63-125 µm	1,40	0,67	6,29	17,05	
125-250 µm	1,02	3,53	28,18	44,15	
250-500 µm	1,81	12,56	33,72	24,34	
500-1000 µm	2,56	24,89	15,71	3,08	
1000-2000 µm	3,02	17,94	4,09	0,79	
>2000 µm	18,84	39,43	0,67	1,11	
Kumulativ (%)					
<63 µm	71,35	0,98	11,34	9,48	
63-125 µm	72,75	1,65	17,63	26,53	
125-250 µm	73,77	5,18	45,81	70,68	
250-500 µm	75,58	17,74	79,53	95,02	
500-1000 µm	78,14	42,63	95,25	98,11	
1000-2000 µm	81,16	60,57	99,33	98,89	
>2000 µm	100,00	100,00	100,00	100,00	
Prøve	090816-2A-HK	090816-2B-HK	090816-2C-HK	090816-2D-HK	090816-2E-HK
Vektfordeling (g)					
Total vekt (g)	33,32	75,32	149,64	78,54	104,3
<63 µm	30,03	49,01	9,89	59,48	83,72
63-125 µm	1,95	20,25	3,81	1,49	13,12
125-250 µm	0,41	4,63	9,58	3,41	3,85
250-500 µm	0,1	0,2	16,93	4,09	1,01
500-1000 µm	0,1	0,02	6,93	2,07	0,43
1000-2000 µm	0,14	0,05	12,4	1,41	0,48
>2000 µm	0,14	0,22	89,02	5,99	0,85
Vekt etter sikting	32,87	74,38	148,56	77,94	103,46

Normalfordeling (%)					
<63 µm	91,36	65,89	6,66	76,32	80,92
63-125 µm	5,93	27,23	2,56	1,91	12,68
125-250 µm	1,25	6,22	6,45	4,38	3,72
250-500 µm	0,30	0,27	11,40	5,25	0,98
500-1000 µm	0,30	0,03	4,66	2,66	0,42
1000-2000 µm	0,43	0,07	8,35	1,81	0,46
>2000 µm	0,43	0,30	59,92	7,69	0,82
Kumulativ (%)					
<63 µm	91,36	65,89	6,66	76,32	80,92
63-125 µm	97,29	93,12	9,22	78,23	93,60
125-250 µm	98,54	99,34	15,67	82,60	97,32
250-500 µm	98,84	99,61	27,07	87,85	98,30
500-1000 µm	99,15	99,64	31,73	90,51	98,71
1000-2000 µm	99,57	99,70	40,08	92,31	99,18
>2000 µm	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

LAPPHULLET							
Prøve	110816-2A-HK	110816-2B-HK	110816-2C-HK	110816-2D-HK	110816-2E-HK	110816-2F-HK	110816-2G-HK
Vektfordeling (g)							
Total vekt (g)	117,37	127,58	75,18	98,86	69,72	102,15	143,54
<63 µm	7,89	4,85	5,36	5,76	7,89	6,98	18,39
63-125 µm	7,36	3,7	2,47	2,48	1,61	1,5	2,27
125-250 µm	17,78	9,19	7,3	10,26	7,28	4,91	4,4
250-500 µm	23,42	13,58	20,38	19,74	15,01	10,24	9,01
500-1000 µm	20,77	22,03	20,9	16,76	14,61	13,84	12,87
1000-2000 µm	13,47	30,06	10,48	21,28	16,17	26,79	18,86
>2000 µm	24,82	42,77	7,13	19,39	6,23	36,57	75,72
Vekt etter sikting	115,51	126,18	74,02	95,67	68,8	100,83	141,52
Normalfordeling (%)							
<63 µm	6,83	3,84	7,24	6,02	11,47	6,92	12,99
63-125 µm	6,37	2,93	3,34	2,59	2,34	1,49	1,60
125-250 µm	15,39	7,28	9,86	10,72	10,58	4,87	3,11
250-500 µm	20,28	10,76	27,53	20,63	21,82	10,16	6,37
500-1000 µm	17,98	17,46	28,24	17,52	21,24	13,73	9,09
1000-2000 µm	11,66	23,82	14,16	22,24	23,50	26,57	13,33
>2000 µm	21,49	33,90	9,63	20,27	9,06	36,27	53,50

Kumulativ (%)							
<63 µm	6,83	3,84	7,24	6,02	11,47	6,92	12,99
63-125 µm	13,20	6,77	10,58	8,61	13,81	8,41	14,59
125-250 µm	28,59	14,06	20,44	19,34	24,39	13,28	17,70
250-500 µm	48,87	24,82	47,97	39,97	46,21	23,43	24,07
500-1000 µm	66,85	42,28	76,21	57,49	67,44	37,16	33,16
1000-2000 µm	78,51	66,10	90,37	79,73	90,95	63,73	46,49
>2000 µm	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Prøve							
	170815-3A-HK	170815-3B-HK	170815-3C-HK	170815-3D-HK	170815-3E-HK		
Vektfordeling (g)							
Total vekt (g)	101,22	148,48	89,22	86,45	44,02		
<63 µm	10,34	2,98	7,30	9,04	0,5		
63-125 µm	0,52	1,93	25,89	26,44	0,72		
125-250 µm	1,83	36,31	41,25	38,93	1,43		
250-500 µm	7,02	96,04	5,24	10,28	2,65		
500-1000 µm	8,81	9,23	0,80	0,49	2,5		
1000-2000 µm	27,85	0,15	0,58	0,04	3,29		
>2000 µm	43,58	0,16	7,54	0	32,54		
Vekt etter sikting	99,95	146,8	88,60	85,22	43,63		
Normalfordeling (%)							
<63 µm	10,35	2,03	8,24	10,61	1,15		
63-125 µm	0,52	1,31	29,22	31,03	1,65		
125-250 µm	1,83	24,73	46,56	45,68	3,28		
250-500 µm	7,02	65,42	5,91	12,06	6,07		
500-1000 µm	8,81	6,29	0,90	0,57	5,73		
1000-2000 µm	27,86	0,10	0,65	0,05	7,54		
>2000 µm	43,60	0,11	8,51	0,00	74,58		
Kumulativ (%)							
<63 µm	10,35	2,03	8,24	10,61	1,15		
63-125 µm	10,87	3,34	37,46	41,64	2,80		
125-250 µm	12,70	28,08	84,02	87,32	6,08		
250-500 µm	19,72	93,50	89,93	99,38	12,15		
500-1000 µm	28,54	99,79	90,84	99,96	17,88		
1000-2000 µm	56,40	99,89	91,49	100,00	25,42		
>2000 µm	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00		
Prøve							
	120816-5A-HK	120816-5B-HK	120816-5C-HK				
Vektfordeling (g)							
Total vekt (g)		81,77	74,07		75,73		

<63 µm	1,05	0,62	0,89
63-125 µm	0,63	0,61	0,64
125-250 µm	5,44	3,55	7,21
250-500 µm	50,76	16,24	34,01
500-1000 µm	21,09	14,82	14,8
1000-2000 µm	1,22	16,34	7,75
>2000 µm	0,71	21,07	9,31
Vekt etter sikting	80,9	73,25	74,61
Normalfordeling (%)			
<63 µm	1,30	0,85	1,19
63-125 µm	0,78	0,83	0,86
125-250 µm	6,72	4,85	9,66
250-500 µm	62,74	22,17	45,58
500-1000 µm	26,07	20,23	19,84
1000-2000 µm	1,51	22,31	10,39
>2000 µm	0,88	28,76	12,48
Kumulativ (%)			
<63 µm	1,3	0,85	1,19
63-125 µm	2,08	1,68	2,05
125-250 µm	8,80	6,53	11,71
250-500 µm	71,55	28,70	57,30
500-1000 µm	97,62	48,93	77,13
1000-2000 µm	99,12	71,24	87,52
>2000 µm	100,00	100,00	100,00

VEDLEGG F: Partikkelanalyser fra Mastersizer 3000

LARSHULLET				
Sample Name	100816-1A-HK	100816-1B-HK	100816-1C-HK	100816-1D-HK
Measurement Date Time	24.01.2017 11:52	24.01.2017 13:07	24.01.2017 13:23	24.01.2017 13:39
Dx (10)	4,2	4,85	4,98	5,39
Dx (50)	13,9	20,3	14,8	28,1
Dx (90)	40	62,7	35,7	75,2
Mode	14,9	24,6	16,4	45,6
Mode Count	2	1	2	1
Laser Obscuration	19,42	16,71	19,93	11,41
Residual	0,2	0,18	0,19	0,22
D [4;3]	29,3	31,8	35,5	36,8
D [3;2]	8,94	10,8	10	12,5
0,767	0	0,07	0	0,07
0,872	0,09	0,12	0	0,13
0,991	0,16	0,19	0,07	0,19
1,13	0,26	0,28	0,14	0,26
1,28	0,37	0,37	0,24	0,34
1,45	0,5	0,46	0,36	0,42
1,65	0,62	0,55	0,47	0,49
1,88	0,74	0,63	0,58	0,56
2,13	0,89	0,73	0,69	0,64
2,42	1,06	0,84	0,83	0,74
2,75	1,26	0,97	0,98	0,84
3,12	1,52	1,13	1,17	0,97
3,55	1,83	1,32	1,41	1,11
4,03	2,2	1,54	1,72	1,29
4,58	2,62	1,8	2,1	1,48
5,21	3,09	2,09	2,56	1,7
5,92	3,6	2,4	3,11	1,92
6,72	4,12	2,74	3,74	2,16
7,64	4,63	3,09	4,41	2,39
8,68	5,1	3,45	5,11	2,62
9,86	5,5	3,79	5,79	2,84
11,2	5,81	4,12	6,38	3,04
12,7	5,99	4,41	6,82	3,23
14,5	6,03	4,66	7,06	3,43
16,4	5,91	4,86	7,06	3,63
18,7	5,64	5	6,79	3,87
21,2	5,24	5,08	6,27	4,15
24,1	4,73	5,09	5,53	4,47
27,4	4,15	5,03	4,66	4,82
31,1	3,53	4,9	3,72	5,17
35,3	2,91	4,7	2,81	5,46
40,1	2,32	4,41	1,99	5,64

45,6	1,79	4,05	1,3	5,65
51,8	1,33	3,6	0,78	5,42
58,9	0,95	3,09	0,42	4,95
66,9	0,65	2,54	0,2	4,27
76	0,42	1,97	0,08	3,43
86,4	0,25	1,42	0	2,53
98,1	0,14	0,93	0	1,66
111	0,03	0,53	0	0,94
127	0	0,24	0	0,41
144	0	0,07	0	0,11
163	0	0	0	0
186	0	0	0	0
211	0	0	0	0
240	0,06	0	0	0
272	0,1	0	0,08	0,02
310	0,14	0	0,13	0,08
352	0,17	0,01	0,17	0,1
400	0,21	0,09	0,21	0,11
454	0,24	0,11	0,25	0,1
516	0,26	0,13	0,28	0,08
586	0,26	0,13	0,29	0,04
666	0,23	0,12	0,28	0,01
756	0,19	0,09	0,25	0
859	0,14	0,04	0,21	0
976	0,07	0	0,16	0
1110	0	0	0,12	0
1260	0	0	0,08	0
1430	0	0	0,06	0
1630	0	0	0,03	0
1850	0	0	0,02	0
2100	0	0	0,01	0

Sample Name	090816-2A-HK	090816-2B-HK	090816-2C-HK	090816-2D-HK	090816-2E-HK
Measurement Date	24.01.2017	24.01.2017	24.01.2017	24.01.2017	24.01.2017
Time	10:27	10:44	11:00	11:17	11:37
Dx (10)	4,09	6,93	7,28	2,63	3,85
Dx (50)	14,9	24,1	32,7	9,45	13,1
Dx (90)	43,1	63,1	73,1	35,8	38,8
Mode	16,7	29,3	43,4	9,97	14,1
Mode Count	2	2	1	2	2
Laser Obscuration	23,93	12,97	9,57	28,52	24,52
Residual	0,19	0,19	0,27	0,31	0,22
D [4;3]	30	33,1	37,6	81,5	31,8
D [3;2]	8,89	14,1	15,2	5,93	8,24
0,46	0	0	0	0,01	0
0,523	0	0	0	0,08	0

0,594	0	0	0	0,1	0
0,675	0	0	0	0,14	0
0,767	0,08	0	0,07	0,23	0,09
0,872	0,16	0	0,11	0,37	0,17
0,991	0,25	0,1	0,16	0,54	0,26
1,13	0,35	0,15	0,21	0,72	0,36
1,28	0,46	0,2	0,26	0,91	0,48
1,45	0,58	0,26	0,3	1,09	0,6
1,65	0,69	0,31	0,35	1,28	0,72
1,88	0,8	0,36	0,39	1,49	0,84
2,13	0,93	0,41	0,43	1,73	0,99
2,42	1,08	0,46	0,48	2,01	1,17
2,75	1,25	0,54	0,55	2,34	1,39
3,12	1,46	0,64	0,63	2,7	1,66
3,55	1,71	0,77	0,74	3,11	1,98
4,03	2,01	0,95	0,86	3,55	2,37
4,58	2,35	1,17	1,01	3,99	2,8
5,21	2,75	1,43	1,17	4,43	3,28
5,92	3,18	1,75	1,34	4,84	3,78
6,72	3,65	2,12	1,52	5,18	4,29
7,64	4,13	2,53	1,72	5,43	4,78
8,68	4,6	2,97	1,92	5,57	5,22
9,86	5,04	3,43	2,14	5,58	5,58
11,2	5,41	3,9	2,39	5,45	5,84
12,7	5,69	4,35	2,68	5,19	5,96
14,5	5,85	4,78	3,02	4,8	5,93
16,4	5,87	5,16	3,45	4,3	5,75
18,7	5,74	5,49	3,96	3,73	5,42
21,2	5,46	5,74	4,55	3,12	4,97
24,1	5,06	5,9	5,19	2,51	4,42
27,4	4,56	5,96	5,84	1,94	3,81
31,1	3,98	5,91	6,42	1,43	3,19
35,3	3,38	5,72	6,84	1,01	2,59
40,1	2,77	5,39	7,02	0,68	2,03
45,6	2,2	4,91	6,9	0,44	1,55
51,8	1,68	4,31	6,45	0,28	1,14
58,9	1,23	3,6	5,69	0,17	0,81
66,9	0,86	2,84	4,69	0,12	0,56
76	0,56	2,08	3,56	0,09	0,37
86,4	0,34	1,38	2,44	0,07	0,23
98,1	0,18	0,8	1,46	0,02	0,14
111	0,08	0,37	0,71	0	0,07
127	0	0,11	0,19	0	0
144	0	0	0	0	0
163	0	0	0	0	0
186	0	0	0	0	0

211	0	0	0	0	0
240	0	0	0	0	0
272	0,01	0,04	0,02	0,09	0,08
310	0,07	0,1	0,04	0,16	0,12
352	0,1	0,12	0,05	0,24	0,17
400	0,13	0,14	0,04	0,35	0,22
454	0,16	0,13	0,02	0,45	0,26
516	0,19	0,11	0,02	0,55	0,29
586	0,2	0,08	0	0,62	0,31
666	0,2	0,03	0	0,66	0,29
756	0,18	0,01	0	0,67	0,26
859	0,16	0	0	0,64	0,2
976	0,12	0	0	0,58	0,14
1110	0,08	0	0	0,51	0,07
1260	0,02	0	0	0,43	0
1430	0	0	0	0,36	0
1630	0	0	0	0,29	0
1850	0	0	0	0,23	0
2100	0	0	0	0,18	0
2390	0	0	0	0,13	0
2710	0	0	0	0,08	0

LAPPHULLET							
Sample Name	110816-2A-HK	110816-2B-HK	110816-2C-HK	110816-2D-HK	110816-2E-HK	110816-2F-HK	110816-2G-HK
Measurement Date Time	30.11.2016 10:45	30.11.2016 11:10	30.11.2016 11:26	30.11.2016 11:42	30.11.2016 12:03	30.11.2016 12:18	30.11.2016 15:15
Dx (10)	2,96	3,5	3,42	3,51	3,73	3,44	3,87
Dx (50)	12,7	16,1	14	13,8	14,6	14,1	14,6
Dx (90)	69,1	62	54,3	50,5	52,3	51,1	45,7
Mode	10,3	17,1	14,7	15,1	16	15,5	16
Mode Count	2	2	2	2	2	2	2
Laser Obscuration	30,24	26,19	29,14	33,4	32,02	30,49	27,26
Residual	0,26	0,24	0,25	0,24	0,23	0,25	0,26
0,675	0,05	0,04	0	0	0	0	0
0,767	0,13	0,12	0,09	0,07	0,05	0,1	0,03
0,872	0,23	0,19	0,16	0,14	0,12	0,17	0,12
0,991	0,36	0,29	0,26	0,24	0,21	0,27	0,19
1,13	0,51	0,41	0,39	0,36	0,31	0,39	0,29
1,28	0,7	0,55	0,54	0,5	0,45	0,54	0,42
1,45	0,91	0,71	0,72	0,68	0,61	0,72	0,57
1,65	1,13	0,88	0,91	0,87	0,79	0,9	0,74
1,88	1,36	1,05	1,1	1,06	0,96	1,08	0,9
2,13	1,58	1,22	1,28	1,24	1,13	1,27	1,07
2,42	1,82	1,39	1,49	1,45	1,32	1,46	1,25

2,75	2,08	1,58	1,7	1,67	1,52	1,66	1,45
3,12	2,35	1,78	1,94	1,91	1,75	1,89	1,68
3,55	2,64	2,01	2,2	2,18	2	2,14	1,94
4,03	2,93	2,25	2,49	2,47	2,29	2,42	2,24
4,58	3,23	2,51	2,8	2,79	2,6	2,73	2,58
5,21	3,51	2,79	3,13	3,14	2,95	3,06	2,95
5,92	3,77	3,07	3,46	3,5	3,31	3,4	3,35
6,72	3,98	3,34	3,78	3,86	3,69	3,74	3,76
7,64	4,14	3,6	4,09	4,2	4,06	4,07	4,16
8,68	4,23	3,84	4,37	4,53	4,42	4,38	4,55
9,86	4,25	4,05	4,59	4,8	4,74	4,65	4,89
11,2	4,21	4,21	4,76	5,02	5,01	4,86	5,17
12,7	4,1	4,33	4,85	5,15	5,19	4,99	5,36
14,5	3,93	4,39	4,86	5,19	5,28	5,04	5,46
16,4	3,74	4,41	4,79	5,12	5,25	5	5,44
18,7	3,52	4,38	4,64	4,94	5,11	4,86	5,3
21,2	3,31	4,3	4,41	4,66	4,86	4,63	5,06
24,1	3,12	4,2	4,13	4,29	4,51	4,33	4,72
27,4	2,96	4,06	3,8	3,85	4,08	3,96	4,31
31,1	2,83	3,9	3,45	3,37	3,59	3,54	3,84
35,3	2,71	3,7	3,08	2,87	3,08	3,11	3,35
40,1	2,58	3,46	2,7	2,38	2,57	2,66	2,85
45,6	2,43	3,18	2,32	1,92	2,08	2,23	2,36
51,8	2,24	2,84	1,95	1,51	1,63	1,81	1,9
58,9	1,99	2,45	1,59	1,14	1,23	1,43	1,47
66,9	1,69	2,03	1,25	0,84	0,89	1,09	1,08
76	1,35	1,59	0,93	0,59	0,62	0,78	0,75
86,4	1	1,16	0,65	0,39	0,4	0,53	0,48
98,1	0,66	0,76	0,41	0,24	0,24	0,33	0,27
111	0,38	0,44	0,22	0,12	0,12	0,18	0,12
127	0,17	0,2	0,09	0,01	0	0,07	0
144	0	0,05	0	0	0	0	0
163	0	0	0	0	0	0	0
186	0	0	0	0	0	0	0
211	0	0	0	0	0	0	0
240	0	0	0	0	0	0	0,05
272	0	0	0,01	0,07	0,03	0,06	0,12
310	0,07	0,08	0,11	0,13	0,1	0,13	0,17
352	0,14	0,13	0,17	0,19	0,16	0,19	0,22
400	0,22	0,19	0,23	0,27	0,23	0,26	0,25
454	0,31	0,24	0,3	0,35	0,3	0,33	0,26
516	0,38	0,28	0,36	0,42	0,36	0,38	0,23
586	0,45	0,3	0,4	0,47	0,42	0,41	0,18
666	0,48	0,3	0,42	0,49	0,45	0,42	0,11
756	0,49	0,27	0,41	0,49	0,46	0,39	0,02
859	0,47	0,22	0,37	0,45	0,44	0,34	0

976	0,43	0,16	0,31	0,39	0,41	0,27	0
1110	0,38	0,1	0,24	0,32	0,36	0,19	0
1260	0,32	0,03	0,17	0,25	0,31	0,11	0
1430	0,27	0	0,1	0,18	0,26	0,04	0
1630	0,23	0	0,02	0,13	0,22	0	0
1850	0,19	0	0	0,09	0,18	0	0
2100	0,15	0	0	0,06	0,14	0	0
2390	0,11	0	0	0,01	0,1	0	0
2710	0,07	0	0	0	0,06	0	0

Sample Name	170815-3A-HK	170815-3B-HK	170815-3C-HK	170815-3D-HK	170815-3E-HK
Measurement Date	24.06.2016	24.06.2016	24.06.2016	24.06.2016	22.09.2016
Time	10:56	11:13	11:40	10:33	12:31
Dx (10)	2,69	2,04	6,44	7,17	3,48
Dx (50)	11,3	9,16	37,5	43,2	20,5
Dx (90)	50,7	63,4	76,2	77	74,8
Mode	12	9,57	47,8	50,5	45,4
Laser Obscuration	36,93	32,08	8,07	7,04	18,83
Residual	0,29	0,38	0,26	0,69	0,25
0,405	0	0,1	0	0	0
0,46	0	0,17	0	0	0
0,523	0,07	0,21	0,05	0,09	0,08
0,594	0,11	0,24	0,08	0,23	0,1
0,675	0,15	0,27	0,08	0,36	0,12
0,767	0,21	0,34	0,1	0,43	0,15
0,872	0,3	0,5	0,12	0,42	0,21
0,991	0,45	0,74	0,17	0,35	0,31
1,13	0,63	1,04	0,24	0,28	0,44
1,28	0,84	1,35	0,31	0,25	0,59
1,45	1,06	1,66	0,39	0,27	0,74
1,65	1,29	1,95	0,47	0,32	0,9
1,88	1,51	2,21	0,54	0,38	1,04
2,13	1,74	2,43	0,6	0,44	1,18
2,42	1,97	2,65	0,66	0,49	1,32
2,75	2,22	2,84	0,72	0,53	1,46
3,12	2,48	3,04	0,79	0,58	1,6
3,55	2,75	3,23	0,86	0,64	1,76
4,03	3,04	3,42	0,94	0,71	1,94
4,58	3,35	3,62	1,01	0,8	2,12
5,21	3,65	3,81	1,09	0,9	2,33
5,92	3,94	3,99	1,17	0,99	2,53
6,72	4,21	4,14	1,24	1,05	2,74
7,64	4,45	4,25	1,3	1,08	2,95
8,68	4,63	4,3	1,37	1,06	3,13
9,86	4,76	4,29	1,45	1	3,3
11,2	4,8	4,19	1,56	0,92	3,43

12,7	4,77	4	1,74	0,85	3,53
14,5	4,64	3,73	2,01	0,89	3,6
16,4	4,42	3,4	2,42	1,11	3,65
18,7	4,12	3,02	2,98	1,59	3,69
21,2	3,76	2,64	3,7	2,41	3,74
24,1	3,35	2,28	4,56	3,58	3,81
27,4	2,92	1,97	5,5	5,02	3,92
31,1	2,49	1,72	6,43	6,6	4,04
35,3	2,08	1,55	7,22	8,08	4,16
40,1	1,71	1,43	7,76	9,23	4,24
45,6	1,38	1,34	7,92	9,81	4,24
51,8	1,09	1,27	7,64	9,67	4,11
58,9	0,85	1,18	6,92	8,77	3,82
66,9	0,64	1,05	5,82	7,25	3,38
76	0,48	0,9	4,5	5,35	2,81
86,4	0,33	0,71	3,11	3,4	2,16
98,1	0,22	0,51	1,85	1,72	1,5
111	0,13	0,33	0,65	0,06	0,91
127	0,04	0,17	0	0	0,45
144	0	0,07	0	0	0,15
163	0	0	0	0	0
186	0	0	0	0	0
211	0	0	0	0	0
240	0	0	0	0	0
272	0	0	0	0	0
310	0,1	0,11	0	0	0
352	0,18	0,21	0	0	0
400	0,28	0,33	0	0	0,08
454	0,38	0,45	0	0	0,13
516	0,48	0,56	0	0	0,17
586	0,57	0,64	0	0	0,2
666	0,62	0,68	0	0	0,21
756	0,63	0,67	0	0	0,21
859	0,6	0,61	0	0	0,18
976	0,54	0,52	0	0	0,15
1110	0,46	0,4	0	0	0,1
1260	0,37	0,29	0	0	0,07
1430	0,28	0,18	0	0	0,05
1630	0,2	0,1	0	0	0,04
1850	0,14	0,02	0	0	0
2100	0,1	0	0	0	0
2390	0,06	0	0	0	0

Sample Name	120816-5A-HK	120816-5B-HK	120816-5C-HK
Measurement Date Time	30.11.2016 17:00	30.11.2016 17:15	30.11.2016 17:31
Dx (10)	4,13	3,17	2,64

Dx (50)	14	17,3	10,3
Dx (90)	46,8	71,5	59,7
Mode	14,3	45	8,8
Mode Count	2	2	2
Laser Obscuration	26,93	20,91	30,66
Residual	0,24	0,34	0,29
0,594	0	0,05	0
0,675	0	0,11	0,09
0,767	0	0,16	0,17
0,872	0,1	0,25	0,29
0,991	0,17	0,36	0,44
1,13	0,25	0,5	0,63
1,28	0,37	0,66	0,85
1,45	0,51	0,83	1,1
1,65	0,66	1,02	1,37
1,88	0,81	1,19	1,64
2,13	0,95	1,37	1,91
2,42	1,12	1,55	2,2
2,75	1,31	1,74	2,5
3,12	1,53	1,93	2,82
3,55	1,81	2,14	3,14
4,03	2,15	2,36	3,47
4,58	2,54	2,58	3,79
5,21	2,99	2,8	4,07
5,92	3,49	3	4,31
6,72	4,02	3,18	4,48
7,64	4,54	3,33	4,58
8,68	5,03	3,44	4,59
9,86	5,45	3,51	4,51
11,2	5,75	3,54	4,35
12,7	5,9	3,52	4,11
14,5	5,89	3,49	3,82
16,4	5,71	3,45	3,5
18,7	5,37	3,42	3,17
21,2	4,91	3,43	2,87
24,1	4,36	3,48	2,6
27,4	3,78	3,57	2,39
31,1	3,21	3,69	2,23
35,3	2,69	3,8	2,11
40,1	2,24	3,88	2,01
45,6	1,87	3,87	1,91
51,8	1,56	3,74	1,79
58,9	1,31	3,47	1,62
66,9	1,09	3,07	1,41
76	0,88	2,56	1,16
86,4	0,69	1,99	0,9

98,1	0,5	1,41	0,63
111	0,34	0,89	0,39
127	0,2	0,47	0,21
144	0,09	0,19	0,08
163	0	0	0
186	0	0	0
211	0	0	0
240	0	0,04	0
272	0	0,11	0,09
310	0,07	0,16	0,17
352	0,11	0,19	0,26
400	0,16	0,19	0,35
454	0,2	0,16	0,43
516	0,23	0,1	0,48
586	0,25	0,05	0,5
666	0,24	0	0,47
756	0,22	0	0,41
859	0,17	0	0,31
976	0,12	0	0,2
1110	0,06	0	0,1
1260	0,01	0	0

VEDLEGG G: Kornfordelingsanalyser

LARSHULLET					
Prøve	100816-1A-HK	100816-1B-HK	100816-1C-HK	100816-1D-HK	
Normalfordeling (%)					
<0,0609 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,0609-0,122 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,122-0,243 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,243-0,488 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,488-0,975 µm	0,07	0,00	0,00	0,02	
0,975-1,95 µm	1,93	0,02	0,22	0,22	
1,95-3,9 µm	4,78	0,05	0,59	0,41	
3,9-7,8 µm	14,75	0,13	2,05	1,04	
7,8-15,6 µm	20,70	0,20	3,63	1,45	
15,6-31 µm	18,69	0,25	3,53	2,00	
31-63 µm	9,34	0,24	1,28	3,08	
63-125 µm	2,49	0,75	6,33	18,27	
125-250 µm	1,02	3,53	28,18	44,20	
250-500 µm	1,81	12,56	33,72	24,34	
500-1000 µm	2,56	24,89	15,71	3,08	
1000-2000 µm	3,02	17,94	4,09	0,79	
>2000 µm	18,84	39,43	0,67	1,11	
Kumulativ (%)					
<0,0609 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,0609-0,122 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,122-0,243 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,243-0,488 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,488-0,975 µm	0,07	0,00	0,00	0,02	
0,975-1,95 µm	2,00	0,03	0,22	0,23	
1,95-3,9 µm	6,77	0,08	0,81	0,64	
3,9-7,8 µm	21,53	0,21	2,86	1,69	
7,8-15,6 µm	42,23	0,41	6,49	3,13	
15,6-31 µm	60,92	0,66	10,02	5,13	
31-63 µm	70,26	0,90	11,31	8,21	
63-125 µm	72,75	1,65	17,63	26,48	
125-250 µm	73,77	5,18	45,82	70,68	
250-500 µm	75,58	17,74	79,54	95,02	
500-1000 µm	78,14	42,63	95,25	98,10	
1000-2000 µm	81,16	60,57	99,34	98,89	
>2000 µm	100,00	100,00	100,00	100,00	
Prøve	090816-2A-HK	090816-2B-HK	090816-2C-HK	090816-2D-HK	090816-2E-HK

0,0609-0,122 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,122-0,243 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,243-0,488 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,488-0,975 µm	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
0,975-1,95 µm	0,36	0,15	0,29	0,23	0,40	0,28	0,41
1,95-3,9 µm	0,75	0,31	0,65	0,53	0,93	0,60	0,98
3,9-7,8 µm	1,55	0,69	1,48	1,26	2,28	1,39	2,51
7,8-15,6 µm	1,49	0,82	1,76	1,56	2,97	1,72	3,36
15,6-31 µm	1,20	0,84	1,64	1,44	2,87	1,63	3,28
31-63 µm	1,06	0,77	1,13	0,83	1,71	1,06	2,08
63-125 µm	6,74	3,17	3,60	2,73	2,61	1,70	1,96
125-250 µm	15,40	7,29	9,87	10,72	10,58	4,87	3,11
250-500 µm	20,28	10,76	27,53	20,63	21,82	10,16	6,37
500-1000 µm	17,98	17,46	28,24	17,52	21,24	13,73	9,09
1000-2000 µm	11,66	23,82	14,16	22,24	23,50	26,57	13,33
>2000 µm	21,49	33,90	9,63	20,27	9,06	36,27	53,50
Kumulativ (%)							
<0,0609 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,0609-0,122 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,122-0,243 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,243-0,488 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,488-0,975 µm	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
0,975-1,95 µm	0,39	0,17	0,31	0,25	0,42	0,30	0,43
1,95-3,9 µm	1,14	0,48	0,96	0,78	1,35	0,90	1,41
3,9-7,8 µm	2,69	1,17	2,44	2,04	3,64	2,30	3,92
7,8-15,6 µm	4,19	1,99	4,20	3,60	6,61	4,01	7,28
15,6-31 µm	5,39	2,83	5,84	5,05	9,48	5,65	10,55
31-63 µm	6,45	3,60	6,97	5,88	11,20	6,71	12,63
63-125 µm	13,19	6,76	10,57	8,61	13,81	8,40	14,59
125-250 µm	28,59	14,06	20,44	19,34	24,39	13,28	17,70
250-500 µm	48,87	24,82	47,97	39,97	46,21	23,43	24,07
500-1000 µm	66,85	42,28	76,21	57,49	67,44	37,16	33,16
1000-2000 µm	78,51	66,10	90,37	79,73	90,95	63,73	46,49
>2000 µm	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

LAPPHULLET					
Prøve	170815-3A-HK	170815-3B-HK	170815-3C-HK	170815-3D-HK	170815-3E-HK
Normalfordeling (%)					
<0,0609 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,0609-0,122 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,122-0,243 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

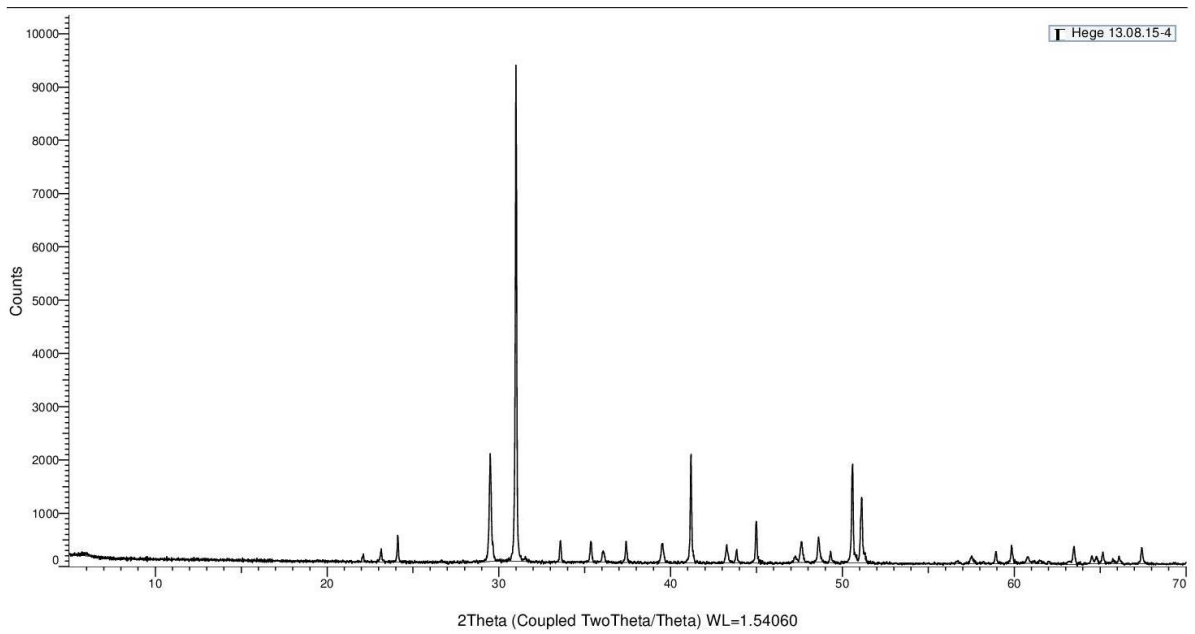
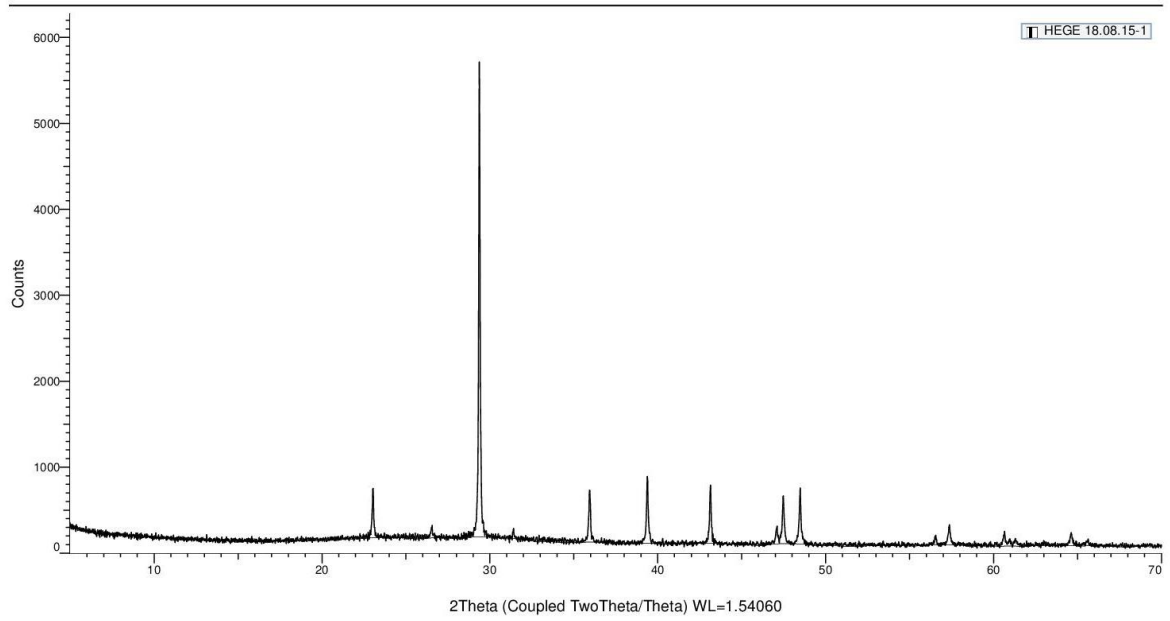
0,243-0,488 µm	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
0,488-0,975 µm	0,09	0,03	0,04	0,16	0,01
0,975-1,95 µm	0,64	0,19	0,18	0,20	0,05
1,95-3,9 µm	1,23	0,31	0,22	0,28	0,09
3,9-7,8 µm	2,49	0,50	0,56	0,59	0,17
7,8-15,6 µm	2,60	0,44	0,68	0,50	0,20
15,6-31 µm	2,04	0,29	1,59	1,46	0,22
31-63 µm	1,06	0,18	3,65	5,54	0,29
63-125 µm	0,72	1,39	30,55	32,91	1,78
125-250 µm	1,84	24,74	46,56	45,68	3,28
250-500 µm	7,02	65,42	5,91	12,06	6,07
500-1000 µm	8,81	6,29	0,90	0,57	5,73
1000-2000 µm	27,86	0,10	0,65	0,05	7,54
>2000 µm	43,60	0,11	8,51	0,00	74,58
Kumulativ (%)					
<0,0609 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,0609-0,122 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,122-0,243 µm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,243-0,488 µm	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
0,488-0,975 µm	0,09	0,04	0,04	0,16	0,01
0,975-1,95 µm	0,73	0,23	0,21	0,36	0,05
1,95-3,9 µm	1,96	0,54	0,43	0,64	0,14
3,9-7,8 µm	4,45	1,04	0,99	1,23	0,31
7,8-15,6 µm	7,05	1,48	1,67	1,73	0,51
15,6-31 µm	9,09	1,77	3,26	3,19	0,73
31-63 µm	10,15	1,95	6,91	8,72	1,02
63-125 µm	10,87	3,34	37,46	41,64	2,79
125-250 µm	12,70	28,08	84,02	87,32	6,08
250-500 µm	19,72	93,50	89,93	99,38	12,15
500-1000 µm	28,54	99,79	90,84	99,96	17,88
1000-2000 µm	56,40	99,89	91,49	100,00	25,42
>2000 µm	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

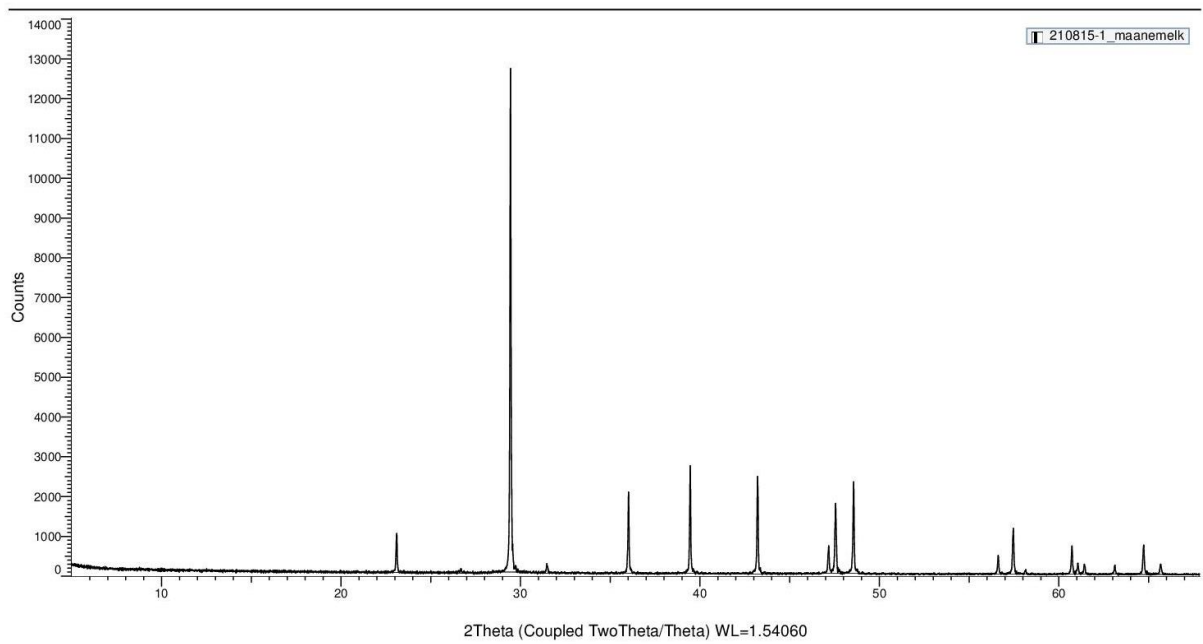
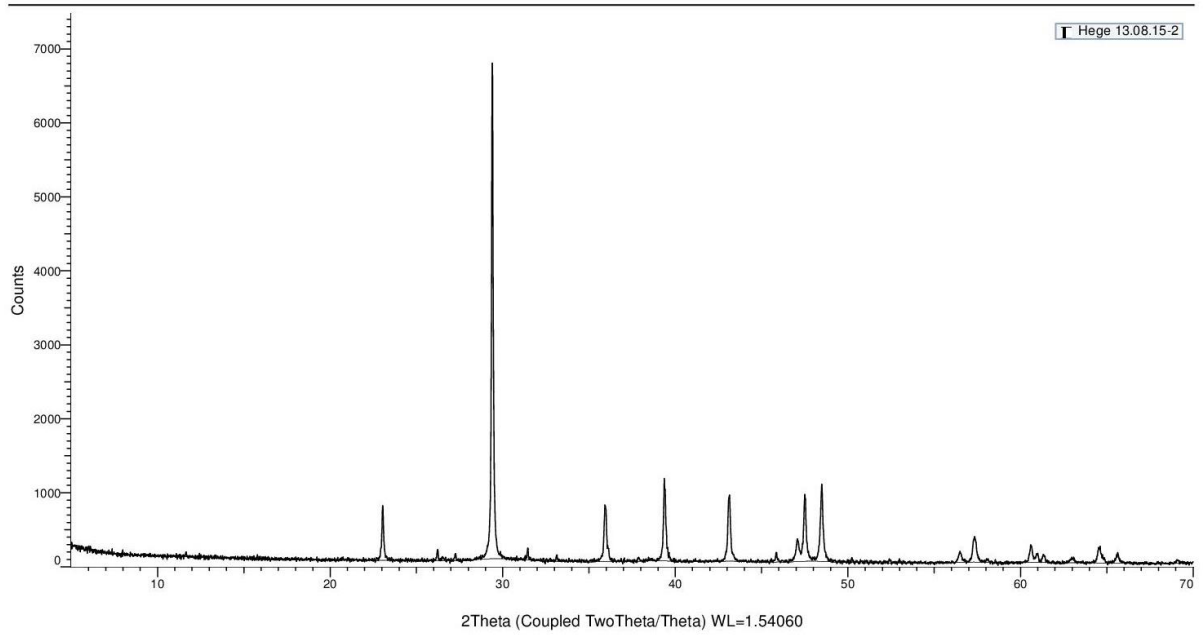
LAPPHULLET			
Prøve	120816-5A-HK	120816-5B-HK	120816-5C-HK
Normalfordeling (%)			
<0,0609 µm	0,00	0,00	0,00
0,0609-0,122 µm	0,00	0,00	0,00
0,122-0,243 µm	0,00	0,00	0,00
0,243-0,488 µm	0,00	0,00	0,00
0,488-0,975 µm	0,00	0,00	0,01
0,975-1,95 µm	0,04	0,04	0,07
1,95-3,9 µm	0,09	0,07	0,16

3,9-7,8 μm	0,26	0,15	0,31
7,8-15,6 μm	0,37	0,15	0,26
15,6-31 μm	0,32	0,15	0,18
31-63 μm	0,17	0,19	0,14
63-125 μm	0,83	0,92	0,91
125-250 μm	6,73	4,85	9,67
250-500 μm	62,74	22,17	45,58
500-1000 μm	26,07	20,23	19,84
1000-2000 μm	1,51	22,31	10,39
>2000 μm	0,88	28,76	12,48
Kumulativ (%)			
<0,0609 μm	0,00	0,00	0,00
0,0609-0,122 μm	0,00	0,00	0,00
0,122-0,243 μm	0,00	0,00	0,00
0,243-0,488 μm	0,00	0,00	0,00
0,488-0,975 μm	0,00	0,00	0,01
0,975-1,95 μm	0,04	0,04	0,08
1,95-3,9 μm	0,13	0,12	0,24
3,9-7,8 μm	0,39	0,27	0,54
7,8-15,6 μm	0,76	0,42	0,81
15,6-31 μm	1,08	0,57	0,99
31-63 μm	1,25	0,76	1,13
63-125 μm	2,07	1,68	2,04
125-250 μm	8,80	6,53	11,71
250-500 μm	71,55	28,70	57,30
500-1000 μm	97,62	48,93	77,13
1000-2000 μm	99,12	71,24	87,52
>2000 μm	100,00	100,00	100,00

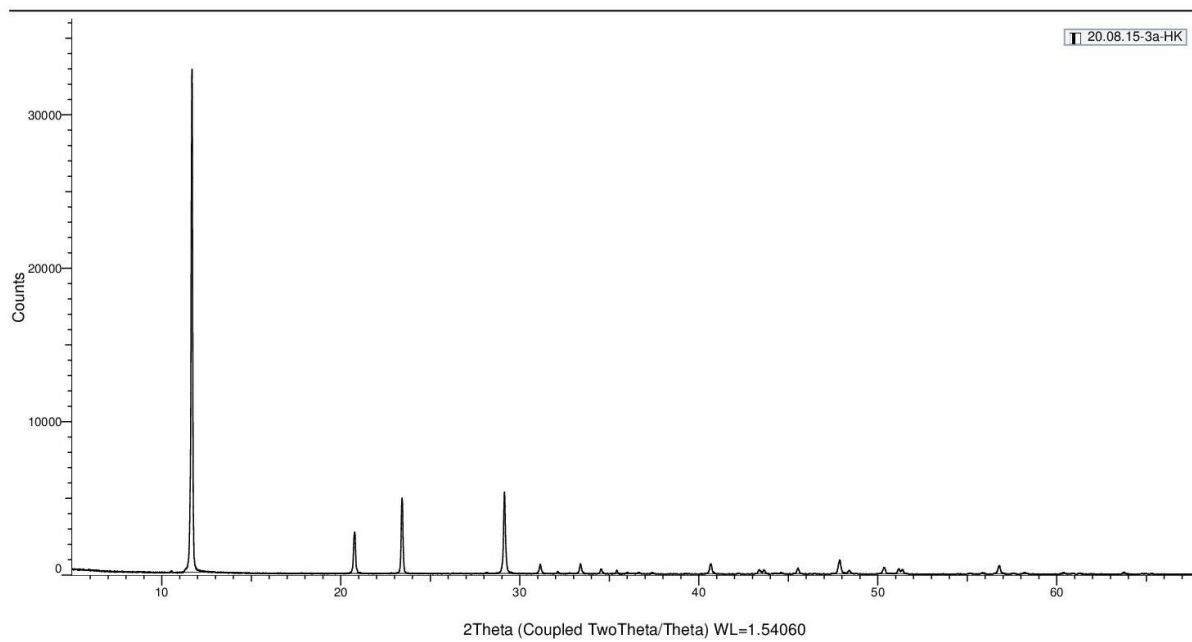
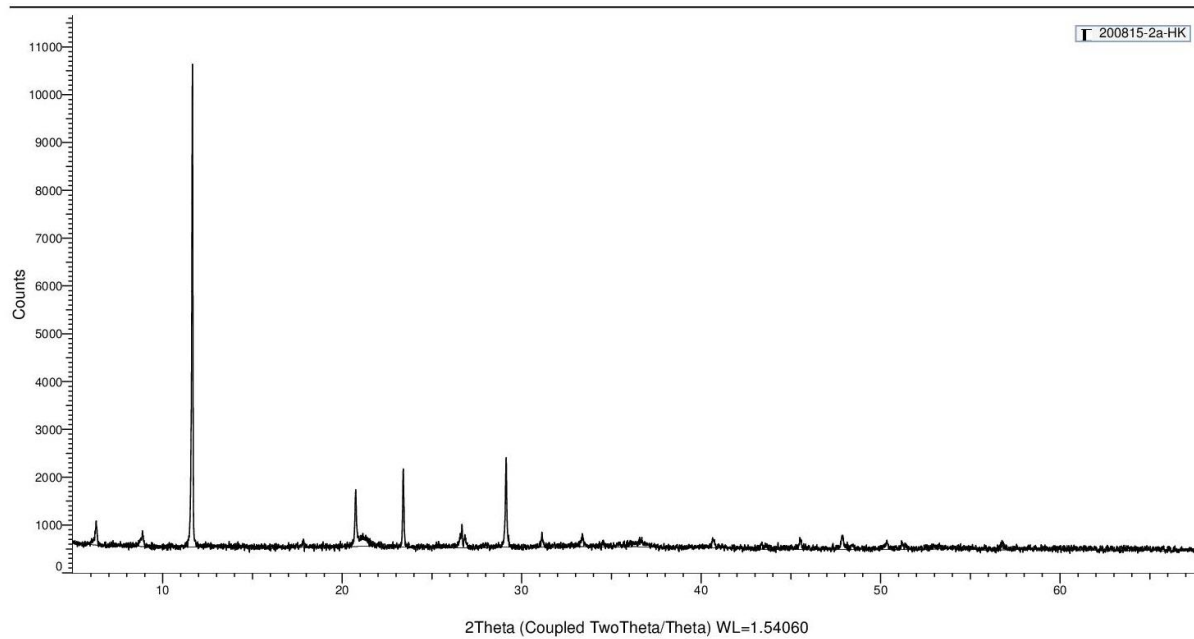
VEDLEGG H: Analyser fra XRD

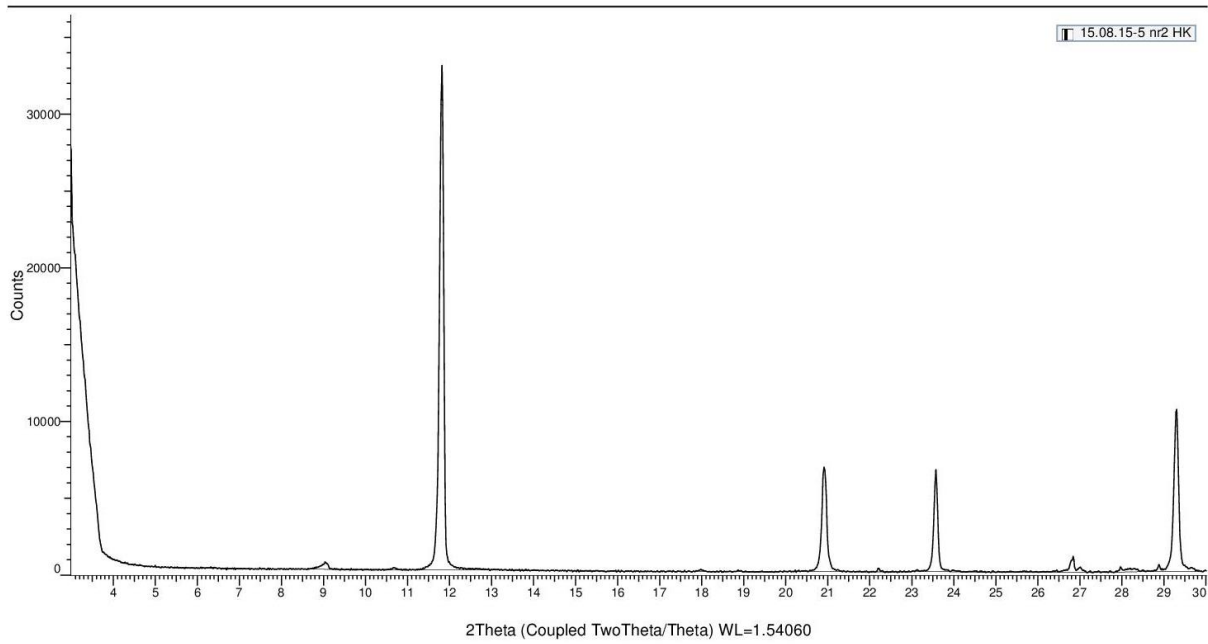
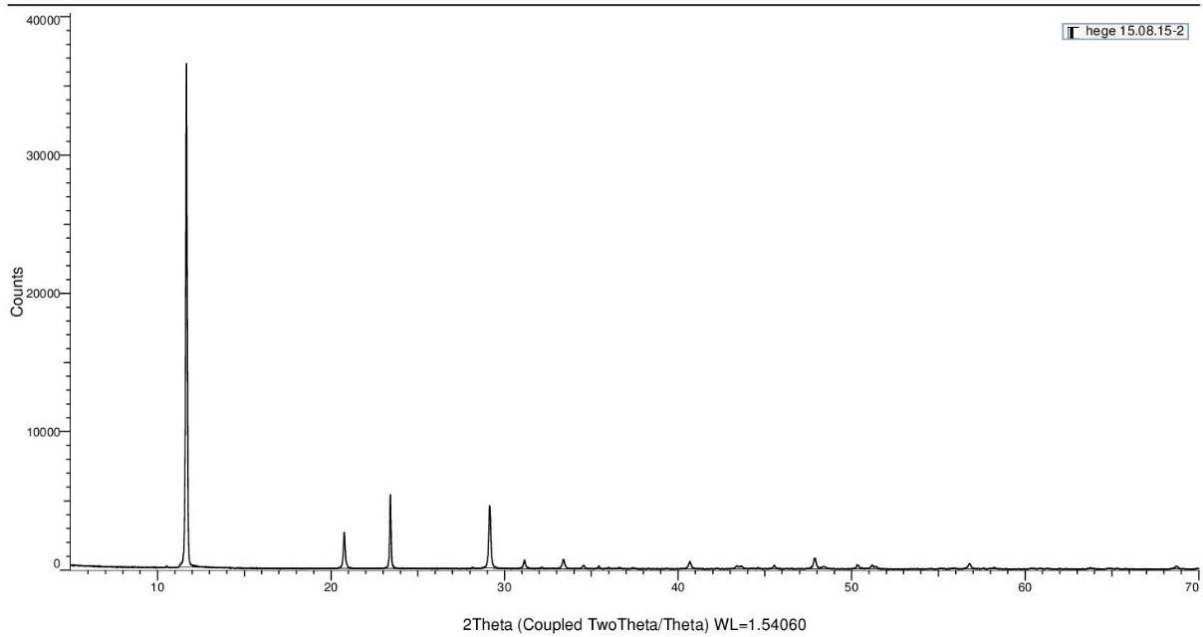
KALSITT

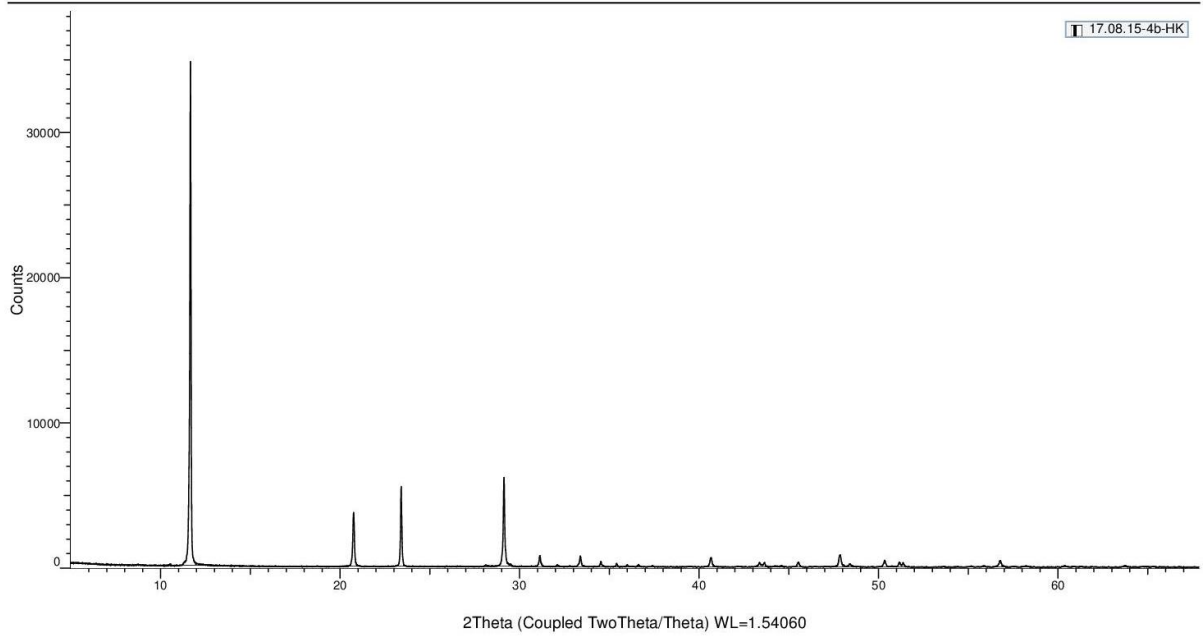




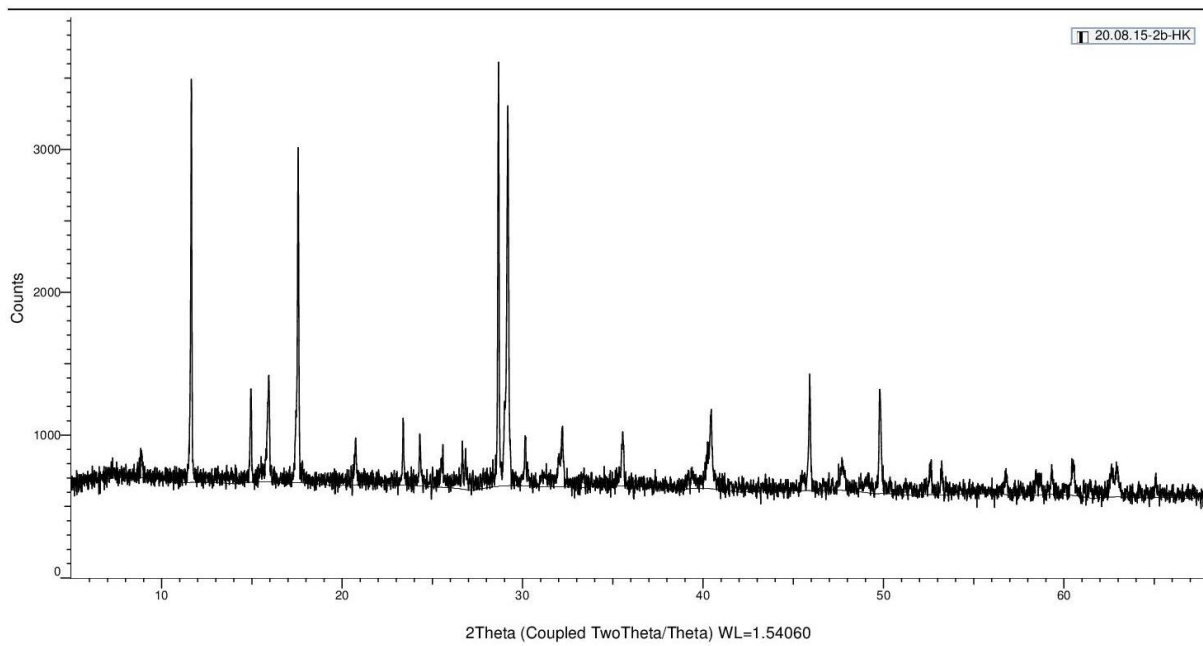
GIPS

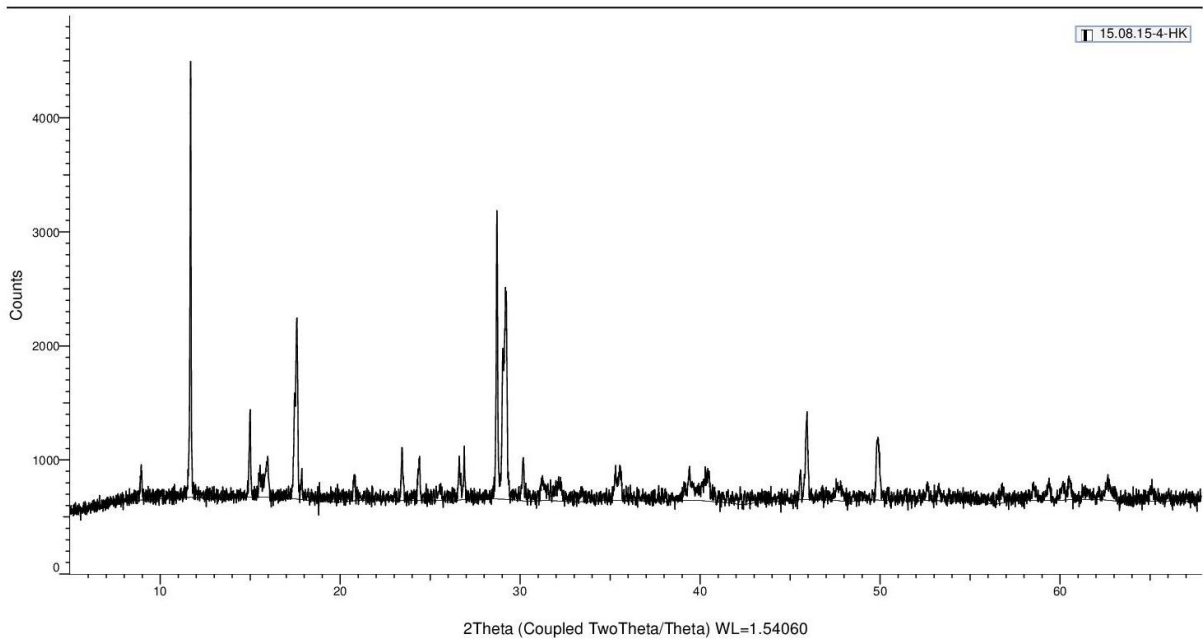
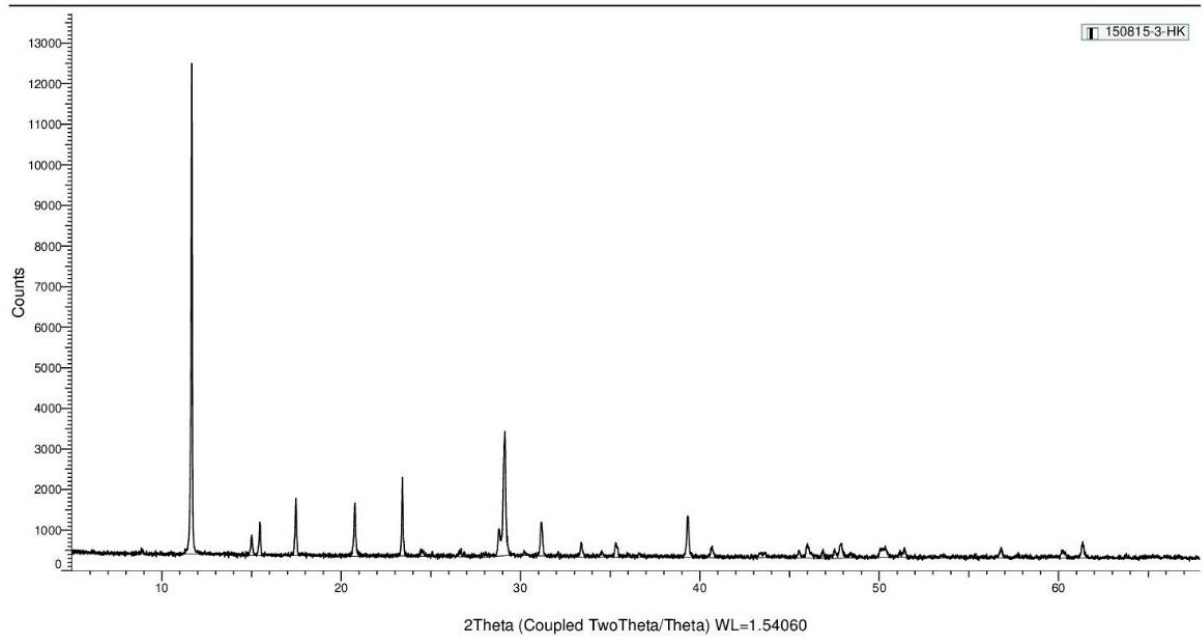




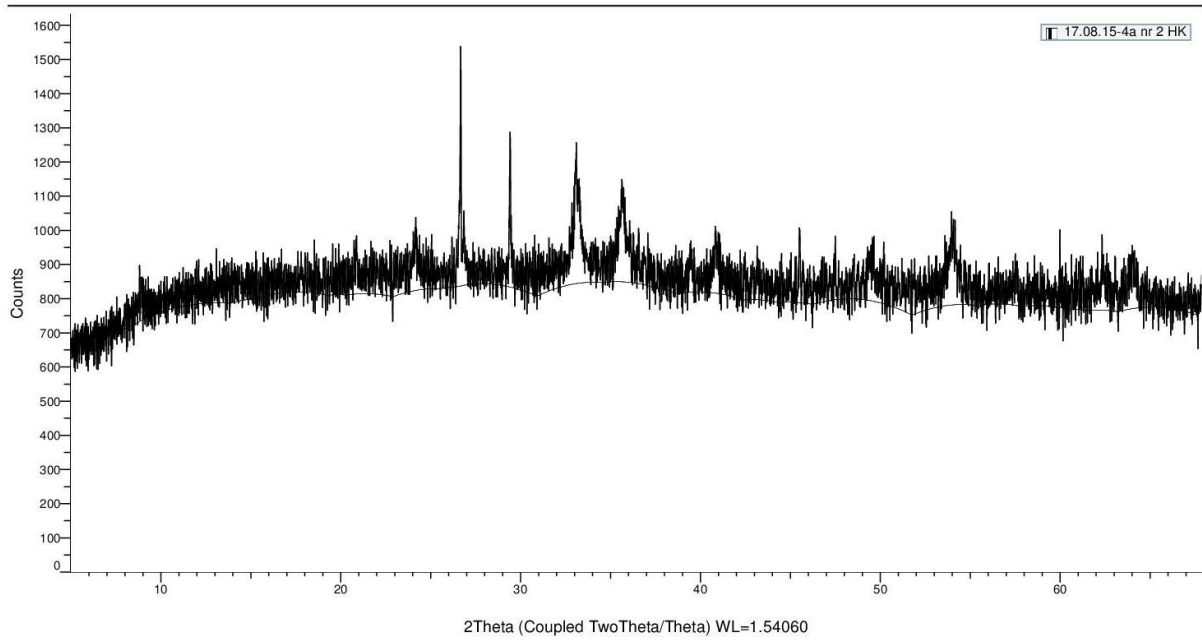
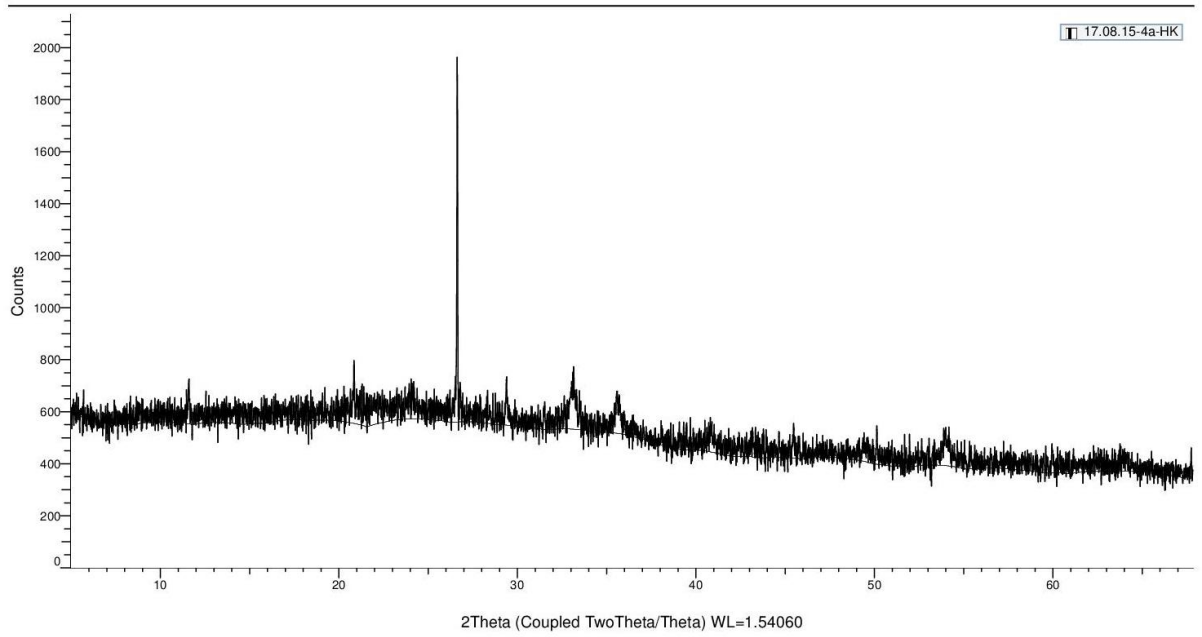


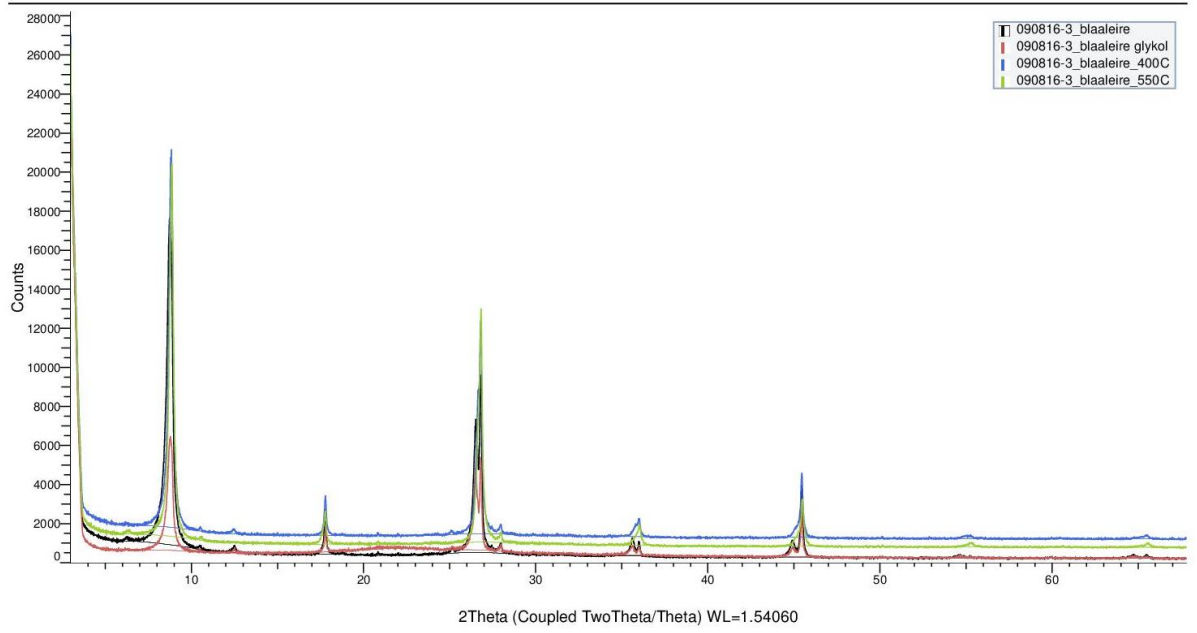
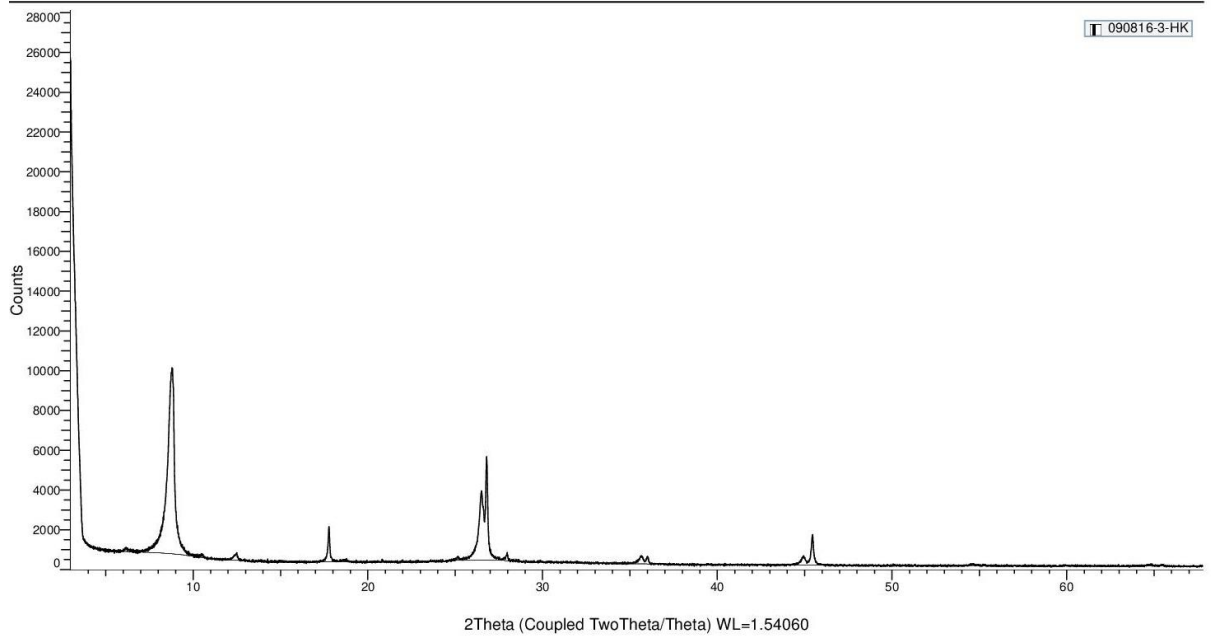
GIPS OG JAROSITT

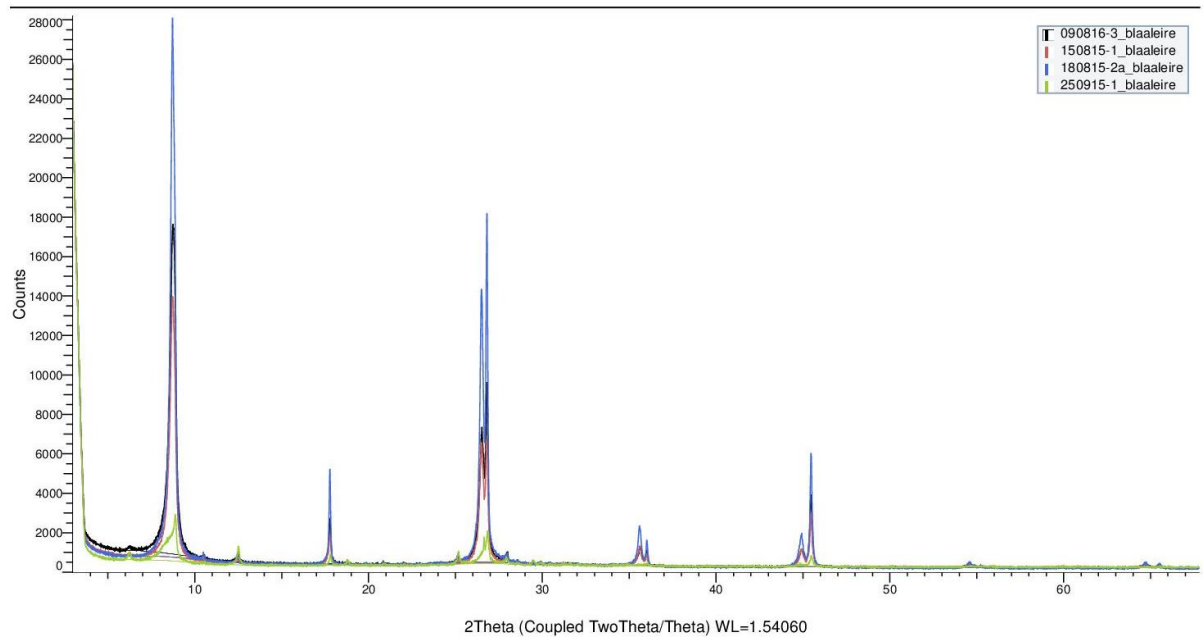




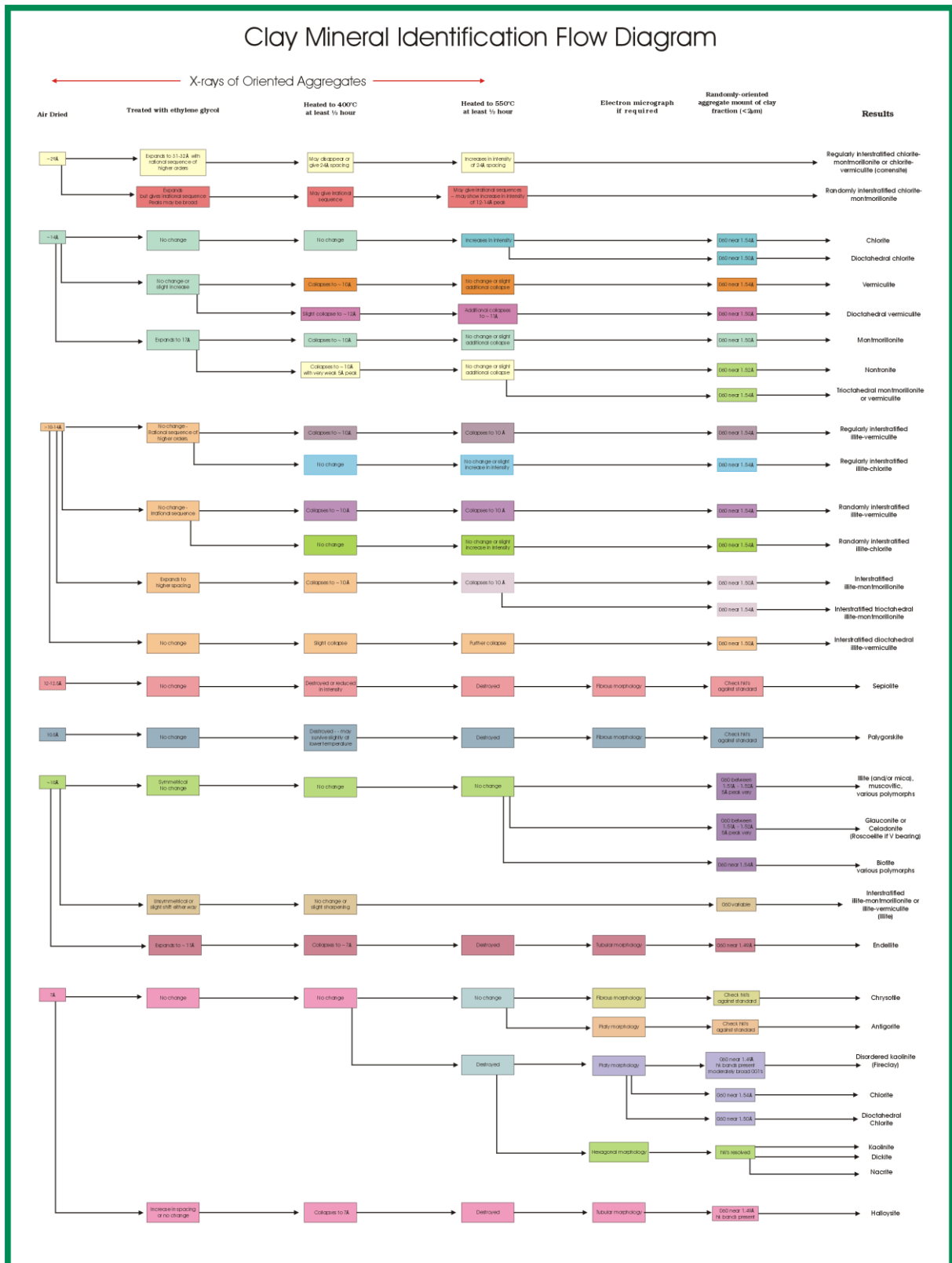
JERNOXSID







VEDLEGG I: «Clay Mineral Identification Flow Diagram» (Poppe et al., 2000)

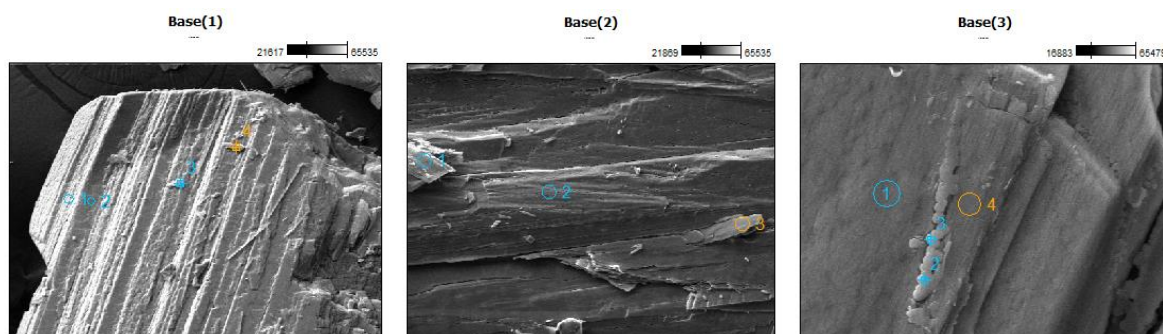


VEDLEGG J: Kjemiske analyser (EDX) fra SEM

MÅNEMELK (210815-1-HK)

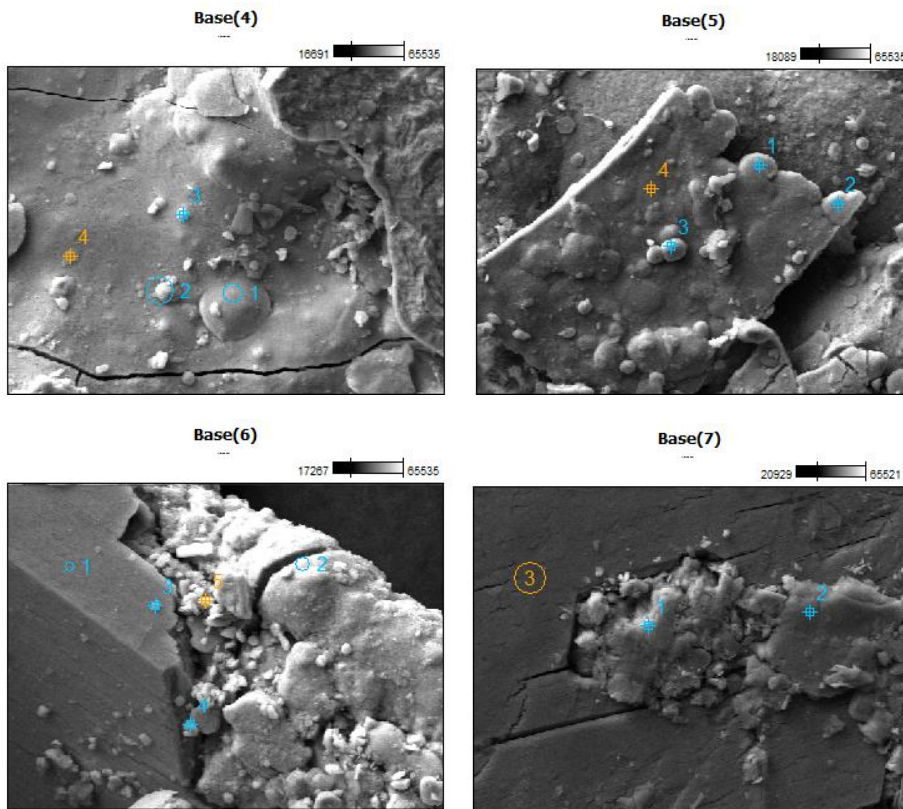
	C	O	F	Mg	Al	Ca	Ti	Nb	Ir
Måling 1	19.75	67.22		0.07	0.05	12.60		0.00	0.31
Måling 2	18.28	59.43		0.08	0.16	21.54			0.51
Måling 3	42.55	45.08	0.00	0.04	0.12	11.52	0.03	0.01	0.65
Måling 4	16.68	60.57	0.19	0.10	0.23	21.45		0.00	0.77

GIPS (150815-2-HK)



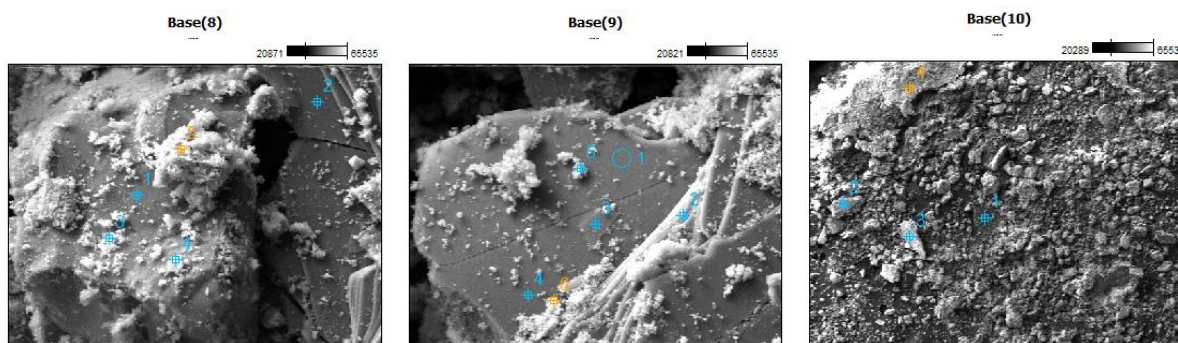
	Atom%	C	O	Mg	Al	Si	P	S	Ca	Pd
B A S E 1	Pkt1	0.00	79.80	0.02	0.26	0.99	1.20	9.35	8.31	0.07
	Pkt2	9.08	63.69		0.21		1.32	13.15	12.55	
	Pkt3	9.43	67.92	0.13	0.66	5.92	1.52	7.79	6.62	
	Pkt4	9.77	66.37		0.20	0.10	1.25	11.35	10.97	
B A S E 2	Pkt1	7.41	66.90		0.20	0.14	1.30	12.09	11.95	
	Pkt2	8.73	67.06		0.21	0.38	1.09	11.64	10.89	
	Pkt3	11.49	67.11		0.20	0.08	1.14	10.42	9.56	
B A S E 3	Pkt1	7.19	66.99		0.26	0.47	1.30	12.13	11.67	
	Pkt2	4.35	65.98		0.23	1.31		13.09	15.03	
	Pkt3	3.29	66.04		0.18	0.90		13.90	15.70	
	Pkt4	7.47	66.86		0.26	0.44	1.42	11.78	11.79	

GIPS MED JERNOKSID (200815-2a-HK)



		C	O	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	K	Ca	Ti	Fe	Br
B A S E 4	Pkt1	13.0 7	64.0 8	0.31		1.47	0.65	1.61	1.35					17.4 5	
	Pkt2	13.9 3	64.2 7	0.42	0.19	1.61	0.67	1.74	1.49		0.08			15.6 2	
	Pkt3	13.8 5	63.9 2				0.72	2.11	1.35					16.9 7	1.08
	Pkt4	10.2 6	63.6 8		0.99	2.64	2.45	1.71	1.29		0.35		0.09	16.5 4	
B A S E 5	Pkt1	10.0 2	63.1 1		0.06		0.69	2.07	1.49			0.04		21.3 0	1.21
	Pkt2	10.7 6	63.8 5			1.85	0.68	1.78	1.41					19.6 7	
	Pkt3	10.8 8	63.8 8			1.95	0.68	1.81	1.42					19.4 0	
	Pkt4	8.15	63.4 9			1.82	0.60	2.16	1.45					22.3 2	
B A S E 6	Pkt1	8.05	66.6 2			0.19			12.5 0			12.4 5		0.19	
	Pkt2	21.0 7	65.1 4	0.27	0.28	0.92	0.45	1.16	0.93			0.11		9.67	
	Pkt3	11.3 4	66.7 7			0.54	0.05	0.95	9.64		0.58	7.21		2.91	
	Pkt4	15.9 3	65.9 0	0.29	0.16	1.34	0.36	0.84	5.61		1.78	0.98		6.79	
	Pkt5	19.7 5	65.5 1	0.26	0.48	1.34	0.86	0.77	2.78		0.91	0.16		7.17	
B A S E 7	Pkt1	9.91	63.4 3		0.19	1.72	1.22	2.29	0.76	0.06	0.06	0.35		20.0 0	
	Pkt2	9.06	66.5 1		0.08	0.23	0.08		11.8 3			11.9 8		0.23	
	Pkt3	7.53	66.8 3			0.17			13.0 2			12.4 6			

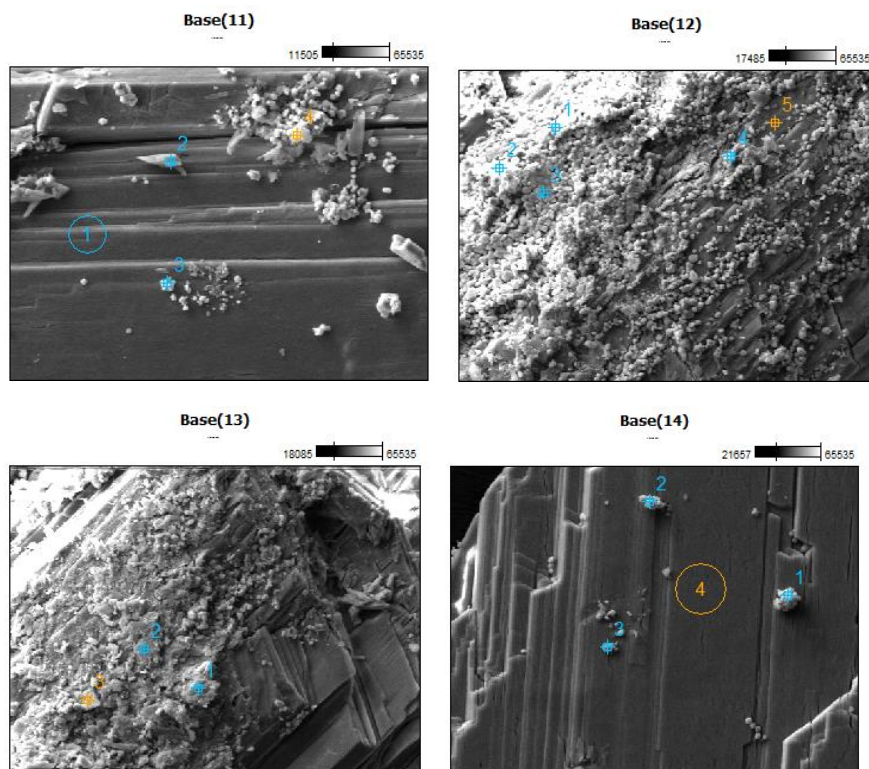
JERNOKSID (170815-4a-HK)



		C	O	F	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	K	Ca	Ti	Fe	Cu	Nb	Sn	Ba	Ag	Hg
B A S E 8	P k t 1	13.90	66.15			0.09	0.29	15.09	0.64	0.18			0.04		3.54			0.07			
	P k t 2	7.78	63.05	0.00	0.33	0.84	10.79	12.76	1.07			3.01		0.08	0.22		0.02		0.05		
	P k t 3	14.96	65.71			0.13	0.43	10.97	1.42				0.08		6.29		0.00				
	P k t 4	13.94	65.95			0.09	0.41	12.95	1.61		0.05		0.10		4.88	0.00					
	P k t 5	15.41	64.06			0.45	1.18	1.54	1.96	0.14	0.05	0.05	0.31		14.85						
B A S E 9	P k t 1	9.28	63.19	0.00	0.41	0.97	10.08	12.06	0.92			2.68		0.05	0.22				0.06		0.07
	P k t 2	9.32	63.26	0.02	0.43	0.92	10.18	12.13	0.88			2.54		0.10	0.15						0.07
	P k t 3	9.55	63.31	0.00	0.40	0.91	10.06	12.01	0.86			2.55		0.06	0.19		0.04		0.05		
	P k t 4	8.48	63.15		0.42	0.88	10.44	12.39	1.03			2.70		0.07	0.31				0.05		0.08
	P k t 5	6.07	62.64	0.21	0.43	0.98	11.36	13.84	0.95			2.96		0.04	0.32				0.07	0.06	0.08
	P k t 6	12.99	63.78		0.34	0.67	7.14	8.16	1.13			1.62		0.06	4.09		0.01				
B A S E 10	P k t 1	6.09	62.53		0.28	0.89	10.96	13.19	1.44			4.11		0.16	0.35						
	P k t 2	13.71	63.80			0.29	1.05	2.26	1.62	0.25	0.06		0.54		16.43						

	P	13.09	63.56		0.45	0.64	7.26	7.72	1.00			1.58	0.42	0.09	4.16		0.01				
	P	16.82	61.99			0.71	0.51	0.29		0.21			7.61		12.40						

GIPS OG JAROSITT (150815-3-HK)



		C	O	Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	Fe	Mo	In	Br
B A S E 11	Pkt 1	8.92	67.07			0.15		0.98	11.84		11.04					
	Pkt 2	8.51	67.06			0.20		1.54	11.60		11.09					
	Pkt 3	9.12	67.07			0.13		0.93	11.77		10.97					
	Pkt 4	10.02	65.87			0.40	5.43	1.44	6.81	0.23	8.93		0.87			
B A S E 12	Pkt 1	20.12	66.31	0.37		1.12	0.28	1.16	4.27	1.62			4.76			
	Pkt 2	14.97	65.60	0.55		1.85	0.38	1.17	5.36	2.33			7.78			
	Pkt 3	11.62	65.65	0.63	0.29	3.01	3.49	1.04	5.83	2.46		0.07	5.92			
	Pkt 4	8.24	62.81	5.36		6.61	13.97	1.04			1.06		0.24	0.52	0.15	
	Pkt 5	9.19	67.02			0.20		1.01	11.60		10.9		0.09			
B A	Pkt 1	7.54	66.45				0.04	1.13	11.84		12.78		0.11			0.11

S E	Pkt 2	10.2 7	66.7 1			0.19	0.12		11.4 5	0.06	11.0 5		0.16			
	Pkt 3	13.9 9	65.5 6	0.30	1.44	2.64	8.08	1.35	2.47	0.56	1.40	0.16	2.07			
B A S E	Pkt 1	2.83	65.5 6			0.28			14.0 3		17.1 2		0.17			
	Pkt 2	5.53	65.3 3			1.91		1.29	9.20	3.89	1.26		11.5 8			
	Pkt 3	8.36	66.7 3			0.15			12.5 1		12.2 6					
	Pkt 4	8.85	66.9 3			0.18			12.4 6		11.5 7					

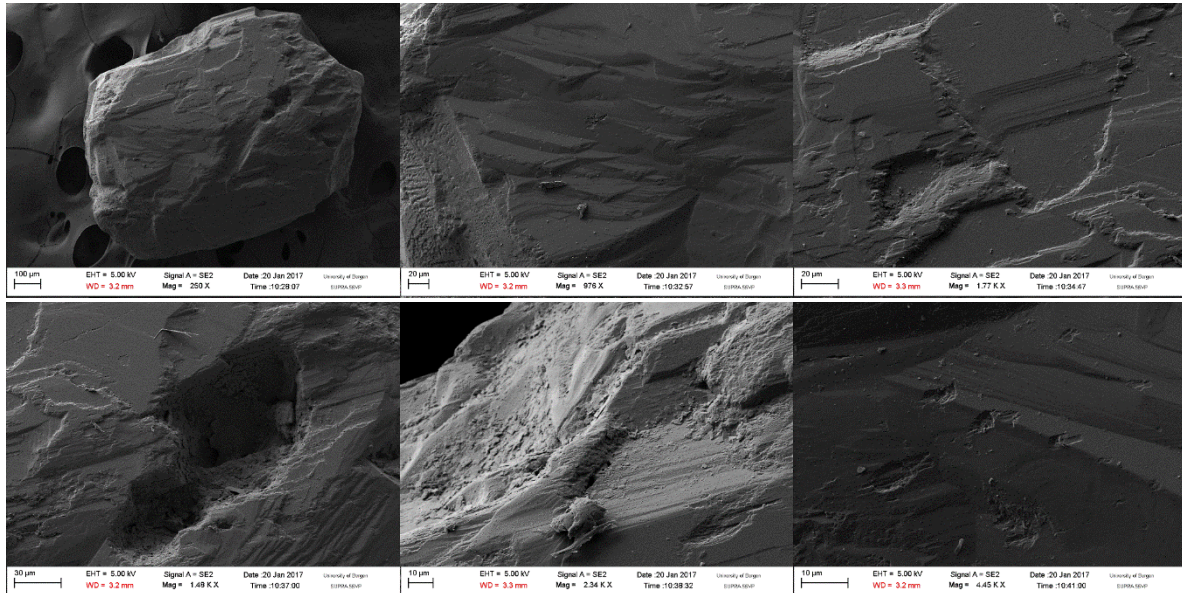
ILLITT (BLÅLEIRE)

	C	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ti	Fe	Nb	Ir	Hg
Måling 1	23.60	50.51	0.64	1.89	6.15	9.43	2.46	0.34	2.62		2.24	0.13
Måling 2	32.58	44.94	0.67	1.68	5.38	8.54	1.96	0.26	1.90	0.06	2.04	
Måling 3	23.28	35.89	0.55	2.12	9.08	15.27	5.30	0.77	5.45	0.06	2.25	

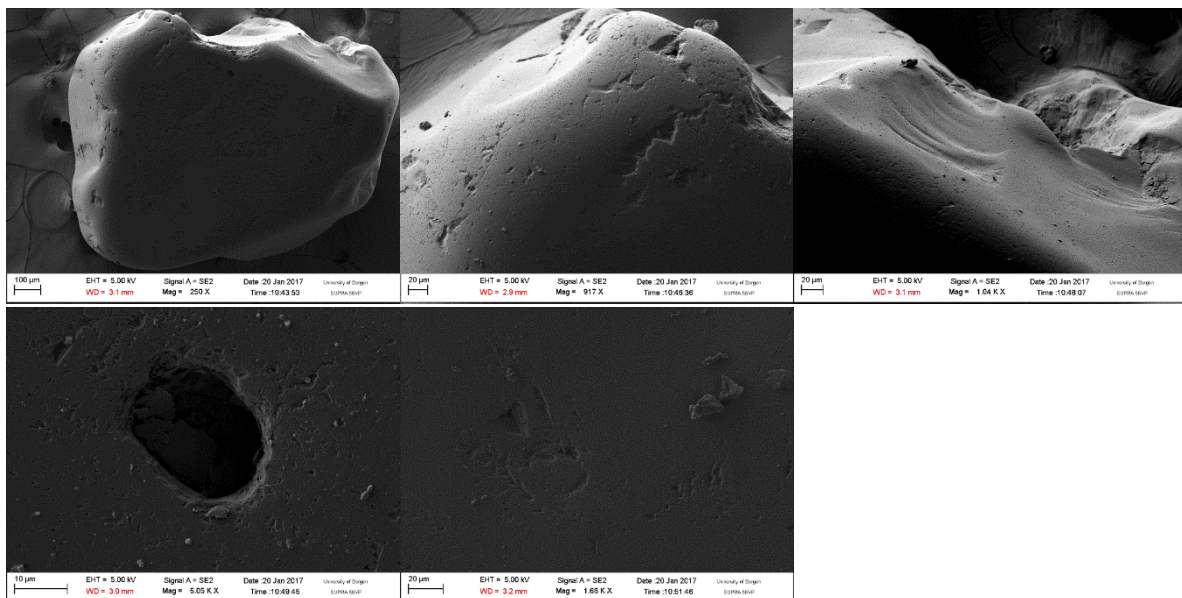
VEDLEGG K: Bilder tatt fra SEM

Kvartskorn fra prøve 170815-3A-HK

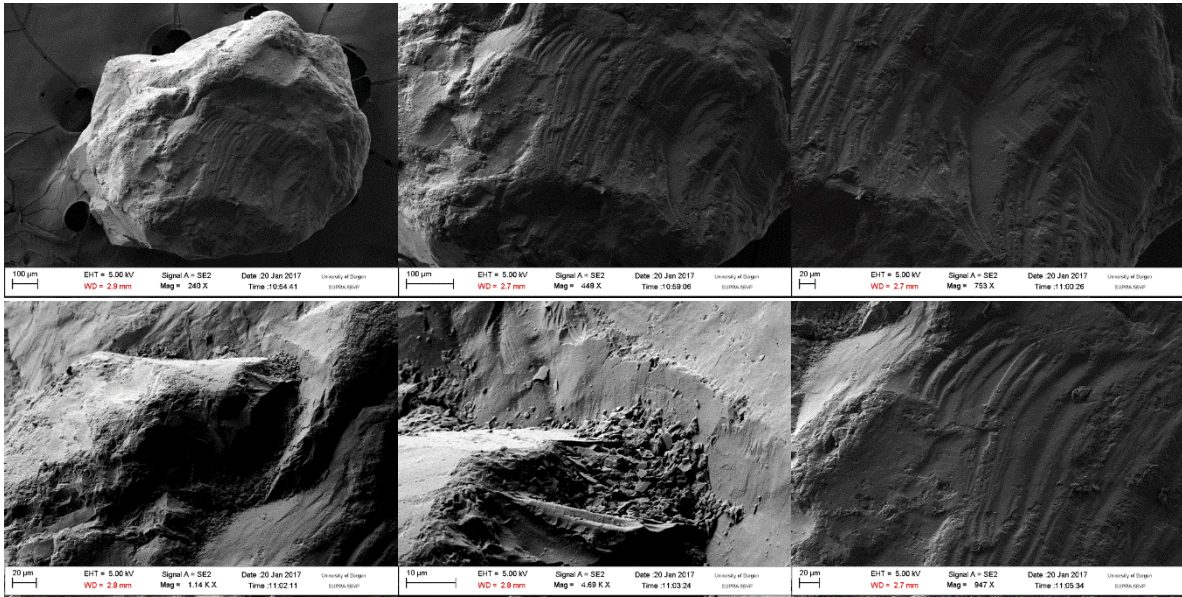
A1



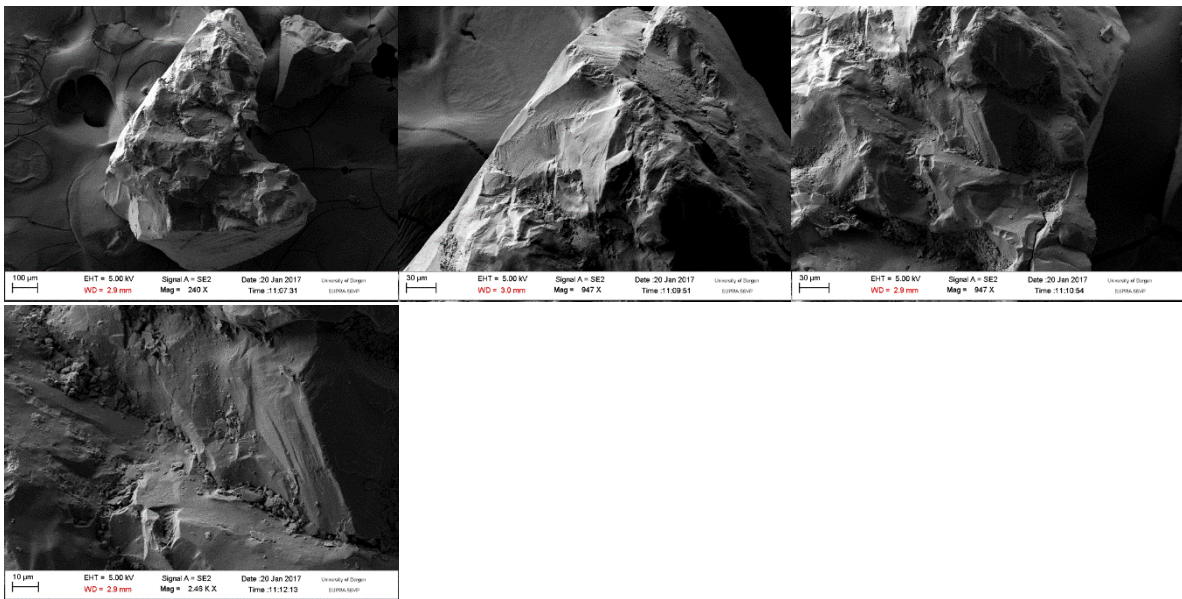
A2



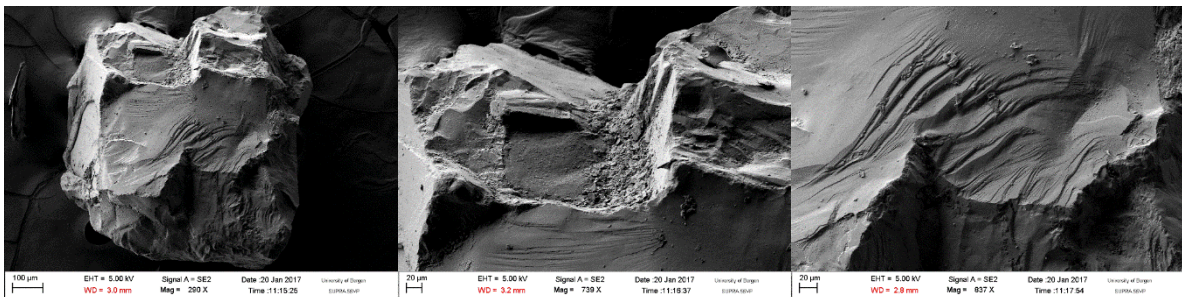
A3

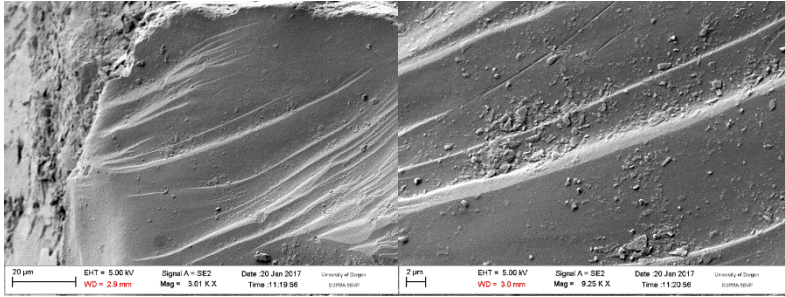


A4

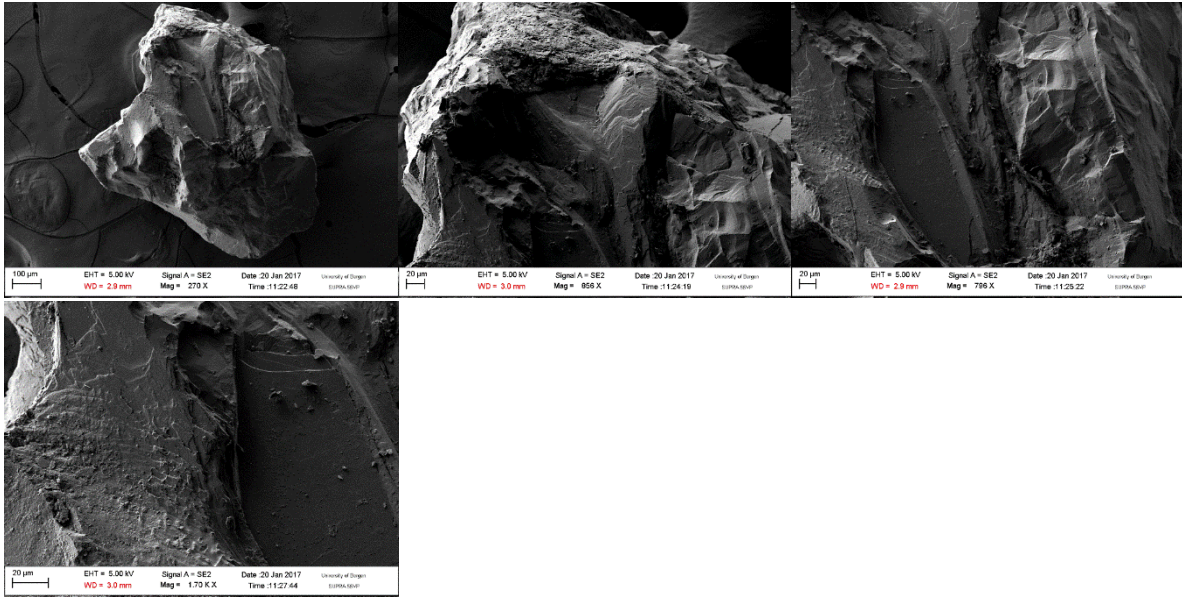


A5

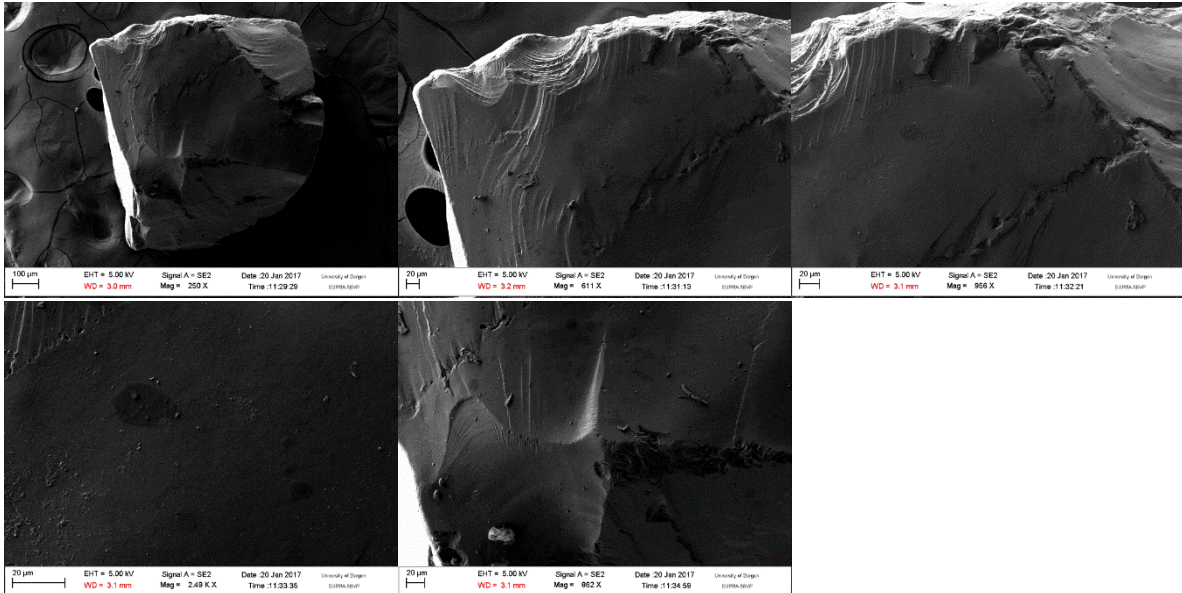




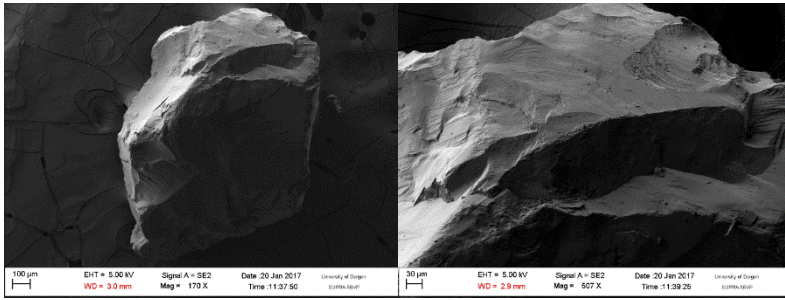
A6



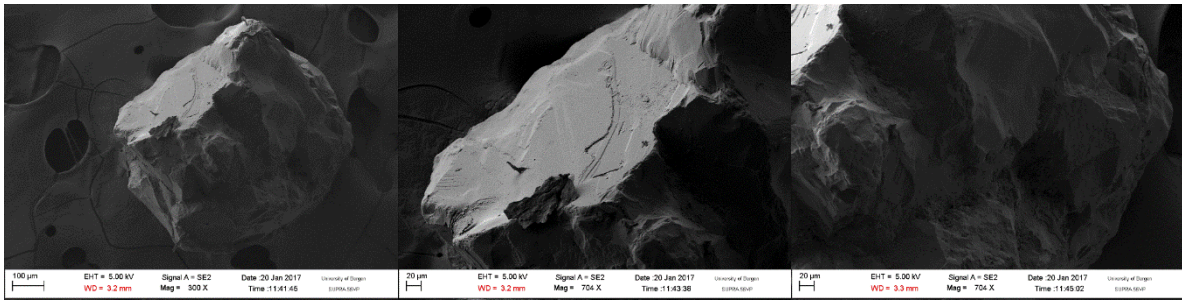
A7



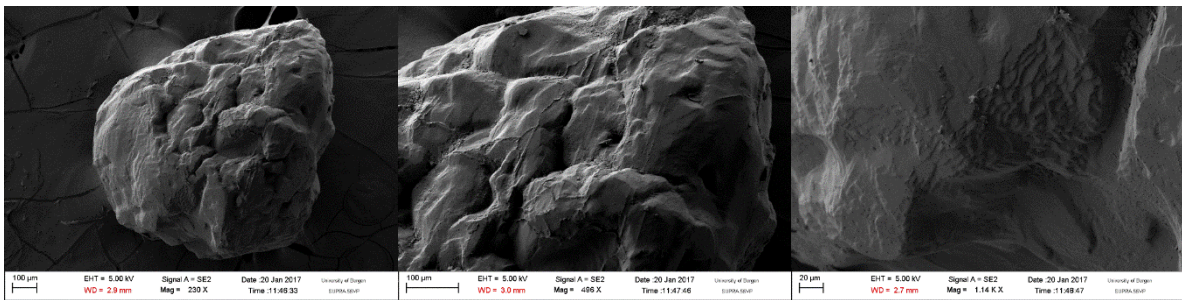
A8



A9

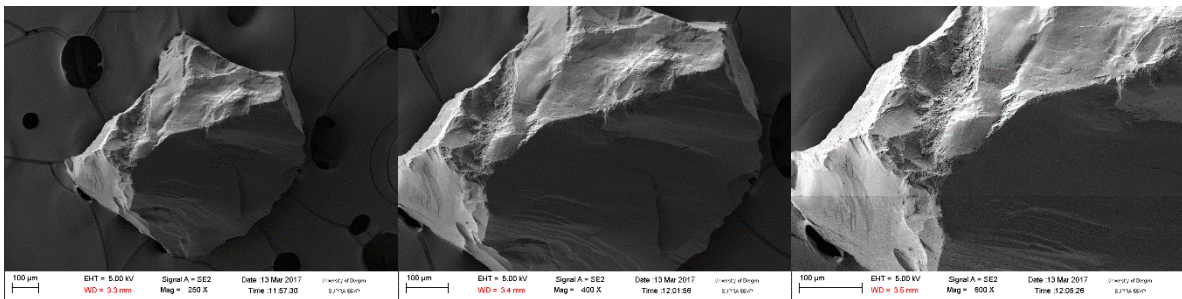


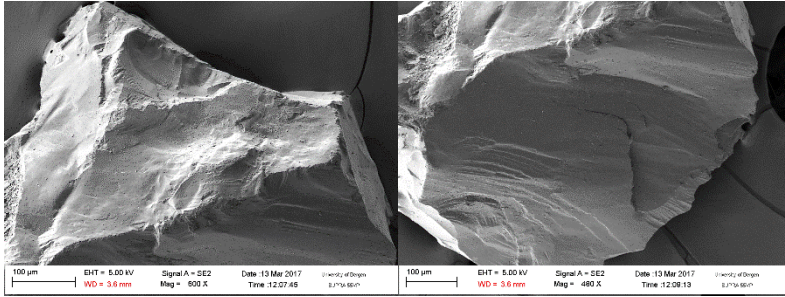
A10



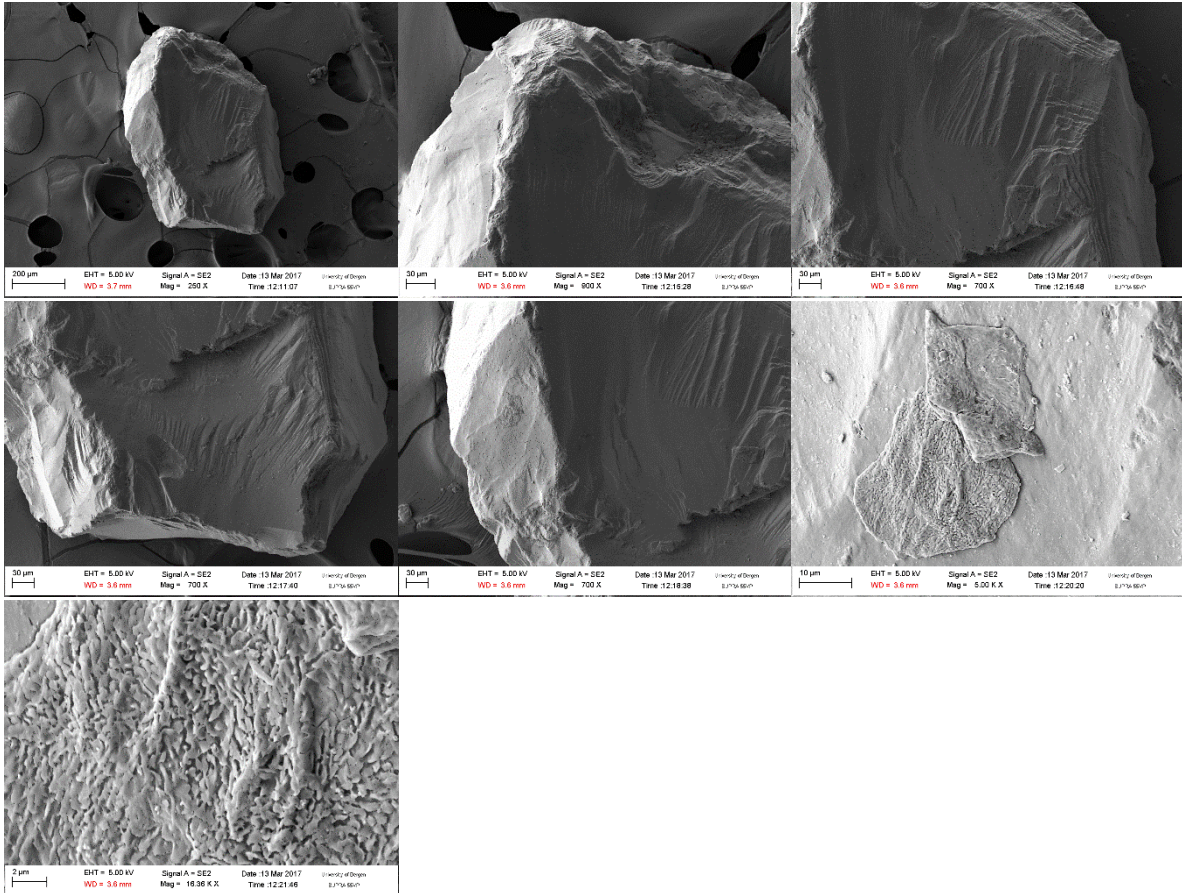
170815-3B-HK

B1

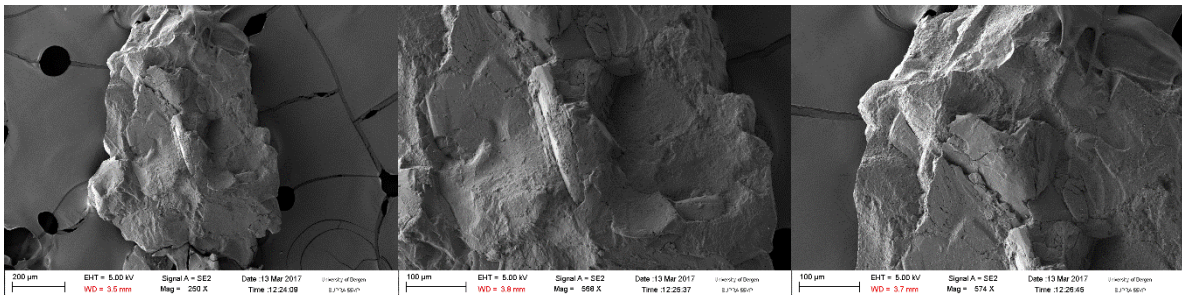




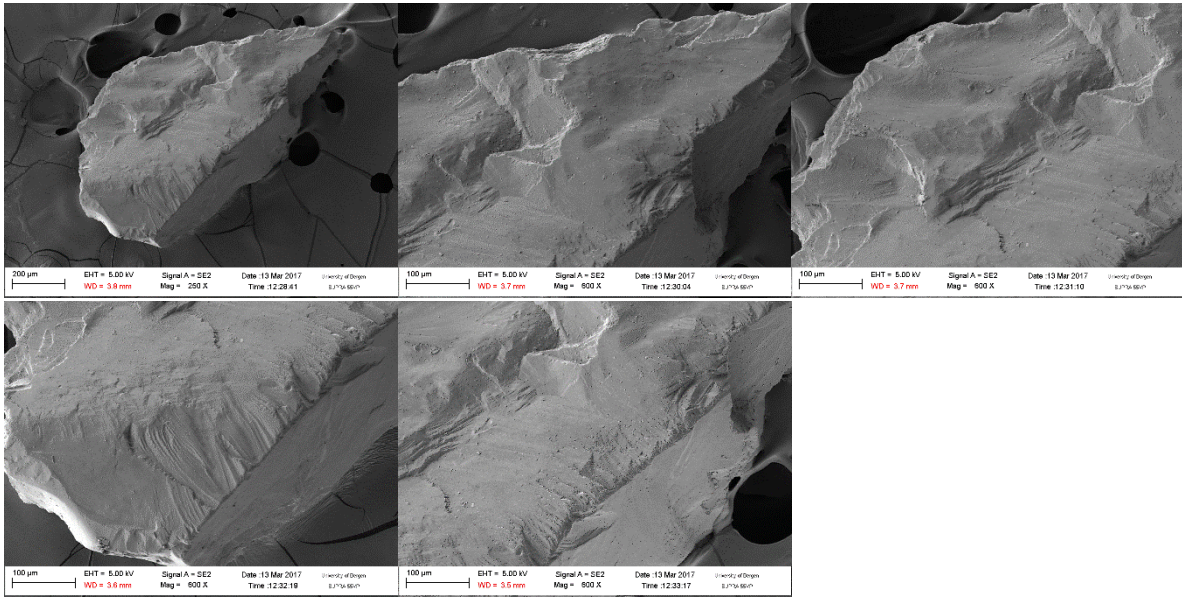
B2



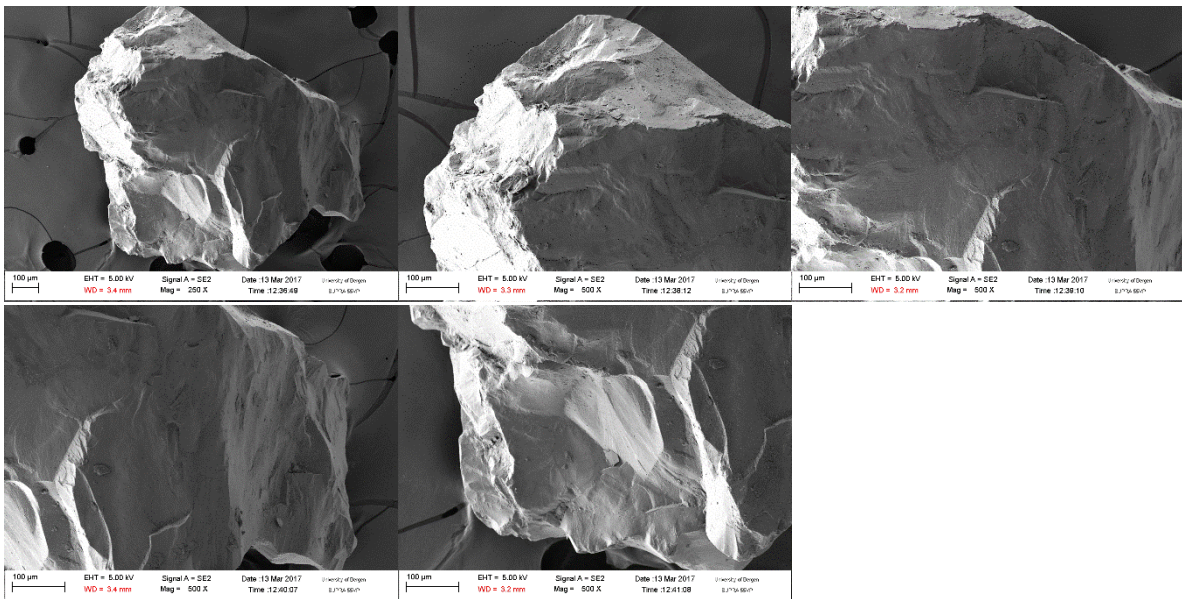
B3



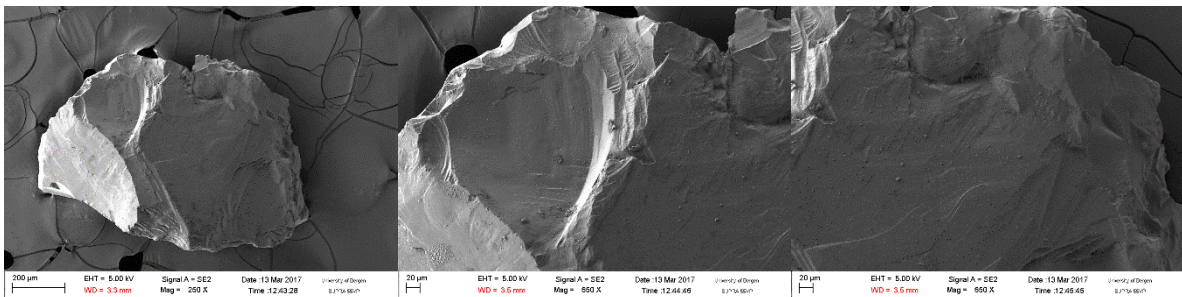
B4

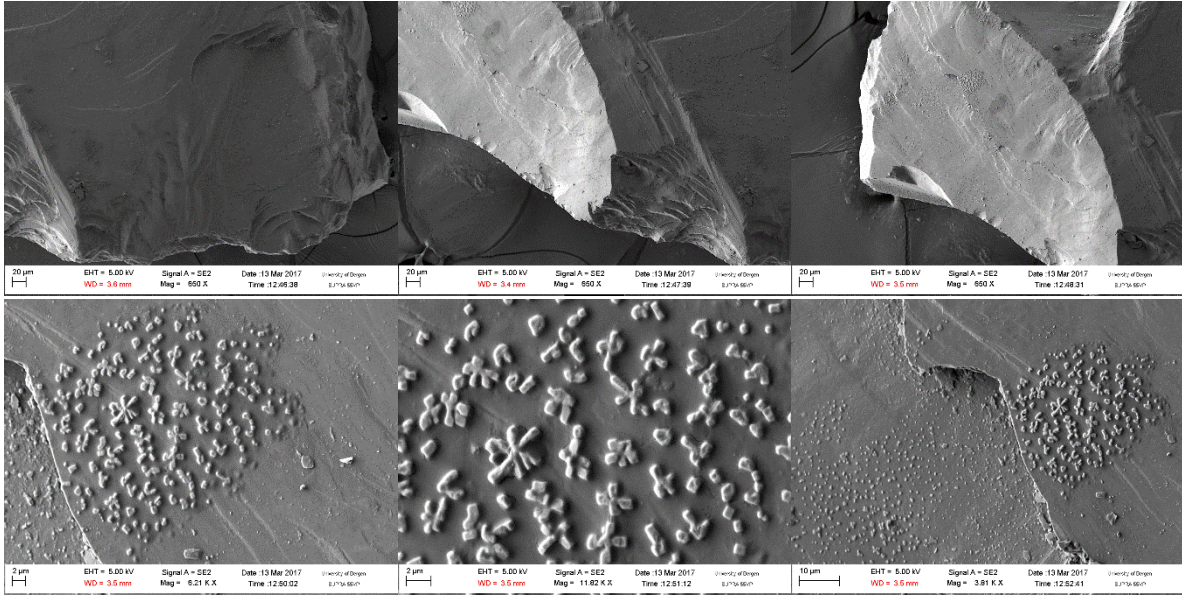


B5

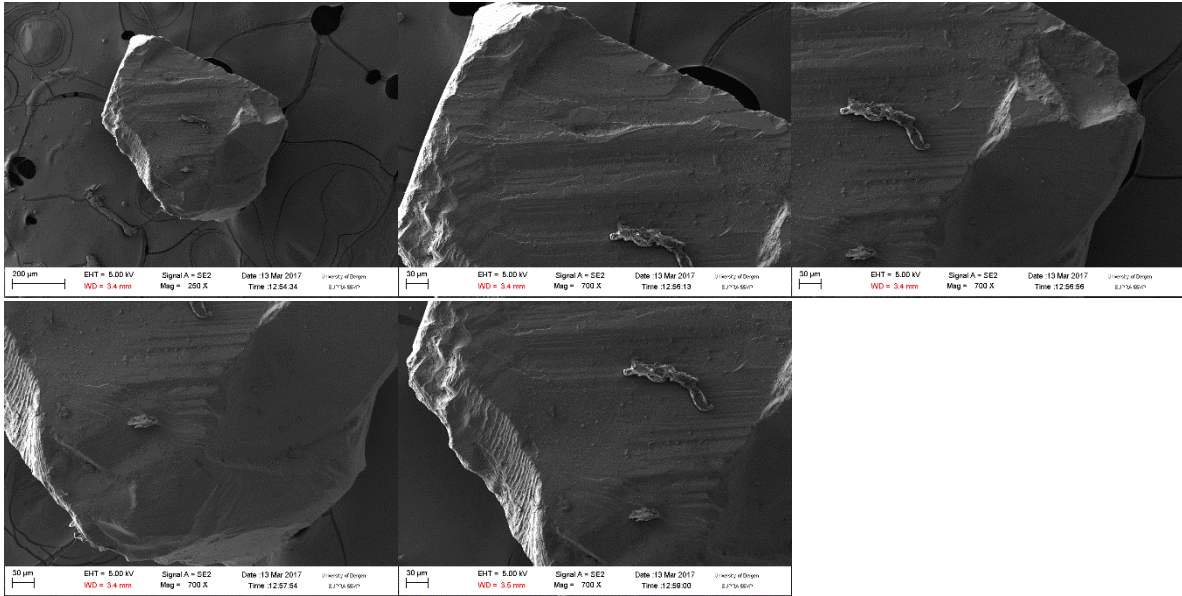


B6

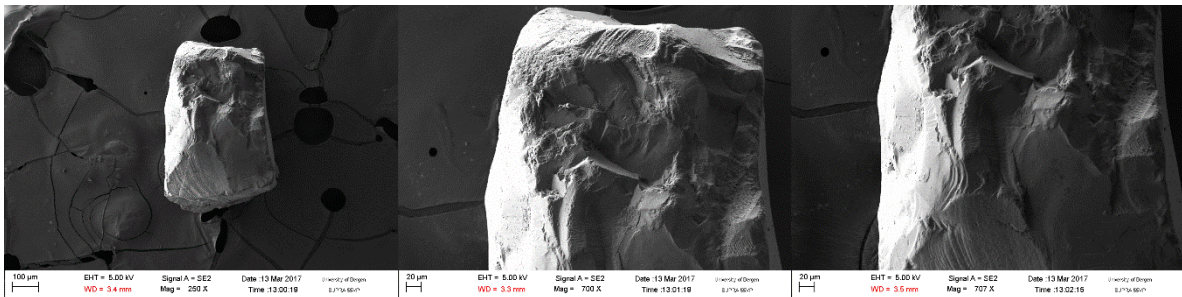


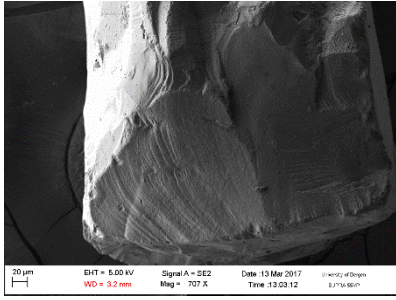


B7

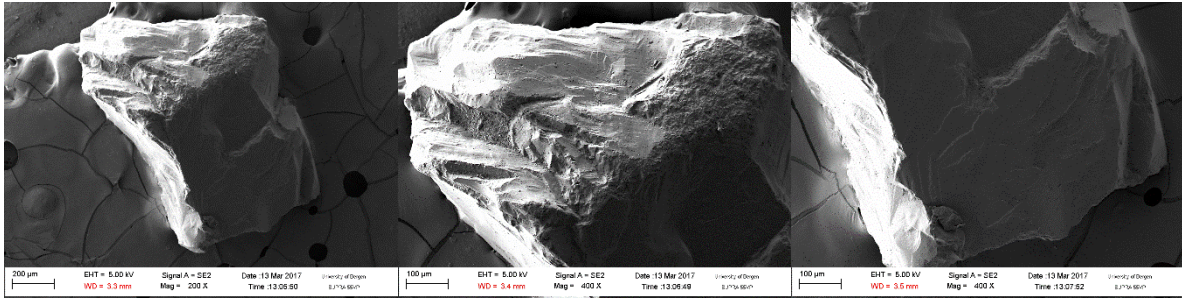


B8

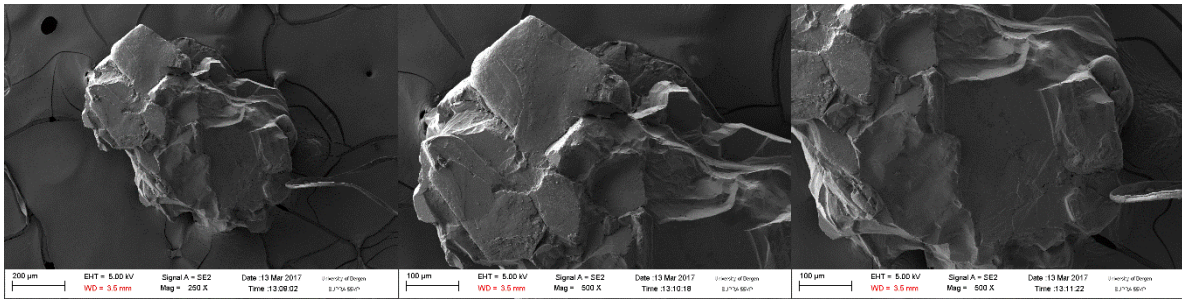




B9

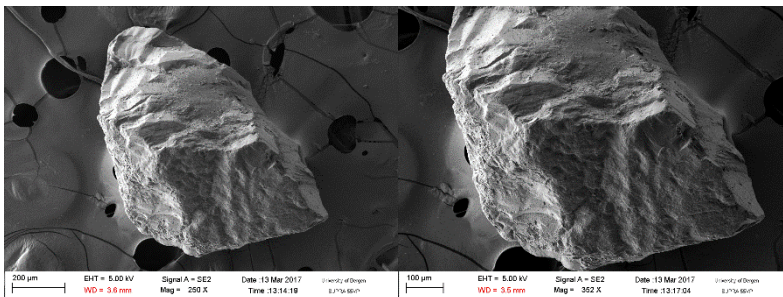


B10

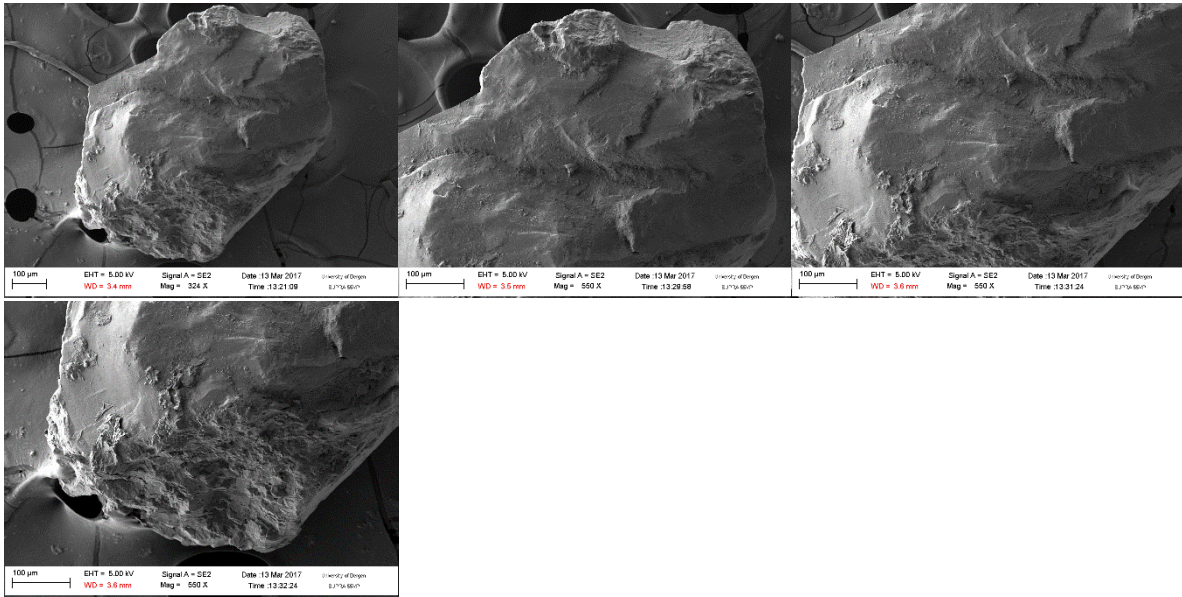


170815-3C-HK

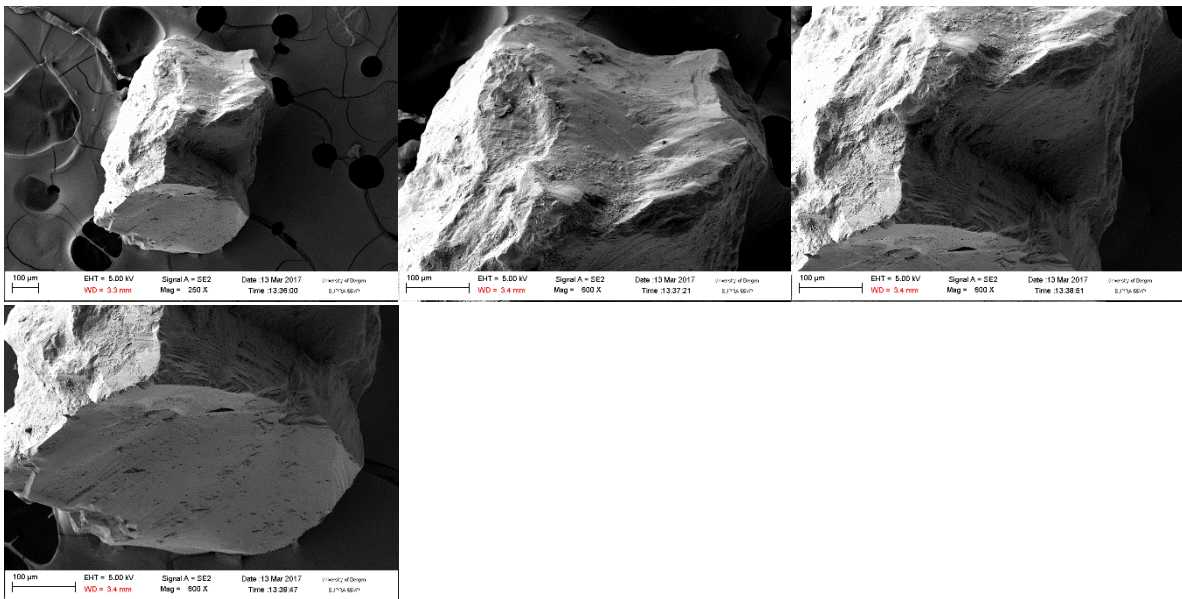
C1



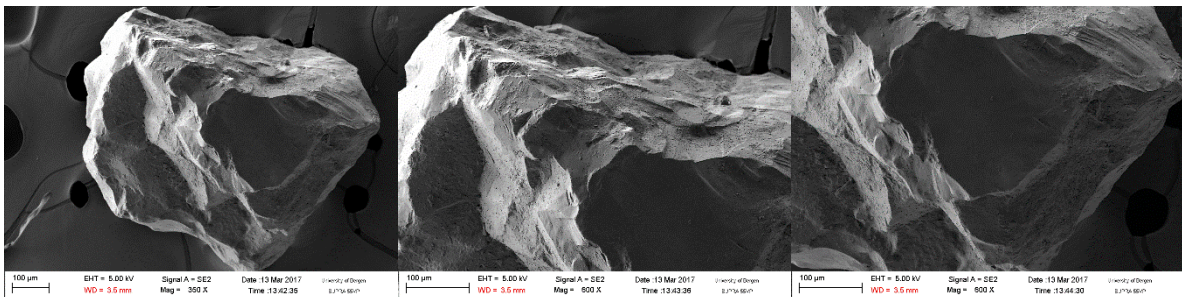
C2

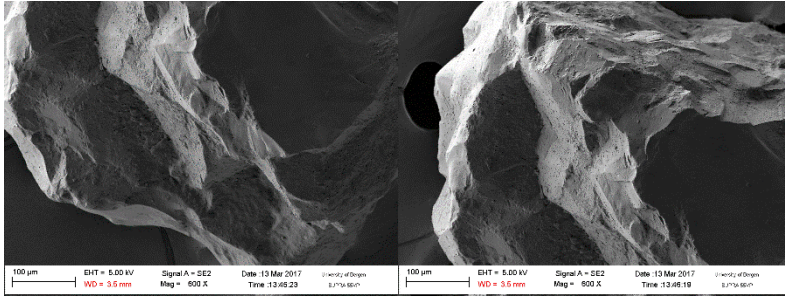


C3

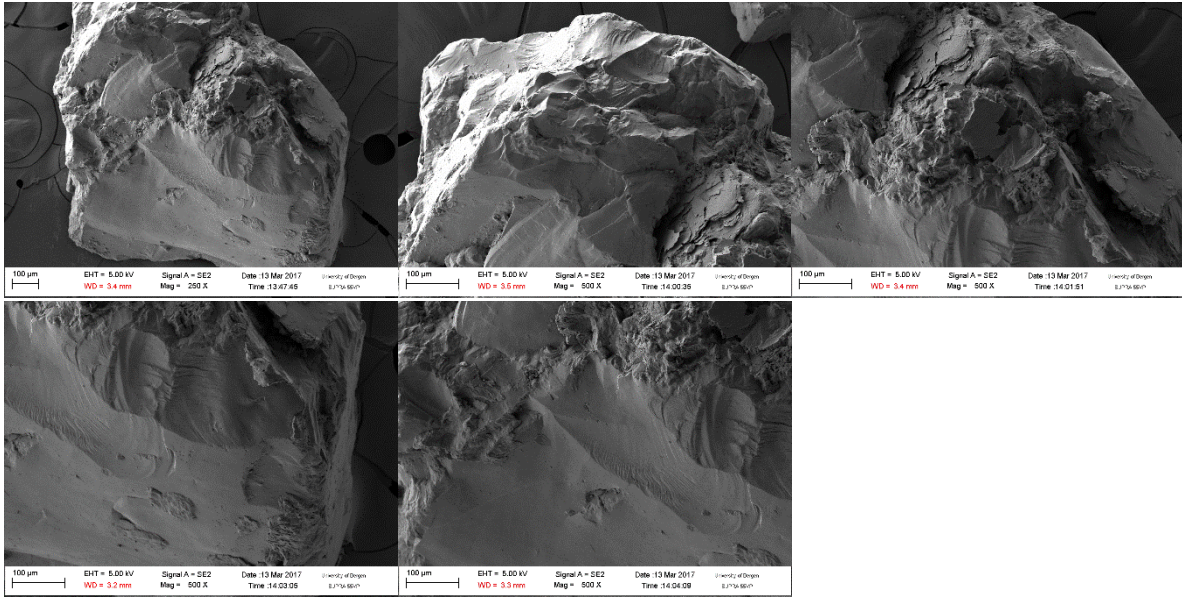


C4

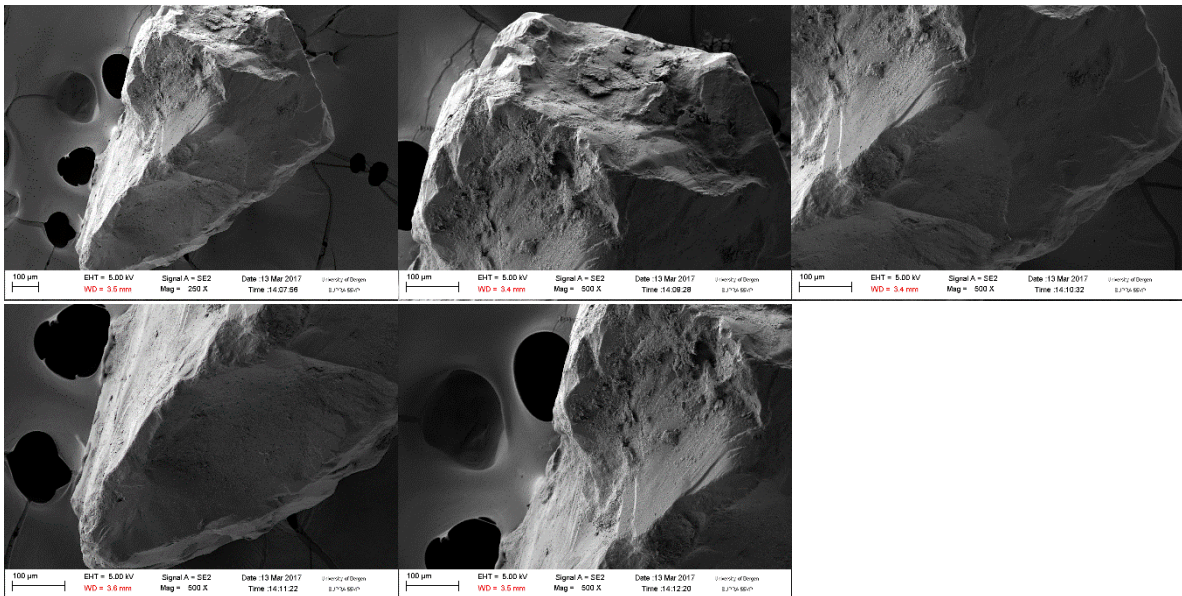




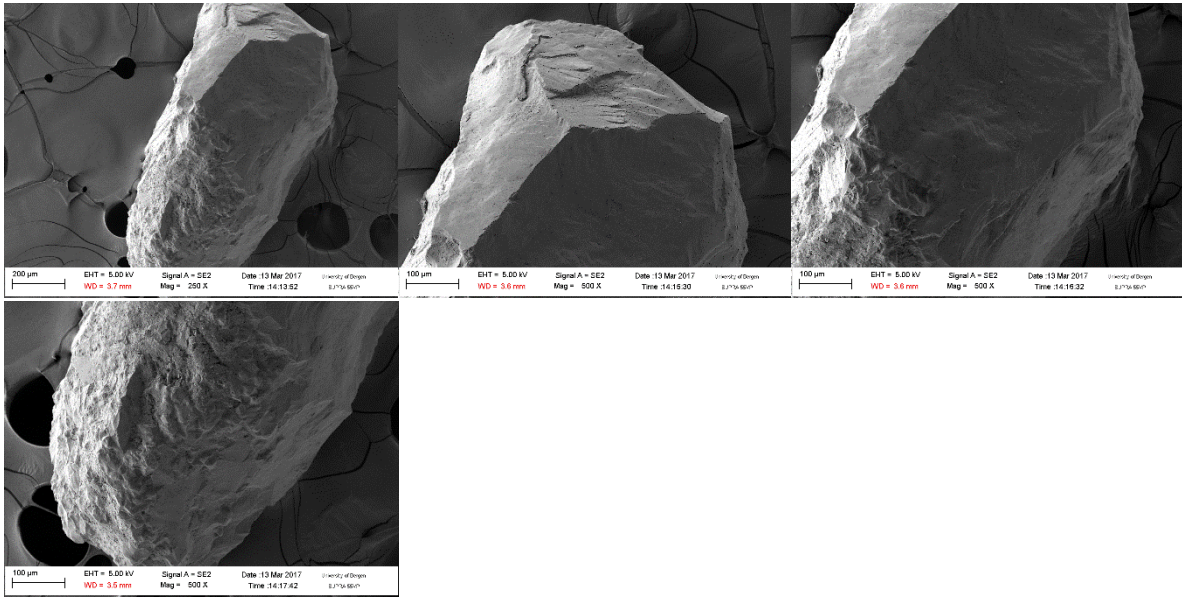
C5



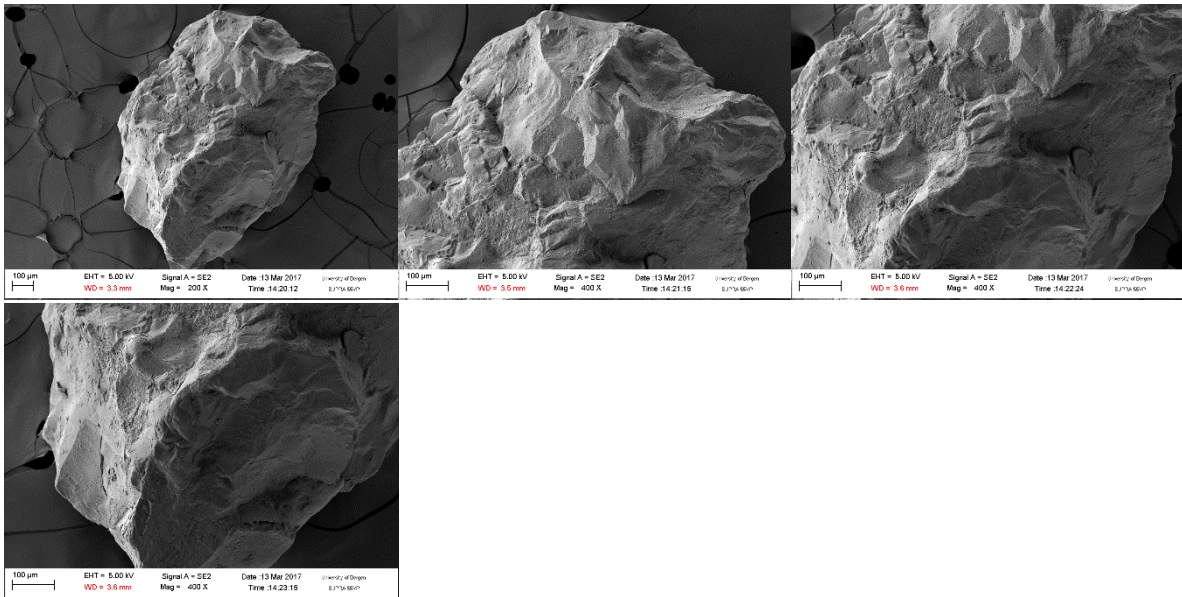
C6



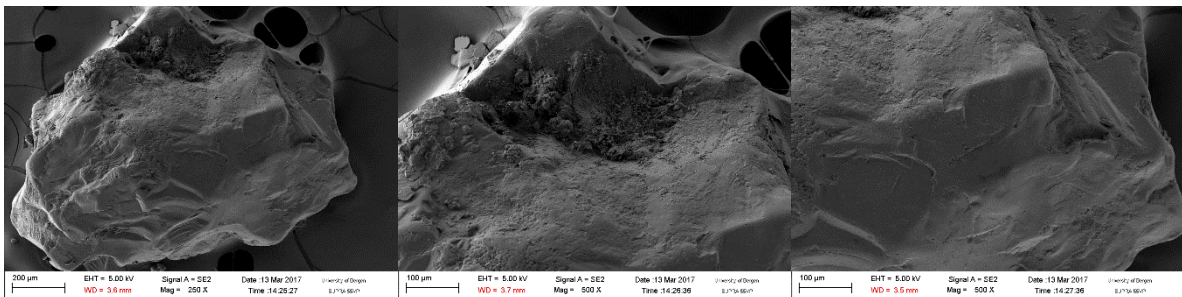
C7

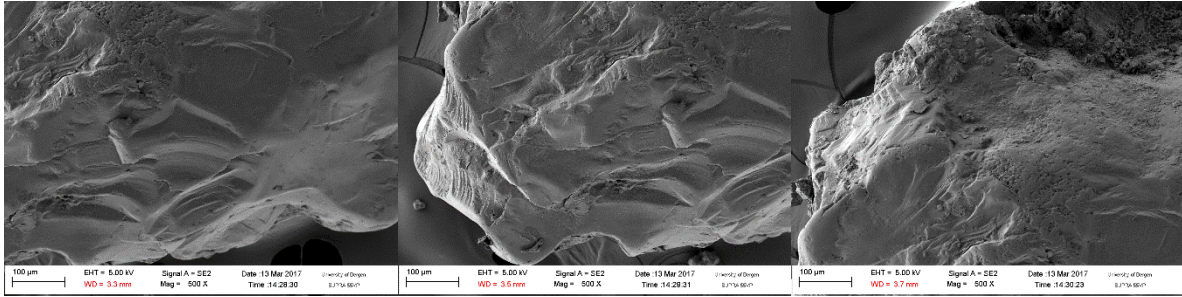


C8

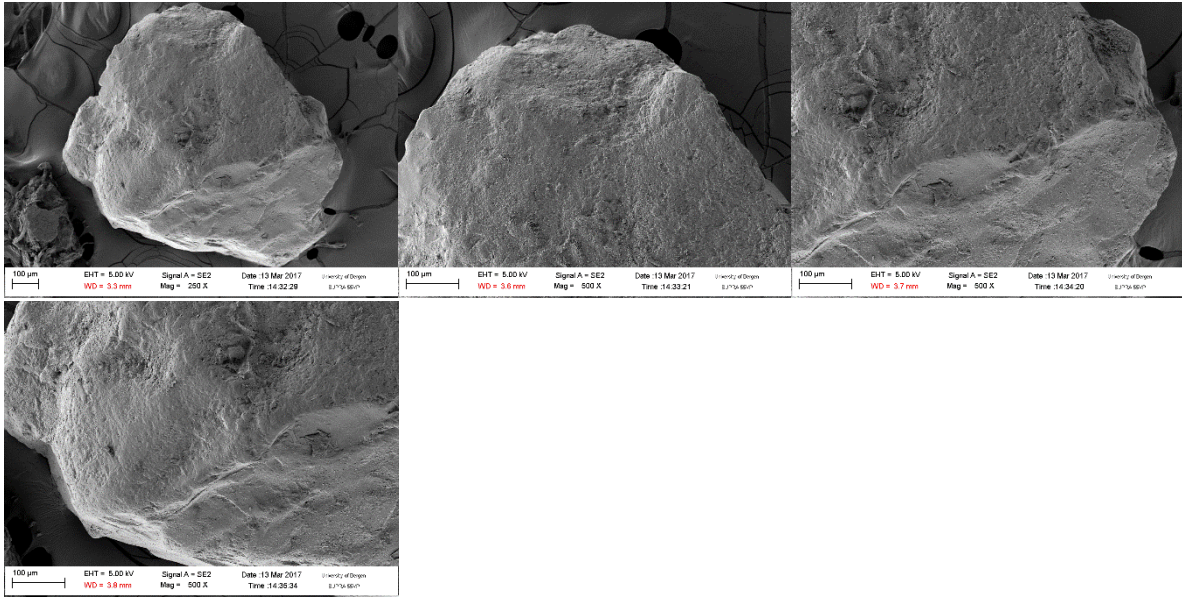


C9

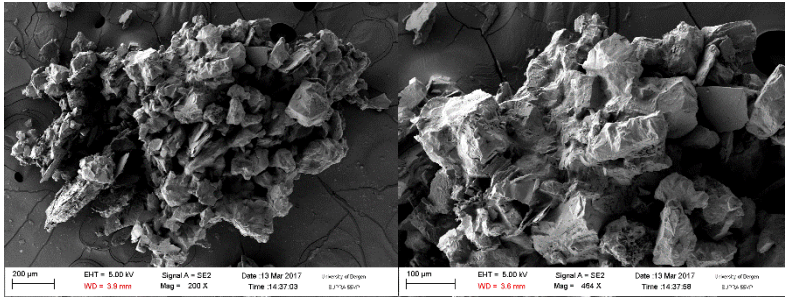




C10

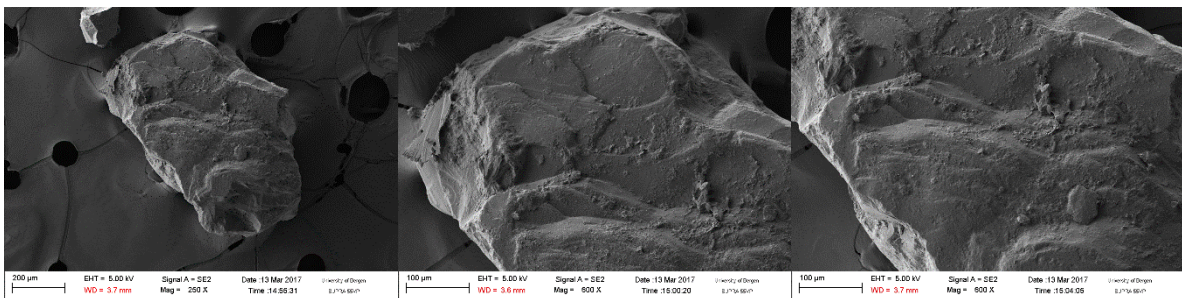


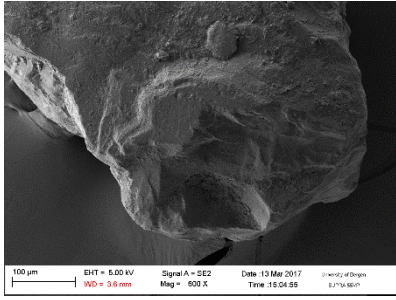
C11



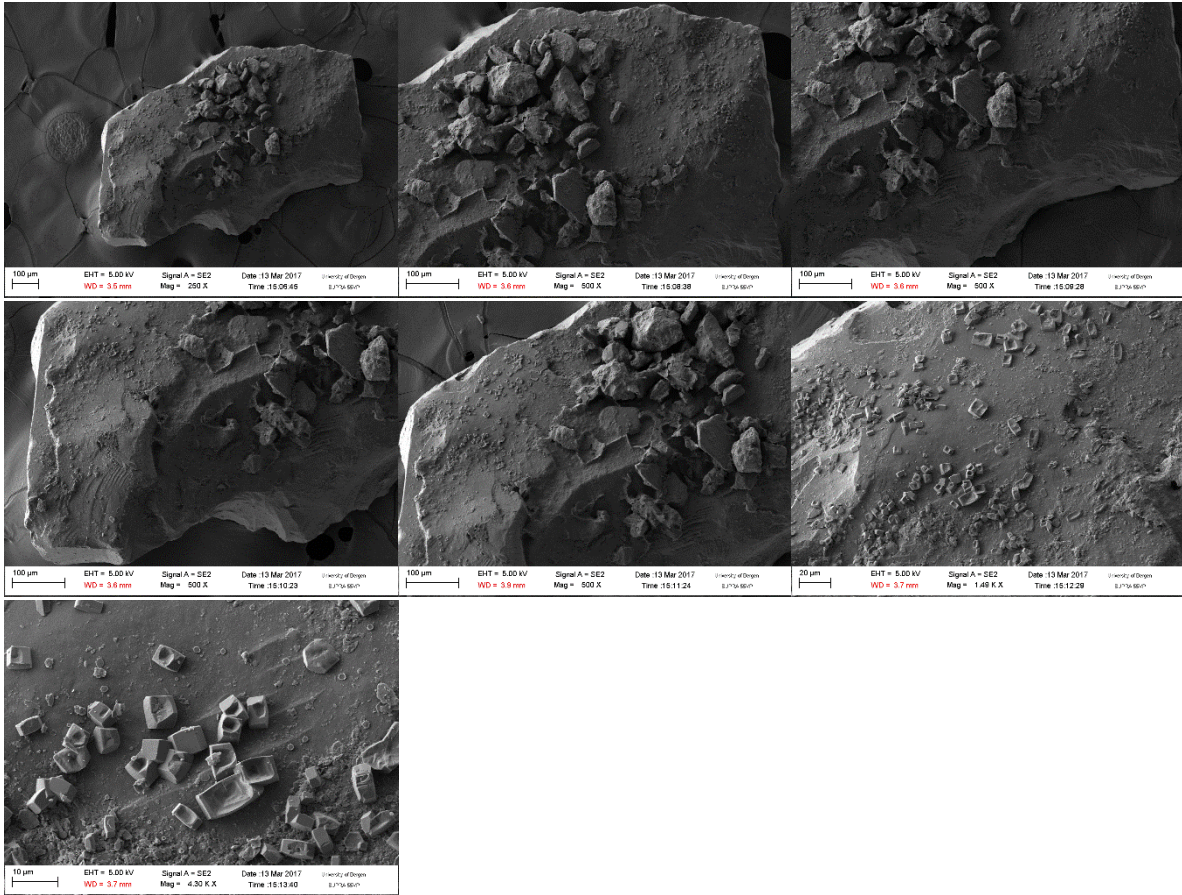
170815-3D-HK

D1

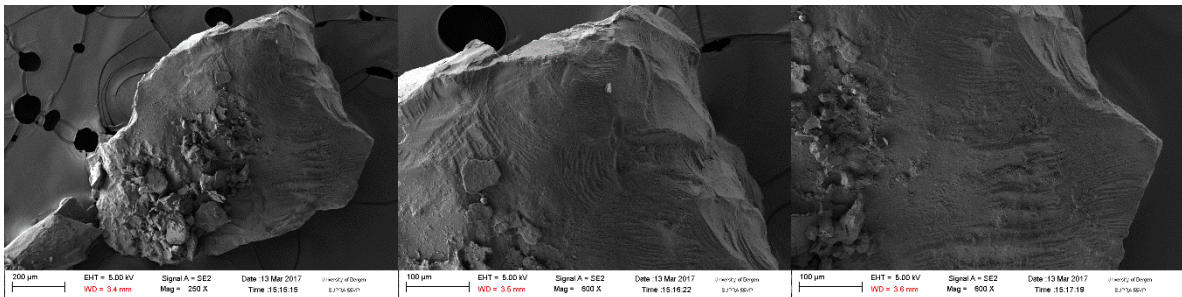


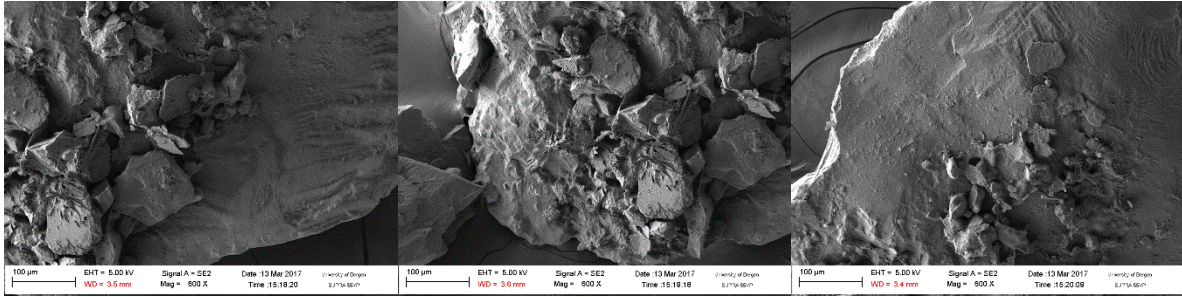


D2

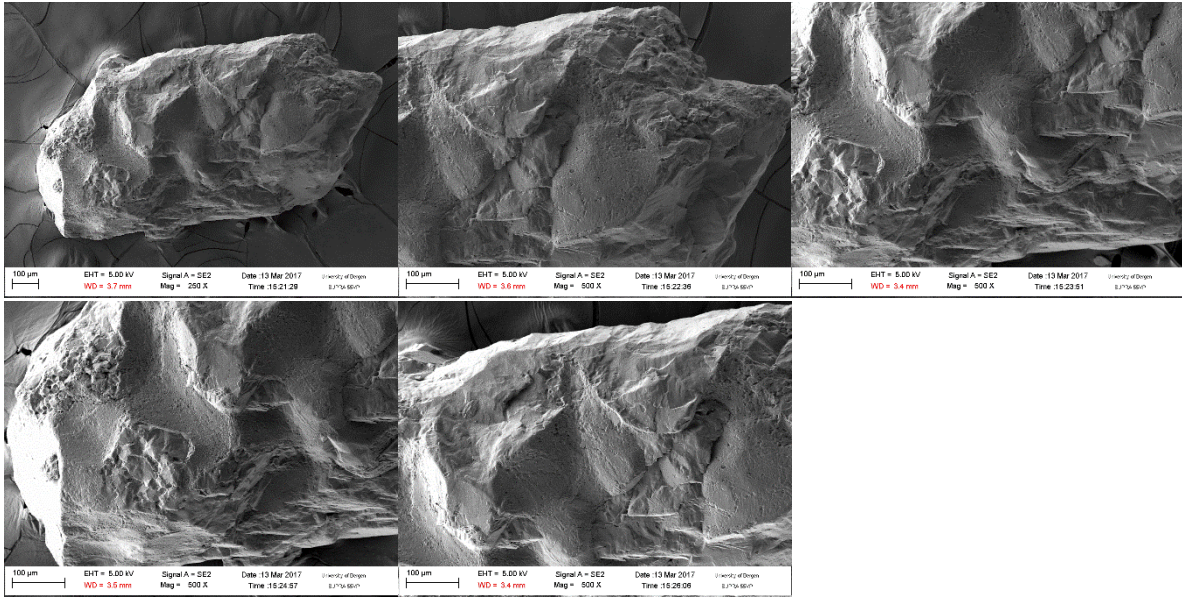


D3

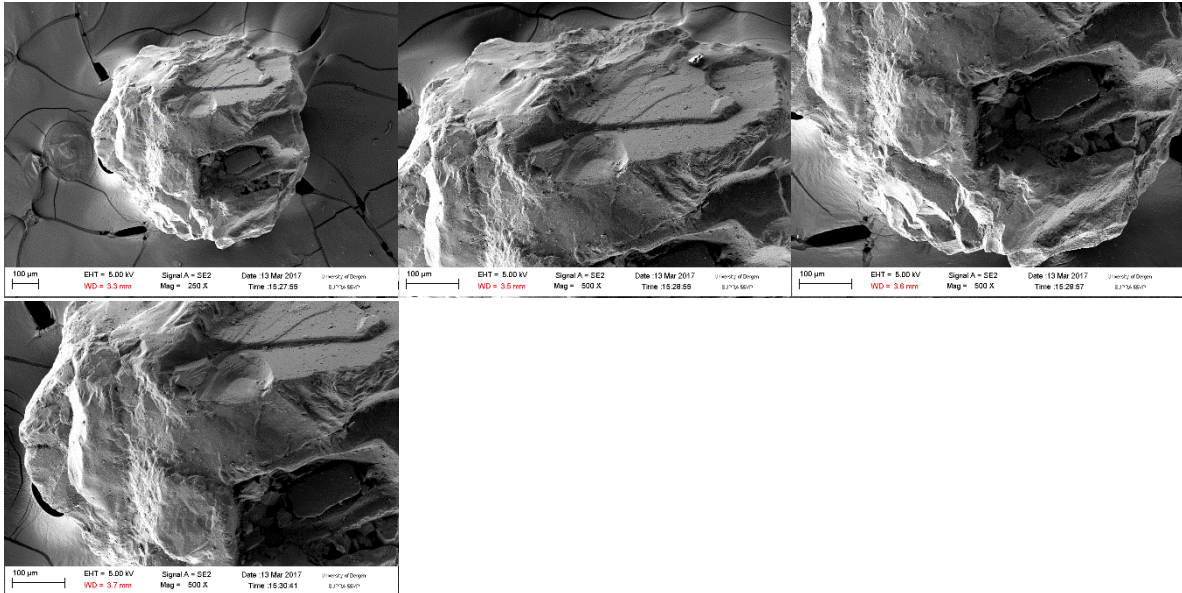




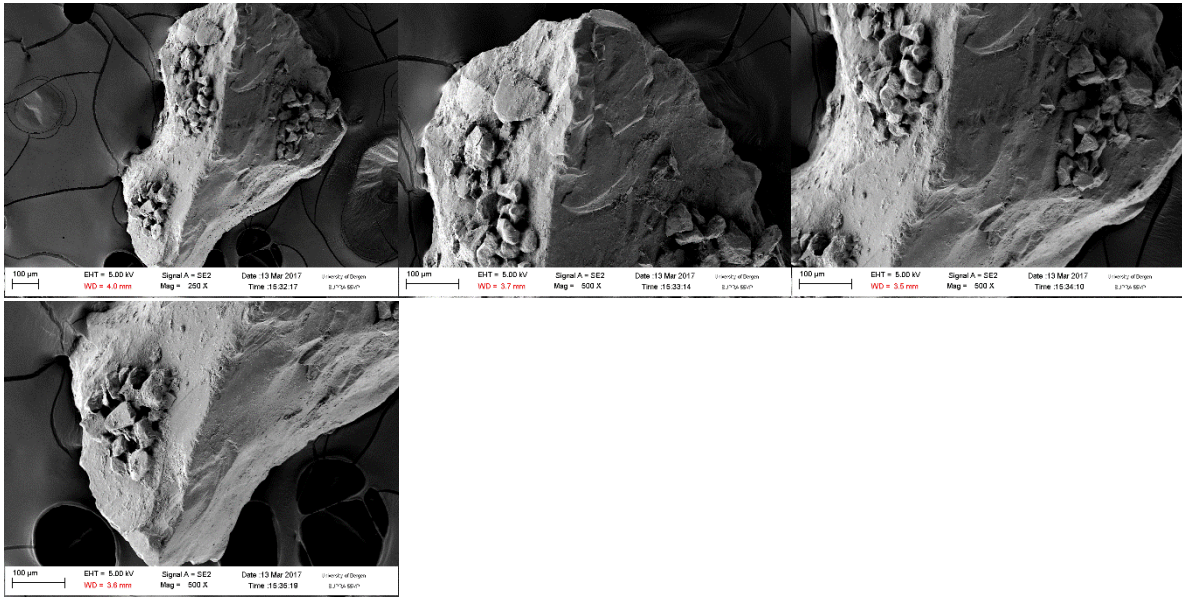
D4



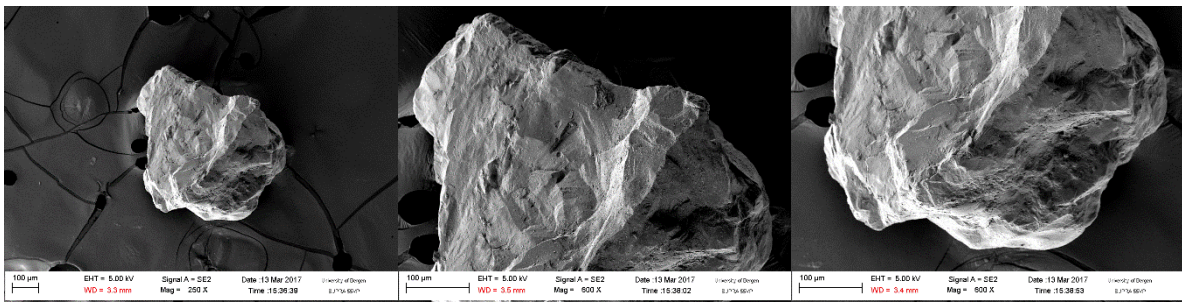
D5



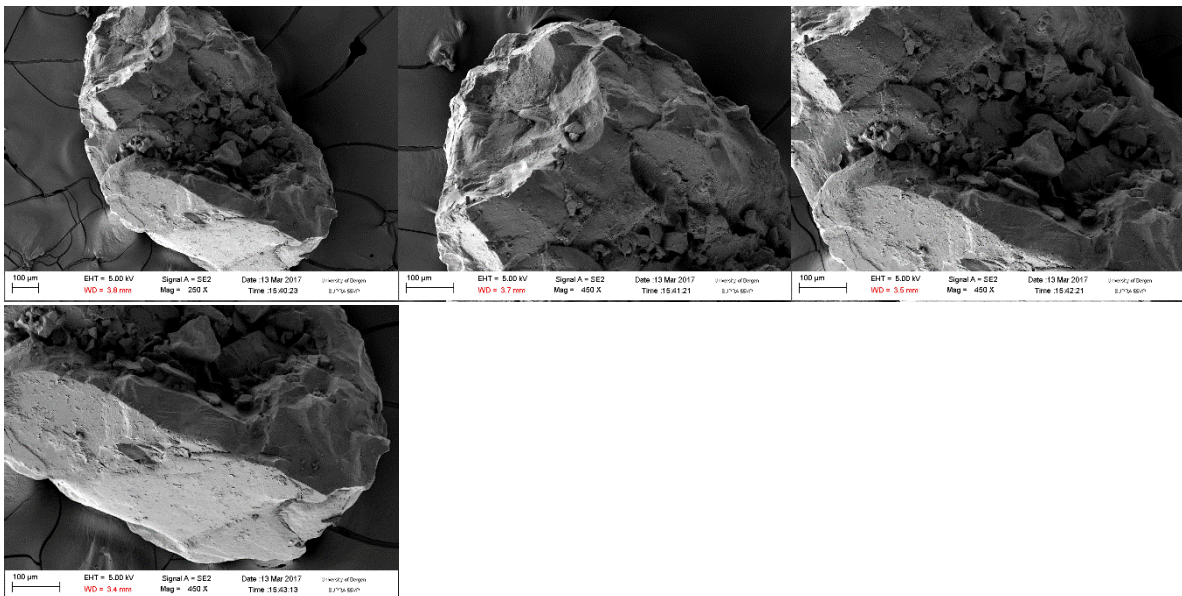
D6



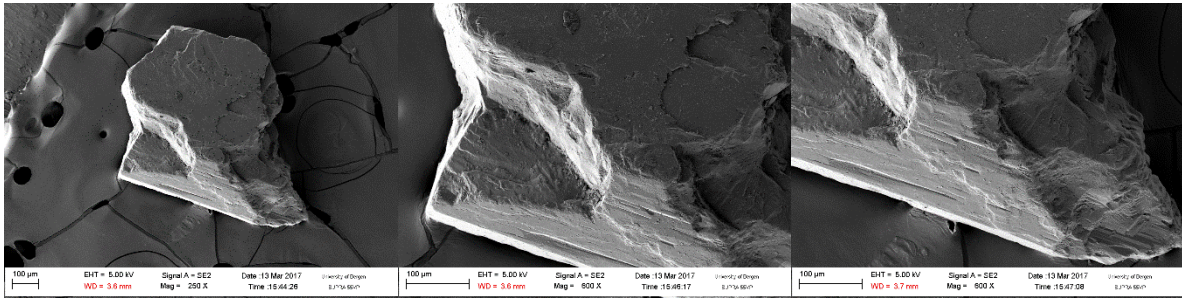
D7



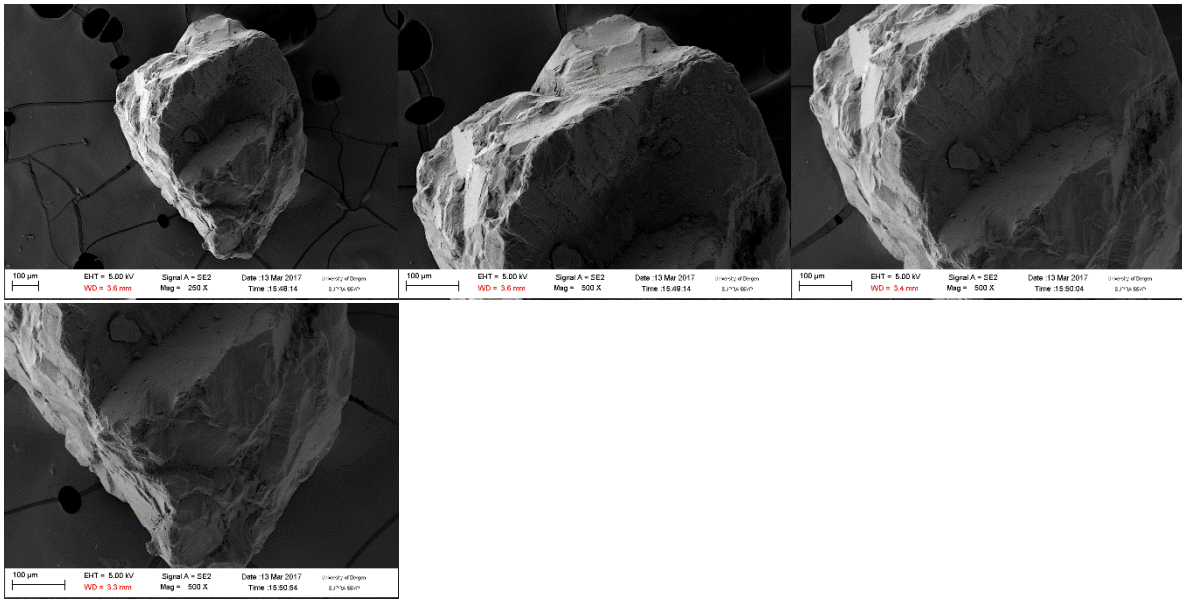
D8



D9

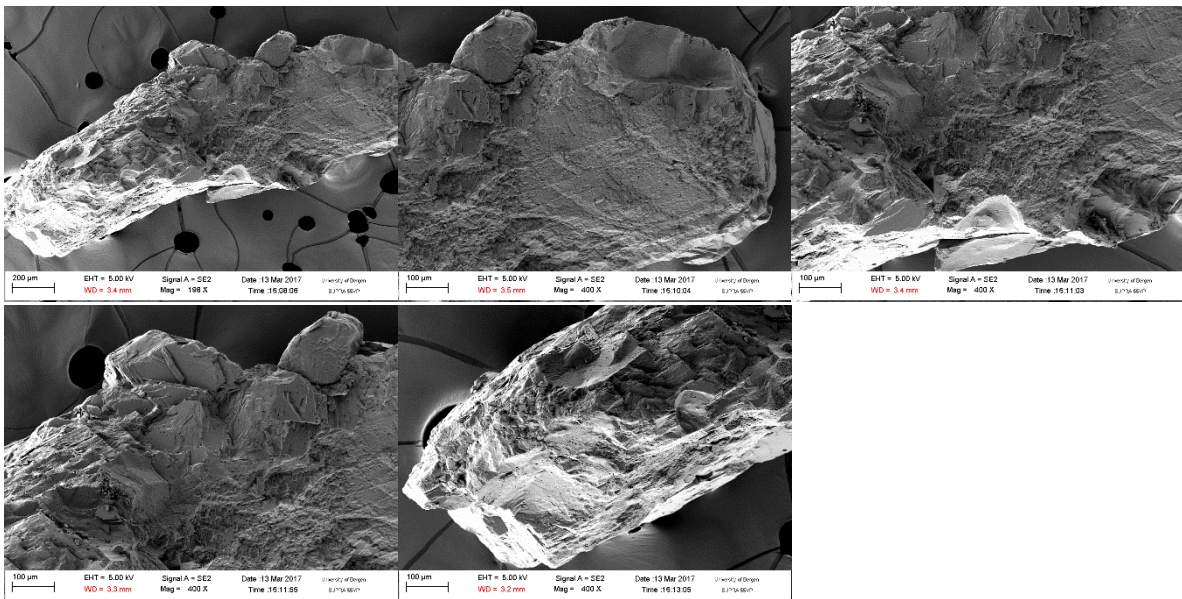


D10

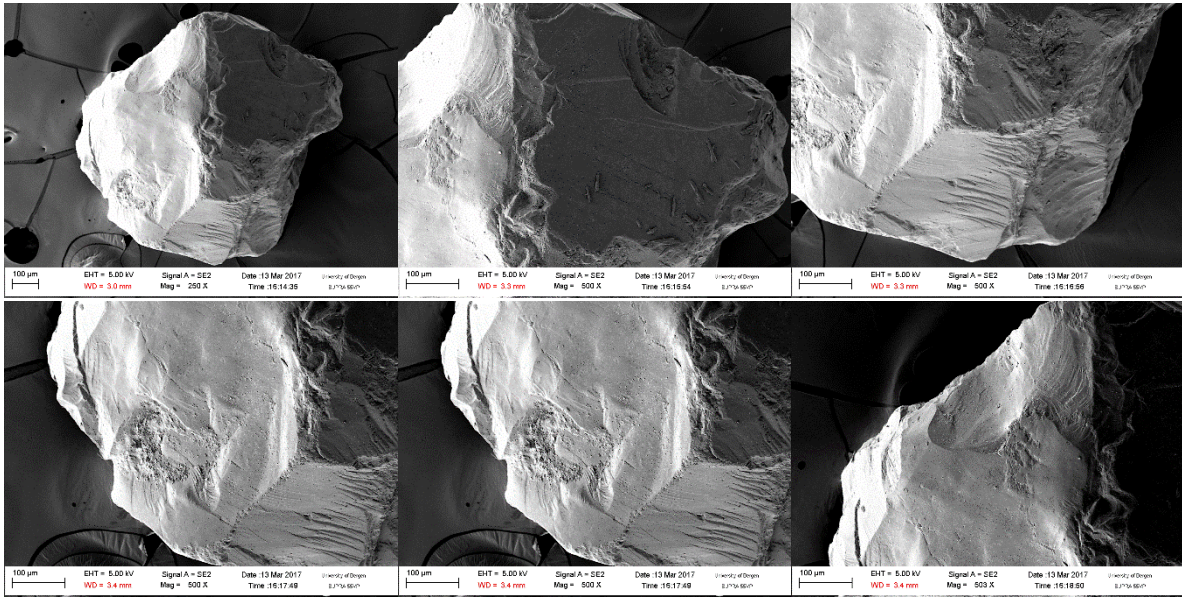


170815-3E-HK

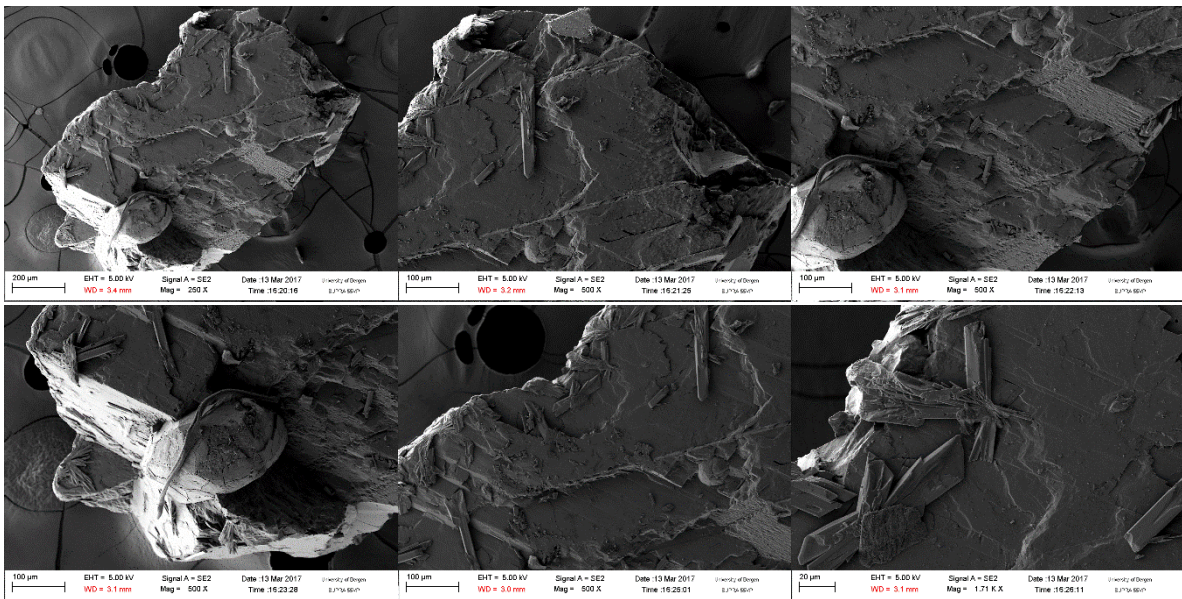
E1



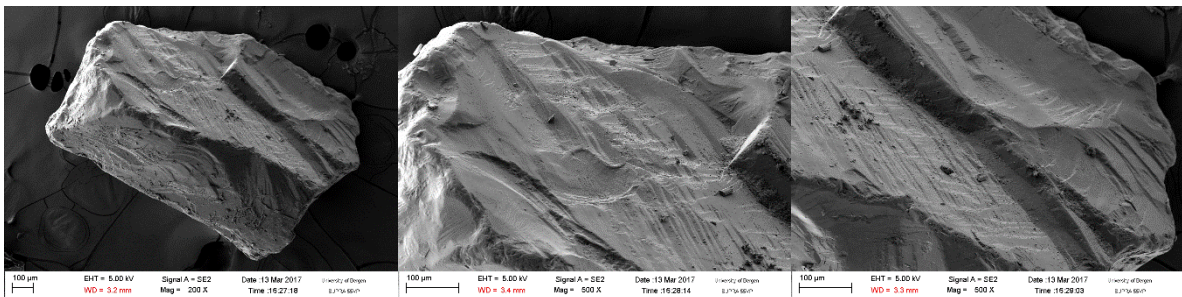
E2

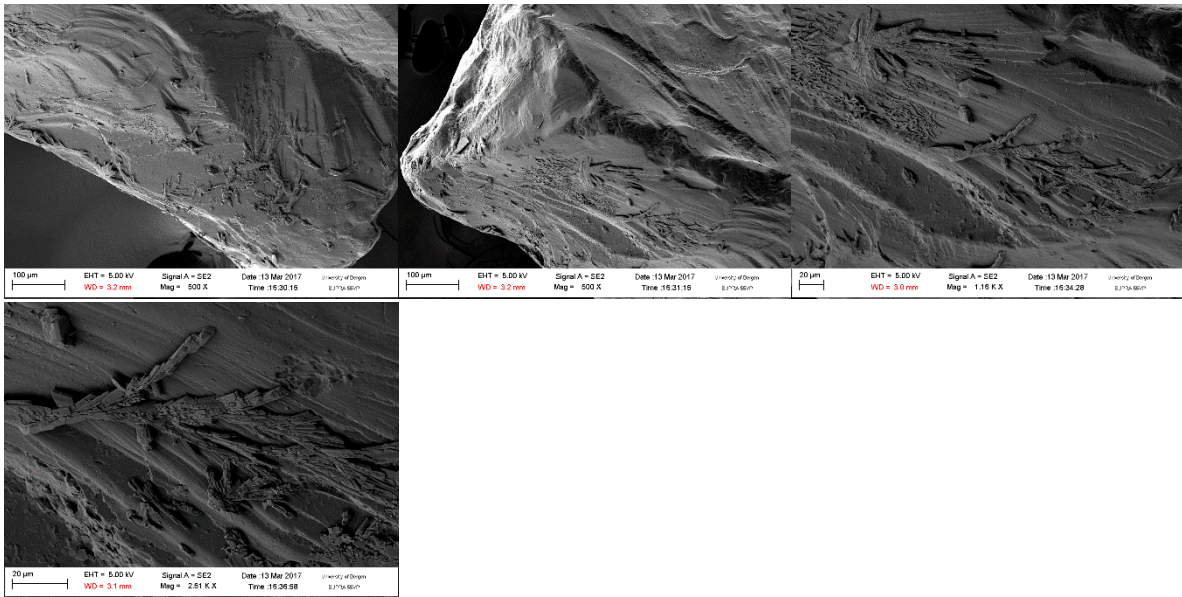


E3

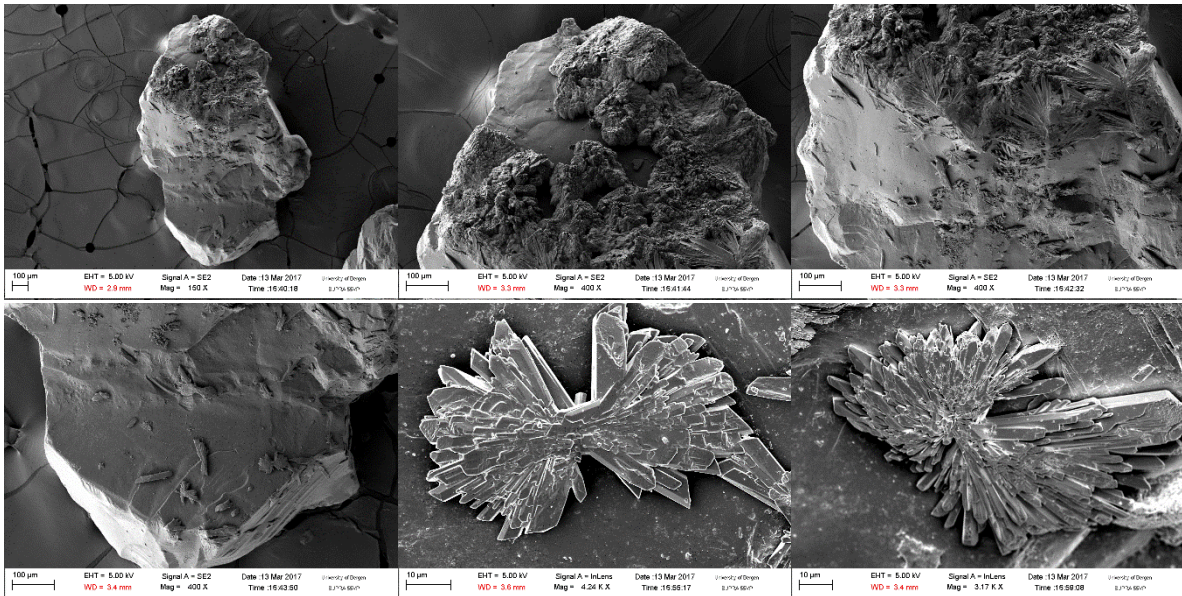


E4

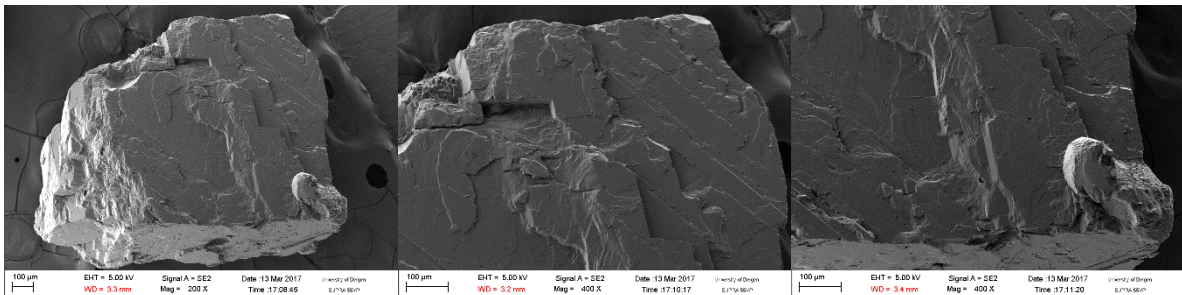


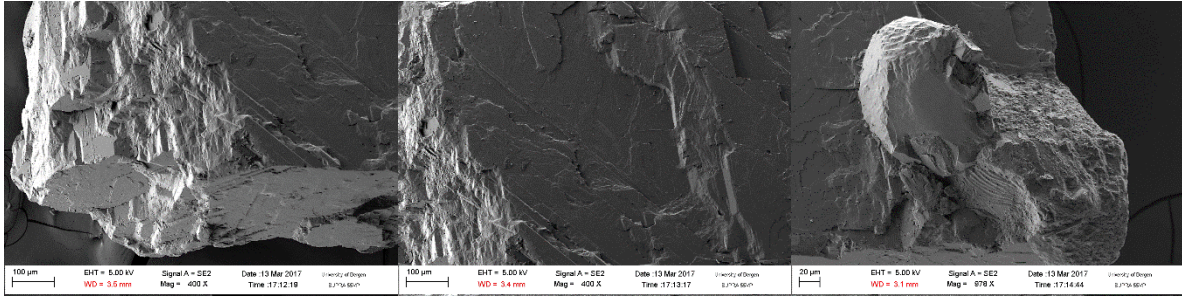


E5

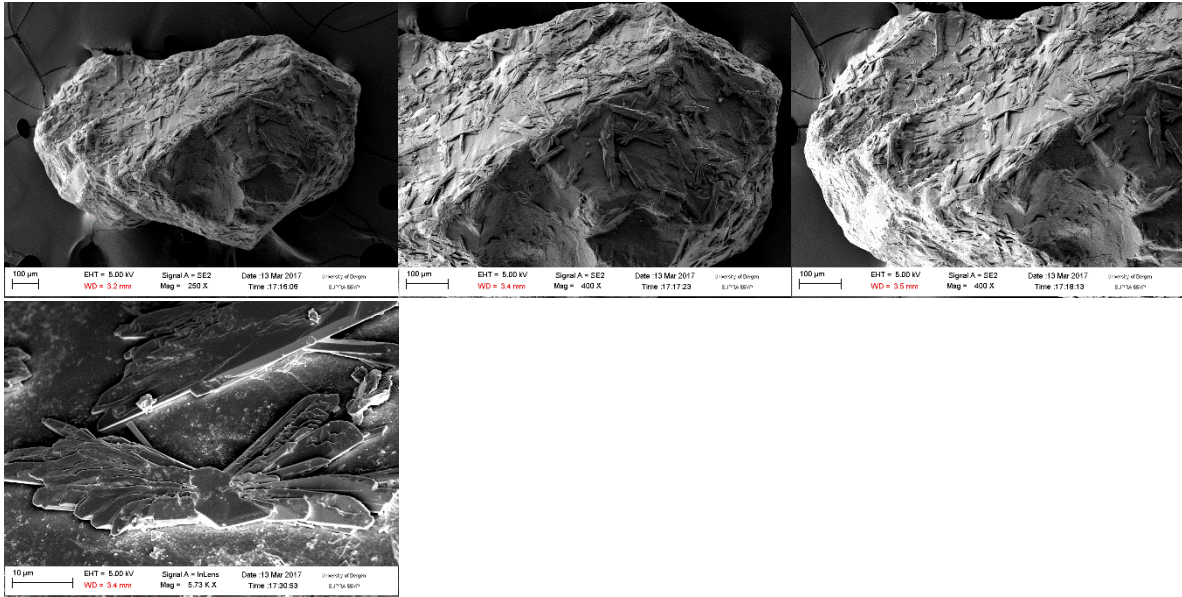


E6

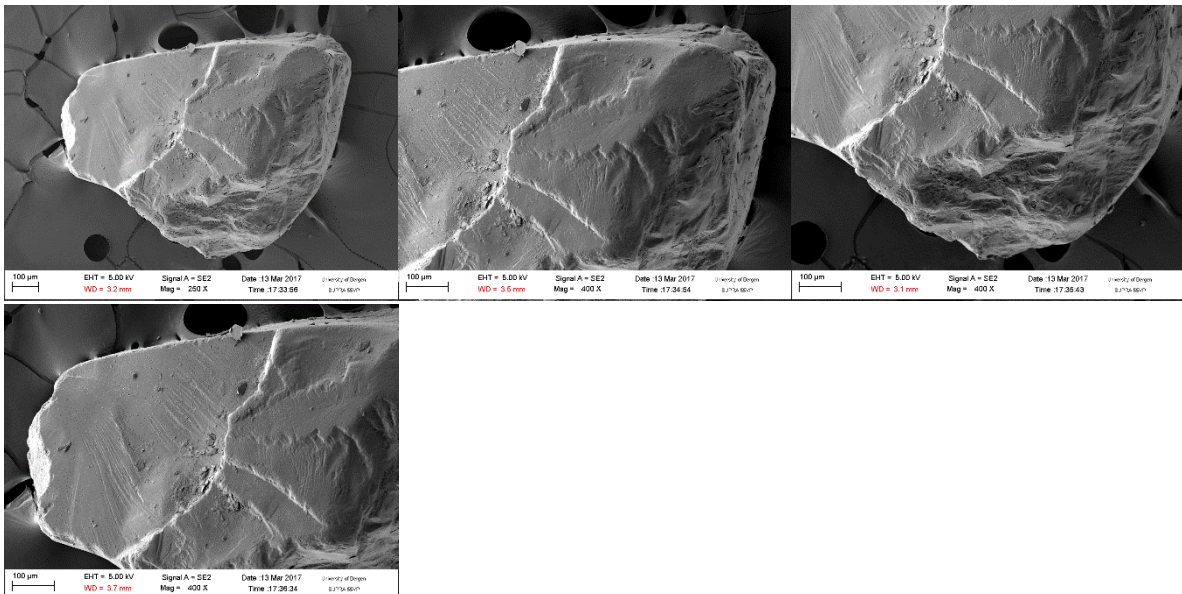




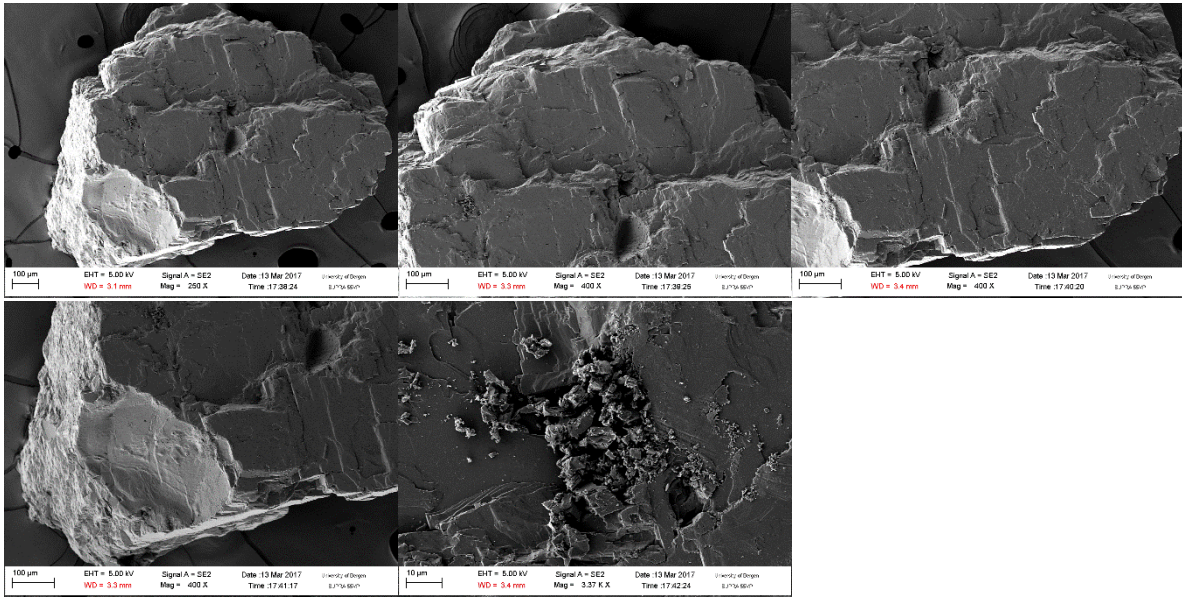
E7



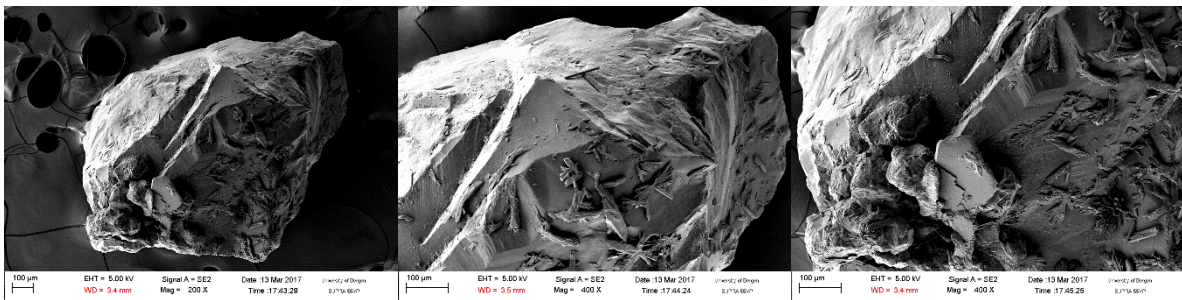
E8



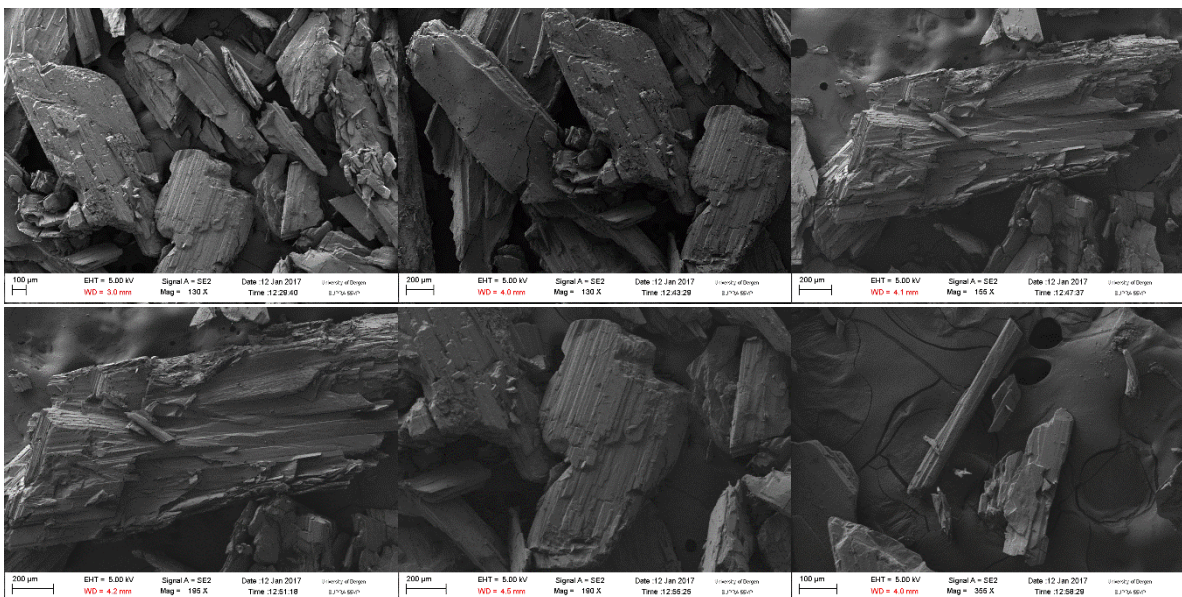
E9

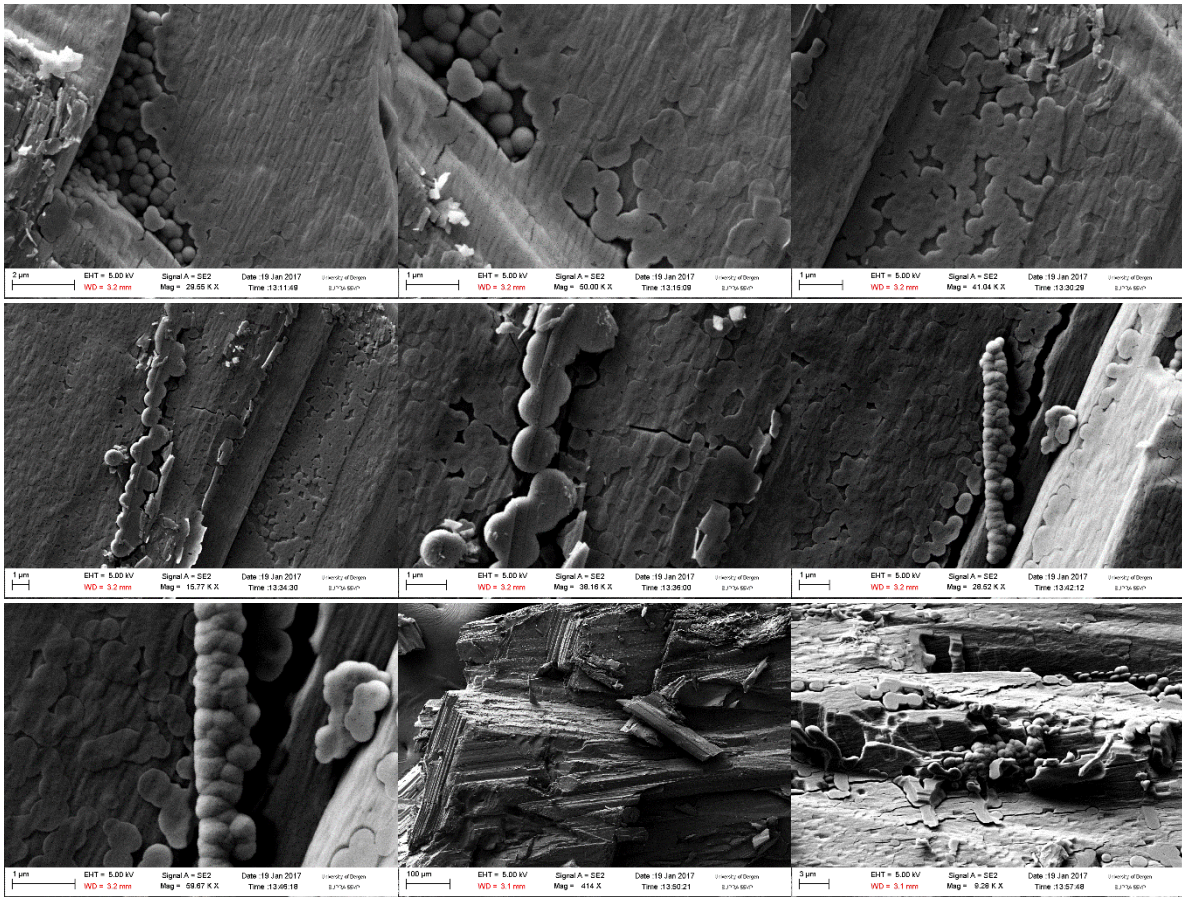


E10



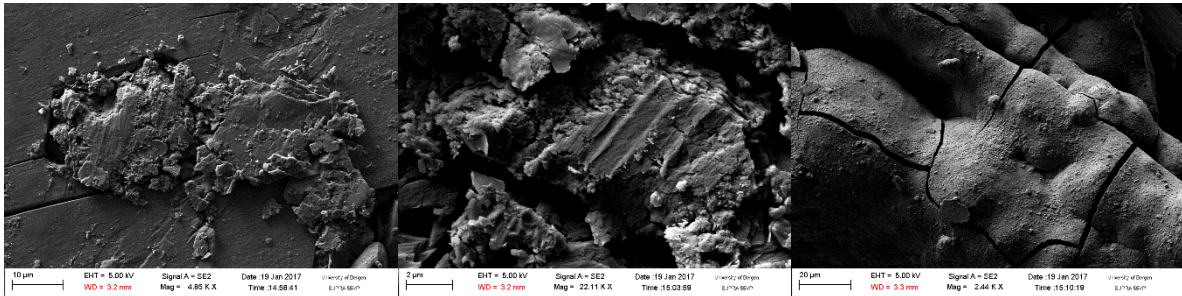
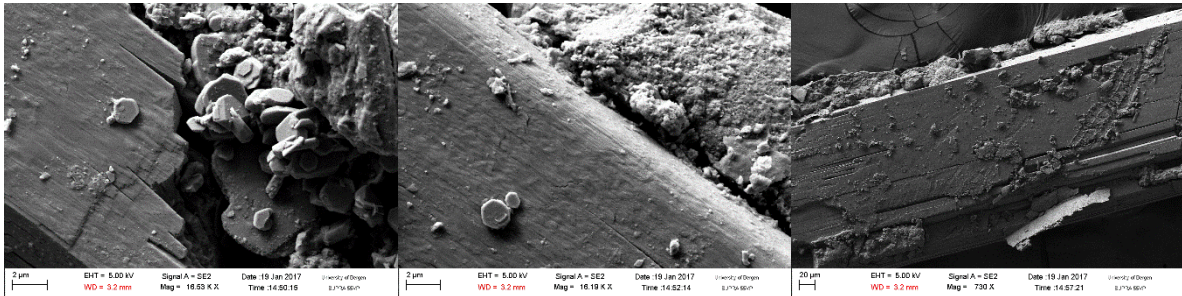
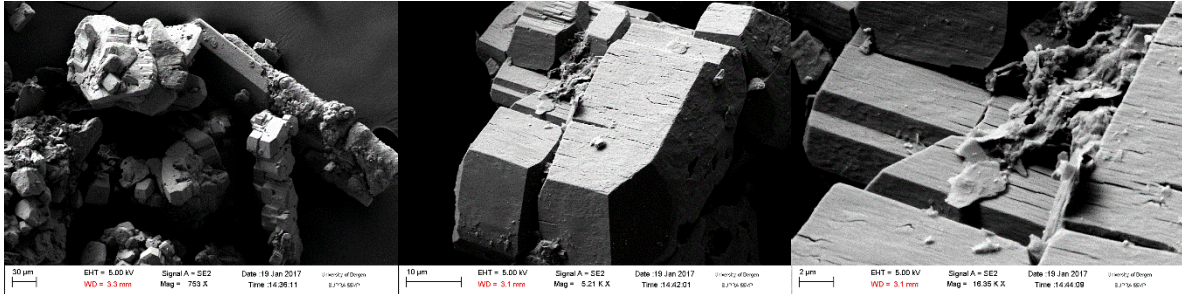
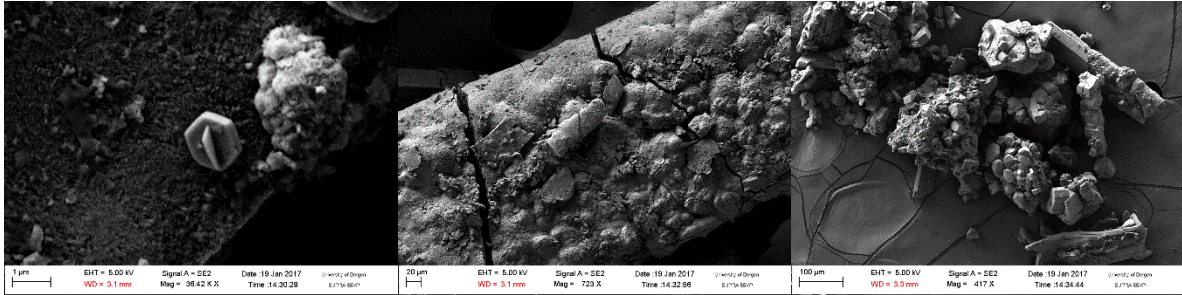
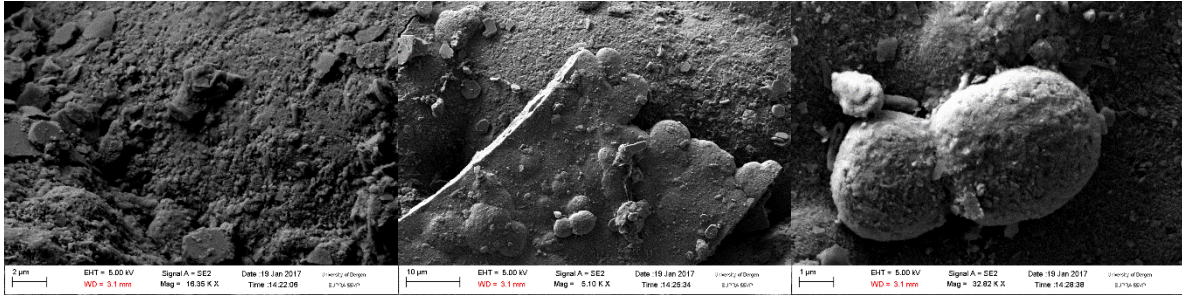
GIPS (150815-2-HK)



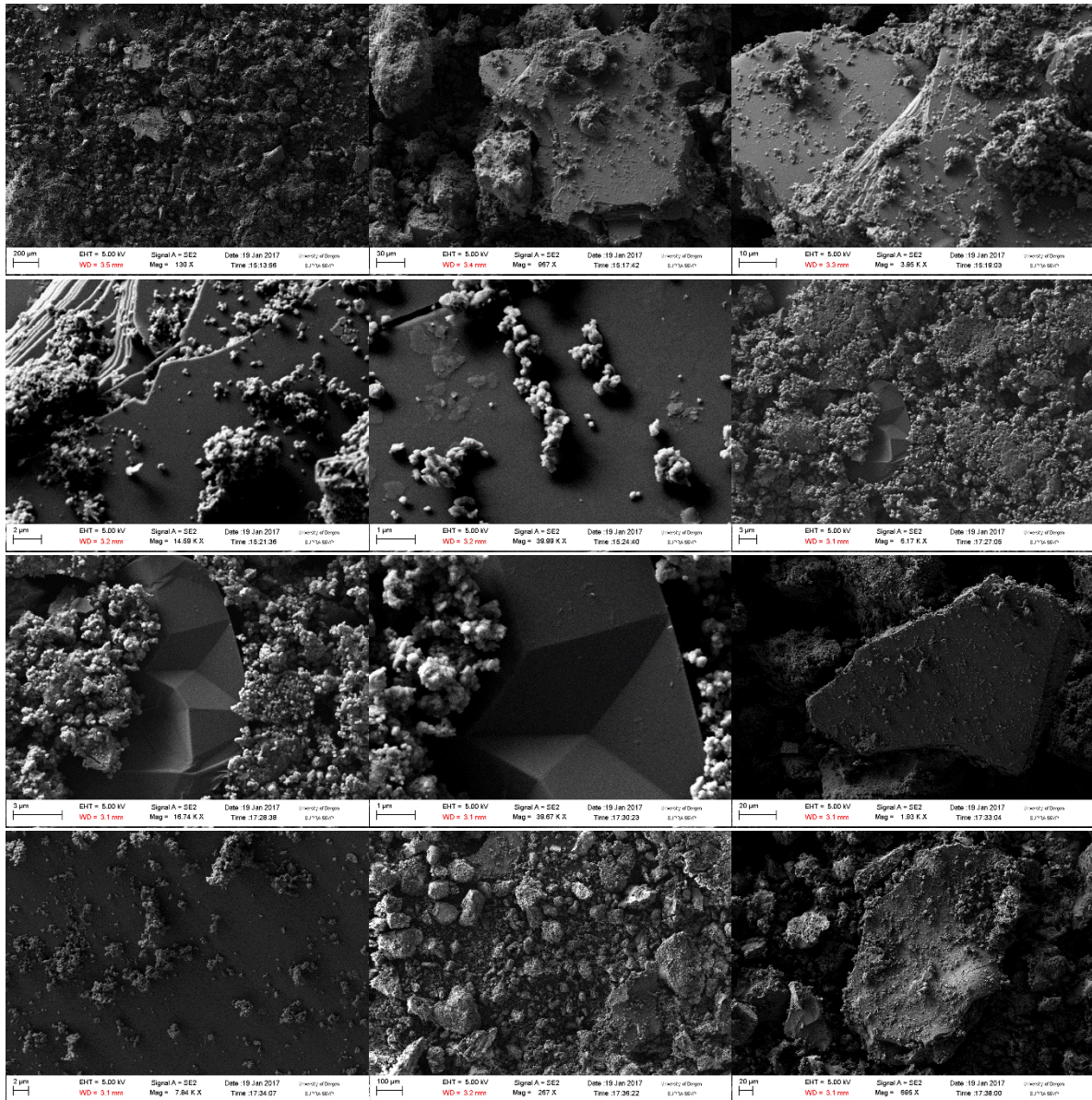


GIPS OG JERNOKSID (200815-2A-HK)

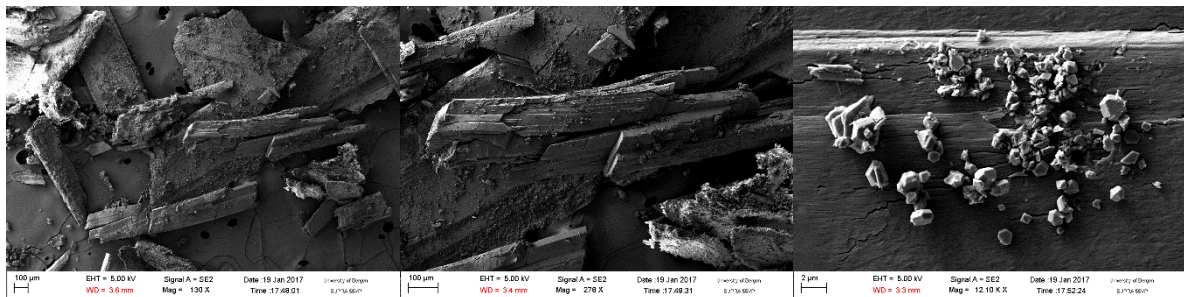


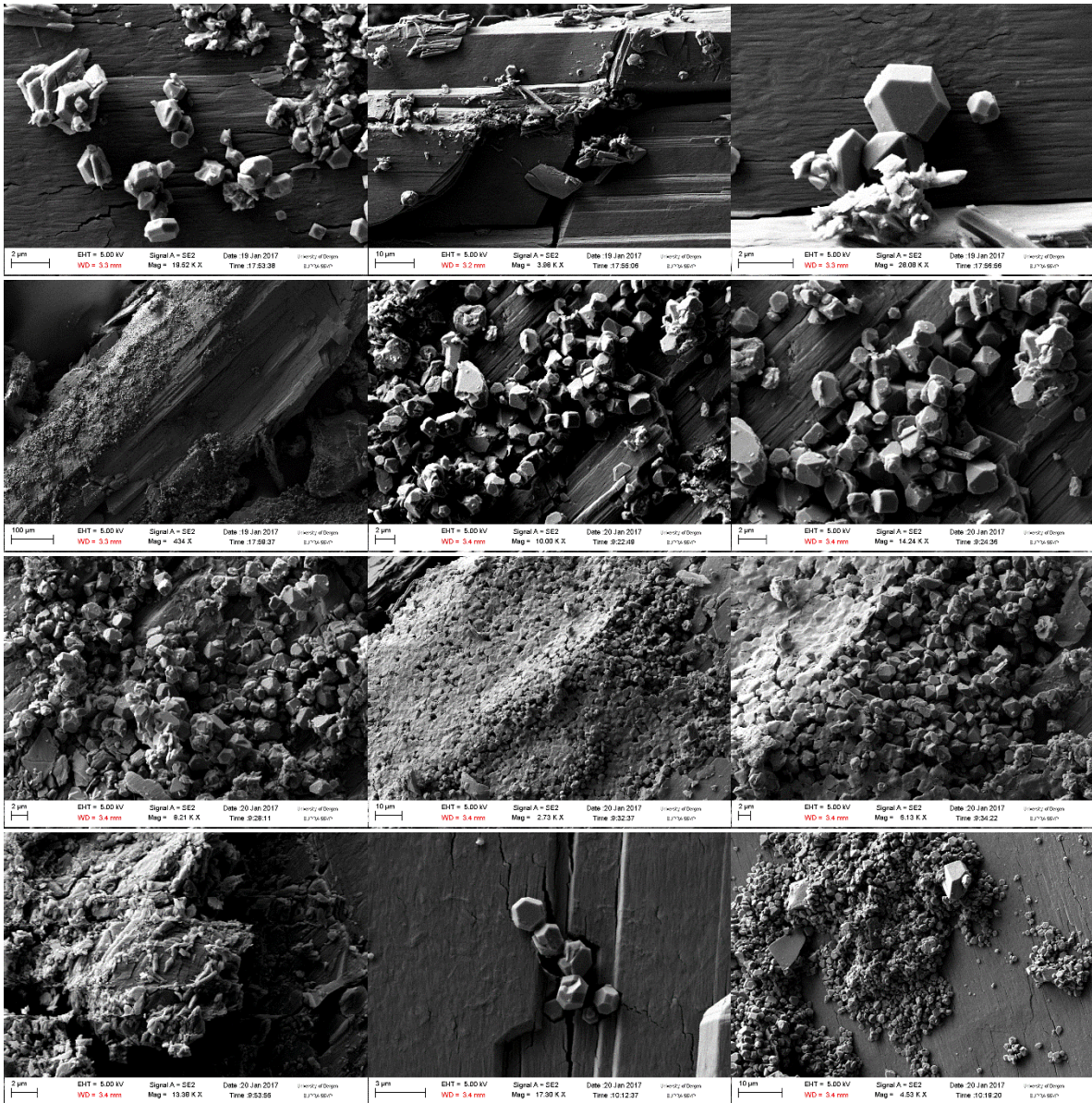


JERNOKSID (170815-4A-HK)

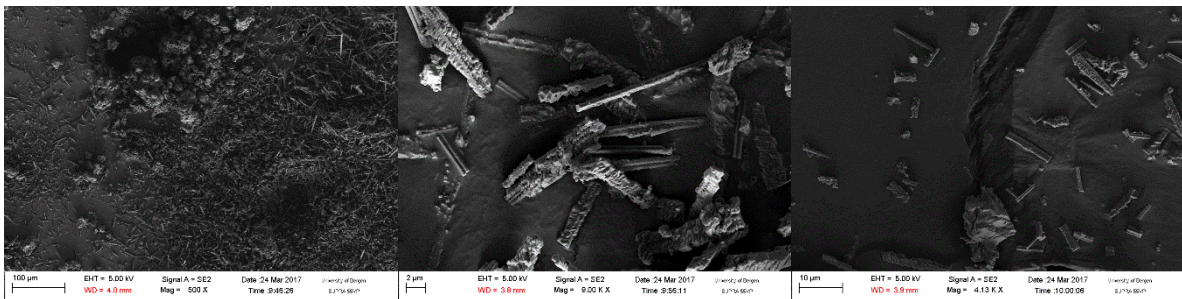


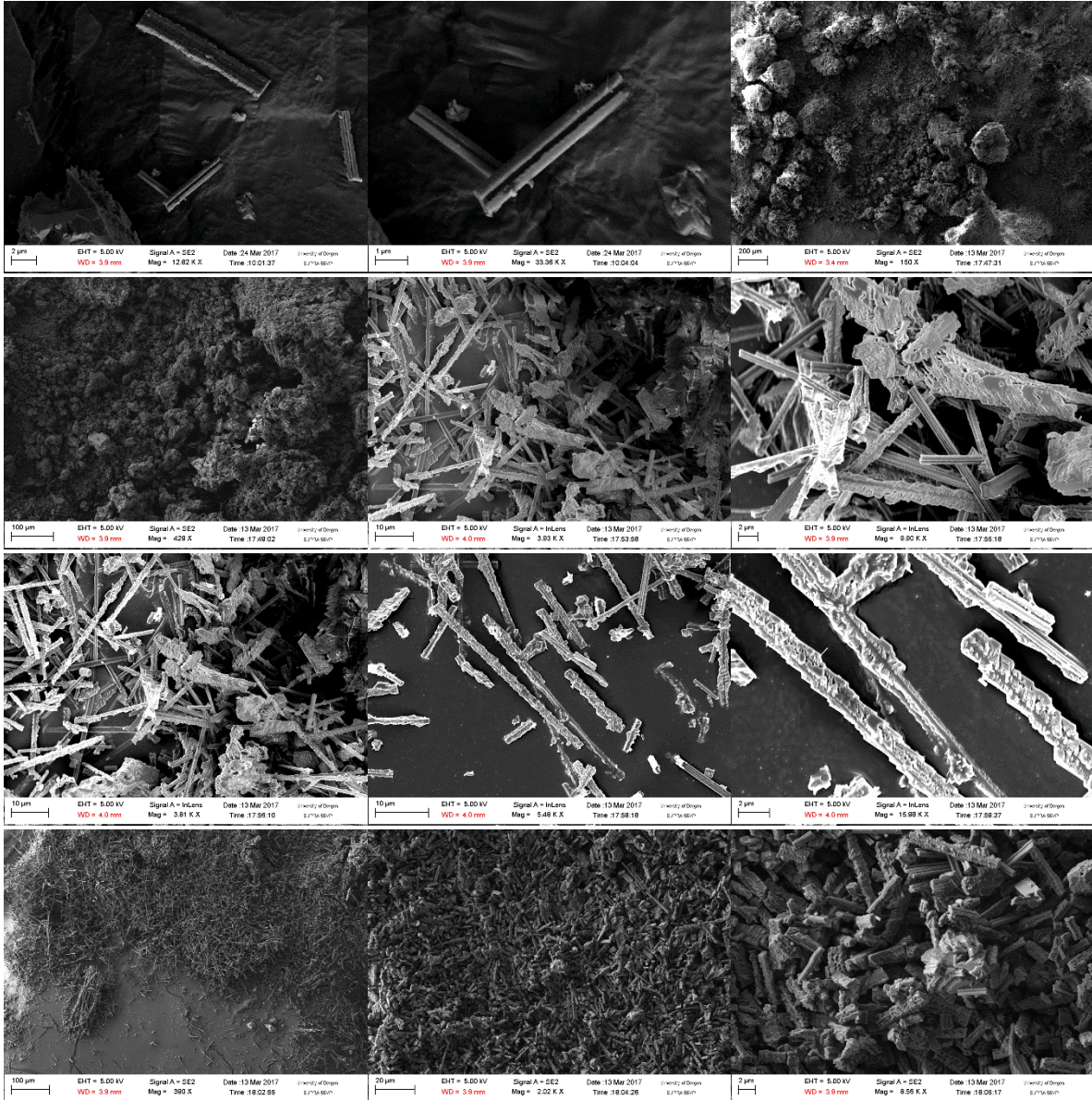
GIPS OG JAROSITT (150815-3-HK)





MÅNEMELK (210815-1-HK)





ILLITT

