

Grottekartlegging og strukturgeologisk påvirkning på grottedannelse sør for Reingardslivatnet, Rana.

Masteroppgave i Geovitenskap

Av

Einar Taule Øyehaug



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2016

FORORD

Krypene på alle fire med flere kilo klatreutstyr på ryggen, etter nærmere 12 timer i mørket, på veg opp fra det nederste dypet i Larshullet, kom tankene snikende; «ka i svarte har du begitt deg ut på?». Det var på ingen måter en kapitulasjon, men heller en realisasjon av hvor mye tid min veileder professor Stein-Erik Lauritzen og medveileder Rannveig Øvrevik Skoglund har tilbakelagt i utallige grotter rundt om i verden for å oppnå den kunnskap, som nå skulle geleide meg gjennom prosessering av kartleggingsdata og en utfordrende skriveprosess. Jeg vil derfor benytte denne anledningen til å takke begge to for god veiledning gjennom to lærerike år og et spennende og utfordrende feltarbeid, som i ettertid står igjen som et definitivt høydepunkt. Mye av æren for dette må også rettes mot «alt mulig mann» Sverre Aksnes, som stort sett gjennom oppgaven har ordnet opp i ulike praktiske utfordringer, og som i tospann med Stein-Erik alltid bidrar med godt humør.

En stor takk må naturligvis gå til mine tre medstudenter Alexander Gulbrandsøy Stadheim, Hege Kilhavn og Severin Lölkes for et godt og artig samarbeid i felt og i utallige timer på rom nr. 3D14c ved tegning av grottekartene. En ekstra stor takk må gis til Alex, som med sin datakyndighet har reddet oss ut av flere vanskelige situasjoner. Dette synet deles nok av de to andre, som mest sannsynlig kommer til å savne hans kunnskap når de skal etter planen ferdigstille sine oppgaver neste år.

Det omfattende feltarbeidet besto, i løpet av de i overkant av tre ukene det varte, av flere bidragsyttere som hjalp til med både kartlegging av grottene og til å skape god stemning i leiren. En stor takk rettes derfor til Johannes Seljebotn, Torstein Almo, Ole Even Heggset, Cathrine Espeland, Henriette Linge (og Ludo) og Birgit Stav. Jeg vil også takke grunneier Knut Stormo for kjøring av utstyr til leiren, tillatelse til å sette opp leir og bruk av utedass.

Takk til ho mor Reidun Taule og til Elin D. Chelighem for korrekturlesing av oppgaven.

Vil tilslutt takke øvrig familie og venner for oppmuntring undervegs, samt mine medstudenter ved Geologisk Institutt for mange høyst interessante år i «bunkeren». En spesiell takk til Ole Johan Hornenes for mye godt gpp i Drivhuset.

Bergen, juni 2016

Einar Taule Øyehaug

SAMMENDRAG

Denne masteroppgaven utgjør sammen med Stadheim (2016) første ledd i det gjenopptatte forskningsarbeidet av de grotter som er lokalisert sør for Reingardslivatnet, Rana, som i utgangspunktet har vært fredet siden 6. Januar 1967. Den har gjennom kartlegging og måling av strukturgeologiske elementer som hensikt å kunne bidra til økt innsikt får hvor stor innflytelse den regionale strukturgeologien og eventuelle isdekker har hatt for initiering og utvikling av de aktuelle grottesystemene. Hovedsakelig er det gjort målinger av sprekker, dette gjelder både i grottene og på overflaten. Ved plotting i Stereonet 8 er det ved hjelp av ulike diagrammer gjort sammenligninger mellom lokal og regional strukturgeologi. Tilslutt i oppgaven diskuteres muligheten for at det som nå er sett som selvstendige grotter, faktisk utgjør ett større sammenhengende system.

Nykartleggingen har så langt kommet opp i en total lengde på 7830 m for grottesystemene (Larshullet: 4701 m, Lapphullet: 2204 m, Olavsgrotten: 881 m), noe som gjør Larshullet til Norges 6. lengste grotte (før kartleggingen nr. 12) (St. Pierre 2015). Av kartleggingsdataen er det ved hjelp av CoreIDRAW X7 produsert utvidede og mer detaljerte grottekart av Larshullet og Lapphullet (Hele kart finnes som vedlegg A og B i Appendix).

De undersøkte grottene går begge slakt nedover fra Reingardslia i øst mot Røvasdalen i vest gjennom en marmorsekvens bestående i hovedsak av ulike typer marmor og glimmerskifer. Larshullet har en høydeforskjell på hele 335 m og nærmer seg med det den underliggende dalbunnen. Passasjene er stort sett av freatisk karakter i det som kan kategoriseres som lineære systemer, der tilstedeværelsen av store N-S tverrsprekker setter sitt preg på utformingen. Enkelte partier i begge grotter fremstår med en svært modifisert morfologi som følge av store kollapser. Bekkenedskjæringsløp i deler av systemene vitner om en invasjon av ny drenering etter at de har blitt inaktive.

Grottene er mest sannsynlig dannet subglasialt av glasier, muligens i tiden rundt «the mid-Pleistocene transition», da vanntilførselen fra trykksmelte har vært stor nok til drive utviklingen fremover fra det som er undervannstreneringer først utviklet under interstadialer tidlig i kvartær eller i neogen. Tatt i betraktning en sammenheng når det gjelder dannelsen til de utforskede grottene begrenses systemene av en minimumsalder på > 720 ka fra speleothem datering i Lapphullet.

Innholdsfortegnelse

1 INNLEDNING.....	1
1.1 PROBLEMSTILLING.....	1
1.2 OMRÅDEOVERSIKT.....	2
1.3 BERGGRUNNSGEOLOGI.....	3
1.4 STRUKTURGEOLOGISK BAKGRUNN.....	6
1.5 KVARTÆRGEOLOGISK HISTORIE.....	7
1.6 GEOMORFOLOGI.....	10
1.7 DAGENS KLIMAFORHOLD.....	11
1.8 TIDLIGERE UTFORSKNING AV GROTTENE SØR FOR REIGARDSLIVANNET.....	12
2. TEORETISK BAKGRUNN	14
2.1. KARST OG OPPLØSNINGSPROSESSER.....	15
2.1.1 OPPLØSNING AV KARBONATBERGARTER	16
2.1.2 OPPLØSNING AV DOLOMITT.....	20
2.1.3 OPPLØSNING VED TILSTEDEVÆRELSE AV JERNOKSIDER/SULFIDER.....	22
2.2 KARSTLANDSKAPET.....	22
2.3 KARSTHYDROLOGI.....	23
2.3.1 GRUNNVANN.....	23
2.3.2 AKVIFERER.....	24
2.4 GROTTEDANNELSE OG LIVSLØP.....	26
2.5 PASSASJEMORFOLOGI.....	28
2.5.1 FREATISKE PASSASJER.....	28
2.5.2 EPIFREATISKE PASSASJER.....	29
2.5.3 VADOSE PASSASJER OG NØKKEHULLPROFIL.....	29
2.5.4 PARAGENESE.....	30
2.6 STRIPEKARST.....	31
2.6.1 VARIASJONER AV STRIPEKARST OG UTVIKLING AV GROTTER.....	31
2.6.2 SPREKKERS BEGRENSENDE EFFEKT.....	33
2.6.3 PÅVIRKNING FRA ISDEKKER.....	34
2.6.4 UTVIKLING AV LABYRINTGROTTER I STRIPEKARST.....	36
2.6.4 UTVILING AV LINEÆRE GROTTESYSTEMER I STRIPEKARST.....	37
3 METODER OG FELTARBEID.....	39
3.1 GROTTOKARLEGGING.....	39
3.1.1 UTSTYR.....	39
3.1.2 UTØRELSE.....	40
3.1.3 KARTLEGGING.....	41
3.1.4 BEHANDLING AV KARTDATA.....	41
3.2 STRUKTURGEOLOGISKE MÅLINGER.....	44
3.2.1 INNSAMLING AV DATA.....	44
3.2.2 BEHANDLING AV DATA.....	45
3.3 GEOSTATISTISK TESTING.....	45
3.3.1 TEST AV TODIMENSJONALE (ASIMUTALE) POPULASJONER.....	46
3.3.1.1 ROSEDIAGRAM.....	46
3.3.1.2 PARAMETERER OG STATISTIKK.....	48
3.3.1.3 STATISTIKK (IKKE-GRUPPERT DATA).....	48
3.3.1.4 GENERELL EVALUERING AV DATAPOPULASJONENE.....	49
3.3.1.5 CONFIDENCE INTERVAL (SECTOR).....	50
4 RESULTATER	51
4.1 SPELEOMETRISKE DATA.....	51

4.2 LARSHULLET	54
4.2.1 HOVEDINNGANG.....	55
4.2.2 1.HOVEDSPREKK.....	56
4.2.3 PAUSEPLASSEN.....	57
4.2.4 1.SJAKT.....	58
4.2.5 HOMOGEN PASSASJE.....	61
4.2.6 FOSSEHALLEN.....	61
4.2.7 STORKIRKEN.....	62
4.2.8 TUNELLEN.....	65
4.2.9 SPLITTEN.....	66
4.2.10 KJEDEN.....	68
4.2.11 FOSSEN.....	71
4.2.12 2.SJAKT.....	73
4.2.13 J.CORBEL.....	75
4.2.14 ØVRE SØRGANGEN.....	77
4.2.15 NEDRE SØRGANGEN.....	79
4.3 LAPPHULLET	81
4.3.1 HOVEDINNGANG.....	82
4.3.2 DOBBELREGIMET.....	83
4.3.3 KRYSSSET.....	84
4.3.4 HALVRØRET.....	85
4.3.5 EGGESTASJONEN.....	85
4.3.6 KOLLAPSEN OG WILLFS PASSAGE.....	88
4.3.7 STORGANGEN OG RODENT PASSAGE.....	89
4.3.8 GJELET.....	91
4.4 OVERFLATEN	93
4.4.1 HØYDEDRAG OVER LAPPHULLET.....	94
4.4.2 OVER INNGANG LARSHULLET.....	94
4.4.3 INNGANG PERSOGROTTE.....	95
4.4.4 FORSENKNINGEN.....	96
4.4.5 OVER STORKIRKA.....	96
4.5 STRUKTURGEOLOGISKE MÅLINGER	97
4.5.1 SPREKKEMÅLINGER.....	97
4.5.1.1 SPREKKEMÅLINGER LARSHULLET.....	97
4.5.1.2 SPREKKEMÅLINGER LAPPHULLET.....	99
4.5.1.3 SPRKKER OG LEDESPALTER PÅ OCERFLATEN.....	101
4.5.1.4 HOVERDPREKKER.....	103
4.5.2 LEDESPALTE I GROTTENE.....	103
4.5.3 FOLDEAKSEPLAN.....	104
4.5.4 LINEAMENTER.....	105
5 DISKUSJON	107
5.1 LOKALE VARIASJONER I STRUKTURGEOLOGISKE DATA	107
5.2 STRUKTURELLE TRENDER I FORHOLD TIL REGIONAL STRUKTURGEOLOGI	110
5.2.1 LINEAMENTER.....	110
5.2.2 SPREKKER OG LEDESPALTER.....	111
5.2.3 FORKASTNINGER.....	114
5.2.4 DUKTIL DEFORMASJON.....	115
5.3 UTVIKLING AV GROTTENE OG DERES MORFOLOGI	117
5.3.1 KAN SPREKKERS ORIENTERING MÅLT VED INNGANGSPARTIENE FORKLARE SYSTEMETS UTVIKLING.....	119
5.3.2 TIDSPUNKT FOR SPREKKEDANNELSE I GROTTENE.....	121
5.3.3 VARIASJON I SPREKKEKONSENTRASJON.....	123
5.4 GROTTENE SOM ETT STØRRE SAMMENHENGENDE SYSTEM	123
5.5 VIDERE ARBEID	127
5.6 FEILKILDER	128

6 KONKLUSJON.....	130
7 REFERANSER.....	132
7.1 LITTERATUR.....	132
7.2 NETTSIDER.....	137
7.3 NETTKART/FLYFOTO.....	138
7.4 FOTO.....	138
8 APPENDIX.....	139
STRUKTURMÅLINGER LARSHULLET.....	139
STRUKTURMÅLINGER LAPPHULLET.....	149
SPREKKEMÅLINGER RUNDT ÅPNINGENE.....	153
SPREKKEMÅLINGER OVERFLATEN.....	156
LINEAMENTER.....	160
VEDLEGG A: LARSHULLET.....	161
VEDLEGG B: LAPPHULLET.....	163
VEDLEGG C: LARSHULLET (PROFIL).....	164
VEDLEGG D: LAPPHULLET (PROFIL).....	165

1 Innledning

Dette kapitlet presenterer den formulerte problemstillingen og tar for seg områdets relevante geologiske historie. Den omfatter berggrunnsgeologi, strukturgeologi, kvartærgeologi og geomorfologiske forhold, i tillegg til en oppsummering av dagens klimaforhold. Det blir og presentert et kort sammendrag av tidligere arbeid i grottene ved Reingardslivatnet.

1.1 Problemstilling

Denne masteroppgaven tar utgangspunkt i det kartleggingsarbeidet som ble gjort i grottene sør for Reingardslivatnet i august 2015. Hovedfokuset i oppgaven er rettet mot sprekkedannelse i områdets to største grotter Larshullet og Lapphullet, i tillegg til den tilhørende overflaten. Hensikten med oppgaven, er gjennom grottekartlegging og strukturgeologiske målinger, å kunne besvare spørsmål angående den innflytelse områdets strukturgeologiske forhold og tilstedeværelse av eventuelle isdekker har hatt for initiering og utvikling av de grottene som er kartlagt. Interessante punkter å se undersøke er da:

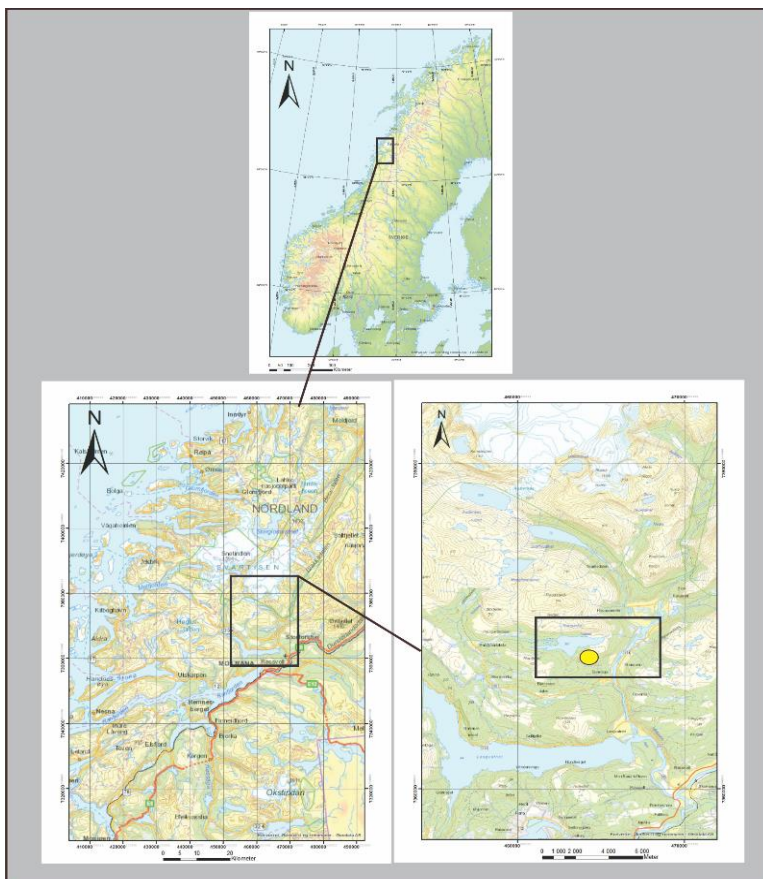
- Kan sprekkenes orientering kan kobles til områdets regionalgeologiske situasjon?
- Er det en sammenheng mellom sprekkesoner på overflaten og de som observeres inne i grottene?
- I hvor stor grad er grottes forløp påvirket av sprekker/ledespalter og kan det da observeres trender i sprekkenes orientering som forteller noe om grottens orientering? Er sprekkenes dannet før eller etter utviklingen av grotten?
- Hvordan er systemet påvirket av duktil deformasjon og forkastninger?
- Kan høy konsentrasjon av ganger kobles til områder med høy sprekketetthet?
- På hvilken måte kan grottene kobles til glasiasjonene i løpet av kvartær?

Tilslutt vil jeg se og om de kartlagte grottene tilsammen utgjør et større system. Et viktig element med kartleggingen er også det å kunne forbedre de kartene som er laget under tidligere forskningsarbeid av blant annet Horn (1947) og Corbel (1957).

Oppgaven, er sammen med Stadheim (2016) som ble levert 18. mai, første ledd i det nyoppstartede forskningsprosjektet i området. Den tar i hovedsak for seg overflaten og sammenhengen mellom Reingardslivatnet og grottene. I tillegg arbeides det med oppgaver som omhandler sedimentologi og hydrologi, men disse blir ikke ferdigstilt før tidligst vårsemesteret 2017.

1.2 Områdeoversikt

Grottene og overflateområdet som er undersøkt i denne oppgaven er lokalisert sør for Reingardslivatnet i Rana kommune; Nordland fylke, ca. 10 km nordøst for Mo i Rana sentrum (figur 1.1). Feltområdet følger her i store deler en vag forsinking østover fra Vassbukta og ned mot Røvassdalen, i det som utgjør de østligste delene av Reingardsdalen, avgrenset av Asphaugkollen (455 moh.) i nord og vegen som går opp til Reingardslivatnet i sør. Høydeforskjellen fra toppen over Vassbukta og ned til Røvassdalen er på ca. 350 m, mens områdets relativt korte utstrekning på bare ca. 1.5 km, gir ingen basis for storskala topografiske og morfologiske forskjeller. Mest nærliggende er det å definere området som småkupert, med en variasjon av både bratte og slakke skråninger, som i de fleste tilfeller domineres av avrundede topper med tilhørende, ofte relativt vide forsinkinger. I flere skråninger finnes det gode eksempler på forskjellige karrenformer, mens det i flattere områder er vanlig med forskjellige typer doliner. Det lokale relieffet overskrider sjeldent 25 m. Som Gunnar Horn (1947) påpeker i sin avhandling Karsthuler i Nordland: «I det hele er Reingardslivatnet omgivelser i karstmessig henseende et meget interessant område.»

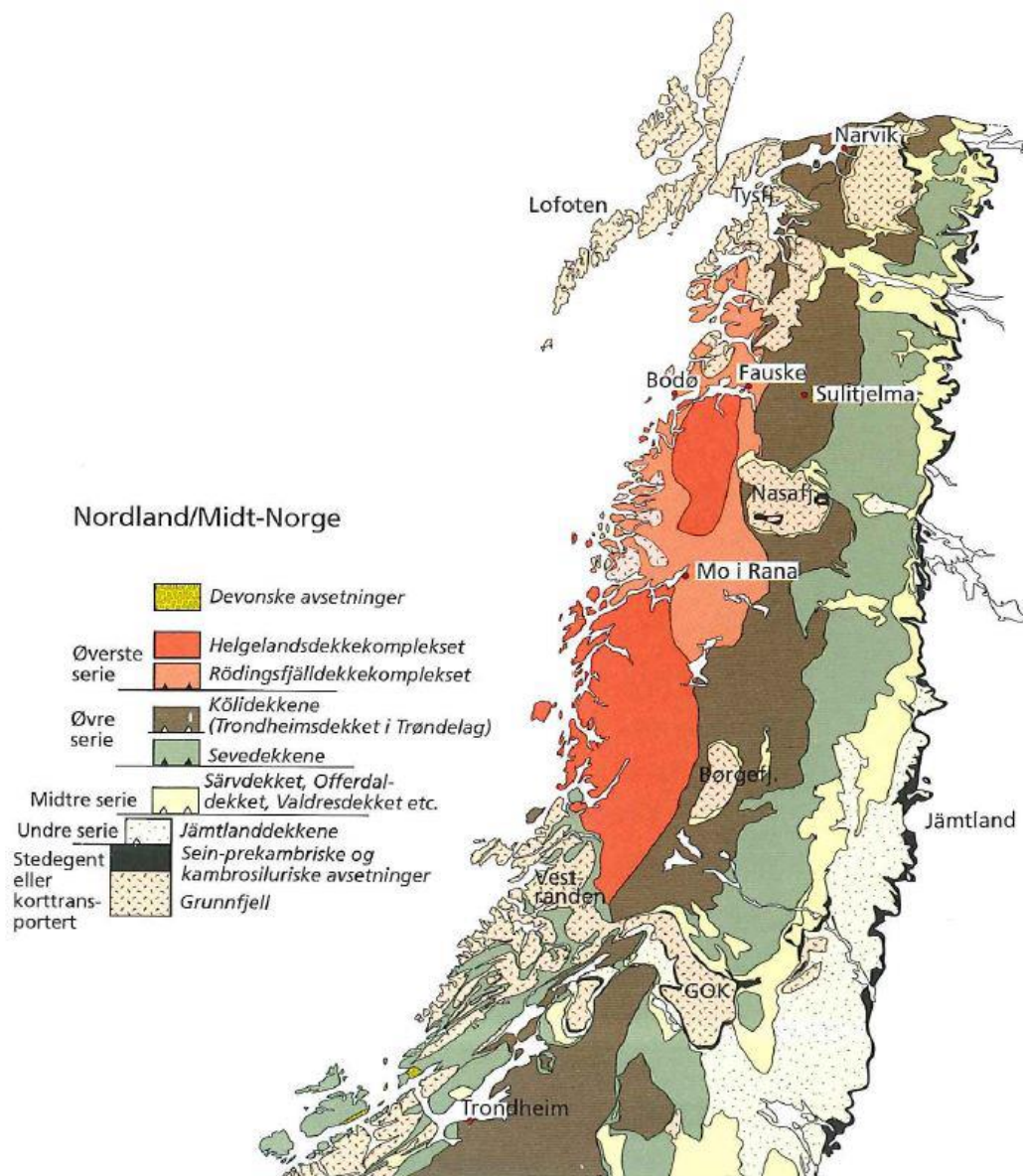


Figur 1.1: Figur viser oversiktsbilde av feltområdet plassering i forhold til regional og nasjonal geografi. Grottens åpninger ligger alle innenfor området som er markert med gult. En mer detaljert oversikt over deres plassering, i tillegg til lokale berggrunnsforhold vises i figur 1.3 (Norgeskart.no).

Innenfor feltområdet finnes totalt fire større grotter (seks om regner med Nordre Lapphullet og GE Money Bank) som følger et marmorbelte på sørsiden av Reingardslivatnet (figur 1.3). Larshullet, Lapphullet, Persgrotten og Olavsgrotten ble alle fredet 6. januar 1967, men en midlertidig tillatelse for gjenåpning til forskningsformål er gitt til UiB under ledelse av professor Stein-Lauritzen, for en periode på tre år (aug. 2015-aug. 2018). Her er det planlagt en multidisiplinær tilnærming ved undersøkelse av systemene med fokus på strukturell speleologi, karsthydrologi og grottesedimentologi. Som følge av arbeidets omfang og grottesystemenes store utstrekning er oppgaven hovedsakelig fokusert mot sprekkedannelse i de to største grottene Larshullet og Lapphullet, i tillegg til deler av overflaten.

1.3 Berggrunnsgeologi

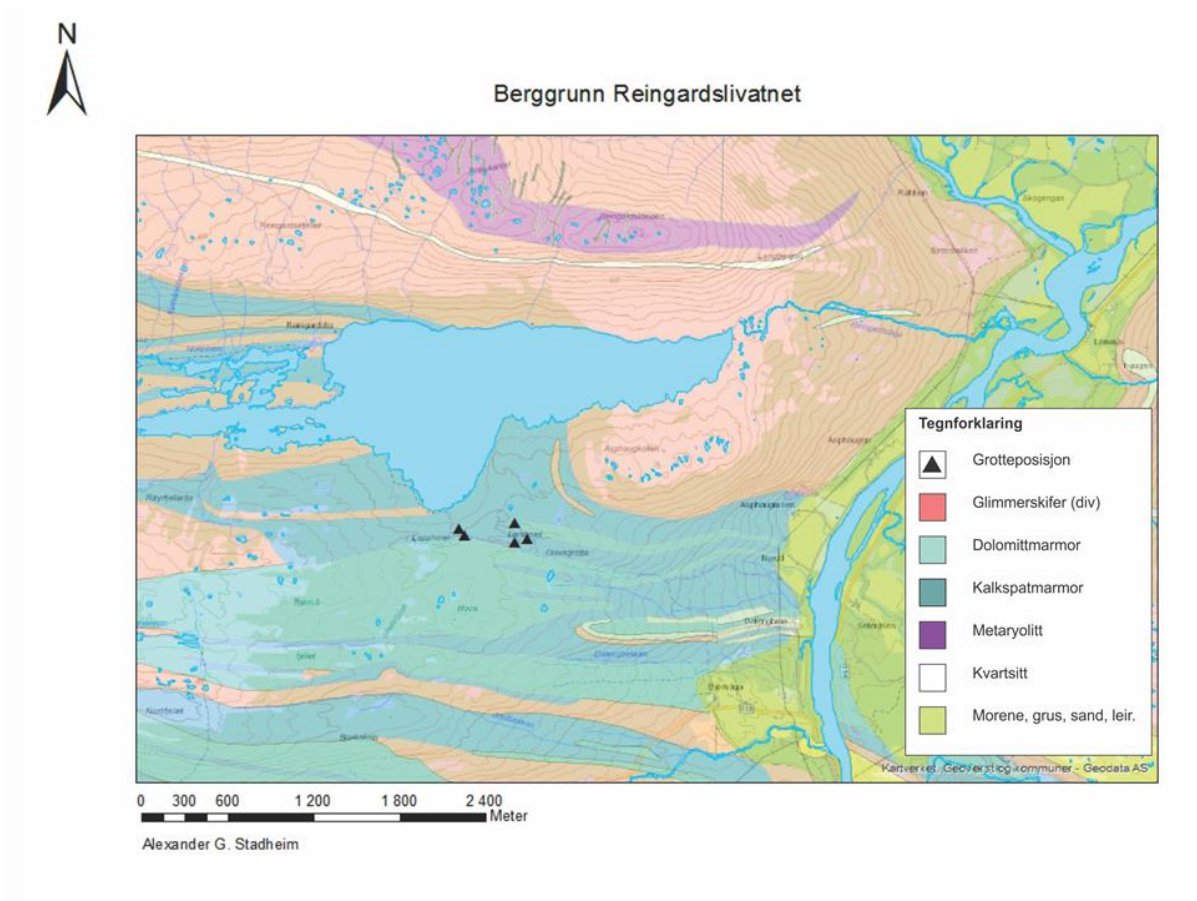
Feltområdet befinner seg i det som blir sett på som Norges viktigste karstregion. Nordland, og da spesielt Ranaområdet, innehar et stort antall grotter og andre morfologiske elementer knyttet til den kjemiske oppløsningen av metamorfe karbonater i kontakt med andre omkringliggende ikke vannførende kaledonske bergarter (Lauritzen, 2009; Lauritzen, 2001). I alt er det registrert i overkant av 2000 små og store grotter i Norge, hvor omtrent 200 er å finne i Rana kommune (Lauritzen & Skoglund, 2013). Mange av disse, som for eksempel Setergrotta og Grønnligrotta, er blant de største og mest kjente i landet. Grottene befinner seg i bergarter som har sin opprinnelse fra den skandiske fasen av den kaledonske orogenese, en periode som markerte starten på kollisjonen mellom Laurentia og Baltica for ca. 425 ma (Fossen et al., 2006). Mellom de to kontinentene ble det da skjøvet inn diverse materiale som inkluderer fragmenter av havbunnskorpe, øybuer, sedimenter fra kontinentalmarginer og eventuelle mikrokontinenter (Øiesvold, 2007). Som følge av dette domineres Nordlandsområdet i dag av en rekke kaledonske bergarter som diverse dypbergarter (hovedsakelig i form av granitt), marmor, glimmerskifer, glimmergneiser og diverse sedimentære bergarter, med lokalt store malmforekomster, som følger den kaledonske strøk retningen (NØ-SV) (Gee og Sturt 1985 i Braathen et al., 2002). Bergartene utgjør store deler av de høyeste skyvedekkene i Kaledonidene, Nordlandsdekkene, og deles inn i tre undergrupper. Kölidekkene (øvre dekkeserie), Helgelandsdekkekomplekset (toppen av øverste dekkeserie) og Rödingsfjälldekkekomplekset (underste del av øverste dekkeserie) (Fossen et al., 2006) (figur 1.2). Marmorens metamorfe grad øker mot de mer vestlige og høyereliggende områdene, hvor de strukturelle og litologiske forholdene legger til rette for grotteutvikling i stripekarst (Wood, 2004).



Figur 1.2: Oversiktskart over de ulike kaledonske dekkekompleksene i Nordland. Rödingsfjälldekkekomplekset observeres i lys oransje og omfatter med det feltområdet ved Reingardslivatnet. Fra Fossen et al. (2013).

Mest interessant, som følge av feltområdets beliggenhet er Rödingsfjälldekkekomplekset, som strekker seg i et belte fra Røssvatnet i sør til Fauske nord. I øst ligger undergruppen over Kölidekkene, mens den lenger vest antas å ligge direkte på grunnfjellet. I Rana-området er komplekset delt inn i sju mindre underliggende skyvedekker og det overliggende Breirandekket, hvor man blant annet finner store forekomster av sedimentære jernmalmer. Men viktigere for denne oppgaven er tilstedeværelsen av glimmerskifer, granittiske gneiser og marmorert i disse skyvedekkenene (Fossen et al., 2006). Bergartene sør for Reingardslivatnet er en del av Dunderlandsformasjoenen, som da er Ørtfjellsgruppens eneste utskilte formasjon, samtidig som den utgjør en av Rödingsfjälldekkekomplekset syv underliggende skyvedekker (NGU: Database for geologiske

formasjoner, 2015). Marmor, i form av en relativt skitten kalkspat- og dolomitmarmor, dominerer innenfor feltområdet, mens det i tynnere lag over og under finnes både granat, oligoklas og kalkglimmerskifer. Lagene følger en Ø-V orientering, men svinger gradvis mot nord ved Reingardslivatnet vestlige ende og går mot Burfjellet, før det gradvis tynnes ut (figur 1.3).



Figur 1.3: Berggrunnskart for områdene rundt Reingardslivatnet. Viser tilstedeværelsen av de forskjellige bergartene i områdets skyvedekker, i tillegg til sedimentære avsetninger. Grottenes posisjon er også markert. Fra (Stadheim, 2016).

Som følge av den deformasjon påført ved den skandiske fasen og senere oppløft og erosjon siden tidlig Miocen, opptrer kombinasjonen av marmor og glimmerskifer som stratigrafisk smale bånd med varierende skråstilig (Lauritzen & Skoglund, 2013). En skråstilling som er med på å gi Rana-området den karakteristiske morfologien med lange fjellrygger, som ofte avløses med bratte stup (Fossen, 2014). Som beskrivelse på denne spesielle formen for kontaktkarst utformet Gunnar Horn (1937) i Lauritzen (2001) begrepet stripekarst. Begrepet ble først introdusert i forbindelse med hans diskusjon rundt grotter i Nord-Norge, og har senere blitt videreutviklet i Lauritzen (2001).

1.4 Strukturgeologisk Bakgrunn

Den strukturgeologiske utviklingen skyldes i utgangspunktet den belastning som ble påført området under den kaledonske orogenese, og baklands ("hinterlands") ekspansjon i tidlig Devon (duktil) (Andersen og Jamtveit 1990, Fossen 1992, 2000, Milnes et al. 1997, Andersen 1998, Osmundsen og Andersen 2001 i Braathen et al., 2002). I følge Gjelle (1978) har Ranaområdet, og da også Dunderlandsformasjoenen, vært igjennom det som vertfall er fire faser med folding (F_1 - F_4) i forbindelse med forskyvninger av skyvedekker. Deres fullstendige tilknytning til dannelsen kaledonidene er ennå ikke helt kjent og det er usikkert hvor mange som stammer direkte fra orogenesen. Den påførte orogene deformasjonen har gjennom de ulike fasene gitt opphav til foldeakser med ulikt strøk. De tre første fasene viser i hovedsak en Ø-V trend, hvor de to første har gitt opphav til isoklinale folder, mens den tredje har gitt opphav til større, gjerne overbikkede åpne folder (amplitude > 10-15 km). (Gjelle og Sjøvegjarto, 2004 i Lindberg 2014). Fase fire har derimot opplevd sammenpressing Ø-V, og på den måten gitt opphav til en foldeakse med en NNØ-SSV orientering, i det som også er store, gjerne overbikkede åpne folder (Sjøvegjarto, 1990 i Lindberg 2014). Både antiklinaler og synklinaler er dannet ved de to sistnevnte faser. Foldeaksene følger da mer eller mindre kaledonidene generelle strøk, NØ-SV. Tektoniske sprekker har senere blitt utviklet som en kombinasjon av sprø deformasjon gjennom varierende stressregimer fra mesozoikum og fram til i dag. De fleste sprekkesystemer i Norge er generelt veldig gamle (Gabrielsen og Ramberg 1979 og Gabrielsen et al., 1981, i Lauritzen, 1986), men noen av disse har i senere tid blitt reaktivert, gjerne som følge av påtrykk/avlasting i forbindelse med glisialer/interglisialer, i tillegg til denudasjon. Karstifiseringen i området er i dag utelukkende avhengig av denne sprekkedannelsen, noe som sees i sammenheng med en setting der karbonatene under lavgrads metamorfose har mistet sin opprinnelige lagdeling. Generelt for karstifiseringen i Skandinavisk stripekarst er den utfordring man står ovenfor når det kommer til spelogenets øvre alder. Dette skyldes at tidspunktet for dannelse og åpning av sprekker har variert som følge av den forandring som oppleves i *in situ* stress ved påtrykk og avlasting gjennom flere glisiale perioder (dette forklares nærmere i kapittel 2.6.2) (Lauritzen og Skoglund, 2013). Slike forhold utvikler gjerne «valley fractures», som er karakteristiske områder med eksfoliasjonssprekker som følger overflatehelningen i glisiale traue (Harland, 1957, Johnson, 1970 i Lauritzen og Skoglund, 2013). Sprekkene innenfor feltområdet følger som beskrevet av Horn (1947) to dominerende strøk, et ca. 10-20 grader øst for nord (Stort sett omtalt som N-S sprekker i teksten) og V-Ø, som også grottene er anlagt etter. Førstnevnte opptrer gjerne i større svermer, hvor en større struktur er omsluttet av flere mindre sprekker som følger mer eller mindre den samme orienteringen. Overflaten er generelt veldig oppsprukket, hvor det forekommer en kombinasjon av små overfladiske sprekker og større, ofte dype sprekker, med en

horizontal utstrekning som i enkelte tilfeller nærmer seg 50 m. (figur 1.4). Strømning av vann på overflaten hører derfor med til sjeldenhetene.



Figur 1.4: Overflatelokalitet på sørsiden av Reingardslivatnet. Viser i all hovedsak større sprekker med en N-S orientering, i tillegg til mindre overfladiske sprekker i ulike retninger. Sekk som skala. Foto: Einar T. Øyehaug.

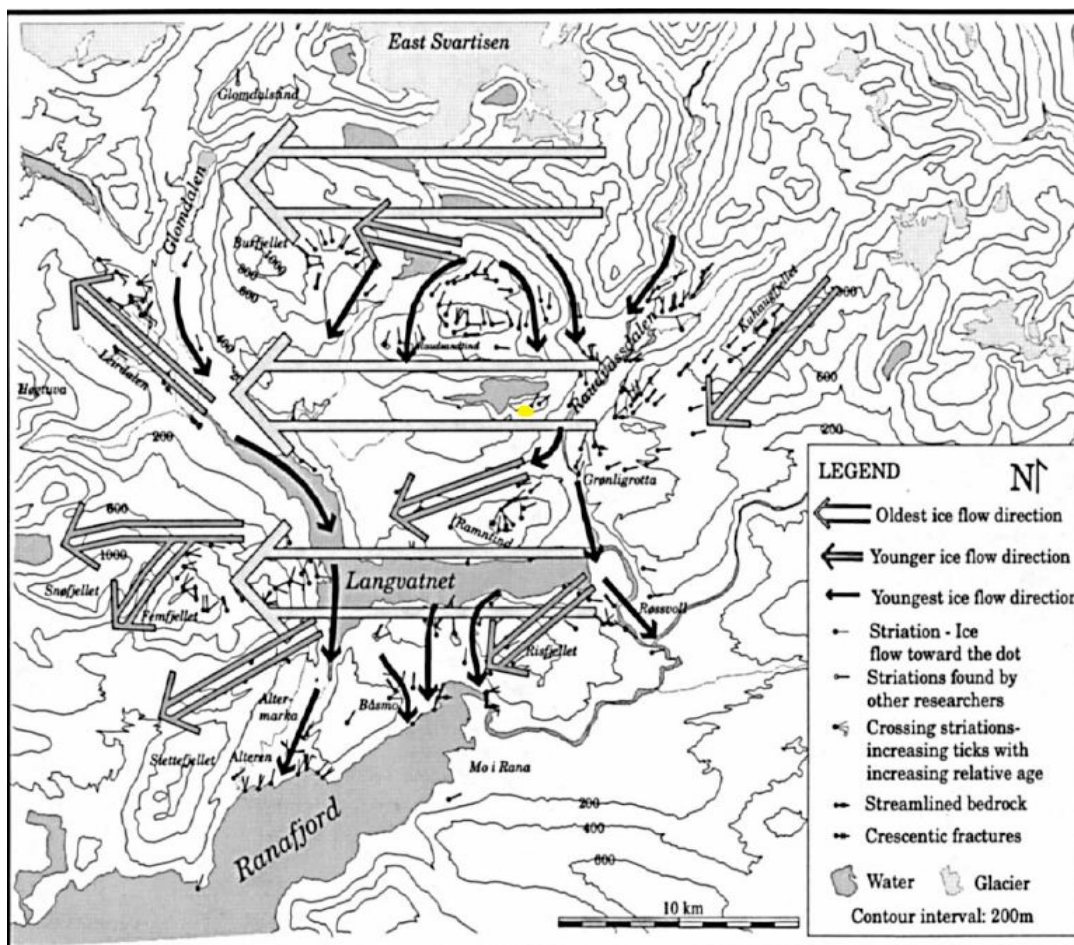
Langs den sørlige bredden av Reingardslivatnet observeres lineamenter med en tydelig V-Ø trend. (Norge i bilder). Disse hører til en gruppe V-Ø lineamenter man finner jevnt fordelt utover store deler av Midt-Norge og Nordland. Noen vage N-S lineamenter observeres også, noe som da stemmer overens med Gabrielsen et al., (2002), som mener at skal det finnes noen områder i Nordland innenfor denne populasjonen.

1.5 Kvartærgeologisk historie og isens bevegelser

I tiden mellom dannelsen av Kaledonidene i devon og til ferdigutviklingen av det preglasiale penneplanet, i form av den paleiske overflaten ved slutten av neogen, gjennomgikk den Skandinaviske landmassen en rekke landskapsutviklende prosesser. Perioder med oppløft, forvitring og erosjon under fuktige forhold gav opphavet til et avrundet landskap preget av fluviale daler, samt rester fra den opprinnelige fjellkjeden, nå dekket med Regolitt (Dorè, 1992, Gjessing, 1967, Lidmar Bergström og Näslund, 2002 i Lauritzen og Skoglund, 2013). I nyere geologisk tid er det derimot typiske kvartære prosesser, i form av flere glasiasjoner og deglasiasjoner, som har satt sitt preg på områdets landskapsutvikling. På den nordlige halvkule har man påvist glasiasjoner så tidlig som i sein

pliocen, noe som blir sett på som klimasystemets litt forhastede forsøk på å etablere en verden dominert av lange isdekkesykluser (De Schepper et al., 2013). I følge Jansen og Sjøholm (1991) i Lauritzen og Skoglund (2013) viser faktisk droppstein fra dyphavskjerner at de første glasieringene i Skandinavia tok til så tidlig som i sein miocen. Men det er ikke før intensiferingen av glasieringene ved inngangen til kvartær (2.6 Ma) at Fennoskandia virkelig får kjenne på isens formidable erosjonskrefter og isostatiske påvirkning, da utviklingen av store glasieringer tiltar for fullt på den nordlige halvkule (Vorren and Mangerud, 2008 i Lauritzen og Skoglund, 2013). Klimaforandringene sees i sammenheng med Milankovitch syklusene. Først med tilstedeværelsen av mindre isdekker, gjerne i av lokale glasieringer i høyereliggende områder, ved en endring i jordens aksepreesjon og aksehelning (41 ka syklus) (Huybers og Tziperman, 2008). Utvikling av de store innlandsisene begynte for ca. 900 ka, som følge av endringer i jordens bane, i det som refereres til som «*the mid-Pleistocene transition*» (100 ka syklus) (Vorren og Mangerud, 2006). Ifølge Bargel et al., (2007) kan Fennoskandia ha vært dekket av varierende mengder is opptil 40 ganger eller mer i løpet av kvartær. Den siste av de store glasieringene, Weichsel, tok til for 115 ka. Fram til inngangen på holocene (11.700 BP) opplevde nordområdene perioder med flere større og mindre stadialer og interstadialer (Bargel et al., 2007). Siste istid maksimum (LGM) defineres i bred forstand av Mangerud et al., (2011) som maksimal utbredelse av isdekket i et bestemt område mellom Ålesund interstitial (ca.35 ka) og ca. 18 ka. I følge (Bargel et al., 2007) var den generelle utbredelsen størst mellom 21 ka og 24 ka. Sammenlignet med isdekkene som ble utviklet tidlig i kvartær, hvor sålen etter alt og dømme har vært kaldbasert, har det under de store isdekkene eksistert polytermale områder og en utvikling av varme våtbaserte isstrømmer har kunnet forekomme og dermed forme landskapet slik vi kjenner det i dag.

I områdene sør for Svartisen indikerer målinger av diverse erosjonslineasjoner, hovedsakelig i form av skuringsstriper fra lokaliteter høyt i terrenget, at innlandsisen i tiden rundt siste maksimum har strømmet i en vestlig retning (eldste registrerte isbevegelse). Dette har den gjort på tross av at området domineres av en topografi med flere større N-S gående dalfører, noe som tyder på at isen på dette tidspunktet også har vært nær sitt tykkeste. Senere har nedsmeltingen etter siste istid maksimum endret denne dynamikken, og topografien har fått spille en mye større rolle etterhvert som istykkelsen har blitt mindre. Kryssende skuringsstriper tyder nemlig på en yngre, sørvestlig strømmingsretning, og en is som har da drenert som mindre dalbreer mot Ranafjorden (Blake & Olsen, 1999) (figur 1.5).

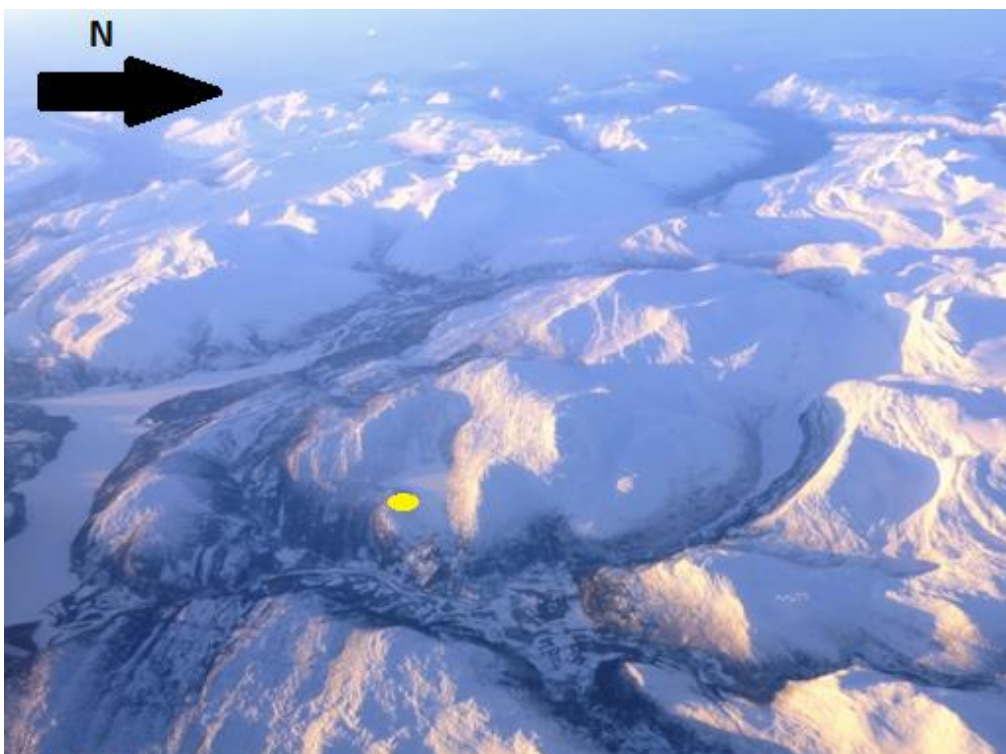


Figur 1.5: Oversiktskart som viser isbevegelser sør for Svartisen av forskjellig alder. Fra (Blake og Olsen, 1999). Beliggenheten til de utforskede grottene er markert med gul prikk.

I følge Blake og Olsen (1999) viser i tillegg retningsindikatorer og tilhørende israndavsetninger sørøst for Svartisen en sørøstlig strømmningsretning for isen ved et tidspunkt. Disse tilskrives mest sannsynlig en ismasse som har blitt separert fra innlandsisen, ettersom topografiske begrensinger ville gjort det vanskelig for den å nå disse områdene. Dannelsen av denne separate ismassen, som i dag har fått navnet Svartisen, skjedde trolig rundt 9500 BP, på et tidspunkt da den var mye større enn i dag. Den lå da så høgt som 500 m over dalbunnen i Røvdalsdalen og Glomdalen og hadde i tillegg nordgående isstrømmer. Svartisen krympet rask i de tidlige faser av Holocene, og det er i dag fortsatt usikkert om den på et tidspunkt smeltet helt bort for så å bli reakkumulert (Blake og Olsen, 1999). Dette var ifølge Nesje et al., (2008) og Nesje et al., (1991) i Blake og Olsen (1999) tilfellet for Jostedalbreen, det største isdekket på det europeiske kontinentet og flere andre norske breer, noe som også gjør dette til alternativ forklaring på dannelsen av Svartisen vi kjenner i dag.

1.6 Geomorfologi

De to mest fremtredende geomorfologiske trekkene, som på mange måter omfavner feltområdet, er de to store dalstrøkene som går sørover fra Svartisen mot Langvatnet (figur 1.6). I øst dominerer den relativt breie og flate Røvassdalen, som mot nord deler seg i to mer V-formede daler. Svartisdalen svinger her gravis vestover mot Svartisen, mens Blakkådalen forsetter beint nordover på isens østre side. I vest dominerer den massive Glåmdalen, som når den svinger nordover blir gradvis smalere, før den ved Flatisvannet blir avløst av Vesterdalen. Tatt i betraktning dalenes størrelse har de kunne opptre som effektive dreneringskanaler for Svartisen i perioder hvor den har hatt større utbredelse enn i dag, gjerne i perioder med nedsmelting (Blake og Olsen, 1999) (se kapittel 1.6). Flere mindre daler preger også området, blant annet Reingardsdalen, som er en hengende dal til Røvassdalen. Den generelle topografien i området er i all hovedsak dominert av fjellformasjoner med en avrundet form, i tillegg til de karakteristiske lange fjellryggene som er nevnt i kapittel 1.4. De høyeste toppene overskrider sjelden mer enn 1000 moh. i områdene rundt Langvatnet og Reingardslivatnet, mens de lenger nord, mot Svartisen, blir betydelig høyere. Best er dette eksemplifisert gjennom Snøtinden, som med sine 1594 moh. er breens høyeste nunatak. Generelt fremstår landskapet, spesielt i sør, som veldig massivt og åpent, sammenlignet med for eksempel med de fjell og dalstrøkene man har på Vestlandet.



Figur 1.6: Flyfoto av Langevatnet (venstre) med de to dalførene som går mot Svartisen i nord. Røvassdalen (nederst) og Glåmdalen (øverst). Feltområdet er markert med gult. Foto: Erlend Bjørntvedt.

1.7 Dagens klimaforhold

De gjeldene klimaforholdene i Rana-området vil variere en god del etter hvor langt man er i fra kysten, samtidig som lokale topografiske forhold også vil ha en påvirkning, da spesielt på nedbør, hvor det i de ytre fjordstrøkene kan komme mer enn dobbelt så mye som det man ser i de indre dalstrøkene (Dannveig, 2009). De ytre delene har derfor det som kan beskrives som et subarktisk, oseanisk klima, uten alt for store temperaturvariasjoner, med milde relativt fuktige somre og ikke alt for kalde vintre. Lenger inn mot Mo og videre østover, går derimot klimaet over til reinere subpolart klima, med store temperaturforskjeller på de to årstidene. Sammenlignet med kystnære områder er det størst forskjell mellom de laveste vintertemperaturene, som i innlandet, et stykke vekk fra fjordene kan komme ned mot $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$. Variasjonen i sommertemperatur er betydelig mindre, men variasjoner på $5\text{-}6\text{ }^{\circ}\text{C}$ på de varmeste dagene er ikke unormalt. I høyfjellet er derimot klimaet tilnærmet arktisk, med middel temperaturer under $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ gjennom alle årets måneder, og med et snødekke som kan bli liggende til neste vinter. De vestlige områdene av disse fjellmassivene, som da får mer nedbør, vi derfor kunne akkumulere nok snø til at breer kan eksistere. Kanskje det beste eksempelet, Svartisen, opplever i sentrale områder en normalnedbør på mer enn 4000 mm/år , mens denne avtar gradvis lenger øst (Karlsen, 2003).

Feltområdetets nærmeste målestasjon befinner seg på Mo, altså i nærheten av Ranafjorden, og dermed ikke mange meter over havet. Temperatur- og nedbørsverdiene som er målt her må derfor ekstrapoleres i forhold til en beliggenhet lenger vekk fra fjordens modererende effekt, og en høyde over havet som nærmer seg 400 m . Temperaturene kan konverteres ved bruk av «lapse rate», som tar for seg de syknede temperaturer som oppleves ved økende høyde. Denne har ifølge Shaw (1983) et gjennomsnitt på $0.65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, men kan variere mye avhengig av sirkulasjon, solinnstråling og luftfuktighet. Om vinteren kan det derfor ved klarvær oppleves en negativ lapse rate, hvor temperaturen øker jo høyere man kommer. Denne temperaturinversjonen forekommer som regel av at kalde tunge luftmasser fra omkringliggende fjellmassiver synker ned i dalstrøkene, hvor den da blir fanget under varmere luft. Årsnormalen for Mo mellom 1961-1991 viser en temperatur på $3.75\text{ }^{\circ}\text{C}$. Januar er den kaldeste måneden med en snittemperatur på $-5.4\text{ }^{\circ}\text{C}$, mens den varmeste måneden er juli med sine $14\text{ }^{\circ}\text{C}$. Basert på gjennomsnittlig "lapse rate" er det da mulig å anslå en årsnormal for Reingardslia som er ca. $2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ lavere enn på Mo. De siste 25 år har nok denne steget noe som følge av global oppvarming.

For å finne et omtrentlig anslag for nedbørsnormal ved Reingardslia kan det tas i bruk «precipitation lapse rate», hvor nedbøren øker i takt med økende høyde over havet. Den vil variere en god del ut i

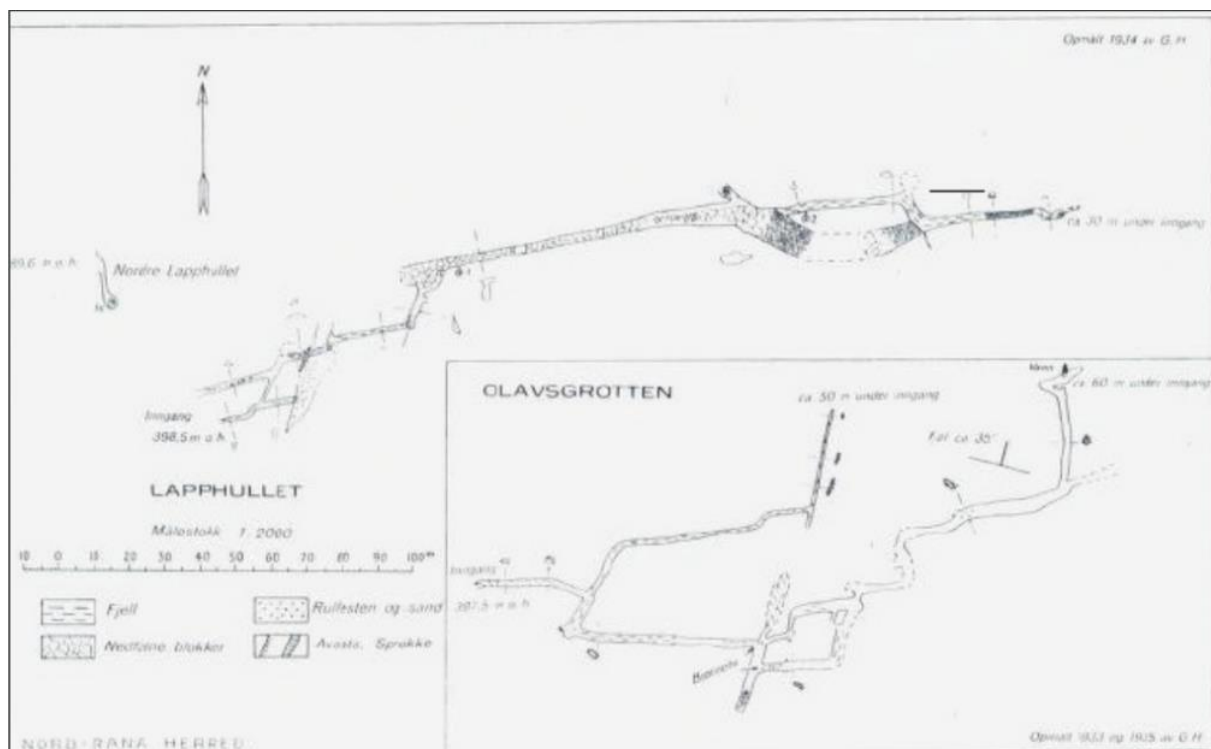
fra lokale forhold, men en økning på 0.5/km kan estimeres (Shaw, 1983). I følge Øvrevik (2002) har Grønlia (250 moh.), som ligger bare 2 km øst for Reingardslia på andre siden av Røvdassdalen, en normal på 1680 mm/år (1988-2001). Dette er noe mer enn det som er observert på Mo, hvor normalen for perioden 1961-1991 1430 mm/år. Det er derfor mulig å anslå en nedbørnormal rundt 1800 mm/år for Reingardslia, hvor mesteparten av denne kommer som snø, under kalde vintre, gjerne fra oktober til langt ut i mars. (*Temperatur- og nedbørsdata fra Mo i Rana er hentet fra Meteorologisk Institutt*).

1.8 Tidligere utforskning av grottene sør for Reingardslivatnet

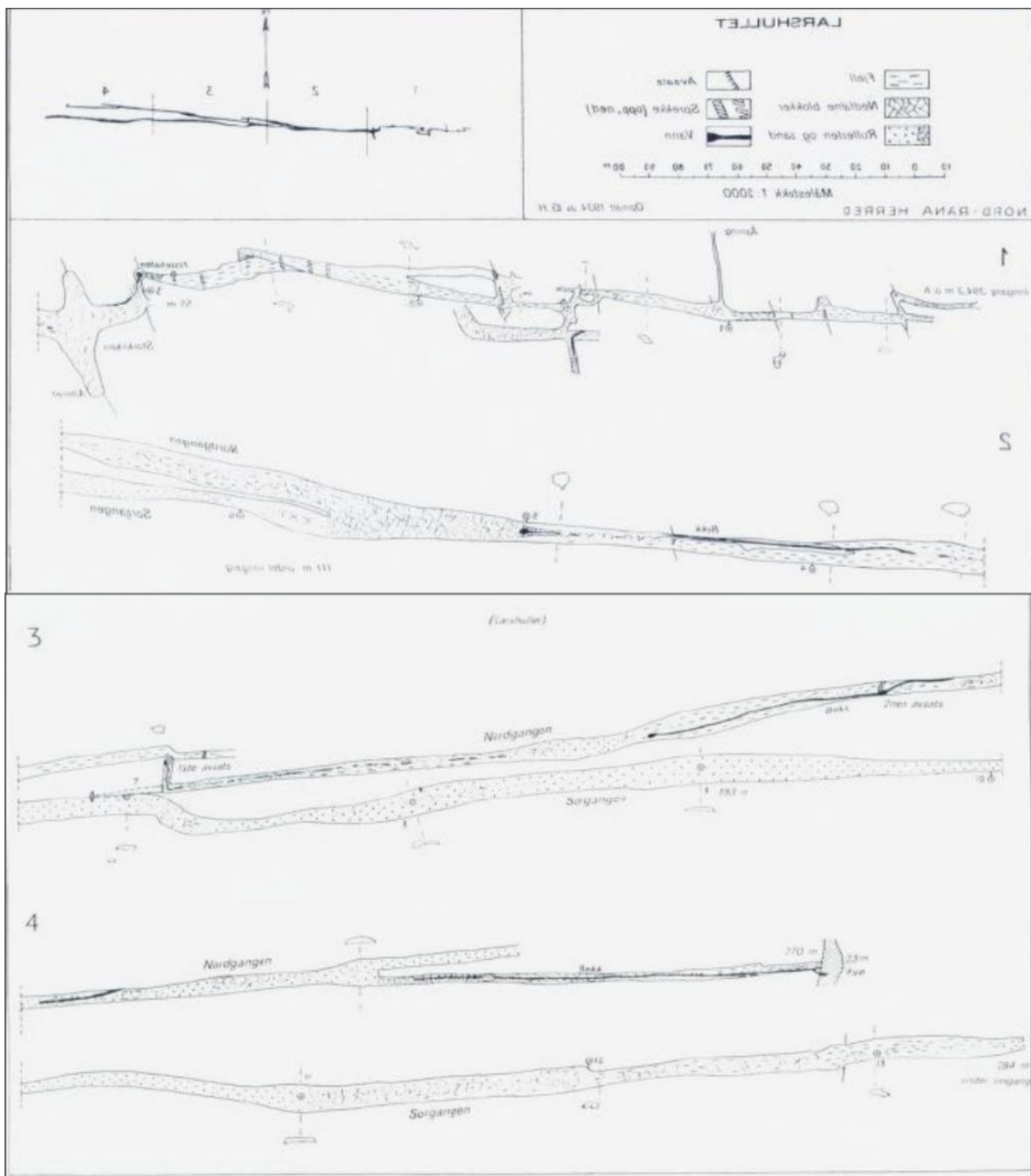
Nordland, og da spesielt områdene rundt Svartisen, Rana og Salten, har i flere århundrer vært et yndet sted for utforskning av grotter, og i nyere tid for forskning på karstifiseringsprosesser og grottedannelse i forbindelse med et landskap preget av glisiale prosesser (St. Pierre, D. 1988, Lauritzen og Skoglund, 2013). Av Norges over 2000 registrerte grotter finner man fleste parten av disse i kambro-siluriske marmorbelter som strekker seg fra 65-69°N. De tidligste referansene til norske grotter finnes så langt tilbake som i det 12. århundret, men det er ikke før på 1800-tallet at man ser et større antall publikasjoner av vitenskapelige artikler (St. Pierre, D. 1988). Det gjelder for øvrig også for grottene ved Reingardslivatnet sørøstlige breidd. Larshullet som er den største av disse ble oppdaget på 1870-tallet av Lars Bjørnes, og man regnet den da som Norges nest lengste grotte, bare slått av Grønligrotta, som ligger lokalisert på andre siden av Rødvassdalen. Disse ble sammen med Lapphullet og Risgrotten nevnt i "*Illustrated Handbook For Travlers*" av Tønsberg (1875). Samme året beskrev Cornelliussen (1875) Lapphullet etter å ha besøkt grotten i 1874. Grundigere beskrivelser og den første seriøse publikasjonen om karsthuler i Norge blir gjort av John Oxaal (1914), som i "*Karsthuler i Ranen*" kort beskriver og framlegger kartleggingsdata fra både Larshullet (465 m) og Lapphullet (340 m) (St. Pierre, D. 1988).

Det første omfattende arbeidet med grottene blir utført av den norske geologen Gunnar Horn (1947), som hver sommer mellom 1933-1939 gjør undersøkelser av karst i Ranaområdet. Med bare en karabinlampe som lyskilde gjør han grundige beskrivelser og utformer detaljerte kart av både Larshullet (2300 m) (figur 1.8) og Lapphullet (390 m) (figur 1.7). I tillegg introduseres Olavsgrotten (425 m) som et nytt tilskudd til grottene ved Reingardslivatnet. Etter å ha levert sitt manuskript til NGU i 1945 dør Gunnar Horn den 15. juli 1946 under tragiske omstendigheter under en ekspedisjon til Svalbard. Hans avhandling, "*Karsthuler i Nordland*" publiseres «post mortem» bare ett år senere (Horn, 1947).

Som følge av Horns fremragende arbeid opplevde Nordland utover 1950-tallet stor pågang fra utenlandske grottespesialister. Videre utforskning av grottene ble utført av Jean Corbel (1957) i samarbeid med Lewis Railton. Under deres ekspedisjon i 1951 ble Larshullets dyp utvidet til 326 m, noe som gjorde den til verdens 16. dypeste grotte (St. Pierre, D. 1988). Inspirert av det pågående arbeidet, ble det i 1956 arrangert en undersøkelse av Cambridge University Caving Club, ledet av O.C Wells, som påviste det Horn (1947) hadde forsett seg kunne være mulig i sørgangen, nemlig at grottens totale utstrekking kunne økes ved å grave seg gjennom sandlåsen i enden av Sørgangen (Wells, 1957). Gjennom disse ekspedisjonene, fram til fredningen av grottene i 6. januar i 1967, ble Larshullets totale lengde tilslutt målt til være 2900 m, mens Lapphullet ble målt til 1250 m (Theakstone, 1963). I etterkant av fredningen ble grottene sperret av ved hjelp av jerngitter foran de forskjellige åpningene. Det har likevel vært gjennomført utforskning og besøk, men da uten særlig vitenskapelig hensikt eller resultat.



Figur 1.7: Lapphullet (og Nordre Lapphullet) og Olavsgrotten som kartlagt og fremstilt i Horn (1947). Mye er kartlagt ved og langs Lapphullets hovedgang, men utstrekningen er ikke på mer enn ca. 200 meter. Olavsgrotten har til sammenligning en mer fullstendig utforming, hvor blant annet de to sumpene allerede er kartlagt.



Figur 1.8: Larshullet som kartlagt og fremstilt i Horn (1947). Mye av de øvre delene er godt kartlagt. Både langs Nordgangen og Sørgangen har grotten i senere tid blitt utvidet, noe Horn allerede predikerte i denne avhandling, men som han av tragiske årsak er ikke fikk ta del i selv. Åpningen er oppe til venstre, markert med 1. Deretter følger grotten nummereringen fra 2-4.

2. Teoretisk Bakgrunn

I dette kapittelet presenteres først helt grunnleggende teori om de viktigste kjemiske, hydrologiske og geologiske prosessene knyttet til karst. En grundigere gjennomgang av fenomenet stripekarst blir gjort tilslutt. Den teoretiske bakgrunnen er hovedsakelig basert på Kapittel 3 i Ford and Williams (2007) *Karst Hydrogeology and Geomorphology* og Lauritzen (2012f) *kompedium i karstgeologi*. Ved bruk av andre dominerende kilder blir dette opplyst om dette i starten av det aktuelle delkapittelet, ellers brukes vanlig henvising i teksten.

2.1 Karst og oppløsningsprosesser

Det tyske begrepet «karst» stammer opprinnelig fra det slaviske ordet «kras» som betyr «bar steinete grunn» og videre det indoeuropeiske ordet for stein, nemlig «kar». Begrepet har i løpet av det 19. og 20. århundre blitt adoptert til flere andre språk, deriblant også norsk. Karst er nemlig det tyske navnet på en kalksteinsregion i Slovenia, som strekker seg langs kysten mot grensen til Italia, helt innerst i Adriaterhavet rundt havnebyen Trieste (Slovensk: Trst). Begrepet definerer landformer som er dannet gjennom dominant kjemisk oppløsning av karbonatmineraler som kalsitt (CaCO_3) og dolomitt ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), i berggrunn med en tilstedeværelse av sekundær porøsitet. De vanligste karstdannende bergartene er kalkstein, marmor, dolomitt og diverse evaporitter som steinsalt (NaCl) og gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Her er de to sistnevnte eksempel på ren fysisk oppløsning. Felles for de alle er uansett forskjellen fra andre type bergarter, hvor man også har kjemisk oppløsning, for ettersom man har en total oppløsning, er ikke behovet for å fjerne eventuelle uløselige rester ved mekaniske prosesser til stede. Det gjenværende landskapet utvikler da en morfologi med en forrevent overflate, hvor sprekker utvides som følge av oppløsning. Drenering vil da kunne forekomme gjennom underjordiske systemer, der størrelsen på disse er avhengig av karstlandskapets utviklingsgrad (Lauritzen, 1986). Landskapet utsettes også for en generell underminering i form av innsynkinger, suffusjon og kollapser, hvor sekundære massebevegelsesprosesser spiller en viktig rolle. Oppsummert kan man si at gjennom et komplekst samspill mellom flere faktorer som innbefatter både geologi, klima, topografi, hydrologi og biologi, utvikler karstlandskapet sin typiske tredimensjonale struktur (Stokes, 2007).

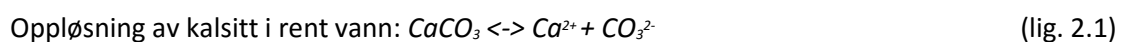


Figur 2.1: Viser beliggenheten til Kras (tysk: Karst) i det vestlige Slovenia, på grensen til Italia. Helt innerst i Adriaterhavet (Googlemaps.com).

2.1.1 Oppløsning av karbonatbergarter

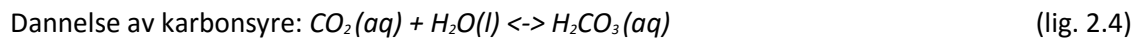
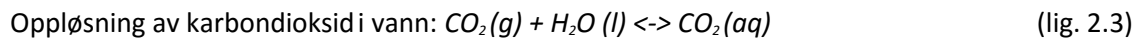
Den kjemiske oppløsningen av karbonater varierer noe med forskjell i renhet, og da tilstedeværelsen av ikke løselige mineraler. Karbonatbergartene innenfor feltområdet utgjøres av en kombinasjon mellom dolomitt - og kalsittholdig marmor. Dette segmentet vil derfor gjøre rede for oppløsningsmekanismene til mineralene kalsitt (CaCO_3) og dolomitt ($\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$) i en vandig løsning.

Med sin tilstedeværelse som ett av jordkorpens mest vanlige mineraler blir kalsitt sett på som en av geokjemiens viktigste komponenter. Mineralet utgjør som oftest hovedbestanddelen i kalkstein, men finnes også i dolomitt, marmor, diverse evaporitter og i små mengder i flere magmatiske og metamorfe bergarter. Oppløsning av kalsitt er i stor grad avhengig av tilførsel av surt meteorisk vann for å få dannet tilstrekkelige mengder karbonsyre (H_2CO_3) til å gjøre den kjemiske prosessen mer effektiv enn det man ser i rent vann (fig. 2.1). Dette som følge av at vannets eget ioneprodukt (produksjon av H^+) ikke er særlig stor (fig. 2.2). Oppløsning av kalsitt i rent vann er på bare 14 mg/L ved 25°C.



Karbondioksid i atmosfæren som eksisterer i gassform vil kunne løses i vann og gjennom et heterogent system danne en vandig løsning ved hjelp av hydrering (fig. 2.3). Denne prosessen drives av vannets ønske om å oppnå likevekt med omsluttende luftmasser, og beskrives

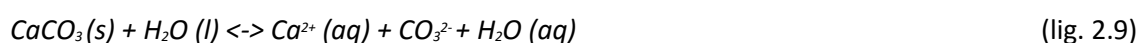
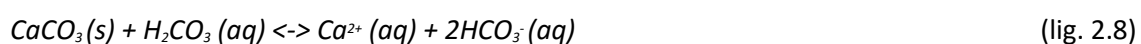
gjennom Henrys lov om løseligheten til gass i en væske. Altså at løseligheten er proporsjonal med partialtrykket, mens den er omvendt proporsjonel med temperaturen. Det oppløste karbondioksidet kan nå ta opp vann og danne karbonsyre gjennom et homogent system ved hydratisering (lig. 2.4).



Ved dissosiasjon vil karbonsyren frigjøre tilstrekkelige mengder H^+ til å gjøre oppløsningen av kalsitt mer effektiv, ettersom at vannet blir surere og mer aggressivt. Gjennom denne prosessen blir det i første rekke dannet bikarbonat (HCO_3^-) (lig. 2.5), mens videre protolyse vil kunne føre til dannelsen av karbonat (CO_3^{2-}) (lig. 2.6), og dermed en frigjøring av enda mer H^+ til systemet. Med en normal tilstand på vann i kartsystemer, pH ca. 6.5-8.9, vil bikarbonatet være den dominerende arten, mens karbonatet bare viser betydningsfulle verdier over en pH på 8.3.

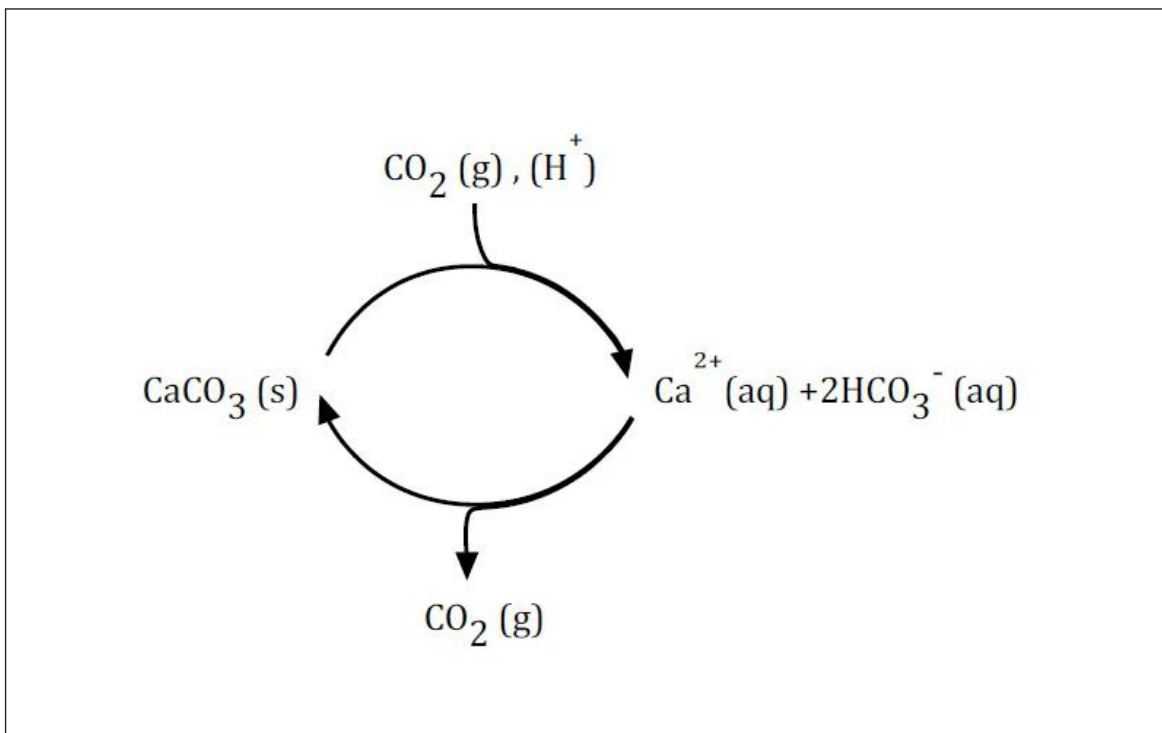
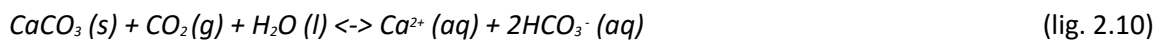


Oppløsningen av kalsitt er en dynamisk prosess hvor tilstanden til en løsning i forhold til likevekt er med på å bestemme hvor effektiv prosessen er. Gjennom forsøk og eksperimentering på 1970-tallet kom Plummer et al. (1978) i Ford and Williams (2007) fram til at karbonatoppløsning kontrolleres av tre ulike overflatereaksjoner, i det som kan kalles trefasesystemet; $\text{CO}_2(\text{g})\text{-H}_2\text{O}(\text{l})\text{-CaCO}_3(\text{s})$ -systemet (lig. 2.7, 2.8, 2.9), hvor hvert ledd er avhengig av vannets pH. I kontakt med meteorisk vann kan disse eksistere med ulike hastigheter. Oppløsnings rate, altså hvor effektivt kalsitten korroderer, vil da alltid være avhengig og bestemt av den tregeste reaksjonen. Viktigest er her den tidligere nevnte hydratiseringen som er karstprosessens tregeste reaksjon og derfor også det hastighetsbestemmende leddet.



Disse likevektsreaksjonene kan kombineres, og på den måten fremstille kalsittens totale oppløsning i en reaksjonsligning hvor alle aggregattilstandene er representert (fig. 2.10).

Dette illustrer karstifiseringen som en heterogen prosess hvor avhengigheten av CO_2 virker som en pumpe der tilførsel eller uttrekning er med på å bestemme prosessens tilstand. Hele systemet kan derfor sees på som en syklus (figur 2.2), hvor oppløsning forekommer ved tilførsel av CO_2 eller en annen syre, mens man ved uttrekning, som følge av endringer i pH eller trykkforskjeller, vil ha utfelling. Den totale karstdenudasjonen kan derfor sees som differansen mellom de to prosessene hvor førstnevnte er selve motoren bak dannelse av karst, mens utfelling gir opphav til speleothemer og kalktuff.



Figur 2.2: Karbonatsystemet sett på som en syklus. Mot venstre, ved tilførsel av CO_2 eller en annen syre vil det forekomme oppløsning, mens systemet mot høyre vil oppleve utfelling ved av endringer i pH og trykkforskjeller, som fører til avgassing av CO_2 . Figur fra Lauritzen (2010).

Plumer et al. (1978) kombinerer trefasesystemet i det forhold som kalles Plummer-Wigley-Parkhurst (PWP) ligningen (fig. 2.11). Denne eksperimentelle hastighetsmodellen for oppløsningsraten til kalsitt og de endringer som oppleves ved endringer i pH ble utviklet med den hensikt å forbedre ligningsdataene når systemet nærmer seg likevekt, og er i dag den ligningen

som ligger tette opp imot de faktiske reaksjonære forhold i naturen. Avvikene som observeres skyldes i stor grad diverse forurensinger i naturlig kalkstein. Eksperimentene, som da er utført med helt ren kalkstein, vil ikke gjennomgå inhiberingsprosesser som medfører en tregere oppløsning når systemet går mot metning. Oppløsningsraten representeres av dC/dt og er oppgitt i $mMol/cm^2-s$, mens forholdet mellom areal av mineralprøven (A) og løsningsvolumet (V) representeres av A/V .

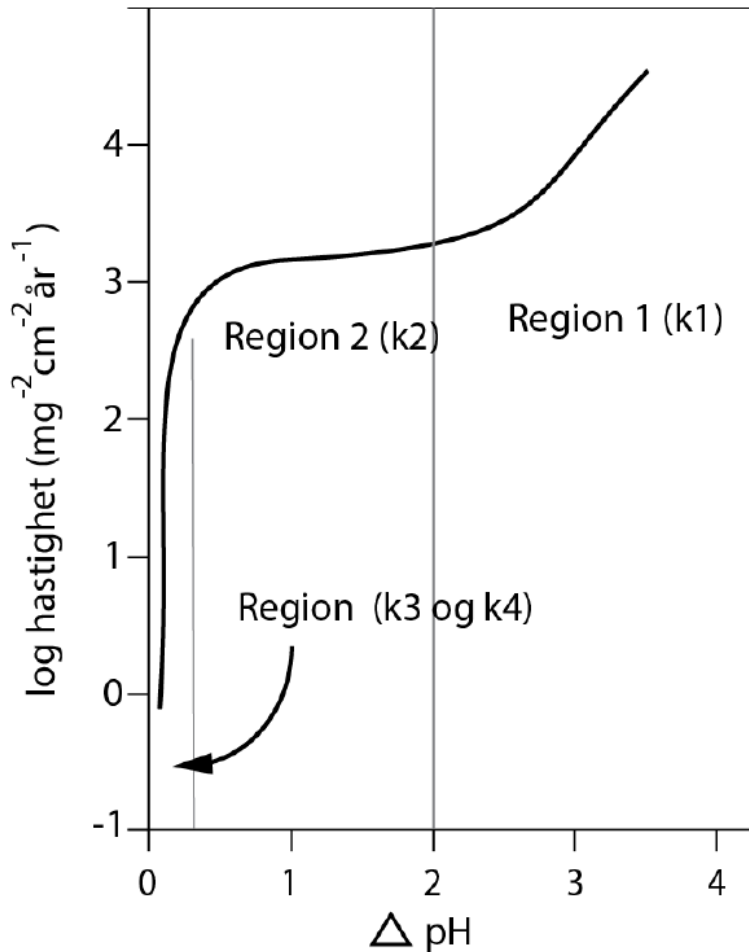
PWP-ligningen:

(lig. 2.11)

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

Ligningens konstanter, k_1 - k_4 er alle funksjoner av reaksjonstemperatur (Pentecost, 2005), hvor k_4 i tillegg involverer likevektskonstantene K_2 og K_c og aktuelle aktiviteter som gjelder på kalsittoverflaten, hovedsakelig i form (Ca^{2+}) og (HCO_3^-). Den beskriver således tilbakereaksjonen som setter inn når systemet nærmer seg likevekt og senere utfellingen, og står som en motsetning til de foroverrettede hastighetskonstantene k_1 - k_3 , som da på sin side fremstiller ligningen som en oppløsningsreaksjon. Det første uttrykket (k_1) beskriver oppløsningen av hydrogen (H^+) som da er relevant når ingen andre syrer er tilstede. Det andre (k_2) beskriver reaksjonen med karbonsyre (H_2CO_3), mens det tredje (k_3) er oppløsning i rent vann (H_2O). Aktivitetene til alle de forskjellige leddene varierer gjennom hele reaksjonsforløpet og er avgjørende for deres betydning.

Som nevnt står pH sentralt i forbindelse med løseligheten av kalsitt. Hastigheten på denne reaksjonen kan derfor uttrykkes som funksjon av forskjell i pH. White (1984) i Lauritzen (2012) illustrerer dette gjennom et diagram (figur 2.3) hvor man langs grafen (endring i pH) har forskjellige regioner der de forskjellige hastighetskonstantene dominerer. I region 1 dominerer (H^+) og hastigheten øker lineært med endring i pH, altså oppløsningen er på det kraftigste. Mot slutten av regionen flater derimot hastigheten ut i det H_2CO_3 tar over som den dominerende oppløsningsagenten, og hastigheten blir da mer eller mindre uavhengig endringer i pH. Dette er gjeldene til endringene i pH faller under ca. 0.5 ved overgangen til region 3. Her synker oppløsningshastigheten kraftig, og systemet går mot likevekt.



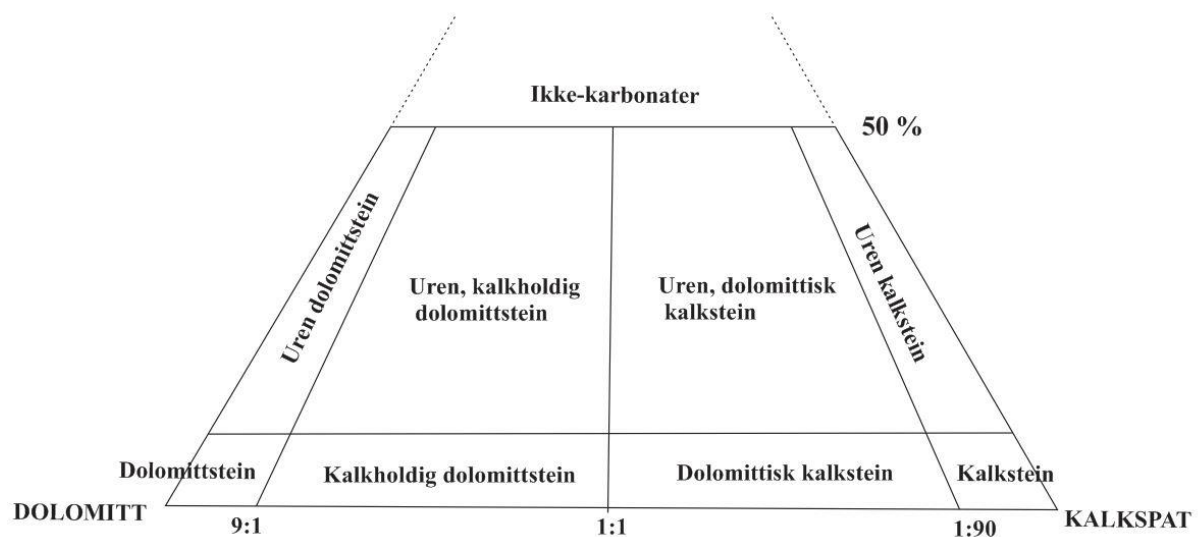
Figur 2.3: Figuren viser den logaritmiske oppløsningshastigheten til kalsitt som funksjon av endring i pH. Hastigheten varierer ved ulike stadier og inndelingen av de tre regionene viser hvor de forskjellige hastighetskonstantene dominerer (Lauritzen, 2012).

2.1.2 Oppløsning av Dolomitt ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)

De fleste kalksteiner, selv de som blir kategoriserte som reine, inneholder som regel små mengder dolomitt. Om dette nivået overskrider 50 % blir bergarten isteden omtalt som dolomitt, på engelsk ofte kalt «dolostone» (figur 2.4). Forholdet mellom Mg/Ca er viktig med tanke på karbonatbergarters evne til å løses opp. Ved å se på målte konsentrasjoner i en løsning kan dette bestemmes (fig. 2.12). Dolomitt i grunnvann inneholder da som regel en harmonisk ratio, mens grunnvann i kontakt med kalkstein, kan ha relativt sprikende verdier, vanligvis mellom 5-8 (Hess and White, 1989).

$$\text{Ca/Mg} = [\text{Ca}^{2+}] / [\text{Mg}^{2+}]$$

(fig. 2.12)

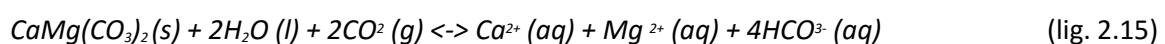


Figur 2.4: Klassifiseringsskjema for karbonatbergarter. (Gjelle og Sigmond, 1995).

Dolomitisering forkommer da som regel når kalkstein eller karbonatslam kommer i kontakt med magnesiumberiket grunnvann. Dette fører til en alterasjon av det opprinnelige «rene kalken», men ikke mer enn at det fortsatt finnes mange likhetstrekk mellom oppløsningen av de to. Dolomitt er uansett mineralet som skiller seg mest ut i forhold til andre karbonatmineraler. Tilstedeværelsen av magnesium fører til at man i vann med ordinære temperaturer vil ha en kongruent oppløsning som gir kationer i form av Mg_2^+ og Ca_2^+ , i tillegg til karbonationer (lig. 2.13). Prosessen er derfor mindre effektiv, og oppløsningen går tregere ettersom at den strukturelle oppbyggingen, med vekslende magnesium og kalsitt ioner, virker som et hinder hvor $MgCO_3$ legger seg som en film over bergartsoverflaten. Landskap som er dominert av dolomitt vil derfor oftere ha et dårligere utviklet kartsystem sammenlignet med områder hvor kalksteinen har et mer homogent preg. Oppløsningen av dolomitt vil ved høye temperaturer være inkongruent hvor Mg^{2+} løses opp før Ca^{2+} (lig. 2.14) og oppløsningen foregår da ved at $CaCO_3$ og $MgCO_3$ løses separat.



Den totale kongruente oppløsning av dolomitt kan uansett uttrykkes på følgende måte (lig. 2.15):



Dolomitt ser ut i fra dette ut til å være relativt håndterbar på med lik linje som andre karbonater, men med verdier for K_{sp} (10^{17} - 10^{19}) som så vidt er mulige å måle, har man ikke nødvendige bevis for å fastslå at utfelling forekommer. Mineralet utfelles nemlig ikke den dag i dag, noe som da gir opphav til dolomittproblemet, ved at bergarten egentlig ikke skulle eksistert. Ifølge (Krauskopf and Bird, 1995) er forhold der vannet har høy salinitet, høg pH, høy temperatur og en lav Ca^{2+}/Mg^{2+} ratio en fordel for dannelse av dolomitt.

2.1.3 Oppløsning ved tilstedeværelse av jernoksider/sulfider

Glimmerskiferen ved Reingardslivatnet, som nevnt i innledningen, finnes i form av både grant og oligoklasglassglimmerskifer. Ranaområdet er i tillegg kjent for sine forekomster av jernmalm. Det er derfor ikke uvanlig å ha en tilstedeværelse av jernoksider og sulfider. I kontakt med vann vil det bli dannet svovelsyre (lig. 2.16). Ved dissosiasjon vil tilførsel av H^+ vil øke aggressiviteten til vannet, og på den måten forsterke den oppløsende effekten på de omkringliggende karbonatbergartene. I kontaktsoner kan dette initiere dannelsen av grotter (Wood, 2004).



2.2 Karstlandskapet

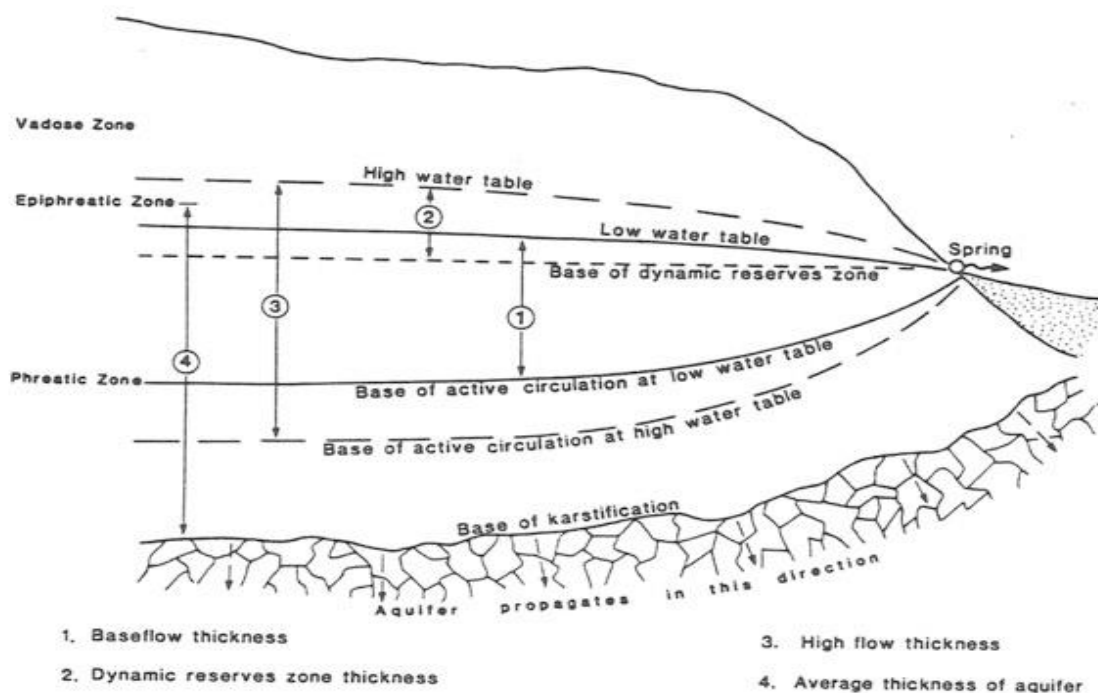
Som nevnt tidligere i kapitlet står en dominant kjemisk oppløsning som selve hjørnesteinen når de landskapsutviklende prosessene i forbindelse med karst defineres. Den nedtæringen som foregår, ved utvikling av karstlandskapet, beskrives best gjennom begrepet karstdenudasjon, som gjennom sin fordeling på overflaten avgjør om landskapet er i likevekt eller ikke, og dermed videre morfologisk skjebne. Ved lik denudasjonsrate vil landskapet fortæres jevnt uten særlige endringer i det interne relieffet, og formene vil være i dynamisk likevekt. Ved endring i ratefordelingen vil derimot fortæringen være ulik, og føre med seg endringer i relieffet. På den måten dyttes landformene ut av likevekt og inn i en fase med morfologiske forandringer. Denudasjonsraten bestemmes av både interne (bergartskomp/vegetasjon) og eksterne (klima) faktorer som i et geologisk perspektiv alltid vil være i endring. Om den øker eller minker avgjøres i stor grad av den virkende agens intensitet, som i de fleste tilfeller er klimastyrt, i vertfall over kortere tidsperioder. Dagens karstlandskap kan derfor sees som et gitt punkt i denne dynamiske prosessen.

Det fremkommer tydelig av dette hvor mye denudasjonsratene har å si for utviklingen av eksokarst, men ettersom at de står i direkte kontrast til oppløsningsrate, har de også en enorm betydning for det som skjer inne i bergmassen (endokarst). Variasjon her vil kunne skape differensiell korrosjon, som ved utvikling av lukkede forsenkinger som f.eks. doliner produserer et relieff, gjerne gjennom kollaps og massebevegelse. Lignende prosesser i forskjellige størrelsesordener er med på å utvikle den underjordiske dreneringen som karstlandskapet er så kjent for. For mens overflatevannet bare spiller en birolle, er det nemlig grunnvannets ferd fra nedløp til kilde gjennom et grottesystem som står for mesteparten landskapets komplekse utforming. Eksokarstformer kan derfor betegnes som vannets inngangsport til den mellomliggende epikarstsonen (10-30 m), der mindre sprekker viker som en transportåre fra overflaten og ned til den underliggende, og mer effektive grunnvannstyrte oppløsningen. Karstifiseringen er uansett sterkest i de øvre 1-5 m av overflaten, også kjent som den subkutant sonen. Dette som følge av vegetasjonenes korrosjonsforsterkende effekt, sammen med stor kapasitet for lagring og transport av vann, noe man ofte ser i forbindelse med dannelse av doliner (Lauritzen, 2011).

2. 3 Karsthydrologi

2.3.1 Grunnvann

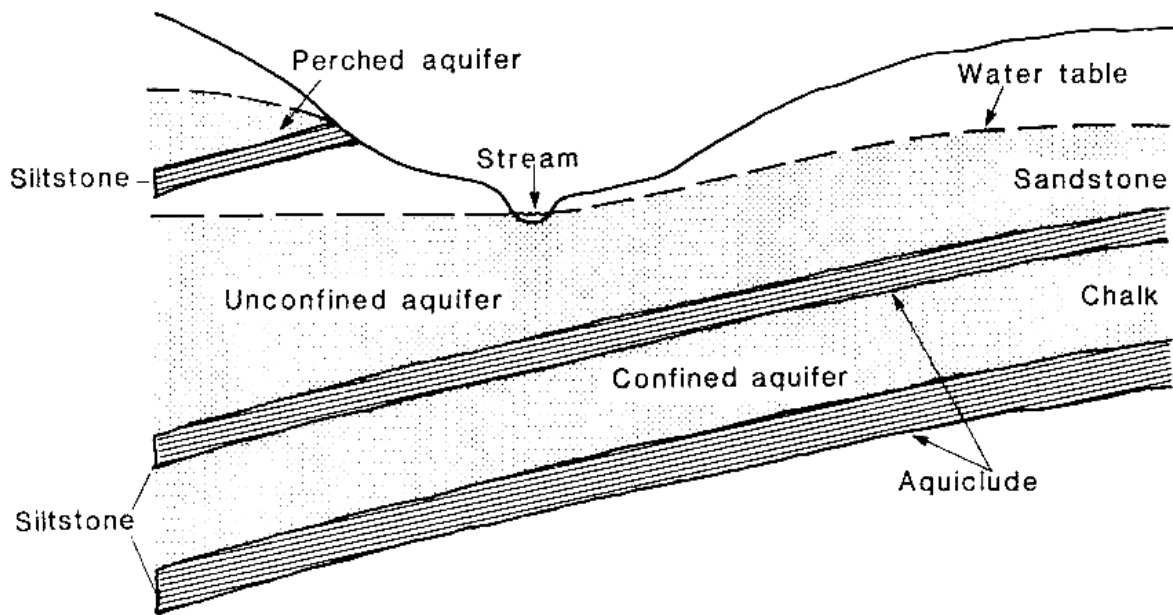
Det vannførendesystemet man ser gjennom de ulike morfologiske sonene av karstlandskapet betegnes som en karstakvifer (figur 2.5). Det består i hovedsak av den umettede (vadose) sonen, hvor lommer av luft forekommer og vannets trykk er lavere enn atmosfæretrykket. Videre kommer man ned i den mettede (freatiske) sonen som er totalt fylt med vann og hvor trykket overgår det man ser i atmosfæren. Vannet styres da ikke lenger av tyngdekraften, men av ved hjelp av hydrauliske gradienter. Grensen mellom de to sonene avgjøres av grunnvannsspeilet, og defineres som en tenkt overflate der trykket til grunnvannet og atmosfæren er likt. Som følge av variasjoner i nedbør og avrenning finnes det et dynamisk område hvor det bare forekommer tidvis metning, bedre kjent som den epifreatiske sonen (flomsonen). Her vil regelmessig utbytting av vann kunne legge grunnlaget for en intensivering av korrosjon og det vil lettere kunne utvikles større grottesystemer når vann med høyere oppløsningspotensial entrer systemet (Lauritzen, 2009). Oppbyggingen og vannivået i akviferer er ikke lik i alle karstområder, men varierer alt etter klimatiske forhold, litologi, stratigrafi og topografi.



Figur 2.5: Illustrasjon av de forskjellige morfologiske sonene som opptrer i karstakvifer og hvordan vannsirkulasjon varierer med endringer av grunnvannsspeilet (Ford and Williams, 2007).

2.3.2 Akviferer

På generelt grunnlag defineres akviferer som alle bergarter, sprekker og ukonsoliderte sedimenter som inneholder anvendbare mengder grunnvann. Karstområders vannførende egenskaper gjør de derfor til potensielt gode akviferer, hvor evnen til lagring er stor og transport forekommer fritt i et sammenhengende rørsystem som ligner det man ser for vannførende forgreina systemer på overflaten. Den vanligste måten å klassifisere akviferer på er ut i fra måten systemet avgrenses på (figur 2.6). I områder hvor karstbergartene ligger uforstyrret nær overflaten vil grunnvannspeilt ha relativt frie tøyler, og gjerne følge topografiske variasjon ved endringer i vanntilførsel. Det er i slike tilfeller ofte mulig å forutsi vannets strømningsretning, ettersom at det er gravitasjonen som i stor grad styrer begivenhetene. Grunnvannsspeilet vises også i form av bekker og elver ved dype depresjoner. Dette er ikke tilfellet ved en lukket akvifer, hvor et hydrostatisk trykk som regel dominerer vannets strømmingsretning. De impermeable bergartene, som i slike tilfeller omslutter akviferen, setter nemlig tydelige grenser for vannets bevegelsesmuligheter. En tredje variant kalles for hengende akviferer og forekommer der det finnes impermeable bergarter over det regionale grunnvannsspeilet. Det vil i slike tilfeller dannes et lokalt grunnvannsspeil som følge av at vannet hindres å penetrere dypere nedover.



Figur 2.6: Figuren viser de forskjellige klassifikasjonene av akviferer, basert på hvordan de er avgrenset: Lukket (confined), åpen (unconfined) og hengende (perched) (Dunne og Leopold, 1978).

En vanlig måte å skille ulike typer karstakviferer på tar utgangspunkt i hvor vanntilførselen kommer fra. I områder hvor hele nedslagsfeltet består av karst dominerer en diffus infiltrering gjennom diverse sprekker på overflaten, og korrosjon vil forekomme relativt jevnt. Et slikt autogenetisk system står i sterk kontrast til det en ser for mer komplekse systemer der vannet blir tilført karsten fra omkring eller overliggende, ikke-permeable bergarter. Et stort omsluttende dreneringsfelt vil derfor kunne tilføre enorme mengder umettet vann til karsten gjennom konsentrerte punkter ved hjelp av elver og bekker. Ved såkalte allogenetiske systemer vil det langs karstens grenseområder forkomme intensivt korrosjon som følge av det umettede vannets enorme oppløsningspotensiale, som i motsetning til nedbør, som faller direkte på karstbergarten, bruker lengre tid på komme i likevekt. Den effektive oppløsningen som forkommer her kalles kontaktkarst, og meget viktig for utvikling av grottesystemet innenfor feltområdet (Lauritzen, 2001). Det blir det gått nærmere inn på dette temaet i kapittel 2.6.

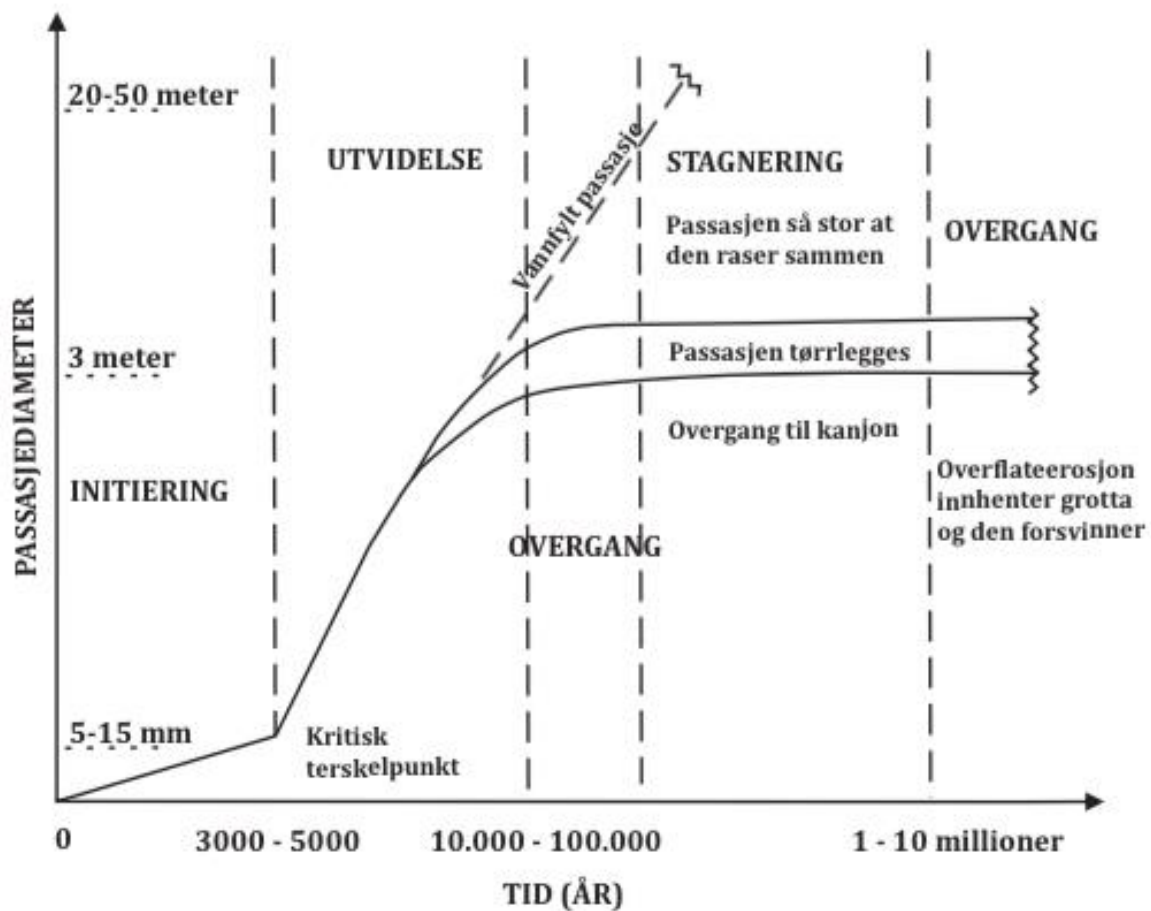
2.4 Grottedannelse og livsløp

I tillegg til de to hovedkildene baserer dette delkapittelet seg på Lauritzen & Lundberg (2000). *Meso- and micromorphology of caves. Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers.*

Hovedprinsippet bak utviklingen av alle kalksteinsgrotter er at de dannes av en allerede etablert vannstrøm, som gjennom korrosjonsprosesser løser opp, for deretter å frakte vekk det oppløste karbonatmaterialet. Dette forekommer der den grottebærende bergarten inneholder kontakt mellom primære hulrom som porer og lagflater, eller ved sekundære strukturer i form av sprekker og forkastninger. Om oppløsningen av en åpning når en størrelse hvor kjemisk gjennombrudd er mulig, vil den i vitenskapelig forstand defineres som en karstgrotte. En mindre teknisk definisjon er gitt av International Speleological Union (ISU), hvor en grotte derfineres som et naturlig hulrom, stort nok til at det kan passeres av et menneske. Til dette er det vanlig å tillegge en beliggenhet utenfor sonen med dagslys, hvor lengden på systemet er mye lenger enn bredden på åpningen (Lauritzen, 2009).

Gjennom sin livssyklus vil en grotte gjennomgå flere forskjellige faser, hvor påvirkningen fra naturens mange agenser er med på å sette sitt preg, alt etter hvor langt grotten er kommet på sin veg mot dens tilslutt uunngåelige undergang. Oppløsningen av en grotte vil ved initieringsfasen skje ved hjelp av en tynn laminert vannfilm, som gjennom forholdsvis trege prosesser danner protoledere. Forskjellen i strømningsmotstand mellom disse tynne forgrenede kanalene og de omkringliggende områdene vil drive prosessen fremover i et gravis økende tempo til hydraulisk gjennombrudd er nådd og det er opprettet kontakt mellom innløp og utløp (ca. 1 cm i diameter), med mulighet for turbulent strømning (Dreybrodt et al., 2005). Dannelsen av slike mikroskopiske kanaler fra en uberørt bergart og dens strukturer, som da legger til rette for videre utvikling, blir i snever forstand sett på som den «reelle speleogenese» (*sensu stricto*). Etter en stund vil grotten nå det kjemiske gjennombruddet og aggressivt vann vil kunne strømme fritt gjennom systemet. Utvidelse da vil forkomme relativt raskt, avhengig av vannets kjemiske komposisjon. Ut i fra de lokale vekstforhold som vanntilførsel, kjemisk komposisjon og temperatur, vil en passasje i vekstadiet ha en utvidelsesrate på mellom ca. 2-10 mm/år. Denne videreutviklingen til makroformer blir kalt *Sensu lato*. Før gjennombrudd nåes, vil derimot utvidelsen være avhengig av effektiv penetrasjons distanse (EDP). Den beskriver distansen hvor vannet har en korroderende effekt (region 1-2), fra det entrer et sprekkeplan til det ikke lenger har noen oppløsende effekt (region 3) (figur 2.3). Innover i en sprekke, hvor systemet er lukket, vil nemlig vannløsningen nærme seg likevekt og oppløsningshastigheten synker kraftig. Dette kan sees i motsetning til de ytre delene, som i et åpent system, vil ha kontinuerlig tilgang på CO₂ og dermed oppleve raskere oppløsning. Som følge av dette vil den mest

effektive utviklingen av en grotte forekomme hvor sprekken ligger innenfor EDP. Utenfor dette området vil oppløsningen gå mye tregere, ettersom at den ikke vil ha den nødvendige tilgangen på aggressivt vann. Om vanntilførselen opprettholdes, vil grotten uansett fortsette å vokse helt til diameteren blir så stor at passasjen ikke lenger er helt fylt med vatn. Som konsekvens av at den hydrologiske kapasiteten ikke er stor nok, går systemet inn i en overgangstilstand hvor utviklingen av rør-lignende freatiske og epifreatiske passasjer opphører og et vadost regime vil overta. Stagneringsfasen kan på mange måter sees på som begynnelsen på slutten for en grottes eksistens, ettersom at tak og vegger blir eksponert for luft, og på den måten mister den støtten som vannet gav (Osborne, 2002). Utvidelse av passasjen vil også kunne forkomme ved utvikling av canyoner som følge av at vatnet graver seg ned gulvet i, og på den måten danner et nøkkelhullprofil. Om grotten når en viss diameter, rundt 30-50 m, vil den begynne å kollapse og den vil i løpet av et siste stadiet med nedbryting, fra blant annet overflateerosjon, bli eksponert for overflaten og dermed forsvinne (figur 2.7).



Figur 2.7: Figur som viser de forskjellige stadiene en grotte gjennomgår med henhold til alder og passasjediameter, fra den tidkrevende initieringen og senere hurtig vekst, til den lange stagneringsfasen og da tilslutt den uunngåelige innhenting fra overflateerosjon. Modifisert etter Skutlaberg (2003) og Lauritzen (2010) i Espeland (2015).

2.5 Passasjemorfologi

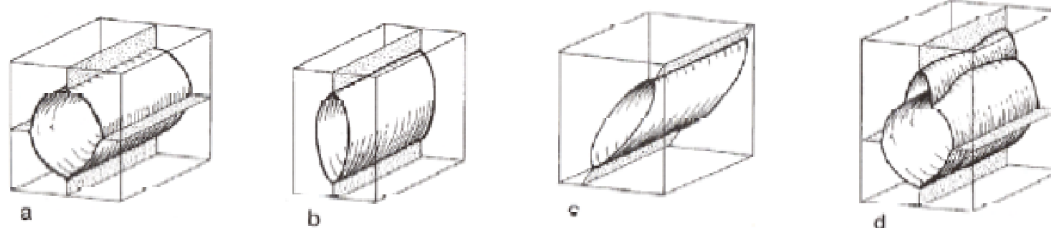
I tillegg til de to hovedkildene baserer dette delkapittelet baserer seg på Lauritzen & Lundberg (2000). *Meso- and micromorphology of caves. Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*.

De mange faktorene som er beskrevet i kapittel 2.4, gir gjennom dannelsen av speleogenetiske agenser opphav til et uhyre stort antall måter morfologien til en grotte kan utfolde seg på, som ut i fra hvilken sone de operer i, vil utvikle passasjer på forskjellige måter på både meso- og mikroskala. Under grunnvannsspeilet vil passasjene være helt fylt opp med vann, mens de på oversiden bare er delvis fylte og gir dermed opphav til en normal strømning langs gulvet (Lauritzen, 1983). Formene som kan oppnås er kontrollert av aktive variabler som hele tiden vil være i endring i form av korrosive og erosive prosesser, som gjennom tektonisk og litologisk påvirkning, altså de passive variablene som allerede er etablert begrenses innenfor visse rammer. Sett vekk i fra om utviklingen skjer vadost eller freatiske vil derfor de isotopiske forholdene i bergarten sees på som den viktigste variabelen for morfologisk utvikling, ettersom at de legger grunnlaget for hvordan de hydrologiske vil kunne påvirke gjennom oppløsning. Det vil under ideelle forhold, i en rein homogen bergart, utvikles en perfekt passasjeform, som ved økende tilstedeværelse urenheter vil bli mer og mer irregulær. De passive variablene vil da få en forsterket effekt på den videre utviklingen.

2.5.1 Freatiske Passasjer

Freatiske passasjer blir som følge av sin dannelsesmåte, hvor det hydrauliske trykket styrer vannstrømningen også kalt for trykkledninger (figur 2.8). De dannes under grunnvannsspeilet, noe som medfører en utvikling hvor passasjen er helt fylt med vann. Oppløsningen vil i teorien forekomme likt i alle retninger, bare begrenset av urenheter i bergarten. Utvikling av et tilnærmet sirkulert eller elliptiske tverrsnitt er derfor ikke uvanlig, men mer linseformede passasjer forekommer gjerne langs sprekker eller i forkastningssoner. En ideell freatisk grotte følger grunnvannsspeilets posisjon, og har som regel tilnærmet horisontale passasjer som ikke lenger lar seg påvirke strukturelle faktorer i bergarten (Sharma, 2010). Tidligere i utviklingen vil derimot passasjene følge eventuelle sprekker og forkastninger og være helt uavhengig av grunnvannsspeilet. Det vil da kunne dannes såkalte «freatiske sløyfer», hvor trykkforskjeller og variasjoner i grunnvannsspeilets helning gjør det mulig for vannet å trosse gravitasjonen og dermed strømme opp mot et høyere bruddplan, før det igjen kutter ned i bergarten ved tilstedeværelse av en ny sprekk eller forkastning. Hvor mange sløyfer som utvikles er avhengig av bergartens sprekketetthet. Høyere tetthet vil i tillegg medføre en større mulighet for å utvikles til en ideell freatisk grotte (Farrant, 2009).

Freatiske Passasjer



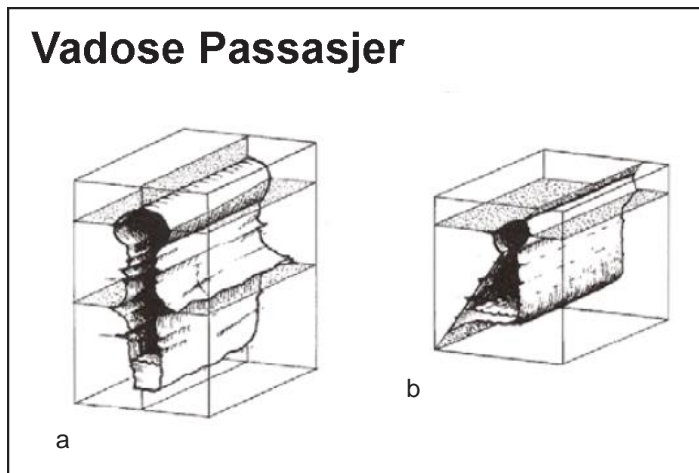
Figur 2.8: Tredimensjonal illustrasjon av fire av de mest vanlige freatiske passasjeformene. a) I skjæringen mellom to plan utvikles freatiske passasjer mer eller mindre symmetrisk. Ved b og c) kontrollerer ledespalten mye av morfologien og det utvikles ulike linseformede profiler. d) er et eksempel på blandingskorrosjon hvor vann har kunne sive ned langs med ledespalten eller i freatiske lommer. Figur modifisert fra Lauritzen og Lundberg (2000).

2.5.2 Epifreatiske passasjer

I den epifreatiske sonen vil det ikke alltid vil være vann til stede for å drive utviklingen av passasjer. Det vil derfor dannes epifreatiske passasjer som i de perioder hvor systemet er oversvømt, vil utvikle seg på samme måte som freatiske passasjer. Morfologien på tverrsnittene vil derfor vise samme variasjon som i den freatiske sonen. Det er derimot passasjenes nærhet til den piezometriske overflaten som sørger for at typene har noen ulikheter. Vannets strømningshastigheter vil her som regel være større og det vil utvikles strømskåler som er mindre enn i freatiske passasjer.

2.5.3 Vadose Passasjer og nøkkelhullprofil

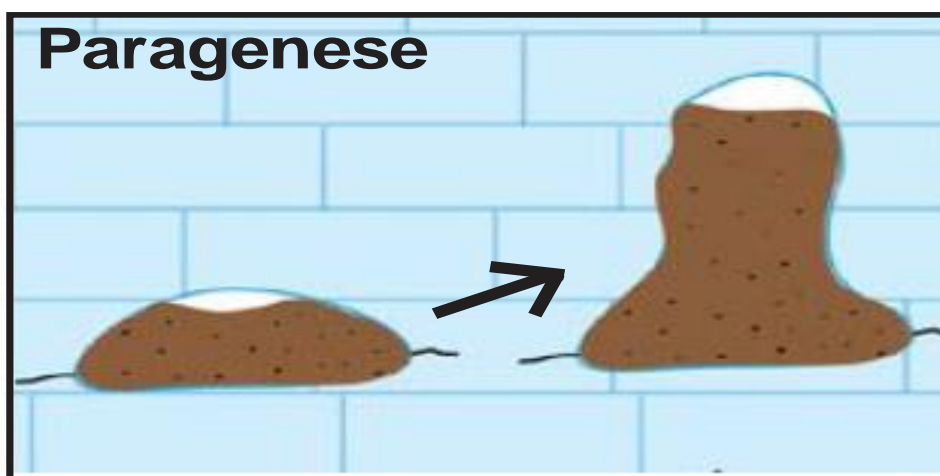
Når freatiske passasjer utvides kan systemets økte dreneringskapasitet føre til at vanntilførselen ikke lenger er stor nok til å fylle hele profilet. Det vil da forekomme en vados utvikling, hvor passasjen er delvis fylt med luft og den opprinnelige trykkledning er hevet over grunnvannsspeilet (Lauritzen, 2009). Store forskjeller observeres i mellom de to passasjenes dannelsesmåte og morfologi. Vannet i vadose passasjer vil nemlig være styrt av gravitasjonen og dermed renne på samme måten som elver på overflaten. Oppløsning og erosjon vil da primært forgå nedover i gulvet, noe som legger til rette for utviklingen av en rekke forskjellige canyonformer. Disse kan avhengig av grottens opprinnelige helning og hastigheten på nedkuttingen ha veldig forskjellig morfologi. Passasjen får som følge av nedgravningen et såkalt nøkkelhullprofil (figur 2.9). Ettersom av utviklingen av canyoner hovedsakelig er styrt av fluviale prosesser er dannelsen av et meanderende mønster er derfor vanlig. En viss geologisk kontroll vil likevel påføres systemet der uløselige bergarter er tilstede langs canyonveggene. Passasjen vil da ledes av sprekker og forkastninger, mens det er tettheten mellom de strukturelle faktorene som avgjør bølgelengden på meandersvingene.



Figur 2.9: Tredimensjonal illustrasjon av to av de vanligste vadose passasjeformene. a) viser et typisk nøkkelhullprofil hvor dreneringskapasiteten til den freatiske passasjen har blitt for stor. Et vadost regime vil da overtar og det dannes en canyon ut i fra den opprinnelige trykkledning (figur 2.6). Ved b) dannes profilet langs en skråstilt sprekk og utvikles en skjev passasje. Figur modifisert fra Lauritzen og Lundberg (2000).

2.5.4 Paragenese

I en trykkledning med stadig økende tverrsnittsareal vil strømningshastigheten gradvis minke og det kan over tid avsettes varierende mengder sedimenter. Paragenetiske passasjer dannes da som følge av antigravativ erosjon om sedimentakkumulasjonen blir stor nok til å tvinge vannbevegelsen opp langs med taket (figur 2.10). Vannets korrosive krefter vil da tvinges oppover i taket og videre utvidelse vil være avhengig av en etterfylling av sedimenter, som da er med på å opprettholde likevekten mellom erosjon, avsetning og strømningshastighet (Renault, 1968, Farrant and Smart, 2011 i Temoviski, 2016). Det morfologiske resultatet av disse prosessene viser seg som regel i form av halvør eller paragenetiske canyoner (Lauritzen, 2009).

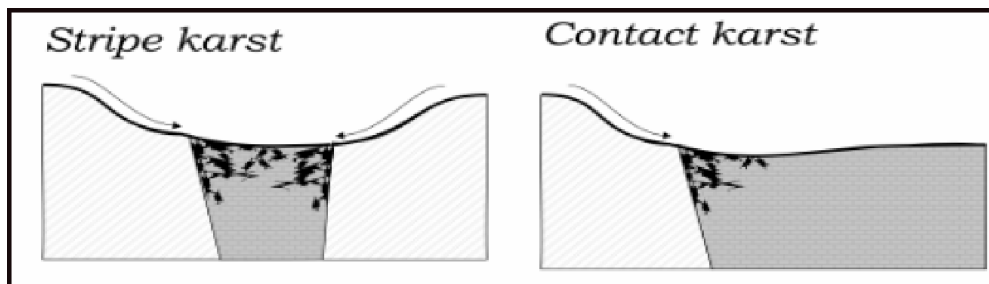


Figur 2.10: Illustrasjon som viser utviklingen av en paragenetisk passasje fra initiering ved avsetning av nok sedimenter, til antigravativ erosjon og påfølgende etterfylling. Figur modifisert fra Pedersen (2014).

2.6 Stripekarst

I tillegg til de to hovedkildene baserer dette delkapittelet baserer seg på Lauritzen (2001). *Marble stripe karst of the Scandinavian caledonides: An end-member in the contact karst spectrum.*

Den dominerende karstypen som observeres langs kaledonidene er en ekstrem utgave av kontaktkarst, kalt for stripekarst, også kjent som «den norske karstypen» (figur 2.11). Den har nemlig et størrelsesforhold mellom det omsluttende dreneringsområdet og det interne arealet som er helt unormalt. Stripekarst defineres ifølge Lauritzen (2001) som stratigrafisk tynne striper med karstifiserbare bergarter som krysser landoverflaten i en vinkel mellom impermeable bergarter. Disse formasjonene har i utgangspunktet utgjort relativt plane lagpakker med en jevn utbredelse, som ved påvirkning fra tektonikk (hovedsakelig gjennom orogenese) og erosjon har utviklet seg til svært utstrakte striper med karbonatbergarter, ofte i form av marmor som en sekundær effekt ved tektonisk påført metamorfose. I en slik setting vil den omsluttende bergarten også være berørt av den tektoniske effekten og en tilstedeværelse av skifer er derfor vanlig. Denne kan i enkelte tilfeller være veldig råttent, da som følge av forvitring, påført av ekspanderende gips. Ved tilstedeværelsen av to nærliggende marmorbånd kan den opprinnelige tydelige hydrologiske grensen som i utgangspunktet dannes mellom de to, i form av individuelle lukkede akviferer, brytes ned av vannet. Sjansen for dette er størst i områder hvor sprekker krysser akviferen.



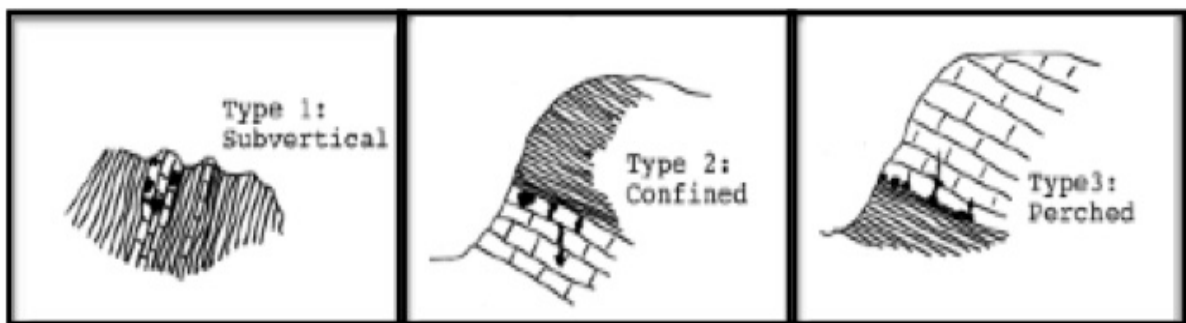
Figur 2.11: Fremstilling av den generelle formen for kontaktkarst (venstre) og den spesielle, dobbel-sida kontaktkarsttypen, stripekarst (høyre).

2.6.1 Variasjoner av stripekarst og utvikling av grotter

De hydrologiske forholdene som oppstår i et stripekarstsystem er avhengig av både veldig lokale og regionale strukturelle og topografiske forhold. Disse er som regel veldig varierende, da påvirkningen fra tidligere tektoniske forhold gir ulike typer kontakt mellom karst og sidebergart. Det er i den svakhetssonen som oppstår her, som sammen med sprekke dannelse legger grunnlaget for den utvikling man ser i stripekarst, der et komplisert nettverk av grottepassasjer dannes i to dimensjoner. Marmorens lave primære porøsitet gjør nemlig at sekundære elementer for utvikling av porøsitet,

som f.eks. sprekker og kontaktsoner (både brekontakt og sidebergart), legger grunnlaget for speleogenese. Tre typer kontakter er definert i stripekarst (figur 2.12).

- 1) *Subvertikal, åpen*; Strømning kan, avhengig av helning, forekomme både åpent eller lukket
- 2) *Slak til bratt helning, lukket*; ved slak helning vil det forekomme lukket freatisk strømning.
- 3) *Slak til bratt helning, «hengende»*; vados situasjon hvor freatiske forhold vil forekomme ved den hengende nedre grenseflaten.



Figur 2.12: Fremstilling av de tre mest vanlige kontakttypene som forekommer i en stripekarstsetting. Modifisert etter Lauritzen (2001).

Det vil også med en bratt helning på langene, dannes grotter langs en av kontaktene, men da som regel langs hengveggkontakten. Initieringen av speleogenese forekommer under freatiske forhold ved den øvre lukkede kontakten, som under vadose forhold, etterhvert vil grave seg ned mot lavere kontakten og for da å bli hengende (Wood, 2004). Videre vil den begrensingen man ser i en av tre dimensjoner, som følge av de akvilude forhold, hindre en utvikling som i prinsippet kan stort mangfold, ettersom at det ikke er noe avvik i responsen på de hydrologiske forholdene. Det er på grunn av dette mulig å fastslå fire morfologiske grupper (A-D) for grotter i stripekarst.

Type A: Subvertikale freatiske nettverk eller labyrinter.

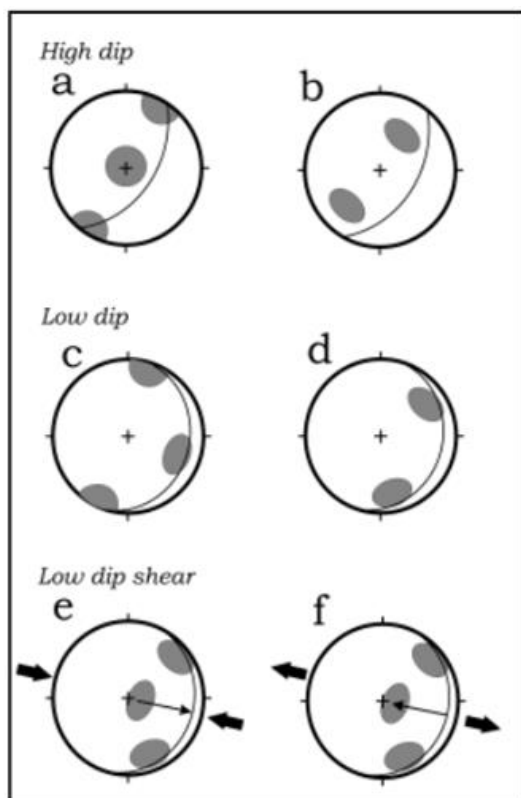
Type B: Freatiske nettverk eller labyrinter med liten helning.

Type C: Sløyfesystemer med vadose kløfter.

Type D: Omfattende, lineære dreneringsruter.

2.6.2 Sprekkers begrensende effekt

Sprekker virker som en begrensningsfaktor for alderen på et grottesystem, ettersom en passasje utviklet i grotten ikke kan være eldre enn sprekkene den er dannet fra (ledespalten). Et allerede opprettet tomrom må nemlig eksistere for at utvikling skal kunne forekomme (Lauritzen, 1986). Som følge av den originale karbonatbergartens lave motstandsdyktighet mot alterasjon, selv ved de relativt lave trykk og temperatur som ble påført under den Kaledonske orogenese, har rekrytalisasjonsprosesser kunne danne en krystallin, impermeabel bergart, nærmest uten porøsitet (Lauritzen, 1989, 2001, i Lauritzen og Skoglund, 2013). Tilstedeværelsen av ledespalter i marmoren indikerer alterasjon relativt nær overflaten, i et postorogenetisk regime bestående av sprø deformasjon. Som følge av dette vil de fleste sprekkesett derfor være ortogonale eller danne konjugante sett. Utvikling av grotter vil da kunne forekomme langs tre sett med plan, hvor to av disse er sprekkesett som avhengig av det omsluttende akviludeplanet, kan ha varierende karakteristikk. Det siste alternativet er et sprekkesett som går parallelt med akviludekontakten. Ved hjelp av stereonet kan de forskjellige geometriske tilstandene mellom akviludeplanene og sprekkene beskrives ut i fra forskjell i helning og sprekkesett, og tilstedeværelse av skjær i form av «thrusting» eller ekstensjon (figur 2.13). Det er i hovedsak glasiasjonen som styrer bergartens tilgjengelighet når det kommer til karstifisering, ettersom perioder med påtrykk og avlastning vil forandre *in situ* stress i allerede etablerte sprekker. Den hydrauliske konduktiviteten vil da være styrt av det «lokale» stresset som er knyttet til hvert enkelt sprekkplan, og en væske vil da ledes best gjennom en struktur med tensjon. Dårligst vil den være ved kompresjon, mens en slags mellomting kan sees for skjærsprekker (Lauritzen, 1989, Solbakk and Lauritzen, 2008 i Lauritzen og Skoglund, 2013). Viktigst for den speleologiske utviklingen er uansett sistnevnte, som alt etter hvor omfattende den er vil krysse og knytte sammen andre sprekker. En isolert sprekk ikke vil ha noen speleogenetisk effekt, uansett hvor stor den så måtte være. Det er nemlig nødvendig med sammenkoblede klynger som har muligheten til å penetrere hele massivet (Lauritzen og Skoglund, 2013). Avhengig av geometri og graden av deformasjon kan strømning av vann gjennom en utpreget skjærdeformasjon (forkastning) både øke eller vanskeliggjøres, da det gjerne dannes en impermeabel barriere i forkastningssonenes kjerne, mens det i de omkringliggende områdene har en tendens til utvikles svært porøse partier med god ledeevne.



Figur 2.13: Figurene viser ved hjelp av stereonett projeksjoner forskjellige konstellasjoner som kan forekomme mellom akviludeplan (buet linje i storsirkelen) og polene til sprekker (grå områder). Fra Lauritzen (2001).

2.6.3 Påvirkning fra isdekker

Karstområder på høye breddegrader (over ca. 50° nord) har i løpet av kvartær opplevd flere sykluser med glasieringer, som gjennom isens dynamiske natur har påvirket den speleologiske utviklingen. De hydrologiske og strukturgeologiske elementene som implementeres i den utviklingen som sees ved eller under et isdekke, kalles for glacial is-kontakt speleogenese (Lauritzen og Skoglund, 2013). Her oppleves påvirkning over en relativt vid tidsskala, med alt fra sesongmessige variasjoner i avrenning til syklus dominerte prosesser i form av glacialt påtrykk og avlastning. I følge Gudmundsson (1999) i Lauritzen og Skoglund (2013) vil sistnevnte kunne utvide eksisterende sprekker, og på den måten gjøre de mer tilgjengelige for grottedannelse. I en setting med glacial is-kontakt speleogenese vil en eller flere av de grottedannende faktorene, vanntilgjengelighet, kjemisk aggressivitet eller tid virke som «minste reagens», og dermed være en begrensende faktor som da kontrollerer den totale dannelseshastigheten. Utviklingen av speleogenet går nemlig mye raskere så fort systemet har tatt steget fra begynnende hulrom til hydrauliske protorør. Det er derfor viktig å skille mellom før- og etter-gjennombrudds mekanismer når det gjelder denne typen speleogenese, ettersom at et slikt miljø øker kontrasten mellom de to (Lauritzen og Skoglund, 2013).

Et problem med karstifisering i glacialt påvirkede områder er om grottesystemene er dannet i løpet av perioder med isdekke eller i interglasialer hvor isen har trukket seg tilbake. Eventuelt kan den ha

forkommet ved begge, men viktigst er uansett at de to alternativene legger til rette for en utvikling av et system med strømmende grunnvann, som ut ifra de gitte forhold kan ha totalt forskjellige avrenningsmønstre (Lauritzen og Skoglund, 2013). Under en interglasial vil denne være forholdsvis jevn, mens det under perioder med isdekke vil det være mye større daglige og sesongmessige variasjoner (Lauritzen, 2001). De hydrologiske forholdene som observeres i karstgrunnvannet ved is-kontaktspeleogenese kan ifølge Ford (1977) i Øvrevik og Lauritzen (2005) forkomme på tre forskjellige måter, alt etter breens størrelse og om sålen er kald (1) eller varmbasert (2 og 3). De forskjellige forholdene vil da føre til ulik utvikling for kartsystemet, som da også vil variere i sin utvikling basert på plassering i terrenget (figur 2.14).

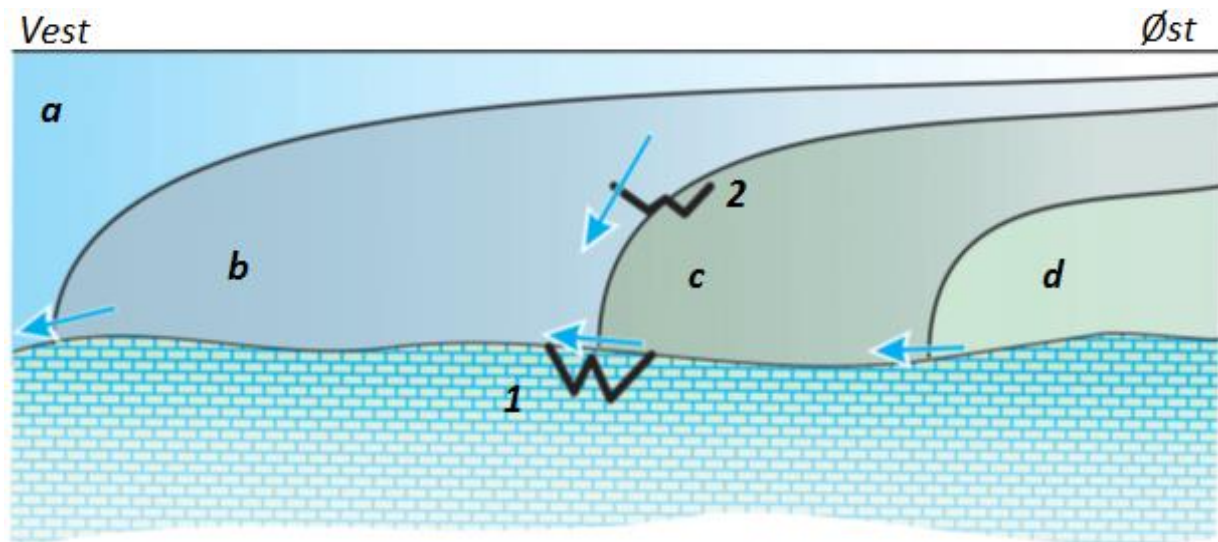
1) Polare breer er kaldbaserte og vil alltid være under frysepunktet, vannsirkulasjonen stopper derfor opp. (Ford, 1977, i Øvrevik og Lauritzen, 2005). Slike forhold er vanlig for breer som ikke er tykke nok for trykksmelting (Weertman, 1972). Grottens videre utvikling vil derfor stagnere (Lauritzen og Skoglund, 2013).

2) Tempererte breer under veldig tykke isdekker er ofte, som følge av sin beliggenhet på høye breddegrader nær frysepunktet. Vannsirkulasjonen går her tregere eller stopper i noen tilfeller helt opp (Ford, 1977, i Øvrevik og Lauritzen, 2005). Dette er typisk for isdekker nær glasialt maksimum hvor man langt inne på isdekkene vill ha en veldig lav overflategradient. Det vil derfor være lite aktivitet under slike forhold (figur 2.14-a) (Lauritzen og Skoglund, 2013).

3) I situasjoner hvor det forekommer framrykk eller tilbaketrekning vil en temperert bre som utvikler samme relieff som terrenget inkorporeres med den underliggende karsthydrologien og på den måten øke karstens hydrauliske gradient (Ford, 1977 i Øvrevik og Lauritzen, 2005). Om isfronten kommer nær nok grottene vil en lokalisering innenfor ablasjonsområdet medføre en tilførsel av store mengder vann med lav strømningshastighet (figur 2.14-b). Størst vil denne være i karstområder som ligger over dalbunnen (figur 2.14-2). I tilfeller hvor brefronten er lokalisert ved grottene vil vanntilførsel og hydraulisk gradient være på sitt høyeste (figur 2.14-c) Utvikling av grottene vil forkomme svært effektivt. Om breen trekker seg et stykke unna og dermed blottlegger grottene for dagen, vil bare kartsystemer langs dalbunnen få tilført vann og videre utvikling forekommer bare her så lenge breen gjør nye fremstøt (figur 2.14-d) (Lauritzen, 2010b, i Lauritzen og Skoglund, 2013).

Ved variasjon i disse forholdene går karstsystemet igjennom en dynamisk utvikling med vekst i perioder med mye vann i omløp, mens en oppfylling av sedimenter forekommer når den hydrauliske gradienten minker. Breens daglige og sesongmessige avrenningsvariasjoner, og endringer i

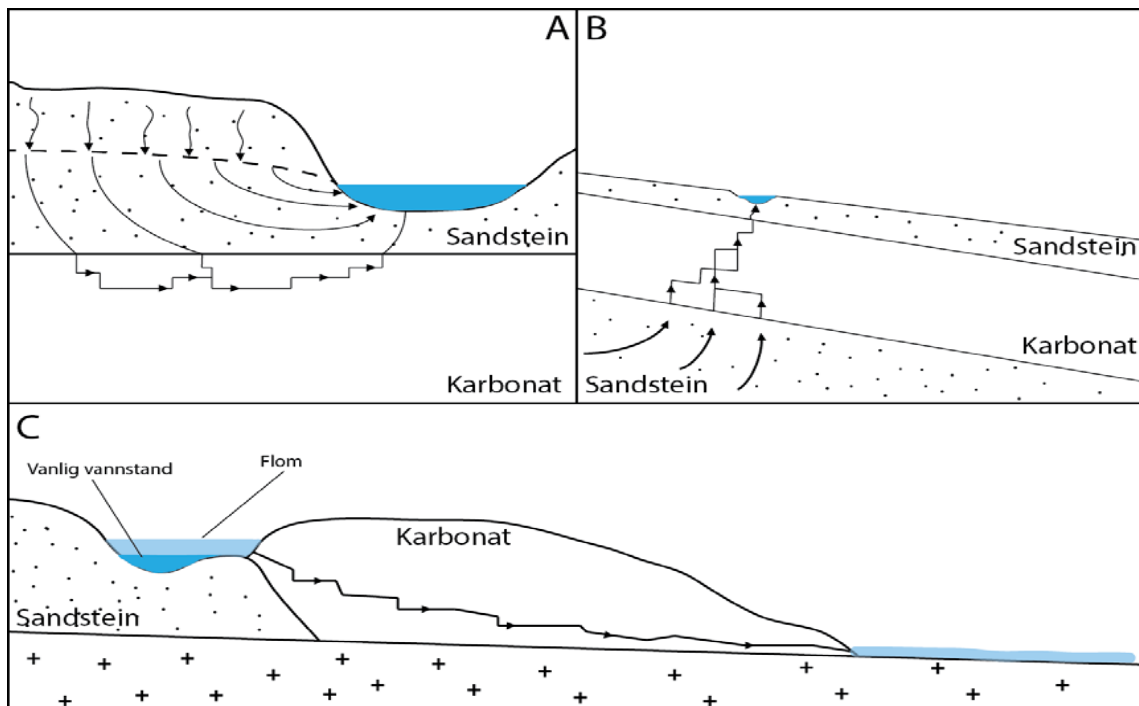
vannspeilsnivå, har da i perioder pumpet aggressivt vann inn i systemet og på den måten lagt til rette for utvikling av et nettverk av grotter som er avhengig av helt spesielle tektoniske og hydrologiske forhold. Denne effekten blir i Lauritzen og Skoglund (2013) sammenlignet med en «bilvask» hvor karstlandskapet i seg sjøl er stasjonært, men skures med jevne mellomrom som følge av klimatiske variasjoner.



Figur 2.14: Illustrasjon av «bilvask» analogien fra Lauritzen (2010b) i Lauritzen og Skoglund (2013). Viser forholdet mellom stasjonære grotter, plassert forskjellig i terrenget; dalbunn (1) og fjellsiden (2), og det dynamiske isdekket alltid vil kunne endre posisjon (a-d).

2.6.4 Utvikling av labyrintgrotter i stripekarst

I følge Ford og Williams (2007) dannes labyrintgrotter i områder med jevnt stor sprekketetthet, hvor oppløsningsraten sørger for en jevn sprekkeutvidelse istedenfor å bare følge en enkelt retning. En utvikling av grottepassasjer i et komplisert nettverk som fordeler seg i ulike strømmingsruter, kan da forekomme som følge av en diffus vannstrøm eller ved store endringer i vannivå. I en situasjon hvor førstnevnte er tilstede, vil nytt aggressivt vann tilføres karstens sprekkesystem gjennom en overliggende eller underliggende porøs bergart (figur 2.15-A). I stripekarst vil ikke dette være mulig, som følge av at tilstedeværelsen av en impermeabel sidebergart, og vann tilføres isteden gjennom periodiske flomsykluser (figur 2.15-B), forsterket i perioder med glasiering. Disse kan da sees i sammenheng med tilstedeværelsen av en temperert såle og de store sesongmessige variasjonene i avrenning som observeres her. En vanlig flomoppdemning (figur 2.15-C) er i flere tilfeller ikke sannsynlig. Store forekomster av freatiske grotter med en hengende posisjon i terrenget er nemlig vanlig i norsk stripekarst (Lauritzen og Skoglund, 2013). I følge Skoglund (2010) gjør dette dem utilgjengelig for dagnes dreneringsmønster.



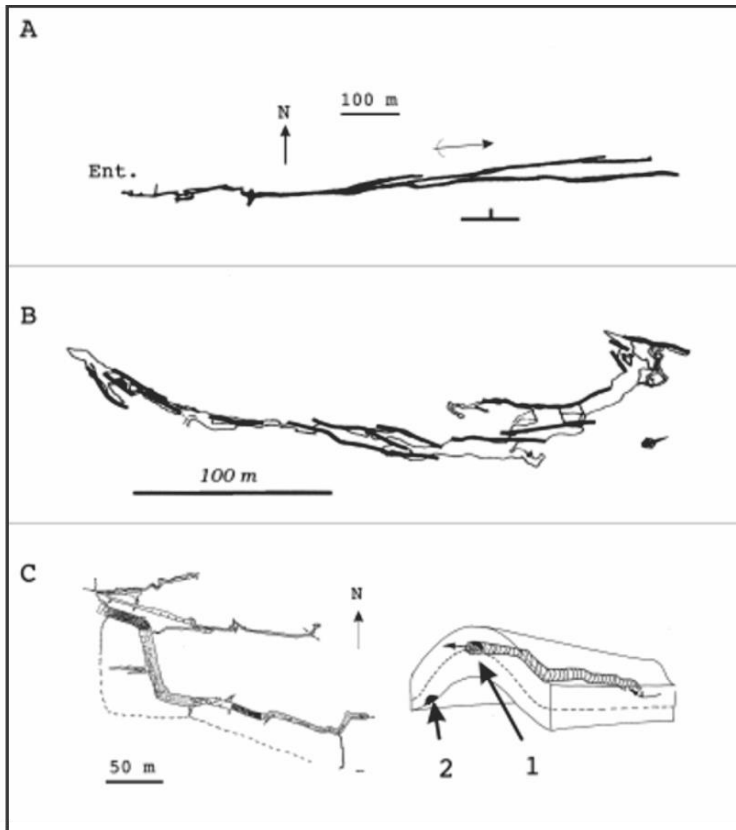
Figur 2.15: Fremstilling av de forskjellige måtene labyrintgrotter kan utvikles på. Hvor A viser en utvikling med diffus vannstrøm fra porøse bergarter, mens B viser en utvikling med tilstedeværelse av impermeable bergarter. C viser vanlig flomoppdemning. Figur fra Pedersen (2014).

I følge Palmer (1975) i Skoglund og Lauritzen (2005) kan labyrintgrotter deles inn i tre kategorier, hvor bare de to typene nettverks og anastomoserende er relevante i en stripekarst setting. Den siste tar nemlig for seg «spongework» labyrinter, som bare kan eksistere der tredimensjonal utvikling er mulig. Nettverkslabyrinter gjenkjennes ved at de har sprekkelignede passasjer med et linselignede tverrsnitt som står omtrent vinkelrett på hverandre. Systemet fremstår derfor som veldig rigid, hvor lukkede sløyfer vil forekomme. Dette er ikke tilfellet for anastomoserende labyrintgrotter, hvor mer elliptiske og avrunda passasjer utgjør ofte forgreinet eller tilfeldig mønster.

2.6.5 Utvikling av lineære grottesystemer i stripekarst

Lineære grottesystemer vil til sammenligning med for eksempel labyrintiske systemer, ha utviklet en mer direkte dreneringsrute, hvor vannet effektivt føres fra to punkter i akviferen gjennom tilnærmet rettlinjede, ofte freatiske, passasjer (figur 2.16). Med første øyekast kan slike systemer se ut til å være minimalt påvirket av strukturgeologiske forhold, men istedenfor en jevn utvikling under relativt homogene sprekkeforhold kontrolleres systemet som regel av en eller annen lineær struktur, som for eksempel ei kontaktflate eller en silikatintrusjon. Det er ikke uvanlig at slike systemer er påvirket av lokal folding, hvor de i tilfeller da følger parallelt med foldeaksen og tilstedeværelsen av vertikale sprekker kan føre til dannelsen av enorme rom som avveksler de mindre passasjene. Aller helst skjer dreneringen i slike grotter mellom to faste punkter, nemlig en input («sink») og en output («spring»).

Dette er sjelden observert, noe som gjør at såkalte lineære grottesystemer kan feiltolkes på den måte at det man egentlig observerer er lineære trekk fra andre typer systemer (Lauritzen, 2001). Larshullet er et veldig typisk eksempel på et lineært grottesystem, bestående av det som i all hovedsak er nesten helt rette freatiske passasjer (se kapittel 4.2).



Figur 2.16: Tre ulike eksempler på lineære grottesystemer. A) Viser et plan av det nevnte Larshullet og illustrer godt de rette passasjene som utgjør dette systemet. B) Består av freatiske galleri som er utviklet i marmorstriper mellom lag med glimmerskifer og amfibolitt (tykke svarte streker). Disse lagene kan penetreres som følge av «bondinged» utvikling av marmoren. Eksempelet viser et plan av Storsteinshola i Kjøpsvik. C) Viser to figurer fra Horn`s No. 1 i Glomfjell. Et plan av hele systemet og den geologiske posisjonen til en fossil freatisk passasje, seinere vadost invadert. Dette er en grotte som er utviklet i kontaktsonene mellom urein marmor («gul marmor») og underliggende reinere marmor («grå marmor»).

3 Metoder og Feltarbeid

Dette kapitlet beskriver utførelsen av feltarbeidet og det utstyr som ble tatt i bruk der. Det gir i tillegg en relativt detaljert oversikt over behandlingen av den innhentede dataen. Tilslutt beskrives ulike geostatistiske metoder som er brukt i oppgaven. Disse baserer seg i hovedsak på kompendium i Geov 301 geostatistikk. *Geostatistics Lecture Notes* av Nemeč (2011).

3.1 Grottekartlegging

Som følge av at det ikke har vært utført noen form for organisert vitenskapelig arbeid i grottene ved Reingardslivatnet siden fredingen i 1967, var kartleggingslaget spent på om det ville være mulig å forlenge den totale lengden på systemene. Med tanke på det relativt enkle utstyret som ble brukt helt frem til midten på 2000-tallet (sammenlignet med i dag), bestående av kompass, klinometer, målebånd, tommestokk og begrensede lyskilder, var mulighetene for dette gode (Lauritzen, 2002). Etter bare en ukes tid i felt var den totale lengden på grottene utvidet i forhold til det som tidligere hadde blitt kartlagt. Kartleggingen har som følge av dette fått en veldig viktig posisjon i utformingene av denne oppgaven. Totalt tre grotter ble kartlagt, men som følge av begrenset tid i felt, er det bare utført strukturgeologiske målinger på Larshullet og Lapphullet. Resultat og diskusjon er derfor i hovedsak basert på disse systemene. Grottenes beliggenhet i det som kan sees på som et subarktisk klima, i tillegg til stor utstrekningen og dybde, gjorde kartleggingsarbeidet både utfordrende og tidkrevende. Kartleggingen av hovedpassasjer foregikk for det meste i grupper på tre personer, mens kartlegging av mindre sideganger gjerne ble gjennomført parvis. En vanlig dag i grotten varte mellom 8 til 12 timer, alt etter hvor langt inne i system arbeidet fant sted. Etter Lauritzens (2002) formaninger ble Kartleggingen gjennomført med den største forsiktighet, for å best mulig ivareta grottenes skjøre miljø.

3.1.1 Utstyr

Den moderne formen for kartlegging som ble utført i løpet av feltarbeidet, blir av (Heeb, 2008) omtalt som "Palperes Caving", altså den foregår utenfor den gamle kjenningen penn og papir. Istedenfor brukes et elektronisk integrert kartleggingsverktøy som består av et laserbasert elektronisk måleverktøy, hvor distanse, deklinasjon og inklinasjon måles samtidig, og et PDA (personlig digital assistent) basert kartleggingsprogram som får tilsendt data gjennom en trådløs Bluetooth tilkobling. Denne lagres, og ved hjelp av en tegnefunksjon som viser rådataen, kan skisser av passasjer og profiler utledes direkte på skjermen mens kartleggingen pågår (Heeb, 2008). Under feltarbeidet ble det brukt en laser av typen DistoX 310, mens all tegning ble gjort i Pocket Topo,

installert på en PDA av typen Trimble Juno 3. I tillegg til å være praktisk, ble dette utstyret valgt som følge av at det er robust nok til å tåle det røffe grottemiljøet (figur 3.1).



Figur 3.1: Viser de to instrumentene Trimble Juno (til venstre) og DistoX 310 (til høyre) som ble brukt under kartleggingen av grottene.

Fordelene med denne typen kartlegging er mange, men viktigst er nok at den er tidsbesparende, og at svært nøyaktige målinger gir et godt utgangspunkt for tegning av svært presise kart og profiler. Den innhentede dataen er i tillegg lett å overføre til diverse PC baserte programmer for videre behandling (Heeb, 2008). Antall feilkilder blir også færre, for som Lauritzen (2002) påpeker i sitt kompendium om grottekartlegging, forkommer fort diverse skrive- og regnefeil om ikke notatboken er organisert på en tilfredsstillende måte. I tillegg har man mer frihet ved målinger av bratte seksjoner og tverrsnitt, samtidig som man har umiddelbar kontroll over «loopingfeil» (Heeb, 2008). Ulempen med denne digitale formen for kartlegging er at man ikke oppnår den samme estetikken i forhold til et grottekart som er utledet for hånd. En strek bestående av noder i et dataprogram, vil med dagens teknologi, ikke kunne erstatte en «reell» strek.

3.1.2 Utførelse

Før man går i gang med selve kartleggingen må man vite GPS-koordinatene ved inngangen og dens høyde over havet. Dette gjøres for kunne opprette digitale punkter, som i ettertid viser hvor grotten ligger i terrenget. Punktene opprettes ved at det skytes rette linjer, såkalte polyondrag, mellom fastsatte punkt i grotten (Lauritzen, 2002). Disse referes til som stasjoner, som med jevne mellomrom markeres med et nummer, slik at man på enklest mulig måte kan videreføre arbeid ved en senere anledning. For å opprette en stasjon, må samme lengde skytes tre ganger. Dette kan være

utfordrene på lengre avstander, men forenkles ved at man bygger en varde, eller at en av personene i kartleggingslaget stiller seg inntill veggen for å forstørre målet. Alt etter morfologiske forhold bør ikke polygondragene overgå 5-10 meter, men som følge av grottenes utstrekning og en morfologi ofte preget av store rette passasjer, ble de i enkelte tilfeller så lange som 20 meter. Det viktigste er uansett å posisjonere stasjonene på en rasjonell måte, slik at man på best mulig måte plukker opp endringer i grottens morfologi og sitter igjen med mest mulig informasjon (Lauritzen, 2002). Når en stasjon er registrert, måles ett enkelt tverrsnitt av passasjen. Dette gjøres ved en såkalla HVNO (høyre, venstre, ned, opp) fra der stasjonen er opprettet. Ved hjelp av et såkalla sveip måles det ved ønskelige tilfeller et mer detaljert tverrsnitt av passasjen. Dette utføres som regel der man ser endringer i passajemorfologi, eller andre interessante karakterstikker som endringer i sendimentdekke eller ved tilstedeværelsen av sprekker og/eller forkastninger. Ved hjelp av HVNO målingene, sammen med grunnlinjen mellom to stasjoner, har man lagt grunnlaget for å beregne en senterlinje, den aksene som går midt i passasjen. Det er tilslutt summen av alle disse som avgjør grottens totale lengde (Lauritzen 2002).

3.1.3 Kartlegging

Hensikten med grottekartleggingen er for i ettertid å kunne fremstille kart og profiler, som best mulig dokumenterer grottens form og utstrekning i rommet, i tillegg til det den måtte inneholde av diverse strukturer, forskjellige typer avsetninger og vann. I følge Lauritzen (2002) kan hensikten med å fremstille et grottekart deles i tre ulike kategorier. «1. Som hjelpemiddel for lokalisering utforskning. 2. Som hjelpemiddel i ressursinvestering. 3. Som hjelpemiddel i morfologisk analyse.» Minstekravet uansett formål er at man skal kunne kjenne seg igjen i grotten, noe som gjør korrekthet ved retningsendringer og forgreninger, i tillegg til plassering av store blokker veldig viktig. BCRA (British Cave Research Assosiation) deler kartlegging av grotter inn i 4 forskjellige nøyaktighetsgrader, hvor 6 er mest nøyaktig, ettersom grad 2 og 4 ikke brukes. En videre inndeling fra A til D tar for seg tverrsnittene og hvor detaljert og nøyaktig disse er målt. Noe av det viktigste med grottekartet er uansett å dokumentere tilstanden, slik at på en eller annen måte betaler tilbake for å ha forstyrret grottens skjøre miljø (Lauritzen, 2002).

3.1.4 Behandling av kartleggingsdata

De innhentede kartleggingsdataene fra feltarbeidet ble i etterkant overført til to forskjellige dataprogrammer for videre bearbeiding. Grunnmålingene fra Pocket Top filene ble i første omgang eksportert til Grottoff-pro-4.027 (2008), et program utviklet og programert av Stein-Erik Lauritzen for behandling og analyse av grottedata. Her vises i utgangspunktet et grottekart ved hjelp av de målte

poligondragene, mens man ved hjelp av forskjellige funksjoner kan endre innsynsvinkel og tilføre den informasjonene man er avhengig av for best mulig utforsking av grotten. En veldig viktig funksjon i Grotto er den automatske sløyfekorreksjonen, hvor lukkede kretser blir søkt opp. Avviket blir så funnet og fordelt på alle stasjonene i kretsen (Lauritzen og Solbakk, 2008).

Det å fremstille polygondragene var i enkelte tilfeller ganske vanskelig, og gav en del utfordringer, spesielt ved konverteringen fra punkter til prefixer. Men før en kunne prøve seg på dette, måtte hver enkelt Pocket Topo fil (TOP) eksporteres (text) til Grotto. I Grotto ble filen importert fra Pocket Topo distoX og stasjonene, og den målte dataen ble prosjektert som en rekke tall og bokstaver (figur 3.2). Her fikk hver enkelt stasjon så tildelt et prefix i form av en konstant stor bokstav og en liten bokstav, som varierte alt etter nummert på stasjonen/serien. Denne ble satt inn i under «Char» i konverteringsvinduet, og med et enkelt klikk på «Use prefix» skulle ideelt alle punktene endres. Dette var ikke tilfellet hver gang, og de måtte endres manuelt ved å følge et klassisk prøv og feil prinsipp. Hver av de konverterte grottefilene (grt.) ble så åpnet i Grotto for å se om polygondragene lignet de i Pocket Topo. Det oppstod i enkelte tilfeller feilmeldinger ved åpning av filene, noe som skyldtes feil i konverteringsvinduet. Med alle polygondragene ferdige, ble disse satt sammen til en fullstendig grotte i tekstitoren.

```

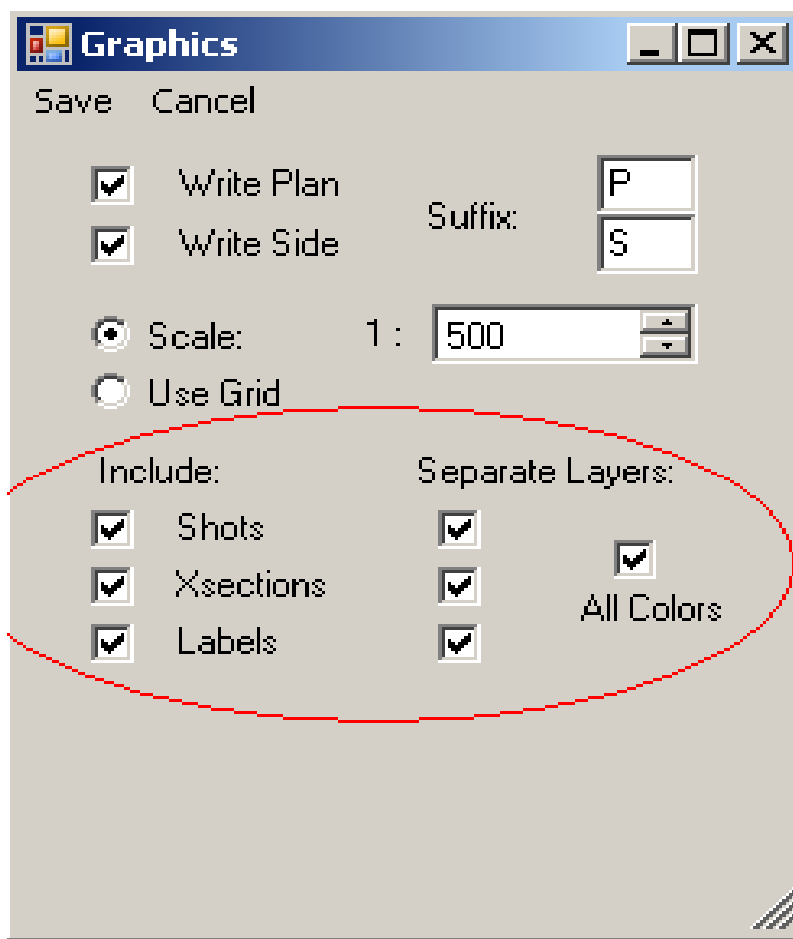
r406072015b
:
: 2015/07/10      0.00   Konvertert fra PocketTopo text dump
360.00 360.00   0.00   1.00
0.00   0.00   0.00
2      2      177.920  0.000  0.000   0.13  0.12  0.00  0.00
# 2 163.75
# 3.880 0.121
# 39.750 0.129
2 Hc1 177.950 1.673 3.549 0.00 3.53 1.04 0.62
# 17 77.61
# -83.680 1.081
# -57.570 1.042
# -41.420 1.555
# -26.450 2.885
# -14.280 2.638
# -6.440 2.724
# -2.450 3.621
# -1.480 3.526
# 6.260 2.057
# 18.740 1.241
# 37.950 0.808
# 67.710 0.617
# 87.350 0.616
# 108.930 0.619
# 150.280 0.948
# 180.760 0.000
# 266.710 1.036
Hc1 Hc2 183.147 -36.433 3.834 2.46 3.48 1.48 1.62

```

Figur 3.2: Typisk eksempel på fremstillingene av stasjonene og målingene som tall og bokstaver ved konvertering til polygoner i Grotto.

For tegning av et mer detaljert grottekart med informasjon om avsetninger, strukturer, vannføring, og eventuelt andre interessante element, ble Pocket Topo filene eksportert til CorelDRAW Graphics Suite X7. Ved hjelp av skissene tegnet på PDA-ene under kartleggingsarbeidet, ble det først utformet et hovedkart i fugleperspektiv, hvor utvalgte tverrsnitt fra områder med endring i morfologi og tilstedeværelse av interessante strukturer ble inkludert. Deretter ble det tegnet et kart fra siden, med den hensikt å vise hvordan grottene beveger seg nedover i terrenget. Hovedkartet utgjør basis for den oppdeling i seksjoner som er gjort for begge grottene. Her er det i tillegg påført flere tverrsnitt og de strukturgeologiske målingene vises ved hjelp av plott i Stereonett 8. Et viktig punkt med fremstillingen av kartet fra Lapphullet er den forskyvningen som fant sted fra Pocket Topo dataen i området rundt Rodent Passage og enden på Drain Pipe. Som følge av opprettelsen av to stasjoner med likt navn, ca. 10 m fra hverandre, ble tegningen av kartet i dette området gjort på frihånd ut i fra kartleggingslagets visuelle minne og beskrivelser av området. Profilene som presenteres i oppgavens resultatdel er som kartene eksportert fra Grottoff til CorelDRAW, hvor da ønskelige korreksjoner er gjort for å på best mulig måte fremstille det aktuelle området.

Som utgangspunkt og bakgrunn for dette tegnearbeidet ble det i forkant overført en ønsket projeksjon fra Grottoff i HPGL filformat (*.plt). Her ble det tatt med nødvendig informasjon som HVNO og stasjonsnummer, i tillegg til en ramme med målestokk (Lauritzen og Solbakk, 2008). Med dette tatt hånd om, ble hver enkelt Pocket Topo fil (TOP) eksportert og konvertert (Graphics) til tegnefiler (dxf.) filer slik at de kunne åpnes i CorelDRAW (Figur 3.3).



Figur 3.3: Fremgangsmåte for konvertering av Pocket Topo (TOP) til tegnefiler (dxf.): Åpne ønsket Pocket Topo fil (TOP) -> Export -> Graphics -> Huk av alle punkter -> Lagre.

3.2 Struktureologiske målinger

For å få et godt grunnlag for videre arbeid med innhentet data ble det under feltarbeidet gjort struktureologiske målinger med jevne mellomrom, samt ved interessante lokaliteter, både i grottene og på den tilhørende overflaten. I grottene ble det gjort målinger av sprekker, foldeakseplan og ledespalter, mens det på overflaten bare ble gjort sprekke målinger. Målingene ble gjort i samarbeid med Alexander Gulbrandsøy Stadheim, Hege Kilhavn og Severin Lölkes, som alle bidro med både måling og notering.

3.2.1 Innsamling av data

Innsamling av data ble utført ved hjelp av et Silva MOD 15 kompass. Her er inklinasjonsmåler montert på som en del av den originale konstruksjonen, mens det for å få mer nøyaktige målinger ble det montert på en libelle. Sprekker var som regel ganske enkle å måle, bortsett fra enkelte større sprekker som i noen tilfeller endret retning mot grottens tak og andre tilfeller hvor det var umulig å komme i "kontakt" med selve sprekken. Alle sprekke målinger ble utført uten hensyn til sprekkes

fallretning, og ble som følge av dette notert ned med en kompassretning (f. eks. E) som beskrivelse på denne. Strøkretningene kunne derfor leses av uavhengig, noe som effektiviserte og forenklet måleprosessen. Omregning til reelt strøk/fall ble utført før dataene kunne behandles. Målinger av ledespalter og foldeakseplan var noe vanskeligere. Ledespaltene ble målt ved å orientere ei bok etter dens orientering på best mulig måte. Kompasset ble så plassert på boken før strøk og fall ble lest av. Målingene av foldeakseplan ble gjort på omtrentlig samme måte, men i tilfeller hvor planene var gode, ble målingene utført direkte.

3.2.2 Behandling av data

Behandlingen av de strukturgeologiske dataene ble utført ved å plote de forskjellige målingene i Stereonet 8. Dette er en programvare utviklet av Rick Allmendinger for at man på en enklere måte skal kunne visualisere, analysere og simulere orienteringsdata innen strukturgeologien, eller andre felt i geologiens verden hvor slike data er av interesse (Haneberg, 2011). I programmet plottes målingene i et Schmidtnett, og ved hjelp av «plot» i menyen ble disse prosjektert som plan, poler, rosedigram eller konturplott (kamb), alt etter hvordan man vil fremstille de aktuelle dataene. Flere forskjellige plott er gjort både på overflaten og inne i grottene. Dette ble gjort ved å ekskludere deler av grotten i tillegg til diverse målinger, for å på best mulig måte få fram tydelige trender. En kompensasjon for manglete ledespaltemålinger ble utført ved noen plott (se kapittel. 4.5.2), også dette for å få fram de reelle trendene.

3.3 Geostatistisk testing

Statistikk er på generelt grunnlag et veldig viktig verktøy i vitenskapen ved utforskning og analyse av naturlige fenomener og de variasjoner som finnes i innsamlet data (Bjørnstad, 2015). Den viker derfor som et ypperlig hjelpemiddel for å kunne gi det som ofte er et begrenset antall observasjoner/prøver/målinger en mer objektiv vinkling, slik at det kan trekkes gode verifiserbare konklusjoner, som ikke bare baserer seg på den enkeltes subjektive tolkning.

I de fleste geologiske sammenhenger sees slike begrensinger, mye som følge av dens generelle kompleksitet og store utstrekning. Det er derfor utviklet en egen gren innenfor anvendt statistikk, kalt geostatistikk, som har til hensikt å karakterisere geologiske systemer hvor ikke alle komponenter er fullstendig kjent (Olea, 2009). Geostatikk anvendes gjennom bruk av forskjellige metoder som er utviklet og tilpasset for teste den aktuelle dataen. Det er i denne oppgaven tatt i bruk metoder for analyse av todimensjonale (asimutale) populasjoner av tverrgående sprekker i grottene og på overflaten. Selv om oppgaven også inneholder tredimensjonale plott/målinger, er disse dataene av en slik karakter at bruk av geostatistiske tester vil være overflødig. De tverrgående (N-S) sprekke er

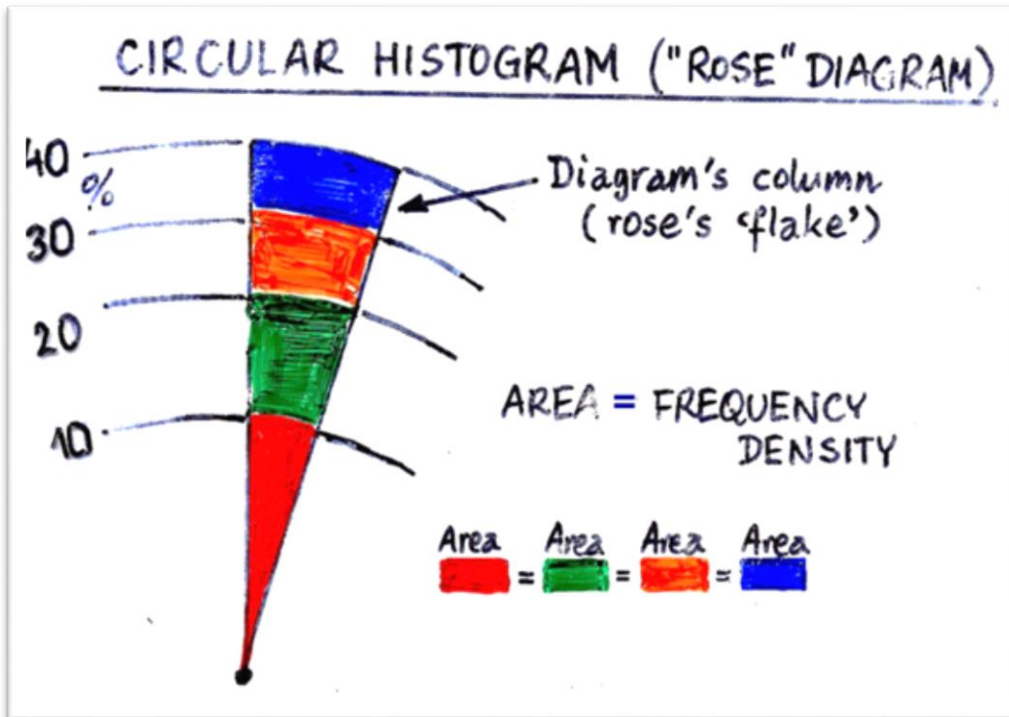
gjennom hele området veldig steile og har et fall som kun varierer mellom 70-90° mot øst eller vest, nesten uten unntak. Også den data som er samlet for foldeakseplan og ledespalter, viser nesten ingen variasjon mellom målingene. Både strøk og fall varierer i det fleste tilfeller kun mellom et intervall på 25°. For foldeakseplanene er så å si eneste variasjon om de faller mot nord eller sør, noe som da selvfølgelig gir et større utslag ved plotting av dataene. For de testede strøkene er det ved hjelp av Von Misses Distribution funnet gjennomsnittsvektorretning og gjennomsnittlig vektorstørrelse, mens det for lineamentene også er regnet ut «confidence interval». Resultatene som presenteres i oppgaven, med unntak av «confidence interval», er hentet fra automatiske utrekninger i Stereonet 8. Det neste avsnittene vil gi en kort beskrivelse av teorien bak disse metodene.

3.3.1 Test av todimensjonale (asimutale) populasjoner

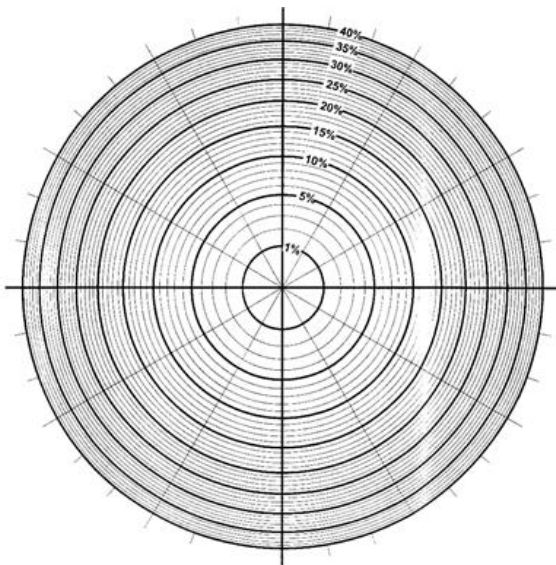
For dette formålet er det tatt i bruk en kombinasjon av forskjellige metoder, som alle tar for seg todimensjonale ikke-gruppert retningsbestemt data. Dette for å gi et mest mulig nøyaktig og objektivt grunnlag for å kunne bruke de innhentede populasjonene ved tolking av grottens geologiske historie. Metodene er utført i den rekkefølge de blir beskrevet, før informasjonen er tilført de endelige rosedigrammene som presenteres i oppgaven.

3.3.1.1 Rosediagram

Ved presentasjon av todimensjonale orienteringer, er dette mest vanlig å gjøre i form av et rosedigram, formelt kjent som et sirkulert histogram. Et riktig («likt-areal») frekvensnett er brukt for å unngå at diagrammet fremstilles med feil form, noe som betyr arealet av hver sirkulær sektor er laget proporsjonelt til klassens frekvens (tetthet) (figur 3.4 og 3.5) (Nemec, 1988). I alle frekvensnettene er de plotta diagrammene reversert og speiler det originale resultatet i motsatt retning. Dette som følge av at det er orienteringsdata som blir behandlet.



Figur 3.4: Areal = Frekvenstetthet. (Nemec, 2011).



Figur 3.5: Et korrekt («likt-areal») frekvensnett for plottning av rosedigram. Fra (Nemec, 1988).

Den kalkulererte «mean vector» (gjennomsnittsvektor) og "confidence interval" for målingene som er gjort tillegges diagrammet for å lettere illustrere eventuelle objektive korrelasjoner og trender. Om lengden på gjennomsnittsvektor er > 0.40 ($> 40\%$) og med det strekker seg utenfor nettets frekvenssirkler, må det utføres en utrekning for vektor lengde (for plottning) i millimeter ved hjelp av formel 1 i Nemec (1988). For å gjøre dette må man ha radiusen (i mm) av rosens 1% sirkel.

Formel 1 (Nemec, 1988).

$$r_{f\%} = r_{1\%} \sqrt{f}$$

3.3.1.2 Parameterer og statistikk

Det første som må bestemmes når det arbeides med retningsdata er om den generelle populasjonen er kaotisk eller har en foretrukket retning. For å undersøke dette er det vanlig å bruke Kuiper's Test of Uniformity eller The Watsons Test of Uniformity. Om rosediagrammet skulle vise en veldig tydelig retning (noe som er veldig tydelig hos lineament dataen), kan man forsøksvis anta en Sirkulær-normal (von Mises) distribusjon for den generelle innhentede populasjonen uten å gjennomføre de en to nevnte testene. Dataen kan da forsøksvis analyseres parametrisert ved å kalkulere retningsbestemt statistikk. Om resultatene i utgangspunktet ikke gir noen tydelig retning, og gjennomføring av en av de to testene som tar for seg om retningen er foretrukket eller kaotisk, må The Rayleigh Test for Circular Normality gjennomføres for å sjekke om distribusjonen er sirkulær-normal eller av type von Mises.

Sirkulær-normal distribusjon karakteriseres av:

- Gjennomsnittlig vektorretning (asimut): \bar{Y} , estimert som \hat{Y}
- Gjennomsnittlig vektorstørrelse/omfang (lengde) R , estimert som \hat{R}
- Den vektorielle konsentrasjonen til en populasjon: K estimert som \hat{K}

\hat{Y} og \hat{K} brukes videre for å etablere "confidence interval" for gjennomsnittlig vektorretning av populasjonen. Her finnes det forskjellige fremgangsmåter basert på hvilken type data det jobbes med. Både ikke-gruppert og gruppert data kan undersøkes, men siden populasjonen som testes er den originale rådataen, brukes førstnevnte.

3.3.1.3 Statistikk (ikke-gruppert data)

Formel \hat{R} :

$$\hat{R} = \sqrt{(\hat{c}^2) + (\hat{s}^2)} \quad (\text{lig. 3.1})$$

$$\text{Der: } \hat{c} = \frac{1}{n} \sum^n \cos 2x_i \quad \text{og } \hat{s} = \frac{1}{n} \sum^n \sin 2x_i$$

$2x_i^\circ$ brukes som følge at det brukes av semisirkulær (lineasjons) data.

Formel \hat{Y}

For semisirkulær data (lineasjoner).

$$\hat{Y} = \frac{1}{2} \arctan \frac{\sum^n \sin 2x_i^\circ}{\sum^n \cos 2x_i^\circ} \quad (\text{lig. 3.2})$$

Der: x_i° = målingen (asimut verdi) i grader. Om \hat{Y} viser seg å være negativ, må målingene plottes mot klokken i rosedigrammet.

Formel \hat{K}

$$\text{Når: } \hat{R} \leq 0.65, \hat{K} = \frac{\hat{R}(12+6\hat{R}^2+5\hat{R}^4)}{6} \quad (\text{lig. 3.3})$$

$$\text{Når: } \hat{R} > 0.65, \hat{K} = [2(1 - \hat{R}) - (1 - \hat{R})^2 - (1 - \hat{R})^3]^{-1}$$

3.3.1.4 Generell evaluering av datapopulasjonene

Ved hypotesetester som tar for seg påstander om en data populasjoner må det formuleres to komplementære hypoteser hvor aksept av den ene fører til at den andre automatisk må forkastes.

Det opprettes derfor en nullhypotese H_0 som testene har som formål forkaste (tabell 3.1). Et alternativ H_1 etableres som det alternativet som hypotesen vil underbygge.

Resultat av uniformitetstest	Resultat av Rayleigh-testen	Konklusjon populasjonsdistribusjon
H_0 forkastes	H_0 forkastes	Sirkuler-normal
H_0 forkastes	H_0 aksepteres	Bimodale eller polymodal
H_0 forkastes	H_0 aksepteres	Ingen fortrukket retning (kaotisk)

Tabell 3.1: Tabellen viser de mulig utfallene fra de geostatistiske testene ut i fra om H_0 forkastes eller aksepteres. I tilfeller hvor populasjonsdistribusjonen er bimodal eller polymodal bør populasjonen deles i to, eventuelt i mer komponente subpopulasjoner, for så re-analyses separat. Fra Nemeč (2011).

3.3.1.5 Confidence interval (sector)

Resultatet av disse testene er med på å bestemme videre analytisk strategi. Om en eller begge aksepteres, altså at populasjonen er kaotisk og mangler en foretrukket retning. Distribusjonen er da ikke sirkulær-normal og en parametriske tilnærming er ikke mulig. Den utregna statistikken kan da ikke brukes, noe som da gjør \hat{Y} , \hat{R} og \hat{K} ugyldige. Skulle de isteden forkastes (ved forsøksvis antakelse er ikke «Raileigh» relevant og bare «Uniformity» må aksepteres) kan Confidence interval (sector) finnes for gjennomsnittlig vektorretning. Dette var ikke tilfellet i denne oppgave. Her er fremgangsmåten avhengig av spredningen av data rundt nettopp gjennomsnittlig vektorretning. Om denne er mindre en $\pm 115^\circ$ kan den spesialiserte metoden for Confidence interval brukes, men der noe enklere parametriske metodene, basert på normal distribusjon (Gaussian), er også lovlige å bruke. I denne prosessen er det konsekvent valgt å bruke førstnevnte metode for å få likest mulig utgangspunkt ved tolkning av resultatene. Om spredningen skulle vise seg å være større ± 115 må den spesialiserte metoden uansett tas i bruk for videre analyse. Utrekningen av «confidence interval (sector)» er avhengig av at $(n \cdot \hat{R} \cdot \hat{K}) \geq 6$ og er skrevet på følgende måte:

Confidence interval (sector)

$$(\hat{Y} - d^\circ) - < Y < (\hat{Y} + d^\circ) \quad (\text{fig. 3.4})$$

Der:

\hat{Y} = den utregna statistikken (gjennomsnittlig asimut).

$$d^\circ = \frac{57.2959 * Z_{1/2\alpha}}{\sqrt{n * \hat{R} * \hat{K}}}$$

Der:

57.2956 = konversjonsfaktoren for å gjøre radianer om til grader.

$Z_{1/2\alpha}$ er fra Tabell 1B i Nemeč (2011).

4 Resultater

Dette kapittelet omhandler i hovedsak de strukturelle målinger som ble hentet inn under feltarbeidet, samt en presentasjon av grotten gjennom flere kartseksjoner. Målingene er presentert ved hjelp av rosedigram og konturplott for å gi en best mulig visuell fremstilling av den aktuelle dataen. Det inneholder også detaljerte beskrivelser fra Larshullet, Lapphullet og relevante områder på overflaten, i tillegg til tredimensjonale oktagonale projeksjoner fra interessante seksjoner i grottene.

Hovedsprekk (definisjon):

Brukt som beskrivelse ved strukturmålinger. Stor tverrgående sprekk, som i enkelte tilfeller har stor betydning for grottepassajens morfologi. Opptre ofte gjennom hele profilet, men trenger ikke gjøre dette. Observeres som regel omsluttet av mindre sprekker med omtrent samme orientering, men i noen tilfeller også av større svermer.

4.1 Speleometriske data

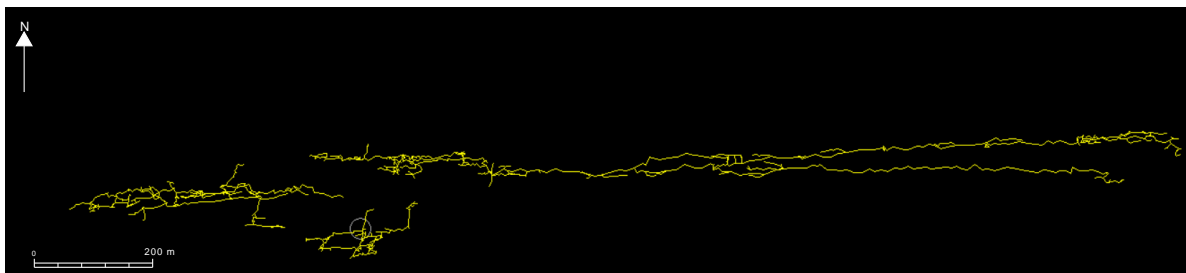
Den totale lengden etter kartleggingen kom opp i totalt 7830 m, mens det totale volumet, basert på oktraedriske tverrsnittsberegninger fra Grottoff, ble funnet til å være 52643.3 m³. Av de fire grottene er det bare i Larshullet og Lapphullet arbeidet er tilnærmet fullstendig, mens det fortsatt må gjøres en del kartleggingsarbeid i både Olavsgrotten og Persgrotten (her har ikke arbeidet kommet i gang enda). Den totale størrelsen vil derfor bli utvidet under arbeidet som er planlagt i august 2017. Den totale utstrekningen på alle grottene, fra Lapphullets vestligste punkt til bunnen av Larshullet er på ca. 1800 m, anlagt etter en strøkretning mellom N 80-85 Ø°.

Av de fire grottene, er det uten tvil Larshullet som har størst utstrekning. Den ble kartlagt til å ha en total lengde på 4702 m, mens det totale volumet er på 39991.2 m³. Ettersom hovedinngangen er grottens høyeste punkt, sammenfaller dypet og den vertikale utstrekningen. Fra det høyeste punktet ved inngangen til det laveste punktet nedenfor stupet er det hele 335 m. Tatt i betraktning at inngangen til grotten ligger plassert ca. 390 moh. og at dalbunnen i Røvassdalen nedenfor Reingardslia er på ca. 52 moh., gir dette en klar indikasjon på at grottens dypeste punkt nærmer seg lokal erosjonsbasis. I luftlinje er grotten ca. 1400 m lang V-Ø, mens utbredelsen i N-S retning er betraktelig mindre, ca. 50 m.

Lapphullet, viser i motsetning til Larshullet en mye mindre utstrekning, både når det gjelder lengde og dybde. Grotten når sitt farbare endepunkt like etter inngangen på Larshullet, ca. 450 m i luftlinje

















fra hovedinngangen. Den totale lengden er likevel på hele 2204 m, noe som gjenspeiler grottens mer komplekse karakter og en stor utbredelse fra nord til sør (ca. 110 m). Grottens totale volum er på 10454 m³, mens den har et dyp på bare 71 m. Hovedinngangen er 399 moh., men er ikke grottens høyeste punkt. Vertikal utstrekning avviker derfor fra dypet, men bare med ca. 1-2 m.

Som nevnt tidligere er det gjort kartleggingsarbeid Olavsgrotten, men her mangler det fortsatt en god del. Og selv om det ikke er gjort noen detaljert studie av grotten i denne oppgaven er dens foreløpige utstrekning og volum regnet med i den totale kartleggingen. Så langt er Olavsgrotten kartlagt til å være 881 m.



Figur 4.1: Oversiktskart (projeksjon i horisontalplanet) over beliggenheten Larshullet, Lapphullet og Olavsgrotten i forhold til hverandre i terrenget. Viser at systemene følger hverandre parallelt til vest i feltområdet.

Tegnforklaring Grottekart

	Fine sedimenter (sand/silt)		Tverrsnittmarkør
	Leir		Strømskål
	Bart fjell		Dryppstein
	Rullestein	<p>Larshullet 2016 Lengde: 4701 m. Dybde: 335 m. UTM: 33 W 0463693, 7367977, 390 m. o. h.</p> <p>Lapphullet 2016 Lengde: 2204 m Dybde: 71 m. UTM:33 W 0463343, 7367888, 399 m. o. h.</p> <p>Kartleggingsgrad: 5C (BCRA)</p>	
	Blokker		
	Store blokker		
	Vann		
	Strømmende vann		
	Brattkant		
	Gjel		
	Ukjent fortsettelse gang/Omriss		
	Sandlås		
	Vannlås		
		<p>Kartografi: Hege Kilhavn Severing Lölkes Alexander G. Stadheim Einar T. Øyehaug</p> <p>Kartlegging Hege Kilhavn Severing Lölkes Alexander G. Stadheim Einar T. Øyehaug</p> <p>Veiledere: Stein-Erik Lauritzen Rannveig Øvrevik Skoglund Sverre Aksnes</p> <p>Medhjelpere: Torstein Almo Johannes Vik Seljebotn Ole Even Heggset Cathrine Espeland Henriette Linge Birgit Stav</p>	

Figur 4.2: Figuren viser tegnforklaring gjeldene for kartene som presenteres i de resterende delene av kapittelet og en presentasjon av kartleggingslaget. Den gir også helt grunnleggende informasjon om Larshullet og Lapphullet.

4.2 Larshullet

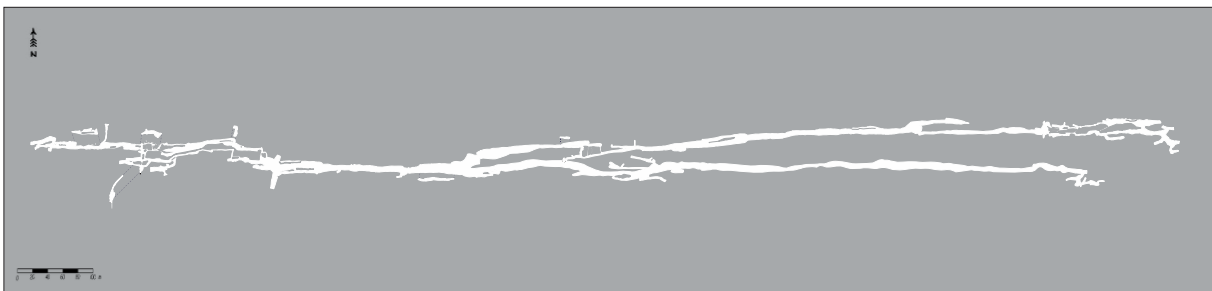
Som nevnt i kapittel 3.1.3 Kartlegging er den hovedsakelige hensikten med grottekartlegging å fremstille et kart over systemet det arbeides med. Det såkalte hovedkartet kan sees i vedlegg A, mens et mindre oversiktskart presenteres i figur 4.4. Profil av Larshullet kan sees i vedlegg C. I Larshullets tilfelle er hovedkartet oppdelt i 9 mindre seksjoner, som da presenteres ved de aktuelle partiene av grotten som beskrives. Dette er gjort for å kunne illustrere detaljer som ikke kommer frem i hovedkartet. Oppdeling av kartet er ikke gjort med like intervaller med tanke på distanse, men baserer seg på antall målinger og de trender som observeres innenfor de valgte seksjonene. Presentasjon av data som er kombinert fra flere seksjoner og områder (Åpning til Storkirka og Tunnelen til 2. Sjakt (inkludert Sørgangen)) gjøres i kapittel 4.6. Undervegs på kartene presenteres rådata fra hver enkelt lokalitet, i tillegg til den samlede rådataen herfra. Ved et par tilfeller er rådatalokaliteter slått sammen som følge av få målinger og tettliggende lokaliteter. Det presenteres i hovedsak tverrsnittprofiler fra hovedgangen. Disse er da, i de fleste tilfeller utført N-S, noe som vil være markert på kartet. Noen profiler derimot er gjort på langs av grottens hovedretning og vil da markere etter den retning de er utført.



Figur 4.3. Viser Larshullets relativt trange åpning og en variasjon i det som hovedsakelig er to dominerende sprekkeretninger, nord-sør (blå) og vest-øst (gul). Sekk som skala. Foto: Einar T. Øyehaug

Larshullets lengde forekommer i all hovedsak gjennom rettlinjede freatiske passasjer av ulik størrelse. De øverste 300 m skiller en god del fra de resterende delene av grotten og bærer preg av flere lave og kronglete partier, hvor tilstedeværelsen av både tverrsperkker (N-S) og sideganger i

forskjellige retninger er stor. Systemet kan likevel betegnes som lineært, men virker å ha et tilnærmet labyrintisk preg i deler av de øverste 300 meterne. Fra Storkirken har grotten derimot et veldig tydelig lineært preg, bare avbrutt av enkelte vertikale dropp og forskyvninger, påført av tverrgående (N-S) sprekker. Kollapser i disse områdene har vært med på å utvikle svært modifiserte profiler, hvor passasjens profil stadig er i endring. Fra omtrent 500 m skiller grotten seg i to nærmest parallelle løp, Nordgangen og Sørgangen, hvor de morfologiske variasjonene er størst i førstnevnte, mens sistnevnte i hovedsak domineres av sedimentære avsetninger. De største morfologiske avvikene i Nordgangen forekommer i løpet av de siste 150 m, da systemet endrer karakter nedenfor 2.Sjakt. Ellers blir dimensjonene gradvis mindre i de delene av Nordgangen som ligger mellom inngangen til Krystallgangen og 2.Sjakt. Det er fortsatt noe vannføring gjennom deler av Larshullet, men bare i form av en bekk, som er langt ifra stor nok til videre utvidelse av grottens dominerende trykkledningsprofil. I enkelte områder observeres det i stedet vados påvirkning i form av nedskjæringsløp der systemet i nyere tid har blitt invadert av ny drenering. Grotten følger i sin helhet den urene marmorsekvensen som er omtalt i kapittel 1.3. Denne fremstår stort sett som svært homogen, hvor det er glimmerskiferens varierende råtningsgrad og de strukturelle betingelsene, som i hovedsak styrer passasjenes retning og morfologi. Tykkelsen på glimmerskiferlagene varierer som regel fra 1-10 cm, og fremstår i de aller fleste tilfeller som foldet. Folding i marmoren observeres også, selv om denne ikke er like fremtredene. Palygorskitt og forkastningsbreksje observeres ved flere av systemets N-S sprekker. Larshullet har en sekundær inngang (2. inngang), nesten 100 m i luftlinje nordøst for hovedinngangen. Den er vanskelig å observere fra overflaten og er på grunn av sin utforming svært vanskelig å forsere.



Figur 4.4: Forenklet oversiktskart over hele Larshullet i horisontalplanet.

4.2.1 Hovedinngang

Tatt i betraktning grottens store utstrekning er hovedinngangen relativt vanskelig å få øye på med det første. Den er vendt mot øst i en bratt, 4-5 m forhøyning i terrenget (figur 4.3). Selve åpningen er stort sett trang og er på sitt høyeste bare litt over 1 m, mens bredden er i overkant av 2 m (figur. 4.5). Sørlig ende er delvis dekket av en stor blokk. Vestover fra inngangen går det en 70 m lang forsening med relativt konsistente dimensjoner, ca. 4 m dyp og 6 m brei, mot N° 83 Ø. Denne går i slak

motbakke, før den gradvis får et mindre tydelig kanalpreg, og områdets typiske morfologi overtar. På nordsiden av forsenkingen, 60 m fra åpningen, observeres en 20 m dyp sjakt med is i bunnen. Denne følger, som det også er beskrevet i Horn (1947), en sprekk med et strøk på N 20° Ø. Forhøyningen hvor grotten har sin åpning domineres av marmor. I denne observeres flere tynne lag (1-2 cm) med lett foldet glimmerskifer. Lite vegetasjon rundt åpningen, spesielt i vest, legger godt til rette for målinger av sprekker. Her observeres to større sprekkesoner med N-S strøk. Sprekker nær inngangen viser generelt varierende orientering. Sprekkenes utstrekning varier, men overskrider sjelden et par meter. På toppen av forhøyningen kan det likevel observeres flere sprekker med en utstrekning på godt over 10 m.



Figur 4.5. Viser forsenkingen (markert med svart) som strekker seg ca. 70 meter vestover fra åpning til Larshullet. Sekk som skala. Foto: Einar T. Øyehaug.

4.2.2 1.Hovedsprekk

En stor blokk står på skrå mot den sørlige grotteveggen rett innenfor åpningen, og gjør forsering av de første meterne krevende. Passasjen knekker ned 1.5 m over blokken før den fortsetter rett frem over en blokkstøm som opphører etter at passasjen svinger mot nordøst. Gulvet består her stort sett av kollapsblokker med noen spredte partier med bart fjell. Inngangspartiets vegger og tak består fram til 1. Hovedsprekk for det meste av lett foldet glimmerskifer. Høyden under taket er relativt konstant, rundt 1.5 m, bortsett fra en kort kryp der grotten flyttes mot nordøst. Passasjen har et tydelig freatisk preg, men ved 1. Hovedsprekk anlegges den brått etter lokalitetens N-S tverrsprekk, før den etter 10 m, igjen fortsetter mot øst, noe som da er i samsvar med systemets hovedretning (figur 4.9). Taket ved sprekkene er buet, og viser med det en varierende høyde, noe som er typisk for

de fleste større tverrsperkker i de utforskede systemene. Dette overgår kraftig høyden i forhold til de nærliggende passasjene. Bredden på hele sprekkesonen er opp imot 20 m. I sørlig ende går det i tillegg en passasje mot vest parallelt med hovedgangen (Parallellen). Taket her domineres av glimmerskifer, med gode forutsetninger for målinger av foldeakseplan. Kompleks foldet glimmerskifer kan observeres langs hele sprekkesonen, hvor de største har en avstand på rundt 50 cm fra «hinge» til «limb» (figur 4.6). Foldene er generelt lukkede til isoklinale og med en svært asymmetrisk utforming. Akseplanet følger grottens hovedretning og fall. Folder av denne typen observeres med jevne mellomrom gjennom begge systemer og viser da stort sett den samme morfologien. Grottens gulv er fullstendig dekket med en blanding av rullestein og kollapsmateriale. I taket kan det i enkel områder, hovedsakelig i nærheten av grottens vegger, observeres små stalaktitter uten tilhørende stalagmitter. En tydelig ledespalte kan observeres 2 m over grottens gulv.



Figur 4.6: Bilde tatt mot øst. Viser foldet glimmerskifer i hovedsprekk. Meterstokk som skala. Fotograf: Einar T. Øyehaug.

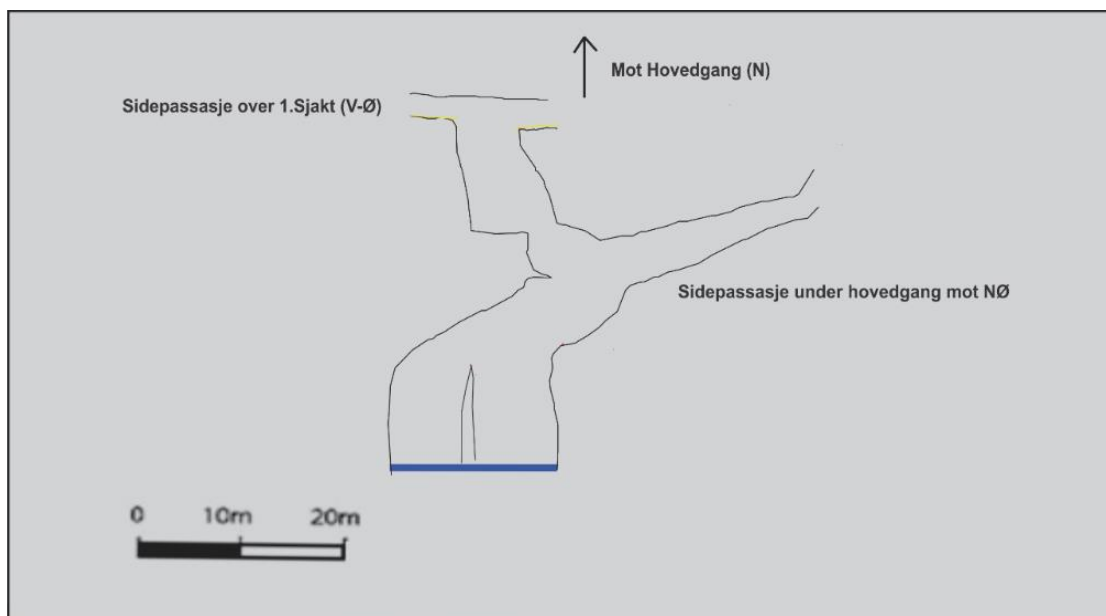
4.2.3 Pauseplassen

Fra 1. Hovedsprekk fortsetter systemet jevnt nedover gjennom freatiske passasjer, kun avbrutt av noen små avsatser, som ikke er på mer enn 1-2 m. Størrelsen på gangene varierer, men generelt fremstår systemet som smådimensjonert (figur 4.9). Sidepassasjer av ulik størrelse er fremtredene i dette området av grotten. Partier med strømskåler observeres gjennom deler av hovedpassasjen, mens det ved et punkt går en granittisk intrusjon i taket. Interessant er også tilstedeværelsen av et

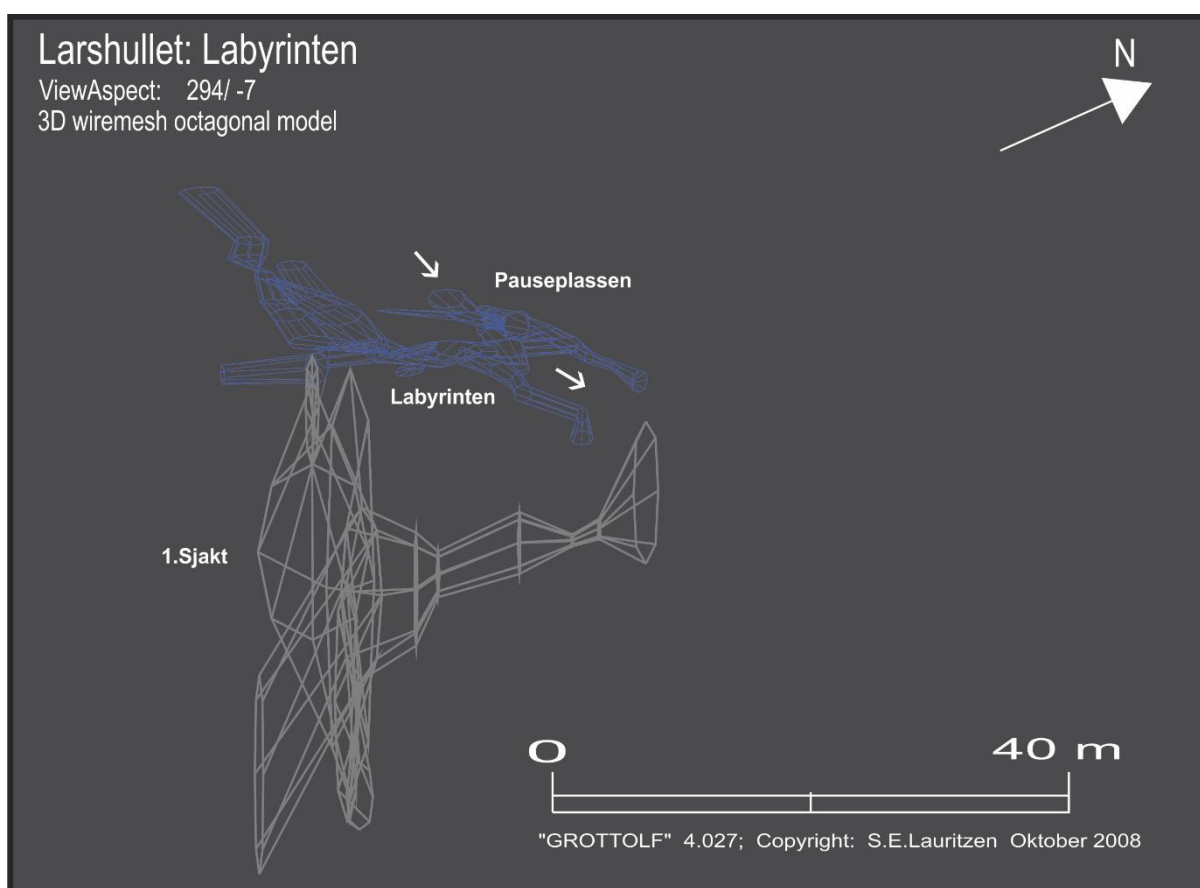
dobbeløp, med strømskåler i begge etasjer, rett før den sidegang som leder mot 2. inngang. Den tidvis veldig tydelige trykkledningsmorfologien blir i områder brutt av partier med et mer gjellignende preg. 150 m fra inngangen, gjennom en trang skvis, ledes man ut til Pauseplassen, et kvadratisk rom, hvor høyden under taket er begrenset til 1.5 m. En tilsynelatende ikke altfor dominerende tverrsprekk legger i sørlig ende legger grunnlaget for en tverrgående passasje som sprer seg i flere retninger og nivåer. Den ender i sin sørlige ende opp ved den nesten 40 m dype 1.Sjakt (se kapittel 4.3.4) (figur 4.8). I nord har sprekken liten morfologisk påvirkning, bortsett fra dannelsen av en trang utstikker på 1 m. Taket er nesten helt plant og domineres av glimmerskifer, mens det i mellom disse kan observeres lag av marmor i form av relativt tynne striper, opp mot 30 cm brede. Ledespalten kan observeres tydelig i grottens sørvegg, hvor den ligger tett opp mot taket, mens den i nord er mye vanskeligere å fastslå. Sprekkesonen er ikke synlig langs taket og dryppsteiner observeres ikke ved denne lokaliteten. Noen mindre sprekker langs veggene viser derimot noe utfelling av kalk. Disse områdene er i hovedsak fuktigere enn resten av rommet. Veggene består i hovedsak vekselvis av glimmerskifer (10 cm tykke) og marmor lag. På gulvet observeres for det meste fine sedimenter i form av sand og silt, men noe rullestein og kollapsblokker kan observeres. Lokaliteten gav i tillegg gode vilkår for måling av foldeakseplan som følge av lav takhøyde.

4.2.4. 1. Sjakt

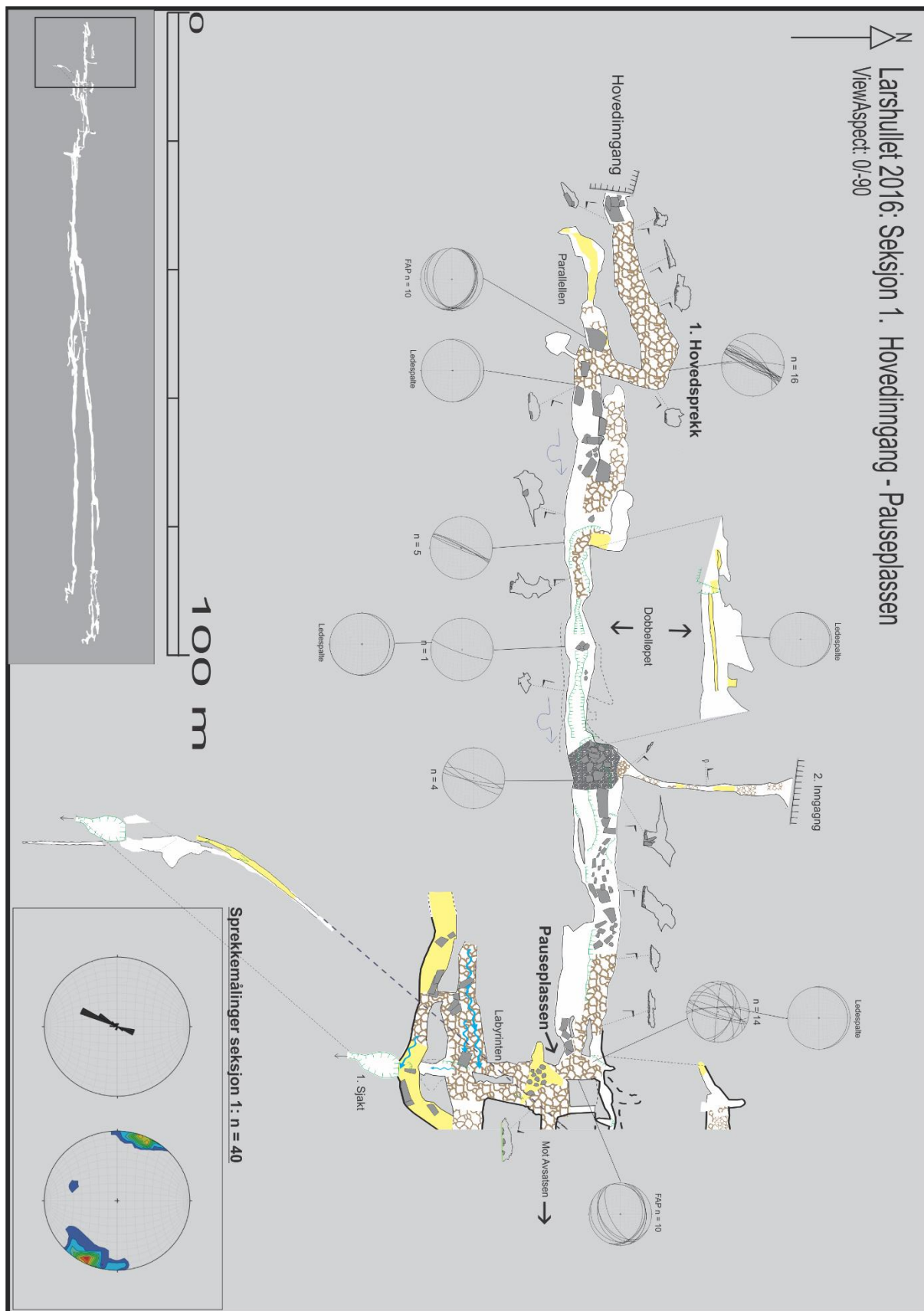
Selv om Gunnar Horn aldri tok seg ned Sjakt 1, ble den i Horn (1947) likevel estimert til å ha et dyp på 10-12 meter, hvor tilkomst til nye passasjer virket sannsynlig. Ekspedisjonen organisert av Cambridge University Caving Club i 1956 er de første som utforsker sjakten. De finner den til å være 117 fot dyp (ca. 35 m), men klarer ikke, som følge av vanskelige forhold, å gjøre noe særlig detaljert arbeid (Wells, 1957). Under feltarbeidet i august 2015, ble det under nedstigningen av sjakten observert at det i flere etasjer går trange sidepassasjer i forskjellige retninger. Bare i en av disse er det utført et skikkelig kartleggingsarbeid (figur 4.7 og figur 4.8), da resten viste seg å være for trange eller utilkommelige. En større passasje, omtalt som Severins Passasje, som i alle fall i starten kan forsøres stående, er lokalisert i helt på toppen av sjakten over det planet hvor hovedgangen forløper. Denne går mot øst, og nærmer seg med det Olavsgrotten, men er da som følge av sikkerhetsmessige hensyn ikke kartlagt. Arbeidet videreføres sommeren 2016.



Figur 4.7: Sjakt. 1 sett i fra siden. Til høyre går sjaktens eneste kartlagte sidegang, som da stekker seg inn under hovedpassasjen.



Figur 4.8: Figuren viser det komplekse nettverket av små freatiske passasjer som tilsammen utgjør labyrinten (blå). I sør ender disse opp over den 40 m dype sjakt 1 (grå). Inn under hovedgangen går sjaktens eneste kartlagte sidepassasje langs det som minner om en N-S sprekkeseone.



Figur 4.9: Kart fra seksjon 1. Hovedinngang – Pauseplassen, som utgjør ca. 150 m av grottens ytterste partier. Systemets kompleksitet tiltar ved inngangen til Labyrinten ved Pauseplassen. Strukturgeologiske målinger er presentert i stereonett som plan langs passasjene, og oppsummert ved hjelp av konturplott og rosedigram.

4.2.5 Homogen Passasje

Fra Pauseplassen fortsetter Larshullet gjennom Labyrinten, hvor hovedpassasjen er en trang freatisk trykkledning på 20 m, som er omsluttet av flere enda mindre sidepassasjer, også freatiske, som lenger nede i systemet igjen forenes med hovedpassasjen ved Avsatsen. I flere av gangene kan det observeres partier med strømskåler. Sedimenter observeres stort sett bare ved Labyrintens laveste nivå. Avsatsen preges av en stor hovedsprekk med en tilhørende avsats, hvor høyden til nivået under varierer. Systemet tar i dette området veldig komplisert form og splitter seg her i tre relativt morfologisk ulike ganger, som igjen forenes i hovedpassasjen 20-30 m lenger øst. Hovedpassasjen følger her langs med nordveggen gjennom en jevn trakt, mens den i sør følger et bredt skråstilt plan med lav takhøyde. Parallelt, men i et nivå over, går Leirgangen, som blant annet passerer over inngangen til Fuglefoten, et område av grotten med usedvanlig store mengder dryppstein. Sørveggen trekker etterhvert gravis nordover, og en relativt homogen morfologi gjenoppstår i nærheten av det partiet av grotten som derfor refereres til som Homogen Passasje (figur 4.12). Her domineres systemet av flere mellomstore N-S sprekker som opptre med jevne mellomrom. Selve passasjen har både en høyde og en bredde på 3-4 m. De største sprekkene fører derimot til at høyden langs noen sprekkesoner er nærmere 7-8 m. Sprekkene har ikke så alt for stor påvirkning på morfologien, sett bort i fra at de lager korte trange åpninger i både sørlig og nordlig ende ved noen av sprekkesonene. Passasjen ser ut til å være anlagt etter ledespalten, som da er lokalisert ca. midt i mellom tak og gulv. Taket domineres av glimmerskifer, med bare små innslag av marmor. Gulvet består av vekselvis kollapsmateriale og rullestein, mens det opp mot veggene observeres bart fjell. I det hele fremstår området som veldig ryddig i motsetning grottens første 200 m. Lav takhøyde og jevne plan gav her gode forhold for måling av foldeakseplan.

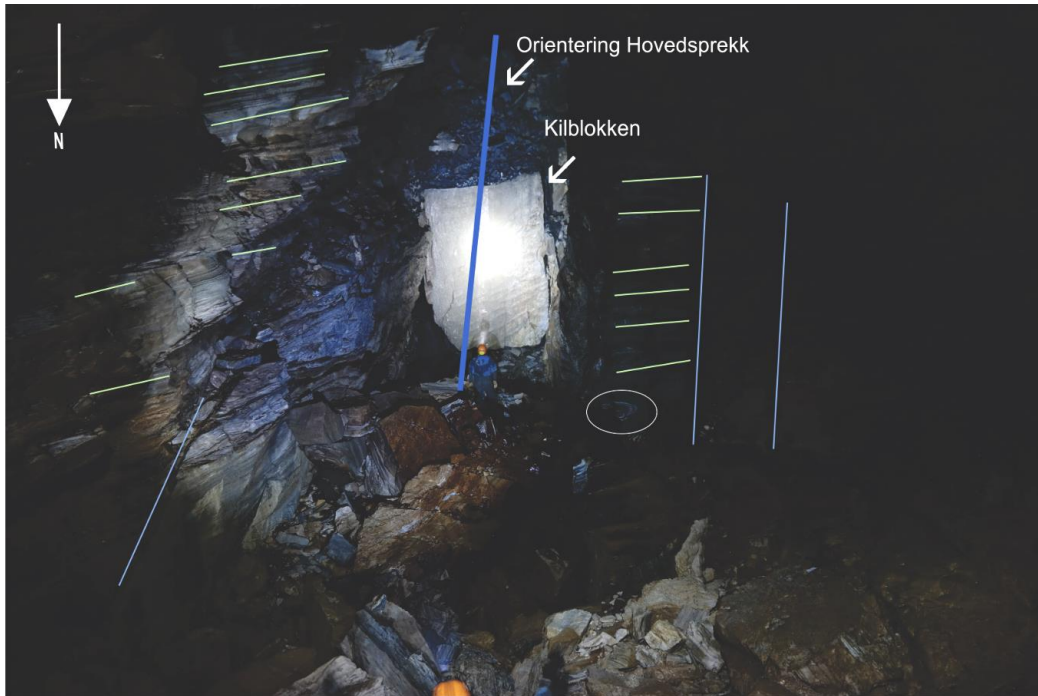
4.2.6 Fossehallen

Etter Homogen Passasje fortsetter hovedpassasjen gjennom en kryp fylt med fine sedimenter før den kommer ut i sprekkesonen som utgjør Fossehallen (figur 4.12). Her forskyves passasjen ca. 15 meter nordover før den fortsetter østover gjennom en 20 m bred, men lav (1-2 m høy) gang med et nesten helt plant tak. Taket i selve sprekkesonen derimot er buet og samtidig betydelig høyere enn i områdene rundt. Høyest er det i nord, før det blir gradvis lavere mot sør. Her går det i tillegg en sidegang i vestlig retning, den markerer enden på en av forgreiningene som starter i områdene rundt Pauseplassen. Sett bort fra sprekkesonen består taket for det meste av glimmerskifer, med unntak av noen striper med marmor. Kompleks foldet glimmerskifer kan observeres langs hele sprekkesonen, hvor de største har en avstand på rundt 30 cm fra «hinge» til «limb». «Hinge line» følger grottens hovedretning og helning. Foldene ligner de som observeres ved 1. Hovedsprekk. Gulvet domineres av

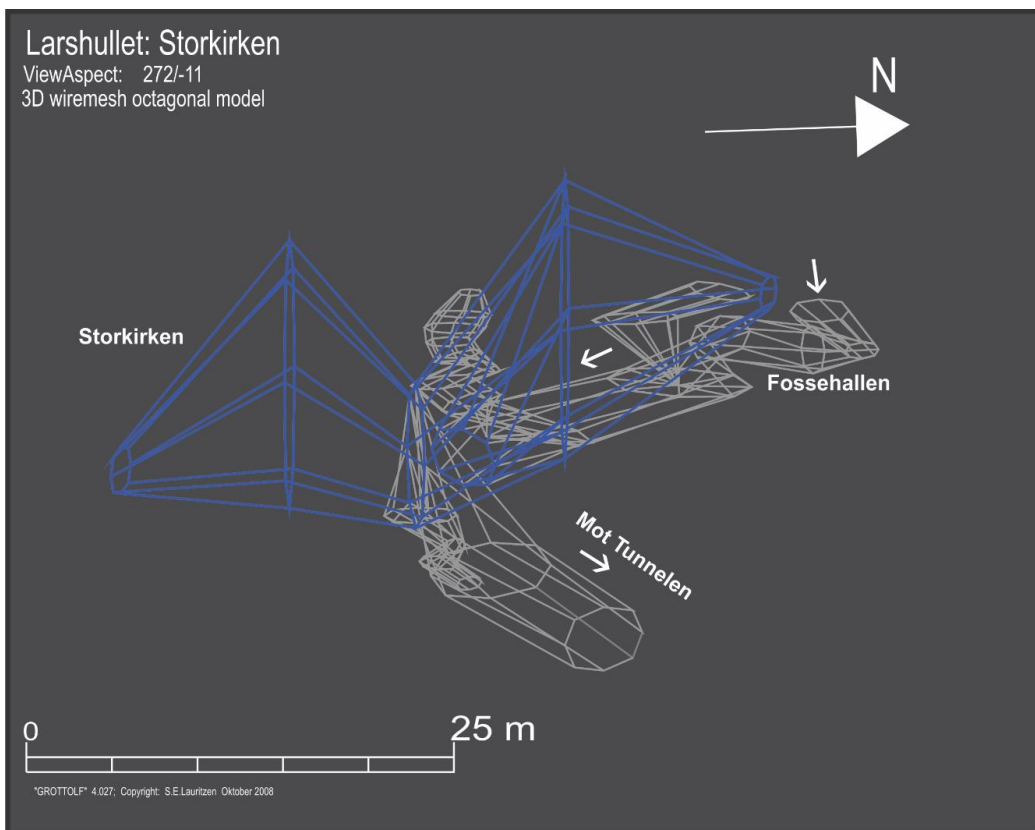
en del store kollapsblokker, med rullesteiner og andre fine sedimenter inn i mellom. Flest rullesteiner observeres i nærheten av en bekk som når grottegulvet gjennom en foss helt nord i sprekkesonen. Denne kan følges et stykke før den forsvinner mot øst i en liten sprekk som den følger før den igjen kommer til syne i der hovedpassasjen blir breiere. En god del dryppstein kan observeres langs hele sprekkesonen, som stort sett fremstår som fuktig.

4.2.7 Storkirken

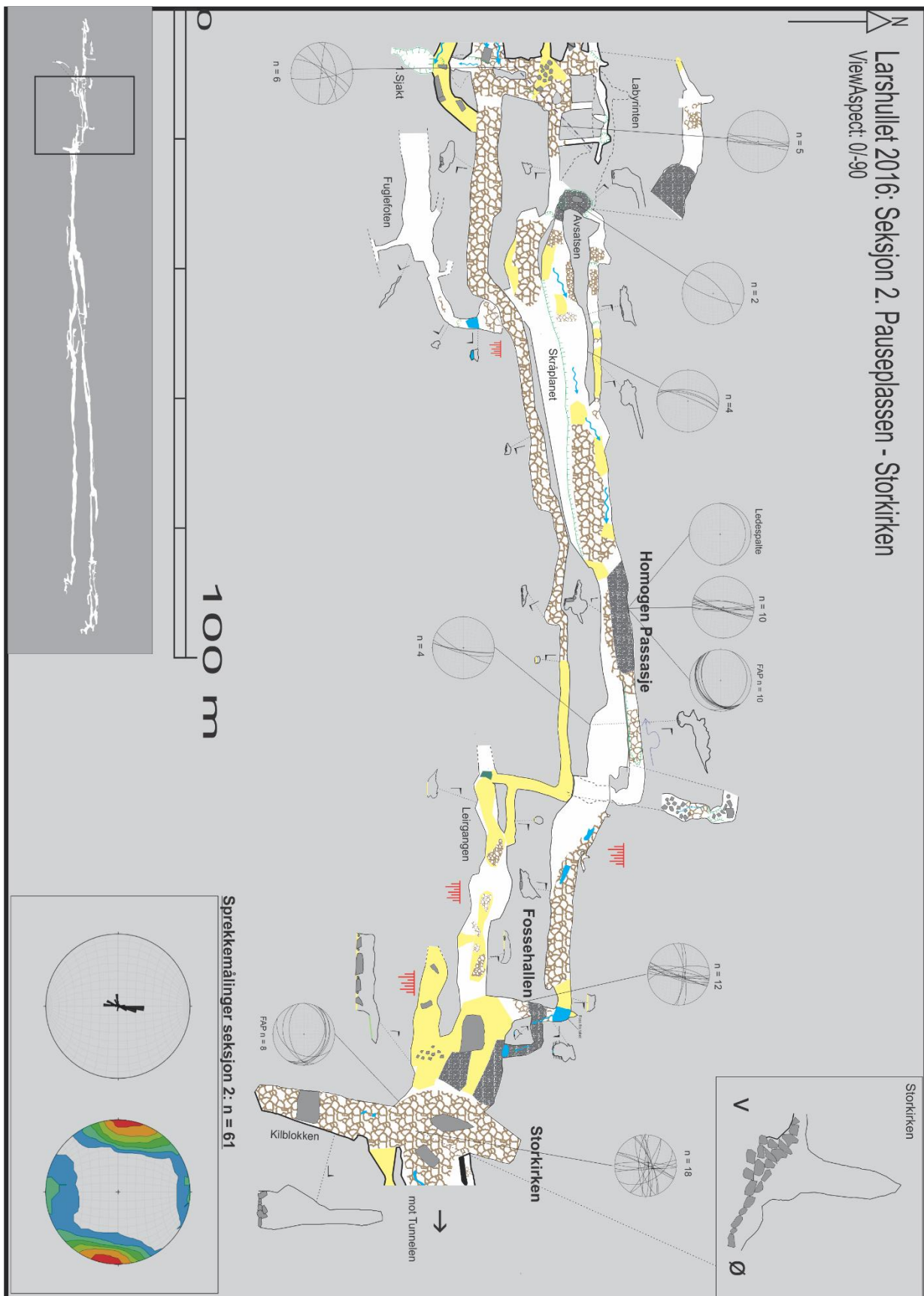
I enden av den brede gangen i etterkant av Fossehallen blir hovedpassasjen brått smalere da den som følge av stor kollaps blokkeres i nord. Gjennom dette trange området kommer hovedpassasjen så ut over den samme kollaps i et enormt rom, i det som er et område i grotten som har blitt navngitt ved Gunnar Horn`s ekspedisjoner. Rommet som er anlagt etter systemets dominerende nord-sør gående sprekketrend har som følge av sin størrelse og utforming, fått navnet Storkirken (figur 4.12) (Horn, 1947). Bredden er opp i 50 m om man beregner denne i fra de to øverste punktene på hver sin side. Sett bort fra systemets to sjakter, er det er her takhøyden er størst med sine ca. 20 m. I nord når kollapsmaterialet nesten helt i taket, mens det i sprekkesonenes sørlige ende observeres en stor fastkilt kollapsblokk, Kilblokken, hvor det på oversiden ser ut til å ligge en del kollaps materialet, som også her når helt i taket (figur 4.10). Gulvet domineres av nedfallsblokker av ulik størrelse, men noen rullesteiner og fine sedimenter er også tilstedeværende. Mot øst og vest i sprekkesonen stikker flere lett folda lag ut i fra veggene. Generelt er det mye vanddrypp gjennom hele sprekkesonen, ofte med tilhørende dryppstein. Det freatiske utformingen, er som følge av sprekkedannelse og episoder med kollaps, kraftig modifisert (figur 4.11).



Figur 4.10: Bilde fra Storkirken tatt mot Kilblokken. Hovedsprekken (tykk blå sterk) har en orientering på 009/83 W og omsluttet av mindre sprekker med en lignende trend (tynne blå streker). Foliasjonen er markert med gule streker. Person som skala. Foto: Alexander G. Stadheim.



Figur 4.11: Figuren viser det store avviket i passasjemorfologi som observeres ved Storkirken (blå) i forhold de omkringliggende passasjene (grå), hvor dimensjonene også er betydelig mindre. Den slake stigningen mot nordenden av sprekesonen skyldes sannsynlig den store mengden kollapsmateriale som ligger opp mot taket her.



Figur 4.12: Kart fra seksjon 2, hvor systemet forløper østover gjennom flere mindre sideganger i tillegg til hovedgangen. Flere hovedsprekker setter sitt preg på områder, blant annet ved Storkirken. Strukturgeologiske målinger er presentert i stereonett som plan langs passasjene, og oppsummert ved hjelp av konturplott og rosediagram.

4.2.8 Tunellen

Etter Storkirka beveger grotten seg inn i et langt strekk med veldig konsistent morfologi, hvor dimensjonene er tilnærmet uforandret over en strekning på 200 m. Den skifter totalt karakter i forhold til lenger vest, og tilstedeværelsen av sideganger forsvinner nesten helt, bortsett fra noen små unntak. Denne forandringen er også nevnt i Horn (1947), som påpeker at grotten her har et profil som en jernbanetunnel (figur 4.15). Nedover hele passasjen observeres flere mellomstore sprekker som har ingen eller liten direkte morfologisk påvirkning. Taket er her tilnærmet helt plant og består for det meste av marmor. Det samme gjelder i stor grad for veggene, bortsett fra der lag med lett folda glimmerskifer stikker ut i rommet. Gulvet derimot, har en litt mer varierende morfologi, blant annet som følge av et dekke bestående av kollapsblokker med forskjellig størrelse, noe som også går igjen gjennom hele området. Rullestein observeres stort sett i sammenheng med bekken som renner gjennom deler av Tunnelen, før den til slutt forsvinner under de store mengdene med nedfallsmateriale mot slutten av passasjen. Den har stort sett sitt løp i en «etasje» under resten av gangen i deler av tunnelen og gir den ellers så freatiske passasjen et vagt bekløpsprofil. Målingene langs dette partiet av grotten er gjort mellom to punkter med høy sprekketetthet, der også gode plan for måling av foldeakseplan var tilstede. Ledespalte observeres muligens langs taket mot slutten av partiet, ikke alt for langt i fra splitten (figur 4.13).



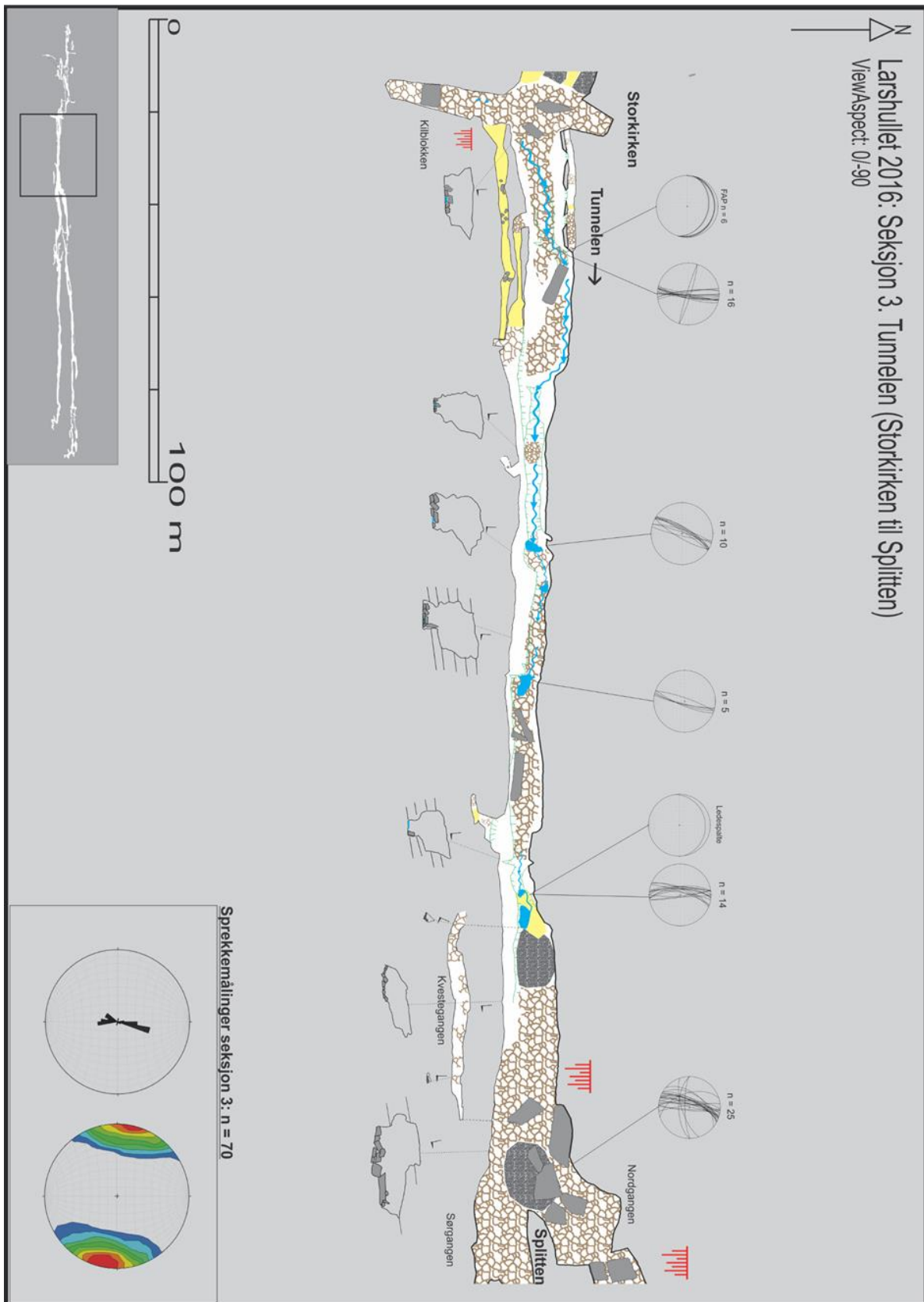
Figur 4.13: Bilde av tunnelens typiske morfologi. Her uten den veldig tydelige bekløpsnedskjæringen som observeres i noen partier. Mulig ledespalte mot taket markert med blå strek. Folasjonen er markert med gul strek. Personer som skala. Foto: Alexander G. Stadheim.

4.2.9 Splitten

I enden av Tunnelen splitter hovedpassasjen seg i to ganger med store morfologiske forskjeller (figur 4.15). Gangene blir av Horn (1947) omtalt som Nordgangen og Sørgangen og forløper nærmest parallelt. I forkant av Sørgangen observeres store mengder sedimenter bestående av alt fra sand og silt til rullestein og kollapsblokker av varierende størrelse, som er med på å blokkere av passasjen (figur 4.14). Resten av Sørgangen er for øvrig preget av store mengder kollapsblokker og et sterkt modifisert profil. Bekkeløpet som observeres i deler av Tunnelen forløper kun videre gjennom Nordgangen, hvor den varierer mellom å strømme i passasjen eller i sprekker i bergmassen. Store mengder avsetningsmateriale dominerer også i de øverste partier av Nordgangen. Hovedsakelig er tilstedeværelsen av store kollapsblokker fremtredende, mens de aller fineste sedimentene er nærmest fraværende. I nordenden av splitten kan det observeres flere tydelige nord-sør gående sprekker, men disse er vanskelige å finne igjen i sør. Områdets store bredde ser uansett ut til å være anlagt etter disse tverrgående sprekkene. Både taket og veggene består i all hovedsak av marmor, men i enkelte områder også lett folda lag med glimmerskifer, som langs veggene stikker ut med jevne mellomrom. Helt sør i Nordgangen, rett i etterkant av at hovedpassasjen splitter seg, kan det observeres små sprekker (>1 mm) som strekker seg 10-15 cm oppover i marmoren, i et område hvor det ser ut til at den slynger seg over et underliggende lag med glimmerskifer (ca. 10 cm tykt). I marmoren under skiferlaget observeres ikke disse små sprekkene.



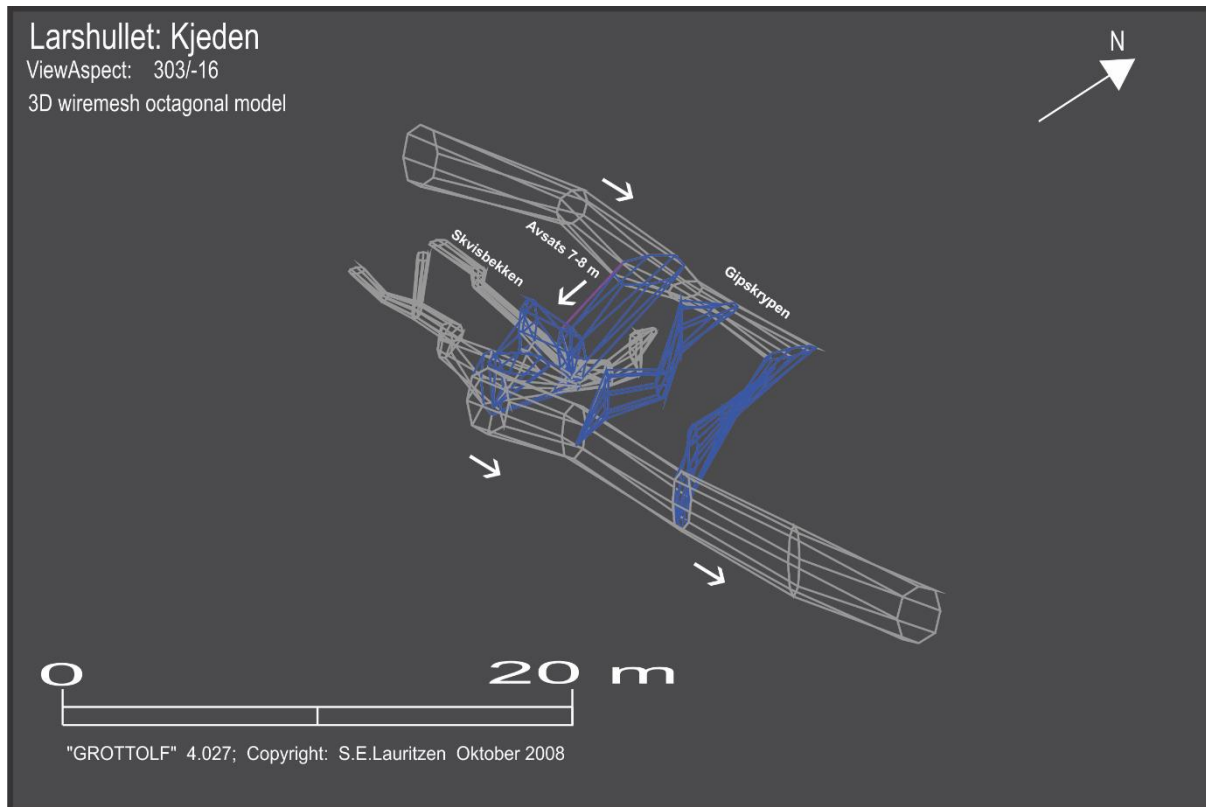
Figur 4.14: Bilde fra Splitten mot Nordgangen, et område tydelig modifisert av kollapser langs hovedsprekk (020/80 W) (tykk blå strek). Rundt denne observeres flere små sprekker, orientert både N-S og V-Ø (tynne blå streker). Foliasjonen er markert med gult. Mot Sørgangen demmer store mengder ulikt materiale opp inngangen. Foto: Alexander G. Stadheim.



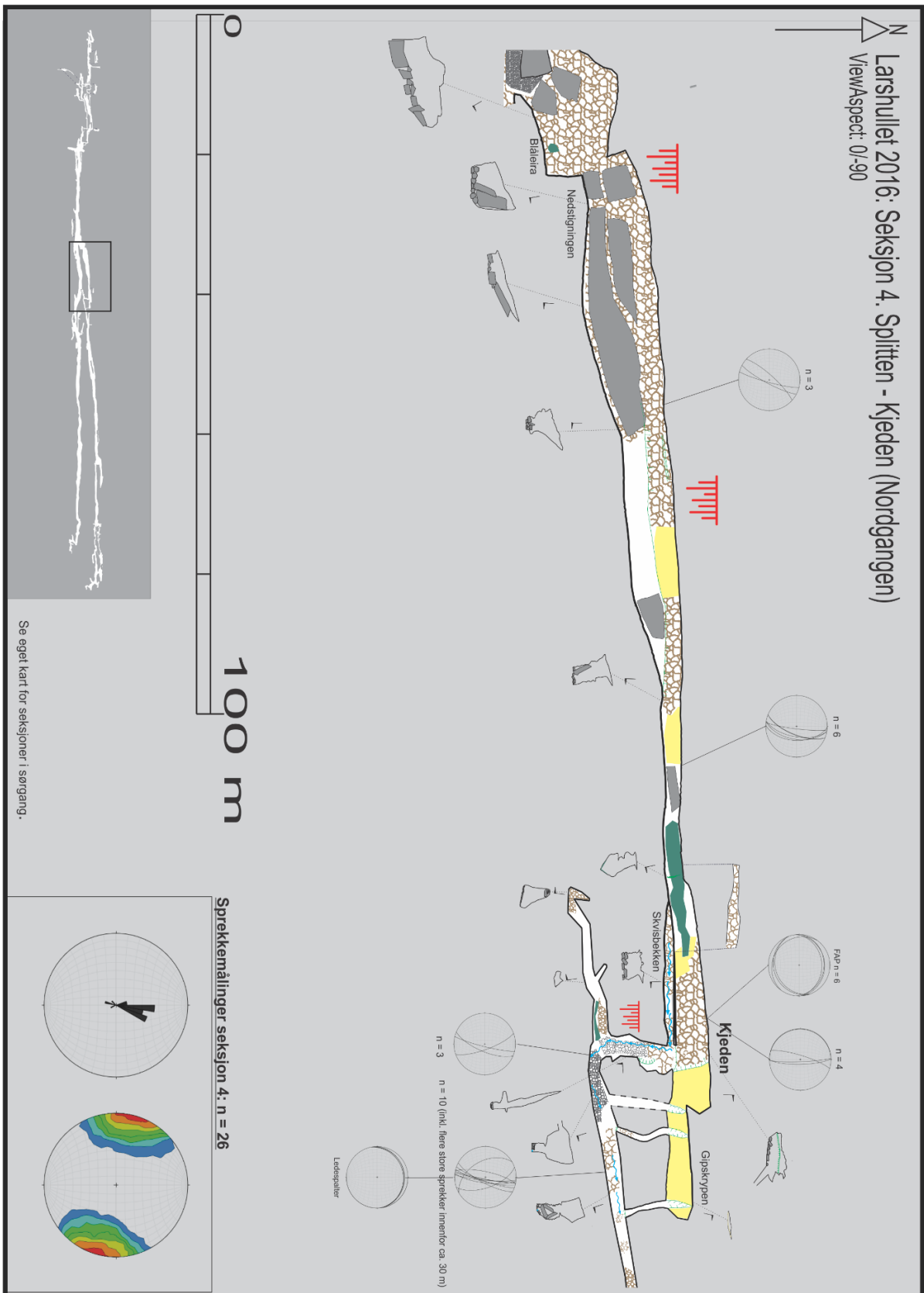
Figur 4.15: Kart fra seksjon 3. Tunnelen. Dette partiet strekker seg ca. 200 meter gjennom en nesten helt rett passasje. Ved splitten fortsetter grotten gjennom to hovedløp. Nordgangen og Sørgangen Strukturgeologiske målinger er presentert i stereonett som plan langs passasjene, og oppsummert ved hjelp av konturplott og rosedigram.

4.2.10 Kjeden

Første del av Nordgangen forløper gjennom en bratt nedstigning over det som i hovedsak er store kollapsblokker, som i noen tilfeller er dekket av en blåaktig leire. Videre fortsetter systemet jevnt gjennom freatiske passasjer, hvor det i noen områder observeres vados påvirkning. Store deler av strekket ser ut til å være anlagt etter en relativt tydelig ledespalte midt i gangen. Dette partiet fremstår derfor som veldig homogent, med relativt like dimensjoner. Noen små sprekkesoner kan observeres, men de har liten eller ingen påvirkning på passasjens morfologi. Den første tverrsprekken av betydning etter Splitten kan sees på som inngangen til et parti av grotten som går under navnet Kjeden (figur 4.17). Her fører den første av mange sprekker til at hovedpassasjen brått avviker fra sin østlige hovedretning. Den stuper ned en bratt avsats på ca. 7-8 m mot sør, før den etter 20 m igjen forløper mot øst. Herifra fortsetter grotten gjennom en relativt smal passasje med god takhøyde, hvor profilet har et skrått, nesten nøkkelhullignende preg som nedover i systemet blir mer og mer kvadratisk. Dette partiet av Kjeden domineres av flere større sprekkesoner som i enkelte tilfeller danner trange passasjer mot et høyere nivå i nord. Før avsatsen er det nemlig mulig å fortsette 25 m østover gjennom Gipskrypen, en lav, men relativt brei kryp fylt med fine sedimenter og gipskrystalliseringer. Denne følger parallelt med hovedgangen og avskjæres med jevne mellomrom der sprekkesonene kutter seg gjennom gulvet (figur 4.16). Et fellestrekk for sprekkesonene er at de langs passasjens sørlige vegg bare viser tydelige spor i det øverste laget over ledespalten, som her kan følges et godt stykke nedover i systemet. På undersiden observeres bare det som kan se ut som tilhørende småsprekker. Kjeden omfatter, som følge av sin utstrekning, stor variasjon med tanke på litologi og løsmasser. Felles for området er uansett at de fleste plasser, bortsett fra bunnen av sprekkesonen som følger hovedgangen, er dekket av et tynt lag med fine sedimenter. I bunnen av nedstigningen, ved Kjedens første tverrsprekk kommer bekken som er omtalt tidligere igjen til syne, i det som er et av Larshullet fuktigste områder. Her observeres det stort sett bare rullestein, mens en god del dryppstein også setter sitt preg på omgivelsene. De fleste og største kollapsblokkene observeres derimot etter at gangen igjen knekker mot øst, hvor de dekker store deler av gulvet. Videre østover er grotten mye tørrere og bare enkelte stalaktitter observeres, da som regel på sørsiden av sprekkesonene.



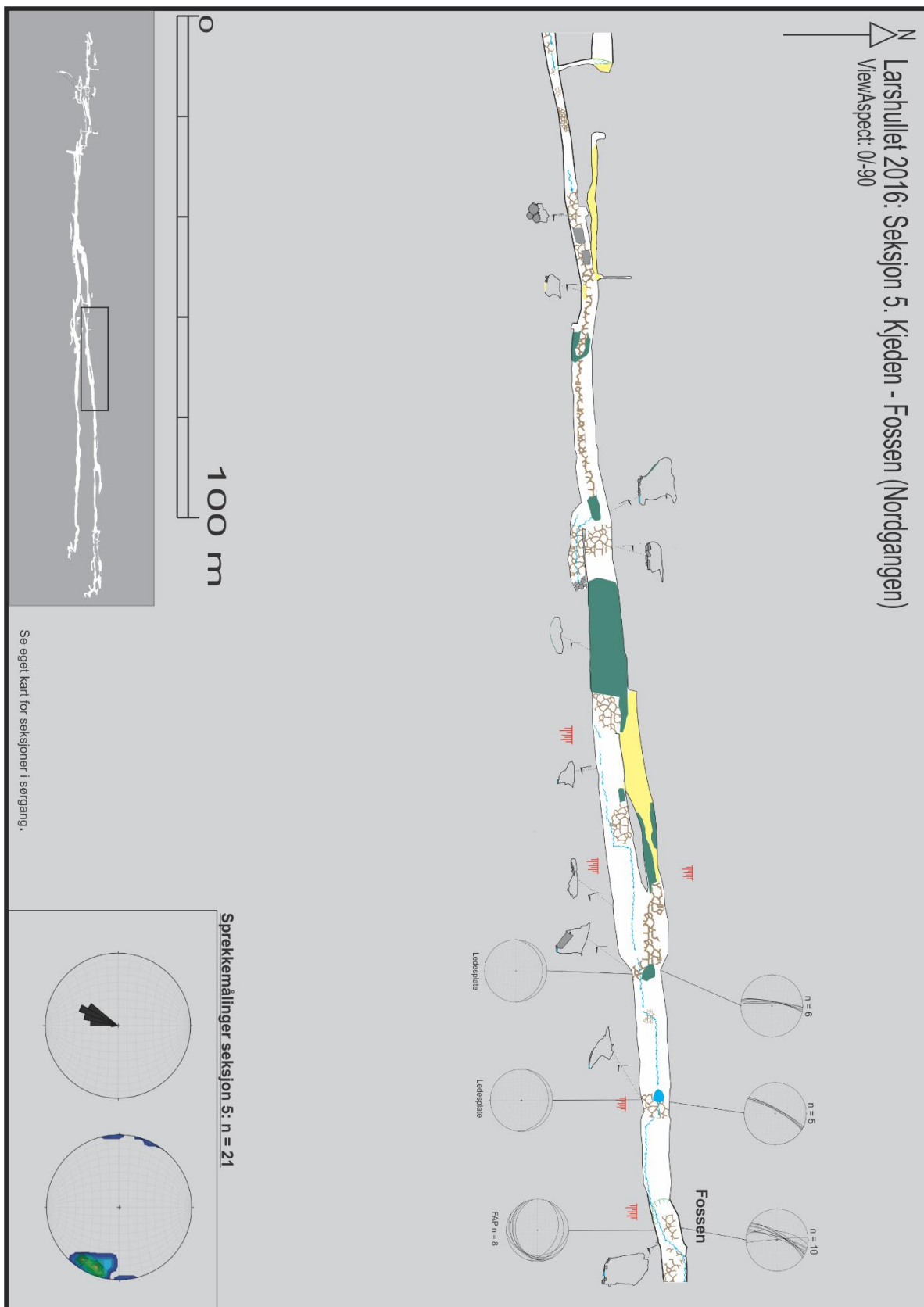
Figur 4.16: Figuren viser det området av grotten som går under navnet Kjeden. Her knekker hovedpassasjen brått mot sør langs en hovedsprekk ved inngangen til Gipskrypen. Flere påfølgende tverrsprekker knytter så denne sammen med hovedgangen, som igjen her fortsetter østover med mer eller mindre den samme morfologien som over denne første tverrsprekken (tverrsprekkene er markert med blå). Grottens vannføring kommer her for første gang til syne, gjennom skvisbekken, siden den forsvant under kollapsmateriale i Tunnelen. Denne ser ut til å ha fulgt små sprekker i et nivå under hovedpassasjen gjennom seksjon 4.



Figur 4.17: Kart fra seksjon 4. Splitten til Kjeden, som viser de øverste partiene av Nordgangen. Lite tektonisk aktivitet i nærheten splitten, men ved kjeden kan det observeres flere tverrgående sprekker med bare 10-15 meters avstand.. Strukturgeologiske målinger er presentert i stereonett som plan langs passasjene, og oppsummert ved hjelp av konturplott og rosedigram.

4.2.11 Fossen

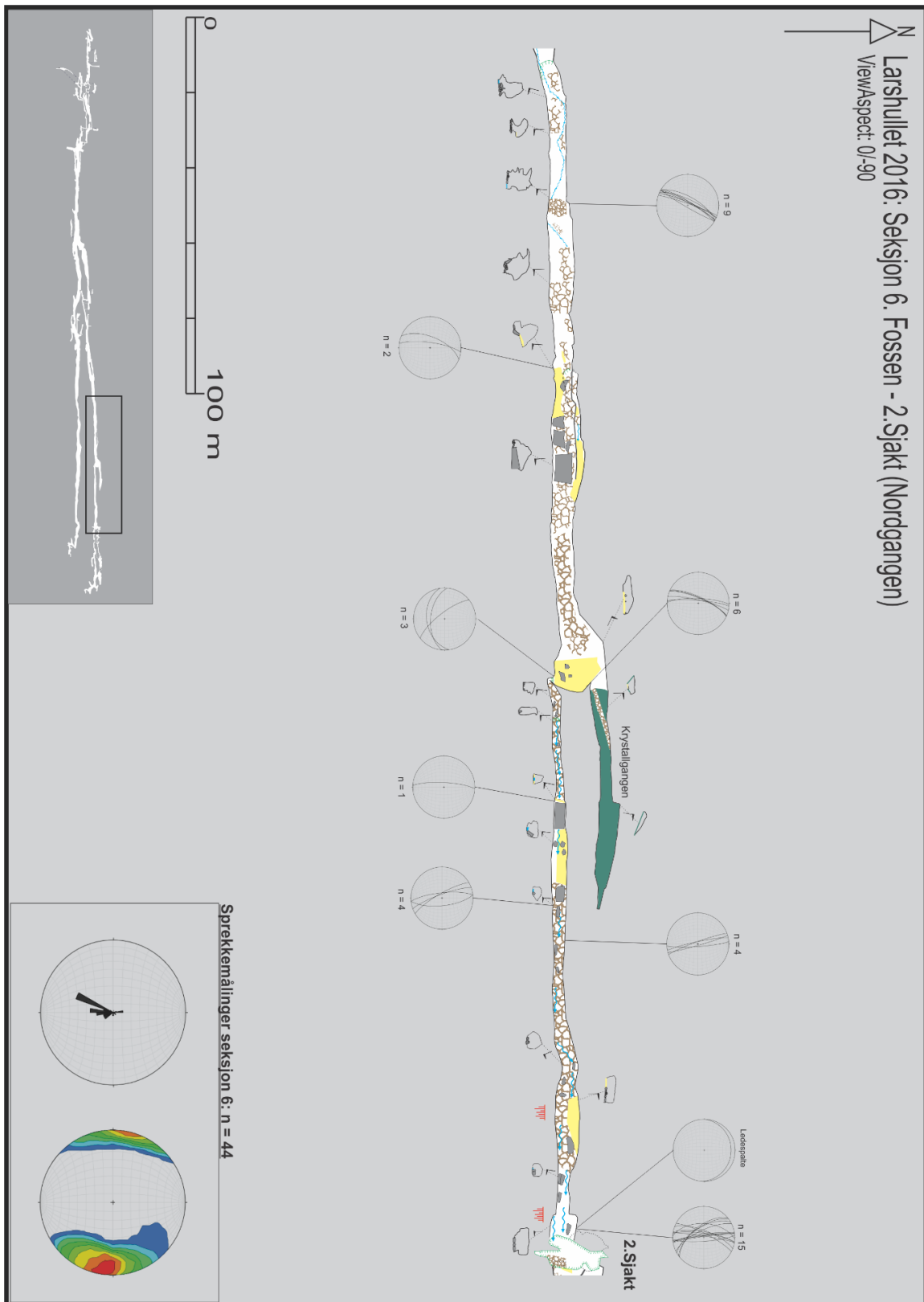
I partiet mellom Kjeden og Fossen forløper Nordgangen i tilnærmet rette linjer gjennom freatiske passasjer der de få sprekkene som kan observeres ikke har særlig morfologisk påvirkning. Noen, hovedsakelig sandfylte sideganger, som stort sett følger parallelt med passasjen, sammen med blokker av ulik størrelse, gir systemet noe variasjon. Områder av ulik utbredelse fylt med leire er også fremtredende i denne seksjonen. Hovedsprekken som observeres ved Fossen danner en 10-12 m høy avsats, hvor en tilhørende foss har vært med på å gi området sitt navn (figur 4.18). Passasjen blir her flyttet par meter mot nord, før den igjen forsetter østover. Lokaliteten domineres i all hovedsak av en stor sprekk, med tilhørende mindre sprekker i omtrent samme retning. På veggene og i taket observeres stort sett marmor, men relativt kraftig foldet glimmerskifer observeres med jevne mellomrom opp langs veggene. Gulvet er stort sett dekket av kollapsblokker med ulike størrelse. De resterende områdene består av noe rullestein og bart fjell, mens fine sedimenter nesten ikke er tilstede i det heletatt. Ikke unaturlig fremstår Fossen som veldig fuktig, men i mange områder drypper det i tillegg vann fra taket. Langs hovedsprekken kan det observeres noe dryppstein. Utfordrene med måling av foldeakseplan i dette området, da flere av planene var lokalisert høyt oppe i veggene og ikke alltid hadde den fineste overflaten.



Figur 4.18: Kart fra seksjon 5. Kjeden til Fossen. Etter kjeden fortsetter igjen Nordgangen i tilnærmet rette linjer, uten særlig tilstedeværelse av sprekker. En del sprekesoner nær Fossen, hvor en stor tverrsprekk flytter hovedløpet mot nord. Nordgangen og Sørgangen. Strukturgeologiske målinger er presentert i stereonett som plan langs passasjene, og oppsummert ved hjelp av konturplott og rosedigram.

4.2.12 2.Sjakt

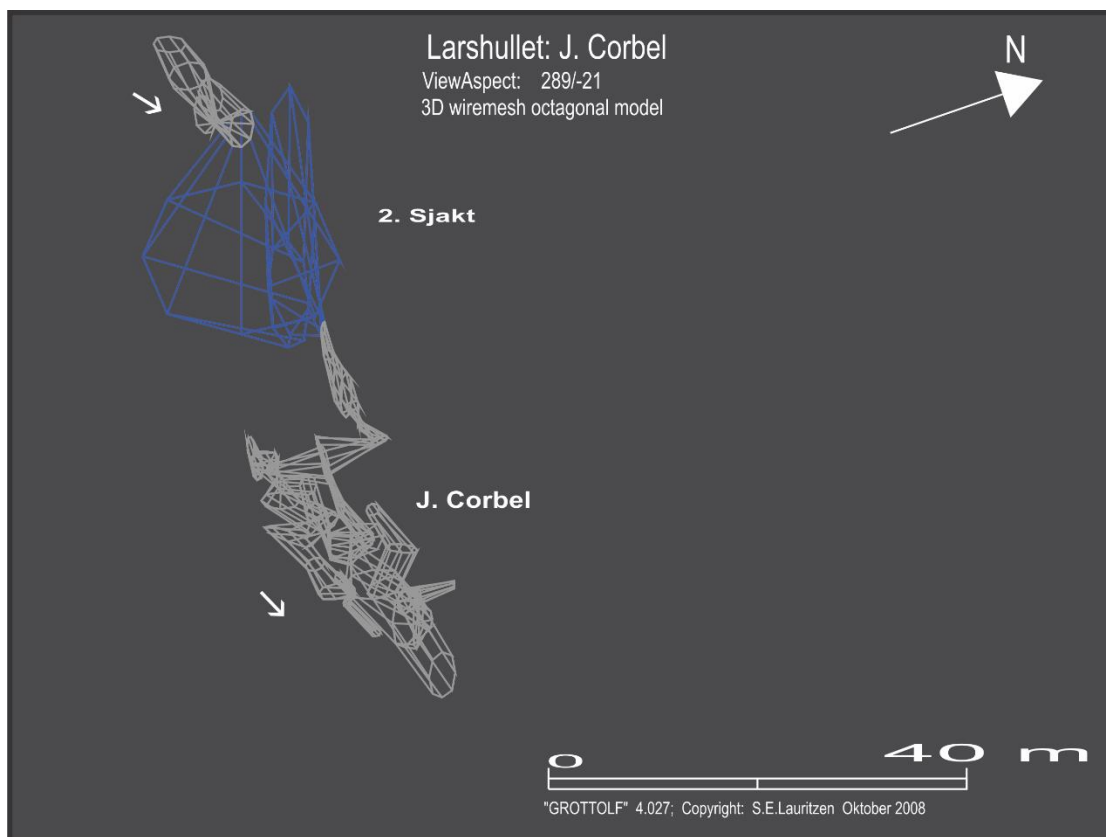
Mellom Fossen og 2.Sjakt forløper grotten igjen nedover gjennom hovedsakelig freatiske passasjer uten noen særlig store avsats (figur 4.19). Kollapsblokker dekket av finere sedimenter dominerer grottens gulv. To sideganger følger parallelt med hovedpassasjen i dette partiet. Den nederste av disse, Krystallgangen, utgjør den delen av systemet som inneholder mest leire om man tar i betraktning utbredelse og sannsynlig tykkelse på lagene. Passasjen inneholder, som Gipskrypen, store mengder gipskrystaller og blir ved sin farbare ende veldig trang, derfor er det vanskelig å si noe om den ender i en leirlås eller ikke. Ved dens inngang observeres en større tverrsprekk som flytter hovedpassasjen ca. 5-6 m sørover, ned en liten avsats. Systemet fortsetter så mer eller mindre rett mot 2.Sjakt, bare forhindret av en og annen kollapsblokk. Ved 2. Sjakt stuper passasjen brått 25 m rett ned ved tverrgående sprekk (figur 4.20). På oversiden observeres det som ser ut til å være tilhørende småsprekker, som stort sett går i samme retning som hovedsprekken. Ledespalten er lokalisert ca. midt i passasjen, og danner grensen til et høyere regime. Det observeres også en god del dryppstein, for det meste stalaktitter, i de fleste tilfelle uten tilhørende stalagmitter. Taket og veggene består i stor grad av marmor, men som ved de fleste andre lokaliteter finner man også her mellomliggende lag med foldet glimmerskifer. På gulvet observeres en jevn fordeling mellom rullesteiner og relativt små kollapsblokker spredt utover relativt store, ellers bare områder.



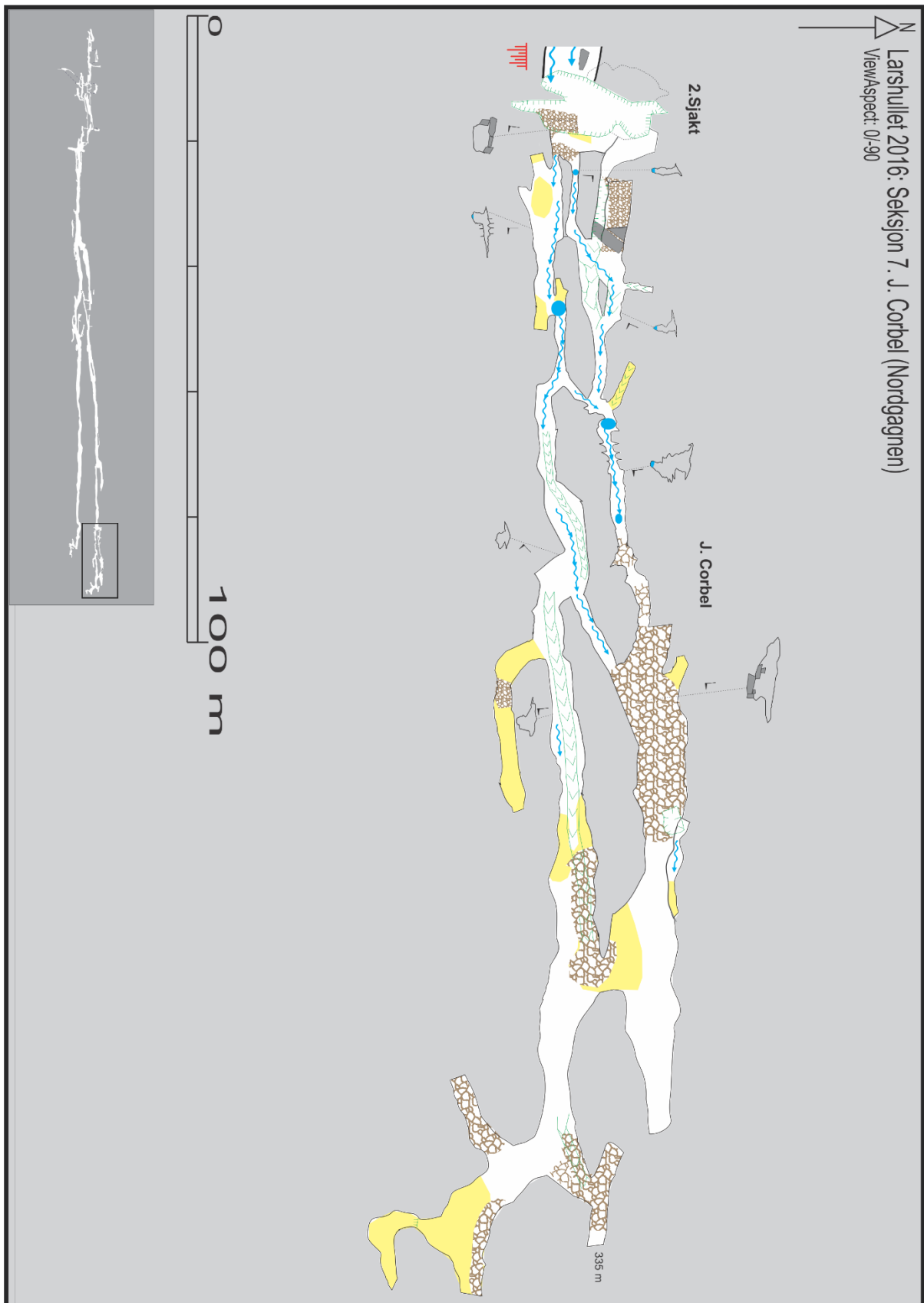
Figur 4.19: Kart fra seksjon 6. Fossen til 2. Sjakt. Fra fossen er det igjen lange strekk med freatiske passasjer som dominerer. En større gang fylt med leire, Kyrstallgangen skiller seg ut. Mot slutten blir dimensjonene betydelig mindre mot 2. Sjakt. Strukturgeologiske målinger er presentert i stereonet som plan langs passasjene, og oppsummert ved hjelp av konturplott og rosedigram.

4.2.13 J. Corbel

Horn (1947) spekulerte tidlig om en videre fortsettelse av grotten etter 2.Sjakt, og bare fire år senere, i 1951, ble det som nevnt i introduksjonen utført kartleggingsarbeid av dette området av Corbel (1957), i samarbeid med Railton. Etter fredningen i 1963 har diverse ekspedisjoner tatt seg ned i dette nesten utilgjengelige området, men det er ikke foretatt noe offisielt kartleggingsarbeid før det som ble utført i løpet av august 2015. Passasjene i J. Corbel endrer, som nevnt tidligere, betydelig karakter enn det som er tilfellet over 2.Sjakt (figur 4.21). De domineres her av flere vannfylte canyoner, hvor hyppigheten av sideganger er nesten like stor som det som er tilfellet for grottens første 300 meter. Disse har dog et mer lineært preg enn det som observeres ved for eksempel Labyrinten (figur 4.20). N-S sprekker observeres også jevnlig i denne delen av grotten og de største forekomstene av palygorskitt finnes her, da hovedsakelig i bunnen av sjakten. Et annet særpreg er også den store mengden vann som er tilstede. Det måtte brukes vadeutstyr for å kunne forsere enkelte partier. Det foreløpige endepunktet for kartleggingen ligger ikke langt unna grottens utløp (spring) nede i Røvassdalen. Undertegnede har selv ikke vært i denne delen av grotten. Beskrivelsene er derfor basert på kartleggingsinformasjon og muntlige overleveringer. Det er heller ikke utført målinger i denne delen av grotten.



Figur 4.20: Figuren viser den store forflytningen av hovedpassasjen til et lavere nivå som påføres ved 2.Sjakt (blå). Det mer kompliserte nettverket av passasjer som sees i J.Corbel i forhold til områdene over sjakten kommer også tydelig fram.



Figur 4.21: Kart fra seksjon 7. J. Corbel, helt nederst i Nordgangen. Det dypeste punktet ligger her lengst nord av de tre østligste endepunktene. Grottene er som nevnt tidligere 335 meter under inngangen ved dette punktet (se billighet i tverrprofil vedlegg C).

4.2.14 Øvre Sørgangen

Øvre deler av Sørgangen forløper mer eller mindre jevnt nedover, uten noen større avsats eller morfologiske endringer som følge av tverrgående sprekker (se figur 4.23). Hovedpassasjen er i de aller fleste partier dekket av sand, noe som gjør dannelsesmåten utfordrende å bestemme i noen partier. Freatisk dannelse er likevel, i de fleste tilfeller, mest sannsynlig. Alle sidegangene som kan observeres langs Sørgangen befinner seg i de øvre områdene, og er som regel totalt dekket med sand. Den minste av disse, Sluken, går mot, og nærmer seg Nordgangen, noe som gjør at luftforbindelse her ikke er umulig. Kommunikasjon er nemlig mulig mellom de to gangene i dette området. I Hovedpassasjen er taket og veggene stort sett plane og består hovedsakelig av lett foldet glimmerskifer. Høyden på passasjen varierer, noe som ikke bare skyldes dens utforming, men sannsynligvis også endringer i sedimentdekkets tykkelse. Kollapsblokker med ulik størrelse observeres sporadisk og i noen tilfeller gjennom større partier, nedover i passasjen. Av hele Larshullet er dette det området hvor tilstedeværelsen av sprekker er minst. Området er også veldig tørt og det observeres veldig lite dryppstein og andre kalkutfellinger (figur 4.22).



Figur 4.22: Bilde tatt av det som kan omtales som typisk for store deler av Sørgangen. Her dominerer et gulv dekket med diverse sedimenter, relativt lav takhøyde og glimmerskifer langs tak og vegger. Tverrgående sprekker er nesten helt fraværende. Personer som skala. Foto: Alexander G. Stadheim.



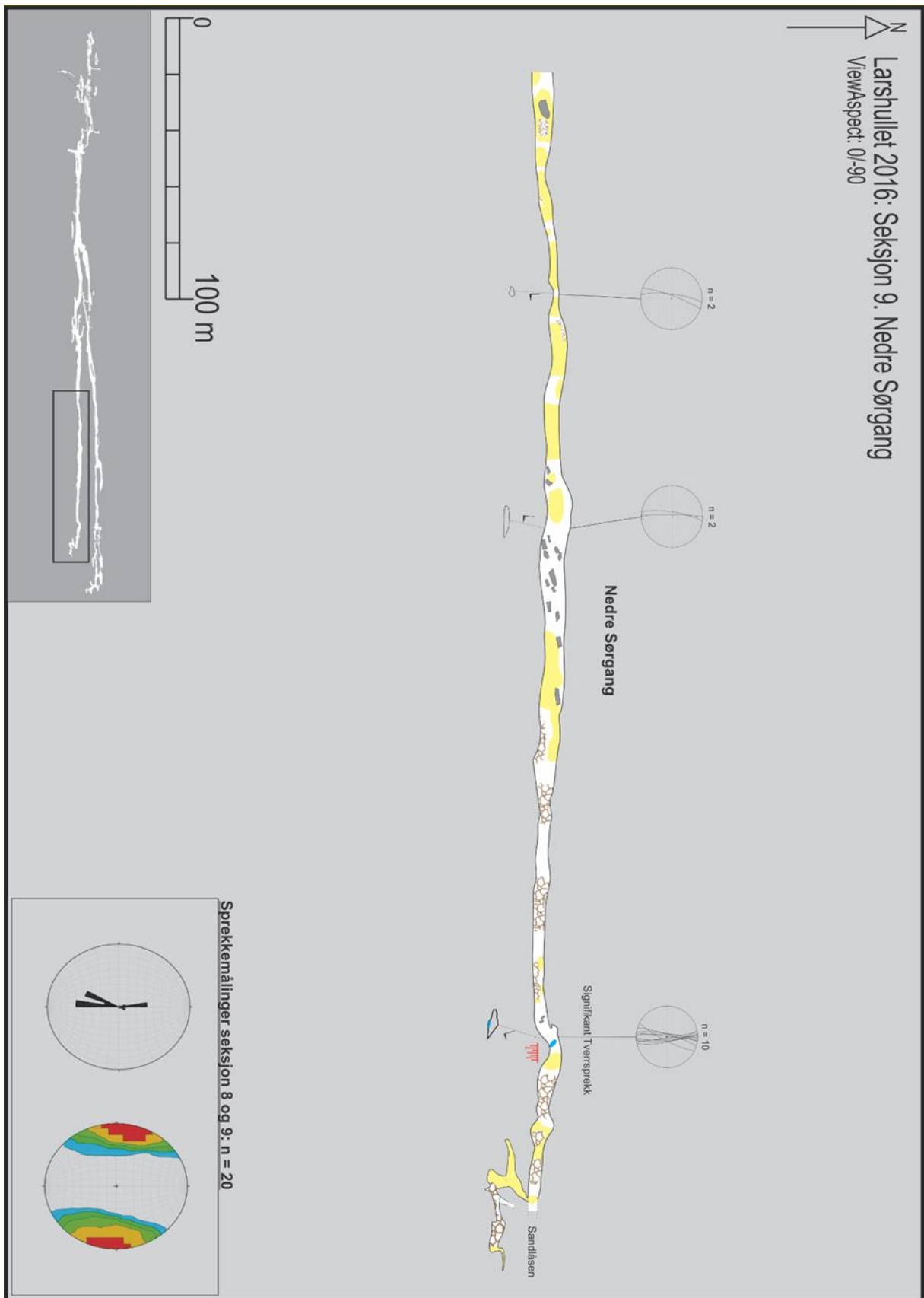
Figur 4.23: Kart fra seksjon 8. Øvre Sørgangen. Viser det øverste partiet av Sørgangen. Lite observerbar tektonisk aktivitet, men tilstedeværelse av en del sideganger.

4.2.15 Nedre Sjørgangen

Nedre Sjørgangen, forløper som de resterende delen av Sjørgangen jevnt nedover gjennom det som etterhvert fremstår som tydelige freatiske passasjer, da tilstedeværelsen av de fine sedimentene blir betydelig mindre (figur 4.25). De nederste delene domineres istedenfor av nedfallsblokker av ulik størrelse, i tillegg til noe rullestein. Det observeres ingen sideganger før man kommer gjennom skvisen etter Horns Ende (1947), som opprinnelig stoppet i en sandlås. 60 m før Horns Ende er Sjørgangens eneste hovedsprekk lokalisert. Her endrer passasje totalt morfologi og det plane glimmerskiferet erstattes av et buet tak bestående av lett folda glimmerskifer og marmor. Tverrsprekken flytter passasjen 7-8 m mot nord og langs sprekkesonene observeres kraftig folda glimmerskifer og forkastningsbreksje (figur 4.24). I begge ender observeres noe dryppstein og andre kalkutfellinger, mens tre små krystalldammer observeres på gulvet i sørlig ende Etter Horns Ende fremstår grotten mer som i områdene etter Splitten, hvor det er tilstedeværelsen av sand som dominerer.



Figur 4.24: Bilde mot enden av Sjørgangen som viser denne delen av grottenes eneste hovedsprekk. Mindre folder kan observeres langs hele sprekkesonen sammen med forkastningsbreksje. Passasjen skyves i tillegg et par meter mot nord før den igjen fortsetter østover mot Horns ende. Personer som skala. Foto: Alexander Stadheim.



Figur 4.25: Kart fra seksjon 9. Nedre Sør gangen. Mot enden av Sør gangen observeres dette hovedløpets eneste hovedsprekk. Lite tektonisk aktivitet og få interessante strukturer å måle. Strukturgeologiske målinger er presentert i stereonett som plan langs passasjene, og oppsummert ved hjelp av konturplott og rosedigram.

4.3 Lapphullet

Lapphullet er som Larshullet delt opp i mindre seksjoner for å få fram flere detaljer. Grunnlaget for oppdeling og presentasjon av data følger de samme prosedyrene som det som er beskrevet for Larshullet. Basert på dette er grotten bare delt i to deler, hvor de strukturgeologiske målingene presenteres for hver av de seksjonene. En forskjell fra Larshullet er at det presenteres flere tverrsnitt fra dette systemet, noe som gjenspeiler en litt mer varierende morfologi og flere sideganger. Hovedkartet kan sees i vedlegg B, mens et oversiktskart presenteres i figur 4.26. Profil kan sees i vedlegg D. Lapphullet er lokalisert i den samme urene marmorsekvensen som Larshullet, med en inngang 200 meter lenger vest. Passasjene er i hovedsak freatisk dannet, men partier viser også vados og mulig paragnetisk utvikling med tilhørende halvør. Grotten fremstår som komplisert i øvre del, hvor det på det meste går passasjer i så mye som tre etasjer. Den morfologiske utformingen har her et nærmest labyrintisk preg, hvor tverrgående sprekker ser ut til å dominere passasjeutviklingen. Videre nedover blir systemet gradvis mer lineært, med en morfotype som de siste 150 m ligner veldig på det som observeres i Larshullet. Tverrgående (N-S) sprekker observeres med jevne mellomrom. De danner ikke i samme grad så store rom som i Larshullet, men forskyver i flere tilfeller passasjene. En stor kollaps, som kanskje er grottens mest karakteristiske område, befinner seg 250 m fra åpningen. Nær denne finner man i tillegg to av grottens mest interessante sidepassasjer, som begge går mot overflaten, nemlig Rodent Passage og Wilfs Passage. Generelt består grotten av store mengder kollapsmateriale, men noen avvik forekommer. Blant annet i nærheten av vannlåsen helt i enden, hvor passasjen domineres av rullestein og sand. Folder av samme type som i Larshullet observeres også i Lapphullet, uten at det er gjort noen spesifikke målinger av denne typen strukturer.



Figur 4.26: Forenklet oversiktskart over hele Lapphullet i horisontalplanet.

4.3.1 Hovedinngang

I motsetning til Larshullet, som ligger ganske skjult, kan Lapphullet lett observeres på nordsiden av vegen som går opp fra Røvassdalen mot Reingardslivatnet. Inngangen er relativt romslig og ligger mot øst, lett tilgjengelig i terrenget, med en mulig ledespalte lokalisert midt i passasjen (figur 4.27). I forhold til den omkringliggende topografien har den en relativt hengende posisjon, ettersom dalsiden stuper bratt ned mot nordvest. Overflaten rundt åpningen domineres av en bergvegg bestående av sprekker i forskjellige retninger. To større sprekker (>15 cm brede) med et strøk på henholdsvis N 28° Ø og N 2° Ø observeres vest for inngangen. Ellers viser sprekkene i dette området et varierende strøk, selv om N-S fortsatt er dominerende. Rundt åpningen er marmoren relativt homogen, men noen mindre lag av lett foldet glimmerskifer kan likevel observeres. Toppen på ryggen der grotten har sin inngang ligger 6-7 meter over inngangen. Denne kan følges østover langs grotten, mens den i vest stuper ned mot et lavere nivå. Mye vegetasjon rundt inngangen gjør det vanskelig å observere sprekkenes utstrekning.

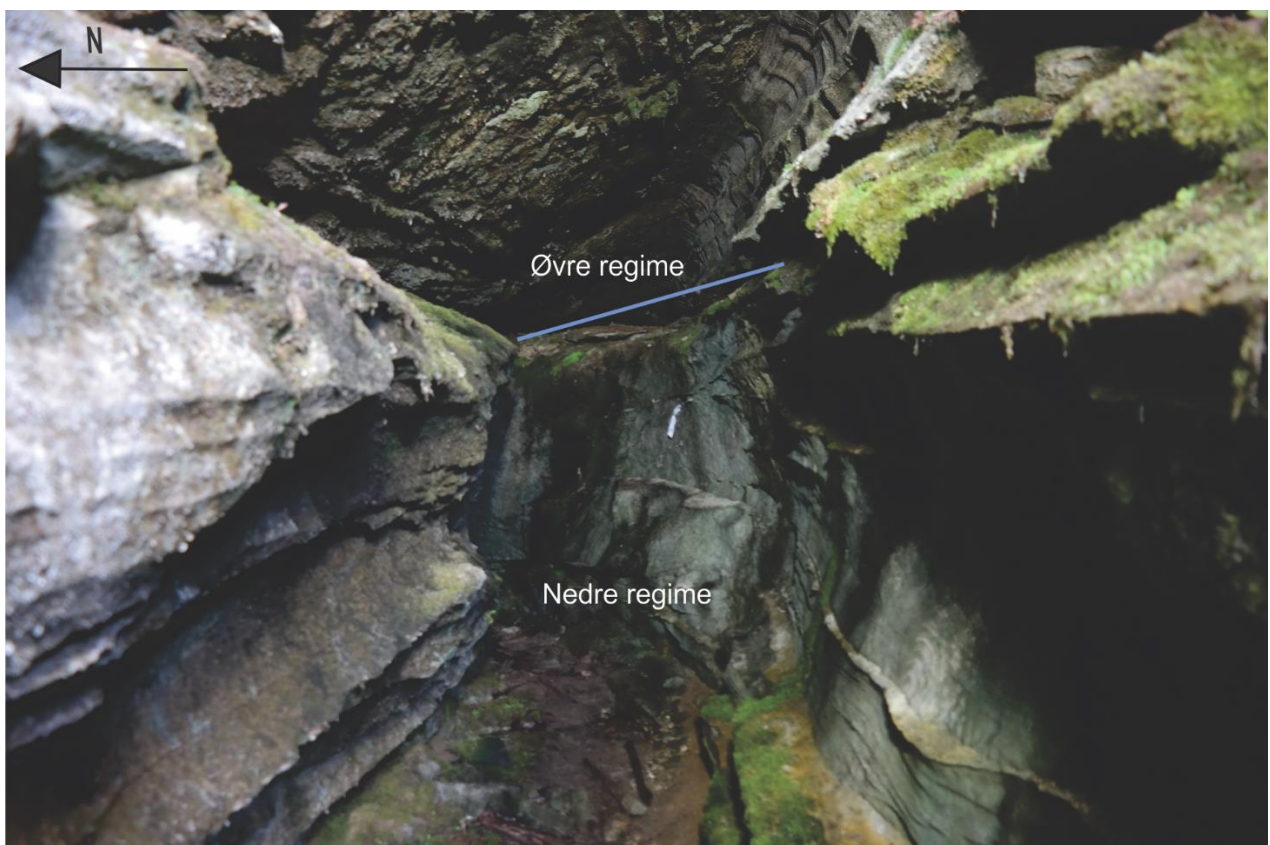


Figur 4.27: Bilde av Lapphullets nokså tilgjengelige åpning, bare 4-5 m unna vegen opp mot Reingardslivatnet. Mulig ledespalte er markert med rød strek. Kan også observeres en del sprekker, men mye dekkes av tett vegetasjon. Hvite strekker marker N-S sprekker, mens de gule markerer V-Ø sprekker. Foto: Einar Taule Øyehaug.

4.3.2 Dobbelregimet

Ytterst i åpningen er taket skråstilt og domineres av glimmerskifer. Langs vegene observeres noen strømskåler i marmoren, mens det med jevne mellomrom stikker ut lett folda glimmerskiferlag (10 cm tykke). Høyden på passasjen er relativt konstant på rundt 3 m, mens taket blir planere innover i grotten. Her er passasjens morfologi i stor grad dominert av to regimer. Ved det øverste regimet

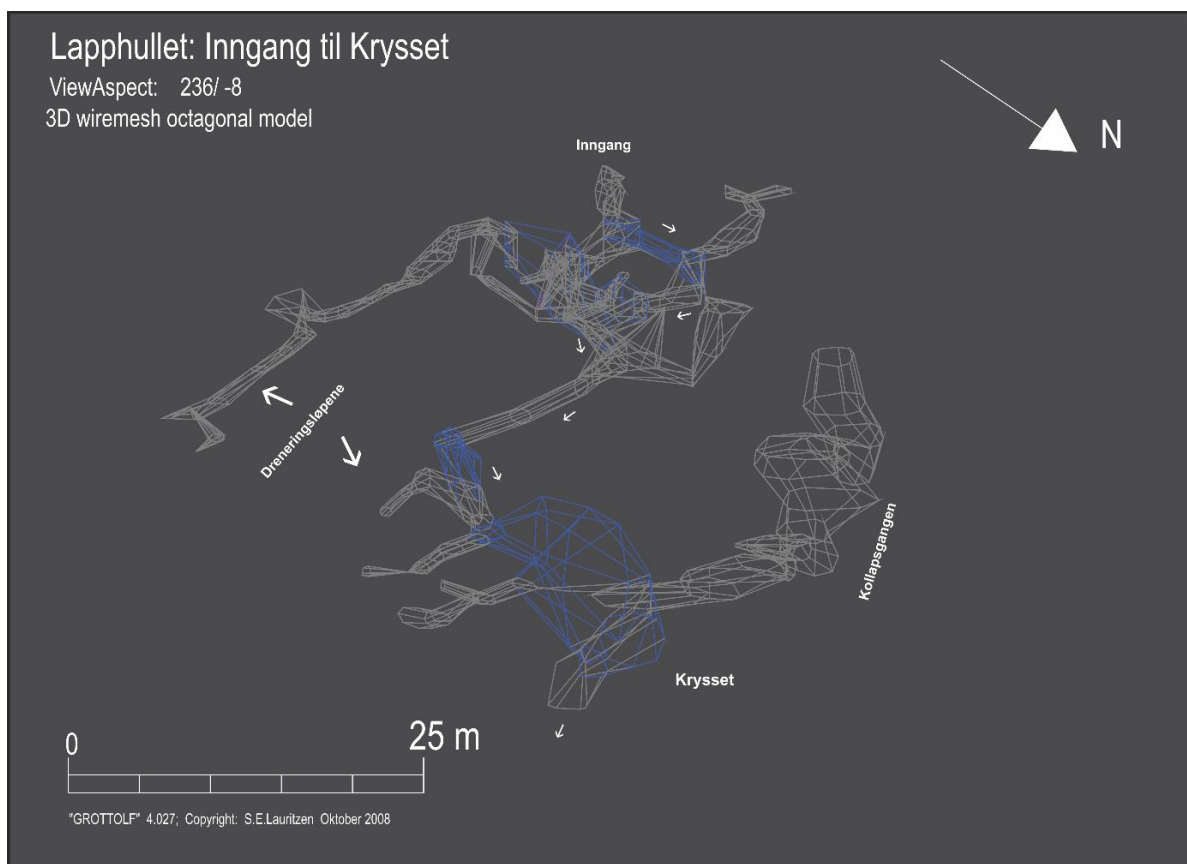
observeres rullestein, mens ved det nederste regimet er denne byttet ut med en blokkstøm. Ved begge regimer observeres strømskåler, som viser noe forskjell i størrelse. De to regimene ser ut til å være separert av en tydelig ledespalte, som det øverste ser ut til å være anlagt etter (figur 4.28). Ved en hovedsprekk i dette området splitter grotten seg og det er mulig å ta seg gjennom en liten kryp mot nord. De fleste sprekkene i inngangspartiet observeres i sammenheng med denne sprekkene. I området rundt sprekkesonen drypper det relativt mye fra taket, men ingen dryppsteiner observeres. Noen sprekker inneholder derimot mindre kalkutfellinger. Passasjen fra inngangen kan i tillegg følges forbi hovedsprekken og ned en avsats til et rom som overskrider de dimensjonene som er vanlige øverst i Lapphullet. Her observeres i tillegg en av de mange store tverrsprekkene som dominerer øverst i Lapphullet. Fra disse områdene ved inngangen og videre nedover langs systemets sørlige ende, forløper flere mindre freatiske dreneringsrør i et relativt komplekst mønster, hvor strømskåler indikerer strømming i begge retninger (Dreneringene) (figur 4.29). Målingene som er utført følger derfor i all hovedsak er det som defineres som hovedgangen (raskeste og letteste veg mot bunn av grotten) (figur 4.31).



Figur 4.28: Bilde av Lapphullets inngangsparti (ca. 5 m fra åpningen). Viser de to forskjellige regimene. Blå strek markerer ledespalte. Stasjonsmarkør som skala. Foto: Alexander G. Stadheim.

4.3.3 Krysset

Gjennom sprekkesonen fra inngangspartiet forløper grotten gjennom en trang trykkledning som fortsetter både mot øst og vest. Mot øst brytes denne av flere tverrsprekker, som ved to tilfeller danner avsats på 4-5 m, og i tillegg flytter passasjen et par meter mot nord. I bunnen av den siste avsatsen følger hovedgangen sprekkene nordover, helt til grotten splitter seg ved Krysset og forløper videre både mot øst og vest (figur 4.31). Systemets morfologi endres drastisk i dette området. Dimensjonene blir større, passasjene endrer form og gulvet preges av store mengder nedfallsblokker. Mot vest går Kollapsgangen, hvor gulvet er nærmest totalt dekket av store kollapsblokker. Områdene mellom blokkene domineres av sand. Taket er bortimot helt plant og består nesten utelukkende av glimmerskifer, mens det langs veggene observeres lag med lett foldet glimmerskifer, som med jevne mellomrom stikker ut fra marmoren. Området fremstår som veldig tørt og det observeres ingen dryppsteiner. Ved Krysset er det også tilstedeværelsen av kollapsblokker som dominerer, mens opp i selve sprekkene er det en overvekt av fine sedimenter. Taket er mer buet og tilstedeværelsen av marmor er større. Ellers er de to områdene relativt like (figur 4.33).



Figur 4.29: Figuren viser et utsnitt av de første ca. 90 m av grotten, gjennom det komplekse øvre partiet, hvor flere store tverrsprekker (blå) og freatiske dreneringsruter i flere nivåer dominerer utformingen av systemet. Den definerte hovedgangen (hvite piler) synker her raskt mot et lavere nivå, før den ved krysset forsetter jevnt nedover, noe som stort sett er gjeldene for de resterende delene av systemet.

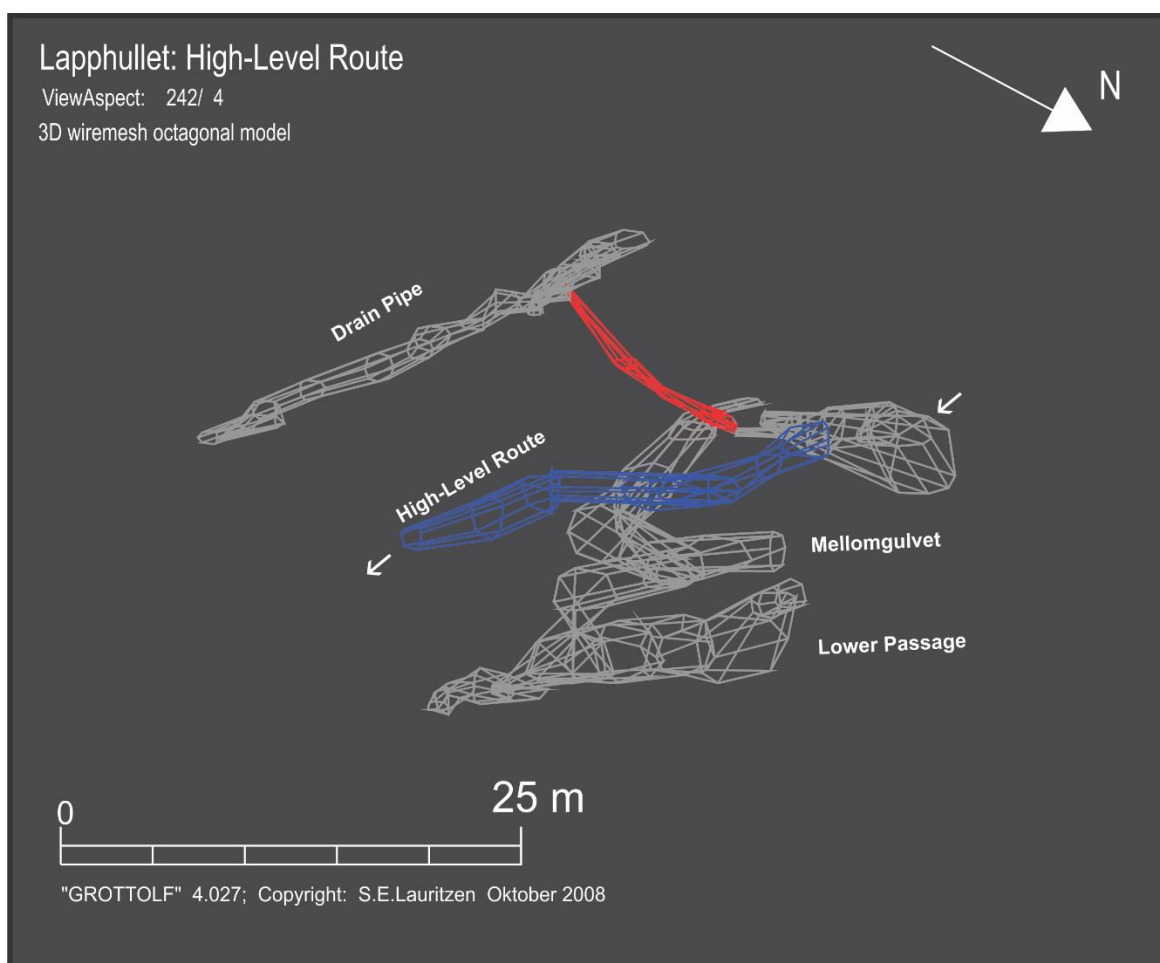
4.3.4 Halvrøret

Østover fra Krysset forløper hovedpassasjen i mer eller mindre rett linje gjennom flere partier med en canyon lignende form, hvor vados dannelse er mulig for deler av dette strekket (figur 4.31). En ledespalte mot toppen av passasjen kan stedvis observeres. Ved Halvrøret er taket relativt flatt uten særlig tilstedeværelse av glimmerskifer. Halvrøret som observeres her kan derfor muligens tilskrives en paragnetisk opprinnelse. Langs veggene er det stor tetthet mellom de vertikale sprekkene, men en større hovedsprekk utpeker seg. Denne kan følges via taket fra den ene siden til den andre, men uten den påfører noen særlige morfologiske endringer. Ellers domineres veggene av marmor, mens tyne glimmerskiferlag stikker ut med jevne mellomrom. Gulvet er generelt preget av store mengder kollapsblokker, hvor sand fyller inn områdene mellom dem. Grotten fremstår ved lokaliteten som relativt tørr uten noen dryppsteiner. En del kalkutfelling kan likevel observeres langs veggene. Strømskålene ved lokaliteten indikerer en vannbevegelse innover grotten.

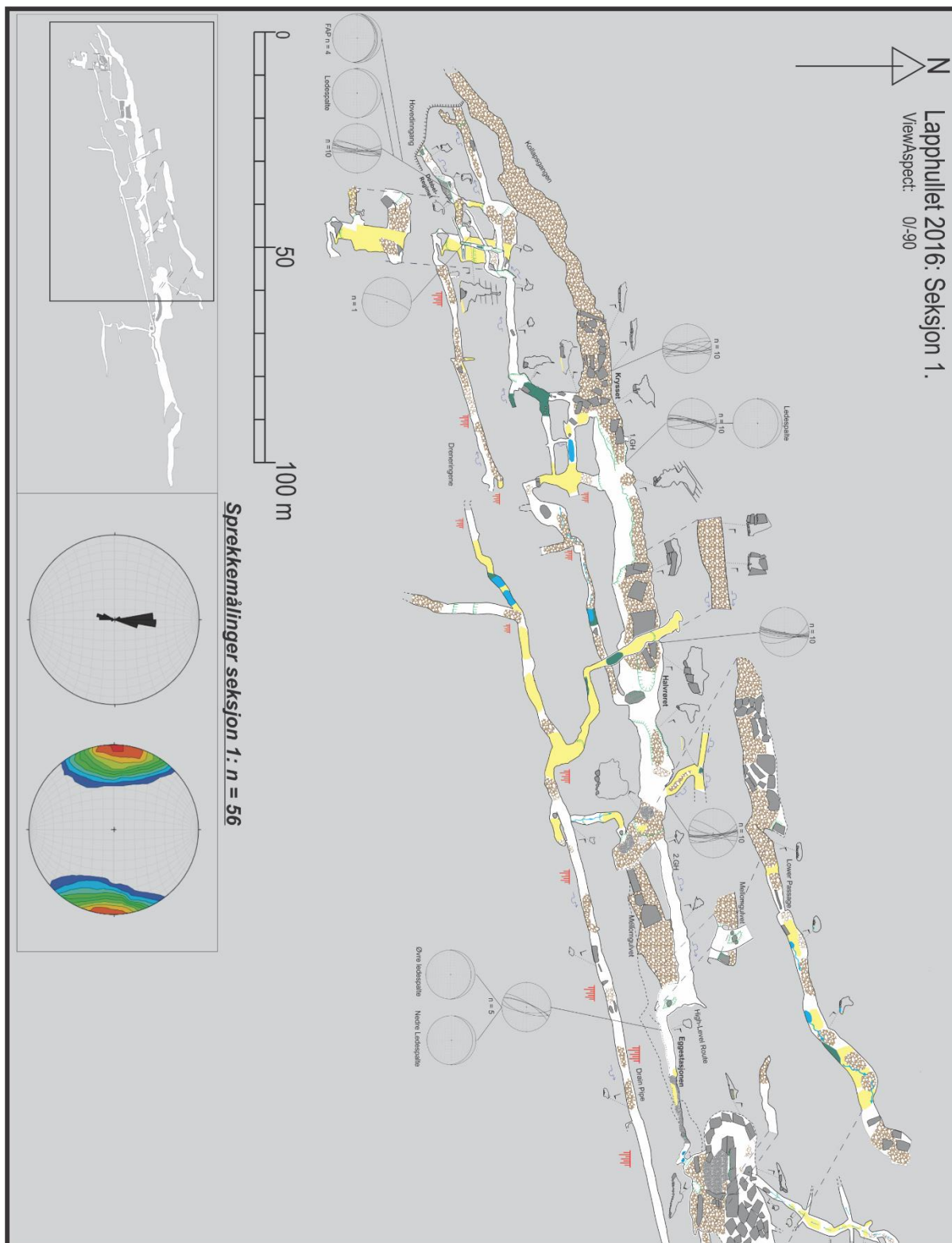
4.3.5 Eggestasjonen

Videre fra Halvrøret mot kollapsen (figur 4.31) forløper hovedpassasjen uten særlig store forandringer, bortsett fra at den i enkelte områder blir en del breiere. Det kan i tillegg observeres enda et område med halvrør i taket. Passasjen ender tilslutt i et større rom, hvor gulvet er dekket av forskjellige typer materiale, som innbefatter alt fra kollapsblokker til relativt tykke suksesjoner med fine sedimenter. Ingen særlig sprekkedannelse observeres i dette området, men mer interessant her er en relativ trang og bratt sidepassasje i sør. Denne splitter seg, og fortsetter i et høyere nivå gjennom en liten trykkledning både mot vest og øst. Karakteristisk for denne passasjen, som fra tidligere arbeid i grotten går under navnet Drain Pipe, er store mengder strømskåler og dryppstein, spesielt i de innerste partiene. Fra dette litt større rommet fortsetter hovedpassasjen forbi GH02 gjennom High-Level Route, et parti hvor dimensjonene blir betydelig mindre, men fortsatt store nok til at de kan passeres med tilnærmet vanlig gange (figur 4.32). De første delene er freatisk dannet, med tilstedeværelse av strømskåler, mens morfologien etterhvert blir mer utydelig. Tilstedeværelsen av sedimenter er nesten fraværende, bortsett fra noe kollapsmateriale. Ved en tverrsprekk, hvor passasjen også flyttes mot sør like før man når Eggestasjonen, fortsetter i tillegg grotten i et nivå under hovedgangen, kalt for Lower Passage. Denne går etter nedstigningen, som går via Mellomgulvet, både østover og vestover, og preges av et lavt tak og et gulv dekket av en variasjon mellom litt rullestein og kollapsblokker. Mellomgulvet viser mye av den samme morfologien, men tilstedeværelsen av rullestein er mindre. Passasjen strekker seg et godt stykke vestover, men ender i en kollaps hvor videre forsering er umulig. Ved Eggestasjonen, som har fått navnet sitt etter funn av skallrester i hovedsprekken, ser man igjen den tydelige trykkledningsformen fra lenger vest i de

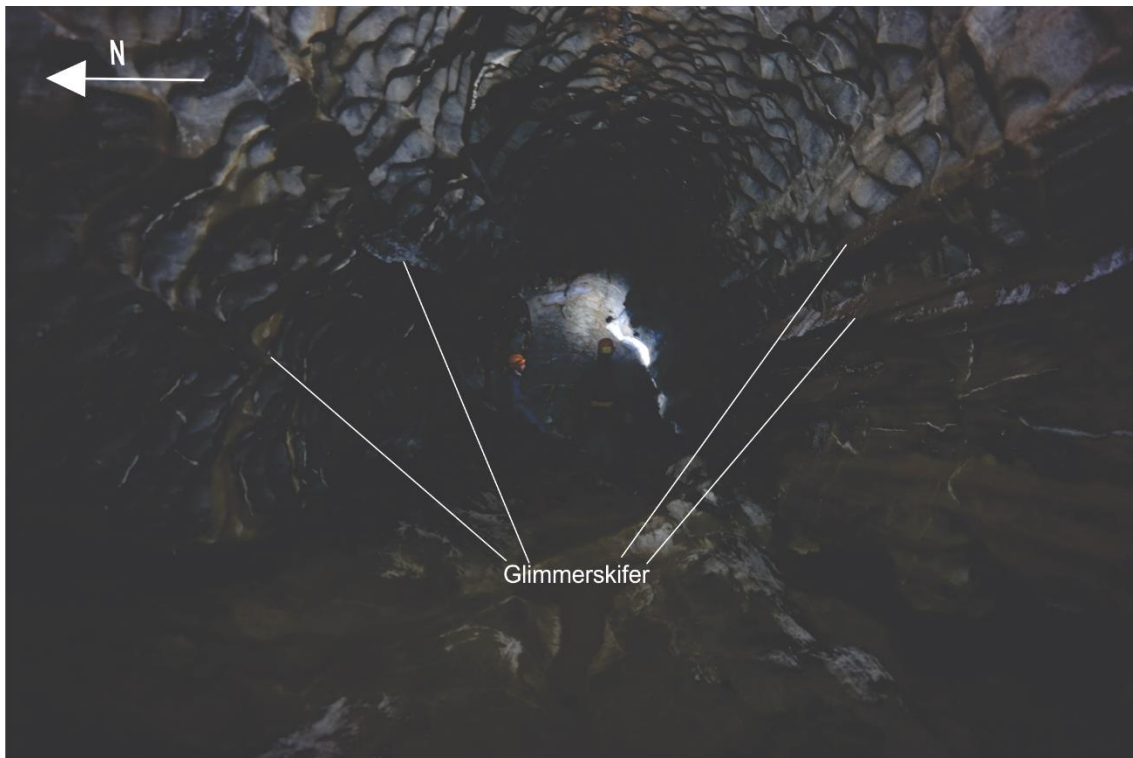
nedre deler av passasjen, hvor det mest sannsynlig har vært to ulike regimer som har dannet et øvre halvrør og et underliggende rør. I forbindelse med dette ser passasjen ut til å ha to ledespalter. Langs veggene, i taket og på gulvet er det mulig å observere en kontinuerlig hovedsprekk, med tilhørende småsprekker. Også ved denne lokaliteten dominerer tilstedeværelsen av marmor, mens mindre lag med glimmerskifer bare stikker ut med jevne mellomrom. Langs gulvet er sedimenter i form av sand bare tilstede i bunnen av hovedsprekken. Selv om grotten i dette området er relativt fuktig, observeres det ingen dryppsteiner eller andre tydelige kalkutfellinger. Både taket og veggene er ved lokaliteten dekket med en god del strømskåler som indikerer at vannet har strømmet innover i systemet. På det meste forløper grotten i dette området gjennom fire forskjellige nivåer (figur 4.30).



Figur 4.30: Figuren viser kanskje det mest komplekse nettverket av passasjer i Lapphullet. Via en nedstigning langs hovedpassasjen, som her går under navnet High-Level Route, får en tilgang til to underliggende passasjer, hvor da Lower Passage kan følges helt til Kollapsen. I tillegg passerer den overliggende Drain Pipe dette området i sør. Hvite piler viser hovedgangen.



Figur 4.31: Figur fra seksjon 1. Viser de øvre og mest kompliserte delene av Lapphullet, et område som preges av flere parallelle passasjer, i tillegg til passasjer i flere etasjer. I sør domineres systemet av flere mindre freatiske trykkledninger, hvor den opprinnelige morfologien er mer eller mindre intakt. Mot nord, derimot, er denne i enkelte områder kraftig alterert som følge av kollapser. Strukturgeologiske målinger er presentert i stereonett som plan langs passasjene, og oppsummert ved hjelp av konturplott og rosedagram.



Figur 4.32: Freatisk passasje dekket med store mengder strømskåler som markerer strømning innover i grotten. Lapphullet avveksler her fra den typiske kollapsdominerte morfologien som observeres både øst og vest for dette partiet. Lag med glimmerskifer stikker ut av marmoren men gjevne mellomrom. Personer som skala. Foto: Alexander G. Stadheim.

4.3.6 Kollapsen og Wilfs Passage

Fra Eggestasjonen fortsetter Lapphullet et lite stykke østover før hovedpassasjen brått brekker nord gjennom en trang skvis, som fører inn i et veldig uoversiktlig område av grotten med svært modifisert morfologi (figur 4.35). Her sørger nemlig store mengder nedfallsblokker for at det i flere områder er vanskelig å identifisere grottens reelle (ekte) vegger, og dermed også sprekkedannelse.

Det er derfor bare gjort strukturgeologiske målinger i bunnen av Kollapsen, der veggene igjen kommer skikkelig til syne. Det er også i dette området at Lower Passage igjen forenes med hovedgangen. Bortsett fra en dominans av enorme blokker, observeres det øverst i Kollapsen også en god del rullesteiner og et tynt lag med sedimenter som dekker det resterende materialet.

Omtrent fra midt i kollapsen, gjennom et halvrør i nord, går en trang freatisk sidegang, som mot toppen ikke er langt fra overflaten. Denne passasjen, som går under navnet Wilfs Passage, preges av partier av med strømskåler og trange utstikkere mot vest og øst, hvor fremkommelighet fort blir umulig (figur 4.34). I bunnen av kollapsen, der målingene er gjort, kommer en bekk ut av et glimmerskiferlag i passasjens nordende. Taket består her av vekslende partier med marmor og glimmerskifer, mens veggene består vekselvis av marmor og lag med lett folda glimmerskifer som også her med jevne mellomrom stikker ut i passasjen. Naturlig nok domineres gulvet av kollapsblokker, hvor de største observeres i nærheten av kollapsen. Langs ved bekkeløpet derimot, observeres en

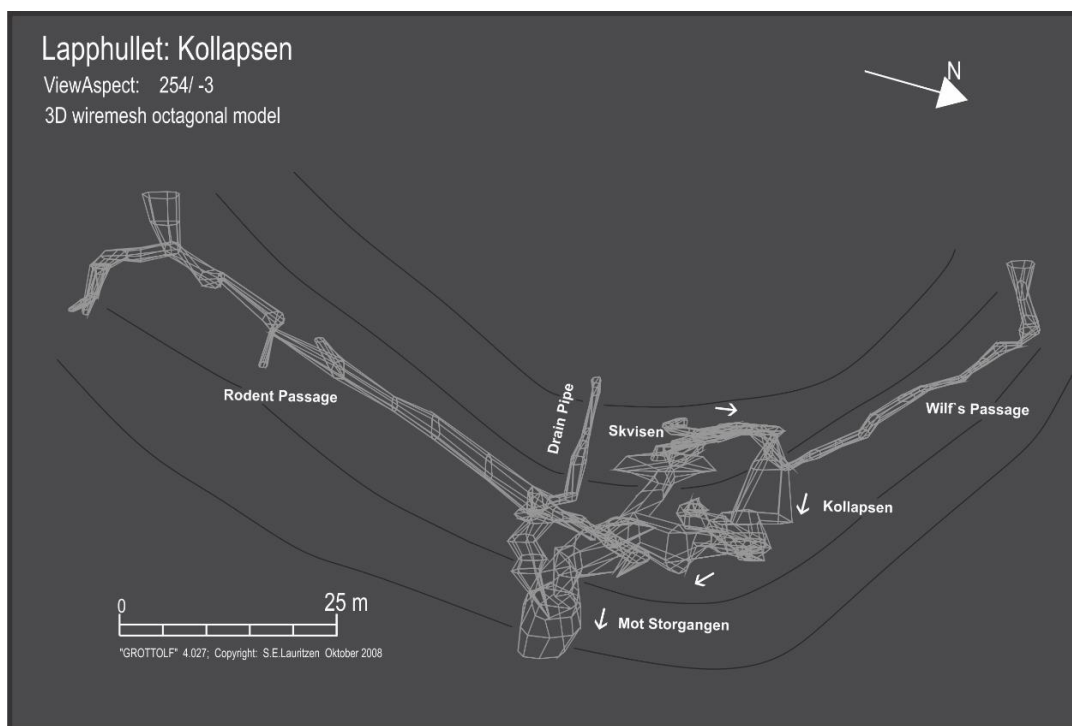
overvekt av rullesteiner. Lokaliteten fremstår som veldig fuktig og flere steder drypper det kraftig fra taket. Relativt store mengder dryppsteiner observeres både i nordlig og sørlig ende av passasjen.

4.3.7 Storgangen og Rodent Passage

Etter kollapsen fortsetter Lapphullet gjennom et vannfylt gjel som er nedskjært i et større rom (figur 4.35). Gjelet blokkeres etter bare ca. 15 m, som følge av en stabel med nedfallsblokker, hvor det i sør er mulig å klatre opp på en hyll i dette rommet. Hyllen leder videre sørover gjennom flere mindre åpninger mot et kryss hvor flere passasjer møtes, blant annet forenes Drain Pipe med resten av systemet. Videre sørover er det mulig å følge en lang sidepassasje som beveger seg mot overflaten. Som følge av funn av beinrester fra en gnager har denne fått navnet Rodent Passage (figur 4.34). Denne følger en tverrsprekk (ca. N 10° E) opp en bratt skråning, hvor det langs gulvet observeres en del løsmasser i midten, mens det langs sidene er relativt bart. Lengre oppover i sprekken blir det en del mindre løsmasser. Østover fra toppunktet domineres passasjen av sand før den til slutt ender i en sandlås. Hele dette partiet av grotten preges av fuktighet og det observeres alt fra små og store dryppsteiner til diverse kalkutfellinger på gulvet og langs veggene. I etterkant av blokaden, i de øverste deler av Storgangen, får grotten igjen en mer homogen morfologi og fortsetter gjennom en canyonlignende passasje, som videre østover blir gradvis breiere, med et veldig nærmest kvadratisk profil, som minner en del om Tunnelen i Larshullet, men uten det nedskjæringsløpet som observeres der. Store mengder kollapsblokker gir en indikasjon på en modifisert morfologi med freatisk opprinnelse. Taket gjennom hele Storgangen er relativt flatt, med spor av strømskåler i to separate «rør» som indikerer en vannstrømning innover grotten. En ledespalte kan observeres i sør langs noen partier av passasjen, mens det mot nord ikke er lett å se spor etter denne (figur 4.33). Langs veggene observeres relativt få sprekker, noe som kan ha en sammenheng med tilstedeværelsen av større mengder glimmerskifer enn det som observeres andre steder i grottesystemet. Gulvet domineres av kollapsblokker med ulik størrelse, mens det i noen partier også observeres noe rullestein. Disse ser alle ut til å være dekket av finere sedimenter, primært i form av sand. I sprekkesonene observeres en del stalaktitter, som i noen tilfeller har tilhørende stalagmitter.



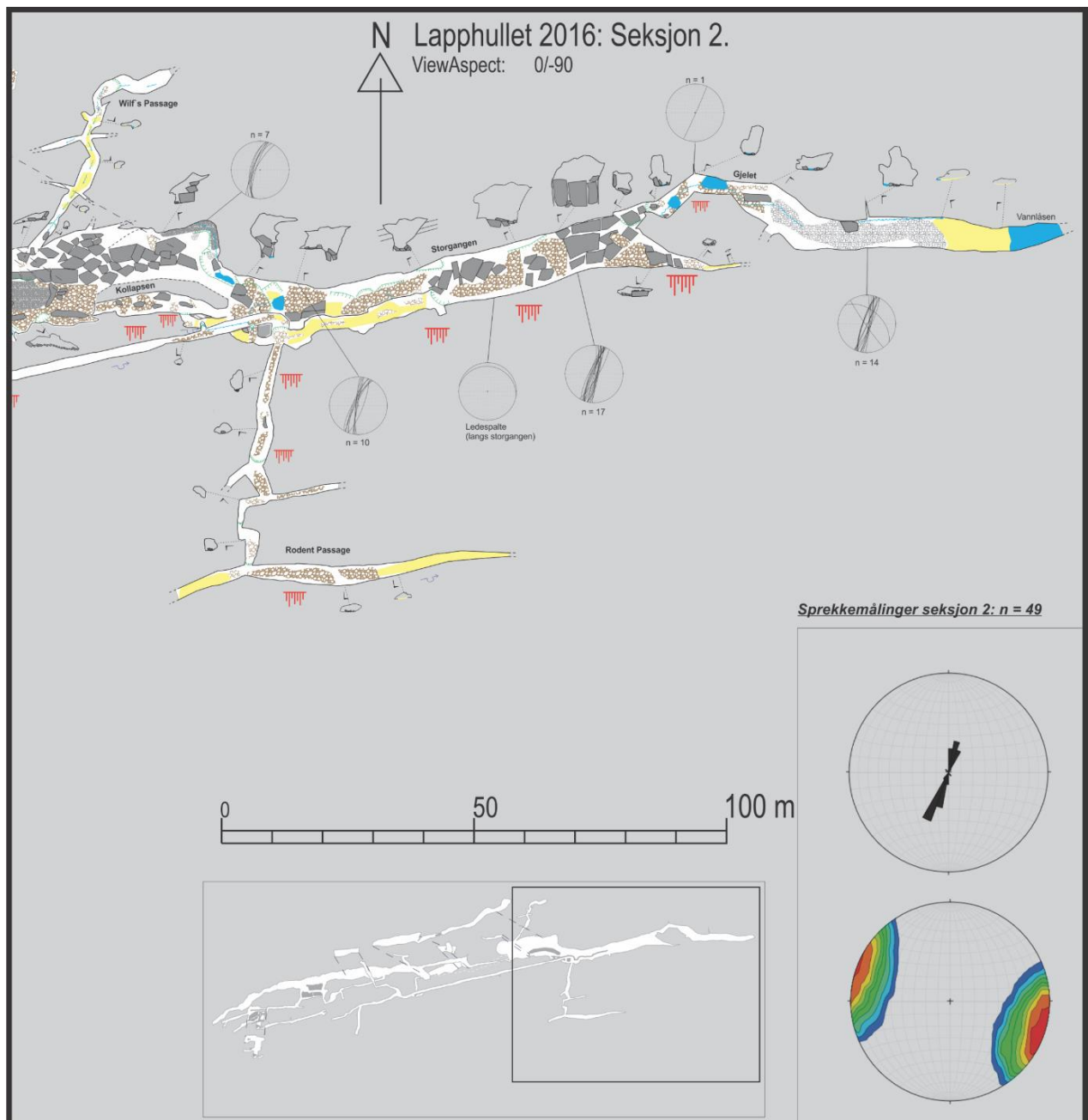
Figur 4.33: Bilde mot enden av storgangen hvor Lapphullet splitter seg og hovedløpet forsetter mot nord ned en kollaps. Ledespalten er markert med en hvit strek. Person som skala. Foto: Alexander G. Stadheim.



Figur 4.34: Figuren viser Kollapsen og de lange sidepassasjene Roden- og Wilfs Passage som her går i hver sin retning. Hovedpassasjen kommer i dette området ut fra en trang skvis, hvor morfologien endres totalt ved den uoversiktlige Kollapsen. Der systemet igjen får en mer oversiktlig morfologi forsetter hovedpassasjen gjennom Storgangen, som sammen med gjelet, utgjør de eneste partiene av Lapphullet hvor grotten bare forløper gjennom et enkelt løp. Profilet utgjør et utsnitt på ca. 100 m fra øst mot vest. Svarte streker markerer det som muligens kan være bunnen av en synklinal struktur.

4.3.8 Gjelet

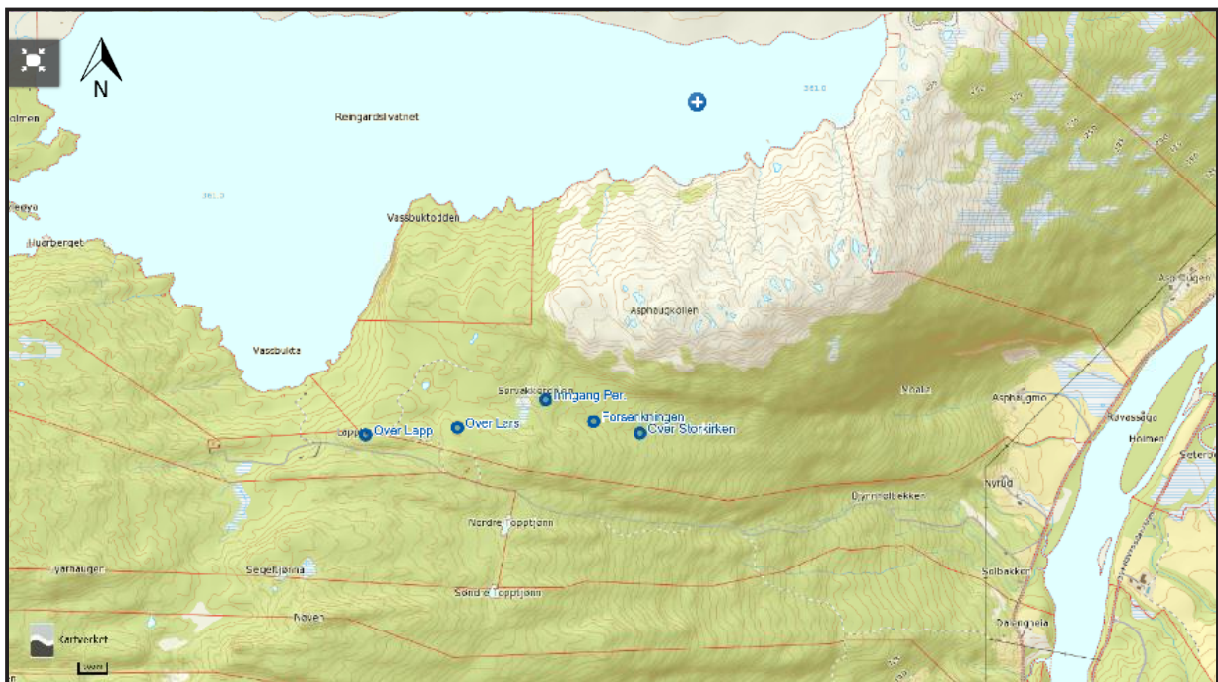
Ved enden av Storgangen splitter Lapphullet seg i to retninger (figur 4.35). Østover blir dimensjonene brått mindre og videre forsering er nærmest umulig da taket etterhvert blir veldig lavt, mest sannsynlig som følge av at mengden sedimenter øker. Store mengder dryppstein og andre kalkutfellinger er også med på å forhindre fremkommeligheten. Originalløpet ser her ut til å ha blitt blokkert, og systemet har skiftet retning mot nordøst gjennom et svakhetspunkt i en tverrsprekk hvor passasjen stuper ned gjennom en bratt kollaps/avsats. I bunnen av denne fortsetter grotten nordøst gjennom det som ligner en vados canyon, før den brått knekker mot øst hvor en liten tverrsprekk observeres i nordveggen. Gjelet domineres i stor grad av en svært lys marmor, hvor det forekommer enkelte tynne, men som følge av stor kontrast til marmoren, tydelige lag med lett foldet glimmerskifer. Taket er stort sett flatt og mindre tverrgående sprekkesoner observeres med jevne mellomrom nedover passasjen, men ingen av de har særlig morfologisk påvirkning. Ved gjelets største tverrsprekk derimot dannes en liten sidegang mot nord. I sammenheng med områdets sprekkesoner er forekomsten av dryppstein og andre kalkutfellinger ofte stor. Gulvet består av både kollapsblokker og rullestein, som mot enden av lokaliteten er dekket av sand. Passasjen ender tilslutt i en vannlås som varierer med mengden vann i systemet. I nærheten av denne er gulvet fullstendig dekket med sand. Denne delen av grotten fremstår som veldig fuktig, noe som gjenspeiles ved tilstedeværelsen av en liten bekk som veksler mellom å renne i passasjen eller sprekker i veggen. Ingen tydelige ledespalter observeres langs canyonen. Strømskåler indikerer strømning innover systemet.



Figur 4.35: Figur fra seksjon 2. I de nederste delene av Lapphullet, etter Kollapsen, forsetter systemet etterhvert gjennom et enkelt hovedløp. Passasjedimensjonene er stort sett større enn før Kollapsen. To av grottens mest interessante sideganger (Wilfs Passage og Rodent Passage) kan observeres på hver sin side av hovedgangen. Strukturgeologiske målinger er presentert i stereonett som plan langs passasjene, og oppsummert ved hjelp av konturplott og rosediagram.

4.4 Overflaten

Lokalitetene på overflaten er valgt ut fra tilstedeværelse av sprekker og eventuelt andre geologisk interessante faktorer, som da kan gi et visst innblikk i den geologiske tilstanden på overflaten og en eventuell sammenheng med de underliggende grottesystemene. Beskrivelser er ikke utført ved hver av de 13 lokalitetene som følge av endel likhetstrekk mellom nærliggende lokaliteter. I stedet for er områder som skiller seg ut prioritert, eller om lokaliteten i forhold til posisjon over grotten, er av interesse. Av disse er det en lokalitet fra over Lapphullet, mens det over Larshullet er gjort tre beskrivelser. En siste beskrevet lokalitet er fra et område utenfor begge grottene og som sammenfaller med inngangen til Persgrotten. Oversikt over lokalitetens beliggenhet i figur 4.38. Alle resterende målinger utført mellom vestligste og østligste lokalitet. Som følge av begrenset tid er ikke overflaten undersøkt for de aller nederste delene av Larshullet. Detaljstudier kan derfor ikke gjøres her ifra, men en viss likhet med de resterende områdene kan likevel antas ettersom de målinger som er tatt i de øvre deler av terrenget bør kunne gi en god indikasjon.



Figur 4.36: Oversiktskart over de fem mest signifikante overflatelokaliteter. Målingene er gjort fra et høydedrag over Lapphullet i vest, til et godt stykke ned i forsenkningen mot Røvassdalen, i området over Storkirken. Dette gjelder også de 11 resterende lokalitetene (Norgeskart.no).

4.4.1 Høydedrag over Lapphullet

Høyde: 403 moh.

Denne lokaliteten, som ligger nær det høyeste punktet på overflaten av Lapphullet, kan sees på som en typisk lokalitet for hvordan overflatemorfologien utfolder seg i områdene rundt Reingardslivatnet. Den fremstår som et ulendt høydedrag med varierende dekke av forskjellige typer vegetasjon, hvor det enkelte steder stikker frem bart fjell med muligheter for utføring av sprekkemålinger. Sprekkemønsteret er relativt variert, men fremstår ofte som grykes med en dominerende strøkretning mot nord, med en liten draging mot nordøst, opp mot 20°. Sprekkenes utstrekning varierer noe, men total lengde på de lengste er vanskelig å måle nøyaktig som følge av vegetasjonsdekke. De lengste sprekkene ved lokaliteten har en utrekning på i overkant av 10 m. Vertikal utstrekning på sprekkene varierer også en del, men alt fra 10 cm til i overkant av 1 meter er vanlig. Sett bort i fra et og annet avvik er fallet bortimot konstant mellom N 70-90° Ø. Noen tynne, lett folda lag med glimmerskifer observeres i marmoren.

4.4.2 Over inngang Larshullet

Høyde: 392 moh.

I motsetning til høydedraget over Lapphullet, som viser en slags standard for området, har denne lokaliteten en mer avvikende morfologi i forhold til andre områder på overflaten. Her observeres flere relativt brede og dype sprekker, som i enkelte tilfeller er opp mot 0.5 m brede og med en vertikal utstrekning på over 2 m. Mange har i tillegg stor utstrekning, og kan følges opp mot 20-30 m før vegetasjonen blir for tykk til at videre utforsking blir vanskelig. Flere av sprekkene framstår som buet og «smelter sammen» før de fortsetter i samme retning. Den generelle strøkretningen er også her mot nord med en liten dreining mot øst, ca. 20°, mens fallet for det meste varierer mellom N 70-90° Ø. Marmoren er stort sett massiv med veldig liten tilstedeværelse av småsprekker. Noen sjeldne lag med lett foldet glimmerskifer kan likevel observeres.

4.4.3 Inngang Persgrotten

Høyde: mellom 392-378 moh.

Inngangen til Persgrotten er lokalisert et godt stykke mot nord i forhold til Larshulletts hovedløp, langs det som ser ut til å være det samme N-S lineament som Larshulletts 2. inngang følger. Lokaliteten er som følge av dette meget interessant med tanke på forståelsen av hele grottesystemet og om de ulike grottene er koblet sammen. I tillegg skiller morfologien seg i fra de andre utforskede lokalitetene på overflaten. Området domineres av en stor forsenking med en lengdeakse på ca. 20 m, en bredde på ca. 10 m og et strøk på N 11° Ø. Fra sør mot nord blir den gradvis smalere, mens den går slakt ned mot selve inngangen, som ligger nær forsenkningens nordøstre hjørne (figur 4.37). Helt i nord stopper forkastningen brått i en bratt bergvegg, 4-5 m høy, mens den i sør har en gradvis overgang mot den omkringliggende morfologien. Denne utformingen minner veldig om en alluvial kollaps doline. I veggene rundt observeres ikke så veldig mange sprekker, men tilstrekkelig til å utføre målinger. De største, har som ved andre lokaliteter et strøk mot nord, men med en mindre dreining mot øst en det en ellers ser i området. Fallet har enn enda tydeligere vertikal trend og ligger stort sett mellom 80-90°. Marmoren inneholder også her tynne lag med folda glimmerskifer.



Figur 4.37: Bildet viser de nordlige deler av dolinen, hvor enden på forsenkingen omtrent er rett fram. Åpningen til Persgrotten går gjennom en relativ trang passasje ned i bakken til høyre, i den retningen personene på bildet har blikket rettet. Personer som skala. Foto: Alexander G. Stadheim.

4.4.4 Forsenkningen

Høyde: 378 moh.

Ved de første 12 lokalitetene som er undersøkt er det kun små endringer i høydeforskjell, med bare lokale variasjoner mellom 390-410 moh. i et relativt jevnt, men småkupert landskap. Fra inngangen på Persgrotten derimot stuper landskapet gradvis nedover mot Røvasdalen gjennom den vage forsenkingen som er nevnt i kapittel 1.2. Denne viser stor variasjon i dybde og bredde, og partier med sprekke dannelse observeres med jevne mellomrom. Selve lokaliteten fremstiller mer eller mindre det som er normalen for overflaten i dette området, hvor de største sprekke følger den vanlige nord-sør strøkretningen og har en utstrekning på 30-40 m før de forsvinner i vegetasjonen. Bredden på enkelte av disse er nærmere 50 cm, mens vertikal utstrekning er opp mot så mye som 4-5 m. Noen mindre sprekker observeres også, og ser ut til å være dannet i sammenheng med de større sprekke, men en del følger også et øst-vest strøk. Marmoren i området fremstår som svært homogen uten særlig mange glimmerskiferlag. Som ved de andre lokalitetene viser fallmålingene de vante verdier mellom N 70-90° Ø.

4.4.5 Over storkirka

Høyde: 359 moh.

Lokaliteten er lokalisert i en dyp del av den tidligere nevnte forsenkingen og ligger ifølge GPS-koordinatene i nærheten av den underliggende Storkirken. Sprekkeutviklingen ser her ut til å være veldig stor, noe som godt kan skyldes et litt mindre dominerende vegetasjonsdekke. Spesielt gjelder dette opp mot sidene av forsenkingen, hvor tilstedeværelsen av rennekarren setter sitt preg på området. De nesten bare sidene gjør det tillegg lettere med observasjon av de største sprekke, som ved denne lokaliteten også er opp imot 30-40 m, med et som varierer opp til 20° både vest og øst for nord. Dybden og bredden varierer noe, men ligger stort sett innenfor det som observeres ved de ulike lokalitetene. Fallet derimot er ikke er like steilt som hva som er tilfellet lenger vest, med et flertall av målingene liggende mellom N 60-75° Ø. Marmoren fremstår som homogen, hvor bare sporadiske lag med lett folda glimmerskifer stikker ut i sprekke.

4.5 Strukturgeologiske målinger

Det er gjort en rekke strukturgeologiske målinger av forskjellig karakter, for på best mulig måte kunne tolke trender og studere grottesystemets utvikling. Disse ble i hovedsak tatt inne i grottene, men en god del målinger ble også gjort på overflaten, rundt inngangen til de to største grottene, Larshullet og Lapphullet. Målingene er satt sammen på forskjellige måter i Stereonet 8 for å få fram rosedigram og konturplott som illustrerer varierende trender. Dette blir det opplyst om etterhvert som de forskjellige plottene blir presentert senere i kapitlet. Totalt ble det utført 701 målinger av sprekker, foldeakseplan og ledespalter. Før feltarbeidet ble det i tillegg gjort målinger av 15 lineamenter i landskapet rundt grottene. Alle målingene blir i slutten av kapitlet lagt frem etter å ha vært igjennom diverse geostatistiske tester (som beskrevet i kapittel 3) for å få fram om det virkelig er reelle trender, slik at diskusjon baserer seg på en mest mulig objektiv fremstilling.

4.5.1 Sprekkemålinger

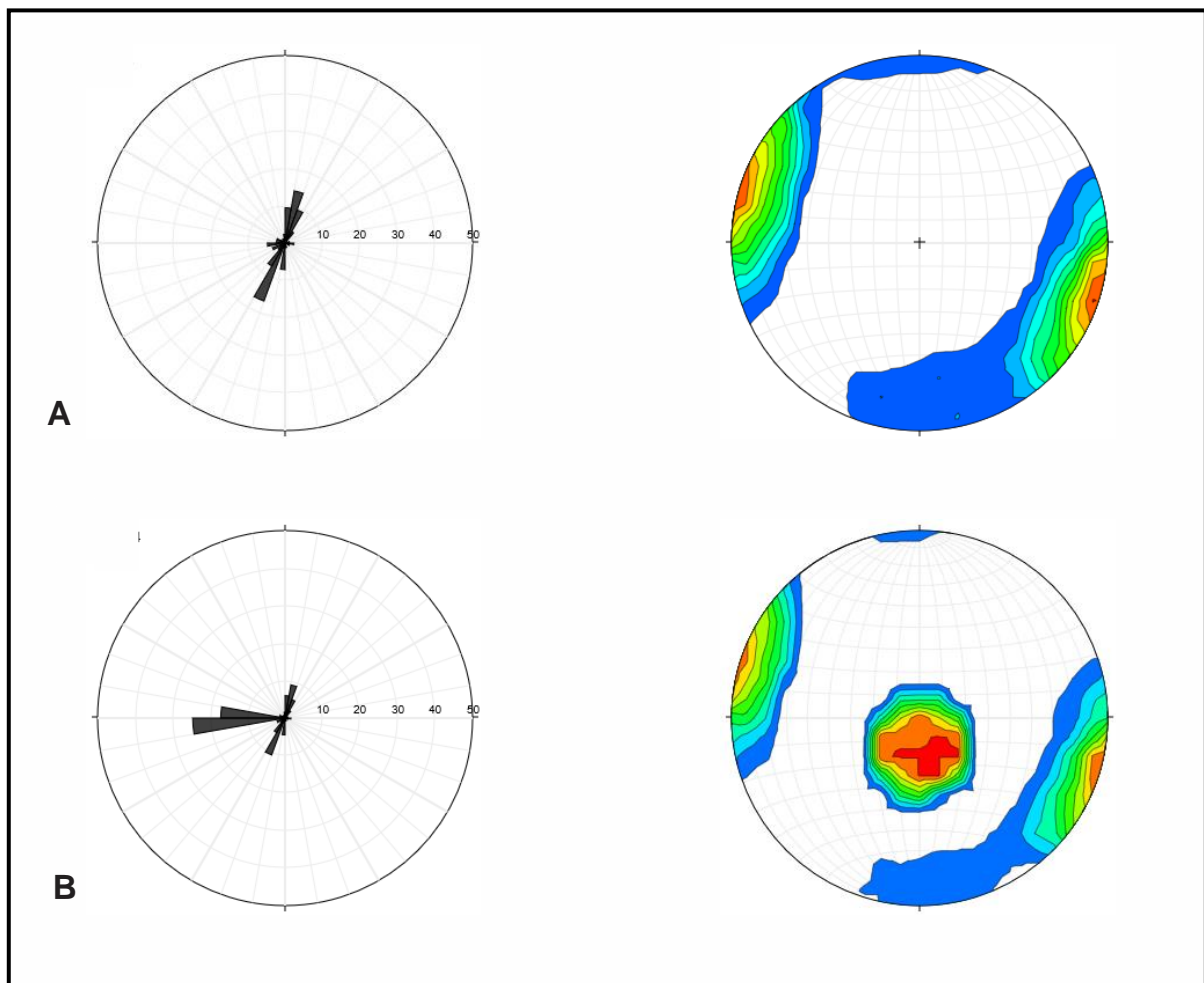
Det er gjort flest målinger av sprekker. Den største andelen av disse har et strøk på tvers av grottenes generelle strøkretning og følger en trend fra nord-sør. Generelt er de målte sprekkeene veldig steile, med et fall som stort sett ligger mellom N 70-90° Ø. Målingene er tatt med jevne mellomrom (mellom lokaliteter) og ved større lokaliteter som kan fortelle noe om grottens utvikling. Antall målinger er ikke konstant, men varierer etter hvor stor tilstedeværelse det er av sprekker eller ved utfordringer tilknyttet tilkomst til ønskede strukturer. Totalt i de to grottene er det utført 387 sprekkemålinger. De presenterte rosedigrammene og konturplott er illustreres i henhold til sprekkenes fall, mens de utregnede verdiene for vektorretning og -størrelse bare er basert på strøket.

På overflaten er målingene utført med jevne mellomrom i terrenget over grottene. Disse er fokusert på interessante og relativt eksponerte lokaliteter, hvor målinger lett kunne utføres. Det er i tillegg lagt stor vekt på målinger ved grottenes inngangspartier. Målinger av tilnærmet alle observerte sprekker, både ute og i grottens ytterste 2-3 m, er gjort her. Totalt er det utført 237 målinger på overflaten.

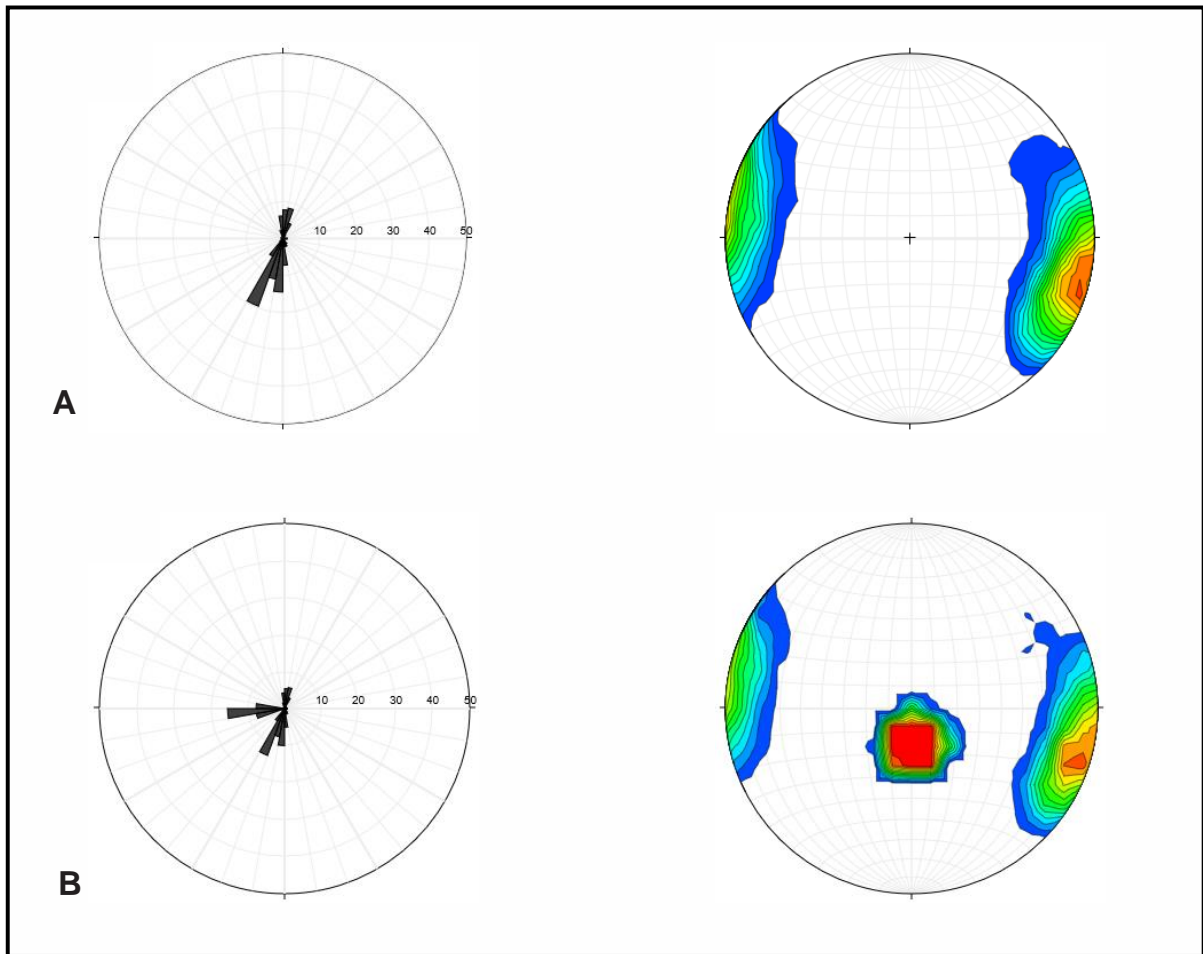
4.5.1.1 Sprekkemålinger Larshullet

Det ble gjort totalt 282 sprekkemålinger i Larshullet. 101 fra Åpningen til Storkirken (figur 4.38) og 181 fra Tunnelen til 2. Sjakt (inkludert Sørgangen) (figur 4.39). Flesteparten er tatt av steile tverrgående sprekker. Unntaksvis ble det også observert og målt sprekker med en orientering lik grottens ledespalter. Derfor er det hensiktsmessig å presentere to forskjellige sett med målinger. Ett

med bare sprekker, og ett hvor også ledespaltene er inkludert. Her er det som følge av få målinger foretatt en gjenbruk av den samme ledespalten ved plotting. Se kapittel 4.6.2 for hvordan dette ble gjennomført. Gjennomsnittlig vektorretning til strøket (uten ledespalter) fra Åpningen til Storkirken er N 15.2° Ø, mens den gjennomsnittlige vektorstørrelsen er på 0.53. Lenger nede i systemet, mellom Tunnelen og 2. Sjakt (uten ledespalter) er den gjennomsnittlige vektorretning N 10.6° Ø, mens den gjennomsnittlige vektorstørrelsen er på 0.79.



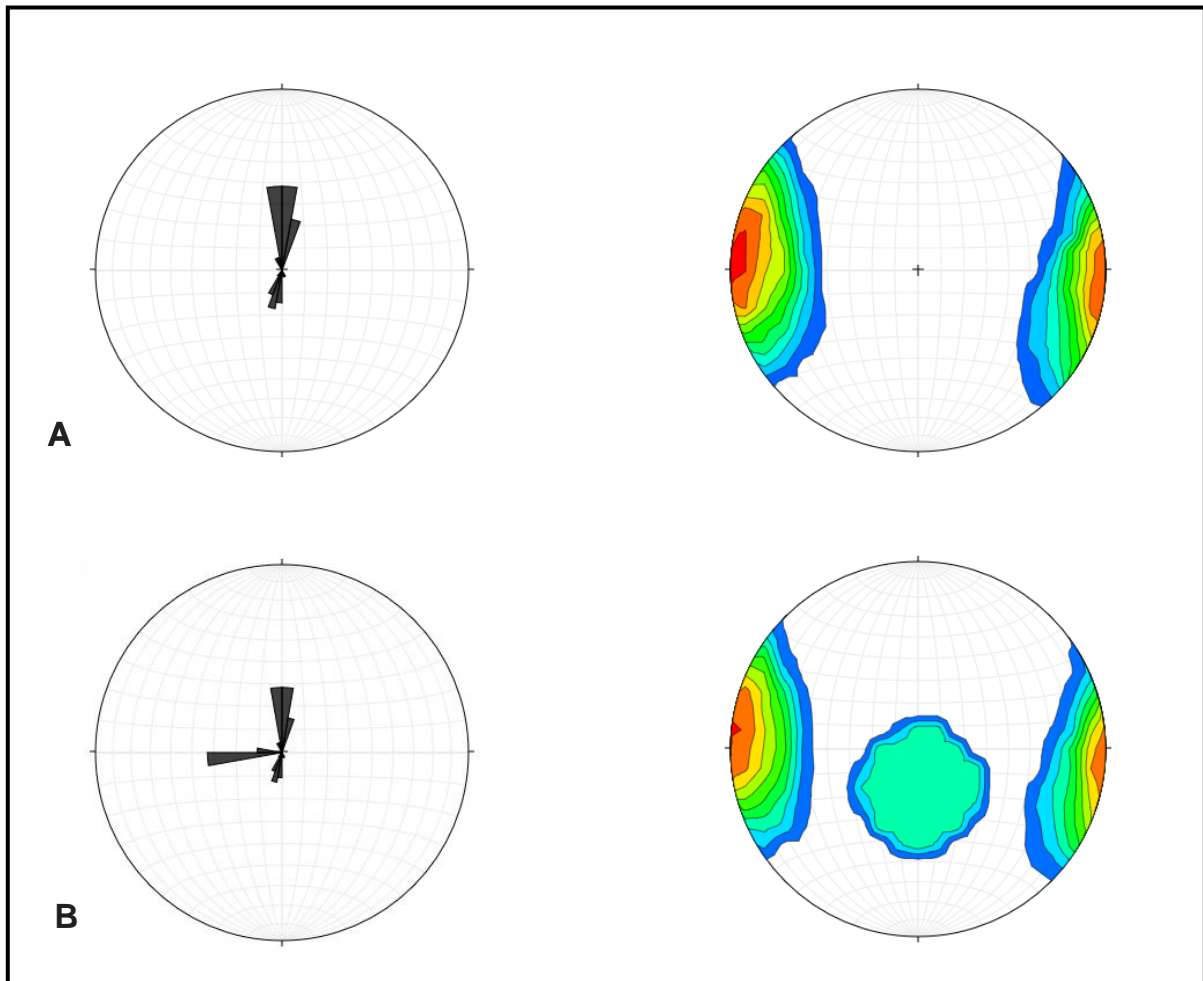
Figur 4.38: A) Åpning-Storkirken: *Venstre:* Rosediagram som viser orienteringen til sprekkeplanene. *Høyre:* Polene, i form av et konturplott (kamb), av sprekkeplanene fra (n=101). B) Åpning-Storkirken: *Venstre:* Rosediagram som viser orienteringen til sprekkeplanene, hvor ledespalter er inkludert. *Høyre:* Polene i form av konturplott (kamb) av sprekkeplanene, hvor ledespalter er inkludert (n=151).



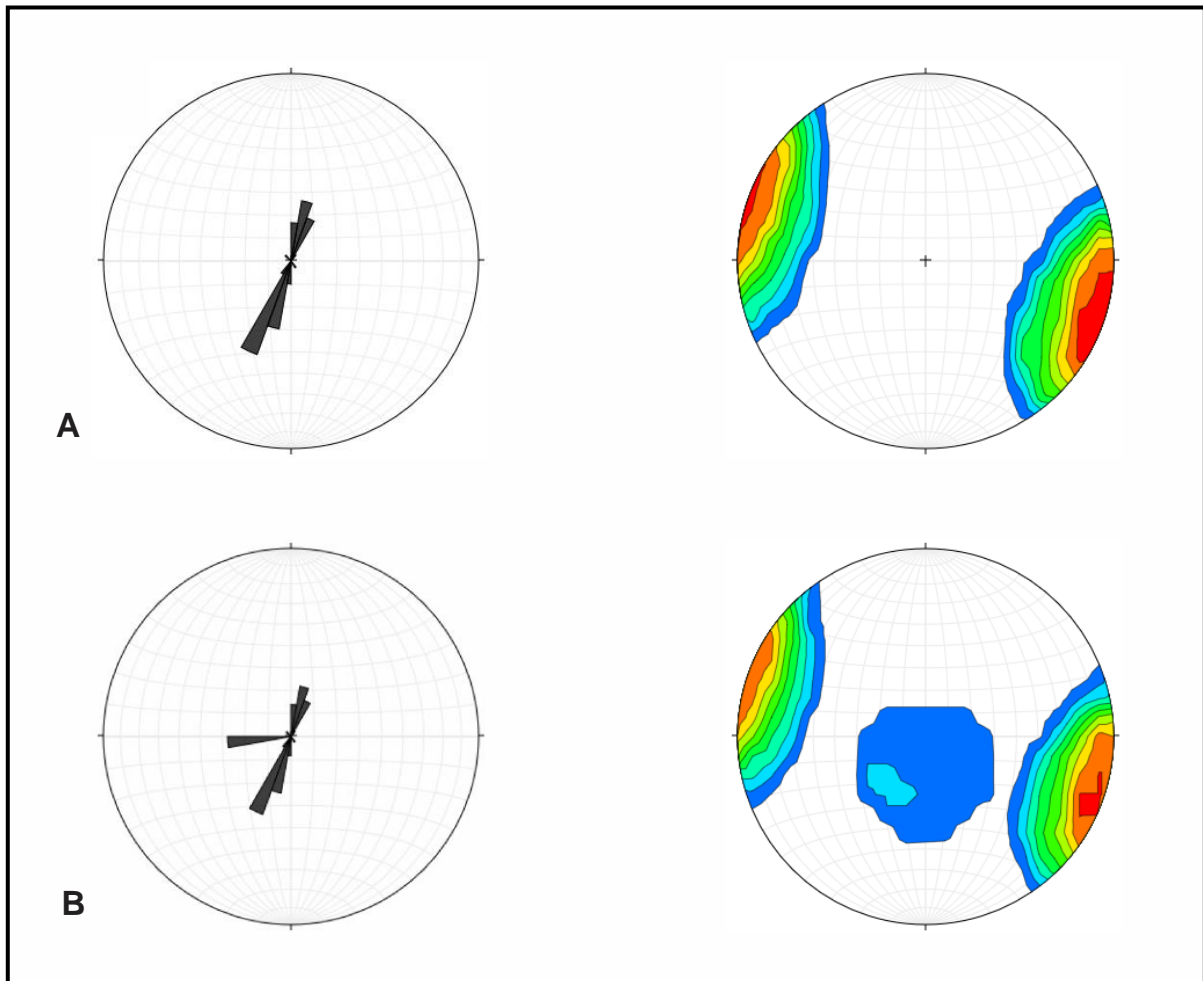
Figur 4.39: A) Tunnelen-2.Sjakt: *Venstre*: Rosediagram som viser orienteringen til sprekkeplanene. *Høyre*: Polene, i form av et konturplott (kamb), av sprekkeplanene (n=181). B) Tunnelen-2.Sjakt: *Venstre*: Rosediagram som viser orienteringen til sprekkeplanene, hvor ledespalter er inkludert. *Høyre*: Polene i form av konturplott (kamb) av sprekkeplanene, hvor ledespalter er inkludert (n=261).

4.5.1.2 Sprekkemålinger Lapphullet

Det ble totalt gjort 105 sprekkemålinger i Lapphullet. 56 fra Åpning til Eggestasjonen (figur 4.40) og 49 fra Kollapsen til Vannlåsen (figur 4.41). Målingene, er nesten helt uten unntak, tatt av tverrgående sprekker. Likevel er det interessant å se trendene ved en kombinert fremstilling av sprekkemålingene sammen med ledespaltene. Som i Larshullet er det mangel på ledespaltmålinger og gjenbruk ble også utført her (se kapittel 4.6.2). Gjennomsnittlig vektorretning til strøket (uten ledespalter) fra Åpningen til Eggestasjonen er N 4.4° Ø, mens den gjennomsnittlige vektorstørrelsen er på 0.91. Fra Kollapsen til Vannlåsen (uten ledespalter) er den gjennomsnittlige vektorretning N 16.4° Ø, mens den gjennomsnittlige vektorlengden er på 0.91. Presentasjonen av sprekker uten ledespalter er også vist på de to kartseksjonene for Lapphullet (figur 4.31 og figur 4.35).



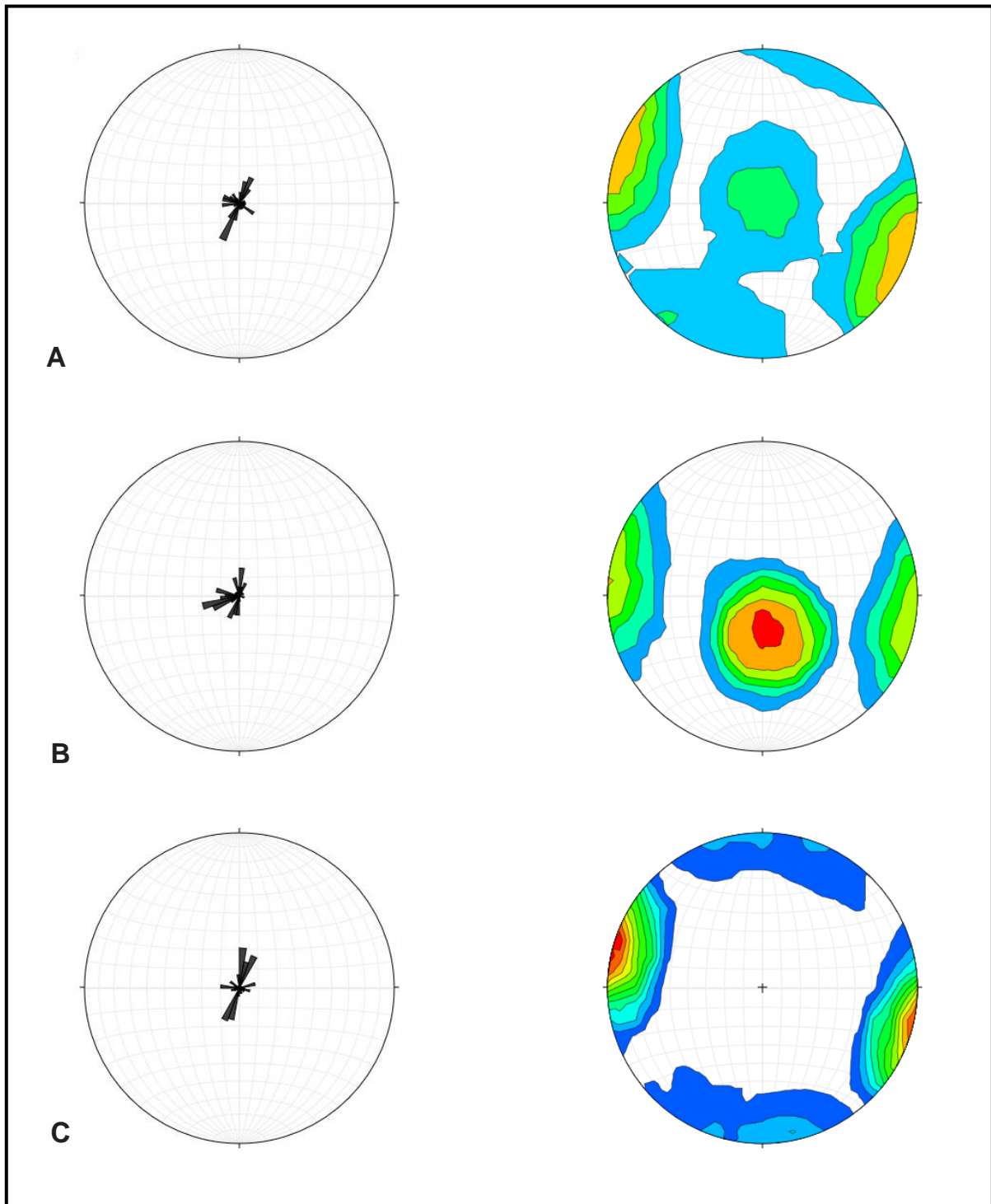
Figur 4.40: A) Åpning-Eggestasjonen: *Venstre:* Rosediagram som viser orienteringen til sprekkeplanene. *Høyre:* Polene, i form av et konturplott (kamb), av sprekkeplanene (n=56). B) Åpning-Eggestasjonen: *Venstre:* Rosediagram som viser orienteringen til sprekkeplanene, hvor ledespalter er inkludert. *Høyre:* Polene i form av konturplott (kamb) av sprekkeplanene, hvor ledespalter er inkludert (n=76).



Figur 4.41: A) Kollapsen-Vannlås: *Venstre*: Rosediagram som viser orienteringen til sprekkeplanene. *Høyre*: Polene, i form av et konturplott (kamb), av sprekkeplanene (n=49). B) Kollapsen-Vannlåsen: *Venstre*: Rosediagram som viser orienteringen til sprekkeplanene, hvor ledespalter er inkludert. *Høyre*: Polene i form av konturplott (kamb) av sprekkeplanene, hvor ledespalter er inkludert (n=59).

4.5.1.3 Sprekker og ledespalter på overflaten

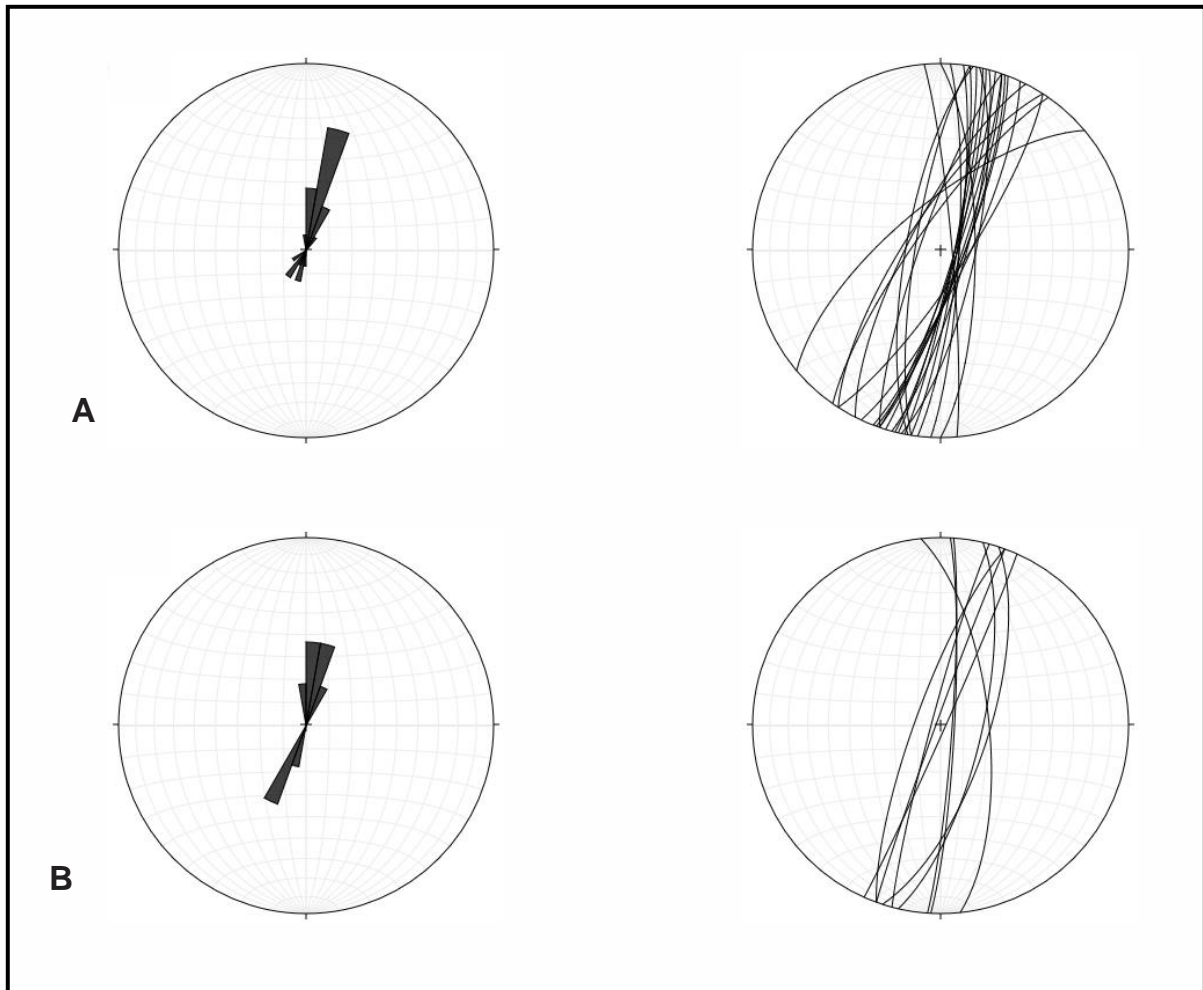
Overflatemålingene kan deles opp i tre kategorier. Den generelle overflaten langs grottens strøkretning, hvor er det totalt gjennomført 116 målinger fra 13 lokaliteter, hovedsakelig av steile sprekker. Disse har en gjennomsnittlig vektorretning på N 17.4° Ø, mens den gjennomsnittlige vektorstørrelsen er 0.36. Målingene som er utført rundt åpningen til grottene utgjør totalt 109 målinger, hvor 55 er tatt ved Larshullet, mens 66 er tatt ved Lapphullet (figur 4.42).



Figur 4.42: A) Åpning Larshullet: *Venstre:* Rosediagram som viser orienteringene til sprekkeplanene. *Høyre:* Polene, i form av et konturplott (kamb), til sprekkeplanene (n= 55). Åpning Lapphullet: *Venstre:* Rosediagram som viser orienteringen til sprekkeplanene. *Høyre:* Polene i form av konturplott (kamb) av sprekkeplanene (n=66). C) Overflaten: *Venstre:* Rosediagram som viser orienteringen til sprekkeplanene. *Høyre:* Polene, i form av et konturplott (kamb), av sprekkeplanene (n=116).

4.5.1.4 Hovedsprekker

Av de totalt 387 sprekkemålingene som ble gjort i grottene er 34 av disse tatt av såkalte hovedsprekker (se definisjon). Til sammen i de to grottene ble det totalt utført 34 målinger av denne typen. De 24 som ble målt i Larshullet viser en gjennomsnittlig vektorretning på N 16.9° Ø, mens den gjennomsnittlige vektorstørrelsen er på 0.91. Gjennomsnittlig vektorretning for målingene i Lappulet er N 12.4° Ø, mens den gjennomsnittlige vektorstørrelsen er på 0.95 (figur 4.43).

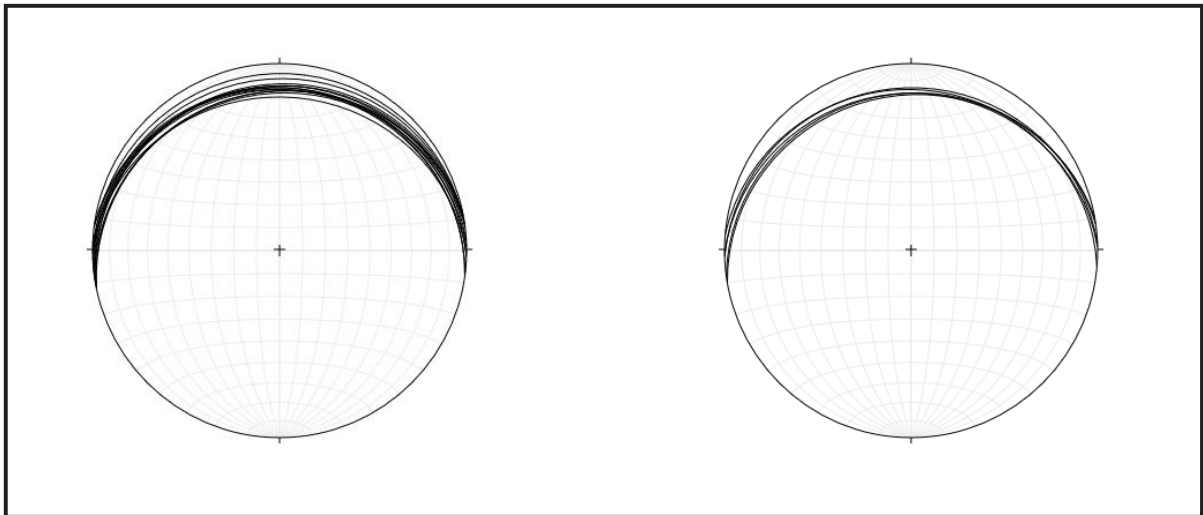


Figur 4.43: A) Hovedsprekker Larshullet: *Venstre:* Rosediagram som viser strøket til sprekkplanene. *Høyre:* Orienteringen til sprekkplanene (n= 24). Hovedsprekker Lappullet: *Venstre:* Rosediagram som viser strøket til sprekkplanene. *Høyre:* Orienteringen til Sprekkplanene (n=10).

4.5.2 Ledespalter i grottene

Som følge av at flere av ledespaltene følger det samme planet i flere av de målte passasjene, blei det i de fleste tilfeller bare tatt en måling, som da på best mulig måte representerer dette området av grotten. Det er derfor tatt i bruk et slags gjenbruk av disse målingene når de er satt inn i Stereonet 8, for på den måten å få sammenlignbare resultater i forhold til de målinger som er gjort av sprekker.

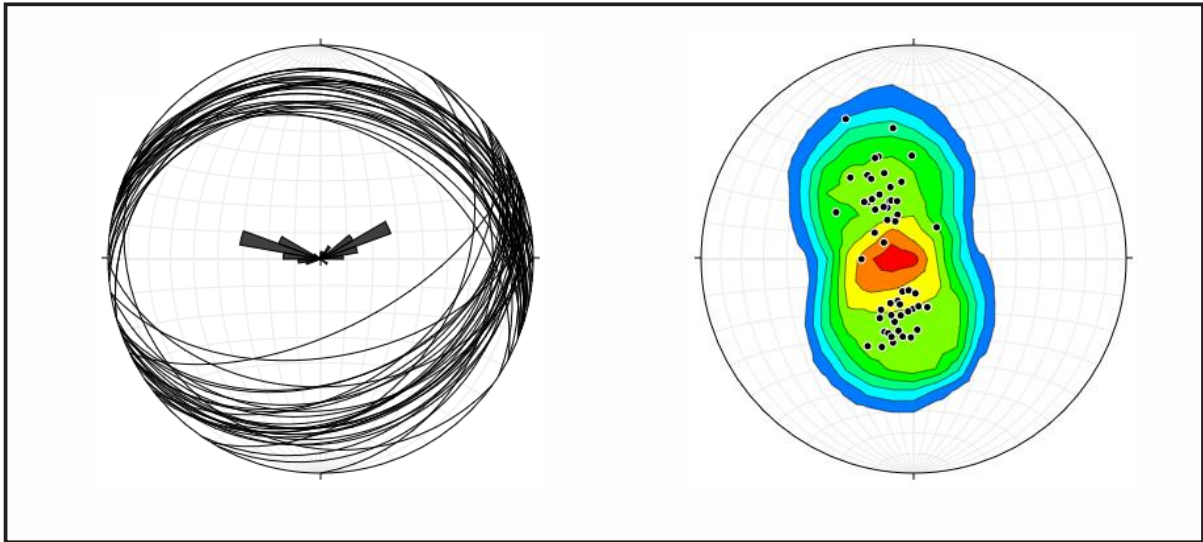
Hver av målingene er nemlig ført inn 10 ganger hver i Larshullet og 5 ganger hver i for de 4 første målingene i Lapphullet. De siste målingene er som følge av passasjens utstrekning lagt til 10 ganger. Til sammen ble det utført 18 ledespaltemålinger, hvor 13 er gjort i Larshullet, mens 5 er gjort i Lapphullet (figur 4.44). Disse er tatt fra forskjellige deler av grottene, uten at det er noe særlig system på hvor målingene er gjort. Årsaken til dette er at en tydelig ledespalte ikke var tilstedeværende og målbar gjennom hele grotten. Ledespaltene følger generelt et \emptyset -V strøk, med en svak helning mot nord.



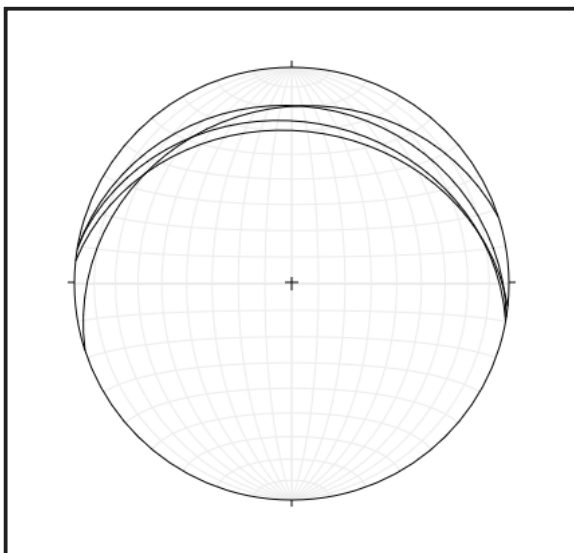
Figur 4.44: Venstre: Orienteringen til Ledespaltene (rådata) i Larshullet (n=13). Høyre: Orienteringen til Ledespaltene (rådata) i Lapphullet (n=13)

4.5.3 Foldeakseplan

Målinger av foldeakseplan er forsøkt gjort jevnt nedover grotten, helst ved lokaliteter med tydelige plan, hvor så nøyaktig som mulige målinger kunne utføres. De fleste målingene er fra grottes øvre halvdel ettersom flere av planene her var tydeligere og innenfor rekkevidde. Totalt ble det gjort 61 målinger av foldeakseplan, hvor 57 er tatt i Larshullet (figur 4.45). Bare 4 målinger er gjort i Lapphullet (figur 4.46). Disse er utført i inngangspartiet og viser veldig like orienteringer sammenlignet med Larshullet. Det kan som følge av dette være mulig å tenke seg at Lapphullet viser samme trender som Larshullet. Her ser man nemlig ingen særlig variasjon nedover i systemet. I tillegg følger grottene hverandre parallelt i nesten 200 m fra åpningen på Larshullet (figur 4.1).



Figur 4.45: Larshullet: *Venstre:* Foldeakseplan, også illustrert ved hjelp av Rosediagram. *Høyre:* Polene til målte foldeakseplan, også illustrer ved hjelp av konturplott (kamb) (n=57)

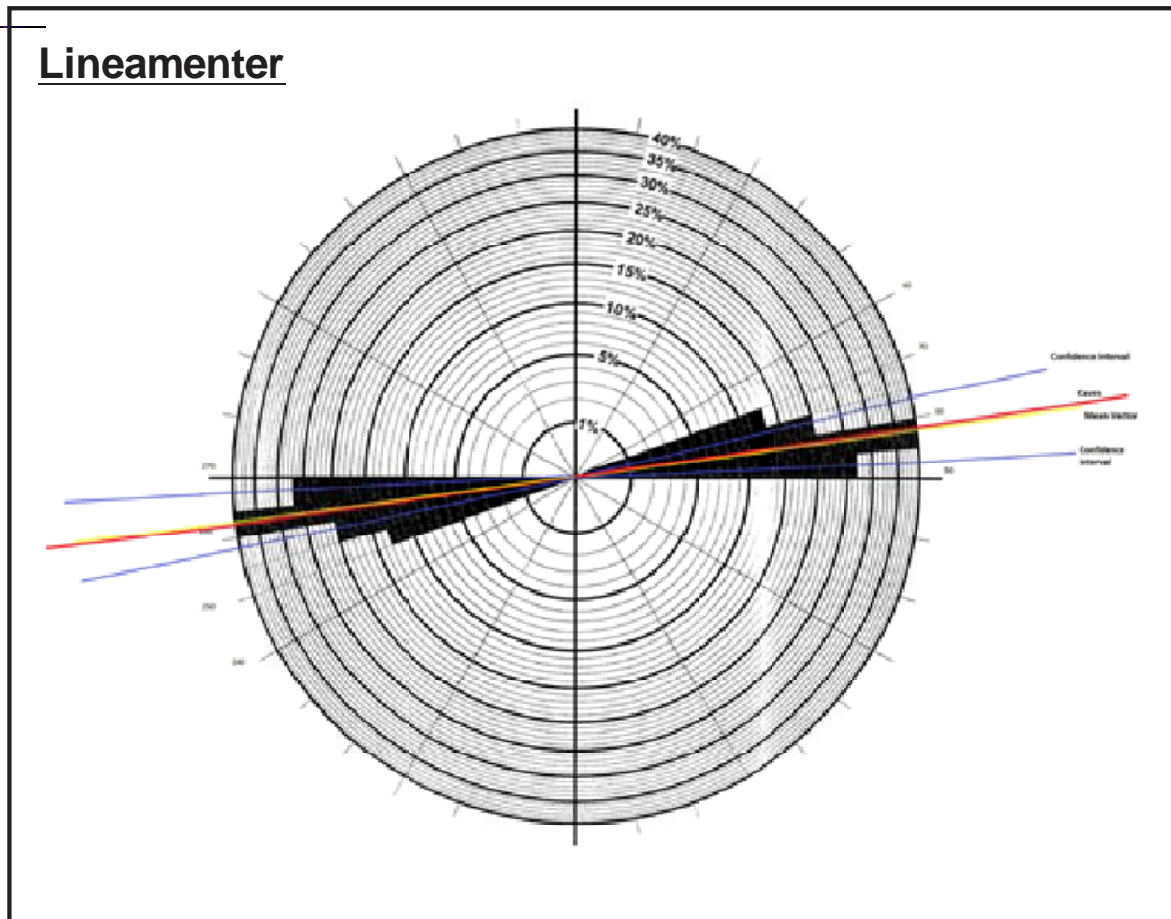


Figur 4.46: Lapphullet: Foldeakseplan (n=4).

4.5.4 Lineamenter

I tiden før feltarbeidet ble det ved bruk av kartdata/flyfoto (NGU, Norgebilder.no) målt strøket til observerbare V-Ø lineasjoner i nærheten av grottene (figur 4.47). Tilsammen ble det målt 15 tydelige lineasjoner, hvor flesteparten av disse er målt vest for grottenes inngang. De tydeligste lineamentene som kan observeres i nærheten av grottene har et strøk som i hovedsak ligger mellom N 75-85° Ø. Gjennomsnittlig vektorretning er på N 82° Ø, mens gjennomsnittlig vektorstørrelse på 0.98. Bortsett fra noen unntak, som ikke avviker mye fra dette, er det denne østovergående trenden som dominerer nær feltområdet, men noen vage N-S trender kan likevel observeres. Litt nord for området, mot Raudsandtinden, kan det derimot skimtes noen tydeligere lineamenter. Ved nærmere

undersøkelser ble det under feltarbeidet funnet at N-S lineamentene følger samme trend som de tverrsprekker som observeres i grottene og på overflaten, mellom N 10-20° E. Noe annet som er verdt å merke seg er at lineamentene 5-6 km vest for grottene ser ut til å bøye nordover og få en mer nordvestlig hovedtrend. De ser her ut til å følge trenden til marmorbeltet hvor grottene er lokalisert.



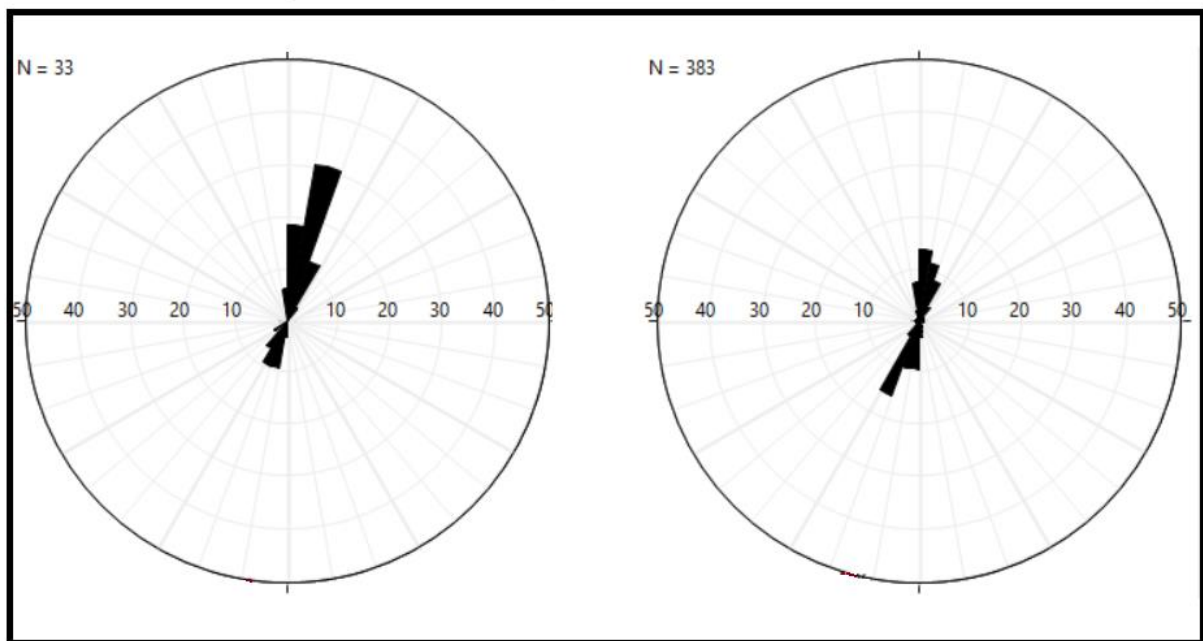
Figur 4.47: Rosediagram som viser strøket til lineamentene sammen med grottens omtrentlige orientering (rød), gjennomsnittsvektor (gul) og «confidence interval» (blå) (n=15).

5 Diskusjon

Kapitlet tar for seg feltarbeidets innhentede resultater, hovedsakelig i form av strukturgeologiske målinger og diverse kartleggingsdata. Dette gjøres gjennom diskusjon og visuell fremstilling av interessante trender fra grottene, overflaten, samt projeksjoner fra Grottoff og annen litteratur. Først vil feltområdet strukturelle trender bli sammenlignet i forhold til regional strukturgeologi, før mer lokale variasjoner blir tatt til betraktning. Deretter vil mulige måter for utvikling av systemene og om de ulike grottene i utgjør ett større system diskuteres. Feilkilder og eventuelt videre arbeid blir tatt opp tilslutt.

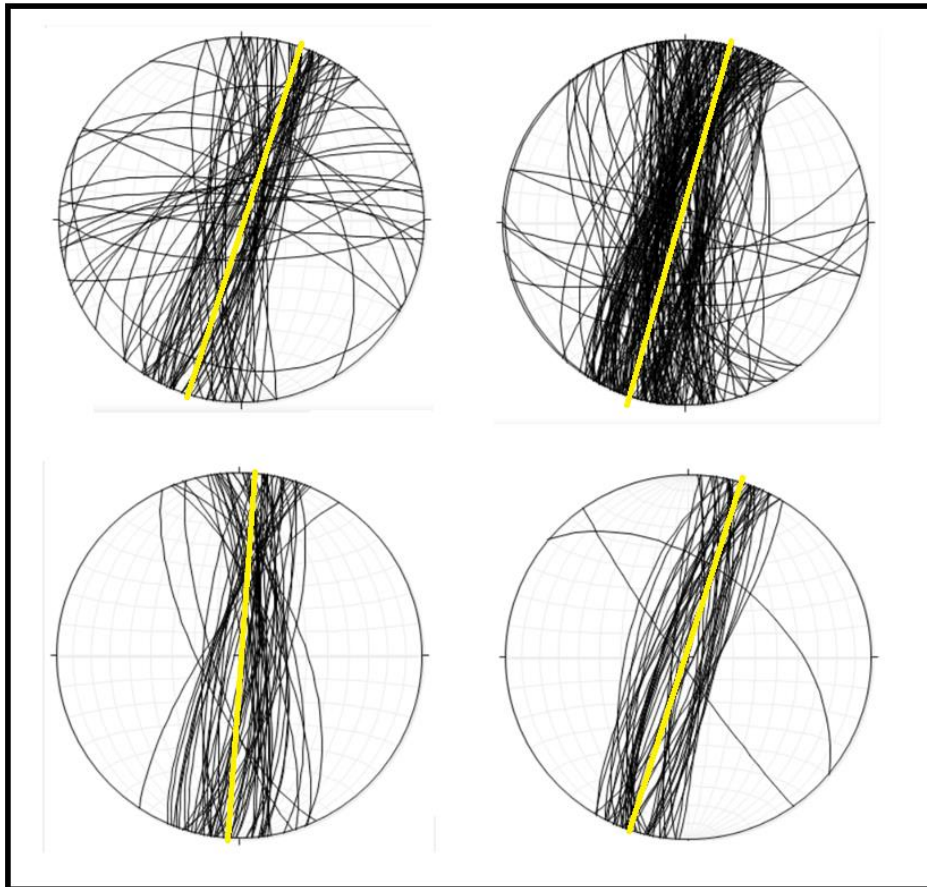
5.1 Lokale variasjoner i strukturgeologiske data

Ettersom at grottesystemene sør for Reingardslivatnet så langt har en total kartlagt lengde på over 7000 m og en total utstrekning, fra vest til øst, på over 1.5 km, er det ikke overaskende at det finnes noen små forskjeller i de strukturgeologiske trendene som observeres. Disse forkommer i hovedsak mellom ulike deler av systemene, men i de aller tilfeller viser trendene seg å være tilnærmet identiske. Et godt eksempel på sistnevnte er den korrelasjon som kan gjøres mellom det som anses som hovedsprekker sammenlignet med de resterende sprekkemålingene som er gjort i grottene, hvor ledespaltemålingene er ekskludert. Hovedsprekkene avviker ikke mye i fra Horns (1947) estimerer om en trend på N 20° Ø, da gjennomsnittlig vektorretning er på N 15°Ø. De resterende målinger viser derimot en mer nordlig trend, hvor gjennomsnittlig vektor faktisk har en svak dreining mot vest, N 351° Ø. Dette avviket skyldes nok i hovedsak at det de resterende målingene inkluderer flere mindre sprekker med et strøk rundt V-Ø. Dette er ikke tilfellet for hovedsprekken. En visuell sammenligning er derfor et bedre alternativ ved sammenligning av de to trendene (figur 5.1).



Figur 5.1: Høyre: Rosediagram av strøket til hovedsprekker i Larshullet og Lapphullet. Venstre: Alle sprekker i Larshullet der ledespalter er ekskludert.

En sammenligning mellom de ulike delene av grottene, samt Larshullet og Lapphullet som individuelle systemer, viser ikke store forskjellen i strukturelle trender. En liten forskjell kan derimot registreres mellom de øverste 300 meter i Larshullet i forhold til resten av systemet. Om ledespaltemålingene her utelukkes, kan fortsatt en svak trend fra vest til øst registreres (figur 4.38). Det er vanskelig å si noe om hvor denne trenden kommer fra, men den morfologiske tilstanden i dette partiet av grotten kan ha gitt utslag i form av en større variasjon av målingene. Dette som følge av at målinger gjerne er foretatt langs vegger i øst eller vest, da flere av disse var å observere i de øvre deler av systemet, enn hva som var tilfellet lenger nede, hvor så å si alle målinger er gjort i enten nord- eller sørvegg. I disse øst/vest-veggene ble det observert sprekker med større variasjon i sin orientering, men denne var gjerne ikke langt unne det som er målt for ledespaltene. Samme forskjell kan også sees mellom de to grottene, da målingene fra Lapphullet viser en klarere N-S trend, enn hva som er tilfellet for Larshullet. En grunn til dette kan være det tydelige preget, med flere store tverrgående sprekker som dominerer her. Fokuset kan da blitt for rettet mot akkurat disse strukturene, mens mindre sprekker da har blitt oversett. Ellers kan det også nevnes at denne trenden er tydeligst i de øvre deler av Lapphullet, i de områder som er veldig sterkt påvirket av tverrgående sprekker i det som ligner mer på et labyrintisk system (figur 5.2).



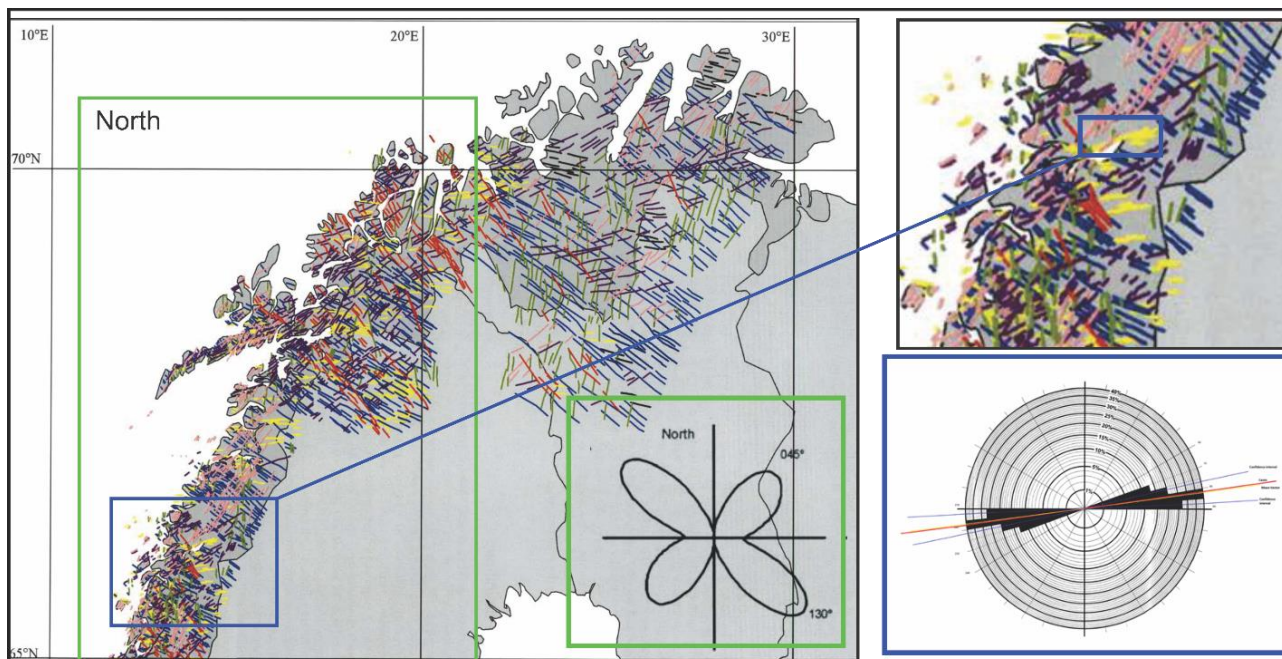
Figur 5.2: Figur som viser plana til de to hoveddelene som Larshullet og Lapphullet er delt opp i. *Oppe:* Venstre: Åpning til Storkirken. Høgre: Tunnelen til 2.Sjakt. *Nede:* Venstre: Åpning til Eggestasjonen. Høgre: Kollapsen til Vannlåsen. Gul strek markerer strøket. Her skiller Øverste del i Lapphullet seg ut, mens de resterende områdene er relativt like. Den variasjonen i målinger som sees i Larshullet kommer også frem i denne illustrasjonen.

På generelt grunnlag, gjeldene for begge grottene, er den likhet som sees for ledespaltetrendene. Her er det nesten ikke noen variasjon, verken i ulike partier eller de to grottene seg imellom (figur 4.44). Dette gjenspeiles også i den korleksjon som er gjort for målingene ved presentasjon av resultatene. For foldeakseplanene kan flere av de samme konklusjonene trekkes, men målegrunnlaget i Lapphullet er for tynt til at en god sammenligning kan gjøres. Gjennom Larshullet viser målingene relativt like trender, hvor ingen store avvik registreres for de ulike delene. Både ledespalter og foldeakseplan diskuteres nærmere ved sammenligning med regional geologi (kapittel 5.2).

5.2 Strukturelle trender i forhold til regional strukturgeologi

5.2.1 Lineamenter

Ved å bare inkludere de tydeligste V-Ø lineamenter som er observerbare ved hjelp av kartdata/flyfoto (NGU, Norgebilder.no), er det med stor sikkerhet basert på den geostatistiske evalueringen, mulig å konkludere med at disse følger den samme V-Ø trenden som områdets grotter. Tatt i betraktning at grottene er orientert mellom N 80-85° Ø faller gjennomsnittlig vektorretning godt innenfor dette med sine N 82° Ø. Larshullet, som ifølge Horn (1947) er anlagt mot N 84° Ø har bare et avvik på 2°, noe som i denne sammenheng er ubetydelig. Det samme kan sies for Lapphullet, hvor avvik også er på 2°, men da mot nord. En gjennomsnittlig vektorlengde på hele 0.98 underbygger argumentene for en tydelig lineamenttrend. Det gjør også den lange forsenkingen vest for Larshullet, som er et av områdets tydeligste lineamenter. Ifølge Gabrielsen et al., (2002), er det i Nordland, ved hjelp av kartlegging av lineamenter, funnet trender med ulik orientering. Mest prominent i Ranaområdet er de populasjonene som følger systemer fra NØ-SV til Ø-V (asimutal sektor N40° Ø til N 100° Ø), noe som da stemmer veldig godt overens med de trendene som er funnet innenfor feltområdet, som da ligger godt innenfor dette intervallet. En sammenligning av grottens strøk og nærliggende lineamenter med regionale lineamenter gjøres i figur 5.3. Lenger nord og sør dominerer derimot lineamenter med et strøk orientert VNV-ØNØ. Det er i tillegg observert områder hvor lineamentene har en N-S trend, men disse er dårlig utforsket i felt. Braathen et al., (2002) og Osmundsen et al., (2003) i Gabrielsen et al., (2002) påpeker derimot en reaktivering av devoniske (N-S orienterte) skjærsoner i områder nord og sør for feltområdet, langs grunnfjellsvinduer ved de vestre marginer av Børgefjellet og Saltfjellet, som en mulig dannelsesmåte. Med tanke på feltområdets beliggenhet, mellom disse områdene, kan denne reaktiveringen sees i sammenheng med tilstedeværelsen av N-S lineamenter i områdene rundt Reingardslivatnet. I følge Fossen og Rykkelid (1992) og Rykkelid og Andresen (1994) i Gabrielsen et al., (2002) viser Rombakvinduet, i overkant av 200 km nord for feltområdet, de samme reaktiveringsmønstrene.



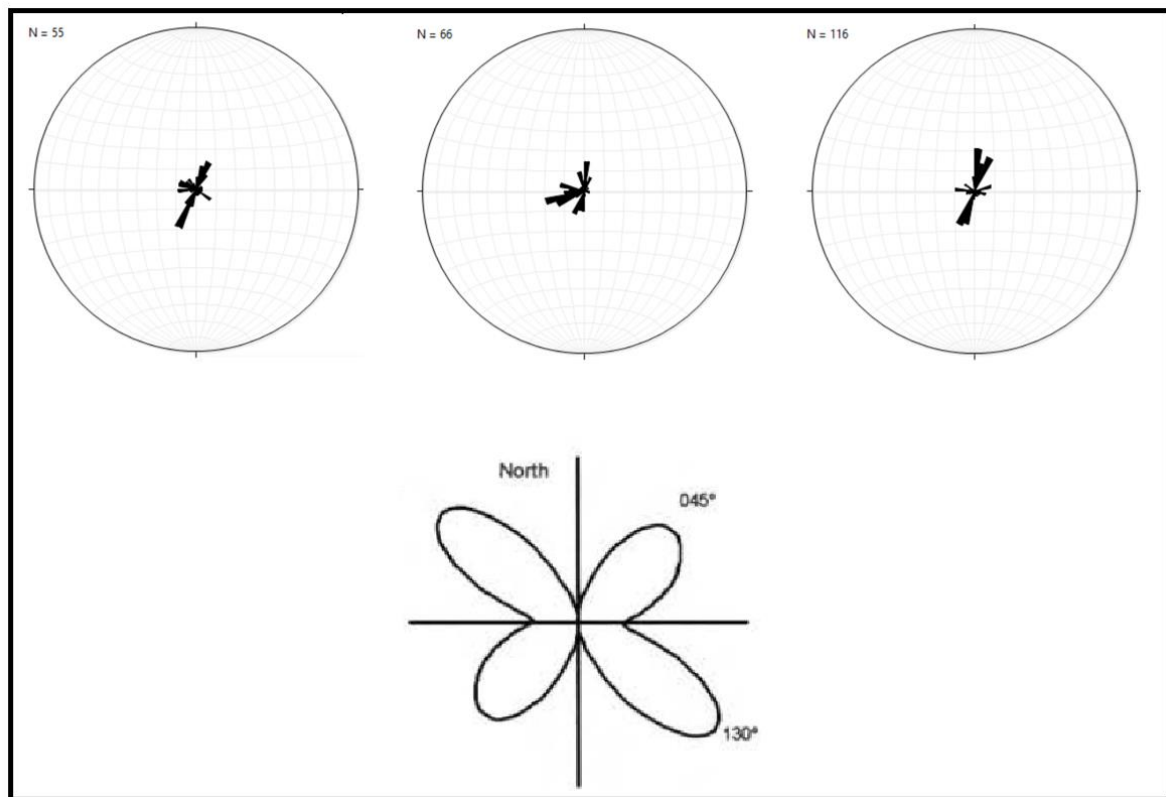
Figur 5.3: Venstre: Oversiktskart over lineamenter i Nord-Norge med fargekode som indikator på populasjonens orientering og et rosediagram for lineamenter innenfor geografisk region North. Høyre: Øverst: er et utsnitt av Helgeland, med Ranaområdet markert med blå firkant. Her markerer de gule strekene områdets Ø-V lineamenter. N-S lineamenter kan også skimtes i grått. Nede: Rosediagram hvor grottens strøk og lineamentenes gjennomsnittsretning (rød strek) og «confidence interval» (blå strek) er markert (n=15).

5.2.2 Sprekker og Ledespalter

En sammenligning er gjort mellom sprekker og ledespalter målt på overflaten og strukturgeologiske trender både lokalt og regionalt. Ifølge Myrvang (1993) i Olesen et al., (1995) er de generelle stressretningene i Nord-Norge hovedsakelig anlagt etter to trender, N-S eller V-Ø. Ranaområdet avviker derimot fra disse, da regionen er utsatt for et større horisontalt stress, muligens påført av lokal geologi og topografi. Overflatemålinger fra feltområdet (målinger ved åpninger ikke inkl.) viser likevel en trend som er mer forenlig med de regionale forholdene, hvor en N-S trend, med en svak dreining mot øst, spesielt for store sprekker, er mest fremtredende. Dette er forenlig med Horns (1947) betraktninger av området, hvor han påpeker en trend for sprekkene litt øst for nord, ca. N 20° Ø. Sprø deformasjon av marmoren i den nærliggende Glomdalen viser også til utviklingen av en N-S trend hos større sprekkesoner (Bottrell, 1988). En vag Ø-V trend kan observeres for overflaten innenfor feltområdet. Ikke mange store sprekker langs dette strøket, men partier med komplekst sprekkemønster viser større variasjon i orientering (figur 5.4). I følge Bottrell (1988) er lignende sprekkemønster også observert i Glomdalen. Sammenlignet med lineamenter fra geografisk region North, viser sprekkene på overflaten relativt korrelerende trender. Det samme kan sies for de overflatemålingen som er gjort ved åpningen til Larshullet og Lapphullet, hvor også mulige ledespalter og et mer varierende sprekkemønster kommer tydeligere frem (figur 5.5).

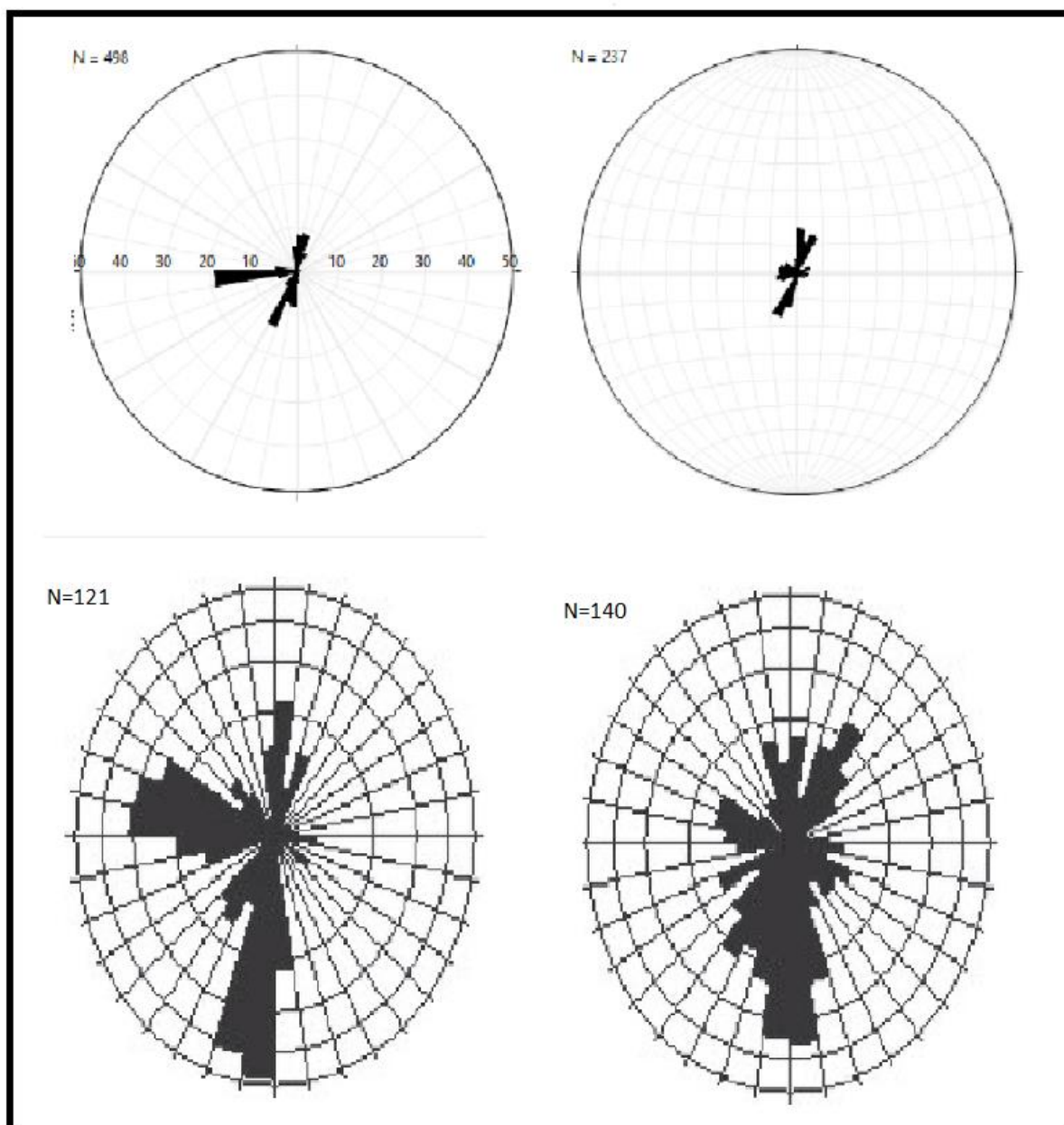


Figur 5.4: Bilde av det som kan kategoriseres som en typisk overflatelokalitet uten tilstedeværelse av noen særlig store sprekkesoner. Domineres isteden av flere mindre sprekker i flere retninger. Hovedtrenden er likevel litt øst for nord.



Figur 5.5: Oppe: Fra venstre til høyre: Rosediagram av strøket til åpning Larshullet, åpning Lapphullet og hele overflaten. Nede: Lineamenter i geografisk område North.

Som følge av grottesystemenes utstrekning og noe varierende trender, er presentasjonen av sprekker og ledespalter i resultatdelen gjort i flere seksjoner, men en et felles rosediagram er konstruert for sammenligning med både lokale og regionale strukturelle trender. En sammenligning er her først gjort med alle målingene fra overflaten, hvor også målingene fra rundt grottenes hovedinnganger er inkludert (figur 5.6). Her sees mer eller mindre de samme trendene, spesielt med tanke på de sprekker som er orientert litt øst for nord. Større forskjeller observeres mellom den V-Ø trend som observeres. Målingene fra inne i grotten har et svært repeterende mønster når det gjelder ledespaltens orientering, hvor strøket har en gjennomsnittlig vektorretning på N 86.9° Ø, mens fallet stort sett varierer mellom 10-20° mot nord. Når disse så korrigeres ved presentasjon av resultatene, vil den visuelle fremstillingen naturlig nok vise en forsterket trend fra vest til øst. På overflaten, og da spesielt rundt inngangen, er det i tillegg til de største og aller tydeligste strukturene, også målt svært små sprekker. Disse kan være dannet av lokalt stress og tenger derfor ikke være av særlig betydning i sammenligning med den regionale strukturgeologien. Deres inkludering i konstruksjonen av rosediagrammet som sammenlignes med de trender som sees i grottene kan ha ført til en trend som er mindre tydelig enn hva som faktisk er tilfellet. Tatt i betraktning de nevnte årsaker for en svakere overflatetrend, er en korrelasjon mellom overflaten og grottene ikke urimelig, noe som da kan gi en indikasjon på at trendene som sees i grottene stort sett er i samsvar med de strukturgeologiske forhold som sees regionalt. Flere grottesystemer i Nordland, både i Ranaområdet og lenger nord, viser flere av de samme trendene. De største gangene i Setergrotta og Langgrotta, som er lokalisert like vest for feltområdet, er utviklet langs nesten vertikale NNØ-SSV sprekker, hvor de danner freatiske looper langs den hellende foliasjonskontakten (298°/19 NE) (Øvrevik og Lauritzen, 2005). Sprekkemålinger fra Nonshauggrotta, en freatisk labyrintgrotte lokalisert nord for Svartisen, viser også en trend for målte sprekker/ledespalter som ligner veldig på det som er funnet sør for Reingardslia, hvor en tydelig trend i grotten avløses av en mer uniform overflate (figur 5.6). Disse sammenligningene viser uansett hvordan ulike deler av regionen følger det samme strukturelle grunnlaget for grotteutvikling, der det er lokale variasjoner i litologi, topografi og isbrepåvirkning som gjenspeiler de variasjoner som observeres av morfologiske forskjeller.



Figur 5.6: *Oppe (Reingardslia)*: Venstre: Sprekker og ledespalter fra grottene. Høyre: Alle målinger fra overflaten (inkl. rundt grottens hovedinngang). *Nede (Nonshaug)*: Venstre: Ledespalter fra Nonshauggrotten. Høyre: Sprekkemålinger på overflaten.

5.2.3 Forkastninger

Eventuelle forskyvninger i store sprekkesoner er ikke undersøkt særlig systematisk, men partier med forkastningsbreksje og palygorskitt er tilstede i enkelte områder. Det er derfor vanskelig å gi noen klar argumentasjon på i hvor stor grad systemenes utvikling er påvirket av forkastninger.

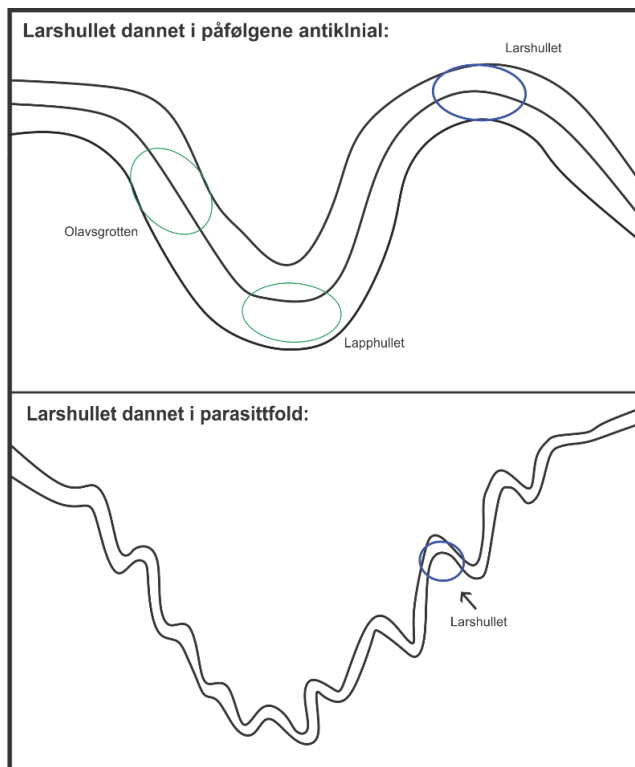
Forskyvninger som observeres langs flere passasjer ved disse sprekkesonen gir likevel en indikasjon på en viss påvirkning, selv om det i tilfeller er tydelig at sprekker bare har opptrådt som en

svakhetszone med dannelse av en ny preferert drenering og da et grunnlag for videre utvikling av systemet. Olesen (1995) studerer neotektonikk i Ranafjordområdet på det grunnlag at postglasiale forkastninger mer sannsynlig dannes i områder med økt seismisitet, regionale svakhetssoner og unormale verdier for landheving (Olesen, 1988 og Olesen et al., 1992 i Olesen, 1995). Flere konkrete eksempler for det som kan være forkastninger fra sein kvartær er nevnt, men mest interessant er uansett at undersøkelser av den postglasiale belastningen viser en hyppigere tilstedeværelse av forkastninger enn i de omkringliggende områdene (Olesen et al., 1994 i Olesen, 1995). Disse observasjonene stadfester på mange måter at de tektoniske forholdene ligger til rette for utvikling av forkastninger innfor feltområdet. De forskyvninger (opptil 5 m) som er registrert i store sprekkesoner i Glomdalen viser at nærliggende områder har vært utsatt for neotektonikk (Bottrell, 1988). Forkastingsprekker knyttet til systemenes utvikling diskuteres nærmere i kapittel 5.3.

5.2.4 Duktil deformasjon

I begge grottene observeres folding av både marmor og glimmerskifer, men mest karakteristisk er den foldede glimmerskiferen som er spesielt fremtredende ved noen lokaliteter i Larshullet, hvor det langs flere av systemets tverrsprekker observeres flere store isoklinale folder. Disse har etter all sannsynlighet, basert på deres trend og foldingsgrad, en opprinnelse fra en av de to første foldefasene som er registrert i Ranaområdet. Foldeaksens helning og strøk stemmer også godt overens med Lauritzen (2001), hvor det beskrives en generell helning for foldeaksen på 12° i retning øst, som flesteparten av grottens passasjer også er anlagt etter. Ifølge Wells (1957) heller glimmerskiferen i områder uten folding mot nord. Dette er ikke undersøkt i denne oppgaven, men disse observasjonene kan sees på som enda et bevis for at grotten følger dette strøket. Av strukturelle former koblet til duktil deformasjon er det bare av foldeakseplan det er gjort systematiske målinger. Som følge av manglete målinger i Lapphullet fokuseres denne delen av diskusjonen mot Larshullet. Resultatene viser to helt tydelige trender, et strøk mot VNV eller ØNØ, alt etter om planet faller mot nord eller sør. Generelt faller akseplanet mellom 20-40°, med et snitt for alle målinger på 28° (figur 4.45). En interessant observasjon gjort ved utførelsen av målingene, i de tilfeller der passasjens utforming gjorde det mulig å måle plana jevnt fra den ene siden til den andre, var den sammenheng som ble funnet at planene i nord falt mot nord, mens de i sør falt mot sør. Basert på disse observasjonene kan det tyde på at Larshullet følger «hingeline» til en større antyklinal struktur. Dette motstrider på mange måter den visuelle trenden som fremkommer av projeksjoner i Grottof, hvor systemene ser ut til å følge en større synklinal struktur (figur 5.9, 5.10 og 4.36). En mulighet kan derfor være at Larshullet følger toppen av en påfølgende antyklinal eller at den tenkte synklinalen består av flere parasittfolder, som da kan ha framprovosert de trendene som sees hos foldeakseplanene i Larshullet (figur 5.7). Flere målinger fra Lapphullet og Olavsgrotten kunne

vært med å legge grunnlaget for en fyldigere diskusjon, men basert på foreløpig datainnsamling står disse to alternativene sterkest i forhold til mulig utvikling langs en storskala struktur. At systemet følger en større fold er uansett forenlig med Lauritzen (2001) som hevder at lineære systemer har en tendens til å følge bestemte strukturer i fjellmassivet, som for eksempel en foldeakse eller en større lineær intrusjon. Den nærliggende lagpakken i Grønlia, på østsiden av Røvdassdalen, viser noen likhetstrekk. Til sammenligning er denne, i følge Øvrevik (2002), del av en stor, hellende, antyklinal foldestruktur, med en foldeakse som stuper 10° mot øst. Akseplanet er derimot litt steilere, mens begge sjenklene faller mot nord (Øvrevik, 2002). Ved hjelp av utregninger i Stereonett 8 er gjennomsnittlig vektorlengde funnet til å være N 84,2° E. En verdi som er veldig forenlig med de trender som er funnet for både lineamenter på overflaten, ledespaltene og ikke minst grottenes generelle strøkretning. En kobling kan også gjøres med foldefasene som er beskrevet for områdene, hvor de tre første fasene har produsert en foldeakse med et Ø-V strøk (Gjelle, 1978). Fase tre, som da har vært opprinnelsen til storskala strukturer, er ifølge Sjøvegjarto (1990), overblikket, noe som kan forklare den helning som Larshullet følger mot øst Røvdassdalen. Andre undersøkelser i Ranaområdet, blant annet vest for Raudevatnet, viser et strøk for foldaksen til små folder nær den som er funnet i Larshullet. Marker (1979) beskriver det i sin rapport for Bergvesenet at de stort sett ligger mellom N 60-80° E.



Figur 5.7: Oppe: Illustrasjon som viser Larshullet med en utvikling i toppen av en påfølgende antyklinal. Nede: Utvikling langs en sekundær struktur i form av antyklinal parasittfold, i sjenkelen til en storskala synklinal struktur.

5.3 Utvikling av grottene og deres morfologi

Sett fra et teoretisk standpunkt er Larshullet og Lapphullet, med sin beliggenhet i en stripekarstsetting rundt polarsirkelen, utviklet avhengig av de lokale og regionale strukturgeologiske forhold, samt det nærliggende områdets topografi (Lauritzen, 2001) og en eventuell tilstedeværelse av isdekke, ved såkalt iskontaktspoleogenese, hvor dannelse kan ha forekommet under eller ved isdekket (Lauritzen og Skoglund, 2013). Det finnes faktisk grotter i Nordland som er utviklet ene og alene fra iskontakt langs glasiogene eksfoliasjonssprekker, som blant annet Kvithola i Fauske (Lauritzen, 1986). Som følge av at de førstnevnte faktorene alltid vil være tilstede, er en diskusjon om dannelse påvirket av isens nærvær faktisk er tilfelle, eventuelt på hvilken måte, interessant for de resterende strukturelle komponentene som er diskutert. I følge Lauritzen og Skoglund (2013) er det som følge av isens dynamiske natur, og en konstant forandring av miljøet mellom glasiale og interglasiale sykluser, vanskelig å tolke om karstifiseringsprosessen har forekommet i perioder med eller uten påvirkning fra et isdekke. Dette gjelder først og fremst inaktive, freatiske passasjer plassert langs fjellsiden i en glasialt utskjæret dal (Lauritzen og Skoglund, 2013). Disse utgjør et klassisk problem rundt denne type speleogenese, ettersom det er utfordrene å tilskrive en dannelsesmåte, som kan være alt fra interglasial, subglasial, proglasial eller preglasial. Selv om det både i Larshullet og Lapphullet finnes områder med vadost preg, kan systemene totalt sett beskrives som freatiske, noe som også er i samsvar med tilgjengelig litteratur (Lauritzen, 2001). Nordgangen viser i partier den mest avvikende morfologi, spesielt i forhold til den parallelle sørgangen, som ser ut til å ha et mye tydeligere trykkledningsprofil. Et mulig fall i grunnvannet kan i etterkant av den freatiske utviklingen ha ledet vannet gjennom i Nordgangen og dannet de profilene som sees her. De kompliserende faktorene som sees ved glasiasjoner gjør at dette er et interessant punkt for videre studier. Det må også tillegges at tilstedeværelsen av glimmerskifer i passasjene ofte er med på å danne svært modifiserte freatiske profiler, som avviker fra de som er dannet i en ideell situasjon med rein kalkstein. Et mer detaljert arbeid angående systemets hydrologi vil gjøres i løpet av sommeren 2016. Om freatisk dannelse kan stadfestes er det nødvendig å fastslå om Reingardsdalen, som strekker seg fra Stillelvdalen i vest til Røvassdalen i øst, kan kategoriseres som en glasialt dannet dal. Det er ikke gjort undersøkelser av dette i løpet av feltarbeidet, men dalens generelle utforming og det omkringliggende områdets kvartærgeologiske historie, med flere glasiale perioder og omsluttende glasiale daler, taler for nettopp en slik utvikling. De helt overfladiske observasjonene som ble gjort av området i løpet av feltarbeidet gav ikke inntrykk av at grottene befinner seg i en dal, da områdene sør Reingardslia består av relativt slake og ikke alt for høye fjellrygger, hvor toppen ikke var mulig å se. Undersøkelser ved hjelp av kartdata bekrefter derimot en sannsynlig glasial dannelse. Tatt i betraktning at inngangene til grottene befinner seg i nettopp dette området av dalen, gjør det å

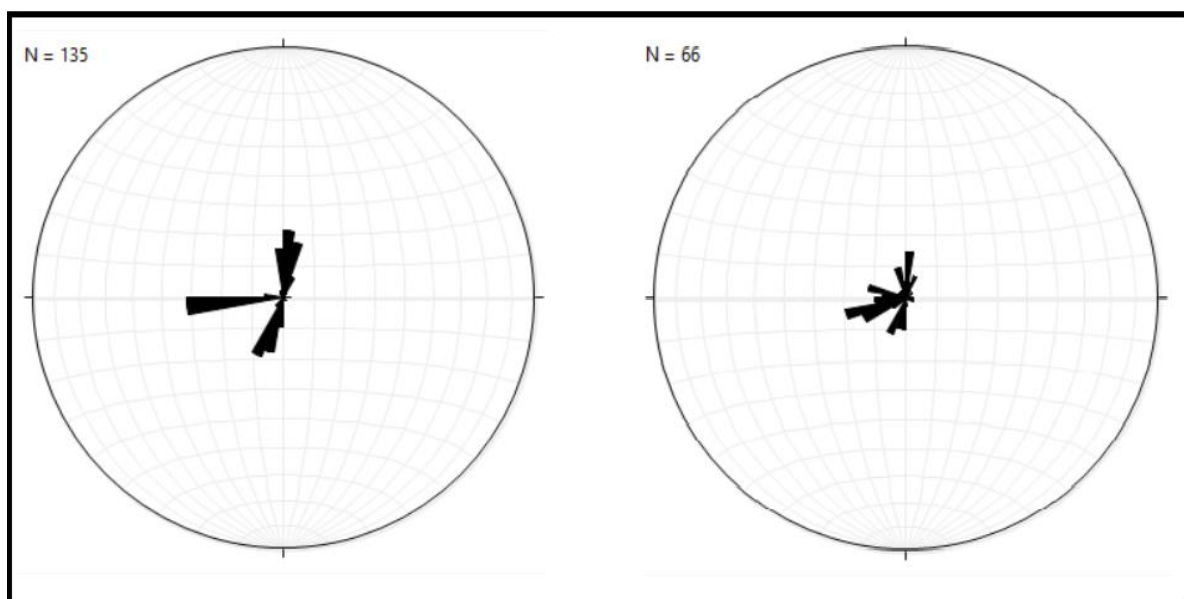
fastslå dannelsesmåte ekstra utfordrende. Fra tidligere arbeid utført ved Reingardslivatnet, og da mer spesifikt for de to grottene, finnes det en viss uenighet om dannelsen har forgått i kontakt med is eller ikke. Horn (1947) påpeker at hele området var dekket av is under siste istid, og refererer til Oxaal (1914), som i sin avhandling mener at grottene er dannet under siste del av siste istid. Altså var det en kontakt med is, men Oxaal (1914) i Horn (1947) antar også en initieringsfase av interstadial opprinnelse, hvor utvidelse til og med har kunnet funne sted som følge av avrenning fra breens overflate da den lå i Røvassdalen, med en høyde på 200-250 moh. (Oxaal, 1914 i Horn, 1947). Selv om disse måtene for dannelse og de argument som fremlegges ikke på noen måte er urimelige, har senere forskning gjennom speleothemdatering, vist en minimumsalder for Lapphullet på > 720 ka (Lauritzen et al., 1990). Altså er den anslåtte alder mye eldre enn først antatt. Dette svekker en av Horns (1947) argumenter for subglasial dannelse, som tar utgangspunkt i de høye erosjonsrater som oppleves under glasiale perioder. Han mente at dannelse pre- eller interglasialt ville medført en beliggenhet for grottesystemene over 500 meter nede i grunnfjellet, på et dyp hvor grunnvannsirkulasjonen er for liten til at speleogenese kan forekomme. Det er i senere tid også estimert en lavere erosjonsrate i bredannede daler, noe som også er med på å svekke dette argumentet, spesielt med tanke på at mange av grottene som er diskutert av Horn (1947) er lokalisert flere hundre meter over dalbunnen (Lauritzen, 1986). De nyere forskningsresultatene støtter derfor mer opp om Rialton (1954) i Wells (1957), som mener at Reingardslivatnet ved et tidspunkt har hatt et vannnivå med en tilfredsstillende høyde for kunne dekke inngangene til grottene. Tatt i betraktning den høyde over havet som vannet har i dag (361 moh.), måtte det i alle fall ha stått 40 m høyere for å kunne gjøre dette. Problemet med en slik situasjon er at Reingardslivatnet har et utløp i begge ender, både i øst og vest, hvor det omkringliggende landskapet, vertfall i vest, ligger godt under 400 m langs et strekk fra nord til sør, for store deler av disse områdene. En høyere terskel ville derfor ha vært nødvendig i begge områder, noe som virker usannsynlig. Det er heller ikke funnet beviser innenfor feltområdet som tilsier et vannnivå høyt nok til å dekke inngangene (Stadheim, 2016). Det er også tvilsomt om områdets nedbørsrate (ca. 1800 mm/år), tatt i betraktning at det ikke har vært alt for store forandringer siden grottenes dannelse, har vært stork nok til å øke, for deretter å opprettholde nødvendig vannstand. En mulighet for en oppdemming av vannet kan ha vært fra nærliggende breer under nedsmeltingen, men tidsperspektivet og timingen, med tanke på en nødvendig oppdemming i begge ender, gjør dette usannsynlig. Selv om mye av dette blir rein spekulasjon, da det ikke er gjort konkrete observasjoner i felt, er det derfor likevel mest nærliggende å konkludere med en subglasial dannelse for systemene, noe som da er i samsvar med Oxaal (1914) og Horn (1947), selv om de da ikke kan kobles til noen av de siste istidsyklusene (Lauritzen, 1986). Grotteinngangene, og da spesielt Lapphullet har en ganske så hengende posisjon i dalsiden. Larshullet har med sin beliggenhet, i et ellers småkupert område, ikke det samme hengende preget,

men nedsynkningen som kan følges vestover fra åpningen kan tolkes til å være restene av en tidligere subglasial dreneringsrute, i form av en N-kanal (Nye, 1973). Det er mulig at vannet her har blitt ledet til det som nå er inngangen, hvor en videreutvikling grotten, gjennom en allerede initiert åpning (*sensu lato*), har kunnet forekomme. En fullkommen utvikling av hele systemet fra småsprekker virker usannsynlig med tanke på systemets størrelse, da en slik prosess er svært lite effektiv under glasielle forhold, med en rate på bare 1/40, sammenlignet med perioder hvor det ikke er noe is tilstede (Lauritzen og Skoglund, 2013). En slik subglasial dannelse er derimot forenlig med Horns (1947) generelle hypotese angående denne typen speleogenese. For det første vil muligheten for trykksmelting under en et stort isdekke være tilstede. I følge Werenskiold (1922) i Horn (1947) viser undersøkelser fra Svalbard at breer, med en bredde over 400 m, vil ha et ufrosset parti langs sålen midt i breen. En bekreftelse av disse teoretiske betraktningene er gjort ved senere forskning, da de ytre marginer hos breer på Svalbard, ifølge Ødegård et al., (1992) og Björnsson et al., (1996) i Etzelmüller et al., (2000), har en tendens til å være kaldbaserte. Tatt i betraktning at dette er undersøkelser foretatt i et maritimt tundraklima (Thuesen, 2015), i en sone med permanent permafrost, er en overføring av disse forholdene til estimert klima for LGM (siste istid maksimum) ikke urimelig. I følge Vorren et al., (2013) er det funnet en julinormal på mellom 0-3 °C for Andøya, i det som kan beskrives som et høyarktisk klima. Sammenlignet med dagen situasjon på Svalbard, viser ikke julinormalene så stor forskjell fra dette, ettersom Longyearbyen mellom 1961-1990 hadde en normal på 5°C (Førland et al., 2011). I tiden etter LGM har temperaturen økt gradvis mot Holocene og en på produksjon av subglasielt smeltevann har på ett tidspunkt kunne forekomme. Selv om aldersavviket for dannelsen av Lapphullet og tidspunktet LGM er stort, vil det nok være en viss temperaturoverensstemmelse, da begge hendelser har kunne funnet sted etter «the mid-Pleistocene transition» og overgangen til 100 ka sykluser med tilstedeværelse av større isdekker. Bredden på Reingardsdalen legger til rette for at en bre, over 400 m bred, kan ha eksister i området. I følge Lauritzen (1986) er det etter hvert blitt større enighet om at grotter dannet under de forhold som sees i Nordlandsområdet, kan representere fragmenter fra utbredte undervannsdreneringer som har blitt utviklet under interstadialer tidlig i kvartær, eller til og med i neogen. Disse har så blitt avkortet som følge av glasiell erosjon. Partier hvor strømskåler indikerer strømming i begge retninger stammer muligens fra en tid hvor isen bare har eksistert i Røvassdalen og at denne har vært stor nok til å ha presset vannet oppover i grottene i Reingardslia. Et mer detaljer arbeid for dette vil utføres i løpet av sommeren 2016.

5.3.1 Kan sprekkens orientering målt ved inngangspartiene forklare systemets utvikling

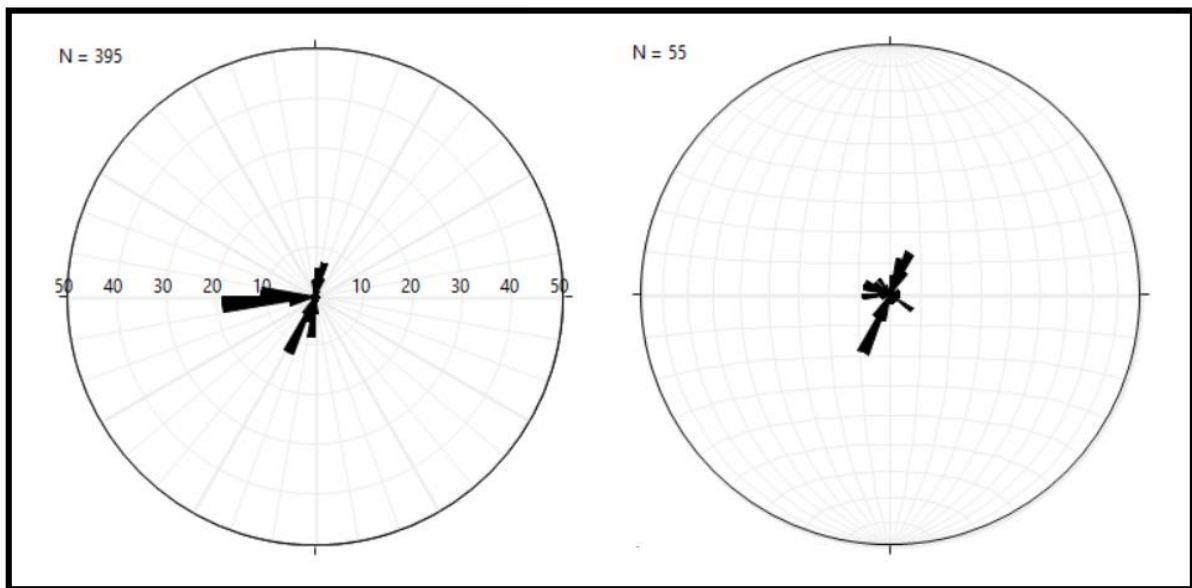
Et interessant element å se på når det gjelder utviklingen av grottesystemene er om det finnes noen korrelasjon mellom de trendene som sees i området rundt inngangene og de som fremkommer av en

kombinasjon av alle målinger i grottene, både ledespalter og sprekker. Av de to undersøkte grottene er det for Lapphullet at de to trendene som er funnet korrelerer best, både når det gjelder N-S og V-Ø. Størst er avviket for sistnevnte, da målingene fra utenfor grotten viser en større spredning. Dette henger også sammen med de konsistente og korrelerte ledespaltemålingene. Mulig at en enda mer nøyaktig måling av ledespalten, flere steder i grotten, ville gitt en større spredning av den orienteringen som nå sees, og dermed en enda bedre korrelasjon med utsiden. Uansett, dette er bare spekulasjoner, men de nåværende dataene gir uansett en viss pekepinn på at det kan være en sammenheng, hvor da målingene på utsiden av åpningen gir et pålitelig estimat for sprekker og passasjetrender i grotten (figur 5.8).

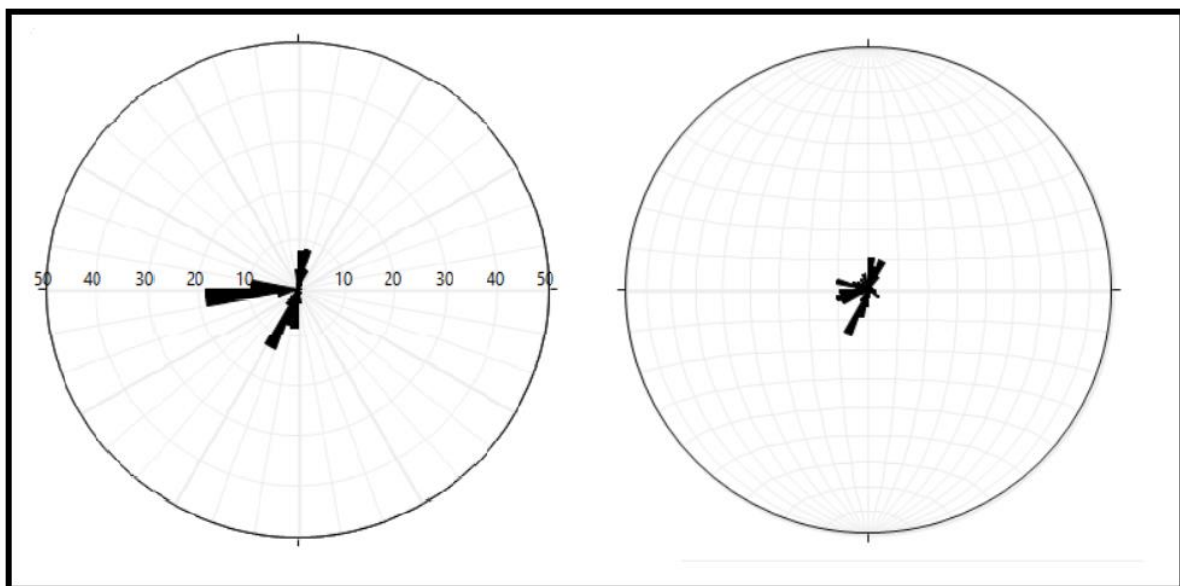


Figur 5.8: Venstre: Rosediagram av sprekker og ledespalter i Lapphullet. Høyre: Rosediagram av alle sprekker rundt åpningen til Lapphullet.

Sammenligningen for Larshullet viser ikke den samme sterke korrelasjonen for begge trender, men det kan likevel sees en likhet mellom målingene. Som for Lapphullet er N-S trendene tilnærmet like, mens det hos V-Ø trenden observeres et større avvik. Dette dreier seg både om et strøk som dreier, og fremstår med et nordøstlig til sørvestlig preg, og et fall for disse målingene skiller seg fra ledespaltene i grotten, da de i større grad heller i en mer sørlig retning (figur 5.9). Forskjellene her kan skyldes en forskjell i de sprekker som er eksponert ved åpningene, og da tilgjengelige for måling. Et kombinert rosedigram er også konstruert for sammenligning mellom begge åpninger og de to grottene. Her kan det gjøres en veldig god korrelasjon av begge trendene som observeres, noe som taler for at også målingene utenfor åpningen til Larshullet gir et pålitelig estimat for utvikling av sprekker og passasjer inne i massivet (figur 5.10).



Figur 5.9: Venstre: Rosediagram av sprekker og ledespalter i Larshullet. Høyre: Rosediagram av alle sprekker rundt åpningen til Larshullet.



Figur 5.10: Venstre: Rosediagram av sprekker og ledespalter i begge grotter (n=496). Høyre: Rosediagram av alle sprekker rundt åpningen til begge grotter (n=121).

5.3.2 Tidspunkt for sprekke dannelse i grottene

Ved å etablere et tidspunkt for når sprekkeene i en grotte er dannet, kan det settes en relevant aldersbegrensning for systemet om disse viser seg å være av yngre geologisk (glasial) alder (Lauritzen, 1986). Det kan med en slik begrensning være mulig å gjøre seg opp en mening om grotten er dannet fra allerede tilstedeværende sprekker, eller om de blitt aktivert av systemet når det har

vært under utvikling. Som et utgangspunkt er maksimum alder for de undersøkte grottene begrenset til dannelsen av den marmoren som de befinner seg i, og da også de gamle sprekkesonene som er utviklet fra mesozoikum. Dette medfører en mulig alder for sprekkenes som er flere størrelsesordener høyere enn hva man ser for glasiasonene. De Nordnorske skyvedekkenes komplekse strukturelle utforming har gitt opphavet til det som ofte er store, kompliserte systemer, hvor utvikling har forekommet i flere faser (Lauritzen, 1986). Det å finne yngre sprekker er derfor utfordrende, ettersom at det er problemer med å få til en korrekt datering. Lapphullet minimumsalder alder (> 720 ka) (Lauritzen et al., 1990), funnet fra speleothemdatering, fører med seg at sprekker knyttet til utvikling av nye passasjer må være dannet før denne fastsatte alderen. Om systemene skulle vise seg å ha en forbindelse, noe som diskuteres i kapittel 5.4, vil denne alder også være gjeldene for Larshullet. Reaktivering kan selvfølgelig ha forkommet i senere tid i et inaktivt system. For å prøve å etablere en relativ alder på systemets sprekker er det gjennom de to grottene sett etter diverse gjennomskjæringer, og om sprekkenes er fylt med et materiale som kan gi en pekepinn på når de er dannet. Intrusjoner er observert sporadisk nedover i systemet, men disse gir ingen tydelig indikasjon på at kryssende relasjoner er tilstede. I Larshullet observeres både palygorskitt, også kjent som berglær, og forkastningsbreksje ved flere av systemenes N-S sprekker. Palygorskitten finnes i sprekker av varierende størrelsesorden, mens forkastningsbreksjen er begrenset til større sprekker, gjerne hvor det har vært en forskyvning av passasjen. Begge observasjoner kan uansett knyttes til hydrotermale prosesser som har funnet sted før de kvartære glasiasonene (Gibbs et al., 1993; Jébrak, 1997). En mulighet for dannelse av post-glasiale sprekker er derimot gjennom utvikling av forkastninger knyttet til den seismiske aktiviteten som oppleves ved avlasting og påtrykk ved glasiasoner (Olesen, 1995). I følge Gudmundsson (1999) i Lauritzen og Skoglund (2013), kan påtrykk og avlasting fra de glasiiale syklusene ha produsert jordskjelv større en $M=4$ på den Baltiske landmassen. Tektoniske analyser av Meløyjordskjelvet, ca. 20 km nordøst for Svartisen, viser til en dannelse av forkastingssprekker langs et NNØ-SSV strøk og knyttes blant annet til postglasial landheving (Gabrielsen og Ramberg, 1979). Dette er da i samsvar med de trendene som observeres i Larshullet og Lapphullet, og en mulig sammenligning kan gjøres med tanke på at en lignende hendelse kan ha forårsaket utviklingen av unge sprekker i systemene. Det er under arbeidet i grottene ikke funnet noen bevis på dette, men mulighetene er i alle fall tilstede om man tar i betraktning regionenes tektoniske forutsetninger. Ifølge Faulkner (2006) er det, basert på dagens seismiske aktivitet faktisk reflekterer glasioisostatisk heving, mulig at de fleste grotter i sentrale deler av Skandinavia er dannet som følge av en kombinasjon mellom postglasiale forkastninger og stor tilførsel av kjemisk aggressivt vann i løpet av den siste istiden. Bungum (2010) i Lauritzen og Skoglund (2013) mener derimot at det er sannsynlig at den postglasiale avlastningen ikke har hatt en så stor seismisk effekt på Skandinavia som det som tidligere har vært antatt. Dette er på mange måter med

på å utvide tidsskalaen for når sprekke dannelse ved eventuelle jordskjelv kan ha forekommet, da andre kilder for stress, som også har virket før glasieringen, har spilt en større rolle. Senere arbeid viser nemlig at gravitasjonelt stress har spilt en større rolle for dannelsen av de sprekker hvor speleogenese senere har kunne forekomme (Lauritzen og Skoglund, 2013). Det finnes heller ingen korrelasjon mellom antall, lengde eller dybde for grotter i Norge og jordskjelv som har funnet sted i nyere tid (Lauritzen, 2009b i Lauritzen og Skoglund, 2013).

5.3.3 Variasjon i sprekkekonsentrasjon

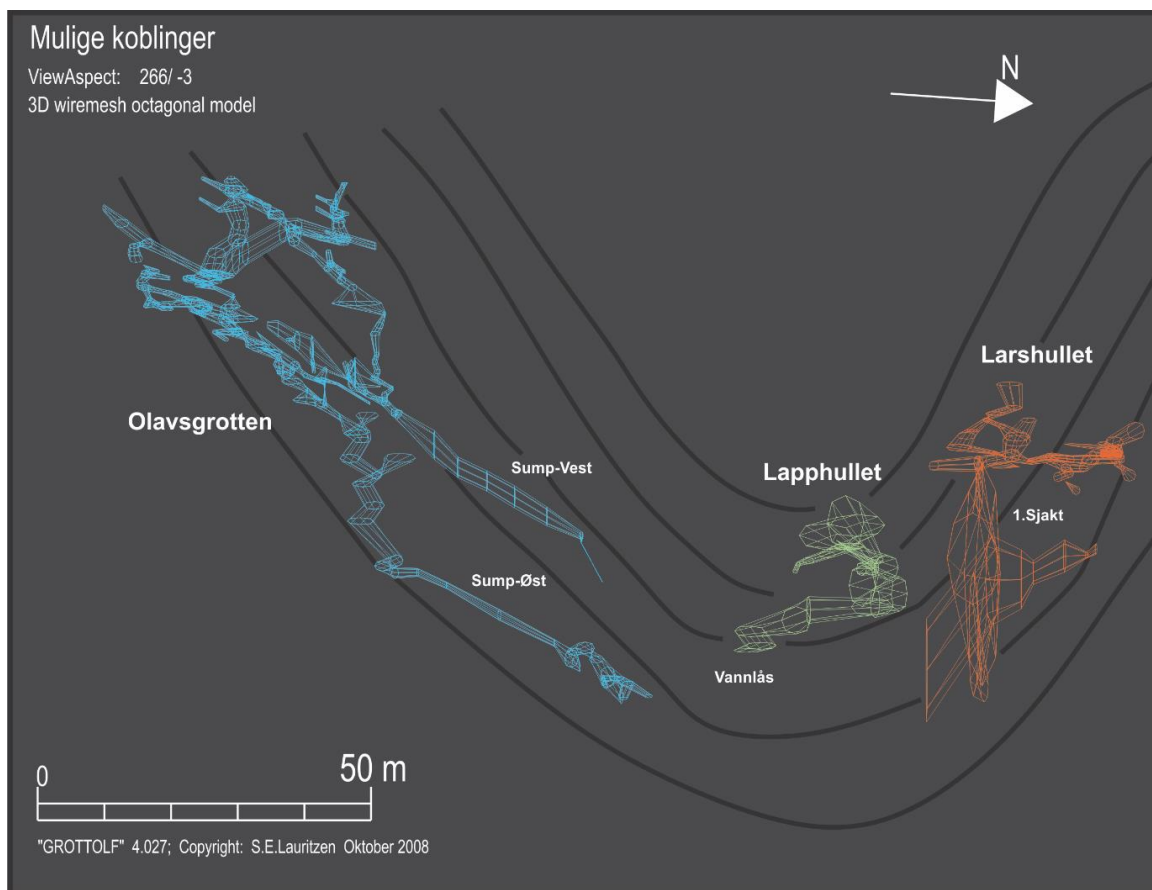
Flere steder, på overflaten, men mest interessant i denne sammenheng i grottene, observeres det områder med veldig høy konsentrasjon av sprekker. Slike svermer opptrer som regel i sammenheng med en større N-S tverrsprekk, som da er omsluttet av flere mindre sprekker med samme orientering. Men slike konsentrasjoner forekommer også i sammenheng med tette samlinger av bare relativt små tverrsprekker, hvor tilstedeværelsen av enda mindre sprekker i områdene rundt ikke er like vanlig. Dette er sprekker som stort sett ikke har noen morfologisk påvirkning på passasjene de befinner seg i. Slike sprekkebunter kan knyttes til en mer intensiv deformasjon, som ved påvirkning tidlig i grottens livssyklus, har kunne gitt vannet mange angrepspunkter (overflater) ved initiering og tidlig utvikling av passasjen. En slik påvirkning, som er diskutert i kapittel 5.3.2, kan stamme fra økt postglasial seismisk aktivitet, men ettersom systemene sannsynligvis har vært inaktivt i store deler av denne fasen er en utvikling av nye ganger ikke sannsynlig fra akkurat disse. Det er dermed mer realistisk å knytte disse buntene til pre-glasiale stressfaktorer (Bungum, 2010 i Lauritzen og Skoglund, 2013). Grottens konnektivitet kan også økes som følge av høy sprekketetthet, da sjansen for å gjennomskjære andre sprekker er større. En preferert retning for videre utvikling av systemet er derfor mulig å knytte til større sprekkebunter, og dannelse av områder med høy tetthet av N-S gående passasjer og større sideganger kan muligens forekomme, der dannelse av for eksempel Rodent Passage, som helt tydelig følger et massivt N-S sprekkesystem har kunne utvikle seg.

5.4 Grottene som ett større sammenhengende system

Tidligere ekspedisjoner i Reingardslia, og da hovedsakelig de som ble utført på 1950-tallet, har gjennom ulike observasjoner sett på muligheten for at de ulike grottene (Larshullet, Lapphullet (nordre-Lapphullet), Persgrotten og Olavsgrotten) utgjør ett større system, som i løpet av den tiden systemene har vært inaktive gradvis kan ha blitt adskilt av kollapser, avsetning av større mengder sedimenter og en dannelse av sandlåser eller muligens også vannlåser. Undersøkelser av overflaten alene og de lineamentene som observeres her gir et visst inntrykk av at det kan være en mulighet for nettopp dette. Mest interessant er det at Larshullets 2. inngang og inngangen Persgrotten, som er

lokalisert lenger mot nord, muligens ligger langs det samme N-S lineamentet. Med tanke på den utstrekningen som vises i noen av grottenes største tverrsprekker, kan kontakt ha vært mulig her, men ettersom Persgrotten enda ikke er kartlagt blir dette bare reine spekulasjoner. I de ulike grottene observeres det også flere partier og passasjer som muligens følger de samme geologiske strukturer. Av Wells (1957) nevnes det blant annet at bunnen til 1. Sjakt og en lignende sjakt i Olavsgrotten bare har en høydeforskjell på 3 meter, samtidig som de muligens ligger langs den samme, eventuelt parallelle tverrsprekken, mindre enn 100 meter fra hverandre. Undersøkelser av disse sumpene og andre mulige koblinger mellom diverse områder og passasjer er gjort i Grottof. Her kan det fra nykartleggingen observeres to sumper på et litt grunnere nivå enn 1. Sjakt, en helt i enden av grotten, mens den andre er lokalisert lenger mot vest. Det er usikkert hvem av disse som er omtalt i Wells (1957), men mest sannsynlig er det sistnevnte, da denne ligger langs områdets dominerende N-S strøkretning i forhold til 1. Sjakt. Sannsynligheten for at systemene henger sammen er derfor størst her. De nyinnhentede kartleggingsdataene indikerer også en tettere beliggenhet for sumpene enn det som er nevnt i Wells (1957), da det fra Grottof registres en avstand på ca. 40 m (figur 5.11).

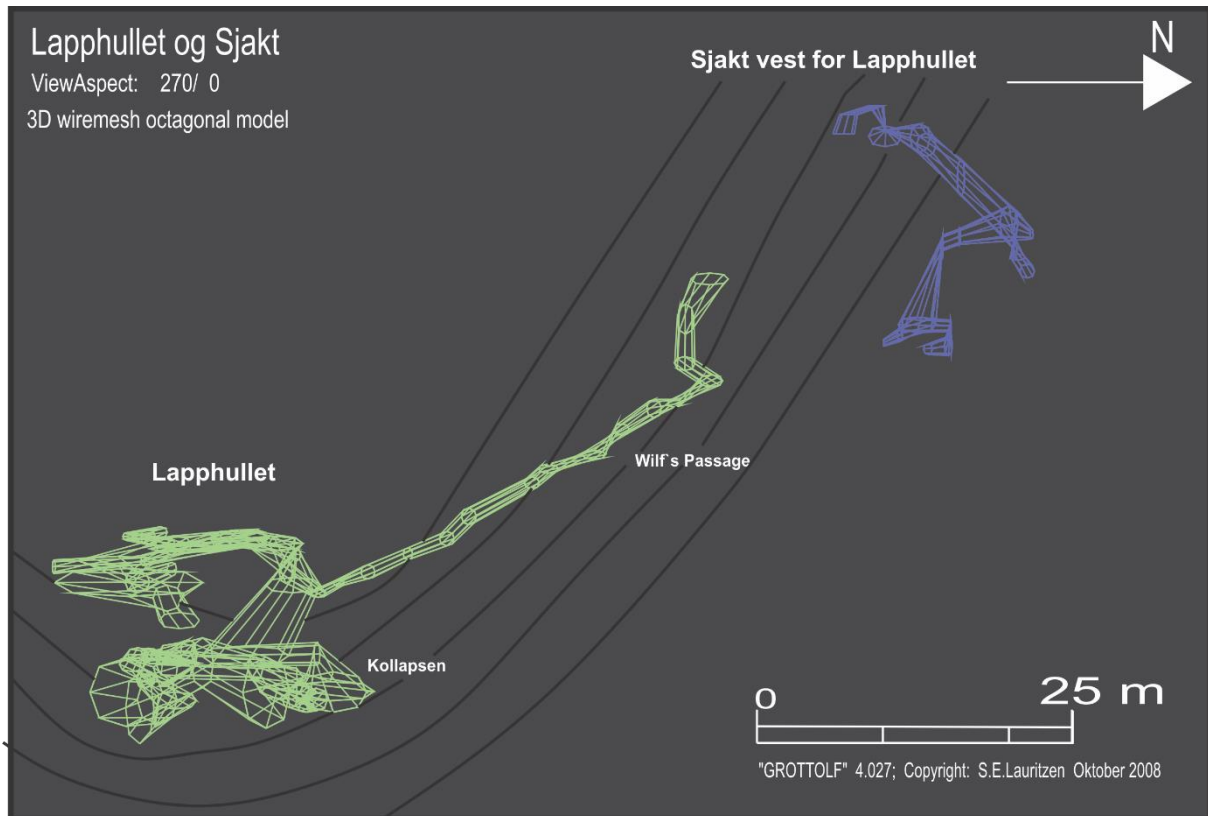
En kobling mellom den østligste sumpen i Olavsgrotten kan muligens gjøres med Lapphullet, da denne er lokalisert langs det som er en mulig fortsettelse for Lapphullet i etterkant av den utforskede vannlåsen. Om Lapphullets passasjer ikke faller for bratt de ca. 60 m frem til sumpen burde mulighetene være til stede, men man vil uansett være avhengig av at sumpen er hakket dypere enn det som nå er kartlagt. Sjansene er derfor ikke alt for store, men om videre utforsking av sumpen skulle vise seg mulig kan det være interessant å gjøre et videre kartleggingsarbeid her (figur 5.11).



Figur 5.11: Figuren viser Olavsgrotten (blå), vannlåsen i Lapphullet (gul) og 1. Sjakt i Larshullet (rød). En mulig kobling er kanskje mulig å gjøre her mellom den vestligste sumpen i Olavsgrotten og 1. Sjakt i og med at de muligens følger samme tverrgående sprekk. Mindre er nok sannsynligheten for en kobling mellom Lapphullet og den østligste sumpen i Olavsgrotten, men videre undersøkelser kan i dette området likevel være interessant. De svarte strekene markerer en foreslått strukturell utforming med en beliggenhet for Lapphullet langs bunnen av en større synklinal struktur, mens de to andre systemene er utviklet langs sjenklene. Larshullet fremstilles her med en dannelselse langs en parasitt fold, men kan som det er diskutert tidligere, også være dannet i toppen på en påfølgende antyklinal.

Den beste muligheten for å gjøre en direkte kobling mellom området to største grotter er nok gjennom Wilfs Passage i Lapphullet og nedsynkningen vest for Larshullet, som tidligere i diskusjonen er tolket til å være en tidligere subglasial dreneringsrute. En kobling kan her muligens gjøres med den ca. 20 m dype sjakten som er lokalisert ca. 50 m vest for åpningen. Denne ser ut til å følge den samme N-S sprekk som Wilfs Passage, som på sitt høyeste kartlagte nivå nærmer seg overflaten. Den har med det et nivå som allerede overskrider dypet i sjakten, men en kobling kan likevel være mulig ettersom passasjen svinger mer østover mot toppen og dermed nærmer seg sjakten, som på sin side følger en retning litt øst for nord fra inngangen i nedrykningen (figur 5.12). Som følge av vanskelig fremkommelighet i toppen av Wilfs Passage vil det med klatring være en mulighet for å utforske og kartlegge områder enda nærmere sjakten og overflaten, og på den måte gi enda bedre data for en diskusjon rundt en eventuell kobling. Skulle en kobling med sjakten vise seg å være

umulig, er det likevel gode mulighet for at Wilfs Passage, med sin beliggenhet ca. 20 m fra overflaten, basert på dagens kartlegging, kan sees i sammenheng med den overliggende subglasiale dreneringsruten (figur 5.12).



Figur 5.12: Figuren viser Wilfs's Passage i Lapphullet (gul) som mot nord-nordøst nærmer seg den sjakten som er lokalisert langs nedsenkningen vest for Larshullet (blå). Mulig at de to passasjene er lokalisert langs samme N-S gående tverrsprekk og at kobling kan gjøres. De svarte strekene markerer den nordre sjenkelen til den foreslåtte synklinalen.

Et av de mest interessante områdene i grottene når det kommer til spørsmålet om systemene faktisk henger sammen er Severins Passasje i Larshullet, som med sin orientering mot øst nærmer seg Olavsgrotten, men da denne enda ikke er kartlagt er grunnlaget for en god diskusjon ikke tilstede. Det er likevel mulig å spekulere i at en kobling kan være mulig her.

Som en oppsummering basert på det som til nå er kartlagt er det mest sannsynlig med en kobling mellom grottene innenfor en distanse på ca. 300 m fra Kollapsen i Lapphullet til Storkirken i Larshullet, da det er i dette området alle fire grottene kan følges langs et strekk fra nord til sør. Det er i tillegg her at systemet viser mest kompleks utforming, med sidepassasjer orientert i flere forskjellige retninger. Generelt tyder den like morfologiske utforming av systemene i dette området at de er en del av et større system, hvor hver av de tre grottene ser ut som om de følger en slags trakt mot områdene rundt Labyrinten/1.Sjakt i Larshullet, noe som gir et inntrykk at systemene er dannet

langs en større synklinal struktur (figur 5.11) En interessant observasjon er også at inngangene til to største grottene ligger langs de samme østovergående trendene som sees i området. Altså vil man med å følge denne orienteringen kunne bevege seg mellom de to uten å gjøre særlige avvik i bevegelsesretningen. Om det skulle vise seg kontakt mellom de tre kartlagte grottene, er mulighetene for at også Persgrotten er en del av et større system også tilstede, men kan dette ikke diskuteres nærmere før grotten er kartlagt.

De observasjonene som er diskutert kan selvsagt stå som bevis for at systemene faktisk henger sammen, men muligheten er også til stede for at de bare framstår like, ettersom at de er dannet i mer eller mindre samme geologiske og glasiologiske setting, med bare minimale forskjeller med tanke på en variasjon i måten de har utviklet seg på. Systemene fremviser derfor relativt like trender og morfologi uavhengig av hverandre. Visse forbehold må likevel gjøres da det fortsatt kan finnes passasjer i systemene som enda ikke er kartlagt. Det kan også eksistere mindre luftveier mellom systemene som er vanskelige å oppdage ved utforskning av grottene. I tillegg kan flere av grottenes sandlåser, som ikke innlysende ser ut til å ha en kobling med en av nabosystemene, være interessante å gjøre gravearbeid i. Dette gjelder spesielt Rodent Passage, som går i retning Olavsgrotten. Nåværende kartleggingsdata gir derimot ingen klar indikasjon på hvor en eventuell kobling av slik karakter virker mulig. Generelt viser disse forbeholdene faren med å gå seg blind i de fremstillinger som til nå er tilgjengelig fra det innhentede kartleggingsmaterialet, ettersom systemets egentlige form kan avvike mye mer i fra det som nå blir sett på som den «korrekte» fremstillingen.

5.5 Videre arbeid

Etttersom kartleggingsarbeidet var tidkrevende ble det begrenset med tid til å utføre undersøkelser av alle strukturgeologiske elementer som kunne ha vært interessant å ha med i en slik oppgave. Mer detaljert arbeid bør derfor utføres for å få en forbedret forståelse av grottesystemene. Dette omfatter blant annet undersøkelser på overflaten lenger ned mot Røvasdalen, da det under feltarbeidet ble prioritert å gjøre undersøkelser i nærheten av åpningene. Videre bør det gjøres en systematisk måling av N-S sprekker både på overflaten og i grottene for å undersøke om det er noe forskyvning og om det er noe systematikk i denne. En grundigere måling av ledespalter kan også være til nytte ved et videre arbeid. Det er som kjent i denne oppgaven bare et gjort et fåtall med målinger, som i etterkant av feltarbeidet er multiplisert (5-10 ganger) for å kunne få fram en mer reell trend for grottens sprekker/ledespalter. Flere målinger av foldeakseplan bør om mulig gjøres i Lapphullet og de resterende grottene for å kunne se nærmere på om grottene virkelig følger en

storskala struktur, og om dette er tilfellet, hvilken. Kryssende relasjoner bør i tillegg utforskes nærmere for å prøve å etablere en relativ alder og dannelsesmåte for sprekke-dannelsen i systemene. Det kan også være interessant å se nærmere på utviklingen av noen av grottenes mer karakteristiske områder som Kjeden, Storkirken og Sjakt 1 og 2. Kartleggingsarbeidet er i seg selv heller ikke ferdig. Kartleggingen av Larshullet og Lapphullet nærmer seg ferdigstilling, men det er fortsatt passasjer/partier som ikke er utforsket av tids-, utstyrs- og sikkerhetsmessige grunner. Dette gjelder blant annet for passasjen i toppen av Sjakt.1, hvor passering av sjakten langs en smal hylle med rått glimmerskifer som «håndtak» er eneste kjente veg for å nå bort i dette fortsatt ukjente området. En kartleggingsekspedisjon kan derfor bare skje ved hjelp av kvalifisert sikkerhetsutstyr. Ellers er vannlåsen i bunnen av Lapphullet lite utforsket og videre forsering kan være mulig ved dykking. Det samme gjelder for flere av systemenes sandlåser, hvor graving kan åpne opp nye og ukjente partier. Det er også mulig at det under neste feltsesong gjøres oppdagelser av nye passasjer, som under den første runden med kartlegging har blitt oversett. Systemenes utstrekning og noen områders kaotiske morfologi, med store mengder kollapsmateriale, gjør at dette ikke kan utelukkes. Når det gjelder Olavsgrotten gjenstår det fortsatt en del kartleggingsarbeid og en multidisiplinær undersøkelse av grotten, hvor det også her blir sett på strukturell speleologi, karsthydrologi og grottesedimentologi, burde etter hvert utføres. Det samme kan sies om Persgrotten, men her er må det først og fremst prioriteres kartlegging, da denne enda ikke har kommet i gang. På et generelt grunnlag bør det etter hvert jobbes mer systematisk og målrettet mot å prøve å koble grottene sammen til et system. Grundigere kartlegging av alle grottene sør for Reingardslivatnet vil kunne gjøre det lettere å lete fram områder i Grottoff, hvor kontakt mellom passasjer, i det som nå er forskjellig grotter, kan opprettes.

5.6 Feilkilder

Som følge av forskjellig antall målinger ved lokaliteter der forutsetningene for målinger er ulike, kan det fremkomme utydelige resultater som ikke alltid gjenspeiler områdets reelle trender. Et eksempel på dette er målingen av sprekker i grottene hvor de korrigerede ledespaltene ikke er inkludert. Grottene får da en trend som er nesten homogen, med et strøk litt øst for nord, og kan da bare brukes til korrelasjon med samme typer sprekker på overflaten. Det blir ikke mulig å utforske på områdets helhet på ønskelig måte.

Bruk av manuelt geologisk kompass i et krevende miljø, var i områder svært vanskelig å utføre helt nøyaktig da avstanden til det ønskede objekt ikke er fysisk tilgjengelig. Dette gjelder i hovedsak målinger av ledespalter, som i grottene ofte er lokalisert på en slik høyde at eventuelle målinger må

gjøres ved å imitere et plan ved hjelp av en bok eller lignende. Målingen kan i tillegg ha blitt påvirket ved feil under notering eller plotting. Antallet målinger gjør likevel at de aktuelle trender og resultater som fremkom under arbeidet ikke burde bli påvirket nevneverdig av dette. Det samme gjelder for de målinger som ble gjort av foldeakseplan, som ofte viste en dårlig flate for måling.

Mye teknisk arbeid i forbindelse med illustrering av grottesystemene, både ved konvertering av filer og selve tegningen, kan ha ført til at potensielt viktig informasjon har forsvunnet. Feil under selve kartleggingen ved bruk av digitalt utstyr i et røft klima kan heller ikke utelukkes. Et eksempel på dette er den dobbeltstasjonen som er nevnt i kapittel 3.1.4. Dette er det forsøkt korrigert for etter beste evne. En unøyaktighet ved bruk av forskjellige typer tegn/symboler ved tegning av grottene i CorelDRAW forkommer der et fyll for blokker er brukt istedenfor formriktig tegning av blokkene. Der store blokker er viktig for passasjens morfologi skal de egentlig tegnes formriktig, men dette er ikke gjennomført for hele grotten, da tegningene i PocketTopo ikke inneholdt tilstrekkelig informasjon i alle tilfeller. Her er det da brukt et universalt blokkfyll.

6 Konklusjon

Denne oppgaven har, gjennom grottekartlegging og strukturgeologiske målinger, hatt som formål å studere påvirkningen fra de rådende regionale og lokale strukturgeologiske forhold, samt den glasiologiske historien, ved utvikling og initiering av områdets grotter. Det største fokuset har vært rettet mot de to største systemene, Larshullet og Lapphullet, hvor det fra kartleggingsdataen er produsert nye og oppdaterte grottekart.

- Grotten er dannet etter to dominerende sprekesett. V-Ø, som er den generelle retningen for systemenes ledespalter og N-S, med en liten dreining mot øst (ca. 10-20°), for tverrgående passasjer og sprekker. Orienteringen er stort sett forenlig med både tilhørende trender på overflaten og regional strukturgeologi.
- Det observeres bare minimale forskjeller i de strukturgeologiske trendene innad i grottene, både når det gjelder tverrgående sprekker og ledespalter. Eneste unntaket er i de øverste deler av Lapphullet, hvor N-S trendene dreier litt mer mot øst sammenlignet med resten av systemet og Larshullet.
- Foldeakseplanmålinger gir inntrykk av at Larshullet følger «hingeline» til en antiklinal struktur, med en foldeakse som heller 12° mot øst. Dette strider mot projeksjoner i Grottof, som tyder på at systemene er dannelse langs en større synklinal. Kan derfor være mulig at Larshullet er lokalisert i toppen av en påfølgende antiklinal eller i en parasittfold i den storskala synklinalen.
- Selv om flere dannelsesmåter er diskutert virker en subglasial dannelse mest sannsynlig for begge grottene, noe som kan begrunnes med den overvekt som sees av freatiske passasjer. Samtidig viser Lapphullet en tydelig hengende posisjon i dalsiden, mens nedsynkingen vest for Larshullet kan være restene av en subglasial dreneringsrute.
- Områdets glasiologiske historie og Reingardsdalens morfologi tyder på at de nødvendige forholdene har vært til stede for en subglasial utvikling av grottesystemene.

- Lapphullets alder er fra Lauritzen (1990) begrenset til en dannelse > 720 ka. Det er ikke funnet andre elementer i systemet som kan gi en mer nøyaktig alder. Sprekker med passasjeinitierende påvirkning må derfor ha vært tilstede før dette, og en utvikling fra yngre, isostatisk dannede sprekker, virker usannsynlig.
- Deler av overflaten og grottene består av områder med veldig høy sprekkekonsentrasjon. Spesielt gjelder dette for N-S sprekker som mest sannsynlig kan knyttes til intens pre-glacial deformasjon. Slike svermer kan være med å forklare de områdene i grottene hvor tilstedeværelsen av N-S passasjer er stor, eller ved utvikling av større sideganger.
- Sprekketrendene rundt åpningene til begge grottene viser en relativt god korrelasjon med de trendene som observeres i grottene, og da spesielt Lapphullet. Et pålitelig estimat for utvikling av systemets passasjer, basert på målingene gjort på utsiden, kan derfor gjøres.
- Ingen fysiske bevis for en sammenheng mellom grottene sør for Reingardslivatnet er funnet under feltarbeidet. Flere passasjer langs de samme strukturene, samt ved relativt like nivå, i de ulike systemene, vitner derimot at en kobling mellom dem ikke er umulig. Særlig burde muligheten for dette være stor langs en distanse på ca. 300 m mellom Kollapsen i Lapphullet til Storkirken i Larshullet, som er det området hvor alle fire grottene ligger langs et strekk fra N-S. Flere sideganger ligger her i tillegg nær et av nabosystemene.

-

7 Referanser

7.1 Litteratur

Blake, K. P. og Olsen, L. (1999). *Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, and isolation of a large ice mass in front of the Fennoscandian Ice Sheet*. Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography, 53(1), 1-16.

Braathen, A., Osmundsen, P. T., Nordgulen, Ø., Roberts, D. og Meyer, G. B. (2002). *Orogen-parallel, extension of the Caledonides in northern Central Norway: an overview*. Norwegian Journal of Geology, Trondheim, 82, 225-241.

De Schepper S., Groeneveld J., Naafs B.D.A., Van Renterghem C., Hennissen .J, Head M.J., Louwye, S. og Fabian, K. (2013) *Northern Hemisphere Glaciation during the Globally Warm Early Late Pliocene*.

Dunne, T. L. og Leopold, L. (1978). *Water in environmental planning*. W. H. Freeman and Company, San Francisco, 818.

Espeland, C. (2015). *Grotter og grottedannelse i Plurdalen: Et tverrsnitt, Mo i Rana*. Masteroppgave i geologi. Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet, Institutt for geologi, Universitetet i Bergen, 2-92.

Faulkner, T. (2006). *Tectonic inception in caledonide marbles*. Acta Carsologica, 35(1), 7-21.

Ford, D. C. og Williams, P. (2007). *Karst hydrogeology og geomorphology*. John Wiley & Sons. 576.

Fossen, H., Pedersen, R., Bergh, S. og Andresen, A. (2006). *En fjellkjede blir til. Oppbygningen av Kaledonidene; ca. 500–405 millioner år*. Landet blir til - Norges geologi (1 ed.). Trondheim: Norsk Geologisk Forening, 178-229.

Førland, E. J., Benestad, R., Hanssen-Bauer, I., Haugen, J. E. og Skaugen, T. E. (2011). *Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900–2100*. Advances in Meteorology, 2011, 1-14.

Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dehls, J. og Roberts, D. (2002). *Tectonic lineaments of Norway*. Norsk Geologisk Tidsskrift, Trondheim, 82, 153-174.

Gabrielsen, R. H. og Ramberg, I. B. (1979). *Tectonic analysis of the Meløy earthquake area based on Landsatlineament mapping*. Norsk Geologisk Tidsskrift, 59, 183-187.

Gibbs, A.E., Hein, J.R., Lewis, S.D. og McCulloch, D.S. (1993). *Hydrothermal palygorskite and ferromanganese mineralization at a central California margin fracture zone*. Marine Geology., 115, 47-65.

Gjelle, S. (1978). *Geology and structure of the Bjøllånes area, Rana, Nordland*. Norges geologiske undersøkelse. 343, 1-37.

Gjelle, S., og Sigmond, E. M. O. (1995). *Bergartsklassifisering og kartframstilling-klassifisering av bergarter, rettleiding for forfattere av berggrunnskart, norsk-engelsk og engelsk-norsk ordliste*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

Haneberg, W. C. (2011). *Introduction to Stereonet. A Mathematica package for visualizing, analyzing, and simulating orientation data in structural geology and rock engineering*. Haneberg Geoscience, Version 0.9, 1-25.

Heeb, B. (2008). *Paperless Caving - An Electronic Cave Surveying System*. Paper presented at the Proceedings of the IV European Speleological Congress.

Hess, J. W. og White, W.B. (1989). *Karst Hydrologi: Concepts from the Mammoth Cave Area*. Van Nostrand-Reinhold, New York, 346.

Horn, G. (1947). *Karsthuler i Nordland*. Norges geologiske undersøkelse, 165, 8-77.

Huybers, P. og E. Tziperman. (2008). *Integrated summer insolation forcing and 40,000-year glacial cycles: The perspective from an ice-sheet/energy-balance model*, Paleoceanography, 23.

Jébrak, M. (1997). *Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution*. Ore Geology Reviews, 12, 3, 111-134.

Krauskopf, K., B. og Bird, D. B. (1995). *Introduction to Geochemistry*. (3. ed.), McGraw-Hill, Inc., New York, 647.

Karlsen, S. (2003). *Saltfjellet og Svartisen: A mountain massif and ice cap on the Arctic Circle*. Nordic scenery: Protecting the Nordic countryside in the 20th century. Nordic Council of Ministers, Copenhagen.

Lauritzen, S.-E. (1983). *Noen synspunkter på dannelsen av kalksteinsgrotter*. Årbok for Rana, 16. 120-131.

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.

Lauritzen, S.-E. (2002). *Kompendium i Grottekartlegging*. Norsk Grotteblad, 39.

Lauritzen, S.-E. (2012f). *Kompendie i Geov 221. Del II Kjemiske prosesser i karsthydrologi og speleologi*. Det matematisk-naturvitenskaplige fakultet, Institutt for geologi, Universitetet i Bergen, 11-102.

Lauritzen, S.-E. og Skoglund, R. Ø. (2013). *Glacier Ice-Contact Speleogenesis Treatise on Geomorphology*. Elsevier, 6, 363-396.

Lauritzen, S.-E., Lgvlie, R., Moe, D. og Ostbye, E. (1990). *Paleoclimate deduced from a multidisciplinary study of a half-million-year-old stalagmite from Rana, Northern Norway*. Quaternary Research, 34, 306-316.

Lauritzen, S.-E. og Lundberg, J. (2000). *Meso- and micromorphology of caves. Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. Klimchouk, A., Ford, D. C. & Palmer, A. N. (red.) National Speleological Society, Huntsville, Alabama. 406-426.

Lauritzen, S.-E. og Skoglund, R. Ø. (2013). *Glacier Ice-Contact Speleogenesis Treatise on Geomorphology*. Elsevier, 6, 363-396.

Lauritzen, S.-E. og Solbakk, T. (2008): *Grottolf 4.023. Kort bruksanvisning*. http://www.troglogytt.no/Grottolf4.023_Manual.pdf, 1-20.

Lindberg, M. M. (2014). *Strukturer og mineralomvandling i Stensundtjern malmfelt, og dannelse av jernmalmen i Dunderlandsformasjonen*. Masteroppgave i geologi. Fakultet for naturvitenskap og teknologi, Institutt for geologi, Universitetet i Tromsø. 2-125.

Nemec, W. (1988) *The shape of the rose*. *Sediment. Geol.*, 59, 149-152.

Nemec, W. (2011) *Geov 301. Geostatistics Lecture Notes. Revised Third Edition*. Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet, institutt for geologi, Universitetet i Bergen, 1-148.

Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, O. og Matthews, J. A. (2008). *Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. Global and Planetary Change*. 60(1-2), 10-27. doi: Doi 10.1016/J.Gloplacha.2006.08.004.

Nye, J. F. (1973). *Water at the bed of the glacier*. International Association of Hydrological Science Publications 95, 189–194.

Olea, R. A. (2009). *A Practical Primer on Geostatistics*. U.S. Geological Survey, OpenFile Report 2009-1103, 346.

Olesen, O., Gjelle, S., Henkel, H., Karlsen, T., Olsen, L. og Skogseth, T. (1995). *Neotectonics in the Ranafjorden area, northern Norway*. Norges geologiske undersøkelse Bulletin, 427, 5-8.

Osborne, R. A. L. (2002). *Cave breakdown by vadose weathering*. *International Speleology*, 31 (1/4), 37-55.

Pedersen, J. F. (2014). *Gjennom grottekartlegging, kjemiske analyser av litologien og strukturgeologiske målinger, danne en plausibel dannelsesmodell for Burfjellgrotta, Rana, Nordland*. Masteroppgave i geologi, Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet, Institutt for geologi, Universitetet i Bergen, 1-71.

Pentecot, A. (2005) *Travertine*. Springer, Berlin, 460.

Sharma, V. K. (2010). *Introduction to Process Geomorphology*. CRC Press, New York, 405.

Shaw, E. M. (1983). *Hydrology in practice*. (3 ed.), Van Nostrand Reinhold, London, 2-553.

Skoglund, R. Ø., Lauritzen, S-E. og Gabrovšek, F. (2010). *The impact of glacier ice-contact and subglacial hydrochemistry on evolution of maze caves: A modelling approach*. Journal of Hydrology, 388 (1–2), 157-172.

Stadheim, A. G. (2016). *Kartlegging av karstgrotter og overflatekarst ved reingardslivatnet, Mo i Rana*. Masteroppgave i geografi, Det Samfunnsvitenskaplige fakultet, Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.

Stokes, T. R., Griffiths, P og C. Ramsey. (2007). *Karst Geomorphology, Hydrology, and Management*. Compendium of forest hydrology and geomorphology in British Columbia. Forest Science Program / FORREX, Land Management Handbook 66, 373-397.

St. Pierre, S. (1988). *A History of Cave Exploration and Study in Norway*. Transactions of the British Cave Research Association. Cave Science 15, 3, 109-116.

St. Pierre, D. (1988). *Morphology and sediments of the Grønli - Seter Caves, Norway*. Cave Science 15, 3, 139-144.

Theakstone, W. H. (1963). *Recent Studies in the Svartisen Area*. Norsk Geografisk Tidsskrift. Norwegian Journal of Geography. 19, 7-8.

Vorren, T. og Mangerud, J. (2006). *Istider kommer og går*. Landet blir til. Norges geologi, 478-531.

Vorren, T. O., Vorren, K.-D., Aasheim, O., Dahlgren, K. I. T., Forwick, M. og Hassel, K. (2013). *Palaeoenvironment in northern Norway between 22.2 and 14.5 cal. ka BP*. Boreas, 42, 876–895.

Weertman, J. (1972). *General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet*. Reviews of Geophysics, 10(1), 287-333.

Wells, O., C. (1957). *Some notes on Larshullet and Lapphullet Cavers, Northern Norway*. Transaction of the Cave Research Group of G.B. 5, 1, 23-33.

Wood, P. J. (2004). *Stripe Karst*. Encyclopedia of Caves and Karst Science. Fitzroy Dearborn, New York/London 1512-1518.

Øiesvold, M.B.G. (2007). *Overgangen fra eklogitt til amfibolitt – et detalj studium*. Masteroppgave geologi. Det matematisk-naturvitenskaplige fakultet, Institutt for geologi, Universitetet i Tromsø, 9-100.

Øvrevik, R. (2002). *Hydrogeologi og karstkorrosjoni Grønli-Seterakviferen, Mo i Rana*. Hovedfagsoppgave geologi. Det matematisk-naturvitenskaplige fakultet, Institutt for geologi, Universitetet i Bergen, 1-158.

Øvrevik, R. og Lauritzen, S-E. (2005). *Maze caves in stripe karst: Examples from Nonshauggrotta, northern Norway*. 14th International Congress of Speleology, 1-6.

7.2 Nettsider

Bjørnstad, J. (2015). *Statistikk*. Store norske leksikon. <https://snl.no/statistikk>. Sist lest: 10.02.16

Dannevig, P. (2009). *Nordland: klima*. Store norske leksikon. <https://snl.no/Nordland%2Fklima>. Sist lest: 15.03.16.

Farrant, A., R. (2009). *A guide to the karst geomorphology of Mulu*.

<http://www.mulucaves.org/wordpress/science/the-geomorphology-of-mulu>. Sist lest: 15.03.16.

Fossen, H. (2014). Den moderne fjellkjedens dype røtter. <http://www.geo365.no/nordryggen/den-moderne-fjellkjedens-dype-rotter/> Sist lest: 04.11.15.

Lauritzen, S-E. (2009). *Epikarst*. Store norske leksikon. <https://snl.no/epikarst>. Sist lest: 04.03.16.

Lauritzen, S.-E. (2009). *Grotter*. Store norske leksikon. <https://snl.no/grotter>. Sist lest: 27.04.15.

Lauritzen, S-E. (2011) *Karst*. Store norske leksikon. <https://snl.no/karst>. Sist lest: 04.03.16.

Lovdata: Fastsatt ved kgl.res. 6. januar 1967. *Forskrift om fredning av grotter, Rana kommune, Nordland*. <https://lovdata.no/dokument/MV/forskrift/1967-01-06-3>. Sist lest: 02.11.15.

Thuesen, N. P. (2015). *Svalbard*. <https://snl.no/Svalbard>. Sist lest 13.05.16.

7.3 Nettkart/Flyfoto

Googlemaps. (2015)

https://www.google.no/maps?q=maps&bav=on.2,or.&bvm=bv.121099550,d.bGs&biw=1536&bih=747&dpr=1.25&um=1&ie=UTF-8&sa=X&ved=0ahUKEwiG9Ly-78DMAhUGWRoKHd4dCaIQ_AUIBigB. Sist sett 28.04.16

NGU. (2015) *Berggrunnskart*. <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>. Sist sett: 11.11.15

Norge i bilder. (2015). <http://norgebilder.no/>. Sist sett: 02.04.16

Norgeskart. (2015) <http://www.norgeskart.no/#5/308196/7013292>. Sist sett 24.04.16.

7.4 Foto

Bjørntvedt, E. (2013). *Aerial view from the (north)east towards the (south)west, over Rana municipality, with Mo I Rana city at the bottom of the Ranafjorden, Nordland County (Norway)*. <https://commons.wikimedia.org>. Sist sett 03.05.16.

De resterende fotografier er tatt av personer i kartleggingsgruppen, og fotograf for hvert enkelt bilde er notert i teksten. Bilder i teksten hvor fotograf ikke er notert er tatt av undertegnede.

8 Appendix

Strukturmålinger Larshullet

Lokalitet 1: Stasjon 1.11-1-12 (1.Hovedsprekk)

Nr.	Orientering
1	025/78 E
2	032/76 W
3	033/84 W
4	029/82 W
5	029/80 W
6	032/83 E
7	023/83 E
8	023/84 E
9	026/80 W
10	001/83 W
11	024/86 W
12	031/89 W
13	040/72 W
14	053/61 W
15	039/88 W
16	040/79 W

Nr.	Orientering (FAP)
1	271/19
2	289/18
3	287/25
4	287/25
5	300/26
6	056/18
7	292/30
8	282/28
9	067/24
10	089/40

Ledespalte: 262/13

Lokalitet 1a: Stasjon 1.23

Nr.	Orientering
1	029/85 W
2	022/85 E
3	023/89 W
4	026/80 W
5	027/86 W

Lokalitet 1b: Stasjon 1.27

Nr.	Orientering
1	019/81 E

Ledespalte (nedre): 277/15

Ledespalte (øvre): 263/06

Lokalitet 1c: Stasjon 1.31

Nr.	Orientering
1	033/79 E
2	011/83 E
3	022/79 W
4	019/79 E

Lokalitet 2: Stasjon 1.54 (Pauseplassen)

Nr.	Orientering
1	019/83 E
2	031/61 W
3	039/57 W
4	296/49 N
5	286/52 N
6	255/29 N
7	241/67 E
8	000/78 W
9	356/77 W
10	202/78 E
11	203/81 N
12	169/72 E
13	297/21 N
14	096/87 S

Nr.	Orientering (FAP)
1	029/13
2	292/23
3	052/40
4	072/29
5	278/30
6	061/37
7	254/35
8	064/62
9	254/19
10	283/22

Ledespalte: 261/09

Lokalitet 2a: Stasjon 1.65

Nr.	Orientering
1	027/76 W
2	062/80 N
3	039/ 84 N
4	086/53 N
5	043/59 NE
6	351/78 E

Lokalitet 2b: Stasjon 1.68-1-72

Nr.	Orientering
1	016/86 E
2	001/88 E
3	008/84 E
4	03/82 E
5	09/79 W

Lokalitet 2c: Stasjon 1.74

Nr.	Orientering
1	048/68 W
2	201/80 E

Lokalitet 2d: Stasjon 1.78

Nr.	Oreintering
1	016/68 W
2	008/61 W
3	015/72 W
4	021/82 W

Lokalitet 3: 1.83-1.85 (Homogen Passasje)

Nr.	Orientering
1	023/83 E
2	016/82 E
3	017/84 E
4	000/80 E
5	356/87 E
6	005/88 E
7	008/74 W
8	019/81 E
9	000/ 84 E
10	003/74 W

Nr.	Orientering (FAP)
1	063/22
2	062/28
3	052/24
4	071/42
5	051/28
6	291/17
7	049/29
8	069/42
9	062/35
10	055/28

Ledespalte: 271/19

Lokalitet 3a: Stasjon 1.88

Nr.	Orientering
1	009/82 E
2	031/79 E
3	009/83 E
4	015/ 75 E

Lokalitet 3b: Stasjon 1.92

Nr.	Orientering
1	011/87 E
2	015/80 E

Lokalitet 4: Stasjon 1.97 (Fossehallen)

Nr.	Orientering
1	007/82 E
2	018/76 E
3	278/73 N
4	274/79 N
5	080/74 N
6	349/72 W
7	022/85 E
8	023/87 E
9	002/84 E
10	192/72

Nr.	Orientering (FAP)
1	298/19
2	272/30
3	289/30
4	303/23
5	031/35
6	071/35
7	081/52
8	298/30

Lokalitet 5: Stasjon 1.99 (Storkirken)

Nr.	Orientering
1	009/83 W
2	090/72 S
3	119/71 N
4	120/84 N
5	249/81 N
6	246/73 N
7	261/83 N
8	268/82 N
9	263/74 N
10	202/87 W
11	206/88 W
12	205/79 W
13	169/86 E
14	175/80 E
15	183/82 W
16	003/83 E
17	330/49 NE
18	071/76 E

Lokalitet 6: Stasjon 1.107-1-108 (Tunnelen)

Nr.	Orientering
1	011/84 E
2	009/80 E
3	010/83 E
4	011/86 E
5	013/90
6	003/86 E
7	000/88 E
8	001/88 E
9	191/80 E
10	174/82 W
11	170/85 W
12	17481 W
13	196/78 E
14	185/80 E
15	107/84 E
16	107/86 E

Nr.	Orientering (FAP)
1	284/33
2	282/12
3	286/31
4	289/13
5	279/12
6	267/13

Lokalitet 6a: Stasjon 1.113

Nr.	Orientering
1	029/80 W
2	030/72 W
3	033/74 W
4	021/78 W
5	023/84 W
6	023/75 W
7	018/86 W
8	017/79 W
9	028/75 W
10	030/78 E

Lokalitet 6b: Stasjon 1.117

Nr.	Orientering
1	013/84 E
2	017/80 E
3	014/83 E
4	012/83 E
5	022/78 E

Lokalitet 6c: Stasjon 1.120-1.121

Nr.	Orientering
1	019/81 W
2	023/75 W
3	021/71 W
4	005/74 W
5	004/73 W
6	009/83 W
7	353/68 W
8	354/73 W
9	000/68 W
10	009/68 W
11	351/84 E
12	351/87 E
13	000/85 E
14	353/77 V

Lokalitet 7: Stasjon 50.1 (Splitten)

Nr.	Orientering
1	200/80 W
2	220/52 W
3	162/51 W
4	209/53 W
5	003/72 W
6	026/71 W
7	022/71 W
8	029/67 W
9	192/69 W
10	206/72 W
11	198/76 W
12	090/62 S
13	089/78 S
14	072/70 S
15	189/81 V
16	173/84 V
17	186/81 V
18	149/84 E
19	372/72 W
20	003/85 E
21	005/82 E
22	020/65 W
23	018/81 W
24	014/88 W
25	050/70 W

Lokalitet 7a: Stasjon 1.131

Nr.	Orientering
1	028/80 E
2	222/78 W
3	015/83 E

Lokalitet 7b: Stasjon 1.135

Nr.	Orientering
1	009/55 E
2	010/62 E
3	022/68 E
4	002/52 E
5	007/83 E
6	022/67 E

Lokalitet 7c: Stasjon 1.138

Nr.	Orientering
1	178/84 E
2	179/77 E
3	182/81 E
4	197/79 E

Nr.	Orientering (FAP)
1	126/15
2	264/18
3	276/20
4	267/27
5	070/18
6	069/24

Lokalitet 8: Stasjon 51.10-51.17 (Kjeden)

Nr.	Orientering
1	014/83 E
2	340/75 E
3	023/70
4	007/75 E
5	005/82
6	341/62
7	012/75
8	020/80 E
9	011/85 E
10	150/45 W
11	015/79 E
12	009/84 E
13	028/75 W

Ledespalter: 260/12, 259/16, 267/13, 258/16

Lokalitet 8a: Stasjon 51.26

Nr.	Orientering
1	003/84 W
2	003/80 W
3	190/78 W
4	192/79 W
5	187/82 W
6	012/78 W
7	029/82 w
8	025/79 W
9	031/77 W
10	032/80 W
11	028/77 W

Ledespalte: 278/14, 269/15

Lokalitet 9: Stasjon 51.30 (Fossen)

Nr.	Orientering
1	033/75 W
2	030/70 W
3	035/76 W
4	028/78 W
5	026/78 W
6	021/86 W
7	017/81 W
8	355/88 W
9	009/66 W
10	015/80 W

Nr.	Orientering (FAP)
1	287/18
2	074/23
3	290/36
4	034/18
5	064/16
6	081/30
7	060/23
8	048/20

Lokalitet 9a: Stasjon 51.46

Nr.	Orientering
1	025/74 W
2	029/67 W
3	029/80 W
4	0223/82W
5	028/83 W
6	030/85 E
7	023/82 W
8	032/80 W
9	019/85 W

Lokalitet 9b: Stasjon 51.50

Nr.	Orientering
1	202/61 W
2	008/76 W

Lokalitet 9c: Stasjon 64.1-64.3

Nr.	Orientering
1	023/76 W
2	002/77 W
3	025/73 W
4	013/81 W
5	005/82 W
6	024/75 W
7	142/74 W
8	081/42 S
9	095/53 S

Lokalitet 9d: Stasjon 64.8

Nr.	Orientering
1	003/78 W

Lokalitet 9e: Stasjon 64.14-64.16

Nr.	Orientering
1	354/70 E
2	354/76 W
3	160/80 W
4	150/78 W
5	160/84 W
6	164/86 E
7	168/84 W
8	176/83 E

Lokalitet 10: 64.21-64.23 (2.Sjakt)

Nr.	Orientering
1	351/87 W
2	354/86 W
3	352/84 W
4	008/79 W
5	144/62 W
6	010/75 W
7	009/86 W
8	021/72 W
9	027/79 W
10	003/53 W
11	150/62 W
12	141/59 W
13	154/71 W
14	172/81 W
15	176/80 E

Ledespalte: 272/14

Lokalitet 11: 45.04-45.23 (Øvre Søregangen)

Nr.	Orientering
1	001/78 W
2	021/80 W
3	022/82 W
4	024/79 W
5	012/79 W
6	020/84 W
7	020/82 W
8	007/78 W
9	005/85 E
10	181/85 W
11	189/78 W

Lokalitet 12: Stasjon 45.43 (Nedre Sjørgangen)

Nr.	Orientering
1	355/85 E
2	007/88 W
3	017/83 W
4	351/88 E
5	027/80 E
6	003/83 W
7	009/81 E
8	358/82 E
9	348/77 E
10	354/79 E

Strukturmålinger Lapphullet

Lokalitet 1: Stasjon 1.6 (Dobbelregimet)

Nr.	Orientering
1	013/72 E
2	008/87 E
3	009/85 E
4	016/80 W
5	021/82 W
6	001/78 E
7	003/82 E
8	352/80 E
9	013/82 E
10	017/75 E

Nr.	Orientering (FAP)
1	252/20
2	276/30
3	280/26
4	279/19

Ledespalte: 260/18

Lokalitet 1b: Stasjon 1.11

Nr.	Orientering
1	020/79 W

Lokalitet 2: Stasjon 30.44-30.59 (Krysset)

Nr.	Orientering
1	015/86 W
2	342/76 E
3	343/78 W
4	335/72 W
5	002/81 E
6	356/79 E
7	001/80 E
8	007/76 W
9	004/74 W
10	353/70 E

Lokalitet 3: Stasjon 30.77 (Halvrøret)

Nr.	Orientering
1	354/69 E
2	350/88 E
3	011/82 W
4	009/85 W
5	019/79 W
6	017/78 W
7	009/81 W
8	009/78 W
9	005/83 W
10	014/88 W

Ledespalte: 262/17

Lokalitet 4: Stasjon 78.5

Nr.	Orientering
1	010/82 E
2	008/77 E
3	004/74 E
4	003/83 E
5	014/83 E
6	007/86 E
7	012/88 E
8	339/61 E
9	009/87 E
10	358/69 E

Lokalitet 5: Stasjon 31.4 (Eggestasjonen)

Nr.	Orientering
1	018/69 E
2	022/78 W
3	023/77 W
4	187/72 E
5	033/76 W

Ledespalte (øvre): 269/17

Ledespalte (nedre): 275/15

Lokalitet 6: Stasjon 30.91-30.92

Nr.	Orientering
1	356/85 E
2	351/84 E
3	358/72 E
4	353/84 E
5	356/83 E
6	354/79 E
7	018/81 E
8	353/78 E
9	347/66 E
10	338/72 E

Lokalitet 7: Stasjon 77.64 (Kollapsen)

Nr.	Orientering
1	023/68 W
2	012/66 W
3	016/70 W
4	013/63 W
5	015/72 W
6	030/77 W
7	017/78 W

Lokalitet 8: Stasjon 80.11

Nr.	Orientering
1	026/79 W
2	030/74 W
3	027/82 W
4	021/74 W
5	020/78 W
6	011/88 W
7	189/86 W
8	184/83 W
9	187/83 W
10	201/77 E

Ledespalte: 268/14

Lokalitet 9: Stasjon 80.13-80.17 (Storgangen)

Nr.	Orientering
1	020/88 W
2	023/84 W
3	019/78 W
4	013/90
5	024/82 W
6	027/76 W
7	020/81 W
8	019/81 E
9	021/84 E
10	013/80 E
11	211/79 E
12	194/77 E
13	193/82 E
14	184/86 E
16	022/86 W
17	009/82 E
15	187/80 E

Lokalitet 10: Stasjon 71.02-71.08 (Gjelet)

Nr.	Orientering
1	024/88 E
2	020/80 E
3	026/78 E
4	310/50 NW
5	193/81 E
6	021/80 W
7	018/78 W
8	206/88 E
9	193/84 W
10	183/84 E
11	192/78 E
12	188/ 84 E
13	145/86 W
14	200/78 W
15	018/79 W

Sprekkemålinger: Rundt åpningene

Åpning Larshullet

Nr.	Orientering
1	205/86 E
2	194/78 E
3	202/87 E
4	206/82 E
5	200/ 85 W
6	211/71 W
7	204/83 W
8	196/80 W
9	191/88 E
10	190/82 W
11	193/78 E
12	180/80 E
13	193/71 E
14	287/21 N
15	060/15 E
16	330//10 N
17	159/70 E
18	086/22 SE
19	072/30 SE
20	129/29 S

21	038/10 E
22	322/14 N
23	120/16 S
24	018/79 W
25	028/75 W
26	001/68 E
27	81/43 NW
28	272/12 N
29	291/09 E
30	310/11 NE
31	281/81 N
32	296/72 N
33	289/70 N
34	021/82 W
35	282/85 S
36	269/37 N
37	327/62 E
38	023/82 W
39	029/80 W
40	021/73 E
41	290/79 N
42	025/86 E
43	330/69 W
44	125/70 N
45	080/85 N
46	062/74 NW
47	140/72 N
48	034/75 E
49	127/83 S
50	110/80 S
51	030/70 E
52	122/78 N
53	130/60 N
54	135/53 N
55	170/30 N

Åpning Lapphullet

Nr	Orientering
1	002/84 E
2	252/22 N
3	230/18 N
4	282/28 N
5	355/88 E
6	004/72 E
7	301/8 N

8	356/68 W
9	011/78 W
10	248/38 N
11	009/78 W
12	340/73 E
13	317/20 N
14	252/28 N
15	005/77 W
16	289/ 32 N
17	280/28 N
18	020/83
19	281/19 N
20	022/79 W
21	250/19 N
22	268/11 N
23	250/17 N
24	251/19 N
25	240/21 N
26	38/48 SE
27	22/82 W
28	242/15 N
29	238/09 N
30	250/29 N
31	014/86 W
32	018/80 E
33	009/81 E
34	248/16 N
35	104/11 S
36	342/79 E
37	356/88 E
38	341/71 E
39	276/20 N
40	266/22 N
41	255/33 N
42	268/34 N
43	273/ 36 W
44	276/ 32 W
45	244/23 N
46	243/26 N
47	024/76 W
48	018/80 W
49	015/86 W
50	019/78 E
51	029/82 W
52	028/75 W
53	320/10

54	292/18 N
55	340/80 N
56	025/78 E
57	025/18 N
58	001/77 W
59	280/36 N
60	004/83 E
61	003/85 E
62	007/83 E
63	005/78 S
64	055/25 SE
65	254/20 N
66	260/32 N

Sprekkemålinger: Overflaten

Lokalitet 1: Koordinater 33W 0463373 7367921

Nr.	Orientering
1	016/76 W
2	017/80 E
3	019/85 E
4	021/71 E
5	015/81 W
6	020/77 W
7	009/71 E
8	004/76 E
9	130/62 N
10	102/84 N
11	090/71 N
12	120/73 N

Lokalitet 2: Koordinater 33W 0463431 7367915

Nr.	Orientering
1	021/80 E
2	018/69 E
3	002/82 E
4	020/82 E
5	011/83 E
6	130/80 S
7	106/70 S
8	114/60 N
9	023/80 E
10	121/59 S

11	119/70 S
12	076/75 N
13	022/68 E
14	008/75 E
15	090/85 N
16	007/80 E

Lokalitet 3: Koordinater 33W 0463489 7367922

Nr.	Orientering
1	019/74 E
2	080/79 N
3	023/81 E
4	007/74
5	004/82 E
6	001/75 E
7	017/78 E

Lokalitet 4: Koordinater: 33W 0463544 7367916

Nr.	Orientering
1	306/80 E
2	082/69 N
3	076/79 N
4	072/75 N
5	004/76 E
6	019/79 W
7	008/75 E

Lokalitet 5: Koordinater: 33W 0463606 7367911

Nr.	Orientering
1	012/75 W
2	009/ 80 E
3	004/83 E
4	062/78 N
5	090/65 N
6	106/50 N

Lokalitet 6: Koordinater: 33W 0463697 7367909

Nr.	Orientering
1	359/60 E
2	114/77 S
3	120/79 S

Lokalitet 7: Koordinater: 33W 0463724 7367954

Nr.	Orientering
1	025/85 W
2	015/80 W
3	022/81 W
4	021/76 E
5	022/82 W
6	026/75 E
7	021/72 W
8	015/78 W
9	095/72 N
10	124/70 N
11	098/80 N
12	016/86 E
13	002/78 W
14	342/84 W
15	024/80 E
16	023/82 E

Lokalitet 8: inngang til Persgrotten

Nr.	Orientering
1	078/77 S
2	013/85 W
3	019/82 E
4	003/78 E
5	017/82 E
6	356/88 E
7	357/87 E
8	024/82 E
9	106/18 S
10	009/84 E

Lokalitet 9: 33 W 0463902 7367890

Nr.	Orientering
1	330/72 W
2	070/45 S
3	061/65 S
4	071/80 S
5	064/81 N

Lokalitet 10: 33 W 0464030 7367957

Nr.	Orientering
1	355/80 E
2	004/85 W
3	092/85 S
4	103/81 S
5	354/80 E
6	096/84 S
7	108/77 S
8	001/72 W
9	019/83 W
10	011/80 W
11	026/79 W

Lokalitet 11: Koordinater: 33 W 0464142 7367962

Nr.	Orientering
1	026/82 E
2	021/85 W
3	031/78 W
4	072/86 E
5	024/88 E
6	026/89 W
7	025/82 W
8	019/83 W
9	029/78 W
10	272/24 W
11	274/18 N
12	274/22 N

Lokalitet 12: Koordinater: 33 W 0464194 7367932

Nr.	Orientering
1	003/84 E
2	019/78 E
3	023/80 W
4	340/62 W
5	352/59 W
6	071/80 S
7	078/83 S
8	330/71 W

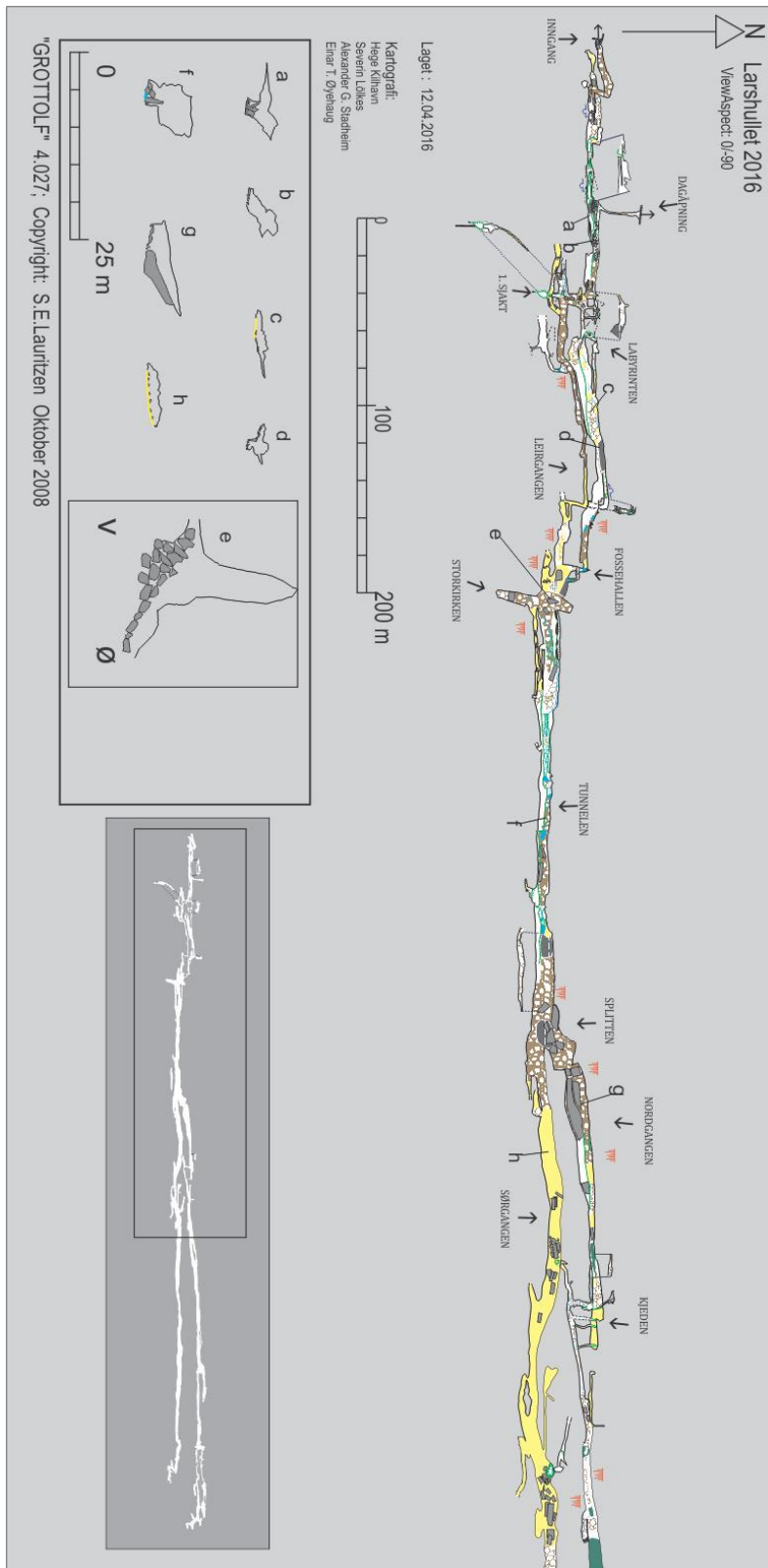
Lokalitet 13: Koordinater: 33 W 0464237 7367952

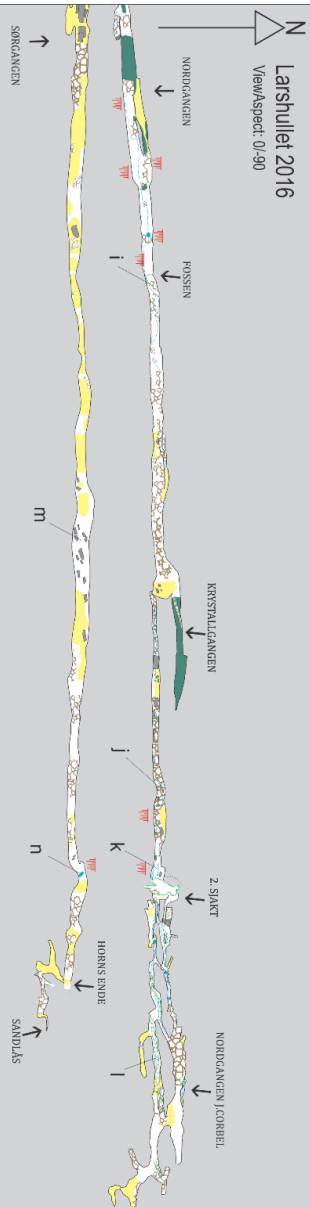
Nr.	Orientering
1	19/83 W
2	22/76 W
3	25/79 W
4	21/76 W
5	23/71 W

Lineamentmålinger

Nr.	Orientering
1	83
2	78
3	75
4	86
5	79
6	83
7	84
8	79
9	75
10	84
11	86
12	81
13	87
14	84
15	88

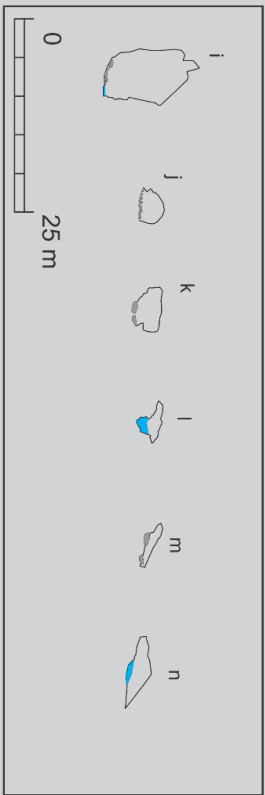
Vedlegg A: Larshullet



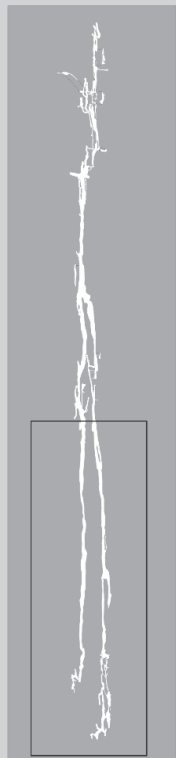


Laget : 12.04.2016

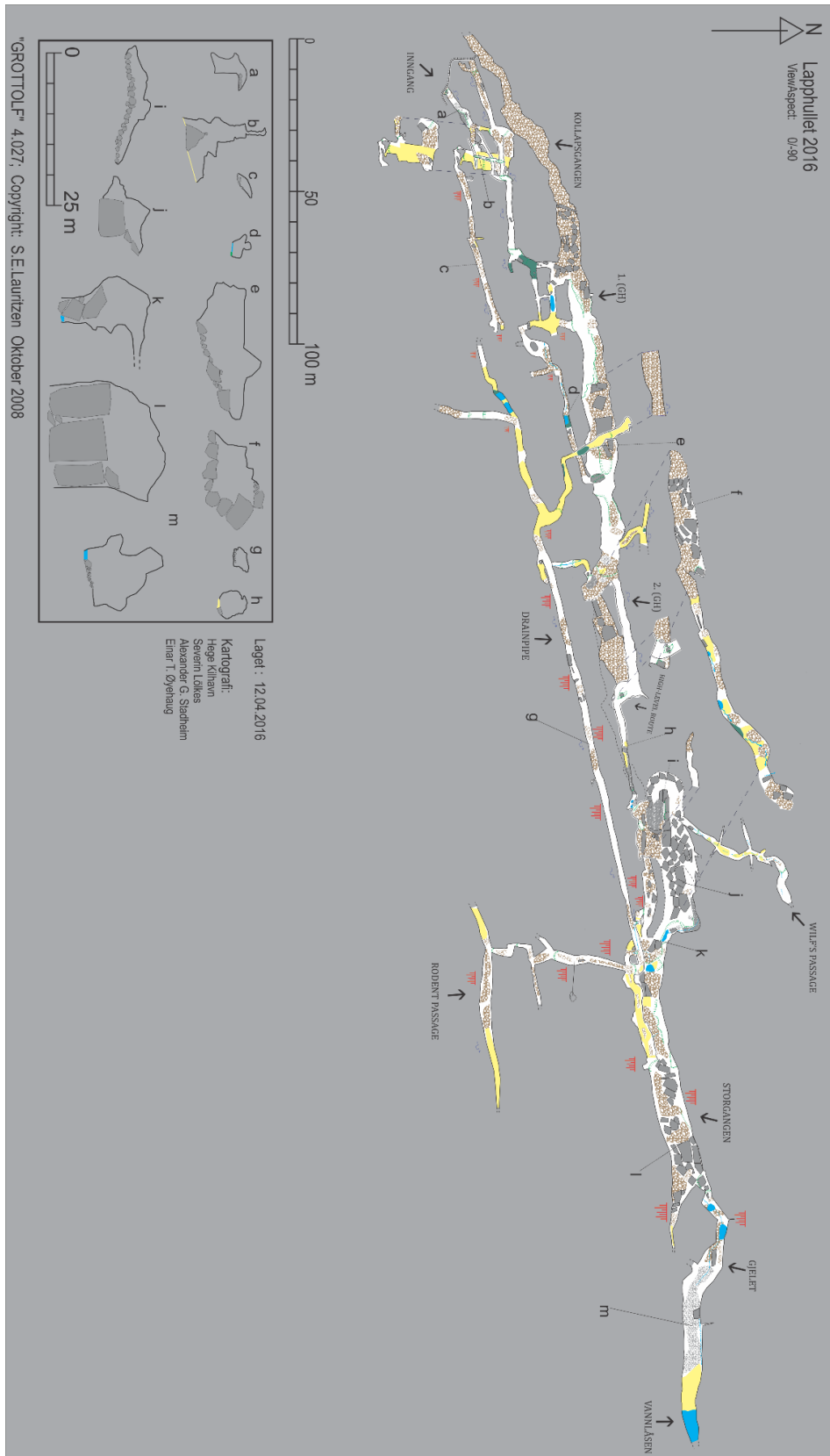
Kartografi:
Hege Kihnan
Sverin Lilles
Alexander G. Steinhim
Einar T. Øyehaug



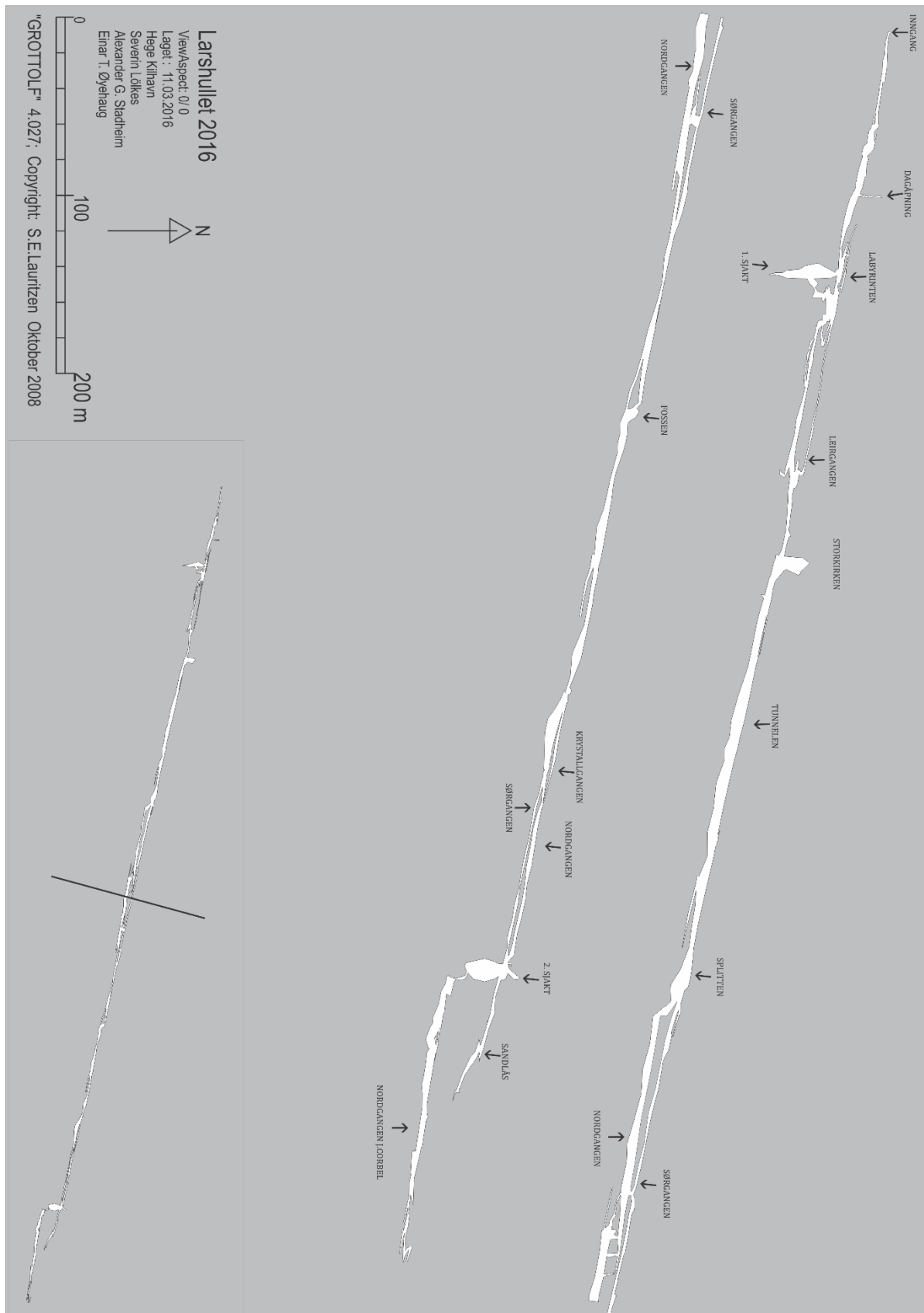
"GROTTOLF" 4.027; Copyright: S.E.Lauritzen Oktober 2008



Vedlegg B: Lapphullet



Vedlegg C: Larshullet (Profil)



Vedlegg D: Lapphullet (Profil)

