

Speleogenetiske prosesser i grotter ved Reingardslivatnet, Mo i Rana.

Masteroppgave i geovitenskap

Marie Elisabeth Heggstad



Institutt for geovitenskap

UNIVERSITETET I BERGEN

Juni 2018

Forord

Tusen takk til mine veiledere, professor Stein-Erik Lauritzen og førsteamanuensis Rannveig Øvrevik Skoglund, for god veiledning og ikke minst masse tålmodighet gjennom disse to årene. Takk for at dere introduserte meg for de utrolige former som kan dannes i karstlandskap. En stor takk også til Sverre Aksnes for god veiledning og støtte i felt og på laboratoriet.

Tusen takk til Ida Marie Gabrielsen, medstudent og samarbeidspartner, for stadig vekk utrolig godt humør og masse gode ideer, og til Severin Lølkes, Hege Kilhavn og Hildegunn Grindheim, for hyggelige stunder og gode innspill. En ekstra takk til Hege Kilhavn, for god hjelp under feltarbeidet i 2017.

Mange takk til grunneier Knut Stormo for transport og lån av hytte. Takk til grottedykkere Sami Paakkari, Antti Eloranta og Yngve Gabrielsen. Takk til Torstein Almo og Ionut Mirea, som hjalp til med kartlegging av grottene, og til Birgit Stav.

Ikke minst takk til min evig tålmodige samboer, og til foreldrene mine, som alltid stiller klar med middag på søndagene.

Bergen, juni 2018

Marie Elisabeth Heggstad

INNHALDSFORTEGNELSE

1	Problemstilling	1
2	Områdebeskrivelse	2
2.1	Berggrunnsgeologi	3
2.2	Kvartærgeologi.....	5
2.3	Klima	6
3	Teori.....	8
3.1	Speleogenese	8
3.1.1	Oppløsning av kalsitt.....	9
3.1.2	Oppløsningskinetikk for kalsitt.....	10
3.1.3	Oppløsning av dolomitt.....	12
3.1.4	Gjennombrudd og utviklingen av en grotte.....	13
3.2	Grottemorfologi	14
3.2.1	Freatiske passasjer	15
3.2.2	Vadose passasjer.....	16
3.2.3	Epifreatiske passasjer.....	17
3.2.4	Strømskåler	17
3.2.5	Litologisk og strukturgeologisk betydning og påvirkning.....	18
3.3	Kontaktkarst.....	19
3.3.1	Stripekarst	19
3.3.2	Iskontaktspeleogenese	20
3.3.3	Grottelabyrinter	22
4	Metoder	24
4.1	Grottekartlegging.....	24
4.1.1	Utstyr og framgangsmåte	25
4.1.2	Videre behandling av kartdata.....	26
4.1.3	Bestemmelse av paleostrømningsretning fra strømskåler	26
4.2	Strukturgeologiske målinger	27
4.3	Laboratoriumsmetoder.....	27
4.3.1	Innsamling og preparasjon av bergartsprøver.....	27
4.3.2	Kinetikkeksperiment	27
4.3.3	Substitusjonstitrering av Ca^{2+} og Mg^{2+} med EDTA og EGTA.....	29
4.3.4	Viderebehandling av titreringsresultatene.....	30
4.3.5	Glødetapsanalyse.....	31

4.3.6	Syreuløselig rest	32
5	Resultater	33
5.1	Beskrivelse av Olavs- og Persgrotta	33
5.1.1	Olavsgrotta	37
5.1.2	Persgrotta	54
5.2	Strukturgeologiske målinger	61
5.2.1	Foliasjoner på overflaten	62
5.2.2	Foldeakser fra overflatemålinger	62
5.2.3	Foliasjoner og ledespalter i Olavs- og Persgrotta	64
5.2.4	Ledespalter i Reingardslisystemet	65
5.3	Bergartsanalyser	67
5.3.1	Litostratigrafisk søyle	69
5.3.2	Kinetikk	72
5.3.3	Glødetapsanalyse og syreuløselig rest	77
5.3.4	Klassifisering av bergartene	81
6	Diskusjon	83
6.1	Olavsgrotta: Morfologi, klassifikasjon og avsetninger	83
6.1.1	Morfologi og utvikling av passasjetverrsnittene	84
6.1.2	Labyrintdannelse i Olavsgrotta	86
6.1.3	Klassifikasjon	89
6.2	Persgrotta: Morfologi, klassifikasjon og avsetninger	90
6.2.1	Passasjemorfologi og -utvikling	90
6.2.2	Klassifikasjon	92
6.3	Lokal og regional strukturgeologi	92
6.3.1	Forkastninger og lineamentet langs Persgrotta	92
6.3.2	Sammenhengen mellom sprekker på overflaten og ledespalter i grottene	93
6.3.3	En modell av den storskala foldestrukturen i Reingardslisystemet	94
6.4	Litostratigrafi og karstifikasjon	95
6.5	Sammenhengen mellom litostratigrafi og strukturgeologi, og grottenes plassering	100
6.6	Et sammenhengende system	103
6.6.1	Forholdet mellom Olavsgrotta og Persgrotta	104
6.6.2	Grottenes relative aldre	105
6.7	Utvikling av grottesystemet	105
6.7.1	Protogrottestadium og tidlig utvikling under subglasiale forhold	106
6.7.2	Videre utvikling og avsetning av sedimenter gjennom flere glasieringer	107
6.7.3	Utvikling av de nedre deler av Larshullet	108

6.7.4	Grottesystemet i dag.....	109
7	Konklusjon.....	111
	Referanser.....	112
	Vedlegg	115
	Vedlegg A: Kart over Olavsgrotta.....	116
	Vedlegg B: Kart over Persgrotta.....	117
	Vedlegg C: Vertikalprofil av Olavsgrotta	118
	Vedlegg D: Vertikalprofil av Persgrotta.....	119
	Vedlegg F: Resultater fra kinetikkesperiment.....	120
	Generelle data.....	120
	Titreringsverdier.....	123
	Konduktivitet versus tid	126
	Vedlegg G: Titreringsverdier og fortynningsgrad av syreløselig rest.....	134
	Vedlegg H: Strukturgeologiske målinger.....	136
	Strukturmålinger fra Olavsgrotta.....	136
	Strukturmålinger fra Persgrotta.....	136
	Strukturmålinger på overflaten	137

1 PROBLEMSTILLING

Reingardslisystemet i Mo i Rana, Nordland, er nå et av Norges lengste grottesystemer med sine 9 053 m, og har tidligere blitt besøkt og kartlagt av flere speleologer og grotteentusiaster. Grottene i systemet har vært fredet siden 1967, men gjennom Reingardsliprosjektet ble dispensasjon gitt for å kartlegge grottene på nytt i perioden 2015-2017. Dette er nå ferdig, og i denne oppgaven presenteres blant annet et av de siste leddene i kartleggingen, nemlig Olavsgrotta og Persgrotta.

Grottene, da spesielt Larshullet og Lapphullet, har til nå blitt undersøkt gjennom hydrologi, strukturgeologi, sedimentologi og kvartærgeologi. Det gjenstår å gi en samlet forklaring på grottenes plassering i terrenget, deres utstrekning og morfologi. Dette vil forsøkes å gjøres i denne oppgaven ved å se nærmere på strukturgeologien og litostratigrafien i området.

2 OMRÅDEBESKRIVELSE

Feltområdet i denne oppgaven ligger på sørøstsiden av Reingardslivatnet i Rana, Nordland, omtrent 12 km nordøst for Mo i Rana sentrum og 20 km sørøst for Svartisen (Figur 2.1). Innenfor feltområdet er det tre større grotter som utgjør Reingardslia-grottesystemet; Larshullet, Lapphullet, og Olavs- og Persgrotta. Grottene er dannet i et marmorbelte som strekker seg på tvers over Røvassdalen i øst og går videre nordvest via Reingardsdalen. Marmorbeltet kan følges videre østover hele veien til Dunderlandsdalen (Melezhik et al., 2015). Det går også et annet belte fra Hammarneset ved Langvatnet, sør for feltområdet, opp til Glomdalen like sør for Svartisen. Rana er kjent for sine mangfoldige grotter og karstformasjoner og flere av dem ligger i disse marmorbeltene. Bare på nordsiden av Reingardslivatnet er det kartlagt to grotter, Reingardsligrotten og Ponorgrotten (Hjorthen, 1968; Horn, 1947). På andre siden av Røvassdalen ligger turistgrottene Grønligrøtta og Setergrotta undersøkt av blant annet Øvrevik (2002) og Skutlaberg (2003). Det er også kartlagt grotter ved Hammarneset og i Glomdalen. Flere av grottene, inkludert dem i feltområdet, er vernet. Universitetet i Bergen har derimot blitt gitt dispensasjon for å kartlegge grottene ved Reingardslivatnet i perioden 2015-2017.

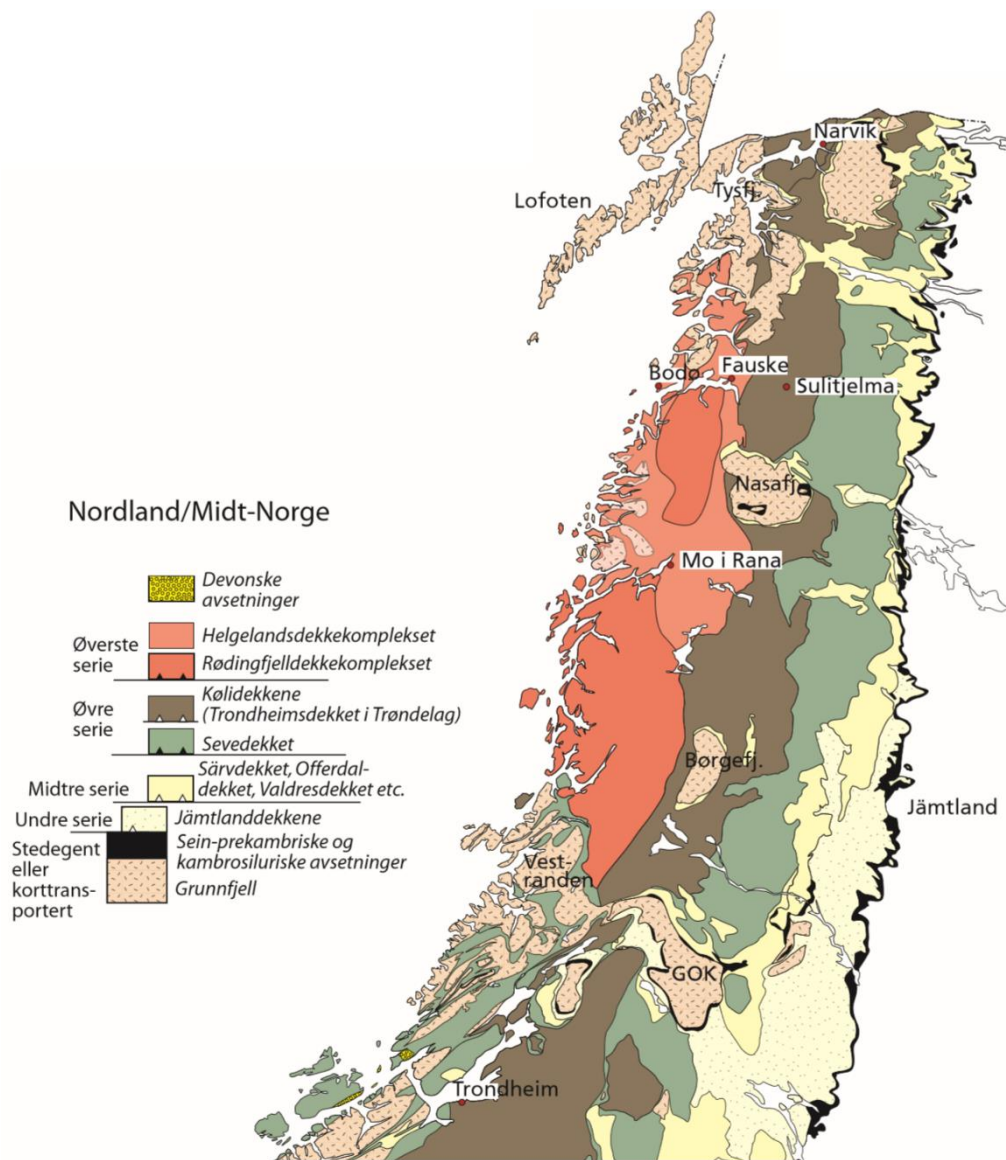


Figur 2.1. Oversiktsbilde over feltområdet, med grotteinngangenes omtrentlige plassering indikert.

I likhet med mange andre steder i Norge har området tydelige glacialmorfologiske trekk, som u-daler, morener og breelvavsetninger. Landskapet i selve feltområdet veksler mellom høyder og forsenkninger, med flere tjern, myrer og små kilder og innløp. Vegetasjonen består mest av tett- og lavtvoksende bjørk og buskvekst, da området ligger 400 m o.h., nær tregrensen. Hoveddrenering skjer ned i Langvatnet via Røvasdalen og Glomdalen.

2.1 BERGGRUNNSGEOLOGI

Berggrunnen i feltområdet består av kalsitt- og dolomittmarmor sammen med glimmerskifer som inngår i den øverste kaledonske dekkeseerien (Søvegjarto, 1988). Hvilket underdekkekompleks bergartene plasseres i varierer mellom Rødingfjelldekkekomplekset og Helgelandsdekkekomplekset (Figur 2.2). Felles for disse to dekkekompleksene er at bergartene regnes som prekambriske til tidlig paleozoisk i alder (Søvegjarto, 1988), samt at de stammer fra den laurentiske kontinentranden eller/og mikrokontinent mellom Laurentia og Baltika (Corfu et al., 2014; Fossen et al., 2013). Følgelig ble den opprinnelige kalksteinen foldet og omdannet til marmor under varierende metamorf grad (grønnskifer- til granulittfacies) da Iapetushavet ble lukket og den kaledonske fjellkjede dannet omtrent 500-405 Ma.



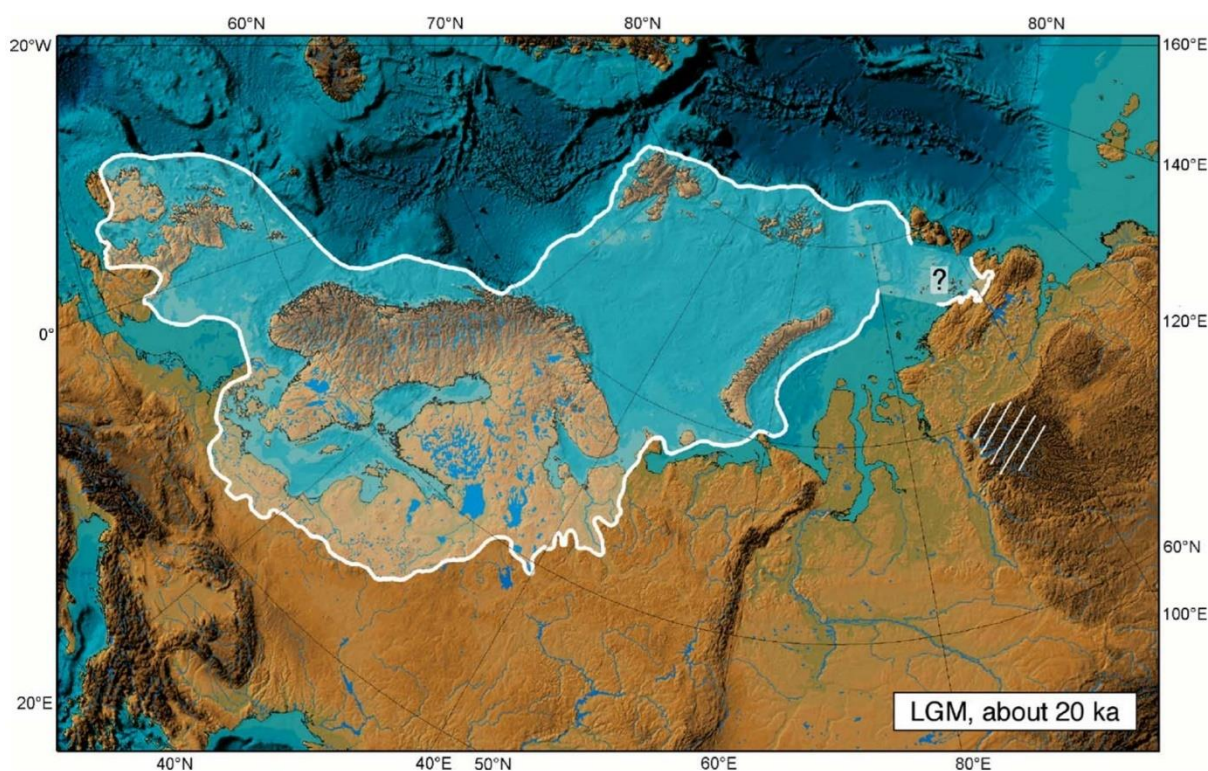
Figur 2.2. Kart over Midt-Norge med ulike dekkeserier fra den kaledonske orogenese. I dette tilfellet hører bergartene ved feltområdet til Helgelandsdekkekomplekset. Figuren er hentet fra Fossen et al. (2013).

Som følge av metamorfosen har tidligere lagdeling, sprekker og porøsitet i marmoren blitt fjernet. Dette har kraftig redusert muligheten for vann å trenge ned i bergarten og vil ordinært også påvirke muligheten for dannelse av grotter i bergarten. Nye potensielle startpassasjer kan derimot ha blitt åpnet som følge av post-kaledonsk sprø deformasjon og sprekkedannelse, spesielt i mesozoikum (Gabrielsen et al., 2002; Ksienzyk et al., 2014).

Flere episoder med oppløft og erosjon har nå eksponert marmoren, slik at den i dag danner en antiformal strekke seg flere km fra vest for feltområdet og videre østover i smale, men lange bånd. Disse båndene ligger mellom akvikluder (vannhindre) som glimmerskifer og granittiske intrusiver, og har fått benevnelsen stripekarst (Lauritzen, 2001 med referanser).

2.2 KVARTÆRGEOLOGI

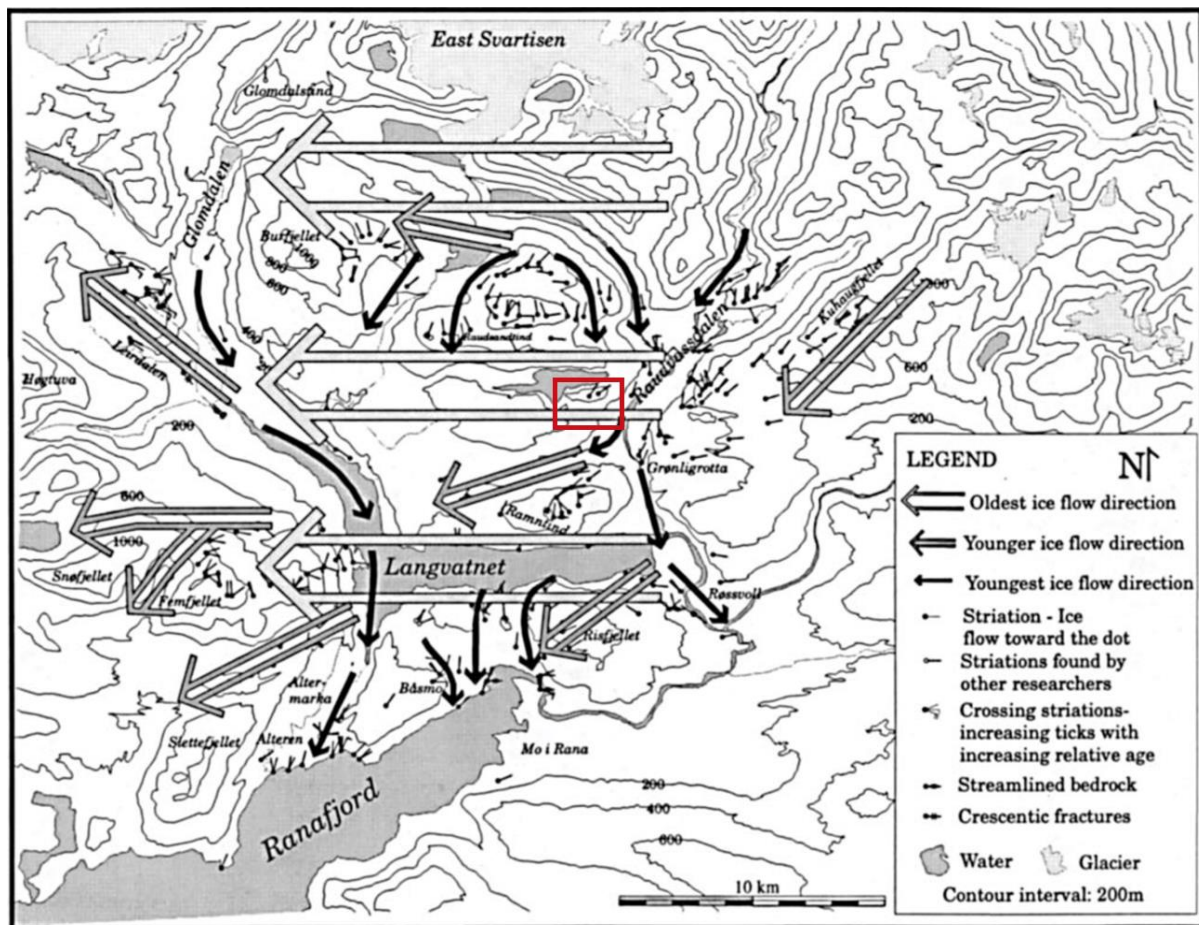
Norge har vært gjennom over 40 istider siden begynnelsen av pleistocen omtrent 2,6 Ma (Vorren og Mangerud, 2013). De har hatt en mindre syklus på 41 000 og 23 000 år siden begynnelsen av pleistocen, samt en større syklus på 100 000 år for de store istidene etter rundt 0,9 Ma. Istidene har satt et tydelig preg på landskapet i form av botner, daler, fjorder og innsjøer. Den siste istid kalles weichsel og varte fra 117 – 11,7 ka, med flere stadialer og interstadialer. Dette er den best dokumenterte istiden siden breer generelt eroderer de fleste av sporene etter tidligere istider eller til og med tidligere stadialer. Innlandsisene i Nord-Europa og Nord-Amerika hadde sine maksimale utbredelse under siste istids maksimum (LGM), omtrent 29-18 ka, om enn til ulike tider ved ulike steder (Mangerud et al., 2011). En rekonstruksjon av den maksimale utbredelsen er vist i Figur 2.3.



Figur 2.3. Rekonstruksjon av kontinentalisdekket under LGM. Figuren er hentet fra Svendsen et al. (2004).

Isbrebevegelsen i området rundt Svartisen i løpet av LGM og nedsmeltingen, har blitt dokumentert av Blake og Olsen (1999). Høyere liggende retningsindikatorer viser at under LGM var brebevegelsen fra øst mot vest og uavhengig av den underliggende topografien (Figur 2.4). Innlandsisen var i denne perioden på sitt tykkeste. Etter hvert som innlandsisen trakk seg tilbake etter LGM og minket i tykkelse, ble bevegelsen i større grad kontrollert av topografien. Lavere liggende retningsindikatorer viser hvordan innlandsisen gradvis ble omdirigert til å følge dalene sørover mot Ranafjorden og rundt fjelltoppene (Figur 2.4). Da Svartisen til slutt separerte fra innlandsisen, trolig rundt 9500 BP, var den 500 m eller tykkere i Glomdalen og Rødvassdalen (Blake og Olsen, 1999). Innen 9000 BP hadde fronten

trukket seg tilbake halvveis til Svartisens nåværende posisjon. Det råder en viss usikkerhet om den nåværende Svartisen er reakkumulert etter å ha smeltet vekk fullstendig rundt midtre holocen, eller om den har eksistert kontinuerlig som en rest etter separasjonen.

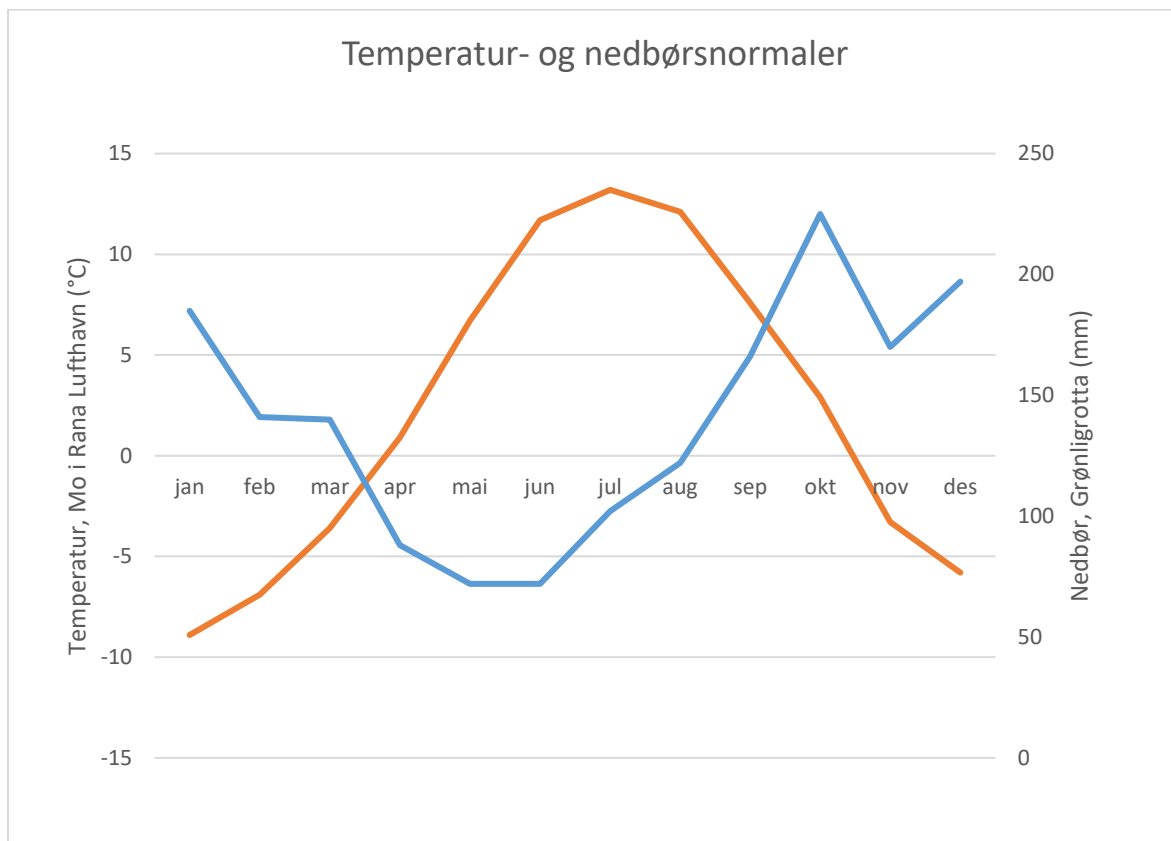


Figur 2.4. Isbrebevegelse til ulike tider, fra LGM og gjennom deglasiasjonen. Ved tykke isdekker er bevegelsen topografisk uavhengig og rettet mot vest (store piler). Etter hvert som istykkelsen minket, ble bevegelsen i større grad avhengig av topografien (mindre, grå piler) og til slutt dirigert ned mot dalene (sorte piler). Rød boks indikerer feltområdet. Modifisert fra Blake og Olsen (1999).

2.3 KLIMA

Feltområdet ligger rett sør for polarsirkelen og ikke langt fra kysten. Det overordnede klimaet kan beskrives som subarktisk og oseansk, med kald vinter og mild sommer (Øvrevik, 2002). Årsmiddeltemperaturen er på 2,2°C ved Mo i Rana Lufthavn, omtrent 9 km sørøst for feltområdet, basert på en normalperiode fra 1961-1990. Juli er den varmeste måneden, med en normaltemperatur på 13,2 °C, mens januar er den kjøligste med -8,9 °C (Figur 2.5). Generelt er temperaturen under 0 °C fra november til mars. Temperaturene vil være noe kjøligere ved grottene, siden disse ligger omtrent 400 m o.h., mens Mo i Rana Lufthavn ligger 70 m o.h. Hvis en antar en temperaturendring på 0,6 °C/100 m (Shaw, 1983), blir årsmiddeltemperaturen ved Reingardslivatnet omtrent 0 °C.

Nedbørsdata er ikke tilgjengelig fra målestasjonen ved Mo i Rana Lufthavn, men for Grønligrotta på den andre siden av Røvassdalen er årsnedbøren på 1680 mm. Omtrent halvparten av den totale nedbøren faller i de kalde månedene som snø (Figur).



Figur 2.5. Temperatur- og nedbørnormaler ved henholdsvis Mo i Rana Lufthavn og Grønligrotta, over perioden 1961-1990. Dataene er hentet fra Meteorologisk institutt via eklima.met.no.

3 TEORI

Karst er landformer under og på overflaten, dannet av kjemisk og mekanisk oppløsning av lettløselige bergarter som kalkstein, marmor og gips (Ford og Williams, 2007). Kjemisk oppløsning er den dominerende prosessen, spesielt der karbonatmineralene kalsitt og dolomitt er involvert. Noen typiske former i et karstlandskap inkluderer grotter, doliner, poljer og karren. Dette kapitlet beskriver speleogenese (dannelse av grotter) i marmor, samt grotters morfologi og effekten av litologi og sprekker. På bakgrunn av områdets glasiasjonshistorie og berggrunnsgeologi, beskrives også to kontaktkarstformer, stripekarst og iskontaktspeleogenese.

3.1 SPELEOGENESE

Kalsitt- og dolomittmarmor utgjør de lettløselige bergartene i feltområdet. Dermed er det oppløsningen av de tilhørende mineralene, og grottedannelse i disse bergartene, som vil bli diskutert videre. For at grotter skal kunne dannes, er en spesielt avhengig av sekundærporøsitet og varig korrosjon. Løseligheten til både kalsitt og dolomitt er meget lav i rent vann ved 25°C, men øker dersom pH senkes (Ford og Williams, 2007). Betydelig oppløsning av disse mineralene er dermed i stor grad avhengig av surt vann. Som den mest løselige atmosfæriske gassen, vil CO₂ være den viktigste kilden til syre i meteorisk vann i kontakt med atmosfæren eller vegetasjon. Spesielt i vegetasjon vil konsentrasjonen være meget høy. CO₂ hydratiseres i kontakt med vann (likning 3.1) og omdannes til karbonsyre (likning 3.2) etter hvert som konsentrasjonen av oppløst CO₂ øker (Ford og Williams, 2007):



K_H er likevektskonstanten for hydratiseringsreaksjonen, P_{CO₂} er partialtrykket til CO₂, og () betegner aktivitet. Hydratiseringen er en langsom prosess. Videre dissosiering av karbonsyre til bikarbonat og så karbonat frigjør hydrogenioner, hvilket senker pH-en i vannløsningen og øker aggressiviteten til vannet:



K₁ og K₂ er likevektskonstantene for de ulike dissosiasjonsstegene. For de pH-verdiene som gjelder for karstvann (mellom 6.5 og 8.9), vil HCO₃⁻ være det dominante karbonationet (Ford og Williams, 2007).

3.1.1 Oppløsning av kalsitt

I rent vann kan for dissosiering av kalsitt uttrykkes på følgende måte (Ford og Williams, 2007):



Denne grunnreaksjonen kan så utvides for å beskrive oppløsningen i CO₂-anrikt vann. Plummer et al. (1978) legger fram tre ulike, men samtidige og fremover-rettede overflatereaksjoner som da gjelder:



Kombinert kan en oppsummere oppløsningen av kalsitt slik (Dreybrodt et al., 2005):



Oppløsningen er altså avhengig tilførselen av syre, her via CO₂, og er dermed videre avhengig av P_{CO₂}. Reaksjonen er også reversibel slik at endringer i forhold som påvirker konsentrasjonen av CO₂, for eksempel pH eller trykk, kan føre til utfelling av kalsitt snarere enn oppløsning. Dette er tilfellet for utfelling av stalaktitter og stalagmitter (Ford og Williams, 2007).

Oppsummert kan konsentrasjonen ved likevekt, [Ca²⁺]_{eq}, uttrykkes som en funksjon av P_{CO₂} på følgende måte (Dreybrodt et al., 2005):

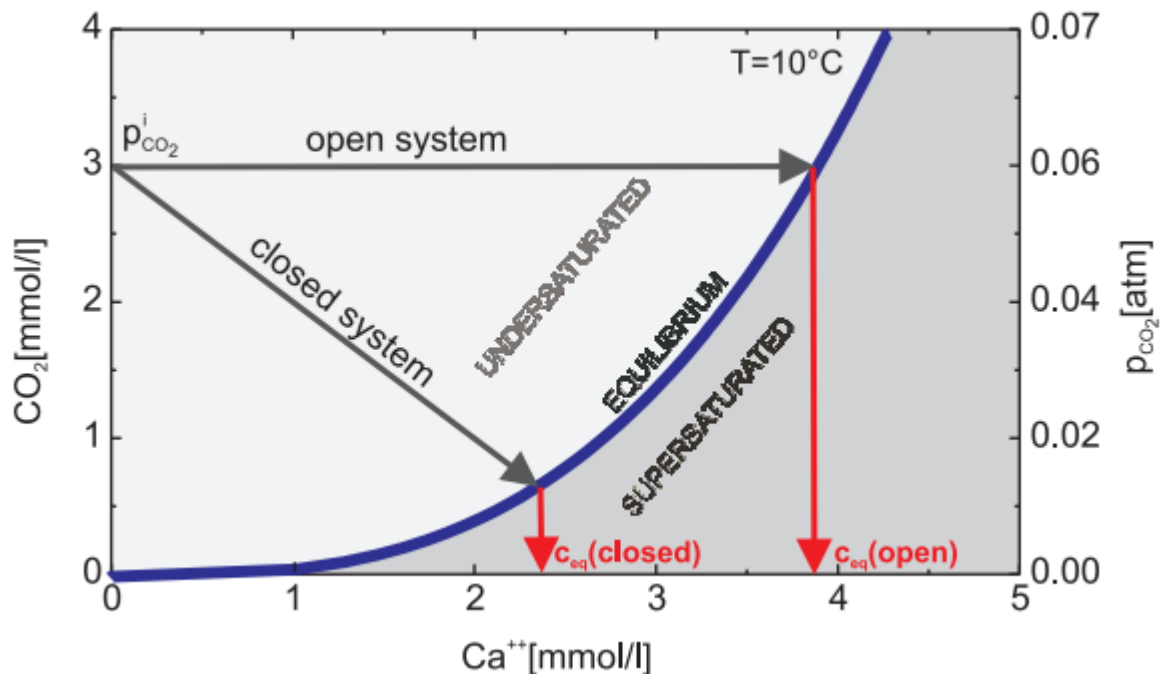
$$[Ca^{2+}]_{eq} = \left(P_{CO_2} \cdot \frac{K_1 K_2 K_H}{4K_C \gamma_{Ca} \gamma_{HCO_3}} \right)^{1/3} \quad (3.10)$$

γ vil si aktivitetskoeffisientene til Ca²⁺ og HCO₃⁻ ved likevekt. Det er en ytterligere avhengighet av temperatur da likevektskonstantene er avhengig av temperatur.

Likning 3.10 gjelder så lenge P_{CO₂} > 3·10⁻⁴ atm og reaksjonen foregår i et åpent system, dvs. løsningen er i kontakt med både kalsitt og en CO₂-holdig gassfase (som atmosfæren), slik at CO₂ kan fornyes. Dersom systemet derimot er lukket, som det er under freatiske forhold i en grotte (kapittel 3.2.1), vil CO₂ ikke kunne fornyes. Konsentrasjonen til CO₂ minker dermed etter hvert som Ca²⁺-konsentrasjonen øker. I dette tilfellet må P_{CO₂} i likning 3.10 endres:

$$P_{CO_2} \approx P^i_{CO_2} - \frac{[Ca^{2+}]_{eq}}{K_H} \quad (3.11)$$

$P_{CO_2}^i$ er partialtrykket før oppløsning. Likning 3.11 gjelder der $P_{CO_2}^i > 7 \cdot 10^{-4}$ atm. Oppløsning i et åpent system vil altså kunne vare lenger og konsentrasjonen til Ca^{2+} være høyere når likevekt til slutt nås, enn for et lukket system (Figur 3.1).



Figur 3.1. Oppløsning av kalsitt som en funksjon av CO_2/P_{CO_2} i et lukket eller åpent system. Den blå likevektskurven er fra likning 3.10. Gitt en initial CO_2 -koncentrasjon på 3 mmol/l (eller partialtrykk på 0.06 atm), vil CO_2 -konsentrasjonen synke til under 1 mmol/l dersom systemet er lukket, men forbli det samme dersom systemet er åpent. Ca^{2+} -konsentrasjonen ved likevekt vil dermed være høyere for et åpent system enn et lukket. Figuren er hentet fra (Dreybrodt et al., 2005).

Dersom to mettede løsninger i et lukket system blandes sammen, derimot, vil konsentrasjonen til den nye løsningen ligge innenfor den umettede sonen (under likevektskurven). Vannet blir altså aggressivt på nytt og kan løse opp ytterligere kalsitt. Dette kalles blandingskorrosjon og skjer for eksempel der to ledespalter (vannførende sprekker) møtes. Blandingskorrosjon kan påvirke passasjemorfologien (kapittel 3.2) eller til og med gi en mulig forklaring på dyp grottedannelse hvor vann er forventet å være mettet (Lauritzen, 2016).

3.1.2 Oppløsningskinetikk for kalsitt

Oppløsningen av kalsitt i rent vann (likning 3.5) er en reaksjon som kontinuerlig vil gå begge veier, slik at en til enhver tid vil ha partikler som fjernes fra overflaten og partikler som fester seg til overflaten. Nettotransporten av partikler vekk fra overflaten er oppløsningshastigheten, og likevekt oppnås når det er like mange partikler som fester seg igjen som det fjernes (Lauritzen, 2016). Oppløsningshastigheten er omvendt proporsjonal med Ca^{2+} -konsentrasjonen og minker dermed i takt

med at $[Ca^{2+}]$ øker. Forenklet kan man da si at oppløsningshastigheten er det samme som den deriverte av konsentrasjonen per tid, dC/dt . I sannhet er det flere faktorer som påvirker oppløsningshastigheten, som arealet av kalsittoverflaten, volumet av vannfasen, overflatereaksjoner, og differansen mellom den faktiske konsentrasjonen og likevektkonsentrasjonen (Lauritzen, 2016). I tillegg vil oppløsningshastigheten følge en reaksjonsorden som ikke er fast, men øker når man nærmer seg likevekt.

En hastighetslikning som tar høyde for endringen i reaksjonsorden samt overflateprosessene har blitt utviklet av Plummer et al. (1978). Likningen har blitt utledet fra eksperimenter på ren kalsitt med konstant temperatur og P_{CO_2} , altså et åpent system, og kalles PWP-likningen (Lauritzen, 2016; Plummer et al., 1978):

$$\frac{dC}{dt} = \frac{A}{V} [k_1(H^+) + k_2(H_2CO_3) + k_3(H_2O) - k_4(Ca^{2+})(HCO_3^-)] \quad (3.14)$$

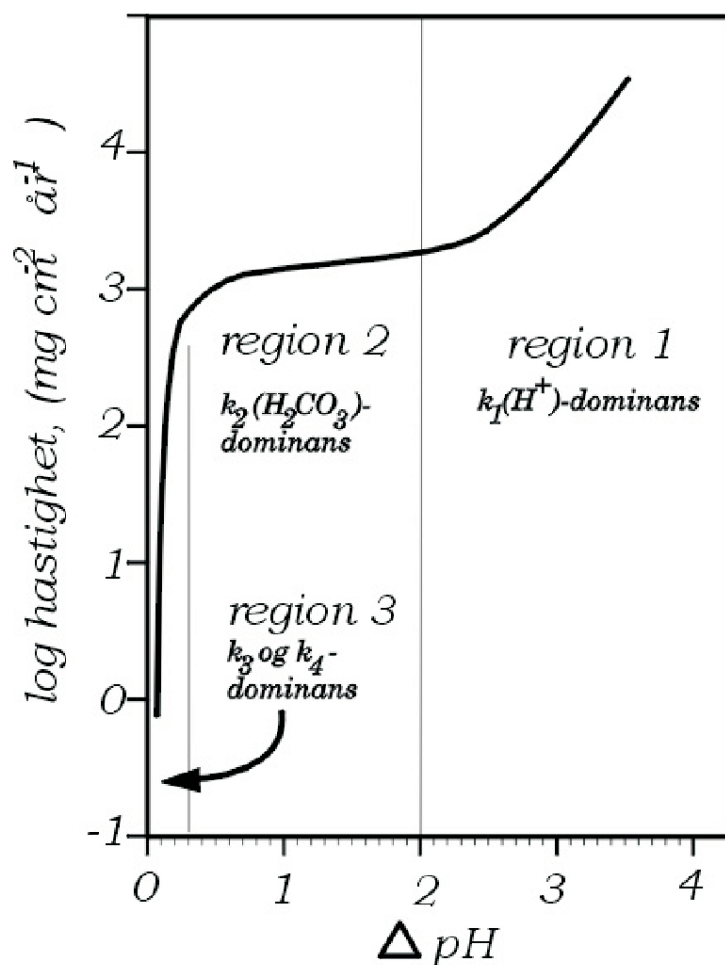
A er arealet til kalsittoverflaten, mens V er volumet til vannfasen. De tre første leddene, k_1 , k_2 og k_3 , er relatert til overflateprosessene beskrevet i likning 3.6-3.8, og er temperaturavhengige. Det siste leddet, k_4 , beskriver utfellingen av kalsitt og er gitt ved:

$$k_4 = \frac{K_2}{K_C} \left\{ k_1' + \frac{1}{(H^+)_S} [k_2(H_2CO_3)_S + k_3(H_2O)_S] \right\} \quad (2.15)$$

Her er K_2 og K_C de tidligere nevnte likevektskonstantene (likning 3.4 og 3.5), k_1' er effektiv hastighetskonstant for (H^+) på overflaten, mens S indikerer at aktivitetene til H_2CO_3 og H_2O gjelder på overflaten. Likningen er utledet eksperiment på ren kalsitt i et åpent system. I virkeligheten er gjerne systemet lukket samt at ren kalsitt forekommer sjeldent. I stedet vil bergarten inneholde forurensinger som inhiberer oppløsningen, slik at nær likevekt vil oppløsningshastigheten være lavere enn hva PWP-likningen forutsier (Lauritzen, 2016).

Dersom en plotter logaritmen av oppløsningshastigheten fra PWP-likningen opp mot ΔpH (differansen mellom pH ved likevekt og pH til ulike tider i reaksjonen), kan en definere regioner hvor de ulike overflatereaksjonene i likning 3.14 dominerer (Figur 3.2). ΔpH uttrykker her metningsgraden; jo mindre differanse, jo nærmere er reaksjonen likevekt. I region 1 (ΔpH mellom 2 og 4) dominerer det første leddet i likning 3.14, dvs. (H^+) , og øker dermed lineært med pH (Lauritzen, 2016). Hastigheten her er høy siden reaksjonen er langt fra metning. I region 2 (ΔpH mellom 0.3 og 1) dominerer det andre leddet, altså (H_2CO_3) og dissosiasjon av syren. Denne prosessen er bortimot uavhengig av pH og hastigheten her dermed ganske stabil fram til reaksjonen nærmer seg metning. Nær metning, i region 3 (ΔpH mellom 0.3 og 0), er det siste oppløsningsleddet og utfelling som dominerer. Her minsker

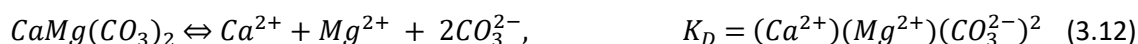
oppløsningshastigheten kraftig med små endringer i pH etter hvert som reaksjonen nærmer seg likevekt og nesten like mye kalsitt felles ut som det løses opp.



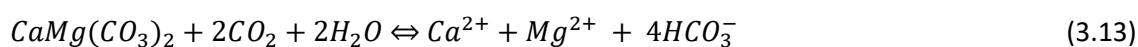
Figur 3.2. Oppløsningshastighet fra PWP-likningen som en funksjon av ΔpH (differansen mellom pH ved likevekt og pH til ulike tider i reaksjonen). Hastighetskurven kan deles inn i tre ulike regioner, avhengig av hvilken overflaterreaksjon som dominerer. Figuren er hentet fra Lauritzen (2016).

3.1.3 Oppløsning av dolomitt

Dolomitt ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) vil dissosiere i rent vann på tilsvarende måte som kalsitt (Ford og Williams, 2007):



I surt, meteorisk vann blir reaksjonen:



Dolomitt består av lag på lag med CaCO_3 og MgCO_3 . MgCO_3 løses opp saktere enn CaCO_3 , slik at reaksjonen går saktere for dolomitt enn for kalsitt. Reaksjonshastigheten synker også raskt grunnet

en økning i adsorpsjon av HCO_3^- på gjenværende fremspring av Ca^{2+} eller Mg^{2+} (Busenberg og Plummer, 1982). På grunn av at hastigheten synker så raskt og til slutt er så små at den omtrent ikke er målbar, tar det meget lang tid før oppløsningen av dolomitt når likevekt (Lauritzen, 2016). Grotter dannet i dolomitt er dermed som oftest små.

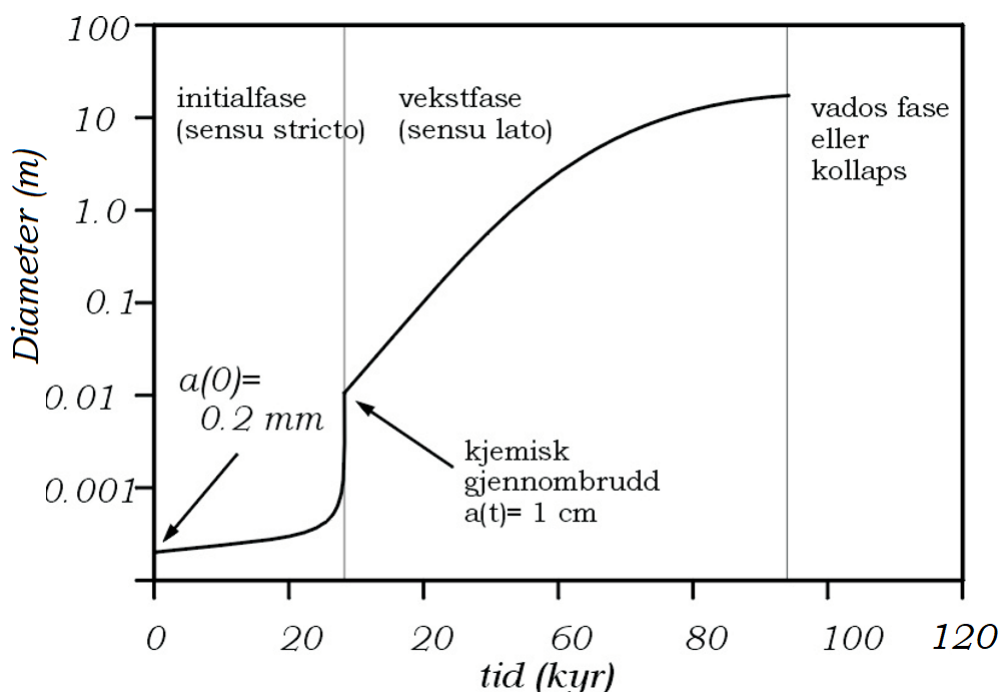
3.1.4 Gjennombrudd og utviklingen av en grotte

Som sammenligningen mellom oppløsningshastighet og endring i pH viser, vil oppløsningshastigheten synke kraftig når reaksjonen nærmer seg likevekt. Aggressivt vann som trenger inn i en sprekke eller protoleder vil dermed raskt nå metning og oppløsningen gå meget sakte. Den distansen vannet kan trenge inn i sprekken før oppløsningshastigheten går over i region 3, kalles den effektive penetrasjonsdistansen, EPD (Lauritzen, 2016). Hvis EPD er lenger enn lengden av sprekken, fra innløp til utløp, vil maksimal korrosjon kunne foregå langs hele lengden. En grotte kan dermed utvikles. Hvis EPD er kortere enn lengden av sprekken, vil oppløsningen foregå langsomt og de innerste delene av sprekken utvide seg sakte. Idet sprekken har utvidet seg til det punktet hvor aggressivt vann strømmer gjennom hele lengden, har man oppnådd kjemisk gjennombrudd og utvidelsen øker drastisk.

For å danne en grotte kreves det ikke bare aggressivt vann og en lettløselig bergart, men også sprekker i bergarten som kan lede vannet fra et innløp til et utløp (Klimchouk og Ford, 2000; Palmer, 1991). Ideelt sett har bergarten lav primærporøsitet (for eksempel få porerom), men høy sekundærporøsitet (for eksempel lagflater eller brudd), slik at det aggressive vannet kan konsentreres i noen få sprekker som kan videre utvikles til å bli protoledere. I denne initialfasen av grottens utvikling er strømmen laminær og sprekkediameteren mindre enn 1 cm (Ford og Williams, 2007; Lauritzen, 2016). Utvidelsen foregår sakte, med stor hydraulisk motstand og lav vannføring (Lauritzen, 2016). Det utvikles gjerne flere protoledere fra samme innløp, men til slutt vil en av lederne få et forsprang fremfor de andre og få en brattere hydraulisk gradient (Ford og Williams, 2007). Vann vil foretrekke å strømme gjennom denne lederen da det brattere gradienten representerer minst energitap, og en hovedleder utvikles, potensielt på bekostning av de andre protolederne.

Når hovedlederen har nådd omtrent 0.5-1 cm i diameter, hvilket kan ta 10-20 000 år (Palmer, 1991)(Figur 3.3), vil EPD være kortere enn lengden og kjemisk gjennombrudd oppnås (Ford og Williams, 2007; Lauritzen, 2016). Gjennombruddstiden avhenger av en rekke faktorer, og vil minke med økende initial sprekkevidde, tetthet, hydraulisk trykkforskjell og konsentrasjon ved likevekt, men øker med økende sprekkelengde, viskositet og reaksjonsorden (Dreybrodt og Gabrovšek, 2000). I tillegg til kjemisk gjennombrudd vil strømningsregimet gå fra laminært til turbulent. Vannet vil da kunne transportere sedimenter som eroderer grunnen og transportere vekk oppløste rester. Resultatet er at vannføringen, oppløsningshastigheten og diameteren på grotten øker drastisk i løpet

av kort (geologisk) tid. Grotten går over i en moden vekstfase under freatiske forhold (Figur 3.3). Ved ett tidspunkt vil grottediameteren bli så stor at den enten blir ustabil og kollapser, eller entrer en vados fase idet grunnvannsnivået senkes eller hydrauliske kapasiteten er for lav til å holde passasjen fullstendig vannfylt. Til slutt vil grotten innhentes av overflateerosjon.

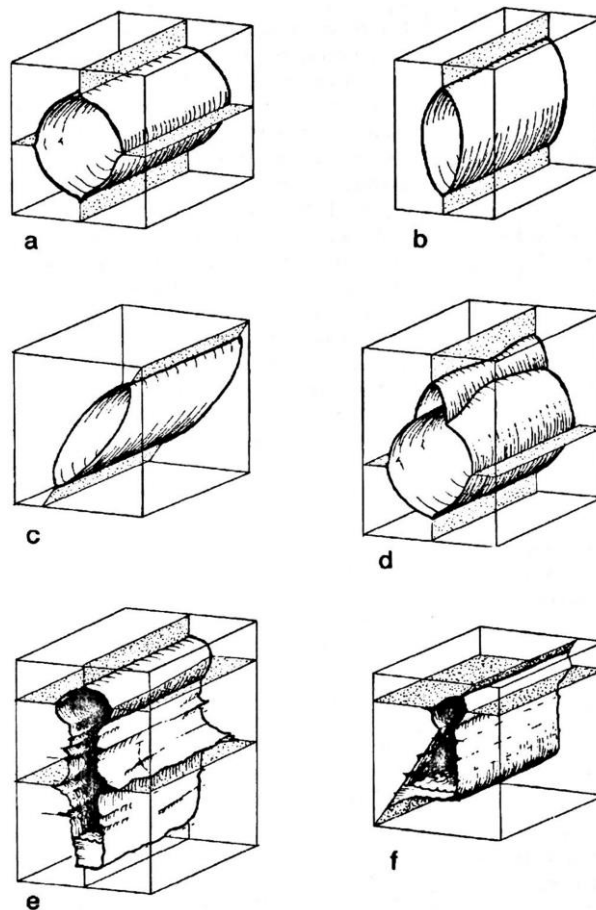


Figur 3.3. Utviklingsfasene til en grotte, med utgangspunkt i en initial sprekkevidde på 0.2 mm. Fram til kjemisk gjennombrudd vil grotten være i en initialfase med lav vannføring, lav oppløsningshastighet og sakte utvidelse. Den moderne vekstfasen inntreder idet passasjediameteren når 0.5-1 cm og kjemisk gjennombrudd oppnås. Til slutt kollapser grotten fordi passasjediameteren er så stor at grotten blir ustabil, eller den går over i vados fase. Figuren er modifisert fra Lauritzen (2016).

3.2 GROTTMORFOLOGI

De hydrologiske miljøene som en grottepassasje ble dannet under kan inndeles i tre ulike soner; freatisk, vados og epifreatisk (Lauritzen og Lundberg, 2000). Den freatiske sonen eksisterer under grunnvannsnivået og er dermed fullstendig vannfylt. I den vadose sonen er grotten bare delvis vannfylt eller fullstendig tørrlagt. Den epifreatiske sonen ligger mellom disse og er tidvis vannfylt, da den eksisterer i det området hvor grunnvannsnivået eller den piezometriske overflaten fluktuerer mellom et øvre (flom)nivå og et nedre nivå. De hydrologiske betingelsene (erosjon og korrosjon) som gjelder i de ulike sonene, er med på å bestemme passasjemorfologien. I et isotropisk og homogent system vil disse betingelsene være hovedfaktorene, men i virkeligheten er systemet anisotropisk og/eller heterogent i de fleste tilfeller. Litologi og tektonikk bestemmer i stor grad retning, helning og form på passasjene gjennom for eksempel permeabilitet (brudd- eller lagflater, forkastningssoner), urenheter

eller tilstedeværelse av andre, potensielt uløselige, bergarter (Lauritzen og Lundberg, 2000). Den generelle formen vil likevel være et uttrykk for den hydrologiske utviklingen og passasjemorfologien kan dermed brukes til å analysere utviklingen til grotten, som kan ha vært gjennom flere miljø til ulike tider.

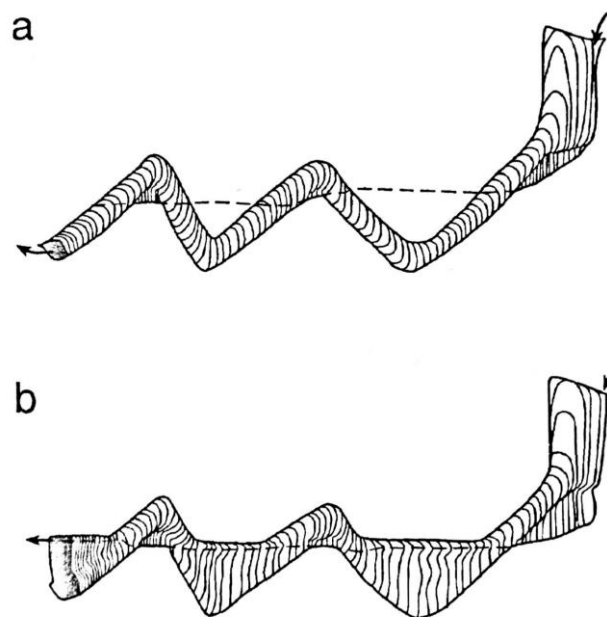


Figur 3.4. Strukturell påvirkning på passasjemorfologi. En ideell, symmetrisk freatisk passasje (a) hvor to ledespalter møtes. Lentikulære freatiske passasjer med én ledespalte (b og c), for eksempel en forkastningsflate. En nærmest sirkulær freatisk passasje med blandingskorrosjon i taket fra infiltrerende vann (d). En opprinnelig freatisk passasje som har gått over til vadose forhold og dannet et såkalt nøkkelhullprofil (e). Et tilsvarende nøkkelhullprofil, men hvor formen er kontrollert av et sprekkesystem (f). Figuren er hentet fra Lauritzen og Lundberg (2000).

3.2.1 Freatiske passasjer

Freatiske passasjer, også kalt trykkledninger da vannet er under trykk, er fullstendig vannfylt slik at oppløsning foregår radielt ut fra passasjeaksen og skjer over hele overflaten av passasjen (Lauritzen og Lundberg, 2000; Palmer, 1991). Grunnformen til passasjeprofilene er dermed sirkulær eller lentikulær (Figur 3.4, a-b). Strømskåler som indikerer paleostrømningsretning og -hastighet kan dannes både i gulv, tak eller på veggene. Sprekker, sedimentdekke og heterogeniteter vil påvirke

korrosjonen og kan føre til en rekke ulike profiler (e.g. Figur 3.4, b-d). For eksempel kan passasjene blant annet utvikles til freatiske sløyfer; stige- og synkesegmenter som følger sprekkestrukturer i bergarten (Lauritzen og Lundberg, 2000). Avhengig av nivået til grunnvannsspeilet, kan sløyfene ha både vadose gjel i de øvre delene av segmentene, og freatiske gjel som følge av antigravativ oppløsning, i de nedre delene (Figur 3.5). Utover dette er sløyfene uavhengig av grunnvannsspeilet eller den piezometriske overflaten. Antigravativ oppløsning kan også oppstå der en freatisk passasje blir fylt med sedimenter. Oppløsning er dermed begrenset til sedimentfrie områder som taket og øvre deler av veggene, slik at taket heves mens gulvet forblir upåvirket. Hevingen kan føre til langsommere strømningshastighet og avsetning av sedimenter, slik at det oppnås en likevekt mellom avsetning av nye sedimenter og oppløsning av taket. Denne prosessen kalles paragenese og kan gi både paragenetiske gjel, halvør og/eller pender (Lauritzen og Lundberg, 2000). Ettersom sub- og proglasiale forhold kan gi store mengder ukonsoliderte sedimenter, er paragenese et typisk fenomen ved iskontaktspeleogenese (Lauritzen og Skoglund, 2013).



Figur 3.5. *Vados og freatisk erosjon i en freatisk sløyfe (a) kan gi gjel (b) som har grunnvannsspeilet (stiplet linje) som øvre eller nedre nivå. Selve sløyfen avhenger av sprekkestrukturer i bergarten. Figuren er hentet fra Lauritzen og Lundberg (2000).*

3.2.2 Vadose passasjer

Vadose passasjer er delvis fylt med vann og delvis med luft, slik at oppløsning er gravitasjonsstyrt og foregår kun der det er vann i kontakt med bergarten, dvs. langs gulvet (Lauritzen og Lundberg, 2000). Det typiske tverrsnittet er dermed et gjel, hvor størrelse og form avhenger av helning, nedskjæringshastighet, og eventuelle heterogeniteter. Ofte vil gjelet ha en freatisk linse eller et

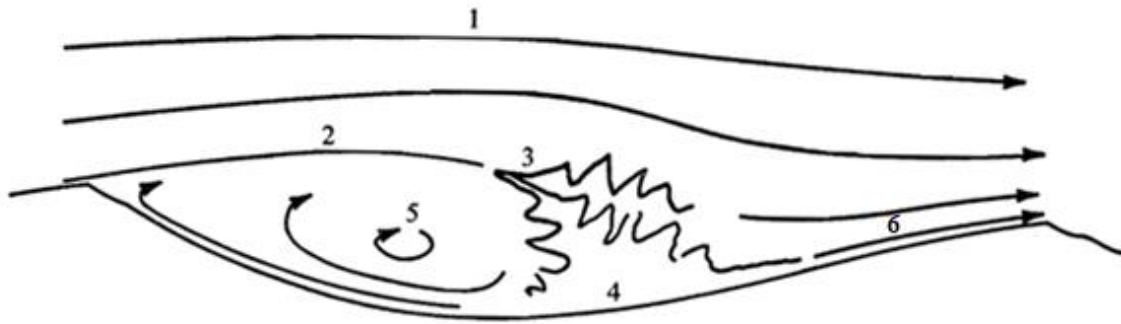
freatisk rør øverst og danne et nøkkelhullprofil (Figur 3.4, e-f), som tyder på at miljøet har gått fra freatisk til vados. Denne endringen kan skje som følge av en senkning i erosjonsnivå, at størrelsen på den freatiske passasjen har overgått strømningskapasiteten, eller at vanntilførselen har blitt redusert. Fordi vannstrømmen er fri og ikke under trykk, kan vadose gjel danne meandere på samme måte som elver på overflaten, men hvor det kun fjernes, og ikke også avsettes, materiale. Endringer i størrelse og form på gjel og meandere kan markere tidligere grunnvannsnivå eller begivenheter utenfor grotten. For eksempel kan meandere reflektere reduksjon i vanntilførsel ved at bølgelengden reduseres med videre nedskjæring, eller at et mindre gjel med mindre bølgelengde dannes i bunnen av den tidligere meanderen (Lauritzen og Lundberg, 2000).

3.2.3 Epifreatiske passasjer

I den epifreatiske sonen er passasjene tidvis vannfylte og tidvis tørrlagte. Vanntilførselen avhenger av flommer, men under flommene er da passasjene fullstendig vannfylte og oppløsningen foregår som i freatiske passasjer. Epifreatiske passasjer har dermed tilsvarende tverrsnittprofiler som freatiske passasjer. Strømskålene er derimot små som følge av høye strømningshastigheter så nært den piezometriske overflaten, og potensielt også mindre i taket enn på veggene og i gulvet (Lauritzen og Lundberg, 2000).

3.2.4 Strømskåler

Strømskåler er oppløsningsstrukturer som dannes under turbulent strøm av aggressivt vann over en uregelmessig, oppløselig flate, som for eksempel kalkstein (Curl, 1974). De er analoge med strømrifler, da strømskåler har en karakteristisk asymmetrisk form som indikerer retningen på strømmen som dannet dem. De har en bratt leside og slak støtside (Figur 3.6). Lengden på strømskålene er også invers proporsjonal med hastigheten til strømmen som dannet dem. De kan dermed brukes til å beregne paleostrømhastigheter fra det siste aktive stadiet med tilstrekkelig varighet til å danne strømskålene (Blumberg og Curl, 1974; Lauritzen, 1982). Disse hastighetene representerer hovedsakelig flomhastigheter (øvre 2-15% av hastighetene), som er de mest effektive hastighetene for oppløsning og dannelse av strømskåler (Lauritzen, 1989; Lauritzen et al., 1985). Vanligvis opptre strømskåler i større samlinger og er 0,5-20 cm lang og omtrent halvparten så bred som de er lang, men de kan også bli mye lengre (Ford og Williams, 2007). Strømskåler kan forekomme både i gulv, tak og på vegger. De er derimot sjeldnere bevart i gulvet på grunn av erosjon fra sedimenter. Dannelsen av strømskåler kan bli inhibert av heterogeniteter i bergarten, av sprekker eller av sedimentdekke (Curl, 1966). På grunn av dette er ikke alltid strømskåler utviklet i kalksteinsgrotter, og er sjeldne i dolomitt (Ford og Williams, 2007). Strømskåler kan også være vanskelige å skille fra svinger eller andre store ujevnheter dersom lengden på strømskålen er på størrelse med passasjen (Curl, 1966).



Figur 3.6. Vannstrøm over en strømskål. Upåvirket, turbulent vannstrøm over bergoverflaten (1) og laminær strøm over lesiden på strømskålen (2). Etter en viss distanse blir vannstrømmen på nytt turbulent (3) og styres ned mot bergoverflaten (4) som følge av resirkulasjon på lesiden (5). Noe vann strømmer videre (6), mens noe inngår i sirkulasjonen i større eller mindre virvler (5). Figuren er modifisert fra Blumberg og Curl (1974).

Den asymmetriske formen til strømskåler oppstår som følge av ulike oppløsningshastigheter strømmen over bergoverflaten. Like over bergoverflaten er vannstrømmen turbulent og upåvirket, men idet strømmen rett over overflaten passerer toppen på en uregelmessighet (for eksempel en strømskål), separeres strømmen og går over til laminær strømning (Figur 3.6). Det vil si at det er ingen miksing eller virvler i strømmen. Etter en viss distanse blir strømmen på nytt turbulent og styres mot bergoverflaten som følge av sirkulasjon mellom den turbulente og laminære strømmen på lesiden av uregelmessigheten. Her, hvor strømmen treffer overflaten direkte, vil oppløsningshastigheten være størst, mens den er minst på lesiden (Curl, 1974). Dette gir den karakteristiske asymmetriske formen hvor da den bratte lesiden peker mot strømretningen. Noe av vannet vil deretter inngå i sirkulasjonen på lesiden, mens resten slutter seg til den turbulente hovedstrømmen.

3.2.5 Litologisk og struktureologisk betydning og påvirkning

Som nevnt består studieområdet av kalsitt- og dolomittmarmor. Vanligvis vil lagning i en karstbergart som kalkstein kunne fungere som ledespalter (Ford og Williams, 2007; Klimchouk og Ford, 2000), men metamorfose fjerner slik lagning. Speleogenese i marmor er dermed avhengig av dannelsen av sekundære sprekker, samt bergartens renhet (Lauritzen, 2001). Både tektoniske sprekker, åpninger langs foldede lagflater og postglasiale avlastningssprekker vil kunne fungere som ledespalter (Klimchouk og Ford, 2000). Speleogenese er derimot avhengig av at sprekkenes hydrologiske sammenhengende fra et innløp til et utløp. Dette er ikke nødvendigvis alltid tilfellet, selv ved store forkastninger.

Rauch og White (1970) og Rauch og White (1977) har vist, henholdsvis i felt og eksperimentelt, at for maksimal oppløsningshastighet bør karbonatbergarten være ren, med lavt dolomittinnhold, men med et visst innhold av magnesium (1 - 2,5 %). Bergarten bør også være båndet med for eksempel

leirmineraler. I studieområdet vil dermed den ideelle bergarten for speleogenese være en foliert, men ren kalsittmarmor med 1 – 2,5 % magnesium-innhold. Teoretisk sett vil da grotter forekommer hvor denne ideelle litologien sammenfaller med gjennomtrengende eller sammenlenkede sprekker, og det er tilgjengelig vann for drenering. Andre faktorer vil derimot kunne påvirke hvor en grotte utvikles. Et eksempel er kontakt mellom marmor og en akviklude, hvilket er temaet for neste delkapittel.

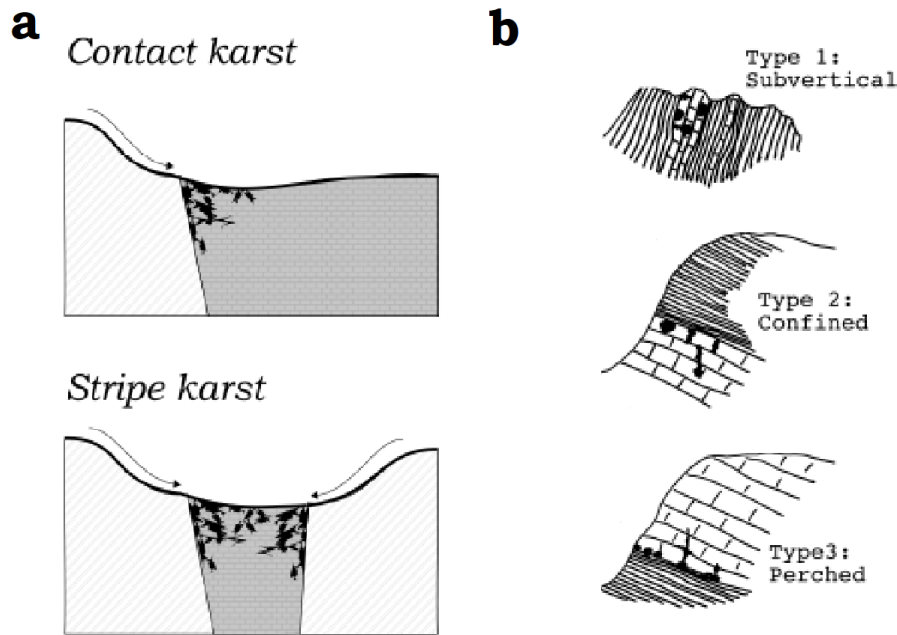
3.3 KONTAKTKARST

Ved kontaktkarst foregår det økt karstifikasjon i en karstbergart ved grensen mellom bergarten og en akviklude (Lauritzen, 2001). Den økte karstifikasjonen kan for eksempel skyldes økt korrosjon fra allogent vann som har blitt samlet oppstrøms for kontakten. Grottedannelse i Norge kan i stor grad skyldes to kontaktkarstformer, stripekarst og iskontaktspeleogenese, videre beskrevet under. Spesielt stripekarst er typisk for Norge (Lauritzen, 2001).

3.3.1 Stripekarst

Lauritzen (2001) definerer stripekarst som stratigrafisk smale, men langstrakte bånd av karstbergarter som har en helning i forhold til landoverflaten og akvikluder på hver side. Bredden er enten lik eller mindre enn penetrasjonslengden til allogen korrosjon (noen hundre meter på det meste), og lengde/bredde-forholdet større enn 3. Stripekarst er dermed en ekstrem form for kontaktkarst hvor korrosjon kan foregå over hele bredden (Figur 3.7a). Stripekarst dannes vanligvis ved orogenese og erosjon. I Norge har gjentatte foldinger under den kaledonske orogenese og etterfølgende oppløft og erosjon eksponert smale marmorbånd lagdelt med impermeabel skifer. Marmorlagene blir dermed individuelle akviferer (vannførere) med liten eller ingen kontakt med sideliggende marmorlag, avhengig av hvorvidt det er gjennomtrengende sprekker i skiferen eller ikke (Lauritzen, 2001). Stripekarst er altså hydrologisk og geometrisk begrenset av de sideliggende impermeable lagene. Kontakten mellom karstbergarten og den impermeable sidebergarten kan klassifiseres som (figur 3.7b):

1. Sub-vertikal. Strømning kan være åpen eller lukket, avhengig av helning på lagene.
2. Svakt til bratt hellende, lukket. Strømning er lukket og freatisk.
3. Svakt til bratt hellende, hengende. Strømning er vados, med freatisk strøm ved den nederste grensen.



Figur 3.7. Kontaktkarst og stripekarst (a). Kontakten mellom en karstbergart og en ikke-karstbergart fører til økt karstifikasjon ved kontakten. Stripekarst er et spesielt tilfelle hvor bredden er så smal at den økte karstifikasjonen kan foregå over hele stripen. Kontakten kan klassifiseres som sub-vertikal, lukket eller hengende (b). Figuren er modifisert fra Lauritzen (2001).

Stripekarst kan videre inndeles i fire ulike kategorier avhengig av passasjemorfologien og dreneringsmønster (Lauritzen, 2001):

- A. Sub-vertikale freatiske labyrinter eller nettverk. Labyrintene eller nettverkene dannes gjennom store og gjentakende fluktusjoner i vannivå (for eksempel ved flommer fra elv eller isbre) der det er regelmessig sprekke tetthet, se 3.3.3. Dersom et sett av passasjer er horisontale, kan grotten danne flere nivåer som kan kobles til eksterne erosjonsbasis dersom grotten også inneholder andre indikasjoner som freatiske sløyfer eller vadose nedskjæringer.
- B. Svakt hellende freatiske labyrinter eller nettverk.
- C. Sløyfesystem med vadose gjel. Rene sløyfesystem er sjeldne og det er heller trolig at deler av en grotte består av freatiske sløyfer.
- D. Omfattende, lineære dreneringssystem. Passasjene danner et dreneringssystem som går mer eller mindre direkte fra nedløp til kilde, kontrollert av en lineær struktur, som kontakten mellom marmor- og skiferlag. Lineære grotter er vanligvis parallelle med en lokal foldeakse.

3.3.2 Iskontaktspoleogenese

Faktorer som påvirker dannelsen og utviklingen av grotter, for eksempel P_{CO_2} og temperatur, blir selv påvirket av klima. Hendelser som glasieringer kan ha store innvirkninger på størrelsen og utformingen

til en grotte. Isbreer og isdekker kan ha både en positiv og negativ innvirkning; de kan hemme eller til og med ødelegge grotter og andre karstformer, eller de kan bevare dem eller til og med framskynde utviklingen (Ford og Williams, 2007; Lauritzen og Skoglund, 2013). Hvilken innvirkning isbreer eller isdekker har avhenger av tid, klima, posisjonen i forhold til grotten, og hvorvidt breen eller (deler av) isdekket er kaldbasert eller varmbasert. En kaldbasert bre (under trykksmeltepunktet) er frosset fast til underlaget (Hooke, 2005; Lauritzen og Skoglund, 2013). Den vil dermed ikke erodere og kan da potensielt bevare karstformer. En varmbasert bre (ved eller over trykksmeltepunktet) vil ha vann langs sålen og kunne gli over, og dermed erodere berggrunnen. En kombinasjon kan også være tilfellet, hvor deler av et isdekke eller bre er varmbasert og deler er kaldbasert, avhengig av for eksempel akkumulasjonsrater og istykkelse (Lauritzen og Skoglund, 2013; Hooke, 2005). Grottedannelse under eller ved et isdekke eller en isbre, kalles iskontaktspoleogenese (Lauritzen og Skoglund, 2013).

Ved subglasiale forhold kan isdekket eller breen over grotter være varmbasert eller kaldbasert. Er den kaldbasert, opphører utviklingen av grottene (Ford og Williams, 2007). Er den varmbasert, kan grotten bli en del av den subglasiale dreneringen til isdekket. Vannføringen og strømningshastighetene avhenger av frontens posisjon i forhold til grotten. Under tykke, kontinentale isdekker er overflategradienten lav. Den hydrauliske gradienten i et varmbasert isdekke er styrt av overflategradienten (Lauritzen, 1982), og er dermed tilsvarende lav. Vannstrømmen i grottene er tilsvarende saktestrømmende eller stagnerende (Ford, 1983). Er fronten nær nok grottene til at grottene er innenfor ablasjonsområdet, er vannstrømmen også saktegående, men vanntilførselen er større. I begge tilfeller kan systemet regnes som lukket og vannet nær metning som følge av lang oppholdstid (Lauritzen og Skoglund, 2013). Oppløsningshastighetene er lave på grunn av den høye metningsgraden, de lave temperaturene og lav P_{CO_2} (Palmer, 1991; Skoglund et al., 2010). I tilfeller hvor isfronten er rett ved isgrotten, derimot, er den hydrauliske gradienten høy og vanntilførselen stor og hurtigstrømmende (Ford, 1983). Systemet er da åpent og breen eller isdekket kan tilføre grotten store mengder umettet smeltevann. Oppløsningshastigheten øker, men er fremdeles lav sammenlignet med interglasiale forhold ettersom både P_{CO_2} og temperatur er lav (Lauritzen og Skoglund, 2013). Slike proglasiale forhold forekommer ved fremrykk og tilbaketrekning av isbreer eller isdekker (Ford, 1983), og er dermed meget kortvarig.

I løpet av en glasiasjon vil isfronten fluktuere mellom ulike posisjoner i forhold til grottene, fra tilbaketrukket eller fraværende til full glasiasjon. En grotte kan dermed gjennomgå flere sykluser med hurtigstrømmende og aggressivt vann under proglasiale forhold, og stagnerende forhold med avsetning av fine sedimenter under subglasiale forhold (Øvrevik og Lauritzen, 2005; Lauritzen og Skoglund, 2013). I begge tilfeller kan sedimenttilførselen være stor og gi opphav til paragenese (Lauritzen og Skoglund, 2013). I interglasialer kan grottene være tørrlagt, under vadose eller freatiske

forhold, avhengig av for eksempel lokal drenering, grunnvannsspeil og klima. Under subglasiale forhold styres vannstrømmen ved sålen, og dermed i grottene, av overflate

Utvidelse av passasjer før kjemisk gjennombrudd, og til dels etter, er mest effektivt i interstadialer. Iskontaktspeleogenese kan likevel stå for mye av utviklingen, om enn da trolig gjennom flere glasiale sykluser (Lauritzen og Skoglund, 2013). Dette gjelder spesielt der grottene har en hengende posisjon i terrenget og hele eller deler av grotten er dermed tørrlagt i interglasialer. Både gamle og nye passasjer kan reaktiveres under en glasiering som følge av at den piezometriske overflaten heves av et isdekke eller en bre. Ved tilførsel av aggressivt smeltevann kan raten av oppløsning etter kjemisk gjennombrudd være på nivå med interglasiale forhold (Lauritzen og Skoglund, 2013).

3.3.3 Grottelabyrinter

Labyrinter i grotter er nettverksformende freatiske passasjer, gjerne med flere lukkede sløyfer, hvor passasjene stort sett er av omtrent uniform størrelse (Ford og Williams, 2007; Palmer, 1975). De dannes ved samtidig og lik oppløsning i alle tilgjengelige sprekker, slik at alle passasjene utvides likt. Dette avviker fra vanlig grottedannelse, hvor én av passasjene vil til slutt utgjøre en mer effektiv rute for vannet og utvides raskere på bekostning av de andre. Det krever en viss regelmessig og gjerne tett sprekketetthet i bergarten for at labyrinter skal kunne dannes. Palmer (1991) legger fram tre dannelsesmetoder for labyrinter:

1. Diffus infiltrasjon fra et permeabelt, uløselig lag (for eksempel sandstein) over eller under vortsbergarten.
2. Gjentakende invasjon av flomvann, spesielt forsterket ved eventuelle sperrer eller innsnevninger (sedimentdekke, uløselige lag, etc) i grotten.
3. Hypogent, enten gjennom miksing med H₂S-rikt vann eller oksidasjon av H₂S, eller gjennom stigende termalvann.

Flere grotter i Norge er labyrintgrotter, enten i sin helhet eller i partier, utviklet i stripekarst med impermeable lag på hver side (Skoglund et al., 2010). Diffus infiltrasjon kan dermed utelukkes. Grottene har oftest hengende posisjoner i terrenget, slik at dannelsen ikke kan forklares ut ifra dagens drenering eller ved hypogene mekanismer. Invasjon av flomvann er dermed kun mulig dersom grotten ble dannet da dalbunnen lå høyere, ved at en bre demmer opp en nærliggende innsjø som da kan drenere gjennom grotten ved flomhendelser, eller at breen selv bidrar med flomvann som følge av diurnale oscillasjoner.

Labyrintdannelse i stripekarst kan også forklares gjennom iskontaktspeleogenese. Som nevnt er oppløsningshastighetene ved subglasiale forhold lave. Gjennom datasimulasjoner av ulike modeller viser

Skoglund et al. (2010) at labyrinter kan dannes subglasialt der marmoren er i kontakt med en isbre med en våt såle, enten ved at isbreen begrenser utstrømning fra grotten, eller at den interne strømmen i breen er parallell med kontakten. Den høye metningsgraden til det subglasiale vannet bidrar til labyrintdannelse ved at sprekker kan utvides samtidig og med omtrent lik hastighet (Dreybrodt et al., 2005; Skoglund et al., 2010). Den hydrauliske gradienten styres av isbreens overflatehelning, ikke av topografien, og så lenge gradienten er høy før kjemisk gjennombrudd vil labyrinter kunne dannes ved isbrekontakten. Modellene er basert på faktiske grotter og bekrefte av observasjoner (Skoglund og Lauritzen, 2011; Skoglund et al., 2010).

4 METODER

I dette kapittelet gjennomgås de metoder som ble tatt i bruk ved feltarbeid, laboratoriumsanalyser og etterbehandling av data. Dette inkluderer utstyret og programmene som ble brukt, samt framgangsmåter. Kapittelet er inndelt slik at grottekartlegging presenteres først, deretter strukturgeologiske metoder og til slutt laboratoriumsanalyser.

4.1 GROTTKARTLEGGING

Kartlegging av Olavs- og Persgrotta ble utført med den hensikt å lage oppdaterte kart med høyere nøyaktighet enn hva som har kunnet blitt gjort tidligere. Ved hjelp av moderne utstyr var det mulig å kartlegge grottene etter nøyaktighetsgrad 5C slik definert av Lauritzen (2002) med utgangspunkt i systemet til British Cave Research Association (Tabell 4.1). Kartleggingen baserer seg på prinsippet med polygondrag; rette linjestykker som legges gjennom grotten og forbinder to polygonhjørner (punkter) hver (Lauritzen, 2002). Ved nøyaktighetsgrad 5C måles i tillegg bredder og høyder i fire retninger (HVNO – Høyre, Venstre, Ned, Opp) ved hvert punkt, slik at grottevegger kan tegnes etter passasjens korrekte dimensjoner. Sammen med hvert polygondrag registreres avstanden mellom punktene, samt deklinasjon og inklinasjon langs polygondraget. Målingene registreres dermed som polarkoordinater. Disse koordinatene konverteres etterpå til kartesiske koordinater, som da angir posisjoner i forhold til himmelretninger og dybde (Lauritzen, 2002).

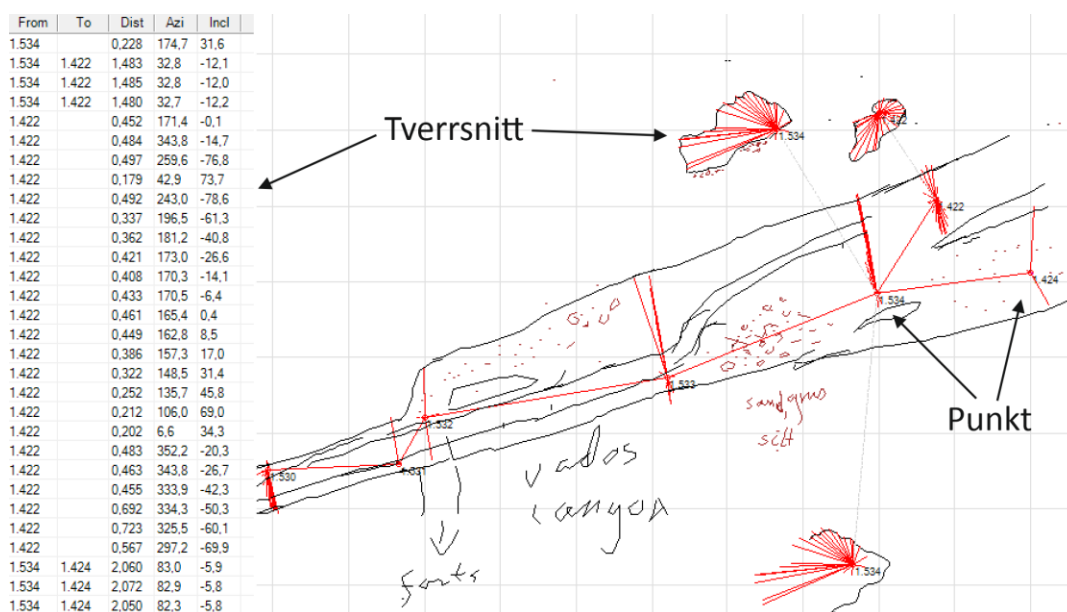
Tabell 4.1. Kartleggingsgrader basert på systemet til British Cave Research Association (BCRA), modifisert fra Ellis (1976); Ellis (1988) av Lauritzen (2002). Nummeret på graden angir nøyaktigheten til polygondragene, mens bokstaven angir nøyaktigheten og graden av detaljer til tverrsnittene.

BRCA-grad	Nøyaktighet
Grad 1	Skisse utført uten målinger.
Grad 2	Brukes ikke.
Grad 3	Presisjon: Horisontale og vertikale vinkler avlest til $\pm 2,5^\circ$; avstander til $\pm 0,5$ m. Nøyaktighet: Posisjonsfeil innenfor en ellipsoide med radius < 50 cm.
Grad 4	Brukes ikke.
Grad 5	Presisjon: Vinkler avlest til $\pm 1^\circ$; avstander til ± 10 cm. Nøyaktighet: Posisjonsfeil innenfor en ellipsoide med radius < 10 cm.
Grad 6	Kartlegging som er mer nøyaktig enn 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 eller punkt).
C	Bredder og høyder målt i 4 retninger ut fra hver stasjon (HVNO – Høyre, Venstre, Opp, Ned).
D	Profilene er basert på tverrmål som under C og detaljene overført med fotoprofilograf.

4.1.1 Utstyr og framgangsmåte

Til grottekartleggingen av Olavs- og Persgrotta ble det brukt en håndholdt Personlig Digital Assistent (PDA), *Trimble Juno 3B*, og en håndholdt lasermåler, *Leica Disto X*. Lasermåleren måler avstand, deklinasjon og inklinasjon, og overfører resultatene til PDA-en gjennom Bluetooth-signal. Målingene gjort av lasermåleren er uavhengig av orientering da klinometeret og kompasset operer i et treaksystem. På PDA-en registreres og lagres målingene i programmet *PocketTopo*, hvor en også skisserer passasjer, tverrsnitt og annen informasjon på en grafisk framstilling av målingene (Heeb, 2008). I *PocketTopo* kan man få vist målingene i en tabell, hvor man kan korrigere feilmålinger eller legge til kommentarer (Figur 4.1).

Før kartleggingen startes, registreres et punkt på utsiden av grotten med nøyaktige GPS-koordinater og meter over havet. Dette blir fastpunktet som resten av målingene knyttes til, slik at grottens posisjon i terrenget blir korrekt. Deretter plasseres polygondragene innover grotten ved hjelp av lasermåleren. Avstanden mellom hvert punkt avhenger av passasjemorfologien, og velges ut ifra hva som gir mest mulig informasjon (Lauritzen, 2002). Ved hvert punkt måles HVNO for å få passasjens tverrmål. I tillegg foretas det også et såkalt sveip, med flere tverrmålinger av passasjen for å kunne gjengi formen korrekt. Informasjon som grottevegger, strømskåler og annen relevant informasjon tegnes eller skrives på PDA-en etter hvert som man kartlegger (Figur 4.1). Minst to personer er nødvendig for kartleggingen, hvor den ene måler polygondragene og den andre tegner på den håndholdte PDA-en. Ideelt sett det tre personer som kartlegger sammen, hvor tredjemann bidrar til å måle kompliserte passasjer.

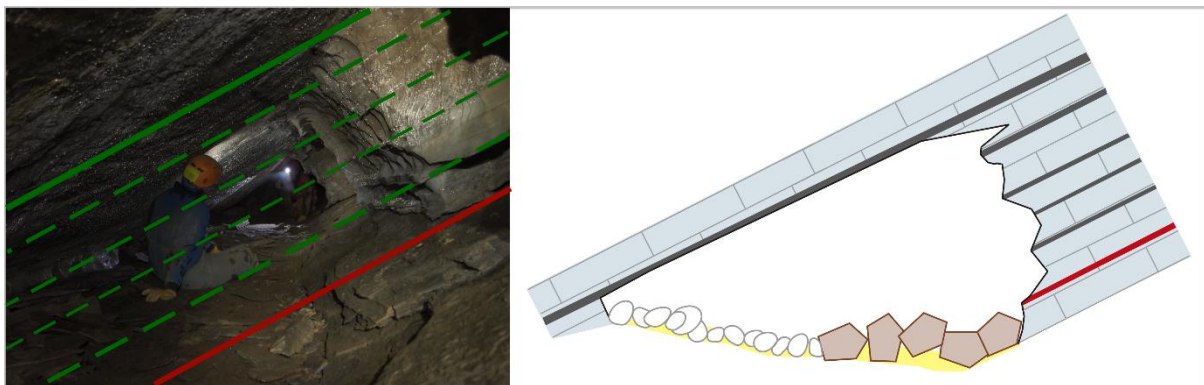


Figur 4.1. Grottekartlegging ved hjelp av programmet *PocketTopo*. Til høyre er tabellen med informasjon fra lasermåleren vist, mens til høyre er en skisse av en grottepassasje, med tilhørende informasjon om sedimenter, morfologi og tverrsnitt.

4.1.2 Videre behandling av kartdata

Etter endt kartlegging eksporteres dataene fra programmet *PocketTopo* til tekstfiler (.txt) og tegnefiler (.dxf). Tekstfilen importeres inn i programmet *GrottoIf* (Lauritzen, 2008), som konverterer polygondragene til kartesiske koordinater for videre analyse. For eksempel kan man i *GrottoIf* rotere grottene, klippe ut utsnitt og lage oktagon-modeller basert på polygondragene og HVNO-målinger. Man kan også utføre sløyfekorleksjon, hvor lukkede sløyfer i polygondragene søkes opp og eventuelle avvik fordeles utover resten av polygondragene (Lauritzen og Solbakk, 2008; Lauritzen, 2002). Fra *GrottoIf* eksporteres et horisontalprofil og et vertikaltprofil av grottene til tegnefiler (.plt), med tilhørende ramme, skala, informasjon om rotasjon og vinkel, og kompassrose (Lauritzen og Solbakk, 2008). Tegnefilene importeres inn i programmet *CorelDraw* for ferdigstilling av kartene. Horisontalprofilet importeres sammen med tegnefilen fra *PocketTopo*, som inneholder skissen av kartleggingen og danner grunnlaget for det endelige kartet sammen med polygondragene fra *GrottoIf*.

Ved tegning av passasjetverrsnittene i grottene, brukes det fotografier der det er mulig, for å få en mest mulig korrekt framstilling av form og geologisk informasjon som foliasjoner (Figur 4.2). Der bildeinformasjon mangler, tegnes tverrsnittene på bakgrunn av sveip-målinger og eventuelle skisser fra *PocketTopo*. I de ferdige kartene av Olavsgrotta og Persgrotta, er tverrsnitt basert på fotografier markert med blå bakgrunn, slik som i Figur 4.2.



Figur 4.2. Eksempel på tegning av et passasjetverrsnitt basert på fotografi. Tverrsnitt som har fotografier til grunn er markert med blå bakgrunn i de endelige kartene av Olavsgrotta og Persgrotta.

4.1.3 Bestemmelse av paleostrømningsretning fra strømskåler

Som beskrevet i kapittel 3.4.2, kan strømskåler benyttes for å bestemme paleostrømningsretninger ut ifra den asymmetriske profilen. Den bratte lesiden peker da mot strømningsretningen. Som oftest kan

asymmetrien kjennes for hånd. Der dette er vanskelig eller man er usikker, kan man lyse langs veggene i begge retninger. Lys langsmed den slake siden (med paleostrømmen) vil gi skarpe slagskygger, mens lys mot den bratte lesiden gir diffuse skygger.

4.2 STRUKTURGEOLOGISKE MÅLINGER

Målinger av strøk og fall ble utført på ledespalter og foliasjoner i Olavsgrotta og Persgrotta. I tillegg ble det målt strøk og fall på foliasjoner på overflaten der dette var mulig. Målingene ble utført med et *Silva MOD 15*-kompass med ferdig montert inklinasjonsmeter og ettermontert libelle. Der foliasjoner eller ledespalter var vanskelig å måle, for eksempel der kun undersiden er tilgjengelig, ble en bok orientert parallelt med flaten og benyttet som en ekstensjon til måling.

Strukturgeologiske målinger kan visualiseres på ulike måter, for eksempel som plan, rosedigram eller konturplot. Slik visualisering ble gjort av målingene innhentet i løpet av feltarbeidet ved hjelp av programmet *Stereonet* (Allmendinger, 2011). Rosediagram med likt areal-frekvensnett og plan på Schmidtnett benyttes i denne oppgaven for å vise både generelle og mer spesifikke trender. Til tettpakket data som poler, kan kamb-konturplott av datatetthet gi et bedre inntrykk av fordeling. Poler til foldeakseplan i feltområdet er vist på denne måten.

4.3 LABORATORIUMSMETODER

4.3.1 Innsamling og preparasjon av bergartsprøver

Totalt 19 prøver av kalsitt- og dolomitmarmor fra studieområdet ble samlet inn i løpet av feltarbeid i 2016 og 2017.

Bergartsprøvene ble preparert gjennom flere steg før analyse. Hver prøve ble renskåret med steinsag for å fjerne forvittringshud, jord og sand. For å fjerne eventuelle resterende organiske rester, ble prøvene syrevasket med 1 M HCl, før de ble kuttet i mindre deler ($\leq 90 \times 70$ mm). Disse bitene ble så knust ned til en kornfraksjon på $< 1,5$ mm med skiveknuser og videre med morter og hammer for å kunne siktes til 212-250 μm og < 212 μm . Førstnevnte fraksjon ble benyttet til kinetikkeksperiment, mens sistnevnte ble brukt til glødetapsanalyse og bestemmelse av syreuløselig rest.

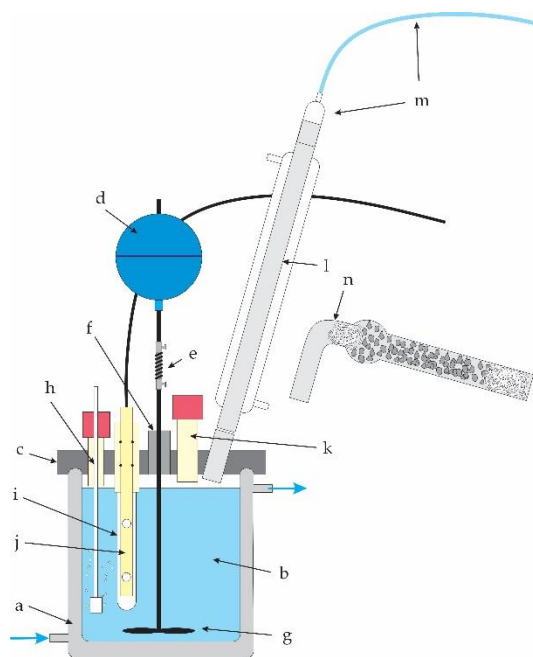
4.3.2 Kinetikkeksperiment

For å undersøke forskjeller i oppløsningshastigheter under like forhold, ble det gjort kinetikkeksperiment på prøvene. Slike eksperiment utføres ved å tilsette en kjent mengde prøve til en lukket reaktor fylt med destillert vann i likevekt med atmosfærisk P_{CO_2} . Systemet holdes lukket, og temperatur og trykk konstant. Forskjeller i oppløsningshastigheter skyldes da i utgangspunktet kun

forskjeller mellom prøvene, som mengde forurensinger i marmoren. Mens eksperimentet pågår loggføres konduktiviteten i løsningen med et visst tidsintervall. Etter at eksperimentet har nådd antatt metning, titreres løsningen for Ca^{2+} og Mg^{2+} og hastigheter beregnes basert på titreringsresultatene og data fra eksperimentet.

4.3.2.1 Utstyr

En egen glassreaktor spesiallaget for kinetikkeksperiment ved lukkede forhold og 1 atm benyttes ved måling av oppløsning av bergartsprøver fram til antatt metning. Reaktoren består av en 500 mL glassylinder med doble vegger, og et lokk med fire åpninger og røreksel som kan festes til en røremotor (Figur 4.3). Nedkjølt kjølevæske føres gjennom de doble veggene for å holde temperaturen konstant. For at reaktoren skal kunne holdes fullstendig lukket, smøres det silikonfett på toppen av glassylinderen og i et spor til sylindren på undersiden av lokket. Oppløsning måles som konduktivitet ($\mu\text{S}/\text{cm}$) via en elektrode koblet til et konduktometer. Konduktometeret er videre koblet til en datamaskin med et loggerprogram som registrerer og lagrer konduktivitet (κ) og temperatur hvert 5. sekund. Et filter rundt elektroden hindrer partikler fra bergartsprøven i å treffe elektroden og skape støy i målingene. Røremotoren settes til en forhåndsbestemt hastighet. Denne hastigheten må være tilstrekkelig høy nok til at ingen partikler blir liggende på bunnen av sylindren, slik at oppløsning kan skje over hele overflatearealet. Hastigheten holdes konstant gjennom hele eksperimentet og skal være den samme for hvert eksperiment. De andre åpningene i lokket brukes til å tilsette destillert vann og knust bergartsprøve, til å lede inn gass (CO_2 og N_2) og montere på en kjøler/luftsirkulator. Åpningene holdes lukket når de ikke er i bruk.



Figur 4.3. Skjematisk framstilling av glassreaktor for kinetikkeksperiment på kalsitt ved 1 atm. a: Glassylinder med doble vegger. Blå piler indikerer hvor kjølevæsken føres inn og ut av sylindren. b: Vannløsning (500 mL). c: Reaktorlokk. d: Røremotor. e: Feste mellom røreksel og røremotor. f: Lagerhus for røreksel. g: Propellblad. h: Innledningsrør for gass (CO_2). i: Filterhus for konduktivitetselektrode. j: Konduktivitetselektrode. k: Brønn for tilsats av vannløsning og bergartsprøve. l: Kjøler/luftsirkulator. m: Slange til sylinder for måling av P_{CO_2} . n: Tørkerør (i glass) med natronkalk mellom

renset bomull.

4.3.2.2 Framgangsmåte

Kornfraksjonen 212-250 μm ble benyttet i kinetikkeksperimentene. For at overflatearealet skulle være mest mulig likt og så stort som mulig for hvert korn, ble prøvene syrevasket med 0.5 M HCl. Etter 3-4 sekunder ble løsningen gradvis tynnet ut og nøytralisert med destillert vann, og resterende støv helt ut. Prøvene ble tørket først ved hjelp av filterdigel og vanntrykk, og deretter i varmeskap (105°C) over natten.

For hvert eksperiment tilsettes 500 mL destillert vann ($\kappa < 1.2 \mu\text{S}/\text{cm}$) i reaktoren og temperaturen settes til 5°C, den laveste temperaturen som kan holdes konstant. Etter at vannløsningen har nådd ønsket temperatur, bobles en jevn strøm med luft inn i vannløsningen for å få den i likevekt med atmosfærisk PCO_2 ($\approx 450 \text{ ppm}$). P_{CO_2} i løsningen måles ved antatt metning. Oksygenet mellom lokket og vannløsningen erstattes så med N_2 . 1 g bergartsprøve veies så nøyaktig som mulig inn på et veieskip og tilsettes vannløsningen. Den nøyaktige mengden prøve som ble tilsatt ble bestemt gjennom differansen mellom vekten på veieskipet før og etter tilsats. Til slutt skapes det et nytt overtrykk i reaktoren med N_2 , og åpningen tettet med et tørkerør fylt med natronkalk mellom to bomullsdotter som forhindrer CO_2 i å komme inn i systemet.

Eksperimentet holdes gående til antatt metning, dvs. når endringen i konduktivitet er mindre enn 0,1 $\mu\text{S}/\text{cm}$ over 4 timer. For de fleste av bergartsprøvene undersøkt i denne oppgaven var metning oppnådd etter 1-2 døgn. To vannprøver tas ut fra reaktoren for å måle pH og konduktivitet til vannløsningen ved 20°C, og for å utføre EDTA- og EGTA-titreringer.

4.3.3 Substitusjonstitrering av Ca^{2+} og Mg^{2+} med EDTA og EGTA

Kalsium- og magnesiuminnholdet i vannløsningene bestemmes ved hjelp av substitusjonstitrering med EDTA og EGTA (Jeffery et al., 1989). EDTA danner komplekser med både Ca^{2+} og Mg^{2+} , og gir dermed summen av disse (total hardhet) ved titrering. EGTA danner kompleksjoner i hovedsak kun med Ca^{2+} og benyttes dermed til bestemmelse av kalsiuminnholdet. Differansen mellom disse utgjør da magnesiuminnholdet.

4.3.3.1 Framgangsmåte for EDTA-titrering

Vannprøven titreres med EDTA sammen med en metallion-indikator (eriekromsvart-T), som reagerer med Ca^{2+} (likning 4.1) og gir en rødlig farge før tilsetning av EDTA. Etter hvert som prøven titreres, dannes det kompleksjoner (likning 4.2). Ved omslagspunktet, hvor konsentrasjonen til EDTA er lik konsentrasjonen til kalsium og magnesium, er vannløsningen fargeløs. Ved overtitrering går fargen over til grønt.





10 mL vannløsning filtreres og veies i en tarert erlenmeyerkolbe. 1 ml ammoniumbuffer og 1 måleskje (ca. 50 mg) knust indikatortablett tilsettes så løsningen før den titreres med EDTA til omslagspunktet (Jeffery et al., 1989). Ettersom farger, og dermed omslaget, er en subjektiv oppfatning, gjentas titreringen minst fire ganger for å redusere feilkilder.

4.3.3.2 Framgangsmåte for EGTA-titrering

Tilsvarende som for EGTA-titrering tilsettes det en indikator (zincon) til vannløsningen for at omslaget skal synes. Før titrering frigjøres sinkioner og farger løsningen blå, likning 4.3 (Jeffery et al., 1989). Fargen forsvinner etter hvert som løsningen nærmer seg omslagspunktet. Etter omslagspunktet går fargen over til guloransje ved nedbrytning av indikatoren (likning 4.4).



4.3.4 Viderebehandling av titreringsresultatene

Fra titreringsverdiene bestemmes Ca^{2+} (mMol) og Mg^{+} (mMol) ved hjelp av kalibreringsverdier (Tabell 4.2) og prinsippet bak titrering og ekvivalent masse (likning 4.5):

$$C_1 \times V_1 = C_2 \times V_2 \quad (4.5)$$

Eller, løst for den ukjente konsentrasjonen C_1 i mMol (likning 4.6):

$$C_1 = \frac{C_2 \times V_2}{V_1} \quad (4.5)$$

Som følge av at det ble laget en ny løsning i løpet av den tiden eksperimentene ble gjennomført, er det to ulike kalibreringsverdier. Prøver gjennomført fram til 27.10.2017 tar i bruk kalibreringsverdiene fra 24.02.2017 (Tabell 4.2). Mg^{2+} er som nevnt differansen mellom verdiene fra EDTA- og EGTA-titreringene. Mg/Ca er gitt som det molare forholdet mellom disse. Avvik beregnes som standardavvik da konsentrasjonene beregnes fra et gjennomsnitt av titreringene. For kinetikk-eksperimentene blir titreringsresultatene og loggerdataene importert inn i programmet *KinRate* (Lauritzen, 2013), som beregner konsentrasjonskurver og oppløsningshastigheter. Fra dette bestemmes initial-, intermediær- og sluttrater via regresjon.

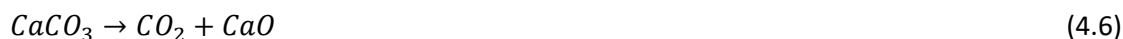
Tabell 4.2. Kalibreringsverdier til EDTA- og EGTA-løsninger til titrering.

Kalibreringsdato	24.02.2017	27.10.2017
EDTA mMol	0,23814	0,23476
Err	0,00845	0,003

Blank (mL)	1,6129	0,6914
EGTA mMol	0,19803	0,19579
Err	0,00553	0,00142
Blank (mL)	0,9516	-0,1169

4.3.5 Glødetapsanalyse

Gløding av kalkstein ved høye temperaturer vil forbrenne karbonatene til oksider og drive ut CO₂ (ligning 4.1 og 4.2):



Ren kalkstein vil ha et glødetap (vekttap) på omtrent 44,0% og ren dolomitt et glødetap på omtrent 48,0% (Skoglund og Lauritzen, 2011). Ved å sammenligne vekten før og etter gløding kan en dermed estimere karbonatinnholdet og videre renheten. Kalkstein består også av forurensinger som kjemisk bundet vann, fuktighet, silikatmineraler og organisk materiale. Prøvene må dermed i tillegg glødes i to omganger, først for å fjerne fuktighet og så ved høyere temperaturer for å forbrenne organisk materiale som kerogen og grafitt (ligning 4.7 og 4.8):



4.3.5.1 Framgangsmåte

Digeler av porselen og bergartsprøver med kornfraksjon < 212 µm benyttes i analysene. Digelene renses og glødes ved 950°C i 1 time. Deretter avkjøles digelene i en eksikator under vakuum og veies ved romtemperatur. Prosessen gjentas til vekten av digelene ikke endrer seg signifikant mellom hver gløding (konstant vekt). 1,5 g prøve veies så inn og porselensdigelene med prøve settes i varmeskap (105°C) over natten for å fjerne fuktighet. Digel med prøve avkjøles til romtemperatur og veies på nytt, og prosessen gjentatt til konstant vekt. For å fjerne organisk materiale settes prøvene muffelovn og glødes ved 550°C i 2 timer til konstant vekt. Forskjellen mellom denne vekten og netto tørrvekt utgjør det organiske glødetapet. Til slutt glødes prøven ved 950°C i 4 timer til konstant vekt for å bestemme karbonat-glødetapet. Mellom veiing og hvert steg oppbevares digelene og prøvene i eksikator under vakuum og eksponeringstiden til luft holdt til et minimum for å redusere muligheten for. Prøvene kvarteres for å oppnå en representativ mengde av alle kornstørrelser.

4.3.6 Syreuløselig rest

En annen måte å estimere renheten til kalkstein er ved bestemmelse av syreuløselig rest. En bergartsprøve løses da opp i syre og filtreres for å separere den syreløselige andelen fra den syreuløselige. Mengden syreuløselig rest (for eksempel silikatmineraler eller organisk materiale) i forhold til den opprinnelige mengden bergartsprøve er det mål på renheten til kalksteinen eller marmoren. I tillegg benyttes den syreløselige resten til å bestemme kalsium- og magnesiuminnholdet ved titrering.

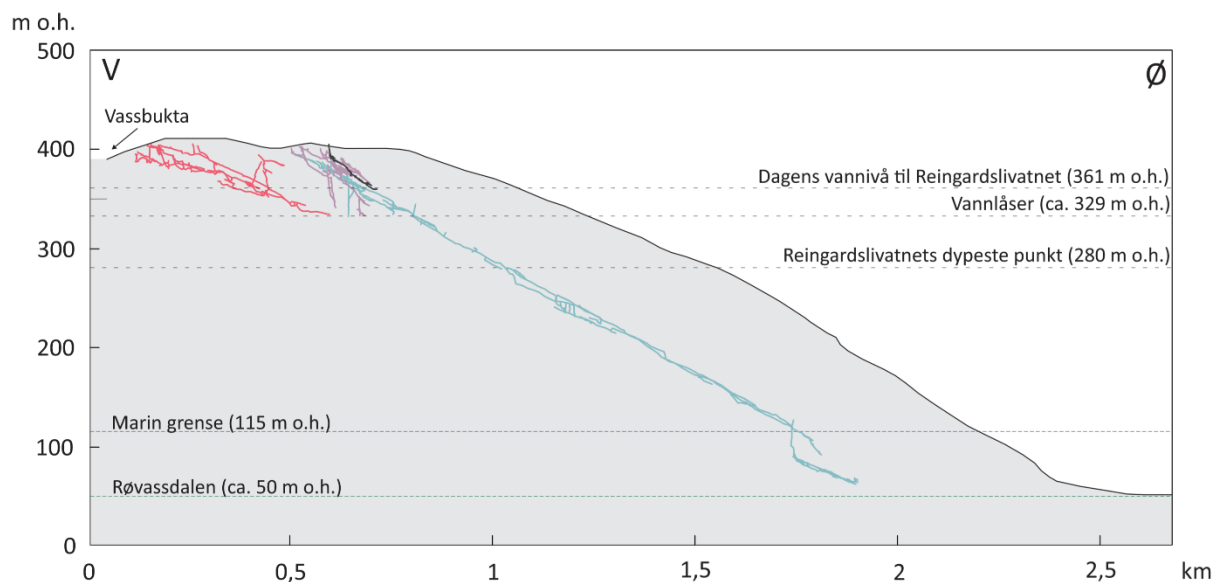
4.3.6.1 Framgangsmåte

Bergartsprøver med kornfraksjonen $< 212 \mu\text{m}$ brukes til bestemmelse av syreuløselig rest. Filterdigeler med en finhetsgrad på 4 (fineste) tørkes på forhånd til konstant vekt og veies. Prøvene kvarteres og 1 g veies i begerglass og fuktes med 2 mL destillert vann før 50 mL HCl tilsettes. Løsningen las stå til reaksjonen er ferdig. Dersom prøven inneholder dolomitt, varmes den opp til 80-90°C og avkjøles. Syreløsningen ble så filtrert gjennom en filterdigel ved hjelp av en sugokolbe under vakuum, og forsiktig skylt med destillert vann for å få med alt residu.

Filterdigelen med den syreuløselige resten ble tørket i varmeskap på 105°C over natten til konstant vekt, og veid. Den syreløselige resten ble overført til en 250 mL målekolbe og fortynnet til 250 mL. For å kunne titrere løsningen må den fortynnes ytterligere, så 1 mL løsning ble tatt ut og veid i et tarert begerglass. Uttaket ble til slutt overført til en 500 mL målekoble, fortynnet til 500 mL, og titrert (se 3.3.3).

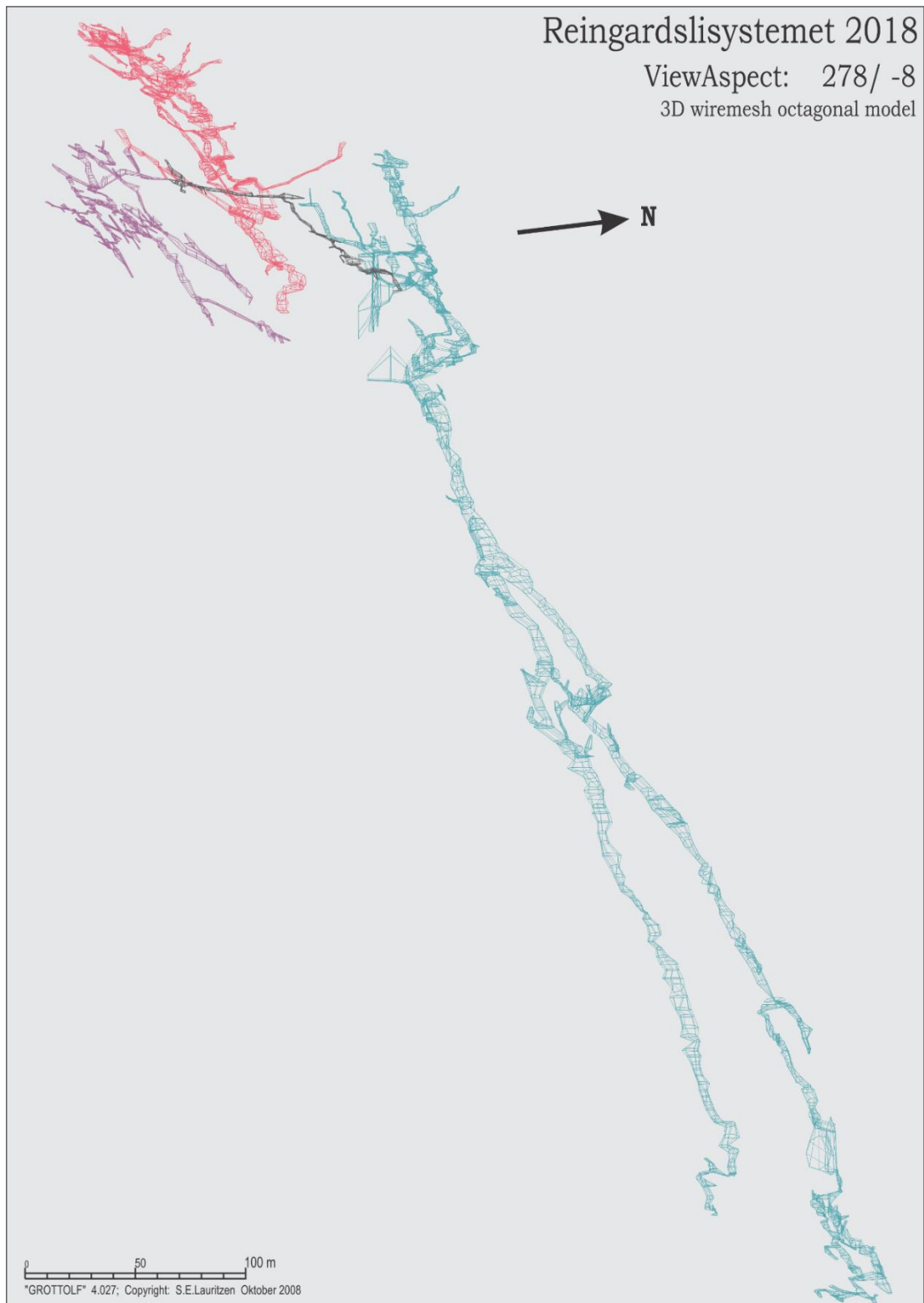
5 RESULTATER

5.1 BESKRIVELSE AV OLAVS- OG PERSGROTTA



Figur 5.1. Terrengprofil med forenklet omriss av Reingardslisystemet, basert på den fullstendige kartleggingen gjort i perioden 2015-2016 og høydekurve fra Kartverket via norgeskart.no. Lapphullet er vist i rødt, Larshullet i blått, Olavsgrotta i lilla og Persgrotta i mørk grå. Marin grense er hentet fra ngu.no. Reingardslivatnet ligger helt vest i figuren, bak og til dels ved siden grottene, mens Røvassdalen ligger helt øst. Den vertikale skalaen er overdrevet i forhold til den horisontale skalaen.

Reingardslisystemet strekker seg fra Vassbukta i Reingardslivatnet i vest til omtrent 500 m i luftlinje fra bunnen av Røvassdalen i øst, se Figur 5.1. Det laveste punktet i systemet (sandlåsen i *Corbels Nordgang* i Larshullet) er kun et par meter over dalbunnen (Kilhavn, 2017; Lølkes, 2017; Øyehaug, 2016; Stadheim, 2016). Kun Olavsgrotta og Persgrotta har blitt bekreftet som én sammenhengende grotte, men alle grottene har trolig en hydrologisk forbindelse og regnes derfor som et hydrologisk sammenhengende system. I hver grotte er det vannlåser som ligger på samme høyde, noe som støtter opp under denne antakelsen (figur 5.1); *Vannlåsen* i Lapphullet, *Vannlåsene* i Olavsgrotta og bunnen av *Sjakt 1* i Larshullet (Kilhavn, 2017; Lølkes, 2017; Øyehaug, 2016; Stadheim, 2016). Alle grottene i Reingardslisystemet har nå blitt fullstendig kartlagt, og statistikk fra programmet *Grottolf* (Lauritzen, 2008) viser at systemet har per dags dato oppnådd en total lengde på 9053 m og vertikal dybde på 347 m. Systemet har en generell øst-vest-utstrekning og faller omtrent 12° mot Røvassdalen i øst.






Figur 5.2. Oktagon-modell av grottene i Reingardslisystemet: Lapphullet (rødt), Larshullet (blått), Olavsgrotta (lilla) og Persgrotta (sort). Figuren er orientert med den gjennomsnittlige strøket til ledespaltene i samtlige av grottene (kapittel 5.2). Røvassdalen er da mot nedre venstre hjørne av figuren. Fallet til grottene er overdreivet med 8° for å tydeliggjøre de romlige forholdene mellom grottene. Modellen er opprinnelig laget i programmet Grottolf (Lauritzen, 2008) basert på senterlinjer og HVNO fra kartleggingen av grottene.

Larshullet og Lapphullet har, som tidligere nevnt, blitt beskrevet av Kilhavn (2017), Lølkes (2017), Stadheim (2016) og Øyehaug (2016). Olavs- og Persgrotta blir beskrevet i denne oppgaven og av Gabrielsen (2018). Olavs- og Persgrotta er totalt 1747 m lang og 70 m dyp. Olavsgrotta er utviklet i kalksteinsmarmor mellom to hellende skiferlag, altså i en klassisk stripekarstsetting. I marmoren mellom disse to skiferlagene opptrer det også tynnere skiferlag som er mindre begrensende, men gjerne påvirker passasjetverrsnittene i grotten. Utenom dette varierer marmoren mellom massiv og foliert med glimmermineraler. Persgrotta er også utviklet i lagdelt marmor og skifer, og ligger høyere i stratigrafien i forhold til Olavsgrotta. Persgrotta skiller seg derimot ut da den i mye mindre grad følger lagdeling og foliasjoner i området (Figur 5.2). Kontakten mellom de grottene har blitt etablert mellom *Høygangen* i Olavsgrotta og en sørgående sidepassasje fra *Storhallen* i Persgrotta. Dette ble gjort visuelt og ved måling.

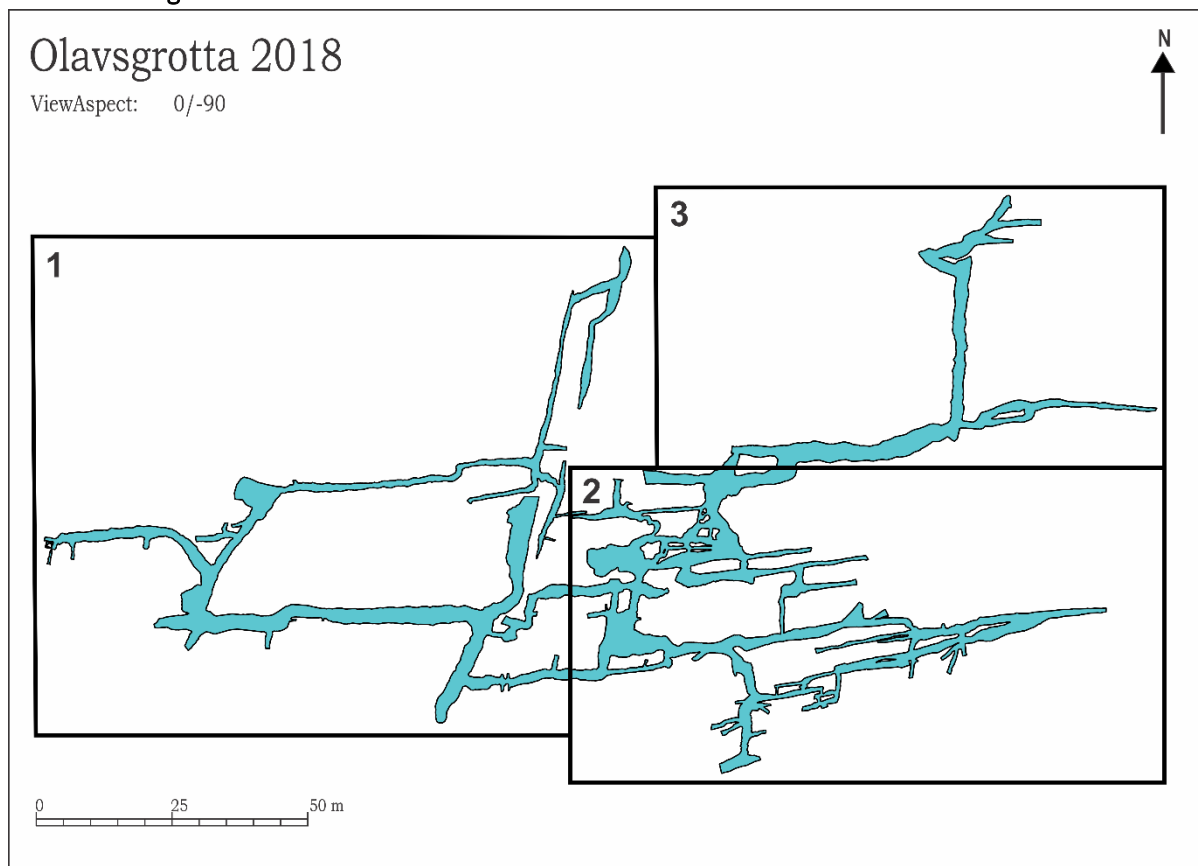
For nærmere beskrivelse av Olavs- og Persgrotta har hver grotte blitt delt opp i tre ulike utsnitt, som vist i henholdsvis Figur 5.4 og 5.15. Et komplett kart over Olavsgrotta er vist i vedlegg A, mens et komplett kart over Persgrotta er vist i vedlegg B. Vertikalprofiler av Olavsgrotta og Persgrotta er vedlagt henholdsvis i Vedlegg C og D. Figur 5.3 viser tegnforklaringen som gjelder for grottekartene videre i oppgaven og i vedleggene.

Tegnforklaring

	Bart fjell		Flytstein		Vannlås
	Leire/silt		Brattkant		Glimmerskifer
	Sand/silt		Overheng		Ledespalte
	Rullestein		Gjel		Fortsettelse oppe ved tak/ nede ved gulv
	Grus		Skorstein	<p>Olavs- og Persgrotta Lengde: 1747 m Total vertikal utstrekning: 70 m UTM WGS84 (Olavsinnngangen): 33W 0463693, 7367860, 399 m o.h. UTM WGS84 (Persinnngangen): 33W 0463784, 7367865, 403 m o.h.</p> <p>Kartleggingsgrad: 5C (BCRA)</p>	
	Blokker		Dryppstein		
	Store blokker		Strømskål		
	Vann		Tverrsnittmarkør		
	Beinfragment		Inngang/utgang		
	Bjørnehi		Ukjent fortsettelse	<p>Kartografi: Ida Marie Gabrielsen Marie Elisabeth Heggstad</p> <p>Kartlegging: Ida Marie Gabrielsen Marie Elisabeth Heggstad Stein-Erik Lauritzen Rannveig Øvrevik Skoglund Hege Kilhavn Severin Lølkes Sverre Aksnes Ionut Mirea</p> <p>Veiledere: Stein-Erik Lauritzen Rannveig Øvrevik Skoglund</p> <p>Medhjelpere: Torstein Almo</p>	
	Krystalldam		Sandlås		

Figur 5.3. Tegnforklaring til grottekartene vist i denne oppgaven.

5.1.1 Olavsgrotta

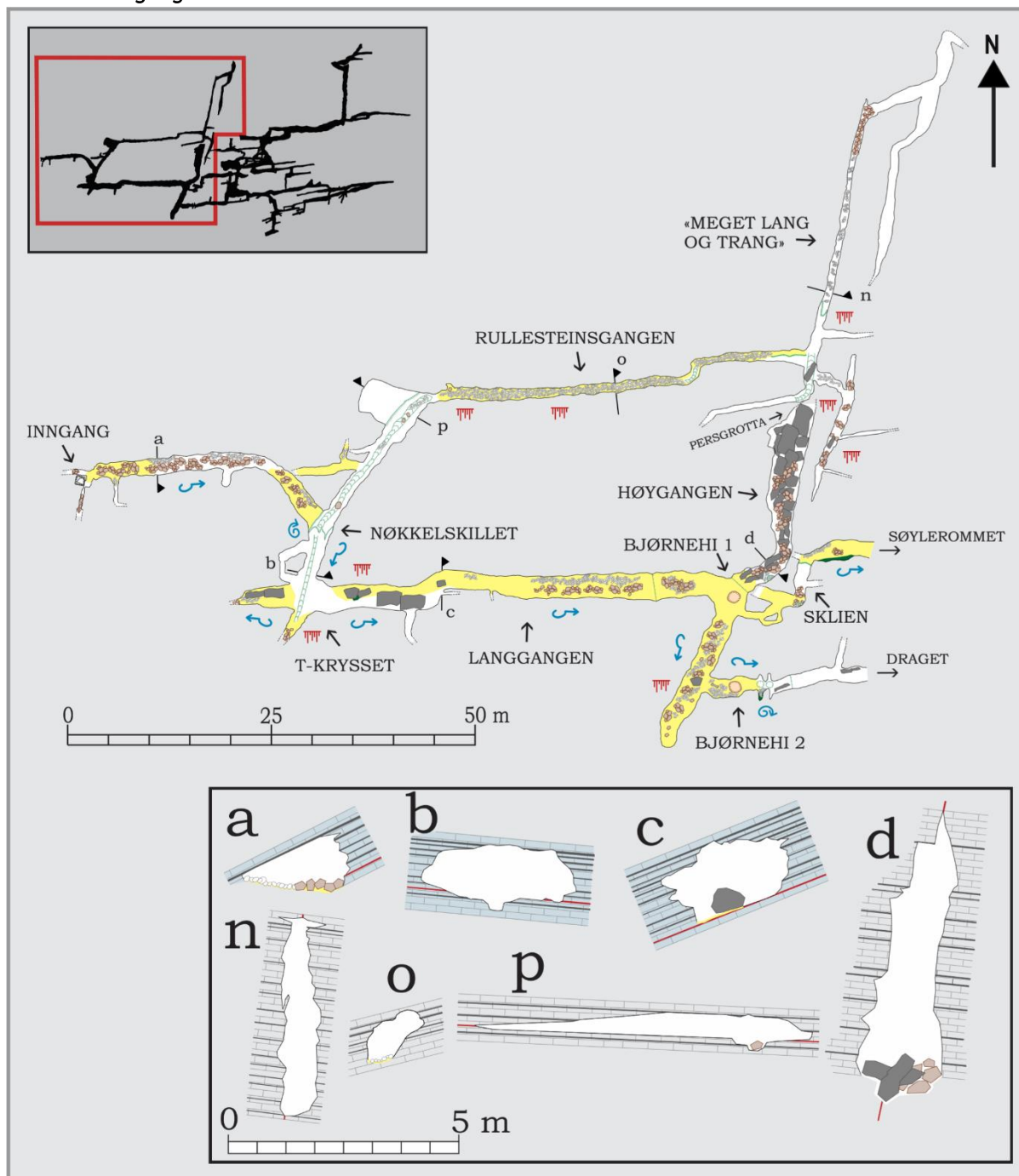


Figur 5.4. Oversiktskart over Olavsgrotta med de tre utsnittene. Inngangen (1) er vist i Figur 5.5, Labyrinten (2) i Figur 5.10, og Vannlåsene (3) vist i Figur 5.14.

Olavsgrotta er totalt 1431 m lang, med en øst-vest utstrekning på 195 m i luftlinje. Den totale vertikale høyden er 70 m (fra *T-krysset* til *Vannlåsene*). Olavsgrotta har kun én inngang; en trang åpning i bakken på sørsiden av en øst-vest-orientert knaus, 399 m o.h. Terrenget i området er kupert og tett bevoftet. Skiferlagene Olavsgrotta er utviklet mellom, er ikke synlig på overflaten, men kan tydelig observeres inne i selve grotten da de vanligvis utgjør gulvet og/eller taket i grotten. Skiferlagene og foliasjonen i marmoren heller generelt mellom 20-30° nord-nordøst. I tillegg har selve grotten et fall på omtrent 10° østover mot bunnen av Røvassdalen (Figur 5.2; Vedlegg C). Det er ikke noe aktivt rennende vann i grotten utenom i vannlåsene, kun sigevann. Grottepassasjene varierer mellom lineære passasjer og mer komplekse nettverk med parallelle og tverrgående passasjer. De er i hovedsak orientert øst-vest eller nord-sør, og følger henholdsvis lagdelingen eller svakhetssoner langsmed sub-vertikale sprekker. Resultatet er to ulike trender for passasjemorfologien. Nord-sør-orienterte, sub-vertikale sprekker er gjennomgående for grotten; de er ofte synlige i skifertaket og flere steder også i marmoren, enten enkeltvis eller flere i par. Sprekkesetettheten er noe større i *Labyrinten* enn i resten av grotten, basert på de observasjoner som er gjort. Av det totale antallet sprekker er det kun et fåtall som faktisk fungerer som ledespalter eller som har ført til utvidelse gjennom blandingskorrosjon.

Olavsgrotta har blitt delt opp i tre ulike inndelinger, se Figur 5.4. *Inngangen* er vist i Figur 5.5, *Labyrinten* i Figur 5.10 og *Vannlåsene* i Figur 5.14.

5.1.1.1 Inngangen



Figur 5.5. *Inngangen*, første utsnittet av Olavsgrotten, med tversnitt av utvalgte passasjer nederst. I tversnitt *a*, *b* og *c* (blå bakgrunn) er skiferlagene tegnet inn basert på bilder fra passasjene. Øverst til venstre er et oversiktskart som viser plasseringen til utsnittet (rød boks).

Inngangen inkluderer *Inngang*, *Nøkkelskillet*, *Rullesteinsgangen*, "*Meget lang og trang*", *T-krysset*, *Langgangen*, *Bjørnehi 1*, *Høygangen*, *Bjørnehi 2* og *Sklien* (Figur 5.5). Selve inngangen (ved *Inngang*)

er en 2,7 m høy sub-vertikal sjakt, omtrent 70 cm × 60 cm bred, og er som nevnt den eneste inngangen til grotten.

Fra *Inngang* går hovedpassasjen omtrent 1 m nordøst før den svinger og fortsetter videre mot øst. Et par sidepassasjer like ved inngangen går mot overflaten, men smalner raskt inn eller ender i en kollaps. Gulvet i hovedpassasjen er dekket av sand og mindre blokker, samt rullestein langs nordsiden av passasjen. Det er også noe jordsmonn helt ved inngangen. Gulvet i sidepassasjene er dekket av grus. De første par meterne fra inngangen er frostpåvirket da sedimentene og blokkene viser tegn til solifluskjon. Hovedpassasjen går direkte øst omtrent 20 m før den snur sørøst, mot *Nøkkelskillet*. I svingen er det funnet knokler etter bjørn. Taket i passasjen består av skifer. Flere tynne skiferlag er også synlige på veggen i sør, sammen med strømskåler som indikerer at passasjen er utviklet freatisk (Figur 5.6). Strømskålene dekker hele veggen fram til *Nøkkelskillet* og viser en strømretning mot øst. Ledespalten er synlig på sørsiden av passasjen nederst på veggen, langsmed et skiferlag (Figur 5.6 og tverrsnitt a i Figur 5.5).



Figur 5.6. Hovedpassasjen fra inngangen til Olavsgrotta. Strømskåler helt opp til taket, som består av skifer, indikerer freatisk utvikling av passasjen. Strømretningen har vært mot øst (inn i bildet). Ledespalten er utviklet langs et skiferlag synlig nederst under strømskålene (helt til høyre i bildet). Bildet er tatt mot øst. Foto: S.-E. Lauritzen.

Nøkkelskillet er et tverrkryss som leder videre nordover mot *Rullesteinsgangen* og sørover mot *T-krysset*. Overgangen mellom hovedpassasjen fra *Inngang* og *Nøkkelskillet* er tydelig markert av en

brattkant, som også fortsetter på tvers av passasjen opp til *T-krysset*. De eneste sedimentforekomstene i passasjene er et tynt lag av leire/silt og litt sand på veggene, samt noe grus i bunnen av et vadost gjel. Dette gjelet går fra *T-krysset* i sør, gjennom *Nøkkelskillet* og videre nord mot *Rullesteinsgangen*. Passasjene er opprinnelig freatiske, som indikert av strømskåler på begge veggene til den sørgående passasjen og på en vegg i vest i overgangen mellom *Nøkkelskillet* og passasjen fra inngangen. Strømskålene i den sørgående passasjen indikerer en strømretning mot sør, mens på veggene vest i *Nøkkelskillet* indikerer strømskålene en strømretning mot nordvest, tilbake mot inngangen. Sistnevnte tolkes derimot til å være en bakevje på grunn av plasseringen. Taket består av skifer med en tydelig sub-vertikal sprekk som kan følges midt i taket gjennom hele passasjen opp til *T-krysset*. I sør er passasjetverrsnittet ovalt og lavere enn det er vidt (se tverrsnitt b i Figur 5.5), mens i nord er tverrsnittet mer irregulært og høyere enn det er vidt. Passasjetverrsnittet i nord er i større grad påvirket av de uløselige skiferlagene enn i sør. Ledespalten er synlig like over den vadose nedskjæringen i den sørgående passasjen.

Et tynt lag av det som trolig er en magmatisk intrusjon er synlig i brattkanten i *Nøkkelskillet*, like under ledespalten. Bergarten har tilsvarende strøk og fall som marmor- og skiferlagene. På omtrent samme nivå i den nordgående passasjen, er det tydelig Riedelskjær og breksje i det som tolkes som et skjærplan. I likhet med den magmatiske intrusjonen har planet samme helning som resten av grotten. Riedelskjæret viser at skjærplanet er en reversforkastning (Figur 5.7), og lineasjoner i kalsittlinser og skiferlag indikerer en retning mot vest og sørvest.



Figur 5.7. Riedelskjær gir en indikasjon på bevegelsen til en forkastning ved Nøkkelskillet i Olavsgrotta. Foto: M. E. Heggstad.

Passasjen fortsetter videre nordøst omtrent 17 m, mot *Rullesteinsgangen*. Utenom noen mindre blokker og rullestein i en vados nedskjæring, som sannsynligvis er en fortsettelse av gjelet sør i *Nøkkelskillet*, er passasjen bar for sedimenter. I et par sidepassasjer som smalner inn etter et stykke, er det derimot sand og noe rullestein. Like ved der hvor passasjen svinger øst til *Rullesteinsgangen*, har oppløsning langs ledespalten ført til dannelsen av en bred og dyp hylle på nordvestsiden av passasjen (se tverrsnitt p i Figur 5.5). Taket er delvis utviklet langs et skiferlag som begrenser høyden.

Rullesteinsgangen er dekket av sand og rullestein, og fortsetter bortimot direkte øst i 40 m utenom en liten sving mot nord ikke langt fra enden av passasjen. En vados nedskjæring er utviklet omtrent midt i svingen. Morfologien er ellers tilsvarende som i hovedpassasjen fra *Inngang* (se tverrsnitt o i Figur 5.5). Dimensjonene på passasjen er derimot en del mindre. *Rullesteinsgangen* deler seg til slutt opp i flere passasjer, blant annet "*Meget lang og trang*" som fortsetter nesten 30 m nord-nordøst, samt en passasje som fortsetter sørover.

I deler av "*Meget lang og trang*" er det grus, samt en del mindre blokker i enden, hvor passasjen dreier mot øst. Passasjen er ellers fri for sedimenter. Passasjen har fått navnet sitt fra en inskripsjon på den

ene veggen i begynnelsen av passasjen fra den opprinnelige kartleggingen utført av Horn (REF). Tverrsnittprofilen i passasjen er høyt og smalt, ulikt de fleste av de nord-sør-orienterte passasjene i grotten (se tverrsnitt n i Figur 5.5). Ledespalten er en nord-sør-orientert sprekk som ligger på linje med *Høygangen* og parallelt med den N-S-orienterte delen av Persgrotta. Helt i nord snur passasjen øst før den på nytt går nord-sør, her fullstendig bar for sedimenter og blokker. Både i nord og i sør smalner passasjen inn.

Den sør-orienterte passasjen fra enden av *Rullesteinsgangen* er fri for sedimenter, utenom en stor blokk som ligger i bunnen av et gjel. Gjelet følger passasjen til like etter den svinger mot vest, hvor passasjen fortsetter et stykke før den smalner inn. En sidepassasje før svingen leder videre østover før den på nytt går nord-sør, parallelt med den tidligere passasjen og med "*Meget lang og trang*". I den øst-orienterte delen er gulvet delvis dekket av rullestein, mens i den sørgående delen av passasjen er det stedvis mindre blokker og noen dryppsteinsforekomster. Passasjetverrsnittet er lignende det til "*Meget lang og trang*" og har tilsvarende ledespalte. Passasjene ender i vegger eller smalner inn til ikke-passerbare størrelser.

Ved *Nøkkelsillet* åpner den sørgående passasjen opp til *T-krysset*, hvor passasjen deles i to større passasjer og en mindre sidepassasje. De to hovedpassasjene er orientert øst-vest, mens sidepassasjen følger den nord-sør-orienterte sprekk som er synlig i taket. Som i *Nøkkelsillet* består taket i *T-krysset* av skifer, og ledespalten er synlig langs skiferlaget i gulvet av passasjene (Figur 5.8 og tverrsnitt c i Figur 5.5). Gjelet i *Nøkkelsillet* går hele veien opp til sidepassasjen. Gulvet i passasjen er dekket av sand og mindre blokker, og den smalner inn til den ikke lenger er passerbar etter omtrent 2 m. I vest fortsetter den ene hovedpassasjen fra *T-krysset* i omtrent 7 meter oppover før den også blir for liten til å kartlegges videre. Gulvet består av sand, samt noe rullestein og mindre blokker i enden og større blokker på nordsiden av passasjen. Strømskåler på veggen i sør og nord indikerer en strømretning mot vest. Passasjene ble altså dannet under freatiske forhold, med senere vados påvirkning som indikert av gjelet.

I øst fortsetter hovedpassasjen videre mot *Langgangen*. Den er bar for sedimenter på sørsiden, mens på nordsiden av passasjen er det sand og store blokker (Figur 5.8). Under en av blokkene helt i begynnelsen av passasjen er det noe leire og/eller silt. Det er også en del dryppstein i taket som følger nord-sør-gående sprekker i taket. Strømskåler på veggen i sør viser en strømretning mot øst. Vannstrømmen har altså delt seg i to ved *T-krysset*, hvor den ene har gått opp mot overflaten i vest, mens den andre har fortsatt nedover i terrenget i øst. På veggen over passasjeåpningen ned til *Nøkkelsillet* er det også observert et tynt leire-/siltlag med noe sementert grus.



Figur 5.8. Østpassasjen i T-krysset. Ledespalten til passasjen er synlig til høyre i bildet, langs skiferlaget som utgjør en del av gulvet. Strømskåler på veggen i sør viser at vannstrømmen har gått mot øst (inn i bildet). Foto: S.-E. Lauritzen.

Passasjen fortsetter videre som *Langgangen*. Gulvet er fullstendig dekket av sand, med rullestein langs deler av nordsiden og mindre blokker i midten av passasjen. Nær den østlige enden av *Langgangen* er det et vertikalt overheng og et parti med lav takhøyde før passasjen åpner seg opp i *Bjørnehi 1* etter omtrent 7 meter (Figur 5.9). Taket i *Langgangen* består av skifer med enkelte oppløsningslommer, mens passasjemorfologien minner om hovedpassasjen fra *Inngang* (se tverrsnitt c i Figur 5.5). Strømskåler på veggene viser en strømretning mot øst.



Figur 5.9. Overhenget i Langgangen rett før Bjørnehi 1. Taket før overhenget består av et tykt skiferlag med noe oppløsning. Strømskåler er tydelige både på veggene og på overhenget. Bildet er tatt mot øst. Foto: S.-E. Lauritzen.

Gulvet i *Bjørnehi 1* består av sand, med rullestein rundt og i en fordypning, samt langs veggen i vest-sørvest. Fordypningen (Figur 5.10) har tidligere blitt tolket som et bjørneleie, derav navnet (Hjorthen, 1968; Horn, 1947). Fra *Bjørnehi 1* kan en fortsette nord til *Høygangen*, øst til *Sklien* og sør til *Bjørnehi 2*. Passasjen til *Høygangen* er dekket av mindre blokker og går under et lavt overheng, mens gulvet i passasjen til *Sklien* er dekket av sand. Passasjegulvet opp til *Bjørnehi 2* er dekket av sand, mindre blokker og rullestein. Det er strømskåler over passasjen til *Sklien* og i passasjen opp til *Bjørnehi 2*. Det er ikke mulig å bestemme strømretning ved hjelp av de førstnevnte strømskålene da disse var dårlig utviklet, men sistnevnte strømskåler indikerer strømretning mot sør (opp mot *Bjørnehi 2*).



Figur 5.10. Et av bjørneleiene i Olavsgrotta (Bjørnehi 1), laget i sand og rullestein. Bildet er tatt mot nord-nordøst. Foto: S.-E. Lauritzen.

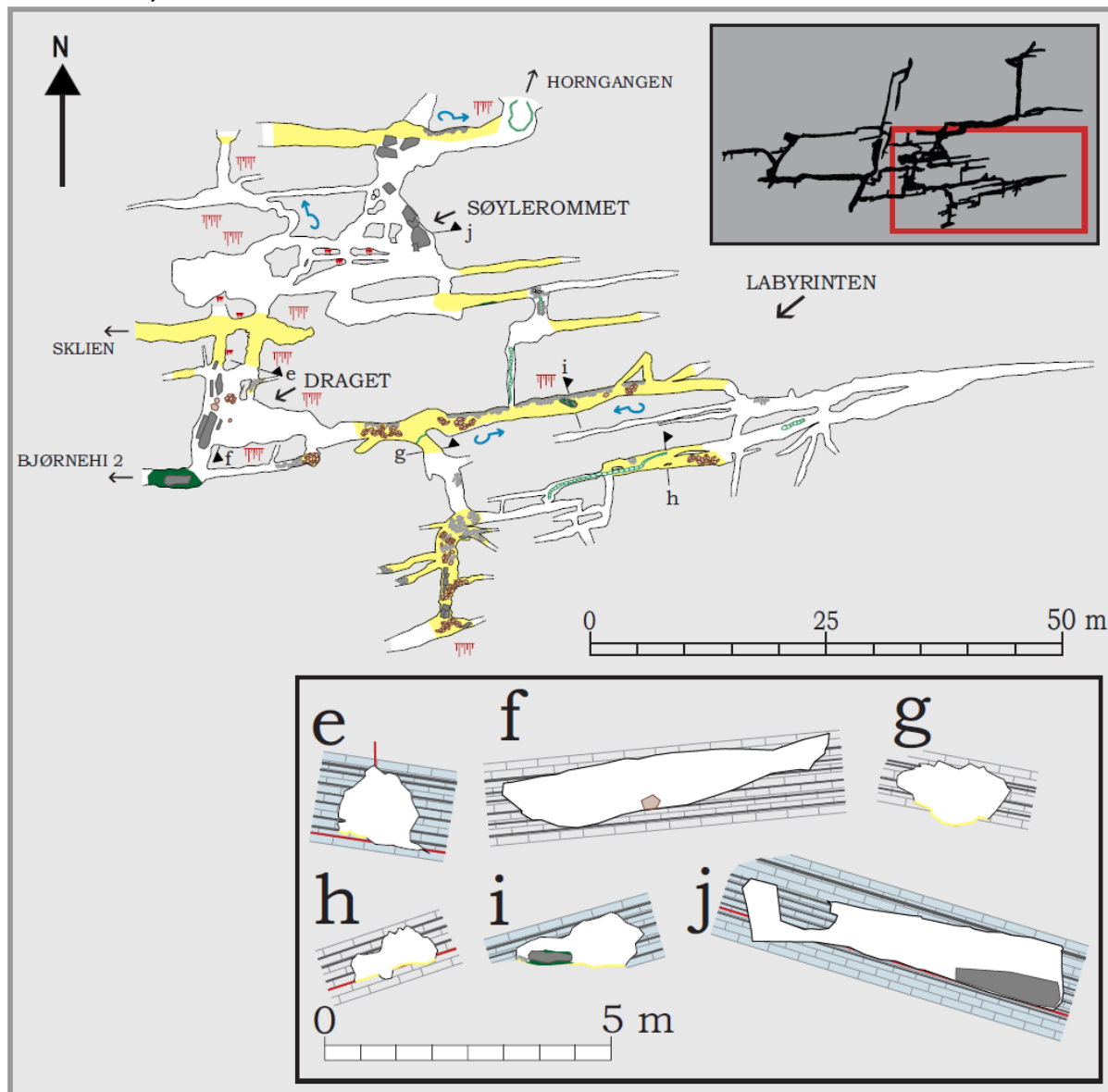
Rett etter overhenget i nord åpner passasjen seg opp til *Høygangen*, som går nordøst noen meter før den snur og følger en omtrent nord-sør-orientert sub-vertikal sprekk som utgjør ledespalten. Hvorvidt passasjen også har en ledespalte parallell med foliasjonene slik som de øst-vest-orienterte passasjene, er vanskelig å si. *Høygangen* ligger som tidligere nevnt på linje med "*Meget lang og trang*", samt parallelt med den N-S-orienterte delen av Persgrotta. Kontakten med Persgrotta er helt øverst i *Høygangen*. Det er ingen synlige strømskåler i passasjen. Passasjetverrsnittet er tilsvarende som ved "*Meget lang og trang*", om enn høyere (omtrent 7 m) og ikke fullt like smal (se tverrsnitt d i Figur 5.5).

Passasjen til *Sklien* går nordøst før den møter en sub-vertikal sprekk, som har fungert som ledespalte og dirigert passasjen mot nord. Den nordøst-orienterte delen av passasjen har strømskåler både i taket og på veggene, med strømmretning øst, og en ledespalte som følger lagdelingen og foliasjonen. Sør i svingen mot *Sklien* har blandingskorrosjon ført til en utviding langsmed den sub-vertikale sprekk. I denne utvidelsen er det noen mindre blokker. *Sklien* i seg selv er et trangt parti med bar marmor, omtrent 4 m langt. Strømskåler på veggene indikerer strømmretning mot nord. Det er små sidepassasjer i begynnelsen av *Sklien* og ved enden, men disse smaler raskt inn. *Sklien* ender i en brattkant hvor

passasjen på nytt snur mot øst. Gulvet er her igjen dekket av sand med noen mindre blokker, samt rullestein i nord. På sørsiden av passasjen er det også et leire-/siltlag. Strømretningen har vært mot øst, som indikert av strømskåler på veggene. Det er ingen strømskåler i taket, som består av skifer, men det er enkelte oppløsningslommer. Passasjen fortsetter videre mot *Søylerommet* og *Labyrinten*.

Bjørnehi 2 ligger i en sidepassasje fra den sørgående passasjen fra *Bjørnehi 1*. Selve hovedpassasjen fortsetter sør før den til slutt ender i en vegg. Enden ligger nær overflaten da det vokser røtter ut av vertikale sprekker i taket og veggene. Ved *Bjørnehi 2* er det rester etter lemenskjelett og et mulig bjørneleie. Gulvet består av sand og rullesteiner, og på veggene er det strømskåler som viser at vannstrømmen har gått østover (mot *Draget*). Ca. 2-3 m fra *Bjørnehi 2* er det to skorsteiner i taket. Disse er utviklet langsmed to tettliggende sprekker, som også har ført til utvidelser av passasjen i sør og nord. Gulvet her er delvis dekket av sand og det er en del rullestein sør i den ene utvidelsen. Strømskåler på veggene viser en reversering av strømretningen, da de indikerer at vannstrømmen har gått mot vest i stedet for øst, slik som tidligere ved *Bjørnehi 2*. Disse strømskålene har derimot sannsynligvis blitt dannet i bakevjer, ettersom de er utviklet i utvidelsene langsmed de to sprekke. Passasjen fortsetter videre østover mot *Draget* og *Labyrinten*, fri for sedimenter utenom enkelte blokker.

5.1.1.2 Labyrinten



Figur 5.10. Andre utsnitt av Olavsgrotta, Labyrinten, med utvalgte tverrsnitt nede til høyre og et oversiktskart av plasseringen til utsnittet (rød boks) øverst til høyre. I passasjetverrsnittene med blå bakgrunn er skiferlagene tegnet basert på bilder (tverrsnitt e og i) eller mer detaljerte skisser fra programmet PocketTopo (tverrsnitt j).

Labyrinten, den midtre delen av Olavsgrotta, inkluderer *Draget*, *Labyrinten* og *Søylerommet* (Figur 5.10). Passasjene her danner et nettverk med flere parallelle og tverrgående passasjer. Dette skiller seg fra resten av grotten, som består av mer lineære passasjer.

Fra *Bjørnehi 2* kommer man til *Draget*, hvor det er mulig å gå videre nord til *Sklien* og *Søylerommet*, eller videre øst til *Labyrinten*. *Draget* er en lav, men vid passasje, med enkelte blokker av varierende størrelser i vest (se tverrsnitt f i Figur 5.10). I taket er det også stalaktitter, spesielt i sør. Det er vanskelig å fastslå hvor ledespalten ligger i *Draget*.

Øst for *Draget* ligger *Labyrinten*, et komplekst nettverk av øst-vest- og nord-sør-orienterte passasjer. Gulvet i de ulike passasjene varierer mellom bart og sanddekt. Ofte er det også rullestein og blokker i de sanddekte passasjene. Spesielt i en øst-vest-orientert passasje nord i *Labyrinten* er rullesteinene og blokkene konsentrert langs den nordre veggen, med leire og/eller silt på og under en av blokkene (se tverrsnitt i i Figur 5.10). Enkelte av passasjene i *Labyrinten* har også vados nedskjæring, mens andre har enkelte dryppsteiner. Nesten alle passasjene blir til slutt for trange til å kartlegges videre, men en vadost påvirket sidepassasje i nord fortsetter videre mot *Søylerommet*. Også fra denne passasjen er det flere parallelle øst-vest-gående passasjer, men samtlige smaler inn etter et stykke.

Tverrsnittprofilene i de øst-vest-orienterte passasjene i *Labyrinten* er tilsvarende *Langgangen* og hovedpassasjen fra *Inngang*. De er derimot generelt (en del) mindre, med tydelige skiferlag (Figur 5.11 og tverrsnitt i og h i Figur 5.10). Taket består enkelte plasser av skifer og andre plasser av kun marmor. Ledespalten ligger generelt nede ved gulvet langs et skiferlag, men er ikke alle steder like tydelig. Tverrsnittprofilene til de nord-sør-orienterte passasjene, imens, er ovale til semi-sirkulære, og minner mer om passasjetverrsnittet til passasjen mellom *Nøkkelskillet* og *T-krysset* (se tverrsnitt g i Figur 5.10). Strømskåler på veggene indikerer at alle passasjene er opprinnelig freatiske. Kun to steder i *Labyrinten* er det mulig å bestemme retningen på vannstrømmen; ellers er strømskålene dårlig utviklet eller vanskelig å skille fra naturlige ujevnheter i marmoren. Observasjonene er gjort nord i *Labyrinten*, på hver side av sidepassasjen som fortsetter nord til *Søylerommet*. De indikerer at i vest gikk strømmen mot øst, mens i øst gikk strømmen mot vest, ulikt trenden til resten av grotten. Vannstrømmen må da ha fortsatt videre ned i grotten (mot nord) via sidepassasjen.



Figur 5.11. En øst-vest-orientert passasje nord i Labyrinten. Gulvet her er dekket av sand, rullestein og mindre blokker, og skiferlag stikker tydelig ut på veggene. Bildet er tatt mot øst. Foto: M. E. Heggstad.

To parallelle passasjer går videre nord fra *Draget*, begge med sub-vertikale, nord-sør-orienterte sprekker i taket, som består av skifer (Figur 5.12 og tverrsnitt e i Figur 5.10). Sprekkene kan ha fungert som sekundære ledespalter, mens den primære ledespalten ligger nede ved gulvet, tilsvarende som for de øst-vest-orienterte passasjene i Olavsgrotta. Begge passasjene har stalaktitter i taket og utstikkende skiferlag. Både gulv og mye av veggene er dekket av sand. I enden møter passasjene fortsettelsen fra *Sklien* og går videre nord og øst til *Søylerommet*.



Figur 5.12. En av to parallelle passasjer som forbinder Draget (mot sør, inn i bildet), Sklien og Søylorommet. På overflaten av skiferlagene ligger det tykke sandlag. Hovedledespalten er synlig nede ved gulvet. Stalaktitter vokser fra en nord-sør-gående sprekk i taket. Foto: S.-E. Lauritzen.

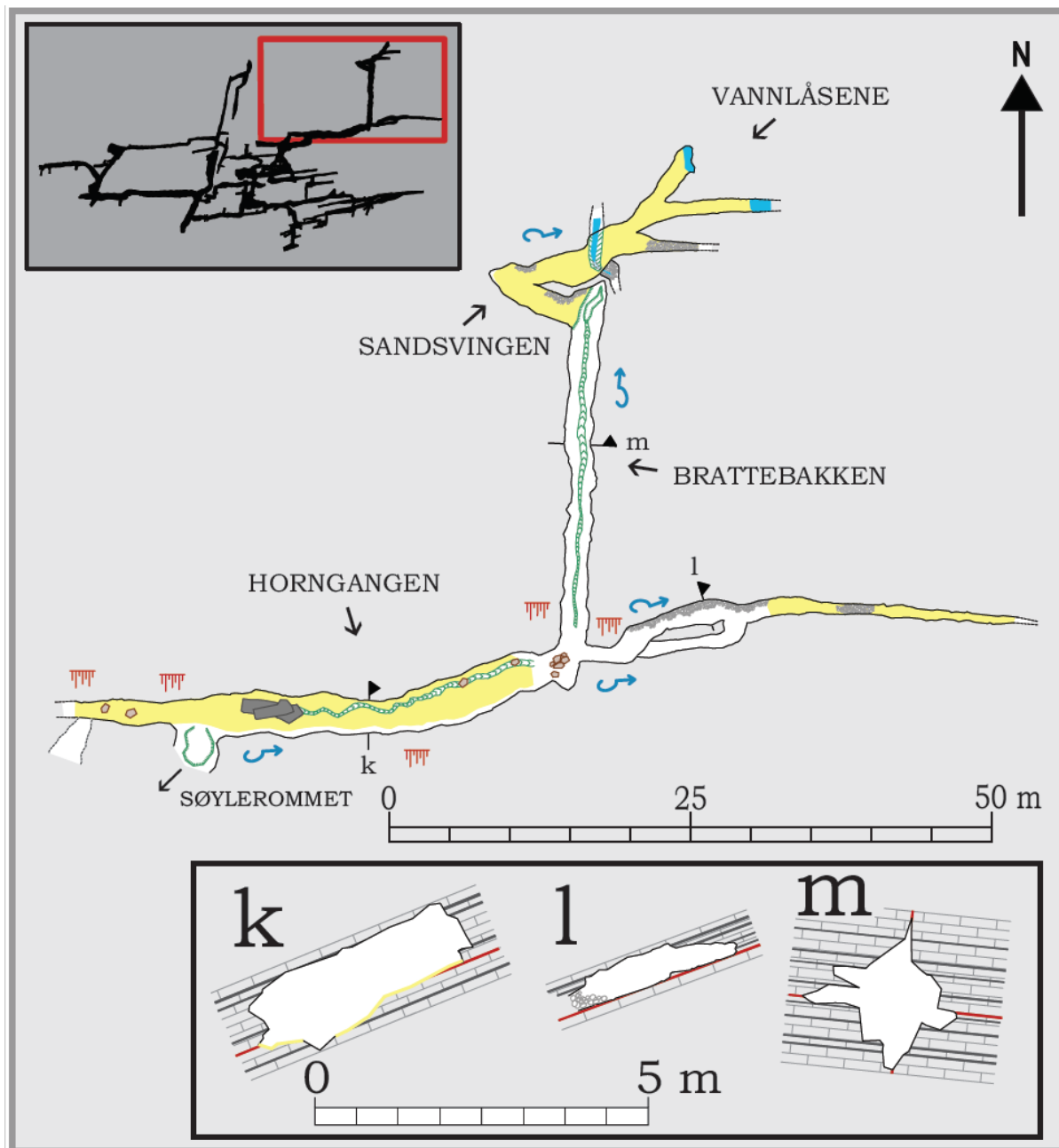
Søylorommet består for det meste av bart fjell, bortsett fra et veldig tynt sanddekke helt i sørvest og enkelte større blokker helt i øst. Rommet inneholder en rekke hele og halve søyler (Figur 5.13 og tverrsnitt j i figur 5.10). Strømskåler på veggene og til dels i taket, der det består av marmor, tyder på freatiske forhold under dannelsen. Ledespalten er tydelig langsmed gulvet sør i Søylorommet, hvor

passasjen er ytterligere utvidet under et skiferlag (Figur 5.13). Vest i *Søylerommet* fortsetter en ujevn sidepassasje mot nordvest som etter hvert deler seg opp i flere mindre passasjer. Strømskåler indikerer en strømretning mot nord-nordvest. De fleste passasjene fortsetter nord og vest før de smalner inn, men en fortsetter videre direkte øst, tilbake til hovedpassasjen øst i *Søylerommet*. Denne hovedpassasjen går videre nord før den svinger nordøst mot *Horngangen*. I svingen er gulvet dekket av sand og noe rullestein langs nordveggen, i tillegg til noen større blokker i begynnelsen av svingen. Det er en smal åpning oppunder taket som kan visuelt kobles til *Horngangen*. En sanddekt sidepassasje leder direkte vest, men smalner inn etter omtrent 10 m. Strømskåler på nordveggen i hovedpassasjen viser at strømretningen har vært videre ned i grotten (mot *Horngangen*).



Figur 5.13. Sørvest i *Søylerommet*. Strømskåler er tydelig på veggene og i taket, og viser at *Søylerommet* ble dannet under freatiske forhold. Ledespalten ligger nede ved gulvet, parallelt med skiferlagdelingen, og har ført til videre utvidelse under et skiferlag (til høyre i bildet). Bildet er tatt mot øst. Foto: S.-E. Lauritzen.

5.1.1.3 Vannlåsene



Figur 5.14. Vannlåsene, det tredje og siste utsnittet av Olavsgrotta. Utvalgte passasjetverrsnitt er vist nede til høyre, mens et oversiktskart øpe til venstre viser plasseringen av utsnittet (rød boks).

Vannlåsene består av Horngangen, Brattebakken, Sandsvingen og Vannlåsene. Kartleggingen av Olavsgrotta ender i Vannlåsene, da alle passasjene smalner inn til ikke-passerbare dimensjoner. Det ble forsøkt av en grottedykker å ta seg videre via vannlåsene, men også disse smalner inn. Passasjene går tilbake til å være lineære i dette området.

Fra Søylorommet kommer en til Horngangen, oppkalt etter Gunnar Horn som tidligere har utforsket og kartlagt Olavsgrotta (Horn, 1947). Passasjen er orientert omtrent øst-vest, med et gjel langs nordveggen i store deler av passasjen øst for passasjen fra Søylorommet. Mesteparten av gulvet er

dekket av sand, utenom helt opp mot veggen i sør. I tillegg er det enkelte mindre blokker i vest og i bunnen av gjelet i øst, og noen store blokker ved begynnelsen av gjelet. På sørveggen er det strømskåler som viser at vannstrømmen har fortsatt videre ned i grotten, mot øst. Passasjen er altså opprinnelig freatisk. Morfologien i passasjen er tilvarende som i *Langgangen*, med skifertak og ledespalte langsmed et skiferlag ned mot gulvet, men med en vados nedskjæring i tillegg (se tverrsnitt k i Figur 5.14).

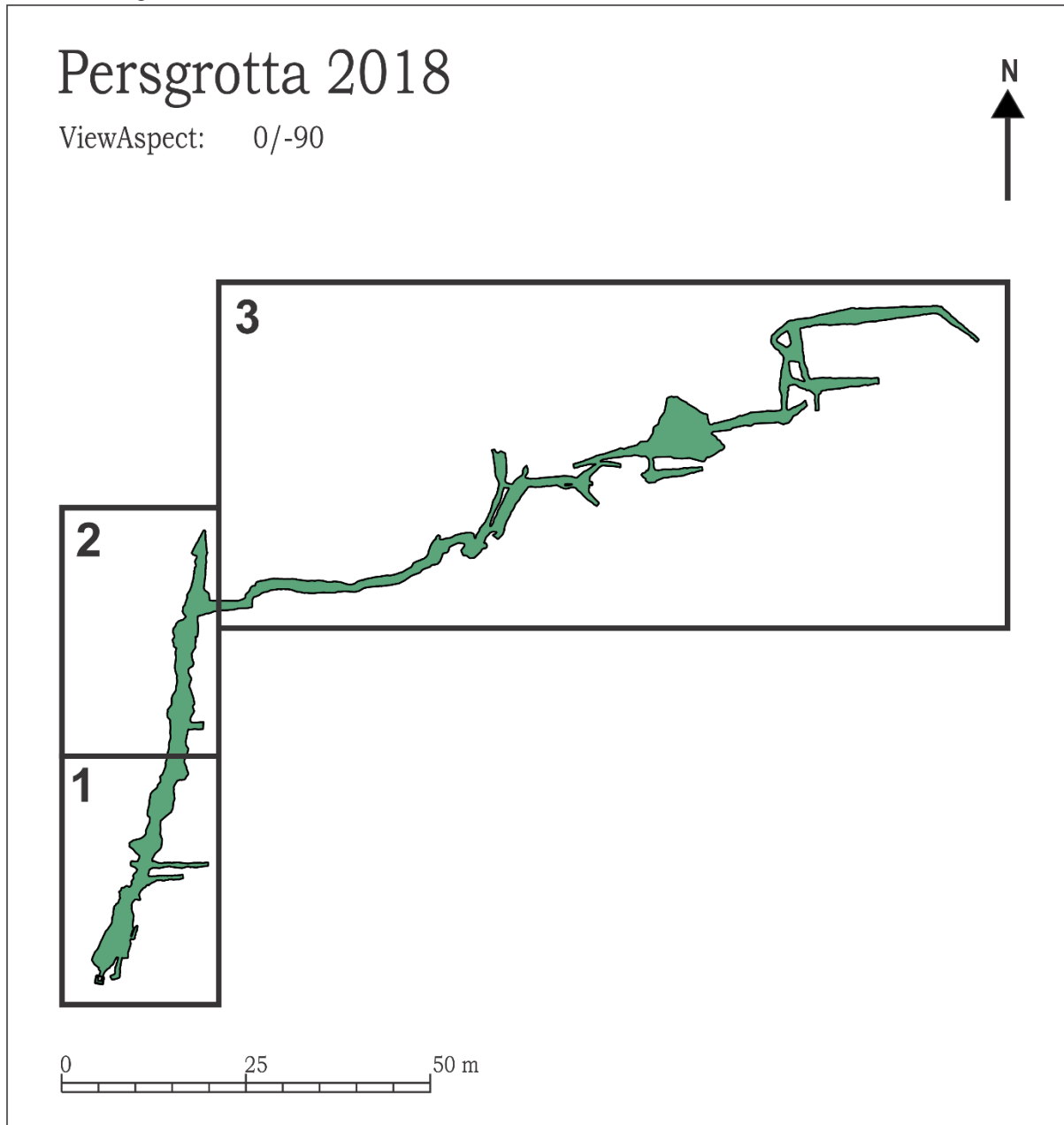
Horngangen har fortsettelse både i øst og vest. I vest er det noe dryppstein og en åpning på sørveggen som går opp mot *Søylrommet*, men passasjen smalner inn etter omtrent 10 m. I øst deles *Horngangen* i to, hvor den ene passasjen går videre øst og den andre går nord til *Brattebakken*. Den østgående passasjen svinger nord og så øst igjen før den til slutt ender i en sandlås. I øst er passasjen dekket av sand og noe rullestein, mens rett etter svingen mot nord er det kun rullestein langs nordveggen og ellers bar berggrunn. En sidepassasje i sør snur tilbake til *Horngangen*, hvor den slutter seg til hovedpassasjen som en smal åpning oppe på veggen. Det er strømskåler både ved begynnelsen av passasjen og etter svingen. Disse viser at strømrretningen her var mot øst. Ledespalten er synlig helt nederst ved gulvet, og som mange av de øst-vest-orienterte passasjene er også denne mye bredere enn den er høy (se tverrsnitt l i Figur 5.14).

Brattebakken går fra *Horngangen* og ned til *Sandsvingen* og *Vannlåsene*. Passasjen er like over 30 m lang, med bratt helning og en stor ansamling av dryppstein helt øverst i passasjen. Helt i nordenden av *Brattebakken* er det tidvis vann, avhengig av grunnvannsnivået. En vados nedskjæring er utviklet i bunnen av hele *Brattebakken*, samtidig som det også er strømskåler på veggene i øst og vest. Strømskålene indikerer en strømrretning ned mot *Sandsvingen* og *Vannlåsene*. Tverrsnittprofilen er uregelmessig på grunn av utstikkende skiferlag og tilstedeværelsen av to ledespalter. Den ene ledespalten følger foliasjonen, mens den andre følger det nord-sør-gående sprekkesettet (se tverrsnitt m i Figur 5.14).

Fra *Brattebakken* fortsetter passasjen vestover til *Sandsvingen* over en brattkant. Gulvet i *Sandsvingen* er dekket av sand. Det er også rullestein langs nordveggen både før og etter svingen som leder videre ned til *Vannlåsene*. Strømskåler på veggene viser at vannstrømmen har gått videre ned mot øst. Kraftig foldet glimmerskiferlag preger veggene i svingen. Før *Vannlåsene* er det et dypt gjel som går på tvers av passasjen. Gjelet er delvis vannfylt og fortsetter nede ved gulvet i hver ende, men åpningene er for små til å kunne kartlegges videre. Gulvet i den sørgående fortsettelsen er dekket av grus og rullesteiner. Gulvet i hovedpassasjen, imens, er dekket av sand. Etter gjelet kommer man til *Vannlåsene*, hvor passasjen deles i tre. Den ene passasjen går mot øst med rullestein over hele gulvet. Den smalner inn etter noen meter og kan dermed ikke kartlegges videre. De to andre passasjene

fortsetter mot nordøst og ender i vannlåser. Vannivået i disse varierer med grunnvannsnivået, lik som i bunnen av *Brattebakken*. I løpet av feltarbeidet i 2016 ble det gjort forsøk på å dykke i vannlåsene av grottedykker Yngve Gabrielsen. Det var derimot ikke mulig å ta seg videre via vannlåsene.

5.1.2 Persgrotta



Figur 5.15. Oversiktskart over Persgrotta og de tre utsnittene. De første 30 m (1) er vist i Figur 5.16, Midtdelen (2) i Figur 5.17 og Østgangen (3) er i Figur 5.21.

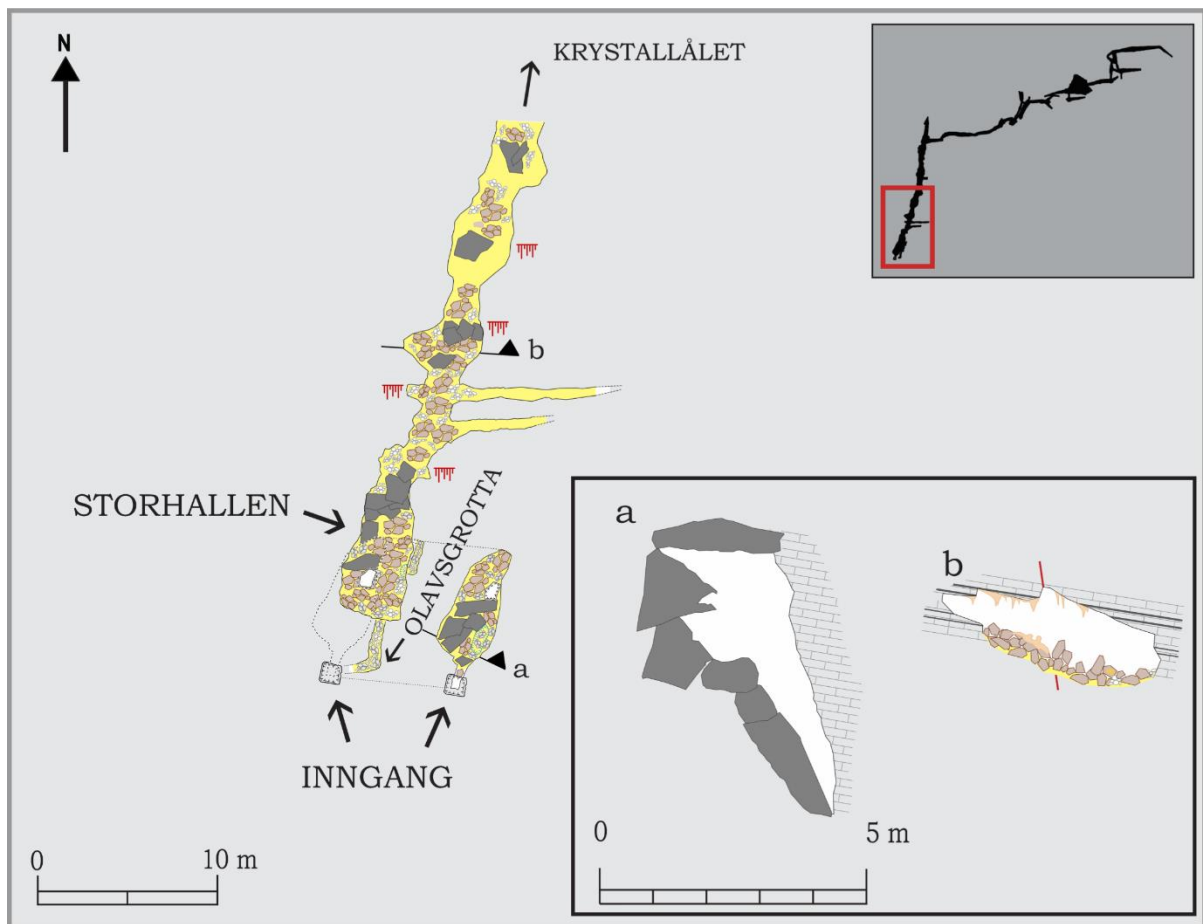
Inngangen til Persgrotta ligger i en kollapsdoline omtrent 90 m øst for Olavsgrotta, 403 m o.h., og er også den eneste måten å komme inn i grotten. Som inngangen til Olavsgrotta er den en trang åpning i bakken. Grottens totale lengde er 316 m og den totale vertikale utstrekningen 40 m (fra inngangen og ned til enden av kartleggingen helt i nordøst). Videre har den en nord-øst-utstrekning på 153 m i

luftlinje. Skiferlagene og foliasjoner i marmoren heller generelt mot nord-nordøst, samme som ved Olavsgrotta, men kun passasjene i *Østgangen* følger denne helningen (Figur 5.2). Hovedpassasjen fra inngangen til grotten er i stedet utviklet langs et nord-sør-gående lineament, som også er mulig å observere på overflaten og potensielt i Larshullet (Øyehaug, 2016). Persgrotta har også den samme helningen på omtrent 15° øst mot Røvassdalen som resten av grottene i systemet.

Hovedpassasjen fra inngangen til Persgrotta ender i en kollaps kun noen meter (både vertikalt og horisontalt) fra Larshullet, mens passasjene i *Østgangen* fortsetter videre omtrent parallelt med tilsvarende passasjer i Larshullet (Figur 5.2). Persgrotta er derfor et potensielt bindeledd mellom Olavsgrotta og Larshullet. Assosiert med lineamentet grotten følger, er tre nord-sør-orienterte, sub-vertikale prekker som i varierende grad er synlig i taket i mesteparten av hovedpassasjen. Noen steder er kun én av sprekke observerbar. Persgrotta har ingen vannlåser eller bekker, men det er en del sigevann, samt vannholdig sand i enden av grotten.

Persgrotta er delt opp i tre ulike utsnitt, se Figur 5.15. *De første 30 m* er vist i Figur 5.16, *Midtdelen* i Figur 5.17 og *Østgangen* i Figur 5.21.

5.1.2.1 De første 30 m

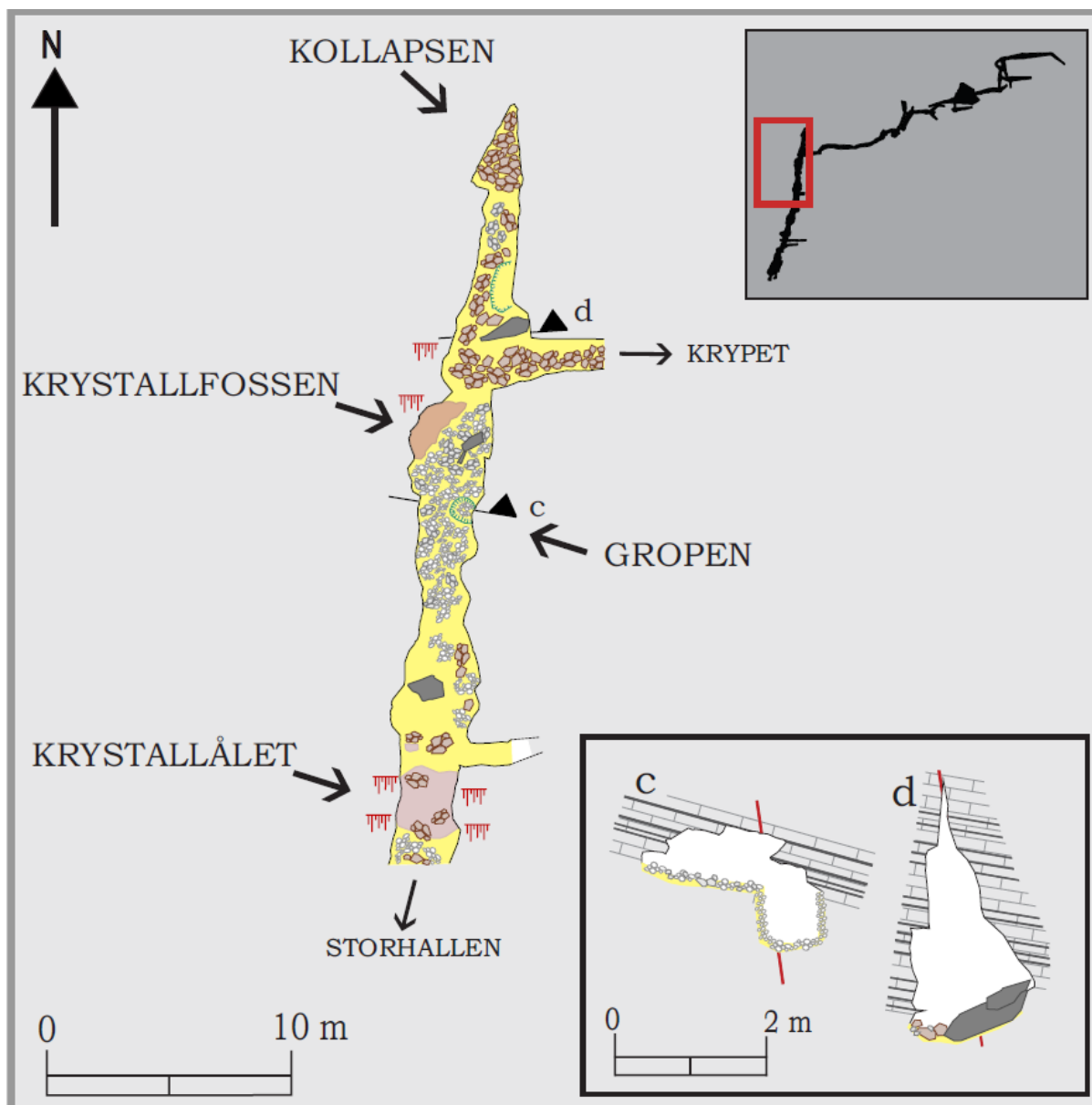


Figur 5.16. De første 30 m, det første utsnittet av Persgrotta. Utvalgte passasjetverrsnitt er vist nede i høyre hjørne, mens oppe i høyre hjørne er et oversiktskart med plasseringen til utsnittet (rød boks).

De første 30 m fra inngangen til Persgrotta inkluderer *Inngang* og *Storhallen*. Selve inngangen er trang, omtrent 70 cm lang og 60 cm bred, og leder ned i en todelt sjakt på totalt 8,4 m. Etter 4,9 m åpner sjakten opp til et større rom bestående av større og mindre kollapsblokker og grus (se tverrsnitt a i Figur 5.16). Den andre halvdel av sjakten fortsetter videre ned til *Storhallen*. *Storhallen* består også av kollapsblokker av ulike størrelser, grus og noe rullestein. Noen steder utgjør kollapsblokker selve taket i *Storhallen*, tilsvarende som i tverrsnitt a i Figur 5.16. Der taket består av berggrunn (oftest skifer) er det mulig å se de tre sprekkene som har fungert som ledespalter. Fra sør i *Storhallen* går det en smal sidepassasje mot *Høygangen* i Olavsgrotta hvor den visuelle koblingen har blitt etablert mellom de to grottene.

Hovedpassasjen fra *Storhallen* fortsetter videre nord-nordøst mot *Krystallålet*. Gulvet er dekket av sand, blokker av ulike størrelser, grus og rullestein. Flere steder er det også dryppstein i taket, på veggene og/eller på gulvet. Like etter *Storhallen* er det også to sidepassasjer med sandgulv som går direkte østover. Disse smalner derimot inn etter noen meter. Hovedpassasjen er freatisk, lineær, og varierer regelmessig i størrelse, fra omtrent 1 m i bredde til opp mot 4 m ett sted, med tilsvarende variasjon i takhøyde. For det meste er passasjen bredere enn den er høy (tverrsnitt b i Figur 5.16). Flere steder på veggene er det foldede skiferlag. Like før *Krystallålet* er det strømskåler på veggene både i øst og i vest. Asymmetrien er noe utydelig, men de indikerer at paleostrømningsretningen kan ha vært nordover.

5.1.2.2 Midtdelen



Figur 5.17. Midtdelen, det andre utsnittet av Persgrotta. Et oversiktskart som viser plasseringen av utsnittet (rød boks) er vist øpe i høyre hjørne, mens nede i høyre hjørne er det vist utvalgte passasjetverrsnitt.

Midtdelen inkluderer Krystallålet, Gropen, Krystallfossen og Kollapsen. Fram til etter Krystallfossen varierer tverrsnittprofilene lite fra hovedpassasjen i De første 30 m, og passasjen er fremdeles lineær.

Bortimot midt i hovedpassasjen fra Inngang ligger Krystallålet, et 2,5 m bredt, men smalt parti med krystalldammer og ulike dryppstein (Figur 5.18). Under og til dels stikkende opp fra krystalldammene er det grus og blokker. Hovedpassasjen fortsetter videre nord, med en liten sidepassasje like etter Krystallålet som smalner inn etter noen få meter. Sedimentdekket i hovedpassasjen går her over til å bestå mer av grus og rullestein og mye færre blokker, spesielt rundt Gropen og Krystallfossen. Det er ingen velutviklede strømskåler på veggene.



Figur 5.18. Krystallålet i Persgrotta, bestående av både krystalldammer, stalaktitter, stalagmitter og slør. Bildet er tatt mot sør. Foto: I. M. Gabrielsen.

Gropen er et bortimot 1 m dypt og omtrent 60 cm vidt hull i sedimentdekket, 10 m etter *Krystallålet*. Bunnen og veggene består av sand og rullestein (Figur 5.19 og tverrsnitt c i Figur 5.17). Løsmassene har sunket ned i et underliggende hulrom og *Gropen* kan dermed klassifiseres som jordfallshull eller løsmassedoline. Den ene av de tre nord-sør-gående sprekkene er synlig i taket. Rett nord for *Gropen* er *Krystallfossen*, oppkalt etter en flytstein på vestsiden av passasjen. Flytsteinen er omtrentlig 1 m bred og 1 m lang. Etter *Krystallfossen* snevrer hovedpassasjen inn før den åpner seg opp igjen til *Kollapsen* og en sidepassasje som fortsetter østover mot *Kryptet*. Gulvet både i sidepassasjen og hovedpassasjen er igjen dekket av blokker av ulike størrelser, i tillegg til sand og grus. Hovedpassasjen fortsetter videre nord og ender i en kollaps etter 10 m. Passasjemorfologien er ulik resten av hovedpassasjen. Passasjen går her over til å være høy og smal, med en mer markert ledespalte (se tverrsnitt d i Figur 5.17). Alle tre sprekkene er observerbare. På veggene er det uregelmessigheter som

følge av oppløsning på veggene, men ingen tydelige strømskåler. Over åpningen til *Krystallfossen* er det en markert forskyvning i marmor- og skiferlagene langs en sprekk med bratt helning. Slepestrukturer i bergarten på hver side viser at forskyvningen er en normalforkastning (Figur 5.20). Skiferlagene indikerer en vertikal forskyvning på omtrent 2,5 cm. En flytstein langsmed forkastningen har sprukket på linje med skjærplanet, men viser ingen tegn til forskyvning. Dette indikerer at flytsteinen er yngre enn forkastningen, samt at det er har vært mindre bevegelser i ettertid som har ført til oppsprekking, men ikke forflytning.

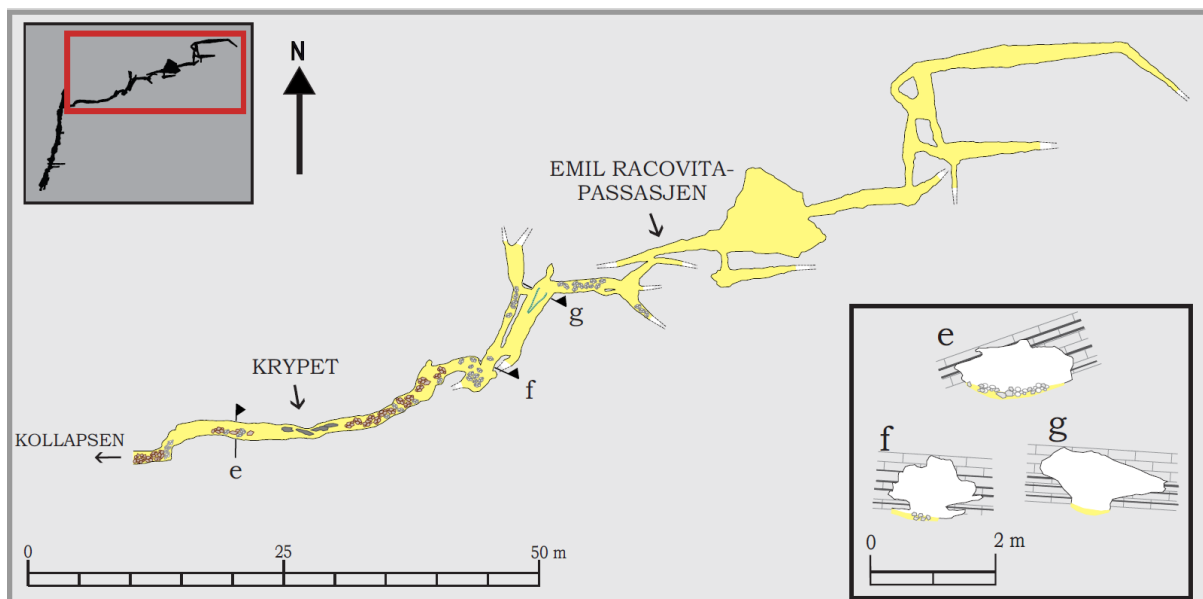


Figur 5.19. Gropen i Persgrotta. Den er omtrent 1 m dyp og 60 cm vid. Både veggene og bunnen består av sand og rullestien. Gropen har blitt dannet ved at løsmassene har sunket ned i et underliggende hulrom. Bildet er tatt mot sørøst. Foto: I. M. Gabrielsen.



Figur 5.20. Forskyvning langs en sprekk like ved Kollapsen. Slepestrukturer på hver side indikerer en normalforkastning. Flytsteinen er sprukket langsmed forkastningen, men viser ingen tegn til forflytning. Flytsteinen er altså yngre og sprukket som følge av mindre bevegelser i ettertid. Bildet er tatt mot sør. Foto: M. E. Heggstad.

5.1.2.3 Østgangen



Figur 5.21. Østgangen, den tredje inndelingen av Persgrotta. Plasseringen av utsnittet er vist oppe til venstre (rød boks), mens utvalgte passasjetversnitt er vist nede til høyre.

Østgangen inkluderer *Krypet* og *Emil Racovita-passasjen* (heretter kalt *ER-passasjen*), og enden av kartleggingen av Persgrotta. Passasjene her er over det hele meget trange, med en blanding av lineære passasjer og elementære nettverk. I hele *Østgangen* er gulvet dekket av sand.

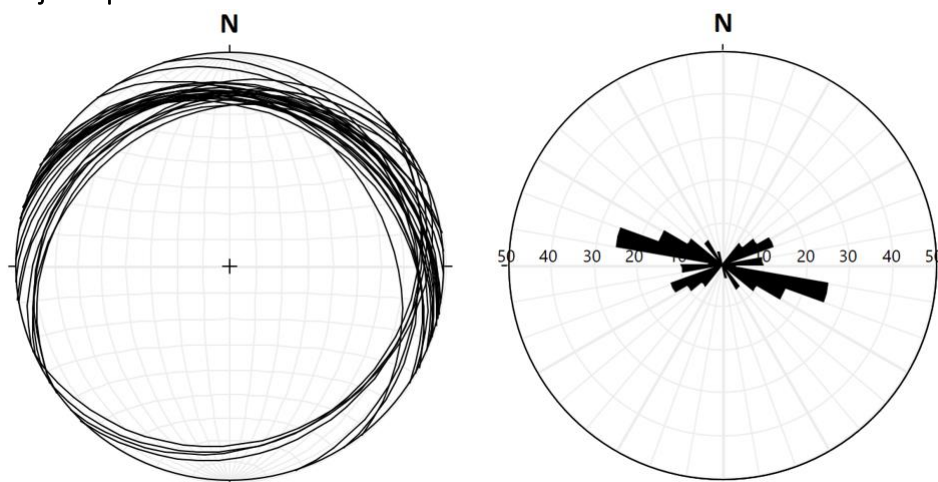
Krypet er en lineær, men litt uregelmessig passasje som går omtrentlig nordøst. Gulvet er stedvis dekket av grus og mindre blokker i tillegg til sand. Det er også enkelte større blokker i ett parti av *Krypet*. Passasjen er freatisk med et ovalt tverrsnitt, men ingen synlig ledespalte (se tverrsnitt e i Figur 5.21). Mellom *Krypet* og *ER-passasjen* er det flere sidepassasjer og tverrganger i et grovt nettverk. Passasjene her er små, gjerne ikke mye større enn 1 m i diameter og flere steder mindre (se tverrsnitt f og g i Figur 5.21). Det er ingen blokker på gulvet, men enkelte steder er det en del grus. Alle sidepassasjene smalner inn til de ikke lenger er passerbare, utenom en hovedpassasje som fortsetter videre til *ER-passasjen*.

ER-passasjen har mye de samme dimensjonene og morfologien som tidligere. Kun ett parti skiller seg ut, hvor passasjen vider kraftig ut i bredden. Passasjen er oppkalt etter Emil Racoviță, grunnleggeren av fagretningen biospeleologi og Racovita-instituttet i Romania. *ER-passasjen* fortsetter videre nordøst og nord med flere parallelle og tverrgående passasjer og enkelte mer direkte østgående passasjer. Alle passasjene smalner til slutt inn til de ikke lenger er passerbare. Sanden her er også vannholdig. De øst-vest-orienterte passasjene går omtrent parallelt med tilsvarende passasjer i Larshullet, som ligger like nord for disse passasjene. Målinger gjort i *Grotto*lf (Lauritzen, 2008) viser at det kun er omtrent 4,5 m i høydeforskjell mellom *ER-passasjen* i Persgrotta og kartlagte passasjer i Larshullet. Fordi forholdene under kartleggingen av dette partiet av Persgrotta var vanskelige, er det ikke tegnet noen tverrsnitt fra *ER-passasjen* eller gjort mer detaljerte observasjoner av ledespalte eller skiferlag.

5.2 STRUKTURGEOLOGISKE MÅLINGER

Det ble gjort et utvalg av strukturgeologiske målinger av foliasjoner på overflaten, foliasjoner og ledespalter i grottene, samt sprekker i grottene. Totalt ble det gjort 32 målinger av foliasjoner på overflaten, og 46 målinger av foliasjoner og ledespalter i selve grottene (hvor 36 er fra Olavsgrotta og 10 er fra Persgrotta). Alle målingene er tabulert i Vedlegg G.

5.2.1 Foliasjoner på overflaten



Figur 5.22. Orienteringer til foliasjoner målt på overflaten i feltområdet, vist som plan (venstre) og rosedigram (høyre). $n = 32$.

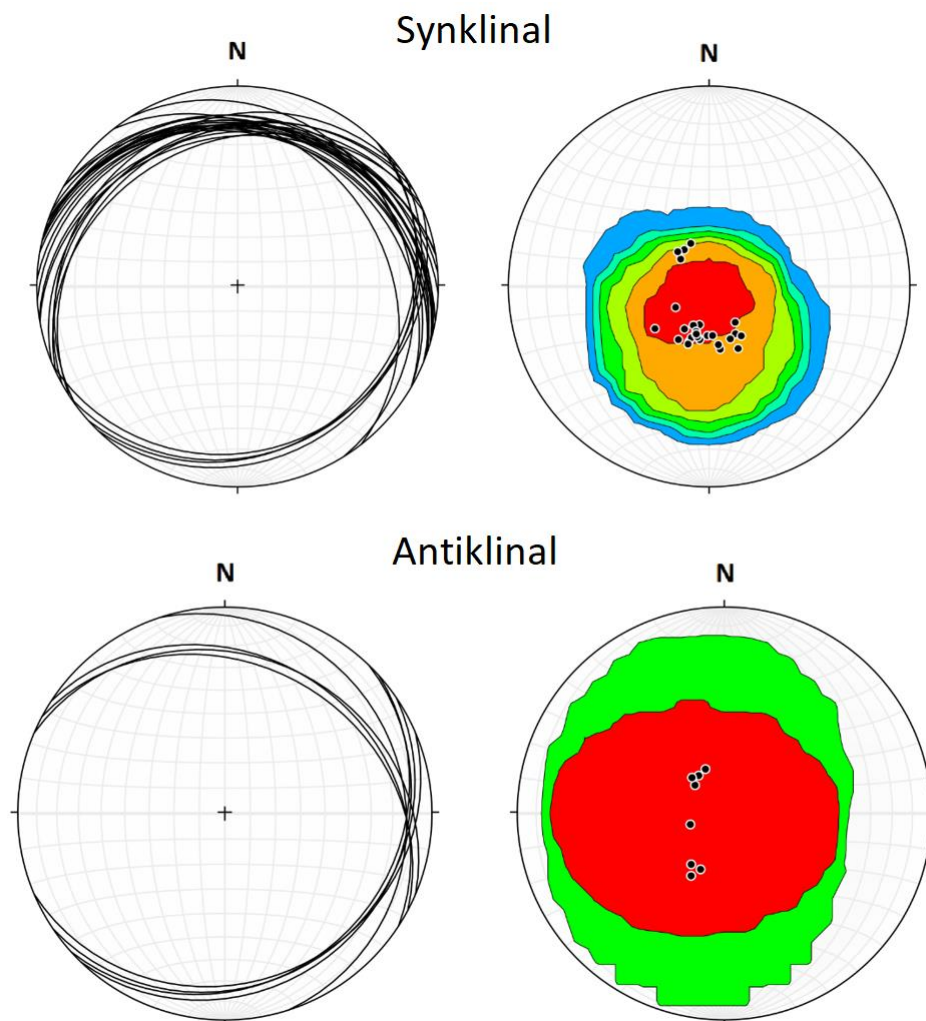
Målingene på overflaten ble gjort spredt over store deler av feltområdet der det var mulig. Antallet er noe begrenset på grunn av et lite utvalg av blotninger som ikke er overdekt eller for oppsprukket. I hovedsak er foliasjonene orientert omtrent vest og med et fall mot nord. Foliasjoner ved Larshullet og nordvest for Larshullet faller derimot sørover (Figur 5.22). Strukturgeologiske målinger av foldespalter i Larshullet og Lapphullet, gjort av Øyehaug (2016), viser tilsvarende trend. Nordøst for Larshullet viser foliasjonene på nytt fall mot nord. Målingene bekrefter at systemet er utviklet i en synklinal med en påfølgende antiklinal, slik som det har blitt foreslått av Øyehaug (2016).

For foliasjonene som faller mot nord, er variasjonen i både strøk og fall stor (henholdsvis $234 - 342^\circ$ og $14 - 28^\circ$). Vanligst er et strøk mot vest-nordvest. Rosediagrammet gir en gjennomsnittlig vektorretning på $102,3^\circ \pm 10,0^\circ$ for de nord-hellende foliasjonene. Tre av målingene skiller seg ut en del fra resten ($322 - 342^\circ$), og er heller ikke representert inne i grottene. Dersom man ser vekk fra disse blir vektorretningen $98,0^\circ \pm 8,4^\circ$. Foliasjonene med fall mot sør varierer mindre, men målingene er også en del færre.

5.2.2 Foldeakser fra overflatemålinger

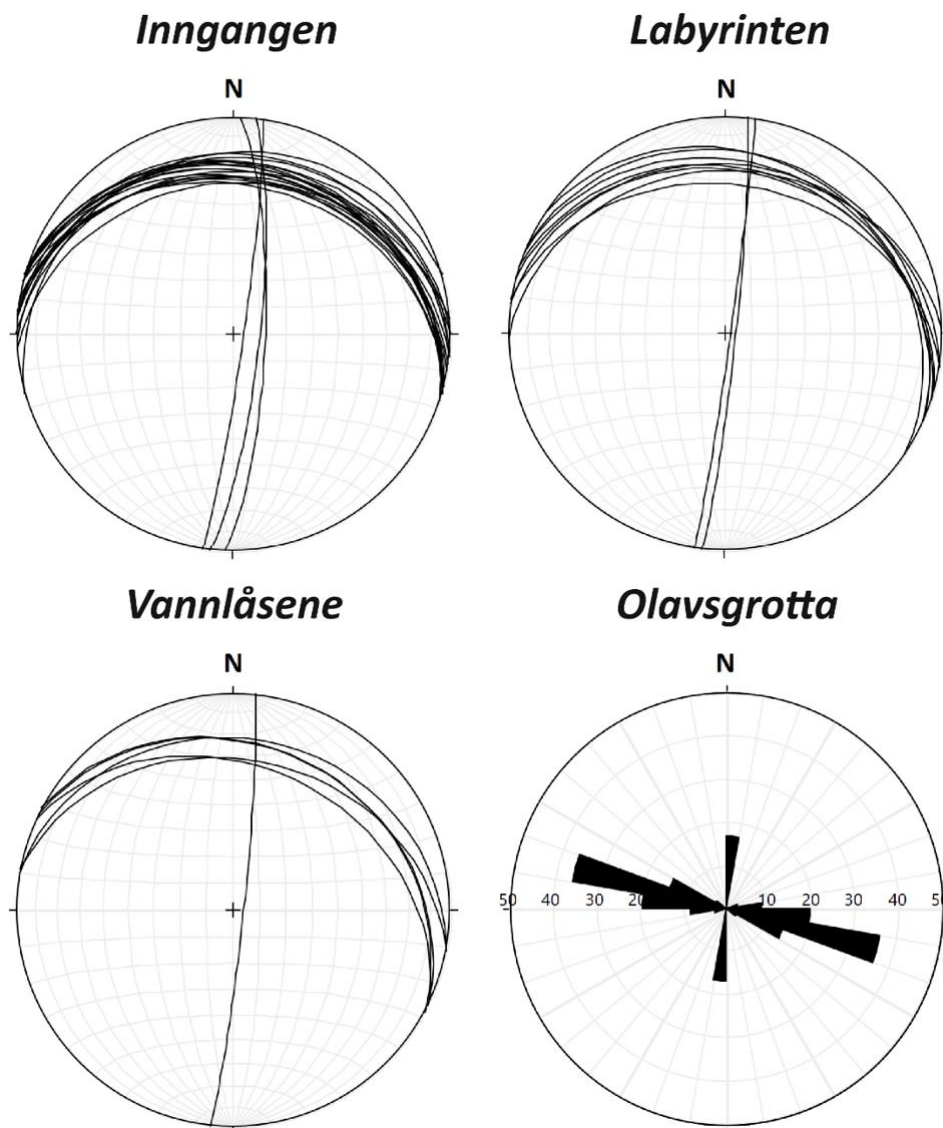
Av målinger gjort av foliasjoner på overflaten er 28 målinger fra synklinalen mellom Olavsgrotta, Lapphullet og Larshullet, 4 målinger fra antiklinalen ved Larshullet og 4 målinger fra nordøst for Larshullet (Figur 5.24). Hvis en antar at målingene fra nordøst for Larshullet også er fra antiklinalen, blir resultatet er en foldeakse med fall på $9,6^\circ$ mot østnordøst for synklinalen og $11,6^\circ$ mot øst for antiklinalen. Sistnevnte samsvarer bra med foldeaksen til antiklinalen funnet av Øyehaug (2016) som viser et fall på 12° mot øst. Fallet stemmer også overens med fallet til Larshullet slik det framkommer fra statistikk i programmet Grotto (Lauritzen, 2008). Her kommer det også fram at fallet til Lapphullet

og Olavsgrotta er noe slakere ($8 - 10^\circ$), hvilket er i samsvar med resultatet fra målingene av synklinalen. Målingene av sør-hellende foliasjoner og nord-hellende foliasjoner nord for Larshullet er derimot få og resultatene er i hovedsak en indikasjon på de reelle formene til foldene. Flere målinger er nødvendig for å få et inntrykk av variasjoner og høyere presisjon i bestemmelsen av foldeaksene. Det er også noe uoverensstemmelse mellom observasjoner gjort på overflaten og grottegeometri slik de framkommer i programmet *GrottoF* (Lauritzen, 2008). Dette gjelder spesielt Larshullet (Øyehaug, 2016).



Figur 5.23. Målinger av foliasjoner ved overflaten inndelt etter hvorvidt de stammer fra synklinalen eller antiklinalen. Øverst: Foliasjoner fra synklinalen vist som plan (til venstre) og poler med kamb-kontur (høyre). $n = 28$. Nederst: Foliasjoner fra antiklinalen vist som plan (til venstre) og poler med kamb-kontur (høyre). $n = 8$.

5.2.3 Foliaasjoner og ledespalter i Olavs- og Pergrotta

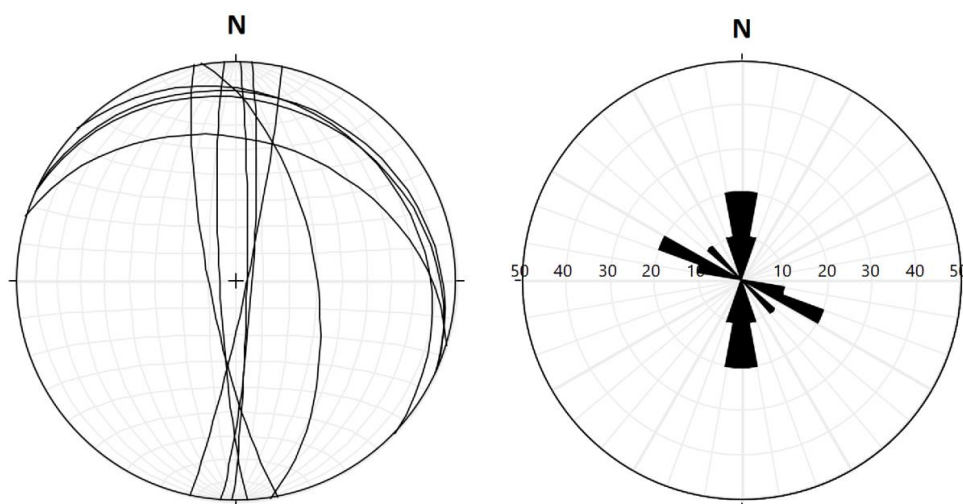


Figur 5.24. Orienteringer til ledespalter og foliasjoner i Olavsgrotta, vist som plan og sortert etter utsnitt. Samtlige av målingene er også vist som rosedigram nederst til høyre. Inngangen: $n = 20$. Labyrinten: $n = 10$. Vannlåsene: $n = 6$. Totalt for hele grotten: $n = 36$.

Foliaasjoner og ledespalter ble målt i hele Olavsgrotta utenom ved *Rullesteinsgangen* og "*Meget lang og trang*". De fleste målingene stammer fra *Inngangen*, hvor det var flest passasjer med klare ledespalter. Kun seks målinger ble gjort helt sør i grotten ved *Vannlåsene*, til dels på grunn av usikre flater og til dels fordi ledespaltene varierte lite over større områder, som for eksempel i *Brattebakken*. Målingene tydeliggjør de to hovedtrendene til ledespaltene i grotten; ett sett som følger foliasjonene og skiferlagdelingen, med et generelt fall mot nord-nordøst; og ett sett som følger sub-vertikale sprekker orientert omtrent nord-sør, med en svak dreining mot øst (Figur 5.24). Rosediagram gir en gjennomsnittlig vektorretning på $102,8^\circ \pm 4,0^\circ$ for de øst-vest-orienterte ledespaltene, og $005,6^\circ \pm 2,6^\circ$ for de nord-sør-orienterte ledespaltene.

Målingene viser en svak tendens til at fallet øker mot nord og at strøket går mer mot vest-nordvest i de østre delene av grotten. Siden målingene er så få i *Labyrinten* og spesielt *Vannlåsene*, er disse trendene noe usikre. At helningen er slakere i de øvre deler av grotten stemmer derimot overens med målinger gjort på overflaten rundt Olavsgrotta, hvor fallet varierer mellom 16° og 26° på det meste.

Færre målinger ble gjort i Persgrotta, til dels på grunn av hensyn til dryppsteinsforekomster og til dels fordi det var få foliasjonsplan eller ledespalter som kunne måles med sikkerhet. De målingene som ble gjort er vist i Figur 5.25. Foliasjonene i grotten har et strøk mot nordvest, mens ledespaltene er orientert nord-sør. Av de tre sprekkene som går igjen i grotten, har den midterste mye det samme strøket og fallet som sprekkene i Olavsgrotta. De to ytterste sprekkene viser større dreining mot vest og øst. Den gjennomsnittlige vektorretningen til ledespaltene i rosediagrammet, er $359,0^\circ \pm 6,7^\circ$.



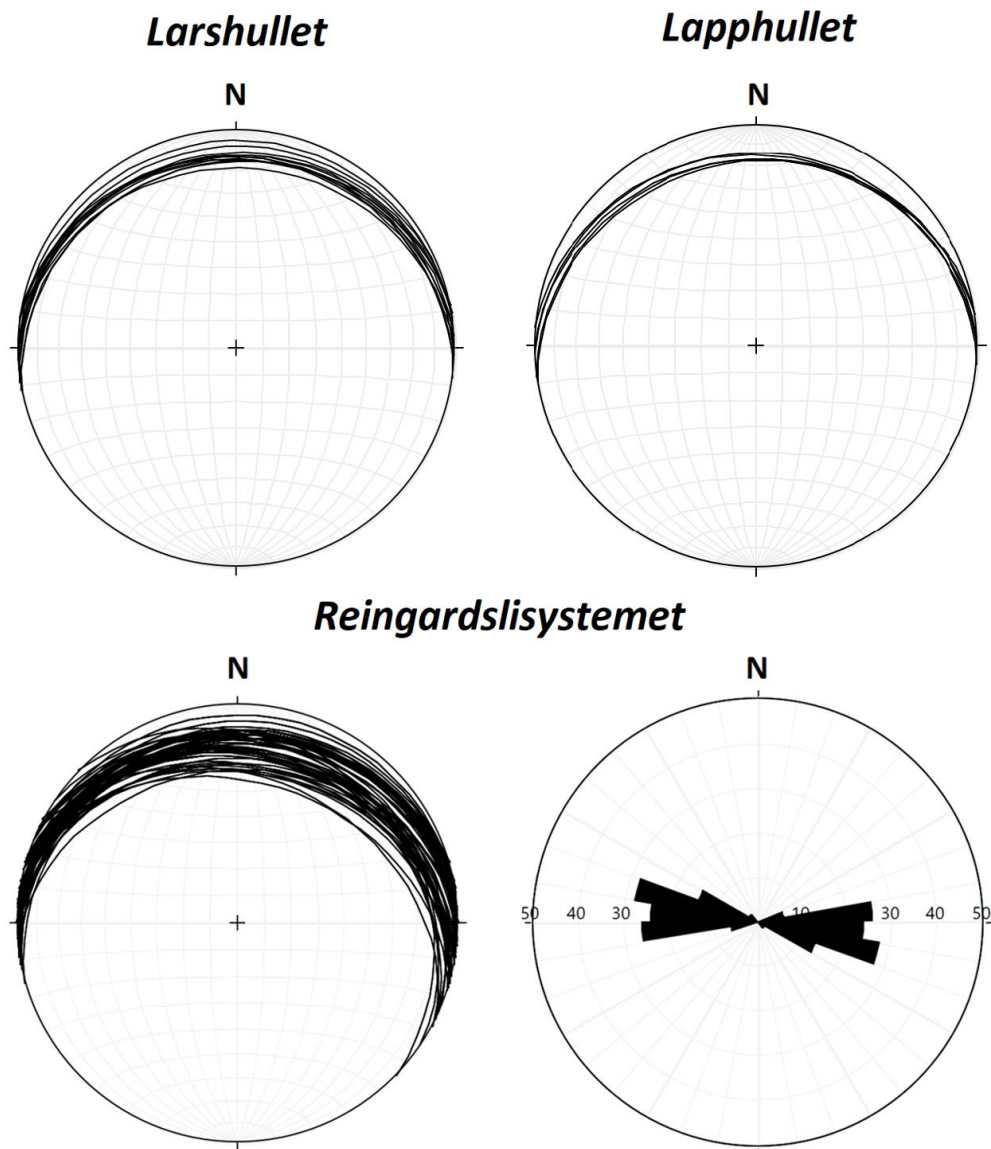
Figur 5.25. Orienteringene til foliasjoner og ledespalter i Persgrotta, vist som plan (til venstre) og rosediagram (til høyre).

5.2.4 Ledespalter i Reingardslisystemet

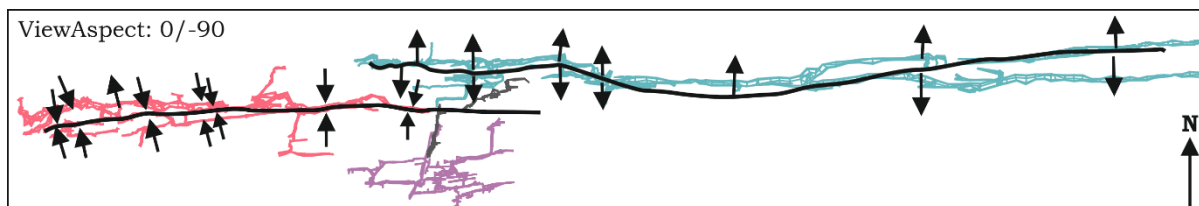
Orienteringen til alle ledespaltene i hele Reingardslisystemet er vel så viktig som ledespaltene kun i Olavs- og Persgrotta. Øyehaug (2016) har gjort totalt 17 målinger av ledespalter i Larshullet og Lapphullet; 12 av disse er fra Larshullet, mens 5 er fra Lapphullet. Samtlige av ledespaltene i disse grottene er parallelle med foliasjonene i området, men viser en større dreining mot vest enn ledespaltene i Olavs- og Persgrotta. Ledespaltene for hele systemet er vist i Figur 5.26. Totalt viser 51 målinger en gjennomsnittlig vektorretning på $98,1^\circ \pm 3,7^\circ$. Dette stemmer overens med den gjennomsnittlige retningen indikert av foliasjoner på overflaten.

Ulikhetene i orientering skyldes trolig variasjoner i folding, slik som tilfellet er i Grønli-Setergrottesystemet (Skutlaberg, 2003). Denne variasjonen blir spesielt synlig dersom man sammenligner foldeakseplan (Øyehaug, 2016) og passasjetverrsnitt med foliasjoner indikert (Lølkes,

2017) med en 0/-90-projeksjon av systemet (Figur 5.27). Foldeaksen til synklinalen er orientert vest-sørvest – øst-nordøst ved inngangen til Lapphullet, og dreier til en mer direkte øst-vest-orientering mellom Olavsgrotta og Larshullet. Foldeaksen til synklinalen ved Larshullet svinger enda mer mellom de to orienteringene. Noen av ulikhetene kan også skyldes at det er få målinger av ledespalter i Larshullet og spesielt Lapphullet, i forhold til i Olavsgrotta.



Figur 5.26. Orientering til lagparallelle ledespalter i Larshullet, Lapphullet og hele Reingardslisystemet samlet, vist som plan og, for Reingardslisystemet, som rosedigram. Larshullet: $n = 12$. Lapphullet: $n = 5$. Totalt for hele systemet: $n = 52$. Ledespalter orientert nord-sør er her utelatt da det kun er målinger av disse i Olavs- og Persgrotta. Målinger av ledespaltene i Lapphullet og Larshullet er hentet fra Øyehaug (2016).



Figur 5.27. Skisse over variasjoner i foldeaksen til synklinalen og antyklinalen i Reingardslisystemet. Omtrentlig plassering er basert på foldeakseplan fra Øyehaug (2016) og passasjetverrsnitt med foliasjon indikert fra Lølkes (2017).

5.3 BERGARTSANALYSER

Bergartsprøver ble samlet inn fra hver grotteinngang, samt fra blotninger mellom inngangene og mindre grotteåpninger. Prøvetakingen er tettest rundt Olavsgrotta for å sammenligne variasjoner i løselighet nært inngangen. Koordinater og lokalitetsbeskrivelse er gitt i Tabell 5.1, mens et oversiktskart er vist i Figur 5.28. Stratigrafien regnes å være orientert omtrent 008°, ortogonalt på gjennomsnittsorienteringen til foliasjonene i alle grottene i systemet. Som nevnt tidligere varierer strøket noe som følge av ujevne foldeakser. Hovedparten av prøvene er hentet langs en strekning mellom inngangene til Larshullet og Olavsgrotta, eller i nærheten av disse. Foliasjonen i dette området har en strøkretning tilsvarende gjennomsnittsittet til systemet. Kun bergartsprøven fra Lapphullet skiller seg fra denne strøkretningen. Dette er kompensert for i den stratigrafiske søylen ved å plassere prøven lenger opp i stratigrafien, nærmere foldeaksen.

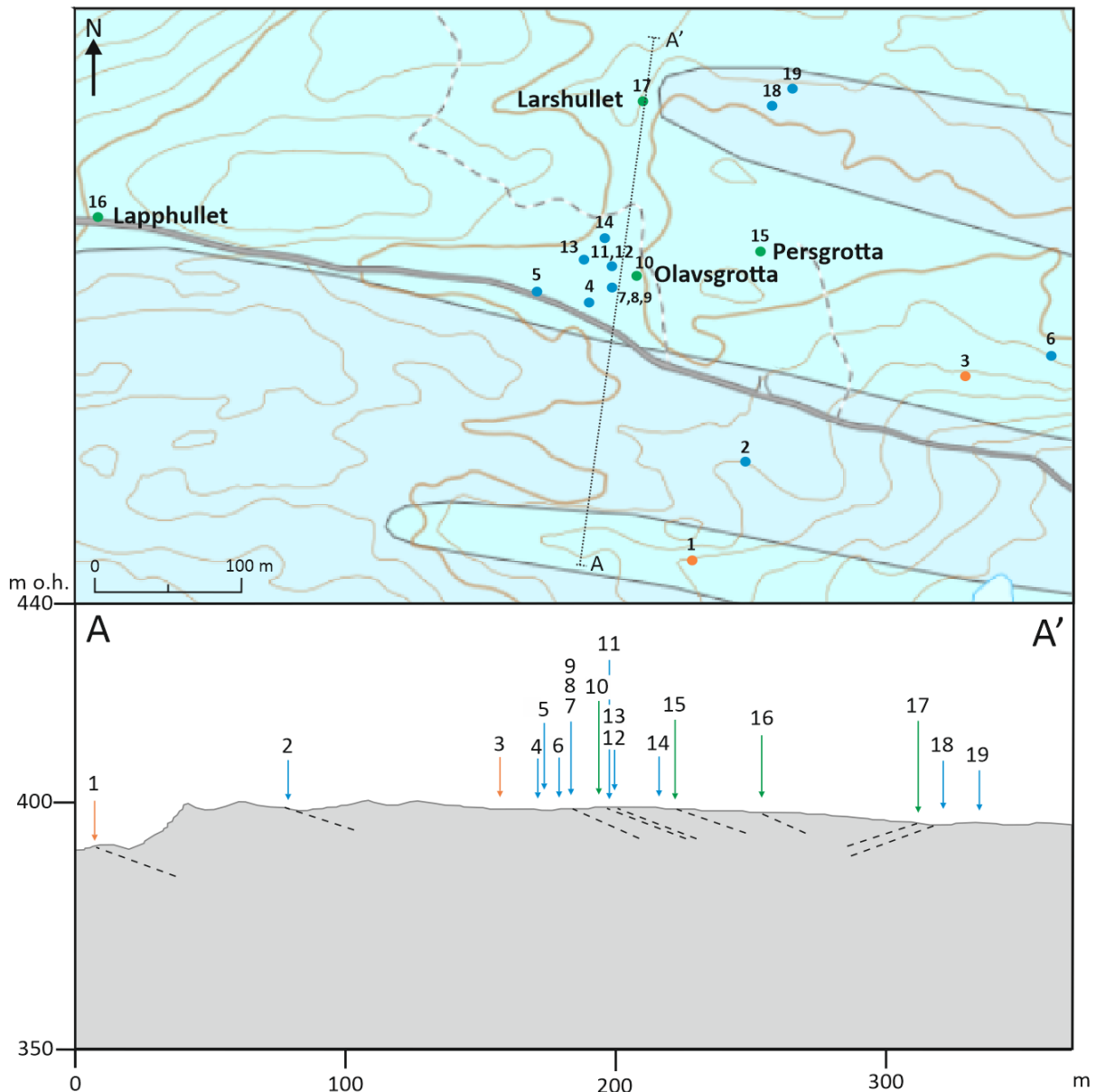
Hver prøve har fått et nummer basert på dens posisjon i stratigrafien, fra sør til nord, og sorteres deretter (se Tabell 5.1). For enkelthetens skyld er prøvene videre referert til med deres stratigrafiske nummer.

Tabell 5.1. Koordinater og kommentar til lokaliteten for hver bergartsprøve. Prøvene er sortert etter deres posisjon i stratigrafien, fra sør til nord, basert på den generelle Ø-V-orienteringen til marmorlagene.

Prøve	Stratigrafisk nummer, S-N	Koordinater (WGS84 UTM Zone 33W)	Kommentar
MEH21082017-1	1	0463735 E, 7367657 N	Traktorhullet
MEH21082017-2	2	0463772 E, 7367725 N	Mellom veien og Traktorhullet
MEH19082017-2	3	0463922 E, 7367781 N	Kollaps sørøst for Persgrotta
MEH06082016 2-2	4	0463666 E, 7367835 N	Sørvest for Olavsgrotta, ved veien
MEH19082017-7	5	0463634 E, 7367838 N	Langs veien mellom Olavsgrotta og Lapphullet
MEH19082017-3	6	0463982 E, 7367793 N	Nordøst for kollapsen
MEH19082017-5	7	0463680 E, 7367842 N	Større blotning rett sørvest for Olavsgrotta, nederst
MEH06082016 1-2	8	0463680 E, 7367842 N	Større blotning rett sørvest for Olavsgrotta, midten

<i>MEH06082016 1-5</i>	9	0463680 E, 7367842 N	Større blotning rett sørvest for Olavsgrotta, øverst
<i>MEH14082016-3</i>	10	0463693 E, 7367860 N	Ved inngangen til Olavsgrotta
<i>MEH14082016-1</i>	11	0463680 E, 7367857 N	Blotning like nordvest for Olavsgrotta, nederst
<i>MEH14082016-2</i>	12	0463680 E, 7367857 N	Blotning like nordvest for Olavsgrotta, øverst
<i>MEH06082016 4-1</i>	13	0463664 E, 7367861 N	Glimmerrik blotning vest for Olavsgrotta
<i>MEH19082017-6</i>	14	0463679 E, 7367875 N	Videre nordvest for Olavsgrotta
<i>MEH19082017-1</i>	15	0463784 E, 7367865 N	Ved inngangen til Persgrotta
<i>MEH19082017-8</i>	16	0463343 E, 7367888 N	Ved inngangen til Lapphullet
<i>MEH19082017-4</i>	17	0463705 E, 7367970 N	Ved inngangen til Larshullet
<i>MEH21082017-3</i>	18	0463789 E, 7367964 N	Like ved lineamentet langs Persgrotta
<i>MEH09082016-1</i>	19	0463801 E, 7367975 N	Lineamentet langs Persgrotta (nord for grotten)

Felles for de fleste bergartsprøvene er at de er grovkornet og gråhvit til hvitlig i farge. De fleste er båndet eller spettet med svarte glimmerminerale. Prøve 1, 11, 12 og 13 skiller seg ut da de inneholder mye mer glimmerminerale enn resten, inkludert lysere minerale som muskovitt. Prøve 1 er også en del mer finkornet enn resten av prøvene. Prøve 6 og 17 er hvite, finkornet og massive, med veldig få glimmerminerale. Prøve 2 er hvit, veldig finkornet og har ingen synlige glimmerminerale. Disse sistnevnte prøvene reagerte svakt på 1 M HCl. For å få et helhetlig inntrykk av mulige variasjoner med stratigrafi, har hver prøve blitt undersøkt for forskjeller i renhet og oppløsningshastighet. Dette ble gjort gjennom kinetikk-eksperiment (kapittel 5.3.1), samt glødetapsanalyse og bestemmelse av syreuløselighet (kapittel 5.3.2). Prøve 1 og 3 er hentet fra mindre grotteinnganger utenom systemet, men begge grottene smalner inn til ikke-passerbare dimensjoner etter noen meter og er ikke kartlagt.



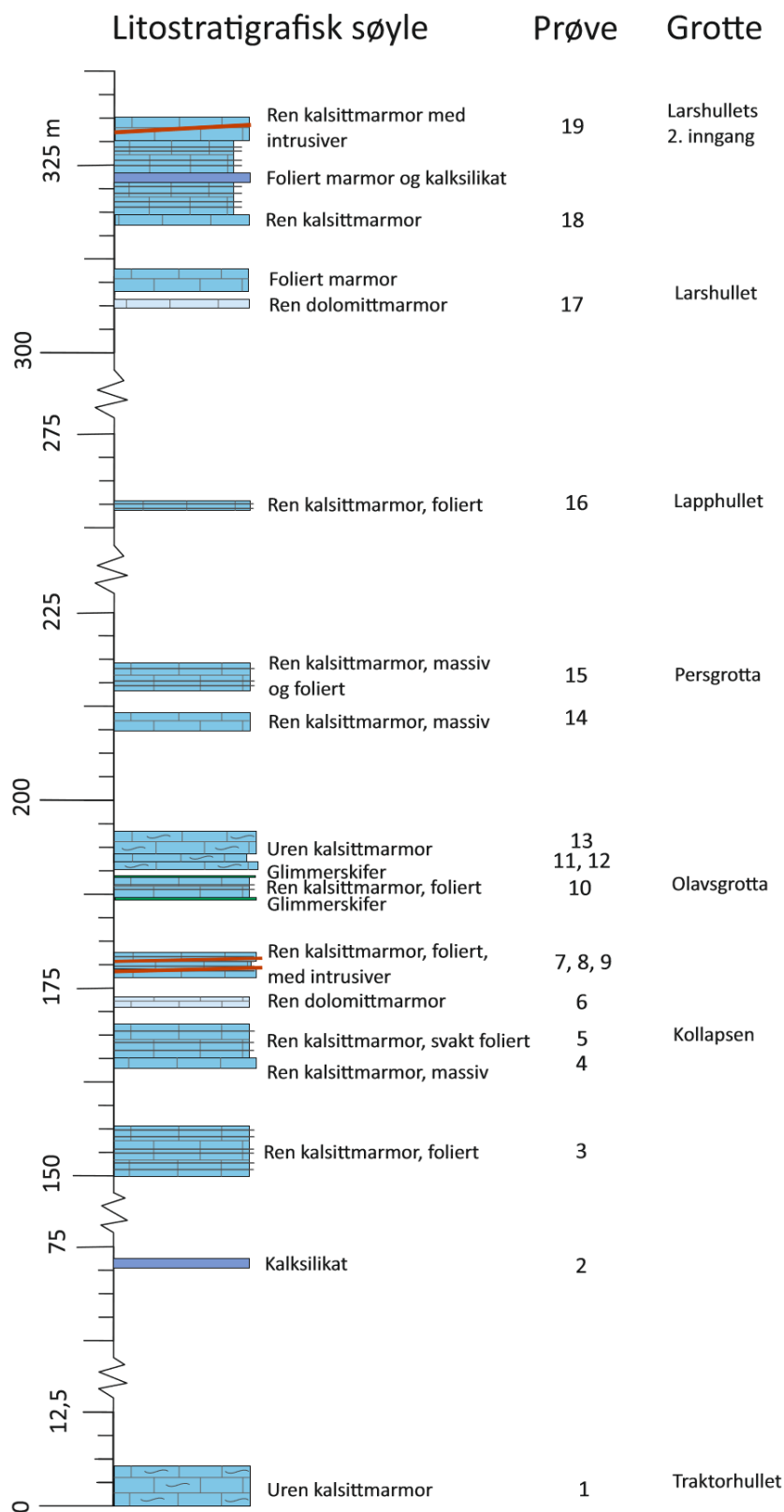
Figur 5.28. Oversiktskart over lokalitetene hvor det er tatt bergartsprøver. Grønne punkter indikerer inngangene til grottene i systemet, mens de oransje punktene indikerer mindre (ikke-kartlagte) grotteåpninger. Blå punkter indikerer andre blotninger. Terrengprofil fra A – A' er vist under, med omtrentlige helninger fra foliasjoner vist. Den vertikale skalaen er noe overdrevet i forhold til den horisontale. Bakgrunnskartet er et berggrunnskart fra ngu.no, hvor kalsittmarmor er farget turkis og dolomittmarmor er farget blått. Terrengprofilet er hentet fra norgeskart.no.

5.3.1 Litostratigrafisk søyle

Figur 5.29 viser en litostratigrafisk søyle med de prøver som har blitt undersøkt og enkelte observasjoner utover disse. Fordi området er godt bevokst, er prøvetakingen og observasjoner noe spredt. Marmor i blotninger er som oftest foliert med glimmermineraler og/eller kvarts, men er også massiv enkelte steder. Intrusive ganger på <10 cm i tykkelse er observert like ved Olavsgrotta og nordøst for Larshullet. Intrusivene har varierende helning, fra sub-parallel med foliasjoner i

marmorbergartene til sub-vertikalt, og nord for Larshullet er intrusivene stedvis foldet. Det ble også observert en hvit til gråhvít bergart med et knudret utseende og store korn som ble tolket til å være en kalksilikatbergart. Observasjoner av denne ble gjort mellom Traktorhullet og veien ved Olavsgrotta, og ved intrusivene nord for Larshullet.

Bergartsprøvene har blitt videre klassifisert som ren eller uren kalsitt- eller dolomitmarmor, eller som ikke-marmor, på bakgrunn av resultatene fra kinetikk-eksperimentene og glødetaps- og syreløselighetsanalysene (kapittel 5.3.2 og 5.3.3). Klassifisering av marmorprøvene er gjort på bakgrunn av klassifiseringssystemet til Gjelle og Sigmond (1995). Basert på dette, vil prøver med > 90 % karbonatinnhold betegnes som rene, og prøver med 50 < 90 % karbonatinnhold betegnes som urene. Karbonatinnholdet i bergartsprøvene antas å være lik den syreløselige resten (Skutlaberg, 2003).

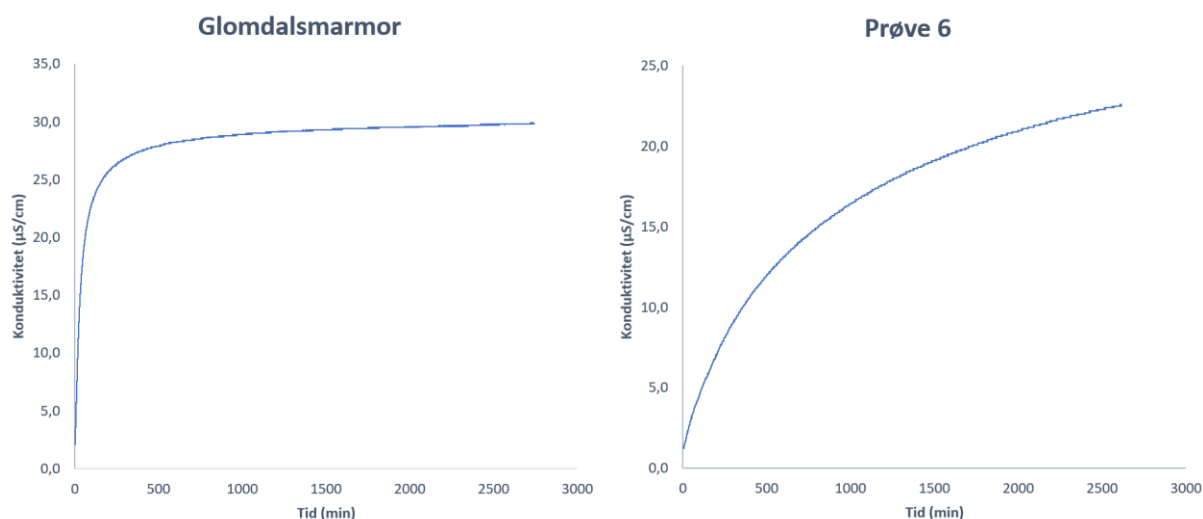


Figur 5.29. Litostrati-grafisk logg fra området slik den framkommer fra laboratoriumsundersøkelser av bergartsprøver og enkelte observasjoner utenom dette. Klassifikasjon av bergarts-prøvene er gjort på bakgrunn av undersøkelsene og klassifikasjonssystemet til Gjelle og Sigmond (1995).

5.3.2 Kinetikk

Som tidligere nevnt ble eksperimentene gjennomført ved atmosfæretrykk og 5°C. P_{CO_2} varierte mellom 430-460 ppm ($\approx 10^{-3,37}$ - $10^{-3,34}$ atm), hvilket er bare litt høyere enn mulige P_{CO_2} -verdier under glasieringer tilsvarende Yngre Dryas, eller deglasiasjon (Lauritzen og Skoglund, 2013). De generelle dataene og titreringsverdiene for hvert eksperiment, samt grafer med konduktivitet versus tid og log rate versus metningsgrad, er vist i Vedlegg E. Resultatene fra titreringsverdiene er oppsummert i Tabell 5.3. En oversikt over log initial-, intermediær- og sluttrater gitt i Tabell 5.4 og Figur 5.32, med tilhørende minimums-/maksimumsverdier. I tillegg til at det ble kjørt eksperimenter på hver bergartsprøve fra feltområdet, ble det også gjort et eksperiment på pulver av ren kalsittmarmor fra Glomdalen for sammenligning.

For nesten samtlige av prøvene stiger konduktiviteten raskt før den når et knekkpunkt, hvorpå økningen minsker betraktelig og kurven flater ut til en asymptotisk verdi (Figur 5.30). Som nevnt tidligere ble eksperimentene avsluttet da $\Delta\kappa/4t \leq 0,1 \mu\text{S}/\text{cm}$. For bergartsprøve 8 og 9 nådde eksperimentene tilnærmet likevekt etter omtrent ett døgn, mens resten av eksperimentene ble kjørt i to døgn da ett døgn ikke var tilstrekkelig for å nå likevekt. Prøve 2, 6 og 17 mangler det tydelige knekkpunktet og hadde ikke nådd tilnærmet likevekt selv etter to døgn (Figur 5.30). Eksperimentene ble likevel avsluttet da loggerprogrammet ikke kan kjøre sammenhengende i lenger enn 48 timer.

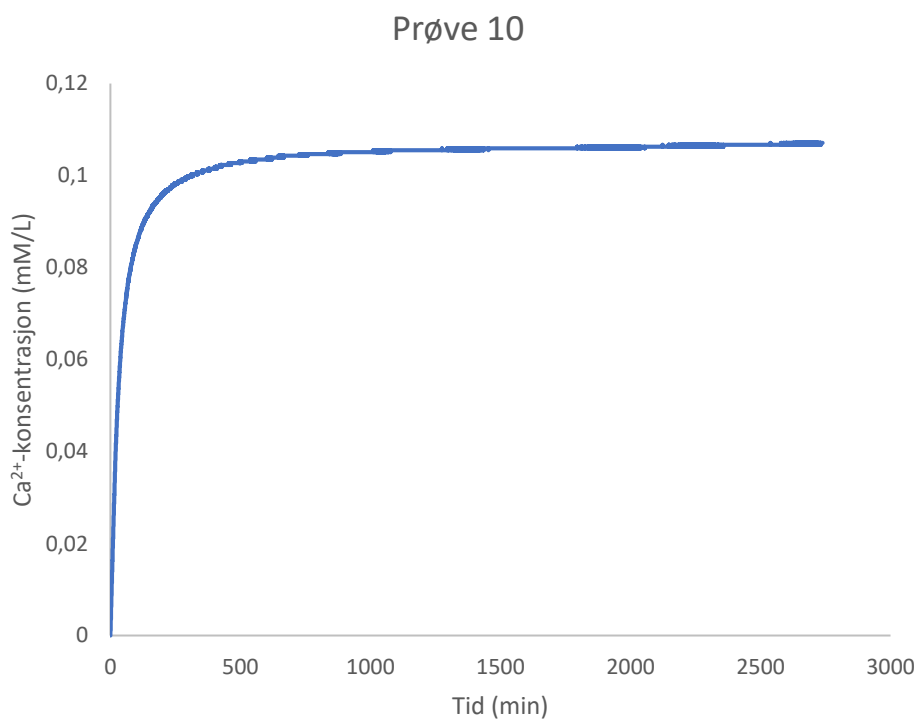
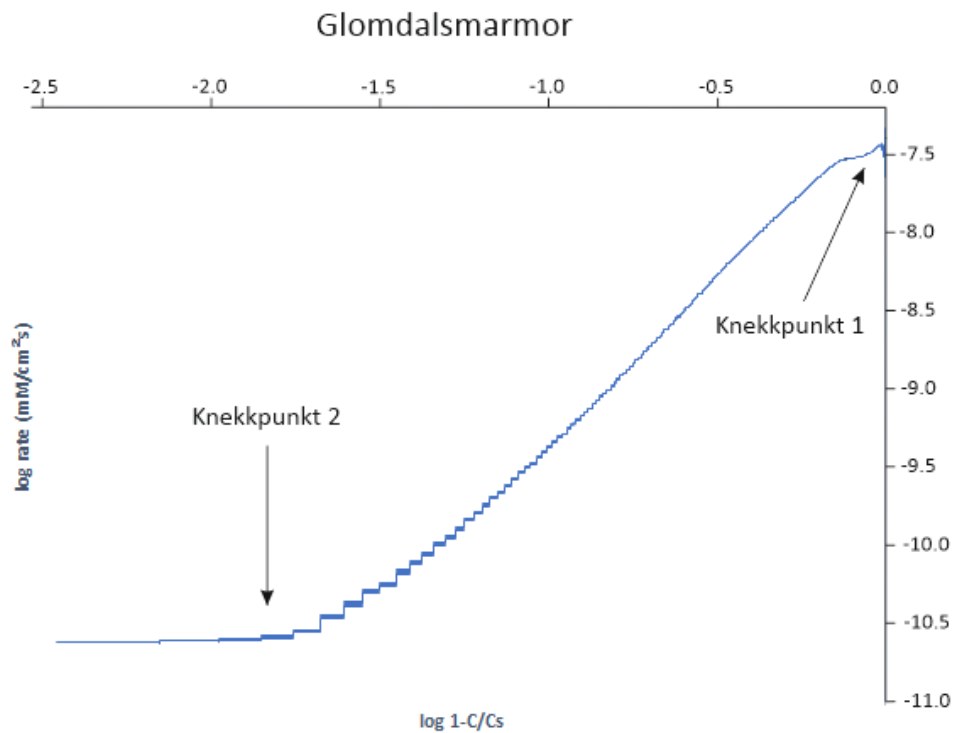


Figur 5.30. To eksempler på tid/konduktivetsdiagram. Kurven til venstre er fra kinetikk-eksperiment på en ren kalsittmarmor fra Glomdalen, mens prøven til høyre er hentet fra kinetikk-eksperiment på prøve 6, en dolomittmarmor. Eksperimentet på kalsittmarmorprøven viser tydelig rask stigning i begynnelsen før den flater ut til en asymptotisk verdi (tilnærmet likevekt). Eksperimentet på prøven av dolomittmarmor stiger saktere og når ikke tilnærmet likevekt før endt eksperiment.

Tabell 5.3. Resultater fra titrering av vannløsningene fra kinetikk-eksperimentene, med tilhørende avvik. Negative verdier for Mg^{2+} er i praksis lik null. Prøver markert med * hadde ikke nådd tilnærmet likevekt ved endt eksperiment og verdiene er dermed trolig undervurdert.

Prøve	Total hardhet (ppm $CaCO_3$)	Avvik (%)	Ca^{2+} (mM)	Avvik (μM)	Mg^{2+} (mM)	Avvik (μM)	Mg/Ca	Avvik (10^{-3})
1	11,267	3,05	0,113	3,440	0,0143	3,446	0,146	0,035
2*	9,161	0,50	0,092	0,460	0,021	0,551	0,298	0,008
3	10,484	0,18	0,105	0,191	0,010	0,195	0,102	0,002
4	12,247	4,22	0,122	5,167	0,005	8,806	0,040	0,075
5	10,512	0,11	0,105	0,121	0,004	2,628	0,037	0,026
6*	7,566	0,25	0,076	0,187	0,012	0,216	0,189	0,003
7	10,856	2,33	0,109	0,253	0,011	0,258	0,108	0,003
8	10,211	2,19	0,102	2,240	-0,007	6,430	-0,061	0,059
9	11,124	1,77	0,111	1,968	-0,008	2,945	-0,069	0,025
10	10,707	0,38	0,107	0,404	-0,011	1,790	-0,090	0,015
11	10,134	3,44	0,101	3,482	-0,012	4,197	-0,107	0,037
12	10,899	2,52	0,109	2,751	-0,007	3,556	-0,062	0,031
13	9,628	4,48	0,096	4,315	-0,010	4,407	-0,091	0,042
14	11,235	0,37	0,112	0,413	0,011	0,966	0,112	0,010
15	12,735	2,50	0,127	3,180	0,016	3,581	0,147	0,032
16	10,694	0,33	0,107	0,358	0,008	0,396	0,081	0,004
17*	8,767	0,72	0,088	0,633	0,023	1,182	0,364	0,019
18	11,367	0,24	0,114	0,269	0,010	0,456	0,101	0,004
19	11,293	0,17	0,113	0,196	0,010	0,333	0,097	0,003
Glomdals- marmor	13,766	2,31	0,138	3,186	0,015	3,186	0,123	0,036

Alle prøvene viser et mer eller mindre tydelig knekkpunkt i oppløsningshastighet ved lav metningsgrad, og de fleste et andre knekkpunkt nær metning (Figur 5.31). Knekkpunktene indikerer henholdsvis overgangene mellom region 1 og 2, og region 2 og 3. Det omtrentlig inverse forholdet mellom konsentrasjon og oppløsningshastighet kommer også fram i resultatene (Figur 5.31).

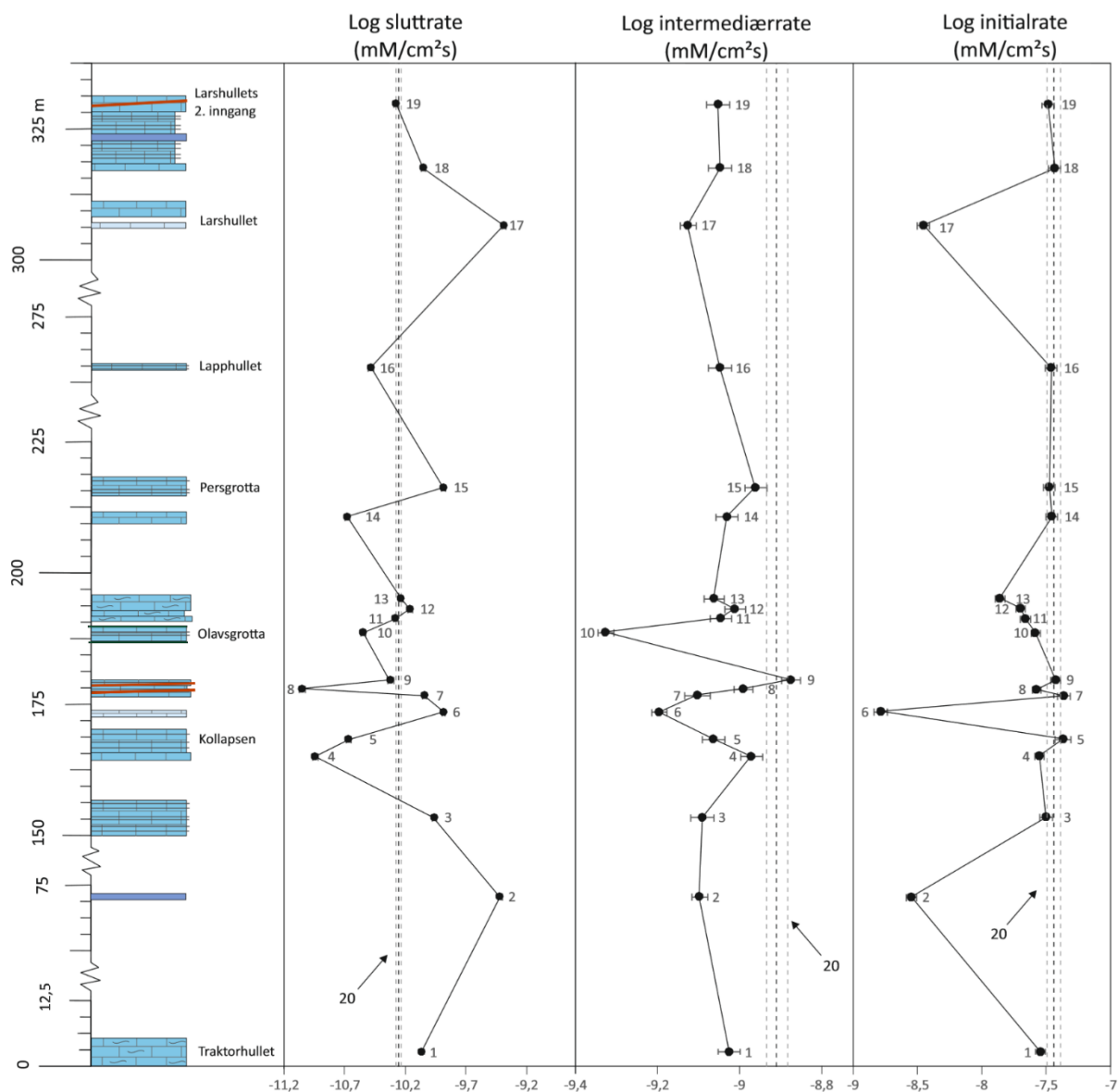


Figur 5.31. Over: Eksempel på to knekkpunkt i kurven for oppløsningshastighet versus metningsgrad. Kurven er hentet fra kinetikk-eksperimentet på ren marmor fra Glomdalen. Knekkpunkt 1 indikerer overgangen fra region 1 til 2 og knekkpunkt 2 overgangen fra region 2 til 3. Under: Konsentrasjon versus tid for prøve 10 (fra inngangen til Persgrotta).

Tabell 5.3. Logaritmen til ratene og tid til sluttrate for hvert kinetikk-eksperiment. Minimums- og maksimumsratene er også gitt. Prøver markert med * hadde ikke nådd tilnærmet metning ved endt eksperiment. Verdiene for intermedier- og sluttrate er muligens overvurdert for disse prøvene.

Prøve	Log initialrate (mM/cm ² s)	Min /maks	Log intermedier-rate (mM/cm ² s)	Min /maks	Log sluttrate (mM/cm ² s)	Min /maks	Tid til sluttrate (min)
1	-7,543	-7,583	-9,024	-9,053	-10,065	-10,083	2736,57
		-7,507		-8,998		-10,048	
2*	-8,546	-8,588	-9,096	-9,116	-9,421	-9,438	2720,40
		-8,509		-9,078		-9,405	
3	-7,500	-7,553	-9,090	-9,120	-9,962	-9,981	2732,06
		-7,453		-9,062		-9,943	
4	-7,552	-7,588	-8,970	-8,997	-10,944	-10,967	2744,94
		-7,518		-8,944		-10,922	
5	-7,368	-7,435	-9,063	-9,092	-10,668	-10,688	2742,90
		-7,311		-9,036		-10,650	
6*	-8,783	-8,839	-9,195	-9,214	-9,876	-9,890	2611,05
		-8,733		-9,177		-9,864	
7	-7,363	-7,415	-9,100	-9,133	-10,041	-10,061	2648,23
		-7,316		-9,071		-10,023	
8	-7,574	-7,610	-8,990	-9,014	-11,050	-11,073	1590,22
		-7,541		-8,967		-11,027	
9	-7,425	-7,466	-8,874	-8,898	-10,322	-10,348	1446,61
		-7,389		-8,851		-10,298	
10	-7,582	-7,619	-9,325	-9,345	-10,548	-10,570	2743,20
		-7,548		-9,306		-10,528	
11	-7,660	-7,701	-9,045	-9,072	-10,279	-10,299	2598,14
		-7,624		-9,020		-10,261	
12	-7,698	-7,736	-9,010	-9,036	-10,163	-10,183	2672,98
		-7,664		-8,986		-10,143	
13	-7,857	-7,896	-9,061	-9,086	-10,239	-10,259	2457,05
		-7,821		-9,037		-10,220	
14	-7,456	-7,502	-9,031	-9,059	-10,679	-10,700	2652,29
		-7,414		-9,004		-10,660	
15	-7,475	-7,524	-8,959	-8,987	-9,887	-9,907	2710,85
		-7,432		-8,934		-9,868	
16	-7,461	-7,509	-9,047	-9,076	-10,485	-10,509	2559,56
		-7,417		-9,020		-10,462	
17*	-8,452	-8,501	-9,124	-9,144	-9,389	-9,407	2743,31
		-8,408		-9,106		-9,371	
18	-7,433	-7,483	-9,047	-9,076	-10,052	-10,071	2731,47
		-7,389		-9,019		-10,034	
19	-7,481	-7,530	-9,051	-9,080	-10,279	-10,299	2689,13
		-7,438		-9,024		-10,260	
Glomdalsmarmor	-7,438	-7,495	-8,908	-8,935	-10,257	-10,276	2741,14
		-7,389		-8,883		-10,239	

Omtrent 37 % av prøvene har initialrater nær raten til prøven fra Glomdalen (mellom $10^{-7,425}$ og $10^{-7,481}$ mM/cm²s). Prøvene tatt rundt inngangen til Olavsgrotten (4 – 6 og 7 – 14) viser en tendens til minkende oppløsningshastighet mot nord fram til inngangen til Persgrotta, hvor den stiger igjen. Lavere initialrater for prøve 11-13 er som forventet ettersom disse inneholder en del glimmermineraler. Mellom Persgrotta og Larshullet er det liten variasjon i oppløsningshastighet ved lav metningsgrad. Kun prøve 2, 6 og 17 skiller seg spesielt ut. Disse har lavere initialrater ($10^{-8,783}$ – $10^{-8,452}$ mM/cm²s), samt høyere Mg/Ca-forhold. Den lave oppløsningshastigheten er noe uventet for prøve 18, ettersom denne er tatt ved inngangen til Larshullet. Intermediærratene varierer tilsynelatende mer (Figur 5.28). Variasjonen er derimot relativt liten da det er liten forskjell mellom maksimum og minimum. 55 % av prøvene har en intermediærrate mellom $10^{-9,096}$ og $10^{-9,010}$ mM/cm²s. Inngangen til Olavsgrotta skiller seg ut som prøven med lavest intermediærrate ($10^{-9,325}$ mM/cm²s). Sluttraten varierer i mye større grad og over et større verdiområde. På det meste er det kun 20 % som har omtrent samme sluttrate ($10^{-10,279}$ – $10^{-10,239}$ mM/cm²s). Prøvene fra inngangene til Lapphullet og Olavsgrotta (10 og 16) har mye den samme sluttraten, mens prøvene fra inngangen til Persgrotta og spesielt inngangen til Larshullet har høyere oppløsningshastigheter ved høy metningsgrad. Det samme har prøve 2, og til dels også prøve 6. Disse to prøvene, samt prøve 17 fra Larshullet, har derimot sannsynligvis noe for høye sluttrater ettersom disse ikke hadde nådd tilnærmet metning.



Figur 5.32. *Variasjoner i initial-, intermediær- og sluttrate for bergartsprøvene, med usikkerheter Resultatene er vist i forhold til den litostratigrafiske søylen omtalt i kapittel 5.3.1. Prøve 20 (ren kalsittmarmor fra Glomdalen) er indikert for hver rate med stiplet linje.*

5.3.3 Glødetapsanalyse og syreløselig rest

Resultatene fra glødetapsanalysene og bestemmelse av syreløselig rest er oppsummert i Tabell 5.4 og 5.5, og vist grafisk i Figur 5.33. Titreringsverdiene og fortynningsgrader av de syreløselige restene er vist i Vedlegg F.

Den syreløselige resten for samtlige av prøvene varierer mellom 0,55 og 26,23 %, og den syreløselige resten tilsvarende mellom 73,77 og 99,45 %. Nesten halvparten av prøvene har en syreløselig rest på mellom 97,28 og 98,19 %. Dersom en antar at kun karbonatmineraler utgjør den syreløselige resten, blir denne resten et mål på bergartens renhet. Ut ifra klassifikasjonssystemet til Gjelle og Sigmond (1995), og antakelsen at den syreløselige andelen tilsvarer karbonatinnholdet, er 74 % av prøvene

rene karbonatbergarter, mens resten er urene (kapittel 5.3.4). Glødetapet varierer mellom 22,40 % på det laveste og 43,84 % på det høyeste. For like under halvparten av bergartsprøvene ligger tapet på 41,23 – 42,92 %. Dette er nærme det teoretiske glødetapet på 44 % for ren kalsittmarmor (Skoglund og Lauritzen, 2011).

Tabell 5.4. Totalt glødetap, syreløselig og -uløselig rest for alle bergartsprøvene.

Prøve	Syreløselig rest (%)	Syreuløselig rest (%)	Totalt glødetap (%)
1	83,86	16,14	35,57
2	73,77	26,23	22,40
3	92,96	7,04	39,12
4	97,32	2,68	42,29
5	97,28	2,72	40,79
6	97,68	2,32	33,57
7	98,19	1,81	42,43
8	98,00	2,00	41,41
9	97,84	2,16	41,92
10	98,15	1,85	42,92
11	79,91	20,09	26,80
12	88,40	11,60	38,45
13	83,41	16,59	36,52
14	95,50	4,50	41,23
15	99,12	0,88	42,37
16	93,20	6,80	39,05
17	98,18	1,82	34,39
18	99,45	0,55	41,67
19	97,53	2,47	43,84

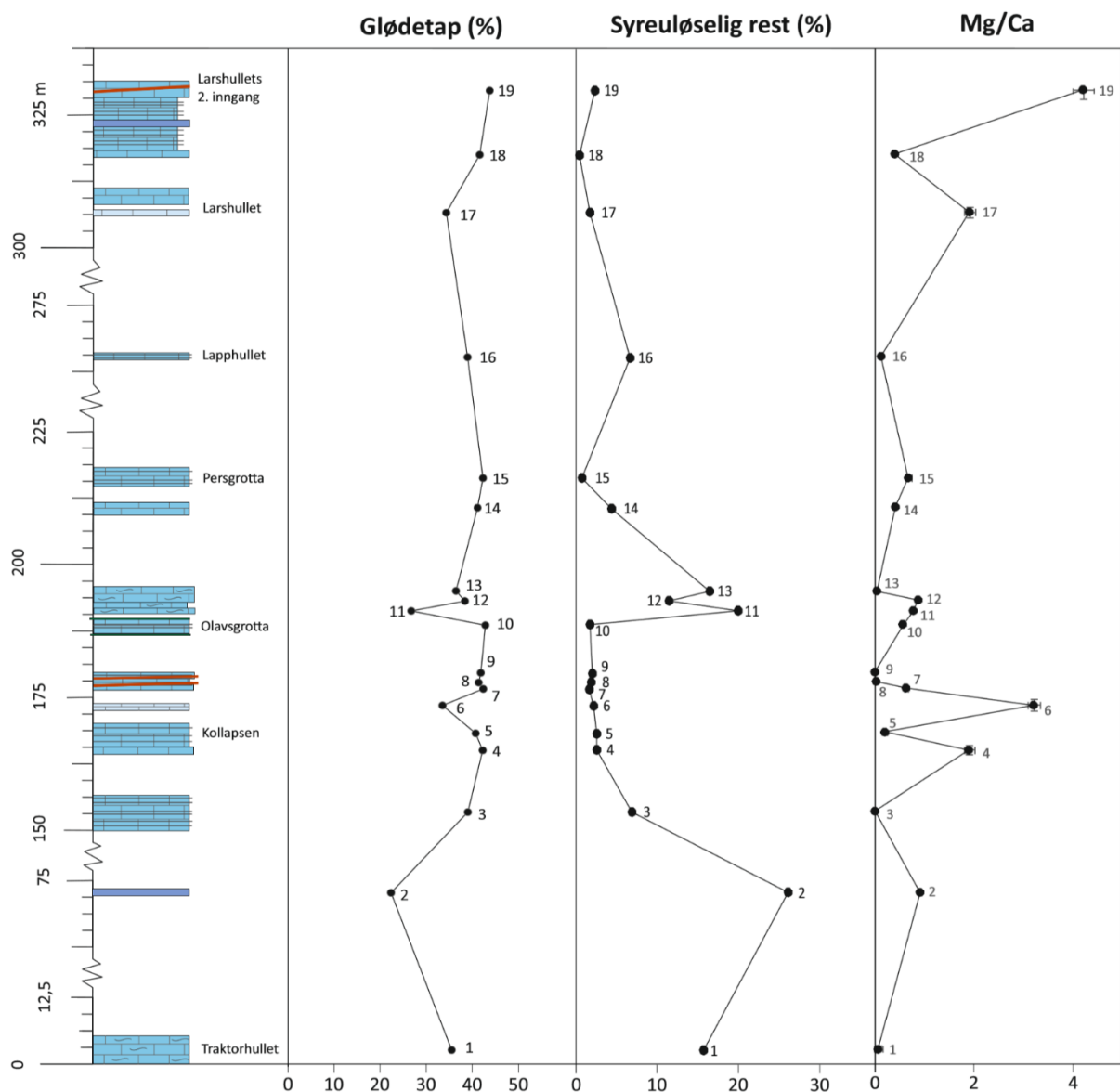
Tabell 5.5. Resultater fra EDTA- og EGTA-titrering av syreløselige rester fra hver bergartsprøve.

Prøve	Total hardhet (ppm CaCO ₃)	Avvik (%)	Ca ²⁺ (mM)	Avvik (µM)	Mg ²⁺ (µM)	Avvik (µM)	Mg/Ca	Avvik (10 ⁻³)
1	0,128	7,83	0,001	0,100	0,098	0,101	0,082	0,086
2	1,617	0,99	1,016	0,160	7,767	0,173	0,924	0,022
3	4,653	1,25	0,047	0,580	0,001	0,686	0,023	0,015
4	1,143	2,76	0,011	0,315	7,519	0,360	1,924	0,106
5	3,032	0,35	0,030	0,106	11,085	1,903	0,213	0,036
6	1,100	0,02	0,011	0,196	8,391	0,301	3,220	0,129
7	2,276	1,84	0,023	0,418	8,961	0,455	0,649	0,035
8	3,936	1,08	0,039	0,426	1,717	0,464	0,046	0,012
9	5,726	0,69	0,057	0,395	0,992	0,412	0,018	0,007
10	2,482	0,89	0,025	0,221	9,037	0,303	0,573	0,020

11	2,075	0,28	0,021	0,059	9,132	0,142	0,786	0,012
12	1,564	0,59	0,016	0,093	7,356	0,229	0,888	0,028
13	6,530	1,29	0,065	0,843	3,604	0,854	0,058	0,014
14	3,070	0,85	0,031	0,262	9,223	0,310	0,429	0,015
15	1,803	2,62	0,018	0,473	7,382	0,521	0,694	0,052
16	4,413	0,70	0,044	0,309	5,601	0,377	0,145	0,010
17	3,864	3,28	0,039	1,267	25,420	1,275	1,922	0,115
18	4,367	0,36	0,047	0,156	12,895	0,182	0,419	0,006
19	0,615	3,10	0,006	0,190	4,973	0,191	4,215	0,208

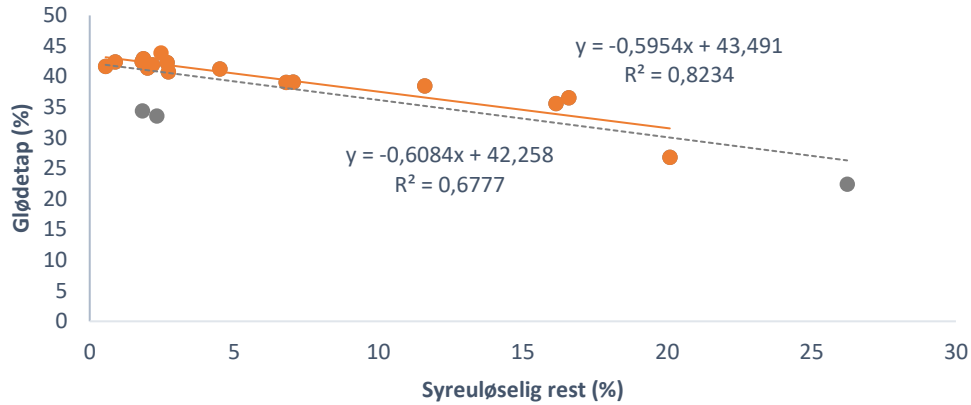
Som forventet har prøvene med høyt innhold av glimmermineraller – 1, 11, 12 og 13 – lavere glødetap, mellom 26,8 og 38,45 %. Tilsvarende har prøvene en stor andel syreuløselig rest (11,60 – 20,09 %). Mer uventet er at prøve 6 og 17, som begge har lite syreuløselig rest og dermed regnes som veldig rene karbonatbergarter, også har et lavt glødetap (33,57 og 34,39 %). Titrering av de syreløselige restene viser høye Mg/Ca-forhold i prøvene og dermed potensielt et høyt dolomittinnhold. En ville da forventet et glødetap på 48 %, hvilket ikke er tilfellet. En av resultatene fra analysene er muligens feil. Utenom dette er prøvene fra resten av grotteinngangene (prøve 10, 15 og 16) rene karbonatbergarter med lavere Mg/Ca-forhold.

Prøve 2 skiller seg ut ved at den har både det laveste glødetapet (22,40 %) og høyeste syreuløselige rest (26,23 %), begge verdier langt fra normalene. Prøven ble tatt fra et område hvor det, ifølge NGUs berggrunnskart, skal være dolomittmarmor (Figur 5.28). Basert på titreringen av den syreløselige resten er Mg/Ca-forholdet ikke mye høyere enn normalen, og glødetapet ville uansett vært forventet å være mye høyere dersom bergarten besto av dolomitt. En stor andel av urenheter som glimmermineraller kan trolig ikke forklare resultatene, siden det var ingen synlige glimmermineraller i bergartsprøven. Kilden til de lave verdiene må dermed være noe annet, eller resultatet feil. Ettersom det er observert kalksilikatbergarter i området, tolkes denne prøven til å være en kalksilikatbergart.



Figur 5.33. Variasjoner i totalt glødetap, syreuløselig rest og Mg/Ca-forhold for bergartsprøvene. Resultatene er vist i forhold til den litostratigrafiske søylen omtalt i kapittel 5.3.1.

Både glødetap og andel syreuløselig rest er prosentvise indikasjoner på renhet og er omvendt proporsjonale med hverandre, dersom analysene er utført riktig og alle prøvene er av karbonatbergarter. Plottet mot hverandre gir verdiene dermed en korrelasjonskoeffisient (R^2) som gir en viss indikasjon på usikkerheten rundt resultatene. Ideelt sett er $R^2 = 1$. Fordi prøve 2, 6 og 17 avviker fra forventningene, er korrelasjonen nokså lav (0,6777, Figur 5.34). Skjæringspunktet med y-aksen er da 42,258 %. Dersom man ser vekk fra disse prøvene, er $R^2 = 0,8234$. Det er altså fremdeles noe usikkerhet knyttet til resultatene. Skjæringspunktet er 43,491 % med de avvikende prøvene unntatt. Dette er meget nærme det teoretiske glødetapet på 44 %.



Figur 5.34. Korrelasjon mellom verdiene for glødetap og syreløselighet. For alle prøvene er $y = -0,6084x + 42,258$ og korrelasjonskoeffisienten $R^2 = 0,6807$ (grå stiplet linje). Hvis man ser vekk fra prøve 2, 6 og 17 er $y = 0,5954x + 43,391$ og $R^2 = 0,8234$ (oransje heltrukken linje).

5.3.4 Klassifisering av bergartene

Prøve 6 og 17 har høye andeler av syreløselig rest, lave initialrater og høye sluttrater, og høye Mg/Ca-forhold. Prøvene nådde heller ikke tilnærmet metning ved kinetikk-eksperiment selv etter to døgn. Ut ifra dette tolkes disse bergartsprøvene til å være ren dolomittmarmor (Tabell 5.6). Det totale glødetapet er da mye lavere enn forventet. Ettersom prøvene har høy andel syreløselig rest, er det heller usannsynlig at prøvene inneholder en stor andel mineraler som ikke forbrennes ved 950 °C. Det er heller trolig at det skjedde en feil under gløding av prøvene. En mer sannsynlig verdi for glødetapet, basert på den høye sureløselige resten, er rundt 46 %.

Prøve 2 har meget lavt totalt glødetap og viser mye de samme trendene som prøve 6 og 17 ved kinetikk-eksperiment. I likhet med prøve 6 og 17 ble prøve 2 varmet opp til like under kokepunktet før fortykning, men har til tross for dette den laveste andelen syreløselig rest. I områder nært hvor prøven ble tatt, ble det observert en del kalksilikatbergarter. Prøve 2 er mye mer finkornig enn de observerte kalksilikatene, men på bakgrunn av resultatene tolkes denne likevel til å være en kalksilikatbergart (Tabell 5.6).

Resten av prøvene viser de trender som er forventet ved kinetikk-eksperiment på kalsittmarmor, med meget rask oppløsning til å begynne med, før et knekkpunkt nås og hastigheten gradvis utjevnes mot en asymptotisk verdi, tilnærmet likevekt. Prøvene har også generelt glødetap opp mot den teoretiske verdien på 44 %, med unntak av prøvene som inneholdt en del glimmermineraler. Prøvene klassifiseres dermed som ren eller uren kalsittmarmor ut ifra hvorvidt den syreløselige resten er over eller under 90 % (Tabell 5.6). Prøve 19 skiller seg ut fra resten da den i tillegg har ganske høy Mg/Ca-forhold, spesielt slik det kommer fram fra titreringen av syreløselig rest. Prøven reagerer derimot

kraftig på 1 M HCl og er svært ren, slik det framkommer fra syreløselighetsanalysen, til tross for at den ikke ble varmet opp til like under kokepunktet slik prøvene av dolomitt ble. Det høye Mg/Ca-forholdet kan skyldes at prøven er dolomittisk, men dette har ikke blitt undersøkt nærmere. At prøven er dolomittisk er ikke usannsynlig, ettersom det er dolomittmarmor litt lenger ned i stratigrafien (prøve 17).

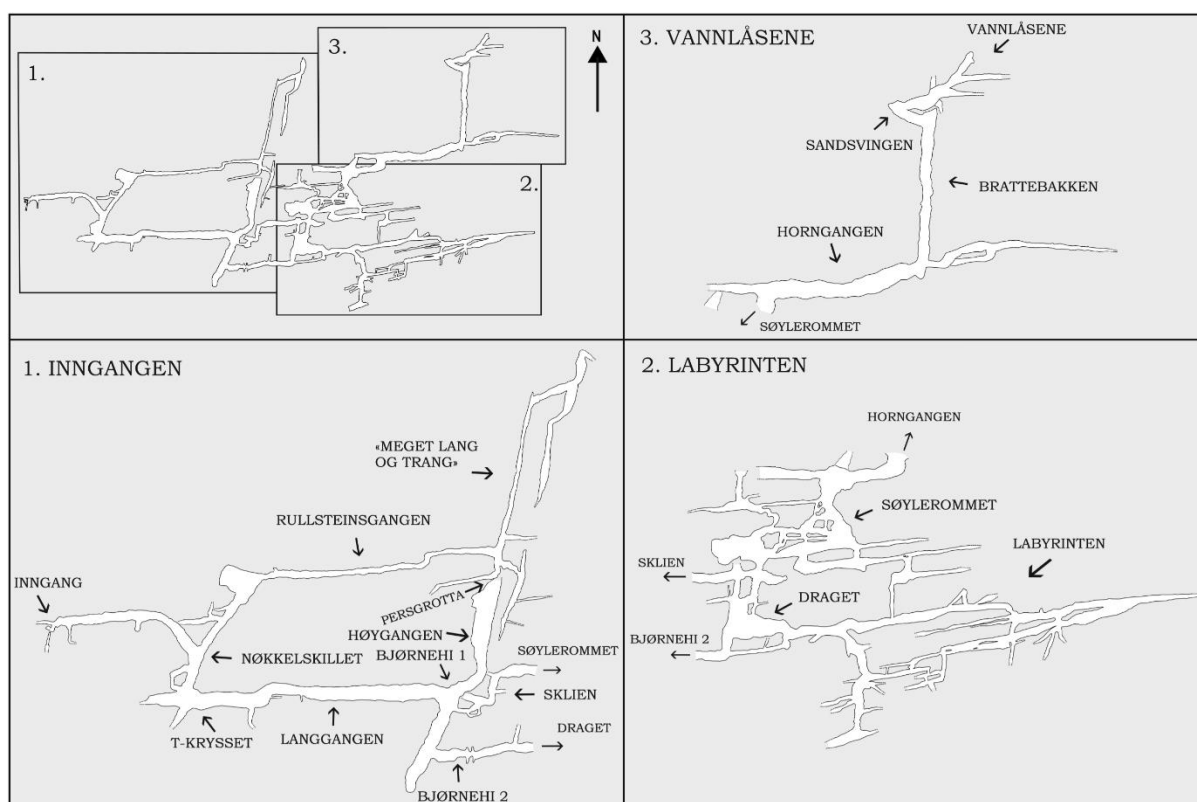
Tabell 5.6. Bergartene klassifisert basert på resultatene fra syreløselighetsanalyse og klassifikasjonssystemet til Gjelle og Sigmond (1995).

Prøve	Syreløselig rest (%)	Klassifikasjon
1	83,86	Uren kalsittmarmor
2	73,77	Kalksilikat
3	92,96	Ren kalsittmarmor
4	97,32	Ren kalsittmarmor
5	97,68	Ren kalsittmarmor
6	97,28	Ren dolomittmarmor
7	98,19	Ren kalsittmarmor
8	98,00	Ren kalsittmarmor
9	97,84	Ren kalsittmarmor
10	98,15	Ren kalsittmarmor
11	79,91	Uren kalsittmarmor
12	88,40	Uren kalsittmarmor
13	83,41	Uren kalsittmarmor
14	95,50	Ren kalsittmarmor
15	99,12	Ren kalsittmarmor
16	93,20	Ren kalsittmarmor
17	98,18	Ren dolomittmarmor
18	99,45	Ren kalsittmarmor
19	97,53	Ren kalsittmarmor

6 DISKUSJON

I dette kapittelet gjennomgås de ulike resultater. I første del blir morfologi i Olavsgrotta og Persgrotta gjennomgått og grottene klassifisert ut ifra deres morfologi. En mulig utvikling av passasjene drøftes også basert på morfologien. Andre del ser nærmere på struktureologi og litostratigrafi i området. Fokuset ligger spesielt på hvordan variasjoner i kjemiske egenskaper med stratigrafien kan ha påvirket karstifikasjon og grottenes plassering. Tredje del oppsummerer Reingardslisystemet i sin helhet, blant annet mulige koblinger mellom de ulike grottene og grottenes relative aldre i forhold til hverandre. Til slutt foreslås det et dannelsesforløp til Reingardslisystemet basert på resultater fra denne oppgaven og tidligere oppgaver om grottene i systemet.

6.1 OLAVSGROTTA: MORFOLOGI, KLASSIFIKASJON OG AVSETNINGER



Figur 6.1. Oversikt over Olavsgrotta med stedsnavn og de tre utsnittene som blir benyttet i beskrivelsen av grotten.

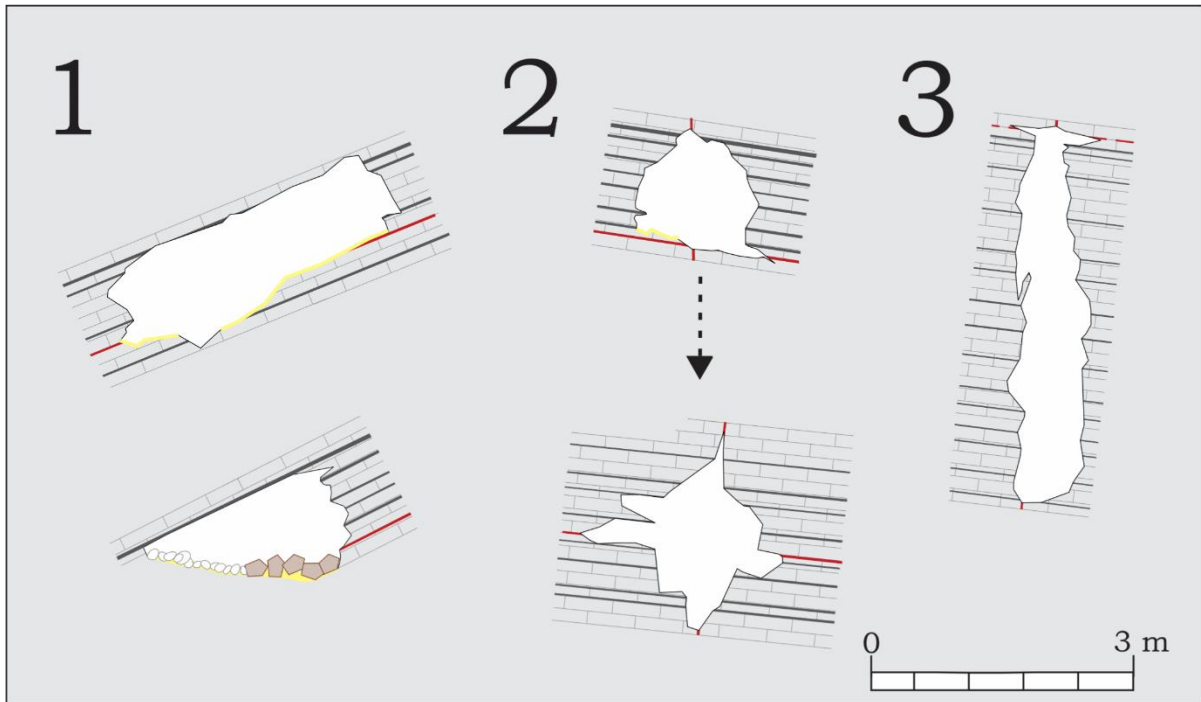
Olavsgrotta er utviklet i den ene sjenkelen til en synklinal, mellom to skiferlag som har en gjennomsnittlig orientering på 282° (mot vest-nordvest), og gjennomsnittlig fall på 25° . Skiferlagene begrenser grottens utvikling horisontalt, men har sannsynligvis også økt marmorlagets speleologiske affinitet. Dette tydeliggjøres av at ledespalten for flere av passasjene er utviklet langsmed det ene

skiferlaget, som ofte utgjør gulvet i passasjene. Utstrekningen til grotten er dermed generelt øst-vest, parallelt med foldeaksen til synklinalen (kapittel 5.3). Grottemorfologien er også tydelig påvirket av en rekke sub-vertikale sprekker orientert omtrent nord-sør. Disse sprekke opptrer vanligvis i svermer, og har også blitt observert i Larshullet og Lapphullet (Øyehaug, 2016). Spesielt sørøst i Olavsgrotta, ved *Labyrinten* (Figur 6.1), er sprekke tettheten høy. Flere passasjer er utviklet i svakhetssonen langs slike sprekker, eller med en sprekke som sekundær ledespalte. Dette gir opphav til et nettverk av øst-vest og nord-sør-orienterte passasjer. En siste påvirkning på morfologien er et omtrent nord-sør-orientert lineament som har gitt opphav til *Høygangen* og "*Meget lang og trang*" (Figur 6.1), og som deler av Persgrotta er utviklet i (kapittel 6.2). Strømskåler i Olavsgrotta viser en generell strømningsretning ned mot nordøst, mot Larshullet og Røvasdalen.

6.1.1 Morfologi og utvikling av passasjetverrsnittene

Tverrsnittene i Olavsgrotta har tre hovedtrender som er gjennomgående for hele grotten (Figur 6.2):

1. Øst-vest-orienterte passasjer med ledespalte generelt nede ved gulvet, langsmed et av skiferlagene. Den horisontale utvidelsen er begrenset av de to skiferlagene, hvilket fører til et karakteristisk rektangulært tverrsnitt med fall mot nord. Enkelte av passasjene, som *Langgangen* og hovedpassasjen fra *Inngang*, er delvis fylt av sedimenter, men har antakeligvis et tilsvarende rektangulært tverrsnitt når sedimentfri. Foliasjoner og tynnere skiferlag fører til mindre variasjoner i tverrsnittet. Passasjene er opprinnelig utviklet under freatiske forhold, men kan også ha mindre gjel som følge av senere vados modifikasjon.
2. Nord-sør-orienterte passasjer utviklet i svakhetssoner rundt de sub-vertikale sprekke. Tverrsnittet er vanligvis ovalt eller kvadratisk, og opprinnelig utviklet under freatiske forhold. Passasjene har gjerne to ledespalter, hvor den sub-vertikale sprekke utgjør den ene, mens den andre følger et av skiferlagene slik som hovedtrend 1. Som oftest er det ledespalten langsmed skiferlagene som er tydeligst og viser økt oppløsning. Unntaket er passasjetverrsnittet i *Brattebakken* (Figur 6.2, nederst i midten). Tverrsnittet her viser ytterligere utvidelse ved begge ledespalter, ytterligere framhevet av senere utvikling av en vados nedskjæring i gulvet.
3. Nord-sør-orienterte passasjer utviklet i lineamentet. Karakteristisk for disse passasjene er at de er meget høye og smale, ulikt resten av de nord-sør-gående passasjene. Lineamentet, som også er ledespalten i disse passasjene, penetrerer både tynne og tykke skiferlag og har gitt en høystrakt, grovt linseformet utvidelse av passasjen. Ett av passasjetverrsnittene i "*Meget lang og trang*" viser også en mer horisontal, linseformet utvidelse helt øverst i tverrsnittet (Figur 6.2, rød stiplet linje på hovedtrend 3). Dette kan potensielt være en sekundær ledespalte, muligens den samme som er utviklet langsmed gulvet i resten av passasjene.



Figur 6.2. Tre hovedtrender for passasjene i Olavsgrotta. Øst-vest-orienterte passasjer (1) er begrenset av to skiferlag, hvilket gir et karakteristisk rektangulært tverrsnitt. I noen tilfeller er den karakteristiske formen skjult av sedimenter (nederst til venstre). Nord-sør-orienterte passasjer utviklet i svakhetssoner rundt sub-vertikale sprekker, hvor sprekken ofte opptrer som sekundær ledespalte (2), er ovale til kvadratiske. Disse er mer eller mindre begrenset av skiferlagene, avhengig av tid med aktiv utvidelse. Nord-sør-orienterte passasjer utviklet i lineamentet er typisk veldig høye, smale og kutter gjennom skiferlagene (3). En mulig sekundær ledespalte er indikert med rød stiplede linje.

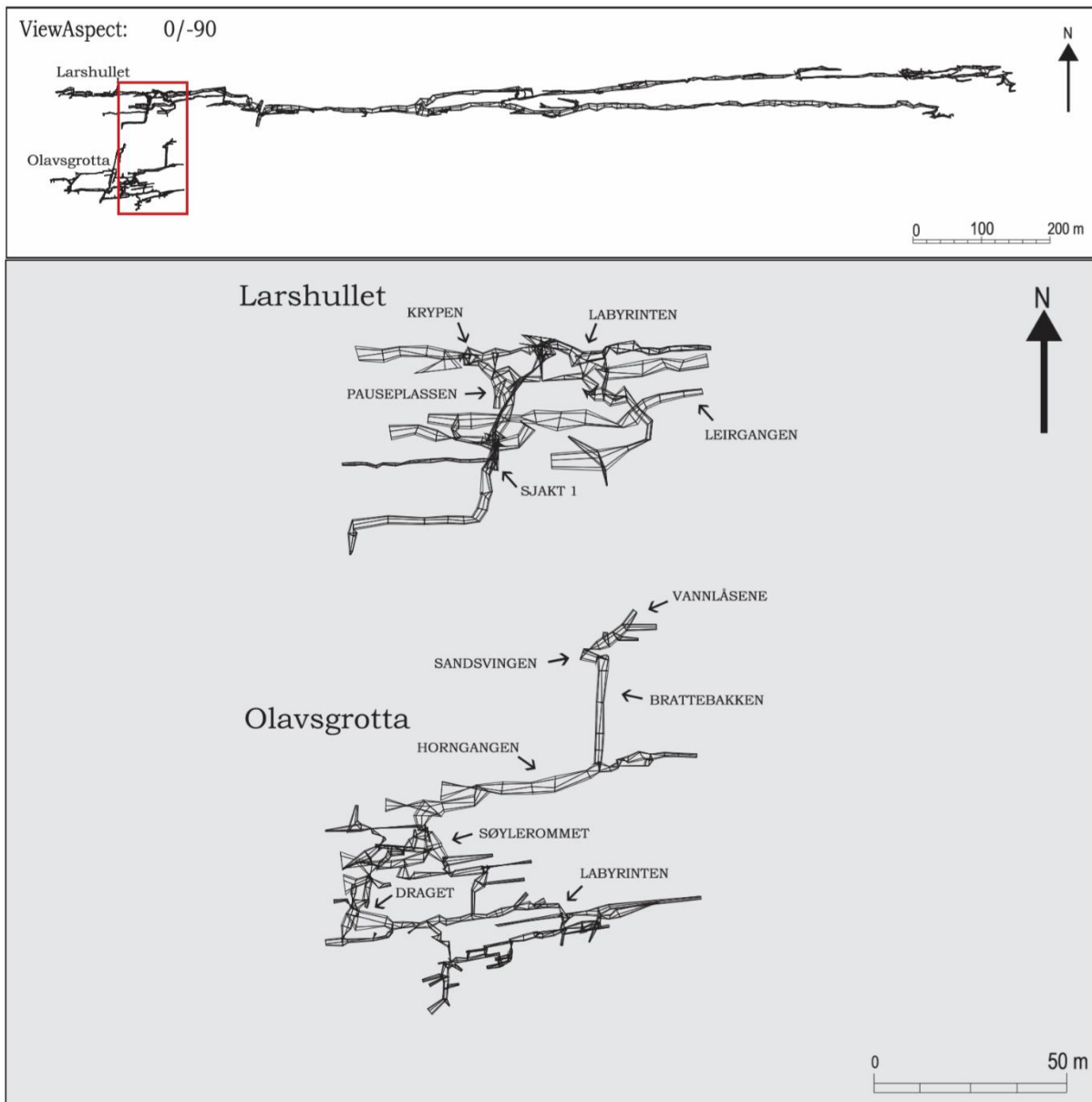
Variasjoner i passasjedimensjoner viser en viss trend til at passasjer i øvre del av *Inngangen* og i *Vannlåsene* er større enn passasjene i *Labyrinten*. Etter gjennombrudd og maks utvidelsesrate for en passasje er oppnådd, er størrelsen på passasjen i hovedsak avhengig av tid med aktiv utvidelse (Palmer, 1991). Dette indikerer at den totale tiden passasjene har vært vannfylt er større for passasjene sør i *Inngangen* og i *Vannlåsene*, enn for passasjene i *Labyrinten*. Forskjellen kan for eksempel skyldes at den piezometriske overflaten gradvis synker i takt med erosjonen av Røvassdalen. Tatt områdetets glasielle historie i betraktning, kan den piezometriske overflaten også ha blitt påvirket av isbreer og ført til at ulike deler av grotten har vært aktiv til ulike tider. Dette synliggjøres når man sammenligner passasjetverrsnitt til nord-sør-orienterte passasjer i *Labyrinten* og passasjetverrsnittet til *Brattebakken* (Figur 6.2, hovedtrend 2; tverrsnitt e og m i Vedlegg A). Som nevnt skiller tverrsnittet til *Brattebakken* seg ut fra resten av passasjene tilhørende hovedtrend 2. Tverrsnittet viser tydelig oppløsning langs begge ledespaltene, mens for de andre passasjene er kun ledespalten langsmed skiferlagene spesielt tydelig, og heller ikke like godt utviklet som i *Brattebakken*. Gitt tilstrekkelig tid

med freatiske forhold, kan det være at de nord-sør-orienterte passasjene i *Labyrinten* hadde utviklet tverrsnitt tilsvarende som *Brattebakken* (med unntak av gjelet).

6.1.2 Labyrintdannelse i Olavsgrotta

Sørøst i Olavsgrotta utgjør passasjene en freatisk labyrint (Figur 6.1). Labyrintdannelse krever egne forhold for å kunne utvikles ettersom samtlige av passasjene må utvides samtidig og uniformt. Både diffus infiltrasjon og hypogen mekanisme kan utelukkes (kapittel 3.3.3). Labyrintdannelsen må da altså ha skjedd gjennom invasjon av flomvann, enten fra elv, innsjø eller isbre.

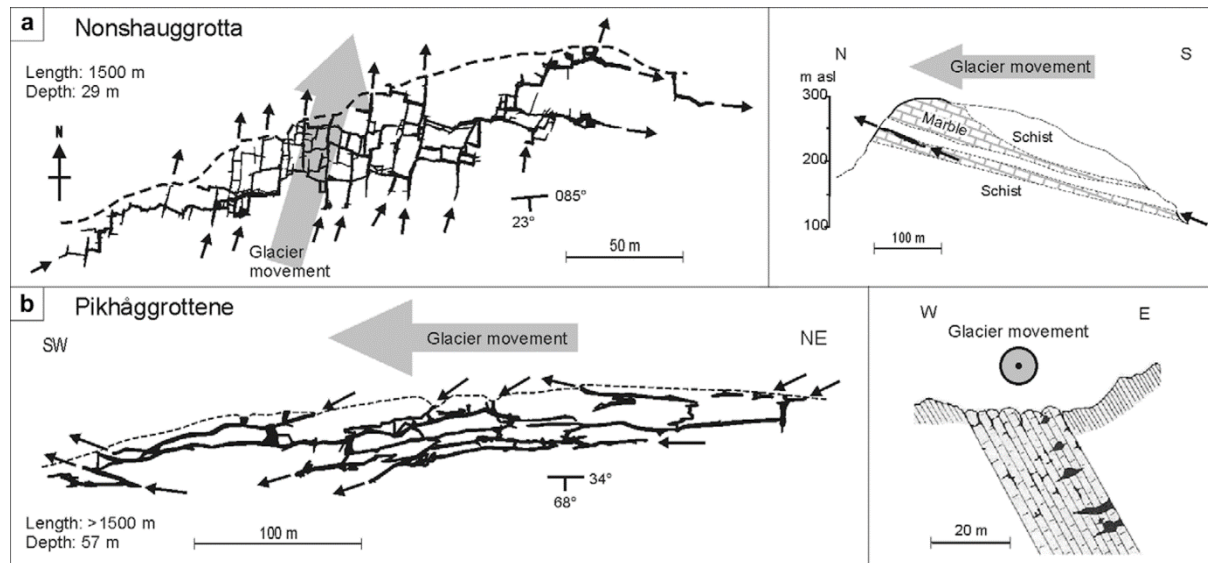
Flomvann fra en elv eller innsjø er kun mulig dersom vannstanden til Reingardslivatnet tidligere har vært høyere, da den i dag er for lav til at innsjøen kan drenere gjennom systemet selv ved flomperioder. Vannstanden kan likevel ha vært høyere tidligere. Tre tilfeller kan føre til en slik heving av vannstanden; ved at innløpet og utløpet ligger høyere i terrenget enn hva de gjør i dag; ved oppdemning av Reingardsliet av en bre; ved et hevet grunnvannsspeil i en preglasial setting, før dannelsen av Røvassdalen. Stadheim (2016) observerte ingen tegn til tidligere hevet vannivå ved Reingardslivatnet, hvilket svekker den første og andre teorien. Det er heller ingen tegn til at grottene er av preglasial alder, slik at den tredje teorien også er usannsynlig. Et annet alternativ er at flomvannet stammer fra en bre, med grotten under proglasiale eller subglasiale forhold og store variasjoner i vannføring som følge av diurnale oscillasjoner. En vil derimot da forvente labyrinter i hele grotten og ikke kun i deler, slik tilfellet er i Olavsgrotta. Labyrintdannelse krever en viss sprekketetthet (Palmer, 1991), og det kan dermed hende at sprekketettheten vest i Olavsgrotta (*Inngangen*) ikke er tilstrekkelig for å få labyrintdannelse slik som i øst (*Labyrinten*), hvor sprekketettheten er større. At området har en større affinitet for labyrintdannelse tydeliggjøres av at det også har blitt utviklet en labyrint i Larshullet langs samme nord-sør-strekning (Figur 6.3).



Figur 6.3. Labyrinter i både Larshullet og Olavsgrotta langs samme nord-sør-strekning viser til en viss affinitet for labyrintdannelse i disse områdene av grottene, muligens som følge av en sone med høyere sprekketetthet. Området grotteutsnittene er tatt fra er markert med rød boks.

For labyrintdannelse ved iskontakt har det blitt lagt fram to modeller basert på forholdene ved to grotter (Skoglund et al., 2010). I modell 1 ("scenario B") begrenser breen vannstrøm ut fra utløpet. Gjennombrudd med økt oppløsning oppnås aldri for en enkelt protoleder, slik at vannstrømmen fordeles og løser opp sprekker langs kontakten i stedet. Resultatet er et nettverk av passasjer med flere utløp mot breen. Dette er tilfellet ved Nonshauggrotta (Figur 6.4a). I modell 2 ("scenario C") ligger breen langsmed marmorlaget og opptrer som en uløselig akvifer. Vann fra breen føres ned i sprekker og strømmer parallelt med kontakten. Ved utløpet jevnes den hydrauliske gradienten ut og vann ledes i stedet ned i og utvider underliggende sprekker. Etter hvert bindes sprekkene sammen av en

hovedpassasje, prosessen repeteres og det dannes det en labyrint over flere etasjer. Dette er tilfellet ved Pikhåggrottene (Figur 6.4b).



Figur 6.4. Eksempler på labyrintdannelse i grotter ved iskontaktspeleogenese. Ved Nonshauggrotta (a) begrenser breen vannstrøm ut fra utløpet, slik at vannstrømmen fordeles og løser opp sprekker ved kontakten. Ved Pikhåggrottene ligger breen langsmed marmorlaget og fører til labyrintdannelse ved at sprekker utvides og bindes sammen av hovedledere med vannstrøm parallelt med kontakten. Figuren er modifisert fra Skoglund et al. (2010).

Dersom modell 1 gjelder for Olavsgrotta, må de øvre deler av *Labyrinten* ha passasjer som fortsetter opp til et utløp ved overflaten. Dette kan verken bekreftes eller avkreftes ettersom samtlige av passasjene sør i *Labyrinten* smalner inn til ikke-passerbare dimensjoner eller slutter i sandlåser, og fortsettelsene dermed er ukjente (Vedlegg A). Det er heller ikke observert strømskåler i *Labyrinten* som viser en paleostrømningsretning opp mot overflaten. De eneste strømskålene som ble observert, viser at vannstrømmen har konvergert nord i *Labyrinten* og trolig strømmet videre nordover mot *Søylerommet*. Fraværet av strømskåler kan skyldes at vannstrømmen var så sakte at strømskåler ikke kunne utvikles, eller at strømskålene er så store at de ikke kan skilles fra naturlige ujevnheter i passasjene. Det kan dermed ikke sies med sikkerhet at det ikke har vært en vannstrøm med retning mot overflaten i *Labyrinten*. Modellen stilles følgelig som usikker.

For at modell 2 skal være gjeldende, kreves det subglasiale forhold ved grotten som følge av et kontinentalisdekke eller moderat isdekke. Blake og Olsen (1999) viser at ved et glasialt maksimum vil isbrebevegelsen, og dermed den hydrauliske gradienten, være mot vest. Grotter under et slikt kontinentalisdekke vil vise tilsvarende strømretninger (gitt en temperert bre). Ingen av strømskålene i Olavsgrotta viser at vannstrømmen ved et tidspunkt har gått mot vest. Derimot vil isbrebevegelsen være styrt av topografien ved deglasiasjoner, hvilket fører til en isbrebevegelse og hydraulisk gradient

mot øst i området ved grottene. Blake og Olsen (1999) foreslår at en 500 m tykk brearm i Røvassdalen ved Svartisens separasjon fra kontinentalisdekket under deglasiasjonen. Med en slik brearm i dalen vil grottene ved Reingardslia fremdeles være under subglasiale forhold (Lølkes, 2017), og kontakten med isbreen kan ha gitt labyrinthdannelse etter modell 2. Et stagnerende isdekke vil også kunne ha en hydraulisk gradient mot øst. Dannelse i løpet av en stadial er dermed også en mulighet. Modellen forutsier at labyrinthdannelse vil skje i hele grotten, ikke i deler slik som i Olavsgrotta. Som nevnt tidligere kan dette skyldes den høyere sprekketettheten i *Labyrinten* i forhold til resten av grotten.

Verken modell 1 eller 2 er usannsynlige forklaringer på labyrinthdannelsen i Olavsgrotta, men det er utfordringer knyttet til begge. Modell 1 indikerer at det kan være uoppdagede utløp og et større nettverk av passasjer i *Labyrinten* enn hva som kan kartlegges med dagens metoder. Modell 2, imens, indikerer at labyrinthdannelsen har skjedd under flere deglasiasjoner, da det er heller usannsynlig at alle passasjene kan ha blitt utvidet til dagens dimensjoner i løpet av én deglasiasjon. Alternativt skjedde labyrinthdannelsen i løpet av en stadial (eller flere), men da under et moderat eller stagnerende isdekke med hydraulisk gradient mot øst, eller med en meget saktegående vannstrøm slik at strømskåler ikke utvikles eller blir ugjenkjennelige på grunn av størrelsen. Gjentatt invasjon av flomvann fra en nærliggende bre (proglacial dannelse) kan heller ikke utelukkes som dannelsesmetode. Det er også mulig at en kombinasjon av disse ulike alternativene ha ført til dannelsen av *Labyrinten*.

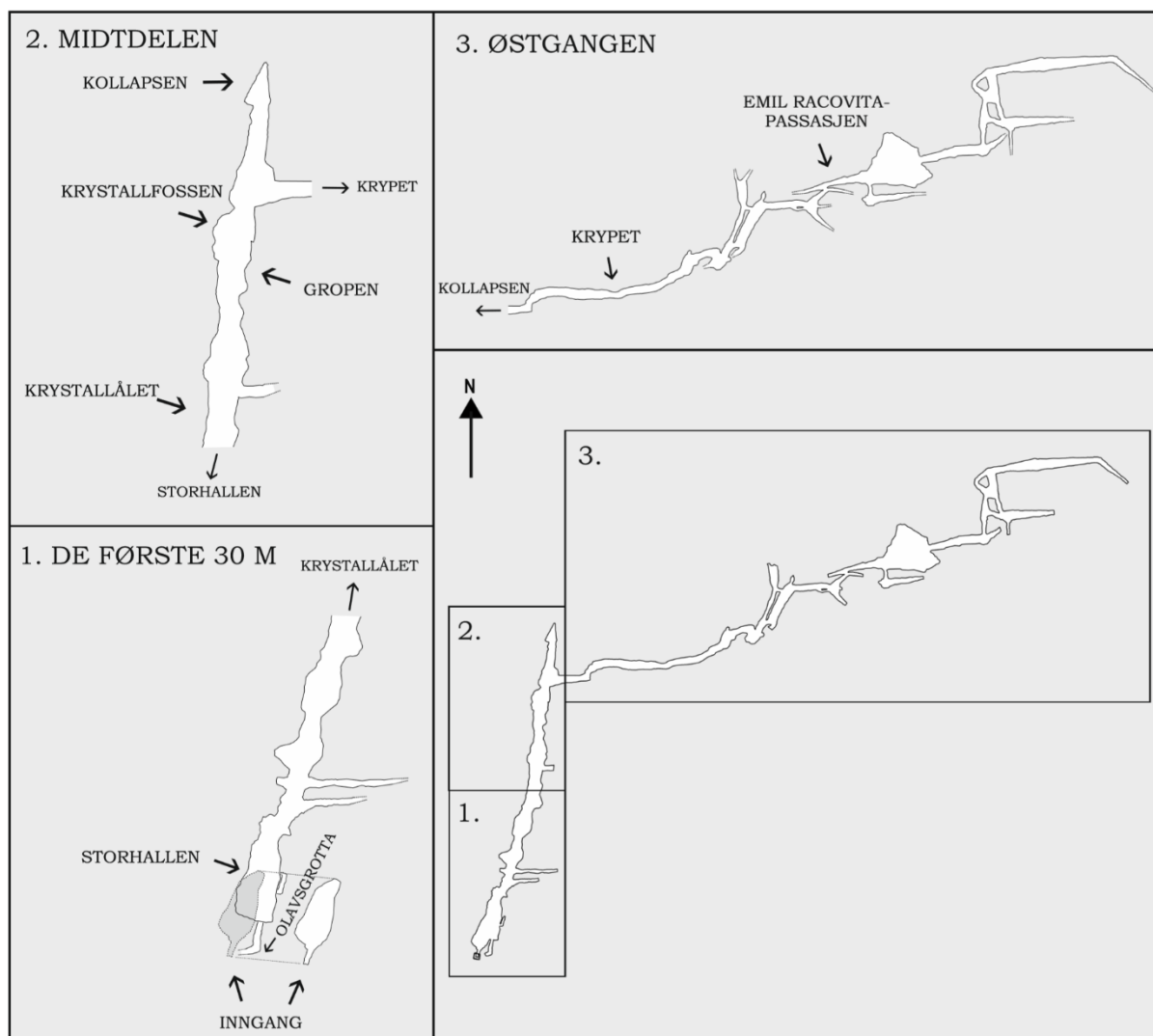
6.1.3 Klassifikasjon

Olavsgrotta er utviklet i typisk stripekarst og kan dermed klassifiseres slik som beskrevet av Lauritzen (2001), kapittel 3.3.1.

Foliasjoner og ledespalter i Olavsgrotta har en maksimumshelning på 34° (se Vedlegg G), og sub-vertikal kontakt med de sideliggende skiferlagene kan dermed utelukkes. Kontakten er i stedet svakt hellende og enten lukket eller hengende. Olavsgrotta er, som nevnt, utviklet mellom to skiferlag, og passasjemorfologien viser at utviklingen opprinnelig var under freatiske forhold. En hengende posisjon med i hovedsak vados strøm kan dermed utelukkes. Kontakten klassifiseres da som svakt hellende og lukket.

Videre kan grotten klassifiseres etter fire kategorier basert på passasjemorfologien, slik som beskrevet i kapittel 3.3.1. Olavsgrotta er verken sub-vertikal eller et sløyfesystem, og kategori 1 og 3 kan da utelukkes. Hovedtrekket til grotten er et nettverk av passasjer, med labyrinthiske passasjer i sørøst. Det er noe lineært preg på passasjene i *Inngangen* og *Vannlåsene* (Figur 6.1), men dette er underordnet den nettverksdannende trenden. Dermed kan kategori 4 også regnes som utelukket, og Olavsgrotta kategoriseres som et svakt hellende freatisk nettverk.

6.2 PERSGROTTA: MORFOLOGI, KLASSIFIKASJON OG AVSETNINGER



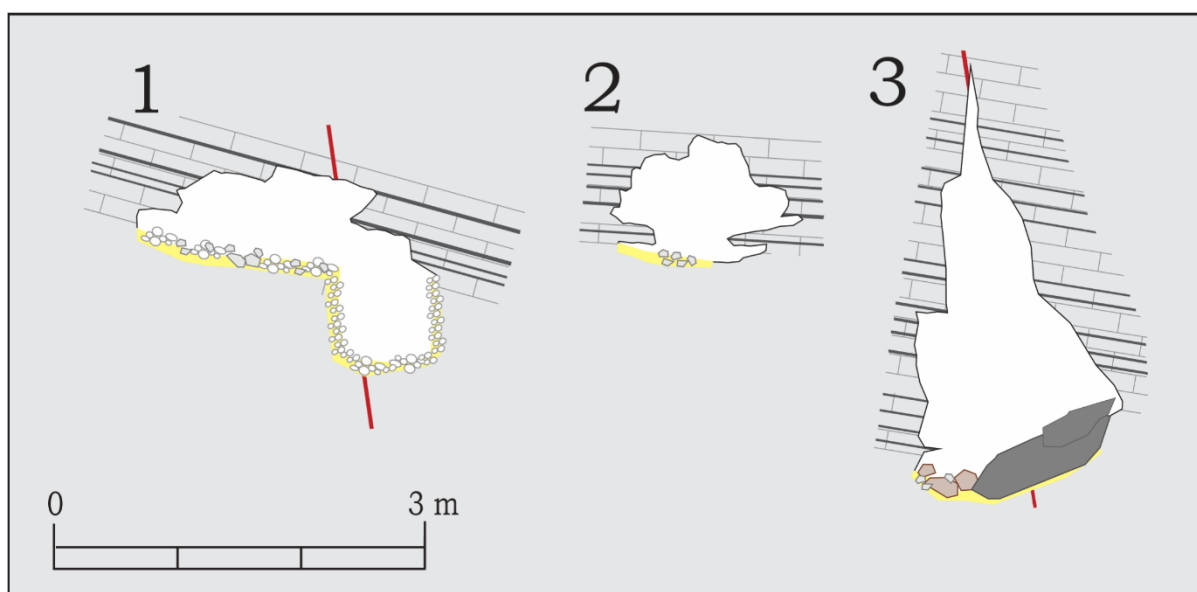
Figur 6.5. Oversikt over Persgrotta med stedsnavn og de tre utsnittene som blir benyttet i beskrivelsen av grotten. Emil Racovita-passasjen er i teksten forkortet til ER-passasjen.

Persgrotta er delvis utviklet i et nord-sør-orientert lineament (*De første 30 m* og *Midtdelen*, Figur 6.5), og delvis i den ene sjenkelen til en synklinal, hvor passasjene går sub-parallelt med tilsvarende passasjer i Larshullet (*Østgangen*; Figur 6.5). Som følge traverserer dermed Persgrotta synklinalen, fra Olavsgrotta i sør til Larshullet i nord (Figur 5.2). En forbindelse mellom Olavsgrotta og Persgrotta har blitt bevist, og Persgrotta er dermed et potensielt tidligere bindeledd mellom Olavsgrotta og Larshullet.

6.2.1 Passasjemorfologi og -utvikling

Persgrotta har tre hovedtrender innenfor passasjetverrsnitt, tilsvarende som Olavsgrotta (Figur 6.6):

1. Hovedpassasjen utviklet i lineamentet med et sprekkesett i taket hvor (minst) én av disse utgjør ledespalten. Tverrsnittene i passasjen varierer i størrelse og til dels i form, men felles for alle er et skrånende tak (mot nordøst) som følge av begrensende skiferlag, og at den sanne størrelsen er skjult av sedimenter. Formmessig minner de øvre, sedimentfrie, delene av passasjene mer om Olavsgrottas hovedtrend 1 (øst-vest-orienterte passasjer) enn hovedtrend 3 (passasjer utviklet i lineamentet).
2. Omtrent øst-vest-orienterte passasjer i *Østgangen* (Figur 6.5). Hvor ledespalten ligger er ukjent for disse passasjene, men den antas å være parallelt med lagdelingen. Passasjene er meget smale og/eller lave, og tverrsnittet ovalt til linseformet med noen mindre ujevnheter som følge av skiferlag. Den faktiske størrelsen og formen er skjult av et lag av sedimenter med ukjent tykkelse.
3. Store kollapspassasjer eller -rom. *Inngang*, *Storhallen* og *Kollapsen* inngår i denne hovedtrenden (Figur 6.5). Disse passasjene tilhørte opprinnelig hovedtrend 1, men er i dag modifisert av kollaps og har ujevne og meget varierende tverrsnitt. Passasjene er også de høyeste i Persgrotta.



Figur 6.6. Tre hovedtrender innenfor passasjetverrsnitt i Persgrotta. Passasjene utviklet i lineamentet (1) har skrånende tak og gulv dekket av et tykt lag av sedimenter, som indikert av en løsmassedoline (Gropen). I *Østgangen* er passasjene orientert omtrent øst-vest og tverrsnittene ovale til linseformede (2), med mindre ujevnheter som følge av skiferlag. En tredje hovedtrend er kollapsmodifiserte passasjer langs lineamentet (3).

Hovedpassasjen fra *Storhallen* til *Krystallfossen* (Figur 6.5) er generelt større enn passasjene i *Østgangen* (Figur 6.6 og Vedlegg C). Det faktiske størrelsesforholdet er ukjent. Løsmassedolinen ved *Gropen* viser at sedimentdekket er minst 1 m tykt i hvert fall i deler av hovedpassasjen. Tilsvarende indikasjon på sedimentmektighet er ikke å finne i *Østgangen*. Tverrsnittsprofilene indikerer at

passasjene ikke kan være spesielt dypere dersom man antar kun freatisk utvidelse og dermed et hovedsakelig linseformet tverrsnitt, hvilket flere av passasjene allerede har. Vados modifikasjon og dermed fordykning av passasjene kan derimot ikke utelukkes. Dersom passasjene i *Østgangen* ikke er (meget) større enn det tverrsnittene viser, indikerer dette at hovedpassasjen fra *Storhallen* og fram til *Kollapsen* har vært aktiv under freatiske forhold i en totalt lengre periode enn passasjene i *Østgangen*.

6.2.2 Klassifikasjon

Slik som Olavsgrotta kan Persgrotta klassifiseres som stripekarst etter Lauritzen (2001). Kontakten mellom marmor og skifer er noe problematisk å klassifisere, ettersom en del av grotten er utviklet i et lineament som kutter på tvers av flere marmor- og skiferlag. Kun *Østgangen* (Figur 6.5) følger i større eller mindre grad lagdelingen, slik at kontakten med skiferlagene gir klare grensebetingelser. Subvertikal kontakt kan utelukkes, ettersom foliasjoner i området ikke er vertikale. Marmorlagene er heller ikke åpne, men lukket, og kontakten i *Østgangen* kan dermed klassifiseres som svakt hellende og lukket. Denne klassifikasjonen regnes å gjelde for hele Persgrotta.

For *De første 30 m* og *Midtdelen* kan kategori 3 utelukkes, ettersom passasjene ikke danner sløyfer. Passasjene er i stedet lineære, med ingen nettverk, og denne delen av Persgrotta kan klart klassifiseres som et lineært dreneringssystem. Hvorvidt *Østgangen* skal klassifiseres som et lineært dreneringssystem eller svakt hellende freatisk nettverk, er derimot mer tvetydig. Passasjene her har flere forgreininger og er elementært nettverksdannende enkelte steder, som like før og etter *ER-passasjen* (Figur 6.5). Sammenlignet med Olavsgrotta er *Østgangen* mer lineær enn labyrintisk. *Østgangen* deler også flere likheter med Larshullet, som er et godt eksempel på et lineært dreneringssystem (Lauritzen, 2001), enn med Olavsgrotta. Denne delen av Persgrotta klassifiseres dermed også som et lineært dreneringssystem, men med et elementært nettverk i deler av grotten.

6.3 LOKAL OG REGIONAL STRUKTURGEOLOGI

6.3.1 Forkastninger og lineamentet langs Persgrotta

To forkastninger ble observert i løpet av kartleggingen av Olavs- og Persgrotta, én i hver grotte. Forkastningen i Olavsgrotta er en slakt hellende reversforkastning på nivå og parallelt med ledespalten, det vil si orientert vestnordvest-østsørøst. Riedelskjær og breksje i skjærplanet tyder på sprø deformasjon. Dens posisjon langs ledespalten kan indikere at Olavsgrottas dannelse ble initiert langs skjærplanet. Observasjonene av forkastningen er begrenset til *Nøkkelskillet*, slik at dette ikke kan bekreftes med sikkerhet. Dersom dette er tilfellet, vil forkastningen være preglasial.

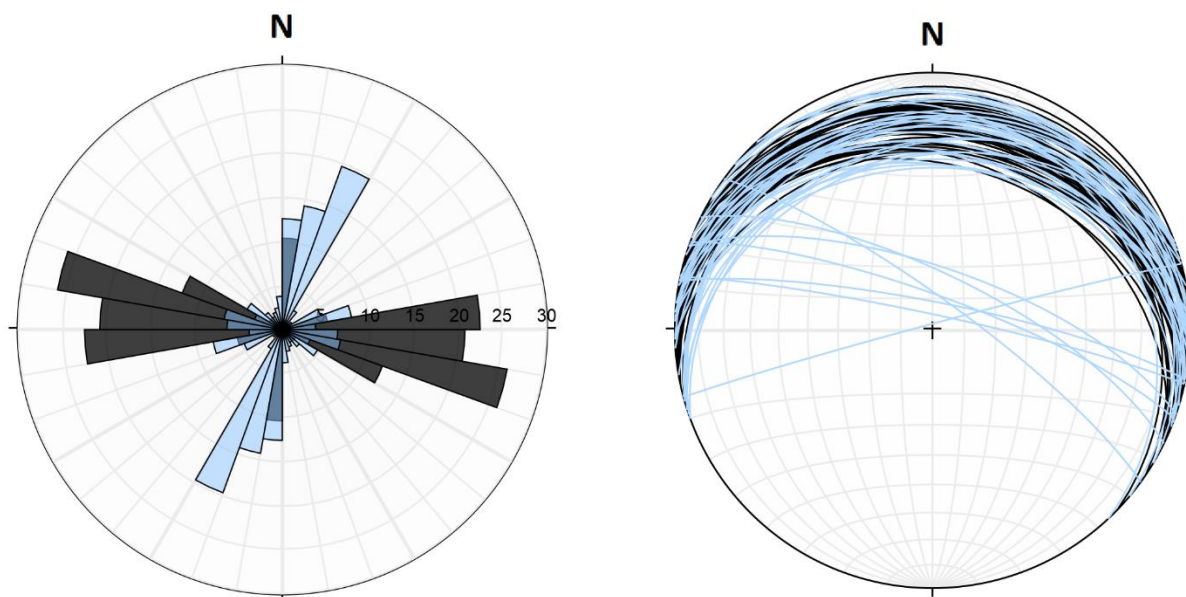
Forkastningen i Persgrotta er en bratt hellende normalforkastning med mindre forflytning og slepestrukturer på hver side, noe som også indikerer sprø deformasjon (Fossen, 2016). Ettersom

forkastningen befinner seg i et lineament, er det ikke usannsynlig at den er forårsaket av bevegelser langs lineamentet. Selve lineamentet er orientert nord-øst med en svak dreining mot øst, tilsvarende som observerte lineamenter nord og sør for området (Gabrielsen et al., 2002 med referanser). Det har derfor trolig samme opprinnelse som disse lineamentene (Øyehaug, 2016). Lineamentet er da trolig post-kaledonisk, men prekvartær, av alder (Gabrielsen et al., 2002). Hvorvidt forkastningen i Persgrotta ble dannet samtidig med lineamentet eller i ettertid, er ikke mulig å fastslå. Sprekken i flytsteinen ved forkastningen indikerer mindre, postglasiale bevegelser langs lineamentet. Forkastningen ble dannet før disse mindre bevegelsene, men dette utelukker ikke en postglasial opprinnelse for forkastningen.

6.3.2 Sammenhengen mellom sprekker på overflaten og ledespalter i grottene

Målinger av sprekker på overflaten i feltområdet har tidligere blitt utført av Øyehaug (2016). Den største andelen av sprekkeene er orientert omtrent nord-sør med en svak dreining mot øst, mens et mindretall er orientert omtrent øst-vest. Nesten samtlige av de nord-sør-orienterte sprekkeene er bratt hellende til sub-vertikale, mens mer øst-vest-orienterte sprekker varierer mellom slak til bratt helning. Figur 6.7 viser en sammenligning av ledespaltene i grottene og sprekker på overflaten. Ledespaltene følger mye de samme trendene som sprekkeene, med enkelte forskjeller. Nord-sør-orienterte ledespalter viser en større dreining mot nord enn flertallet av sprekkeene på overflaten, som har en gjennomsnittlig vektorretning på $17,5^\circ$ (Øyehaug, 2016). Antall målinger av nord-sør-gående ledespalter er derimot få, og det kan være at et større utvalg hadde vist større variasjon og vært mer forenelig med overflatesprekkeene. Videre er de øst-vest-gående ledespaltene i større grad orientert øst-nordøst – vest-sørvest enn sprekkeene på overflaten. Dette skyldes nok i stor grad at flertallet av målingene stammer fra Olavsgrotta, som viser en større dreining mot nordvest enn ledespaltene i både Larshullet og Lapphullet, som i større grad er orientert øst-vest med en svak dreining mot sør (kapittel 5.2). Sprekkeene på overflaten viser en noe jevnere fordeling rundt øst-vest.

En interessant trend framkommer når en sammenstiller de omtrent øst-vest-orienterte ledespaltene i grottene og sprekker på overflaten med tilsvarende strøk (Figur 6.7, høyre). Mens enkelte av sprekkeene er bratt hellende til sub-vertikale, har de fleste av sprekkeene tilsvarende fall som ledespaltene i grottene. Ifølge Klimchouk og Ford (2000) er det vanlig med smale sprekker langs foldede bergartskontakter som følge av små bevegelser ved folding. Regionen for øvrig er også preget av øst-vest-orienterte lineamenter (Gabrielsen et al., 2002). Bevegelser relatert til lineamentene kan ha ytterligere utvidet eller åpnet på nytt de smale sprekkeene, som da blir tilgjengelige som mulige protoledere. Forkastningen i Olavsgrotta kan være et uttrykk for dette. Noe av sprekke-dannelsen kan også være relatert til postglasial avlastning (Olesen et al., 1995) eller platetektonikk (Bungum et al., 2010).



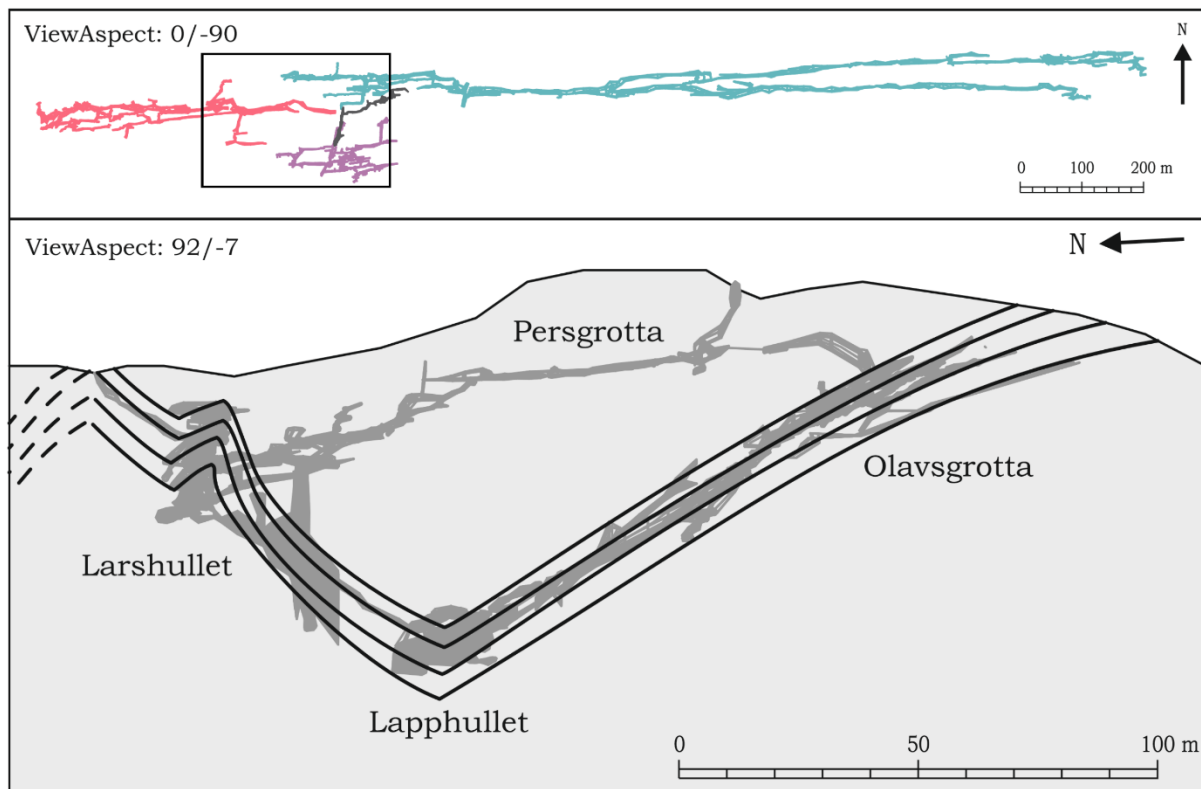
Figur 6.7. Til høyre: Rosediagram for ledespalter i Reingardslisystemet (sort, $n = 51$) og sprekker på overflaten og ved inngangene til Larshullet og Lapphullet (blått, $n = 239$). Begge viser tilsvarende trender i orientering, med enkelte mindre forskjeller. Målingene av sprekkeene er hentet fra Øyehaug (2016). Til venstre: Ledespalter i alle grottene (sort, $n = 51$) og sprekker på overflaten med tilsvarende strøk (blått, $n = 38$ med strøk fra $250 - 317^\circ$) vist som plan. Enkelte av sprekkeene er steile, men de fleste har fall som sammenfaller med fallet til ledespaltene.

6.3.3 En modell av den storskala foldestrukturen i Reingardslisystemet

Foldegeometrien ved Reingardslivatnet er kompleks, med flere lokale variasjoner, og ikke fullstendig kjent ennå. De observasjoner og målinger som er gjort, både i denne oppgaven og tidligere oppgaver, gir likevel et inntrykk av hvordan de storskala foldene trolig arter seg. Figur 6.8 viser et skjematisk tverrsnitt gjennom Reingardslisystemet. Tverrsnittet bygger videre på en modell foreslått av Øyehaug (2016) for å forklare Larshullets morfologi og de trender som sees ved projeksjoner av systemet i programmet *Grottolf* (Lauritzen, 2008). Ifølge Øyehaug (2016) kan systemet være dannet i en synklinal med en påfølgende antyklinal, eller i en større synklinal med antyklinale parasittfolder. Her foreslås en kombinasjon av disse.

Projeksjoner i *Grottolf* viser tydelig at grottene er dannet i en synklinal med omtrent 12° helning mot øst, hvor Olavsgrotta ligger i den sørlige sjenkelen, Lapphullet delvis i synklinalens akse og delvis i hver sjenkel, og Larshullet i den nordlige sjenkelen. Dette bekreftes av foliasjoner og ledespalter i Olavsgrotta og Lapphullet (Øyehaug, 2016; se også passasjetverrsnitt i Lølkes, 2017). Målinger av foliasjoner gjort nordøst for Larshullet (i Sørvakkerdalen) viser at marmor- og skiferlagene i området faller mot nord, hvilket bekrefter at synklinalen går over i en antyklinal. En antyklinal med akseplan ved Larshullet forklarer grottens geometri og observerte foldeakseplan (Øyehaug, 2016), men forklarer ikke Larshullets andre inngang, som går opp mot overflaten nord for hovedpassasjene i Larshullet, hvor foldeaksen er antatt å ligge. I projeksjoner i programmet *Grottolf* følger passasjen i stedet samme

trend som synklinalen. For å forklare dette, foreslås det her at hoveddelen av Larshullet er utviklet i en antyklinal parasittfold i en større synklinal, som går over til en større antyklinal en ukjent distanse nord for Larshullet (Figur 6.8). Dette framstår som den mest sannsynlige forklaringen på de motstridende observasjonene.



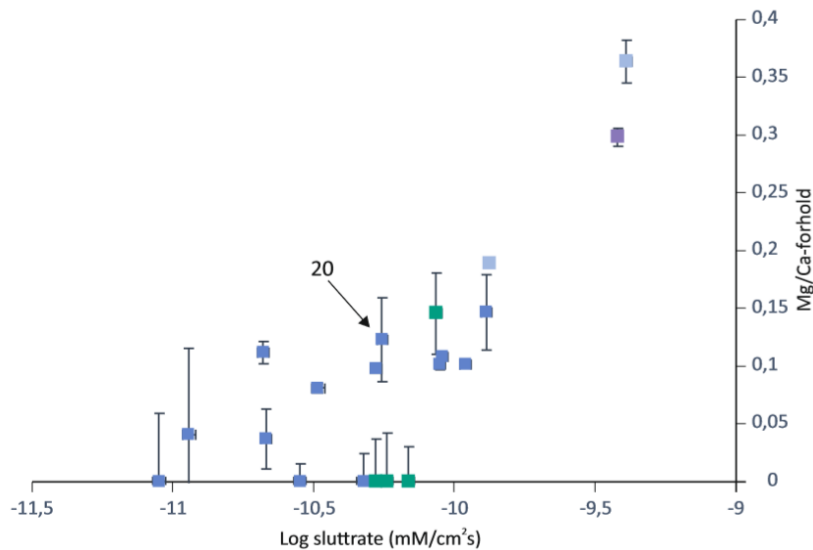
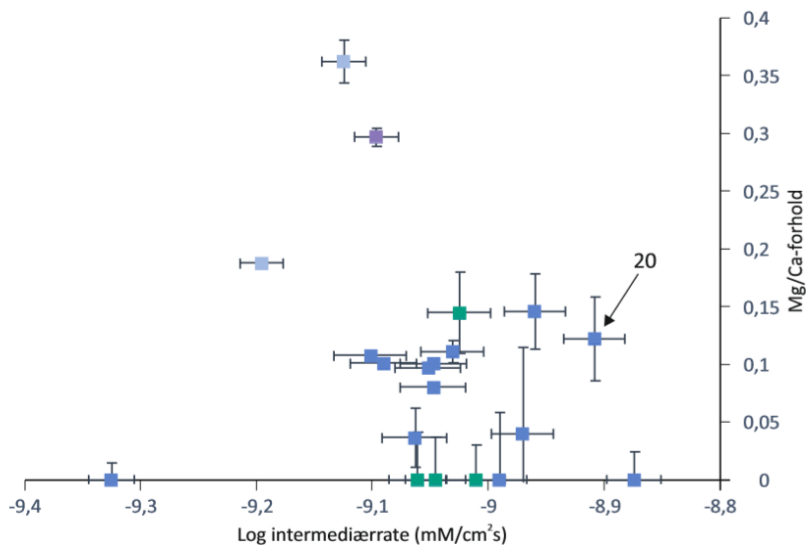
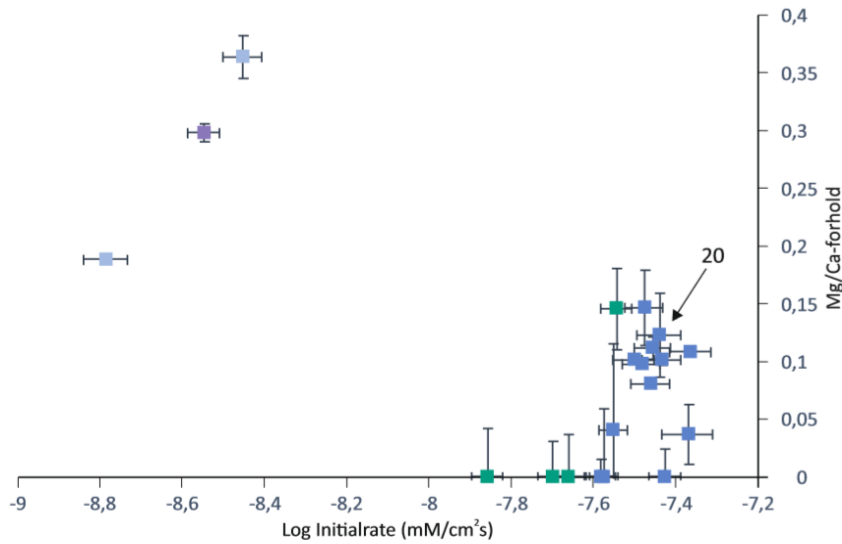
Figur 6.8. Et mulig tverrsnitt gjennom Reingardslisystemet. En foldestruktur er skjematisk skissert basert på projeksjon av grottene fra Grottof (Lauritzen, 2008) og observasjoner av foliasjoner. Ut ifra dette foreslås det at grottene er dannet i en synklinal med en påfølgende antyklinal, hvor Larshullet da også befinner seg i en antyklinal parasittfold i den ene sjenkelen. Selve posisjonen til foldeaksen til den større antyklinalen er ikke mulig å bestemme fra de målingene som er gjort, og antyklinalen er dermed kun stippet. Grottene er rotert for å få synklinalen best mulig fram.

6.4 LITOSTRATIGRAFI OG KARSTIFIKASJON

Ved å sammenligne oppløsningskinetikk med Mg/Ca-forhold og andel syreuløselig rest, kan man få et innblikk i mulige sammenhenger mellom området litostratigrafi og karstifikasjon, deriblant speleogenese.

Figur 6.9 viser logaritmene til initial-, intermediær- og sluttratene plottet mot Mg/Ca-forholdet bestemt fra kinetikk-eksperimentene. To viktige trender kommer fram fra figuren. Den første trenden er at kalsittmarmor, med høye initial- og intermediærrater og lavere sluttrater, og dolomittmarmor og kalksilikat, med lave initial- og intermediærrater og høyere sluttrater, grupperes hver for seg. Som

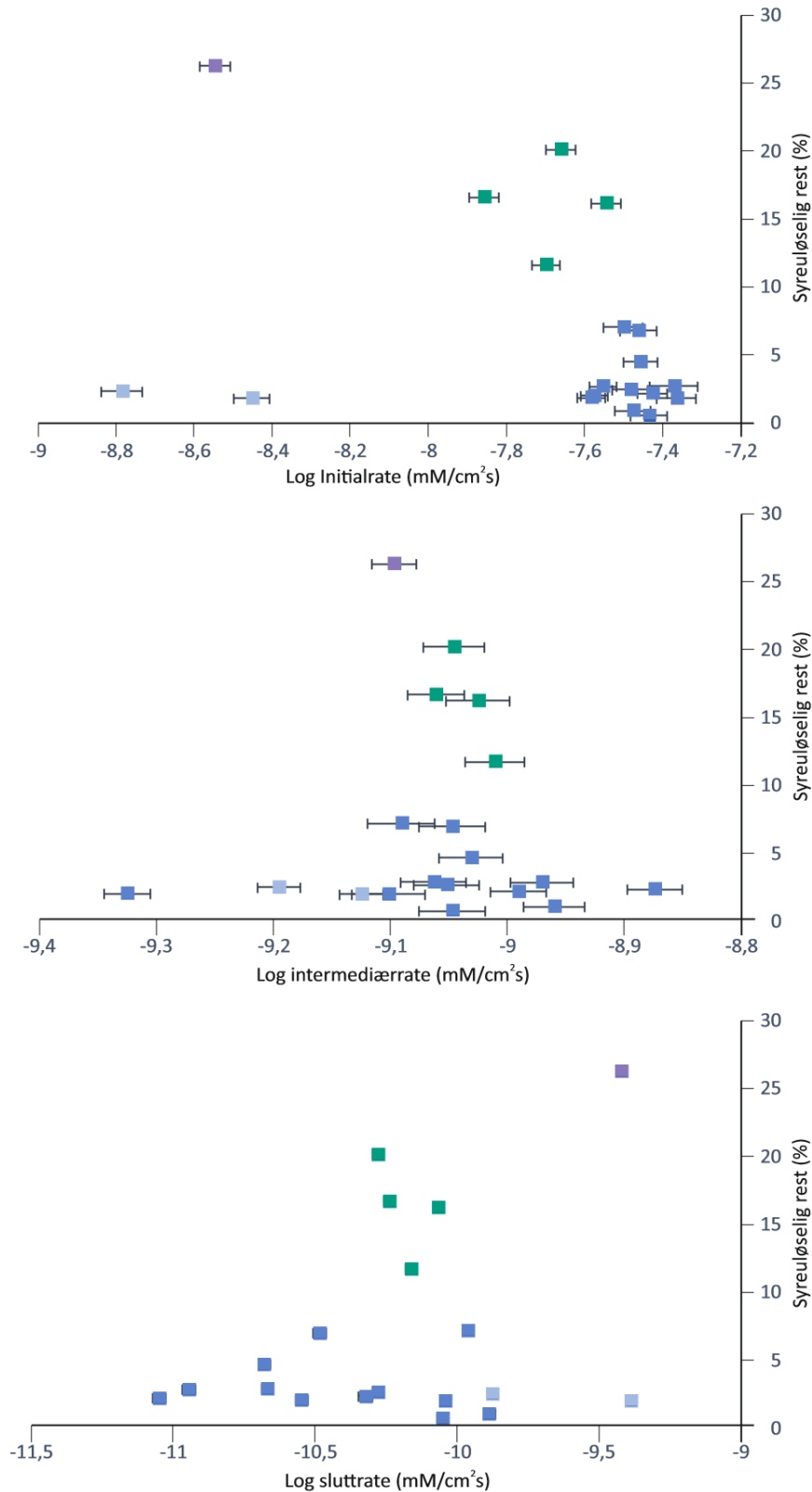
nevnt i kapittel 5.4.2 er sannsynligvis sluttratene til prøvene av dolomittmarmor og kalksilikat noe overvurdert. Høye sluttrater for dolomittmarmor ble derimot også observert i prøver fra Grønli-Setergrottesystemet, undersøkt av Skutlaberg (2003). Det er dermed ikke usannsynlig at sluttratene til prøvene av dolomittmarmor kan være på nivå med sluttratene til kalsittmarmorprøvene, ved tilnærmet metning. Tilsvarende vil trolig også gjelde for kalksilikatprøven. Det er liten forskjell på rene og urene kalsittmarmorprøver, slik at disse grupperes sammen. Den andre trenden viser at kalsittmarmorprøvene med et moderat Mg/Ca-forhold har høyere oppløsningshastigheter enn prøver med lavere eller høyere forhold, med enkelte unntak. Dette er i samsvar med observasjoner gjort av Rauch og White (1970) og Rauch og White (1977). Unntakene i disse resultatene gjelder enkelte av de prøvene som viste negativt innhold av Mg^{2+} ved titrering. Det kan være at disse prøvene egentlig inneholder noe Mg^{2+} , og at titeringsverdiene er feilaktige på grunn av drift av de faktiske verdiene til EDTA-løsningen i forhold til de kalibrerte. En annen årsak kan være renhetsgrad.



Figur 6.9. Logaritmen til initial-, intermediær- og sluttrate plottet mot Mg/Ca-forhold beregnet fra titreringene av vannløsningene fra kinetikk-eksperimentene. Usikkerheter er også inkludert. Prøver tolket til å være dolomittmarmor (lys blå) eller kalksilikater (lilla) skiller seg fra de rene (mørk blå) og urene kalsittmarmorprøvene (grønn), da de generelt har lavere initial- og intermediær rate. Sluttraten for disse er også høyere enn for prøvene av kalsittmarmor, men raten er sannsynligvis overvurdert noe ettersom prøvene ikke hadde nådd metning ved endt eksperiment. Prøver av kalsittmarmor med noe større Mg/Ca-forhold viser en tendens til å også ha høyere initial- og sluttrater.. Prøve 20 (ren kalsittmarmor fra Glomdalen) er markert for hver rate for referanse. (n = 20).

En sammenligning av andel syreuløselig rest og initial oppløsningshastighet viser også en klar gruppering avhengig av petrografi (Figur 6.10). Prøver av ren kalsittmarmor har lite syreuløselig rest og høye initialrater, mens prøver av uren kalsittmarmor har lavere initialrater og større andel syreuløselig rest. Både dolomittmarmorprøvene og kalksilikatprøven grupperes hver for seg med meget lave initialrater og henholdsvis små og store andeler syreuløselig rest. For intermediær- og sluttratene er skilnaden mellom ren og uren kalsittmarmor mindre tydelig.

Fra Figur 6.10 ser man også en effekt som kan påvirke tidlig speleogenese (fram til kjemisk gjennombrudd) eller speleogenese under subglasiale forhold, og for passasjetverrsnitt ved videre utvikling. Både for subglasiale forhold og for speleogenese før gjennombrudd, er vannets metningsgrad høyt og oppløsningshastighetene dermed meget lave. Ved lav metningsgrad er det bergartsprøvene av ren kalsittmarmor som løses opp hurtigst, mens uren kalsittmarmor løses opp langsommere. Ved høye metningsgrader er dette forholdet reversert. Som Figur 6.10 viser er sluttraten til uren kalsittmarmor på nivå med og til og med høyere enn sluttraten til ren kalsittmarmor. Dette sees også i Figur 6.9, hvor oppløsningshastighetene til tre av de urene kalsittmarmorprøvene er tilsvarende oppløsningshastigheten til prøven av ren kalsittmarmor fra Glomdalen. Dette indikerer at ved høye metningsgrader kan uren kalsittmarmor ha høyere affinitet for speleogenese enn ren kalsittmarmor. Hvilken som løses opp hurtigst kan muligens avhenge av Mg/Ca-forholdet (Figur 6.9). Ved videre utvidelse kan passasjetverrsnittet bli påvirket av lag med uren og ren kalsittmarmor, som da oppløses ulikt avhengig av metningsgrad og det ene eller andre laget blir stående igjen som mer resistent. Tidlig speleogenese vil derimot fremdeles være avhengig av tilgjengelige sprekker i marmoren. Tilsvarende reversering har blitt observert av Lauritzen og Lundberg (2000) basert på data fra Rauch og White (1977).



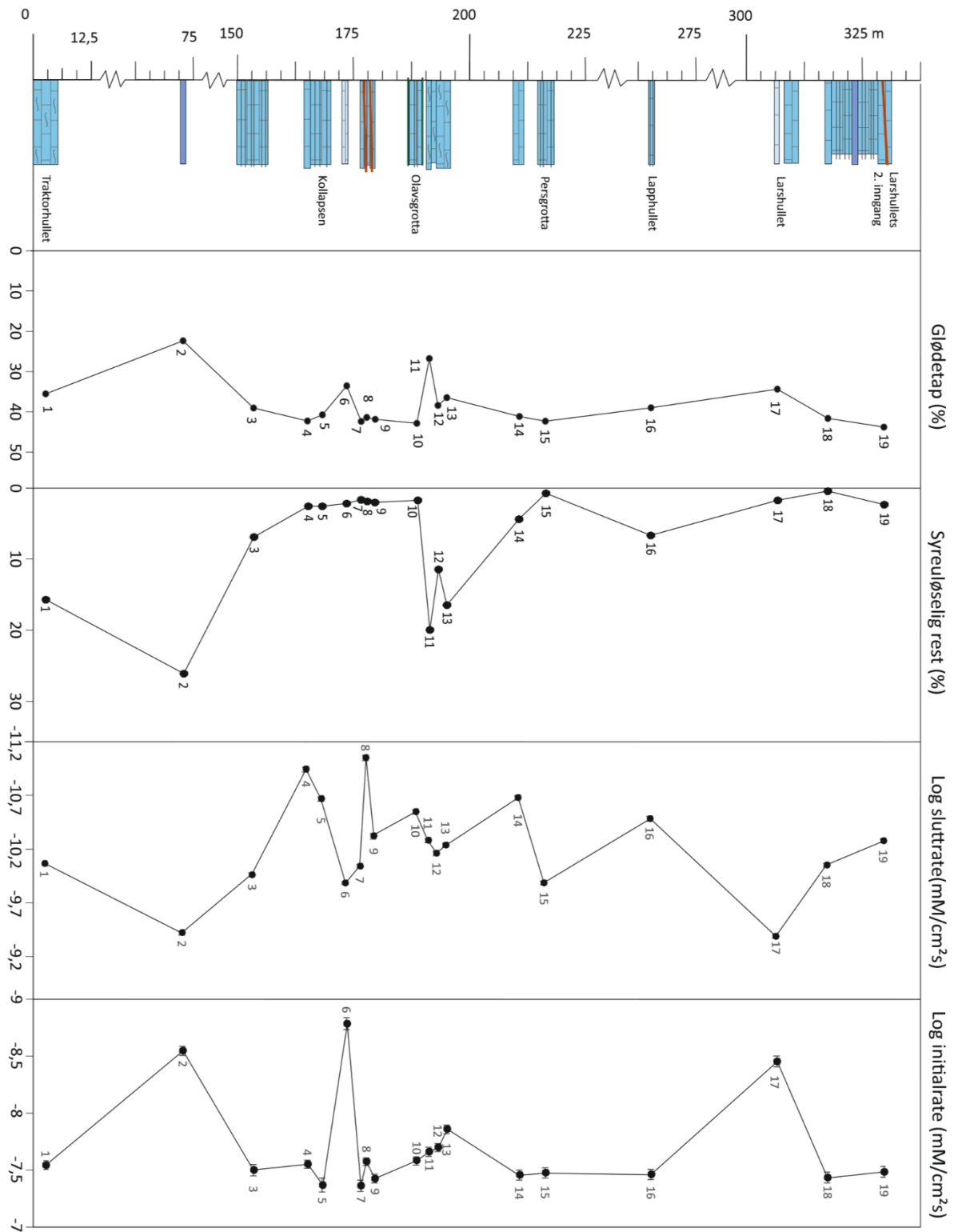
Figur 6.10. Logaritmen til initial-, intermedier- og sluttrater plottet mot andel syreuløselig rest, med usikkerheter i rater inkludert. Fra initialratene framkommer det fire tydelige grupperinger som samsvarer med petrografien; ren kalsittmarmor (mørk blå); uren kalsittmarmor (grønn); ren dolomittmarmor (lys blå); og kalksilikat (lilla). Skilnaden mellom ren kalksilikat og ren dolomittmarmor er mindre tydelig ved lavere rater. Det framkommer også at mens uren kalsittmarmor vil ha lavere oppløsnings-hastigheter enn ren kalsittmarmor ved lav metning, vil den ved høy metningsgrad ha lik eller høyere oppløsnings-hastighet.

6.5 SAMMENHENGEN MELLOM LITOSTRATIGRAFI OG STRUKTURGEOLOGI, OG GROTTENES Plassering

Det gjenstår å undersøke i hvilken grad grottenes plassering har vært avhengig av litologien eller om andre faktorer som strukturgeologi har hatt en større innvirkning. Figur 6.11 viser en sammenstilling av den litostratigrafiske søylen, glødetap, syreuløselig rest og initial- og sluttrater. En overordnet trend viser seg å være at grottene er utviklet i foliert kalsittmarmor eller uren kalsittmarmor. Unntaket er Larshullet, som tilsynelatende er utviklet i ren dolomittmarmor. Dette virker usannsynlig gitt grottens størrelse og den lave oppløsningshastigheten til dolomittmarmor i umettet vann. Bergartsprøven er hentet ved inngangen, men på utsiden av grotten og ikke i selve inngangen av hensyn til at grottesystemet er fredet. Dette kan indikere at dolomittmarmoren er et begrensende lag ved grotten, slik dolomittbergarter gjerne opptrer (Klimchouk og Ford, 2000). Larshullets andre inngang like nordøst for hovedinngangen, ligger på linje med prøve 19 av ren kalsittmarmor. Mellom disse er det også observert foliert marmor, og prøve 18 mellom dem er også en ren kalsittmarmor. Det er mer sannsynlig at Larshullet er utviklet i denne sekvensen, enn i dolomittmarmor. Dolomittmarmorlaget, muligens også kalksilikatbergartene observert rett ved prøve 19, vil da kunne begrense utstrekningen til grotten, og potensielt være en del av forklaringen til grottens plassering. Den største faktoren er derimot trolig parasittfolden som da leder passasjeutviklingen i grotten, for eksempel via sprekker åpnet mellom marmor- og skiferlagene. Lapphullets plassering kan forklares på tilsvarende måte, med en generell utstrekning og plassering styrt av foldeakseplanet til synklinalen. Oppløsningshastigheten til laget ved inngangen er også høy ved lav metningsgrad, hvilket bidrar til videre utvidelse etter kjemisk gjennombrudd.

Høye oppløsningshastigheter kan derimot ikke fullt ut forklare Olavsgrottas plassering. Bortsett fra prøve 8, har prøver av kalsittmarmor like nord og sør for Olavsgrotta høyere sluttrater, og prøve 7, 8 og 9 har også høyere initialrater. Disse prøvene er også svært rene. Rent kjemisk har prøve 7, 8 og 9 større affinitet for speleogenese, både før og etter kjemisk gjennombrudd. Grottedannelse er derimot fremdeles avhengig av sprekkedannelse med en viss diameter, spesielt i marmor som ellers er lite permeabel (Ford og Williams, 2007; Klimchouk og Ford, 2000). Som nevnt er Olavsgrotta utviklet mellom to skiferlag, med en hovedledespalte langsmed det ene laget. Kontakten mellom skiferlagene og marmoren øker karstifiseringen, i tillegg til at oppløsning ved svovelsyre også kan bidra til økt oppløsning (Lauritzen, 2001; Gabrielsen, 2018). Forkastningen ved *Nøkkelsillet* indikerer en bevegelse langs skiferlaget og potensielt da åpning av en spalte stor nok til at protoledere kan dannes. Dette kan forklare plasseringen av ledespalten og hvorfor det er dannet en grotte i dette marmorlaget og ikke over- eller underliggende lag. Denne teorien forutsetter derimot at forkastningen er eldre enn grottene, hvilket ikke kan bekreftes for øyeblikket.

Persgrottas plassering er i hovedsak styrt av et nord-sør-orientert lineament som traverserer synklinalen. Grotten er dermed i mindre grad begrenset av uløselige lag, som for eksempel skifer, så lenge det er en spalte som kutter gjennom lagene (Lauritzen, 2001). Passasjetverrsnittene er derimot fremdeles påvirket av litologien. For eksempel kan mer og mindre løselige marmorlag eller skiferlag av ulik tykkelse forklare hvorfor hovedpassasjen langs lineamentet varierer i vidde. Øst-vest-orienterte sprekker knyttet til tilsvarende orienterte lineamenter kan være en annen forklaring. Det framkommer også fra Figur 5.27 at *Østgangen* muligens ligger i foldeaksen til synklinalen. Hvis dette er tilfellet, vil det kunne forklare passasjenes lineære trender i denne delen av grotten. Foliasjoner og eventuelt også ledespalter vil kunne bekrefte dette, men disse har ikke blitt undersøkt på grunn av de vanskelige forholdene under kartleggingen av disse passasjene.



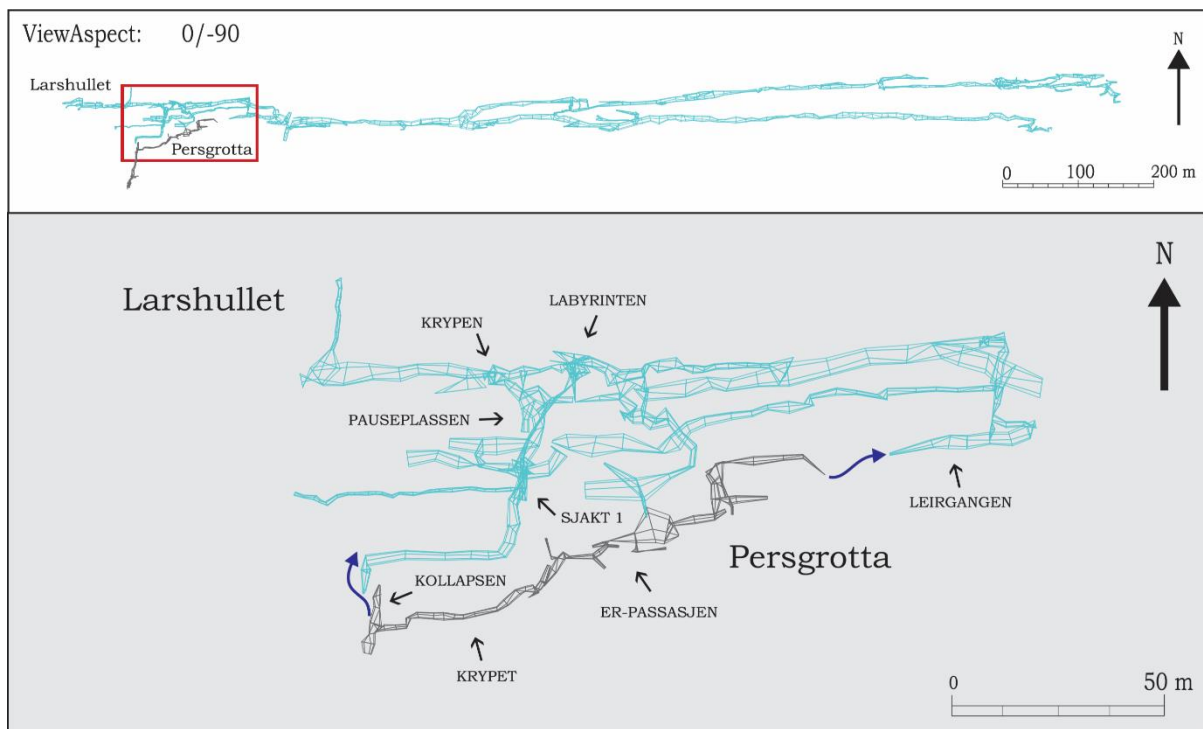
Figur 6.11. Noen sentrale resultater fra kjemiske bergartsundersøkelser vist i forhold til den litostratigrafiske søylen.

6.6 ET SAMMENHENGENDE SYSTEM

I løpet av kartleggingen av Reingardslisystemet er det kun Olavsgrotta og Persgrotta som har blitt bekreftet som sammenhengende igjennom fysisk utforskning. I 2016 ble det gjort dykkforsøk ved *Vannlåsene* i Olavsgrotta av grottedykker Yngve Gabrielsen, og i *Sjakt 1* i Larshullet av grottedykker Sami Paakarinen. Eventuelle fortsettelse var derimot for smale til å passere gjennom. Dette svekker likevel ikke sannsynligheten for at alle grottene er i samme system, hydrologisk sett. Som nevnt har alle grottene (bortsett fra Persgrotta) vannlåser på samme høyde (omtrent 329 m o.h., Figur 5.1), hvor vannivået fluktuerer likt. Det eneste observerte utløpet er en kilde i Røvassdalen, omtrent 500 m fra, men på samme nivå som, den nederste delen av Larshullet (*Corbels Nordgang*). Det er kilder nord og sør for grottene, men det er heller usannsynlig at noen av grottene drenerer til disse, ettersom grottene er dannet i en synklinal og har en generell øst-vest-utstrekning. Et mer sannsynlig alternativ er at Olavsgrotta og Lapphullet drenerer til Larshullet via vannlåsene.

Kartleggingen viser en potensiell kobling mellom Persgrotta og Larshullet. *Østgangen* i Persgrotta er orientert omtrent parallelt med tilsvarende passasjer i Larshullet. Statistikk fra programmet *Grotto* (Lauritzen, 2008) viser at enden av kartleggingen av Persgrotta og *Leirgangen* i Larshullet ligger langs samme øst-vest-strekning, bare 19 m fra hverandre i luftlinje og 11 m i vertikal forskjell (Figur 6.12). Begge passasjene har ukjente fortsettelse. En kobling er dermed mulig, men kan kreve graving under vanskelige forhold som følge av meget smale passasjer og vannholdig sand. Dersom det er en kobling mellom disse grottene, antas vannstrømmen å ha gått fra Persgrotta til Larshullet (strømningsretning mot øst), ettersom det ikke er funnet indikasjoner på det motsatte og strømskåler nær *Leirgangen* viser en strømningsretning mot øst (Lølkes, 2017).

Et annet mulig koblingspunkt er mellom *Kollapsen* i Persgrotta og en sørvest-gående passasje øverst i *Sjakt 1* i Larshullet (Figur 6.12). Statistikk fra programmet *Grotto* viser at ved endene av de kartlagte delene av passasjene er bare omtrent 4 m horisontalt og 3 m vertikalt fra hverandre. Ved enden av kartleggingen av passasjen fra *Sjakt 1* beskriver Lølkes (2017) en tverrsprekk som går vertikalt opp og smalner inn, slik at videre kartlegging ikke kunne gjennomføres. Dersom denne tverrsprekken dreier mot øst og/eller *Kollapsen* dreier most vest, kan det ha vært en hydrologisk kobling mellom Larshullet og Persgrotta her. Lølkes (2017) observerte strømskåler som indikerer en paleostrømretning mot nord i passasjen fra *Sjakt 1*, hvilket indikerer at passasjen må ha hatt et innløp i nærheten. Strømretningen er også i samsvar med strømretningen med Persgrotta (kapittel 6.5.1), og er enda en indikasjon på en kobling mellom grottene. Koblingen er derimot vanskelig å bekrefte i dag ettersom *Kollapsen* er sperret av kollapsmateriale, mens den vertikale sprekken i *Larshullet* smalner inn til ikke-passerbare dimensjoner.



Figur 6.12. Oversikt over Persgrotta (mørk grå) og Larshullet (blått), og mulige koblinger mellom disse. De mulige (tidligere) hydrologiske koblingene og trolige strømningsretninger er markert med mørkeblå piler. Rød boks viser utsnittets beliggenhet. Grottemodellene er laget i programmet GrottoJf (Lauritzen, 2008).

6.6.1 Forholdet mellom Olavsgrotta og Persgrotta

Koblingspunktet mellom Olavsgrotta og Persgrotta, henholdsvis via *Høygangen* og *Storhallen*, er i dag sperret av sedimenter og kollapsmateriale, men ved et tidspunkt må det ha vært aktivt rennende vann mellom de to grottene. Spørsmålet er da hvorvidt vannstrømmen har gått til Persgrotta fra Olavsgrotta, eller til Olavsgrotta fra Persgrotta - eller, eventuelt, om begge deler har vært tilfellet. *Høygangen* er en kollapspassasje og det er ikke observert noen strømskåler i denne passasjen. Persgrotta, imens, har veldig få strømskåler hvor en kan bestemme strømningsretning. Mangelen på strømskåler kan skyldes heterogeniteter i marmorlagene, spesielt med tanke på de hyppige forekomstene av foliasjoner og foldede skiferlag, eller at mesteparten av strømskålene er i dag skjult under avsetningene i passasjene. I tillegg er deler av grotten kollapsmodifisert. De observasjoner som er gjort av asymmetriske strømskåler indikerer en paleostrømningsretning mot nord. Dette tyder på at vannstrømmen har gått fra Olavsgrotta og inn i Persgrotta, hvilket ikke er usannsynlig da det kan være passasjer mellom Persgrotta og Larshullet slik at vannet har drenert videre inn i Larshullet og mot Røvasdalen. Det kan derimot ikke utelukkes at dagens inngang til Persgrotta kan ha vært en del av et innløp hvor vannstrømmen har splittet for å gå i to retninger, en videre inn i Persgrotta og en ned mot Olavsgrotta.

6.6.2 Grottenes relative aldre

Hvorvidt alle grottene ble dannet omtrent samtidig eller til ulike tider, er vanskelig å si. Lølkes (2017) og Stadheim (2016) argumenterer for at Lapphullet er den eldste grotten i systemet basert på forskjeller i morfologi og utstrekning. I tillegg påpeker Lølkes (2017) at strømskåler to steder i Lapphullet indikerer subglasiale forhold med en paleostrømretning opp dalsiden, med senere reversering og strømretning ned mot Røvassdalen, mens strømskåler i Larshullet kun viser en paleostrømretning ned mot Røvassdalen. Det er heller ikke observert en slik motbakkestrøm i verken Olavsgrotta eller Persgrotta. Ettersom grottene ligger så nærme hverandre, ville en under et tykt isdekke forvente relativt like forhold i alle grottene. Dersom alle grottene var i det minste delvis utviklet ved dette tidspunktet, ville sannsynligvis alle ha utviklet strømskåler. Dette betyr enten at Larshullet, Olavsgrotta og Persgrotta ikke var utviklet ved dette tidspunktet, eventuelt kun i et protogrottestadium, eller at strømskålene i ettertid har blitt fullstendig erstattet i disse grottene, og ikke i Lapphullet. Lølkes (2017) forklarer bevaringen av strømskålsettene med at et overliggende isdekke har tilført grotten store mengder sedimenter, hvilket førte paragenetisk oppløsning i taket og påfølgende dannelse av nye strømskåler, mens tidligere strømskåler ligger beskyttet under sedimentene. Sedimentene har senere blitt vasket ut slik at alle strømskålsett nå er observerbare. Det kan være at en slik bevaring av strømskålene ikke har skjedd i de andre grottene. Dette krever derimot en fullstendig erstatning av strømskålene, ettersom det ikke har blitt observert noen strømskåler med symmetriske profiler som følge av vekslende strømretning, verken i Larshullet (Lølkes, 2017), i Olavsgrotta eller i Persgrotta. Det virker lite sannsynlig at kun Lapphullet skulle bli utsatt for paragenese, slik tilfellet da må ha vært. Det konkluderes heller med at Lapphullet er eldre enn Larshullet, Olavsgrotta og Persgrotta. De nedre deler av Larshullet er klart utviklet i tett tilknytning til dagens dalbunn i Røvassdalen, ettersom passasjene her ender bare noen få meter over dalbunnen, og er dermed de yngste i systemet (Lølkes, 2017; Stadheim, 2016). Olavs- og Persgrotta har ikke den samme utstrekningen mot dalbunnen og er dermed eldre enn de nedre deler av Larshullet. Dannelsen av Olavs- og Persgrotta og de øvre deler av Larshullet har derimot sannsynligvis vært samtidig.

6.7 UTVIKLING AV GROTTESYSTEMET

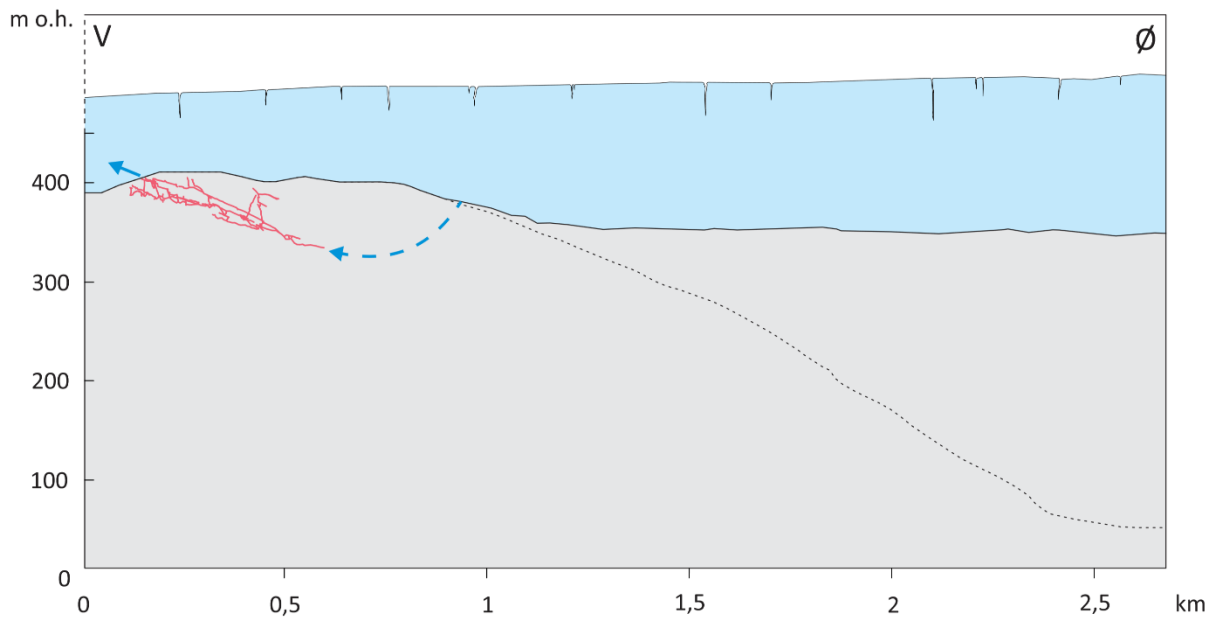
Grottene ved Reingardslisystemet har blitt undersøkt for paleostrømningsmønster, strukturgeologi, mineraler og sedimenter. Flere av funnene som har blitt gjort viser til utvikling av grottene gjennom flere glasier og deglasier. Dette støttes opp av dateringer av en stalagmitt i Lapphullet, som gir en minimumsalder for grotten på 730 000 år (Lauritzen et al., 1990; Lauritzen og Lundberg, 2004). Stalagmitten har blitt avsatt på en av veggene i nedre del av grotten, hvilket indikerer at grotten allerede var omtrent ferdig utviklet før stalagmittens dannelse. I tillegg viser stalagmitten spor etter

to glasialer (med freatiske eller epifreatiske forhold) og tre interglasialer. Dateringer av en dryppstein fra *Nordgangen* i nedre del av Larshullet (rundt 250 m o.h.) gir en minimumsalder på 300 000 år (Lauritzen, upublisert). I begge tilfeller viser dateringene til en senkning i den piezometriske overflaten og tørrlegging av de øvre deler av systemet for minst 300 000 år siden. Grottene kan ha vært vannfylt etter dette, for eksempel som følge av oppdemning, men det har ikke vært ytterligere utvidelse av passasjene i de øvre deler, annet enn vadose nedskjæringer. Som nevnt i delkapittel 6.6.2, tolkes Olavs- og Persgrotta til å være dannet omtrent samtidig som Larshullet, og har da tilsvarende minimumsalder på 300 000 år. Hvis en går ut ifra at en dalbunn eroderes 50 m per syklus (Lauritzen og Gascoyne, 1980), og antar en dalbunnshøyde på omtrent 350 m o.h. for 730 000 år siden og omtrent 260 m o.h. for 300 000 år siden, kan Olavs- og Persgrotta og de øvre deler av Larshullet ha blitt dannet gjennom to glasiasjoner.

6.7.1 Protogrottestadium og tidlig utvikling under subglasiale forhold

Tidlig i systemets historie kan situasjonen ha vært tilsvarende som i Figur 6.13, med Lapphullet under et kontinentalisdekke. Et slikt isdekke vil ha en isbevegelse og hydraulisk gradient uavhengig av topografien, og dermed være rettet mot vest ved Reingardslivatnet (Blake og Olsen, 1999). Tilsvarende var strømningsretningen i Lapphullet rett mot vest, mot topografien. I Figur 6.13 er dalbunnen til Røvassdalen foreslått til å være på høyde med den daterte stalagmitten i Larshullet. Øvrevik (2002) anslår en alder på mellom 360 000 år og 1,3 millioner år for Røvassdalen, basert på gjennomsnittlige dalerasjonsrater. En slik dalhøyde er dermed ikke usannsynlig.

De tre andre grottene i systemet kan ved dette tidspunktet ha eksistert i et protogrottestadium. Oppløsning under subglasiale forhold er derimot svært ineffektivt som følge av lav P_{CO_2} , lave temperaturer og høy metningsgrad (Lauritzen og Skoglund, 2013). I tillegg kan vannmassene inneholde store mengder finmateriale som inhiberer oppløsningen. Initiert og utvidelse av protogrotter er dermed svært langsom under slike forhold. Derimot kan svovelsyrespeleogenese ha vært ansvarlig for utviklingen av protogrottestadier ved Reingardslivatnet (Lauritzen, 2001; Gabrielsen, 2018). Protostadiet til Lapphullet kan ha blitt tilsvarende initiert, eller være av preglasial opprinnelse med senere utvidelse gjennom iskontaktspeleogenese.



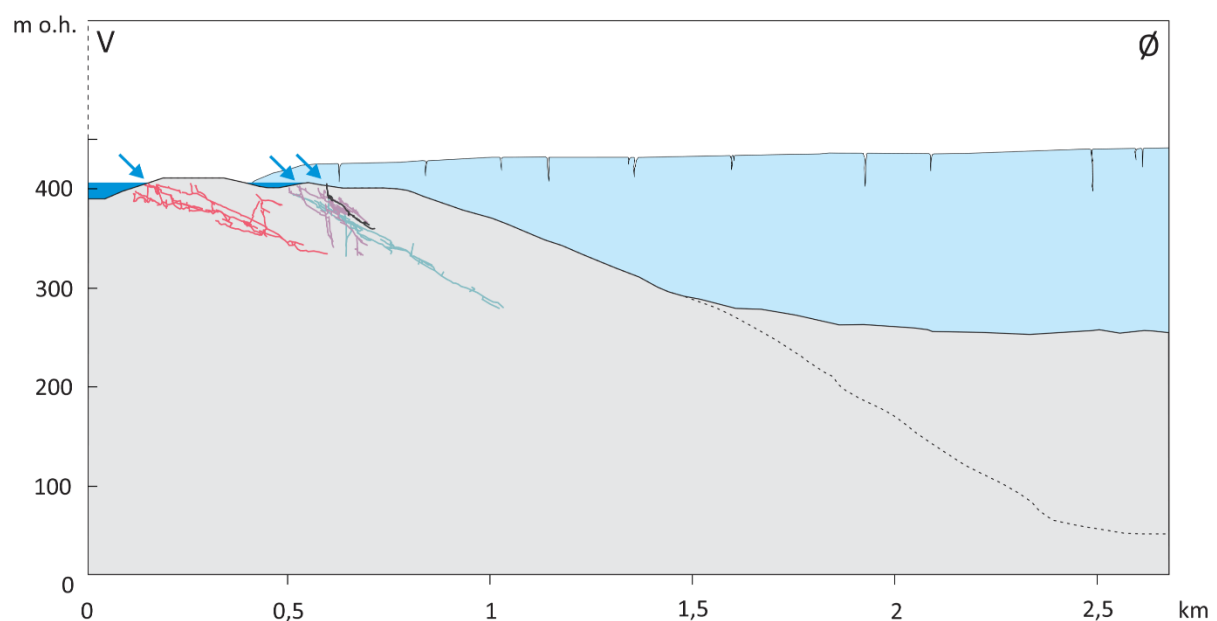
Figur 6.13. En tenkt situasjon tidlig i utviklingen av Reingardslisystemet. Et kontinentalisdekk ligger over området og fører til vannstrøm mot topografien i Lapphullet (vist i rødt). De tre andre grottene i systemet, Larshullet, Olavsgrotta og Persgrotta, har ikke blitt initiert ennå eller eksisterer kun i et protogrotttestadium. Dalbunnen til Røvassdalen er satt til samme høyde som en stalagmitt i Lapphullet datert til 730 000 år siden. Dagens dalbunn er vist med stiplet linje, mens et teoretisk innløp er med stiplet blå pil. Isdekket er kun skjematisk skissert og en tykkelse dermed ikke gitt.

6.7.2 Videre utvikling og avsetning av sedimenter gjennom flere glasieringer

Labyrinten i Olavsgrotta viser at i det minste deler av utviklingen av systemene må ha skjedd under subglasiale forhold med et moderat isdekk, eller under proglasiale forhold. Den piezometriske overflaten må også ha vært hevet for å få utviklet de freatiske passasjene i systemet, enten som følge av subglasiale eller proglasiale forhold. Av disse gir proglasiale forhold mest effektiv oppløsning takket være stor tilførsel av smeltevann med lav metningsgrad (Lauritzen og Skoglund, 2013). Perioder med slike forhold er derimot de mest kortvarige, og én slik periode er ikke tilstrekkelig for å få utvidet de freatiske passasjene til dagens dimensjoner. I stedet har systemet trolig blitt utviklet i løpet av flere deglasiasjoner og breframstøt, noe som også Lølkes (2017) og Stadheim (2016) konkluderer med. Proglasial utvikling i kombinasjon med subglasial utvikling kan heller ikke utelukkes, ettersom *Labyrinten* peker mot mulig subglasial dannelse. Strømskåler i Lapphullet og Larshullet indikerer saktegående freatiske vannstrømmer med palestrømretning mot øst, ned dalsiden, forenelig med den hydrauliske gradienten under et moderat isdekk eller ved proglasiale forhold (Lølkes, 2017). Paleostrømningshastigheter i Olavsgrotta har ikke blitt undersøkt, men også her viser strømskålene en paleostrømningsretning ned dalsiden. Senkning av den piezometriske overflaten har i ettertid ført til vadose nedskjæringer i enkelte av de ellers freatisk utvidede passasjene i grottene. Sedimenter i

grottene viser også varierende hydrologiske regimer og avsetning under ulike glasielle forhold (Gabrielsen, 2018). Dateringene av dryppstein i Larshullet og Lapphullet viser at avsetning av sedimenter kan ha foregått gjennom flere glasiasjoner (Kilhavn, 2017).

Figur 6.14 viser en mulig situasjon i løpet av dette utviklingsstadiet, hvor alle grottene er aktive samtidig og drenerer ned mot dalbunnen. Dalbunnen er foreslått til omtrent 260 m o.h., omtrent halvparten av dagens dybde. De nedre deler av Larshullet har dermed ikke blitt dannet ennå. Isbrefrontens posisjon i forhold til grottene har fluktuert i takt med glasiasjoner og interglasiasjoner, og kan ha både tilført eller vasket ut sedimenter, og utvidet, erodert eller bevart passasjer (Lauritzen og Skoglund, 2013).

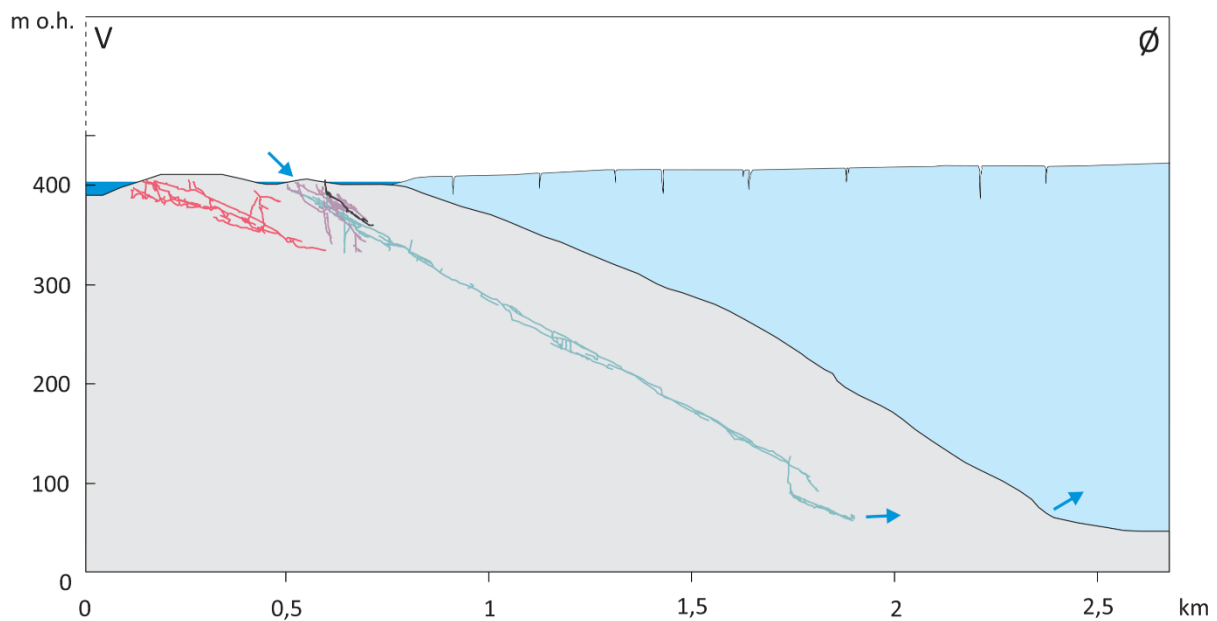


Figur 6.14. En tenkt situasjon med en omtrent proglasial isbrefront og alle grottene aktive samtidig, hvor Lapphullet er vist i rødt, Larshullet i blått, Olavsgrotta i lilla og Persgrotta i svart. Isbrefronten har fluktuert i takt med glasiasjoner og interglasiasjoner, og ført til avsetning av sedimenter og utvidelse av passasjer potensielt under både subglasielle og proglasielle forhold. Dalbunnen er foreslått til omtrent halvparten av dagens dybde. I denne situasjonen har ikke de nedre deler av Larshullet blitt utviklet ennå.

6.7.3 Utvikling av de nedre deler av Larshullet

Utstrekningen til Larshullet mot dagens dalbunn og utløpet der indikerer at de nedre delene av grottene har vært under aktiv utvikling fram til og med siste istid (Lølkes, 2017; Stadheim, 2016). Utviklingen har skjedd under freatiske forhold, hvilket indikerer en hevet piezometrisk overflate, for eksempel på grunn av en dalbre (Lølkes, 2017), se Figur 6.15. For de øvre deler av Larshullet, og for Olavs- og Persgrotta, kan derimot den aktive freatiske utvidelsen ha opphørt for minst 300 000 år siden, tilsvarende som for Lapphullet, hvor utvidelse opphørte for mellom 350 000 – 750 000 år siden. Dette kan indikere at systemet innen dette har nådd så store dimensjoner at vanntilførsel selv under

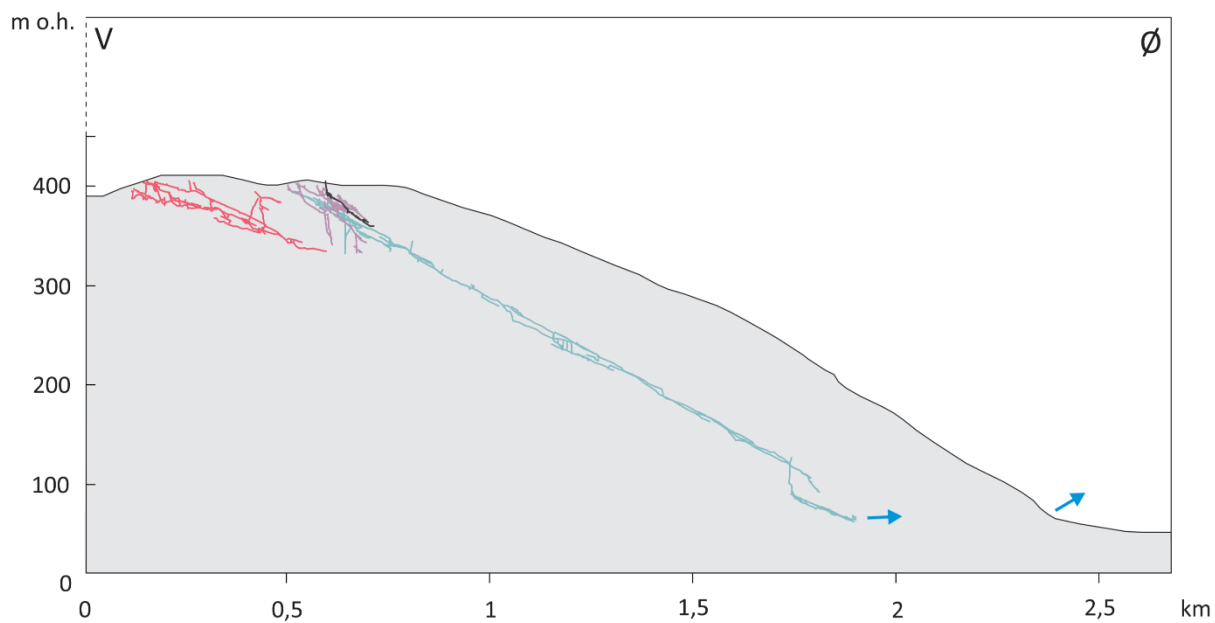
deglasasjoner ikke er tilstrekkelig nok til å holde de øvre passasjene vannfylte i annet enn korte perioder, med minimal speleogenetisk påvirkning og i stedet avsetning og/eller utvasking av sedimenter. Vann kan ha drenert fra Olavsgrotta og Lapphullet og over til Larshullet via vannlåsene og *Sjakt 1*.



Figur 6.15. Reingardslisystemet slik det kan ha sett ut under siste deglasiasjon. Røvasdalen er erodert ned til dagens nivå og proglasialt vann fra en oppdemmede dal dreneres gjennom Larshullet og ned til utløpet ved dalbunnen. Potensielt er det også drenering gjennom Lapphullet, Olavsgrotta og/eller Persgrotta, over til Larshullet. Det skjer derimot ingen utvidelse av passasjene i disse grottene. I Olavsgrotta og Lapphullet kan vannet dreneres via vannlåsene, som er et trolig koblingspunkt mellom grottene i systemet.

6.7.4 Grottesystemet i dag

Store deler av grottesystemet har vært tørrlagt siden etter siste deglasiasjon. Det er bekker i enkelte deler av Lapphullet og Larshullet, men *Corbels Nordgang* i Larshullet er den eneste delen av systemet under observerbar aktiv utvidelse, med vados gjeldannelse og drenering til kilden i Røvasdalen (Figur 6.16). Olavs- og Persgrotta er fullstendig tørrlagt bortsett fra ved vannlåsene i Olavsgrotta og i enden av den kartlagte delen av Persgrotta, hvor det er vannholdig sand. Vannlåsene er den eneste indikasjonen på passasjer under freatiske forhold i systemet, men disse er ikke forserbare.



Figur 6.16. Reingardslisystemet slik situasjonen er i dag. Det er enkelte bekker i Larshullet (blått) og Lapphullet (rødt), samt aktiv gjeldannelse helt nederst i Larshullet. Larshullet drenerer trolig videre til kilden i Røvasdalen, men dette er ikke bekreftet. Det er også vannlåser i samme nivå ved omtrent 329 m o.h. Utover dette er grottene i dag tørrlagte.

7 KONKLUSJON

Hensikten med denne oppgaven har vært å se nærmere på de strukturelle variasjoner og litostratigrafien, og sammenstille dette med grottenes plassering og morfologi. Med kartleggingen av Olavsgrotta og Persgrotta ferdig, kan også et mulig dannelsesforløp foreslåes.

- Grottene ved Reingardslivatnet utgjør et komplekst system med varierende morfologi, fra labyrintisk til lineært. Målinger av foliasjoner over et større område på overflaten, samt foliasjoner og ledespalter i Reingardslisystemet, viser tydelig at grottene er dannet i en synklinal med en påfølgende antiklinal, slik foreslått av Øyehaug (2016). Videre foreslås det at Larshullet er dannet i antiklinal parasittfold i den nordlige sjenkelen av synklinalen. En slik modell forklarer både grottenes morfologi og foliasjonstrendene.
- Lapphullet ble sannsynligvis dannet før de andre grottene i systemet, da den er den eneste grotten som viser subglasial modifikasjon. Dateringer av en stalagmitt viser at det ikke har vært signifikant freatisk utvidelse av passasjene siden 730 000 år siden (Lauritzen et al., 1990). I Olavs- og Persgrotta, og de øvre deler av Larshullet, kan freatisk utvidelse ha opphørt for rundt 300 000 år siden (Lauritzen, upublisert).
- Flere teorier kan forklare labyrintdannelsen i Olavsgrotta. En glasial opprinnelse er den mest sannsynlige forklaringen, men om dannelsen har skjedd proglasialt eller subglasialt, kan ikke bekreftes.
- Kun Olavsgrotta og Persgrotta har blitt bekreftet som sammenhengende gjennom kartlegging. En hydrologisk kobling er derimot sannsynlig gjennom vannlåsene i Larshullet, Lapphullet og Olavsgrotta, ettersom disse ligger på samme nivå. Persgrotta har to mulige koblinger til Larshullet, en ved *Kollapsen* og en ved *ER-passasjen*. Strømskåler i Persgrotta og i Larshullet indikerer at vann har drenert til Larshullet fra Persgrotta.
- Litostratigrafien i feltområdet består av ren og urene kalsittmarmor, ren dolomittmarmor og kalksilikat. Speleogenese ser ut til å være begrenset til rene, men folierte kalsittmarmorlag, til tross for at andre marmorlag viser høyere initial- og sluttrater. Strukturgeologien har trolig hatt den største påvirkningen på grottenes plassering, gjennom svakhetssoner i forbindelse med foldene.

REFERANSER

- Allmendinger, R. W. (2011) Stereonet 10.0.
- Blake, K. P. og 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*, 53 (1), s. 1-16.
- Blumberg, P. N. og Curl, R. L. (1974) Experimental and theoretical studies of dissolution roughness. *Journal of Fluid Mechanics*, 65 (4), s. 735-751.
- Bungum, H., Olesen, O., Pascal, C., Gibbons, S., Lindholm, C. og Vestøl, O. (2010) To what extent is the present seismicity of Norway driven by post-glacial rebound? *Journal of the Geological Society*, 167 (2), s. 373-384.
- Busenberg, E. og Plummer, L. N. (1982) The kinetics of dissolution of dolomite in CO₂-H₂O systems at 1.5 to 65°C and 0 to 1 atm PCO₂. *American Journal of Science*, 282 (1), s. 45-78.
- Corfu, F., Andersen, T. B. og Gasser, D. (2014) The Scandinavian Caledonides: main features, conceptual advances and critical questions. *Geological Society, London, Special Publications*, 390 (1), s. 9-43.
- Curl, R. L. (1966) Scallops and Flutes. *Transactions of the Cave Research Group of Great Britain*, 7 (2), s. 121-160.
- Curl, R. L. (1974) Deducing Flow Velocity in Cave Conduits from Scallops. *National Speleological Society Bulletin*, 36 (2), s. 1-5.
- Dreybrodt, W. og Gabrovšek, F. (2000) Dynamics of the evolution of a single karst conduit. I Klimchouk, A., Ford, D og Palmer, A. (red.) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville, Alabama, National Speleological Society.
- Dreybrodt, W., Gabrovšek, F. og Romanov, D. (2005) *Processes of Speleogenesis: A Modeling Approach*.
- Ellis, B. (1976) *Surveying Caves*, Bridgewater, Somerset, British Cave Research Association.
- Ellis, B. (1988) *An Introduction to Cave Surveying*, London, British Cave Research Association.
- Ford, D. C. (1983) Effects of glaciations upon karst aquifers in Canada. *Journal of Hydrology*, 61 (1), s. 149-158.
- Ford, D. C. og Williams, P. (2007) *Karst hydrogeology and geomorphology*, Chichester, Wiley.
- Fossen, H. (2016) *Structural geology*, Cambridge, Cambridge University Press.
- Fossen, H., Pedersen, R.-B, Bergh, S. og Andresen, A. (2013) En fjellkjede blir til. Oppbygningen av Kaledonidene; ca. 500-405 Ma. I Ramberg, I. B., et al. (red.) *Landet blir til. Norges geologi*. 2. utg. Trondheim, Norsk geologisk forening.
- Gabrielsen, I. M. 2018. *Speleogenese og mineraldannende prosesser i karstgrotter ved Reingardslivatnet, Mo i Rana*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.
- Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dels, J. og Roberts, D. (2002) Tectonic lineaments of Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 82, s. 153-174.
- Gjelle, S. og Sigmond, E. M. O. (1995) *Bergartsklassifisering og kartfremstilling*, Trondheim, Norges geologiske undersøkelse.
- Heeb, B. (2008) Paperless Caving - An Electronic Cave Surveying System. *Paper presented at the Proceedings of the IV European Speleological Congress*.
- Hjorthen, P. G. (1968) *Grotter og grotteforskning i Rana*, Oslo, Universitetsforlaget.
- Hooke, R. L (2005) *Principles of Glacier Mechanics*, Cambridge, Cambridge University Press.
- Horn, G. (1947) *Karsthuler i Nordland*, Oslo, Kommisjon hos H. Aschehoug.
- Jeffery, G. H., Bassett, J., Mendham, J. og Denney, R. C. (1989) *Vogel's textbook of quantitative chemical analysis*, Harlow, Longman Scientific & Technical.
- Kilhavn, H. 2017. *Kartlegging og analyser av finkornede sedimenter og mineraler i karstgrotter ved Reingardslivatnet, Mo i Rana*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.

- Klimchouk, A. og Ford, D. (2000) Lithologic and Structural Controls of Dissolutional Cave Development. I Klimchouk, A., Ford, D og Palmer, A. (red.) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville, Alabama, National Speleological Society.
- Ksienzyk, A. K., Dunkl, I., Jacobs, J., Fossen, H. og Kohlmann, F. (2014) From orogen to passive margin: constraints from fission track and (U-Th)/He analyses on Mesozoic uplift and fault reactivation in SW Norway. *Geological Society, London, Special Publications*, 390 (1), s. 679-702.
- Lauritzen, S.-E. (1982) The paleocurrents and morphology of Pikhåggrottene, Svartisen, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 36 (4), s. 183-209.
- Lauritzen, S.-E. Year. Scallop Dominant Discharge. I: Proceedings of the 10th International Congress of Speleology, 1989. 123-124.
- Lauritzen, S.-E. (2001) Marble stripe karst of the Scandinavian Caledonides: An end-member in the contact karst spectrum. *Acta Carsologica*, 30 (2), s. 47-79.
- Lauritzen, S.-E. (2002) Kompendium i Grottekartlegging. *Norsk Grotteblad*, 39, s. 3-39.
- Lauritzen, S.-E. (2008) Grottof. 4.027 utg., Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Lauritzen, S.-E. (2016) Kapittel 6: Korrosjonskinetikk i karst. I Lauritzen, S.-E. (red.) *Karst- og grottelære*. Universitetet i Bergen.
- Lauritzen, S.-E. (upublisert) Uranseriedateringer fra Larshullet og Lapphullet fra 1987. Institutt for Geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Lauritzen, S.-E., Abbott, J., Arnesen, R., Crossley, G., Grepperud, D., Ive, A. og Johnson, S. (1985) Morphology and Hydraulics of an Active Phreatic Conduit. *Cave Science*, 12 (3), s. 139-146.
- Lauritzen, S.-E. og Gascoyne, M. (1980) The first radiometric dating of Norwegian stalagmites – Evidence of pre-Weichselian karst caves. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 34 (2), s. 77-82.
- Lauritzen, S.-E. og Lundberg, J. (2000) Meso- and Micromorphology of Caves. I Klimchouk, A., Ford, D og Palmer, A. (red.) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville, Alabama, National Speleological Society.
- Lauritzen, S.-E. og Lundberg, J. (2004) Isotope stage 11, the "super-interglacial", from a north Norwegian speleothem. I Sasowsky, I. D. og Mylroie, J. (red.) *Studies of Cave Sediments. Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. Dordrecht, Springer, s. 257-272.
- Lauritzen, S.-E. og Skoglund, R. Ø. (2013) Glacier Ice-Contact Speleogenesis in Marble Stripe Karst. I Frumkin, A. (red.) *Karst Geomorphology*. San Diego, Academic Press, s. 363-396.
- Lauritzen, S.-E. og Solbakk, T. (2008) Grottof 4.023 Kort bruksanvisning. s. 1-20.
- Lauritzen, S. E. (2013) KinRate.
- Lauritzen, Stein-Erik, Løvlie, Reidar, Moe, Dagfinn og Østbye, Eivind (1990) Paleoclimate deduced from a multidisciplinary study of a half-million-year-old stalagmite from rana, northern Norway. *Quaternary Research*, 34 (3), s. 306-316.
- Lølkes, S. 2017. *Kartlegging og paleostrømanalyse i karstgrotter ved Reingardslivatnet, Mo i Rana*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. og Svendsen, J. I. (2011) Glacial history of Norway. I Ehlers, J., Gibbard, P. L. og Hughes, P. D. (red.) *Quaternary glaciations – extent and chronology*. Amsterdam, Elsevier, s. 279-298.
- Melezhik, V. A., Ihlen, P. M., Kuznetsov, A. B., Gjelle, S., Solli, A., Gorokhov, I. M., Fallick, A. E., Sandstad, J. S. og Bjerkgård, T. (2015) Pre-Sturtian (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: A chemostratigraphic approach. *Precambrian Research*, 261, s. 272-299.
- Olesen, O., Gjelle, S., Henkel, H., Karlsen, T. A., Olsen, L. og Skogseth, T. (1995) Neotectonics in the Ranafjorden area, northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse, Bulletin 427*, s. 5-8.
- Palmer, A. N. (1975) The origin of maze caves. *National Speleological Society Bulletin*, 37 (3), s. 56-76.

- Palmer, A. N. (1991) Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of American Bulletin*, 103, s. 1-21.
- Plummer, L. N., Wigley, T. M. L. og 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 (2), s. 179-216.
- Rauch, H. W. og White, W. B. (1970) Lithologic Controls on the Development of Solution Porosity in Carbonate Aquifers. *Water Resources Research*, 6 (4), s. 1175-1192.
- Rauch, H. W. og White, W. B. (1977) Dissolution kinetics of carbonate rocks; 1, Effects of lithology on dissolution rate. *Water Resources Research*, 13 (2), s. 381-394.
- Shaw, E. M. (1983) *Hydrology in practice*, Wokingham, Van Nostrand Reinhold.
- Skoglund, R. Ø. og Lauritzen, S.-E. (2011) Subglacial maze origin in low-dip marble stripe karst: examples from Norway. *Journal of Cave and Karst Studies*, 73 (1), s. 31-43.
- Skoglund, R. Ø., Lauritzen, S.-E. og Gabrovšek, F. (2010) The impact of glacier ice-contact and subglacial hydrochemistry on evolution of maze caves: A modelling approach. *Journal of Hydrology*, 388 (1), s. 157-172.
- Skutlaberg, S. 2003. *Paleohydrogeologi, bruddgeometri og litostratigrafi i Grønli-Setergrottesystemet, Mo i Rana*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.
- Stadheim, A. G. 2016. *Kartlegging av karstgrotter og overflatekart ved Reingardslivatnet, Mo i Rana*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, Helena, Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, Christian, Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingolfsson, O., Jakobsson, M., Kjaer, Kurt, Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lysa, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, Per, Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F. og Stein, R. (2004) Late quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11-13), s. 1229-1271.
- Søvegjarto, U. (1988) *Mo i Rana*, Trondheim, NGU.
- Vorren, T. O. og Mangerud, J. (2013) Istider kommer og går. Pleistocen; 2,6 millioner - 11 700 år. I Ramberg, Ingvar B., et al. (red.) *Landet blir til. Norges geologi*. 2. utg. Trondheim, Norsk geologisk forening.
- Øvrevik, R. 2002. *Hydrogeologi og karstkorrosjon i Grønli-Seterakviferen, Mo i Rana*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.
- Øvrevik, R. og 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*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.

VEDLEGG

Vedlegg A: Kart over Olavsgrotta

Vedlegg B: Kart over Persgrotta

Vedlegg C: Vertikalprofil av Olavsgrotta

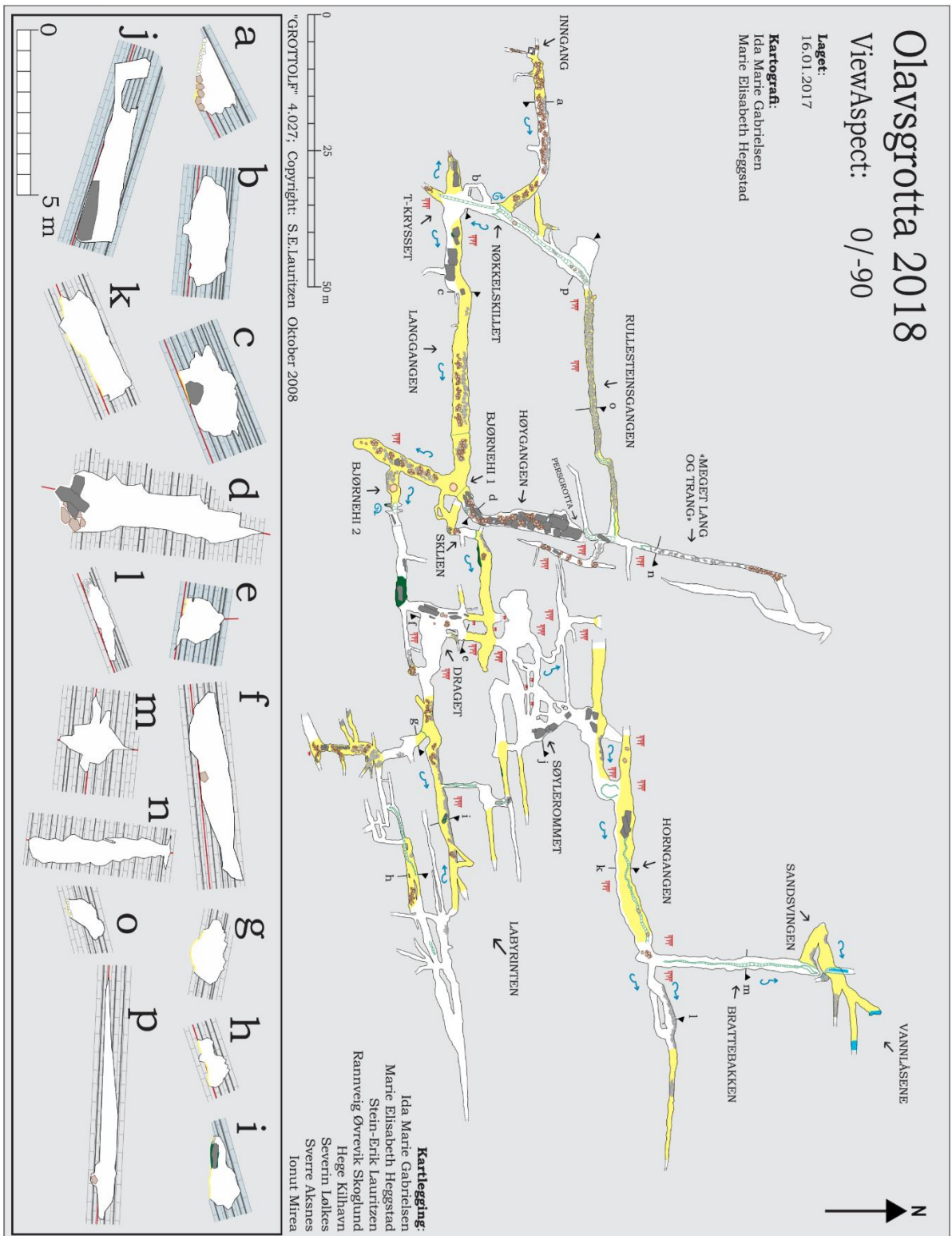
Vedlegg D: Vertikalprofil av Persgrotta

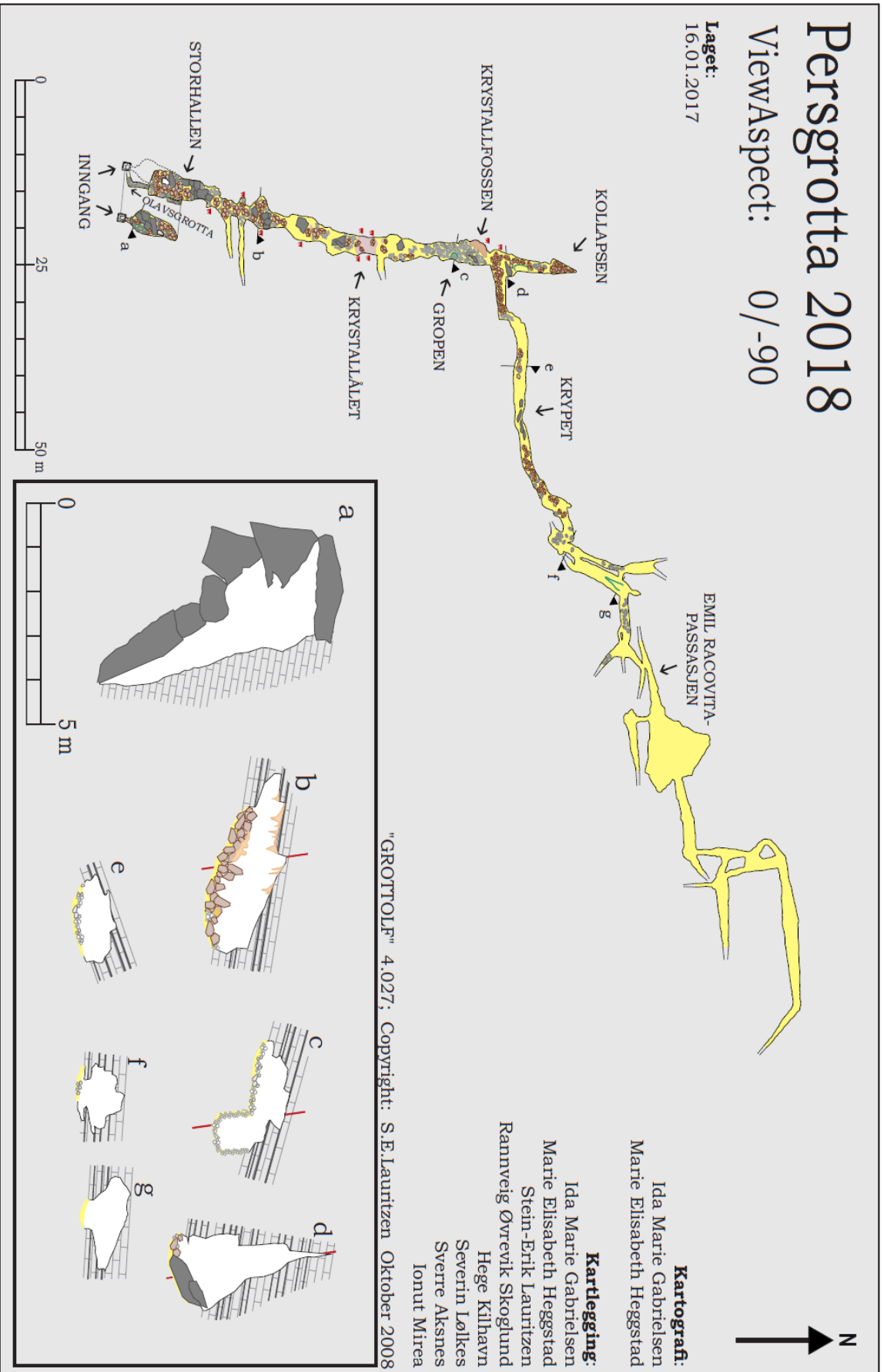
Vedlegg E: Resultater fra kinetikkeksperimenter

Vedlegg F: Titreringsverdier og fortynningsgrader av syreuløselig rest

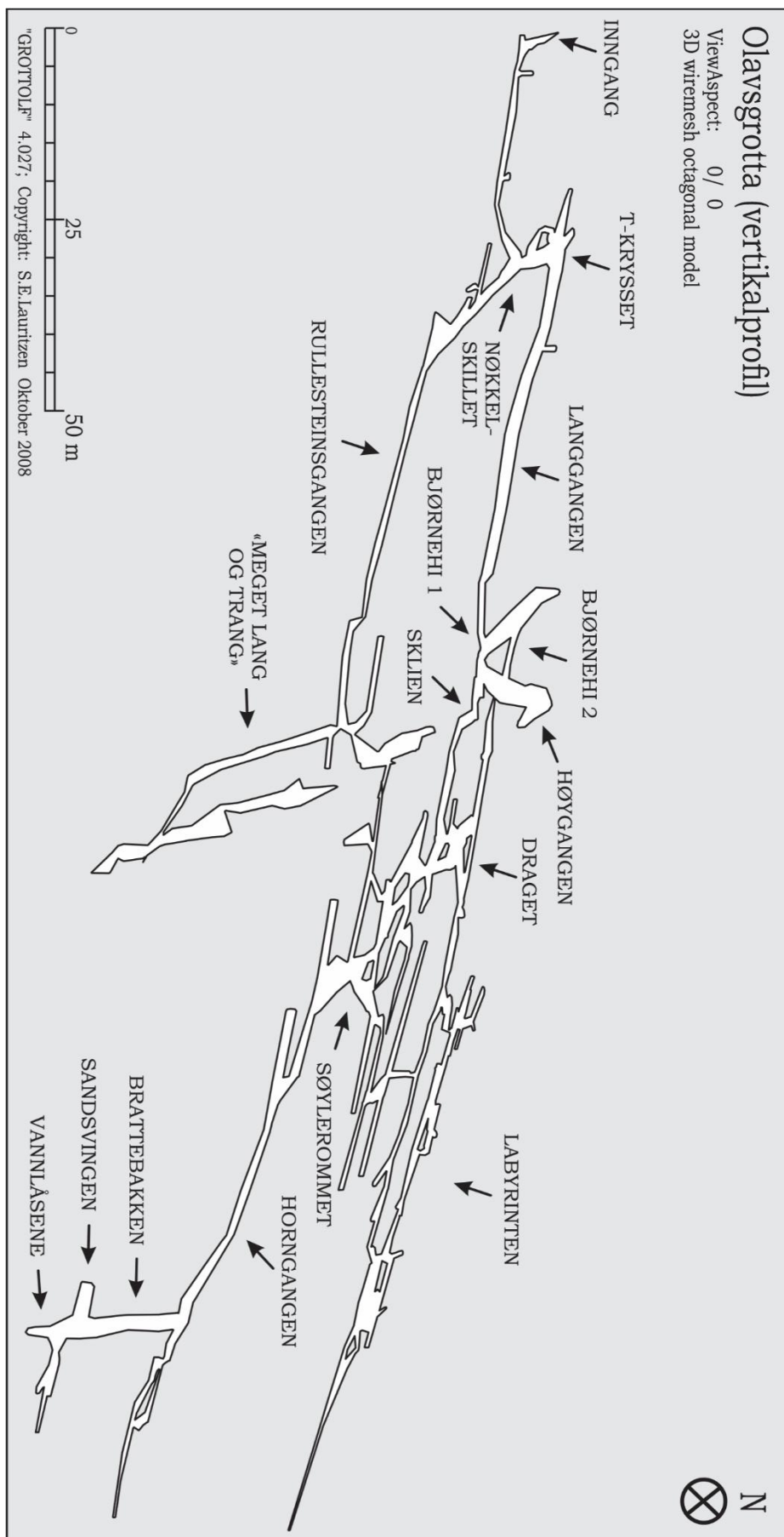
Vedlegg G: Strukturgeologiske målinger

VEDLEGG A: KART OVER OLAVSGROTTA

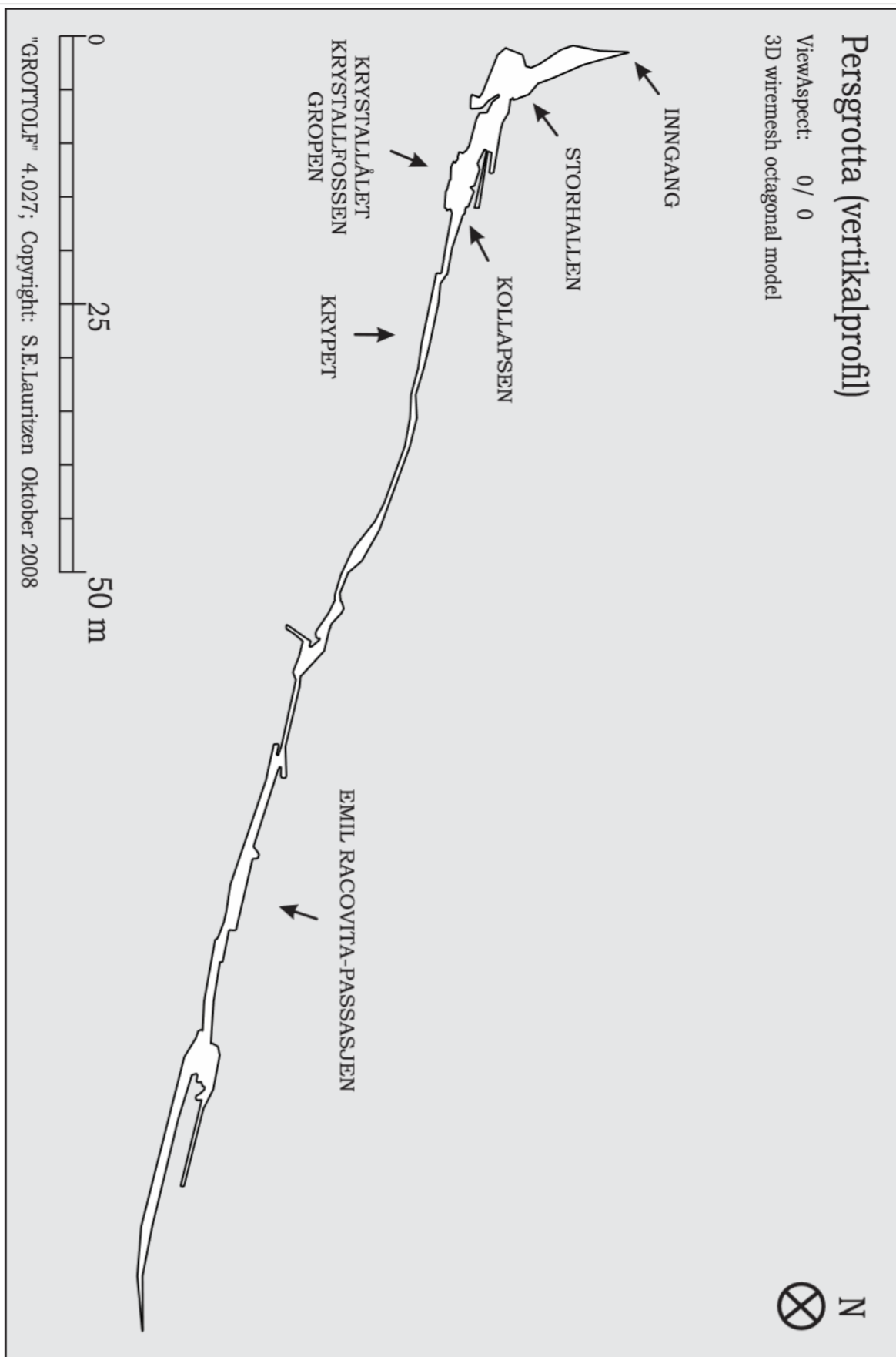




VEDLEGG C: VERTIKALPROFIL AV OLAVSGROTTA



VEDLEGG D: VERTIKALPROFIL AV PERSGROTTA



VEDLEGG F: RESULTATER FRA KINETIKKEKSPERIMENT

Generelle data

Prøve	MEH21082017	MEH21082017	MEH19082017	MEH06082016	MEH19082017-
	-1	-2	-2	2-2	7
<i>CO₂</i> (ppm)	430	430	450	430	440
<i>Prøve</i> (g)	1,0066	1,0104	1,0073	1,0174	1,000
<i>Start</i> (dato)	01.05.18	23.04.18	14.04.18	05.08.17	06.04.18
<i>Start</i> (tid)	15:44	12:05	11:42	14:30	13:10
<i>Slutt</i> (dato)	03.05.18	25.04.18	16.04.18	07.08.17	08.04.18
<i>Slutt</i> (tid)	13:32	12:29	11:54	16:55	13:15
κ_0 ($\mu\text{S/cm}$)	1,4	1,2	1,3	1,5	1,3
T_0 ($^{\circ}\text{C}$)	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
κ_{∞} ($\mu\text{S/cm}$)	31,9	26,9	29,5	28,8	30,6
T_{∞} ($^{\circ}\text{C}$)	5,0	5,0	5,0	4,9	5,0
pH_{lab} ($^{\circ}\text{C}$)	9,13 (19,5)	9,22 (20,7)	9,55 (20,5)	9,44 (20,8)	9,56 (20,2)
χ_{lab} ($\mu\text{S/cm}$) ($^{\circ}\text{C}$)	30,6 (23,5)	25,2 (20,5)	23,3 (20,3)	27,1 (20,0)	
Prøve	MEH19082017	MEH19082017	MEH19082017	MEH06082016	MEH06082016
	-3	-8	-5	1-2	1-5
<i>CO₂</i> (ppm)	440	450	430	450	440
<i>Prøve</i> (g)	0,9995	0,9955	0,9992	1,0194	1,0109
<i>Start</i> (dato)	10.04.18	08.04.18	25.04.18	18.09.17	14.06.17
<i>Start</i> (tid)	17:28	17:27	16:57	13:47	14:35
<i>Slutt</i> (dato)	12.04.18	10.04.18	27.04.18	19.09.17	15.06.17
<i>Slutt</i> (tid)	12:5	12:05	13:04	16:19	14:45
κ_0 ($\mu\text{S/cm}$)	1,3	1,3	1,3	1,3	1,6
T_0 ($^{\circ}\text{C}$)	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
κ_{∞} ($\mu\text{S/cm}$)	22,6	29,5	31,1	28,9	29,2
T_{∞} ($^{\circ}\text{C}$)	5,0	5,0	5,0	4,9	5,0
pH_{lab} ($^{\circ}\text{C}$)	9,43 (19,9)	9,47 (21,9)	9,22 (22,5)	9,52 (20,7)	9,50 (20,4)

κ_{lab} ($\mu S/cm$) ($^{\circ}C$)	17,3 (20,0)	22,5 (22,1)	29,1 (22,5)	27,0 (20,0)	26,2 (20,0)
Prøve	MEH14082016 -3	MEH14082016 -1	MEH14082016 -2	MEH06082016 4-1	MEH19082017- 6
CO_2 (ppm)	450	430	440	450	440
Prøve (g)	1,0040	1,0117	1,0144	1,0187	1,0215
Start (dato)	14.08.17	02.08.17	07.08.17	20.09.17	27.01.18
Start (tid)	12:37	16:23	16:04	13:56	14:41
Slutt (dato)	16.08.17	04.08.17	09.08.17	23.09.17	29.01.18
Slutt (tid)	12:27	11:45	12:40	12:18	10:53
κ_0 ($\mu S/cm$)	1,3	1,6	1,8	1,4	1,3
T_0 ($^{\circ}C$)	5,1	5,0	5,3	5,0	5,0
κ_{∞} ($\mu S/cm$)	28,2	29,2	28,7	30,0	29,3
T_{∞} ($^{\circ}C$)	4,9	4,9	4,9	4,9	4,9
pH_{lab} ($^{\circ}C$)	9,43 (20,9)	9,51 (20,6)	9,42 (20,8)	9,56 (20,7)	9,61 (20,4)
κ_{lab} ($\mu S/cm$) ($^{\circ}C$)	27,5 (20,7)	26,6 (20,0)	27,1 (20,7)	26,4 (20,1)	24,8 (20,0)
Prøve	MEH19082017 -1	MEH19082017 -4	MEH21082017 -3	MEH09082016 -1	Glomdals- marmor
CO_2 (ppm)	430	460	440	460	460
Prøve (g)	0,9976	1,0048	1,0050	1,0187	1,0051
Start (dato)	18.01.18	20.04.18	29.04.18	12.03.18	04.04.17
Start (tid)	16:49	11:26	14:22	11:46	09:25
Slutt (dato)	20.01.18	22.04.18	01.05.18	14.03.18	06.04.17
Slutt (tid)	16:47	10:20	11:52	08:34	15:10
κ_0 ($\mu S/cm$)	1,4	1,6	1,4	1,3	2,1
T_0 ($^{\circ}C$)	5,0	5,0	5,0	5,0	5,1
κ_{∞} ($\mu S/cm$)	31,8	25,3	32,1	30,6	30,0
T_{∞} ($^{\circ}C$)	4,9	5,0	5,0	4,9	5,0
pH_{lab} ($^{\circ}C$)	9,57 (20,5)	9,08 (20,9)	9,31 (20,6)	9,58 (20,3)	9,33 (19,9)

κ_{lab} ($\mu S/cm$) ($^{\circ}C$)	27,9 (19,7)	22,7 (20,5)	29,6 (20,5)	26,7 (19,4)	28,2 (19,9)
---	-------------	-------------	-------------	-------------	-------------

Titreringsverdier

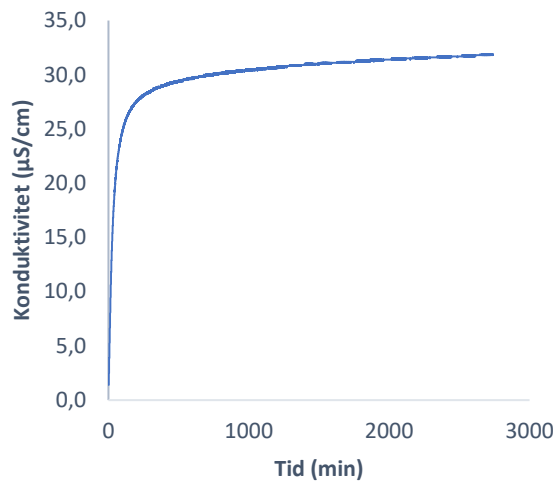
Prøve	Prøve (mL)	EDTA (mL)	EDTA Ca ²⁺ (mM)	Prøve (mL)	EGTA (mL)	EGTA Ca ²⁺ (mM)
MEH21082017-1	19,21	9,49	0,108	19,19	9,52	0,098
	19,20	10,05	0,114	19,37	9,64	0,099
	19,44	10,19	0,115	19,58	9,71	0,098
	19,27	10,05	0,114	19,02	9,42	0,098
MEH21082017-2	19,13	8,14	0,091	19,04	6,72	0,070
	19,13	8,12	0,091	19,30	6,88	0,071
	19,34	8,29	0,092	19,16	6,77	0,070
	19,49	8,30	0,092	19,11	6,77	0,071
MEH19082017-2	19,20	9,25	0,105	19,16	9,20	0,095
	19,18	9,27	0,105	19,30	9,26	0,095
	19,30	9,30	0,105	19,14	9,19	0,095
	19,20	9,28	0,105	19,19	9,21	0,095
MEH06082016 2-	19,38	11,65	0,123	19,26	12,06	0,114
	19,39	11,09	0,116	19,25	12,00	0,114
	19,16	11,37	0,121	19,39	12,17	0,115
	19,12	11,96	0,129	19,37	13,51	0,128
				19,39	12,49	0,118
MEH19082017-7	19,19	9,28	0,105	19,08	10,22	0,106
	19,13	9,25	0,105	19,06	9,63	0,100
	19,17	9,29	0,105	19,17	9,71	0,100
	19,14	9,26	0,105	19,58	9,91	0,100
				19,03	9,61	0,100
MEH19082017-3	19,10	6,86	0,076	19,26	6,13	0,064
	19,11	6,84	0,076	19,46	6,22	0,064
	19,47	6,98	0,076	19,52	6,23	0,064
	19,22	6,87	0,076	19,48	6,22	0,064
MEH19082017-8	19,28	9,47	0,107	19,28	9,65	0,099
	19,51	9,56	0,107	19,12	9,53	0,099
	19,20	9,48	0,108	19,14	9,55	0,099
	19,14	9,39	0,107	19,19	9,58	0,099
MEH19082017-5	19,25	9,59	0,109	19,11	9,44	0,098
	19,13	9,54	0,109	19,33	9,55	0,098
	19,19	9,54	0,108	19,17	9,48	0,098
	19,34	9,66	0,109	19,07	9,42	0,098
MEH06082016 1-2	19,21	10,02	0,104	19,22	10,79	0,101
	19,24	9,95	0,103	19,36	12,31	0,116
	19,26	9,86	0,102	19,48	11,79	0,110
	19,06	9,54	0,099	19,12	11,76	0,112

				19,32	11,09	0,104
<i>MEH06082016-1-5</i>	19,26	10,74	0,113	19,03	12,70	0,122
	19,41	10,48	0,109	19,28	12,67	0,120
	19,78	10,51	0,113	19,37	12,47	0,118
	19,15	10,50	0,110	19,42	12,50	0,118
<i>MEH14082016-3</i>	19,34	10,31	0,107	19,34	12,61	0,119
	19,10	10,20	0,107	19,02	12,38	0,119
	19,50	10,42	0,108	19,26	12,23	0,116
	19,10	10,16	0,107	19,27	12,28	0,116
<i>MEH14082016-1</i>	19,25	9,77	0,101	19,41	11,87	0,111
	19,22	9,42	0,097	19,07	11,68	0,111
	19,41	9,99	0,103	19,21	12,13	0,115
	19,33	10,13	0,105	19,31	12,23	0,116
<i>MEH14082016-2</i>	19,27	12,35	0,110	19,27	12,35	0,117
	19,29	12,34	0,110	19,29	12,34	0,117
	19,04	12,28	0,105	19,04	12,28	0,118
	19,51	12,07	0,111	19,51	12,07	0,113
<i>MEH06082016-4-1</i>	19,19	9,75	0,101	19,23	11,24	0,106
	19,39	9,26	0,094	19,36	11,19	0,105
	19,08	9,52	0,099	19,24	11,28	0,106
	19,06	8,94	0,092	19,32	11,32	0,107
<i>MEH19082017-6</i>	19,30	9,93	0,112	19,40	9,90	0,101
	19,34	9,97	0,113	19,20	9,67	0,100
	19,26	9,86	0,112	19,37	9,92	0,102
	19,36	9,98	0,113	19,15	9,84	0,102
<i>MEH19082017-1</i>	19,28	11,50	0,132	19,26	10,65	0,110
	19,34	11,18	0,127	19,06	10,67	0,111
	19,15	11,01	0,127	19,19	10,72	0,111
	19,03	10,74	0,124	19,03	10,90	0,113
<i>MEH19082016-4</i>	19,31	7,94	0,088	19,05	6,96	0,065
	19,21	7,88	0,088	19,26	6,88	0,063
	19,16	7,77	0,087	19,49	7,11	0,065
	19,32	7,93	0,088	19,16	7,01	0,065
				19,09	6,92	0,065
<i>MEH21082017-3</i>	19,16	9,94	0,113	19,11	10,00	0,104
	19,15	9,96	0,114	19,13	9,98	0,103
	19,18	9,99	0,114	19,32	10,03	0,103
	19,18	10,00	0,114	19,31	10,04	0,103
<i>MEH09082016-1</i>	19,10	9,86	0,113	19,16	9,98	0,103
	19,20	9,92	0,113	19,31	10,04	0,103
	19,28	9,98	0,113	19,38	10,07	0,103

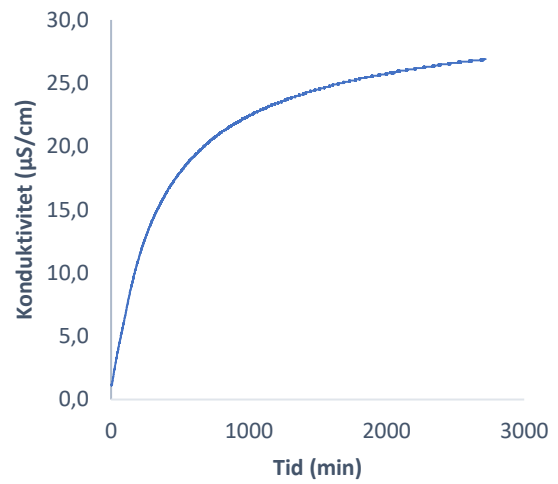
	19,43	10,05	0,113	19,28	9,98	0,103
<i>Glomdalsmarmor</i>	18,94	12,17	0,142	19,22	12,16	0,125
	18,88	11,62	0,136	19,03	11,44	0,119
	19,04	11,82	0,137	18,59	11,68	0,124
	18,90	11,58	0,135	18,91	11,43	0,120
				18,36	11,62	0,125

Konduktivitet versus tid

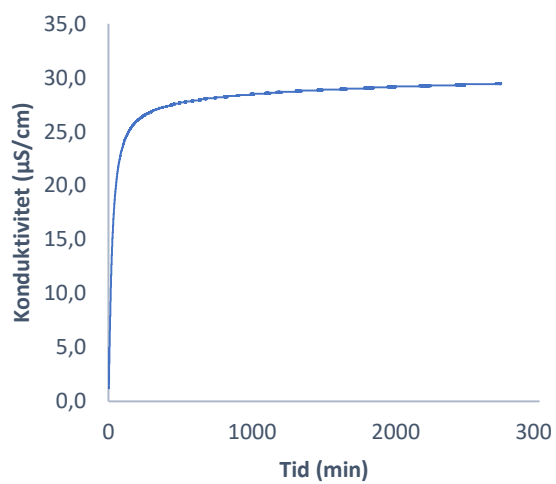
MEH21082017-1



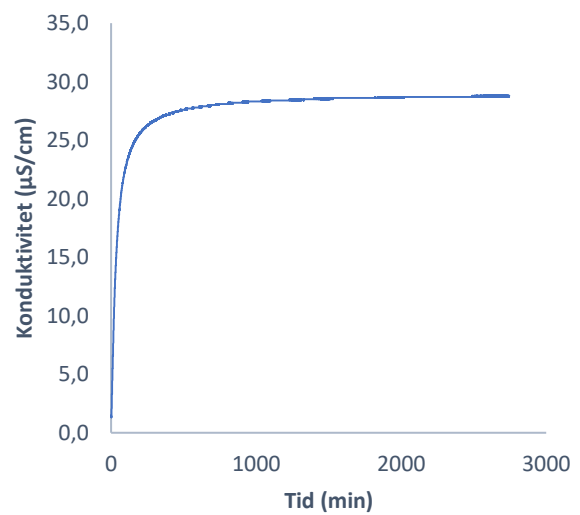
MEH21082017-2



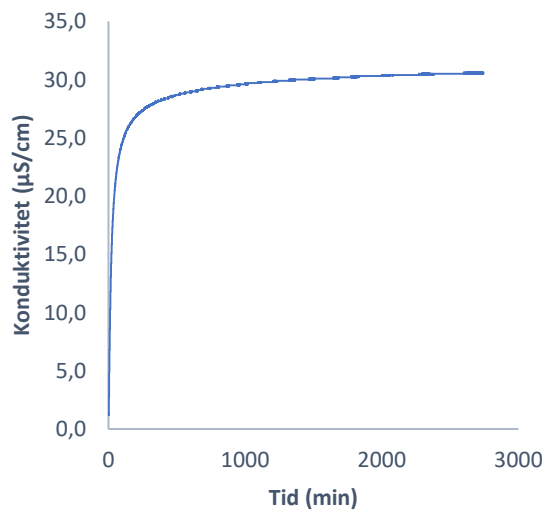
MEH19082017-2



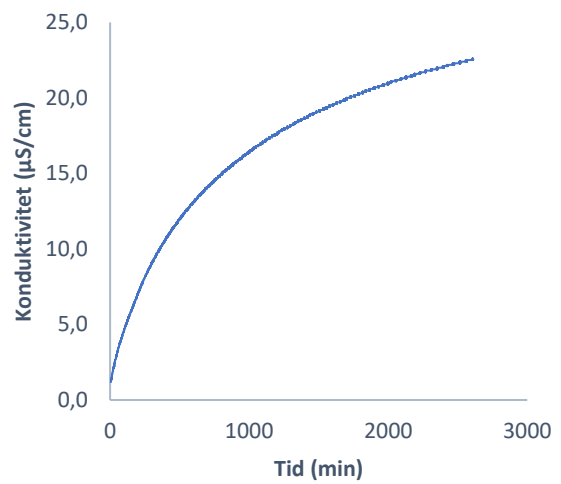
MEH06082016 2-2



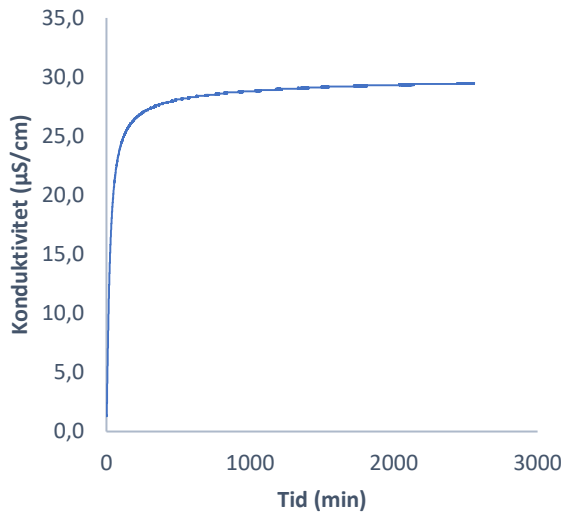
MEH19082017-7



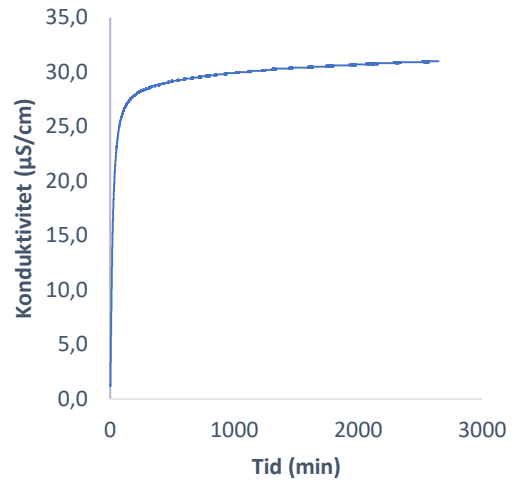
MEH19082017-3



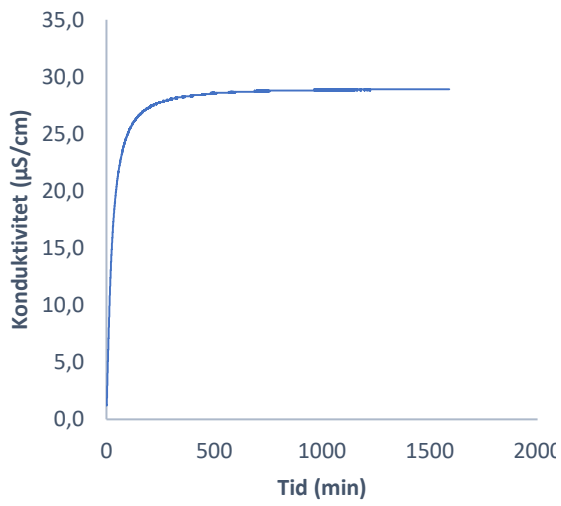
MEH19082017-8



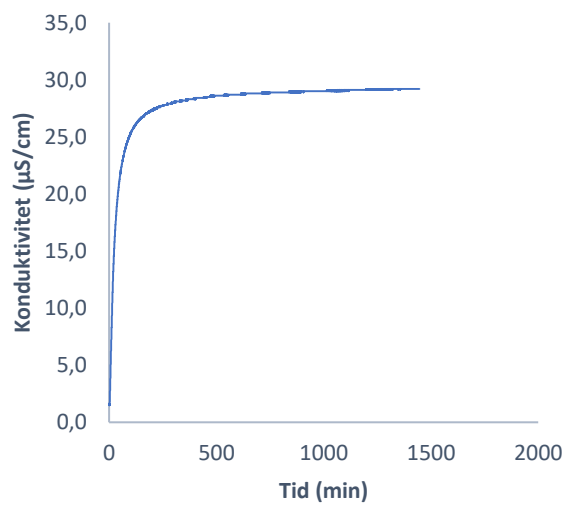
MEH19082017-5



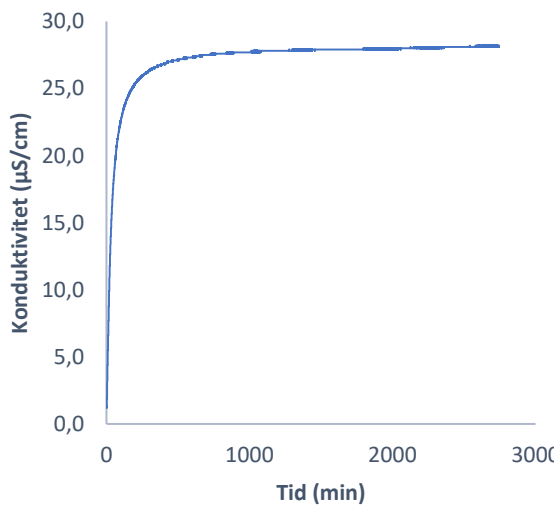
MEH06082016 1-2



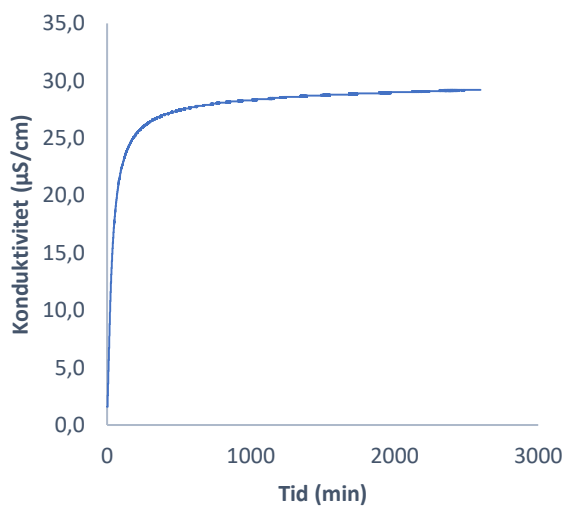
MEH06082016 1-5



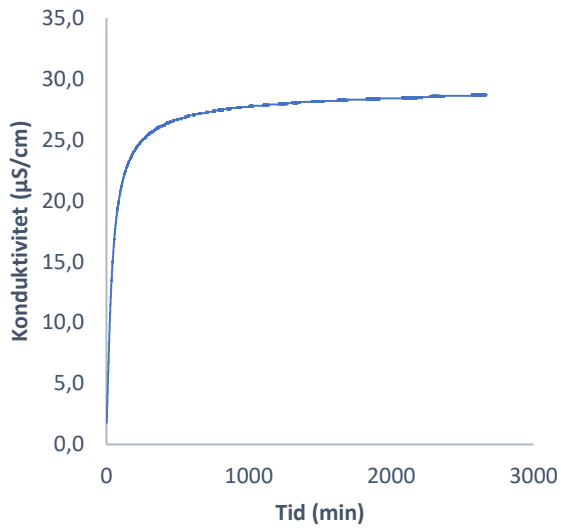
MEH14082016-3



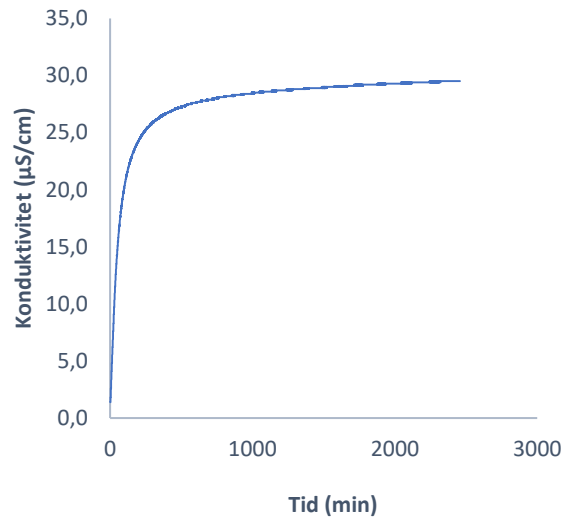
MEH14082016-1



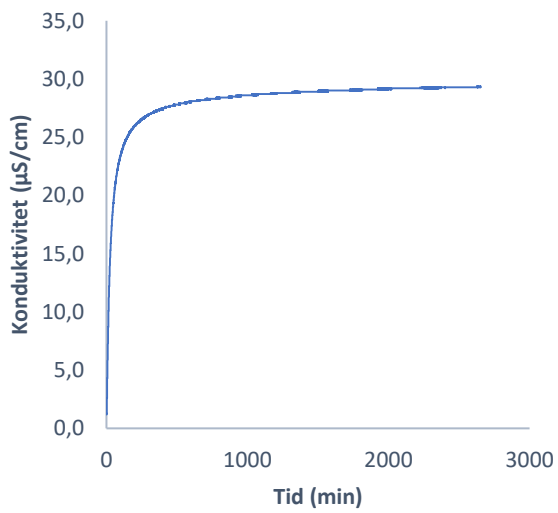
MEH14082016-2



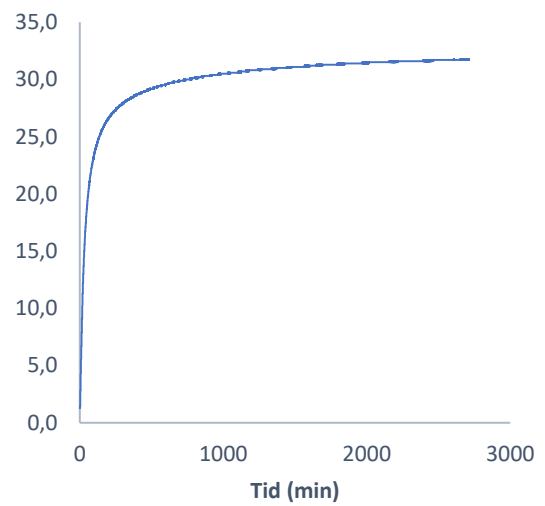
MEH06082016 4-1



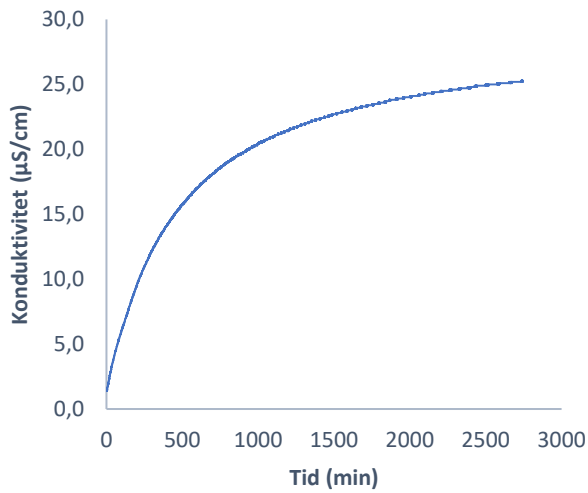
MEH19082017-6



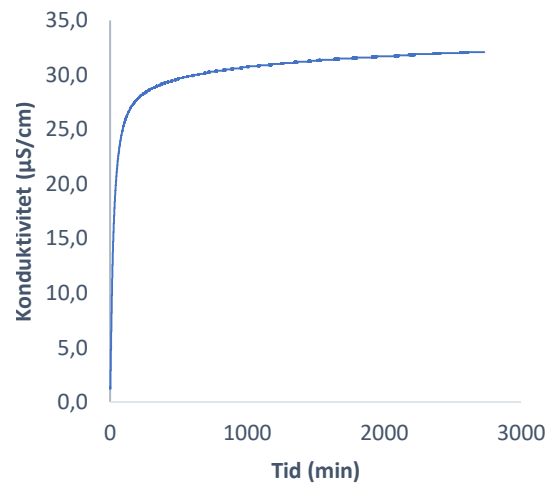
MEH19082017-1



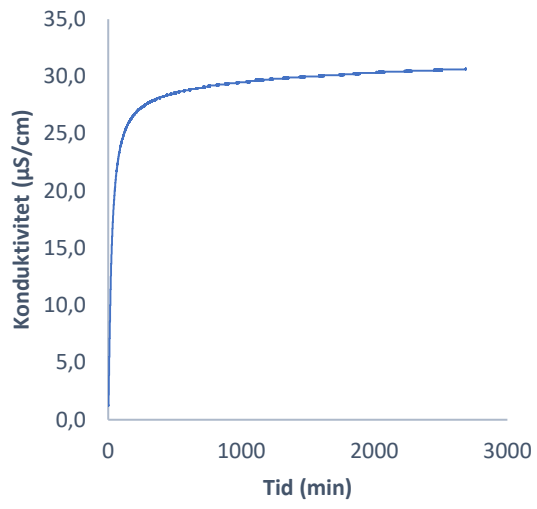
MEH19082017-4



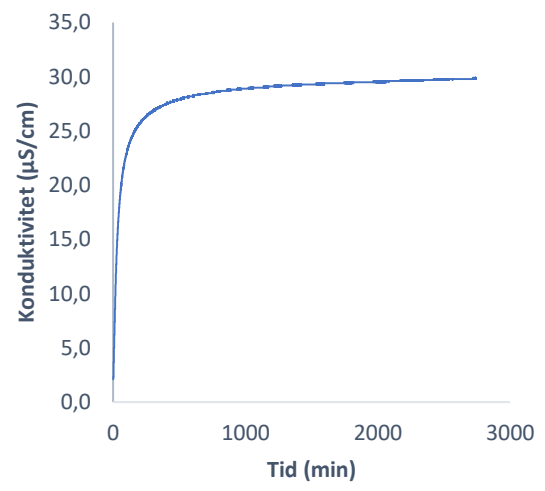
MEH21082017-3



MEH09082016-1

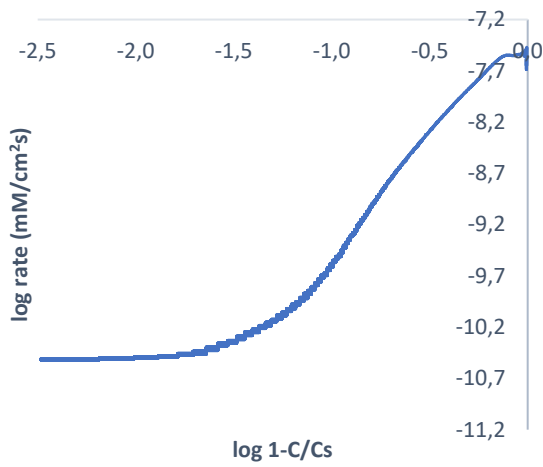


Glomdalsmarmor

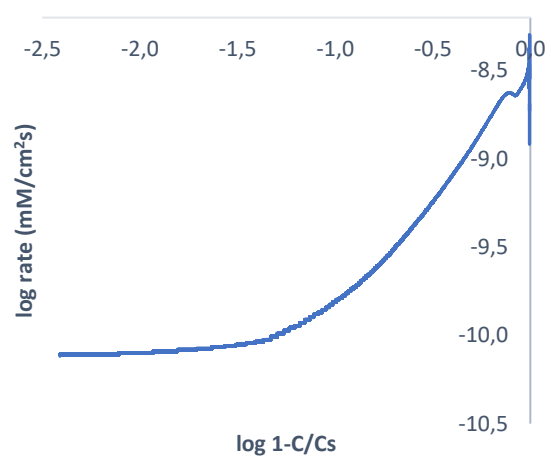


Log rate versus log metningsgrad

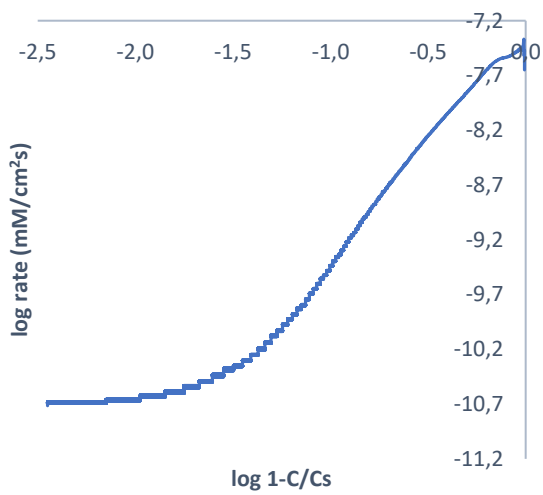
MEH21082017-1



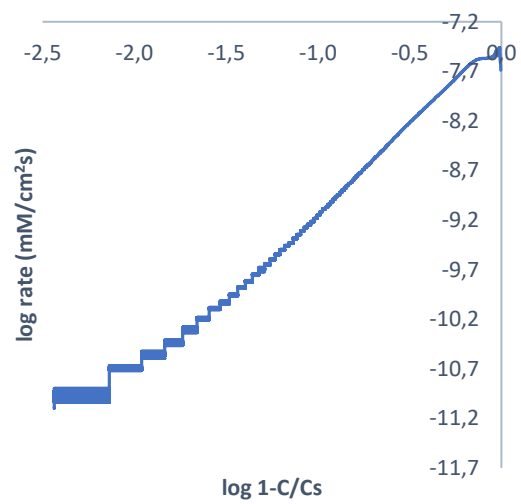
MEH21082017-2



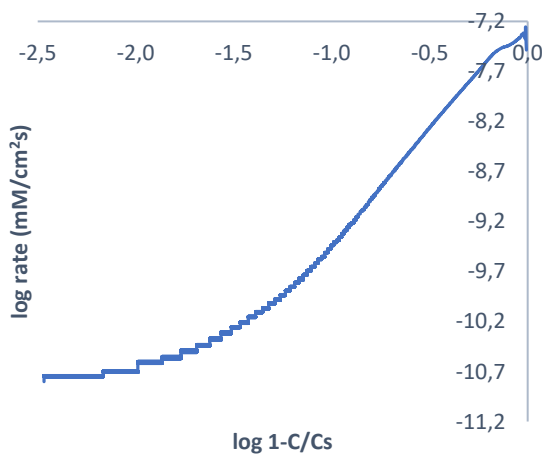
MEH19082017-2



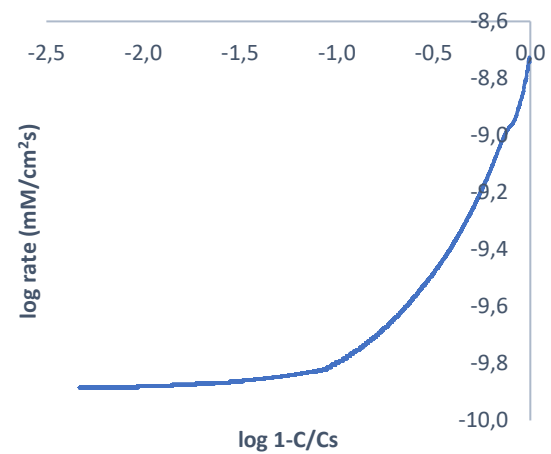
MEH06082016 2-2



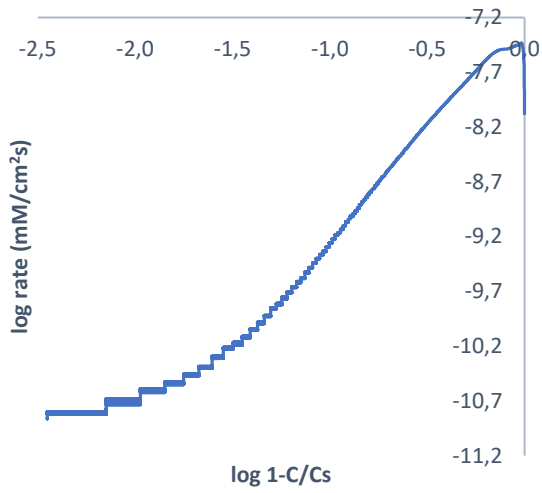
MEH19082017-7



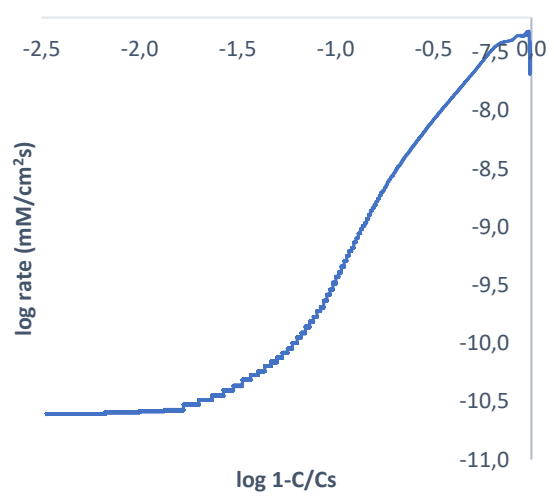
MEH19082017-3



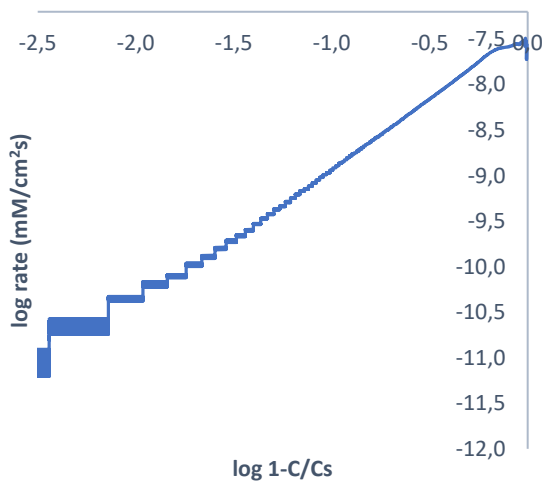
MEH19082017-8



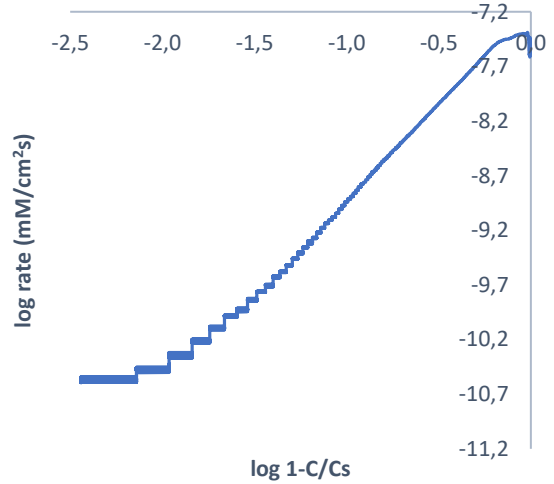
MEH19082017-5



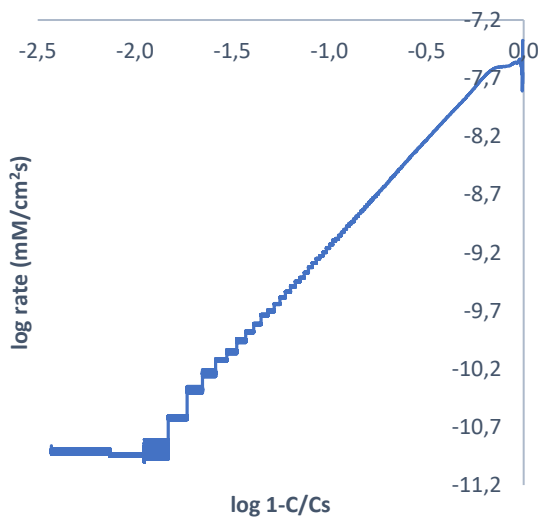
MEH06082016 1-2



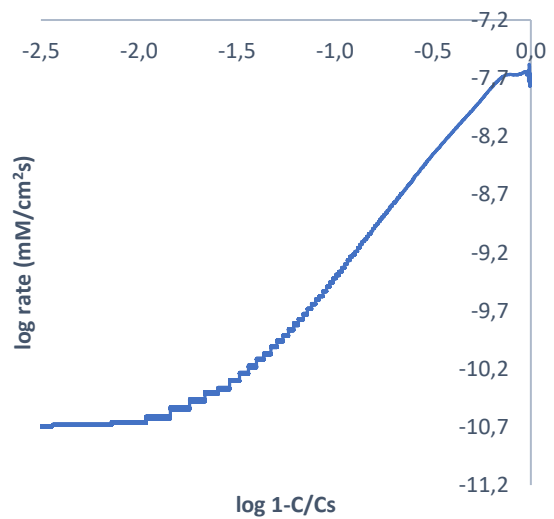
MEH06082016 1-5



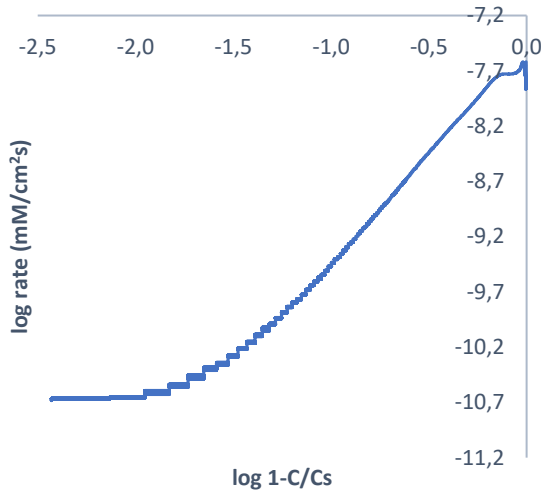
MEH14082016-3



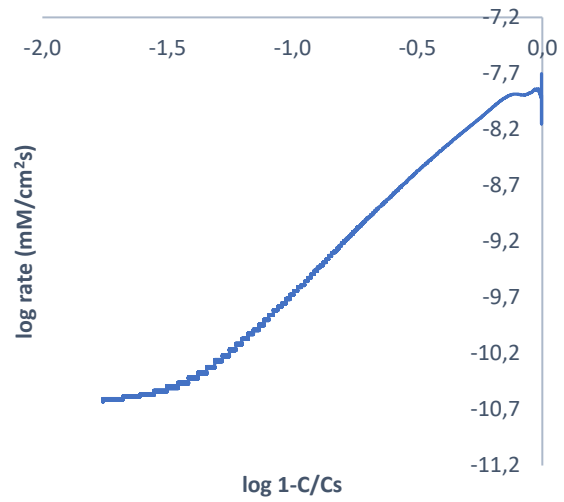
MEH14082016-1



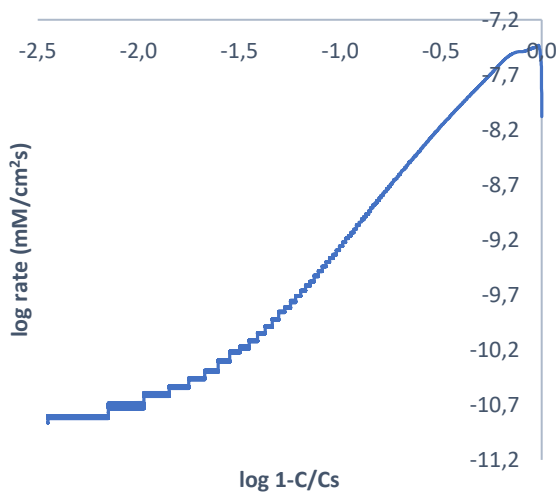
MEH14082016-2



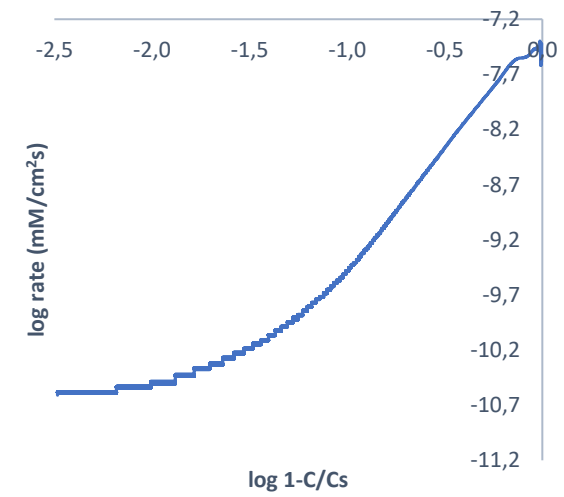
MEH06082016 4-1



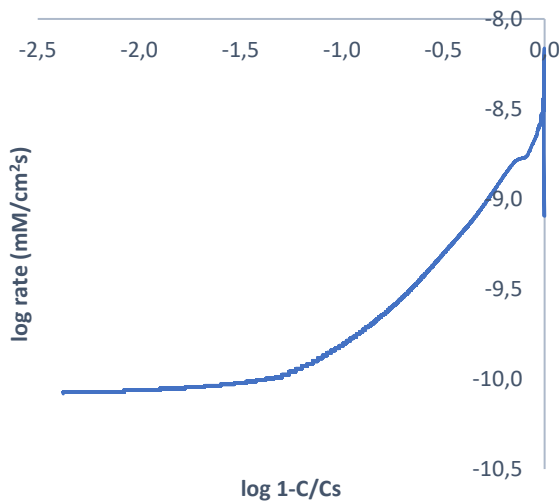
MEH19082017-6



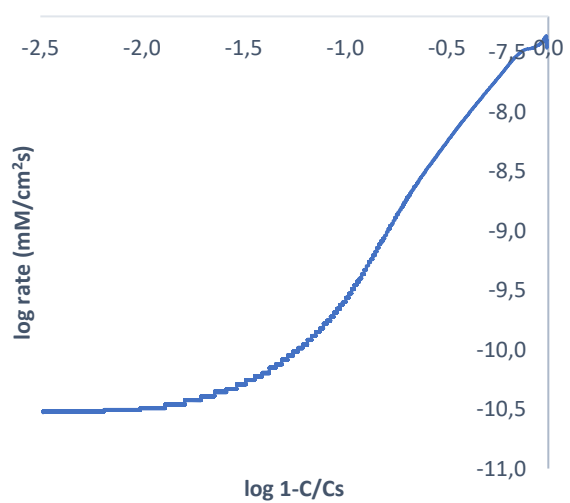
MEH19082017-1



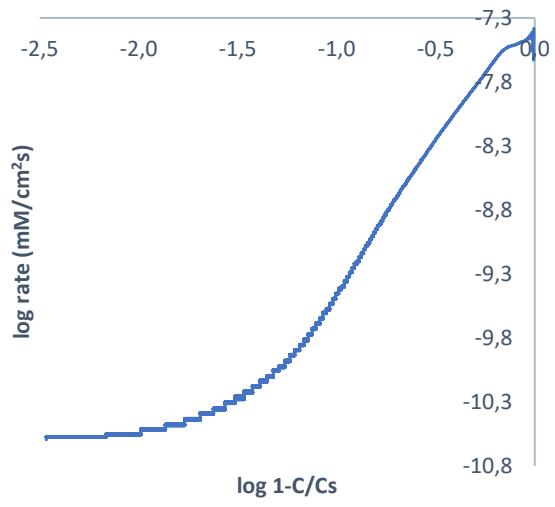
MEH19082017-4



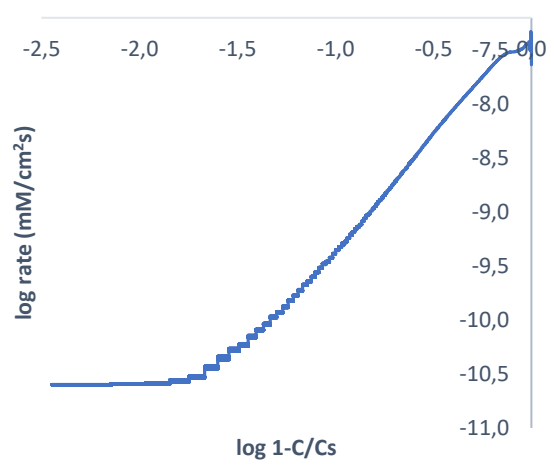
MEH21082017-3



MEH09082016-1



Glomdalsmarmor



VEDLEGG G: TITRERINGSVERDIER OG FORTYNNINGSGRAD AV SYRELØSELIG REST

Prøve	Fortynnings- grad, trinn 2	Prøve (mL)	EDTA (mL)	EDTA Ca ²⁺ (mM)	Prøve (mL)	EGTA (mL)	EGTA Ca ²⁺ (mM)
MEH21082017-1	511	19,28	0,79	0,001	19,32	0,00	0,001
		19,69	0,81	0,001	19,46	0,00	0,001
		19,17	0,79	0,001	19,03	0,00	0,001
		19,51	0,80	0,001	19,48	0,00	0,001
MEH21082017-2	549	19,12	2,00	0,016	19,34	0,71	0,008
		19,14	2,01	0,016	19,55	0,73	0,008
		19,17	2,03	0,016	19,45	0,72	0,008
		19,15	2,00	0,016	19,20	0,70	0,008
MEH19082017-2	529	19,30	4,51	0,046	19,35	4,35	0,045
		19,08	4,43	0,046	19,55	4,42	0,045
		19,61	4,63	0,047	19,44	4,38	0,045
					19,56	4,48	0,046
MEH06082016 2- 2	503	19,48	1,62	0,011	19,28	0,28	0,004
		19,68	1,68	0,012	19,15	0,25	0,004
		19,63	1,66	0,012	19,50	0,29	0,004
		19,15	1,60	0,011	19,09	0,25	0,004
MEH19082017-7	524	19,12	3,16	0,030	19,25	2,13	0,023
		19,34	3,20	0,030	19,25	2,17	0,023
		19,50	3,21	0,030	19,53	2,19	0,023
		19,35	3,18	0,030	19,44	2,17	0,023
MEH19082017-3	499	19,39	1,59	0,011	19,14	0,11	0,002
		19,41	1,61	0,011	19,17	0,13	0,003
		19,12	1,57	0,011	19,40	0,16	0,003
		19,45	1,62	0,011	19,46	0,16	0,003
MEH19082017-8	542	19,10	4,29	0,044	19,34	3,68	0,038
		19,63	4,38	0,044	19,17	3,63	0,038
		19,44	4,36	0,044	19,43	3,72	0,039
		19,48	4,31	0,044	19,49	3,74	0,039
		19,40	4,36	0,044			
MEH19082017-5	494	19,43	2,61	0,023	19,54	1,24	0,014
		19,51	2,60	0,023	19,49	1,28	0,014
		19,44	2,60	0,023	19,41	1,25	0,014
		19,40	2,53	0,022	19,43	1,25	0,014
		19,42	2,54	0,022			
MEH06082016 1- 2	515	19,11	3,91	0,040	19,22	3,56	0,037
		19,01	3,92	0,040	19,21	3,59	0,308
		19,26	3,90	0,039	19,24	3,60	0,038

		19,29	3,89	0,039	19,24	3,57	0,038
<i>MEH06082016 1-5</i>	521	19,33	5,44	0,058	19,43	5,46	0,056
		19,33	5,40	0,057	19,52	5,49	0,056
		19,52	5,41	0,057	19,36	5,44	0,056
		19,49	5,46	0,057	19,31	5,45	0,056
<i>MEH14082016-3</i>	513	19,40	2,74	0,025	19,31	1,44	0,016
		19,35	2,72	0,025	19,41	1,42	0,016
		19,51	2,78	0,025	19,48	1,46	0,016
		19,34	2,73	0,025	19,67	1,49	0,016
<i>MEH14082016-1</i>	512	19,57	2,42	0,021	19,48	1,04	0,012
		19,30	2,40	0,021	19,59	1,04	0,012
		19,27	2,40	0,021	19,36	1,02	0,011
		19,51	2,41	0,021	19,20	1,04	0,012
<i>MEH14082016-2</i>	504	19,42	1,98	0,016	19,74	0,75	0,009
		19,62	2,01	0,016	19,54	0,70	0,008
		19,50	1,99	0,016	19,39	0,69	0,008
		19,56	1,99	0,016	19,22	0,69	0,008
<i>MEH06082016 4-1</i>	507	19,33	6,12	0,066	19,13	5,91	0,062
		19,42	6,06	0,065	19,48	6,03	0,062
		19,49	6,03	0,064	19,63	6,08	0,062
		19,54	6,19	0,066	19,09	5,88	0,062
<i>MEH19082017-6</i>	493	19,21	3,22	0,031	19,44	2,04	0,022
		19,35	3,24	0,031	19,39	2,00	0,021
		19,38	3,22	0,031	19,23	1,99	0,021
		19,24	3,18	0,030	19,39	2,00	0,021
<i>MEH19082017-1</i>	522	19,40	2,14	0,018	19,25	0,94	0,011
		19,10	2,19	0,018	19,50	0,97	0,011
		19,46	2,22	0,018	19,36	0,91	0,010
		19,20	2,14	0,018	19,04	0,90	0,010
		19,32			0,94	0,011	
<i>MEH19082016-4</i>	497	19,28	3,71	0,037	19,03	1,15	0,013
		19,48	3,94	0,039	19,21	1,18	0,013
		19,02	3,89	0,039	19,33	1,20	0,013
		19,52	3,95	0,039	19,38	1,20	0,013
<i>MEH21082017-3</i>	534	19,37	4,30	0,044	19,46	2,95	0,031
		19,33	4,27	0,043	19,50	2,94	0,031
		19,49	4,33	0,044	19,37	2,92	0,031
		19,51	4,32	0,044	19,52	2,96	0,031
<i>MEH09082016-1</i>	501	19,49	1,22	0,006	19,62	0,00	0,001
		19,21	1,20	0,006	19,45	0,00	0,001
		19,52	1,20	0,006	19,12	0,00	0,001

		19,40	1,18	0,006	19,41	0,00	0,001
--	--	-------	------	-------	-------	------	-------

VEDLEGG H: STRUKTURGEOLOGISKE MÅLINGER

Strukturmålinger fra Olavsgrotta

Inndeling	Område	Stasjon	Orientering	
<i>Inngangen</i>	<i>Inngang</i>	20.15	270/26	
			266/31	
	<i>Nøkkelskillet</i>	20.20	286/26	
			288/24	
			276/28	
			280/30	
		20.22	284/32	
			286/29	
			285/26	
			284/24	
		<i>T-krysset</i>	20.81	286/22
		<i>Bjørnehi 1</i>	20.96	288/23
				268/20
		<i>Bjørnehi 2</i>	20.112	278/29
		<i>Høygangen</i>	-	008/86
	<i>Sklien</i>	20.113	254/18	
			006/80	
		20.119	275/18	
			274/22	
			006/86	
<i>Labyrinten</i>	<i>Labyrinten</i>	20.406-20.407	294/18	
			278/23	
		<i>Draget-Labyrinten</i>	20.402	278/23
		<i>Draget</i>	20.143	304/19
		<i>Draget-Søylerommet</i>	20.125	006/86
			20.126	285/26
				008/88
		<i>Søylerommet</i>	20.228	269/26
	<i>Søylerommet-Horngangen</i>	20.181	279/32	
		20.185-20.186	292/22	
<i>Vannlåsene</i>	<i>Horngangen</i>	20.191	295/34	
			20.212	298/25
		<i>Brattebakken</i>	20.194	280/22
				006/86
		<i>Sandsvingen</i>	20.202	281/31
			296/25	

Strukturmålinger fra Persgrotta

Inndeling	Område	Stasjon	Orientering	
<i>Første 30 m</i>	<i>Storhallen</i>	1.15	012/86	
			287/36	
		<i>Storhallen-Krystallålet</i>	1.23	295/16
			1.24	169/80

<i>Midtdelen</i>	<i>Gropen</i>	1.200	294/19
			001/86
	<i>Krystallfossen</i>	1.204	117/84
			004/84
			351/60
	<i>Kollapsen</i>	1.207	314/18

Strukturmålinger på overflaten

Koordinater (WGS94 UTM Sone 33W)	Orientering
463678 E, 7367842 N	290/24
	260/26
	300/25
	289/22
	286/20
463664 E, 7367861 N	284/16
463680 E, 7367857 N	292/17
	280/22
	290/25
463579 E, 7367883 N	272/20
463343 E, 7367888 N	241/22
	245/28
	261/24
	248/23
463337 E, 7367933 N	237/24
463508 E, 7368022 N	056/18
463720 E, 7367933 N	283/21
	286/19
	234/18
463700 E, 7367944 N	322/28
463696 E, 7367977 N	044/16
	048/19
	067/19
463784 E, 7367865 N	266/20
	286/19
463724 E, 7367623 N	285/20
463772 E, 7367725 B	328/16
463781 E, 7367955 N	300/20
463868 E, 7368042 N	298/28
463920 E, 7368002 N	342/14
464024 E, 7368016 N	303/24
464057 E, 7368032 N	293/24