

Kartlegging av Oppsalgrotta i Gildeskål, Nordland

Ole Even Heggset
Masteroppgave i Naturgeografi



Institutt for Geografi
Universitetet i Bergen

Mai 2019

Forord

Det er flere som må takkes i forbindelse med denne masteroppgaven. Jeg vil først takke min hovedveileder Rannveig Øvrevik Skoglund, uten deg ville oppgave aldri blitt noe av. Jeg vil også takke medveileder Stein-Erik Lauritzen for hjelp på veien.

En stor takk til mine hjelpere i felt: Severin Lölkes, Matt Jenkin og Joe Buckby. Jeg vil også takke Sverre Aksnes for utlån av tau og bolteutstyr.

Takk til dere på Institutt for Geografi, somdet aldri har vært et problem å banke på døren hos.

Til slutt vil jeg rette en stor takk til familie som har hjulpet meg med diverse og ikke minst det hverdagslige underveis. Det har vært ekstremt tungt å skulle skrive mastergrad når man er i 100% jobb ved siden av.

Molde, mai 2019

Ole Even Heggset

Sammendrag

Karst er en samlebetegnelse for landformer som dannes ved kjemisk oppløsning. Denne masteroppgaven tar for seg kartleggingen av Oppsalgrotta ved Oppsal i Gildeskål, Nordland. Hovedfokuset i Oppgaven har vært å presentere en nykartlegging av Oppsalgrotta, og undersøke om det er noen relasjon mellom den og karstforekomster på overflaten. Oppgaven tar også for seg grottas morfologi for å kunne danne en plausibel dannelsesmodell. Det har under feltarbeidet blitt kartlagt 480 meter med grottepassasjer, samt at det har blitt registrert strømnings-skåler og rullesteiner inne i grotta. På overflaten har det blitt kartlagt doliner og bekker.

Undersøkelsen av Oppsalgrotta viser at den mest plausible situasjonen som gir tilstrekkelig vanntilførsel til å danne grotta, er under iskontakt. Rullesteinsanalysene støtter også dette da avsetningene består av fremmedbergarter.

De hydrologiske undersøkelsene av Oppsalgrotta viser et komplisert hendelsesforløp, med i variasjoner mellom freatiske og vadose strømningsforhold. Det konkluderes at grotta hadde et vadost miljø sist gang den var aktiv.

Undersøkelsen av Oppsalgrotta i relasjon til doliner på overflaten konkluderer med at det ikke er en klar korrelasjon til sprekkeorientering eller hydrologisk kobling mellom dem.

Innholdsfortegnelse

1 Innledning	1
1.1 Problemstilling	2
2 Områdebeskrivelse	3
2.1 Berggrunn	3
2.2 Områdets glasiiale historie	6
2.3 Lokalt Klima	7
2.4 tidligere arbeid	9
3 teori	11
3.1 Karst	11
3.2 Stripekarst	11
3.3 Karst kjemi	12
3.4 Grottedannelse	14
3.5 Passasjemorfologi	16
3.5.1 Freatiske passasjeformer	16
3.5.2 Vadose passasjeformer	18
3.5.3 Nøkkelhullprofil	18
3.6 Paragenese	19
3.7 Strømskåler	20
3.8 Doliner	22
3.8.1 Oppløsningsdoline	23
3.8.2 Kollapsdoline	23
3.8.3 Sprekkedoline	24
3.8.4 Sammensynkningsdoline	24
3.8.5 Løsmassedoline	24
3.9 Glasiial karst	25
4 metode	29

4.1	Grottekartlegging	29
4.2	Sedimentanalyse	31
4.2.1	Rullesteinanalyse	32
4.3	Strømskålanalyse	32
4.4	Kartlegging av karstfenomener på overflaten.....	34
4.5	Digitale Grottekart	35
4.5.1	Grottolf.....	35
4.5.2	Adobe illustratør	35
4.6	GIS	35
5	Resultater	37
5.1	Generelle data	37
5.2	Oppsalgrotta UTM 33 W 0455692 7426267	37
5.2.1	Inngangspartiet.....	41
5.2.2	Hallen.....	43
5.2.3	Vestgangen.....	45
5.2.4	Smalgangen.....	48
5.2.5	Sørgangen	49
5.2.6	Sjakten.....	54
5.2.7	Vertikalgangen.....	57
5.2.8	Østgangen	58
5.3	Strømskåler	61
5.4	Rullestein	65
5.5	Doliner	68
6	Diskusjon	75
6.1	Forholdet mellom doliner og Oppsalgrotta.....	75
6.2	Paleohydrologi	78
6.3	Speleogenese.....	79

6.4 Dannelsesforløp	83
7 Konklusjon.....	87
8 Referanser	88
9 Appendiks	91
Appendiks 1	91
Appendiks 2	92
Appendiks 3	100

Figurliste

Figur 1. Oversiktsbilde av feltområdet	4
Figur 2. Oversikt over marmorbåndet ved Oppsal.....	5
Figur 3. Isutbredelse under LGM.....	6
Figur 4. Istykkelse under LGM.....	7
Figur 5. Været det forrige året, Bodø lufthavn, Bodø (Nordland).....	8
Figur 6. Enkelt grottekart av Oppsalgrotta.	9
Figur 7. Oppløsning av kalkstein som en syklus.	13
Figur 8. Oppløsningshastighet og konsentrasjon som funksjon av tid.	14
Figur 9. En grottes livsløp.....	15
Figur 10. Freatiske passasjer.....	17
Figur 11. Freatiske sløyfer	17
Figur 12. Nøkkelhullprofil	19
Figur 13 Paragenese.....	20
Figur 14. Strømskål.....	21
Figur 15. Dolinetyper.....	23
Figur 16. Subglasial drenering.....	26
Figur 17. Utvikling av glasial karst.....	27
Figur 18. Grottekartleggingsutstyr.....	30
Figur 19. Sedimentanalyse i Oppsalgrotta.	32
Figur 20. Dannelse av strømskåler.....	33
Figur 21. kartlegging av lukkede forsengkninger	34
Figur 22. Tegnforklaring Grottekart.	38
Figur 23. Oversiktskart Oppsalgrotta.....	39
Figur 24. Oppsalgrotta sett fra siden.....	40
Figur 25. Dagåpningen til Oppsalgrotta.....	41
Figur 26. Oppsalgrotta seksjon 1.	42
Figur 27. Sand/grusfylling.	43
Figur 28. Oppsalgrotta seksjon 2.	44
Figur 29. Tverrsnitt Hallen og Rullesteingangen.....	45
Figur 30. Halvrør formasjoner i Vestgangen.	46
Figur 31. Oppsalgrotta seksjon 3.	47
Figur 32. Tverrsnitt Vestgangen og Rørsystemet.	48

Figur 33. Tverrsnitt Smalgangen.	48
Figur 34. Nøkkelhullprofil Sørgangen.	49
Figur 35. Parallele halvør i Sørgangen.	50
Figur 36. Stalagmittplate før Splitten i Sørgangen.	51
Figur 37. Oppsalgrotta seksjon 4.	52
Figur 38. Oppsalgrotta seksjon 5.	53
Figur 39. Tverrsnitt Sørgangen, Hovedpassasjen og Nordsplitten.	54
Figur 40. Definerings av strømskålers asymmetri ved bruk av lys.	55
Figur 41. Oppsalgrotta seksjon 6.	56
Figur 42. Tverrsnitt Sjakten og Vertikalgangen.	57
Figur 43. Sedimentsekvens Østgangen.	58
Figur 44. Pendants Østgangen.	59
Figur 45. Oppsalgrotta seksjon 7.	60
Figur 46. Tverrsnitt Østgangen.	61
Figur 47. Måling av strømskåler.	62
Figur 48. Paleostrømmer Oppsalgrotta.	63
Figur 49. Lokalteter for datainnhenting av strømskåler	64
Figur 50. Tverrprofiler ved strømskållokaliteter.	64
Figur 51. Lokalteter for måling av rullestein.	66
Figur 52. Gjennomsnittlig størrelse på rullestein ved de forskjellige målestasjonene.	67
Figur 53. Hjulstrøm diagram.	68
Figur 54. Lokalitetskart registrerte doliner.	69
Figur 55. Fordeling av doline typer.	70
Figur 56. Kollapsdoline over et bekkeløp.	70
Figur 57. Utløp fra et mindre grottesystem.	71
Figur 58. Rosediagram illustrerer orientering for de registrerte dolinene.	72
Figur 59. Dolinenes lokasjon med dybdemål.	73
Figur 60. Dybdemålinger av doliner oppgitt i meter.	75
Figur 61. Kollapsdoline med same orientering som Oppsalgrotta	76
Figur 62. Kollapsdoline lokalisert rett over kollapsen i enden av Sørgangen	77
Figur 63. Gjel gjel på overflaten sørøst for Oppsalgrotta.	80
Figur 64. Bilvask analogien.	81
Figur 65. Isbevegelse.	83
Figur 66. Forskjellige strømningsregimer i Sørgangen.	84

1 Innledning

Karst er en fellesbetegnelse for landformer som dannes ved kjemisk oppløsning av berggrunnen. Landskaper karstifiseres gradvis ved oppløsning, som danner flere forskjellige karstformer på overflaten (karren) og i berggrunnen (grotter). Grottene og dreneringsavløpene i berggrunnen fører også til en undergraving av terrengoverflaten, og det dannes lukkede forsenkninger i form av traktformede groper (doliner). Karstformer varierer i størrelse fra noen få millimeter, til flere kilometer i utstrekning. Geologiske studier av grotter er interessant ettersom at grottesystemer kan inneholde verdifull forhistorisk informasjon om blant annet klima, geologi og geomorfologi. Denne informasjonen kan uthentes ved å studere grottens plassering, struktur, paleohydrologi og sedimenter. Norge domineres av karstformen Stripekarst, som fremtrer som smale, lange striper med oppløselige bergarter (Horn, 1947, Lauritzen, 2001). Marmorbåndene er under tidligere fjellkjedefoldinger blitt foldet og strukket ut og er i dag omkranset av andre mindre oppløselige bergarter. Ved Oppsal er marmorbåndene omkranset av ulike glimmerskifere og gneiser. Disse mindre oppløselige bergartene danner barrierer som begrenser utbredelsen av grottedannelsen og karstifisering til marmorbåndene. Oppløsningen av kalkstein og metamorf kalkstein (marmor) forutsetter tilførsel av rennende vann over lengre tidsperioder. Norge har hatt flere glasier og deglasier, og grottedannelsen har derfor også blitt påvirket av isutbredelsen på overflaten (Lauritzen, 1986, Lauritzen og Skoglund, 2013). Smeltevann fra isbreer gir stor tilgang på rennende vann, og kan dermed føre til karstifisering, men ettersom at smeltevann har lave temperaturer, fører dette til at de kjemiske reaksjonene foregår saktere. Smeltevann er også fullt av sedimenter og slamm som har en hemmende effekt på karstifiseringen (Lauritzen og Skoglund, 2013).

1.1 Problemstilling

Målsetningen for oppgaven er å presentere en nykartlegging av Oppsalgrotta og en analyse av relasjonen mellom Oppsalgrotta og lukkede forsenkninger på overflaten. Hovedfokuset for oppgaven har vært å finne ut hvordan grotten er dannet, ved analyse av passasjeformer, oppløsningsformer i grotteveggene og sedimenter. Lage en plausibel dannelsesmodell, samt undersøke om den kan være dannet under lignende forhold som Nonshauggrotta og Lønngangen. Og å undersøke om det er noen sammenheng mellom Oppsalgrotta og karstfenomener på overflaten. Dette hovedfokuset er formulert til tre underproblemstillinger:

- Ble Oppsalgrotta dannet under iskontakt?
- Hvordan var de hydrologiske forholdene i grotten da den sist var aktiv?
- Er det sammenheng mellom Oppsalgrotta og andre karstfenomener på overflaten?

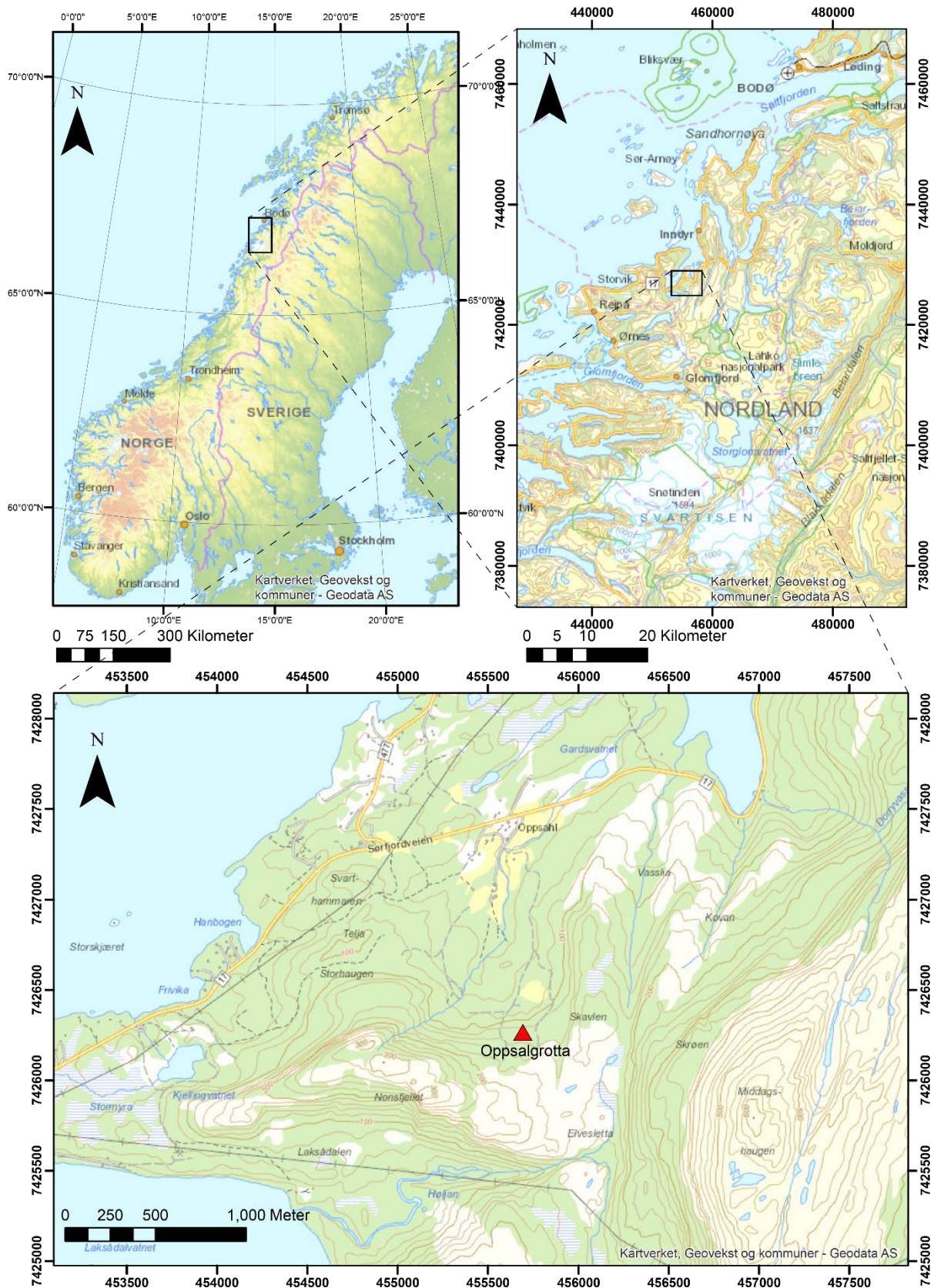
2 Områdebeskrivelse

Oppsalgrotta (UTM 33W 0455692 7426268) ligger i Oppsal i Gildeskål kommune, nær kysten nordvest for området Svartisen i Nordland fylke (Figur 1). Feltområdet rundt grotten preges i stor grad av fjorder, botner og dype daler. Disse fjordene og dalene er omkranset av mange alpine fjell som har topper mellom ca. 800-1100 moh.

Oppsalgrotta har tidligere blitt grovt kartlagt av Herstad (1985) ved bruk av kompass og oppskritting. Oppsalgrottas inngang er lokalisert ved bakkenivå 114 moh. I en ca. fem meter høy klippevegg, og har en form som kan minne om en trakt. Terrenget i området rundt grotten er sterkt preget av tettvokst vegetasjon, hovedsakelig i form av barskog. Grotta befinner seg over marin grense som ligger på ca. 90 moh (NGU, 2018).

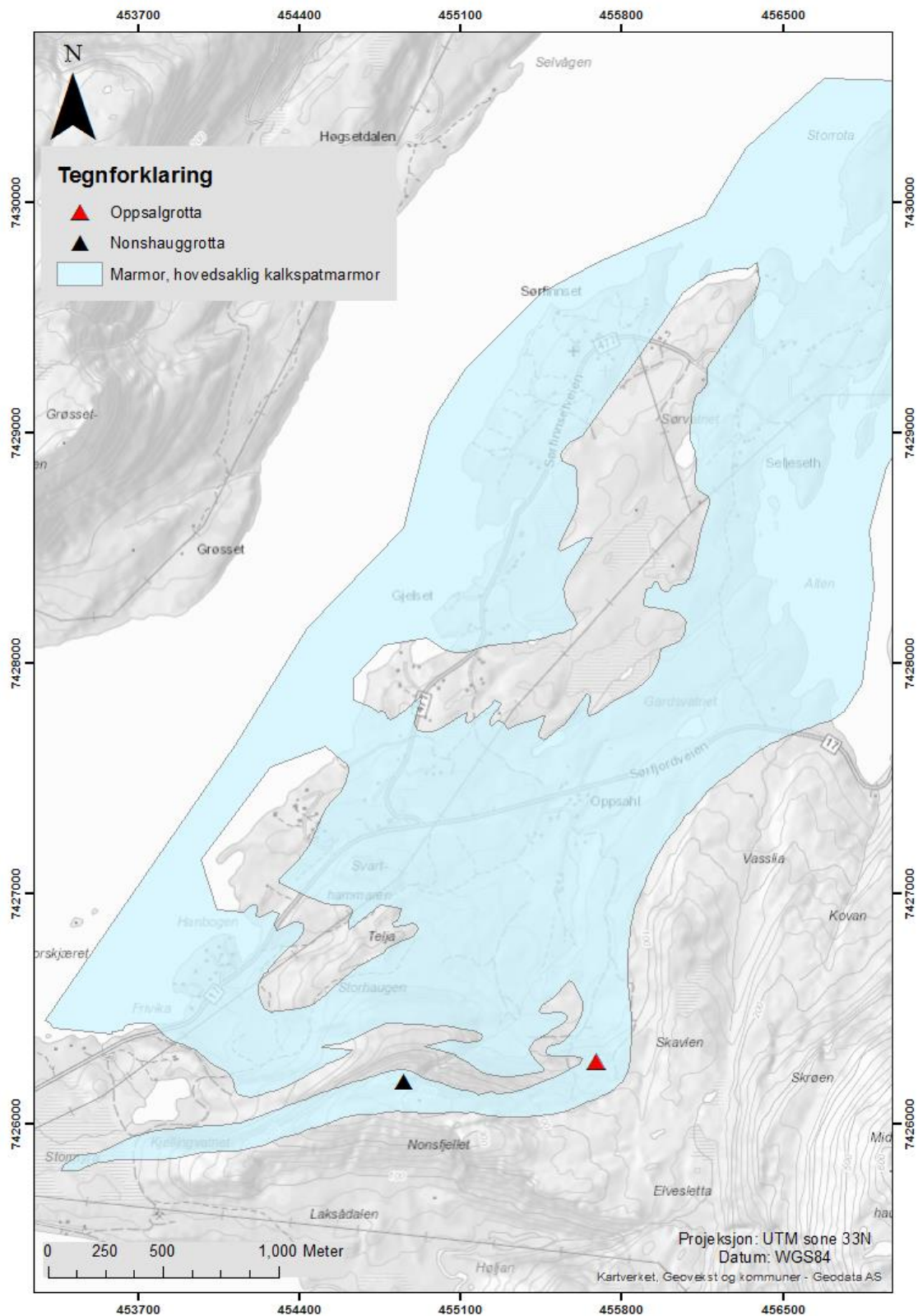
2.1 Berggrunn

Berggrunnen i området rundt Oppsalgrotta består i stor grad av bergartstypen marmor, og mesteparten er av typen kalkspatmarmor (Gustavson & Solli, 1985). Et slikt karstifisert marmorbånd har blitt definert som stripekarst av Horn (1947). Marmoren som befinner seg i området rundt Oppsal opptrer i et bånd som strekker seg i en nordnordvestlig til sørsørvestlig retning (Figur 2). Dette marmorlaget er omkranset og lukket inne av lag bestående av forskjellige gneiser og skifrer, som strekker seg i omtrentlig samme retning som marmorlaget.



Figur 1. Oversiktsbilde av feltområdet

Illustrerer Oppsalgrotta og feltområdets geografiske beliggenhet. Kartet er laget i Arcmap.

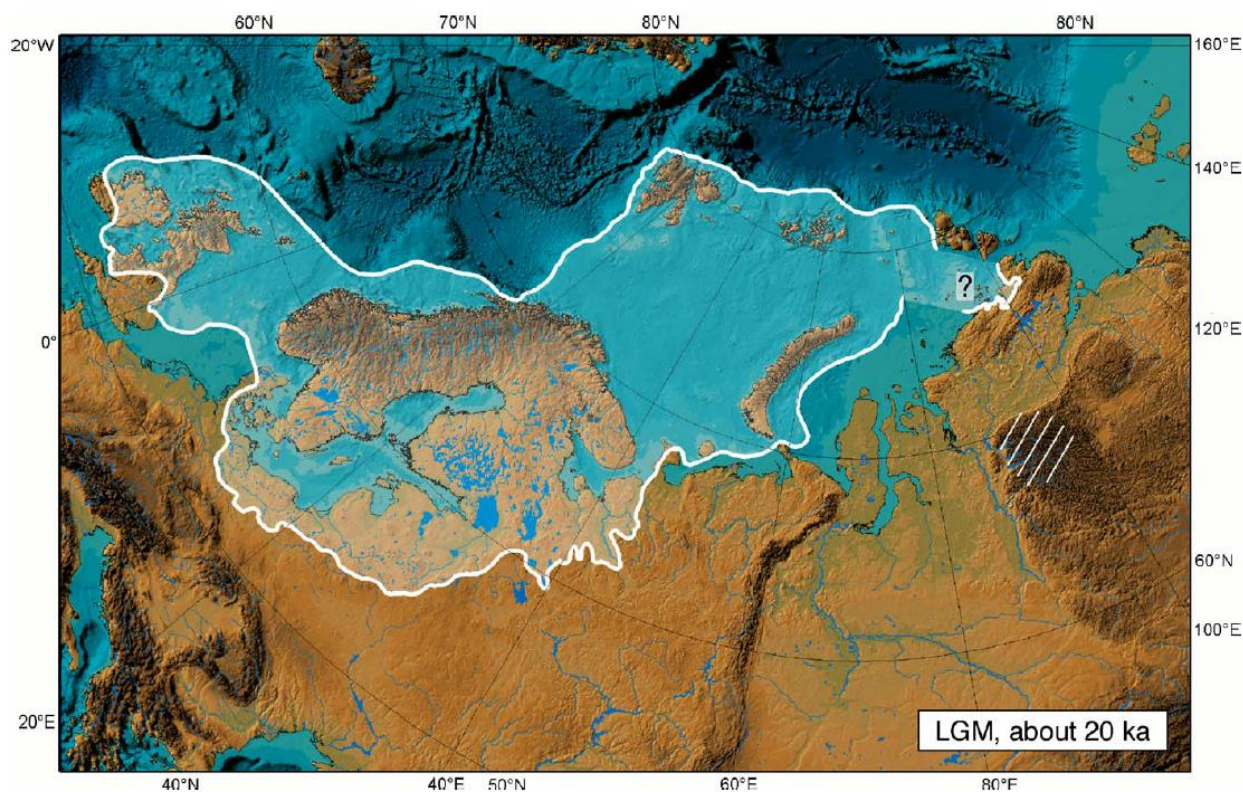


Figur 2. Oversikt over marmorbåndet ved Oppsal.

Rød og svart trekant illustrerer plasseringen til Oppsalgrotta og Nonshauggrotta i marmorbåndet. Kartet er laget i Arcmap.

2.2 Områdets glasiale historie

I områdene langs den Norske kysten var ikke isbreer kontinuerlig tilstedeværende, men forekom gjennom en rekke sekvenser med brefremstøt av varierende lengder (Mangerud, 2004). I perioden for 15 000-40 000 år siden, forekom skiftene mellom brefremstøt og tilbaketrekninger som hurtige sekvenser med en varighet på noen tusen år (Olsen, 1997). Under siste istids maksimum (Weichsel sennglasial/ LGM) for ca. 20 000 år siden, var hele Norge og store deler av områdene rundt, dekket av et tykt isdekke (Figur 3).



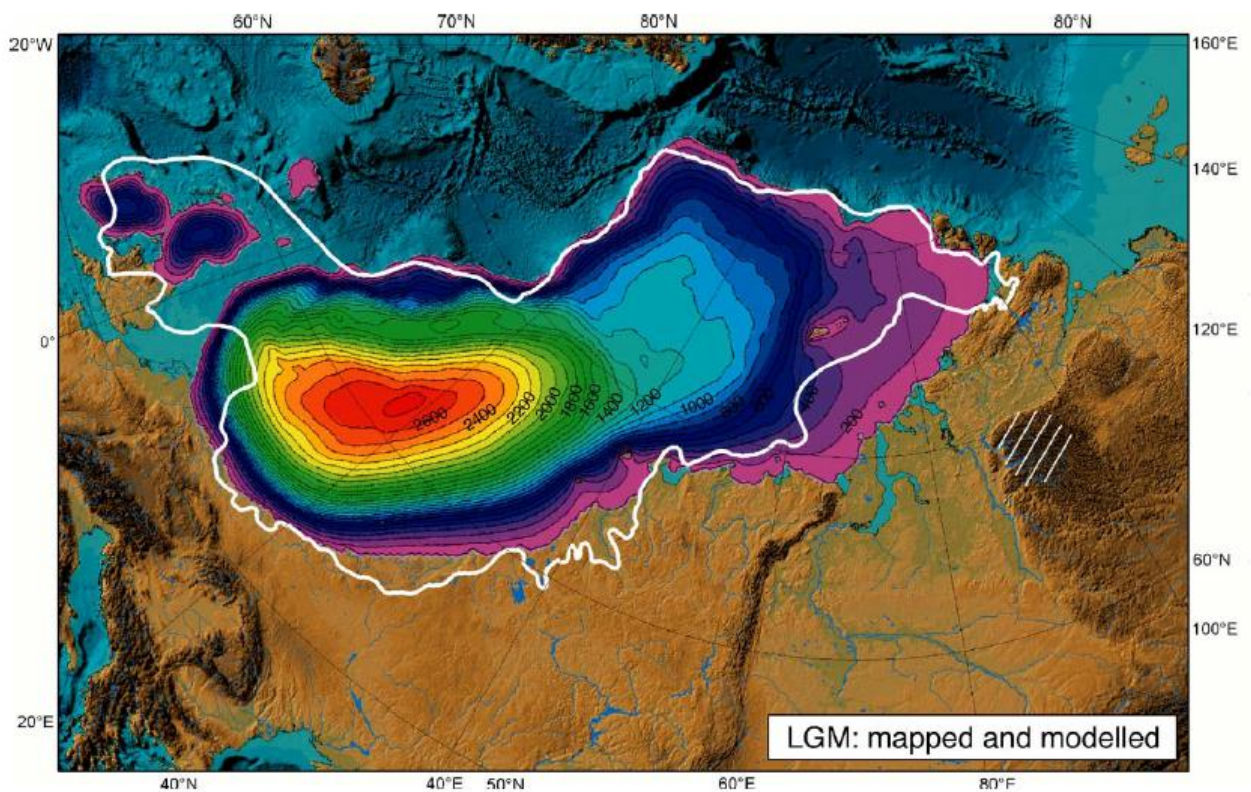
Figur 3. Isutbredelse under LGM.

Rekonstruksjon av utstrekningen til det Eurasiske isdekket under LGM. Hentet fra Svendsen et al, 2004.

Under denne glasiale perioden (istid), var is-tykkelsen i området rundt Gildeskål på ca. 1600 m (Svendsen et al, 2004), (Figur 4). Under LGM gikk is-bevegelsen i Gildeskål mot vest, ettersom at tykkelsen på isdekket var mektig nokk til at isen kunne bevege seg relativt uavhengig av topografien til landskapet under (FIGUR I SENERE KAPITTEL (Rasmussen, 1981). Deglasiasjon (isavsmelting), reduserte is-tykkelsen og gjorde at is-bevegelsen ble styrt av de høyeste fjelltoppene som var blitt is-frie, inn i de største dalene og fjordene.

Under den siste perioden av glasieringen strakk dal og fjordbreer seg ut fra lokal isakkumulasjon ved Svartisen og Glombreen (Rasmussen, 1981).

Fjorder og dalformasjoner i området tyder på at isens bevegelse på et tidspunkt har gått mot vest, og ifølge Rasmussen (1981) var dette tilfellet under istidsmaksimum, da isens tykkelse var stor nok til at isbevegelsen var relativt uavhengig av den underliggende topografien.



Figur 4. Istykkelse under LGM.

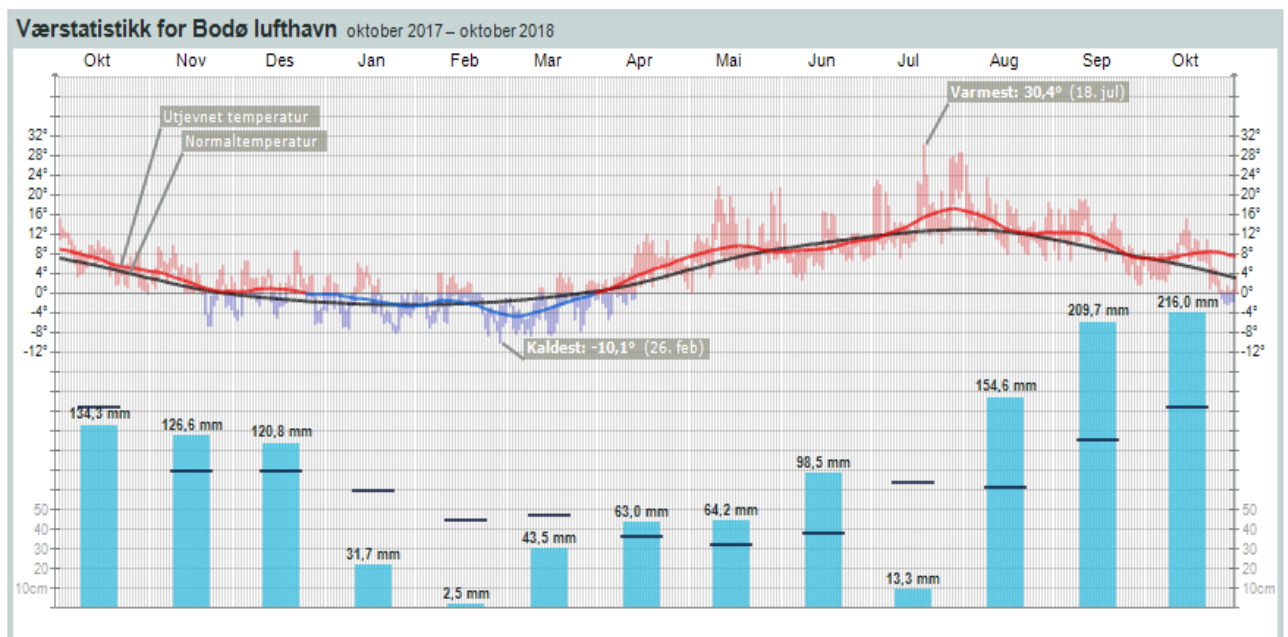
Rekonstruksjon av tykkelsen til det Eurasiske isdekket under LGM. Hentet fra Svendsen et al, 2004.

2.3 Lokalt Klima

Årlig nedbør for området rundt oppsalgrotta ligger på ca. 1150 - 1250 mm (YR.NO 22.10.2018), og mesteparten av den årlige nedbøren kommer som regn på høsten. I (Figur 5) kan man se data for temperatur og nedbør for perioden oktober 2017 til oktober 2018. Bodø lufthavn er den nærmeste målestasjonen til feltområdet som registrerer nedbør. Bodø lufthavn ligger ca. 38 km i luftlinje nord nordøst for feltområdet og Oppsalgrotta. Figuren illustrerer at mesteparten de månedene med mest nedbør er august, september, oktober, november og

desember. Gjennomsnittlig ligger temperaturen under 0 °C i månedene fra desember til mars og mellom 1,2 °C til 12,5 °C mellom april til november. Varmeste og kaldeste temperaturer er 30,4 °C i juli og -10,1 i februar.

Figurforklaring modifisert etter (YR.NO, 22.10.2018): Den svarte linjen illustrerer normaltemperatur gjennom døgnet, mens den røde og blå linjen illustrerer den målte gjennomsnitt temperaturen. De lyseblå søylene illustrerer total målt nedbør per måned. De svarte strekene over eller på de lyseblå søylene illustrerer normal nedbørsmengde.

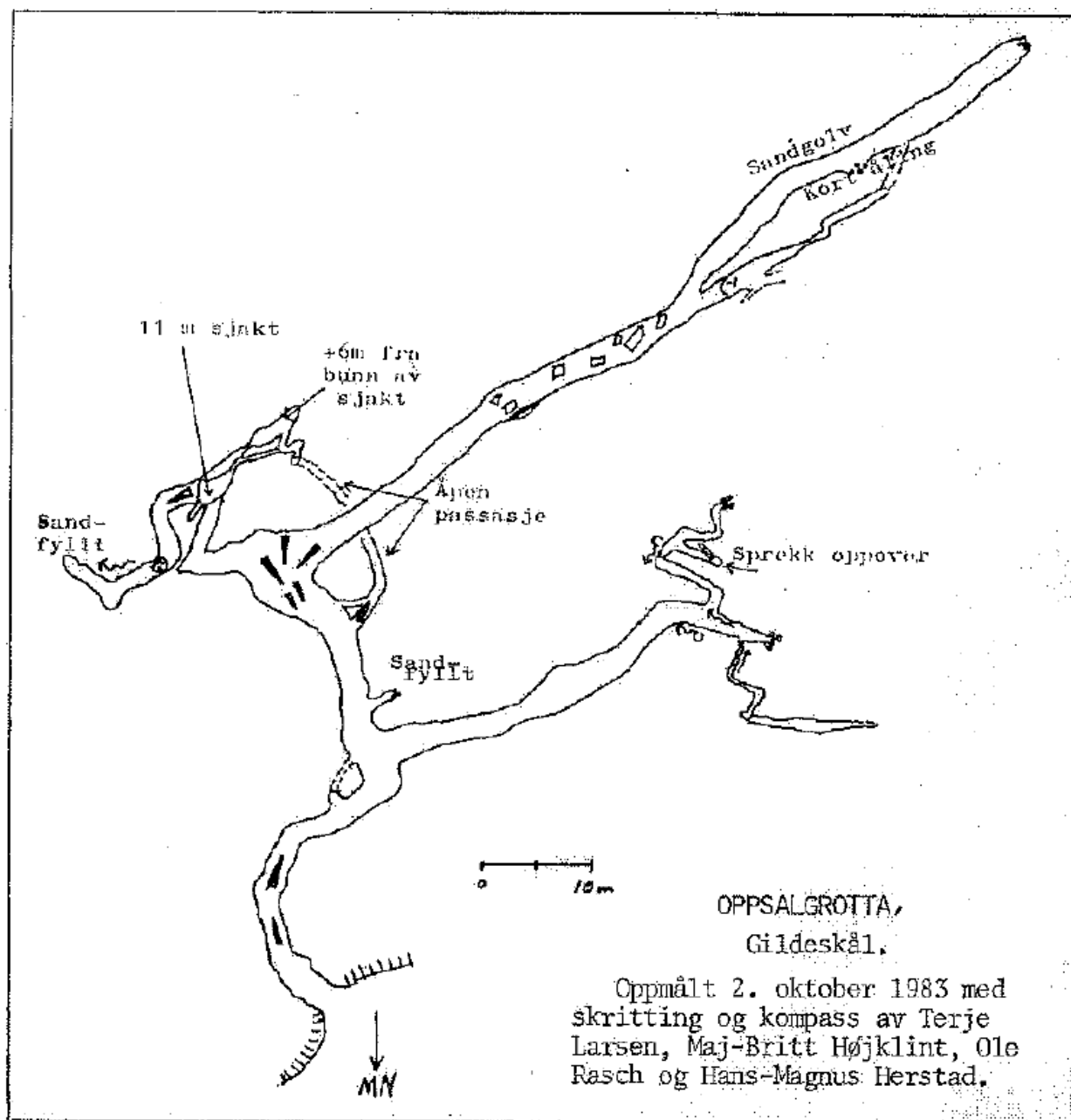


Figur 5. Været det forrige året, Bodø lufthavn, Bodø (Nordland).

Figurforklaring modifisert etter (YR.NO): Den svarte linjen illustrerer normaltemperatur gjennom døgnet, mens den røde og blå linjen illustrerer den målte gjennomsnitt temperaturen. De lyseblå søylene illustrerer total målt nedbør per måned. De svarte strekene over eller på de lyseblå søylene illustrerer normal nedbørsmengde. Hentet fra YR.NO (22.10.2018).

2.4 tidligere arbeid

Oppsalgrotta har tidligere blitt grovt oppmålt 1983 av Herstad (1985), med bruk av skritting og kompass. Det ble også tegnet et enkelt grottekart i forbindelse med oppmålingen (Figur 6). Kartet illustrerer enkelt hvor passasjene går og hvordan de henger sammen. Oppsalgrotta var kjent før dette, men den har aldri blitt noen vitenskapelig kartlegging eller analyse av den.



Figur 6. Enkelt grottekart av Oppsalgrotta.

Illustrerer Oppsalgrotta sett ovenfra. Hentet fra Herstad 1985.

I feltområdet er det også et annet grottesystem (Nonshauggrotta) som ligger høyere topografisk enn Oppsalgrotta. Nonshauggrotta ble først kartlagt av Corbel (1957), og senere av Holbye og Trones (1973), og Skoglund og Lauritzen (2011).

Det ligger også en mindre grotte (Lønngangen), ca. 7 km i luftlinje nord nordvest for feltområdet. Denne har blitt kartlagt av Eikeland (1986) og Skoglund og Lauritzen (2011).

Under arbeidet med Nonshauggrotta og Lønngangen, undersøkte Skoglund og Lauritzen (2011) dannelsen av labyrintgrotter i stripekarst under subglasiale forhold. De beskriver Nonshauggrotta som et topografisk og hydrologisk hengende grottesystem, med en passasjemorfologi og paleostrømmer (strømskåler) som indikerer at systemet ble utviklet under et hydrologisk regime hvor sprekkene var helt vannfylt. Strømskålene indikerte også at vannet har strømmet relativt sakte oppover i berggrunnen. De fant også at ledspaltene for de to grottesystemene ikke hadde samme orientering, og at dette trolig er grunnet lokale forhold i berggrunnen. Skoglund og Lauritzen (2011) konkluderer med at alle deres observasjoner støtter hypotesen om at Nonshauggrotta er dannet under subglasiale forhold, under en varmbasert isbre, hvor isbevegelsen var topografistyr.

3 teori

3.1 Karst

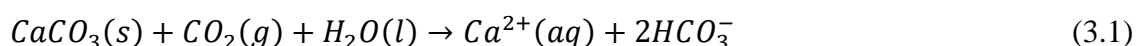
Begrepet karst er av Ford & Williams (2007) definert som et samlebegrep for områder eller landskap hvor den dominerende geomorfologiske prosessen er kjemisk oppløsning. Man vil derfor kunne finne flere underjordiske hydrologiske systemer og grotter i et karstlandskap. De hydrologiske systemene og grottene utvikles ved kjemisk oppløsning i kjemisk lettoppløselige bergarter som dolomitt, kalkstein, gips og marmor. Ettersom overflaten i et karstlandskap er kjemisk oppløselig, fører dette til en uregelmessig topografi med mange forsenkninger og sprekker. Man finner sjelden mye overflatevann i et karstlandskap, ettersom at alle sprekkenes og den høye porøsiteten gjør at mesteparten av vannet drenerer ned under bakken (Lauritzen, 2010).

3.2 Stripekarst

Begrepet stripekarst er ifølge Ford & Williams (2007) en undertype av kontaktkarst, og ble innført av Horn (1947) for å definere karstformasjoner og karstifisering i Norge, som ofte fremtrer i relativt tynne bånd bestående av kjemisk oppløselige bergarter som kan strekke seg mange kilometer i lengden. Stripekarst blir sett på som den «norske» karsttypen, og er en særegen karstype for Skandinavia (Lauritzen, 2001; Lauritzen & Skoglund, 2013). I nyere tid har begrepet stripekarst blitt videreutviklet av Lauritzen (2001) til å inkludere karstifiserbare områder hvor gjennomsnittslengden tilsvarer eller er større enn tre ganger bredden på det karstifiserbare området. Kriteriet som skiller stripekarst fra andre karsttyper, er tilstedeværelsen av barrierer av ikke-oppløselige bergarter mellom båndene med oppløselige bergarter. Karstifiseringsprosessen kan da kun foregå i den kjemisk oppløselige bergarten som ligger kapslet inne av andre ikke karstifiserbare bergarter. Dette fører til at den kjemisk oppløselige bergarten får mest intens karstifisering i kontaktflaten med de ikke oppløselige bergartene som de grenser til (Lauritzen, 2001).

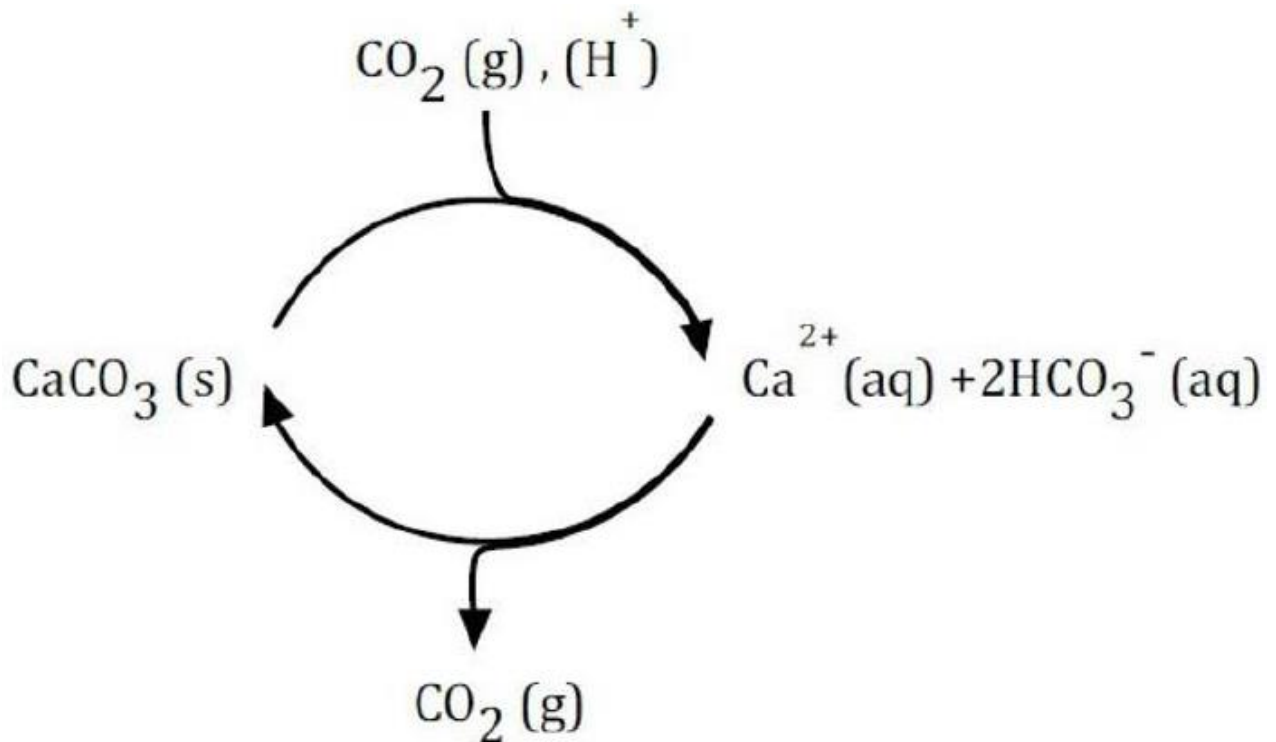
3.3 Karst kjemi

Begrepet karstifisering benyttes for å omtale en kjemisk prosess hvor berggrunnen løses opp og blir transportert bort som ioner i vann (Lauritzen, 2015). Etersom dannelsen av karstgrotter foregår ved kjemiske prosesser, er det derfor viktig at man har en viss forståelse for de dannende prosessene. Den totale oppløsningsprosessen for karstifiseringen av kalsitt (CaCO_3) kan sees i ligning (3.1).



Formelen tar for seg hvordan kalsiumkarbonat blir løst opp når det utsettes for karbondioksid (CO_2) og vann (H_2O), og danner kalsiumioner og bikarbonationer. Ionene blir transportert bort med vannstrømmen. En vesentlig faktor for intensiteten av karstifiseringen, er hvor mye karbondioksid det er i vannet. Vann i åpne systemer inneholder mye mer karbondioksid enn vann i lukkede systemer, og vil derfor ha en mye mer intens oppløsning (Ford & Williams, 2007; Lauritzen, 2010).

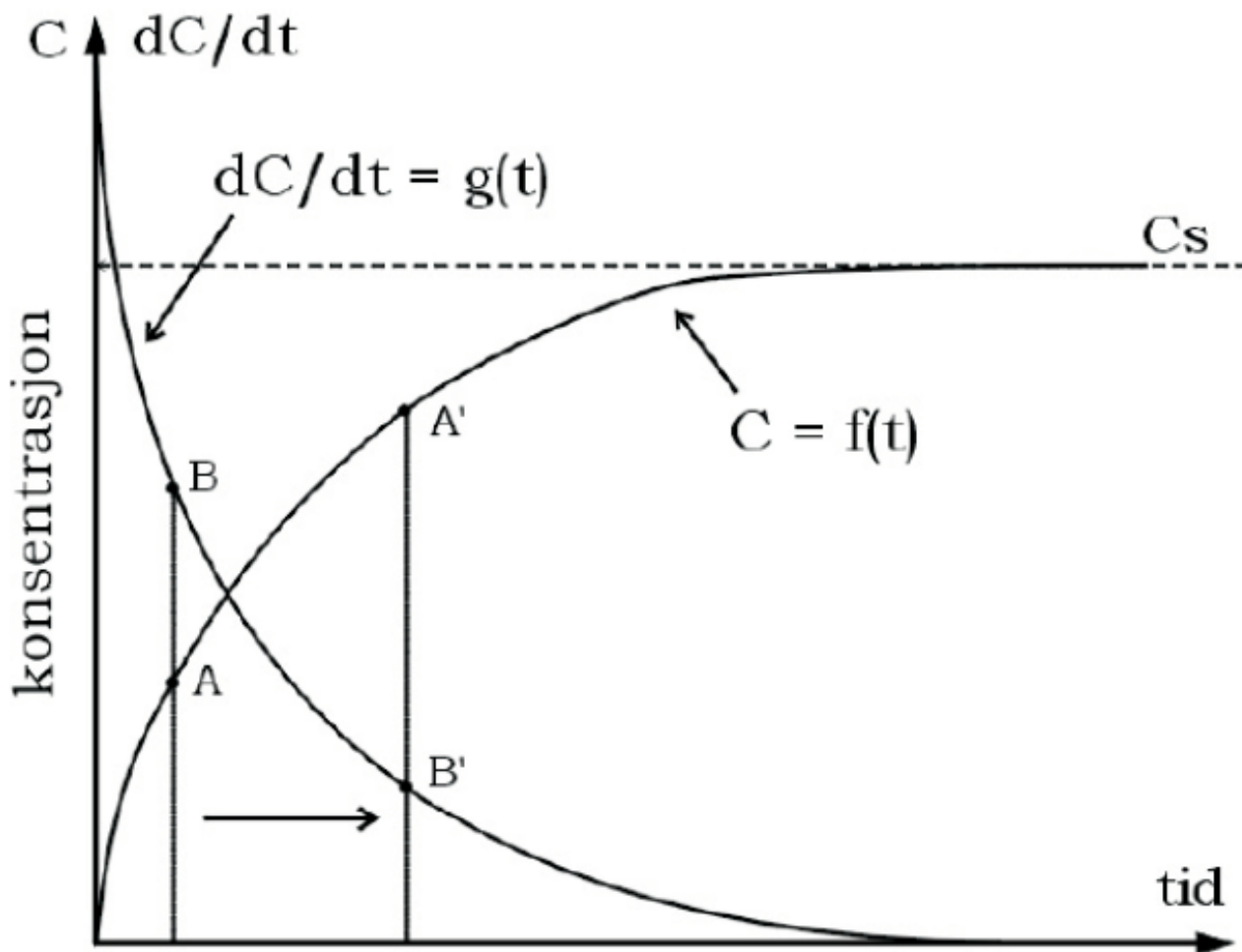
Etersom at oppløsning og utfelling av kalkstein (ligning (3.1)) avhenger av tilførsel av karbondioksid kan man også se på den som en syklus (7). Figuren illustrerer at dersom karbondioksid tilføres systemet, vil prosessen gå til høyre og løse opp mer kalk. Dersom karbondioksid forsvinner ut av systemet (avgasser) vil prosessen reverseres og det felles ut kalk, noe som kan danne dryppstein.



Figur 7. Oppløsning av kalkstein som en syklus.

Syklusen illustrerer oppløsning og utfelling av kalsium karbonat, med karbondioksid som drivende faktor. Hentet fra Lauritzen (2010).

Tilførsel av aggressivt umettet vann er helt avgjørende for at utviklingen av et grottesystem ikke skal stoppe helt opp. Dette er på grunn av at når kalsium karbonat løses opp mettes vannet, og dynamisk likevekt vil etter hvert oppstå. Når vannet når dynamisk likevekt med berggrunnen vil det ikke lengre foregå noen oppløsning. For at utviklingen av grottesystemet skal fortsette er det derfor avgjørende at det er en konstant tilførsel av aggressivt vann til systemet. I figur 8 som er hentet fra Lauritzen (2015) illustreres vannets metningsgrad (konsentrasjon) og oppløsningshastighet som en funksjon av tiden. Både konsentrasjon (C) og hastighet (dC/dt) kan leses av på y-aksen. dC/dt illustrerer hastigheten på oppløsningen, hvor høy metningsgrad gir lav oppløsningshastighet, og lav metningsgrad eller undermetning gir høy oppløsningshastighet. Man kan i figuren se at det fra punkt (A til A') forekommer en økning i metningsgrad, og at det fra punkt B til B') forekommer en senkning i oppløsningshastigheten. Ved tilførsel av nytt umettet (aggressivt) vann vil oppløsningshastigheten øke igjen.



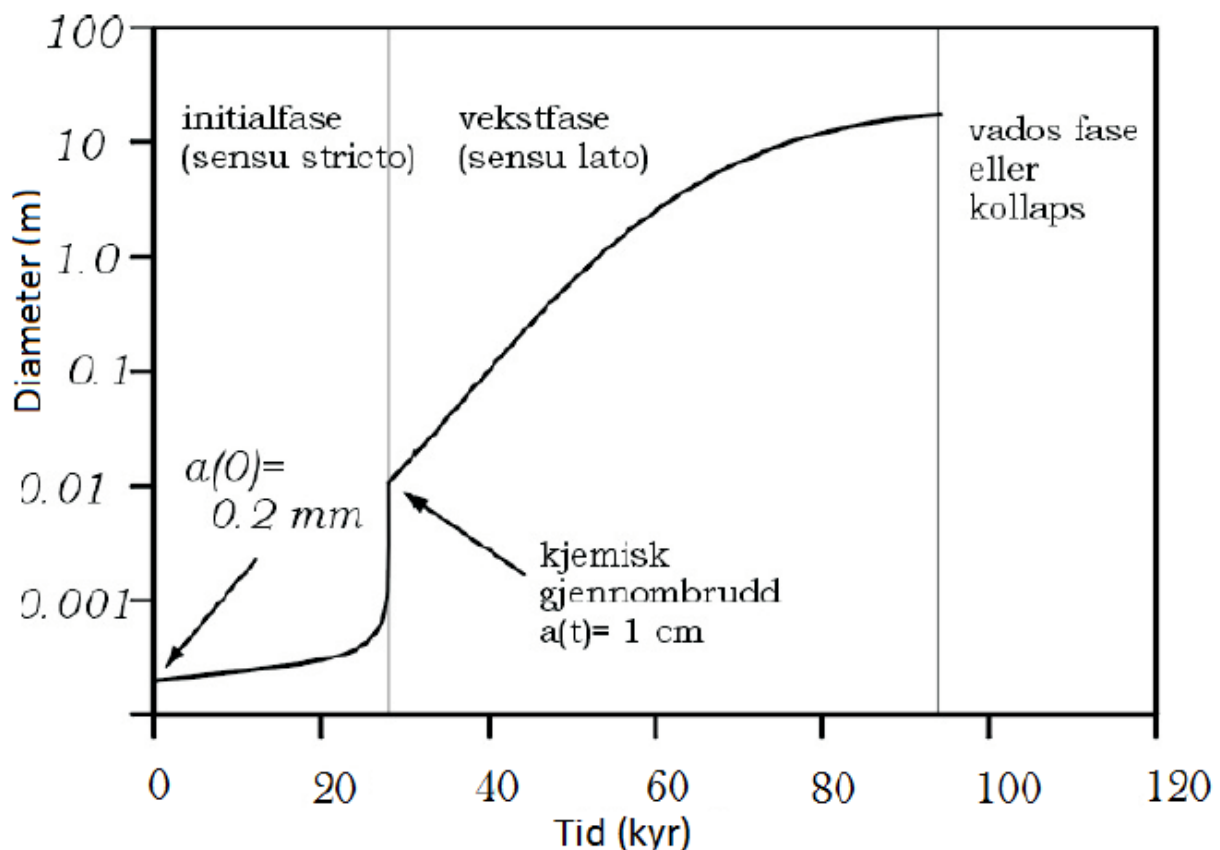
Figur 8. Oppløsningshastighet og konsentrasjon som funksjon av tid.

Oppløsningshastighet (dC/dt) og konsentrasjon (c). Høy oppløsning ved lav konsentrasjon, etter hvert som konsentrasjonen øker vil oppløsningen synke. Hentet fra Lauritzen (2015).

3.4 Grottedannelse

En grotte er av International Speleological Union definert til å være naturlige åpninger i berggrunnen som er store nok til at et menneske skal ha plass til å komme seg ned i (Ford & Williams, 2007). En tilleggsdefinisjon fra Lauritzen (2010), er at dybden må være minst det dobbelte av tverrsnittet til åpningen. For å få dannet et grottesystem er en nødvendig faktor at det eksisterer en forbindelse mellom hulrommene i den kjemisk oppløselige bergarten. Denne forbindelsen opptrer hovedsakelig i form av sprekker og porer i bergarten, og dersom disse over tid penetrerer gjennom bergarten og videreutvikles i størrelse vil man kunne få dannet et grottesystem (Lauritzen & Skoglund, 2013). Den viktigste faktoren for at en sprekke skal kunne utvikle seg til en grotte, er om sprekken når kjemisk gjennombrudd eller ikke. En

sprekk er i en initialfase før den når et kjemisk gjennombrudd, det vil si når sprekkens har utviklet seg til å være 1 cm i diameter. Frem til sprekkens når det kjemiske gjennombruddet er oppløsningsraten lav, men så snart kjemisk gjennombrudd er oppnådd vil vannet kunne strømme turbulent gjennom hele sprekkens lengde, noe som gjør at utviklingshastigheten øker markant (Ford & Williams, 2007; Lauritzen, 2015). Et kjemisk gjennombrudd betyr at det er tilgang på umettet vann gjennom hele sprekkens, og det foregår hurtig oppløsning langs hele sprekkens lengde (Ford & Williams, 2007; Lauritzen, 2015). Etter at sprekkens har nådd det kjemiske gjennombruddet er oppløsningsintensiteten avhengig av vannstrømmingens oppløsningsevne, og oppløsningsevnen til vannstrømmen vil avta på vei innover i sprekkens ettersom at det blir mettet på veien.



Figur 9. En grottes livsløp.

Illustrerer en grottes livsløp. Man kan se hvordan en sprekk utvikler seg fra 0.2 mm i diameter til en grotte som etter hvert blir flere meter i diameter. Effekten av kjemisk gjennombrudd i henhold til utviklingen av grottesystemet er veldig fremtredende. Hentet fra Lauritzen (2015).

I figur 9, kan man se hvordan et grottesystem utvikler seg over tid i dets forskjellige faser av livsløpet. Helt til venstre i figuren kan man se en svært smal sprekk som utvikler seg meget langsomt helt frem til den når 1 cm i diameter og kjemisk gjennombrudd. Etter at sprekken har nådd det kjemiske gjennombruddet fører den turbulente vannstrømningen til en hurtig oppløsningsfase (Lauritzen, 2015). Denne økningen av oppløsningshastigheten fører til at utviklingen av grottesystemet går over fra initialfasen (*sensu stricto*) til en vekstfase (*sensu lato*). Selv om utviklingen går vesentlig raskere enn i initialfasen vil det ta ca. 50 000-60 000 år før grottesystemet når 1 m i diameter, og når systemet begynner å nærme seg 10 m i diameter begynner oppløsningsraten å avta. Til høyre i figuren går utviklingen av grotten over i den vadose/ kollaps fasen hvor grottesystemets diameter har blitt for stor til at vannstrømmen greier å fylle hele passasjen, eller at noe har endret de hydrologiske faktorene slik at vanntilførselen ikke lenger er stor nok til å fylle grottepassasjene. Over tid vil oppløsning og erosjon føre til at taket ikke lenger greier å holde seg oppe, og det vil kollapse inn i grotten.

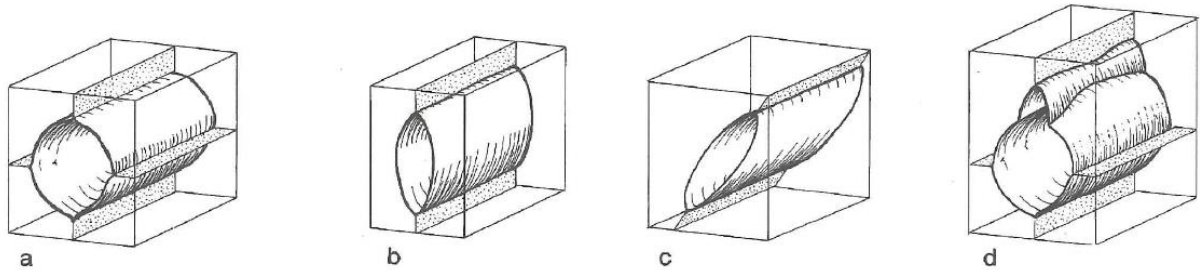
3.5 Passasjemorfologi

En av de viktigste faktorene for utformingen av grottepassasjer er det hydrologiske miljøet, som i hovedsak kan deles inn i enten et freatisk eller et vadost miljø. Vannet i et freatisk miljø befinner seg under grunnvannsspeilet, hvor alle sprekker og porer er fylt med vann. Vannstrømningen i denne sonen styres av trykk og kan dermed bevege seg oppover (Ford & Williams, 2007). Vannet i den vadose sonen befinner seg over grunnvannsspeilet, og sprekkeene vil i denne sonen er i hovedsak ikke helt vannfylte. Vannstrømningen i denne sonen er gravitasjonsstyrt (Ford & Williams, 2007).

3.5.1 Freatiske passasjeformer

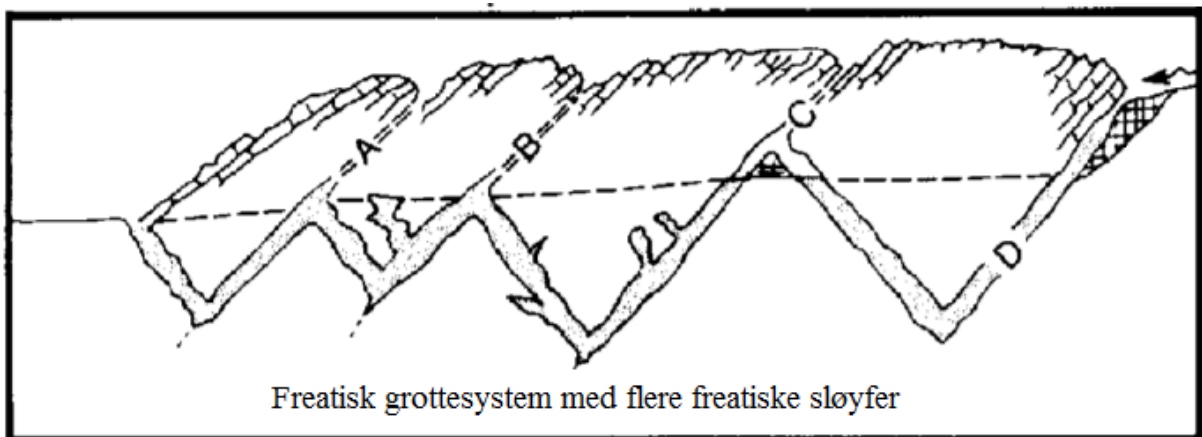
Freatiske passasjer (trykkledninger) dannes ved korrosjon under grunnvannsspeilet, hvor alle sprekker og porer er vannfylte. Dette forårsaker det Lauritzen & Lundberg (2000) omtaler som «omnidirectional» oppløsning, hvor en sprekk vil utvikle seg med lik hastighet i alle retninger dersom berggrunnens egenskaper er like (består av samme type bergart). Dersom en freatisk passasje utvikles i en homogen bergart, vil utviklingen styres av de hydrauliske faktorene, som fører til at passasjen utvikles med et symmetrisk tverrsnitt rundt ledspalten (Figur 10). Dersom sprekken utvikles i et område med innslag av flere bergarter, hvor en eller

flere ikke er kjemisk oppløselige vil disse styre hvordan passasjen utvikler seg (Lauritzen & Lundberg, 2000). Vannet som utvikler en grottepassasje i den freatiske sonen styres ikke av gravitasjon, men av trykk. Dette kan føre til at det kan dannes freatiske sløyfer (Figur 11) som er passasjer som har store variasjoner i helningsgrad (Ford & Williams, 2007).



Figur 10. Freatiske passasjer

Illustrasjon av freatiske passasjer. A: Symmetrisk freatisk rør. B & C: Lentikulære freatiske rør. D: Freatisk rør hvor infiltrerende vann gjennom ledspalten fra taket som ved blandingskorrosjon har dannet freatiske lommer/kanaler. Modifisert etter Lauritzen & Lundberg (2000).



Figur 11. Freatiske sløyfer

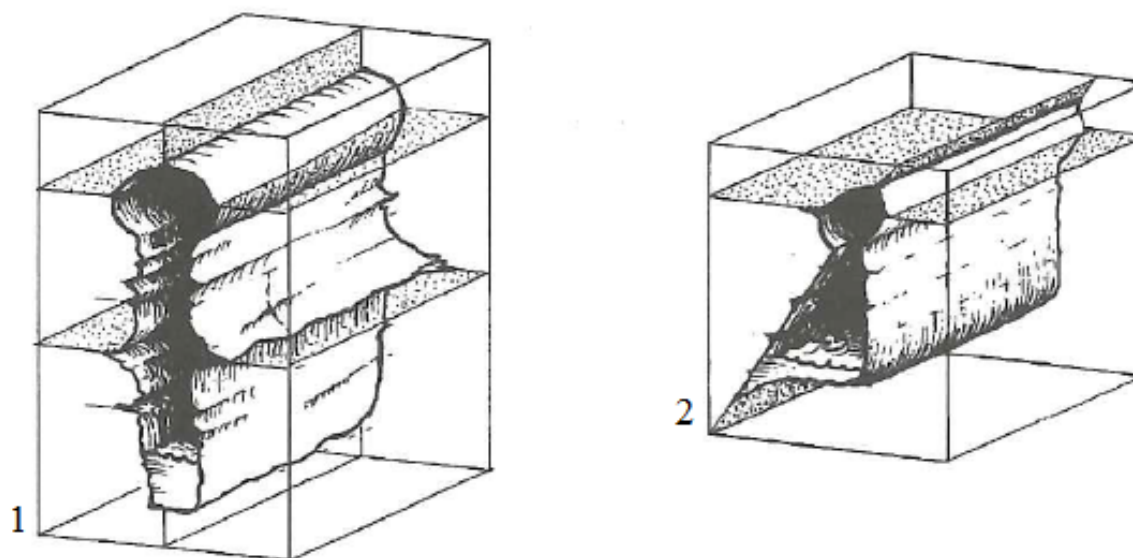
Illustrasjon av en grotte med freatiske sløyfer. Hentet og modifisert etter Ford (1971) i Ford (2007).

3.5.2 Vadose passasjeformer

Vadose passasjer dannes under forhold hvor passasjen ikke er helt vannfylt, vannets strømming er da styrt av gravitasjonskraften, noe som er fundamentalt forskjellig fra freatiske passasjer (Ford & Williams, 2007). Ettersom at oppløsning i en passasje forekommer der hvor vannet kommer i kontakt med berggrunnen vil oppløsningen i vadose passasjer oftest forekomme i passasjens vegger og gulv, dette fører til en nedskjæring i passasjen og danner et vadost gjel (Lauritzen & Lundberg, 2000). Slike gjel kan ha en bredde på flere titalls meter, og en dybde på opptil 100 meter (Lauritzen & Lundberg, 2000; Ford & Williams, 2007). Utvidelse av slike gjel kan forekomme ved at passasjen gulv blir dekket av sedimenter. Oppløsningen kan da kun forekomme i passasjens sidevegger, som fører til en undergraving av sidene som videre kan føre til kollapser. Resultatet blir et trapeslignende tverrsnitt (Ford & Williams, 2007).

3.5.3 Nøkkelhullprofil

En grottepassasje med et nøkkelhullprofil (Figur 12) indikerer at passasjen har hatt et skifte i vannføringsregimet, fra et freatisk vannføringsregime til et vados vannføringsregime (Ford & Williams, 2007). Endringen til et vados vannføringsregime forekommer når passasjen ikke har tilstrekkelig vanntilførsel til å være helt vannfylt. Gravitasjonskraften tar da over vannstrømmen som vil begynne en nedskjæring i bunnen av den freatiske passasjen, og vil over tid danne et vados gjel med et freatisk rør i taket (Lauritzen & Lundberg, 2000).



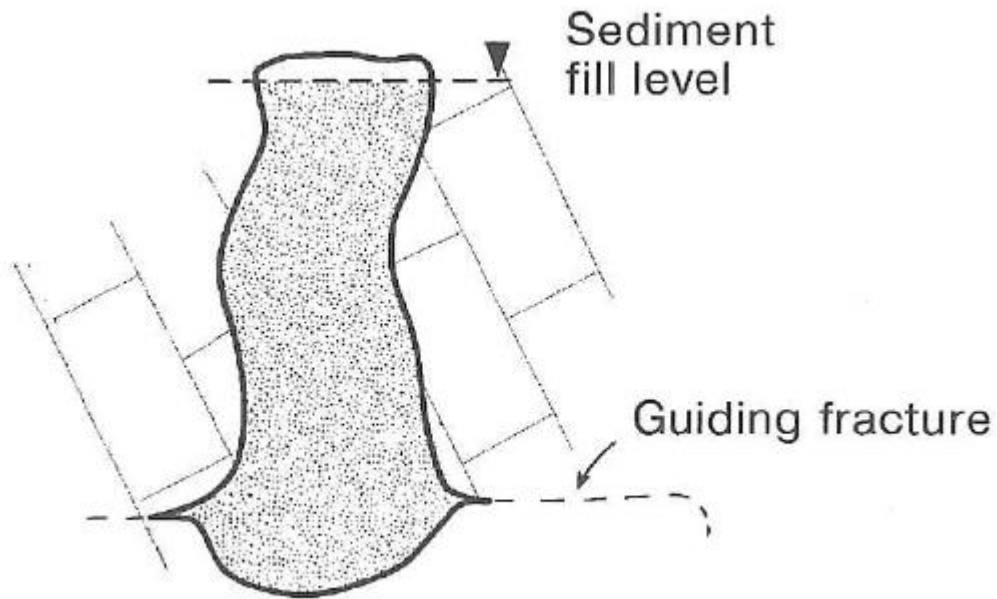
Figur 12. Nøkkelhullprofil

Utvikling av nøkkelhullprofil. 1: Originalt en freatisk passasje hvor et skifte fra freatiske til vadose forhold danner et nøkkelhullsprofil. 2: Nøkkelhullprofil som er påvirket av et hellende sprekkesystem. Modifisert etter Lauritzen & Lundberg (2000).

3.6 Paragenese

Antigravativ korrosjon eller paragenese (Renault, 1958; i: Pasini, 2009), er en oppløsningsform som forekommer om vannføringen i en grottepassasje er for lav til å transportere sedimenter, slik at passasjen fylles opp med sedimenter og hindrer det aggressive vannet fra å komme i kontakt med passasjens gulv. Vannet vil kun være i kontakt med taket i passasjen, og minskningen av passasjens tverrsnitt fører til at det gjennomstrømmende aggressive vannet blir trykket oppover i sprekker i taket (Lauritzen & Lundberg, 2000). Dette fører til at all korrosjon i passasjen foregår antigravitativt oppover i taket på passasjen (Figur 13).

Ved tilstrekkelig etterfylling av sedimenter til passasjen og en dynamisk balanse mellom etterfyllingen og korrosjonsraten i passasjens tak, vil utviklingen av passasjen fortsette og over tid danne et omvendt gjel, også omtalt som en paragenetisk canyon (Lauritzen & Lundberg, 2000).



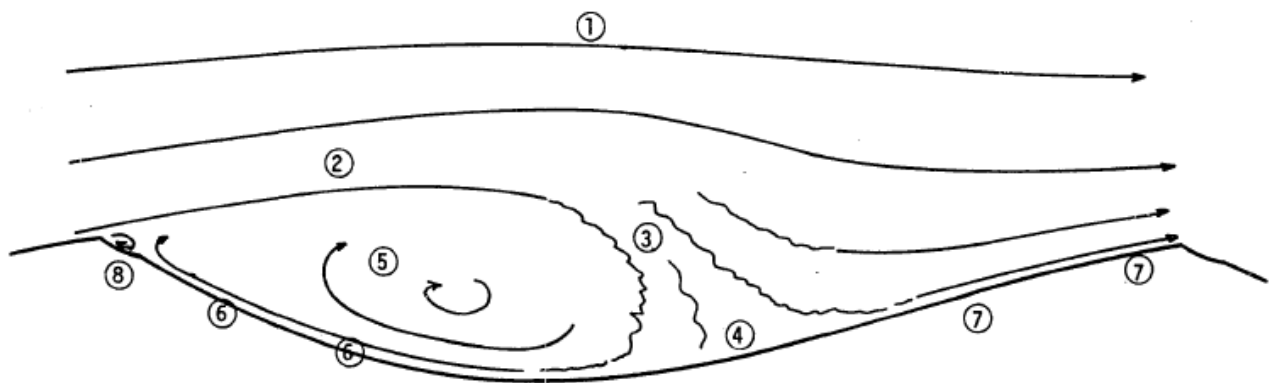
Figur 13 Paragenese

Illustrasjonen viser hvordan en paragenetisk canyon dannes. Modifisert etter Lauritzen & Lundberg (2000).

3.7 Strømskåler

Strømskåler (scallops) er betegnelsen for skållignende formasjoner som er dannet i tak, vegger og gulv i en grotte (Ford & Williams, 2007). Det ble fastslått av Curl (1974) at denne typen formasjoner er dannet som et resultat av at aggressivt turbulent vann har strømmet over en kjemisk løselig bergflate. Lengden på en strømskål vokser i samme retning som den turbulente strømmen med aggressivt vann som danner den, og bredden er ca. halve lengden (Curl, 1974; Ford & Williams, 2007). Ettersom at størrelsen på strømskåler er omvendt proporsjonal med vannstrømmens hastighet, kan de gi en god indikasjon på strømningshastigheten. En turbulent aggressiv vannstrøm med lav hastighet vil danne store strømskåler, mens en hurtig vannstrøm vil danne små strømskåler (Curl, 1974). Strømskåler har som oftest en lengde på 0,5-100 cm, hvor den kanten med høyest helning er motsatt retning av vannstrømningsretningen. Dette gjør strømskåler til gode indikatorer for strømningsretningen på vannet når strømskålene ble dannet (Ford & Williams, 2007).

En detaljert skisse av Blumberg (1970) viser hvordan utviklingen av en strømskål foregår (Figur 14). Pil 1 representerer den turbulente hovedstrømmen som er tilnærmet upåvirket av overflaten. Ved pil 2 strømmer vannet laminært over skålformasjonen, før den går over til turbulent strømming ved punkt 3. Turbulensen som oppstår her fører til at noe av vannet blir trykket mot punkt 5, mens det resterende vannet kobler seg på hovedstrømmen igjen ved punkt 4. Vannet som blir trykket mot punkt 5 og den laminære strømmen ved pil 2 kombineres og danner en sirkulerende strømming ved punkt 5. oppløsningen i en strømskål varierer, og oppløsningsraten vil være høyest i området rundt punkt 4, ettersom at den turbulente strømmen kommer i direkte kontakt med den oppløselige overflaten. Det er variasjonen i oppløsning som er grunnen til strømskålens avlange form. Ettersom at dannelse av strømskåler er en prosess som finner sted når turbulent aggressivt vann strømmer over en oppløselig overflate, vil endringer i strømningsregime kunne føre til en fjerning av eldre strømskåler når nye dannes. Strømskåler vil derfor kun gi en indikasjon på de siste strømningsforholdene passasjen har hatt.

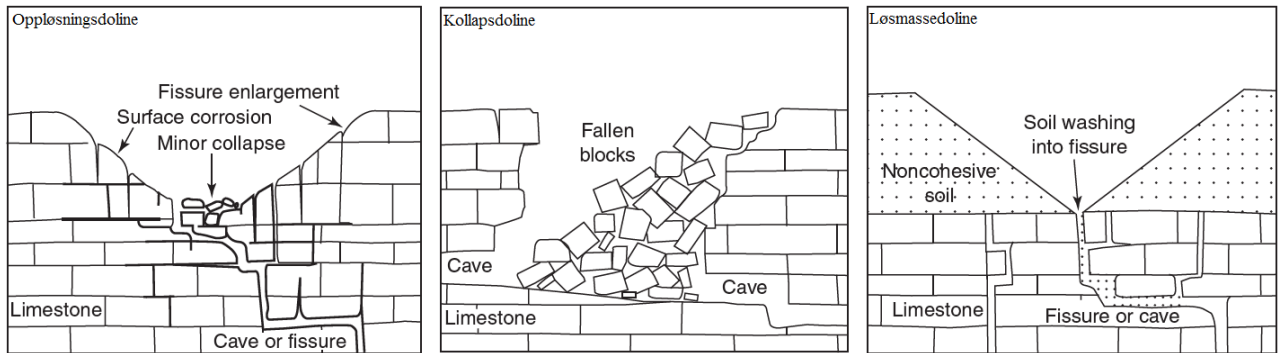


Figur 14. Strømskål.

Modell som illustrerer vannstrømningen under dannelsen av strømskåler. Modifisert etter Blumberg (1970).

3.8 Doliner

Doliner er definert av Kranjc (2013), som lukkede forsenkninger i terrenget som er dannet av naturlige prosesser knyttet til oppløsning. Disse lukkede forsenkningene og fordypningene er en karakteristisk landform for karstområder (Cvijić, 1893; I Lauritzen, 2015), og kan ha en størrelse på mange hundre meter i diameter, til noen få meter i diameter. Dybden kan variere fra flere titalls meter til ca. 1 meter, og i noen tilfeller opptil flere hundre meter. Begrepet «doline» stammer fra det slaviske ordet «dol», som benyttes for å beskrive landformer som groper og små daler (Ford & Williams, 2007; Lauritzen, 2015). Doliner dannes ved at aggressivt vann som er i kontakt med berggrunnen begynner å løse opp berggrunnen ved korrosjon, og dermed underminerer terrengets overflate. Når dolinens størrelse øker, økes dolinens kapasitet til å ta til seg vann, noe som er med på en intensivering av oppløsningen og gjør at dolinens størrelse øker ytterligere (Kranjc 2013). Doliner kan ha aktive elver eller bekkeløp som fører vann ned i dem, men ettersom at doliner har underjordisk avrenning, finner man ikke noe grunnvannsspeil. Dannelsen av en doline foregår hovedsakelig ved oppløsning/ fjerning av materiale, og ettersom at disse prosessene er mest intense i dolinens senterpunkt, tar resten av dolinen form rundt dette. I en doline er det senterpunktet som er det dypeste og den mest utviklede delen, mens kantområdene ligger litt etter i sin utvikling (Lauritzen, 2015). Etter Cramer (1941) kan doliner deles inn i flere forskjellige typer etter hvordan de er blitt dannet, mens Lauritzen (2015) har definert disse som fem forskjellige typer (Figur 15): oppløsningsdoliner, kollapsdoliner, sprekkedoliner, sammensynkningsdoliner og løsmassedoliner. Disse forskjellige dolinetyperne dannes hovedsakelig ved to forskjellige prosesser, fysiske og kjemiske. Kollapsdoliner, sammensynkningsdoliner og løsmassedoliner dannes av en blanding av kjemisk oppløsning og fysiske prosesser som f.eks. takkollapser i et grottesystem, mens oppløsningsdoliner og sprekkedoliner dannes hovedsakelig kun ved kjemisk oppløsning. Det er også mulig at en doline forekommer som en kombinasjon av flere forskjellige dolinetyper (Lauritzen, 2015).



Figur 15. Dolinetyper

Illustrasjon av 3 av de 5 dolinetyperne, samt hvordan de er dannet. Modifisert etter Waltham & Fookes (2003).

3.8.1 Oppløsningsdoline

Oppløsningsdolinene er av Lauritzen (2015) omtalt som «ekte doliner», og som den klassiske doline typen. Utviklingen og dannelsen av oppløsningsdolinene foregår hovedsakelig ved kjemisk oppløsning av berggrunnen. Oppløsningsintensiteten er i stor grad avhengig av mengden vann som drenerer gjennom dolinen og dets oppløsningskapasitet (Kranjc, 2013). Over tid fører dette til at overflaten får en forsenkning, ettersom at den løses opp og blir transportert bort. Ettersom at de optimale forholdene for dannelse av oppløsningsdolinene er i områder med høy luftfuktighet og høye temperaturer, finner man de sjeldent i Norge (Lauritzen, 2015).

3.8.2 Kollapsdoline

Kollapsdolinene er dannet ved at taket i en grotte kolliderer (Kranjc, 2013; Lauritzen, 2015). Selv om det hovedsakelig er den fysiske prosessen av en kollaps som danner en kollapsdoline, spiller kjemisk oppløsning en indirekte rolle i dannelsesprosessen. Den kjemiske oppløsningen fører til at grottepassasjen vokser, og over tid vil dette svekke stabiliteten til passasjens tak, og eventuelt føre til en kollaps (Kranjc, 2013). Hvor stor en kollapsdoline kan bli avhenger mye av størrelsen på grottesystemet under, og størrelsen kan variere fra noen få meter opptil flere titalls millioner kubikkmeter (Kranjc, 2013).

3.8.3 Sprekkedoline

Sprekkedoliner er av Lauritzen (2015) definert til å være kjemisk oppløste sjakter med en linseformet åpning. Sprekkedoliner er karakteristiske for arktiske områder med alpin karst, som man typisk finner i arktiske områder som Norge og Skandinavia. For at en sprekk eller sjakt skal kunne tolkes som en sprekkedoline, må åpningen være større enn 0.5-1 meter, og lengden må tilsvare ca. 3-5 ganger bredden (Lauritzen 2015). Vertikalt i sprekkedoliner er det normalt at bredden blir for smal til at man kan gjennomføre dybdemålinger lengre enn ca. 5-10 cm. For at en sjakt eller sprekk skal kunne klassifiseres som en sprekkedoline, må de ha en lengde med en tydelig definert avslutning ettersom at det er dette som skiller sprekkedoliner fra andre typer sprekker (Lauritzen 2015).

3.8.4 Sammensynkningsdoline

Sammensynkningsdoliner som også kalles for subsidensdoliner, er en type doline som man kan finne i karstområder som har et dekke av konsoliderte bergarter (faste bergarter), med en tilstrekkelig tykkelse (Lauritzen 2015). Sammensynkningsdoliner dannes ved at de overliggende konsoliderte bergartene undermineres ved at karstberarten som ligger under løses opp. Grunnet de overliggende bergartenes «seighet» vil de ikke kollapse, men bøyes ned og danne en forsenkning. Sammensynkningsdoliner er en dolinetype som er vanligst å finne i områder hvor kjemisk oppløsning av tynnere lag karstbergarter kan gi store forandringer i volum (Lauritzen 2015).

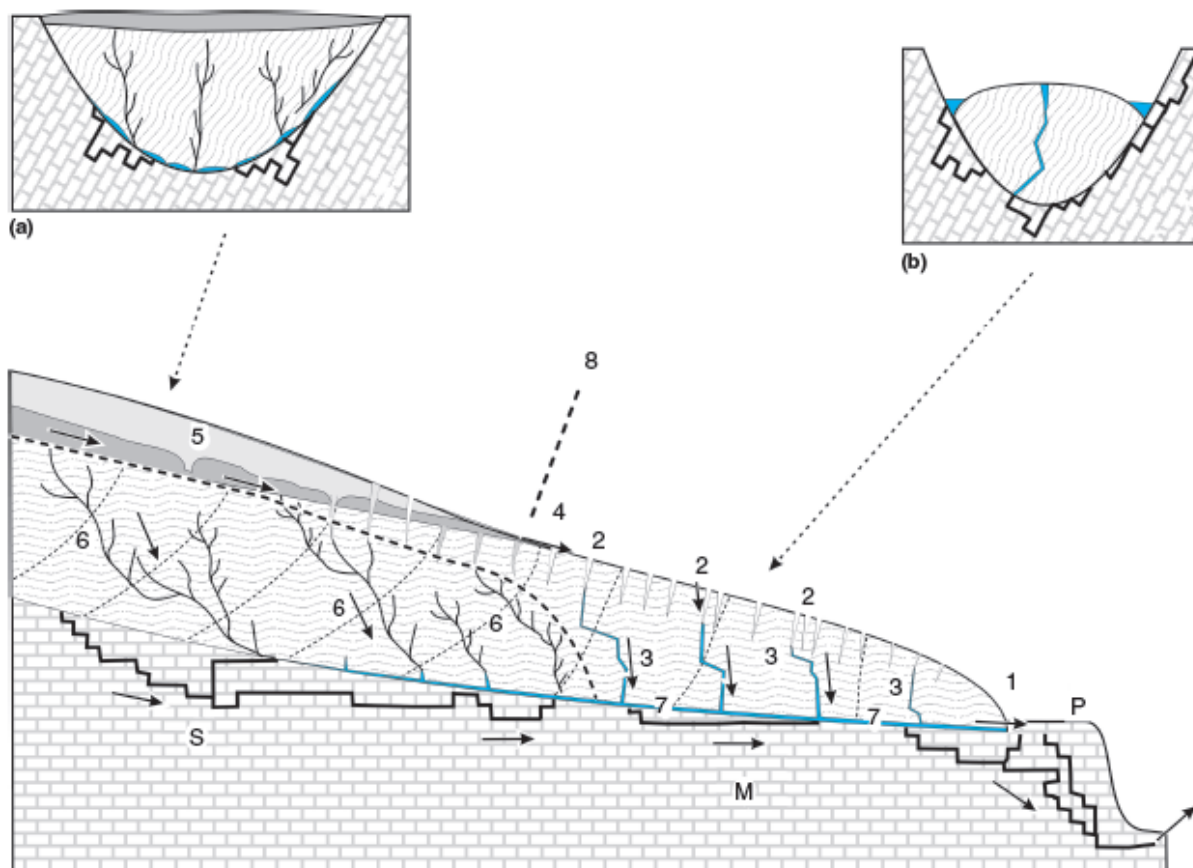
3.8.5 Løsmassedoline

Løsmassedoliner som også kalles for suffosjonsdoliner, er en type doline som dannes i løsmasser ved at løsmassene transporteres ned i hulrom i berggrunnen og det blir dermed dannet en forsenkning (Kranjc, 2013). Størrelsen og dybden til en løsmassedoline er i stor grad avhengig av tykkelsen til løsmassedekket. Løsmassedoliner kan dannes svært raskt ettersom at det kan eksistere et stort stabilt hulrom i bunnen av løsmassene på toppen av et grottesystem. Etterhvert som at hulrommet blir større vil belastningen på taket bli for stor, som fører til at taket kolliderer inn og danner en traktformet forsenkning (Lauritzen 2015). Løsmassedoliner omtales noen ganger som jordfallshull.

3.9 Glasial karst

Hvordan karstfenomener og karstlandformer utvikles er i stor grad avhengig av hvordan klimaet er i området de utvikles i. I områder hvor det har vært innslag av glasialer og interglasialer, vil man dermed kunne få et svært komplekst utviklingsbilde, ettersom at den glasiere aktiviteten kan føre til problemer når det kommer til tolkning av kronologi (hva som har blitt dannet når) og eventuelle ødeleggelser av eldre formasjoner (Ford & Williams, 2007). I et miljø uten isbreer vil utviklingen av et grottesystem gå trinnvis nedover gjennom en senkning av den epifreatiske sonen, noe som vil føre til at grotten utvikler seg gradvis nedover i berggrunnen (Lauritzen & Skoglund, 2013). Ved slike tilfeller kan man hovedsakelig anta at de øverste passasjene i grottesystemet er eldst, og at de nederste passasjene er de yngste. Som nevnt over er ikke dette alltid tilfelle i områder som har hatt isbreer tilstede. Grunnen til dette er at et isdekke eller en isbre vil kunne heve den lokale grunnvannsstanden og dermed reaktivere utviklingen av freatiske passasjer høyt over hva som ellers ville ha vært mulig (Lauritzen & Skoglund, 2013). Utviklingen av grottesystemer i tilknytning til isdekker eller isbreer blir kalt for iskontakt speleogenese.

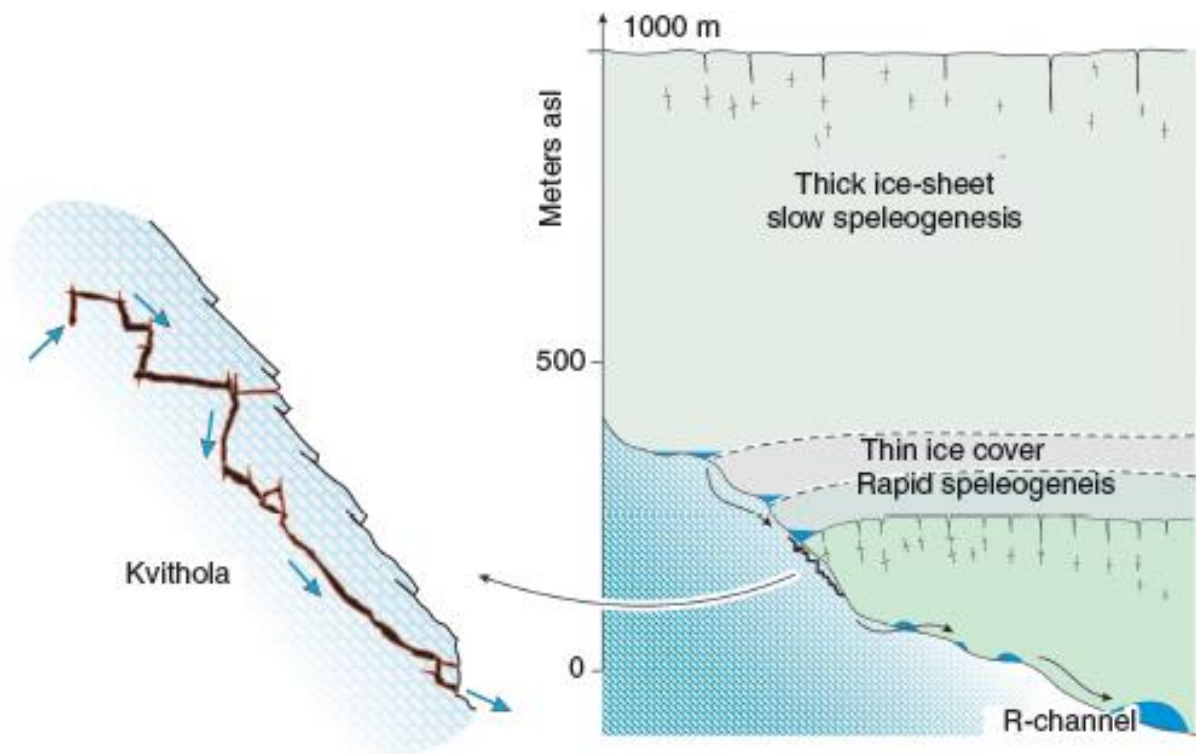
Et eksempel på hvordan et isdekke eller en isbre vil kunne tilføre store mengder vann til et eksisterende grottesystem er ved subglasial drenering. Figur 16 som er hentet fra Lauritzen & Skoglund (2013) gir en illustrasjon på hvordan et grottesystem som ligger under en isbre kan få store vanntilførsler fra breen. Punkt 1 viser hvor det subglasiale smeltevannet kommer ut fra brefronten. Punkt 2 viser hvordan supraglasialt smeltevann som renner på breens overflate drenerer ned i englasiale moulins (punkt 3). Punkt 4 viser hvor den supraglasiale dreneringen fra snøsmelting kommer frem. Punkt 5 er et dekke av is og snø som også holder på vann (akvifer), punkt 6 er dreningssystemer som transporterer vann ned til det subglasiale systemet, punkt 7 er smeltevannssystemet under isbreen og punkt 8 markerer breens likevektslinje.



Figur 16. Subglasial drenering

Illustrasjon av hvordan subglasial drenering foregår gjennom en albin isbre. Hentet fra Lauritzen & Skoglund (2013).

Intensiteten på kjemisk oppløsning i et grottesystem under glasiiale forhold avhenger av om grotten ligger under et tykt eller tynt isdekke (Figur 17). Dersom grottesystemet ligger under et tykt isdekke vil vanntilførselen til skje subglasialt, noe som ikke er optimalt med tanke på oppløsningsintensiteten ettersom at det subglasiale smeltevannet ikke vil være i atmosfærisk kontakt, noe som vil gi en begrenset tilførsel av CO_2 . Dersom grottesystemet ligger under et tynt isdekke eller ved ismarginen vil isbreen kunne tilføre store mengder smeltevann som er i kontakt med atmosfæren, og dermed kunne gi en større tilførsel av umettet aggressivt vann. Korrosjonsintensiteten vil under slike forhold ikke være like høy som under normale forhold uten isbreer ettersom at smeltevannet fra breen kommer fra eldre is under istider hvor CO_2 konsentrasjonen var lavere (Lauritzen & Skoglund, 2013).



Figur 17. Utvikling av glacial karst.

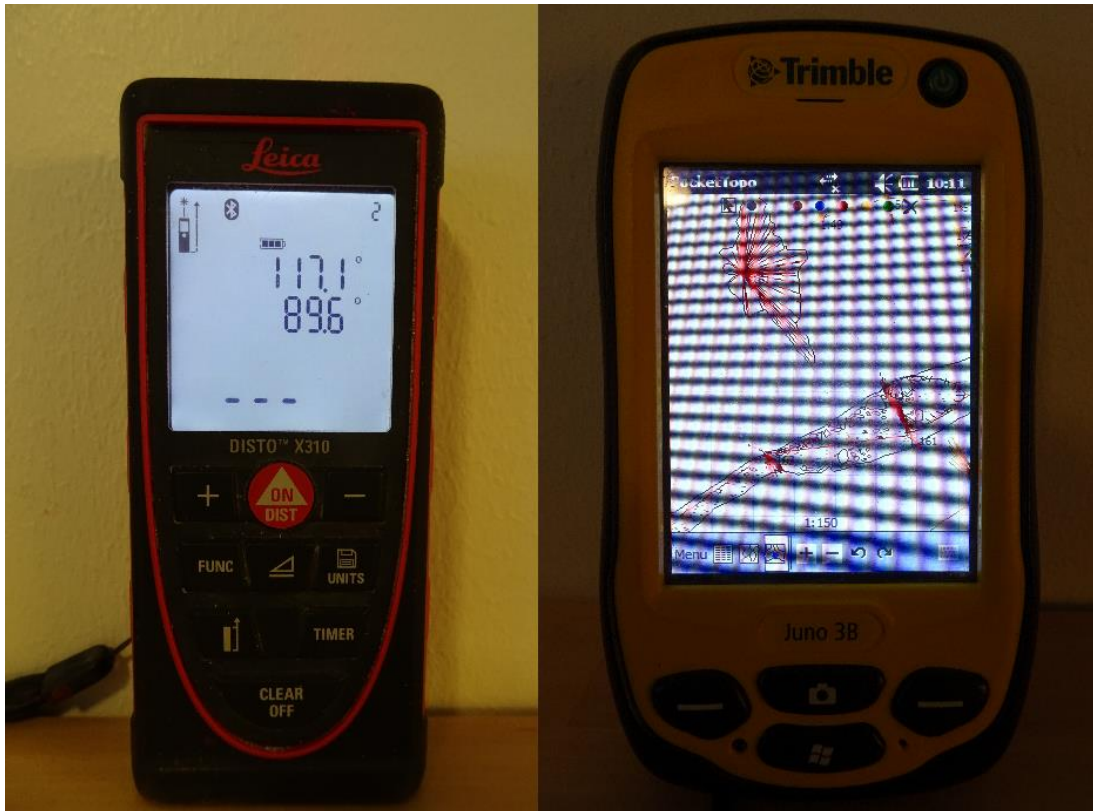
Eksempel som illustrerer utvikling av glacial karst i Kvithola under forskjellige iskontakt regimer. Hentet fra Lauritzen (1986) i Lauritzen & Skoglund (2013).

4 metode

4.1 Grottekartlegging

Kartleggingen av Oppsalgrotta tar utgangspunkt i kompendium i grottekartlegging av Lauritzen (2002) publisert i «Norsk Grotteblad nr. 39». grottekartleggingen gjennomføres ved at man lager en serie av rette linjestykker innover i grotten. Disse rette linjestykkene blir kalt senterlinjer, og danner grunnstammen som alle tilleggmålinger knyttes til. Hvert enkelt rette linjestykke starter og ender i en målestasjon, hvor man alltid måler et tverrsnitt av grottepassasjen ved å måle «HVNO» (høyre, venstre, ned, opp), som er avstanden fra målestasjonen til grottepassasjens vegger, gulv og tak. Senterlinjer blir målt i polarkoordinater, hvor den romlige posisjonen til hver enkelt målestasjon defineres av to vinkler og en lengde (kompasskurs, inklinasjon og lengde) sett i forhold til forrige målestasjon. For å få dannet et forståelig bilde av hvordan grottesystemet ser ut, konverteres alle målingene om til et tradisjonelt karteisk koordinatsystem med x, y og z koordinater. Etter konverteringen får man bredde, høyde og lengdemål som danner grunnlaget for å få tegnet senterlinjene ut i grottekartet i ønsket projeksjon.

Kartleggingen av Oppsalgrotta i løpet av feltarbeidet ble utført med elektronisk kartleggingsutstyr fremstilt av Heeb (2008), bestående av en håndholdt lasermåler av typen Leica DistoX, og en håndholdt PDA (personal assistant)/GPS av typen Trimble Juno 3B (Figur 18).



Figur 18. Grottekartleggingsutstyr

Til venstre Leica DistoX. Til høyre Trimble Juno 3B

Den håndholdte lasermåleren har innebygget elektronisk kompass, klinometer i tillegg til avstandsmåler. Disse to enhetene er koblet opp til hverandre via Bluetooth, slik at lasermåleren kontinuerlig sender nye målinger til PDA enheten så lenge den er innenfor rekkevidde. PDA enheten kjører kartleggingsprogrammet Pocket Topo, som viser alle målingene fra lasermåleren. Man kan deretter tegne inn grottepassasjens vegger og andre relevante detaljer som hvilke sedimenter som befinner seg på gulv/vegger/tak, om det er strømskåler og hvilken retning de har, og om det er sprekker. Dette tegnes inn mens man kartlegger og gjør at tegningene har så høy nøyaktighet som mulig (Lauritzen, 2002). Ettersom at PDA enheten oppbevares i en vanntett pakkpose, kan det oppstå komplikasjoner med kalibreringen til touch funksjonen, det er da viktig at man re-kalibrerer denne funksjonen slik at man opprettholder nøyaktigheten på tegningene. Muligheten man har for å kunne zoome inn på tegningen, samt at man kan slette streker og tegne de på nytt, og at man aldri «tegner seg til enden av papiret» veier godt opp for «svakheter» som batteritid og komplikasjoner med kalibreringen (Heeb, 2008).

Kartleggingslaget for denne oppgaven bestod av to personer, hvor den ene personen markerte nye målestasjoner og foretok målinger av avstander mellom disse, samt tok tverrsnittmålinger av grottepassasjene. Og den andre håndterte PDA enheten til tegningen av og beskrivelse av grottepassasjene, og hjalp til med skyting av nye punkter hvor dette var nødvendig.

Målestasjonene innover i grottesystemet plasseres slik at de på best mulig måte får fremhevet endringer i en passasjes morfologi, retning eller forgreninger. Dette er viktig ettersom grottepassasjes morfologi kan gi en indikasjon på hvilke prosesser som har vært aktive for å få dannet den. Grunnregelen er at avstanden mellom målestasjonene ikke overskrider 4-5 ganger tverrsnittet av grottepassasjen (Lauritzen, 2002). Ved målestasjoner i grotten som trenger en mer nøyaktig beskrivelse av passasjen, utføres det en mer nøyaktig serie med målinger etter at man har målt HVNO. Denne serien med målinger kalles for et sveip, og gir en så detaljert og nøyaktig tverrsnittprofil av passasjen som mulig (Lauritzen, 2002; Heeb, 2008). Alle målingene fra lasermåleren lagres i Pocket Topo på PDA enheten, hvor de lagres med nummeret på målestasjonene.

Grottekart kan etter BCRA (British Cave Research Association) deles inn i 6 forskjellige grader etter kartets grad av nøyaktighet (grad 1 er den minst nøyaktige og grad 6 er den mest nøyaktige). Det gis i tillegg en bokstav fra A-D for å definere hvor nøyaktig og detaljert tverrsnittene har blitt målt (Ellis, 1976; i Lauritzen, 2002). Oppsalgrotta er kartlagt etter BRCA kategori 5C.

4.2 Sedimentanalyse

Kartlegging av avsetninger i grottesystemet kan gi et innblikk i hvilke forhold grotten har hatt når sedimentene ble avsatt (Valen og Lauritzen, 1989). Sedimenter i grotten kan bli sett på som et arkiv, og selv om en grotte ikke inneholder sedimenter, betyr det ikke at det aldri har vært sedimenter til stede. En slik grotte kan f.eks. ha hatt stor nokk strømningshastighet på vannet til å ha blitt spylt ren for sedimenter. Dersom en grotte inneholder mye silt og leire, da også gjerne på vegger og tak, kan dette tyde på at grotten har hatt en periode med stillestående vann for å få avsatt disse. Funn av eksotiske bergarter i grottesystemet (bergarter som normalt ikke kan finnes i området hvor grotten ligger), betyr at noe må ha transportert de dit, som f.eks. en isbre. Dersom man finner lagdeling i en sedimentsekvens (Figur 19) tyder dette på endringer i vannstrømningens transporteringsveie.



Figur 19. Sedimentanalyse i Oppsalgrotta.

Tydelig lagdeling mellom sand og gruslag.

4.2.1 Rullesteinanalyse

Ved å måle rullesteiner fra grotten vil man få en indikator på vannets transport evne når de ble avsatt. Rullesteinsanalysen er utført ved eller mellom målestasjoner hvor det er konsentrerte mengder med rullestein. Analysen utføres ved å måle rullesteinenes tre akser (x,y,z) hvor (x) er den største, (y) den mellomste og (z) den minste. Det utføres også en visuell vurdering av rundingsgrad for rullesteinene (kantrundet, rundet, godt rundet). Områder med mye kantede steiner og blokker blir ikke målt, da disse kan være materiale fra kollapser i grotten.

4.3 Strømskålanalyse

Strømskålanalyse etter Curl (1974) benyttes for å rekonstruere paleostrømmingene i grotten. Strømskåler dannes når en flytende væske (f.eks. vann) strømmer turbulent over en oppløselig overflate (Curl, 1974). For å beregne den gjennomsnittlige vannhastigheten basert på strømskålene, utviklet Blumberg og Curl (1974) en formel:

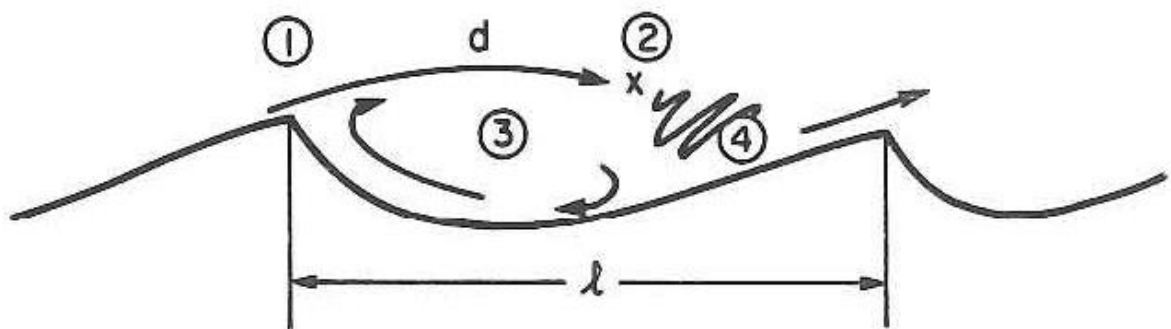
$$\bar{u} = \frac{v}{L_{32}} Re^* \left[2.5 \left(\ln \left(\frac{R_h}{L_{32}} \right) - \frac{3}{2} \right) + B_L \right] \quad (4.1)$$

Formelen tar for seg kinematisk viskositet (v), gjennomsnittlig strømskålstørrelse (L_{32}), reynoldstall (Re), hydraulisk radius (R_h) og en friksjonsfaktor (B_L). Ved å sette inn verdiene $Re^* = 2200$ og $B_L = 9,4$ blir formelen slik (Lauritzen, 1982):

$$\bar{u} = \frac{v}{L_{32}} \left[55 \ln \left(\frac{D_h}{L_{32}} \right) + 81 \right] \quad (4.2)$$

Faktoren (81) i formelen representerer et kompromiss mellom en sirkulær og parallell grottepassasje (Lauritzen, 1982). Ved bruk av denne formelen estimeres det en usikkerhet på $\pm 15\%$ (Blumberg og Curl, 1974; Curl, 1974; Lauritzen, 1982). Ettersom at kinematisk viskositet avhenger av vanntemperatur når strømskålene ble dannet.

For å få et representativt antall strømskåler til analysen, blir det målt lengden på minst 30 strømskåler ved hver lokalitet. Disse målingene blir deretter benyttet til å estimere hastigheten og strømningsretningen på vannet som har dannet strømskålene. Det er lengden på strømskålen som gir en indikasjon på strømningshastigheten, hvor forholdet mellom strømningshastighet og lengde på strømskål er negativ (Curl, 1974). I praksis betyr dette at en kort strømskål indikerer en høy strømningshastighet, mens en lang strømskål indikerer lav strømningshastighet. Lengden på en strømskål måles ved å finne avstanden mellom «toppunktene» til strømskålen (Figur 20)



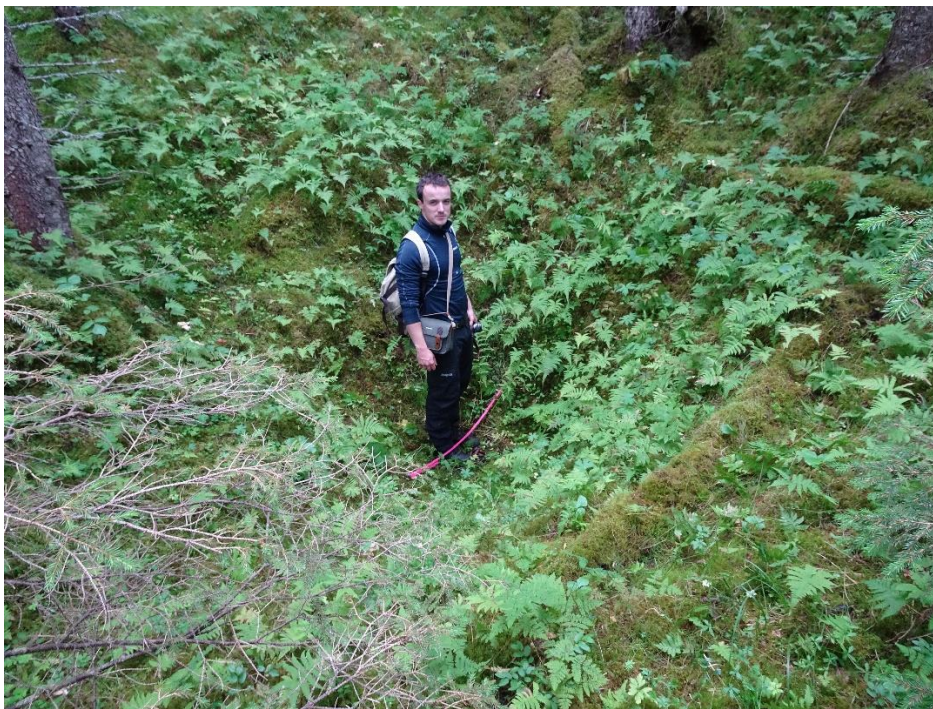
Figur 20. Dannelse av strømskåler.

Illustrerer vannets strømningsmønster under dannelsen av en strømskål. Ved pkt. 1 splittes vannstrømmen, pkt. 2 overgang fra laminær til turbulent strømning, pkt. 3 resirkulerende strømning, pkt. 4 punktet med høyest oppløsningsrate. Hentet fra Curl (1974).

Man måler i tillegg bredden og høyden av den aktuelle passasjen, slik at man kan beregne arealet av tverrsnittet. Metoden er avhengig av at passasjen fremdeles har sin opprinnelige form, fra da strømskålene ble dannet. Dersom passasjen har endret form etter dannelsen av strømskålene vil bredde og høyde målene være unøyaktige, og gi følgefeil i det videre arbeidet med dataene.

4.4 Kartlegging av karstfenomener på overflaten

Ved kartlegging av lukkede forsenkninger og andre karstformer på overflaten i feltområdet, kan man få dannet en oversikt over antall doliner, hvor de befinner seg, samt variasjon eller likhet i dybde og størrelse. Måling og registrering av doliner utføres ved bruk av tommestokk og målbånd. Målingene utføres ved at man tar mål av dolinens lengde, bredde og dybde (Figur 21), samt at man gjør en tolkning av dolinetype.



Figur 21. kartlegging av lukkede forsenkninger

Måling av doline.

Koordinatene for dolinens lokalisering leses av fra håndholdt GPS og man benytter et kompass til å registrere dolinens orientering i terrenget. De innhentede doline dataene benyttes til å se på sammenhengen mellom dolinenes lokalisering i terrenget i forhold til grottens lokalisering. Kartlagte åpningen i terrenget som er fylt igjen med sedimenter gir en

indikasjon på hvor man kan finne grottepassasjer. Lokaliseringen til de blokkerte åpningene leses av fra GPS, og når man ser på disse sammen med deres posisjon i terrenget, får man en indikasjon på om de kan henge sammen hovedgrotten.

4.5 Digitale Grottekart

4.5.1 Grottolf

Når man er ferdig med feltkartleggingen, må man eksportere all data som ligger lagret i Pocket Topo på PDA enheten over til andre programmer på pc, så man får bearbeidet den og deretter produsert et grottekart. Det første steget i denne prosessen er å eksportere alle dataene ut som tekstfiler (.txt). Man setter deretter alle filene fra de forskjellige dagene med kartlegging i felt sammen til en enkelt tekstfil. Videre kan man visualisere denne filen i kartleggingsprogrammet «Grottolf versjon-4». Inne i programmet kan man få kartleggingsarbeidet illustrert i 3D-format, og man kan snu og vende på hvilken retning man vil se ting fra.

4.5.2 Adobe illustrator

Selve grottekartet utarbeides i tegne programmet Adobe Illustrator, basert på polygonlinjer og tegningene fra feltarbeidet i Pocket Topo. Man bruker da Adobe Illustrator til å tegne inn og justere linjene, samt tegne inn alle de geomorfologiske dataene i forskjellige lag. Dette gjør det enklere å fremheve ting man ønsker å vise. En feilkilde med tegningen av grottekartet er at man ofte må dra litt i ytterlinjene (grottens vegger) for at de bedre skal illustrere hvordan grotten ser ut. Geometrien kan derfor få en større unøyaktighet. Det er også mulig å forbedre dårlige tegninger fra feltarbeidet i Pocket Topo.

4.6 GIS

Ved å benytte det digitale kartverktøyet ArcGIS (Geografiske Informasjons Systemer), får man produsert egne digitale kart og utarbeidet grundige analyser av studieområdet, samt at det blir mer overkommelig og behandle store mengder med data. Ved benytte GIS får man fremstilt presise kart som viser ting geografisk riktig, og som er presise i forhold til virkeligheten. Ved bruk av en digital kartløsning kan man også enkelt fjerne uønskede data eller legge til data fra andre kart, slik at man får et optimalt sluttprodukt. ArcGIS kan f.eks. benyttes til å produsere et kart som illustrerer grottens posisjon i terrenget og hvor grottepassasjene går i forhold til overflaten. Man kan i tillegg legge inn dataene fra

dolinekartleggingen å få illustrert hvor disse befinner seg i terrenget i forhold til grotten. Dette vil utforme et oversiktlig og enkelt kart som gir leseren mye informasjon om geografisk beliggenhet til disse karstformene.

5 Resultater

5.1 Generelle data



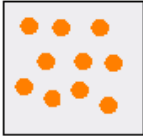

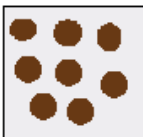
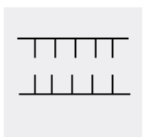


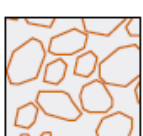



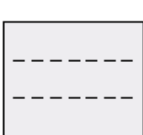
Oppsalgrottas inngang ligger 114 moh., noe som er omtrent 30 meter over marin grense, som i dette området ligger på ca. 90 moh. Kartleggingen av grotten ble på begynt sammen med veileder, i perioden 08.11.16 – 10.11.2016 og fullført sammen med det resterende feltarbeidet i løpet av august 2017.

Videre følger tegnforklaring for grottekart (Figur 22), og resultatene fra feltarbeidet

5.2 Oppsalgrotta UTM 33 W 0455692 7426267

Inngangen til Oppsalgrotta har en hengende posisjon i topografien, og befinner seg nordøst for Nonshaugen (313 moh). Grottesystemet (Figur 23 og 24) har en generell utstrekning fra nordøst til sørvest, og er kartlagt til å ha en total lengde på 480 m, og en vertikal høydeforskjell på 32 m. Etter å ha lagt inn alle kartleggingsdataene i dataprogrammet Grottoff (Lauritzen, 2008), har det blitt estimert at Oppsalgrotta har et samlet areal på ca. 743 m² og et totalt volum på ca. 1358 m³. Grotten beskrives fra inngangen i nord innover i grottesystemet.

Tegnforklaring Grottekart

	Silt		Bratt kant
	Sand		Erosjons kant
	Grus		Gjel
	Bart fjell		Strømskål
	Rullestein		Dryppstein
	Blokker		Glimmerskifer
	Ukjent fortsettelse gang/omriss		

Oppsalgrotta 2019

Lengde: 480 m

Dybde: 32 m

UTM: 33 W 0455692 7426267

114 moh

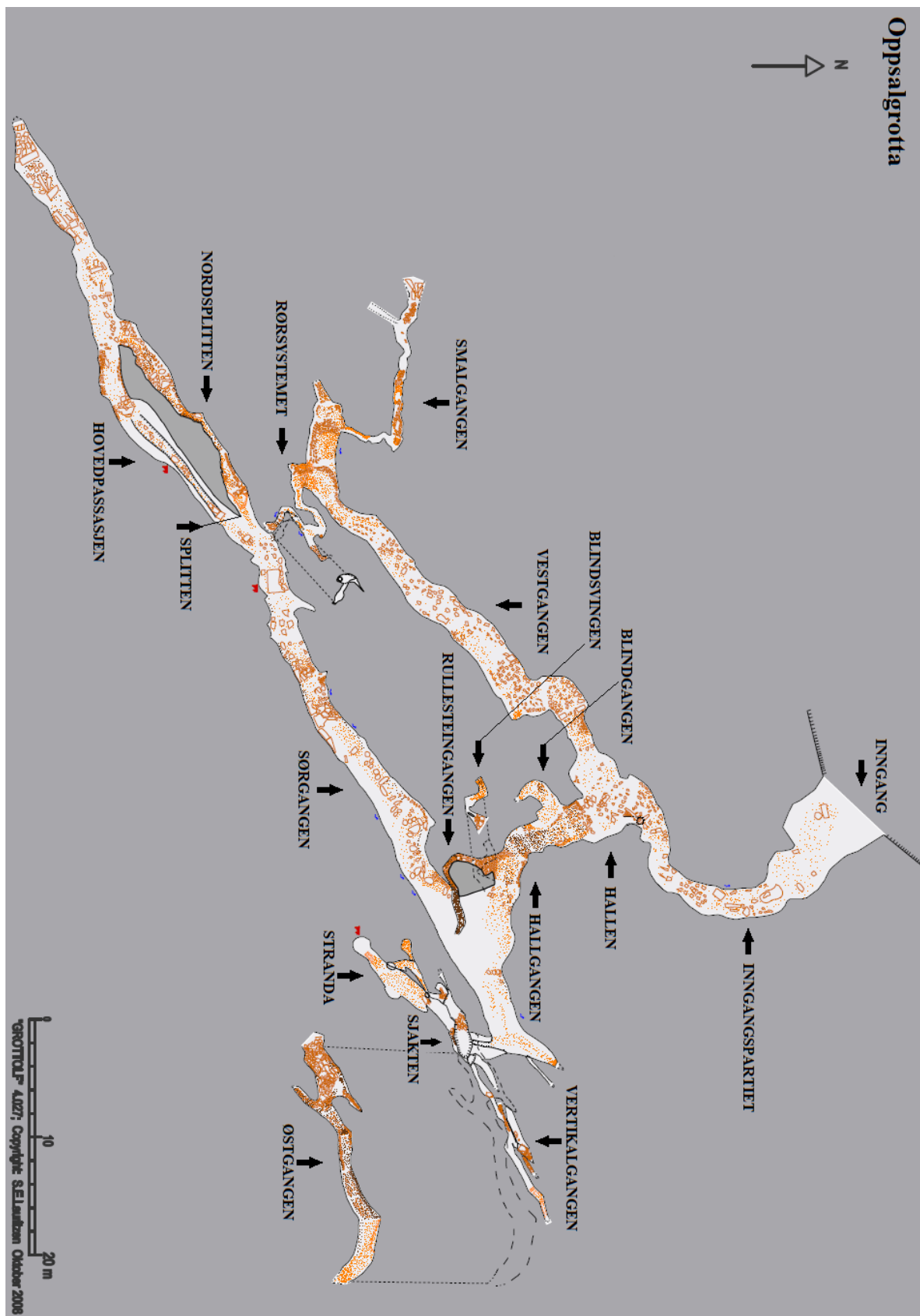
Kartografi:
Ole Even Heggset

Kartlegging:
Ole Even Heggset
Rannveig Øvrevik Skoglund

Veiledere:
Rannveig Øvrevik Skoglund
Stein Erik Lauritzen

Medhjelpere:
Joe Buckby
Matt Jenkin
Severin Lölkes

Figur 22. Tegnforklaring Grottekart.



Figur 23. Oversiktskart Oppsalgrotta

Viser Oppsalgrotta i sin helhet sett fra oven, samt passasjenavn.



Figur 24. Oppsalgrotta sett fra siden.

5.2.1 Inngangspartiet

Oppsalgrottas inngang (Figur 25) befinner seg i en lav fjellskrent med orientering fra sørvest mot nordøst, og er ca. 6 m bred og 2.5 m høy. Inngangen er relativt vanskelig å lokalisere ettersom at den ligger omkranset av tett barskog. Inngangspartiet er traktformet og preges av sand, og kantet/kantrundede blokker og steiner (Figur 26). Inngangspartiet har et sirkulært tverrsnitt og strekker seg mot sørøst og heller svakt nedover. Etter hvert som man beveger seg innover i passasjen smalner passasjen og takhøyden minsker. Etter ca. 10 m begynner passasjen å svinge mot sørvest og etter ca. 20 m fra åpningen er takhøyden så lav at man tvinges til å kripe for å komme seg videre og ut i grottens neste seksjon (Hallen). Rett før man kommer inn i Hallen er det et rør i passasjens tak som kommer ut midt i Hallens nordlige vegg. Røret er stort nok til at man kan reise seg opp i det og klatre ut i hallen. Inngangspartiet har strømskåler som indikerer at vannet har strømmet oppover mot nordvest (dagens grotteåpning).



Figur 25. Dagåpningen til Oppsalgrotta

(Foto: Rannveig Øvrevik Skoglund).



Figur 26. Oppsalgrotta seksjon 1.

Inngangspartiet med tverrprofiler.

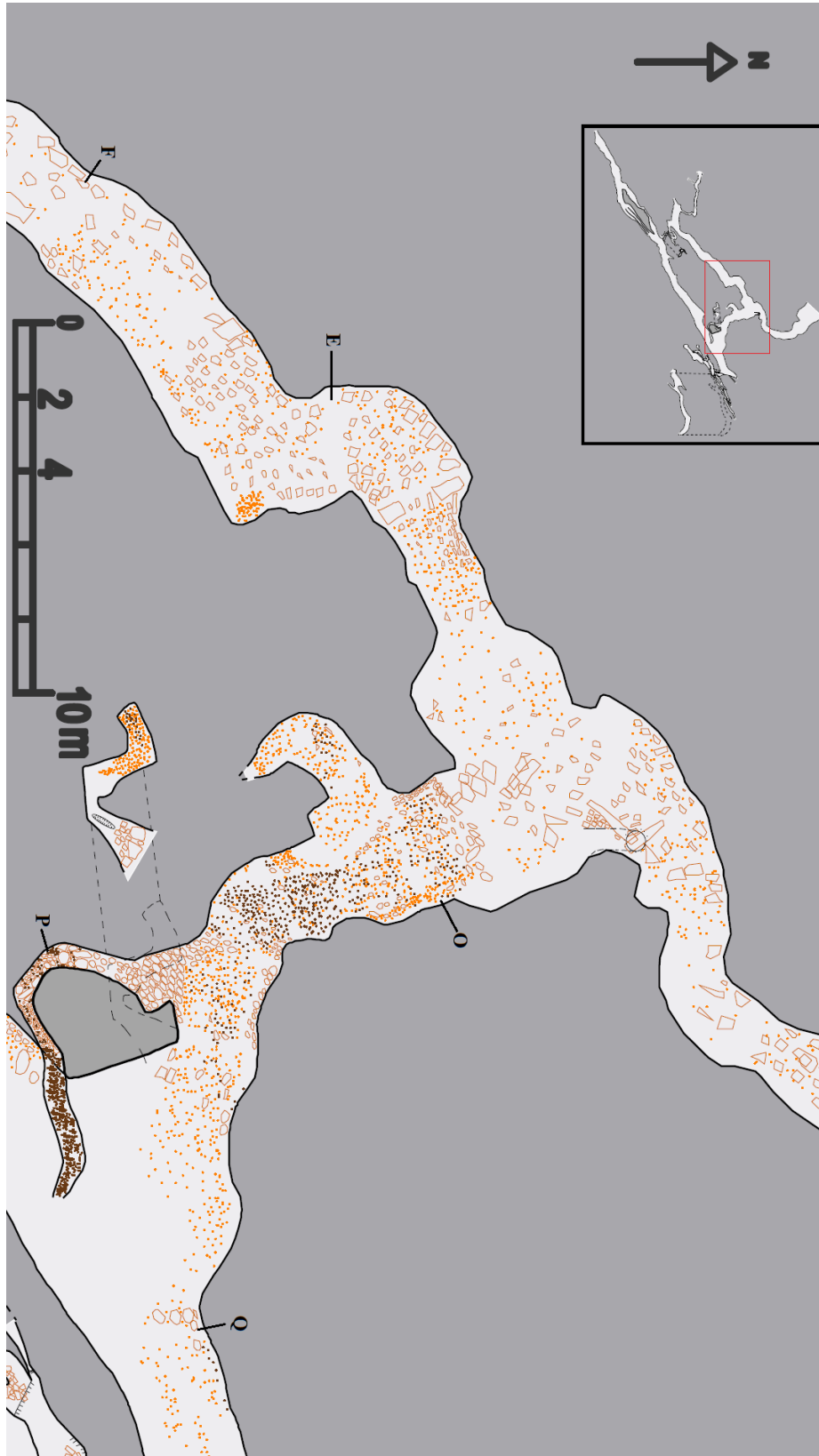
5.2.2 Hallen

Ved Hallen deler grotten seg i to større passasjer, hvor den ene går mot vest (Vestgangen) og den andre møt sørøst (Hallgangen) (Figur 28). Hallen og Hallgangen er 1.8 m – 4.5 m bred og har en takhøyde mellom 2.5 m – 3.7 m. Passasjen har et sirkulært tverrsnitt (Figur 29) og preges av sand og grus, med innslag av noen større kantede blokker, og kantede/kantrundede steiner. Hallgangen har tre mindre passasjer knyttet til seg fra sørvest. Den første (Blindgangen), domineres av sand, og ender i en sandfylling etter ca. 3 m. Sørøst for denne, ligger Rullesteingangen som har et smalt sirkulært tverrsnitt som heller nedover. Rullesteingangen går mot sør i ca. 5 m, før den svinger mot øst, flater litt ut og går under Sørgangen, hvor den blir for trang til å kunne fortsette grunnet grusfylling etter ca. 6 m. Passasjen domineres av kantrundede steiner og blokker i den øvre delen, og grus i nedre. Den tredje sidegangen er en kort passasje som befinner seg over Rullesteingangen (Blindsvingen). Denne gangen går ca. 3 m. mot sørvest, før den knekker mot nordvest med helning oppover i et par meter, knekker deretter mot vest i ca 2 m. hvor den ender i en sand/grusfylling med skrålag, samt linser med grus (Figur 27). Hallgangen ender i sør ved et glattspylt berg, hvor man kan klyve opp til sørøst mot sjakten, eller opp til sørvest mot sørgangen.



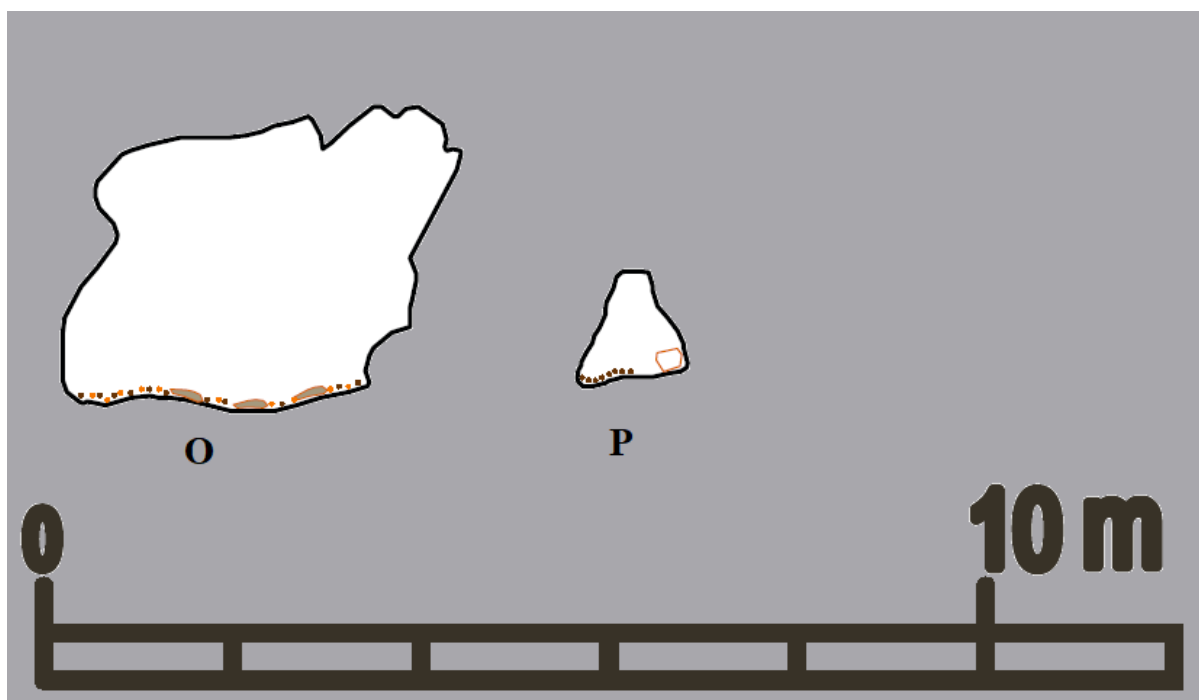
Figur 27. Sand/grusfylling.

Blindsvingen ender i en sand/grusfylling med skrålag.



Figur 28. Oppsalgrotta seksjon 2.

Viser første del av Vestgangen, nedre del av Inngangspartiet, Hallen, Hallgangen, Blindgangen, Blindsvingen og Rullesteinsgangen



Figur 29. Tverrsnitt Hallen og Rullesteingangen

5.2.3 Vestgangen

Vestgangen (Figur 31) strekker seg 46 m sørvest fra Hallen. Den har en bredde mellom 1 m - 3 m og en høyde mellom 0.8 m. - 3.6 m. Morfologien til passasjen har en freatisk form (Figur 32), og det kan noen steder observeres halvrør lignende formasjoner i grottepassasjens vegger (Figur 30). Passasjen domineres av sand og kantrundede steiner, med noen forekomster av kantede blokker. Like før enden av Vestgangen, ligger det en sidegang (rørsystemet). Dette er en smal rørformet passasje som er ca. 0.5 m i diameter som knekker av fra Vestgangen, og går parallelt i 9 m mot øst, før det knekker inn i en smal sprekkformet passasje som er 0.5 m bred ved gulvet, og som smalner av vertikalt. Denne smalner også av mot nordøst slik at man ikke kan fortsette, og er blokkert av kantrundede rullesteiner mot sør. Rørsystemet inneholder ikke mye sedimenter, men har litt sand på passasjens gulv, og noen innslag av kantrundede steiner. Det er mulig å komme seg oppover i sprekken til man møter et halvrør som går mot sør og deretter vertikalt oppover i et smalt rør. Fra toppen av det vertikale røret kan man se ut i sørgangen rett øst for splitten, gjennom en smal og trang åpning.



Figur 30. Halvrør formasjoner i Vestgangen.

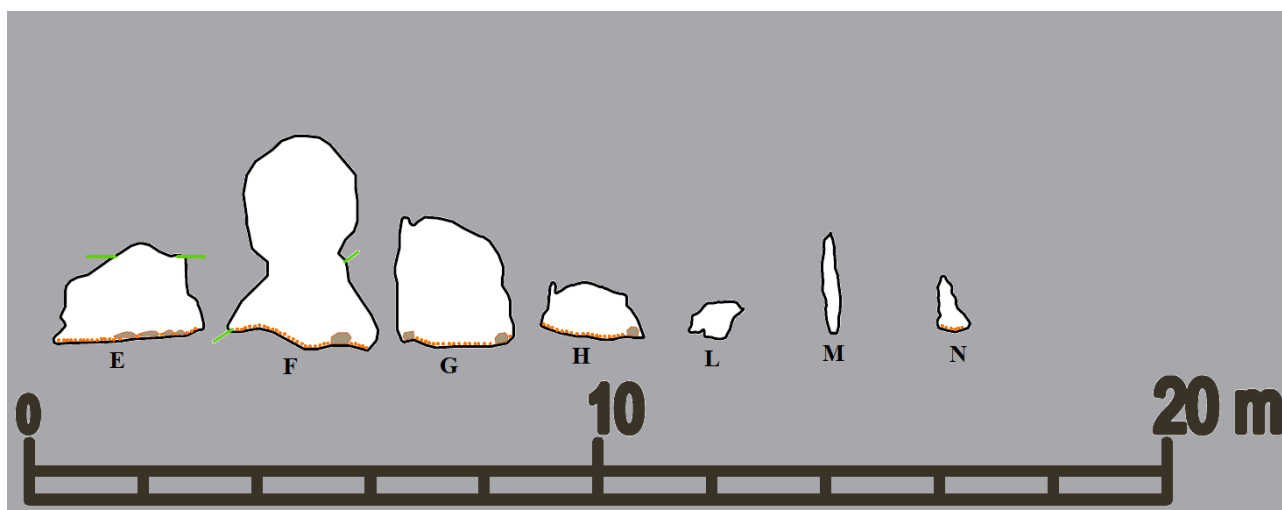
(Foto: Rannveig Øvrevik Skoglund).

Passasjen domineres av sand og kantrundede steiner, med noen forekomster av kantede blokker. Like før enden av Vestgangen, ligger det en sidegang (rørsystemet). Dette er en smal rørformet passasje som er ca. 0.5 m i diameter som knekker av fra Vestgangen, og går parallelt i 9 m mot øst, før det knekker inn i en smal sprekkformet passasje som er 0.5 m bred ved gulvet, og som smalner av vertikalt. Denne smalner også av mot nordøst slik at man ikke kan fortsette, og er blokkert av kantrundede rullesteiner mot sør. Rørsystemet inneholder ikke mye sedimenter, men har litt sand på passasjens gulv, og noen innslag av kantrundede steiner. Det er mulig å komme seg oppover i sprekken til man møter et halvrør som går mot sør og deretter vertikalt oppover i et smalt rør. Fra toppen av det vertikale røret kan man se ut i sørgangen rett øst for splitten, gjennom en smal og trang åpning.



Figur 31. Oppsalgrotta seksjon 3.

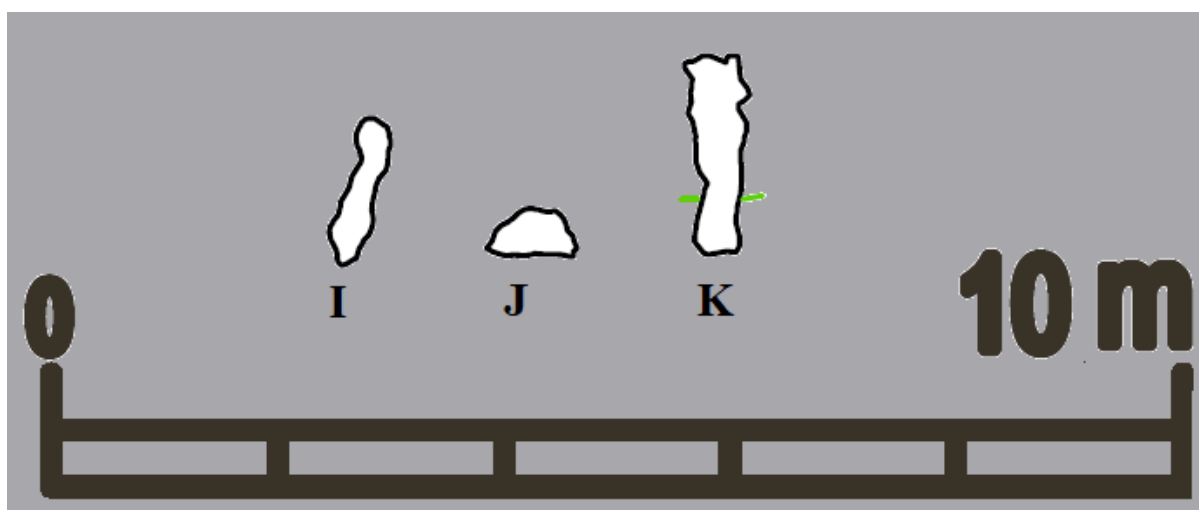
Viser Vestgangen, Rørsystemet og Smalgangen



Figur 32. Tverrsnitt Vestgangen og Rørsystemet.

5.2.4 Smalgangen

Fra enden av vestgangen går den en smal canyon passasje (20 - 30 cm bred og 0.9 m høy) mot nord (Figur 31). Langs gulvet av denne seksjonen sildrer det litt vann. Etter 5.5 m. knekker passasjen av mot vest gjennom et halvrør langs gulvet som går videre inn i en gjelformet passasje som er 33 cm - 0.8 m bred, og 36 cm - 1.75 m høy. Etter 12.5 m går det en sprekke mot sørvest som er for trang til at man kan fortsette, mens hovedgangen fortsetter mot vest i 5.5 m før den ender i en kollaps. Morfologien til passasjen har en gjelformet (vados) form (Figur 33), og inneholder stedvis sand, kantrundede steiner og kantede blokker. Ved sprekken etter 12.5 m er det en jettegryte i gulvet til hovedpassasjen.



Figur 33. Tverrsnitt Smalgangen.

5.2.5 Sørgangen

Sørvest for enden av Hallgangen starter en romslig passasje som strekker seg 78 m. mot sørvest (Figur 37 og 38). Sørgangen består av en passasje med nøkkelhullprofil de første 35 m (Figur 34). (med en bredde fra ca. 1.7 - 2.4 m og en høyde mellom ca. 2.4 m - ca. 3.1 m) frem til den deles i to ved Splitten, hvor hoved gangen fortsetter mot sørvest mens sidegangen omtrent går parallelt med hoved gangen mot nordvest. Passasjemorfologien for Sørgangen og Nordsplitten består hovedsakelig av nøkkelhullprofil med noen variasjoner (Figur 39). I den nordøstlige delen av sørgangen er det flere steder hvor man har tydelige forekomster av strømskåler i forskjellige størrelser, noe som tyder på ulike vannstrømningsregimer (Figur 34).



Figur 34. Nøkkelhullprofil Sørgangen.

Man kan tydelig se strømskåler i taket.

Det generelle bildet av strømskålene i passasjen, er store strømskåler i passasjens tak og øvre del av veggene, og mindre strømskåler på den nedre delen av veggene. Strømskålene i

sørgangen (uansett regime) indikerer et vannstrømningsregime fra sørvest mot nordøst. Det kan også ved flere steder observeres parallelle halvvrørformer i passasjens vegger (Figur 35). Halvvrørformasjonene er ikke observert høyere enn litt under midten av passasjens vegger, og har små strømskåler.



Figur 35. Parallele halvvrør i Sørgangen.

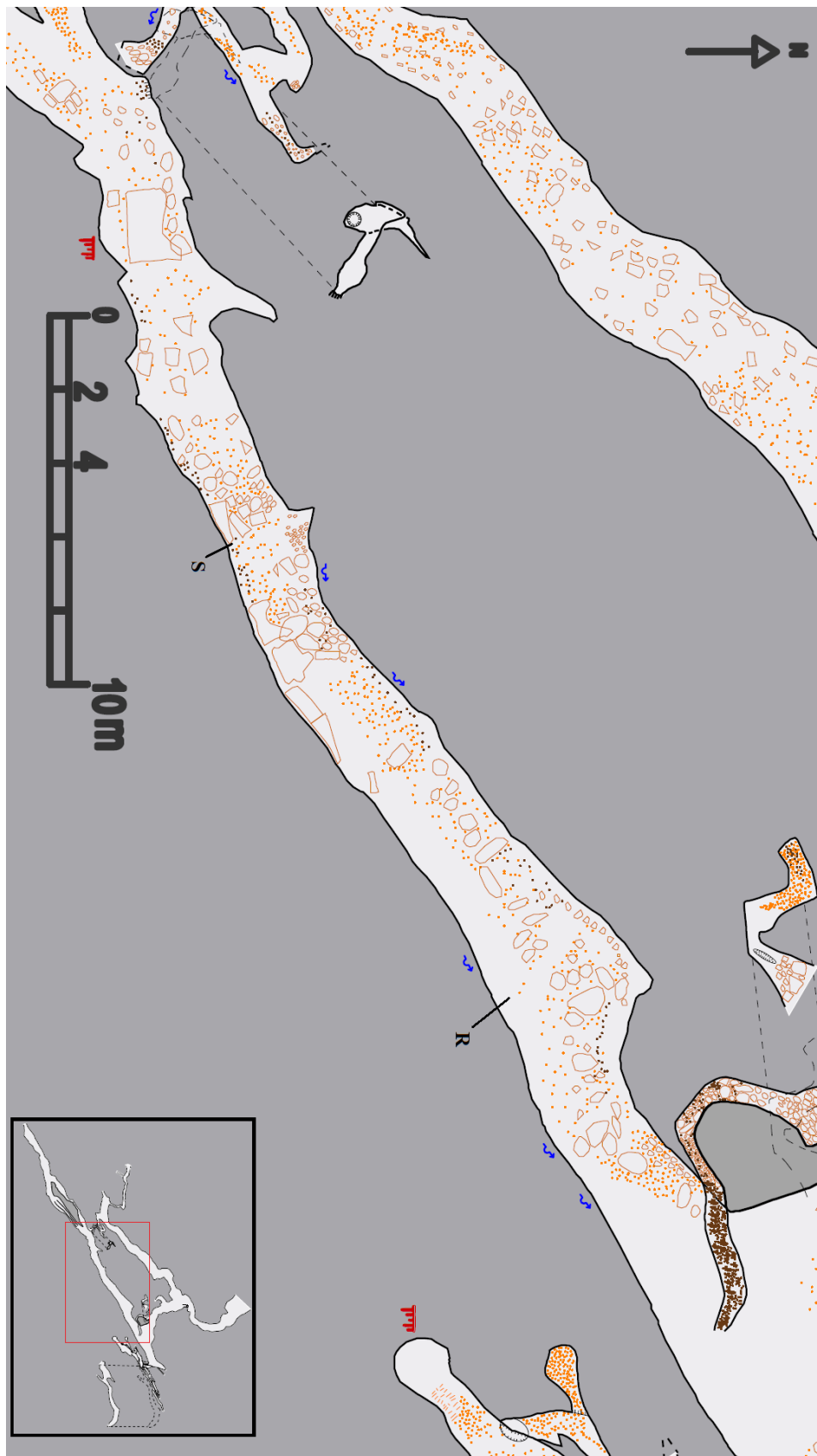
Halvvrørene forekommer før man kommer til splitten, og det er tydelige små strømskåler inne i halvvrørene. Over halvvrørene er det større strømskåler.

Ca. 7 m. før splitten er et område av passasjens sørlige vegg, dekket av en stalagmittplate «dryppstein» (Figur 36).



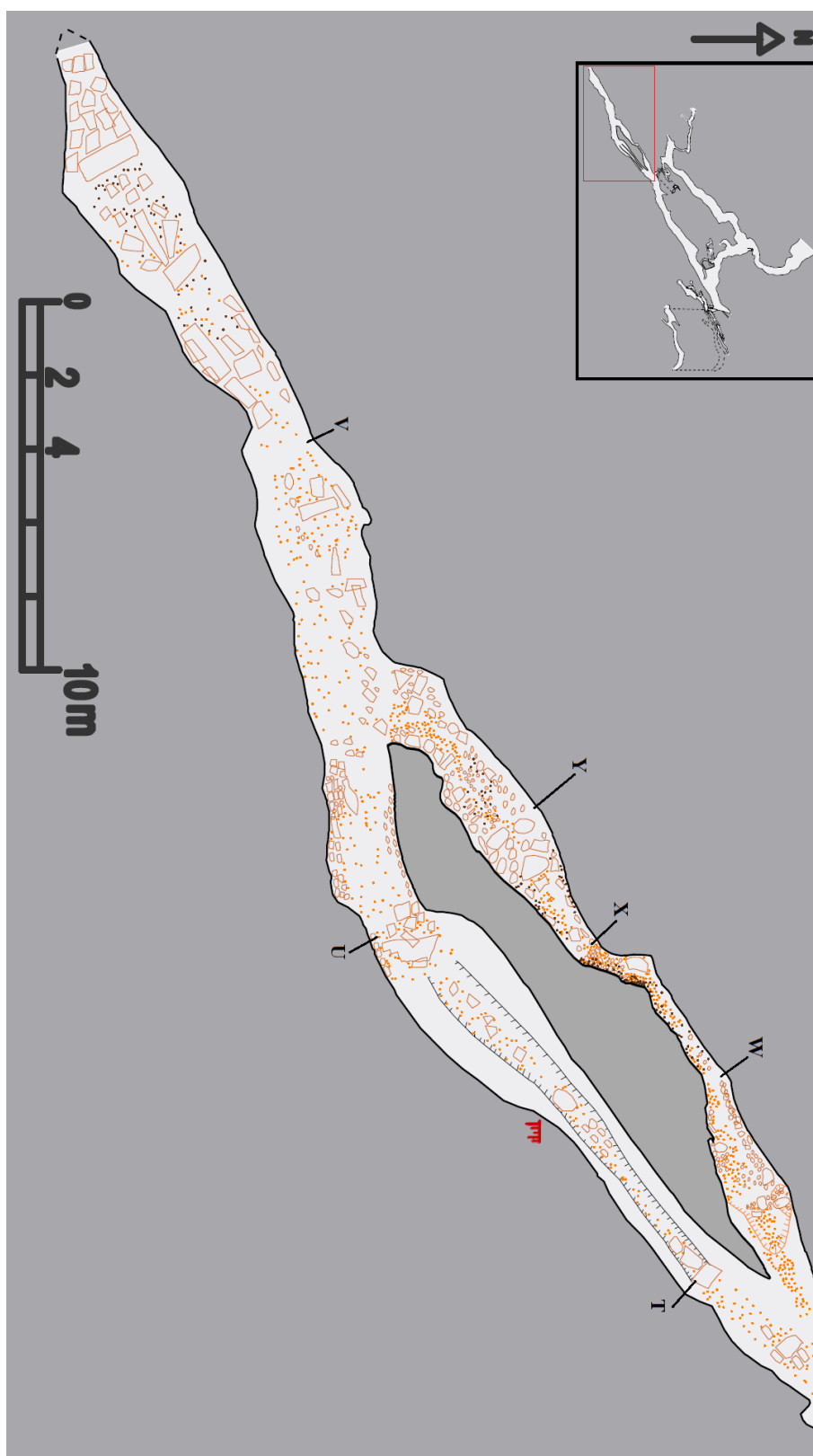
Figur 36. Stalagmittplate før Splitten i Sørgangen.

Ved Splitten deler passasjen seg i to parallelle passasjer, hvor den største passasjen (Hovedpassasjen) fortsetter mot sørvest. Den andre passasjen (Nordsplitten), er smalere og er i større grad preget av kantrundet materiale (rullestein), bestående av andre bergarter enn det man normalt finner i feltområdet. Hovedpassasjen fortsetter fra splitten med et nøkkelhullsprofil i ca. 13 meter hvor takhøyden blir gradvis lavere, før den vender mer mot vest gjennom et trangere parti som er ca. fire meter langt. Etter dette krabbepartiet, åpner passasjen seg mer opp igjen, og Nordsplitten kobles sammen med Hovedpassasjen igjen. Hovedpassasjen har for dette segmentet en bredde fra ca. 1 m - ca. 2.8 m. og en høyde mellom 0.46 m - 3.2 m. Nordsplitten har en lengde på 22 m med en bredde fra 0.5 m - ca. 1.9 m. og en høyde mellom 0.3 m - 2.75 m. Passasjens preges av sand og rullestein. Ved begynnelsen av Nordsplitten er sedimentpakken målt til å være ca. fire meter tykk. Fra sammenslåingen av nordsplitten og hovedpassasjen, fortsetter passasjen mot sørvest i 22.5 m før den ender i en kollaps. Dette segmentet av Sørgangen preges av sand, grus og kantede blokker, med noen innslag av rullestein. Kollapsen som passasjen ender i er det høyeste punket i grotten, og oppleves noe varmere enn resten av grottesystemet.



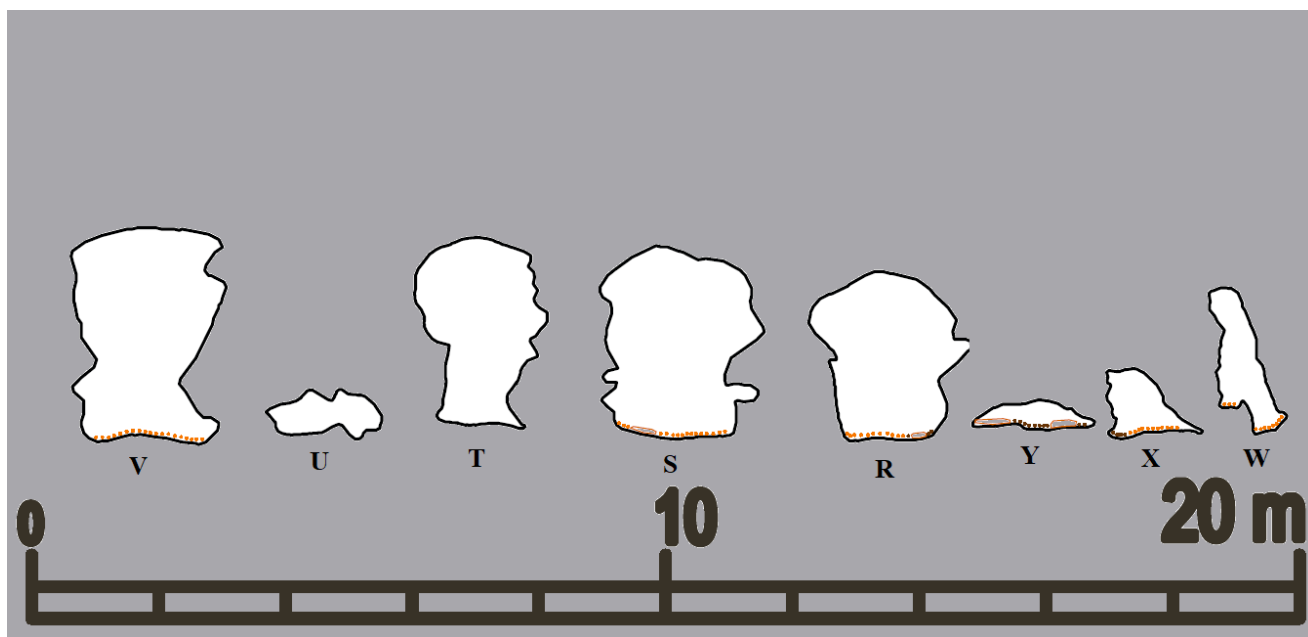
Figur 37. Oppsalgrotta seksjon 4.

Viser østre del av Sørgangen



Figur 38. Oppsalgrotta seksjon 5.

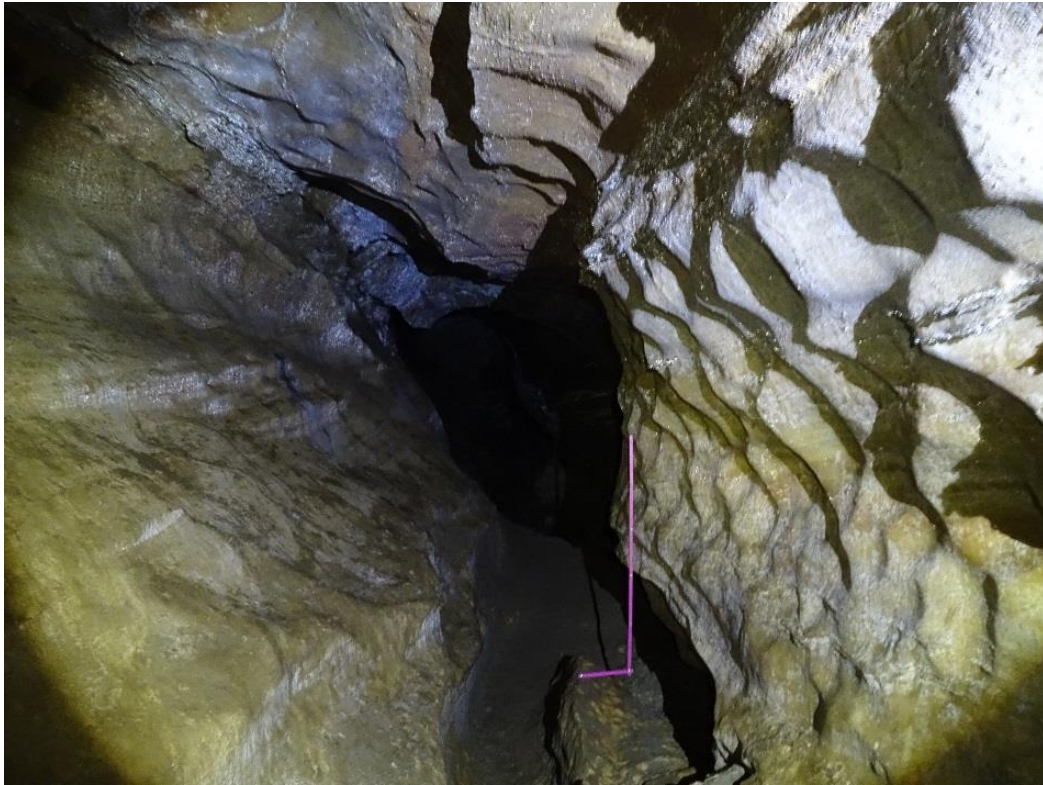
Viser vestre del av Sørgangen



Figur 39. Tverrsnitt Sørgangen, Hovedpassasjen og Nordsplitten.

5.2.6 Sjakten

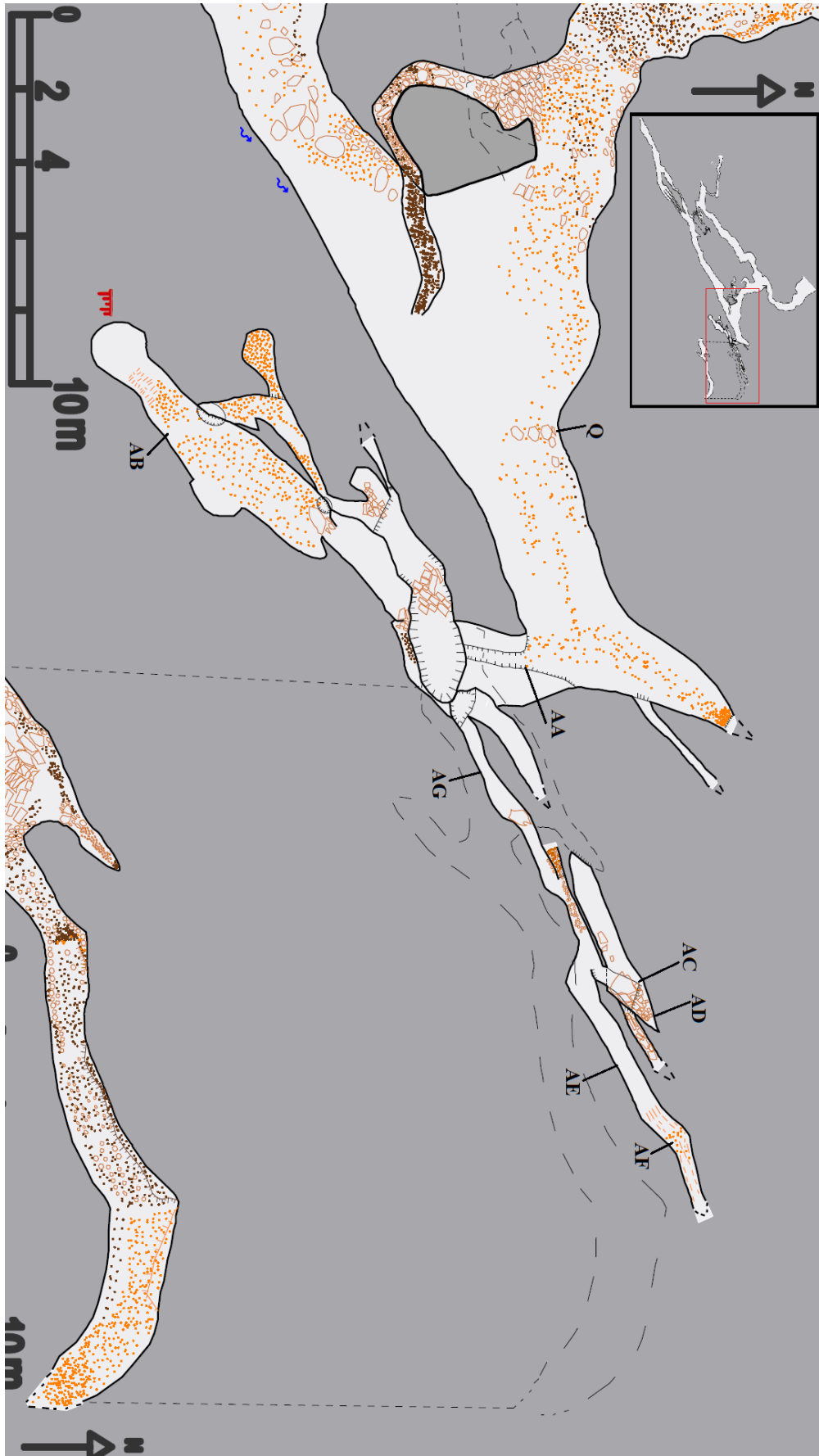
Øst/sørøst for enden av Hallgangen går det en passasje med rørformet (freatisk) morfologi (Figur 42) mot nordøst, til sjakten. Passasjen preges i liten grad av sedimenter, men med noe sand på passasjens gulv, samt noen steiner hvor man klyver opp til passasjen. Det kan langs den nordlige veggen observeres strømskåler med ca. lik størrelse uavhengig av plassering på grotteveggen. Strømskålene ved denne har en relativt symmetrisk form, og det var derfor vanskelig å indikere strømningsretning. Ved å lyse langs strømskålene fra begge sider, indikerte skyggene i strømskålenes grop et trolig strømningsregime mot nordøst (Figur 40).



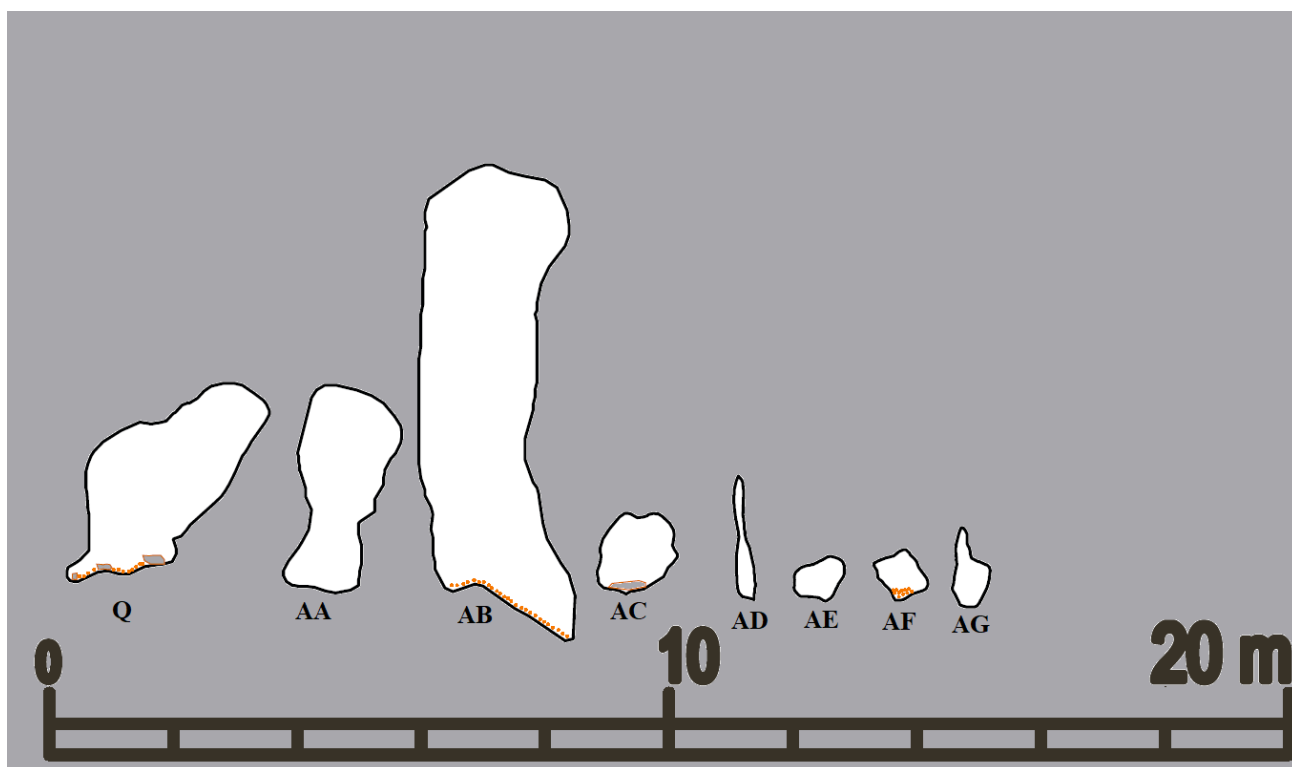
Figur 40. Definerings av strømskålers asymmetri ved bruk av lys.

Ved å lyse langs strømskålene, kastes det skygge over forsinkingen/gropen. Etersom at den bratteste siden kaster den største skyggen vil man kunne definere strømskålenes asymmetri.

Etter ca. 5.5 m deler passasjen seg i to, hvor den ene armen går mot nord nordøst i 5 m før den ender i et lite rør som er alt for lite til at en person kan komme seg videre. Den andre armen går mot sør i 3.9 m før den ender i en ca. 10 m dyp sjakt (Figur 41). Fra bunnen av sjakten kan man klatre litt opp mot sørvest inn i en smal passasje preget av sand. Etter noen meter deles passasjen i to, hvor fortsettelsen mot vest smalner av og er blokkert med sand, mens den andre armen knekker mot sør og man kan krabbe opp og ut i en større passasje/hall (Stranda). Fra der man kommer opp i passasjen går den ca. 7 m før den ender i en vertikal vegg med dryppstein (stalagmittplater), og ca. 8.5 m mot nordøst hvor man ender opp på en smal hylle ca. midt i sjaktens sørlige vegg. Morfologien for sjakten og spesielt segmentet sørvest for sjakten er noe komplisert da det blant annet er en skillevegg mellom ytterveggene i sjakthallen. Sjakthallen domineres av sand, og har en bredde mellom ca. 1 m - 6.5 m og en høyde på ca. 7m.



Figur 41. Oppsalgrotta seksjon 6.



Figur 42. Tverrsnitt Sjakten og Vertikalgangen.

5.2.7 Vertikalgangen

Fra bunnen av sjakten fortsetter det en passasje med sirkulært tverrsnitt nedover mot øst (Figur 41). Etter ca. 6 m deler passasjen seg i to, hvor hovedpassasjen fortsetter først mot sørøst og deretter mot øst (Østgangen), mens den andre passasjen (Vertikalgangen) går 1.9 m mot øst før den fortsetter vertikalt tilnærmet rett opp i bergmassene. Fra bunnen av sjakten og frem til forgreiningen, domineres passasjen av kantede blokker som mest sannsynlig kommer fra en lokal takkollaps. Vertikalgangen inneholder generelt lite sedimenter, med noen forekomster av kantede blokker/steiner, og en forekomst av silt.

Fra bunnen av vertikalgangen klatrer man trinnvis ca. 11 høydemeter opp gjennom en smal passasje (Figur 42) som har en bredde mellom 35 cm - ca. 1 m og en høyde fra 0.8 m ca. 5 m. Man ender da opp i en smal rørformet passasje (60 cm bred og 50 cm høy) som strekker seg fra sørvest mot nordøst. Fra punktet hvor man kommer opp i dette røret strekker det seg ca. 6.5 m mot nordøst, hvor det blir for smalt til at man kan fortsette. Her ble de fineste sedimentene i grotten funnet i form av silt på passasjens gulv. Mot sørvest strekker passasjen seg i ca. 9 m og kommer ut i sjaktens østvegg i samme høyde som toppen av sjakten mot utgangen. Det er ikke observert strømskåler i vertikalgangen.

5.2.8 Østgangen

Østgangen er en passasje med et sirkulært tverrsnitt (Figur 46) som strekker seg ca. 24 m mot øst fra bunnen av sjakten (Figur 45). De første 9.5 meterne av passasjen preges av kantede blokker med noe grus. Fra 9.5 m til 20 m er det grus og kantede til kantrundede steiner som dominerer. Her er det også en sedimentsekvens (Figur 43):

- 1-15 cm, Sand med noe grus (topplag).
- 15-17 cm, Laminert silt/leir.
- 17-23 cm, Sand/grov sand.
- 23-37 cm, Grov grus.
- 32-52 cm, Gradvis finere grus.

Sedimentsekvensen er bevart langs passasjens nord vegg, noe som indikerer at det har blitt erodert bort sedimenter fra resten av passasjen.



Figur 43. Sedimentsekvens Østgangen.

De siste 5.3 meterne av passasjen domineres av sand, og ender i en sandinnfylling. Østgangen har en bredde mellom 0.85 m - 1.5 m og en høyde på 0.45 m for mesteparten av passasjen. Det er ikke observert strømskåler i passasjen, men små tagger (pendanter) i passasjens tak. (Figur 44), noe som kan indikere antigravitativ korrosjon (paragenese) i passasjen.

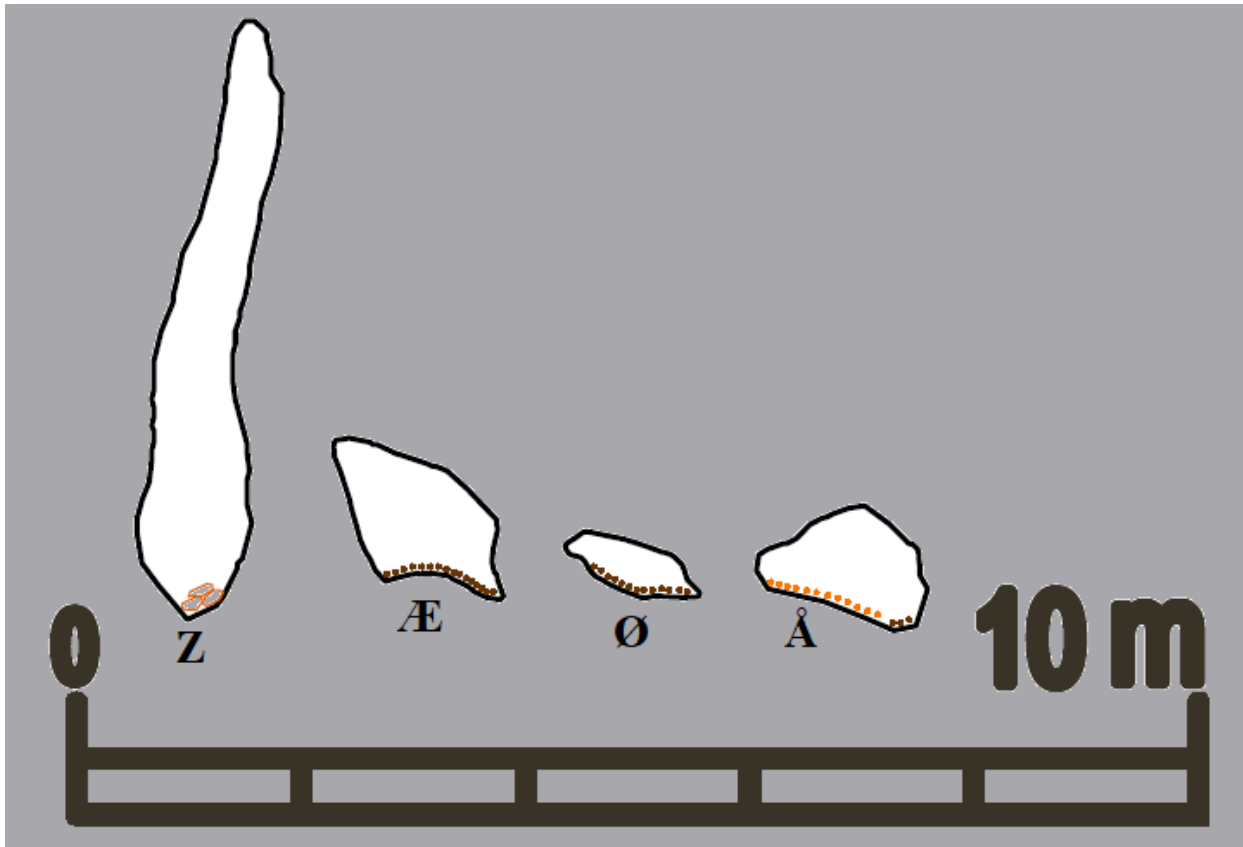


Figur 44. Pendants Østgangen.

Pendants i taket indikerer at passasjen har vært fylt med sedimenter og at vannkontakten har vært med passasjens tak.



Figur 45. Oppsalgrotta seksjon 7.



Figur 46. Tverrsnitt Østgangen.

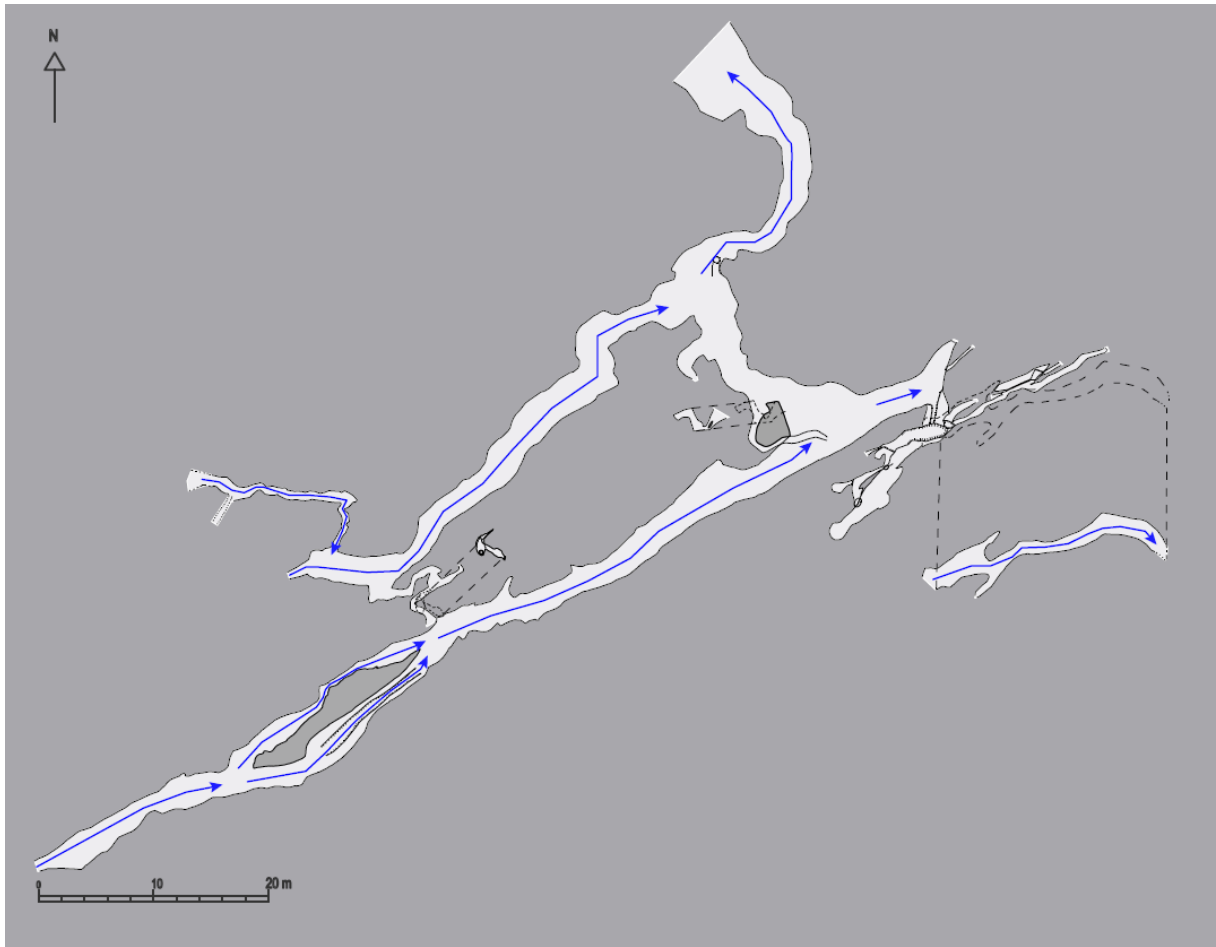
5.3 Strømskåler

Det ble under kartleggingen av grottesystemet også samlet inn paleohydrologiske data fra strømskåler (Figur 47), og det ble totalt utført målinger av 180 strømskåler (Appendiks X) fordelt på seks forskjellige lokaliteter (Figur 49). Det er generelt lite strømskåler i Oppsalgrotta, og de fleste lokalitetene av strømskåler finner man i sørgangen. Strømskålene og passasjemorfologien i grotta indikerer at vannet på ett tidspunkt har strømmet freatisk og vadost fra sørvest mot nordøst (Figur 48).



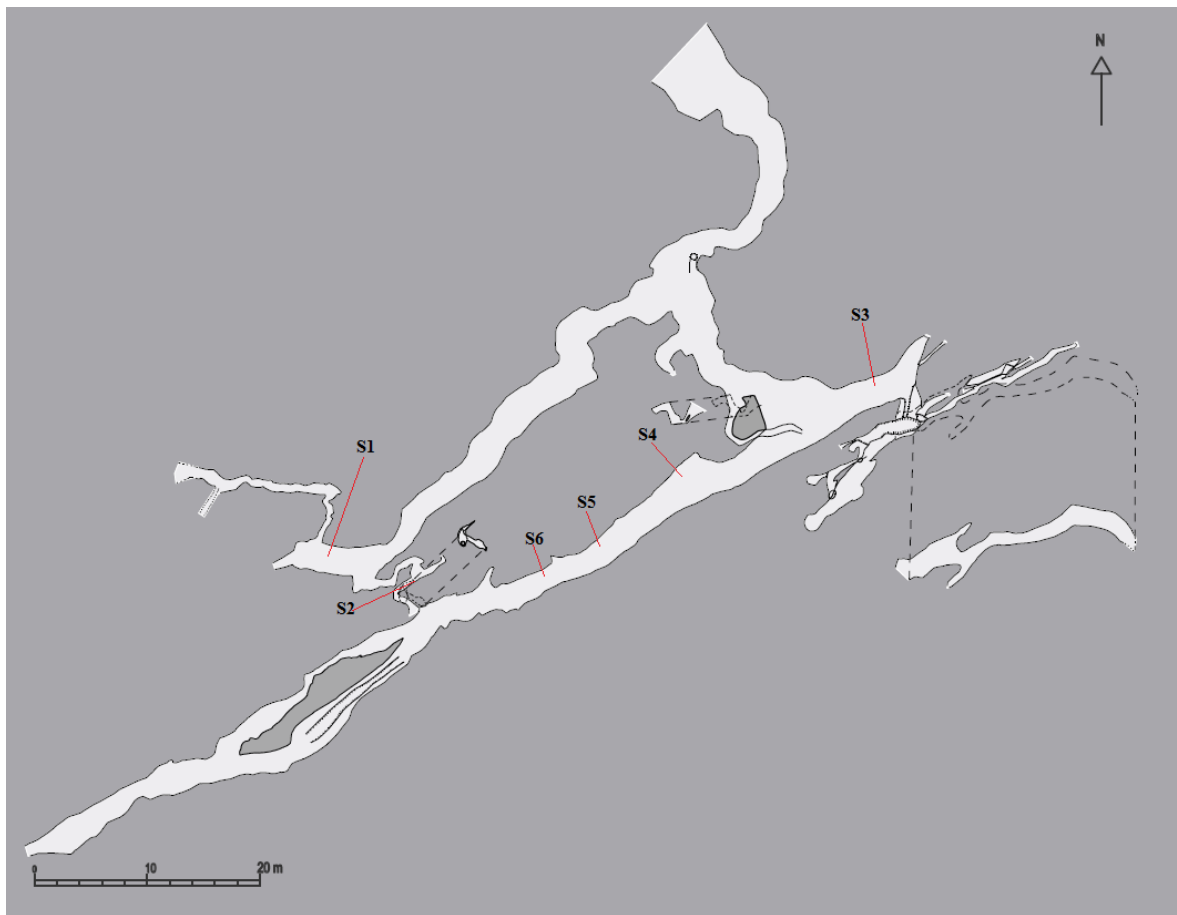
Figur 47. Måling av strømskåler.

I figuren benyttes lys (fra venstre mot høyre) til å definere strømningsretningen. Vannet har her strømmet fra venstre mot høyre



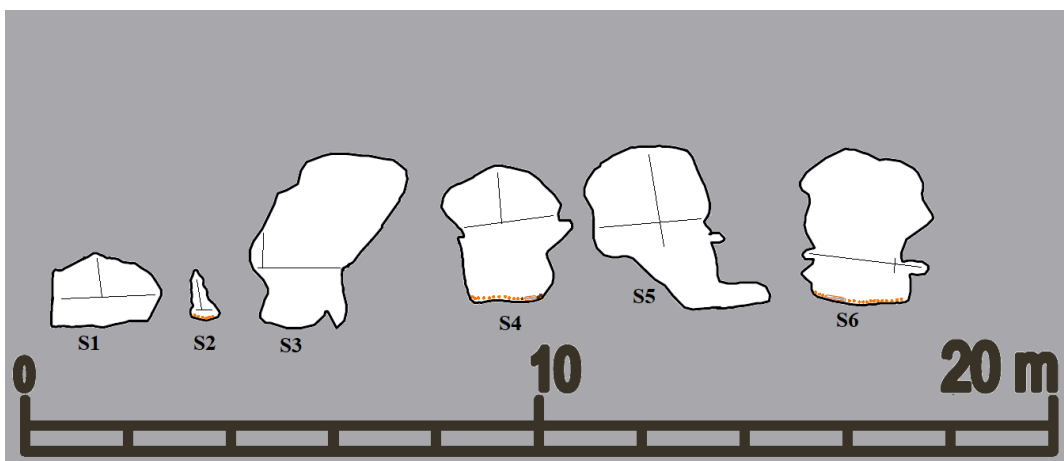
Figur 48. Paleostrømmer Oppsalgrotta.

De få strømskålene som er observert i inngangspartiet indikerer at vannet har kommet ut av det som nå er dagåpningen, noe som betyr at vannstrømmen må ha vært under et hydraulisk trykk, og dermed kunne ha beveget seg oppover.



Figur 49. Lokalteter for datainnhenting av strømskåler

I (Figur 50) kan man se tverrprofilene for lokalitetene.



Figur 50. Tverrprofiler ved strømskållokaliteter.

De svarte strekene indikerer hvordan det ble gjennomført bredde og høydemål.

I tabell 5.1 har målingene blitt benyttet til utregning av strømningshastigheter.

Tabell 5.1: Estimert etter strømningshastighet og vannføring for strømskåler.

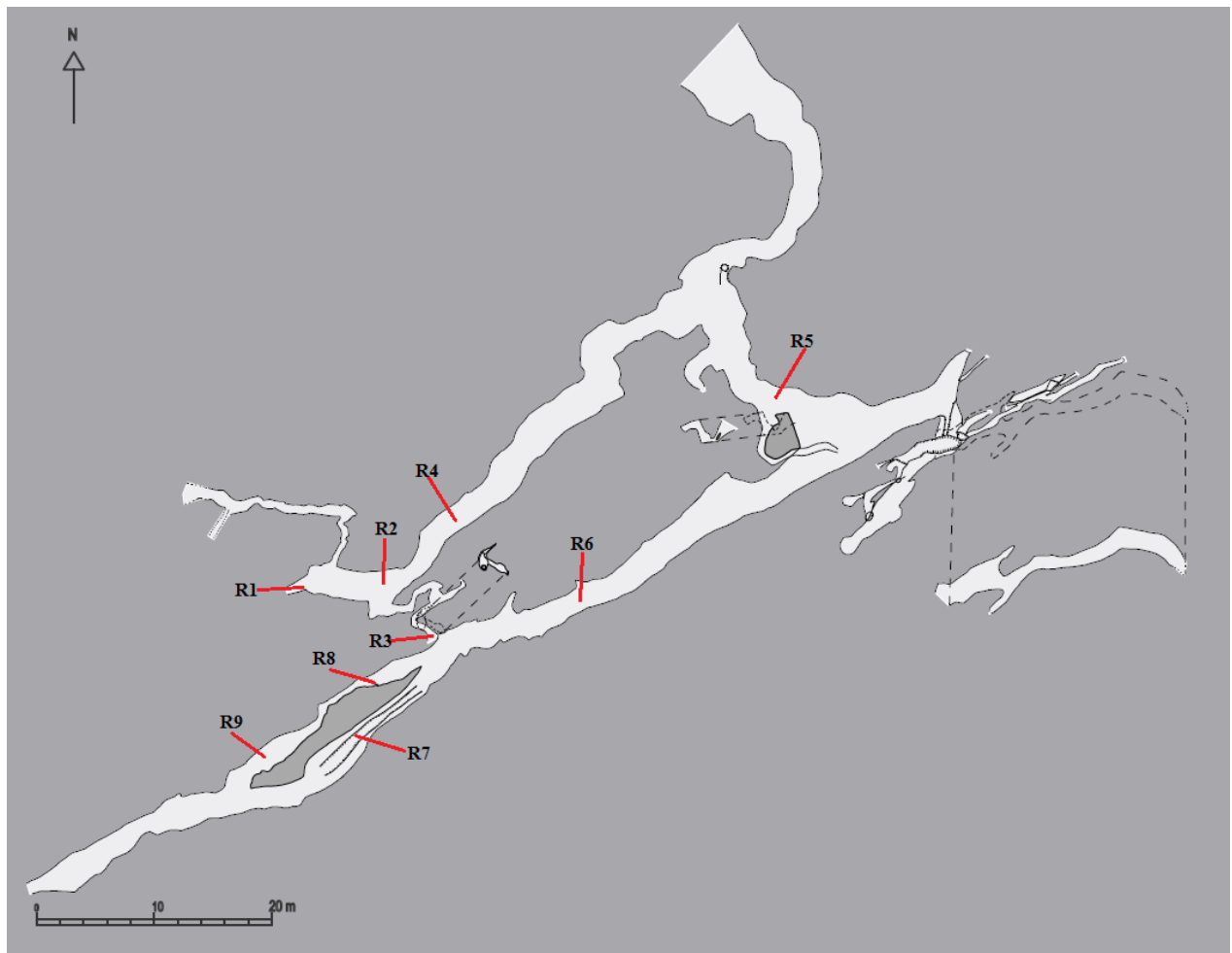
Målestasjon	L32 (cm)	Tverrsnitt areal passasje (cm ²)	Gjennoms nittlig strømnings hastighet (cm/s)	Gjennoms nittlig strømnings hastighet minimum (cm/s)	Gjennoms nittlig strømnings hastighet maksimum (cm/s)	Gjennoms nittlig vannføring (m ³ /s)	Gjennoms nittlig vannføring minimum (m ³ /s)	Gjennoms nittlig vannføring maksimum (m ³ /s)
S1	20,25	12881	14,6	11	19	0,19	0,15	0,24
S2	11,68	1367	21,2	16	27	0,03	0,02	0,04
S3	31,07	14678	8,7	7	12	0,13	0,10	0,17
S4	23,76	19698	12,8	10	16	0,25	0,20	0,31
S5	21	22619	15,3	13	18	0,35	0,29	0,42
S6	3,69	4799	100	76	130	0,48	0,37	0,63

De fleste målingene viser en gjennomsnittlig strømningshastighet på under 20 cm/s. Unntaket er halvørret ved målestasjon S6, som skiller seg radikalt ut ved en gjennomsnittlig strømningshastighet på 100 cm/s. Beregning av vannføringen for målestasjonene er utført ved måling av arealet for passasjens tverrsnitt, og alle beregningene ligger under 0.5 m³/s.

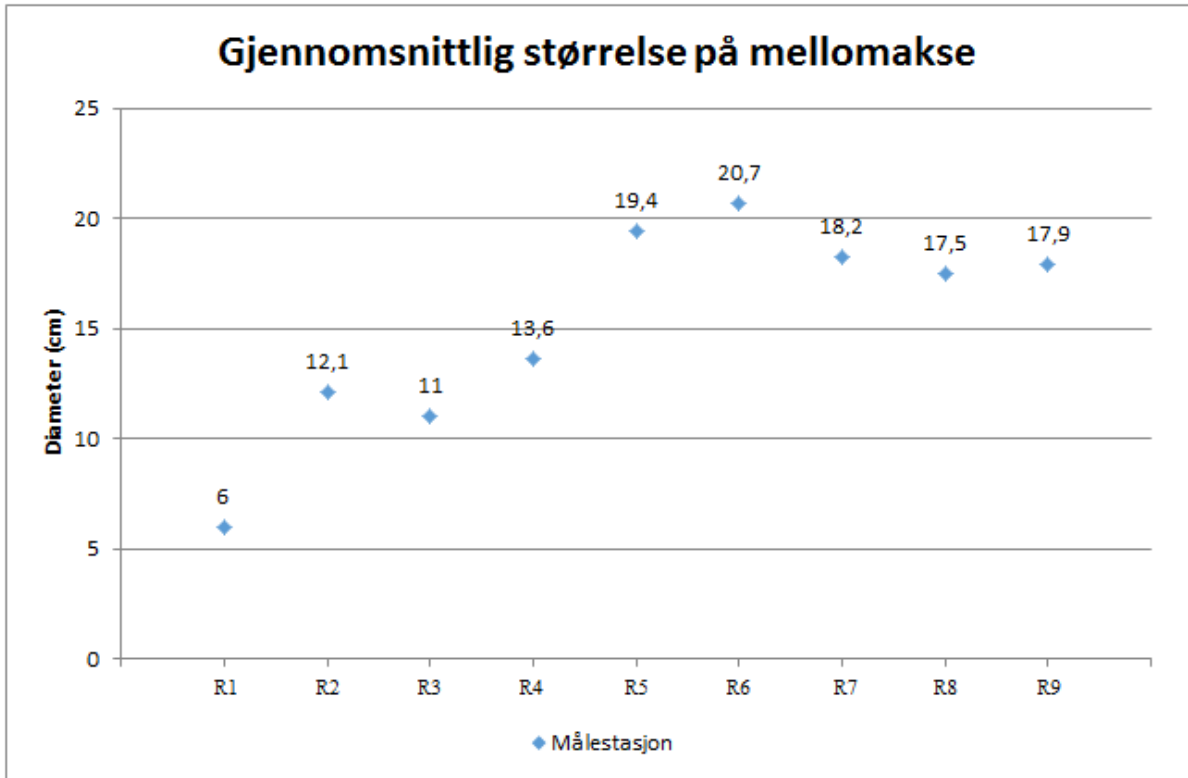
5.4 Rullestein

Oppsalgrotta inneholder noe kantrundet til rundet materiale av fremmedbergarter (rullestein). Disse sedimentene befinner seg strødd utover i passasjene, eller i oppsamlinger ved spesifikke punkter, og kan gi indikasjoner på de hydrauliske forholdene som har avsatt de. Totalt ble det foretatt målinger av diameteren til 329 rullesteiner (Appendiks 1), fordelt på 9 lokaliteter (Figur 51). I tillegg til registreringen av rullesteinenes tre største akser, ble det også utført en analyse av rullesteinenes rundingsgrad. Rundingsgraden ble delt inn i tre forskjellige kategorier: kantrundet, rundet og godt rundet. Kantede steiner og blokker ble ikke målt da disse tolkes til å være kollapsmateriale. Rullesteinen i Oppsalgrotta er hovedsakelig

kantrundet, med noen få innslag av materiale som er rundet til godt rundet. Lokalitet R1 skiller seg markant ut fra de andre ved at ca. halvparten av de målte rullesteinene er vurdert til å være rundet. Rullesteinen ved R1 har vesentlig mindre mellomakse enn resten av målestasjonene. Figur 52 viser gjennomsnittsstørrelse for mellomakse ved de forskjellige lokalitetene.



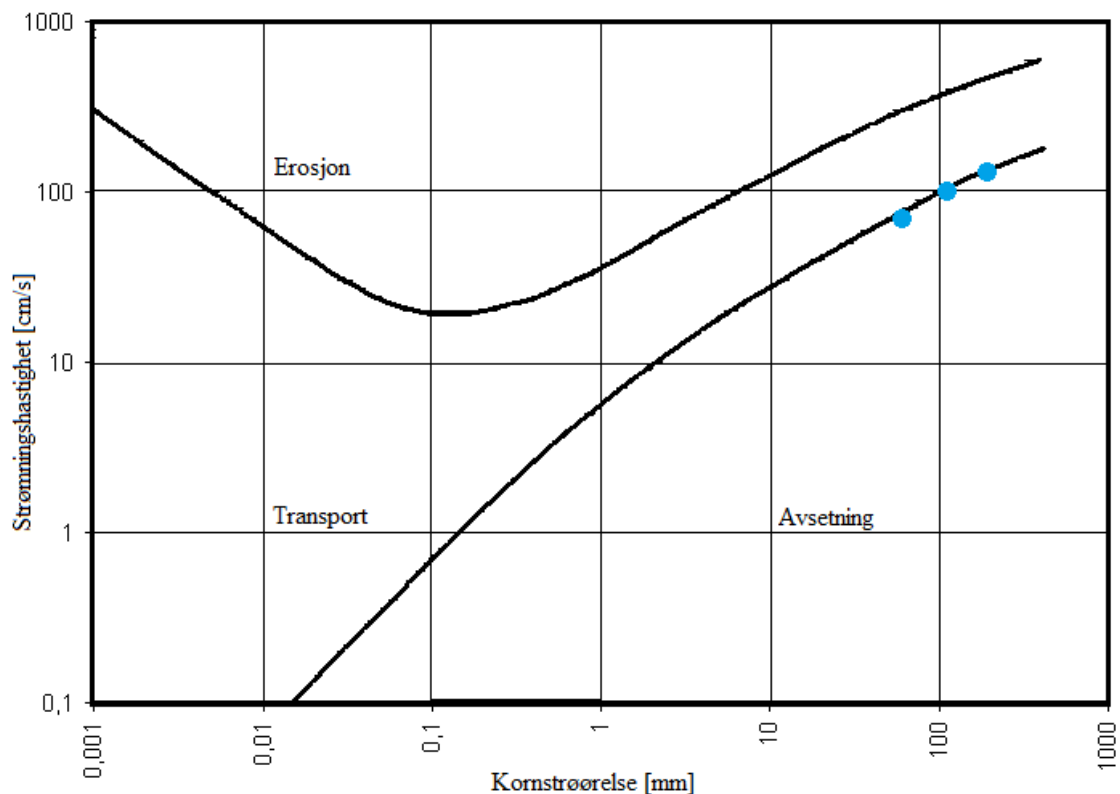
Figur 51. Lokalteter for måling av rullestein.



Figur 52. Gjennomsnittlig størrelse på rullestein ved de forskjellige målestasjonene.

I tillegg til registreringen av rullesteinenes tre største akser, ble det også utført en analyse av rullesteinenes rundingsgrad. Rundingsgraden ble delt inn i tre forskjellige kategorier: kantrundet, rundet og godt rundet. Kantede steiner og blokker ble ikke målt da disse tolkes til å være kollapsmateriale. Rullesteinen i Oppsalgrotta er hovedsakelig kantrundet, med noen få innslag av materiale som er rundet til godt rundet. Lokalitet R1 skiller seg markant ut fra de andre ved at ca. halvparten av de målte rullesteinene er vurdert til å være rundet. Rullesteinen ved R1 har vesentlig mindre mellomakse enn resten av målestasjonene.

Avsetningene av rullestein i Oppsalgrotta tilsvarer ifølge Hjulstrøms diagram (Figur 53) en hastighet på 70-150 cm/s. Det er en vesentlig høyere hastighet enn den korrosive freatiske vannstrømmen som har dannet strømskåler. Hastigheten indikerer at avsetninger vil være av kornstørrelsen grus.

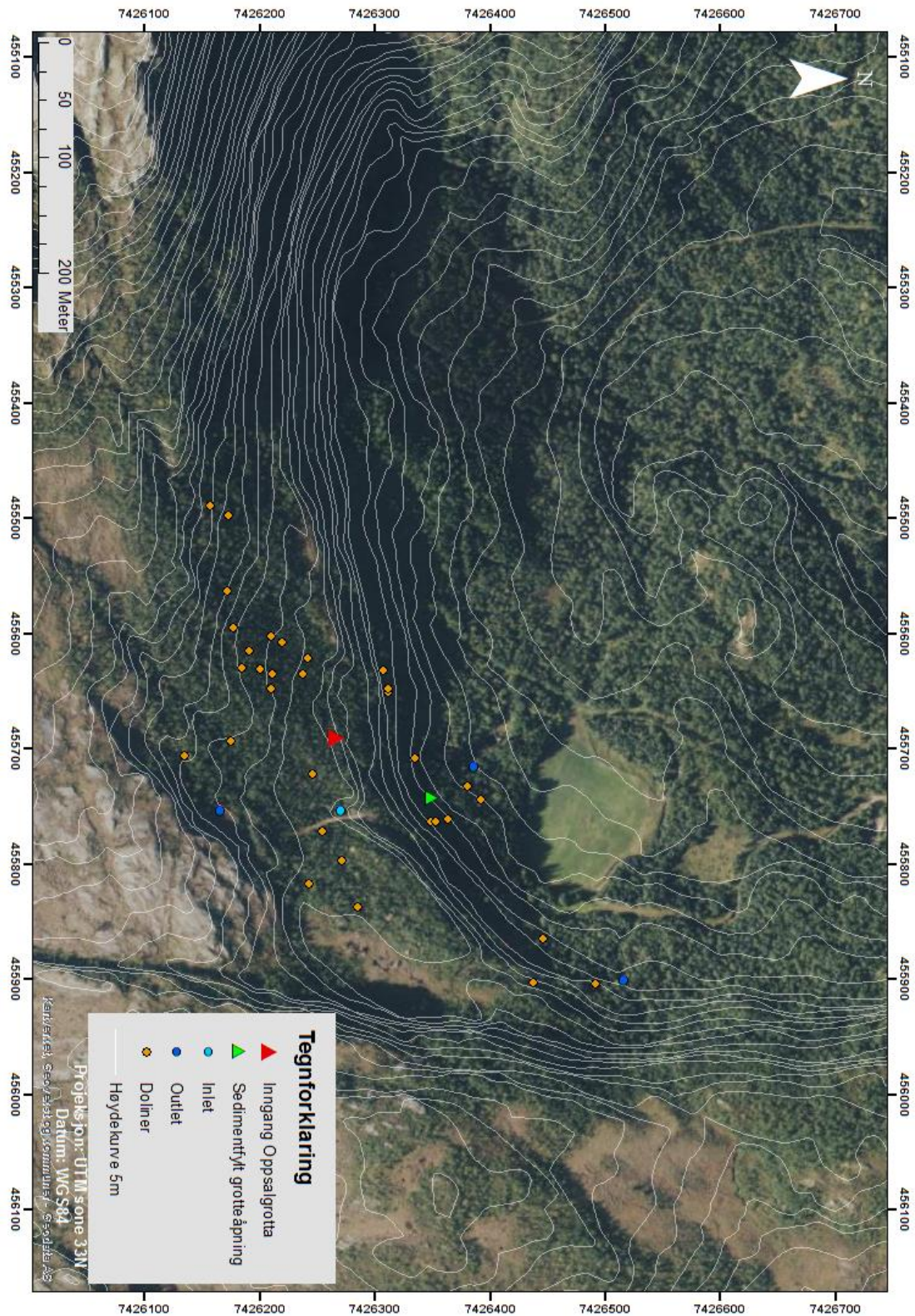


Figur 53. Hjulstrøm diagram.

Figuren viser at det kreves langt høyere hastigheter enn det mesteparten av strømningsmålingene av fra strømskålanalysen viser, for å få avsatt de kartlagte rullesteinene. Diagrammet er basert på arbeidet til Hjulström (1935).

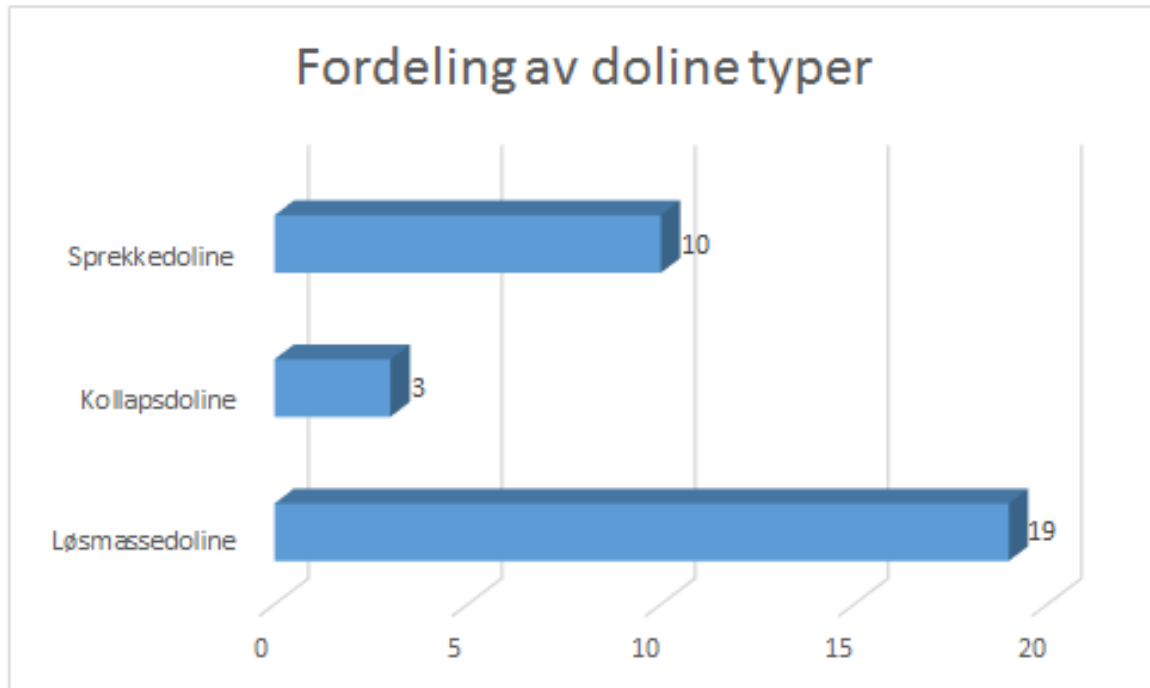
5.5 Doliner

Totalt ble det foretatt målinger av 33 doliner (appendiks 2) i området rundt Oppsalgrotta (Figur 54). Fordelingen basert på dolinetype vises i (Figur 55). Det ble totalt registrert 10 sprekkedoliner, 3 kollapsdoliner og 19 løsmassedoliner (suffosjonsdolier). Flertallet av løsmassedoliner kommer av at mesteparten av feltområdet er dekket av et tynt lømassedekke. Ved sammenligning av dolinenes posisjon på overflaten og grottegangene, kom det frem at en av dolinene samsvarte med kollapsen i enden av Sørgagngen.



Figur 54. Lokalitetskart registrerte doliner.

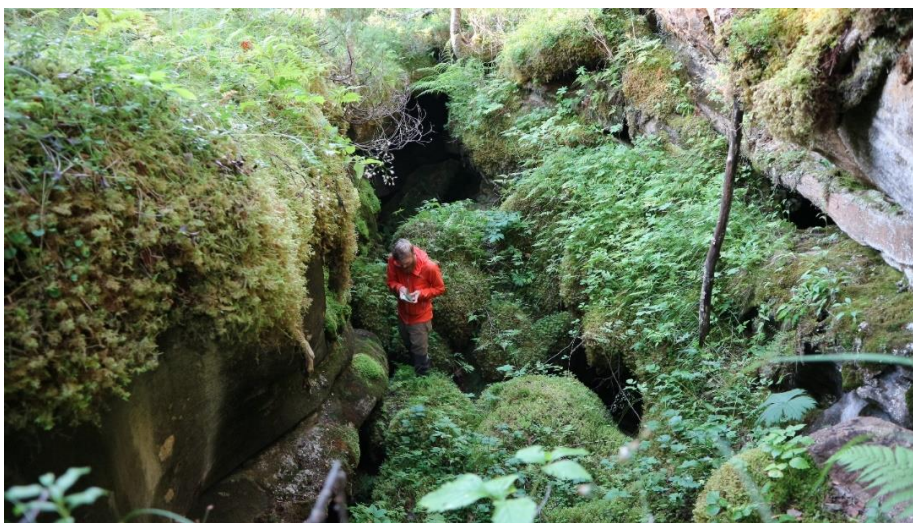
Figuren viser dolinenes beliggenhet i forhold til Oppsalgrotta, gjenfylt grotteåpning og bekker.



Figur 55. Fordeling av doline typer.

Illustrerer hvor mange av de forskjellige doline typene som er registrert.

De fleste av de observerte dolinene hadde en avlang elliptisk utforming og hadde en dybde på mindre enn 2,5 m. De dolinene som skilte seg mest ut, var av et vesentlig større omfang, og hadde store kantede blokker dekket av mose i bunnen (Figur 56), disse ble derfor tolket til å være kollapsdolinene.



Figur 56. Kollapsdoline over et bekkeløp

(Foto: Severin Lölkes).

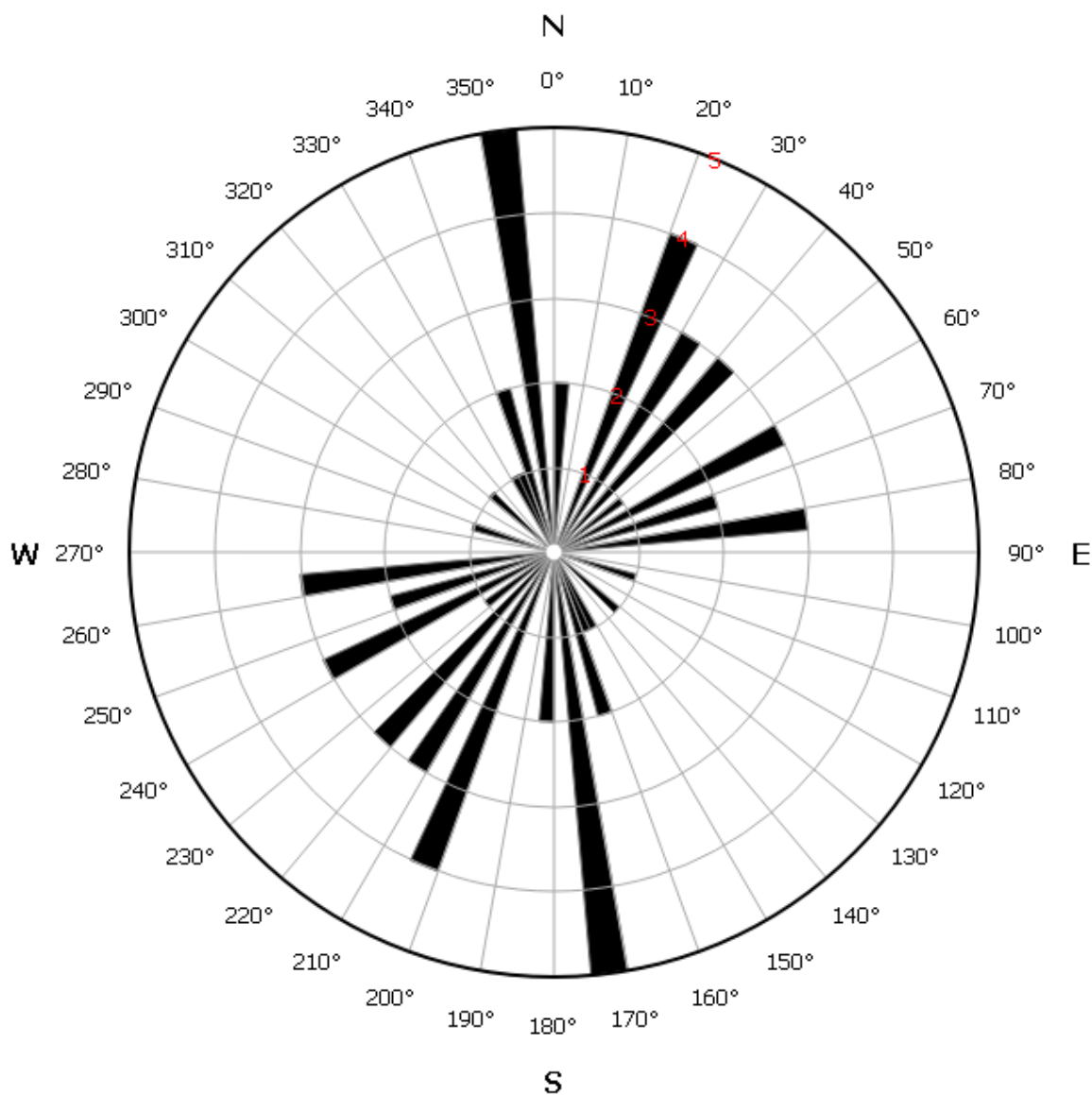
Det ble også observert et innløp og tre utløp i feltområdet (Figur 57). Det ene utløpet siver ut fra fjellet ved kanten av marmorbeltet, mens de to andre kommer ut fra sprekkesystemer i marmoren. Det observerte innløpet er lokalisert rett øst for Oppsalgrotta, men ligger litt høyere i terrenget. Det renner en bekk ned i dette innløpet og det er mulig at det er denne bekken som kommer ut fra utløpet lokalisert nord nordvest for innløpet. Bekken som kommer ut fra dette utløpet (Figur 57), benyttes av de lokale som drikkevannskilde.



Figur 57. Utløp fra et mindre grottesystem

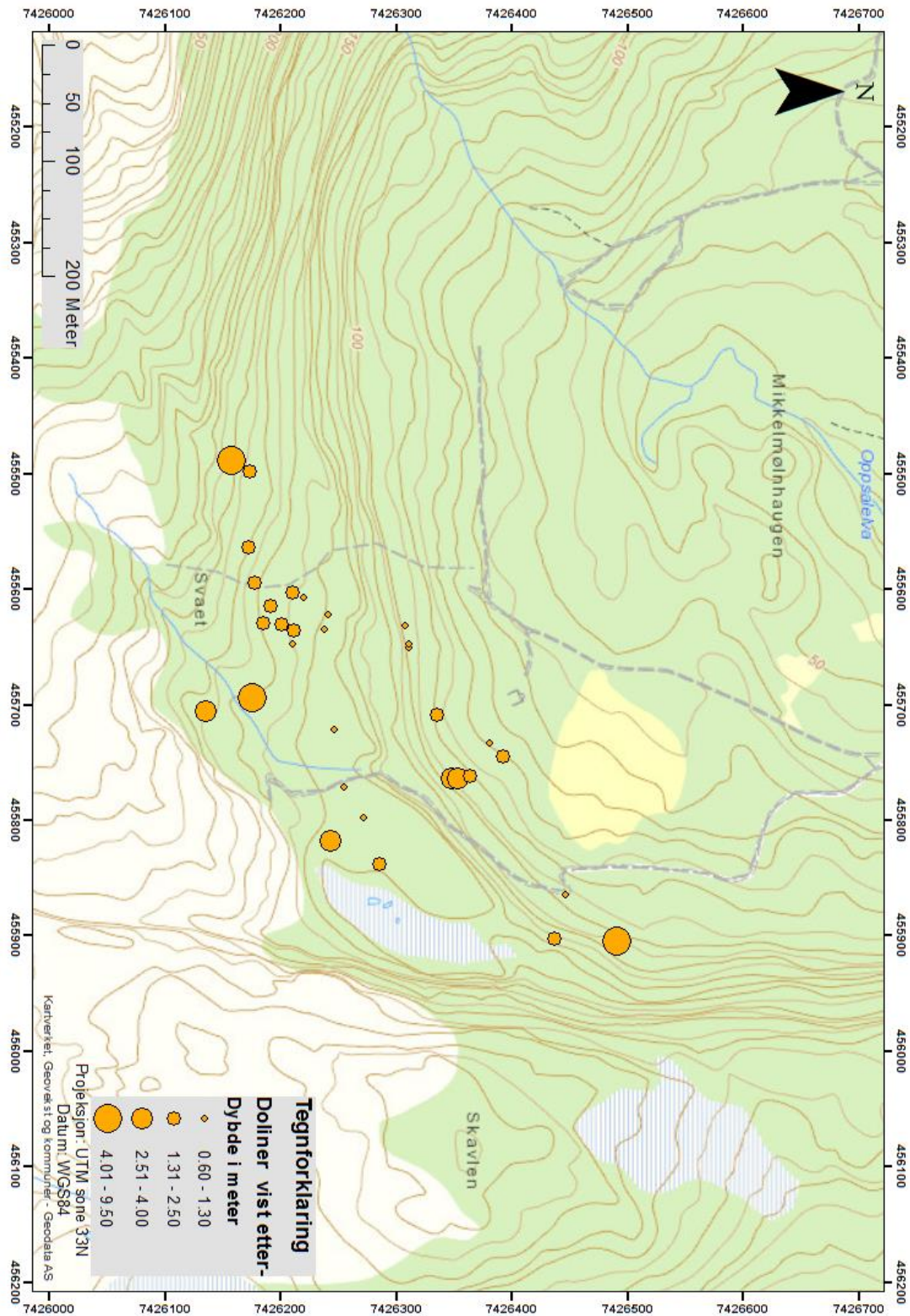
(Foto: Severin Lölkes).

Det er vanskelig å kunne se en dominerende trend for orienteringen av dolinene, men et lite flertall har en sør/nord orientering (Figur 58).



Figur 58. Rosediagram illustrerer orientering for de registrerte dolinene.

Figur 59 gir en geografisk oversikt over lokaliseringen til grunne og dype doliner. Det er registrert et relativt likt antall grunne doliner (dybde < 1.3 m), og doliner med dybde mellom 1.31 m - 2.5 m. Det er vanskelig å se om det er noen form for geografisk sortering etter dolinenes dybde, og selv om man kan se flere doliner med relativt lik dybde i samme område, har de ofte forskjellige orienteringer.



Figur 59. Dolinenes lokasjon med dybdemål.

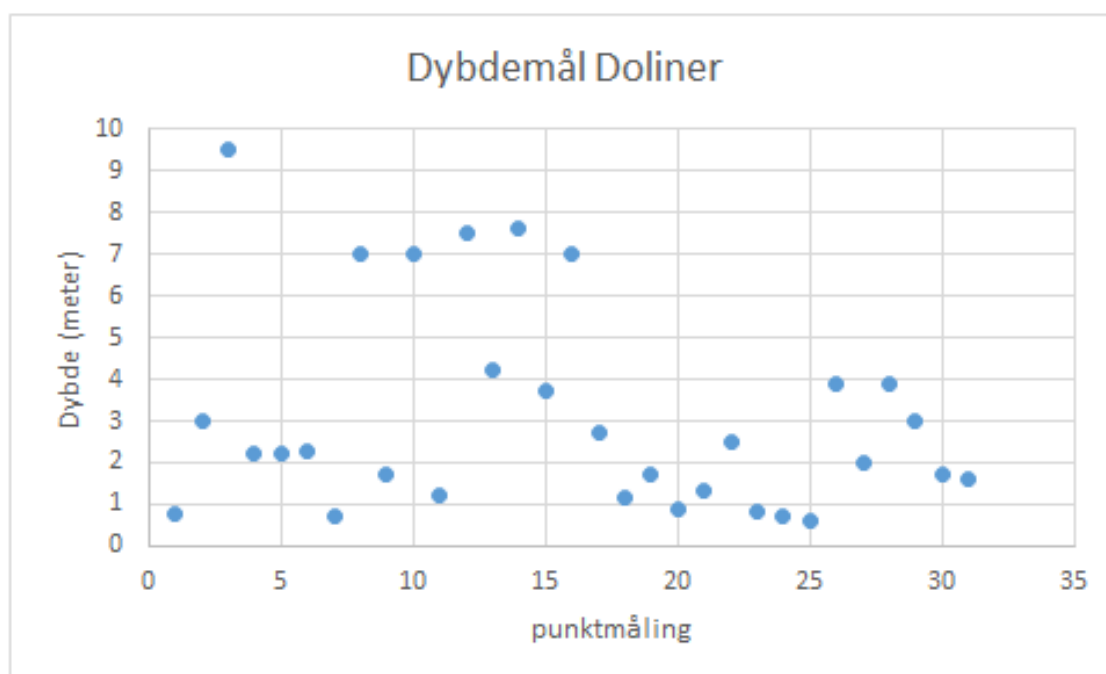
De dype dolinene har store sirkler og de grunne har mindre sirkler.

6 Diskusjon

6.1 Forholdet mellom doliner og Oppsalgrotta

Dolinene som er blitt registrert i området rundt oppsalgrotta er utbredt over et mindre område omkring grotta. Dolinene var generelt vanskelig å lokalisere ettersom at området er dekket av tett barskog, noe som ofte resulterte i at man ikke kunne se dolinene før man gikk på dem.

Som en konsekvens av dette, er det derfor sannsynlig at det eksister flere doliner i området. I Figur 60 kan man se at de fleste dolinene en dybde som er 2.5 meter eller mindre. Det at de fleste dolinene er relativt grunne, kan indikere at de er av relativt ung alder. Det er et overfall av løsmassedoliner og disse må jo være yngre enn de løsmassene de er blitt dannet i.



Figur 60. Dybdemålinger av doliner oppgitt i meter.

Dolinene i området har ikke noen sterk definert retningstrend (Figur 58) og det er derfor vanskelig å se en sammenlignbar trend med passasjemønsteret i Oppsalgrotta som har en klar trend fra sørvest mot nordøst. Dolinene har en bimodal fordeling av orientering, og den ene har samme orientering som oppsalgrotta.

Den største kollaps dolinen (Figur 61) er lokalisert sør for oppsalgrotta og har mye kantet materiale i bunnen. Den tolkes derfor til å være en grottegang som har kollapset. Denne kollapsdolinene er den største (dypeste) som er observert i området, med en lengde på 15.5 m og en dybde på 9.5 meter. Det ble observert at denne dolinen fungerer som et aktivt nedløp

når det er mye overflate avrenning. Kollapsdolina har en orientering på 40 grader, noe som samsvarer godt med Oppsalgrottas passasjer. Det er derfor trolig at dette kan være en del av det samme systemet, eller at den har vært en del av det. Vann som drenerer ned i denne dolinen kunne ikke observeres inne i Oppsalgrotta ettersom at det ikke ble observert rennende vann i systemet. Dette kan indikere at det ikke er noen direkte sammenheng mellom dolinen og grotta, men det kan også tenkes at vannet går under de åpne passasjene i Oppsalgrotta, eller at det tar en annen vei.



Figur 61. Kollapsdoline med same orientering som Oppsalgrotta

Store mengder overflatevann drenerte ned i dolinen når det regnet.

En av dolinene lokalisert sørvest for Oppsalgrotta ble først vurdert til å være en løsmassedoline, men etter å ha regnet ut overflate koordinatene for kollapsen i enden av sørgangen inne i Oppsalgrotta, ble det klart at disse samsvarte med koordinatene til den nevnte dolinen på overflaten. Figur 62 viser dolinen på overflaten. Dolinen har omtrent samme orientering som Oppsalgrotta, og har en lengde på 7 m, bredde på 2.5-3 m, og en dybde på 1.7-2.2 m. Denne dolinen tolkes dermed til å være en kollapsdoline som er direkte knyttet til Oppsalgrotta. Dolinen fungerer i dagens setting ikke som et nedløp til oppsalgrotta da det ikke ble observert noen form for overflate avrenning ved overflaten og heller ikke noen form for avrenning ved kollapsen i sørgangen.



Figur 62. Kollapsdoline lokalisert rett over kollapsen i enden av Sørgangen

De registrerte dolinene på overflaten i området ved Oppsalgrotta gir ikke en klar indikasjon for orienteringen av grottas passasjer i den underliggende berggrunnen. Det er lite som indikerer at de fungerer som nedløp for overflateavrenning til Oppsalgrotta i dagens situasjon, ettersom at det ikke har blitt observert rennende vann i systemet.

6.2 Paleohydrologi

Det er ingen stor forekomst av strømskåler i Oppsalgrotta. Totalt har det blitt foretatt målinger av strømskåler ved 6 forskjellige lokaliteter (Figur 49). Mellom inngangspartiet og hallen, ble det observert noen få lengre asymmetriske strømskåler som indikerte en strømningsretning mot dagens inngang, men for få til å kunne utføre hastighetsmålinger. Asymmetriske strømskåler dannes ved oppløsning fra en kontinuerlig vannstrøm i en retning (Ford & Williams, 2007). Passasjen har en rørformasjon, og dette tolkes derfor til at det må ha vært freatiske forhold, slik at vannstrømmen har kunnet bevege seg i oppoverbakke. Ved målestasjonen i Vestgangen er passasjen formet som et rør, noe som indikerer freatiske forhold. Målingene av strømskålene i passasjen tak indikerer en strømningsretning mot Hallen (øst-nordøst), med en relativt lav gjennomsnittlig hastighet på 14.6 cm/s. I Rørsystemet har strømskålene noe mer utydelig symmetri enn i Vestgangen, men indikerer den samme strømningsretningen mot nordøst. Rørsystemet tolkes til å ha vanntilstrømning fra både Vestgangen og Sørgangen, og ettersom at strømskålene befinner seg hvor disse strømmene ville ha møttes, er dette en plausibel forklaring på hvorfor strømskålene ikke er like asymmetriske som ved andre lokaliteter.

Utviklingen for de nevnte passasjene antas å ha utviklet seg freatisk. Unntaket er Smalgangen, som har en gjelformet morfologi og derfor må ha vært utviklet under vadose forhold. Smalgangen tolkes derfor til å være dannet på et senere tidspunkt enn vestgangen. Vestgangen tolkes til å være yngre enn Sørgangen, ettersom at passasjen er vesentlig mindre. Det er ikke observert strømskåler i Smalgangen og passasjen har dermed utviklet seg under påvirkning av tyngdekraften. I Sørgangen er det observert, og foretatt målinger av strømskåler fra forskjellige vannstrømningsregimer. I passasjens rørformede tak er det lange asymmetriske strømskåler som indikerer en strømningsretning mot nordøst. Disse strømskålene indikerer en langsom strømningshastighet på mellom 10 cm/s til 18 cm/s. Lengre ned på passasjens vegg er det langt mindre strømskåler, noe som indikerer en vannstrømning med mye høyere fart enn i taket. Vannstrømmen for dette regimet er beregnet til å ha en gjennomsnittlig strømningshastighet på 100 cm/s. Det må dermed ha forekommet et regimeskifte i vannføringen, men ettersom at begge de forskjellige strømskålstørrelsene har blitt bevart er hendelsesforløpet vanskelig å fastslå. Hendelsesforløpet for dette diskuteres senere. Ovenfor Sjakten er passasjens vegger dekket av store strømskåler med noe utydelig symmetri, men som er tolket til å indikere en strømningsretning mot nordøst. Gjennomsnittlig strømningshastighet er estimert til 8.7 cm/s.

De fleste strømskålene i Oppsalgrotta befinner seg høyt på grottepassasjens vegger eller i taket, og indikerer en sakteflytende vannstrøm under freatiske forhold. Unntaket er de mindre strømskålene lengre nede på veggen i Sørgangen, som sett sammen med nøkkelhullprofilen i Sørgangen, indikerer vannstrømning under vadose forhold. Grunnet sedimenter på passasjens gulv, har oppløsningen foregått i veggene, og dannet parallelle korrosjonshakk i passasjens vegger. Strømningsretningen i Oppsalgrotta tolkes til å ha gått i samme retning (mot nordøst), både under freatiske og vadose strømningsforhold.

6.3 Speleogenese

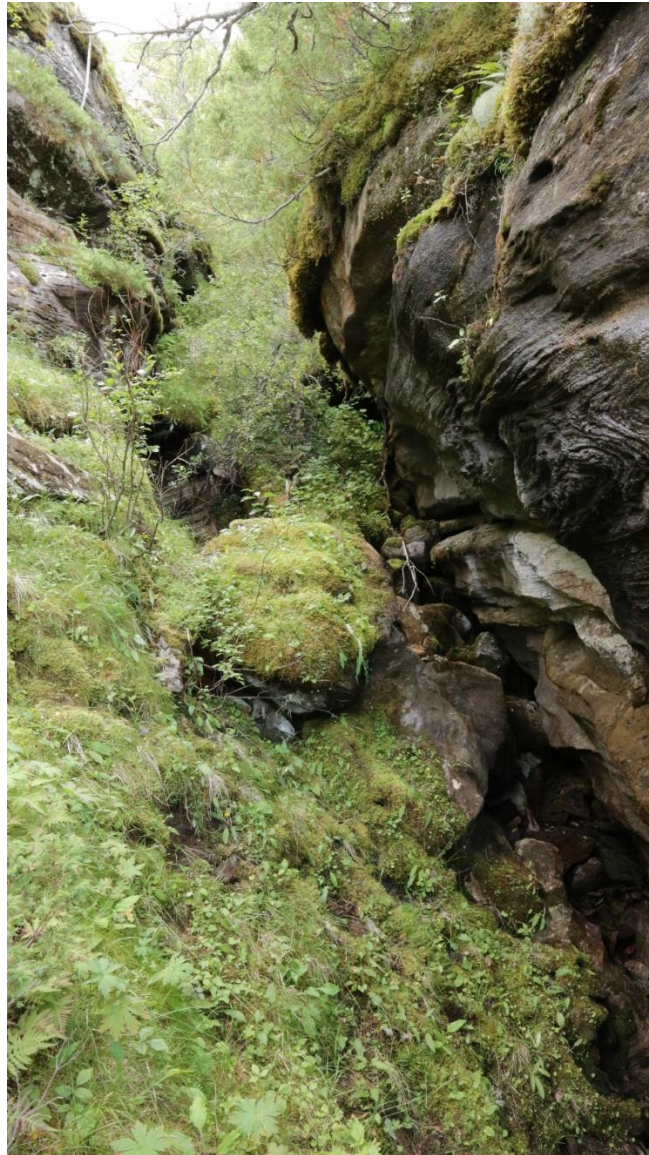
Oppsalgrotta er i dag et inaktivt grottesystem, som inneholder sedimenter i de fleste av passasjene. Det har ikke blitt foretatt noen datering av sekvensen med flowstone (stalagmittplate) i sørgangen, og det kan derfor ikke estimeres noen minimumsgrense for hvor lenge passasjen har vært bevart slik som den fremstår i dag. Fargen på stalagmittplaten kan ifølge Rannveig Øvrevik Skoglund, første amanuensis ved institutt for geografi, ved Universitetet i Bergen, personlig diskusjon 2018 tyde på at stalagmittplaten er dannet under holocen, og dermed er yngre en siste istid. Etersom at de fleste av passasjene i Oppsalgrotta fremtrer som elliptiske rørformasjoner (freatisk), må grottedannelsen (speleogenesen) ha foregått under fullt vannfylte forhold, og ettersom at Oppsalgrotta har en hengende posisjon oppe i dalsiden i forhold til topografien, må situasjonen på overflaten ha vært annerledes enn det den er i dag.

Disse faktorene gjør at det er flere ulike dannelsesmåter som kan være sannsynlige (**Skoglund & Lauritzen, 2011**):

1. Subglasial dannelse: Grottas topografiske posisjon vil ha vært tilnærmet likt som nåværende posisjon. Og den har dermed vært en del av den subglasiale dreneringen.
2. Pre-glasial eller tidlig interglasial opprinnelse: Grottas posisjon har vært i dalbunnen.
3. Post-glasial eller sen interglasial opprinnelse: Grottas topografiske posisjon vil ha vært tilnærmet lik som nåværende posisjon.

For å kunne få dannet de freatiske passasjene i Oppsalgrotta, må grunnvannsspeilet ha vært over grotta. En slik setting kan ha forekommet enten ved at grotta var lokalisert i dalbunnen, og grunnvannsspeilet dermed kunne ha vært høyere enn det som er dagens situasjon, eller ved tilstedeværelsen av en isbre eller et isdekke. Dersom Oppsalgrotta er av post-glasial eller sen interglasial opprinnelse må forholdene ha vært tilnærmet like som de er i dag. Det er mulig at

nedløpet med bekken som i dag renner øst for grotta og som har dannet et gjel på overflaten (Figur 63), og at denne kan ha drenert gjennom grotta i et tidligere stadie. Men med tanke på Oppsalgrottas beskjedene nedslagsfelt, er det lite sannsynlig at vanntilførselen ville ha vært stor nok til å skape en freatisk tilstand. Det er derfor lite sannsynlig at Oppsalgrotta er dannet på denne måten. Det kan tenkes at gjelet kan forklare tidligere vadose forhold i gotten, når topografien og dreneringen i området var litt annerledes. Det kan da tenkes at bekken kan ha blitt fanget opp av Oppsalgrotta i en periode.

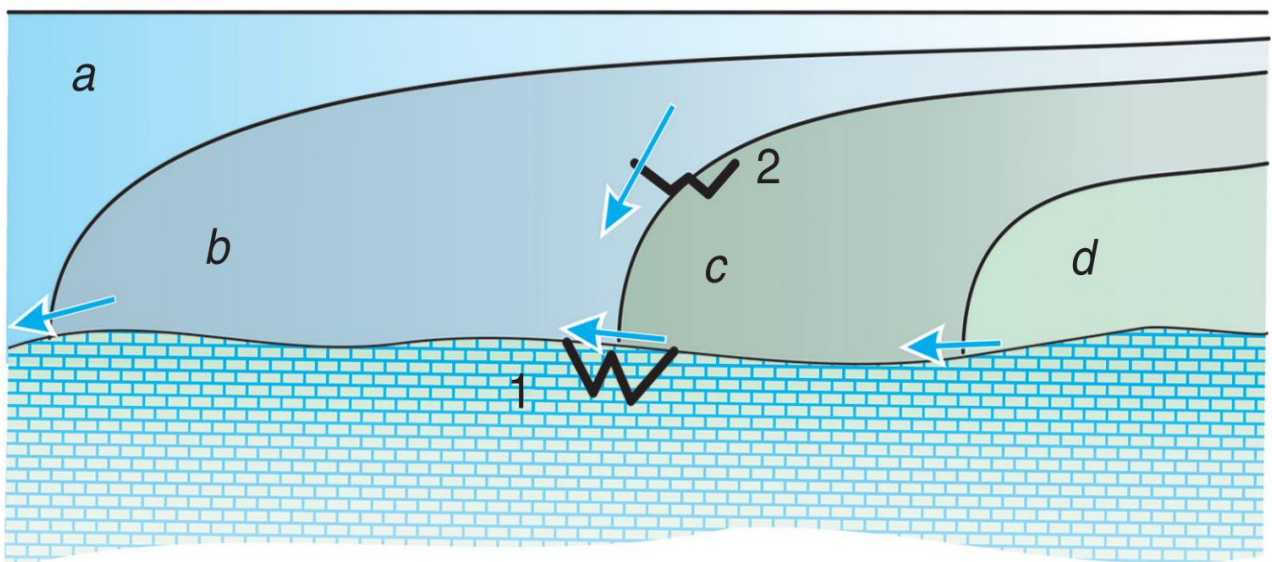


Figur 63. Gjel gjel på overflaten sørøst for Oppsalgrotta.

I dag renner det en bekk gjennom gjelet.

Dersom Oppsalgrotta er av pre-glacial eller tidlig interglacial opprinnelse, er det sannsynlig at de passasjene man finner i dag, er rester av et større system som har blitt erodert bort. Grotta må da helst ha vært lokalisert i en dalbunn for å oppnå freatiske forhold, og må deretter ha overlevd erosjonen som over tid har ført til at grotta har fått den hengende posisjonen den har i dag. Det er mulig at dannelsen av Oppsalgrotta har begynt under slike forhold, men denne dannelsesmåten forklarer ikke hvordan store mengder sedimenter i form av stein (rullestein) bestående av fremmedbergarter har blitt avsatt i systemet.

At Oppsalgrotta har blitt dannet ved subglacial speleogenese ansees å være meget sannsynlig, da dette også samsvarer med det som er funnet til å være den mest sannsynlige dannelsesmekanismen for de andre grottene i området (Nonshauggrotta & Lønngangen), (Skoglund & Lauritzen, 2011). Figur 64, illustrerer hvordan et isdekke eller en isbre vil kunne påvirke grottedannelsen.



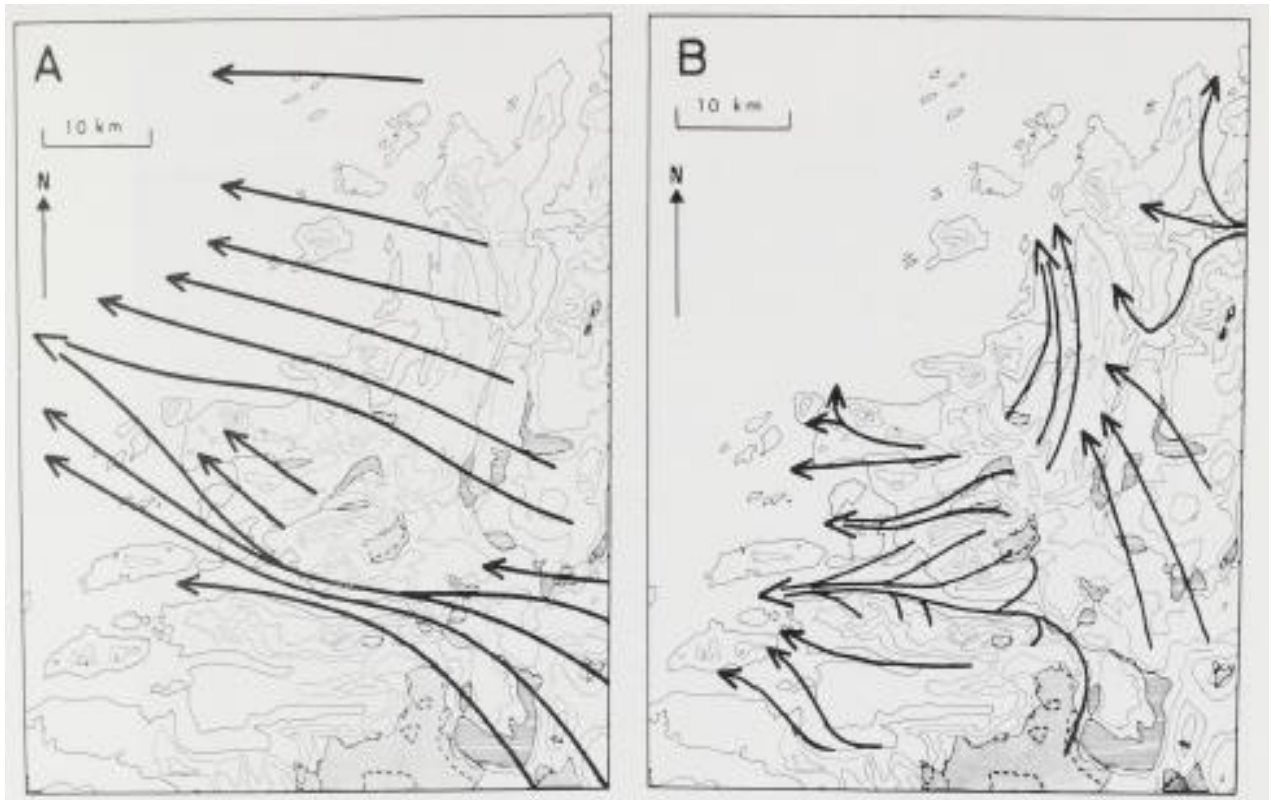
Figur 64. Bilvask analogien.

Grotter (1) & (2), kontinentalt isdekke (a), isfront nær grottene (b), isfront ved grottene (c) og en tilbaketrukket brefront (d). (hentet fra: (Lauritzen & Skoglund, 2013)).

«The car-wash analogy» (bilvask analogien) fremstilt av Lauritzen og Skoglund (2013), gir en illustrasjon over hvordan stasjonære grotter påvirkes under skiftende isbreforhold. Man ser for seg grottene som stasjonære «biler» parkert i en bilvask, og isbreen som en «vaskekost» som beveger seg frem og tilbake over dem. I Figur 64, Ser man hvordan en grotte i dalbunnen

(1), og en hengende grotte (2), påvirkes av et kontinentalt isdekke (a), en nær isfront (b), en isfront ved grottene (c) og en isfront oppstrøms for grottene. Grotte (2) er den posisjonen som passer best for situasjonen ved Oppsalgrotta. Situasjon (a) viser et kontinentalt isdekke som strekker seg helt ut til kontinentalskråningen under siste istids maksimum for ca. 20.000 år siden. Under denne situasjonen har isdekket en forholdsvis lav gradient, noe som fører til lav vannføring forutsatt at isen er på eller over trykksmeltepunktet. Ved situasjon (b) er isfronten nær nokk grottene (1) & (2) til at de ligger i ablasjonsområdet. Dette scenarioet gir store mengder sakteflytende smeltevann. Ved situasjon (c) ligger isfronten ved grottene (1) & (2), og det er dette scenarioet som gir den største mulige tilførselen av aggressivt vann og den høyest mulige hydrauliske gradienten ved is-kontakt speleogenese. Under situasjon (d) er brefronten trukket tilbake i forhold til grottene, og det er kun grotten i dalbunnen (1), som har tilførsel av smeltevann.

For dannelsen/videreutviklingen av Oppsalgrotta, er det situasjon (b) og (c) som anses som mest sannsynlig. Under disse situasjonene vil vannstrømmen styres av gradienten på isens overflate, og dermed bevege seg uavhengig i forhold til dalbunnens topografi. Strømskåler i Oppsalgrotta indikerer en vannstrømning mot nordøst, noe som samsvarer med strømningsforholdene Skoglund og Lauritzen (2013) fant for Nonshauggrotta. Det samsvarer også med retningen for yngre is-bevegelsesmønstre som ble dirigert av topografien (Rasmussen, 1981) Figur 65.



Figur 65. Isbevegelse.

Figuren illustrerer isbevegelsen under maksimal glasiasjon (A), og yngre isbevegelse styrt av topografi (B). (hentet fra: (Rasmussen, 1981))

6.4 Dannelsesforløp

Det er vanskelig å fastslå når initieringen av Oppsalgrotta startet, men dannelsen/videreutviklingen har trolig forekommet under is-kontakt speleogenese. Det er også et noe uklart bilde av hvilke deler av passasjene som er yngst/eldst. I Sørgangen er det funnet strømskåler med forskjellige størrelser på samme vegg, hvor man i taket har lengre scallops, mens man lengre ned på veggen inne i en halvørnsformasjon har små scallops (Figur 66).



Figur 66. Forskjellige strømningsregimer i Sørgangen.

Figuren viser forskjellige strømningsregimer med lengre strømskåler i taket, og mindre strømskåler i halvrørformasjoner lengre ned på veggen. (foto: Rannveig Øvrevik Skoglund).

Det er flere muligheter for hvordan dannelsesforløpet har foregått. Det er mulig at de øvre (freatiske) delene av passasjen ble utviklet først og dermed er eldst. Korrosjonshakkene i passasjeveggen vil kunne dannes i et vados gjelet, og vil da være yngre. Dersom korrosjonshakkene skal være dannet langs bunnen av passasjen, må gjelet ha vært fylt med grovkornede sedimenter som steiner og blokker. Korrosjonshakk i passasjeveggen, kan indikere en kortvarig vados fase, kanskje etter siste istid hvor hakket har blitt dannet i høyden til daværende gulv. Nøkkelhullprofilet er sirkulært og vesentlig bredere i toppen enn gjelet i

under. Dette indikerer at det først har vært en freatisk fase som har dannet denne passasjeformen. Det er også mulig at halvørersformene er dannet før det som i dag er taket, og at passasjen har utviklet seg oppover (paragenese) grunnet at passasjen gradvis har blitt fylt med sedimenter, men taket i sørgangen gir ingen klare indikasjoner på dette. Ettersom at de vadose passasjene er delvis fylt opp med stein og blokker, indikerer dette høyere vannføringer og stor sedimenttransport etter dannelsen av de vadose gjelene.

Etter Splitten i Sørgagen er det et tydelig nøkkelhullsprofil. Dette indikerer at den øvre delen av passasjen er den eldste, og at det ved en senere overgang til vados vannstrømning har blitt dannet en canyon i bunnen av den originale passasjen. Oppsalgrotta er trolig eldre en 14 000 år gammel, ettersom at området ved sørfjorden har vært isfritt siden tidlig allerød (Rasmussen, 1981). Gjelet i oppsalgrotta kan også sammenlignes med gjelet på overflaten (Figur 63). Ettersom at de er ganske like i størrelse, kan det indikere at det er dannet i en tidligere mellomistid, eller under en isfri periode under siste istid.

7 Konklusjon

- Den mest sannsynlige situasjonen for å få tilført tilstrekkelige mengder vann til dannelsen av Oppsalgrotta, tolkes til å være under en situasjon med en isbre over grottesystemet. Rullesteinsavsetninger bestående av fremmedbergarter i Oppsalgrotta er en klar indikasjon på tilstedeværelse av isbre. Det konkluderes derfor med at det er svært sannsynlig at grotta er dannet under iskontakt. De freatiske formene i Sørgangen er tolket til å være dannet før de vadose formene. Smalgangen tolkes til å være dannet etter vestgangen. Oppsalgrotta tolkes til trolig å være eldre 14 000 år, ettersom at feltområdet har vært isfritt siden den gang.
- Retningen på paleostrømningene i Oppsalgrotta har gått mot nordøst både ved freatiske og vadose strømningsforhold. Paleostrømanalyser fra Oppsalgrotta viser hovedsakelig lave vannstrømningshastigheter, under freatiske forhold. Vesentlig høyere hastighet i korrosjonshakket formet under vadose forhold.
- Den kartlagte doline populasjonen på overflaten har ikke noen klar korrelasjon med Oppsalgrottas passasjetrend. Dolinene i området gir derfor ingen god indikasjon om hvordan passasjetrenden er for Grottesystemet, med unntak av en dolinene som er direkte knyttet til en kollaps i grotta, og en kollapsdoline som trolig kan ha vært en del av grotta da den var aktiv.

8 Referanser

- Blumberg, P.N. (1970) *Flutes: A Study of Stable, Periodic dissolution profiles resulting from the interaction of a soluble surface and an adjacent turbulent flow*.
[doktoravhandling]. The University of Michigan.
- Blumberg, P.N. og Curl, R. L. (1974) Experimental and theoretical studies of dissolution roughness. *J. Fluid. Mech.* 65 (4) 735–751.
- Corbel, J. (1957) Les karsts du nord-ouest de l'Europe et de quelques re'gions de comparaison: Institut des e'tudes rhodaniennes de l'Universite de Lyon, Me'moires et Documents 12, 541 p. (ref. fra Skoglund og Lauritzen, 2013.)
- Cramer, H. (1941) Die systematik der karstdolinen. *Neues jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaontologie*, 85, 293-382. (ref. fra Ford & Williams, 2007.)
- Curl, R. L. (1974) Deducing flow velocity in cave conduits from scallops. *National Speleological Society Bulletin*, 36(2), 1–5.
- Eikeland, R. (1986) Lønngangen: Norsk Grotteblad, v. 16, p. 25-26. (ref. fra Skoglund og Lauritzen, 2013.)
- Ellis, B.M. (1988) An introduction to cave surveying. British Cave Research Association Cave studies Series, 2, 40. (ref. fra Lauritzen, 2002.)
- Ford, D. (1971) Geologic structure and a new explanation of limestone cavern genesis. *Transactions of the Cave research group of Great Britain*, 13(2): 81-94. (ref. fra Ford & Williams, 2007.)
- Ford, D. og Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*, Chichester: Wiley. 576.
- Gustavson, M. og Solli, A. (1989) Berggrunnskart Gildeskål: Norges Geologiske Undersøkelse, 1929 II, 1:50 000.
- Heeb, B. (2008) Paperless Caving – An Electronic Cave Surveying System. 1–4.
- Herstad, H. M. (1985) Oppsalgrotta: Norsk Grotteblad, 15, p. 3-5.

- Hjulstrom, F. (1935) Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute University of Uppsala*, 25, 221-527.
- Hjulstrom, F. (1935) Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute University of Uppsala*, 25, 221-527.
- Holbye, U. og Trones, S. (1973) Nonshauggrotta, CRG grade 3, plan map outline, upublisert. (ref. fra Skoglund og lauritzen, 2013.)
- Horn, G. (1947) Karsthuler i Nordland. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 165, 5–75.
- Kranjc, A. (2013) Classification of closed depressions in carbonate karst. I: Shroder, J. (Editor in Chief), Frumkin, A. (Ed.), (red.) *Treatise on Geomorphology*. San Diego, Academic press, s. pp. 104-111.
- Lauritzen, S. E. (1982) The paleocurrents and morphology of Pikkhåggrottene, Svartisen, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 36, 183–209.
- Lauritzen, S. E. (1986) Kvithola at Fauske; Northern Norway: an example of ice contact speleogenesis. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 66, 153-161.
- Lauritzen, S. E. (2001) Marble stripe karst of the Scandinavian Caledonides: An end-member in the contact karst spectrum. *Acta Carsologica*, 30 (2), 47–79.
- Lauritzen, S. E. (2002) Kompendium i Grottekartlegging. *Norsk Grotteblad*, 39, 3–39.
- Lauritzen, S. E. (2008) Grottoolf. 4.027 utg. Institutt for geologi, Universitetet I Bergen.
- Lauritzen, S. E. (2010) Grotter: Norges ukjente underverden, Oslo, Tun. pp 239.
- Lauritzen, S. E. (2015) *Karstmorfologi og speleologi*. Kompendium,. Upublisert, institutt for geologi, Universitetet i Bergen.
- Lauritzen, S. E. og Lundberg J. (2000) Meso- and Micromorphology of caves. I: Klimchouk, A., Ford, D. C., Palmer, A. og Dreybrodt, W. red. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville AL: National Speleological Society of America, 407–426.
- Lauritzen, S. E. og Skoglund, R. Ø. (2013) Glacier Ice-Contact Speleogenesis in Marble Stripe Karst. I Shroder, J. og Frumkin, A. red. *Treatise on Geomorphology*, San Diego CA, Academic Press, 6, 363–396.

- NGU (2018) Berggrunn [Internett]. Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> [Hentet 17.09.2018]
- Pasini, G. (2009) A terminological matter: paragenesis, antigravitative erosion or antigravitational erosion? *International Journal of Speleology*, 38(2), 129-138. DOI: <http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.38.2.4>
- Rasmussen, A. (1981) The deglaciation of the coastal area NW of Svartisen, Northern Norway: Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin, no. 369, p. 1-31.
- Renault, PH. (1958) Eléments de spéléomorphologie karstique. *Annales de Spéléologie*, 13(1-4): 23–48. (ref. fra Pasini, 2009.)
- 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, 31–43.
- Svendsen, J. I. (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229-1271
- Valen, V. og Lauritzen, S. E. (1989) The sedimentology of Sirijorda cave, Nordland, Northern Norway. *International Congress of Speleology*, 10, 125–126.
- Waltham, AC og Fookes, P. G. (2003) Engineering classification of karst ground conditions. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.*, 36, p. 101-118.
- Yr.no. (2018) Været som var: Bodø Lufthavn, Bodø (Nordland) [Internett]. Tilgjengelig fra: https://www.yr.no/sted/Norge/Nordland/Bodø/Bodø_lufthavn/statistikk.html [Hentet 22.11.2018]

9 Appendiks

Appendiks 1

Strømskåler

Lokalitet: O55 (sørvest for)

X: 30 cm

Y: 58 cm

Lengdeakse (cm)	Totalt:				
	30				
12	10	9	13	9,5	7
8	8	6,5	8	6,5	8
7,5	9	15	7	8	12,5
13	10,5	13	8	6,5	8
17	10	8	12,5	11,5	16

Lokalitet: O27-O26

X: 205 cm

Y: 80 cm

Lengdeakse (cm)	Totalt:				
	30				
12	15	26	27,5	14	20
18	22	15	13	15	12
15	20	10	14	12	14
20	29	19	15	17,5	13
28	17	19	11,5	14	17

Lokalitet: O78

X: 128 cm

Y: 146 cm

Lengdeakse (cm)	Totalt:				
	30				
30	23	25,5	24	30,5	25,5
39	19	15,5	23,5	42	20
37	32	18,5	16,5	39	23
17,5	21,5	30	24,5	23	14
44	17,5	35,5	15,5	15,5	24,5

Lokalitet: O144

X: 228 cm

Y: 110 cm

Lengdeakse (cm)	Totalt:				
	30				
12,5	21,5	17	23	22	21
18	28	15	30	19	20
20	17	29	22	17	20,5
23,5	18	36	12,5	14	24

29 16 16 20 25 20

Lokalitet: O146

X: 240

Y: 120

	Totalt:				
Lengdeakse (cm)	30				
22	19,5	19	21	18,5	19
20	22	20	17	21	18,5
12	18,5	24	14	33	18
15	15	15	25	12	14
20	25	21	17,5	17	16

Lokalitet: O147

X: 235 cm

Y: 26 cm

	Totalt:				
Lengdeakse (cm)	30				
6	3	2,5	3	1,5	4
5,5	2,5	4	2	3	2
2,5	3	2,5	2,5	3	1,5
3,5	2,5	3	4,5	2	2,5
2,5	2	2,5	2,5	2,5	2

Appendiks 2

Rullestein

Lokalitet 1,28

Nr.	x	y	z	Rundingsgrad
1	9	8,5	4	KR
	7	6,5	2	KR
	7	5	3,5	KR
	12	8	6	R
5	13	10	5	R
	5	3	2	KR
	4	3,5	1	KR
	3	2,5	1,5	KR
10	3,5	3	1	KR
	9,5	7	4	R
	10,5	8	6	GR
	8	6	2,5	R
	9,5	7	3	R
15	4	3	1,5	KR
	5	3,5	2,5	KR
	4,5	3	1,5	KR

	12,5	7	4 R
	12	11	5 R
	7	5	2 R
20	14	4,5	1,5 KR
	8	6,5	5 KR
	5,5	4	2,5 KR/R
	21,5	12	8,5 R
	7,5	5,5	3,5 KR
25	4,5	3	1,5 KR
	10,5	9	3,5 R
	7	4,5	3,5 GR
	5	4	1,5 KR
	6	4,5	2 R
30	9	5	4 R
	13,5	8,5	5 R
	13	10	7 R
		191,5	

Lokalitet

Nr.	x	y	z	Rundingsgrad	punkt
1	18	10	7,5	KR	1,30
	14,5	11,5	7	KR	
	11	10	4,5	KR	
	15	10,5	5	KR	
5	15	11	6,5	KR	
	13	11	7	KR	
	12	10,5	5	KR	1,27
	25	15	8	KR	
	16	12	8	KR	
10	20	12,5	9	KR	
	18	12	8	KR	
	23	8	9	KR	
	22,5	17,5	5	KR	
	20	13	7	KR	
15	16	9	5,5	KR	
	15	14	6	KR	
	15,5	9,5	7	KR	
	14	13	4	KR	
	22	18	9	KR	
20	26	10	5,5	KR	

	15	7	5	R	
	14	14	4	KR	
	9	8,5	7	KR	
	10,5	9,5	3,5	KR	
25	13	8	4,5	KR	
	16	11	8	KR	
	14	10	7	KR	
	20	13	7	KR	
	12,5	8,5	3,5	R	
30	15,5	10	7	KR	
	11	8	7	KR	1,26
	19	13	5,5	KR	
	23	14	11	KR	
	17,5	15	11	KR	
35	24	20	15	KR	
	15	14	10	KR	
	14	12	10	KR	
	20	15	10	KR	
	22	12,5	9,5	KR	
40	22	12,5	11	KR	
	15	13	9	KR	
	20	14,5	10	KR	
	21	13	8,5	KR	
	20	13	10,5	KR	
45	18	16	10	KR	
		543			

Lokalitet (Under vanskelig klatresekvens) 1.65

Nr.	x	y	z	Rundingsgrad	punkt SV for
					1.55
1	28	20	12	KR	
	22	20	12,5	KR	
	32	15	11	KR	
	20	10	8	KR	
5	21	15	9	KR	
	18	13	7	KR	
	20	14	8	KR	
	11	7	4	KR	
	21	12	8	KR	
10	13	8	4	KR	
	13	11	3,5	KR	
	9	7	4	KR	
	14	11	4	KR	
	12,5	7	4	KR	
15	19	10	6	KR	
	21	17	12	KR	

	17	9	3,5	KR
	10	8	4	KR
	18	9	4,5	KR
20	9	7	5	KR
	14	8,5	4,5	KR
	10	8,5	6,5	KR
	12	7	4	KR
	15	13	8,5	KR
25	23,5	15	13	KR
	20	8	6,5	KR
	11,5	9	5,5	KR
	24	13	9	KR
	11	7,5	4	KR
30	10,5	9,5	6,5	KR

329

Lokalitet Mellom 1.23 & 1.22

Nr.	x	y	z	Rundingsgrad
1	18	13	7,5	KR
	15	11	5,5	KR
	19	10	5	KR
	13,5	9	4,5	KR
5	13	9	4,5	KR
	18	10	6	KR
	11,5	9	2,5	R
	14	9,5	6	KR
	16	12	9,5	KR
10	13	12,5	8,5	KR
	13,5	9	7,5	KR
	18,5	11,5	6	KR
	16	13,5	8	KR
	18	14	6	KR
15	15	9,5	8	KR
	25	20	10	KR
	25	20	6	KR
	16	12,5	4	KR
	17,5	15	7,5	KR
20	12	12	6	R
	38	21	9	KR
	25	14	10,5	KR
	22	11,5	8	KR
	18	15,5	7	KR
25	12,5	10	7,5	KR
	38	31	18	KR
	26	20,5	11,5	KR
	30	15	12	KR
	20	17,5	7	KR

30 15 9 6,5 KR
407

Lokalitet

Nr.	x	y	z	Rundingsgrad	Punkt
1	21	20	5	KR	1,71
	14	13,5	6,5	KR	
	15,5	9,5	6	KR	
	20	14	8,5	KR	
5	24	18	9	R	
	20,5	14	5,5	KR	
	19	10	8	KR	
	21	11,5	8	KR	
	21	14	6,5	KR	
10	20,5	11	8,5	KR	
	14,5	8,5	6	R	
	17	10	8	KR	
	25	11	10,5	R	
	17,5	8,5	8	KR	
15	24	11,5	9	KR	
	12	9,5	5	KR	
	44	36	15,5	KR	
	40	26	12,5	KR	
	41	31	11,5	KR	
20	30	17	7	KR	
	26	24	13,5	KR	
	40	24	14,5	KR	
	48	46	10	KR	
	34,5	25	19	KR	
25	46	24	19	R	
	48	33,5	13,5	KR	
	34	25	21	KR	1,129
	48	36	19	KR	
	27,5	20	20	KR	
30	27	19	15,5	R	
					581

Lokalitet 1.146 - 1.149

Nr.	x	y	z	Rundingsgrad
1	38	18	17	KR
	25	21	12	KR
	26	13,5	11	KR
	43	30	13	KR
5	37	19	15	R
	62,5	35	9,5	KR

	43	27	11,5	KR
	19,5	15	4,5	KR
	26	18,5	8,5	KR
10	28	19	12,5	KR
	22,5	17	5	KR
	61	36	12,5	KR
	43,5	22	18	KR
	18	12	8	KR
15	36	20	12	R
	21	15	8,5	KR
	16	10	3,5	KR
	58	50	25	R
	21	7	7	KR
20	44	32	19	R
	31	29	11	R
	27,5	17	8,5	KR
	38,5	29,5	18	R
	23	16	4	R
25	19	14	10	R
	38	25	21	R
	29	23	9,5	KR
	50	41	16	KR
	19	14	8,5	KR
30	21	19	6	KR
	14	10	3	KR
	21	16	8	R
	48	45	7	R
	17,5	12	6	KR
35	9	8	2,5	R
	63	34	23	KR
	34	28	12	KR
	29	27	9	KR
	16	12	5,5	KR
40	18	12,5	9	KR
	28	24	15	KR
	11,5	7,5	6	KR
	8	7,5	4	KR
	21	14,5	6,5	KR
45	58	23	18	KR
	21	20,5	6,5	KR
	26	17	7,5	KR
	8	7,5	4	R
	42	33	14	KR
50	12,5	10	5	KR

1033,5

Lokalitet 1.151 - 1.154

Nr.	x	y	z	Rundingsgrad
1	50	46	14	KR
	35	15	15	KR
	22	20	11	R
	22,5	18	9	R
5	40	27	7,5	KR
	27	9	6	KR
	7	6	5	KR
	14,5	10	4	KR
10	24	14	7	KR
	38	23	17	R
	44	37	20,5	KR
	30	20	16	KR
15	18	15	8	KR
	20,5	15	4,5	KR
	20	15,5	3,5	KR
	15	14	6	KR
20	15	10	5	R
	8	7	4	R
	14,5	11	6,5	KR
	25,5	15,5	9	KR
25	37	36	15	KR
	21	19	7,5	KR
	48	23	10	KR
	17	11	9	KR
30	29,5	24	8	KR
	30	27	27	KR
	32	22	14,5	KR
	8	6	5	KR
30	21	16	10	KR
	22	16	4,5	KR
	26	16,5	7,5	KR
564,5				

Lokalitet 1.161 - 1.162

Nr.	x	y	z	Rundingsgrad
1	37	24	23	KR
	28	25	11	KR
	14	11,5	9,5	KR
	21	10	9,5	KR
5	34	16,5	10	KR
	20	14,5	7,5	R
	19	15,5	11	R
	28,5	22	9	KR

	27,5	18	13	KR
10	16	14,5	10,5	KR
	60	40	15	KR
	20	16,5	7	KR
	17	16	6,5	R
	23	18	12,5	R
15	30	24	12	KR
	21	17	11,5	KR
	30	23,5	14	KR
	18	17,5	12,5	KR
	17,5	16	7	R
20	40	35	24	R
	13	5,5	5	R
	23,5	16,5	8,5	R
	17	10	4	R
	20	14,5	8	KR
25	19	18,5	12	KR
	17,5	15,5	7,5	KR
	18	7,5	4,5	R
	24	14,5	6	KR
	18	13,5	9	KR
30	22	14,5	10	KR
		525,5		

Lokalitet 1.163 - 1.167

Nr.	x	y	z	Rundingsgrad
1	26	24	11,5	R
	9	6,5	4,5	R
	25	14,5	5,5	R
	21	14,5	7	KR
5	57	15	11	KR
	24	19,5	16,5	R
	34,5	19	10,5	KR
	8,5	7,5	5,5	KR
	26	14,5	6	KR
10	31	18	15,5	KR
	20,5	20	7,5	KR
	17	15,5	6	R
	13	7,5	7	KR
	48	40	7,5	KR
15	28	12,5	7	R
	43	26	7,5	KR
	16,5	9,5	6	KR
	28	12,5	7,5	R
	18	13,5	8,5	KR

20	8	8	6 R
	39,5	26	15,5 R
	52	32	18 R
	26,5	24,5	8 KR
	18	14,5	6,5 KR
25	30	18	16 R
	16	10	3 KR
	21	21	10 R
	45	27	9 KR
	30	30	5,5 KR
30	32	28	18 KR
	25	21	8,5 KR
	20,5	9,5	7,5 R
	49	32	14 KR
	27	26	8,5 R
35	25	15	8 R
	25	11	3,5 KR
	31,5	13,5	11,5 KR
	25	10,5	8,5 R
	14	10	4 KR
40	33	20,5	6,5 KR
	20	17	3,5 KR
	21	11,5	10,5 KR
	34	20	15 KR
	50	31	11 KR
45	18	10,5	8 R
	24	16	9 KR
		824	

Appendiks 3

Dybde	Lengde	Dybde
0,78	1,25	0,78
3	5,4	3
9,5	15,5	9,5
2,2	0,7	2,2
2,2	5,8	2,2
2,3	6,4	2,3
0,7	3,5	0,7
7	2,5	7
1,7	10,5	1,7
7	1,6	7
1,2	1,25	1,2
7,5	1,6	7,5
4,2	1,8	4,2
7,64	7,67	7,64

3,7	2,07	3,7
7	37,5	7
2,7	0,85	2,7
1,15	2,7	1,15
1,7	4,5	1,7
0,9	0,9	0,9
1,3	3,4	1,3
2,5	11,9	2,5
0,85	8,6	0,85
0,7	3,5	0,7
0,6	1,8	0,6
3,9	28,5	3,9
2	3,5	2
3,9	4,2	3,9
3	8,4	3
1,7	1,1	1,7
1,6	3,8	1,6