

# **Karst i Elgfjellet, Lomsdal-Visten nasjonalpark: Glasiokarst-morfologi på Elgfjellet**

---

Mastergradsoppgave i Geovitenskap

Thea Krossøy



Universitetet i Bergen

Institutt for Geovitenskap

Juni 2020

## Sammendrag

Masteroppgaven omfatter kartlegging av karstforekomster, herunder egne feltundersøkelser, tilknyttet Elgfjellprosjektet i Lomsdal-Visten nasjonalpark i Nordland. I løpet av prosjektet ble to områder, Grå- og Gulryggen på Elgfjellet, kartlagt for grotter og karstlandformer. Prosjektet omfatter fem masteroppgaver innen karstmorfologi, hydrologi og strukturgeologi.

Elgfjellet har høy forekomst av grotter og det ble totalt kartlagt 2,7 km med grottepassasjer og 13 grotter fordelt på begge ryggene. Fire grotter, representert av *Brungørrgrotta*, *Pustehullet*, *Moskusgrotta* og *Vedgrotta*, er kartlagt Gråryggen. På Gulryggen er det kartlagt hele ni grotter, representert av *Knollgrotta*, *Nederlagsgrotta*, *Bjørnetanngrotta*, *Spisestuehola*, *Ryggsjakta*, *Elgfjellhola*, *Paradoksgrotta* og *Skjulbekkgrotta*. Grottene består av freatiske og vadose passasjer som er koblet sammen med lineær og kompleks morfologi. De befinner seg i områder med høy sprekketetthet og ren marmor. I tillegg til grottekartlegging ble det laget et detaljert berggrunnskart over området, basert på feltobservasjoner, dronefotogrammetri og resultater fra laboratorieundersøkelser.

Innen karststudiet i Norge har det generelt vært større fokus på grotter og grotteprosesser, og mindre fokus på karstoverflaten. Med bakgrunn av dette er hovedmålet for denne oppgaven å identifisere overflateformer på Elgfjellet, og undersøke hva de kan fortelle om den morfologiske historien til glasiokarstfenomenene. Studiet viser at gjennom kartlegging av doliner ved målt dyp var det mulig å identifisere minst to dolinepopulasjoner, muligens tre. Den yngste populasjonen er mest sannsynlig dannet postglasialt og den eldste er dannet før siste istid. I tillegg var det mulig å påvise at forekomst av doliner kan brukes for å predikere underliggende grottepassasjer, basert på målt trend og tetthet. Isbreer har hatt en sentral rolle for utviklingen av karstlandskapet, der siste glasiasjon mest sannsynlig har vært påvirket av varmbaserte og erosive isbreer. Velutviklet karst begrenser erosjonen til lokal plukking og skuring på overflaten, som følge av at vannet under breens såle dreneres ned i de underjordiske sprekkene og grottene.

Ved bruk av GIS-baserte analyser ble det forsøkt å evaluere om deteksjon av lukkede forsenkninger fra høydedata i ArcMap 10.7 kan brukes til å kartlegge doliner. GIS-metoden fungerte dårlig på små og smale doliner, der dypet ikke overlappet med doliner observert i felt. Derimot fungerte GIS-metoden bra ved deteksjon av doliner med areal  $> 20 \text{ m}^2$ . GIS-metoden er en sårbar metode som er svært sensitiv for terreng og vegetasjon, noe som kan medføre store unøyaktigheter og feilkilder for kartlagt data. Feltverifisering er derfor helt nødvendig.

# Forord

Jeg vil først og fremst takke min hovedveileder Stein-Erik Lauritzen, professor i speleologi og kvartærgeologi ved Universitetet i Bergen og førsteamanuensis Rannveig Ø. Skoglund ved Institutt for geografi. Dere har begge gitt meg uforglemmelige opplevelser i grotter og takk for at dere har introdusert meg for de utroligste former som kan dannes i et karstlandskap. Lite visste jeg at små og store forsenkninger i marmor kan være så spennende.

Jeg vil også takke nasjonalparkforvalterne Torhild Lamo og Carl Norberg for å ha finansiert denne oppgaven og for at jeg kan bidra til videre forvaltning av sårbare grotteforekomster i Lomsdal-Visten. I tillegg vil jeg takke Sverre Aksnes for tilrettelegging av sikkerhet, som gjorde det trygt for en med røket korsbånd å klatre ned de vanskeligste stup, og Christos Pennos for god hjelp i GIS.

En stor takk må rettes til den fantastiske grottegjengen. Markus for sin herlige energi og gode samtaler i felt, på lab og på lesesal, Terje for uvurderlig hjelp i python og i GIS. Hva skulle jeg gjort uten dine tekniske ferdigheter, Lene for en smittsom latter i de mørkeste grottepassasjer og for å stille de viktige spørsmålene for karstfaget, og Linett for sin stø kurs som leder av kartlegging på Gråryggen og for gode diskusjoner. Takk til resten av mine medstudenter på geovitenskap for morsomme sprell i felt, på tur og på universitetet! Årene i Bergen hadde ikke vært det samme uten dere.

Det må også rettes en stor takk til de som har korrekturlest oppgaven min; Åse, Mari, Ida Marie og Serianna. Deres tilbakemeldinger har vært verdifulle. En stor takk rettes også til hverdagshelten min Serianna, som med sine faglige innspill og rettinger sørget for at masteroppgaven min ikke ble en eventyrfortelling. I tillegg til at hun sørget for at jeg fikk i meg rikelig med mat, gode latterkramper og at jeg tok meg en pust i bakken når det sto på som verst. Til slutt vil jeg også takke min familie som har sørget for at avstanden mellom Bergen og Østlandet har vært liten, og at de alltid har vært tilgjengelig for en oppmuntrende samtale.

Bergen, juni 2020.

Thea Krossøy

# Innholdsfortegnelse

<b>1</b>	<b>Introduksjon</b> .....	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Bakgrunn</b> .....	<b>3</b>
2.1	Studieområdet .....	3
2.2	Geologisk utvikling av Elgfjellet.....	4
2.2.1	Berggrunnsgeologi .....	5
2.2.2	Dannelse av karbonatbergarter i Nordland.....	6
2.2.3	Kvartærgeologi.....	6
2.3	Grotter i Nordland .....	10
2.4	Tidligere arbeid i området .....	10
<b>3</b>	<b>Teoretisk bakgrunn</b> .....	<b>11</b>
3.1	Karst og karstprosesser .....	11
3.1.1	Karstbergarter .....	12
3.1.2	Karstifisering og karstsyklusen .....	13
3.2	Karstsystemet fra overflaten til undergrunnen .....	14
3.2.1	Epikarst.....	15
3.2.2	Passasjemønster.....	16
3.3	Karstgeomorfologi .....	16
3.3.1	Klassifisering av karstlandformer .....	16
3.3.2	Doliner.....	17
3.3.2.1	Oppløsningsdoline .....	18
3.3.2.2	Løsmassedoline (suffosjonsdoline).....	19
3.3.2.3	Sammensynkningsdoline (subsidentsdoline) .....	19
3.3.2.4	Kollapsdoline .....	20
3.3.2.5	Sprekkedoline .....	21
3.3.3	Glasiokarst og karst-toppflate (pavement karst) .....	22
3.3.3.1	Isbreer og påvirkning på karstakviferer .....	22
3.4	Stripekarst.....	24

<b>4</b>	<b>Feltarbeid, data og metode</b>	<b>25</b>
4.1	Kartlegging av berggrunnsgeologi	25
4.1.1	Dronefotogrammetri	25
4.2	Kartlegging av karstmorfologi	27
4.2.1	Grottekartlegging	27
4.2.2	Passasjesegmentene	30
4.2.3	Dolinekartlegging	31
4.2.4	Karren-utvikling i grå og gul marmor	33
4.3	Kartlegging av skuringsstriper og rundsva	33
4.4	Innsamling av dolinedata fra 3D-fotogrammetri	34
4.4.1	Differensiering av dolinepopulasjoner og utregning av halveringsdyp	36
4.5	Q-Q plott mellom overlappende doliner	37
4.6	Laboratorie-analyser av grå og gul marmor	37
4.6.1	Preparering av bergartsprøver	37
4.6.2	Glødetapsanalyse	38
4.6.3	Syreuløselig rest	38
4.6.4	Titring av syreuløselig rest	39
4.7	Stratigrafisk søyle	40
4.8	Prinsipalkomponentanalyse av stratigrafi	41
<b>5</b>	<b>Resultater</b>	<b>42</b>
5.1	Litologiske enheter og karstgeomorfologi	42
5.2	Grottekartlegging og tilhørende statistikk	48
5.2.1	Grotter på Gråryggen	48
5.2.1.1	<i>Brungørrgrotta</i> (UTM 33V 414788, 7250977)	51
5.2.1.2	<i>Pustehullet</i> (UTM 33V 414751, 7250902)	53
5.2.2	Grotter på Gulryggen	55
5.2.2.1	Spisestuehola og Ryggsjakta	58
5.2.3	Resterende kartlagte grotter på Gråryggen og Gulryggen	60

5.3	Isbevegelsesretning.....	65
5.4	Overlappende doliner i felt og i ArcMap.....	68
5.4.1	Doliner detektert ved GIS-metoden .....	68
5.4.2	Dolinedyp og halveringsdyp .....	71
5.4.3	Overlappende dolinedata.....	73
5.5	Stratigrafi.....	75
5.5.1	Marmoranalyse.....	75
5.5.2	Stratigrafisk søyle.....	78
5.5.2.1	Stratigrafisk søyle for marmoranalysen .....	80
5.5.2.2	Stratigrafisk søyle for total grottepassasje .....	81
5.5.2.3	Stratigrafisk søyle for doliner og sprekker.....	81
5.6	PCA av stratigrafien .....	82
<b>6</b>	<b>Diskusjon .....</b>	<b>86</b>
6.1	Sammenheng mellom forekomst av doliner og grotter .....	86
6.1.1	Dolinetetthet .....	86
6.1.2	Overlapp mellom trend passasjesegmenter og doliner.....	88
6.2	Distribusjon av karstlandformer .....	92
6.2.1	Iserosjon på Elgfjellet og glasiokarst-utvikling .....	93
6.2.1.1	Karren-utvikling.....	100
6.2.2	Stratigrafisk søyle og PCA-analyse.....	100
6.2.2.1	Sammenhengen mellom variablene i stratigrafien.....	101
6.2.3	Halveringsdyp til doliner for å evaluere modenhet til karstlandskapet.....	103
6.2.3.1	Evaluering av GIS-metoden.....	104
<b>7</b>	<b>Konklusjon.....</b>	<b>106</b>
<b>8</b>	<b>Forslag til videre arbeid .....</b>	<b>107</b>
	<b>Referanser.....</b>	<b>108</b>
	<b>Vedlegg.....</b>	<b>115</b>



# 1 Introduksjon

I Norge utgjør karstbergarter 1% av den totale landoverflaten (Lauritzen, 1991), der karst er et fellesbegrep for geologiske landformer dannet under oppløsning av bergartene kalkstein, gips og dolomitt (Roglić, 1972; White, 1988). Begrepet stammer fra landskapet Carso i havnebyen Trieste på grensen mellom Italia og Slovenia, og er et landskap kjent for sine karst- og grotteforekomster (Horn, 1947). På en karstoverflate vil dreneringen av vannet foregå under jordens overflate og sirkulere i sprekker og lagflater. Vannet inneholder store mengder hydrokarbonsyre ( $H_2CO_3$ ), som over tid vil løse opp karbonatbergartene (Ford og Williams, 2007). Resultatet er et landskap som ikke er til å kjenne igjen, der karst står som rester av det tidligere karbonatlandskapet og det oppløste materialet er transport vekk. Overflaten får et varierende relieff, der lukkede forsenkninger, kalt doliner, er karakteristiske landformer.

Karstgeomorfologi er et relativt nytt studie, der begrepet geomorfologi ble først tatt i bruk av Naumann (1858). I speleologi har det primært vært grotter og grotteprosesser i fokus, der studie av overflatekarst og karstmorfologi har blitt neglisjert og forskningen er mangelfull. Innenfor dette fagfeltet er det stadig behov for en nærmere beskrivelse av forekomstene og detaljert kartlegging (Roglić, 1972).

Oppløsning av kalkstein resulterer i tre hovedtyper av karst landformer: oppløsningsformer i overflaten, lukkede forsenkninger og undergrunnsformer (Horn, 1947; White, 1988). Lukkede forsenkninger med traktformet utseende og løsmasser i bunn er definert som doliner. De er dannet gjennom kjemisk oppløsning av underliggende kalkstein, der overflaten undermineres i sprekker og bruddsoner, i en prosess kalt karstifisering (Ford og Williams, 2007; Lauritzen, 2017).

Lomsdal-Visten Nasjonalpark har et vilt og variert landskap, fra kyst til innenlands dalfører og til alpine områder. Geologien er preget av lange marmorbånd innesluttet av store mengder glimmerskifer i terrenget. Masteroppgaven er tilknyttet Elgfjellprosjektet, der formålet er å utarbeide en ny og bedre plan for naturoppsyn av karstlandskapet i nasjonalparken. Feltområdet er valgt på bakgrunn av behovet for å sikre grotter og karstforekomster mot skade og fjerning av biologisk eller geologisk materiale i grottene (Statens naturoppsyn- Miljødirektoratet, 2018). Elgfjellprosjektet er fullfinansiert av nasjonalparken, der feltarbeidet høsten 2018 og 2019 vil være et multidisiplinært arbeid med overflate- og grottekartlegging, samt karstdokumentasjon på Elgfjellet. Grottekartene vil være en ressurs for lokalisering, utforskning, ressursinventering og til speleologisk analyse i fremtiden. Oppgaven er i samarbeid med masteroppgavene til



Bukholm (2020), Jenssen (2020), Remmen (2020) og Torstad (2020). Elgfjellet deles inn i Gråryggen og Gulryggen, som følge av et tydelig skille mellom to marmorbånd med lokale variasjoner. Gråryggen har en tydelig karst-toppflate med velutviklet karrenstrukturer. Derimot er Gulryggen dekket av vegetasjon og overflaten er underminert i store lukkede forsenkninger. Bukholm (2020) og Remmen (2020) fokuserer på strukturgeologien på henholdsvis Gråryggen og Gulryggen, mens Jenssen (2020) og Torstad (2020) fokuserer på hydrologien på henholdsvis Gråryggen og Gulryggen.

I denne oppgaven er formålet å identifisere og kvantifisere overflateformer i Elgfjellets karstområde med nøyaktig lokalisering, kartlegging og geologisk beskrivelse av forekomstene. Oppgaven vil bruke data fra begge ryggene for å presentere statistiske ulikheter og likheter. Sentralt i studiet vil være den morfologiske historien til glasiokarst, der formålet for kartleggingen og analysene er å knytte en sammenheng mellom dolinene og karstforekomstene på overflaten med underliggende grottesystemer, og hvorvidt isbreene har spilt en rolle i bevaring av karstlandformene. Doliner og deres plassering i terrenget gjør det er vanskelig å få en kvantitativ analyse av dem på nasjonal basis. Nyere studier har derimot funnet nye metoder for å kartlegge store doliner, og oppgaven vil derfor bestå av dolinedata innsamlet i felt og fra deteksjon av lukkede forsenkninger fra høydedata i ArcMap 10.7.

For å skaffe vitenskapelig informasjon om karstgeomorfologien i området er følgende problemstilling og underproblemstillinger formulert:

*Hvilke overflateformer finnes i Elgfjellets karstområde, og hva kan kvantitativ analyse av dem fortelle oss om den morfologiske historien til glasiokarst?*

- *Er det noen sammenheng mellom forekomst av grotter og doliner; kan fordeling, tetthet eller type doliner brukes til å prediktere hvor det finnes underliggende, utforskbare grotter?*
- *Er det noen stratigrafisk dvs.kjemisk kontroll på fordelingen av doliner og grikes (sprekkedoliner)?*
- *Hvilke geologiske faktorer, inklusive tid, styrer fordeling og størrelse av doliner på Elgfjellet?*
- *Er noen doliner asymmetriske i forhold til isbevegelsesretningen, dvs kan vi finne spor av erosjon i dem, og hva vil det fortelles oss om alderen?*
- *Gunnar Horn fremsatte en hypotese om at karrenutviklingen var størst i nordvendte skråninger, der hvor snøen ligger lengst. Kan en teste denne hypotesen i Elgfjellet?*

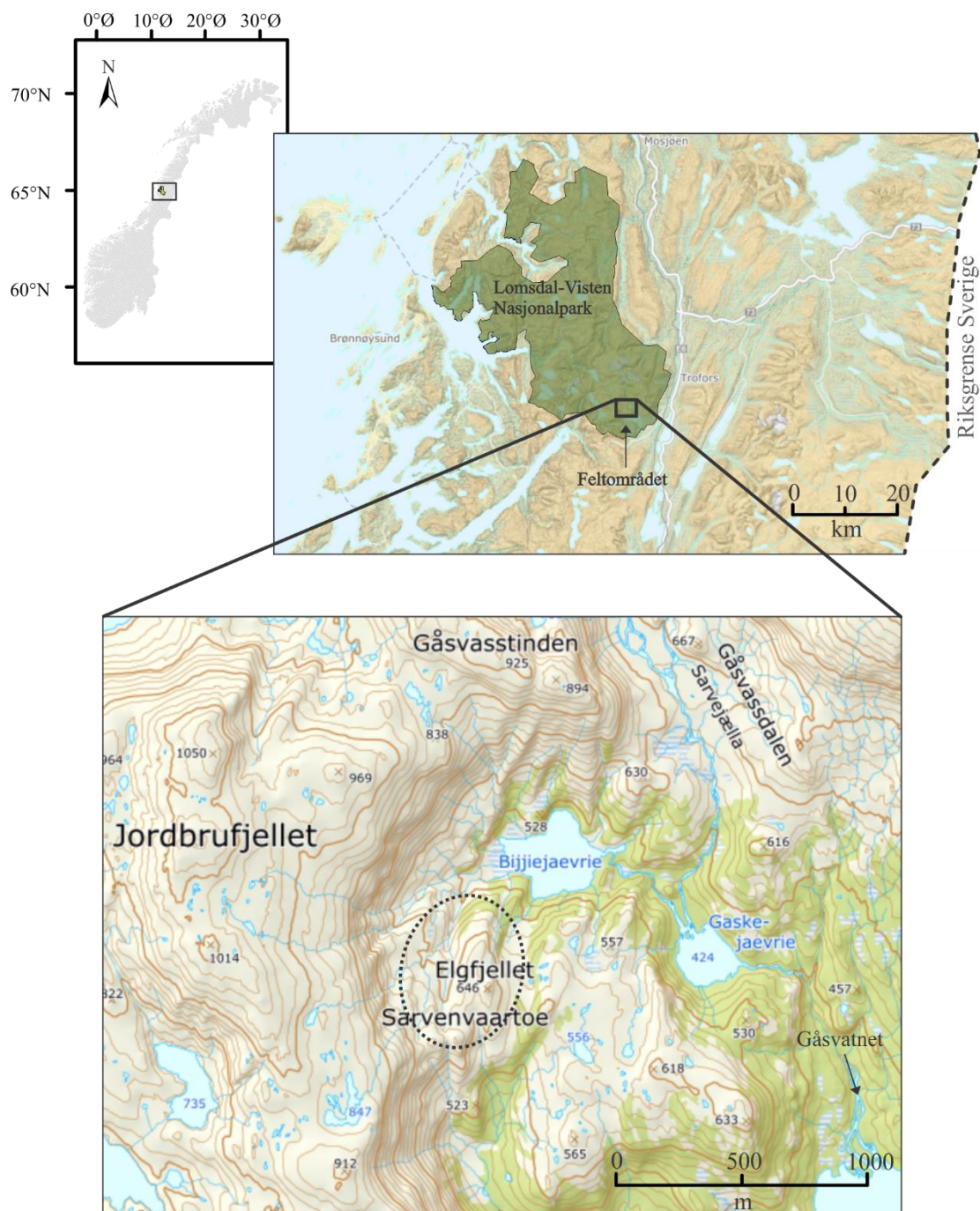
## 2 Bakgrunn

Dette kapitlet skal gi en forståelse av studieområdet, den geologiske utviklingen av Elgfjellet, grotter i Nordland og tidligere arbeid gjennomført i feltområdet.

### 2.1 Studieområdet

Lomsdal-Visten nasjonalpark, også kalt «Det gjemte landet», befinner seg i sørlig del av Nordland (Lomsdal-Visten nasjonalpark, u.å.). Nasjonalparken strekker seg over kommunene Brønnøy, Vevelstad, Vefsn og Grane (Figur 2.1), og er karakterisert av store arealer med bart fjell, der fjordene V for nasjonalparken har fungert som dreneringspassasjer under store glasier og isavsmeltinger (Høgaas et al., 2019). Et av formålene for opprettelsen av nasjonalparken var å ivareta grotter og karstforekomster i området (Statens naturoppsyn-Miljødirektoratet, 2018).

Feltområdet for denne oppgaven ligger innenfor nasjonalparkens grenser, i Grane kommune, NØ for Tosenfjorden. Dette området er en del av et større karstområde S i Nordland, og er karakterisert av brede karbonatbånd i kontakt med skifer. Sentralt i området ligger Elgfjellet 646 moh. Feltområdet (Figur 2.1) er avgrenset av Jordbrufjellet 1050 moh. i V, vannet Bijjiejaevrie (470 moh.) i N, Gåsvassdalen (580 moh.) i Ø og Gåsvatnet i S (323 moh.).



Figur 2.1: I de to øverste kartutsnittene vises grensene til Nasjonalparken lokalisert S i Nordland. I nederste kartutsnitt er feltområdet markert med svart stiplet linje. Kartdata modifisert fra Kartverket (2020a). Koordinatsystem WGS 1984 UTM sone 33N og sfærisk mercator («Transvers Mercator») projeksjon er benyttet.

## 2.2 Geologisk utvikling av Elgfjellet

Dette delkapittelet skal gi en forståelse av den geologiske utviklingen av Elgfjellet, og deles derfor opp i undertemaene: berggrunnsgeologi, dannelse av karbonatbergarter i Nordland og kvartærgeologi.

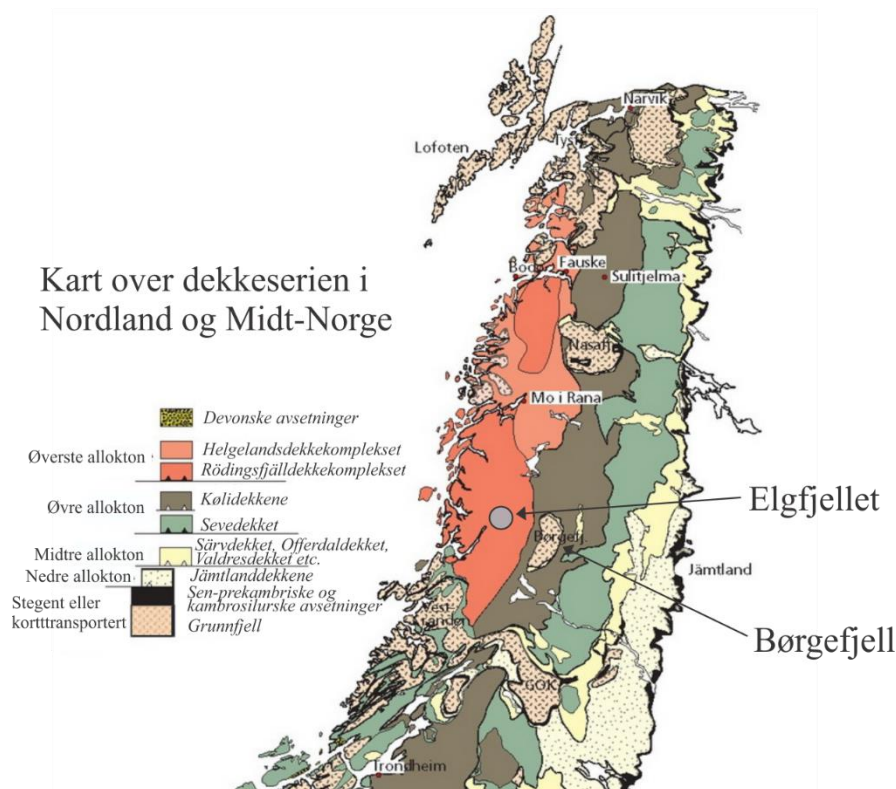
### 2.2.1 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i Nordland er sterkt deformert som følge av den kaledonske fjellkjededannelsen. Forenklet kan bergartene deles inn i to ulike perioder: 1) grunnfjell med prekambriske bergarter, og 2) kambrosilurske bergarter fra den kaledonske fjellkjededannelsen (Roberts et al., 2007). Det prekambriske grunnfjellet består av granitter og gneiser, innesluttet av partier med mafiske bergarter (Roberts et al., 2007).

De yngre bergartene fra kambrosilur ble dannet da Laurentia kolliderte med Baltika (omtrent 425 Ma) ved lukkingen av Iapetushavet (Fossen et al., 2013). I følge Fossen et al. (2013) ble bergartene skjøvet mot Ø og over grunnfjellet, og en rekke skyvedekker ble lagt over Nordland. Sedimenter, ofiolittsekvenser og overliggende skyvedekker ble utsatt for regional metamorfose, og er derfor sterkt foldet.

Skyvedekkerne i kaledonidene kan deles inn i nedre, midtre, øvre og øverste allokton, illustrert i Figur 2.2.1. Berggrunnen i Nordland består i hovedsak av bergarter fra den øverste og øvre allokton (Roberts et al., 2007). Figur 2.2.1 viser det øverste allokton i Nordland med Helgelandsdekkekomplekset i S, Rödingsfjälldekkekomplekset i N og øvre allokton med Kølidedkene og Sevedekket i Ø (Grønlie, 1975; Fossen et al., 2013). I følge Fossen et al. (2013) representerer Helgelandsdekkekomplekset, Rödingsfjälldekkekomplekset og Kølidedkene undergrupper av Nordlandsdekkene.

Elgfjellet tilhører det vestligste og største skyvedekket kalt Helgelandsdekkekomplekset (Grønlie, 1975), og består i grove trekk av bergartene glimmergneis, glimmerskifer og granittiske batolitter. Karakteristisk for dekkekomplekset er marmorbandene som ligger innesluttet i skifrene og gneisene (Roberts et al., 2007; Bryhni, 2019), samt at dekkekomplekset har hatt en sterkere omdanning enn de andre dekkeseriene, som følge av at metamorfosegraden øker i kompleksitet fra nedre til øverste allokton (Fossen et al., 2013). Dette vises igjen i berggrunnen rundt Elgfjellet hvor marmor og glimmerskifer ligger i buede formasjoner.



Figur 2.2.1: Kartet illustrerer dekkeserien i Nordland og Midt-Norge med en generell inndeling i nedre, midtre, øvre og øverste allokton. Grottene på Elgfjellet befinner seg i Helgelandsdekketkomplekset. Grå sirkel viser hvor Elgfjellet er lokalisert. Modifisert fra Fossen et al. (2013).

## 2.2.2 Dannelse av karbonatbergarter i Nordland

I Skandinavia er nesten all karst utviklet fra metamorfe kalksteinslag som kan observeres som grovkornet og krystallinsk marmor (Lauritzen, 2001). Dette gjelder også karbonatbergartene i feltområdet som har sin opprinnelse fra kalkstein og dolomitt fra Iapetushavet dannet i prekambrium og paleozoikum (Fossen et al. 2013). Bergartene ble utsatt for høy grad av metamorfose og deformasjon under den kaledonske fjellkjededannelsen, som ga opphav til de metamorfe bergartene kalsitt- og dolomittmarmor (Lauritzen, 1991, 2001). Marmoren er senere blitt eksponert som følge av erosjon og oppløst i tidlig mesozoikum, og er karakterisert som smale, laterale marmorbånd med kryssførende sprekker, også kalt stripekarst (Horn, 1947).

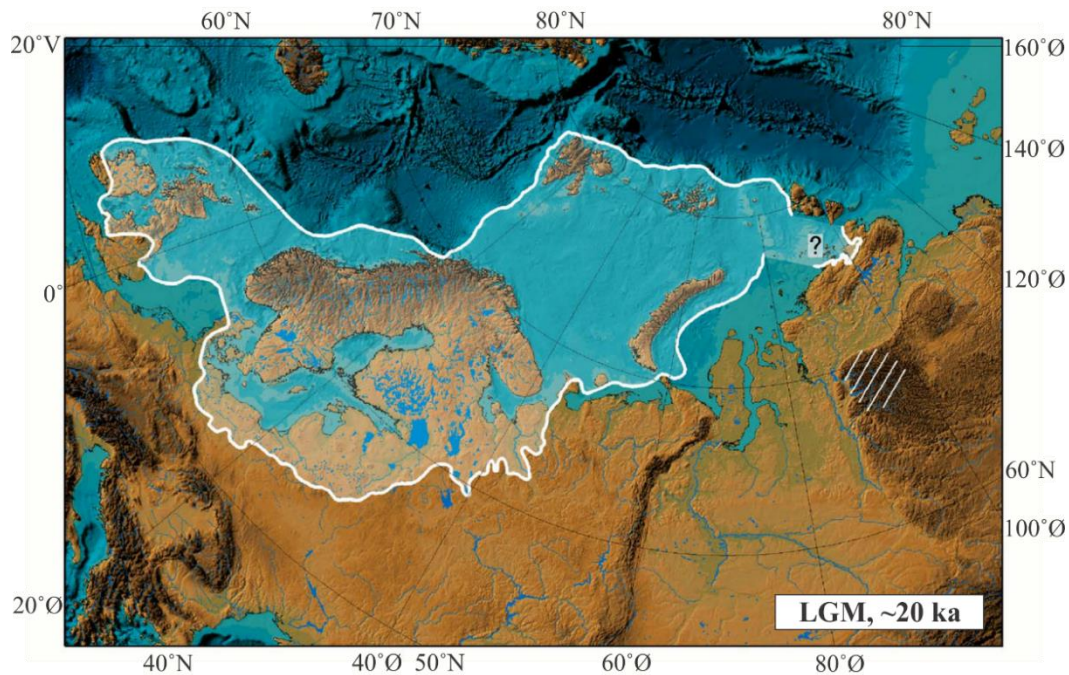
## 2.2.3 Kvartærgeologi

I kvartær (2,58 Ma –) (Gibbard et al., 2010) skiftet klimaet raskt mellom istider og mellomistider, noe som fikk store konsekvenser for isdekker over Norge. Pleistocen (2,58 Ma – 11,7 kal. ka BP) bestod av hyppige vekslinger mellom brefremvekst og tilbakesmelting av isdekker, der iserosjon har hatt stor påvirkning på geomorfologi med dannelse av langstrakte fjorder, u-daler og botner (Mangerud et al., 2011).

Siste istid, weichsel (MIS 5d-2), startet for omtrent 117 000 år siden og deles inn i tidlig, midtre og sen (Svendsen et al., 2004). Svingninger i klimaet forklart av astronomiske endringer, kalt Milanković-sykluser, i denne istiden. Førte til veksling mellom kalde perioder (stadialer) og varme perioder (interstadialer), der isen i interstadialene var helt eller delvis borte. Det skandinaviske isdekket var svært dynamisk, der fire interstadialer under midtre- og sen-weichsel markerer store tilbakesmeltinger (Johnsen et al., 2012): 1) pre-Hattfjelldal interstadial (~55-45 ka, lokalt navngitt Bø og Austnes interstadial), 2) Hattfjelldal interstadial I (~39-34 ka, lokalt navngitt Ålesund og Sandnes interstadial), 3) Hattfjelldal interstadial II (~32-29 ka, lokalt navngitt Hamnsund interstadial), og 4) Trofors Interstadial (~25-20 ka, lokalt navngitt Andøya interstadial).

Sen-weichsel, bestående av siste istids maksimum (LGM) omtrent 25-15 ka (Olsen et al., 2001), inntraff etter Hattfjelldal interstadial 1 omtrent 34 kal. ka BP (Mangerud et al., 2011). Under LGM strakk isdekket seg over store deler av Nord-Europa, der Figur 2.2.2 illustrerer maksimal utstrekning. Etter LGM ble klimaet varmere og iskanten trakk seg tilbake, slik at kyststrøkene ble isfrie. I tillegg ble isdekket tynnere og fordelte seg som dal- og fjordbreer (Mangerud et al., 2011).

I slutten av sen-weichsel inntraff den siste stadialen, kalt Yngre Dryas (YD) (12,8-11,7 kal. ka BP), der innlandsisen rykket frem over tidligere isfrie områder (Mangerud et al., 2011). Mangerud et al. (2011) omtaler brefremrykket som kortvarig, etterfulgt av en varmere periode der isen kalvet i fjordene og førte til rask tilbaketrekking av dal- og fjordbreer.



Figur 2.2.2: Et illustrasjonskart av det Eurasiske isdekket under siste istids maksimum (LGM) i sen-weichsel. I Ø utbredte det Eurasiske isdekket seg til Sverige, Finland, Russland og mot S dekket den over Baltikum, Polen, Tyskland og Danmark (Svendsen et al., 2004). Modifisert fra Svendsen et al. (2004).

Det er få studier med absolutte dateringer for deglasiasjonen S i Nordland, og kronologien for det skandinaviske isdekket er mangelfullt (Hughes et al., 2016; Høgaas et al., 2019). Topografien med høye fjell, dype fjorder og daler har lagt forholdene til rette for rask isvekst, -utbredelse og -nedsmelting (Olsen et al., 2001).

Under LGM ble landoverflaten i Norge presset ned av vekten til den tykke innlandsisen (Lambeck et al., 2014). Den tykke innlandsisen hadde glasiasjonssenter Ø for Elgfjellet, noe som dannet en helning i isen fra Ø mot V. Innlandsisen beveget seg uhindret over fjellgrunnens relieff, og det er funnet flyttblokker og isskuring på toppen av Kvigtinden 1700 moh. NØ for feltområdet (Grønlie, 1975). Grønlie (1975) omtaler dette som indikatorer for eldre brebevegelse i området før nedsmeltingen av innlandsisen, som vil bli diskutert i delkapittel 6.2.1.

I følge studier gjort av Olsen et al. (2001) og Bargel (2003) var sørlige Nordland og Elgfjellet isfritt i flere perioder under midtre- og sen-weichsel, med en varmeperiode omkring 39-30 ka, som førte til en rask deglasiasjon under Hattfjelldal interstadial I. Hattfjelldal interstadial I ble etterfulgt av en ny kald periode, som førte til at innlandsisen fikk et nytt fremrykk ved kysten med påfølgende deglasiasjon Hattfjelldal interstadial II. I LGM, under Hattfjelldal interstadial II, lå ismarginen lokalisert ved den ytre marginen på kontinentalhylla langs hele midt-Norge.

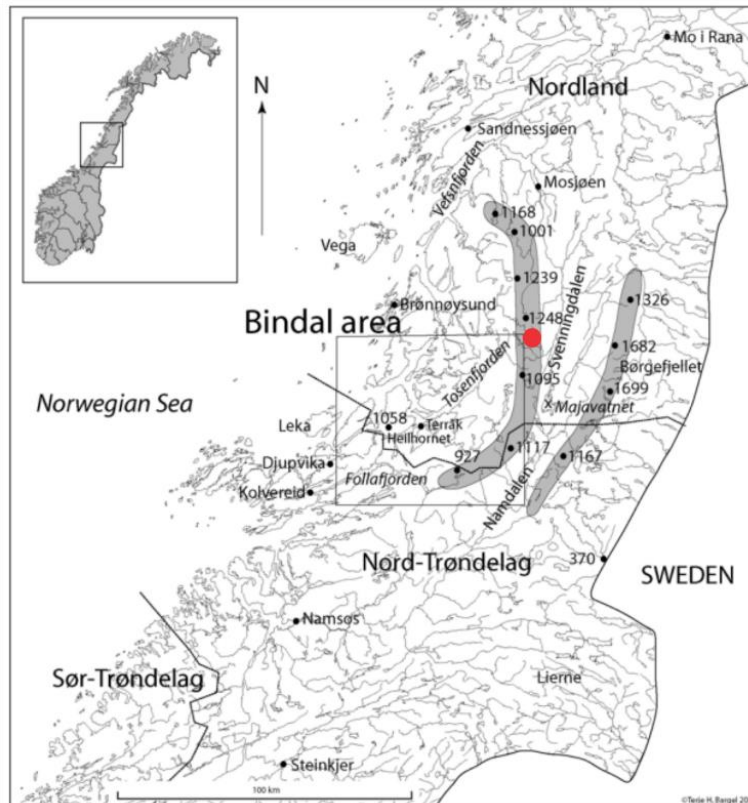
Olsen et al. (2001) og Bargel (2003) foreslår i sine studier at kysten trolig lå isfri gjennom Trofors interstadial og at fjellområdene var dekket av lokale isbreer. Maksimal utstrekning av innlandsisen under YD i sørlige Nordland er markert av endemorener langs de ytre delene av fjordene, og fant sted under en kald periode, kalt Tjøtta-trinnet (Andersen, 1982; Høgaas et al., 2019).

Tilbaketrekningen av innlandsisen etter YD førte til stor landheving i Norge, med størst heving i innlandet (Lambeck et al., 2014). Den tynne innlandsisen ble i stor grad styrt av terrenget, der orienteringen av isdekket ble ledet gjennom daler og fordelte seg rundt de høyeste fjelltopper. Bevegelsen av innlandsisen kan identifiseres ved hjelp av ulike retningsindikatorer som skuringsstriper og erosjonsformer (Blake og Olsen, 1999). Istilførselen i området forandret seg i takt med endring av passpunkter og glasieringssenter, der brebevegelsen, bekreftet av skuringsstriper i området, gikk fra en tydelig orientering mot SV til NV når isbevegelsen krysset de tidlige høyereliggende passpunktene (Grønlie, 1975; Bargel, 2003).

Området fra Børgefjell i Ø til Elgfjellet i V (Figur 2.2.3) er karakterisert av sidedaler orientert SV-NØ og korrelerer godt med orienteringen til skuringsstripene observert av Bargel (2003) og Grønlie (1975). Dette indikerer at dalbreene har vært aktive under begynnelsen og slutten av de store glasieringene (Grønlie, 1975). Den siste isbevegelsen ble ledet gjennom den laveste delen av fjellkjeden, nærmere bestemt Namsvatnet området 350 moh. (Grønlie, 1975; Bargel, 2003). Et sammenhengende fjellparti med høydedrag over 1000 m, illustrert i Figur 2.2.3, skiller Elgfjellet fra fjordene og kysten i V.

Flere botnbreer er observert ved Børgefjell (Figur 2.2.3) Ø for Elgfjellet, med helning mot Ø, noe som skyldes høyereliggende fjellområder med orografisk nedbør fra V (Grønlie, 1975). Forholdene som skapte botnbreene er diskutert til å være de samme faktorene som førte til dannelsen av innlandsisen under siste istid, der breene gikk fra å være isolerte til å bli en sammenhengende fjellkjedeglasiering (Grønlie, 1975).





Figur 2.2.3: Kartet viser de to dominerende fjellpartiene S i Nordland. De høyeste toppene er markert, men også det laveste passpunktet Majavatnet, mellom N og S, er markert med et kryss. Rød prikk markerer feltområdet med Elgfjellet. Modifisert fra Bargel (2003).

## 2.3 Grotter i Nordland

Den vanligste grottetypen i Norge er vadose grotter, som hovedsakelig har blitt dannet enten postglasialt eller under siste glasiasjonssyklus (Lauritzen, 1991). Denne type grotte blir beskrevet i kapittel 3. Det er høy populasjon av grotter i de omdannede kalksteinslagene i Nordland. I Grane kommune finnes en rekke kalksoner, som tilrettelegger for dannelse av grotter. Under orogenese vil bergartene rekrystalliseres og foldes, noe som gir opphav til en spesiell form for strukturell karst, kjennetegnet av sprekker og stripemorfologi (Lauritzen, 1991). Horn (1947) ga denne karstbergarten tilnavnet «stripekarst», eller den «norske karst-typen», som blir nærmere forklart i delkapittel 3.4. Karst i Norge og på Elgfjellet er svært karakteristisk, med tynne, laterale karbonatbånd innesluttet av folder i et bratt terreng, som følge av prosessene under den kaledonske fjellkjededannelsen (Lauritzen, 1991).

## 2.4 Tidligere arbeid i området

Britiske tømrere har tatt i bruk området rundt Jordbrufjellet helt siden 1750 (Faulkner og Newton, 1990). Trevor Faulkner og Geoff Newton kartla grottene på Elgfjellet under flere ekspedisjoner fra 1986-2008 (Faulkner og Newton, 1990; Faulkner, 2009), og området er i dag

lokaliteten med høyest grottetetthet i sørlige Nordland. Totalt ble det kartlagt over 100 marmorgrotter med en total lengde på 6 km. Grottearbeidet og dokumentasjonen til Trevor Faulkner var viktig for vedtakelse og opprettelse av Lomsdal-Visten Nasjonalpark. Som et resultat av grottekartleggingen og fremhevingen av grottevern, er et område på over 1000 km<sup>2</sup> av karst fredet mot fysiske inngrep (Faulkner, 2009).

### **3 Teoretisk bakgrunn**

Dette kapittelet vil belyse teori relatert til både speleologi og karstmorfologi. Først vil kjemisk oppløsning, omtalt som korrosjon, av bergarter presenteres, og deretter teori tilknyttet karstmorfologi med hovedvekt på doliner og til slutt hvordan isen påvirker en karstoverflate.

#### **3.1 Karst og karstprosesser**

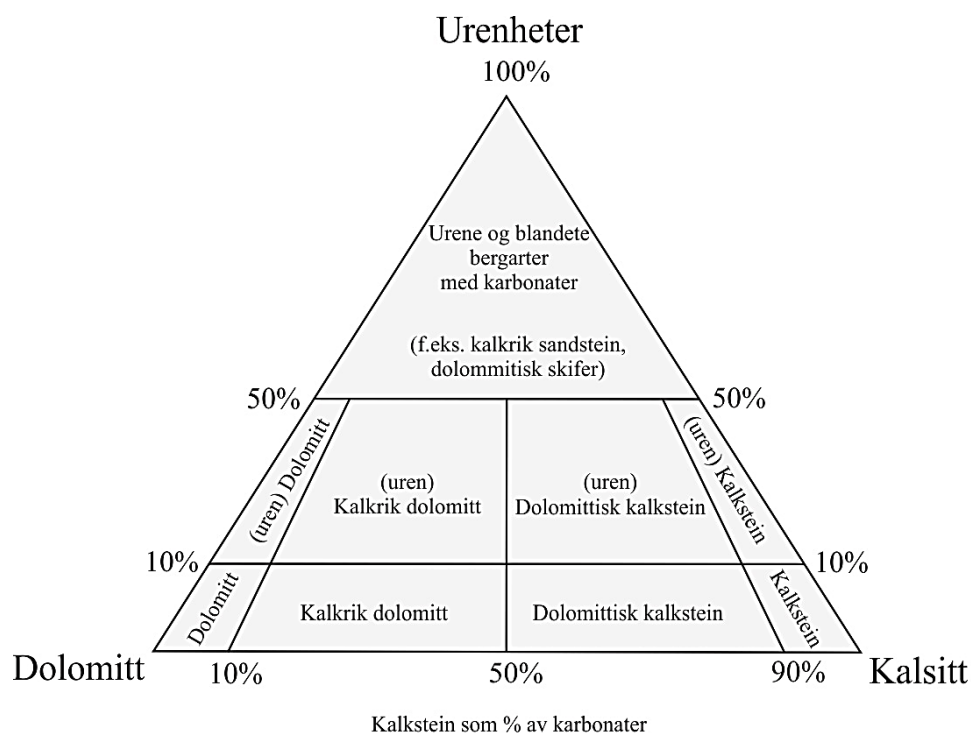
Ford og Williams (2007) bruker begrepet karst om et landskap som består av grotter og komplekse undergrunnssystem, der vann har løst opp kalkstein, dolomitt, marmor eller gips. Siden karstbergarten på Elgfjellet er marmor, vil karstprosessene i denne oppgaven kun omhandle karbonatbergarter. Horn (1947) definerte kalkstein som den viktigste karstbergarten, der korrosjon av bergarten er essensiell for dannelsen av et karstlandskap. En stor del av grunnvannet som sirkulerer i karstsystemet er surt, meteorisk vann, der korrosjon i hovedsak vil foregå nær overflaten (Ford og Williams, 2007). Dette er viktig for dannelsen og utvidelsen av grotter. Differensiell korrosjon på lokal berggrunn danner en karakteristisk overflate bestående av karren, dreneringssystemer og lukkede forsenkninger i forskjellig skala (White, 1990). I tillegg vil bergartens struktur, litologi og kjemisk sammensetning utgjøre en viktig rolle i dannelsen av karst. Et karstlandskap vil derfor være et klassisk eksempel på samspill mellom hydrologi og geomorfologi (White, 1990; Ford og Williams, 2007).

Ren kalsittmarmor i Norge består av 97-99% CaCO<sub>3</sub> (Lauritzen, 1991). Marmoren er karakteristisk i Nord-Norge, og har et definert utseende med grovkornet overflate, kalt «sukker tekstur», som lett oppløses ved kjemisk og fysisk forvitring (Lauritzen, 2018b). Fra Lauritzen (2017) forklares det at kalkstein med sukkertekstur kan ha mekaniske svakheter, der korrosjon kan forekomme langs korn grensene. Dette kan forårsake andre mekaniske prosesser som bryter opp bergmassen til grov sand, en prosess kalt grusifisering. Områder med godt utviklet karren av ulike former med eksponert overflate, er sjeldent å finne i Norge. «Grikes», kalt natursjakter, og rennekarren har høyere toleranse for utvikling og er vanlig å finne i marmor med

sukkertekstur og urenheter (glimmer, kvarts) (Lauritzen, 1991). På kornete kalkoverflater i Nordland vil skifer, glimmer og kvarts fremtre som forhøyninger på overflaten. Meteorisk vann trenger ned i sprekker og kløfter, noe som skaper en uregelmessig overflate. Der overflaten synker sammen på grunn av oppløsning av kalkstein i undergrunnen og danner forsenkninger i karstlandskapet, kalt doliner (Grønlie, 1975). Dette vil bli forklart i detalj i delkapittel 3.3.2.

### 3.1.1 Karstbergarter

Karbonatbergarter utgjør mer enn 10% av jordens isfrie landoverflate (Ford og Williams, 2007). Det finnes flere måter å klassifisere karbonatbergarter på, men enkel klassifisering illustreres i Figur 3.1.1. Karbonatbergarter defineres etter andelen av karbonatmineraler i bergarten, der >50% vil klassifiseres som en karbonat (Ford og Williams, 2007). De to viktigste karbonatmineralene i marmor er kalsitt ( $\text{CaCO}_3$ ) og dolomitt ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ), og utgjør to endemedlemmer i klassifiseringen (Figur 3.1.1). For å defineres som en ren karbonatbergart, enten kalkstein, dolomitt eller marmor, må bergarten inneholde mer enn 90% karbonat mineraler (Figur 3.1.1). Magnesium innhold, krystallform, sporelement sammensetning, forurensing og fossilinnhold vil variere i de ulike karbonatbergartene, i tillegg til vannets kontakttid, og kontrollerer korrosjonsraten (Trudgill, 1985; Lauritzen, 1986).



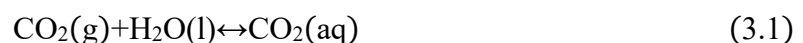
Figur 3.1.1: Klassifisering av karbonatbergarter. Mengde kalsitt ( $\text{CaCO}_3$ ) og dolomitt ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) skiller de respektive karbonatbergartene. Figuren er modifisert fra Leighton og Pendexter (1962), Gjelle og Sigmond (1995) og Ford og Williams (2007).

Karstlandskap kan forekomme på rene og kompakte kalkstein- og dolomittlag, der uren kalkstein vil redusere karstifiseringsintensiteten. De vanligste urenheterne i en karbonatbergart er kiselsyre ( $\text{SiO}_2$ ) og leire (Bögli, 1980). Korrosjonsraten bestemmes av Mg/Ca-forholdet i karbonatbergarter, der studier av Rauch og White (1977) og Lauritzen (1986) konkluderer at maksimal korrosjonsrate for marmor krever lavt dolomittinnhold med kun 1-2 mol % Mg og lite leirmineraler. Ved enten lavere eller høyere Mg/Ca-forhold vil korrosjonsraten endres, der dolomittprøver korroderer omtrent 20 ganger langsommere. I en ideell litologi som dette vil grotter dannes i lag med sprekkekontinuitet og høy vannføring. Ved metamorfose vil naturlig lagdeling i kalkstein bli omdannet og fjernet, og dermed er grottedannelse avhengig av sekundære sprekker, som dannes av senere oppsprekking, og bergartens renhet (Lauritzen, 1991).

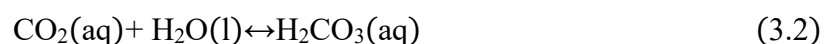
### 3.1.2 Karstifisering og karstsyklusen

Et karstlandskap er et resultat av hydrologiske og geokjemiske prosesser, der berggrunnen løses opp av vann og transporteres vekk (Palmer, 1991; Ford og Williams, 2007). Når berggrunnen løses opp av det meteoriske vannet vil karst være den gjenværende korrosjonsresten av opprinnelig bergart (Lauritzen, 2017).

Oppløsning av karbonatbergarter, eller karstifisering, skjer i hovedsak langs sprekkesoner og svakhetssoner i bergarten. Vann med lav pH, som følge av oppløst  $\text{CO}_2$  eller syrer, sirkulerer i karstmassivet og korroderer kalksteinen. Dette skjer i første steg i karstsyklusen hvor  $\text{CO}_2$  går fra gass til væskefase:

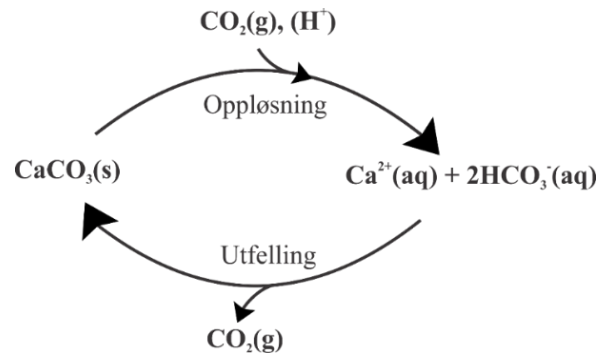
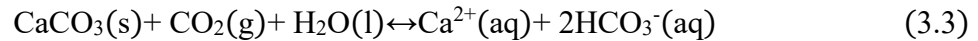


Oppløst  $\text{CO}_2$  reagerer med vannet og danner karbonsyre ( $\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq})$ ). De fleste karbonatmineraler er lettoppløselig i syre, og er en viktig prosess for dannelse av grotter. Denne prosessen kalles for hydratisering og kontrollerer hastigheten på oppløsningen (Lauritzen, 2017):



Når kalsitt ( $\text{CaCO}_3(\text{s})$ ) reagerer med vann og  $\text{CO}_2$ , blir kalsitt oppløst og kalsiumioner ( $\text{Ca}^{2+}$ ) og bikarbonationer ( $2\text{HCO}_3^-$ ) tilføres systemet. Dette steget er essensiell for dannelse av karstformer som karren, doliner og grotter. Videre i karstsyklusen vil  $\text{CO}_2$  felles ut av systemet som følge av endrende pH og trykk. Dette gir grunnlag for speleothem dannelse av stalaktitter og stalagmitter. Når  $\text{CO}_2$  fra atmosfæren tilføres systemet vil karstprosessen akselerere (Lauritzen, 2017). Den totale oppløsningen av karstbergarter, karstifiseringsprosessen, kan

summeres opp i formel 3.3 og prosessen illustreres i Figur 3.1.2. Denne prosessen er heterogen og involverer alle tre aggregattilstander: gassfase, væskefase og fast fase.

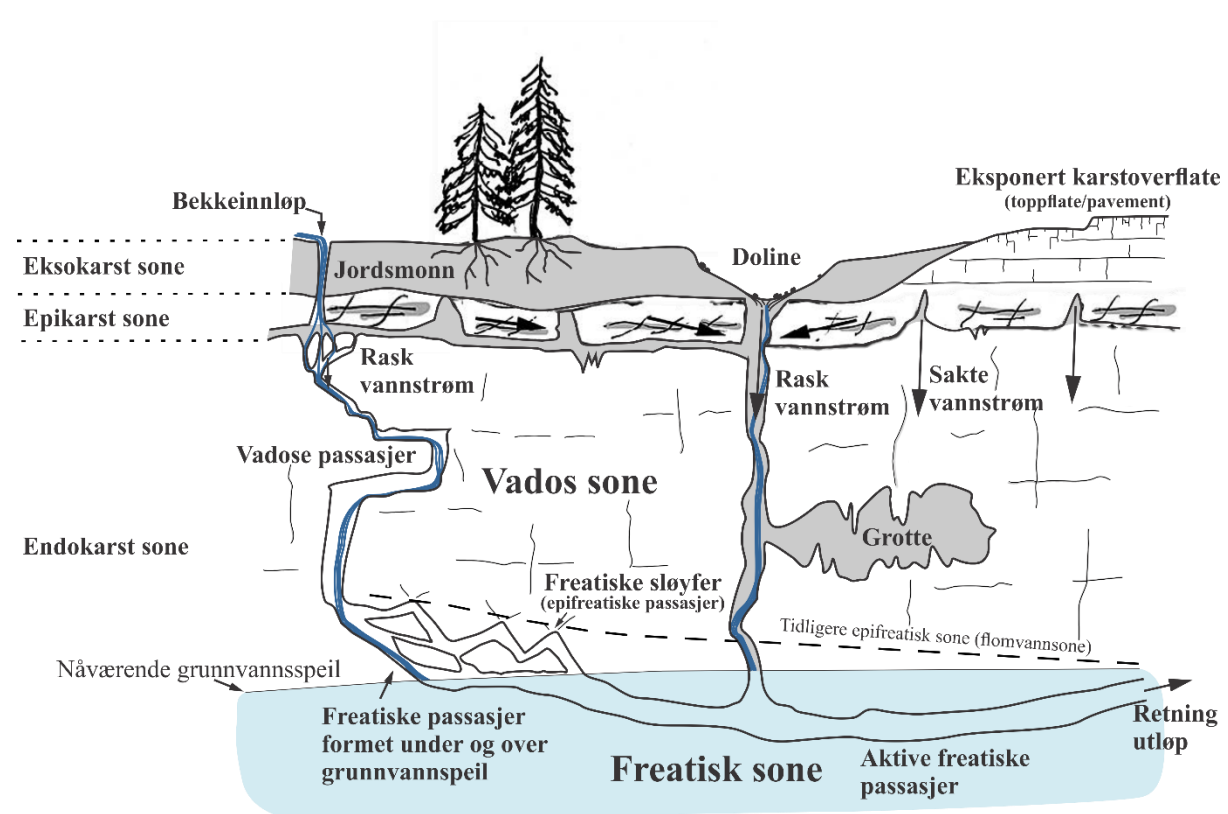


Figur 3.1.2: Reaksjonssyklus av oppløsning på kalkstein og utfelling i et ferskvannsmiljø. Først vil kalsitt løses opp i meteorisk vann, noe som danner  $\text{Ca}^{2+}$  og  $2\text{HCO}_3^{-}$  (henholdsvis kalsium- og bikarbonationer). Ved endring av pH eller trykk vil  $\text{CO}_2$  gass gå ut av systemet og kan føre til en tilbakedannelse av kalsitt ( $\text{CaCO}_3(\text{s})$ ), og utfelling av speleothemer. Figuren er modifisert fra Lauritzen (2017).

## 3.2 Karstsystemet fra overflaten til undergrunnen

I et karstsystem er det flere sentrale soner som er viktig for drenering av overflatevann og utvikling av karstformer på overflaten og i undergrunnen (Figur 3.2.1). Sonene er kontrollert av hydrologi og geokjemiske prosesser (Ford og Williams, 2007; Lauritzen, 2017), og systemet kan først deles inn i tre karstsoner, kalt eksokarst, endokarst og epikarst. Eksokarst sonen utgjør karstoverflaten med tilhørende karstmorfologi, som doliner, karren og grotteinnganger, og er i kontakt med atmosfæren, biosfæren og sirkulerende overflatevann. Endokarst sonen utgjør den indre sonen med sprekkesystemer og grotter som ikke er i kontakt med overflaten. Grensen mellom disse to sonene kalles for epikarst sonen eller den subkutane sone (se delkapittel 3.2.1), og kan betraktes som en overgangssone mellom eksokarst og endokarst. I tillegg deles karstsystemet inn i tre hydrologiske soner basert på plasseringen av grunnvannsspeilet og dermed passasjenes hydrologiske miljø (Figur 3.2.1). Den vadose sonen befinner seg over grunnvannspeilet, og sprekker, lagflater og grotter vil være fylt med luft, i tillegg til vannet som drenerer vertikalt ned mot grunnvannsspeilet. Den freatiske sonen befinner seg under grunnvannsspeilet og sprekker, lagflater og grotter vil være fullstendig fylt med vann. Ved grunnvannsspeilet er trykket til vannet lik atmosfære trykket. Grensen mellom disse to sonene kalles for den epifreatiske sonen, eller flomvannsonen, der grunnvannsspeilet fluktuerer som følge av sesongvariasjoner og variasjon i nedbør. Det gir freatiske forhold i denne sonen og

grunnvannsspeilet står høyt, noe som fører til dannelse av freatiske sløyfer, også kalt epifreatiske passasjer (Lauritzen, 1986; Skoglund, 2002; Ford og Williams, 2007).



Figur 3.2.1: Idealisert profil av et karstsystem inndelt i karstsonene: eksokarst, endokarst og epikarst. Videre deles systemet inn i hydrologiske soner: vados, freatisk og epifreatisk. I infiltrasjonsområdet på overflaten vil vann strømme gjennom sprekker, doliner og bekkeinnløp i epikarstsonen. Vannet vil enten lagres eller dreneres vertikalt i den vadose sonen mot karstakviferen. Vadosse passasjer dannes over grunnvannsspeilet, mens de freatiske passasjene dannes ved eller rett under grunnvannsspeilet. I flomperioder kan grunnvannsspeilet stige og det dannes freatiske sløyfer i kryssende sprekkestruktur og lagflater. Modifisert fra Waltham et al. (2005); Audra og Palmer (2011); Jones (2013).

### 3.2.1 Epikarst

Noe av det mest karakteristiske ved et karstlandskap er den underjordiske dreneringen, der epikarst sonen har en sentral rolle for transport og lagring av vann i karstsystemet (Jones, 2013). Epikarst sonen er en kjemisk forvitret sone i den øverste, vadose delen av karstsystemet som befinner seg på eller nær overflaten, ofte i kontakt med løsmasser og jordsmonn (White, 1990). White (1990) og Jones (2013) beskriver at denne sonen er essensiell for underliggende karstakviferer, der epikarst kan fungere som en mettet sone. Det gjør at vannet fra overflaten transporteres horisontalt over en karstflate, før vannet tappes gjennom sprekker, sjakter eller doliner. Den kjemiske forvitringen er avgjørende for dannelse av det karakteristiske karstlandskapet, der korrosjonsprosessen avhenger av vannhastighet for massetransport av kjemisk oppløst kalkstein gjennom karstsystemet. Epikarstssonen kan variere i tykkelse fra omtrent 3-10 m. Tykkelsen kan derimot nå opp til 30 m i områder med enten lav sprekketetthet,

høy glacial påvirkning eller lite tilgang på vann (Ford og Williams, 2007; Lauritzen, 2017). Doliner kan være i direkte kontakt med epikarst sonen ved hydrologisk drenering, og noen ganger i direkte kontakt med den underliggende karstakviferen. Dette tilfellet kan danne en sjakt gjennom epikarstsonen.

### **3.2.2 Passasjemønster**

Grotter består av et sammensatt mønster av passasjer, som kan identifiseres under feltobservasjoner og i grottekart. En grotte kan deles inn i deler basert på ulike passasjemønstre (Palmer, 1991). Palmer (1991) deler blant annet grottene inn i forgreinet, nettverk og anastomoserende mønstre. Forgreinete grotter utvikles der det er flere innløp fra flere sideelver, og mange små passasjer kobles sammen i retningen til vanndreneringen. Til slutt vil de små passasjene kobles sammen og danne færre og større passasjer. Nettverksgrotter består av passasjer koblet sammen i vinkler, eksempelvis freatiske sløyfer, og dannes av sprekkeutvidelse. Anastomoserende grotter består av kurvete passasjer som sammenfaller i et flettet mønster, og kan også defineres som nettverk mønster.

## **3.3 Karstgeomorfologi**

Karstgeomorfologien i ekso-, epi- og endokarst er svært forskjellige, og i dette kapittelet er eksokarst og epikarst i fokus. Karstgeomorfologi skiller seg fra andre retninger innen geomorfologi og landformdannede prosesser, fordi karstformene er i hovedsak dannet av grunnvann (Jennings, 1985; White, 1988; Lauritzen, 2017). I terrestriske landskap blir sedimenter transportert med elver og avsettes i havet. Derimot vil dreneringen av overflatevannet i et karstlandskap styres av doliner og sprekker i epikarstsonen (Jennings, 1985). I karstgeomorfologi vil kjemisk og fysisk forvitring ha stor innvirkning på småskala landformer, spesielt på frie overflater. Samtidig, spiller de samme prosessene inn på storskala landformer, som grotter og doliner, men dannelsen skjer over et lengre tidsintervall (Trudgill, 1985).

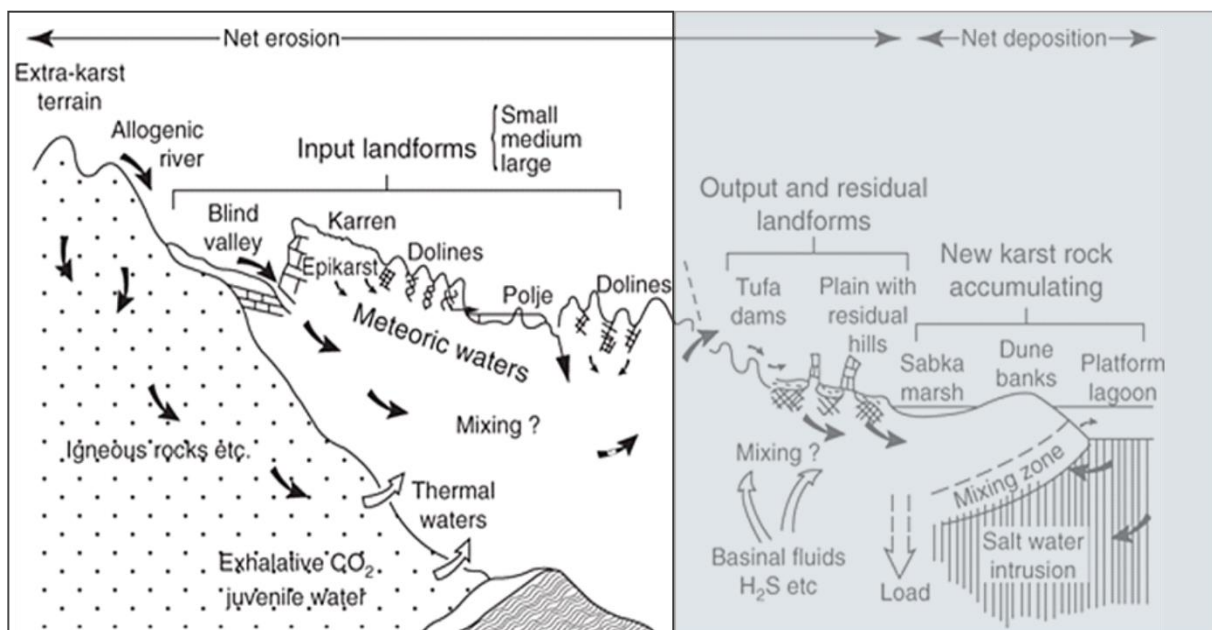
### **3.3.1 Klassifisering av karstlandformer**

Karstlandformer har en polygenetisk dannelse, noe som gir utfordringer ved klassifisering. Bögli (1960) var en av de første som klassifiserte karren etter hvilket miljø de ble dannet i (Ford og Williams, 2007; McIlroy, 2012). Ford og Williams (2007) baserer seg på en morfogenetisk klassifisering, der begge klassifikasjonene er gjeldene i karststudie.

Størst oppløsning skjer i epikarstsonen, der karstbergarten er i kontakt med atmosfæren og meteorisk vann (McIlroy, 2012). Overflatekarstformene som dannes her kan deles inn basert på størrelse (Ford et al., 1988; Ford og Williams, 2007; McIlroy, 2012): liten <10m (karren), intermediær 10-1000m (karren og karst landskap) og stor >1000m (storskala karstlandformer). Denne klassifiseringen er nyttig for å visualisere dimensjoner, men mangelfull i forhold til morfologisk opprinnelse (McIlroy, 2012).

I klassifiseringen til Ford og Williams (2007) skiller de overflateformene etter tilførsel («input») og utløp («output»), der det i denne oppgaven fokuserer på tilførsel landformene (input landforms) som blir påvirket av meteorisk vann fra overflaten (Figur 3.3.1) (Ford et al., 1988).

I følge Bögli (1960) utvikler karren seg fra ulike miljøer basert på frie og overdekte karren, i tillegg til en kombinasjon kalt halvfrie karren (Jennings, 1985; Ford og Williams, 2007). Klassifiseringen til Bögli er ikke tilstrekkelig nok til å representere hele karstsystemet, og en kombinasjon av flere klassifiseringer er å foretrekke.



Figur 3.3.1: Idealisert profil av overflatekarst med tilhørende landformer og drenering. Grå ramme til høyre fokuseres ikke på. Modifisert fra Ford og Williams (2007).

### 3.3.2 Doliner

Doliner, også kalt den diagnostiske karstlandformen (Cvijić, 1893), er en karakterisk landform i et karstlandskap der forsinkingen dannes ved karstifisering og intern drenering til underliggende kalkstein. Dette er en viktig kobling mellom eksokarst- og endokarstsonen, og danner en spesiell topografi (White, 1990; Waltham og Fookes, 2003). Doliner tilhører

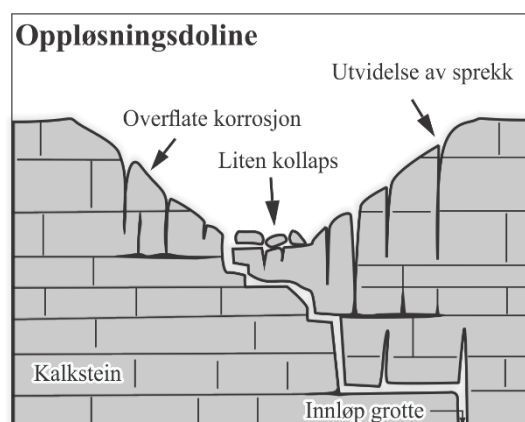


intermediær størrelsesskala og kan variere i diameter fra 1-1000 m og dyp fra 1-100m (Bögli, 1980; Ford et al., 1988). De har et sirkulært til elliptisk omriss med form som en trakt. Doliner kan enten opptre som individer eller i grupper (Bögli, 1980; Ford og Williams, 2007).

Lauritzen (1981) klassifiserer doliner etter fem grunntyper basert på en genetisk opprinnelse: oppløsningsdoline, løsmassedoline (suffosjonsdoline), sammensynkningsdoline (subsidentsdoline), kollapsdoline og sprekkedoline. Ofte vil en doline ha en polygenetisk utvikling og kan derfor være en kombinasjon mellom grunntypene. Et typisk scenario er at en doline dannes ved oppløsning av kalkstein, og resultatet er en oppløsningsdoline. Videre i utviklingen av dolinen kan underliggende grotte kollapse, og defineres som en kollapsdoline (Waltham et al., 2005). Klassifisering av doliner kan derfor være utfordrende å identifisere i felt, ettersom de kan være modifisert. Felles for alle dolinetyper er at dannelsen avhenger av vannets evne til å synke ned i forsenkningen og drenere gjennom karstmassivet.

### 3.3.2.1 Oppløsningsdoline

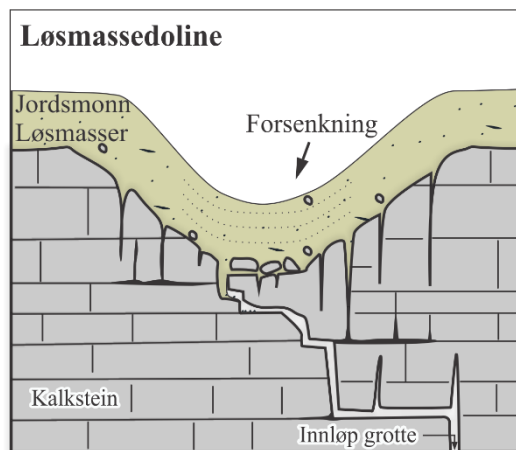
Karstoverflater med lite jordsmonndekke legger forholdene til rette for oppløsning av bergmassen. En oppløsningsdoline dannes ved sakte oppløsning og underminering av kalksteinmassivet (Figur 3.3.2) (Waltham og Fookes, 2003; Waltham et al., 2005). Oppløsningsdoliner dominerer i intermediær størrelse, og dolinen ekspanderer ved økende lokal oppløsning og videre senkning av overflaten (Waltham et al., 2005). Forsenkningen kommer som et resultat av at oppløsningsmateriale tar mindre plass enn opprinnelig karstberggrunn (Lauritzen, 1981). En oppløsningsdoline kjennetegnes av en avrundet form, og er ofte grunne. Langaksen, eller ledespalten, til oppløsningsdolinen er ofte styrt av orienteringen til sprekker i bergarten, og dolinene kan derfor ligge på linje i landskapet.



Figur 3.3.2: En oppløsningsdoline dannes ved at omkringliggende karbonatbergart løses opp av meteorisk vann som siver ned i sprekker og lagflater. Modifisert fra Waltham et al. (2005).

### 3.3.2.2 Løsmassedoline (suffosjonsdoline)

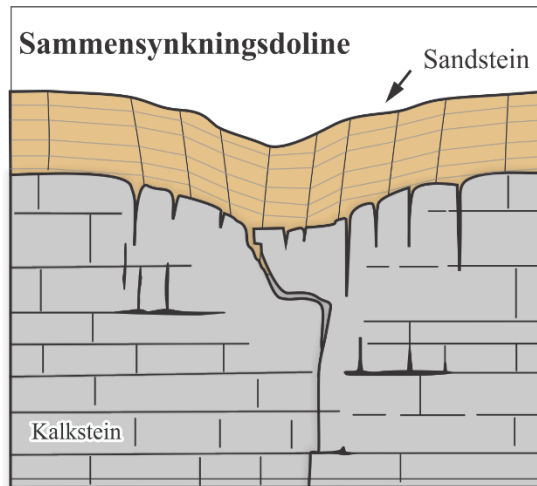
En løsmassedoline er en variant av sammensynkningsdoline, som dannes der kalksteinen er helt, eller delvis, overdekt av løsmasser (Figur 3.3.3). Dolinen dannes ved fjerning av løsmasser og jordsmonn som siver ned i sprekker og sjakter i karstmassivet (Waltham et al., 2005; Ford og Williams, 2007). Dannelsen skjer som en kombinasjon av fysisk vanngjennomstrømming og kjemisk oppløsning. Vannet som infiltrerer gjennom løsmassene og jordsmonnet danner karrenstrukturer og forstørrer sprekker/kanaler tilknyttet underliggende grottesystemer. Dette fører til senkning av overflaten, der dolinen ofte får kjele form (Ford og Williams, 2007).



Figur 3.3.3: En løsmassedoline dannes ved gradvis senkning av løsmasser over fast berggrunn som siver ned i sprekker til underliggende grottesystem. Modifisert fra Waltham et al. (2005).

### 3.3.2.3 Sammensynkningsdoline (subsidentsdoline)

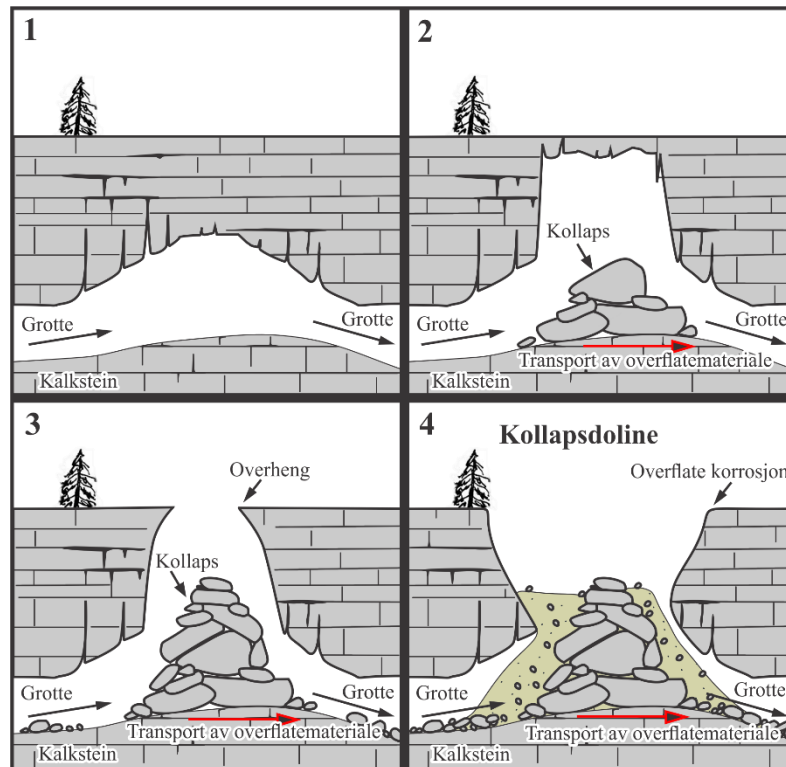
En sammensynkningsdoline dannes når overliggende bergart faller sammen i oppløst underliggende kalksteinslag. Kalksteinen løses opp gradvis av sirkulerende grunnvann, og synker ned i underliggende grottesystem. Sammensynkningsdolinere er vanlig å finne over gips- og saltlag, hvor underliggende kollapspipe eller breksjepipe raser sammen og fylles opp av kollapset kalksteinmateriale (Figur 3.3.4) (Sauro, 2012).



Figur 3.3.4: En sammensynkningsdoline dannes ved at berggrunn synker sammen som følge av underliggende kollaps i kalksteinmassivet. Modifisert fra Sauro (2012).

### 3.3.2.4 Kollapsdoline

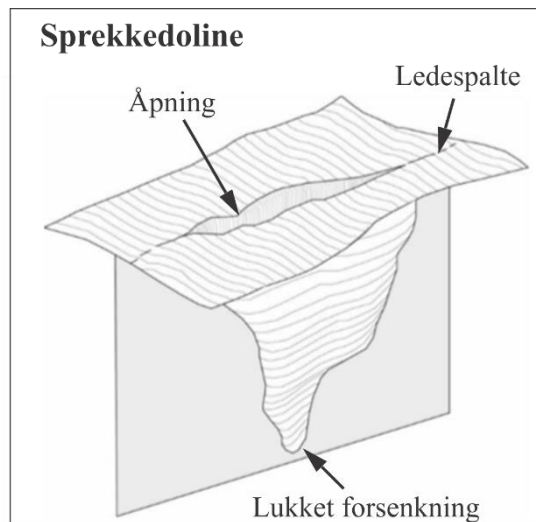
En kollapsdoline dannes når en underliggende grotte kolliderer, og dolinen kjennetegnes av vertikale og overhengende vegger med innrast materiale i bunnen av dolinen (Figur 3.3.5). Dette henger sammen med oppløsning av underliggende grottepassasjer som forstørres under overflaten, redusering av avstanden fra grottetaket til overflaten, og oppløste sprekker som til slutt når overflaten og grottetaket kolliderer gradvis sammen (Williams, 2004). Formen til dolinen er uregelmessig og sprekkedirigert, der kollapsdolinene opptrer ofte som «vinduer» eller innganger inn til grottesystem (Sauro, 2012). Størrelsen og dybden varierer fra noen få m til flere 100 m (Waltham et al., 2005). Bunnen av dolinen består av kantete steiner og blokker fra vegger og tak tilknyttet grottesystemet. Materialet vil enten bli oppløst av sirkulerende vann eller fjernet av mekanisk erosjon (Ford og Williams, 2007; Lipar et al., 2019).



Figur 3.3.5: En kollapsdoline dannes ved kollaps av grotte i undergrunnen. Dolinen har en multifase-utvikling og kan forklares av fire steg: **1.** Dannelse av et grottehulrom (dome), som ikke er synlig fra overflaten. **2.** Ekspansjon av hulrommet langs lagflater og sprekker, der kollapsen prograderer mot overflaten. Kollapset materiale blir fjernet ved oppløsning eller mekanisk erosjon. **3.** Hulrommet når overflaten og grottetaket kollapser. **4.** Innraste blokker og sedimenter blokkerer inngang til grottesystemet. Modifisert fra Lipar et al. (2019).

### 3.3.2.5 Sprekkedoline

Sprekkedoliner utvikles i arktiske og alpine områder, og er et vanlig fenomen i Skandinavia. De karakteriseres av åpne, dype sprekker eller sjakter, der åpningen og lengden varierer fra noen cm til flere m (Lauritzen, 2017). Sprekkedoliner har større dyp enn bredde, og åpningen har en karakterisert linseform (Figur 3.3.6). Sprekkedoliner er dannet ved kjemisk oppløsning, noe som utvider sprekke over tid. En sjakt eller sprekke defineres som en doline hvis den har en definert og avgrenset dimensjon, altså en lukket forsenkning. Sprekkedoliner kan nå helt ned i det underjordiske dreneringssystemet (Lauritzen, 1981).



Figur 3.3.6: En sprekkedoline dannes ved oppløsning av alpin eller arktis karst, og defineres som en lukket forsenkning. Modifisert fra Lauritzen (2018b).

### 3.3.3 Glasiokarst og karst-toppflate (pavement karst)

Karst som er formet av bre kalles glasiokarst (Veress et al., 2019) og er normalt å finne på høye breddegrader og i alpine områder (Waltham og Fookes, 2003). Glasiokarst-formene er dannet av en kombinasjon av korrosjon og glasial abrasjon. Glasiokarst har en eksponert berggrunnsflate med karst-toppflate og trunkerte grotteåpninger (Sauro, 2012; Veress et al., 2019). Karst-toppflate, eller «pavement» karst, er en eksponert karstoverflate dannet når skuring og plukking har fjernet overliggende løsmasser. Karst overflaten varierer i størrelse fra 100 m til flere km (White, 1990), der toppflaten har et karakteristisk utseende med åpne sprekker og natursjakter. I glasiøle områder er denne karsttypen tilnærmet flat, og store deler av flaten har utviklet ulike karrenstrukturer.

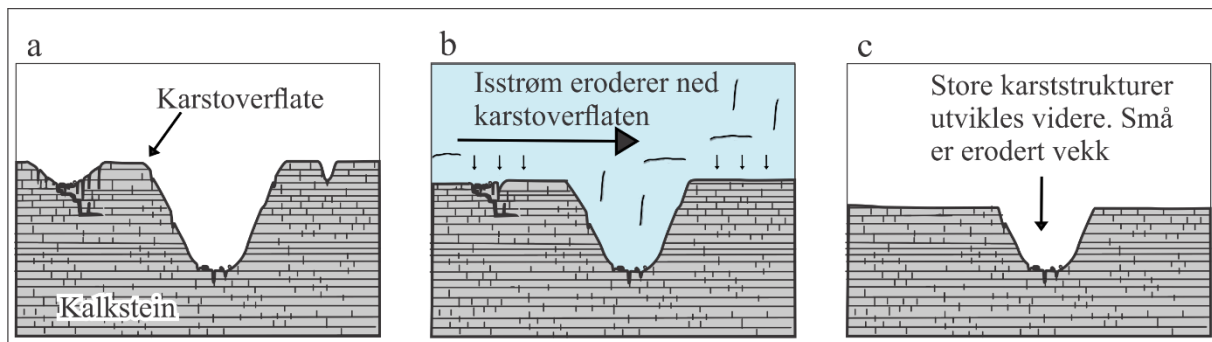
#### 3.3.3.1 Isbreer og påvirkning på karstakviferer

Under den siste istid (delkapittel 2.2.3) var mesteparten av karstlandskapet i Norge dekket av is. Isbreer opptrer som forbigående akviferer, eller akvakluder, som dekker over karstakviferer. Ford (1983) definerte tre ulike situasjoner som kan oppstå i et bestemt område under en glasial syklus: (i) Full glasiering og isdekket har sin maksimale tykkelse. Den hydrauliske gradienten i isen vil være lav, noe som også vil styre den hydrauliske gradienten til underliggende berggrunn i karstområdet; (ii) Under oppbygning og nedbrytning av isdekket er tykkelsen på isen lavere enn ved full glasiering. Den hydrauliske gradienten kan være bratt, i områder med høyt relieff, eller styrt av grunnvannssystemet i berggrunnen. Under smelting av isdekkene vil store mengder vann tilføres isranden; (iii) Under interglasiale forhold, som i dag, er klimaet varmt der breer og smeltevann nesten er fraværende. Det kan forekomme videre

akviferutvikling, men utviklingen vil være begrenset, eller umulig, som følge av de foregående isforholdene.

Dersom isdekket skal fungere som en akvifer eller en akvitard over karstlandskapet, er det avhengig av temperaturen mellom isen og underlaget (interfasen), som enten vil være ved smeltepunktet til isen eller under (Paterson, 1969; Ford, 1983). Når isen fungerer som en akvifer vil den ha en temperert flate, og ved subglasial hydrologi kan vannet både være kanalisert og fordelt utover sålen. For å fylle eksisterende grottepassasjer med strømmende vann må grottene være koblet til en kanalisert glasial drenering, en breelv (Lauritzen og Skoglund, 2013). En temperert bre over trykksmeltepunktet har rennende vann langs breens såle og eroderer underlaget (Dahl et al., 1997). Når isen opptrer som en akvitard er sålen fastfrosset til berggrunnen og er en kaldbasert bre. Dette gir en kompleks karstvannføring, der vann fluktuierer etter hvert som isen beveger seg (Paterson, 1969; Ford, 1983). En kaldbasert bre er under trykksmeltepunktet og beveger seg gjennom indre deformasjon (Dahl et al., 1997; Lauritzen og Skoglund, 2013). Dahl et al. (1997) og Lauritzen og Skoglund (2013) forklarer at klima og akkumulasjonsrate styrer de termale forholdene til breen og avgjør om det er tilstedeværelse av vann under og på isens overflate. I arktiske områder kan breer være en kombinasjon av temperert og kaldbasert, kalt subpolar eller polytermal, hvor den er temperert i akkumulasjonssonen og har et kaldt overflatelag i ablasjonssonen (Dahl et al., 1997).

Et karstlandskap blir erodert ned under glasiiale og interglasiiale forhold når isen beveger seg over terrenget, og mekanisk abrasjon sliter ned berggrunnen og karststrukturene. Dersom man plasserer en bre over et karstområde med sprekker og grotter, vil den subglasiiale vannfilmen dreneres vekk, og isen fryser fast til underlaget og hindrer breen i å erodere. Videre kan én av to prosesser forekomme: (a) breen vil fjerne materiale fra underlaget dersom karstformene er små, gjennomhullet og mekanisk svake, eksempelvis småskalaformer som mikrokarren og karren; eller (b) doliner fylles med is og bevarer karststrukturene dersom karstformene er store og mekanisk sterkere enn isbreen, eksempelvis doliner. Breen vil dermed bevege seg over de isfylte forsinkingene (Figur 3.3.7). Dette gir grunnlag for utvikling av flere dolinepopulasjoner (delkapittel 5.4.2), og isbreene spiller en viktig rolle i å bevare karstlandformer (Ford og Williams, 2007). Fra feltstudier utført av Ford (1983) kom det frem at isbreens skuringspotensiale ikke er tilstrekkelig nok til å ødelegge storskala former, men formen på dolinene vil derimot modifiseres av breens skuring, kalt isplukkdoliner. Isplukkdoliner er elongert i isens strømningsretning.

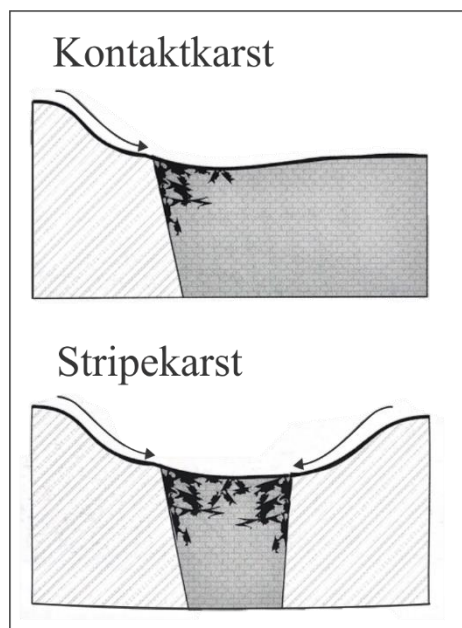


Figur 3.3.7: Illustrasjon av dolineutvikling endret av breens erosjon. **a)** Karstoverflate med små, grunne og store, dype doliner. **b)** Isen dekker over landskapet og eroderer ned overflaten. Er dolinene store er de mekanisk sterkere enn isen og dolinene fylles med is. Isstrømmen vil dermed bevege seg over de isfylte dolinene og formen vil ivaretas. **c)** De store dolinene vil forbli intakte gjennom flere glasiasjoner, og bli større. De små dolinene skures ned. Eldre dolinepopulasjoner vil derfor være dype, men få. Unge populasjoner er grunne, men mange.

### 3.4 Stripekarst

Nesten all kalkstein i Skandinavia er av prekambrisk eller paleozoisk opprinnelse, som har gjennomgått regional metamorfose under den kaledonske fjellkjededannelsen. I kambrosilur ble det avsatt store mengder sedimenter, i tillegg til koraller, planter og skall fra dyr, som ble omdannet til marmor og skjøvet inn over det prekambriske grunnfjellet. Deformasjonen var kraftigst i NV og avtok østover (Grønlie, 1975). Erosjon og oppløft har over tid eksponert marmoren, der store bånd er innesluttet av skifer, gneis og granitt intrusjoner (Lauritzen og Skoglund, 2013). Denne type marmor er kalt stripekarst, og ifølge Horn (1947) «den norske karsttypen». Karstbåndene kan bli flere m tykke og opp til flere km lange, og følger den tidligere kaledonske fjellkjedens orientering N-S (Lauritzen, 1991).

Kontaktkarst er karst som er i direkte kontakt med ikke-karstbergart, som for eksempel skifer og sandstein. Vann som strømmer over ikke-karstbergarter, kalt allogent vann, har høyt oppløsningspotensiale, ettersom det har lav pH. Når allogent vann sirkulerer inn i karstmassivet vil det «angripe» bergarten langs kontaktsonene og løse opp bergarten (Lauritzen, 2001), illustrert i Figur 3.4.1. Stripekarst er en spesiell form for kontaktkarst, en såkalt dobbeltsidig kontakt, som er karakterisert av tynne karstbånd innesluttet mellom impermeable akvikluder. Dette skaper samme effekt som i kontaktkarst, der adskilte marmorbånd fungerer som karstakviferer innesluttet av impermeable sidebergarter (Lauritzen, 2001). På grunn av de impermeable lagene har stripekarst en geometrisk og hydrologisk begrensing, noe som hemmer grotteutvikling (Lauritzen og Skoglund, 2013).



Figur 3.4.1: I kontaktkarst vil allogent vann fra ikke-karstbergart ha stort oppløsningspotensiale og korrodere karstbergarten svært effektivt i kontaktsonen. Stripekarst er en spesiell form for kontaktkarst, som skjærer topografien med en vinkel og danner lange, smale marmorbånd. Allogent vann angriper marmoren, der vinkelen er avgjørende for geometrien til stripekarst. Ved ekstreme tilfeller med høy allogen vannføring, kan de to kontaktsonene møtes og all karst løses opp (Lauritzen, 2001).

## 4 Feltarbeid, data og metode

I følgende kapittel skal metodene for feltarbeid, behandling av grottedata, analyseverktøy i ArcGIS, laboratorieanalyser og kartlegging av overflate og undergrunn legges frem. Metodene er en kombinasjon av speleogenetiske og geomorfologiske metoder. I forkant av feltarbeidet ble topografien og berggrunnsgeologien studert over Elgfjellets karstområde.

### 4.1 Kartlegging av berggrunnsgeologi

Berggrunnsgeologien i områdene rundt og ved Elgfjellet er allerede kjent fra studier gjennomført av Faulkner og Newton (1990) og Faulkner (2009). Hovedfokuset for berggrunnskartleggingen var derfor å videre utarbeide en tydeligere grense av den grå og gule marmoren og en illustrasjon av stripemorfologien på Elgfjellet.

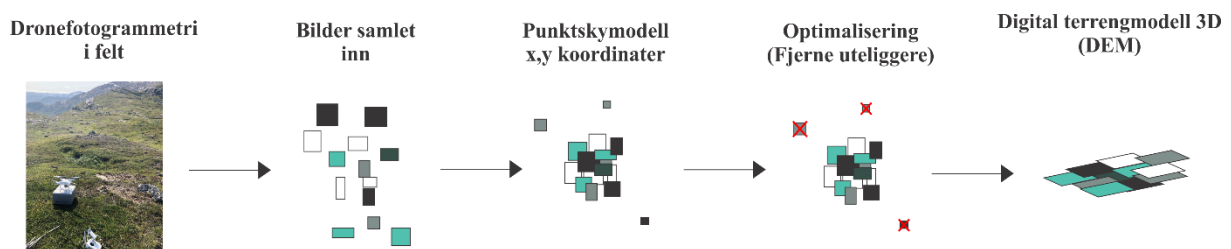
#### 4.1.1 Dronefotogrammetri

På bakgrunn av mangelfull LIDAR data og kartdata i området er det, i løpet av feltarbeidet høsten 2019, brukt drone for å samle inn luftfotogrammetri over Elgfjellet. Dronebildene er tatt med DJI Phantom 4 Pro drone med 16,8 MP resolusjon, tilsvarende 5472x3078 oppløsning.



Maksimal helning på kamera er 25°, maksimal hastighet er 50 km/t og fokus lengde er 24 mm. Dronefotogrammetrien er tatt fra omtrent 40 til 150 meter over bakken i et gridsystem. Totalt er det tatt ca. 7500 bilder. Bildene er analysert og samlet i programvaren Agisoft PhotoScan, en programvare som prosesserer fotografier og konstruerer 3D overflater, ortomosaikk og digitale terreng modeller (Agisoft, 2013). Ortofoto- og DEM-modell ble laget av Christos Pennos ved Universitetet i Bergen 2019, der følgende er gjort (Figur 4.1.1):

1. Første steget er å samle bildene og finne ut hvilke som passer sammen. Hvert bilde er festet til en koordinat x, y (N, Ø). Flere av bildene har samme koordinater og overlapper, noe som gir høyere nøyaktighet av modellen. Resultatet er en punktskymodell (Agisoft, 2013).
2. Punktskymodellen inneholder punkter utenfor skymodellen, og betraktes som feil og fjernes manuelt i programvaren. Dette skyldes at de ikke overlapper godt nok, der bildet kan være tatt utenfor feltområdet. Fjerning av punkter medfører til mindre støy i terrengmodellen (Agisoft, 2013).
3. Etter redigering er alle bildene i punktskymodellen slått sammen og klippet, der sluttresultatet er en digital terrengmodell (DEM) i 3D og ortofotomodell.



Figur 4.1.1: Prosessene fra innsamling av dronefotogrammetri i felt til digital terrengmodell i Agisoft Photoscan. Først ble dronen flydd i et gridsystem og tok georefererte bilder av overflaten. Bildene ble videre samlet inn og utarbeidet i Agisoft PhotoScan, der uteliggere ble fjernet fra punktskymodell og satt sammen ved analyseverktøy.

Koordinater og moh. for bergartsgrenser er kartlagt ved hjelp av håndholdt GPS av typen Garmin GPSMAP 64st for å lagre veipunkt og logge grenser. Basert på ortofotomodell, kartleggingsdata, feltobservasjoner og analyser av bergartsprøver er et berggrunnskart produsert i ESRI ArcMap 10.7. For etterbehandling av GPS-dataen er programmet Garmin Basecamp brukt, og koordinatene er importert til ArcMap 10.7 for videre illustrasjon i berggrunnskart. 0,92 km<sup>2</sup> er kartlagt ved bruk av dronefotogrammetri og berggrunnskartet er laget i målestokk 1: 250 000 som et oversiktskart over områdets generelle berggrunn. I berggrunnskartet er konturlinjer produsert ved analyseverktøyet «Contour» (ESRI Resources, 2020e) i ArcMap 10.7.

## 4.2 Kartlegging av karstmorfologi

Elgfjellet med sine kalksteinsområder er dekket av ulike geomorfologiske landformer og strukturer. Doliner utgjør hovedbestanddelen sammen med grotter, karrenstrukturer og rundsva. Karstlandformene i området kartlegges med prioritering på doliner og grotter.

### 4.2.1 Grottekartlegging

Grottekartene er tidligere kartlagt ved hjelp av kompass, målebånd og klinometer. Til grottekartleggingen i dette studiet er det tatt i bruk moderne utstyr, med formålet om å kartlegge enda flere detaljer i grottene. Utstyret består av måleinstrumentet Leica Disto<sup>TM</sup>X310 og håndholdt datamaskin Trimble Juno 3B (Figur 4.2.1). Måleinstrumentet inneholder laser, kompass og klinometer. Dette utstyret gir informasjon om distanse, deklinasjon og inklinasjon uavhengig av orientering. Lasermålingene fra Leica Disto<sup>TM</sup>X310 blir overført via bluetooth til Trimble Juno 3B (Heeb, 2008), og behandler dataen i programmet «PocketTopo». I PocketTopo samles all informasjon om stasjoner, avstand, asimut og inklinasjon i en tabell (Figur 4.2.2). I tillegg er det mulig å bruke Trimble Juno til skissering av grottepassasjer og detaljer i programmet PocketTopo.

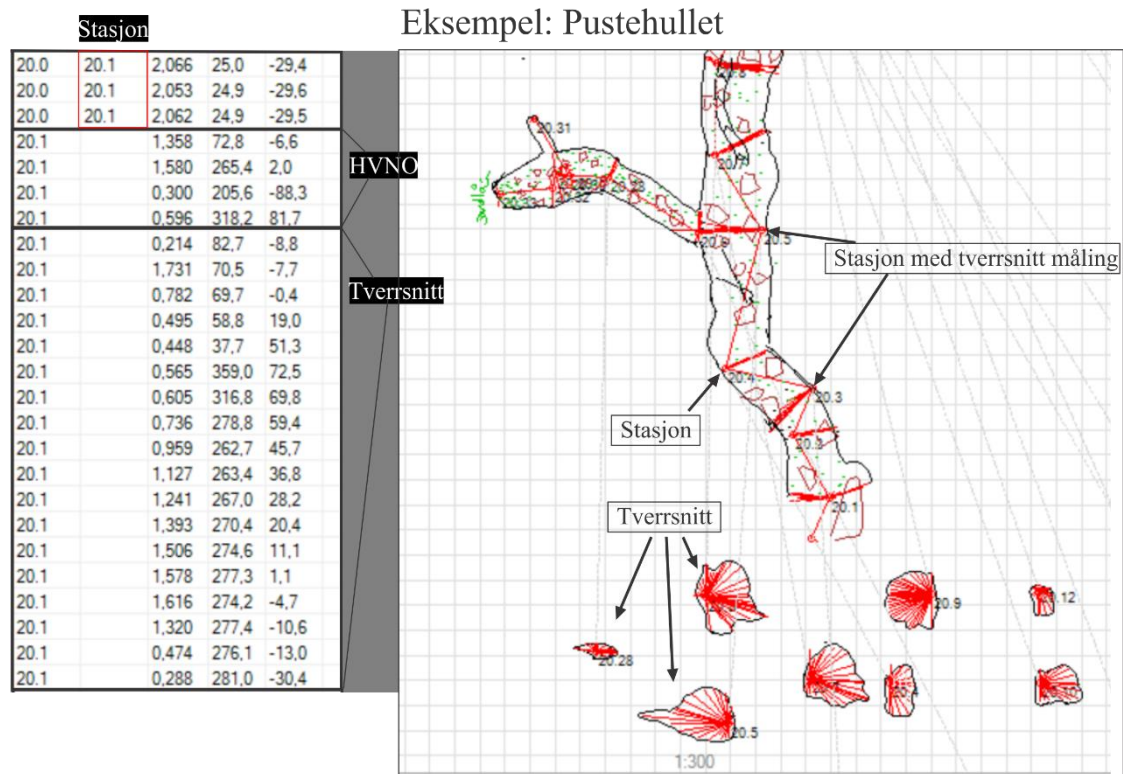


Figur 4.2.1: Kartleggingsutstyr i felt. **Til venstre:** Leica Disto<sup>TM</sup>X310. **Til høyre:** Trimble Juno 3B.

Et grottekart dokumenterer grottens utstrekning og innhold, og gir tilstrekkelig informasjon om en spesifikk grotte i et større grottesystem. Feltarbeidet bestod av kartleggingsgruppe på to eller tre personer, der første stasjon kobles til en GPS-koordinat på overflaten (utsiden av grotten). Under kartleggingen deles grotten opp i korte sekvenser og kartlegges i polygondrag ved bruk av måleinstrumentet. For hver sekvens, som knyttes mellom to faste punkter, blir polarkoordinater målt og gir kompasskurs og helningsvinkel av passasjen. Senterlinjene i passasjen suppleres med tverrmålinger for hvert nye punkt i grotten: høyre, venstre, ned og opp,

også kalt HVNO (Figur 4.2.2) (Lauritzen, 2002, 2010). Ny stasjon lages ved tre like laserskuddmålinger og feilmåling vil derfor forhindres. Høyre og venstre er kartleggingsretningen, der ryggen til personen som kartlegger er mot inngangen og ansiktet vendt innover i passasjen. Ved bruk av Trimble Juno 3B og programmet PocketTopo er all informasjon lagt inn i et gridnettverk med polygonlinjer med skisserte detaljer tilhørende polygondragene. Ved behov for å kartlegge ytterligere detaljer av morfologiske eller strukturelle endringer gjennomføres tverrsnittmålinger illustrert i Figur 4.2.2. Skissene brukes for å få med alle detaljer i grottepassasjene slik at kartene blir mest lik virkeligheten og kan brukes til videre tolkning av grottens dannelse.

For å få et korrekt bilde av grottens posisjon i rommet er polarkoordinatene konvertert til kartesiske koordinater (Lauritzen, 2002). Y-aksen viser nordlig-orientering og x-aksen østlig-orientering, og de kan brukes til å se antall m nordover og østover for passasjenes utstrekning. Vestlig og sørlig retning er de negative verdiene av nordlig og østlig retning (Lauritzen, 2002). Ved å summere senterlinjene gir dette grottens totale lengde i m. Til oppmålinger av avstand og kobling av grotteinnganger som stasjoner på overflaten er det brukt sammenleggbare fotostativer og måleinstrument. Grottekart og skisser lagres i PocketTopo og overføres videre til Grottolf pro-4.027 etter fullført kartlegging i felt.



Figur 4.2.2: Visualisering av polygondragene i PocketTopo. **Venstre:** Tabell i PocketTopo. Første stasjon 20.1 lages ved tre skudd mot samme punkt. Ved hvert nye punkt måles HVNO. Ved behov for romlig forståelse av passasjen lages et tverrsnitt, der lasermålene gjennomføres som et sveip fra høyre til venstre. Ny stasjon 20.2 lages ved tre nye skudd. **Høyre:** Tegning av grottepassasje i PocketTopo illustrert ved starten av Pustehullet. Stasjonene er ofte koblet til hjørner eller utstikkende objekter som steiner. Tverrsnittmålene legges med en liten avstand fra selve passasjen i PocketTopo for å ikke ende opp med å tegne skissene over hverandre. Stasjoner med tverrsnitt ses som et sett med flere linjer oppå hverandre og stasjoner uten tverrsnitt er vist med fire linjer som representerer HVNO.

Grottolf pro-4.027 er et tredimensjonalt program for behandling av grottedata, der det er mulig å rotere grottepassasjer, endre polygondrag og fjerne feil i rekkefølgen av stasjoner målt i felt (Lauritzen, 2002). Grottolf pro-4.027 fremstiller polygondragene med tilhørende HVNO importert fra PocketTopo. Etter endring og bearbeiding av grottene i Grottolf pro-4.027 importeres grottene med riktig projeksjon til tegneprogrammet CorelDRAWX7, der geologisk data, passasjer og tverrsnitt tegnes inn. Hvert grottekart har fått en gradering etter hvor nøyaktig polygondraget og tverrsnittene er målt opp. Dette er viktig for en forståelse av grottekartet sin nøyaktige størrelse, plassering, volum og høydeforskjell. Kartleggingen av grottene på Elgfjellet er kartlagt i BCRA («British Cave Research Association») grad 5C (Tabell 4.2.1, Tabell 4.2.2), der vinklene leses av til nærmeste grad og avstanden leses av til nærmeste cm (Lauritzen, 2002; Skutlaberg, 2003).

Tabell 4.2.1: Kartleggingsgrader etter BCRA systemet (Ellis, 1988) for polygondragene i grottekartleggingen. Tabell hentet fra Lauritzen (2002).

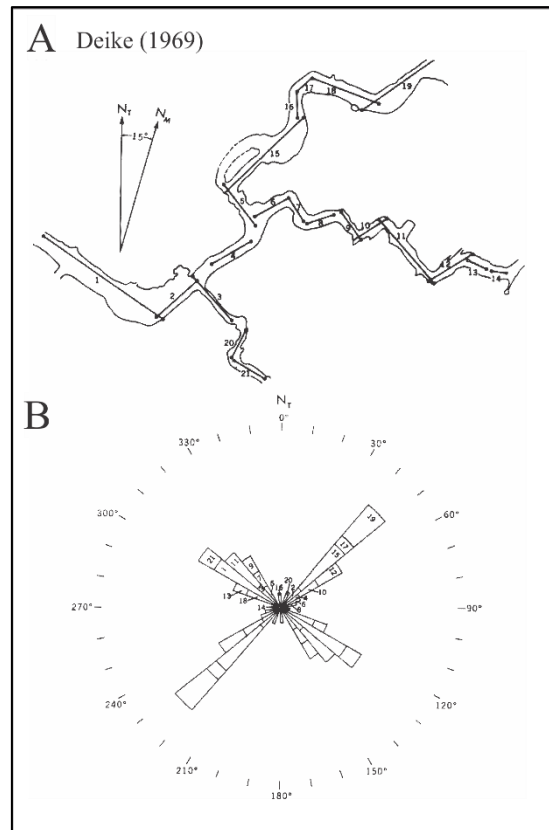
BCRA GRAD	NØYAKTIGHET
1	Skisse utført uten målinger.
2	Brukes ikke.
3	Horisontale og vertikale vinkler avlest til $\pm 2,5^\circ$ ; avstander til $\pm 0,5$ m. Nøyaktighet: Posisjonsfeil innenfor en ellipsoid med radius $< 50$ cm.
4	Brukes ikke.
5	Vinkler avlest til $\pm 1^\circ$ ; avstander til $\pm 10$ cm. Nøyaktighet: Posisjonsfeil innenfor en ellipsoid med radius $< 10$ cm.
6	Kartlegging som er mer nøyaktig enn grad 5. Dette innebærer bruk av fotostativer og avlesning til nærmeste $0,5^\circ$ og nærmeste cm.

Tabell 4.2.2: Nøyaktighetsgrader etter BCRA systemet (Ellis, 1988), der hver bokstavbetegnelse klassifiserer hvor nøyaktig og detaljert tverrsnittene er målt. Tabell hentet fra Lauritzen (2002).

BCRA BOKSTAVSGRAD	NØYAKTIGHET
A	Alle bredder og høyder er estimert etter øyemål.
B	Alle totalbredde og totalhøyder er målt på hver stasjon.
C	Bredder og høyder er målt i fire retninger (HVNO) ut fra hver stasjon.
D	Profilene er basert på tverrmål som under C, og detaljene er overført med fotoprofilograf.

## 4.2.2 Passasjesegmentene

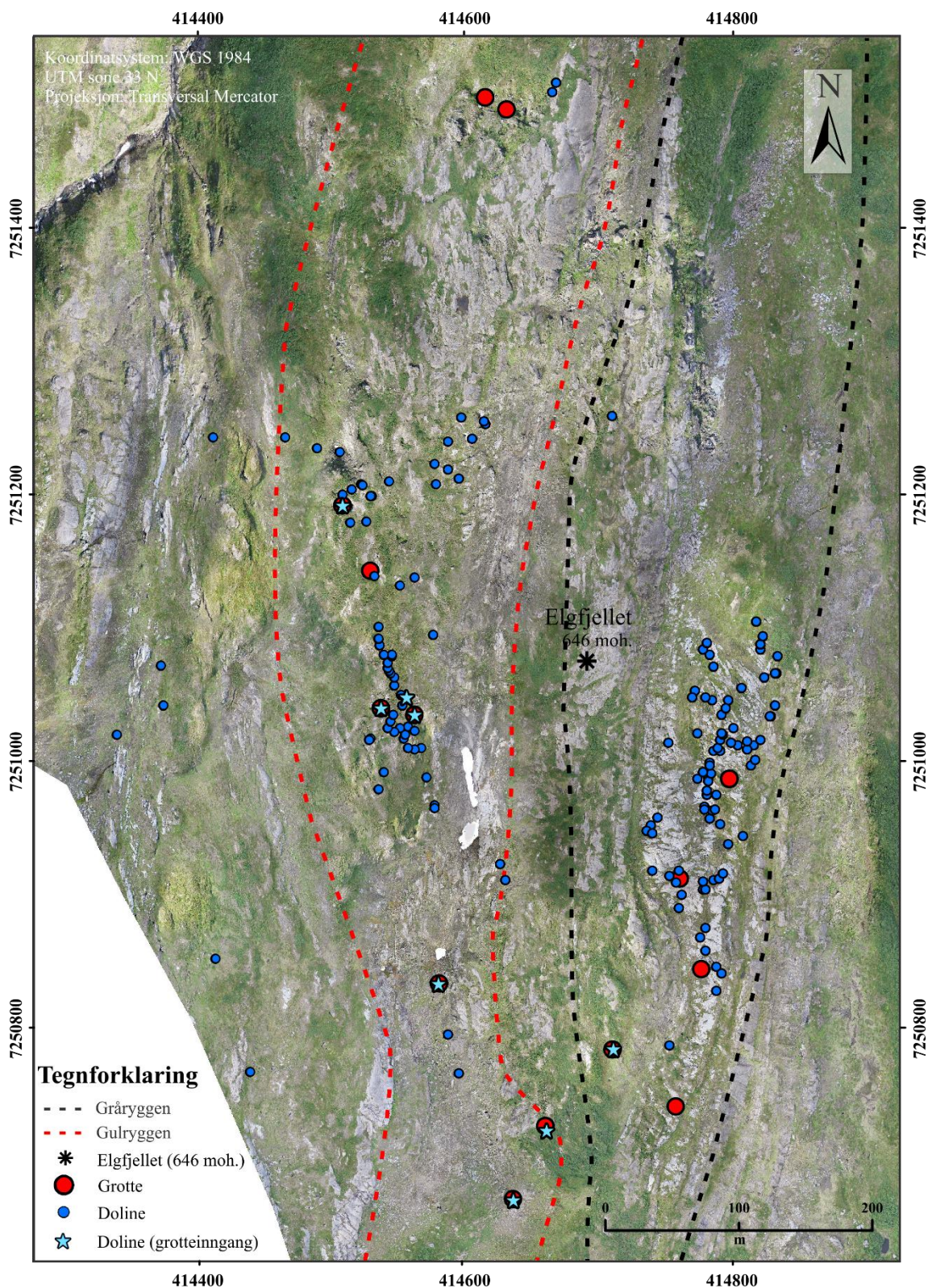
I et grottesystem er passasjesegmentene koblet til hverandre i kryss, ortogonalt og i ulike nivåer (White, 1988). Individuelle passasjer kan være korte eller lange segmenter med ulik form og kompleks kobling til hverandre. Passasjene kan være utviklet i samme tidsrom eller til ulik tid, fra enten én eller flere vannkilder, og passasjesegmentene er dermed sammenkoblet i kryss og vinkler (Deike, 1969; White, 1988). En grotte og dens passasjer utvikles fra allerede eksisterende sprekker og lagflater (Ford og Williams, 2007). For å forstå om det er noen kobling mellom doliner på overflaten og underliggende passasjer er hver grotte representert som et rosediagram av passasjesegmenter med pre-dominerende og dominerende trend ( $0-180^\circ$ ) (Figur 4.2.3). Trenden er målt ved bruk av senterlinjer i Grotto 4.027.



Figur 4.2.3: Illustrasjon av metode for kobling av grottepassasjer med ulike dominerende trend i rosedigram. Trend hentet fra senterlinjer i passasjesegmenter. (A) Grottesystem med inndelte passasjesegmenter. (B) Rosediagram for visualisering av trend passasjesegmenter. Fra Deike (1969).

### 4.2.3 Dolinekartlegging

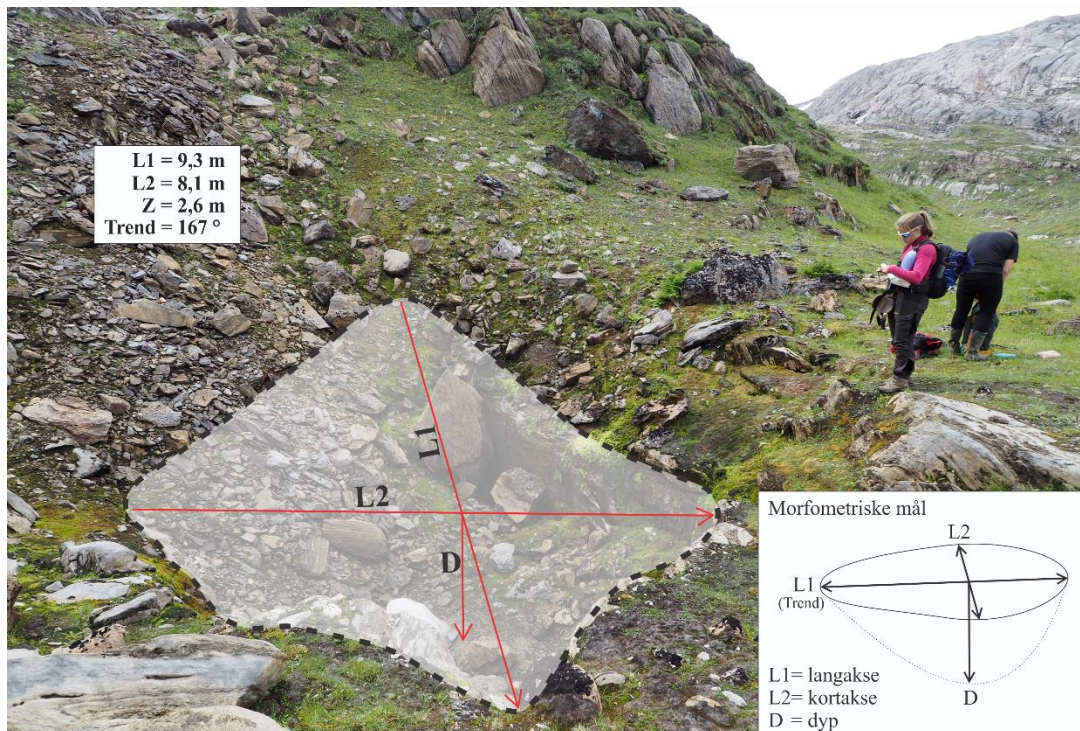
Det er kartlagt flere doliner under feltarbeidet høsten 2018 og 2019, der åtte av dolinene er konstruert fra målte data i Grottolf pro-4.027 og PocketTopo (Figur 4.2.4). Dolinene er logget i felt ved bruk av håndholdt GPS, Garmin GPSMAP 64st, for å lagre veipunkt på både Gråryggen og Gulryggen, innenfor høydeintervallet 500 til 700 moh. For hver doline er det registrert dolinetype, lengdeakse (L1), breddeakse (L2), dyp og trend (Figur 4.2.5). Hensikten med målingene er å få en statistisk analyse av dolineform, tetthet, orientering og dyp i området. Disse parameterne gjenspeiler karstifiseringsintensiteten, morfometrisk mønster og dolinepopulasjoner for karstlandskapet (delkapittel 3.3.3.1). Tetthetsmodell av dolinene er produsert ved bruk av analyseverktøyet «*Kernel Density*» (ESRI Resources, 2020c).



Figur 4.2.4: Kartet illustrerer doliner logget på Elgfjellet under feltarbeid høsten 2018 og 2019. 154 doliner er logget i felt og åtte doliner konstruert fra målte data i Grottole pro-4.027. Området er delt i to feltområder kalt Gråryggen og Gulryggen. Kartdata hentet fra dronefotogrammetri og modifisert i ArcMap 10.7.

I felt skiller man mellom fem ulike dolinetyper (delkapittel 3.3.2) basert på undersøkelser av sedimenter i bunn og på overflaten, i tillegg til dolinens form og størrelse. Hver doline er målt

ved hjelp av tilsvarende lasermåler Leica Disto™X310 og ved bruk av meterstokk. Retningen og trend til dolinene er registrert ved hjelp av kompass, der trend er retning av L1 på overflaten mellom 0-180° (Williams, 1972). I følge Williams (1972) kan trend av doliner brukes til å analysere et morfometrisk mønster i et bestemt område. Målingene av dolinene kan være kartlagt to ganger som følge av to sesonger med feltarbeid høsten 2018 og 2019, selv om dette er forsøkt unngått ved manuelt søk gjennom dataen.



Figur 4.2.5: Kollapsdoliner på Gråryggen. Lengdeakse L1, breddeakse L2 og dyp D er målt i felt. Polygonet markerer grensen for dolinen. Foto: Stein Erik Lauritzen

#### 4.2.4 Karren-utvikling i grå og gul marmor

Karstoverflaten er ulik på Gråryggen og Gulryggen, der den er eksponert på Gråryggen og dekket av vegetasjon på Gulryggen. Ulikheter mellom den grå og gule marmoren er ytterligere kartlagt med detaljerte feltobservasjoner og statistisk kartlegging av karrenforekomstene, som gir et detaljert bilde av karstlandskapet. På karstoverflaten er det observert karrenstrukturer som frie, overdekte og halvfrie karren. Observasjonene brukes til å skape et bilde av glasiokarst i området samt de morfologiske strukturene som dannes på karstoverflaten. Det er tatt bilder, skisser og enkelte målinger av de ulike strukturene.

### 4.3 Kartlegging av skuringsstriper og rundsva

Måling av skuringsstriper og rundsva på Gråryggen og Gulryggen er gjort ved kompass, der koordinater og moh. er målt ved håndholdt GPS av typen Garmin GPSMAP 64st. Retning av



isskuringsstriper brukes i denne oppgaven for å identifisere isbevegelser over feltområdet. Skuringsstriper og rundsva indikerer iserosjon og brukes videre for forståelse av glasiokarst på Elgfjellet. Symbolene er de samme som er brukt på kart laget av NGU (Figur 4.3.1).

	211, Isskuringsstriper, bevegelse mot observasjonspunktet
	212, Isskuringsstripe, to moglege bevegelsesretninger
	213, Isskuringsstripe, relativ alder ikke fastlagt
	214, Isskuringsstriper innanfor sektoren
	215 Kryssande isskuringsstriper, (relativ alder 1)
	216 Kryssande isskuringsstriper, (relativ alder 2)
	217 Kryssande isskuringsstriper, (relativ alder 3)
	260, Isskuringsstriper innanfor sektoren, kryssande, rel. alder 1 (2)
	261, Isskuringsstriper innanfor sektoren, kryssande, rel. alder 2 (2)

Figur 4.3.1: Fullstendig symbolforklaring for skuringsstriper i samsvar med NGU sin skuringsdatabase (Georange, 2020).

#### 4.4 Innsamling av dolinedata fra 3D-fotogrammetri

I dette kapittelet beskrives bruken av programvaren ArcGIS 10.7 for karstgeomorfologiske analyser av kartdata. Formålet er å identifisere en enkel metode for automatisk detektering av lukkede forsengkninger, doliner, i DEM-modell ved bruk av modulen ArcMap 10.7. Resultat og sammenligning av loggete doliner i felt er presentert i kapittel 5.4, der automatisk detekterte doliner i ArcMap 10.7 kalles for GIS-metoden. Metoden er et supplement til doliner logget i felt, der formålet med metoden er å finne ut om dolinedata kan kartlegges uten å måtte gjennomføre målinger i felt. For å vurdere om metoden kan erstatte logging i felt må den være funksjonell og rimelig. En stor utfordring knyttet til kartlegging av karstlandformer er å få en god oversikt og statistikk på de ulike forekomstene i et område, spesielt doliner. Dette skyldes først og fremst tett vegetasjon i form av skog og busker. Ved å bruke DEM-modell fra dronefotogrammetri, er det mulig å finne flere forsengkninger i terrenget og gjøre videre studier av geomorfologien i området (Al-Halbouni et al., 2017; Moreno-Gómez et al., 2019). Formålet med automatisk detektering av lukkede forsengkninger i ArcMap 10.7, på Gråyggen og Gulryggen, er å teste om de overlapper med de manuelt loggete dolinene.

I ArcMap 10.7 er det mulig å arbeide med statistikk for geografisk data og utarbeide kart, og skal i denne oppgaven brukes til å identifisere DEM-modellen laget i Agisoft Photoscan ved bruk av ulike analyseverktøy. Det gjør det mulig å illustrere statistiske verdier av områdets geomorfologi i form av dybde, areal, lengde og høydemeter.

For å finne de lukkede forsenkningene i DEM-modellen brukes en metode for å fylle ujevnheter og ekstrahere de fra opprinnelig DEM-fil. «Fill»-verktøyet (ESRI Resources, 2020b) i «Spatial Analyst»-lisens (ESRI Resources, 2020a) brukes til å fylle alle små til store forsenkninger i terrenget, for eksempel doliner. Resultatet er en ny overflateraster med ingen forsenkninger i terrenget. For å få forsenkningene i egen fil, brukes verktøyet «Minus» (ESRI Resources, 2020g). Verktøyet subtraherer opprinnelig DEM fra fylt DEM, noe som resulterer i en ny fil med dybderaster av lukkede forsenkninger detektert i terrenget (Moreno-Gómez et al., 2019). For å få oversikt over egenskapene i dybderasteren og fjerne støy i DEM-filen, deles egenskapene inn i to klasser (Figur 4.4.1):

Old values	New values
-25,732605 - -0,1	1
-0,1 - 0	NoData
NoData	NoData

Figur 4.4.1: Reklassifisering av polygoner, der polygoner med dyp mellom 0- 0,1 m fjernes (NoData).

Verdien -0,1 – 0 klassifiseres til NoData, og fjerner vekk noe av vegetasjonen og forstyrrelser i overflaten. For å hente ut informasjon om dybde, areal og lengde, må reklassifisert dybderaster omgjøres til polygonshapefiler med egenskapsverdier. Ved bruk av verktøyet «Raster to Polygon» (ESRI Resources, 2020d), defineres forsenkningene med grenser og flater i et polygon, og alle verdier i «gridcode 1» fra reklassifisering er en del av polygonene. Verdiene for dybde, areal og lengde er generert ut fra hvert polygon ved bruk av verktøyet «Zonal Statistics as table» (ESRI Resources, 2020f). Ved bruk av «Join Data» og «Join attributes from a table» er informasjonen slått sammen med hvert polygon i en egenskapstabell. Sluttresultatet er 63575 lukkede forsenkninger. For å rense dataen, fjernes alle polygoner mindre enn 0,1 km<sup>2</sup> i areal og polygoner med dyp mindre enn 0,39 m, ettersom det er minste dybde for doliner logget i felt. I tillegg er polygoner i elver fjernet, ettersom elven som renner fra leirplassen ikke er en klassifisert som en doline. I modulen ArcScene 10.7 viser DEM-modellen en del støy i filen, selv etter optimalisering i Agisoft PotoScan. Dette har resultert i spredte polygonklynger i terrenget, noe som ikke samsvarer med observasjoner gjort i felt. Polygonklyngene er derfor fjernet manuelt der deteksjonen i ArcMap 10.7 ikke samsvarer med feltverifisering.

Egenskapstabellen kan tilslutt eksporteres til dbf.format og åpnes i Excel for analyse av statistisk data. Etter rensing består dataen av 281 lukkede forsøkninger. Ved bruk av analyseverktøyet «select by location» i ArcMap 10.7 på de innsamlede koordinatene, kan det gjennomføres en overlappingsanalyse mellom dolinene fra GIS-metoden og doliner logget i felt. Dette estimerer hvor mange av dolinene som overlapper eller er svært nær polygonene av lukkede forsøkninger identifisert ved bruk av GIS-metoden. Det legges en buffer på 4 m basert på avvik fra GPS-koordinater.

#### 4.4.1 Differensiering av dolinepopulasjoner og utregning av halveringsdyp

Studier av White (1988) og Lauritzen (2001, 2005) viser at karstifiseringsintensiteten i et område kan estimeres som funksjon av dyp og vertikal fordeling av doliner, der dolinefrekvensen minker eksponentielt med dypet. Ved start, tid 0, eksisterer det ikke noe karst ved overflaten og karsttettheten er lik 1. Når karstifiseringen når langt nok inn i overflaten og overflatedenudasjonen er høy, vil karstifiseringen stoppe opp og bli lik null (Lauritzen, 2005; Lauritzen, 2017). Dette kan resultere i ulike dolinepopulasjoner, der grupper av store doliner kan representere alder før siste istid og grupper av små doliner kan representere postglasial alder. Til analyse av dolinedyp er eksponentiell formel 4.1 brukt:

$$N=N_0e^{-kD} \quad (4.1)$$

Dolinene rangeres etter minkende dolinedyp, der den dypeste dolinen har rank  $N=1$ . Fordelingen har ulik helningsvinkel basert på fordelingskonstant  $K$  og det absolutte dolinedypet  $D$ . For å plote fordelinger av doliner med ulikt dyp i samme diagram divideres hver doline på totalt antall doliner  $N_0$ , som gir en egen kolonne  $N/N_0$ . Rangeringen av dolinene omgjøres til en dimensjonsløs indeks  $\ln(N/N_0)$  og plottes mot dolinedyp for den representerte dolinen. Halveringsdypet,  $D_{1/2}$ , beregnes fra regresjonskoeffisient  $K$  i de ulike fordelingene vist i formel 4.2 (Lauritzen, 2005).

$$D_{1/2}=\ln(2)/K \quad (4.2)$$

$K$  representerer regresjonskoeffisienten til regresjonslinjene og kan hentes fra formel 4.3, der  $a=K$ :

$$y=ax +b \quad (4.3)$$

## 4.5 Q-Q plott mellom overlappende doliner

Q-Q plott brukes i denne oppgaven for å sammenligne overlappende doliner logget i felt og doliner detektert ved bruk av ArcMap 10.7. Q-Q plott er en type kvantil-kvantilplott, der plottet fremstiller en idealisert fordeling av dataen. Fordelingen er delt i to kvantiler, der hvert punkt representerer parvise data for dyp og areal i dolinefordelingen. Resultatet er to punktdiagram, et for dyp og et for areal, med verdier doliner logget i felt på x-aksen og detekasjon i ArcMap 10.7 på y-aksen. En perfekt stippet linje 45 grader fra venstre til høyre i plottet er fordelt mellom dataen, der avvik fra linjen viser ulikheter fra forventet fordeling.

## 4.6 Laboratorie-analyser av grå og gul marmor

Prøvematerialet fra traversmålinger på Grå- og Gulryggen er undersøkt gjennom laboratorie-analyser med formål å definere hvor ren marmoren er, for å kunne undersøke stratigrafisk innvirkning på plassering av grotter. Laboratoriearbeidet er gjennomført i samarbeid med Bukholm (2020), Jenssen (2020), Torstad (2020) og Remmen (2020). Hver bergartsprøve er analysert for glødetap, syreuløselighet, titrering av syreuløselighetsfraksjon og er forklart i detalj i protokoll, vedlegg 1.

### 4.6.1 Preparering av bergartsprøver

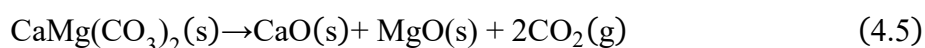
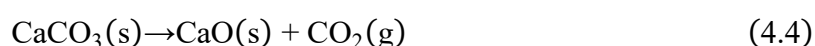
For laboratorieanalysene trengs det minst 100 g (ett mol) ren kalkstein. Alle bergartsprøvene er derfor renskåret med BROT Technologies Saw for å fjerne organisk materiale og forvittringshud (Figur 4.6.1). Videre knuses prøvene ned til mindre fragmenter ved bruk av hammer og kjefteknuser (BB 250 Retsch). Kjefteknuseren brukes til grov- og finknusing av bergartsprøver, der prøvene er knust ned til kornfraksjon  $<2,0$  mm. For å få prøven til en passende størrelse for innveining brukes en skivemølle (Disk Mill Pulverisette 13 classic line Fritsch), som maler prøvene ned til en sluttfinhet på 212  $\mu\text{m}$ . Ønsket sluttfinhet justeres ved å definere spaltebredden til skivemøllen. Prøvene er deretter siktet til 212-250  $\mu\text{m}$  og  $<212$   $\mu\text{m}$ . Første intervallfraksjon er brukt til glødetapsanalyse og fineste fraksjon til bestemmelse av syreuløselig rest.



Figur 4.6.1: Preparering av bergartsprøve for laboratorieanalyser ved bruk av steinsag (BROT Technologies Saw).

#### 4.6.2 Glødetapsanalyse

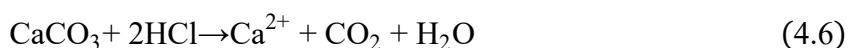
Hver bergartsprøve er analysert for renhet ved bruk av glødetapsanalyse. Bergartsprøvene inneholder forurensinger som fuktighet, kjemisk bundet vann, organisk materiale og silikatmineraler. De pulveriserte prøvene er derfor tørket i varmeskap ved 105°C i omtrent 12 timer (tørrvekt) for å fjerne fuktighet før gløding. Organisk materiale eller organisk glødetap bestemmes deretter ved å gløde til temperatur 550°C i fire timer, for deretter å gløde hver prøve ved 950°C i fire timer. Dette frigir CO<sub>2</sub> fra marmoren, slik at kalsium- og magnesiumoksid er igjen i digelen:



Resultatet fra glødetapet utdypes videre i delkapittel 5.5.1. Feilkilder i en slik metode er digelens eksponeringstid for luft utenfor eksikator, der CaO absorberer CO<sub>2</sub> og fuktighet fra luften. I tillegg kan fett og salter fra hendene tilføre vekt på digelene og påvirke resultatene under innveining.

#### 4.6.3 Syreuløselig rest

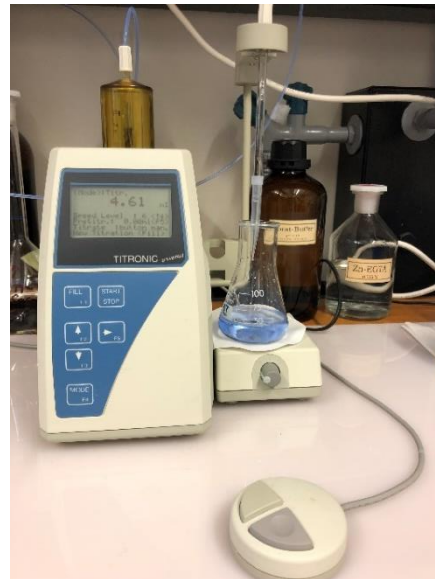
For å skille ut syreuløselig materiale benyttes høy konsentrasjon av HCl for fullstendig oppløsning av karbonatbergarten:



Syreuløselighetsforsøket gir raskt et estimat på hvor ren den grå og gule marmoren er. Ved å tilsette HCl på hver bergartsprøve løses prøven og filtreres gjennom filterdigeler for å skille ut den syreløselige delen fra den syreuløselige resten. Eksempler på syreuløselige rester er kvarts og glimmer. Mål på renhet til marmor defineres etter mengde syreuløselig rest i bergartsprøven. Urene- og ikke-karbonatbergarter etterlater en stor rest ved filtrering. Ren marmor vil derimot kun inneholde lite eller ingen syreuløselig rest etter oppløsning og filtrering. Videre brukes vannprøvene fra fortynningsgrad trinn 2 (vedlegg 1) for å finne ut prosentmengden Ca- og Mg-innhold i prøven. Feilkilder i denne metoden er løselig prøvemateriale som etterlates i filterdigelene og utelates fra forsøket.

#### **4.6.4 Titrering av syreuløselig rest**

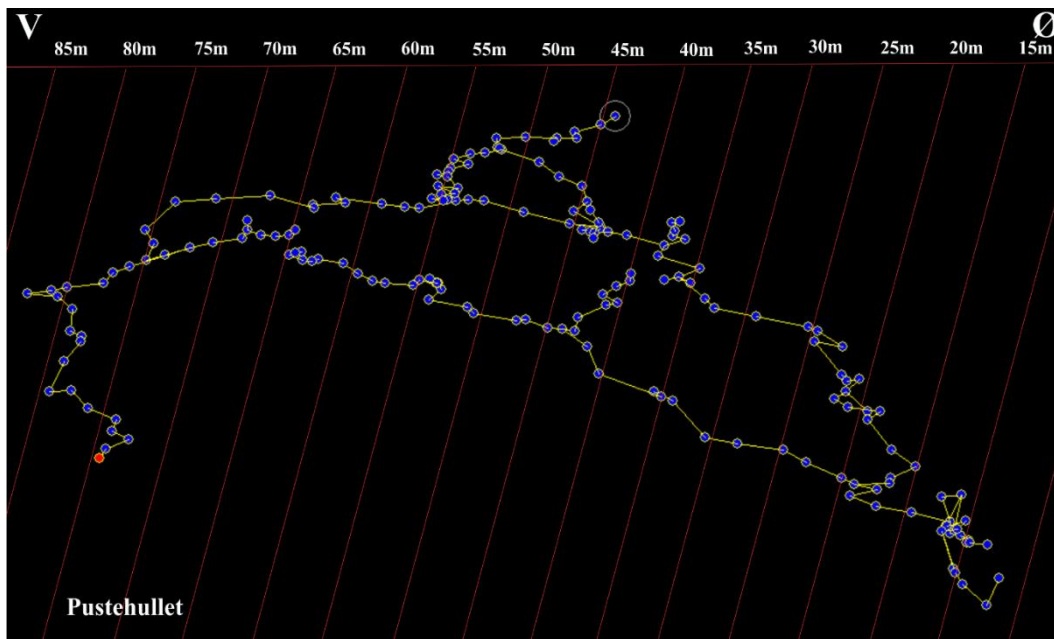
Kjemisk analyse av løsningene fra vannprøvene, brukt i analyse av den syreuløselige resten, titreres for å bestemme totalhardhet for hver prøve basert på prosentmengden Ca- og Mg-ioner i løsningen. Løsning fra fortynningsgrad trinn 2 benyttes for titrering med EDTA og EGTA, der prøven titreres med hensyn på  $\text{Ca}^{2+}$  og  $\text{Mg}^{2+}$ . Ved titrering av prøvene danner kompleksbinderen EDTA (Etylendiamin-tetraeddiksyre) komplekser med  $\text{Ca}^{2+}$  og  $\text{Mg}^{2+}$ , der summen definerer total hardhet. Dette foregår ved pH lik 10 med ammoniumbuffer ( $\text{NH}_4\text{Cl}/\text{NH}_3$ ), under tilstedeværelse av MgEDTA kompleks med erikromsvart-T som fargeindikator. Omslaget i vannløsningen skjer fra rosa til stålgrå (Figur 4.6.2). Ved titrering av prøvene med EGTA (Etylenglykol-tetraeddiksyre), danner EGTA komplekser med  $\text{Ca}^{2+}$  og kan brukes til å bestemme kalsiuminnholdet i prøven. Ved EGTA-titrering titreres  $\text{Ca}^{2+}$  selektivt ved høy pH og med zinkon som fargeindikator.  $\text{Mg}^{2+}$ -innholdet i prøvene beregnes som differansen mellom EDTA- og EGTA-titreringen. Fargeomslaget ved EDTA og EGTA titrering er definert ved manuell bestemmelse og er derfor en subjektiv oppfatning av personen som titrerer. En bør derfor ta ut 3-4 paralleller av samme prøve og titrere til en får sammenlignbare resultater for å redusere feilkilder ved metoden.



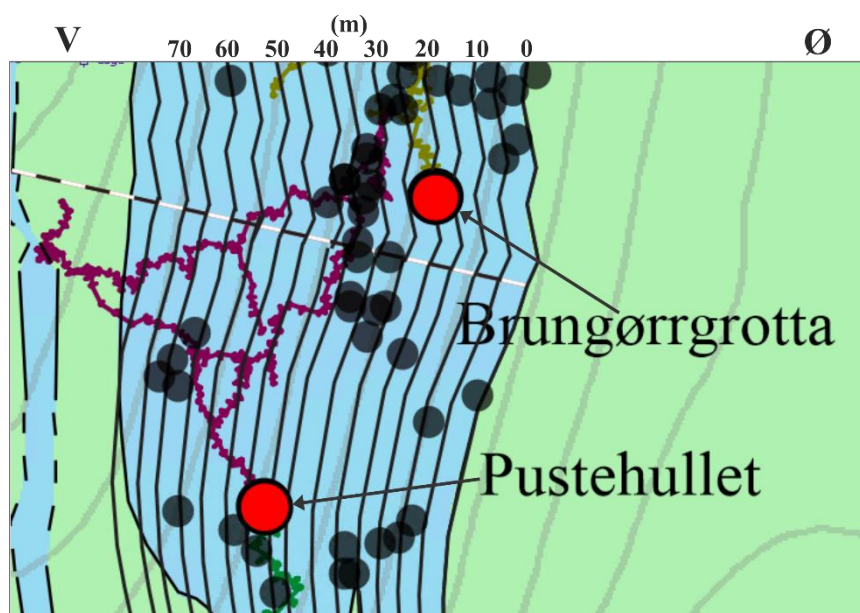
Figur 4.6.2: **Venstre:** viser prøve som er klar for EDTA-titrering med ammonium buffer og eriochromsvart-T fargeindikator (rosa). **Høyre:** viser prøve som er påbegynt EGTA-titrering med boratbuffer og zinkon fargeindikator (blå).

## 4.7 Stratigrafisk søyle

Bergartsprøver fra den grå- og gule marmoren ble logget langs en 375 m lang travers som representrerer en rett linje fra grensen av grå marmor i Ø til grensen av gul marmor i V (Figur 5.5.1 i delkapittel 5.5.1). Bergartsprøver er samlet inn hver femte m med GPS-koordinater, der prøvene ble nummerert basert på rekkefølgen i traversen. Litologien, de kjemiske analysene, lengde grottepassasje, antall doliner og sprekker er grafisk fremstilt som en funksjon av den stratigrafiske høyden basert på traversen. Lengde grottepassasjer er prosjektert inn mellom hver fem meter intervall og er målt fra senterlinjer i Grottoff pro-4.027 (Figur 4.7.1). I områder hvor marmorbåndet smalner inn, beholdes samme skala for travers måling (hvit og svart stiplede linje i **Feil! Fant ikke referansekilden.**), og grotter er prosjektert innenfor de samme intervallene. Stratigrafisk søyle for antall doliner og sprekker baserer seg på samme metode som prosjekteringen av grottepassasjer (**Feil! Fant ikke referansekilden.**).



Figur 4.7.1: Pustehullet hentet fra Grottof pro-4.027 i profil V-Ø. Røde linjer illustrer fem m travers målt på overflaten med 70° fall. Blå punkter er loggete stasjoner i grotten.



Figur 4.7.2: Doliner er vist som svart prikk. Pustehullet er vist med burgunder farge og deler av Brungørrgrotta er vist med gul farge. Meter grottepassasjer, antall doliner og sprekker, er prosjektert inn i hver fem meter intervall vist med svarte linjer. Der marmorbåndet smalner inn, beholdes opprinnelig skala i traversen videre i båndet, slik at grotter og doliner er innenfor samme opprinnelige intervall. Hvit og svart stiplede linje viser opprinnelig travers fra feltarbeid.

## 4.8 Prinsipalkomponentanalyse av stratigrafi

Prinsipalkomponentanalyse (PCA) brukes i denne oppgaven til å analysere og identifisere en korrelasjon mellom de ulike variablene i stratigrafien. Formålet er å beskrive et hypotetisk forhold eller mønster mellom variablene. Datasettet består av seks variabler med standardiserte



verdier: glødetap (%), syreuløselighet (%), Mg/Ca (mMol), grottepassasje (m), sprekker (antall) og doliner (antall). Standardiseringen brukes for å redusere effekten av forskjellen mellom de ulike numeriske verdiene. PCA er sensitiv for transformering og standardisering, dette kan gi utslag i analysen (Syms, 2008). Effekten av standardiseringen på datasettet gir variablene likt utgangspunkt i analysen.

Datasettet kan beskrives som 6-dimensjonalt med hovedfokus på doliner og hvilke variabler som kontrollerer fordelingen av doliner og grotter best. Formålet med PCA er å redusere antall dimensjoner/variabler i datasettet og samtidig beholde eksisterende informasjon (Aarø, 2007; Syms, 2008). Dette gir en indikasjon på om doliner kan brukes til å identifisere underliggende grottesystemer.

I denne oppgaven er det brukt programmeringspråket Python til PCA av datasettet. I PCA vil de seks variablene vurderes som en lineær kombinasjon av de opprinnelige variablene i datasettet (Aarø, 2007). Første steg i analysen er å finne gjennomsnittet av dataen og finne hvilken variabel som har mest varians. Analysen prøver å definere en hovedorientering av variablene, der orienteringen er vektoren til hver prinsipalkomponent (PC). Hele poenget i en PCA er å lage sumskårer, der en sumskår viser til et produkt av alle variablene representert i analysen. Noen variabler er vektet høyere enn andre og får en større betydning i datasettet (Aarø, 2007). Resultatet av analysen er et biplott som forteller hvor stor andel av variablene som oppsummerer den største variasjonen i dataen.

For å få visualisere høy og lav korrelasjon mellom de ulike variablene i PC-1 og PC-2 brukes en korrelasjonsmatrise. Korrelasjonsmatrisen bruker fargeskala for å gi en oversikt over de numeriske forskjellene i dataen og hvilke variabler som korrelerer godt (Metsalu og Vilo, 2015).

## **5 Resultater**

### **5.1 Litologiske enheter og karstgeomorfologi**

Det skilles mellom to ulike områder basert på litologiske forskjeller; 1) Gråryggen med ren marmor (Figur 5.1.1), og 2) Gulryggen med uren marmor (Figur 5.1.2). Marmoren på Gråryggen har en grå forvitningsfarge og defineres som ren med lite innslag av skifer og lite, eller ingen, vegetasjon på overflaten. De eneste urenheter funnet i den grå marmoren er kvarts.

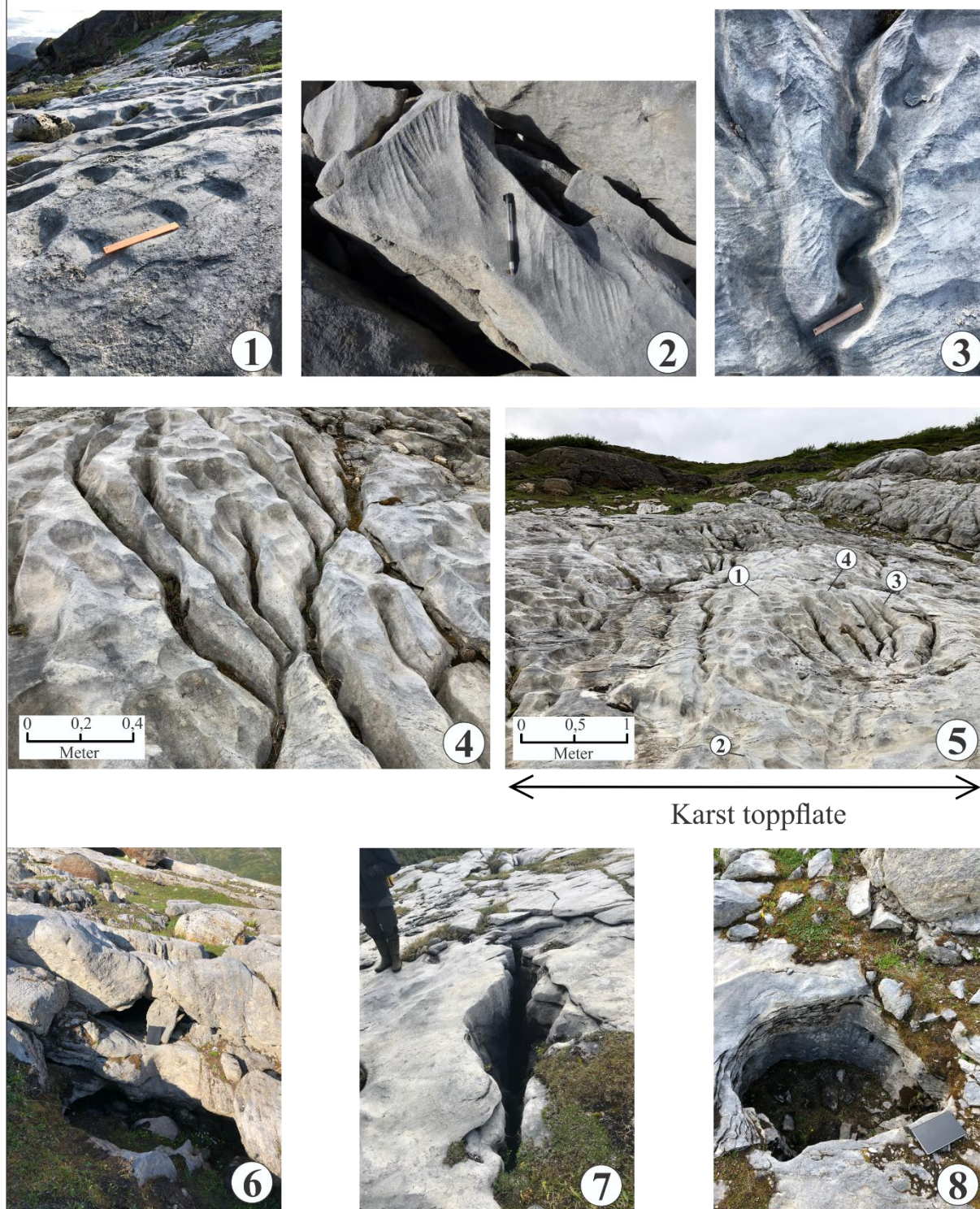
Karrenstrukturene er godt utviklet (Figur 5.1.1(1), (2), (3) og (4)) og marmoren fremstår som en åpen karst-toppflate (Figur 5.1.1 (5)) med høy sprekketthet (Figur 5.1.1 (6)). Den gule marmoren på Gulryggen er uren med innslag av skifer og silikater og har en brun-gul forvitningsfarge (Figur 5.1.2 (3)). Denne forvitningsfargen skyldes oksidering av Fe-rike mineraler. På Gulryggen fremstår karrenstrukturene som ufullstendige (Figur 5.1.2 (6)), der overflaten er dekket av vegetasjon (Figur 5.1.2 (2)) og forsenkninger (Figur 5.1.2 (1),(4),(7),(8)). En oversikt over karrenforekomstene på Elgfjellet er gitt i Tabell 5.1.1.

Tabell 5.1.1: Kartlagte karrenstrukturer på Elgfjellet (x) basert på miljøet de er utviklet i, og grupperes i hvor stor grad de er overdekket av jordsmonn eller vegetasjon. Rundkarren er den overdekte formen til rennekarren.

<b>Karrenstrukturer</b>	<b>Miljø</b>		
	<b>Frie karren</b>	<b>Overdekte karren (Jordsmonn/vegetasjon)</b>	<b>Halvfrie karren</b>
Meanderkarren	x		
Traktkarren	x		
Rillekarren	x		
Rennekarren	x	x <sup>1</sup>	
Trinnkarren	x		
Veggkarren	x	x	x
Kamenitza	x		
Natursjakt	x	x	x

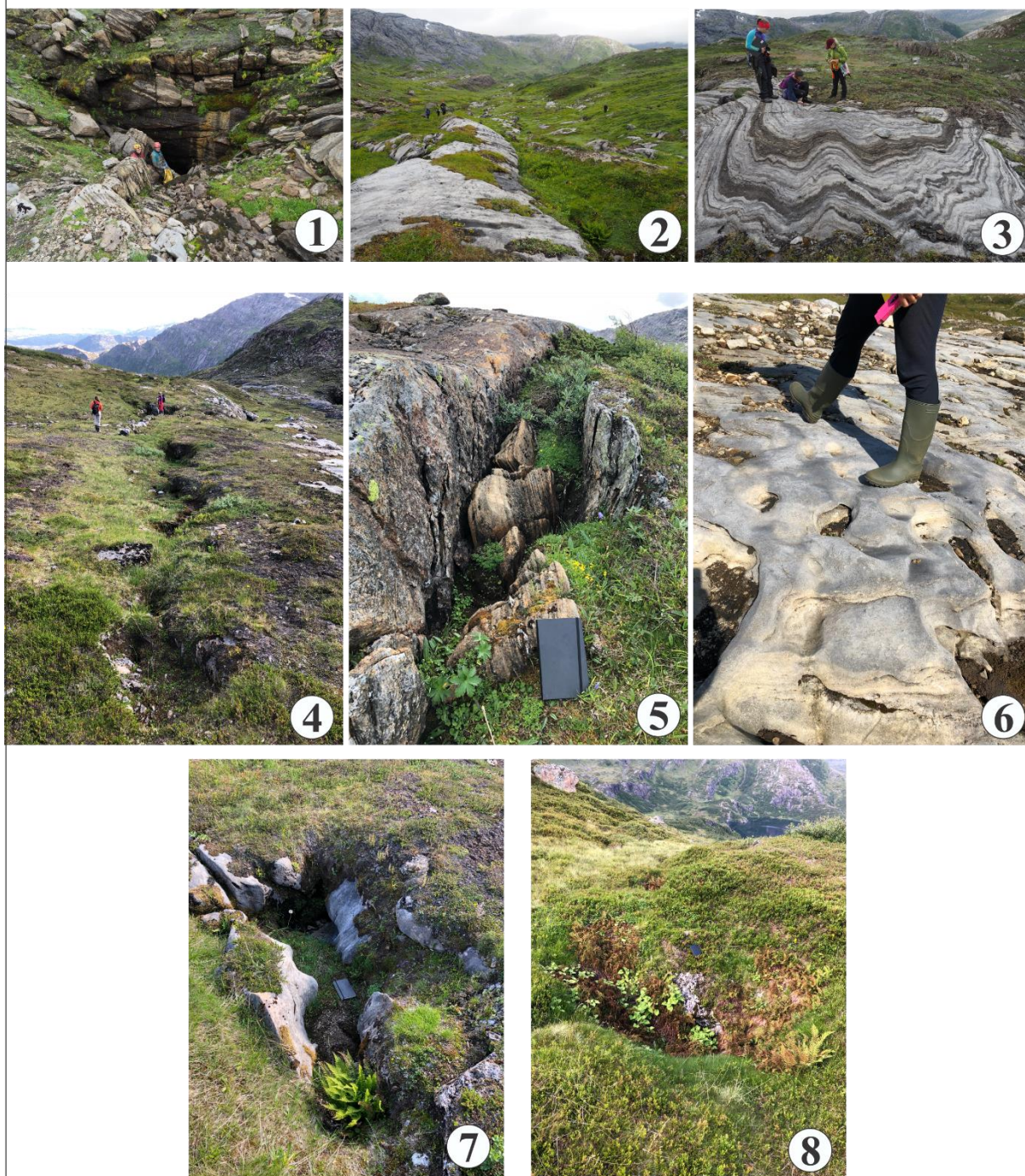
<sup>1</sup>Rundkarren

## Karstmorfologi: Gråryggen



Figur 5.1.1: Glasiokarst-morfologi på Gråryggen med karstblokker, kløfter og natursjakter, der karren er utviklet på vegger og flater. Bildeforklaring: 1) Trinnskarren. 2) Rillekarren med utjevningsflate der rillene slutter. 3) Meanderkarren. 4) Kombinasjon av rennekarren, meanderkarren og trinnskarren. 5) Karst-toppflate vendt mot øst med god utvikling av karren. Representert av trinnskarren, rillekarren, rennekarren, meanderkarren og trinnskarren. 6) Relikt, freatisk rør i kanten av toppflaten. 7) Sprekke/doline/natursjakt. 8) Jettegryte gjenfylt av løsmasse, grus og stein. Det er tegn til små strømskåler på veggene.

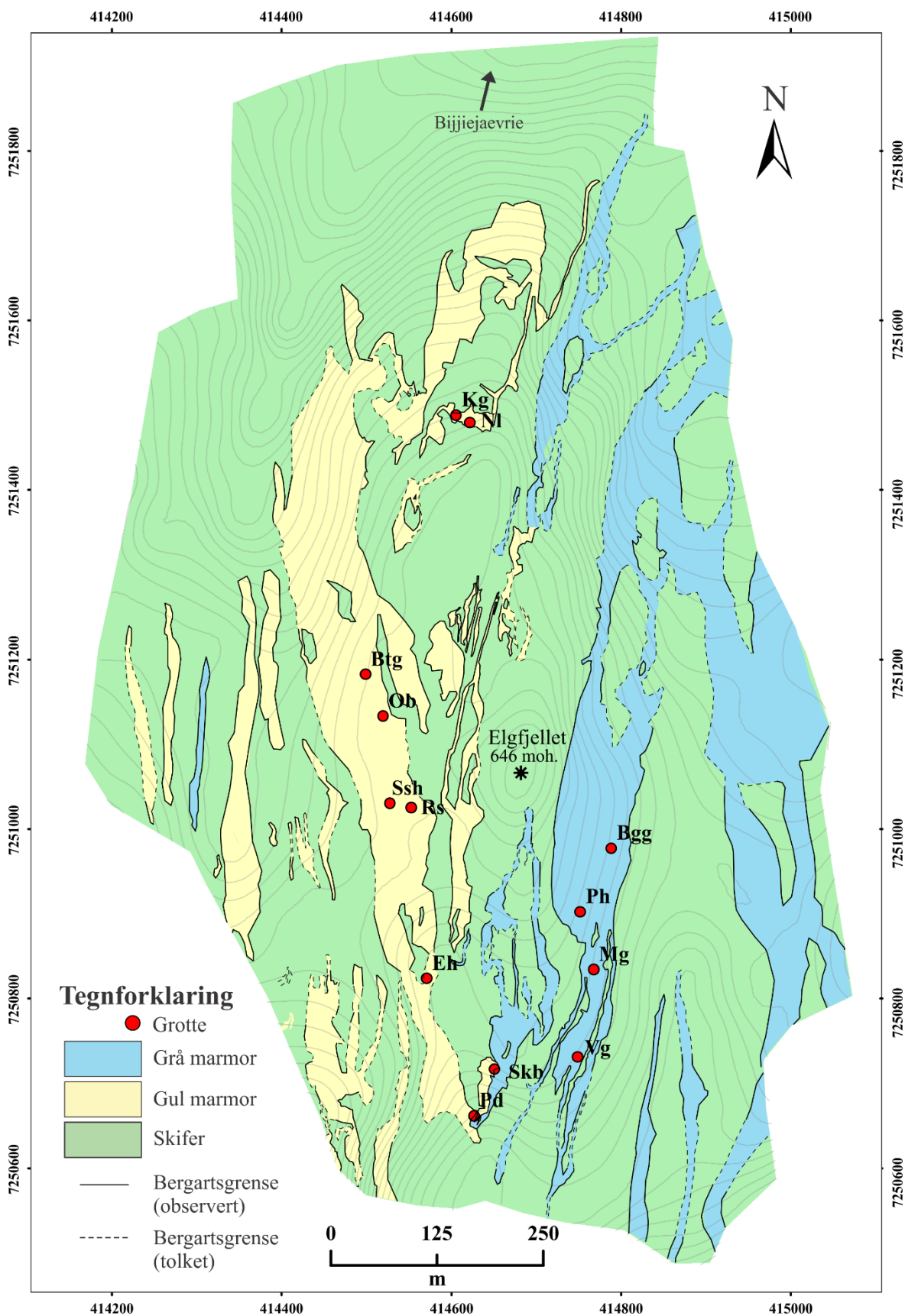
## Karstmorfologi: Gulryggen



Figur 5.1.2: Gulryggen er dekket av vegetasjon (bilde 2 og 4), der svært lite av karstoverflaten er eksponert. Landskapet er delvis underminert, der landoverflaten synker inn som følge av dolineutvikling og underliggende grotter. Bildeforklaring: 1) Kollapsdoline ved inngangen til Elgfjellhola. 2) Gulryggen bestående av en vegetert overflate med lite eksponert karst. 3) Sterk folding mellom tynne skifer- og marmorlag. 4) Sammensynkningdoline liggende på rekke, der bergmassen synker sammen i undergrunnen. 5) Gul marmor kiler ut mellom to skiferlag i Ø og V. 6) Dårlig utviklet karrenoverflate vendt mot V på Gulryggen. Mulig å se tendens av trinnkarren. 7) Oppløsningsdoline med tynt løsmassedekke i bunn med karrenutvikling på veggene. 8) Løsmassedoline.

Feltområdet (Figur 5.1.3) har et overflateareal på 0,92 km<sup>2</sup>, der gul marmor utgjør 17% (0,15 km<sup>2</sup>) av overflaten og grå marmor utgjør 16% (0,14 km<sup>2</sup>). Relieffet strekker seg fra omtrent 550 moh. til omtrent 650 moh. Grensene mellom marmorlagene, illustrert i Figur 5.1.3, er markert som rette og stiplede linjer. Rette linjer er basert på feltobservasjoner og resultater fra bergartsanalyse, og representerer høy nøyaktighetsgrad. Bergartsgrenser tolket fra dronemotogrammetri har større usikkerhet som følge av områder med dårlig oppløsning og vegetasjon på Gulryggen. Marmorbåndene på Gråryggen og Gulryggen strekker seg fra enden av Elgfjellet i S og til *Bijjjaevrie* innsjøen i N.

Marmoren på Elgfjellet kan beskrives som skråstilt stripekarst (Lauritzen, 2001; Faulkner, 2009), der den grå marmoren på Gråryggen har et gjennomsnittlig fall på 65° med orientering NNØ-SSV og NNV-SSØ. Gjennomsnittlig foliasjonstrend på Gråryggen er N-S til NNØ-SSV (Bukholm, 2020). I likhet med Gråryggen har marmoren på Gulryggen et fall på 62°, men med hovedorientering N-S og NNØ-SSV, og samme gjennomsnittlig foliasjonstrend som Gråryggen (Remmen, 2020). Observasjoner og kartleggingsarbeid på Elgfjellet er tidligere gjort av Faulkner og Newton (1990) og Faulkner (2009), og ble brukt som bakgrunn for utforming av berggrunnskartet (Figur 5.1.3). Faulkner og Newton (1990) og Faulkner (2009) registrerte, i tillegg til grå- og gul marmor, bergarter som glimmergneis, glimmerskifer og kalksilikatgneis. I berggrunnskartet er disse registrert som skifer. Berggrunnskartet danner basis for stratigrafien som presenteres i kapittel 5.5.



Figur 5.1.3: Berggrunnsgeologi over Elgfjellet med grå marmor sentret i Ø og gul marmor sentret i V. Kartet er basert på feltverifisering, laboratorieanalyser av berggrunnsprøver og studie av dronfefotogrammetri. Kartet er utarbeidet i ArcMap 10.7 (delkapittel 4.1.1) og konturlinjer er produsert på DTM 5x5 m (Kartverket, 2020). Plasseringene for de kartlagte grottene er markert med røde prikker.

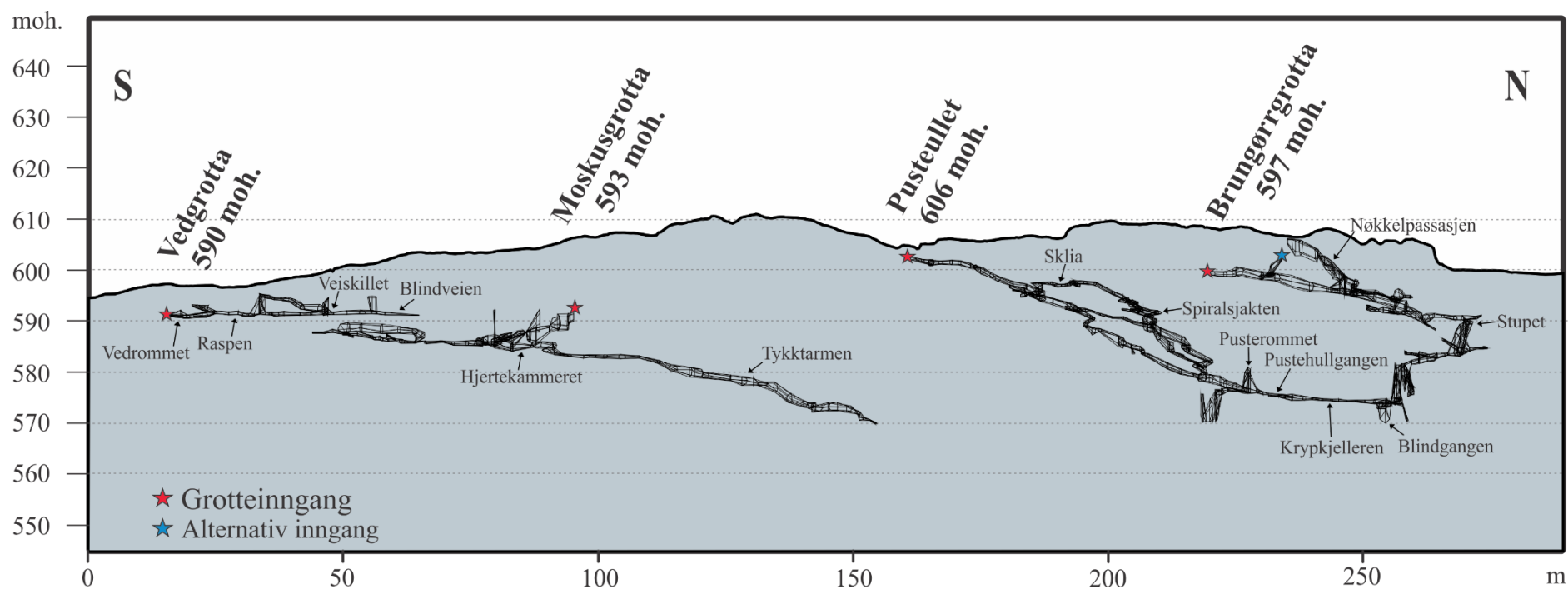
## 5.2 Grottekartlegging og tilhørende statistikk

På Elgfjellet ble det totalt kartlagt 13 grotter, der en oversikt over grottene sin plassering er vist i Vedlegg 3 og 4. De kartlagte grottene på Gulryggen er beskrevet i detalj av Torstad (2020), med fokus på hydrologi, og Remmen (2020), med fokus på strukturgeologi, og Gråryggen er beskrevet i detalj av Bukholm (2020), med fokus på strukturgeologi, og Jenssen (2020), med fokus på hydrologi. Dette kapittelet vil ta for seg grottenes dimensjoner og funn av doliner, isskuringer og annen overflatemorfologi over underliggende grottesystem. Grottene ble kartlagt i samarbeid med L. E. Bukholm, L. Jenssen, T. Remmen, M. Torstad, R.Ø. Skoglund, S. Aksnes og S. E. Lauritzen.

Et visst antall av dolinene på Elgfjellet ble logget i felt, med prioritert logging over Gråryggen. Kartleggingsarbeidet for grottene i denne oppgaven er i hovedsak tilknyttet Gråryggen, i samarbeid med Bukholm (2020) og Jenssen (2020). Derimot er overflatearbeidet fordelt på begge ryggene, og derfor blir passasjemønster for alle grottene på Elgfjellet oppsummert i Tabell 5.2.5 sammen med overflatemorfologi (doliner). Dette gjøres for å få en forståelse av fordelingen mellom karstformer på overflaten og underliggende grottesystemer i feltområdet. Grottenes passasjeretning med høy dolinetetthet på overflaten er illustrert med rosedigram og en kort beskrivelse. Trenden av dolinene fra utvalgte områder på Gråryggen og Gulryggen, i tillegg til passasjesegmenter, er plottet i rosedigram fra 0-180° for å få trendverdi, basert på antall. Rosediagrammene skal brukes for å identifisere et morfometrisk mønster av dolinetrend på Elgfjellet, i tillegg til passasjeretninger. I diskusjonskapittel 6.1 vil rosedigrammene slås sammen til ett diagram for passasjeretninger Gråryggen og Gulryggen, og trend doliner Gråryggen og Gulryggen.

### 5.2.1 Grotter på Gråryggen

På Gråryggen er det kartlagt fire grotter: *Brungørrgrotta*, *Pustehullet*, *Moskusgrotta* og *Vedgrotta* illustrert i Figur 5.2.1. I dette delkapittelet er det kun *Brungørrgrotta* og *Pustehullet* som beskrives i detalj, som følge av høy dolinetetthet på overflaten og kompleks passasjemorfologi. De resterende grottene (*Moskusgrotta* og *Vedgrotta*) oppsummeres med statistikk for passasjemønster, passasjemorfologi, passasjeretning og dolinetetthet i delkapittel 5.2.3. Alle grottene er utviklet i samme grå marmorbånd og en oversikt over grottene sin plassering er illustrert i Vedlegg 2.



Figur 5.2.1: Tverrprofil av de kartlagte grottene på Gråryggen. Grottene er framstilt som ortogonale rørmodeller med relativ plassering og utstrekning utarbeidet i Grottoff pro-4.027. Hovedinnganger er markert som rød stjerne og Alternativ inngang i *Brungørrgrotta* er markert som blå stjerne.



Tilhørende statistikk for hver grotte er vist i Tabell 5.2.1 og kart over grottene er i vedlegg 3B-E. På Gråryggen er det gjort funn av gjenfylte grotteinnganger og freatiske rør eksponert i karsttoppflaten (Figur 5.1.1 (5)). Total kartlagt passasjelengde for Gråryggen er 1177 m. Maksimal vertikal dybde ble kartlagt i *Brungørrgrotta* med dyp på 39 m.

Tabell 5.2.1: Grottestatistikk for Gråryggen hentet fra kartlagt data i Grottoff pro-4.027 .

<b>Gråryggen</b>					
<b>Grotte</b>	<b>Inngang moh.</b>	<b>Tot. lengde (m)</b>	<b>A (m<sup>2</sup>)</b>	<b>V (m<sup>3</sup>)</b>	<b>Dyp (m)</b>
Brungørrgrotta	599 (Hovedinngang) 601 (Alternativ inngang)	352	480	619	39
Pustehullet	606	420	476	434	35
Moskusgrotta	593	281	502	558	25
Vedgrotta	590 (Inngang 1) 591 (Inngang 2) 593 (Inngang 3)	124	219	161	5
<b>Totalt</b>		1177	1677	1772	

I Tabell 5.2.2 er det presentert et resultat av orientering av målte passasjesegmenter i Grottoff pro-4.027, der hovedorienteringene for passasjene i grottene på Gråryggen er SSØ-NNV, SØ-NV og NØ-SV. I tillegg et resultat av antall doliner (%) innen de samme trendene, der hovedandelene av dolinene fordeler seg i trend SØ-NV, ØNØ-VSV og SSØ-NNV. Trendene korrelerer med orienteringen av større andel grottepassasjer. Videre illustrasjon av korrelasjonen mellom trend av passasjeretninger og doliner er tilknyttet rosedigram for utvalgte grotter med høy dolinetetthet.

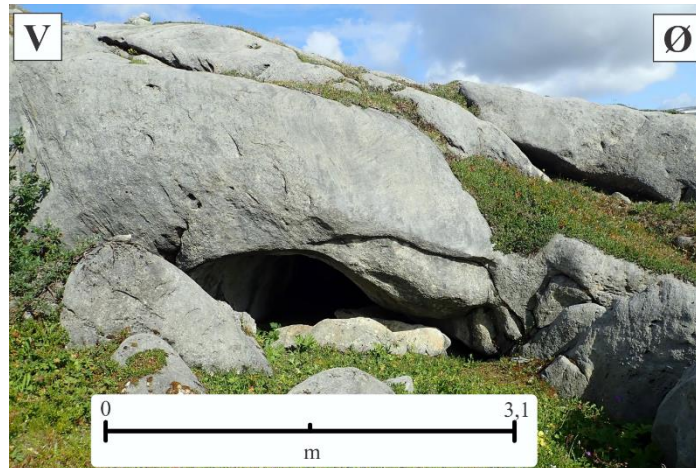
Tabell 5.2.2: Prosent passasjelengde fra senterlinjer i Grottoff pro-4.027 og prosent doliner basert på antall på Gråryggen.

<b>Trend</b>	<b>Prosent passasjelengde (m)</b>	<b>Prosent doliner</b>
SSØ - NNV	21 %	15 %
SØ - NV	20 %	35 %
NØ - SV	19 %	5 %
NNØ - SSV	14 %	6 %
N - S	13 %	4 %
ØNØ - VSV	8 %	18 %
Ø - V	3 %	6 %
ØSØ - VNV	2 %	10 %

### 5.2.1.1 *Brungørrgrotta*

(UTM 33V 414788, 7250977)

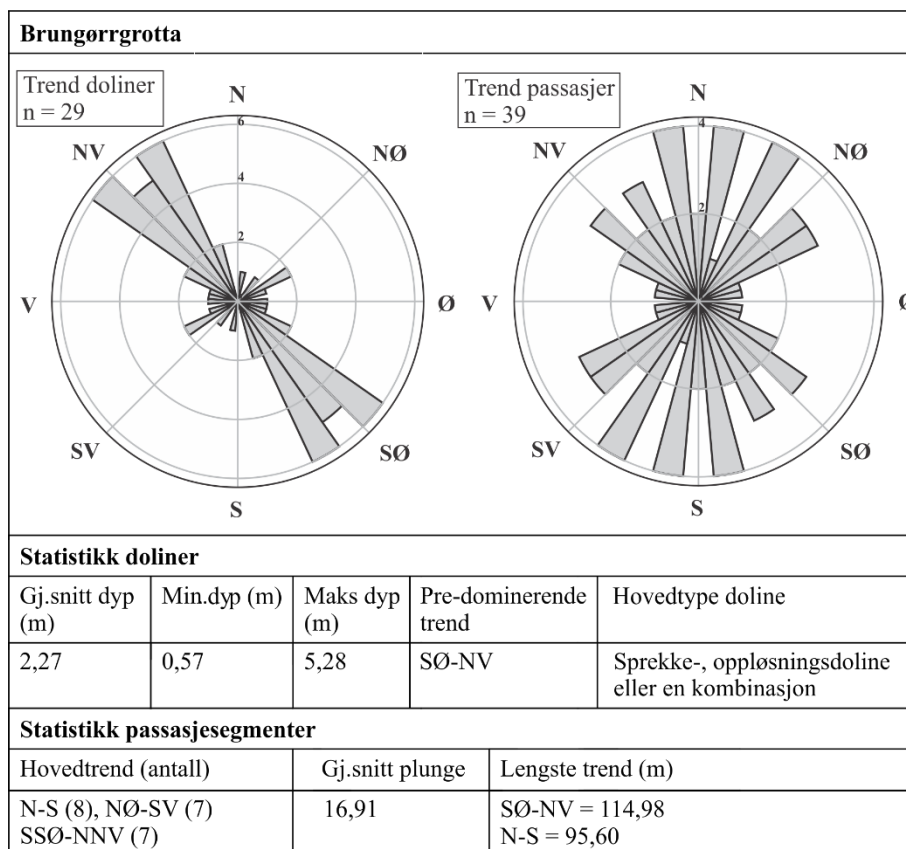
Et komplett kart over *Brungørrgrotta* illustreres i Vedlegg 3B. *Brungørrgrotta* ligger lengst N og har to innganger, der Hovedinngang (599 moh.) er orientert mot S (Figur 5.2.2) og Alternativ inngang orientert mot SV (601 moh.).



Figur 5.2.2: *Brungørrgrotta* sin hovedinngang er orientert mot S. Åpningen er 3,1 m bred og 0,9 m høy. Foto: L. Bukholm.

*Brungørrgrotta* er utviklet i ren, grå marmor, der marmorlaget er innesluttet av skiferlag i Ø og V med orientering 200/70. Karst-toppflaten ved *Brungørrgrotta* består av velutviklede karrenstrukturer og har høy tetthet av doliner. Det er funnet flere ulike dolinetyper, der hovedandelen utgjør sprekke- og oppløsningsdoliner, eller en kombinasjon av disse. Dolinene er små og avlange med minste dyp på 0,57 m og maks dyp 5,28 m. I rosedigrammet (Figur 5.2.3) er pre-dominerende trend av dolinene over *Brungørrgrotta* SØ-NV (45%) og dominerende trend SSØ-NNV (21%).

Hovedinngangen er 3,1 m bred og 0,9 m høy og er delvis blokkert (Figur 5.2.2). Grottesystemet har en helning på 12° sørover i det grå marmorbåndet, og er fordelt på tre plan kalt overetasjen, mellometasjen og underetasjen i grottekartet (vedlegg 3B). Grotten har et forgreinet system av kryssende passasjer med enten lineær til kompleks utforming. Sidepassasjene strekker seg mot SV og V i overetasjen, og mot Ø i mellometasjen og underetasjen. Passasjemønsteret i *Brungørrgrotta* er representert med tre ulike trender, der hovedpassasjen har orientering N-S (21%) og sidepassasjer som har i hovedsak orientering SV-NØ (18%) eller SSØ-NNV (18%) (Figur 5.2.3).



Figur 5.2.3: Trend for tilhørende doliner målt på overflaten i feltområdet vist som rosediagram (**venstre**) og trend passasje retninger innsamlet fra Grottoff pro-4.027 (**høyre**). Tabellen viser generell statistikk for dolinene over Brungørrgrotta, der størst andel av dolinene har en trend SØ-NV. N (antall doliner) = 29. I tillegg er statistikk for passasjesegmenter i grotten presentert i tabellen, der det er forskjell mellom trend basert på antall passasjer og trend basert på lengste passasje.

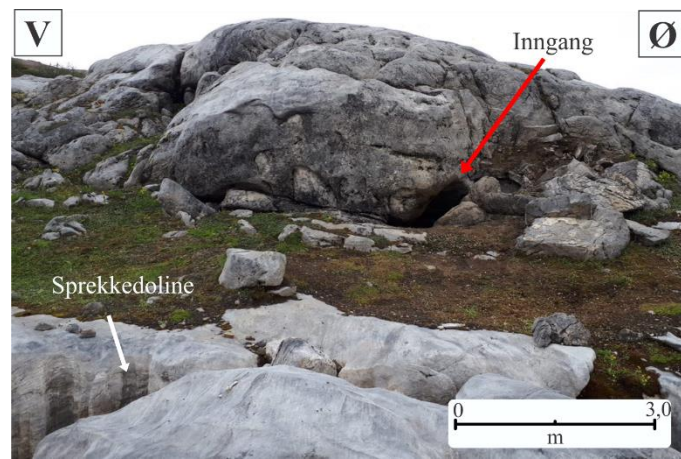
Passasjene i *Brungørrgrotta* endrer fra freatisk til vadost morfologi flere steder i grotten. Høyde og bredde varierer fra omtrent 0,5-2,0 m i hovedpassasjene med N-S orientering og med symmetriske, store strømskåler (25 cm) med utforming mot S (Jenssen, 2020). Gulvet i overetasjen består av kantete blokker utrast fra tak og vegger i hovedpassasjen, der marmoren er eksponert i tak og vegger gjennom hele grottesystemet. Den *Alternative inngangen* befinner seg omtrent halvveis inn i hovedpassasjen, der inngangen har en vadost utforming mot overflaten. Nøkkelpassasjen er den lengste sidegangen med 32 m og har i gjennomsnitt 22° stigning mot overflaten. Passasjen er utviklet i et vadost miljø og har et definert nøkkelhullprofil. Stupet, overgangen fra overetasjen til mellometasjen, utløper fra en vertikal sprekk med orientering NV-SØ (132/80) og fører grotten videre i et 7 m vertikalt stup. Underetasjen har hovedpassasjer og to mindre sidepassasjer. *Blindgangen*, den ene hovedpassasjen, er en freatisk passasje orientert østover, og ender i en smal sjakt som det ikke lot seg kartlegge videre og det er derfor uviss lengde på passasjen. *Krypkjelleren*, den andre hovedpassasjen, er en freatisk passasje som strekker seg mot SV og ender i en

sedimentblokkering. Denne passasjen kan trolig kobles sammen med *Pustehullgangen* i *Pustehullet*, som følge av at begge passasjene har samme orientering N-S og ender i samme høydeplan med lik sedimenttype (sand) (Bukholm, 2020; Jenssen, 2020).

### 5.2.1.2 *Pustehullet*

(UTM 33V 414751, 7250902)

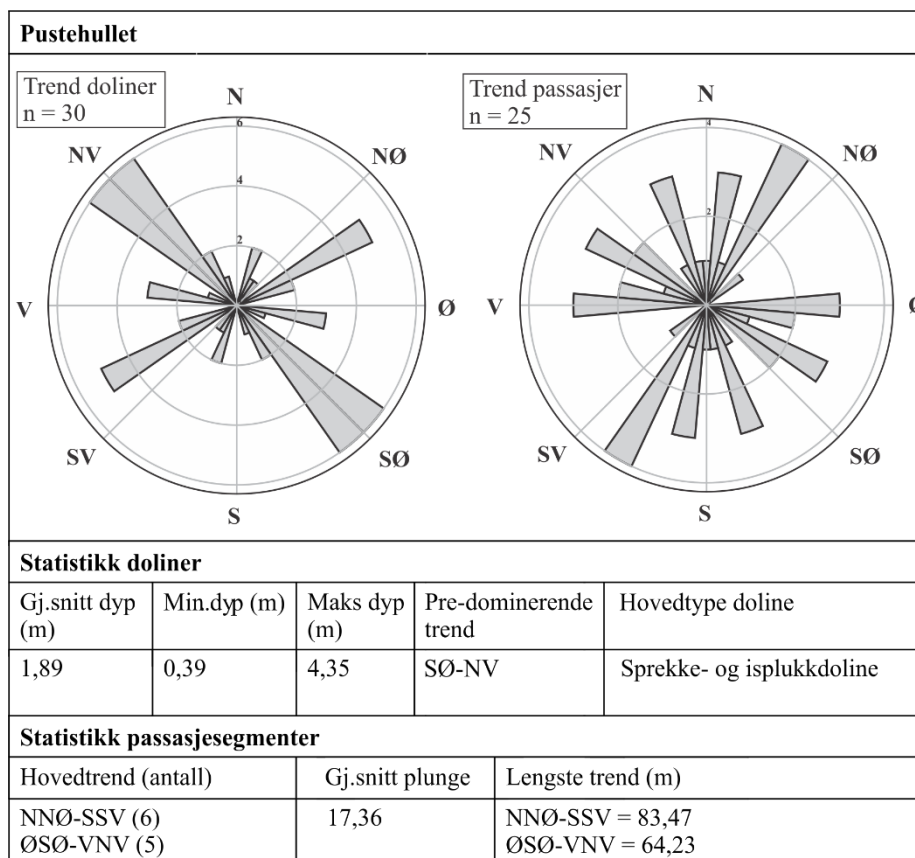
Et komplett kart over *Pustehullet* illustreres i vedlegg 3C. *Pustehullet* ligger S for *Brungørrgrotta* og grotten har kun én dokumentert inngang (Figur 5.2.4) orientert mot S (606 moh.).



Figur 5.2.4: *Pustehullet* sin hovedinngang orientert mot S. Åpningen 3,0 m bred og 0,9 m høy. Foto: S. E. Lauritzen

Over grotten er det eksponert karst med velutviklede karrenstrukturer og det er registrert 30 doliner. Hovedbestanddelen av dolinene registrert er enten sprekke- eller isplukkdoliner, og disse klassifiseres som små i størrelsen med minste dyp på 0,39 m og maks dyp 4,35 m. Flere av sprekkedolinene har i hovedsak orientering NØ-SV med en elongert form. Både *Pustehullet* og *Brungørrgrotta* har høy frekvens av doliner over grottesystemet, der pre-dominerende trend av dolinene i rosedigrammet (Figur 5.2.5) over *Pustehullet* er SØ-NV (40%) og dominerende trend er ØNØ-VSV (20%).

Grotteinngangen til *Pustehullet* likner på inngangen til *Brungørrgrotta* og er delvis skjult av blokker. Åpningen er 3,0 m bred og 0,9 m høy. *Pustehullet* har en helning på 23° sørover, og er i hovedsak fordelt på ett plan, utenom *Spiralsjakten* i NV og *Krypsjakta* i NØ hvor passasjen fører ned til et nedre plan. *Pustehullet* består av et freatisk nettverk med vadose trekk. Høyde og bredde i hovedgangen varierer fra omtrent 0,5-2,0 m.



Figur 5.2.5: Trend for tilhørende doliner målt på overflaten i feltområdet, vist som rosedigram (venstre), og trend passasjeretninger innsamlet fra Grottoff pro-4.027 (høyre). Tabellen viser generell statistikk for dolinene over Pustehullet, der størst andel av dolinene har en trend SØ-NV. N (antall doliner) = 30. I tillegg er statistikk passasjesegmenter presentert i tabellen, der det er lik trend mellom antall passasjer og lengste passasje.

Hovedgangen endrer orientering fra N til orientering mot NØ ved sidepassasjen *Trangegangen*. Marmoren er eksponert i tak og vegger i hovedpassasjene, som følge av lite sedimenter i passasjen. Grotten strekker seg som et anastomoserende nettverk med lineære passasjer og flere parallelle sidepassasjer, der kun *Spiralsjakten* skiller seg ut. *Spiralsjakten* er utformet som en spiral og passasjen strekker seg først i retning NV, til retning mot S og ender opp med en retning mot N. Strømskåler i tak og vegger i passasjen viser utforming fra bunnen og opp mot hovedpassasjen (Jenssen, 2020). I *Pustehullet* strekker sidepassasjene seg mot NV, V og S. Passasjemorfologien har to ulike trender i rosedigrammet (Figur 5.2.5), der hovedpassasjen har orientering NNØ-SSV (24%) og sidepassasjer har orientering i hovedsak ØSØ-VNV (20%), N-S (16%) og Ø-V (16%). *Skli* er den lengste sidepassasjen med orientering mot NV (05→307) med lengde på 50 m.

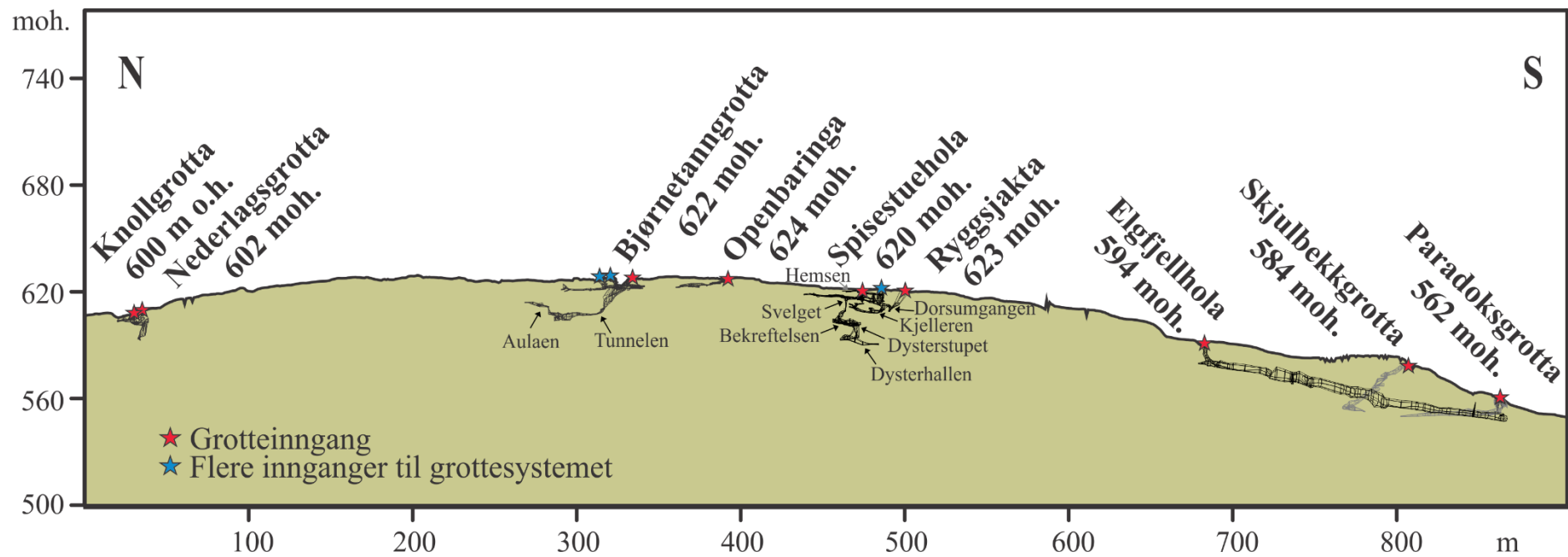
Før grottesystemet ender i *Pustehullgangen*, er passasjen forstørret i bredde og høyde i *Pusterommet*, der en vertikal sprekk observeres i tak og vegger orientert NV-SØ tvers på passasjeretningen. *Pusterommet* har en passasje i toppen av «rommet», nært taket, som trolig fører videre til nye passasjer. Som følge av manglende utstyr under kartleggingen er ikke denne passasjen kartlagt. Fra *Pusterommet* deler passasjen seg i to, der en passasje fører videre til *Krypsjakta* som ender i et 7 m vertikalt stup utformet fra en vertikal sprekk med orientering NV-SØ. I bunnen av stupet ender passasjen i en sedimentblokkering (sand). Den andre passasjen fra *Pusterommet* fortsetter mot NØ og ender også i en sedimentblokkering (sand). *Pustehullet* og *Brungørrgrotta* ender på omtrent 575 moh., der *Krypkjelleren* i *Brungørrgrotta* og *Pustegangen* i *Pustehullet* orienterer seg mot hverandre NØ-SV med samme sedimenttype på gulvet (sand).

### **5.2.2 Grotter på Gulryggen**

På Gulryggen er det kartlagt ni grotter: *Knollgrotta*, *Nederlagsgrotta*, *Bjørnetanngrotta*, *Openbaringa*, *Spisestuehola*, *Ryggsjakta*, *Elgfjellhola*, *Paradoksgrotta* og *Skjulbekkgrotta* illustrert i profil Figur 5.2.6. Tilhørende statistikk for hver grotte er vist i Tabell 5.2.3 og kart over grottene gitt i vedlegg 4 A-H. I dette delkapittelet er det kun *Spisestuehola* og *Ryggsjakta* som er beskrevet i detalj, som følge av høy dolinetetthet på overflaten og kompleks passasjemorfologi. De resterende grottene (*Knollgrotta*, *Nederlagsgrotta*, *Bjørnetanngrotta*, *Openbaringa*, *Elgfjellhola*, *Skjulbekkgrotta* og *Paradoksgrotta*) oppsummeres med statistikk i delkapittel 5.2.3. Total kartlagt passasjelengde for Gulryggen er 1493 m. Maksimal dybde ble kartlagt i *Spisestuehola* med 31 m (Tabell 5.2.3).

Tabell 5.2.3: Grottestatistikk for Gulryggen hentet fra kartlagt data i Grottoff pro-4.027 .

<b>Gulryggen</b>						
<b>Grotte</b>	<b>Inngang m o.h.</b>	<b>Tot. lengde(m)</b>	<b>A(m<sup>2</sup>)</b>	<b>V(m<sup>3</sup>)</b>	<b>Dyp(m)</b>	
Knollgrotta	600 (Sjaktinngang 1) 602 (Sjaktinngang 2)	70	100	204	13	
Nederlagsgrotta	602	28	21	30	4	
Bjørnetanngrotta	622 (Inngang 1) 623 (Inngang 2) 618 (Krypeinngang)	314	632	876	23	
Openbaringa	624	95	141	86	5	
Spisestuehola	620	295	486	645	31	
Ryggsjakta	630	190	320	449	13	
Elgfjellhola	594	281 (331)	782	2930	26	
Paradoksgrotta	562	107	285	500	10	
Skjulbekkgrotta	584	113	288	476	29	
<b>Totalt</b>		1493 (1543)	3055	6196		



Figur 5.2.6: Tverrprofil av de kartlagte grottene på Gulryggen. Grotter framstilt som ortogonale rørmodeller med relativ plassering og utstrekning utarbeidet i Grottoff pro-4.027. Modifisert fra Remmen (2020)



I Tabell 5.2.4 er det presentert et resultat av orientering til målte passasjesegmenter i Grottoff pro-4.027, der hovedorienteringene for passasjene i grottene på Gulryggen er SSØ-NNV og N-S. I tillegg et resultat av antall doliner (%) for samme trendene. Hovedandelen av dolinene fordeler seg i trend N-S, ØNØ-VSV og SSØ-NNV, der N-S og SSØ-NNV. Trendene korrelerer med orienteringen av større andel grottepassasjer. Videre illustrasjon av korrelasjonen mellom trend av passasjeretninger og doliner er tilknyttet rosedigram for utvalgte grotter med høy forekomst av doliner.

Tabell 5.2.4: Prosent passasjelengde fra senterlinjer i Grottoff pro-4.027 og prosent doliner basert på antall på Gråryggen.

Trend	Prosent passasjelengde (m)	Prosent doliner
SSØ-NNV	41 %	21 %
N-S	21 %	26 %
SØ-NV	8 %	7 %
ØNØ-VSV	8 %	23 %
NØ-SV	8 %	5 %
NNØ-SSV	6 %	7 %
ØSØ-VNV	5 %	4 %
Ø-V	4 %	7 %

### 5.2.2.1 Spisestuehola og Ryggsjakta

UTM: 33V 414527, 7251030. 33V 414552, 7251025

*Spisestuehola* og *Ryggsjakta* ligger S for *Openbaringa*. *Spisestuehola* har to innganger; Sjaktinngangen (620 moh.) er registrert som en sprekkedoline (Figur 5.2.7) orientert N-S og er 4,3 m dyp, og en smal krypeinngang (619 moh.) orientert SV-NØ. *Ryggsjakta* ligger Ø for *Spisestuehola* og har to synlige innganger, der den nordlige inngangen (630 moh.) er minst i areal og størst i dyp (Figur 5.2.8). Begge grottene er utviklet i gul marmor, der *Ryggsjakta* grenser til skiferkontakt i Ø. Grottesystemene har orientering N-S i det gule marmorbandet.

*Spisestuehola* og *Ryggsjakta* ligger parallelt med hverandre og det er vanskelig å skille hvilke doliner som tilhører hvilket grottesystem, som et resultat av dette blir trend til dolinene samlet i ett felles rosedigram (Figur 5.2.9). Grottene er lokalisert midt på Gulryggen, der overflaten er eksponert og det er kun et tynt vegetasjonsdekke. Karren-utviklingen er fraværende, men det er høy forekomst av doliner over grottene. Hovedbestanddelen av doliner over grottene er sprekke- og kollapsdoliner. I rosedigrammet (Figur 5.2.9) er pre-dominerende trend av dolinene ØNØ-VSV (35%) og dominerende trend N-S (26%).



Figur 5.2.7: Sjaktinngangen til Spisestuehola er 3,8 m lang, 2,6 m bred og 4,1 m dyp. Stiplet linje viser omriss av sprekke-doline.

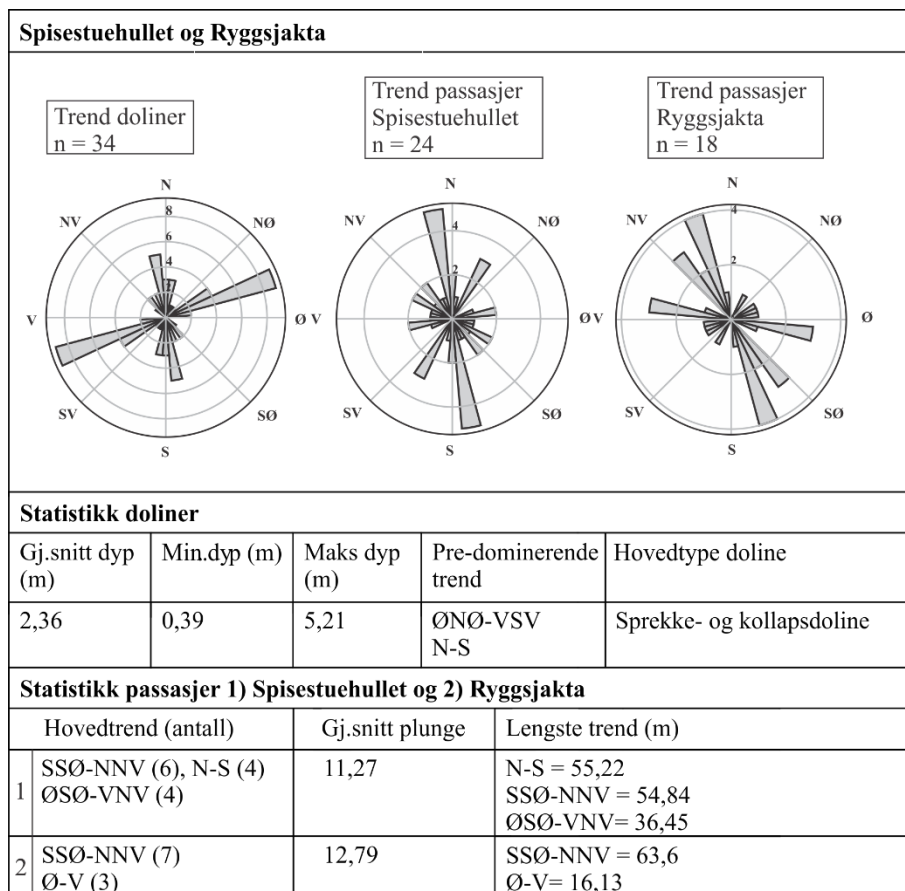


Figur 5.2.8: Inngang S i Ryggsjakta er 8,9 m lang, 4,7 m bred og 4,3 m dyp. Stiplet linje viser omriss av kollaps-doline med sedimenter i bunnen av dolinen.

*Sjaktinngangen* (Figur 5.2.7) i *Spisestuehola* er en sprekke-doline med steile vegger og lengde på 3,8 m, bredde på 2,6 m og dyp på 4,1 m. *Krypeinngangen* er en smal passasje på 0,55 m høyde og 1,42 m bredde. Grotten strekker seg sørover med en helning på 5,4° og er fordelt på tre plan. Det er to sjakter i grottesystemet, Svelget med 12,72 m og Dysterstupet med 6,19 m. *Spisestuehola* består av et freatisk nettverk med kun vadose trekk i det midtre planet i passasjen *Bekreftelsen*. Passasjene varierer mellom lineær og kompleks utforming med kryssende og parallelle passasjer, og har ulike trender av passasjeretninger fordelt på SSØ-NNV (25%), N-S (17%) og ØSØ-VNV (17%) (Figur 5.2.9). Høyde og bredde varierer fra 0,5-2,5 m i hovedpassasjene. Dysterhallen er den lengste sammenhengende passasjen, med sine 22 m, og er orientert mot N. Det er mye sedimenter (sand og grus) i grotten, og mye innrast materiale fra tak og vegger (kantete blokker). Innrast materiale samsvarer med hyppigheten av kollaps-doliner over grottene (delkapittel 3.3.2.4).

I *Ryggsjakta* er begge inngangene kollaps-doliner med steile vegger og kantete blokker i bunn. Den sørlige inngangen (Figur 5.2.8) er 8,9 m lang, 4,7 m bred og 4,3 m dyp. Den nordlige inngangen er 4,1 m lang, 2,9 m bred og 5,1 m dyp. *Ryggsjakta* har to sjakter i grottesystemet ved Hemsens med dybde på 3,8 m og ved Kjelleren med 3,7 m, der hele grotten har en helning på 6,1° sørover og er fordelt på tre plan. *Ryggsjakta* består av et freatisk nettverk med kun vados utforming i det nederste planet, i passasjen Kjelleren. Passasjene varierer mellom lineær og kompleks utforming med kryssende og parallelle passasjer. Passasjemorfologien i *Ryggsjakta*

har i hovedsak orientering SSØ-NNV (39%) og sidepassasjer har orientering Ø-V (17%) (Figur 5.2.9). Høyde og bredde varierer fra 0,5 m til 2,5 m i hovedpassasjene. Dorsumgangen er den lengste sammenhengende passasjen og er 28 m lang og orientert mot N.



Figur 5.2.9: Trend doliner målt på overflaten i feltområdet vist som rosediagram (venstre) og trend passasjeretninger innsamlet fra Grottoff pro-4.027 (høyre). Tabellen viser generell statistikk for dolinene over Spisestuehola og Ryggsjakta, der størst andel av dolinene har en trend ØNØ-VSV og NS. N (antall doliner) = 34. I tillegg er statistikk passasjesegmenter presentert i tabellen, der passasjene har lik trend mellom antall passasjer og lengste passasje

### 5.2.3 Resterende kartlagte grotter på Gråryggen og Gulryggen

I dette delkapittelet oppsummeres resterende grotter på Gråryggen og Gulryggen i Tabell 5.2.5. Tabellen inneholder generell informasjon om passasjemønster, passasjemorfologi, passasjeretning og dolinetetthet.

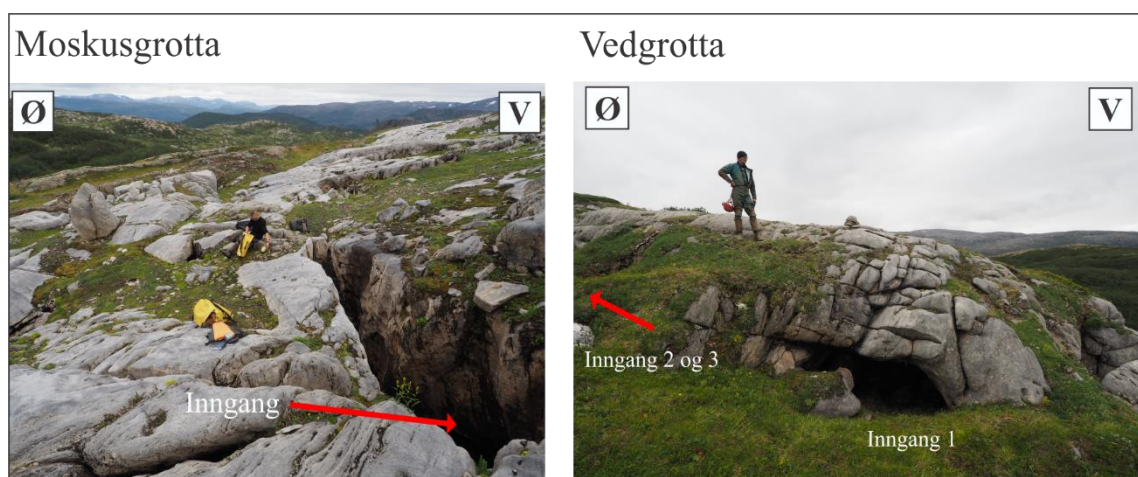
Tabell 5.2.5: Statistikk over de resterende grottene på Gråryggen og Gulryggen. Grottene er beskrevet i detalj av Bukholm (2020), Jenssen (2020), Torstad (2020) og Remmen (2020).

	Grotte	Beskrivelse
<b>Gråryggen</b>	<i>Moskusgrotta</i>	Freatisk grotte med innslag av vados morfologi. Orientering N-S (09→174). Lengste passasje er Tykkartarmen med 72 m og er orientert mot N (12→173).

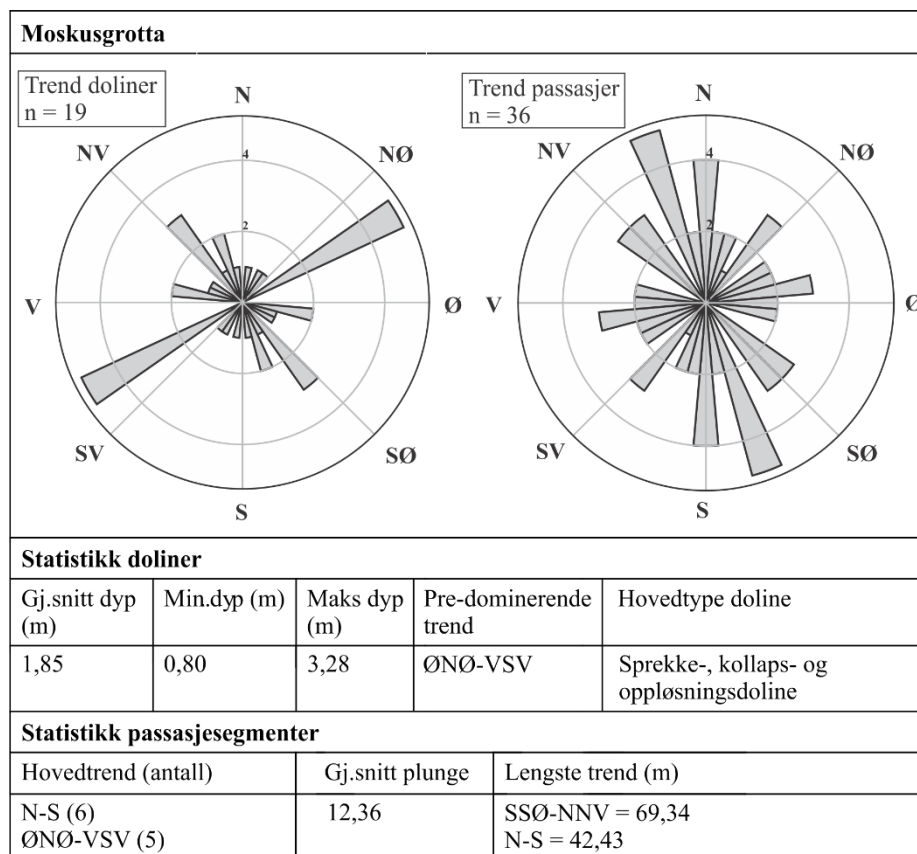
		Passasjer orientert ØNØ-VSV (19%), N-S (19%), SØ-NV (17%) og SSØ-NNV (13%). 0,5-2,0 m bredde og høyde på passasjene. Relativt høy forekomst av doliner: Sprekkedoliner, kollapsdoliner og oppløsningsdoliner (Figur 5.2.11).
	<i>Vedgrotta</i>	Freatisk grotte. Orientering N-S (00→000). Lengste passasje er hovedpassasjen fordelt på <i>Vedrommet</i> , <i>Raspen</i> , <i>Veiskillet</i> og <i>Blindveien</i> med 55 m og er orientert mot N (00→000). Alle tre inngangene er vendt mot V. 0,5-1,0 m bredde og høyde på passasjene. Liten forekomst av doliner.
	<i>Knollgrotta</i>	Freatisk grotte. Orientering SØ-NV (10→131) og NØ-SV (00→050). Sidepassasjer orientert N-S, NØ-SV og Ø-V. Lite vegetasjon. Liten forekomst av doliner.
	<i>Nederlagsgrotta</i>	Freatisk grotte. Orientering NNØ-SSV (18→017). Lite vegetasjon. Liten forekomst av doliner.
<b>Gulryggen</b>	<i>Bjørnetanngrotta</i>	Kombinasjonsgrotte med freatiske og vadose passasjer. Orientering N-S (08→168). Lengste passasje er <i>Tunnelen</i> og <i>Aulaen</i> med 82 m og er orientert mot N. 0,5-3,0 m bredde og høyde på passasjene. Passasjer orientert N-S (21%), NØ-SV (21%) og ØNØ-VSV (21%). Tre innganger. Høy forekomst av doliner: sprekkedoliner og kollapsdoliner (Figur 5.2.13).
	<i>Openbaringa</i>	Freatisk grotte. Orientering NNØ-SSV (06→030). Sidepassasjer orientert NØ-SV og N-S. 0,5-2,0 m bredde og høyde på passasjene. Mye vegetasjon. Liten forekomst av doliner ( <i>Feil! Fant ikke referansekilden.</i> ).
	<i>Elgfjellhola</i>	Kombinasjonsgrotte med freatiske og vadose passasjer. Orientering SSØ-NNV (04→158). Liten forekomst av doliner.
	<i>Paradoksgrotta</i>	Freatisk grotte med innslag av vados morfologi. Orientering N-S (06→003). Liten forekomst av doliner.

	<i>Skjulbekkgrotta</i>	Freatisk grotte med innslag av vados morfologi. Orientering NNV-SSØ (32→336). Sidepassasjer orientert N-S. Liten forekomst av doliner.
--	------------------------	---

Inngangene til Moskusgrotta og Vedgrotta består av ikke-overdekket karst overflate med velutviklede karrenstrukturer og liten forekomst av doliner Figur 5.2.10. Det er registrert sprekke-, kollaps- og løsmassedoliner. Inngangene er lokalisert i kanten av toppflaten med hellende skråning mot skifergrense i Ø. Dolinetrend og trend av passasjeretninger for Moskusgrotta er illustrert i rosedigram med tilhørende statistikk for dolinedyp, orientering og passasjelengde (Figur 5.2.11). På grunn av at det kun er registrert én doline over Vedgrotta og det er et lite grottesystem, er det ikke laget rosedigram av trend passasjeretninger og dolinetrend.

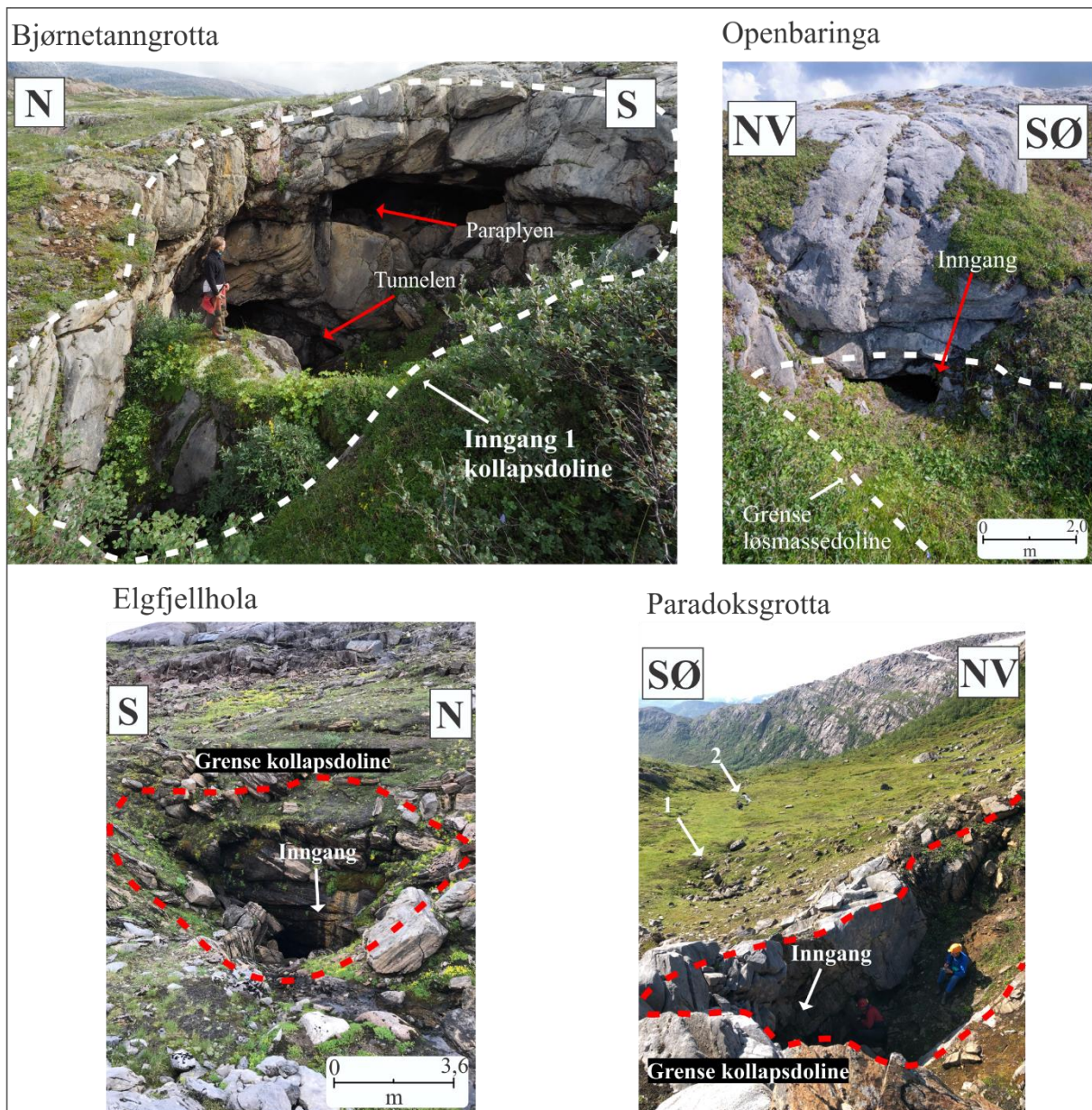


Figur 5.2.10: Illustrasjon av grotteinngang og karstoverflate til Moskusgrotta og Vedgrotta. **Moskusgrotta:** Er en sprekkedoline vendt mot øst. Rød pil viser hvor passasjen fortsetter videre innover. Foto: S.-E. Lauritzen. **Vedgrotta:** Bildet viser inngang 1 i Vedgrotta som er vendt mot øst. Åpningen er 3,4 m bred og 1,4 m høy. Over inngang 1 observeres karst-toppflate med sprekker som deler opp bergmassen. Rød pil viser hvor inngang 2 og 3 befinner seg. Foto: S.-E. Lauritzen.

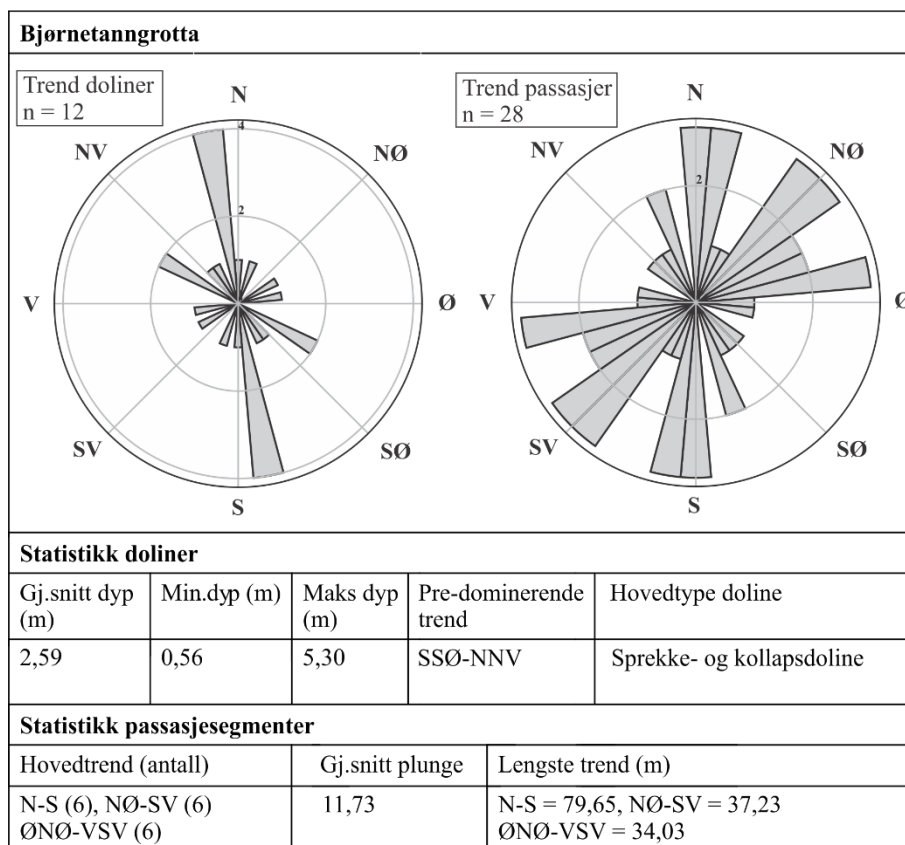


Figur 5.2.11: Trend doliner målt på overflaten i feltområdet vist som rosedigram (**venstre**) og trend passasjeretninger innsamlet fra senterlinjer i Grottof pro-4.027(**høyre**). Tabellen viser generell statistikk for dolinene over Moskusgrotta, der størst andel av dolinene har en trend ØNØ-VSV. N (antall doliner) = 19. I tillegg er statistikk passasjesegmenter presentert i tabellen, der det er litt forskjell mellom trend basert på antall passasjer og trend basert på lengste passasje.

Inngangene til *Bjørnetanngrotta*, *Openbaringa*, *Elgfjellhola* og *Paradoksgrotta* består av dekket til delvis-overdekket karstoverflate og karren-utvikling er fraværende (Figur 5.2.12). Over *Bjørnetanngrotta* er det registrert sprekke-, kollaps- og løsmassedoliner, og til sammen 12 doliner over grotten. Derimot er det registrert liten forekomst av doliner over de andre grottene. SØ for openbaringa er det observert asymmetrisk isplukkdoline/snødoline orientert NØ-SV. Inngangene til *Elgfjellhola* og *Paradoksgrotta* er registrert som kollapsdoliner orientert N-S og NØ-SV. Dolinetrend og trend av passasjeretninger for *Bjørnetanngrotta* er illustrert i rosedigram med tilhørende statistikk for dolinedyp, orientering og passasjelengde (Figur 5.2.13). På grunn av liten forekomst av doliner over *Openbaringa*, *Elgfjellhola* og *Paradoksgrotta*, og lite komplekst passasjemønster, er det ikke laget rosedigram av trend passasjeretninger og dolinetrend.



Figur 5.2.12: Illustrasjon av grotteinnganger og karstoverflate til *Bjørnetanngrotta*, *Openbaringa*, *Elgfjellhola* og *Paradoksgrotta*. **Bjørnetanngrotta:** Hovedinngangen er registrert som en kollapsdoline vendt mot V. Omrisset av kollapsdolinene er markert med hvit stiplet linje. Røde piler viser retning til passasjene *Tunnelen* og *Paraplyen*. Foto: S.-E. Lauritzen. **Openbaringa:** Inngangen er registrert som en løsmassedoliner vendt mot V. Hvit stiplet linje viser omrisset av dolinen. Rød pil markerer inngang. Foto: M. Torstad. **Elgfjellhola:** Inngangen er registrert som en kollapsdoline vendt mot Ø. Dolinen er 9,0 m lang og 5,0 m bred. Rød stiplet linje viser omrisset av dolinene. Foto: M. Torstad. **Paradoksgrotta:** Inngangen er registrert som en kollapsdoline vendt mot SV. Dolinen er 10,0 m lang og 5,1 m bred. Rød stiplet linje viser omrisset av dolinen. Pil 1 peker på oppløsningsdoline nedenfor Paradoksgrotta og pil 2 viser utløp av elv. Oppløsningsdolinene og utløpet er mest sannsynlig tilknyttet samme underliggende grottesystem.



Figur 5.2.13: Trend doliner målt på overflaten i feltområdet vist som rosediagram (**venstre**) og trend passasjeretninger innsamlet fra Grotto pro-4.027 (**høyre**). Tabellen viser generell statistikk for dolinene over Bjørnetanngrotta, der størst andel av dolinene har en trend SSØ-NNV. N (antall doliner) = 12. I tillegg er statistikk passasjesegmenter presentert i tabellen, der det er lik trend mellom antall passasjer og trend lengste passasje.

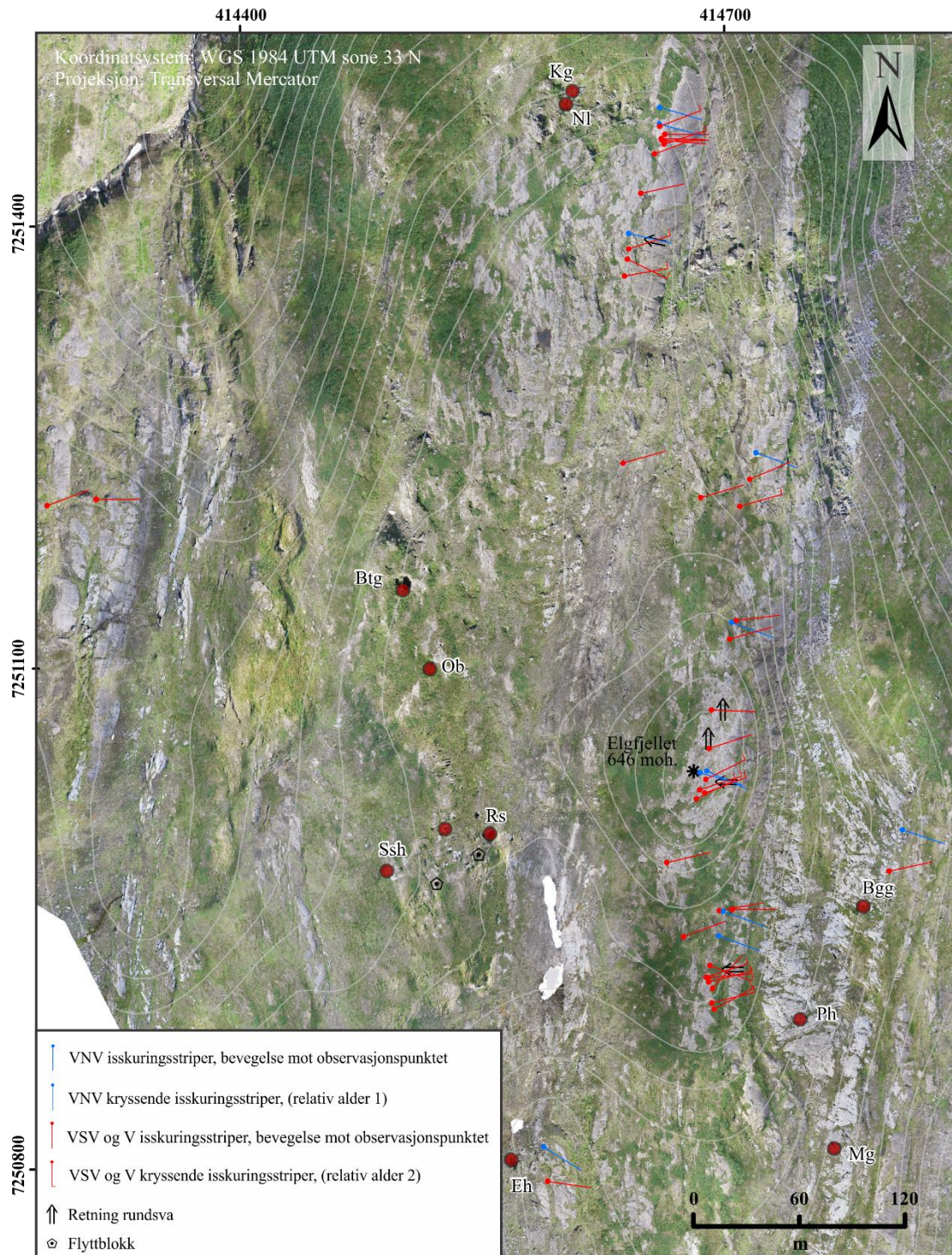
### 5.3 Isbevegelsesretning

I denne oppgaven er skuringsstriper og rundsva brukt for å illustrere en isbevegelse over Elgfjellet. Det er tidligere gjort studier S i Nordland av blant annet Grønlie (1975), Andersen (1982), Bargel (2003) og Høgaas et al. (2019). Det er derimot kun Grønlie (1975) som har beskrevet isbevegelser tilknyttet feltområdet. Målinger av skuringsstriper og rundsva ble gjort for både Gråryggen og Gulryggen, og det er gjennomført 53 målinger.

Skuringsstripene er i hovedsak lokalisert på Gråryggen og i den nordlige delen av Gulryggen (Figur 5.3.1). Det er logget 50 skuringsstriper på Elgfjellet, 19 er logget på Gulryggen og to skuringsstriper er logget lengre V i figuren. Retningen til skuringsstripene viser to tydelige trender i Figur 5.3.2: 1) skuringene har retning VSV og V (Figur 5.3.2 (A)), og 2) VNV (Figur 5.3.2 (A)). I Figur 5.3.2 (C) er det illustrert sprekk som kutter igjennom skuringsstriper som har retning mot VSV. Totalt er det logget fem rundsva med retning mot V (tre) og N (to) (Figur 5.3.2 (B)). På flere av rundsvaene er det registrert kryssende skuringsstriper, der det er vanskelig

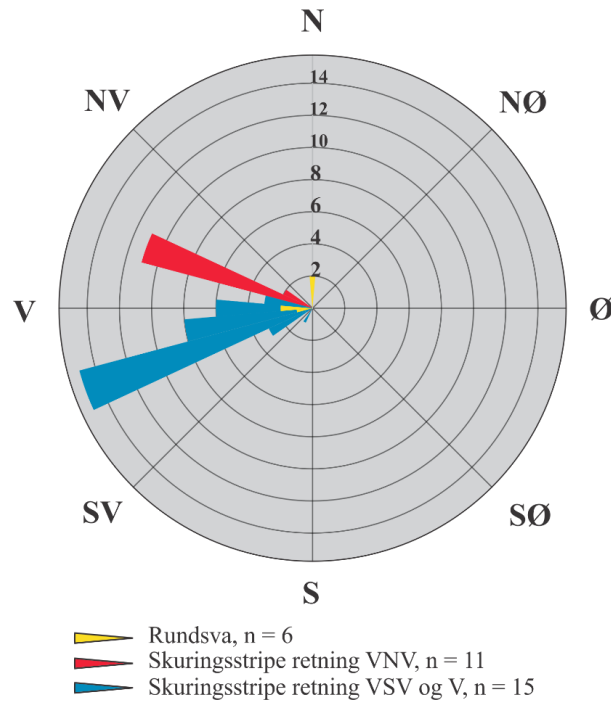


å vurdere hvilken av skuringsstripen som er yngst. Skuringsstripen har fordypning på 2-5 cm og bredde fra 1-5 cm. I tillegg er det observert to flyttblokker på Gulryggen.

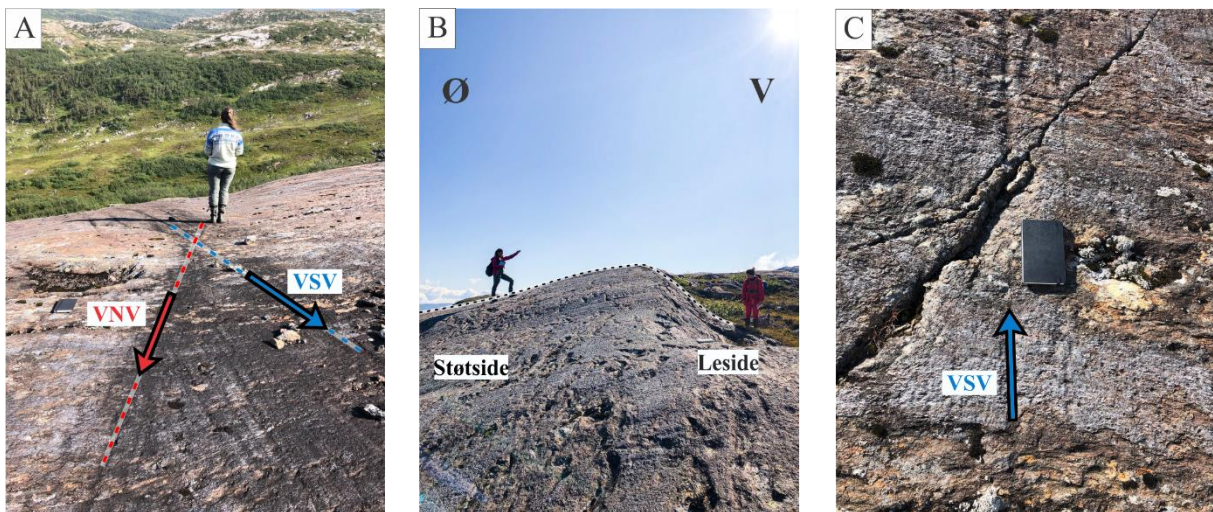


Figur 5.3.1: Kartet er laget for å illustrere funn av flyttblokker, skuringsstriper og rundsua i feltområdet. Kartet er en ortofotomodell utarbeidet i ArcMap 10.7 og konturlinjer er produsert på DTM 5x5 m (Kartverket, 2020). Plasseringene for de kartlagte grottene er markert med røde prikker.

### Orientering skuringsstriper og rundsva Elgfjellet



Figur 5.3.2: Illustrasjon av rosedigram med retningene for skuringsstriper og rundsvaene logget på Elgfjellet. Dominerende retning for skuringsstriperne er VSV med 15 skuringsstriper, VNV og V har 11 skuringsstriper.



Figur 5.3.3: Det ble kartlagt 15 skuringsstriper med retning VSV og 11 skuringsstriper mot VNV. **A)** I bildet observeres kryssende skuringsstriper, der skuringsstripen markert med blå pil har VSV retning ( $250^\circ$ ) og rød pil har VNV retning ( $285^\circ$ ). Flere mindre skuringsstriper observeres i bildet, der flere går mot VSV. Personen i bildet har ansikt vendt mot Ø, og bildet er tatt N på Gråryggen. Skuringsstriper starter helt i kanten av berget foran personen. **B)** På bildet er rundsva representert. Personen til venstre i bildet, i Ø, står på støtsiden av rundsvaet og personen til høyre i bildet, i V, står på lesiden av rundsvaet. Rundsvaet har en retning mot V ( $282^\circ$ ), og det er observert kryssende skuringsstriper på støtsiden med orientering mot V ( $282^\circ$ ) og VSV ( $252^\circ$ ). **C)** I bildet observeres skuringsstripe med orientering mot VSV ( $250^\circ$ ) som gjennomskjæres av sprekk med orientering mot VNV ( $290^\circ$ ). Skuringsstripen har en bredde på omtrent 3 cm. Flere tynne skuringsstriper observeres parallelt med den markerte skuringsstripen og har samme orientering mot VSV.

## 5.4 Overlappende doliner i felt og i ArcMap

Den geomorfologiske fordelingen av doliner er presentert med areal og dyp fra statistiske resultater logget i felt og sammen med GIS-basert detekteringsmetode i ArcMap 10.7. ArcMap 10.7 har registrert alle de fem dolinetyperne, i tillegg til andre geomorfometriske former som for eksempel elv. Videre i dette kapittelet vil begrepet GIS-metoden brukes som et synonym for alle doliner detektert ved bruk av modulen ArcMap 10.7 med tilhørende analyseverktøy.

### 5.4.1 Doliner detektert ved GIS-metoden

DEM-modell utformet fra dronefotogrammetrien (delkapittel 4.1.1) er brukt til GIS-metoden for Gråryggen og Gulryggen. Analysen i GIS-metoden indikerte store kollapsdoliner og oppløsningsdoliner, i tillegg til deteksjon av elveleier og støy i DEM-filen. Doliner av små dimensjoner, eksempelvis sprekke-doliner, ble ikke detektert. Totalt ble det detektert 63575 lukkede forsenkninger i området, før rensing. Det ble gjennomført rensing av datasettet med følgende kriterier: (i) ekskludering av doliner med dyp lavere enn 0,39 m, ettersom minste dyp logget i felt er 0,39 m. Dyp mindre enn dette er verifisert som støy i DEM-filen; (ii) ekskludering av doliner med mindre areal enn 0,1 m<sup>2</sup>, som følge av ujevnheter i vegetasjonsdekket; (iii) ekskludering av elver; og (iv) ekskludering av polygoner basert på feltverifisering. DEM-filen inneholder en del usannsynlige forhøyninger fra Agisoft PhotoScan modell, og behandles som støy i DEM-filen. Andel forsenkninger etter rensing er kun 0,57% av opprinnelig datasett, altså ble rådata redusert med omtrent 99,4%. Resultatet ble 289 detekterte forsenkninger ved bruk av GIS-metoden (Tabell 5.4.1 og Figur 5.4.1 (A)), der 53 forsenkninger er registrert på Gråryggen og 242 på Gulryggen.

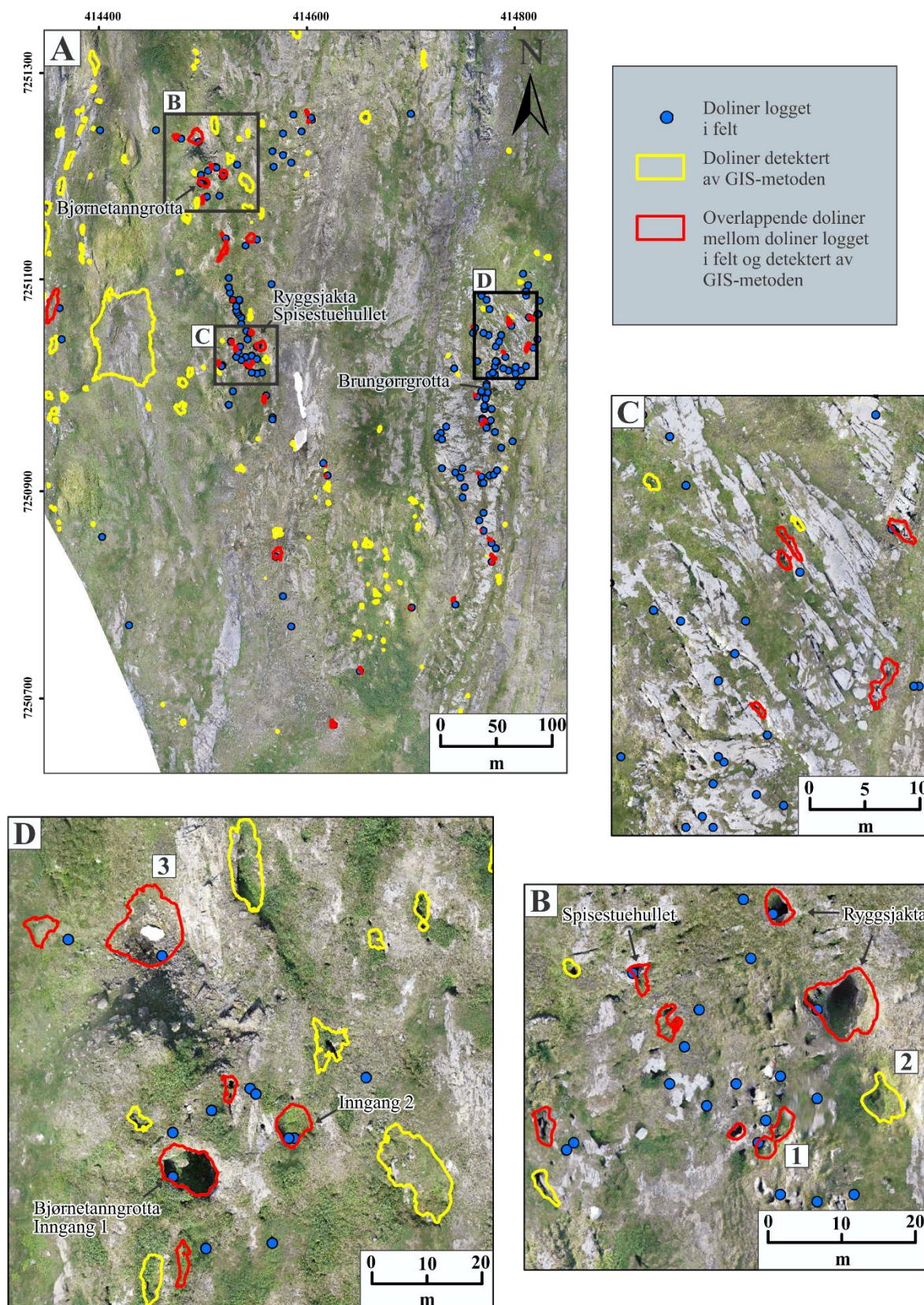
Totalt er det 46 doliner logget i felt, som overlapper med lukkede forsenkninger fra GIS-metoden. Under halvparten av de loggete dolinene overlapper med doliner identifisert ved bruk av GIS-metoden. Enkelte steder har det blitt logget to doliner i felt, hvor det derimot kun er detektert én ved bruk av GIS-metoden (Figur 5.4.1 (B1)). GIS-metoden har ikke klart å gjenkjenne alle doliner, derimot er det også flere doliner som ikke er logget i felt, som GIS-metoden har klart å registrere (Figur 5.4.1 (B2)). Hovedtypen av doliner logget i felt var sprekke-doliner (Tabell 5.4.2). Sprekke-doliner er små og smale, noe som GIS-metode nesten ikke har klart å identifisere (Figur 5.4.1 (C)). Kun 19 sprekke-doliner overlapper, noe som gir 12% overlapp med doliner logget i felt og 7% overlapp med GIS-metoden. I dette tilfellet ble feltarbeidet gjennomført før analysen, noe som gjør det lettere å fjerne støy i datasettet og verifisere doliner.

Tabell 5.4.1: Tabell over detekterte doliner ved GIS-metoden og felt.

<b>Metode innsamling</b>	<b>Doliner/lukkede forsenkninger</b>
GIS-metode	289
Logget i felt	162
Overlapp doliner logget i felt	46

Tabell 5.4.2: Tabell over loggete sprekkedoliner og ikke-sprekkedoliner i felt.

<b>Type doline</b>	<b>Antall logget</b>
Sprekkedoline og natursjakter	121
Ikke sprekkedoline	41
Overlapp	19

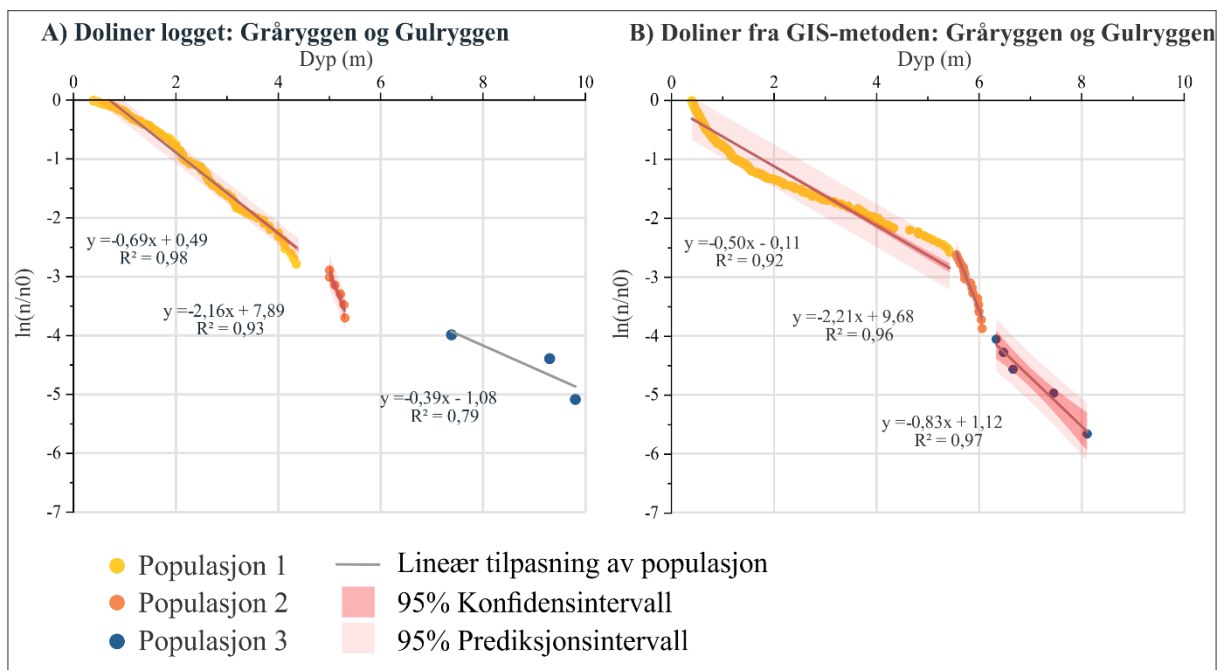


Figur 5.4.1: Sammenligning av doliner logget i felt og doliner detektert ved GIS-metoden. A) Blå punkter viser alle doliner som er logget, gule polygoner viser alle doliner detektert ved GIS-metoden, og røde polygoner viser overlappende forskeninger mellom loggete doliner og doliner detektert ved GIS-metoden. B1) Doline som er detektert som to forskjellige i felt, men kun et polygon i ArcMap. B2) Doline som ikke er logget i felt, men detektert ved GIS-metoden. C) Sprekkedoliner logget i felt og detektert ved GIS-metoden. D3) Kollapsdoliner logget i felt og detektert ved GIS-metoden. Kartet er utarbeidet i ArcMap 10.7.

## 5.4.2 Dolinedyp og halveringsdyp

Av de 162 dolinene logget i felt er 83 doliner logget på Gråryggen og 79 doliner på Gulryggen. I felt ble dolinetype, akselengde og dyp registrert, og i GIS-metoden ble areal, volum og dyp registrert.

Figur 5.4.2 representerer doliner logget i felt og doliner detektert i GIS-metoden, der dolinedyp er plottet mot dimensjonsløs indeks  $\ln(N/N_0)$ . Lineære trender i de semilogaritmiske diagrammene indikerer at dolinedypene er eksponentielt fordelt og avtar med dyp (Figur 5.4.2). Trendlinjene, eller regresjonslinjene, er delt etter øyemål og graden av endring av regresjonskoeffisienten K. I figuren er begge plottene delt i tre lineære trendlinjer, kalt populasjon 1, 2 og 3. Populasjonene er delt inn basert på dolinedyp, fra små og grunne i populasjon 1 til store og dype i populasjon 3. Dyp, regresjonskoeffisient,  $R^2$  og halveringsdyp for hver populasjon er gitt i tabell X. Halveringsdyp for de ulike populasjonene varierer for doliner logget i felt og doliner logget i GIS (Tabell 5.4.3).  $R^2$ -verdiene, tilnærming til trendlinjene, er over 0,78, noe som indikerer en god tilpasning til trendlinjene. De store dolinene har størst avvik fra linjen, noe som skyldes få observasjoner.



Figur 5.4.2: Figur av dolinedyp plottet mot dimensjonsløs indeks  $\ln(N/N_0)$ . **A)** Doliner logget i felt grupperes i tre regresjonslinjer, og klassifisert som populasjon 1, 2 og 3 etter øyemål (Tabell 5.4.3) og endring i regresjonskoeffisient K. Konfidensintervallet viser et usikkerhetsintervall på trendlinjene. Usikkerhetsintervallet for populasjon 3 er ikke lagt ved som følge av for få doliner. **B)** Doliner detektert ved bruk av GIS-metoden grupperes i tre regresjonslinjer og er klassifisert som populasjon 1, 2 og 3 etter øyemål og endring i regresjonskoeffisient K. Det er større usikkerhet i populasjon 3, illustrert med konfidensintervall, noe som skyldes færre målinger av doliner.

Tabell 5.4.3: Doliner logget i felt og detektert i GIS-metode med dolinedyp (m), korrelasjonskoeffisient ( $K(m^{-1})$ ), spredning fra regresjonslinjen ( $R^2$ ) og halveringsdyp ( $D_{1/2}(m)$ ).

<b>Doliner logget i felt</b>			
<b>Dyp (m)</b>	<b>K (<math>m^{-1}</math>)</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>D<sub>1/2</sub>(m)</b>
0,39-4,35	0,69	0,98	1,01 ± 0,022
4,35-5,30	2,16	0,93	0,32 ± 0,148
5,30-9,8	0,39	0,79	1,79 ± 0,043
<b>Doliner detektert ved GIS-metoden</b>			
0,39-5,42	0,50	0,92	1,38 ± 0,037
5,42-6,06	2,21	0,96	0,31 ± 0,277
6,06-8,10	0,83	0,97	0,83 ± 0,022

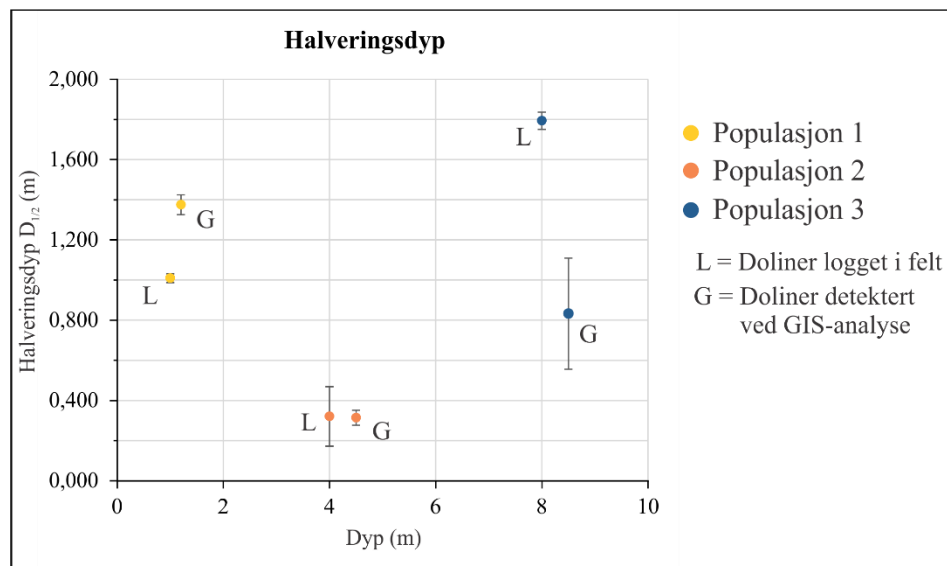
Populasjon 2 for loggete doliner i felt (Figur 5.4.2 (A)) består av seks doliner med dyp på 5,00-5,35 m. To av dolinene er registrert som kollapsdoliner over *Brungørrgrotta*, og kan være grotteinnganger. De resterende fire dolinene er registrert på Gulryggen, tre kollapsdoliner og én sprekkedoline. Sprekkedolinen befinner seg over Ryggsjakta og Spisestuehola.

På Gråryggen er dolinene i hovedsak små og grunne med kun fire dype doliner, lokalisert i populasjon 2 og 3. Disse befinner seg på grensen til skiferkontakt i V og i enden av det grå marmorbandet i N og S. De to dypeste dolinene er i populasjon 3, der begge er sjaktdoliner lokalisert i enden av det grå marmorbandet i N og i grensen mellom den grå og gule marmor i S. Begge klassifiseres som sprekkedoliner tilknyttet eksponert karstoverflate. På Gulryggen er det forekomster av både grunne, intermediære og dype doliner, med flere større doliner enn det som er kartlagt på Gråryggen. De store og dype dolinene på Gulryggen, i populasjon 2 og 3, er enten grotteinnganger definert som kollapsdoliner tilknyttet *Bjørnetanngrotta*, *Ryggsjakta*, *Elgfjellhola* og *Paradoksgrotta*, eller kollapsdoliner i grensen til skiferkontakt og sprekkedoliner lokalisert over *Ryggsjakta*. Den dypeste dolinen (9,3 m) lokalisert på Gulryggen, i populasjon 3, er kollapsdoline tilknyttet inngangen til *Elgfjellhola*.

Populasjon 2 for doliner detektert i GIS (Figur 5.4.2 (B)) er 16 doliner med dyp på 5,55-6,06 m, og klassifiseres som grotteinnganger, kollaps-, oppløsnings- og snødoliner. Noen av dolinene i Populasjon 2 i GIS-metoden, N på Gulryggen nær *Knollgrotta* og *Nederlagsgrotta*, er detektert i et område med mye støy i den opprinnelige DEM-filen. Støyet kan påvirke målingene av dolinedyp, noe som vil diskuteres i delkapittel 6.2.3.1.

For å finne ut om halveringsdypet for de tre populasjonene er like, blir hver gruppe tildelt et dyp på x-aksen og plottes mot hverandre (Figur 5.4.3). Figuren illustrerer at det kun er doliner

med intermediær størrelse, populasjon 2, som har likt halveringsdyp. I populasjon 1 er halveringsdypet for doliner fra GIS-metoden dypere enn halveringsdypet for doliner logget i felt, og i populasjon 3 er halveringsdypet for doliner logget i felt dypere enn halveringsdypet for doliner i GIS-metoden.

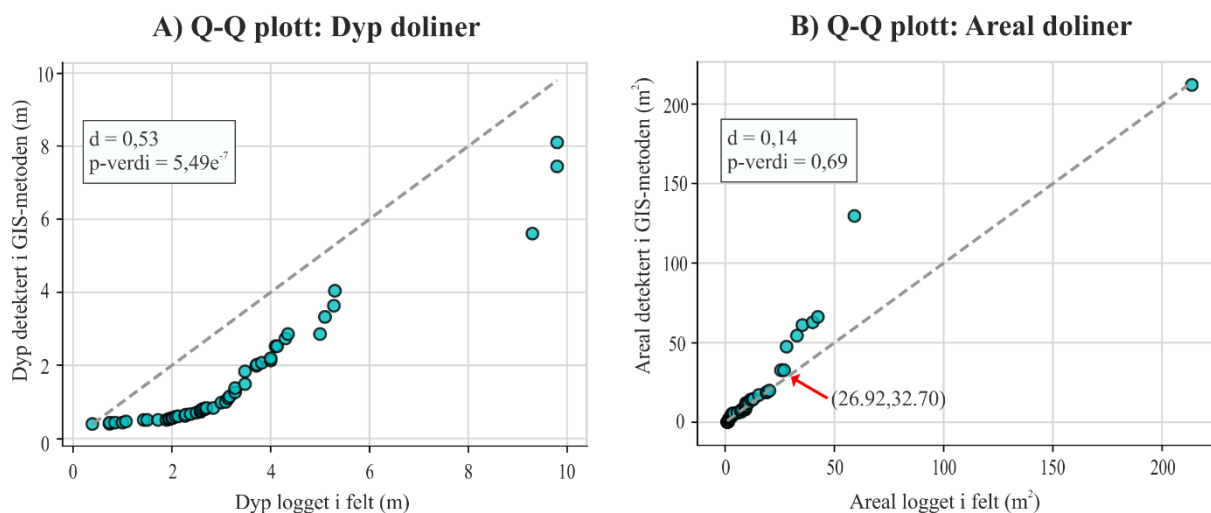


Figur 5.4.3: Hver populasjon er gitt et dyp. 1,0 m og 1,5 m for grunne doliner i populasjon 1. 4,0 m og 4,5 m for intermediært dyp i populasjon 2. 8,0 m og 8,5 m for de dypeste dolinene i populasjon 3.

### 5.4.3 Overlappende dolinedata

Overlappende dolinedata, doliner som både er detektert ved GIS-metoden og logget i felt, inneholder mål av dyp og areal, og gjør det mulig å finne ut hvor stor forskjell det er mellom feltmålinger og målinger i GIS-metoden. Dyp og areal er plottet i hvert sitt Q-Q plott, et punktplott med doliner logget i felt langs x-aksen og doliner detektert i GIS langs y-aksen (Figur 5.4.4). Plottet fremstiller en idealisert fordeling, der dataen blir sammenlignet mot hverandre. Hvis dataen har perfekt korrelasjon, vil de samle seg langs en 45 graders 1:1 linje. Avvik fra linjen viser at enten GIS-metoden over- eller underestimerer datasettet i forhold til doliner logget i felt. I Figur 5.4.4 (A), avviker punktene fra linjen og er bekreftet med middels d-verdi (gjennomsnittsforskjellen mellom gruppene av doliner), der GIS-metoden underestimerer dolinedyp i forhold til feltmålinger. Derimot viser Figur 5.4.4 (B) at punktene legger seg langs linjen, der p-verdien er lik 0,69 og som tilsvarer høy korrelasjon. Første punkt som avviker fra linjen er ved punkt 26,92, 32,70 vist med rød pil i Figur 5.4.4 (B). GIS-metoden overestimerer doliner med areal > 20 m<sup>2</sup>, der dolinene i felt er målt mindre. Særlig de store grotteinngangene og kollapsdolinene er blitt estimert større i GIS-metoden enn det som er målt i felt, illustrert med eksempler i Tabell 5.4.4.



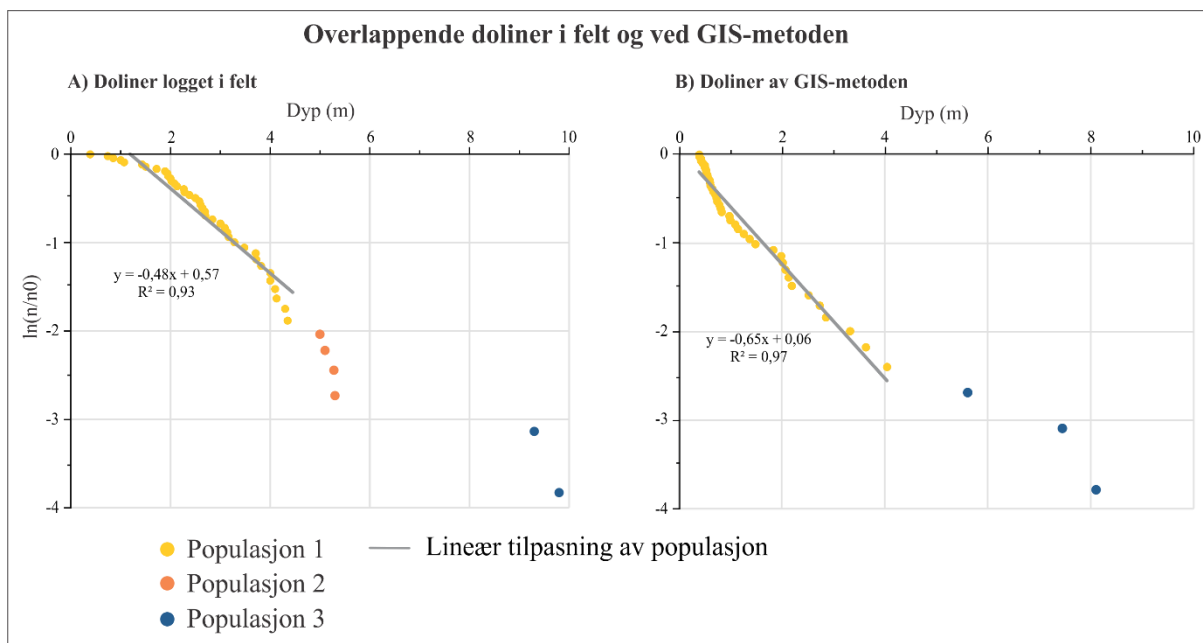


Figur 5.4.4: Illustrasjon av Q-Q plott for overlappende doliner logget i felt (x-akse) og doliner detektert i GIS-metoden (y-akse). d-verdi viser vertikalt avvik fra stiplede linje og gjennomsnittforskjellen mellom gruppene av doliner. **A)** Figuren viser dolinedyp plottet mot hverandre. Plottet viser høy D-verdi og lav p-verdi. **B)** Figuren viser areal plottet mot hverandre. Plottet viser lav D-verdi og høy p-verdi.

Tabell 5.4.4: Eksempel på dolineareal > 20 m<sup>2</sup> mellom doliner logget i felt og detektert i GIS-metoden.

Lokalitet	Doliner i felt (areal m <sup>2</sup> )	Doliner GIS-metoden (areal m <sup>2</sup> )
Elgfjellhola	35,34	62,83
Kollapsdoline (Figur 5.3.1 (D3))	59,16	129,62
Ryggsjakta inngang S (Figur 5.3.1 (B))	33,85	61,07

Ved å plote de overlappende dataene med dimensjonsløs indeks mot dyp, illustreres de samme populasjonene som for loggete doliner og GIS-metoden (Figur 5.4.5). Det er registrert få av de store og dype dolinene, og halveringsdyp regnes kun for de små og grunne dolinene. Dette kan brukes for å finne ut om GIS-metoden estimerer dyp bra nok i forhold til de reelle verdiene ved populasjon 1 i felt. Halveringsdyp er på 1,44 m og 1,07 m (Tabell 5.4.5), der doliner logget i felt er omtrent 40 % dypere enn doliner detektert i GIS-metoden. R<sup>2</sup>-verdiene for trendlinjene er over 0,93, og punktene er registrert langs linjen. Q-Q plott for dypet (Figur 5.4.4) og halveringsdypet illustrerer at de små dolinene ved manuell dybdemåling i felt gir dypere doliner enn det deteksjon ved GIS-metoden klarer.



Figur 5.4.5: Tilsvarende figur som Figur 5.4.2, men kun overlappende doliner som inkluderes. **A)** Doliner logget i felt med tre regresjonslinjer plottet og klassifisert i populasjon 1, 2 og 3 etter øyemålt basert på endring i regresjonskoeffisient K. Konfidensintervallet viser et usikkerhetsintervall på trendlinjene. **B)** Doliner detektert i GIS-metoden med tre regresjonslinjer plottet og klassifisert i populasjon 1, 2 og 3 etter øyemål basert på endring i regresjonskoeffisient K.

Tabell 5.4.5: Overlappende doliner mellom logget i felt og detektert i GIS-metode med dolinedyp (m), korrelasjonskoeffisient ( $K(m^{-1})$ ), spredning fra regresjonslinjen ( $R^2$ ) og halveringsdyp ( $D_{1/2}(m)$ ).

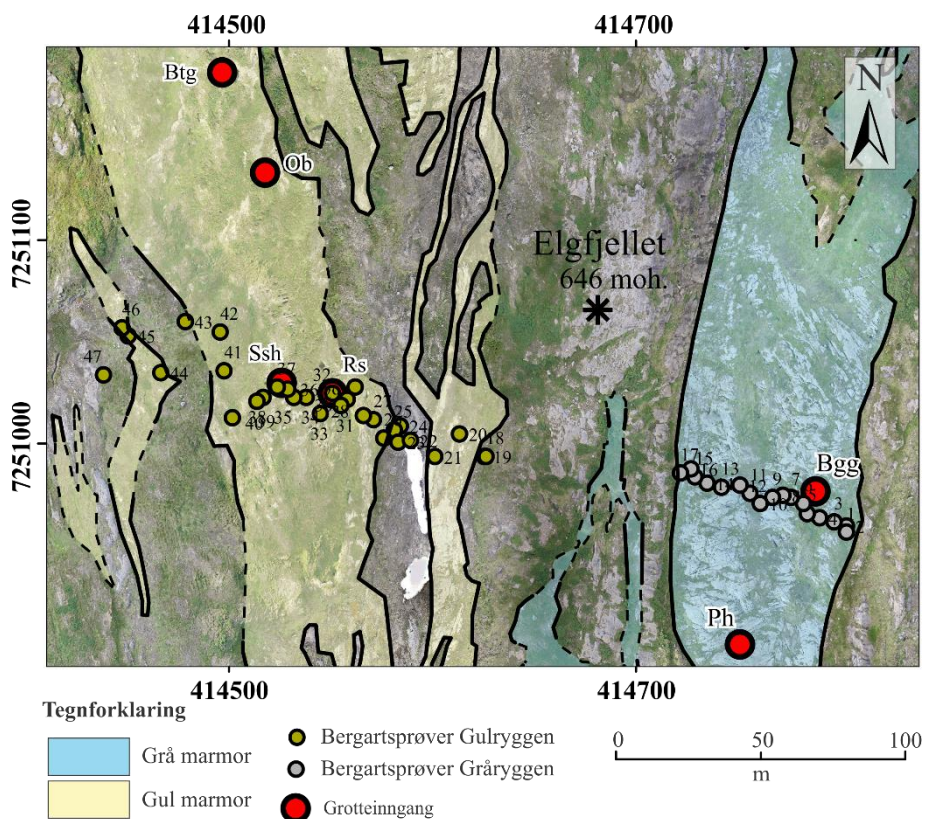
Overlappende doliner				
	Dyp (m)	K ( $m^{-1}$ )	$R^2$	$D_{1/2}$
Logget i felt	0,39-4,35	0,48	0,93	$1,44 \pm 0,138$
GIS-metoden	0,4-4,04	0,65	0,97	$1,07 \pm 0,065$

## 5.5 Stratigrafi

Resultater fra marmoranalysen er vist i stratigrafiske søyler for glødetap, syreuløselig rest og Mg/Ca-forhold i Figur 5.5.2. I tillegg til stratigrafisk fordeling av grotter, doliner og sprekker.

### 5.5.1 Marmoranalyse

Totalt ble det samlet inn 47 bergartsprøver fra den Ø-V gående traversen over Elgfjellet (Figur 5.5.1) gitt med nøyaktig GPS-posisjon. Prøvene er tatt fra overflaten med et intervall på 5 m fra Gråryggen i Ø til Gulryggen i V. Mellom prøve 17 og 18 ble det ikke samlet inn bergartsprøver, som følge av skiferforekomster (Figur 5.5.1).



Figur 5.5.1: Bergartsprøver samlet inn og logget i felt. Bergartsgrensene er kartlagt etter feltobservasjoner og dronemotogrammetri. Prøve 1-17 befinner seg i grå marmor og prøve 18-47 befinner seg innen gul marmor. Områder som ikke er kartlagt med grå og gul marmor er klassifisert som skifer. Mellom prøve 17 og 18 ble det ikke samlet inn bergartsprøver som følge av skifer forekomst.

I følge Gjelle og Sigmond (1995) og Ford og Williams (2007) regnes en bergart å være karbonatbergart når den inneholder > 50% karbonater (Tabell 5.5.1). Bergartsprøvene på Elgfjellet kan klassifiseres etter hvor ren bergartsprøven er, definert i Tabell 5.5.1. Tabellen er inspirert fra studiene til Skutlaberg (2003) og Espeland (2015). Den syreløselige delen kan brukes som et mål på karbonatbergartens renhet, der karbonatbergarten vil løses fullstendig opp ved tilsetning av saltsyre (HCl), og syreløselige rest brukes for å indikere forurensinger.

Tabell 5.5.1: I tabellen skilles bergartsprøvene etter renhet basert på mengde karbonatinnhold. Rene karbonatbergarter består av mer enn 90 prosent karbonatmineraler, mens urene karbonatbergarter er mellom 50-90 prosent og ikke-karbonatbergarter består av mindre enn 50

Bergart	Karbonatinnhold (%)
Ikke-karbonatbergarter	<50
Uren karbonatbergart	50-90
Ren karbonatbergart	>90

I tabell Tabell 5.5.2 tilsvarende den syreløselige delen karbonatinnholdet, og 82% av bergartsprøvene fra Gråryggen og 43% av bergartsprøvene fra Gulryggen er rene karbonater. I

Tabell 5.5.2 har ikke-karbonatbergartene lavt glødetap og høy syreuløselig rest. De urene karbonatbergartene har intermediært glødetap og intermediært syreuløselig rest, der enkelte prøver (prøve 26, 28 og 45) kan variere. Det teoretiske glødetapet for ren kalkspatmarmor, blant annet utregnet av Øvereng (1973) og Skoglund og Lauritzen (2011), er på 44%. På Gråryggen er hovedandelen av prøvene over 40% glødetap og på Gulryggen under 40%. Resultatet i bergartsanalysen klassifiserer bergartene på Gråryggen som karbonatbergart med gjennomsnittlig renhet på 93,16%. Bergartene på Gulryggen har en gjennomsnittlig renhet på 90,16%. Glødetapet i bergartsprøvene ligger i intervallet 0,49-43,26%. Gjennomsnittet er 33,89% for begge marmorbåndene. Syreuløselig rest beregnet for bergartsprøvene ligger i intervallet 0,50-98,86%. Gjennomsnittet er 21,31%. Den gule marmoren, basert på urene- og rene karbonatbergarter, har opptil 16,4% syreuløselig materiale og marmoren indikerer høyt innhold av forurensinger (glimmer og kvarts).

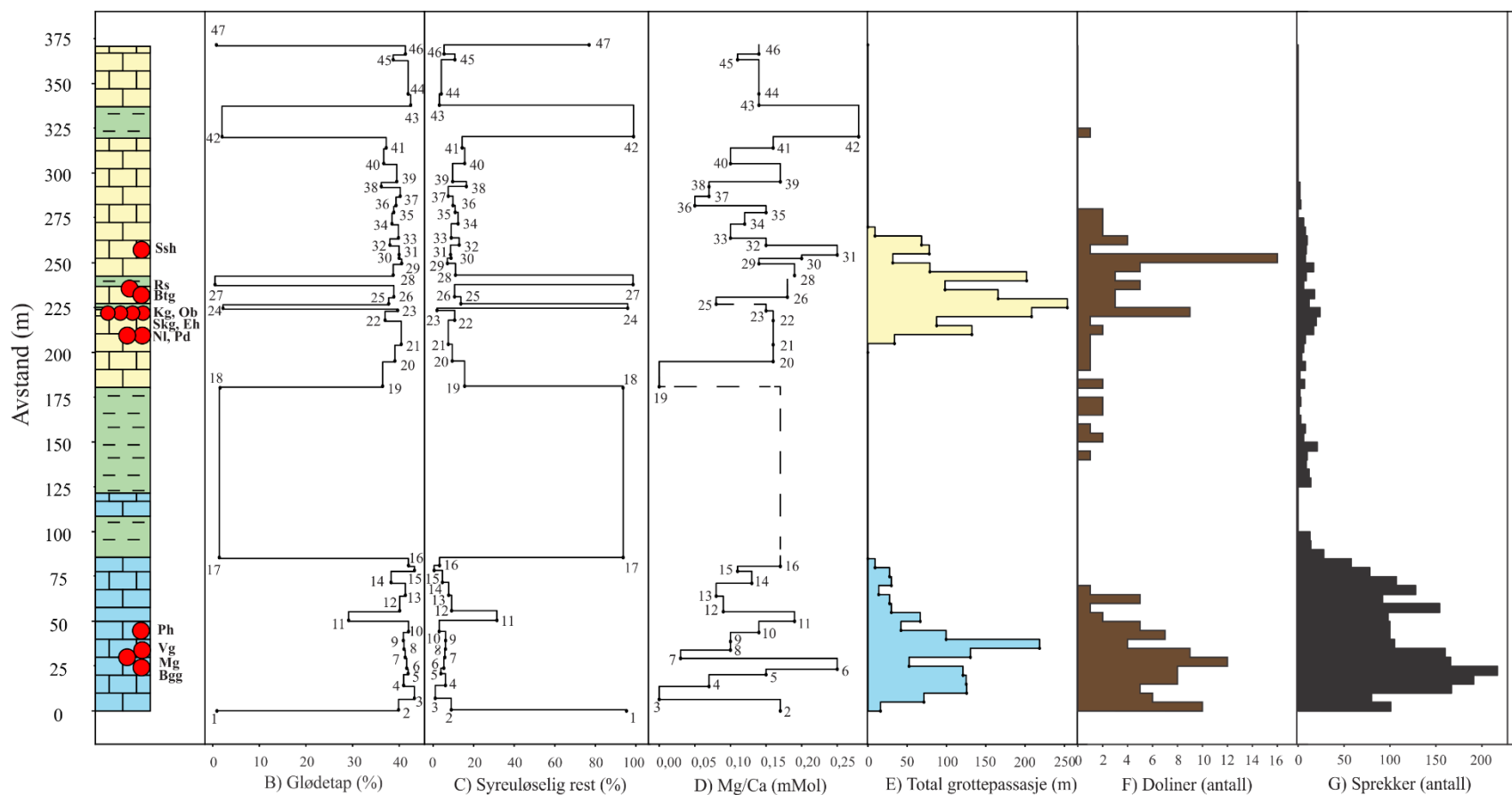
Tabell 5.5.2: Resultat fra glødetaps- og syreuløselighetsforsøk, samt analyse og klassifisering av bergartsprøvene. Standardavviket er beregnet fra tilfeldig utvalgte prøver med fire innveinger etter syreuløselighetsforsøket. Bergartsprøvene er fra den Ø-V gående traversen fra Gråryggen til Gulryggen. Ikke= ikke karbonatbergart, Ren= ren karbonatbergart og Uren= uren karbonatbergart.

	Prøvenr.	Glødetap (%)	Syreuløselig rest (%)	Std.avvik	Syreuløselighet (%)	Mg/Ca (mMol)	Klassifikasjon
<b>Gråryggen</b>	1	0,89	95,35		4,65	-	Ikke
	2	39,85	8,96		91,04	0,17	Ren
	3	43,23	1,03	0,20	98,97	0,00	Ren
	4	40,93	6,07		93,93	0,07	Ren
	5	41,89	3,81		96,19	0,15	Ren
	6	41,58	5,28		94,72	0,25	Ren
	7	41,26	5,78	1,75	94,22	0,03	Ren
	8	41,01	6,07		93,93	0,10	Ren
	9	40,87	6,15		93,85	0,10	Ren
	10	41,99	3,00		97,00	0,14	Ren
	11	29,14	31,46	1,07	68,54	0,19	Uren
	12	40,09	9,10		90,90	0,09	Ren
	13	41,31	7,68		92,32	0,08	Ren
	14	38,23	4,57		95,43	0,13	Ren
	15	43,26	0,50		99,50	0,11	Ren
	16	41,97	3,17	0,34	96,83	0,17	Ren
	17	1,40	93,73		6,27	-	Ikke
	18	1,56	93,67		6,33	-	Ikke
	19	36,43	15,53	0,24	84,47	0,00	Uren
	20	39,06	9,42		90,58	0,16	Ren

<b>Gulryggen</b>	21	40,42	7,48		92,52	0,16	Ren
	22	36,96	10,62		89,38	0,16	Uren
	23	39,67	1,88		98,12	0,15	Ren
	24	2,20	95,96		4,04	-	Ikke
	25	37,72	13,68		86,32	0,08	Uren
	26	38,84	10,57	0,05	89,43	0,18	Uren
	27	0,49	98,60		1,40	-	Ikke
	28	38,70	11,02		88,98	0,19	Uren
	29	40,52	7,04	0,28	92,96	0,14	Ren
	30	39,97	8,83		91,17	0,20	Ren
	31	39,96	8,61		91,39	0,25	Ren
	32	37,99	12,86		87,14	0,15	Uren
	33	39,83	8,94		91,06	0,10	Ren
	34	38,43	12,32	0,06	87,68	0,12	Uren
	35	38,83	10,88		89,12	0,15	Uren
	36	39,31	9,77		90,23	0,05	Ren
	37	40,20	7,46		92,54	0,07	Ren
	38	36,14	16,40		83,60	0,07	Uren
	39	39,47	9,64	0,09	90,36	0,17	Ren
	40	36,67	15,56		84,44	0,10	Uren
	41	37,20	14,31		85,69	0,16	Uren
	42	2,00	98,86		1,14	0,28	Ikke
	43	42,45	3,09	0,42	96,91	0,14	Ren
	44	41,89	4,04		95,96	0,14	Ren
	45	38,69	10,71		89,29	0,11	Uren
	46	41,32	5,40		94,60	0,14	Ren
	47	0,78	76,94	0,04	23,06	-	Ikke

### 5.5.2 Stratigrafisk søyle

En stratigrafisk søyle er laget for å sammenligne prosent glødetap og syreuløselighet, mMol Mg/Ca, lengde grottepassasjer, og antall doliner og sprekker, for å påvise en eventuell korrelasjon mellom de ulike variablene (Figur 5.5.2). Lignende studier har blitt gjennomført av Lauritzen (1986), Skutlaberg (2003) og Heggstad (2018). Den litostratigrafiske loggen (Figur 5.5.2 (A)) er delt inn i gul marmor, grå marmor, der urenheter og ikke-karbonatbergarter innad i marmorlagene er oppført i Tabell 5.5.2. Skifer brukes som et fellesbegrep for funn av glimmerskifer eller glimmergneis. Bergartsprøvene er nummerert kronologisk fra Ø til V (1-47). De resterende stratigrafiske søylene i Figur 5.5.2 vil bli presentert i delkapitlene 5.5.2.1, 5.5.2.2 og 5.5.2.3.



Tegnforklaring			
●	Grotte		
■	Grå marmor	<b>Grotter på Gråryggen</b>	■
■	Gul marmor	Bgg - Brungørrgrotta	■
■	Skifer	Ph - Pustehullet	■
■	Skifer	Mg - Moskusgrotta	■
		Vg - Vedgrotta	■
		<b>Grotter på Gulryggen</b>	■
		Ssh - Spisestuehullet	■
		Btg - Bjørnetanngrotta	■
		Ob - Openbaringa	■
		Rs - Ryggsjakt	■
		Eh - Elgfjellhola	■
		Skb - Skjulbekkgrotta	■
		Pd - Paradoksgrotta	■
		Kg - Knollgrotta	■
		NI - Nederlagsgrotta	■
			■
			■

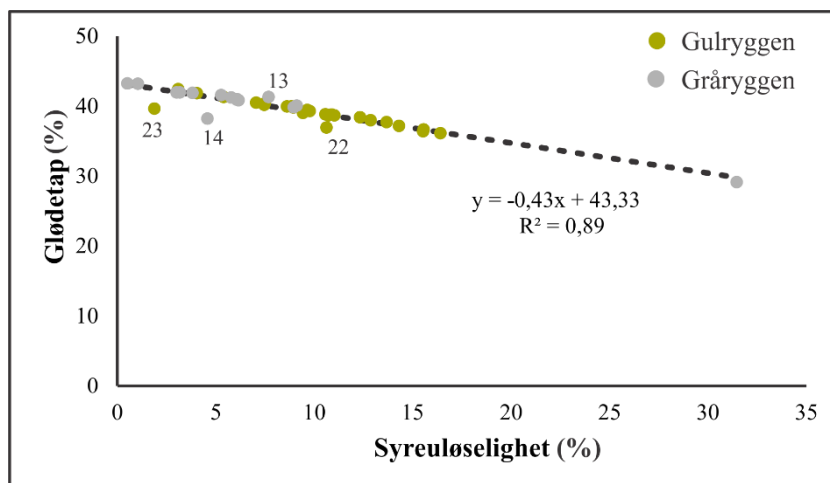
Figur 5.5.2: Illustrasjon av resultater fra bergartsprøver på Gråryggen og Gulryggen med avstand (m) på y-aksen fra Ø (0 m) til V (375 m) i terrenget. **A)** Litostratigrafisk søyle med grotter plottet i de litologiske enhetene. **B)** Stratigrafisk søyle illustrerer testresultater fra glødetap analyse for bergartsprøvene 1-47. **C)** Stratigrafisk søyle illustrerer testresultater fra titrering av syreuløselighet analyse for bergartsprøver 1-47. **D)** Stratigrafisk søyle illustrerer Mg/Ca-forholdet for bergartsprøvene som responderte på analysen. **E, F, G)** Stratigrafiske søyler illustrerer grottepassasjer fra Grotto 1 pro-4.027, doliner logget i felt og sprekker registrert ved bruk av ArcMap og manuelt logget i felt.

### 5.5.2.1 Stratigrafisk søyle for marmoranalysen

Variasjoner i glødetap, syreuløselig rest og Mg/Ca-forhold for de representerte bergartsprøvene er illustrert i stratigrafisk søyle (Figur 5.5.2 (B, C, D)). Glødetap- og syreuløselighet analysene indikerer hvor rene karbonatbergartene er, der bergartsprøver som viser høyt glødetap (>38%) og lav syreuløselig rest (<10%), er klassifisert som rene. I tillegg blir dette gjenspeilet i Mg/Ca-forholdet, der bergartsprøver med høyt glødetap og lav syreuløselig rest indikerer lave Mg/Ca-verdier, med noen unntak. I søyle B ligger glødetapet til bergartsprøvene for Gråryggen mellom 0,89-43,26% og på Gulryggen er glødetapet mellom 0,49-42,45%. På Gråryggen har 82% av prøvene et glødetap mellom 38,00-43,26%, der gjennomsnittlig glødetap er på 40%. Prosentverdien gjelder for prøve 2-10 og 12-16. På Gulryggen har 72 % av prøvene glødetap mellom 38,00-42,45%, der gjennomsnittlig glødetap er på 39%. Prosentverdien gjelder for prøve 20-21, 23, 26, 29-37, 39, 43-46. Forholdet mellom glødetap og syreuløselig rest i stratigrafien er illustrert som omvendt proporsjonale. I søyle C har 82 % av prøvene fra Gråryggen en syreuløselig rest på mellom 0-9%. Det er kun prøve 1, 11 og 17 som avviker og er registrert med høy syreuløselig rest. På Gulryggen er det kun 43 % av prøvene med syreuløselig rest mellom 0-9 %, og det er derfor flere prøver på Gulryggen som inneholder forurensinger. I søyle C varierer Mg/Ca-forholdet mellom 0,0-0,17 på Gråryggen og 0,00-0,28 på Gulryggen. Det er ikke mulig å regne ut forholdet for prøve 1, 17, 18, 24, 27 og 47.

Ved å plote glødetap og syreuløselighet mot hverandre forklarer  $R^2$ , hvilken grad det er en lineær sammenheng mellom variablene og gir en indikasjon på usikkerheten rundt resultatene. Plottet i Figur 5.5.3 er  $R^2$  lik 0,89 og regresjonslinjen har skjæringspunkt ved 43,32%. Prøve 13, 14, 22 og 23 avviker fra linjen. Prøve 14 og 23, på henholdsvis Gråryggen og Gulryggen, har tilnærmet lik sammensetning, der begge har lav syreuløselig rest og glødetap på henholdsvis 38,23% og 39,67%. Prøve 22 på Gulryggen klassifiseres som uren karbonatbergart med høy syreuløselig rest på 10,62 % og glødetap på 36,96%.

Prøve 11 skiller seg ut i den stratigrafiske søylen (Figur 5.5.2), med høy syreuløselig rest og intermediært glødetap. Bergartsprøven har for høyt glødetap til at den kan klassifiseres som skifer. Mg/Ca-forholdet er relativt høyt, og glødetapet er ikke høyt nok til at bergarten kan tolkes som dolomitt. Etersom det er relativt høy mengde urenheter i prøven og intermediært glødetap, klassifiseres bergarten som en kalksilikatbergart. Prøve 6 i stratigrafien er representert med høyt glødetap, lav syreuløselig rest og høyt innhold av Mg, og kan derfor indikere dolomitt-innhold.



Figur 5.5.3: Plottet viser korrelasjonen mellom verdiene for glødetap og syreuløselighet. Kun rene og urene karbonatbergarter er inkludert i plottet.

### 5.5.2.2 Stratigrafisk søyle for total grottepassasje

I den stratigrafiske søylen er lengde grottepassasjer beregnet i m og fordelt over en strekning på omtrent 375 m. I de fleste tilfeller er passasjene lokalisert nært kontaktsonen mellom marmor og skifer, og gjerne på begge sider av marmorens heng (Lauritzen, 1986). Dette er en tendens som er mulig å observere i histogrammet for Gulryggen, der tettheten av grotter er høyest i kontakt med skifer både innad og i grensene av marmorlaget. På Gråryggen observeres det høy tetthet av grottepassasjer mot Ø. Grottene er interpolert til stratigrafien i Figur 5.5.2 (E), noe som forårsaker tap av lokale variasjoner. De fleste av grottepassasjene på Gråryggen befinner seg i intervallet 10–45 m med total passasjelengde på omtrent 872 m, og tilsvarer 72,3% av total grottelengde på Gråryggen. På Gulryggen befinner hovedandelen av grotter seg i intervallet 205–240 m med total passasjelengde på omtrent 1148 m, og tilsvarer 79,3% av total grottelengde på Gulryggen.

### 5.5.2.3 Stratigrafisk søyle for doliner og sprekker

Sprekkemålingene på Gråryggen er kun lineamenter i DEM-modell funnet ved deteksjon i ArcMap (Bukholm, 2020), derimot er sprekke målingene på Gulryggen en kombinasjon av sprekker detektert i ArcMap og sprekker logget i felt (Remmen, 2020). Det ble detektert totalt 1779 sprekker på Gråryggen av Bukholm, 2020, både i og utenfor marmorbandet. På Gulryggen ble det detektert 281 sprekker av Remmen, 2020. Det er ikke blitt gjort noen differensiering mellom sprekker lokalisert i marmoren og på skiferen, som følge av at det er registrert dolineforekomster nær skiferkontakter. Alle dolinetyper er representert i stratigrafien, inkludert sprekkedoliner og natursjakter.

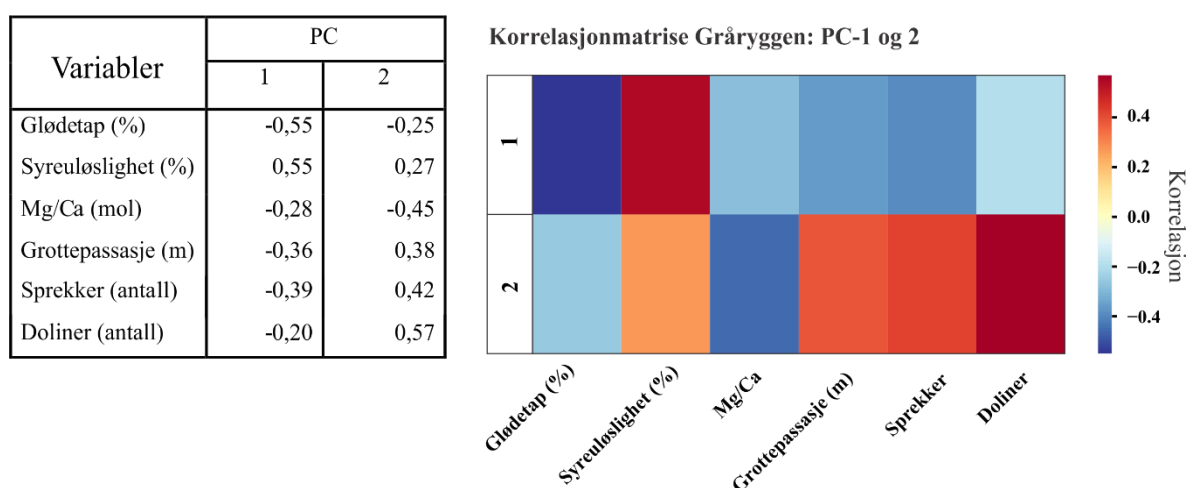


I søyle F er det registrert 69 doliner i intervallet 0-45 m (Figur 5.5.2 (F)), noe som tilsvarer 83% av totalt antall doliner på Gråryggen. På Gulryggen er det registrert 44 doliner innenfor intervallet 205-240 m, noe som tilsvarer 60% av totalt antall doliner på Gulryggen. I Søyle G er det registrert 901 sprekker i intervallet 10-35 (Figur 5.5.2 (G)), noe som tilsvarer 43% av det totale antallet på Gråryggen. På Gulryggen er det registrert 91 sprekker i intervallet 205-230 m, noe som tilsvarer 32% av det totale antallet på Gulryggen.

## 5.6 PCA av stratigrafien

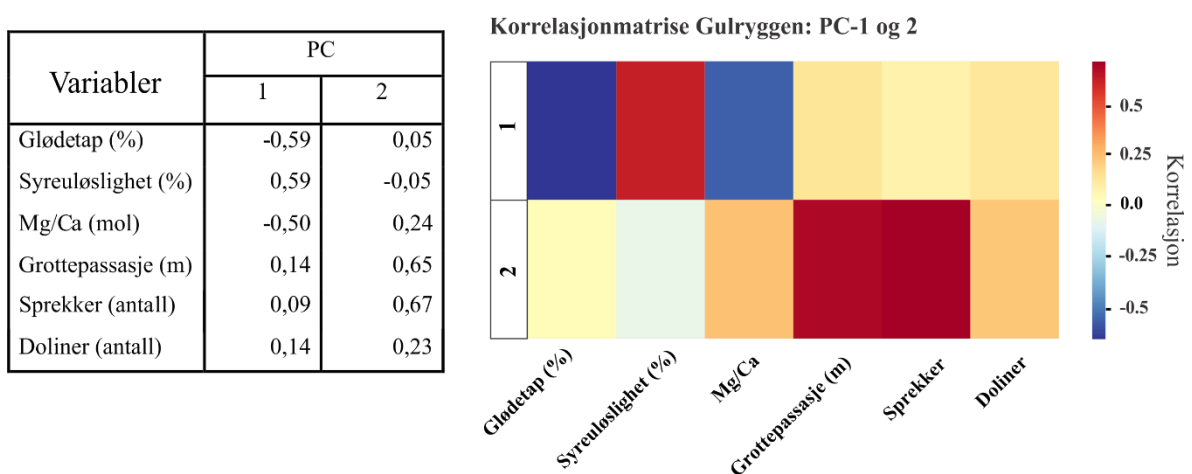
I dette kapittelet er formålet å undersøke om det kan påvises stratigrafisk kontroll på grottene sin plassering. Det gjennomføres derfor PCA og korrelasjonsmatrise for de ulike søylene for å identifisere en korrelasjon mellom variablene fra den stratigrafiske søylen i Figur 5.5.2.

Resultatet av PCA for Gråryggen viser at PC-1 representerer 46% variabilitet av dataen. Ved å legge til PC-2 med 26% variabilitet av datasettet, vil 72% av all data være representert. Denne andelen er tilstrekkelig nok til å utføre analysen. PC-1 (Figur 5.6.1) viser høy positiv verdi for syreuløselighet ( $R = 0,55$ ), og høy negativ verdi for glødetap ( $R = -0,55$ ). Resultatet tilsier at både glødetap og syreuløselighet avhenger av hverandre og er kontrollerende variabler i PC-1. I PC-2 (Figur 5.6.1) har grottepassasje, sprekker og doliner høye verdier med  $R > 0,38$  og er kontrollerende variabler. Lave verdier, nær null, tilsvarer liten betydning i komponentene, der Mg/Ca-forholdet, grottepassasje, sprekker og doliner med  $R < 0,39$  og har liten påvirkning i PC-1. I PC-2 har glødetap og syreuløselighet  $R < 0,27$  og har liten påvirkning i denne komponenten.



Figur 5.6.1: Illustrasjon av PCA på Gråryggen med variabler hentet fra stratigrafien (Figur 5.5.2). Korrelasjonsmatrise av PCA med tilhørende tabell. Fargene illustrerer verdiene for korrelasjon mellom variablene i PC-1 og PC-2.

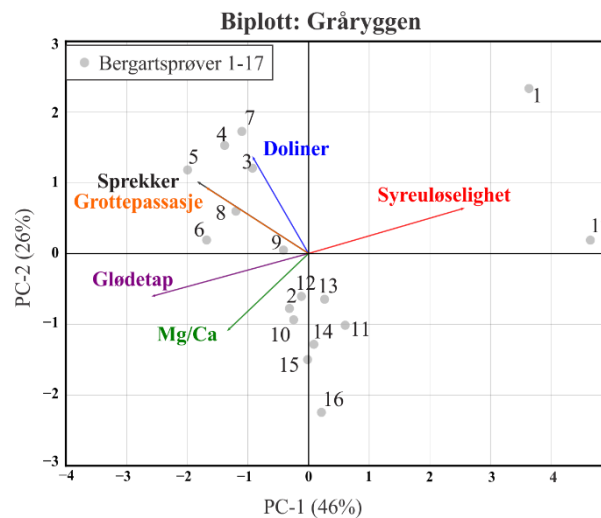
Resultatet av PCA for Gulryggen viser at PC-1 representerer 47% variabiliteten av dataen. Ved å legge til PC-2 med 31% variabilitet av datasettet, vil 78% være representert. Denne andelen er tilstrekkelig nok til å utføre analysen. PC-1 (Figur 5.6.2) viser høy positiv verdi for syreuløselighet, og høy negativ verdi for glødetap og Mg/Ca-forholdet. Resultatet tilsier at både glødetap, Mg/Ca-forholdet og syreuløselighet med  $R > 0,50$ , avhenger av hverandre og er kontrollerende variabler i PC-1. I PC-2 (Figur 5.6.2) har grottepassasje og sprekker høye verdier med  $R > 0,65$ , og vil være kontrollerende variabler. Grottepassasje, sprekker og doliner med liten signifikans i PC-1. I PC-2 har glødetap, syreuløselighet, Mg/Ca og doliner liten signifikans.



Figur 5.6.2: Illustrasjon av PCA-analyse fra Gulryggen med variabler hentet fra stratigrafien (Figur X). Korrelasjonsmatrise av PCA-analyse med tilhørende tabell. Fargene illustrerer verdiene for korrelasjon mellom variablene i PC-1 og PC-2.

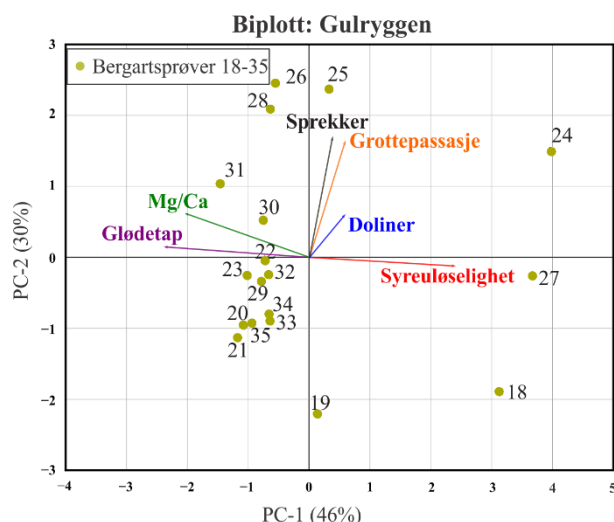
Biplottet (Figur 5.6.3) for Gråryggen viser et spredningsplott for PCA. I biplottet vil PC-1 kontrolleres av syreuløselighet og glødetap, ettersom vektorene ligger nært x-aksen. PC-2 styres i hovedsak av doliner, som ligger nærmest y-aksen. Sprekker, grottepassasjer og Mg/Ca ligger mellom aksene og har påvirkning i begge komponentene. Variablene glødetap og syreuløselighet i PC-1 og PC-2 er inverse størrelser. I biplottet har variablene Mg/Ca, grottepassasje, sprekker og doliner negative verdier i PC-1, vist ved vektorer til venstre for null på x-aksen og i Figur 5.6.1. I PC-2 (Figur 5.6.3) har grottepassasje, sprekker, doliner positive verdier, vist ved vektorer tilhørende y-aksen. Vektorene representerer hvor mye hver variabel påvirker i analysen av variablene. Prøve 3-9 befinner seg i intervallet 10-40 m i stratigrafien (Figur 5.5.2), der biplottet viser at disse prøvene påvirkes av variablene grottepassasje, sprekker og doliner. Prøve 2, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16 er prøver med høyt glødetap og lav syreuløselighet, noe som bekreftes ved at prøvene er lokalisert mellom disse to vektorene i plottet (Figur 5.6.3).

Prøve 1 og 17 befinner seg nært vektoren til syreuløselighet og prøvene kontrolleres derfor av denne variabelen.



Figur 5.6.3: Illustrasjon av PCA fra Gråryggen. Punkter representerer prøvene hentet fra traversen i stratigrafien. PC-1 på x-aksen viser 46% varians av variablene i datasettet og PC-2 på y-aksen viser 26% varians av variablene i datasettet. Biplottet viser høy korrelasjon mellom grottepassasjer, sprekker og doliner for prøvene 3-9. Prøve 2 og 10-16 viser høy korrelasjon mellom glødetap, syreuløselighet og Mg/Ca.

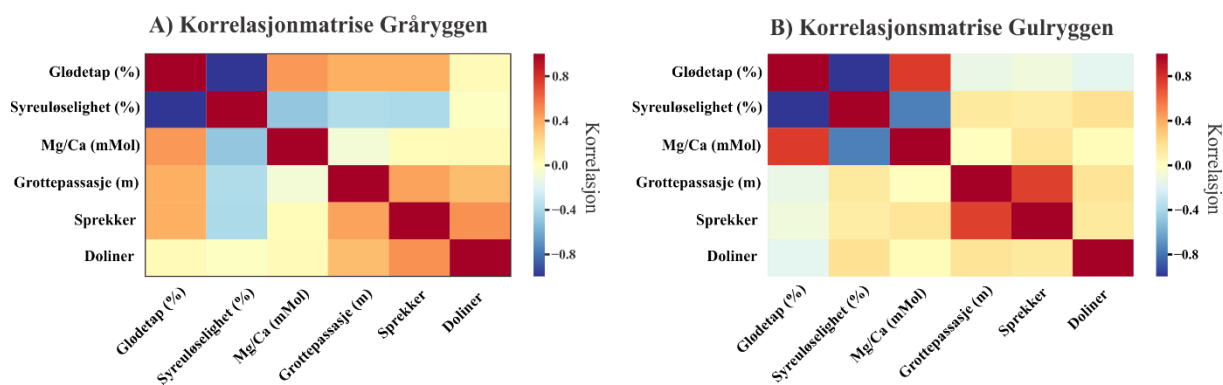
Biplottet (Figur 5.6.4) for Gulryggen viser et spredningsplott for PCA. PC-1 kontrolleres av syreuløselighet, glødetap og Mg/Ca, som vises ved at vektorene ligger nært x-aksen. PC-2 styres av variablene sprekker og grottepassasjer. Doliner har kort vektor og befinner seg midt imellom aksene, noe som betyr at variabelen doliner ikke påvirker PC-1 og -2. I biplottet har variabelen Mg/Ca negative verdier i PC-1, vist ved vektor til venstre for null på x-aksen og i Figur 5.6.2. Resten av variablene har positiv verdi i PC-1. I PC-2 er det kun syreuløselighet som har en negativ. Prøve 25, 26 og 28 har høy grottetetthet og høy sprekketetthet i stratigrafien, og er kontrollerende variabler i disse tre prøvene. Dette vises i biplottet (Figur 5.6.3), der prøvene samler seg nært vektorene til sprekker og grottepassasje. Prøve 30 har høy dolinetetthet i stratigrafien og er nærmest vektoren til doliner i biplottet. I tillegg ligger den nært vektoren til Mg/Ca, noe som bekreftes av høyt innhold av Mg i prøven. Prøve 31 styres primært av Mg/Ca-forholdet, som bekreftes med høye verdier av Mg i stratigrafien. Prøve 20, 21, 22, 23, 29, 32, 33, 34, 35 er i biplottet forklart ved variabelen glødetap, med korrelasjon til syreuløselighet. Resten av variablene har liten dominans i disse prøvene. Prøve 19 legger seg mellom glødetap og syreuløselighet, og påvirkes av begge variablene. Prøve 18 og 27 ligger nært vektoren til syreuløselighet og påvirkes derfor av denne variabelen. Prøve 24 befinner mellom vektorene til syreuløselighet og doliner, og påvirkes derfor av begge disse to variablene.



Figur 5.6.4: Illustrasjon av PCA fra Gulryggen. Punkter representerer prøvene hentet fra traversen i stratigrafien. PC-1 på x-aksen viser 46% varians av variablene i datasettet og PC-2 på y-aksen viser 30% varians av variablene i datasettet. Biplottet viser høy korrelasjon mellom grottepassasjer og sprekker for prøvene 25, 26 og 28. Ingen prøver korrelerer med doliner, og denne variabelen har liten signifikans i analysen. Prøve 20-23 og 29-34 viser høy korrelasjon mellom Mg/Ca, glødetap og syreuløselighet. Prøve 18, 19, 24 og 27 viser høy korrelasjon med syreuløselighet, men viser ingen gruppering

Stratigrafien og biplottet av Gråryggen og Gulryggen kan forklares ved en korrelasjonsmatrise mellom PC-1 og PC-2, der hver variabel er presentert med korrelasjon (Figur 5.6.5). Høy korrelasjon tilsvarer R-verdi nært 1 eller -1, og liten korrelasjon tilsvarer R-verdi nært 0. På Gråryggen (Figur 5.6.5 (A)), har glødetap en viss korrelasjon med alle variablene bortsett fra doliner med  $R = 0,03$ . Glødetap har høy korrelasjon med syreuløselighet ( $R = -1,00$ ) og Mg/Ca ( $R = 0,47$ ), der syreuløselighet er representert med høyest korrelasjon. Syreuløselighet viser også høy korrelasjon med Mg/Ca ( $R = -0,48$ ). Grottepassasje har en god korrelasjon med glødetap ( $R = 0,40$ ), syreuløselighet ( $R = -0,38$ ), sprekker ( $R = 0,44$ ) og doliner ( $R = 0,34$ ), der sprekker representerer høyest korrelasjon. Sprekker har god korrelasjon med glødetap ( $R = 0,40$ ), syreuløselighet ( $R = -0,40$ ), grottepassasje ( $R = 0,44$ ) og doliner ( $R = 0,49$ ), der doliner representerer høyest korrelasjon. Doliner har liten korrelasjon med glødetap ( $R = 0,03$ ), syreuløselighet ( $R = -0,01$ ) og Mg/Ca ( $R = 0,04$ ). Derimot korrelerer doliner høyt med grottepassasje ( $R = 0,34$ ) og sprekker ( $R = 0,49$ ).

I korrelasjonsmatrisen på Gulryggen (Figur 5.6.5 (B)), har glødetap høy korrelasjon med syreuløselighet ( $R = -1,0$ ) og Mg/Ca ( $R = 0,76$ ). Syreuløselighet har også høy korrelasjon med Mg/Ca ( $R = -0,76$ ). Grottepassasjer har lav korrelasjon med doliner ( $R = 0,15$ ), men høy korrelasjon med sprekker ( $R = 0,75$ ). Sprekker har også lav korrelasjon med doliner ( $R = 0,14$ ).



Figur 5.6.5: Illustrasjon av korrelasjonsmatrise mellom de seks variablene hentet fra stratigrafien (Figur 5.5.2). Høy korrelasjon er nært 1 eller -1, og lav korrelasjon er nært 0. Oppnådd R er vist med fargekoder forklart med fargebar til høyre i figur A og B.

## 6 Diskusjon

Problemstillingen for oppgaven er å finne ut hvilke overflateformer som finnes i Elgfjellets karstområde og hva kvantitative analyser av dem kan fortelle om den morfologiske historien til glasiokarst-utviklingen på Elgfjellet. Tre temaer diskuteres i dette kapittelet: sammenheng mellom doliner og grotter, geologiske faktorer som styrer fordelingen og størrelsen av doliner, og en evaluering av GIS-metoden.

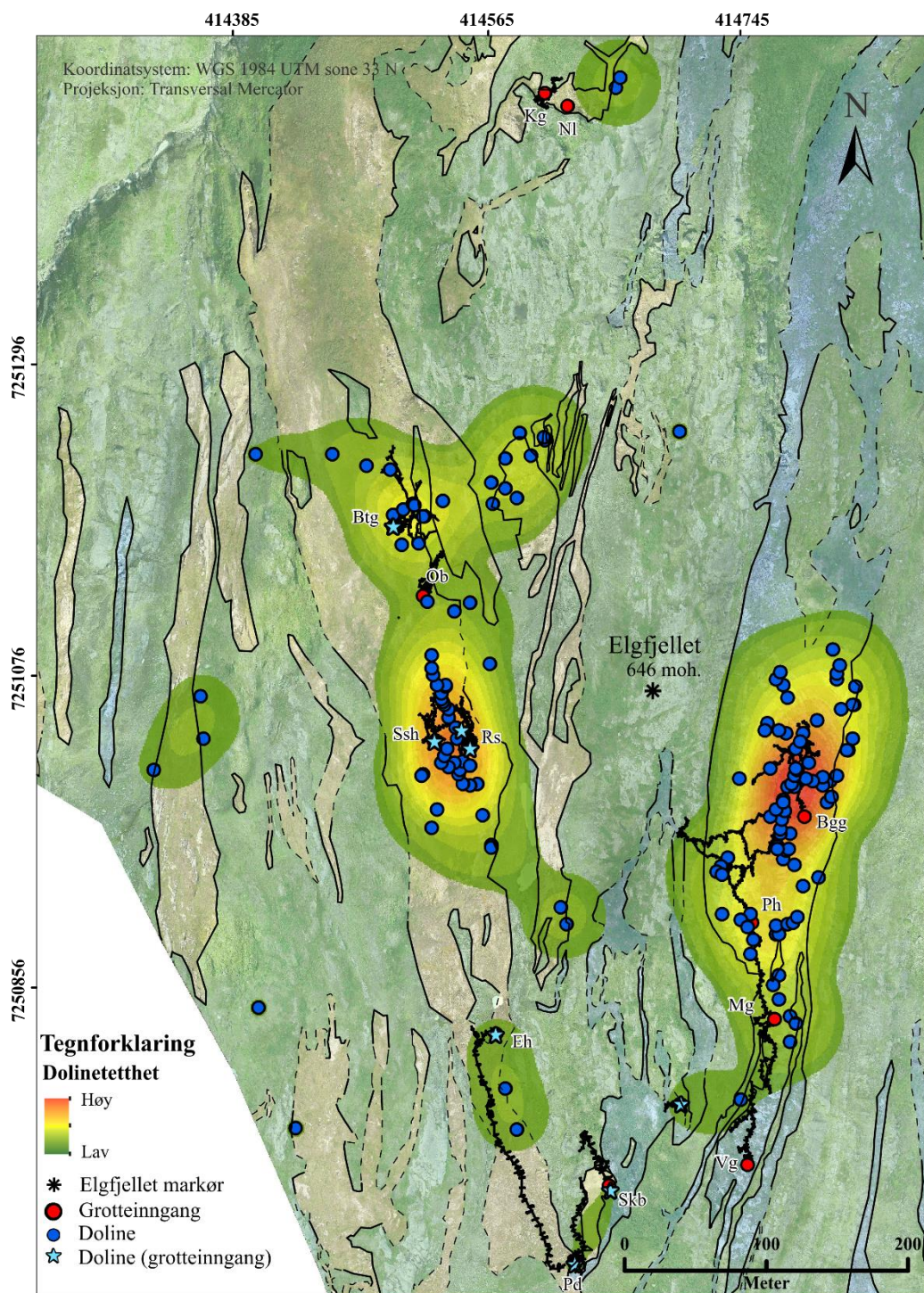
### 6.1 Sammenheng mellom forekomst av doliner og grotter

#### 6.1.1 Dolinetetthet

Elgfjellet og feltområdet har den høyeste tettheten av grotter S i Nordland (Faulkner, 2009). I Figur 6.1.1 overlapper områdene med høyest dolinetetthet (rødt) med dype, store og forgreinetes grottesystemer, som *Brungørrgrotta*, *Pustehullet*, *Spisestuehola*, *Ryggsjakta* og *Bjørnetanngrotta*. *Brungørrgrotta* og *Pustehullet* er de to dypeste grottene på Gråryggen og består av lange, kryssende passasjer og har høyest dolinetetthet over grottepassasjene med henholdsvis 29 og 30 doliner. Vedgrotta, i motsetning, er den grunneste og korteste grotten på Gråryggen bestående av lineære passasjer. I tillegg har den lavest dolinetetthet. *Spisestuehola*, *Bjørnetanngrotta* og *Ryggsjakta* på Gulryggen har forgreinetes passasjer, hvor *Spisestuehola* og *Bjørnetanngrotta* er henholdsvis 31 og 23 m dype og *Ryggsjakta* er 13 m dyp. Disse grottene er alle representert med høy dolinetetthet. Dette begrunner at grotter med komplekse nettverk av passasjer kan være avgjørende for hyppigheten av doliner på overflaten, hvor de mest komplekse grottene har høyest dolinetetthet. Dype grotter kan se ut til å korrelere med høy dolinetetthet, men *Moskusgrotta*, *Elgfjellhola* og *Skjulbekkgrotta* motbeviser dette, ettersom det

finnes få doliner over systemene. Lengde på grottesystemet kan være avgjørende for geografisk utstrekning (arealdekke), men behøver ikke å kontrollere dolinetetthet. Bekreftelse på dette er *Moskusgrotta* og *Elgfjellhola* som er svært lange grotter med lineær passasjemorfologi, dermed liten kompleksitet, og er representert med lav dolinetetthet.

På grunnlag av disse funnene kan et komplekst nettverk av kryssende passasjer være den dominerende faktoren for høy dolinetetthet. Dette kan skyldes geologisk permeabilitet (oppsprekking) i karstmassivet, der doliner er fordelt på karstoverflaten og fungerer som punktvis kommunikasjon mellom epi- og endokarstsonen (White, 1990; Ford og Williams, 2007; Lauritzen, 2017). I følge Lauritzen (2017) er dolineutvikling dirigert av underliggende geologiske strukturer, der doliner ofte er tilknyttet underliggende bruddsoner.

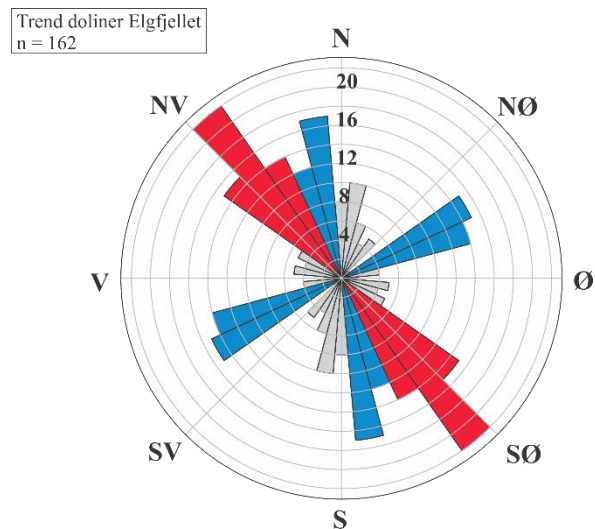


Figur 6.1.1: Visualisering av 162 doliner over grottene på Elgfjellet i en tetthetsmodell. Områder med høy tetthet av doliner er vist med rød og områder med lav tetthet av doliner er vist med mørk grønn. Navn på grottene er vist ved forkortelser og rød sirkel. Grottene er vist som senterlinjer og HVNO fra kartleggingsdata. Modellen er utarbeidet i ArcMap 10.7.

## 6.1.2 Overlapp mellom trend passasjesegmenter og doliner

Pre-dominerende trend målt for doliner på Elgfjellet er SØ-NV, mens dominerende trend er SSØ-NNV og ØNØ-VSV (Figur 6.1.2). I dette delkapittelet er formålet å vurdere om pre- og dominerende trender gir et morfometrisk mønster i karstlandskapet og om målingene kan

brukes for å predikere underliggende passasjer. For å bevise dette må dolinene på overflaten befinne seg over underliggende grottepassasjer. Det er gjennomført lignende studier av Williams (1971), Lauritzen (1986) og Pardo-igúzquiza et al. (2016).



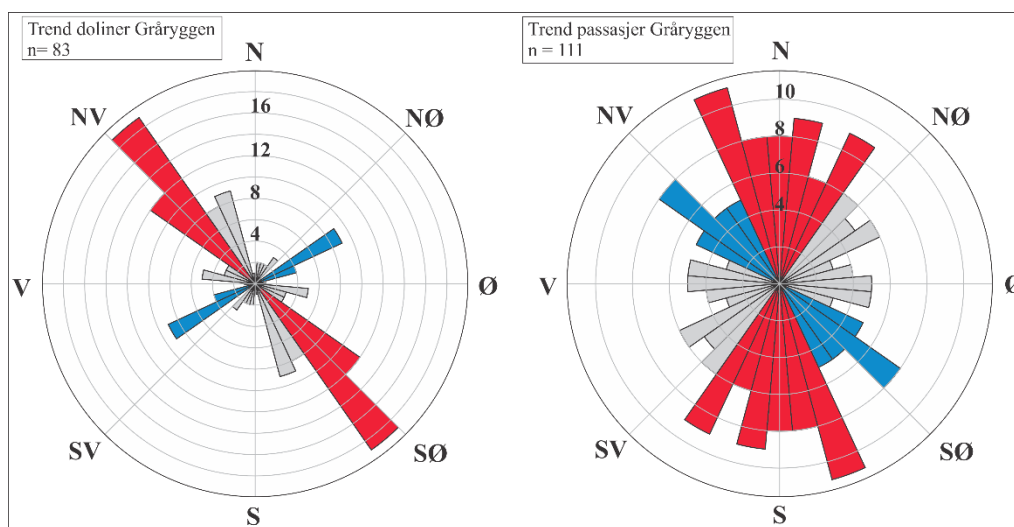
Figur 6.1.2: Målinger av trend doliner på Gråryggen og Gulryggen. Predominerende trend (rød) er NV-SØ og dominerende trend (blå) er N-S og ØNØ-VSV.

På Gråryggen har dolinene pre-dominerende trend SØ-NV og dominerende trend ØNØ-VSV (Figur 6.1.3). Av dolinene med pre-dominerende trend er 30 kategorisert som sprekedoliner, og befinner seg over underliggende passasje elementer (*Brungørrgrotta*, nordlig del *Pustehullet* og inngang *Moskusgrotta*) vist i Figur 6.1.5. De resterende tre dolinene med pre-dominerende trend er kollapsdoliner, der to er lokalisert over *Brungørrgrotta* og én over *Moskusgrotta*. Av dolinene med dominerende trend (Figur 6.1.5) er ni kategorisert som spekkedoliner, og befinner seg over underliggende passasjesegmenter (sørlig del *Pustehullet* og nordlig del *Moskusgrotta*). To doliner med dominerende trend er kollapsdoliner, lokalisert over *Brungørrgrotta*, og to doliner er kategorisert som oppløsningsdoliner (snødoliner). De to sistnevnte er muligens en kombinasjon av sprekedoline og oppløsningdoline, ettersom dolinene er avrundet og utvidet som følge av isens erosjon. Ingen av kollapsdolinerne er definert som grotteinnganger, men de er mest sannsynlig tilknyttet kollaps av underliggende grottesystem og kan predikere underliggende passasjer, noe som Lauritzen (1986) og Waltham og Lu (2007) også diskuterte i sine studier.

Illustrert i Figur 6.1.3 (høyre) er pre-dominerende trend til passasjesegmentene på Gråryggen omtrent N-S og dominerende trend SØ-NV med antydning til dominerende trend ØNØ-VSV. Trend av prosent passasjelengde for grottesystemene resulterer i samme pre- og dominerende



trend. Bukholm (2020) har i sine studier diskutert at passasjesegmenter som følger pre-dominerende maksimum retning N-S følger foliasjonen, den mest lysende horisonten i bergarten, og en lavt hellende ledespalte. Doliner korrelerer ikke med denne trenden, der doliner i hovedsak korrelerer med vertikale sprekkesett som Bukholm (2020) omtaler som sprekkesett 2 og 3 i sin studie. I Figur 6.1.3 fremstilles et morfometrisk mønster av dolinetrend og trend passasjemønster, der den pre-dominerende trenden til dolinene korresponderer med den dominerende trenden til passasjesegmentene. I tillegg korresponderer den dominerende trenden til dolinene med passasjesegmenter orientert ØNØ-VSV (antydning til dominerende trend for passasje elementer i rosediagrammet Figur 6.1.3).

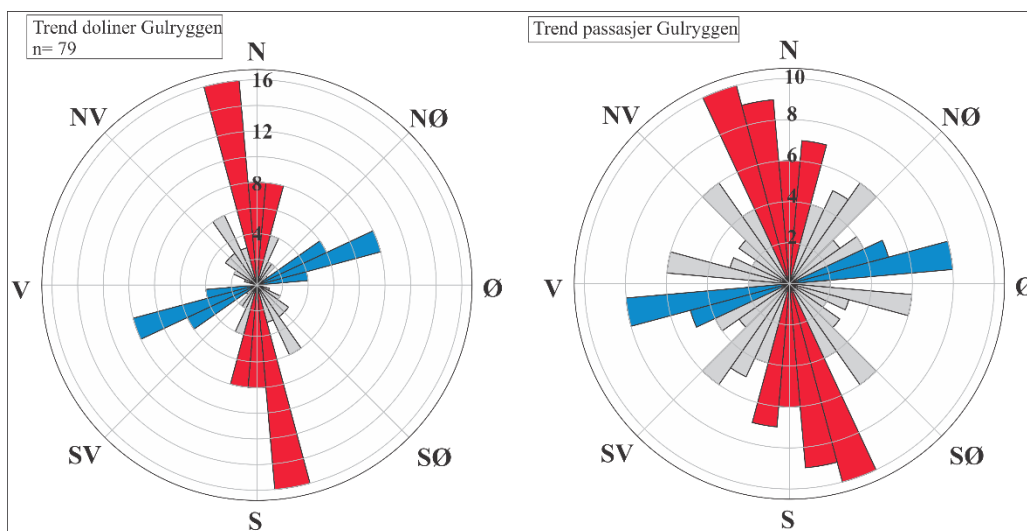


Figur 6.1.3: Illustrasjon av rosedigram for målt trend doliner i felt og målt trend passasje elementer hentet fra senterlinjer i Grottole pro-4.027 på Gråryggen. **Venstre:** Pre-dominerende trend for doliner SØ-NV markert i rødt og dominerende trend ØNØ-VSV markert i blått. **Høyre:** Pre-dominerende trend for passasjesegmenter N-S (median) markert i rødt og dominerende trend SØ-NV markert i blått. Antydning til dominerende ØNØ-VSV.

På Gulryggen har dolinene pre-dominerende trend N-S og dominerende trend ØNØ-VSV (Figur 6.1.4). Av dolinene med pre-dominerende trend er 26 kategorisert som sprekk-, kollaps-, løsmasse- og sammensynkningsdolinere. Dette inkluderer også en sjaktdoline som ligger på grensen mellom den grå og gule marmor. Disse dolinene befinner seg over underliggende passasje elementer (*Bjørnetanngrotta*, inngang *Openbaringa*, *Spisestuehola*, *Ryggsjakta* og inngang *Elgfjellhola*) vist i Figur 6.1.6. Sjaktdolinen er tilknyttet en liten grotte markert som «Doline grotteinngang N-S» som befinner seg SØ i Figur 6.1.6, men det er ikke laget grottekart for denne grotten. I tillegg er det registrert seks doliner, med pre-dominerende trend som befinner seg utenfor Gulryggen (ikke vist i Figur 6.1.6) i parallelle marmorbånd, og er ikke tilknyttet noen av grottene på Gulryggen. 4 av de 26 dolinene med pre-dominerende trend er kategorisert som kollapsdolinere, hvor tre av dem utgjør grotteinngangene til *Elgfjellhola* og *Ryggsjakta* N og S. Tre av fire kollapsdolinere er derfor bekreftet å predikere underliggende

grottesystem, der kollaps eller innstyrting av grottetak, -vegger og bergmasser mest sannsynlig har brutt sammen under stress, muligens forårsaket av gravitasjon og litostatisk trykk (Lauritzen, 2017). Totalt 15 doliner med dominerende trend er alle kategorisert som sprekkedoliner og befinner seg over underliggende passasje elementer (*Bjørnetanngrotta, Spisestuehullet og Ryggsjakta*).

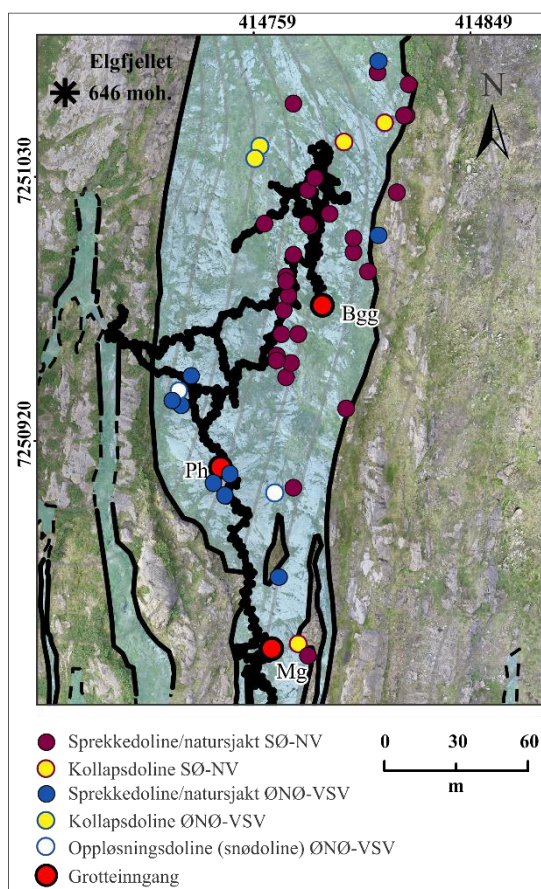
Illustrert i Figur 6.1.5 (høyre) er pre-dominerende trend til passasje elementer på Gulryggen N-S og dominerende trend ØNØ-VSV. Trend av prosent passasjelengde har ikke samme pre- og dominerende trend som trend passasjeretninger basert på antall, der prosent passasjelengde har pre-dominerende trend SSØ-NNV og dominerende trend N-S (Tabell 5.2.4). Grunnen til dette er at de lengste hovedpassasjene i grottene på Gulryggen er orientert N-S, og utgjør ofte ett passasjesegment. Prosent passasjelengde basert på m gjenspeiler dårligere kryssende og ortogonale sidepassasjer, ettersom de ofte er korte passasjer ut fra lange hovedpassasjer. Den pre-dominerende trenden til dolinene korrelerer godt med både pre- og dominerende trend for prosent passasjelengde (m), derimot er det dårlig korrelasjon med dominerende trend til doliner. Figur 6.1.6 illustrerer et morfometrisk mønster av dolinetrend og passasjetrend, der pre-dominerende trenden av dolinene korresponderer med den pre-dominerende trenden til passasjesegmentene. I tillegg korresponderer den dominerende trenden til dolinene med dominerende trenden til passasjesegmentene.



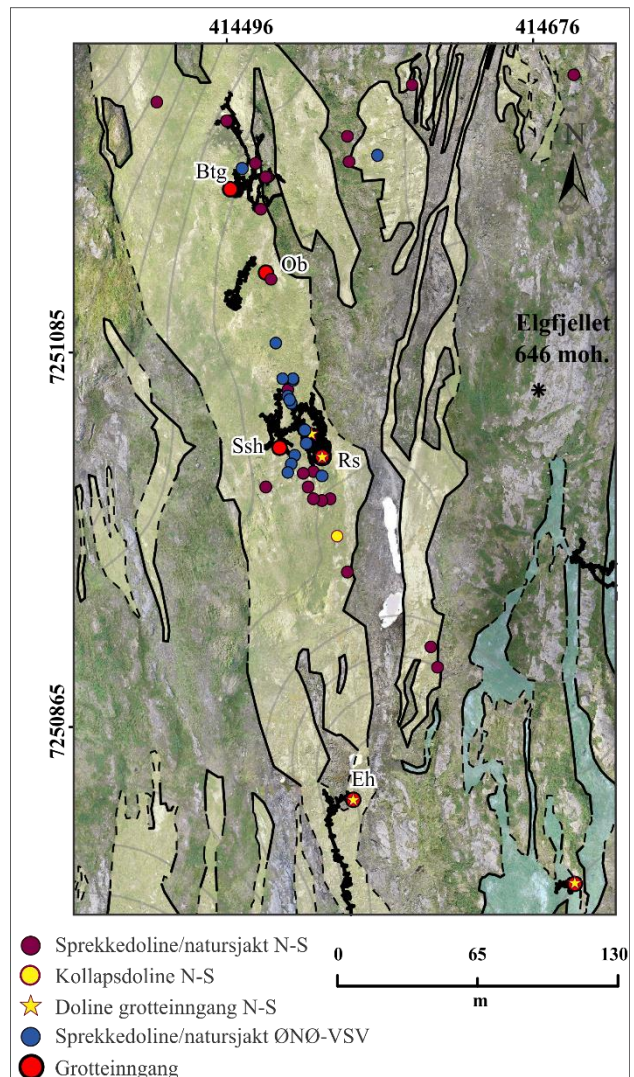
Figur 6.1.4: Illustrasjon av rosedigram for målt trend doliner i felt og målt trend passasje elementer hentet fra senterlinjer i Grottoff pro-4.027 på Gulryggen. **Venstre:** Pre-dominerende trend for doliner N-S markert i rødt og dominerende trend ØNØ-VSV markert i blått. **Høyre:** Pre-dominerende trend for passasjesegmenter N-S markert i rødt og dominerende trend SØ-NV markert i blått.

Fra den morfometriske analysen kan det være sannsynlig at dolinene på Elgfjellet predikerer underliggende passasjer. Grottepassasjene dannes der plan krysses, og vann kan strømme.

Lineamentanalyser gjennomført av Bukholm (2020) viser at grottepassasjene på Gråryggen er sentrert i områder med høy sprekketetthet. Passasjer og doliner som har orientering ØNØ-VSV korrelerer godt, ettersom disse passasjene er påvirket av de vertikale sprekkesettene (Bukholm, 2020).



Figur 6.1.5: Illustrasjon av doliner med pre- og dominerende trend er lokalisert over passasjesegmenter (*Brungørrgrotta* (Bgg), *Pustehullet* (Ph) og *Moskusgrotta* (Mg)). 33 doliner med pre-dominerende trend SØ-NV og 13 doliner med dominerende trend ØNØ-VSV. Svart silhuett representerer grottepassasjer.



Figur 6.1.6: Illustrasjon av doliner med pre- og dominerende trend lokalisert over passasjesegmenter (*Bjørnetanngrotta* (Btg), *Openbaringa* (Ob), *Spisestuehola* (Ssh), *Ryggsjakta* (Rs) og *Elgfjellhola* (Eh)). 26 doliner med pre-dominerende trend SØ-NV og 15 doliner med dominerende trend ØNØ-VSV. Svart silhuett representerer grottepassasjer.

## 6.2 Distribusjon av karstlandformer

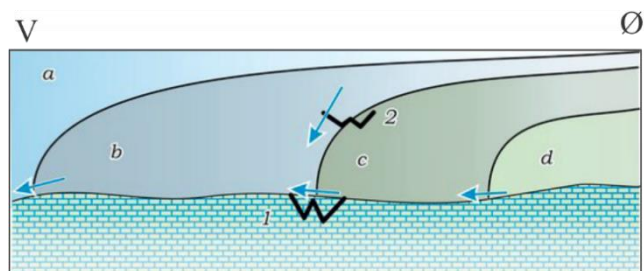
I dette delkapittelet diskuteres hvilke geologiske faktorer som styrer fordelingen og størrelsen av karstlandformer på Elgfjellet. Resultatene fra skuringsstriper og rundsva diskuteres opp mot

glasiokarst-morfologi. Resultatene fra variablene i den stratigrafiske søylen (Figur 5.5.2) diskuteres mot hverandre for å avkrefte eller bekrefte en korrelasjon mellom doliner og grotter. I tillegg vil dolinepopulasjoner og evaluering av GIS-metode for overlappende doliner diskuteres for å forstå morfometrisk fordeling av dolinene basert på dyp og areal.

### **6.2.1 Iserosjon på Elgfjellet og glasiokarst-utvikling**

For utviklingen av glasiokarst i det relevante feltområdet er det essensielt å forstå hvilke temperaturforhold det var langs breens såle. I Figur 6.2.2 illustreres et scenario for hvordan isen kan ha ligget over Elgfjellet. Isens helning og retning på undergående vannstrøm er tolket av Jenssen (2020) basert på paleostrømmmålinger av strømskåler. En kaldbasert bre, under trykksmeltepunktet, er fastfrosset til berggrunnen og det er ikke noe vann ved bresålen. Underlaget beskyttes mot skuring, men breen, siden den er frosset til underlaget, kan plukke i stykker epikarstflaten. Store og dype doliner vil derimot bevares, ettersom de er mekanisk sterkere enn isen. Ved en temperert bre, ved eller over trykksmeltepunktet, har tilførsel av smeltevann ved breens såle, og breen glir over underlaget og eroderer berggrunnen (Dahl et al., 1997). Ved høye breddegrader og i høyfjellene kan kontinentale isdekker være en kombinasjon av tempererte- og kaldbaserte breer, kalt subpolare- eller polytermale breer (Lauritzen og Skoglund, 2013). Kartlegging av temperaturforholdene til det fennoskandiske isdekket under siste glasiiale maksimum, gjort av Kleman og Hättstrand (1999), indikerer at feltområdet befant seg utenfor sonen av et kaldbasert isdekke. Det samsvarer med studiene til Grønlie (1975) som konkluderte at det må ha vært et temperert isdekke over Elgfjellet under siste istids maksimum.

Lauritzen og Skoglund (2013) har i tidligere studier sammenlignet påvirkningen av et isdekke med en bilvask. I takt med skiftende klima vil ismassene skure over den grå og gule marmoren bestående av doliner, karren og grotter. Karst og grotter på Elgfjellet har sannsynlig vært påvirket av forsterket subglasial vannstrøm, der tempererte breer eroderer og sliper på karstlandskapet, og kaldbaserte breer plukker og tar med seg fragmenter fra karstoverflaten og fyller grotteåpninger med sedimenter.



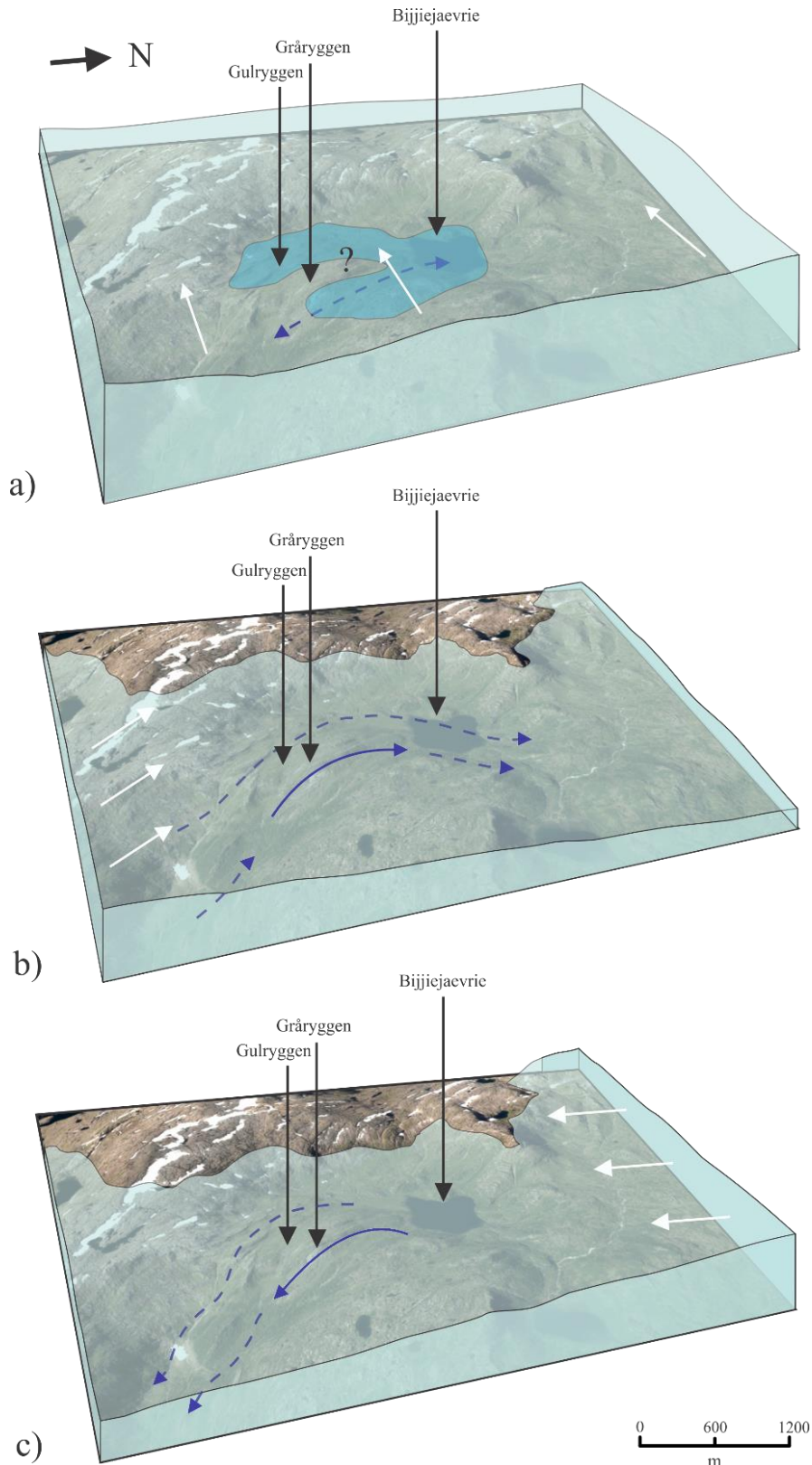
Figur 6.2.1: Illustrasjon av iskontakt på karst, der isbreen er sett i profil. Grottene ligger urørt der tempererte breer eroderer og skurer over karstoverflaten, og kaldbaserte breer plukker. I tillegg til kontinuerlig vann og sedimenttilførsel. **1** og **2**: Grotter plassert ulikt i terrenget. **a**: Isdekket strekker seg helt ut til kontinentalhyllen under LGM. **b**: Brefronten er trukket tilbake og grottene befinner seg i breens ablasjonsområde. **c**: Brefronten ligger ved grottene. **d**: Breen har trukket seg forbi grottene. Modifisert fra Lauritzen og Skoglund (2013).

Funn av skuringsstriper, rundsva og isplukkdoliner, sammen med tidligere studier gjort av Grønlie (1975) på Durmålstinden (978 moh.), 9 km SV for Elgfjellet, bekrefter at det har vært stor glacial erosjon i området. Grønlie (1975) observerte dype skuringsstriper av plastisk karakter, der det ble bekreftet en eldre isbevegelse mot SV og V, og en yngre isbevegelse mot NV. Samme dype skuringsstriper er observert på Gråryggen og Gulryggen, i tillegg til kryssende skuringsstriper som er utfordrende å fastsette en relativ alder på. Relativ alder for kryssende skuringsobservasjoner på Elgfjellet er basert på studiene fra Grønlie (1975), der rosedigrammet (Figur 5.3.2) viser samme gruppering: 1) en eldre retning mot VSV (SV) og V, og 2) en yngre retning mot VNV (NV) (delkapittel 5.3). Samme inndeling og funn ble gjort i Teistdalen av Høgaas et al. (2019) omtrent 35 km V for Elgfjellet.

Rundsvaene på Elgfjellet har retning mot V og N, hvor rundsvaene med retning mot V indikerer en brebevegelse på tvers av dalførene (Figur 2.1), og er dermed dannet under et stort, tykt kontinentalt isdekk, sannsynligvis under LGM (Figur 6.2.2 (a)). Dette indikerer tempererte forhold under ismassene og isdekket beveget seg upåvirket av fjellgrunnens relieff. Rundsvaene med retning mot N kan indikere en yngre isbevegelse mot N, der breen fulgte dalfører orientert N-S. Glasiassjensentrum må i dette tilfellet vært S for feltområdet.

Skuringsstripene antas å representere forskjellige tidsperioder med ulik brebevegelse. På Elgfjellet er det funnet skuringsstriper orientert mot 1) VSV og V, og 2) VNV, og flere observasjoner bekrefter at disse skuringene krysser hverandre (Figur 5.3.3(A)). Skuringsstripene med retning mot VSV og V indikerer at breen har beveget seg relativt uhindret over fjellgrunnens relieff, ettersom samme bevegelse er mulig å finne ved høyere platå ved Durmålstinden 978 moh. (Grønlie, 1975). Det antas at isbevegelsen mot V er eldst og bevegelsen mot VSV er noe yngre, ettersom det er funnet kryssende skuringsstriper på støtsiden til rundsva. Rundsvaene er sannsynligvis dannet under LGM og har en orientering mot V, støtter

dette opp med at den vestlige skuringsstripen er eldst. Skuringsstripene mot VSV er relativt yngst og representerer en liten endring i isbevegelsesretning, som sannsynligvis skyldes forflytning av glasiassjonssentrum og tynning av ismassen. På Elgfjellet er det få skuringsstriper med orientering mot VNV, som det derimot er funnet flere av i lavtliggende terreng Ø for feltområdet av Grønlie (1975). Dette kan indikere at denne brebevegelsen har vært styrt av fjellgrunnens relieff, hvor sidedalene styrer bevegelsen. Under deglasiasjonen ble isdekket tynnere (Figur 6.2.2 (b, c)) og ismassene i Grane og i feltområdet fulgte dalførene orientert NØ-SV, N-S, og NV-SØ (Grønlie, 1975). Dette bekreftes av retningene på skuringsobservasjonene (Figur 5.3.2).



Figur 6.2.2: Hypotetisk brebevegelse over Elgfjellet. Hvide piler viser isbevegelse og blå piler viser paleostrømretning. **a)** Tykk is under LGM som når helt ut til kysten. Isbevegelsen går mot V og den hydrauliske gradienten er uavhengig av topografi. **b)** Isdekket smelter tilbake, og dreneringen er terrengstyrt der helningen på isoverflaten presser vannet nordover. Glasiasjonssentrum i S og isbevegelsen går mot N. **c)** Isdekket blir tynnere, og dreneringen snur. Isbevegelsen går mot S. Modellen er utarbeidet i samarbeid med Jenssen (2020) baserer seg på strømskålemålinger og overflateundersøkelser.

Postglasiale karstlandformer registrert i det relevante feltområdet er karren, karst toppflate, kollapsdoliner og oppløsningsdoliner. Postglasial oppløsning av karstbergart er den viktigste faktoren for utvikling av moderne karstformer i følge Ford (1987). Subglasiale karstlandformer er utviklet og bevart gjennom gjentatte glasiasjoner under et kaldtbasert og varmbasert isdekke. Når isdekket smelter ned vil subglasiale former bli relikte, eller ødelagt av subaerial oppløsning og frostforvitring (Ford, 1987). Subglasiale karstformer registrert på Elgfjellet er sjaktdoliner, store og dype oppløsningsdoliner, definert som snødoliner eller isplukkdoliner, og grotter. U/Th-dateringer gjort av Torstad (2020) på en speleothem fra *Spisestuehola*, ga alder på  $119 \pm 2$  ka BP, som tilsvarer starten av siste istid. Denne dateringen bekrefter at det må ha vært lite vann i grottesystemene gjennom den siste istid, ettersom store mengder vann ville ha oppløst og ødelagt speleothemen. I tillegg vil det indikere at det var lite grotteutvikling i denne perioden. Torstad (2020) fant også andre speleothemer med aldre fra Hattfjeldal interstadial I og II i *Ryggsjakta*. Dette bekrefter glasiale fluktuasjoner under siste istid, og de store og dype dolinene på Elgfjellet har mest sannsynlig blitt utviklet og bevart gjennom istiden, og kan derfor kategoriseres som subglasiale karstlandformer.

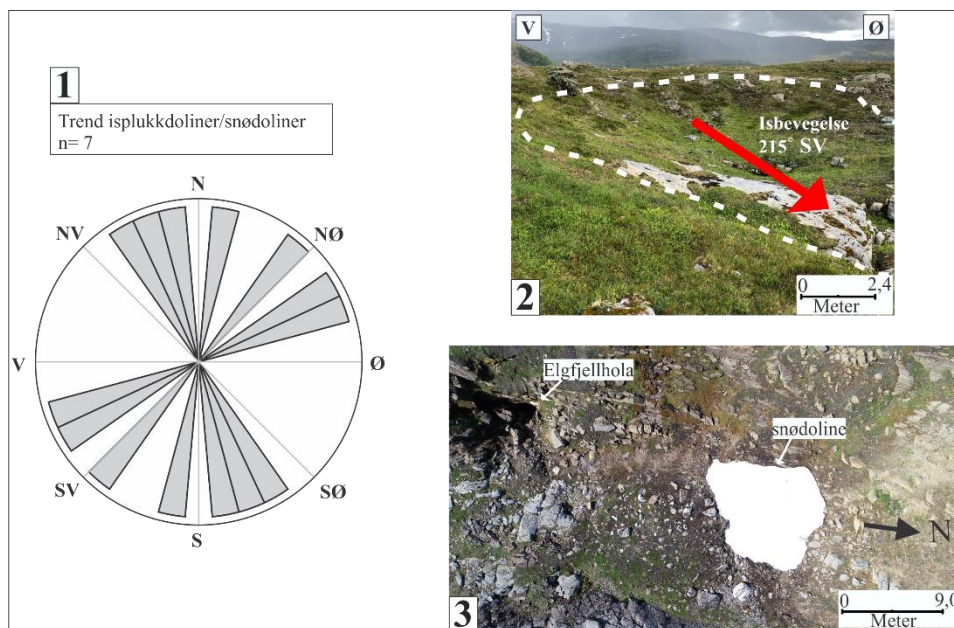
Karst toppflaten (Figur 6.2.3) på Gråryggen er et bevis for gjentatte glasiasjoner i pleistocen, der White (1988) forklarer at kontinentale isdekker har fjernet overliggende jordsmonn og etterlatt en eksponert karstoverflate. Karstoverflaten på Gråryggen er karakterisert av et tynt jordsmonnsdekke og et nettverk av sprekker og natursjakter, som ligger åpne for mekanisk- og kjemisk forvitring. Når sprekkenes utsettes for korrosjon, og jordsmonnet er fjernet, er det vanskelig å etablere et nytt jordsmonnsdekke, og resultatet er en bar karst toppflate uten vegetasjon (Figur 6.2.3), med sprekker og natursjakter (Figur 6.2.3 (2)). Sprekkene og sprekkedolinene i karst toppflaten på Elgfjellet har under et varmbasert isdekke redusert basal glidning på karstoverflaten, der vannet under breens såle drenerte ned i sprekkenes og førte til en tørr bresåle som fryste fast til underlaget (Lauritzen, 1996). De gjentatte glasiasjonene har lagt forholdene til rette for god karrenutvikling som illustreres i Figur 6.2.3.





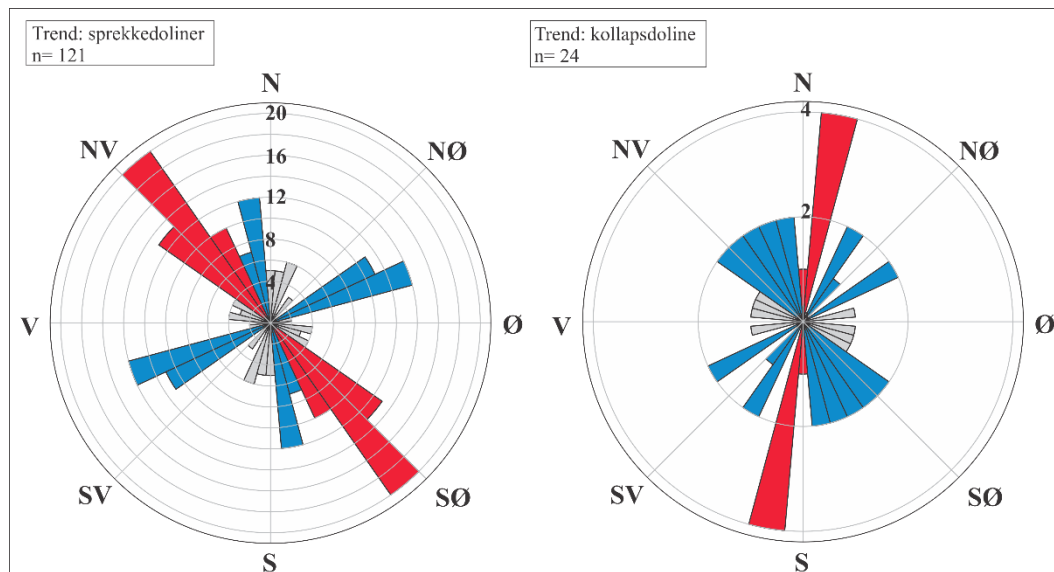
Figur 6.2.3: Karst toppflate ikke overdekket av vegetasjon. Bildeforklaring: (1) Freatisk inngang Pustehullet, i kanten av vegg i toppflaten. (2) Sprekkedoliner/natursjakter, der sprekkedolinen til venstre er modifisert av korrosjon og isens erosjon. Resultatet er et utvidet og fordypet omriss. Sprekkedoliner til høyre deler opp karstoverflaten i blokker. (3) God karrenutvikling er representert med forgreininger av meander- og rennekarren.

I arktiske områder, som på Elgfjellet, kan doliner fungere som fordypninger og bevarer snø (Figur 6.2.4 (3)) (Lauritzen, 2018b), der storformene som kollaps- og oppløsningsdoliner, kan indikere karstlandformer som har blitt bevart gjennom siste istid (Figur 6.2.4 (2)). I tillegg kan gjentatte glasiasjoner modifisere grunntypene av doliner ved glasial abrasjon og plukking, der breens såle eroderer og river løs bergmasser, og modifiserer formene til dolinene etter brebevegelsen (Figur 3.3.7, delkapittel 3.3.3.1). Flere doliner med elongert omriss og flat bunn er klassifisert som snødoliner og isplukkdoliner med trend NNV-SSØ og ØNØ-VSV. Brebevegelsen over Elgfjellet fra Grønlie (1975) kan indikere at disse dolinene er knyttet til en eldre og en yngre brebevegelse. Grønlie (1975) påviste en yngre isbevegelse mot N og mot NV, og mente at det må ha vært en aktiv ismasse med glasiasjonssentrum S for feltområdet nær Majavatnet (Figur 2.1). Snødolinerne/isplukkdolinerne orientert NØ-SV kan muligens indikere en eldre isbevegelsesretning, og snødolinerne orientert NV-SØ og N-S indikerer en yngre isbevegelsesretning trolig tilknyttet isfremrykket under YD.



Figur 6.2.4: Illustrasjon av rosedigram for målt trend isplukkdoliner/snødoliner med eksempler fra snødoliner fra Gulryggen. **1:** Rosediagram med målinger fra sju snødoliner på Gråryggen og Gulryggen. **2:** Trunkert snødoline med retning mot SV. **3:** Snødoline nord for Elgfjellhola med trend N-S.

Nesten samtlige av sprekkedolinene plottet i rosedigrammet (Figur 6.2.5) har pre-dominerende trend SØ-NV og dominerende trend ØNØ-VSV og SSØ-NNV. Kollapsdolinene har pre-dominerende trend N-S og dominerende trend NNV-SSØ, NV-SØ og NØ-SV. Basert på funn av fordypede sprekkedoliner og kollapsdoliner, med alluviert form fylt med rasmateriale (i *Paradoksgrotta*, *Elgfjellhola*, *Ryggsjakta* (S og N) og *Bjørnetanngrotta*), orientert i isbevegelsesretningene, er det sannsynlig at dolinene har blitt bevart over flere glasierasjoner. Dette kan også støttes opp med tilstedeværelse av utviklet paragenese i øvre passasjer av grottene på Elgfjellet (Jenssen, 2020; Torstad, 2020).



Figur 6.2.5: Illustrasjon av pre-dominerende trend (rød) og dominerende trend (blå) for sprekkedoliner og kollapsdoliner på Gråryggen og Gulryggen. a) Trend sprekkedoliner, og b) Trend kollapsdoliner.

### 6.2.1.1 Karren-utvikling

Horn (1947) formulerte en hypotese om at karren-utviklingen var størst i nordvendte skråninger hvor snøen har ligget lengst. Denne hypotesen ble testet på Elgfjellet, men stemte ikke overens med observasjonene. På Gråryggen og Gulryggen er karren velutviklet på østvendte skråninger og dårlig utviklet på vestvendte skråninger. Skråningene vendt mot Ø på begge ryggene består av godt utviklet veggkarren og velutviklede doliner. Enkelte av dolinene er snøfylte (funnet eksempelvis N for *Elgfjellhola* i Figur 6.2.4 (3)). God karren-utvikling kan skyldes postglasial oppløsning, i tillegg til langvarige snøforhold, som omtales av Horn (1947). Skråningene vendt mot V på Gulryggen består av ufullstendige karrenformer, som kan skyldes tilstedeværelse av jordsmonn og vegetasjon. Dette påvirker snøforholdene i skråningen, ettersom vegetasjon absorberer kortbølget stråling fra solen og varmer opp substratet.

### 6.2.2 Stratigrafisk søyle og PCA-analyse

Ved å sammenligne variablene fra marmoranalyse, grotter, doliner og sprekker kan det vise eventuelle korrelasjoner og trender mellom litostratigrafi, geokjemiske analyser, grotter, doliner og sprekker, og mulige trender for karstifisering og speleogenese.

Urene- og ikke-karbonatbergarter med høyt innhold av glimmermineraler resulterte i lavt glødetap og høy syreuløselig rest (Tabell 5.5.2). Ikke-karbonatene ga ingen gjennomslag ved EDTA- og EGTA-titrering, som følge av det høye glimmerinnholdet. De urene karbonatbergartene responderte derimot på EDTA- og EGTA-titrering, og resulterte i høye Mg/Ca-verdier. Dette kan indikere dolomittmarmor, men på grunn av lavt glødetap forkastes

denne hypotesen. Øvereng (1973) og Skoglund og Lauritzen (2011) definerer at en dolomitmarmor har et teoretisk glødetap på 48%. Prøvene kan dermed være av høy Mg-kalsitt eller dolomittholdig bergart.

Fordelingen av grotter i marmoren avhenger av bergartssammensetningen, strukturelle faktorer (sprekkefrekvens), og hydrauliske faktorer (allogent vann). Strukturelle svakhetssoner i den sprø berggrunnen i Nordland skyldes kollaps av den kaledonske fjellkjeden og åpningen av Atlanterhavet i senere tid (Lauritzen og Skoglund, 2013). Lauritzen og Skoglund (2013) illustrerer at de eksisterende strukturelle svakheter (sprekker) ble utvidet ved glacial erosjon og avlastning av isdekker gjennom pleistocen. Dette legger grunnlag for karstifisering. Doliner dannes ved underminering av overflaten, og kobler sammen epi- og endokarst gjennom grotter, bruddsoner og sprekker (Lauritzen, 2017). I denne oppgaven og av Bukholm (2020), korrelerer sprekketettheten på Gråryggen med hyppigheten av grotter og doliner, særlig sprekkedoliner. Gulryggen har høy forekomst av grotter og relativt høy forekomst av doliner, særlig kollaps- og oppløsningsdoliner. I motsetning til Gråryggen har Gulryggen lav sprekketetthet på overflaten, noe som teoretisk sett ikke samsvarer med den høye grottetettheten, og det må derfor være andre faktorer som spiller inn. Fordelingen av grotter, doliner og sprekker kan forklares av litologien og den geokjemiske analysen. Stratigrafien (Figur 5.5.2) viser økning av Mg/Ca-forholdet på Gråryggen, og korrelerer med avtagende grottepassasje (m) og dolinetetthet. Denne trenden er ikke like tydelig på Gulryggen, som kan skyldes den urene marmoren med tilstedeværelse av skifer. Gulryggen har større hulrom (volum) i grottene, som observeres gjennom hele det gule marmorbåndet, og kan forklares av glimmerskiferkontakter i marmoren. Dette kan føre til økt tilførsel av allogent vann, hvor vannet renner over impermeabel glimmerskifer og penetrerer ned i marmoren gjennom sprekker. I stripekarst vil allogent vann ved kontaktsonen bidra til økt korrosjon i marmoren (Lauritzen, 2001). Lauritzen (2001) forklarer at glimmerskifer kan inneholde Fe-rike mineral, og kan tilføres det allogene vannet og gjøre det surere, noe som er en viktig komponent i utvikling av grottepassasjer.

#### **6.2.2.1 Sammenhengen mellom variablene i stratigrafien**

PCA er gjennomført for å undersøke hvilke variabler i stratigrafien som er kontrollerende. Dette brukes for å finne ut om doliner kan predikere underliggende grotter. Ved å plote de ulike variablene i henhold til prinsippal komponentene kan trender og grupperinger tolkes.

PCA fra Gråryggen (Figur 5.6.3) viser grupperinger av prøvesett rundt ulike variabler. Prøvene 3 til 9 kontrolleres av grottepassasje, sprekker og doliner, ettersom de grupperer seg nær disse variablene. Baser på resultatet fra stratigrafisk søyle er det foreslått at østsiden av Gråryggen er

et område med høy grotte-, doline- og sprekketetthet. Dette bekreftes av biplottet av disse prøvene (3 til 9), som viser høy korrelasjon mellom variablene. I tillegg indikerer disse prøvene lavt Mg/Ca-forhold, som tilsvarer ren marmor. Dette kan bekrefte teorien at grotteutvikling er favorisert i ren marmor Lauritzen (1986).

Prøvene 2 og 10 til 16 grupperer seg rundt Mg/Ca, og sentrert mellom glødetap og syreuløselighet. Derimot viser disse prøvene lav korrelasjon med doliner, sprekker og grotter. Som illustrert i stratigrafien (Figur 5.5.2) befinner prøvene seg på vestsiden av Gråryggen, hvor det er lavere forekomst av grotter, sprekker og doliner. Fordelingen kan forklares av det høye Mg-innholdet, og kan dermed tyde på dårligere utvikling av karstformer i Mg-rik marmor.

PCA fra Gulryggen (Figur 5.6.4) illustrerer, i motsetning til Gråryggen, at doliner har liten signifikans i analysen, ettersom vektoren er kort og ingen av prøvene grupperer seg rundt variabelen. Stratigrafien har, i foregående avsnitt, foreslått at østsiden av Gulryggen er et område med høy grotte- og sprekketetthet. Dette bekreftes i biplottet av prøvene 25, 26 og 28, som viser høy korrelasjon mellom variablene. I tillegg indikerer disse prøvene lavt Mg/Ca-forhold, og at grotteutvikling er favorisert i marmor med lavt Mg-innhold. Biplottet viser at prøvene har tydeligere gruppering rundt Mg/Ca og glødetap, i tillegg til enkelte prøver med høy syreuløselighet. Prøvene med høy syreuløselighet indikerer forekomst av skifer i området, som, diskutert over, kan øke korrosjon og fremme grottedannelse. Gulryggen har generelt mye høyere innhold av Mg enn Gråryggen, som kan forklares av omkringliggende skifer (Lauritzen, 1981)

I følge Lauritzen (1981) vil bergartens strukturelle og kjemiske sammensetning påvirke grotteutviklingen i marmor. Grottetettheten på Elgfjellet er stratigrafisk kontrollert av bestemte horisonter i marmoren, der områder med renere kalk favoriserer speleogenetisk utvikling. Sprekketettheten i marmoren er fundamental for grottepassasjenes lengde og forgreinete system, der nettverk grotter (*Brungørrgrotta*, *Pustehullet*, *Bjørnetanngrotta*, *Spisestuehola* og *Ryggsjakta*) er dirigert av flere kryssende sprekker i overflaten. De beste grotteførende bergartene er tette, krystallinske kalksteiner med velutviklede sprekkesystemer (Lauritzen, 1981), noe som er representert i den grå marmoren. PCA bekrefter at marmoren på Grå- og Gulryggen er i stor grad påvirket av kontakten med glimmerskiferen mot Ø, der allogent vann fører til økt korrosjon og utvikling av grotter. Doliner, grotter og sprekker har i PCA-analysen vist høy korrelasjon med hverandre, der sprekketetthet er den viktigste variabelen for fordeling av doliner og grotter i det grå og gule marmorbåndet. I tillegg er Mg/Ca-innholdet en sekundærfaktor, der lavere Mg-innhold korrelerer med økt grottetetthet.

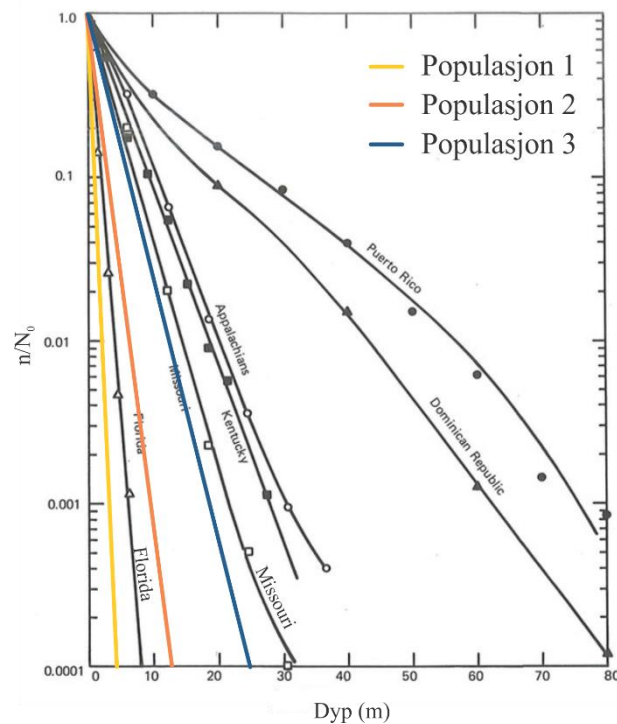
### 6.2.3 Halveringsdyp til doliner for å evaluere modenhet til karstlandskapet

Halveringsdyp beskriver et viktig forhold mellom overflatedenudasjon, som følge av mekanisk og kjemisk forvitring, og endokarstutvikling. Som følge av overflatedenudasjon vil karstoverflaten og karstifiseringen migrere nedover i karstmassivet (Lauritzen, 2005; Lauritzen, 2017). Dette er et fenomen i områder med glasiokarst, der iserosjon kan fjerne epikarstsonen, og karstifiseringsprosessene må gjenopptas (Figur 3.3.7, kapittel 3.3.3) (Ford, 1987). Analyse av halveringsdyp skal brukes til å vurdere alderen på dolinepopulasjonene på Elgfjellet.

Dolinene registrert på Elgfjellet grupperer seg i tre lineære trender med ulike penetrasjonsdyp i karstoverflaten, bestående av halveringsdyp på 1,01 m (Populasjon 1), 0,32 m (Populasjon 2) og 1,79 m (Populasjon 3) (Figur 5.4.2). Populasjon 1 består av små og grunne doliner, og kan tolkes til å være dannet i en nyere epikarstsonen etter siste istid, og dermed postglasial alder. Lauritzen (1996) registrerte omtrent tilsvarende halveringsdyp ( $D_{1/2} = 0,94$  m) i Greftdalen, som ble omtalt til å være dannet postglasialt. Populasjon 3 består av store og dype doliner, og kan tolkes til å være av dannet før siste istid, der størrelse og dyp har bevart dolinene mot glasial erosjon (Lauritzen, 1996; Ford og Williams, 2007). Tilsvarende halveringsdyp ble registrert av Espeland (2015) med  $D_{1/2} = 2,36$  m og som ble omtalt til å være dannet før siste istid. Lauritzen (1996) og Kjønøy (2019) har også registrert doliner dannet før siste istid, men disse er av større dimensjoner enn på Elgfjellet. På Elgfjellet ble det registrert doliner med intermediære dyp (Populasjon 2), noe som ikke er blitt registrert i tidligere studier av Lauritzen (1996), Espeland (2015) og Kjønøy (2019). I Figur 5.4.2 vises det en markant endring i regresjonslinjen mellom 1 og 2, og populasjon 2 er derfor definert som en egen populasjon. Denne populasjonen tolkes til å være eldre enn populasjon 1, basert på dyp, men dette er veldig usikkert og bør undersøkes nærmere.

Troester et al. (1984) og White (1988) fordelte doliner inn i tempererte og tropiske karstregioner basert på dolinedyp, størrelse og antall. De samlet inn data fra fire tempererte karstregioner (Florida, Missouri, Kentucky og «Appalachians») og to tropiske karstregioner (Puerto Rico og «Dominican Republic»). Resultatet viste at doliner minker eksponentielt med dybde for ulike karstregionene basert på fordelingskonstant K. Dolinedyp i ulike karstregioner viser at meteorisk karstifisering gir en evaluering av modenheten og det interne relieffet til karstoverflaten. I Figur 6.2.6 er Missouri, Kentucky og «Appalachians» tempererte karstområder klassifisert med et intermediært relieff, og karstområdene har halveringsdyp på henholdsvis 2,24 m, 2,77 m og 3,15 m, utregnet fra White (1988). Karstregionen i Florida er også et temperert karstområde, men klassifisert med et lavt relieff bestående av brede og grunne

doliner med halveringsdyp på 0,59 m. De to tropiske karstregionene, Puerto Rico og «Dominican Republic», har det største relieffet og avviker fra den eksponentielle utviklingen i dolinedyp med halveringsdyp på henholdsvis 7,70 m og 6,30 m. Resultatet fra dolinepopulasjonene på Elgfjellet er plassert omtrentlig i figuren. Figuren bekrefter at små og grunne doliner på Elgfjellet indikerer lavt relieff og liten grad av modenhet, og er trolig dannet postglasialt i en nyere epikarstzone. De store og dype doliner reflekterer en mer sammensatt dannelse og høyere modenhet av karstoverflaten, og kan tolkes til å være dannet før siste istid.



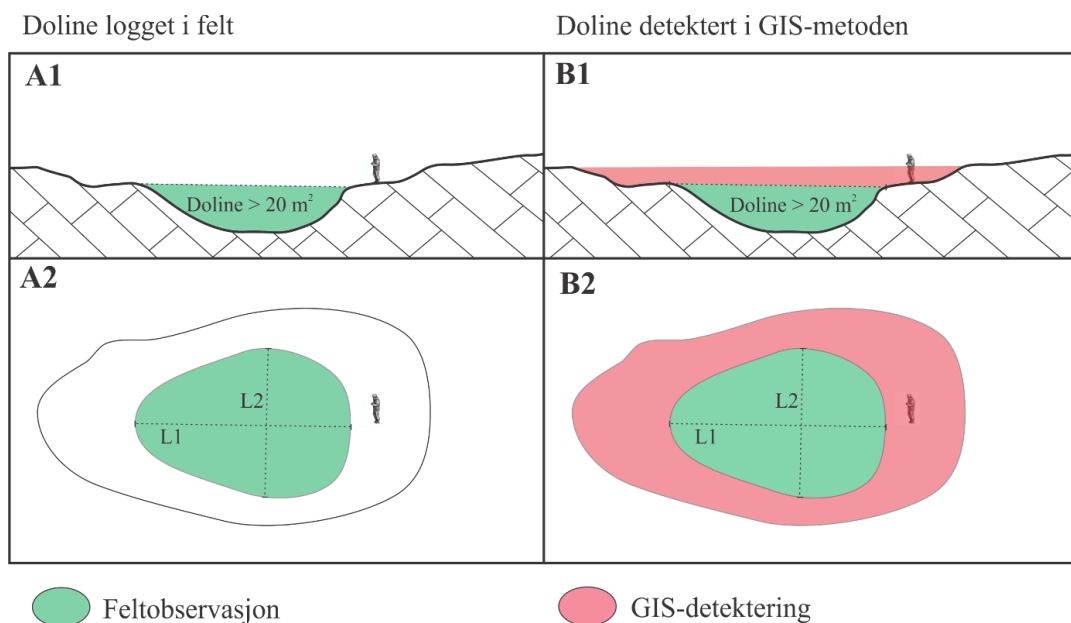
Figur 6.2.6: Data fra alle karstregionene i Troester et al. (1984) og White (1988) sitt studie i normalisert form. Resultatet fra dolinepopulasjonene på Elgfjellet er plassert omtrentlig i plottet og linjene er forlenget for å tydeliggjøre halveringsdypet i denne dataen. Florida representerer lavest relieff og har lav koeffisient. Missouri, Kentucky og «Appalachians» representerer områder med intermediært relieff og «Dominican Republic» og Puerto Rico representerer størst relieff. Modifisert fra White (1988).

### 6.2.3.1 Evaluering av GIS-metoden

Ved å sammenligne doliner logget i felt med doliner detektert ved bruk av GIS-metoden, kan metoden evalueres for bruk til kartlegging. Oppløsningen gir mulighet for nøyaktig detektering, men terreng og vegetasjon vil derimot påvirke nøyaktigheten. Polygonene, detektert i bratt og undulerende terreng, ga stor usikkerhet i størrelse og dyp, blant annet N og S på Gulryggen og Ø for Gråryggen, og ble derfor manuelt fjernet.

Ved å sammenligne funnene fra felt og GIS-metoden var det kun 46 doliner som overlappet, hvor det ble logget flest sprekkedoliner i felt, men kun få ble identifisert i GIS-metoden. Det kan dermed konkluderes at GIS-metoden fungerer dårlig på små (i areal) og smale

forsenkninger. I tillegg fungerer GIS-metoden dårlig på dyp, ettersom overlappende doliner plottet i Figur 5.4.4 (kapittel 4.5Q-Q plott mellom overlappende doliner) illustrerer underestimering av dyp. Derimot illustrerer Q-Q plottet (Figur 5.4.4) at dolineareal korrelerer godt mellom felt og GIS-metoden. Dolinearealet avviker først fra linjen ved doliner med areal  $>20 \text{ m}^2$ , og konkluderes dermed å være en god metode for deteksjon av dolineareal. Figuren illustrerer at areal logget i felt er lavere enn i GIS-metoden for doliner  $>20 \text{ m}^2$ . Dette skyldes vanskeligheten ved å detektere store dimensjoner i felt, som illustreres i Figur 6.2.7. Det samme funnet ble gjort av Kjønøy (2019).



Figur 6.2.7: Illustrasjon av doliner logget i felt og ved GIS-metoden med areal  $>20 \text{ m}^2$ . Grønn illustrerer omrisset av doline logget i felt. Rød illustrerer manglende omriss av doline som GIS-metoden detekterer. **A1)** Tverrsnitt av loggingsprosess av dolineomriss i felt. **A2)** Overflate av loggingsprosess av dolineomriss i felt. L1 er lengde og L2 er bredde. **B1)** Tverrsnitt av doline logget i GIS-metoden, som illustrerer manglende areal (rødt). **B2)** Overflate av doline logget i GIS-metoden, som illustrerer manglende omriss i areal (rødt).

Det er en omfattende og komplisert prosess å forstå omfanget av doliner på Elgfjellet ved bruk av GIS-metoden, og det lar seg ikke gjennomføre uten feltverifisering. Ved bruk av dronefotogrammetri og deteksjon av doliner i modulen ArcMap var det mulig å identifisere geomorfologi i områder med mye vegetasjon og deteksjon av store doliner. GIS-metoden viser seg å være et godt verktøy for bruk av deteksjon av dolineareal i området, men er en dårlig metode for smale og grunne forsenkninger, som sprekkedoliner.



## 7 Konklusjon

Problemstilling for oppgaven var å finne hvilke overflateformer som finnes i Elgfjellets karstområde, og hva kvantitativ analyse av dem kan fortelle oss om den morfologiske historien til glasiokarst-fenomenet. Basert på sammenhengen mellom geokjemiske analyser, doliner, grottepassasjer, sprekker er det forsøkt å svare på problemstillingene i oppgaven.

- Grottene på Elgfjellet har kompleks morfologi bestående av kryssende, forgreinete og lineære passasjer. Målinger av doliner på Gråryggen og Gulryggen viser at høy dolinetetthet er tilknyttet underliggende grotter med kompleks morfologi.
- Hovedtrendene til doliner bekreftes å kunne predikere underliggende grottepassasjer. Doliner med trend SØ-NV og ØNØ-VSV befinner seg over underliggende passasjer på Gråryggen. Doliner med trend N-S og ØNØ-VSV befinner seg over underliggende passasjer på Gulryggen.
- Basert på bergartsanalyser av marmor, grotte-, doline-, og sprekketetthet er det funnet at grottene er sterkt stratigrafisk kontrollert av sprekketetthet, marmorens renhet, litologiske kontakter og dolineforekomster. Trolig utgjør sprekketetthet og Mg-innhold den sterkeste kontrollen. Speleogenesen er begrenset til områder med lavere Mg-innhold.
- Basert på mengden skuringsstriper, rundsva, snødoliner og kollapsdoliner tyder det på at den glasiale erosjonen har vært stor i løpet av kvartær på Elgfjellet. Karrenstrukturene er godt utviklet i østvendte skråninger, særlig i karst-toppflaten på Gråryggen, og indikerer postglasial dannelse. Kollapsdolinene på Gulryggen viser asymmetrisk morfologi som samsvarer med mulige isbevegelsesretninger, og er trolig bevart og utvidet gjennom flere glasieringer, noe som indikerer dannelse før siste istid.
- Det eksisterer minst to dolinepopulasjoner på Elgfjellet, muligens tre. En yngre populasjon med mange små og grunne doliner som mest sannsynlig er dannet postglasialt, og en eldre populasjon med få dype og store doliner som på grunn av sin størrelse kan ha blitt bevart gjennom siste istid. Sprekkedoliner er i hovedsak fordelt på Gråryggen, mens de store kollaps-, sammensynknings- og oppløsningsdolinene er lokalisert på Gulryggen.

- Sammenligning av doliner logget i felt og doliner funnet ved bruk av GIS-metoden, viser at feltobservasjoner gir større nøyaktighet for dyp, særlig for små doliner, der GIS-metoden underestimerer dybden på polygonene eller ikke klarer å detektere små doliner. Derimot viser GIS-metode seg som en god metode å detektere areal for doliner  $> 20 \text{ m}^2$ , der feltobservasjoner viser en tendens til å underestimere målingene av omrisset på dolinene.

## **8 Forslag til videre arbeid**

Et forslag til videre arbeid på Elgfjellet er å undersøke om det finnes flere doliner med intermediær størrelse fra populasjon 2. For å finne ut om dette kan indikere en tredje gruppe av dolinepopulasjon. En kan også undersøke dolinepopulasjoner i andre høydeintervaller enn på Grå- og Gulryggen, for å se om det er liknende effekter som ble funnet av Espeland (2015). I tillegg bør det gjennomføres et mer detaljert studie av glasiogeologien i området, for bedre å kunne kople glasiokarst-formene til ulike stadier i de glasiøle landformenes utvikling.

# Referanser

- Aarø, L. E. (2007) *Fra spørreskjemakonstruksjon til multivariat analyse av data: En innføring i survey-metoden*. Doktoravhandling. Universitet i Bergen.
- Agisoft LLC (2013) *Agisoft PhotoScan User Manual Professional Edition, Version 1.4*. Agisoft LLC.
- Al-Halbouni, D., Holohan, E. P., Saberi, L., Alrshdan, H., Sawarieh, A., Closson, D., Walter, T. R. og Dahm, T. (2017) Sinkholes, subsidence and subrosion on the eastern shore of the Dead Sea as revealed by a close-range photogrammetric survey, *Geomorphology*, 285, 305-324. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.02.006.
- Andersen, B. G. (1982) The Tjøtta glacial event in Southern Nordland, North Norway, *Norsk geologisk tidsskrift*, 62, 39-49.
- Audra, P. og Palmer, A. N. (2011) The pattern of caves: controls of epigenic speleogenesis, *Geomorphologie*, 17, 359-378. doi: 10.4000/geomorphologie.9571
- Bargel, T. H. (2003) *Quaternary geological mapping of Central Fennoscandia and Nordland: deglaciation, deposition, stratigraphy and applications*. Doktoravhandling. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet. Tilgjengelig fra: <https://ntnuopen.ntnu.no/ntnu-xmloi/handle/11250/231172> [Hentet: 20.01.2020].
- Blake, K. P. og Olsen, L. (1999) Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, and isolation of a large ice mass in front of the Fennoscandian Ice Sheet, *Norsk geografisk tidsskrift*, 53, 1-16.
- Bryhni, I. (2019) Geologi og landformer i Norge, i *Store norske leksikon*. Tilgjengelig fra: [https://snl.no/Geologi\\_og\\_landformer\\_i\\_Norge](https://snl.no/Geologi_og_landformer_i_Norge) [Hentet: 21.10.2020].
- Bukholm, L. (2020) *Karst i Elgfjellet, Lomsdal- Visten nasjonalpark: Strukturgeologi og grottearkitektur i Gråryggen*. Masteroppgave. Bergen.
- Bögli, A. (1960) Solution of limestone and karren formation, i Sweeting, M. M. (red.) *Karst Geomorphology*. Stroudsburg, Pennsylvania: Hutchinson Ross Publishing Company, 64-89.
- Bögli, A. (1980) *Karst hydrology and physical speleology*. Berlin: Springer-Verlag.
- Cvijić, J. (1893) The dolines, i Sweeting, M. M. (red.) *Karst Geomorphology*. Stroudsburg, Pennsylvania: Hutchinson Ross Publishing Company, 23-59.
- Dahl, S. O., Nesje, A. og Øvstedal, J. (1997) Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway, *Boreas*, 26, 161-180.

- Deike, R. G. (1969) Relations of jointing to orientation of solution cavities in limestones of central Pennsylvania, *American Journal of Science*, 267, 1230-1248. doi: 10.2475/ajs.267.10.1230.
- Ellis, B. (1988) *An introduction to cave surveying: a handbook of techniques for the preparation and interpretation of conventional cave surveys*. London: British Cave Research Association.
- Espeland, C. (2015) *Grotter og grottedannelse i Plurdalen: Et tverrsnitt, Mo i Rana*. . Masteroppgave. Bergen. Tilgjengelig fra: <http://bora.uib.no/handle/1956/10411> [Hentet: 09.09.2019].
- Faulkner, T. (2009) Gjensyn med Elgfjellet, *Norsk Grotteblad*, 53, 3-13.
- Faulkner, T. og Newton, G. (1990) Caves of Bjørkaasen and Elgfjell, South Nordland, Norway, *Cave Science*, 17, 16.
- Ford, D. C. (1983) Effects of glaciations upon karst aquifers in Canada, *Journal of Hydrology*, 61, 149-158. doi: 10.1016/0022-1694(83)90240-8.
- Ford, D. C. og Williams, P. (2007) *Karst hydrogeology and geomorphology*. Chichester: John Wiley & Sons,
- Ford, D. C., Palmer, A. N. og White, W. B. (1988) Landform development; karst. i Back, W., Rosenshein, J. S. og Seaber, P. R.(red.) *Hydrogeology*. Boulder, Colorado Geological Society of America, The Geology of North America. 401-412.
- Ford, D. C. (1987) Effects of glaciations and permafrost upon the development of karst in Canada, *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 507-521. doi: 10.1002/esp.3290120508.
- Fossen, H., Pedersen, R. -B., Bergh, S. og Andresen, A. (2013) En fjellkjede blir til. i Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. og Rangnes, K. (red.) *Landet blir til. Norges geologi*. 2.utg. Trondheim: Norsk Geologisk Forening, 656.
- Gibbard, P. L., Head, M. J. og Walker, M. J. C. (2010) Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma, *Journal of Quaternary Science*, 25 (2), 96-102. doi: 10.1002/jqs.1338.
- Gjelle, S. og Sigmond, E. M. O. (1995) *Bergartsklassifisering og kartfremstilling*. 113. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Grønlie, A. (1975) Geologien i Vefsnbygdene. *Vefsn Bygdebok 1975*.
- Heeb, B. (2008). Paperless Caving - An Electronic Cave Surveying System. *Paper presented at the Proceedings of the IV European Speleological Congress*.
- Heggstad, M. E. (2018) *Speleogenetiske prosesser i grotter ved Reingardslivatnet, Mo i Rana*. Masteroppgave. Bergen. Tilgjengelig fra: <http://bora.uib.no/handle/1956/18125> [Hentet: 09.09.2019].

- Holtedahl, H. (1998) The Norwegian strandflat- a geomorphological puzzle, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 78 (1), 47-66.
- Horn, G. (1947) *Karsthuler i Nordland*. Oslo: Kommissjon hos H. Aschehoug.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø., Mangerud, J. og Svendsen, J. I. (2016) The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1, *Boreas*, 45, 1-45.
- Høgaas, F., Olsen, L., Gislefoss, L., Longva, O., Romundset, A. og Sveian, H. (2019) Deglacial patterns and ice-sheet dynamics in the fjords of southern Nordland, Norway, *Norwegian Journal of Geology*, 98, 15. doi: 10.17850/njg98-4-07.
- Jennings, J. N. (1985) *Karst geomorphology*. 2. utg. Oxford: Blackwell.
- Jenssen, L. (2020) *Karst i Elgfjellet, Lomsdal-Visten nasjonalpark: Paleohydrologi og sedimenter i grotter på Gråryggen*. Masteroppgave. Bergen.
- Johnsen, T. F., Olsen, L. og Murray, A. (2012) OSL ages in central Norway support a MIS 2 interstadial (25–20 ka) and a dynamic Scandinavian ice sheet, *Quaternary Science Reviews*, 44, 96-111. doi: 10.1016/j.quascirev.2010.10.007.
- Jones, W (2013) Physical structure of the epikarst/fizicna struktura epikrasa, *Acta Carsologica*, 42, 311-314. doi: 10.3986/ac.v42i2-3.672.
- Kjønsøy, R. A. (2019) *Aktsomhetskart for jordfallshull i Nordland: en forstudie*. Masteroppgave. Bergen. Tilgjengelig fra: <http://bora.uib.no/handle/1956/19974> [Hentet: 10.01.2020].
- Kleman, J. og Hättestrand, C. (1999) Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum, *Nature*, 402, 63-66.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y. og Sambridge, M. (2014) Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111, 15296. doi: 10.1073/pnas.1411762111.
- Lauritzen, S.-E. (2017) *Karst- og grottelære*. Institutt for geovitenskap, Unversitetet i Bergen. [Upublisert].
- Lauritzen, S.-E. (1981) *Innføring i karstmorfologi og speleologi; Regional utbredelse av karstformer i Norge*. 27. Oslo: Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer, Universitetet i Oslo.
- Lauritzen, S.-E (1986). *Ingeniørgeologi og karstlekkasje i Glomdalen*. 109. Oslo: Kjemisk institutt, Universitet i Oslo.
- Lauritzen, S. E (1996) *Karst landforms and caves of Nordland, North Norway. Guide for Excursion 2, Climate Change; The Karst Record*. Institutt for geovitenskap, Unversitetet i Bergen. [Upublisert].

- Lauritzen, S. E. (u.å.) *Laboratorieprosedyre for analyse av kalkstein*. [Upublisert]
- Lauritzen, S.E. (1991) Karst resources and their conservation in Norway, *Norsk geografisk tidsskrift*, 45, 119-142.
- Lauritzen, S.E. (2001) Marble stripe karst of the scandinavian caledonides: An end-member in the contact karst spectrum, *Acta carsologica*, 30 (2), 47-79.
- Lauritzen, S.E. (2002) Kompendium i Grottekartlegging, *Norsk Grotteblad*, 39, 3-39.
- Lauritzen, S.E. (2005) Karst as a weathering skin phenomenon: Is there a simple, scale-independent model for karstification. *Proceedings of the 14th International Congress of Speleology*. Athen: The International Union of Speleology, s. 1-6
- Lauritzen, S.E. (2010) *Grotter: Norges ukjente underverden*. Oslo: Tun.
- Lauritzen, S.-E. og Skoglund, R. Ø. (2013) Glacier ice-contact speleogenesis in marble stripe karst. I: Shroder, J. og Frumkin, A. (red.) *Treatise geomorphology (MORP)*. San Diego CA: Academic Press, 363-396.
- Leighton, M.W. og Pendexter, C. (1962) Carbonate rock types, *Memoirs, American Association of Petroleum Geologists*, 33-61.
- Lipar, M., Stepišnik, U. og Ferk, M. (2019) Multiphase breakdown sequence of collapse doline morphogenesis: An example from Quaternary aeolianites in Western Australia, *Geomorphology*, 327, 13. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.11.031>.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. og Svendsen, J. I. (2011) Glacial History of Norway. i Ehlers J., Gibbard, P.L. og Hughes, P.D. (red.) *Quaternary glaciations - extent and chronology. A closer look*. Amsterdam: Elsevier Science & Technology, 279-298.
- McIlroy, De La Rosa J. (2012) 3.6. 1. Karst Landform Classification Techniques. i Cook, S.J., Clarke, L.E. og Nield, J.M.(red.) *Geomorphological Techniques (Online Edititon)*. London, UK: British Society for Geomorphology.
- Metsalu, T. og Vilo, J. (2015) ClustVis: a web tool for visualizing clustering of multivariate data using Principal Component Analysis and heatmap, *Nucleic acids research*, 43, 566-570. doi: 10.1093/nar/gkv468.
- Moreno-Gómez, M., Liedl, R. og Stefan, C. (2019) A New GIS-Based Model for Karst Dolines Mapping Using LiDAR; Application of a Multidepth Threshold Approach in the Yucatan Karst, Mexico, *Remote Sensing*, 11, 1147. doi: 10.3390/rs11101147.
- Naumann, C. F. (1858) *Lehrbuch der geognosie*. Engelmann, Leipzig.
- Olsen, L., Sveian, H. og Bergstrom, B. (2001). Rapid adjustments of the western part of the Scandinavian Ice Sheet during the Mid and Late Weichselian - a new model, *Norsk Geologisk Forening*, 81, 93-117.

- Palmer, A. N. (1991) Origin and morphology of limestone caves, *Geological Society of America Bulletin*, 103 (1), 1-21.
- Pardo-Igúzquiza, E., Pulido-Bosch, A., López-Chicano, M. og Durán, J. J. (2016) Morphometric analysis of karst depressions on a Mediterranean karst massif, *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 98, 247-263.
- Paterson, W. S. B. (1969) *The physics of glaciers*. Oxford: Pergamon Press.
- Rauch, H.W. og White, W. B. (1977) Dissolution kinetics of carbonate rocks: 1. Effects of lithology on dissolution rate, *Water Resources Research*, 13, 381-394. doi: 10.1029/WR013i002p00381.
- Remmen, T. (2020) *Karst i Elgfjellet, Lomsdal-Visten nasjonalpark: Strukturgeologi og grottearkitektur i Gulryggen*. Masteroppgave. Bergen.
- Reusch, H. (1894) Strandfladen, et nyt træk i Norges geografi, *Norges geologiske undersøkelse*, 14, 1-14.
- Roberts, D., Nordgulen, O. og Melezhik, V. (2007) The Uppermost Allochthon in the Scandinavian Caledonides: From a Laurentian ancestry through Taconian orogeny to Scandian crustal growth on Baltica. i Hatcher, R.D., Jr. , Carlson, M.P., McBride, J.H. og Martínez Catalán, J.R. (red.) *4-D Framework of Continental Crust*. The Geological Society of America, 357.
- Roglić, J. (1972) Historical Review of Morphological Concepts. i Herak, M. og Stringfield, V. T(red.) *Karst: Important Karst Regions of the Northern Hemisphere*. Amsterdam: Elsevier. 1-18.
- Sauro, U. (2012) Closed depressions in karst areas. i White, W. B. og Culver, D. C. (red.) *Encyclopedia of caves*. Cambridge: Academic Press, 145-155.
- Skoglund, R. Ø. (2002) *Hydrogeologi og karstkorrosjon i Grønli-Seterakviferen, Mo i Rana*. Masteroppgave. Bergen. Tilgjengelig fra: <http://bora.uib.no/handle/1956/1688> [Hentet: 26.04.2020].
- Skoglund, R. Ø. og Lauritzen, S.-E. (2011) Subglacial maze origin in low-dip marble stripe karst: examples from Norway, *Journal of Cave and Karst Studies*, 73 (1), 31-43.
- Skutlaberg, S. (2003) *Paleohydrologi, bruddgeometri og litostratigrafi i Grønli-Setergrottesystemet, Mo i Rana*. Masteroppgave. Bergen.
- Statens Naturoppsyn- Miljødirektoratet (2018) *Årsrapport for 2018 fra SNO til nasjonalparkstyret i Lomsdal-Visten Nasjonalpark Njaarken Vaarjelimmiedajve*. M-1190. Tilgjengelig fra: <http://www.nasjonalparkstyre.no/Lomsdal-Visten/Planer-og-publikasjoner/Arsrapport-SNO-2018/> [Hentet: 15.09.2019].

- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C. og Houmark-Nielsen, M. (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia, *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229-1271.
- Syms, C. (2008) Principal components analysis. i Jørgensen, S.E. og Fath, B. D. (red.) *Encyclopedia of Ecology*. Oxford: Elsevier, 2940-2949.
- Torstad, M. (2020) *Karst i Elgfjellet, Lomsdal-Visten nasjonalpark: Paleohydrologi og speleokronologi på Gulryggen*. Masteroppgave. Bergen.
- Troester, J.W., White, E. L. og White, W. B. (1984). A comparison of sinkhole depth frequency distributions in temperate and tropic karst regions, *Multidisciplinary conference on sinkholes, Orlando*, 1, 65-73.
- Trudgill, S. (1985) *Limestone geomorphology*. New York: Longman.
- Veress, M., Telbisz, T., Tóth, G., Lóczy, D., Ruban, D. A. og Gutak, J. M. (2019) *Glaciokarsts*. Cham, Sveits: Springer.
- Waltham, A. C. og Fookes, P. G. (2003) Engineering classification of karst ground conditions, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 36, 101-118.
- Waltham, T. og Lu, Z. (2007) Natural and anthropogenic rock collapse over open caves. i Parise, M. og Gunn, J.(red.) *Natural and Anthropogenic Hazards in Karst Areas: Recognition, Analysis and Mitigation*. Geological Society, London, Special Publications. 13-21.
- Waltham, T., Bell, F. G. og Culshaw, M. G. (2005) *Sinkholes and Subsidence: Karst and Cavernous Rocks in Engineering and Construction*. 1 utg. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- White, W. B. (1988) *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. New York: Oxford University Press.
- White, W. B. (1990) Surface and near-surface karst landforms. i Higgins, C. G. og Coates, D. G.(red.) *Groundwater geomorphology; The role of subsurface water in Earth-surface processes and landforms*. Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper. 252.
- Williams, P. (2004) Dolines. i Gunn, J.(red.) *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. New York: Routledge. 628-642.
- Williams, P. W. (1971) Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 15, 40-61.
- Williams, P. W. (1972) Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea, *Geological Society of America Bulletin*, 83, 761-796.



Øvereng, O. (1973) *Kalkstein- og dolomittundersøkelser i Nordland*. NGU-rapport 1118/9. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/publikasjon/kalkstein-og-dolomittunders-kerler-i-nordland-0> [Hentet: 21.04.2020].

## Nettsider

Esri Resources. 2020a. *Spatial Analyst toolbox licensing*. Tilgjengelig fra: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/tools/spatial-analyst-toolbox/spatial-analyst-toolbox-license.htm> [Hentet: 05.06. 2020].

Esri Resources. 2020b. *Fill*. Tilgjengelig fra: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/tools/spatial-analyst-toolbox/fill.htm> [Hentet: 05.06. 2020].

Esri Resources. 2020c. *Kernel Density*. Tilgjengelig fra: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/tools/spatial-analyst-toolbox/kernel-density.htm> [Hentet: 05.06. 2020].

Esri Resources. 2020d. *Raster to Polygon*. Tilgjengelig fra: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/tools/conversion-toolbox/raster-to-polygon.htm> [Hentet: 05.06 2020].

Esri Resources. 2020e. *How conoturing works*. Tilgjengelig fra: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/tools/3d-analyst-toolbox/how-contouring-works.htm> [Hentet: 05.06. 2020].

Esri Resources. 2020f. *Zonal Statistics as Table*. Tilgjengelig fra: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/tools/spatial-analyst-toolbox/zonal-statistics-as-table.htm> [Hentet: 05.06. 2020].

Esri Resources. 2020g. *Minus*. Tilgjengelig fra: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/tools/spatial-analyst-toolbox/minus.htm> [Hentet: 05.06. 2020].

Lomsdal-Visten Nasjonalpark. u.å. *Om nasjonalparken*. Tilgjengelig fra: <https://lomsdalvisten.no/om-nasjonalparken/> [Hentet: 15.10 2019].

## Nettbaserte kart og tjenester

Geonorge. 2020. *KvFormPunkttype*. Tilgjengelig fra: [https://objektkatalog.geonorge.no/Objekttype/Index/EAID\\_A1F07209\\_F3DA\\_425b\\_BDFC\\_E6A74F7AA025](https://objektkatalog.geonorge.no/Objekttype/Index/EAID_A1F07209_F3DA_425b_BDFC_E6A74F7AA025) [Hentet: 27.05 2020].

Kartverket. 2020. *N50 Kartdata*. Tilgjengelig fra: [https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/n50-kartdata/ea192681-d039-42ec-b1bc-f3ce04c189ac?fbclid=IwAR0dziffDVeUqSG2Xx\\_0LTI0F9BZdehqKCcsWeMQqRY4df4D0UfY4Wv6PX8](https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/n50-kartdata/ea192681-d039-42ec-b1bc-f3ce04c189ac?fbclid=IwAR0dziffDVeUqSG2Xx_0LTI0F9BZdehqKCcsWeMQqRY4df4D0UfY4Wv6PX8) [Hentet: 15.02 2020].

# Vedlegg

# Vedlegg 1: Laboratorie-analysen

Denne protokollen er utarbeidet fra Lauritzen (u.å.) sine laboratorieprosedyrer for analyse av kalkstein på Uran-serie laboratoriet ved Universitetet i Bergen.

## Utstyr og prosedyre for glødetapsforsøk

- 1. Forberedelse før analyse:** Prinsippet for hvert enkelt ledd i prosedyren er at hver måling utføres med konstant vekt, der massen ikke endres signifikant etter behandling. Digelene må derfor være rensset og glødet (950 °C) til konstant bruk før analyse. Etter hver varmebehandling settes digeler til avkjøling i eksikator, med egnet tørkemiddel. Mellom hver innveid prøve må digeler med og uten prøvemateriale oppbevares i eksikatoren. Når digelene ikke lenger endrer vekt etter gjentatt gløding vil dette være (tara) vekten for digelene ( $V_T$ ).
- 2. Tørking av prøven:** Til glødetap brukes pulver fra finknusing med fraksjon 212-250  $\mu\text{m}$ . Prøven tørkes i tørkeskap ved 105 °C i 12 timer for at all fukt skal fordampes. Dette er tørrvekten til prøven ( $V_{105}$ ).
- 3. Organisk glødetap:** Digeler med prøve glødes i muffelovn ved 550 °C i 4 timer, der organisk materiale forbrennes og prosedyren gjentas til konstant vekt ( $V_{550}$ ).
- 4. Karbonat-glødetap:** Digeler med prøve etter gløding ved 550 °C, glødes på nytt i muffelovn ved 950 °C i 4 timer. Prosedyren gjentas til konstant vekt, og frigjør  $\text{CO}_2$  fra karbonatbergartene og rent kalsiumkarbonat spaltes etter likningene:



I teorien skal ren  $\text{CaCO}_3$  ha 44,0 % glødetap ( $\text{CO}_2/\text{CaCO}_3 = (44,01/100,09) = 0,440$ ). Ved lavt glødetap vil det være en mindre ren prøve. En vanlig feilkilde under glødetapprosedyren er unøyaktighet ved oppbevaring av gløderesten;  $\text{CaO}$  absorberer

CO<sub>2</sub> og fuktighet fra lufta. Digelinnholdet må derfor være minst mulig i kontakt med luft under veieprosedyren.

## 5. Tabell for innføring av data og prosess for utregning

* Taravekt digel (VT)
* Innveid prøve
* Tørrvekten (V105)
Netto tørrvekt (V105 - VT)
*Glødevekt 550 (V550)
Organisk Glødetap (V550 - V105 - VT)
% organisk glødetap $100 * ((V550 - V105 - VT) / (V105 - VT))$
* Glødevekt 950 (V950)
Karbonat Glødetap (V950 - V550)
% karbonat glødetap $100 * (V950 - V550) / (V105 - VT)$

\*direkte målinger, de øvrige beregnes.

## Utstyr og prosedyre for syreuløselig rest

For å differensiere mellom kalsitt (kalkspat) og dolomitt benyttes 3M HCl for fullstendig oppløsning av karbonater.

### Utstyr:

- Filterdigel (sintret glass med porøsitet størrelse 3)
- Begerglass 250mL
- Urglass (glasslinse)
- Destillert vann
- Glasstav
- Spatel
- Lite begerglass 50mL
- Målekolbe 250 mL/500mL

1. **Forberedelse av filterdigel:** Filterdigeler har en bunn bestående av stiltret glass med porøsitet størrelse 3, der 1 er grovest og 4 er finest. Filterdigelene må renses godt etter

hver filtrering for å fjerne mest mulig mineralkorn mellom porene fra tidligere analyser. Digelene tørkes til tara vekt ved 105 °C.

- 2. Oppløsning av karbonat i saltsyre:** Prøve på omtrent 1g overføres til et 250 ml begerglass. Pulveret (< 250 µm) fuktes med et par ml destillert vann. Videre tilsettes 20 ml 3M HCl og prøven står i 2 timer ved romtemperatur til gassutviklingen er ferdig og alt karbonat er løst opp. Dersom prøven inneholder dolomitt, eller høyt innhold av magnesium, varmes prøves til slutt opp på kokeplate til like under kokepunktet (80-90 °C). Prøven filtreres gjennom digelen ved bruk av sugokolbe og vannstrålepumpe. Syreløsningen helles ned i digelen, der destillert vann brukes for å få ut resterende uløst materiale fra begeret og ned i filterdigelen. Alt prøvematerialet samles i en 250 ml målekolbe. Prøven fortynnes til merket 250 ml ved tilførsel av destillert vann. Løsningen brukes videre i kjemisk analyse av syreuttrekket. Filterdigeler tørkes ved 120 °C til konstant (tara) vekt. Differansen mellom denne vekten og digelens taravekt utgjør syreuløselig rest.

**3. Tabell for innføring av data og prosess for utregning (syreuløselig rest)**

Innveid prøve
* Innveid prøve
* Taravekt filterdigel (120 °C) $V_T$
* Bruttovekt digel + rest (120 °C) $V_B$
Nettovekt, syreuløselig rest ( $V_{su}$ )
* Volum målekolbe (250 ml)
Konsentrasjon (mg/L) i målekolbe
* Vekt uttatt løsning (g)
Volum ny målekolbe (500 ml)
Total fortynningsgrad av innveid prøve (mg/L) $((\text{Vekt uttatt løsning(g)}/500 * \text{Innveid prøve(g)}/250)/1000000)$

4. Ved innveing av nøyaktig 1 g prøve, der prøven er bekreftet som ren CaCO<sub>3</sub> (omtrent 10 mMol), vil resulterende løsning i målekolbe (250mL) inneholde 40 mMol, omtrent 4000 ppm (mg/L). Prøven fortynnes ytterligere (omtrent 500 ganger) for å nå en konsentrasjon < 10 ppm (0,1 mMol/L) CaCO<sub>3</sub> som gjør at prøven kan titreres med EDTA/EGTA (fortynninggrad, trinn 2). Løsningen overføres med pipette til tarert begerglass og vekten av løsningen veies til 1 mg. Denne mengden overføres kvantitativt

til 500 ml målekolbe og fortynnes med destillert vann. Ved å anta at tettheten på løsningen er lik vannets tetthet, får man et nøyaktig tall på fortynningsfaktoren.

## Prosedyre for titrering av syreløselig rest

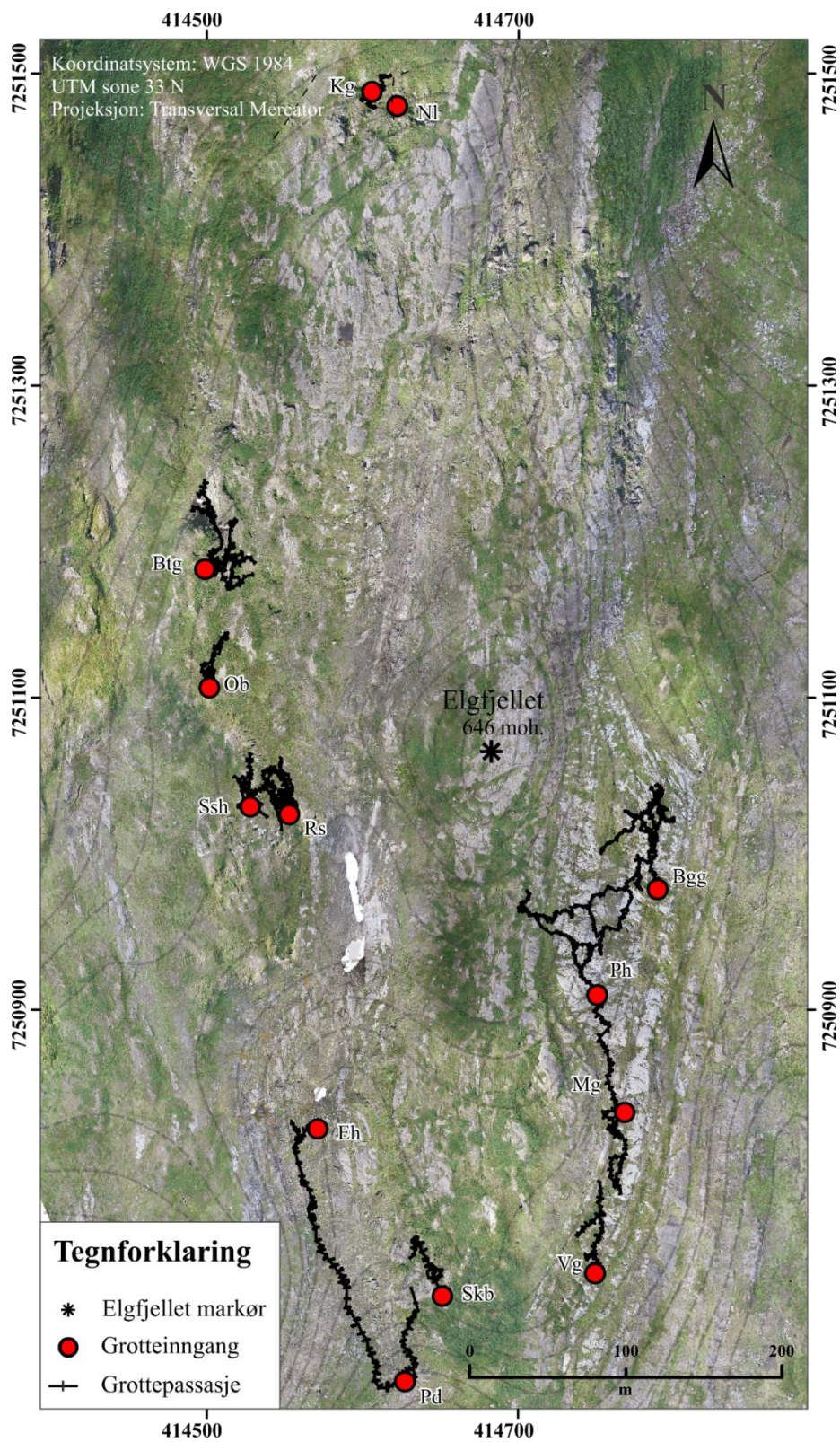
### Utstyr:

- Pipette (20 ml og 25 ml)
- Erlenmeyerkolbe 100ml
- Destillert vann
- Spatel
- Ammoniumbuffer
- Eriokromsvart-T (fargeindikator)
- Zinkon fargeindikator
- Boratbuffer
- EDTA
- EGTA

1. **Titrering EDTA:** 20 ml vannprøve veies i en 100 ml erlenmeyerkolbe med to desimalers nøyaktighet. 1 ml ammoniumbuffer (bufferen er på forhånd tilsatt nøytralt Mg-EDTA kompleks for å illustrere en tydelig fargeforandring ved ekvivalenspunktet) og 1 måleskje (~ 50 mg) nedknust indikatortablett tilsettes prøven. Indikator, Eriochromsvart-T, reagerer med kalsium og avgir fargen rosa, men etter hvert som prøven titreres dannes det kompleksjoner og fargen endres.  $10^{-3}$  M EDTA tilsettes dråpevis fra byrette og er under konstant omrøring til løsningen får en fargeforandring fra tydelig rosa til ren stålgrå farge. Ved ekvivalenspunktet er konsentrasjonen til EDTA lik konsentrasjonen kalsium og magnesium. Ved blå farge er prøven overtitrert. Det kan derfor være en usikkerhet i metoden når vannprøvene blir titrert av flere personer. Fargeomslaget blir definert kun ved manuell bestemmelse og er derfor en subjektiv oppfatning av personen som titrerer. En bør derfor ta ut 3-4 paralleller av samme prøve og titrere til en får sammenliknbare resultater. Spredningen brukes til å beregne usikkerheter i analysene. Resultatene føres inn i et spesialtilpasset regneark og konsentrasjoner beregnes med usikkerheter basert på titrering og kalibrering.
2. **Titrering EGTA:** Tilsvarende prosedyrer gjøres for EGTA med 3-4 paralleller av samme prøve. Det gjøres ved å ta ut 25 ml prøve og benytter 25 ml boratbuffer (pH 10), 2 ml Zn-EGTA kompleks og 2-3 dråper indikatoropløsning (zinkon). I tillegg

tilsettes en viss mengde destillert vann for å få en større mengde volum av prøven. Sinkioner fra indikatoroppløsning frigjøres i vannløsningen og farger løsningen blå. Ved å titrere med omtrent  $10^{-3}$  Mol EGTA, endres fargen fra blå til blågrå farge når løsningen nærmer seg ekvivalenspunktet. Resultatene føres inn i et spesialtilpasset regneark og  $[Ca^{2+}]$  og  $[Mg^{2+}]$  beregnes i excel-arket sammen med molforholdet Mg/Ca med tilhørende usikkerheter.

## Vedlegg 2: Grotteplassering



Figur 1: Oversikt over kartlagte grotter på Gråryggen og Gulryggen.

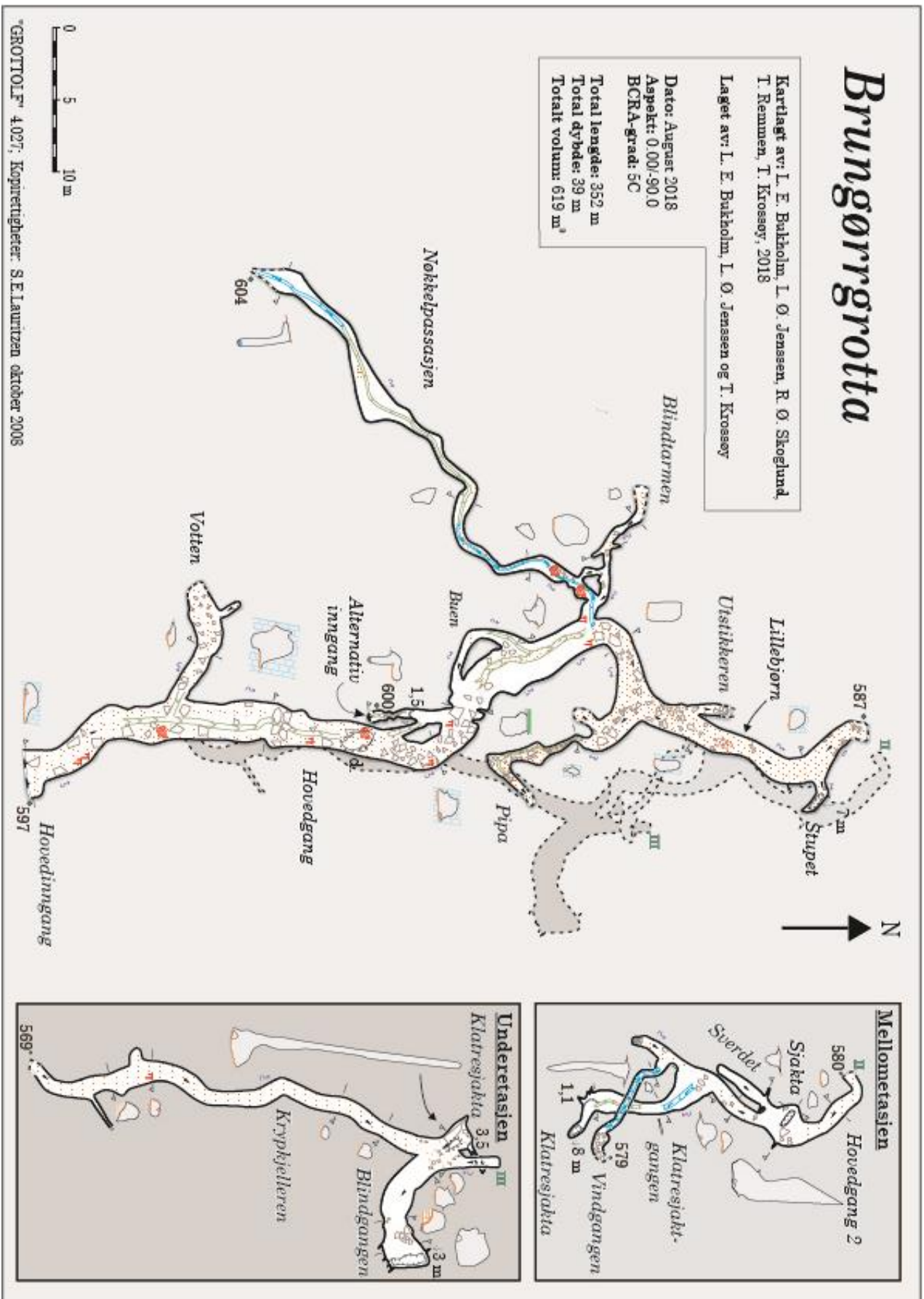


# Vedlegg 3: Grottekart Gråryggen

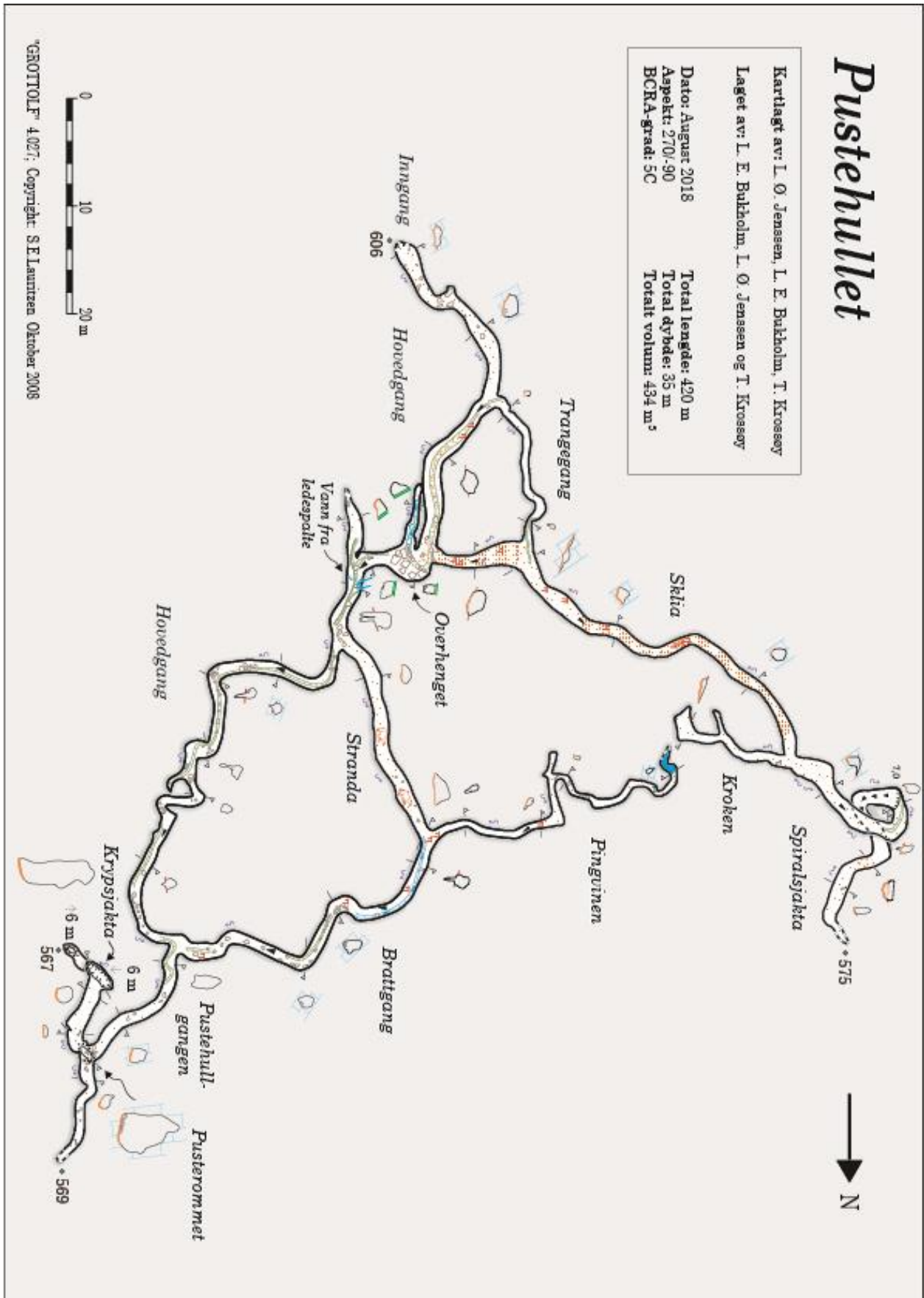
## 3A Tegnforklaring

<i>Tegnforklaring</i>					
	Grotteinngang		Stein og blokker		Helning
	Underliggende passasje		Sand og grus		Moh.
	Upasserbar passasje		Sand		Knokkelmateriale
	Sedimentlås		Leire/silt og sand		
	Vannlås		Stillestående vann		
	Tverrsnittmarkør		Aktivt bekkeleie		
	Skrent x meter		Inaktivt bekkeleie		
	Dagåpning (d.)		Sigevann		
	Sjakt opp		Paleostrom-retning		
	Sjakt ned		Stalaktitt		
	Skiferkontakt		Stalagmitt		
	Foliasjon		Bjørneseng		
	Ledespalter		Koralloider		

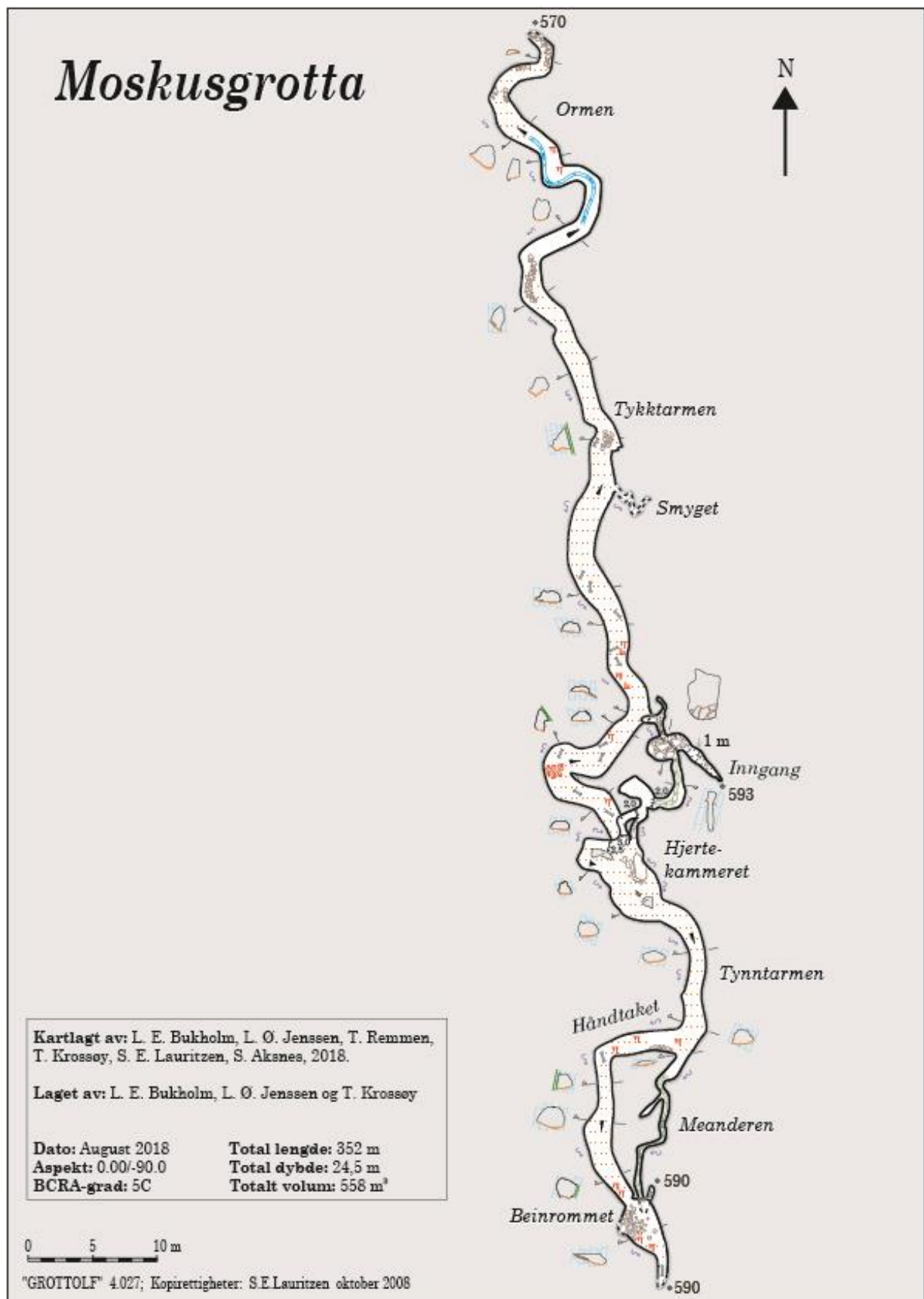
### 3B Brungørrgrotta



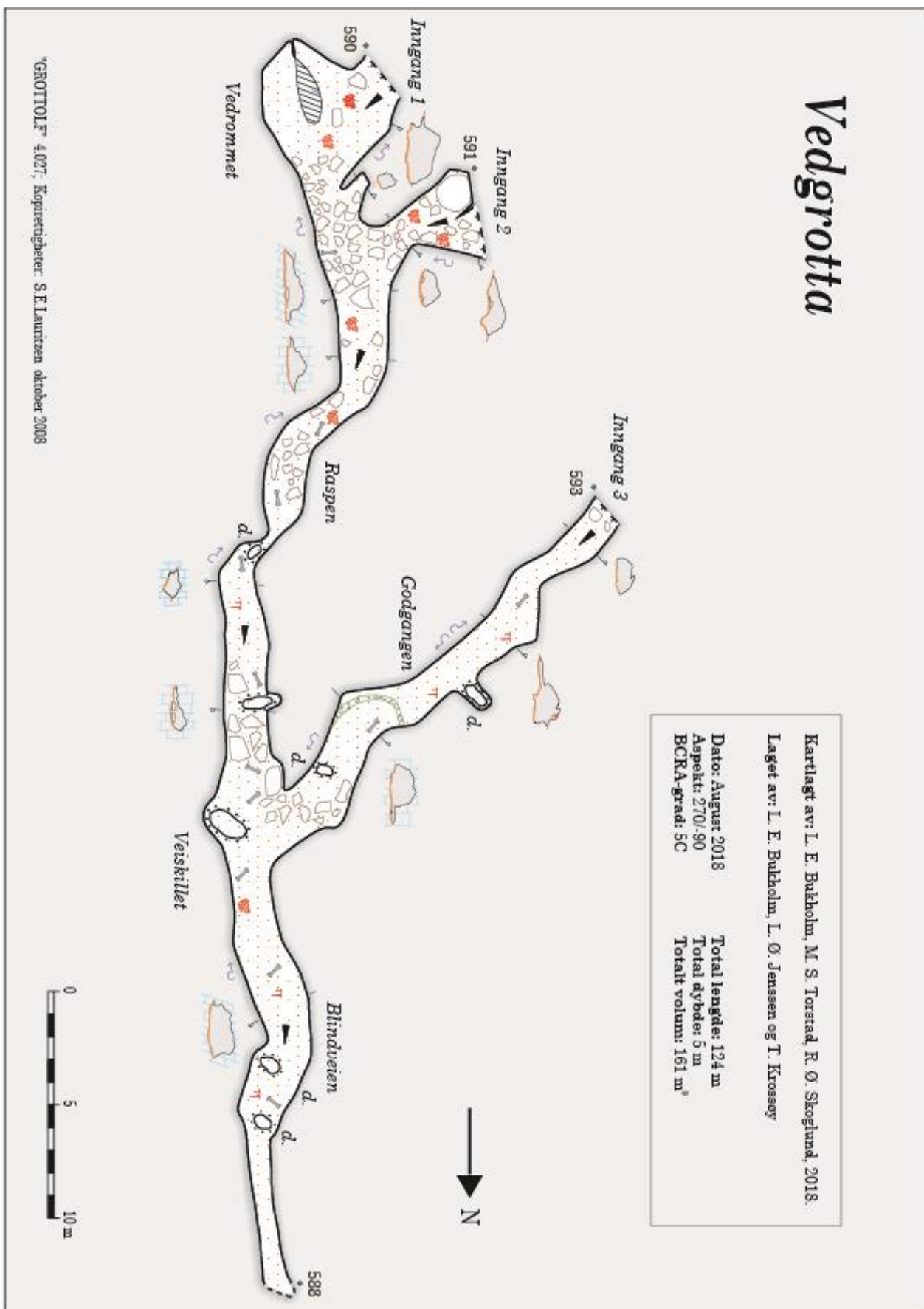
### 3C Pustehullet



# 3D Moskusgrotta

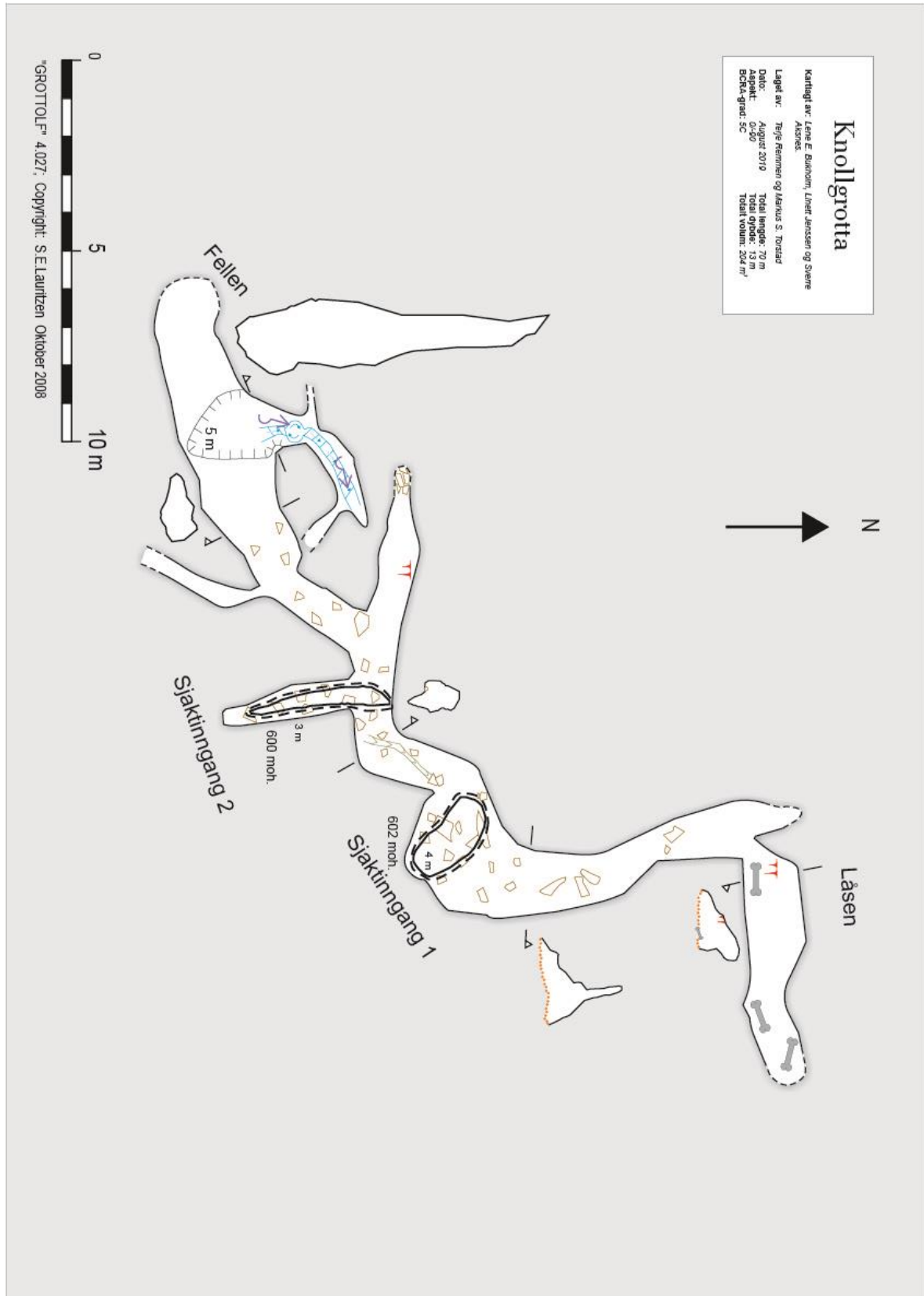


### 3F Vedgrotta

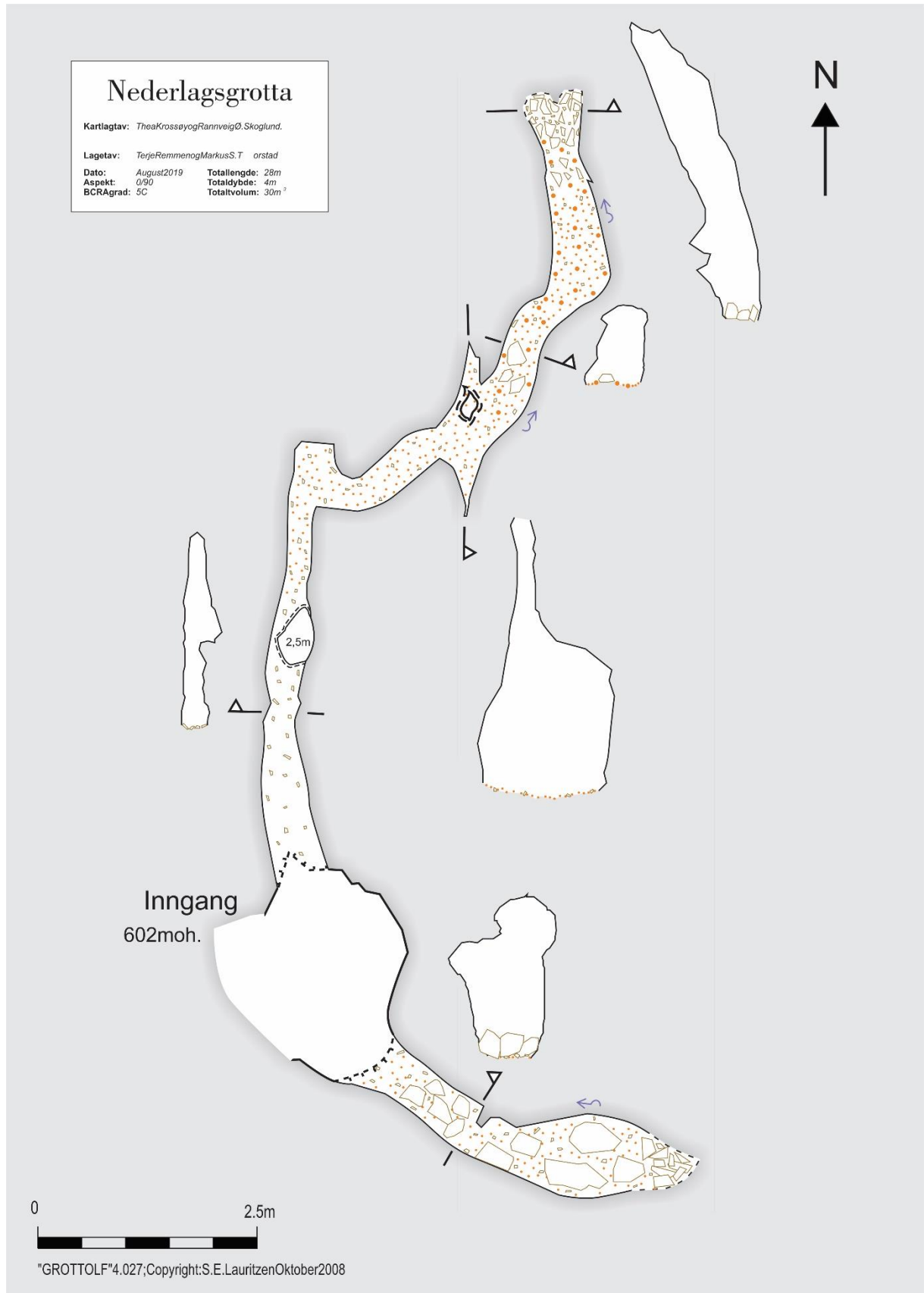


# Vedlegg 4: Grottekart Gulryggen

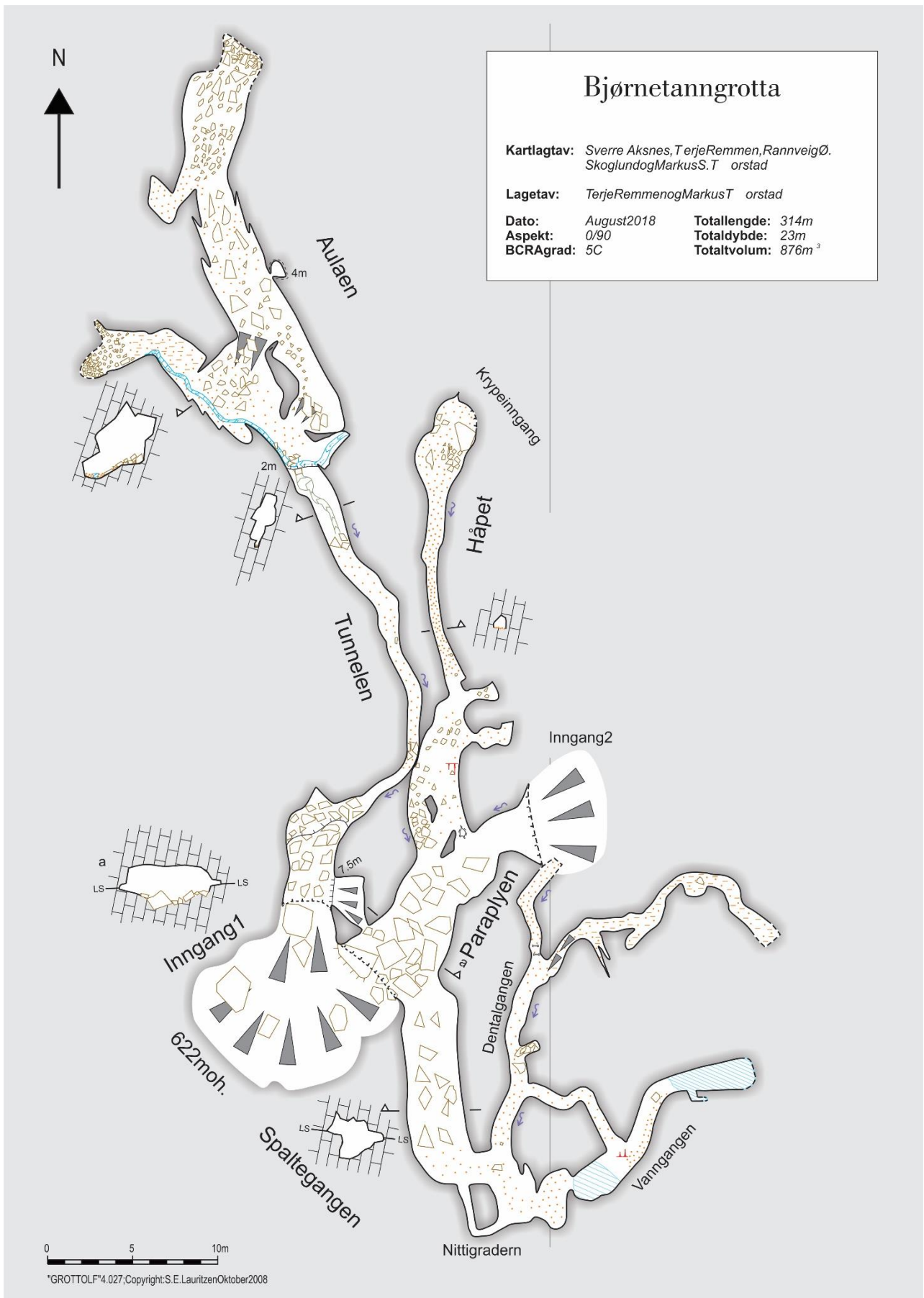
## 4A Knollgrotta



## 4B Nederlagsgrotta

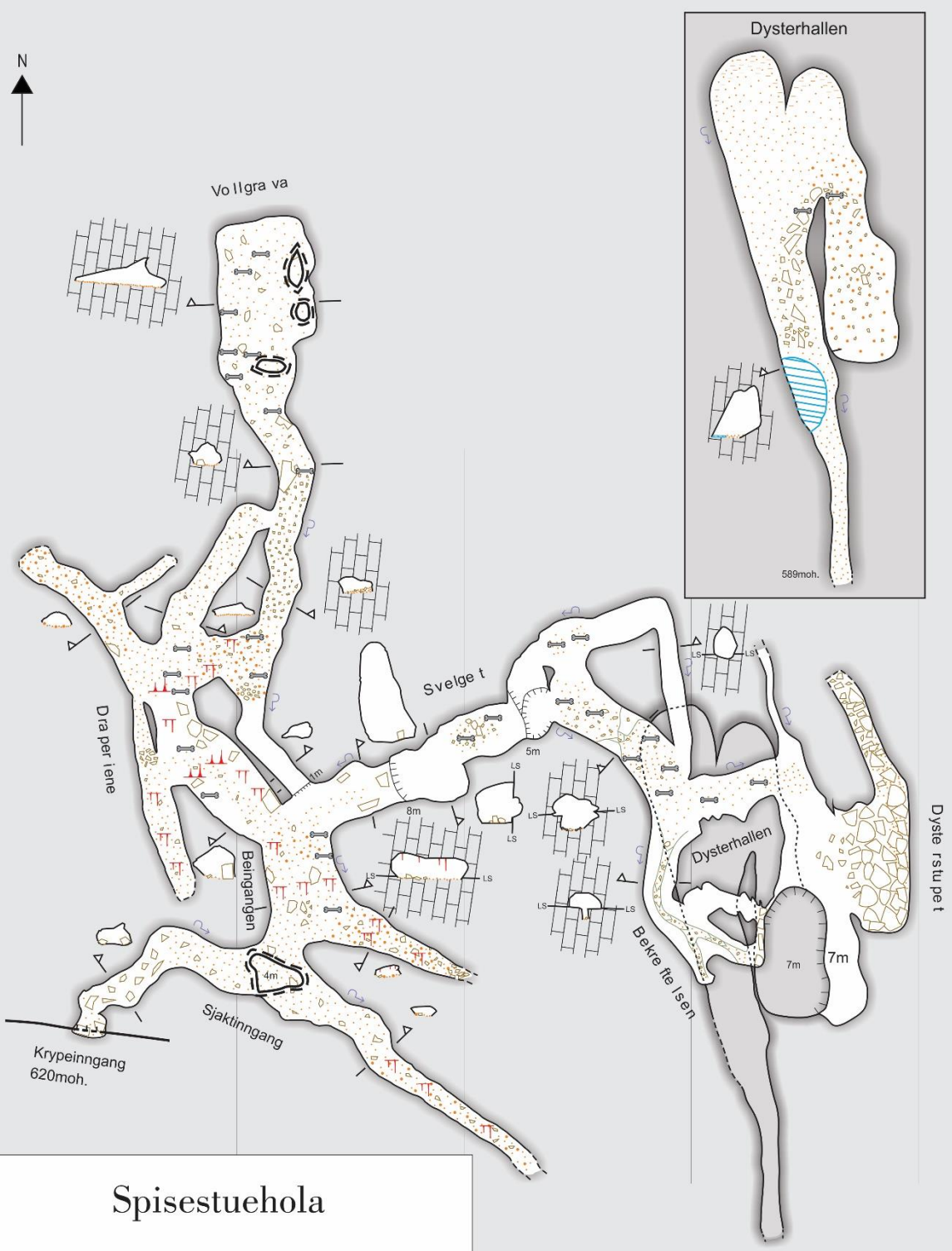


# 4C Bjørnetanngrotta





# 4D Spisestuehola



**Spisestuehola**

**Kartlagtav:** M.S.T orstad, T. Remmen, L.E. Bukholm, L.Ø. Jenssen, T. Krossøy, S.E. Lauritzen, R.Ø. Skoglund og S. Aksnes

**Lagetav:** Terje Remmen og Markus T. orstad

**Dato:** August 2018      **Total lengde:** 295m

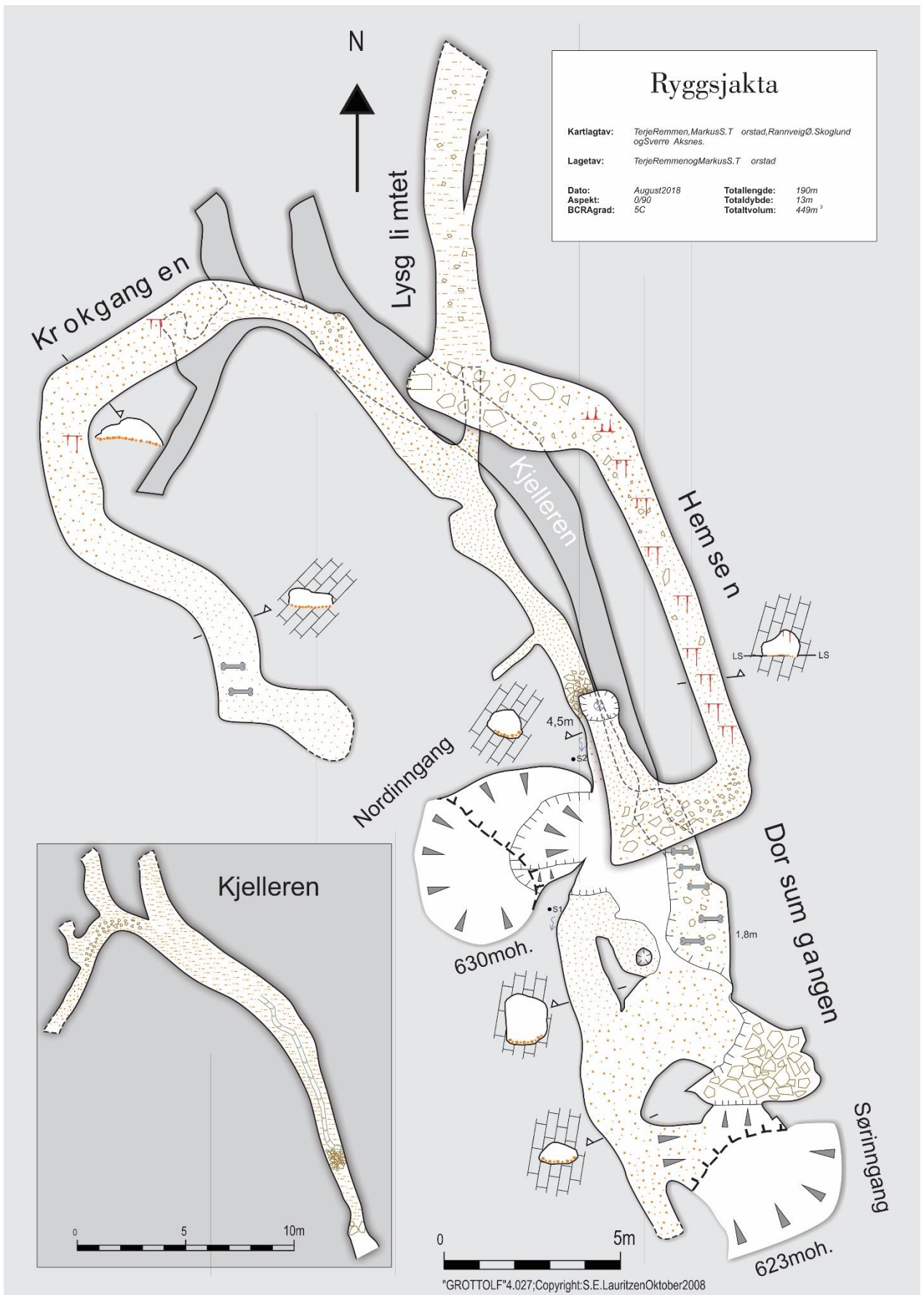
**Aspekt:** 0/90            **Total dybde:** 31m

**BCRA grad:** 5C        **Totalt volum:** 645m<sup>3</sup>

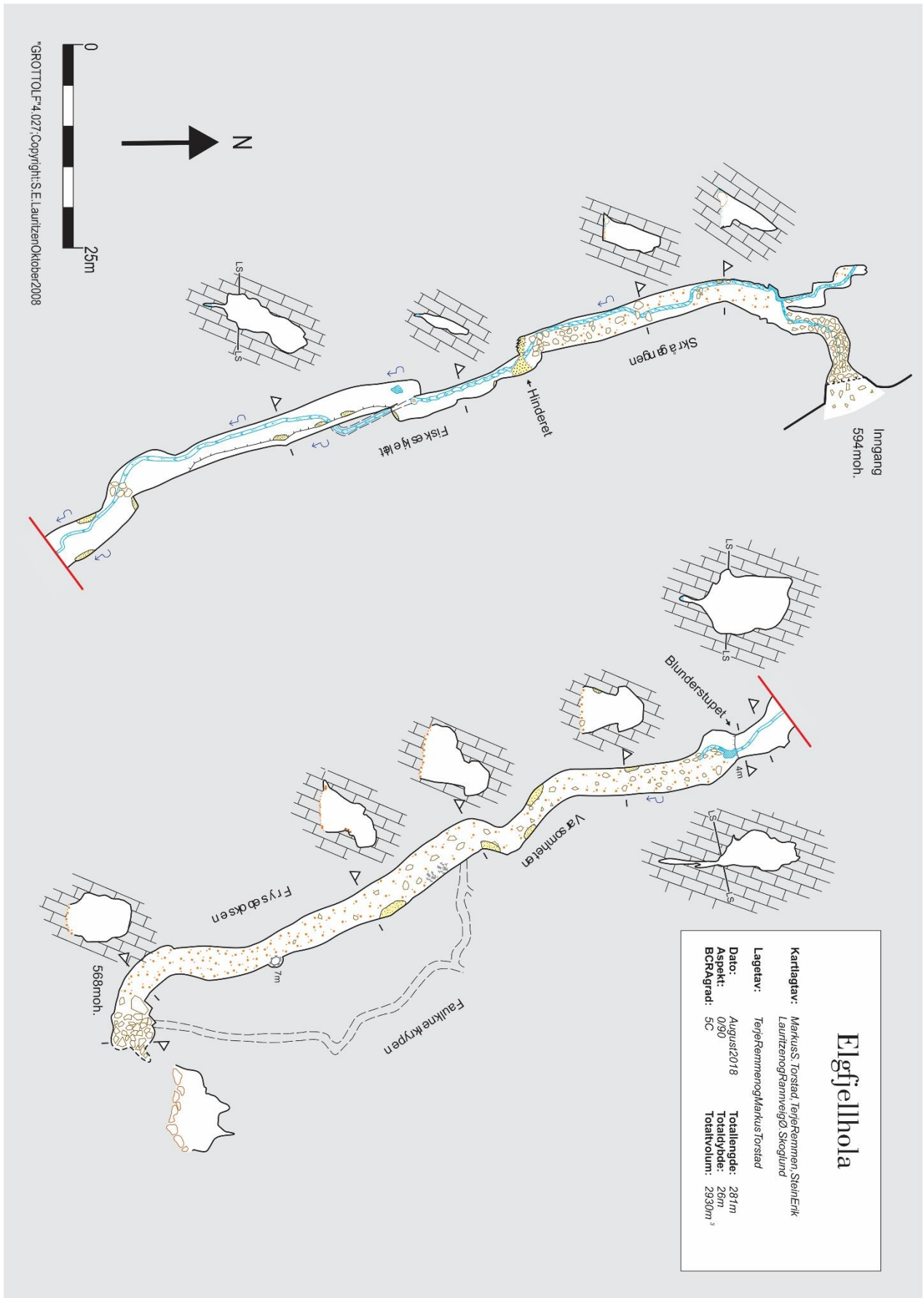


Dyste rstu pe t

# 4E Ryggsjakta



# 4F Elgfjellhola



©GROTTOLF 4.027. Copyright: S.E. Lauritzen Oktober 2008

## Elgfjellhola

**Kartaglav:** Markus S. Torstad, Terje Remmen, Stein Erik Lauritzen og Ramnevig Ø. Skoglund  
**Lagelav:** Terje Remmen og Markus Torstad  
**Dato:** August 2018  
**Aspekt:** 0/90  
**BCRÅgrad:** 5C  
**Totallänge:** 281m  
**Totaldybde:** 26m  
**Totalvolum:** 2930m<sup>3</sup>

# 4G Paradoksgrotta

## Paradoksgrotta

**Kartlagt av:** Terje Remmen, Markus S. T. Orstad og Stein Erik Lauritzen

**Laget av:** Terje Remmen og Markus T. Orstad

**Dato:** August 2019

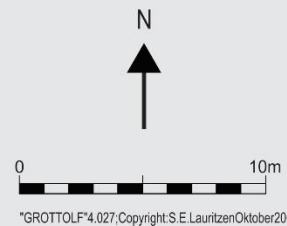
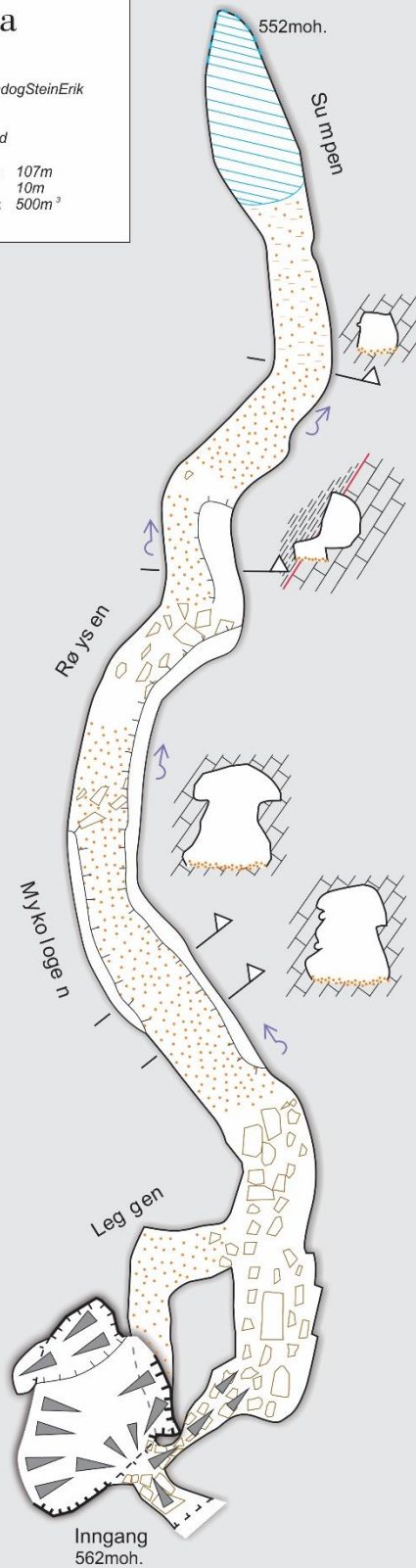
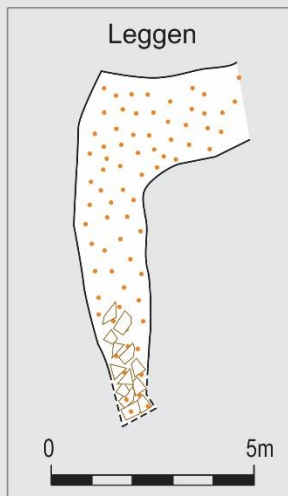
**Aspekt:** 0/90

**BCRA grad:** 5C

**Total lengde:** 107m

**Total dybde:** 10m

**Totalt volum:** 500m<sup>3</sup>



\*GROTTOLF 4.027, Copyright: S.E. Lauritzen Oktober 2006

# 4H Skjulbekkgrotta

