

**Gjennom grottekartlegging, kjemiske analyser av  
litologien og strukturgeologiske målinger, danne en  
plausibel dannelsesmodell for Burfjellgrotta, Rana,  
Nordland**

av

Jonas Fiskum Pedersen

Masteroppgave i geovitenskap

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2014





## **Forord**

Først vil jeg takke min veileder, Stein-Erik Lauritzen. Takk for at jeg i løpet av de to siste årene har fått bli med deg rundt, både i Norge og utenlands, for å lære mer om grotter. Det har gitt meg mange uforglemmelige opplevelser og mye ny kunnskap. Jeg vil også takke deg for en spennende oppgave med god veiledning underveis.

Takk til alle deltakerne på kartleggingsekspedisjonen 2012: Torstein Almo, Sverre Aksnes, Stein-Erik Lauritzen, Henriette Linge, Rannveig Øvrevik Skoglund. Det var en utrolig flott og lærerik tur. Uten dere ville ikke denne oppgaven vært mulig.

Sverre Aksnes fortjener en ekstra takk, for godt lag og god hjelp i laboratoriet.

Takk til Steinar Sæverud, som ble med som feltassistent til Burfjellgrotta høsten 2013.

Takk til Hilde Fiskum og Andreas Vagnildhaug, for korrekturlesning av oppgaven.

Til slutt vil jeg takke min samboer, Silje Rolstad Larssen, for støtte og godt selskap.

Bergen, juni 2014

Jonas Fiskum Pedersen



## Sammendrag

Denne oppgaven er en del av Glomdalsprosjektet og er knyttet opp til nykartleggingen av Burfjellgrotta høsten 2012. Den har som formål å bidra til økt innsikt i glacial påvirkning på grottedannelse i høyereliggende områder. Målsetningene med oppgaven er å sammenstille kartleggingsdataene til et stort kart over hele Burfjellgrotta, gjennom kjemiske analyser av litologien og strukturgeologiske målinger se om det er noen sammenheng mellom grottas posisjon, variasjoner i løseligheten i litologien og sprekker. I tillegg til dette skal det lages en plausibel dannelsesmodell for grotta. For å få til dette ble det tatt bergartsprøver av litologien som det ble gjennomført glødetap- og syreløselighetsanalyse på, og den syreløselige resten ble titrert for å finne hardhet og Mg/Ca-forhold. På utvalgte marmorprøver ble det gjennomført kinetikkes eksperimenter for å undersøke løseligheten.

Resultatet fra grottekartleggingen er en sammenhengende grotte på totalt 2561,9 m. Grotta er en labyrintgrotte av freatisk karakter med både anastomoserende- og nettverksformede passasjer, i tillegg til en større dreneringsrute. Den er med høy sannsynlighet dannet subglasialt ved topografisk reversert vannstrøm. Lokale vadose former vitner om at grotta også har hatt perioder med topografisk styrt vannstrøm. På grunn av grottas topografiske posisjon og passasjestørrelse er den med høy sannsynlighet svært gammel. Det er også nærliggende å tro at den er gjenværende deler av et større grottesystem.

Sekvensen består av både marmor, dolomittførende marmor og dolomitt. Det er i sekvensens nedre deler, hvor all marmoren er, majoriteten av passasjene ligger. Grottas posisjon i litologien ser derfor ut til å være styrt av en kombinasjon mellom løselighet og sprekker.



## INNHold

## INNHold

Forord .....	I
Sammendrag .....	II
INNHold .....	III
Innledning .....	1
1.1 Problemstilling .....	1
1.2 Områdebeskrivelse .....	2
1.3 Berggrunnsgeologi .....	3
1.4 Kvartærgeologisk historie .....	4
1.4.2 Tidligere istider .....	5
1.4.3 Siste istid .....	6
1.5 Tidligere forskning i området .....	8
TEORI .....	10
2.1 Karbonatkjemi .....	10
2.2.1 Oppløsning av kalsitt .....	10
2.2.2 Oppløsning av dolomitt .....	13
2.2.3 Grottedannelse ved reaksjon med svovelsyre .....	13
2.2.4 Løseligheten til som en følge av Mg/Ca-forholdet .....	14
2.3 Hydrologi i stripekarst .....	15
2.3.1 Hydrologi i stripekarst som en funksjon av litologi og topografi .....	15
2.4 Grottedannelse .....	16
2.4.1 Labyrintgrotter .....	18
2.4.2 Arktisk speleogenese .....	19
2.4.3 Passasjemorfologi .....	21

## INNHold

2.4.4	Paragenese .....	22
2.4.5	Strømskåler.....	22
METODER.....		23
3.1	Grottekartlegging.....	23
3.1.1	Behandling av kartleggingsdata.....	24
3.2	Strukturgeologiske målinger og innhenting av bergartsprøver .....	25
3.2.1	Innhenting av data .....	25
3.2.2	Behandling av data .....	25
3.2.3	Innhenting av bergartsprøver .....	25
3.3	Laboratoriearbeid.....	25
3.3.1	Prøvepreparering til glødetap, syreuløselighet og kinetikk.....	25
3.3.2	Glødetap .....	25
	Fremgangsmåte .....	26
	Feilkilder ved glødetap.....	26
3.3.3	Syreuløselighet .....	26
	Fremgangsmåte .....	26
	Feilkilder for syreuløselighet .....	27
	Titring av syreløselig rest.....	27
3.3.4	Titring med EDTA og EGTA .....	27
	Titring med EDTA .....	27
3.3.5	Kinetikk.....	29
RESULTATER .....		31
4.1.1	Beskrivelse av Burfjellgrotta .....	31
4.2	Italia .....	33
4.2	Bjørnsmetten.....	36
4.3	Svenskeportalen.....	38
4.4	Ravnå .....	41



## INNHold

4.5	Kanonen.....	43
4.6	Antares.....	45
4.6	Fordelingen av grotta i forhold til stratigrafien .....	47
4.7	Strukturgeologiske målinger.....	47
4.7.1	Foliasjon .....	47
4.7.2	Ledespalter og sprekker utenfor grotta.....	48
4.7.3	Ledespalter og sprekker inne i grotta .....	49
4.7.4	Målinger av forkastningsflate.....	49
4.8	Bergartsprøver .....	50
4.9	Laboratorieanalyser .....	53
4.9.1	Glødetap og syreuløselighet .....	53
	DISKUSJON.....	61
5.1	Introduksjon.....	61
5.2	Strukturgeologiske data .....	61
5.2.1	Sammenligning av sprekker og ledespalter i og utenfor grotta.....	61
5.2.2.	Sammenligning av bruddmønster med regionale lineamenter .....	62
5.2.3	Forkastninger.....	63
5.3	Stratigrafi og grottedannelse.....	64
5.4	Klassifisering av Burfjellgrotta og dens hydrologiske funksjon .....	65
5.5	Speleogenese .....	66
5.6	Dannelsesforløp .....	69
	Konklusjon .....	71
	LITTERATUR .....	72
	Vedlegg .....	75
	Konduktivitet mot tid .....	75
	Lograte (mMol/cm <sup>2</sup> s) mot Log (C-Cs).....	79
	Kart over Burfjellgrotta.....	83

## Innledning

### 1.1 Problemstilling

Denne oppgaven omhandler kartleggingen av Burfjellgrotta, Mo i Rana, Nordland, høsten 2012. Hovedproblemstillingen til oppgaven er: Gjennom grottekartlegging, kjemiske analyser av litologien og strukturgeologiske målinger, danne en plausibel dannelsesmodell for Burfjellgrotta. Andre spørsmål oppgaven skal prøve å besvare er:

- Ligger Burfjellgrotta i de mest løselige sonene av bergarten eller er dens posisjon styrt av sprekker?
- Er grotta subglasialt dannet?
- Har hele grotta vært aktiv samtidig, eller har deler vært aktive mens andre har vært inaktive?
- Hvor gammel er grotta?
- Hva har skjedd med grotta i tiden etter den var aktiv?

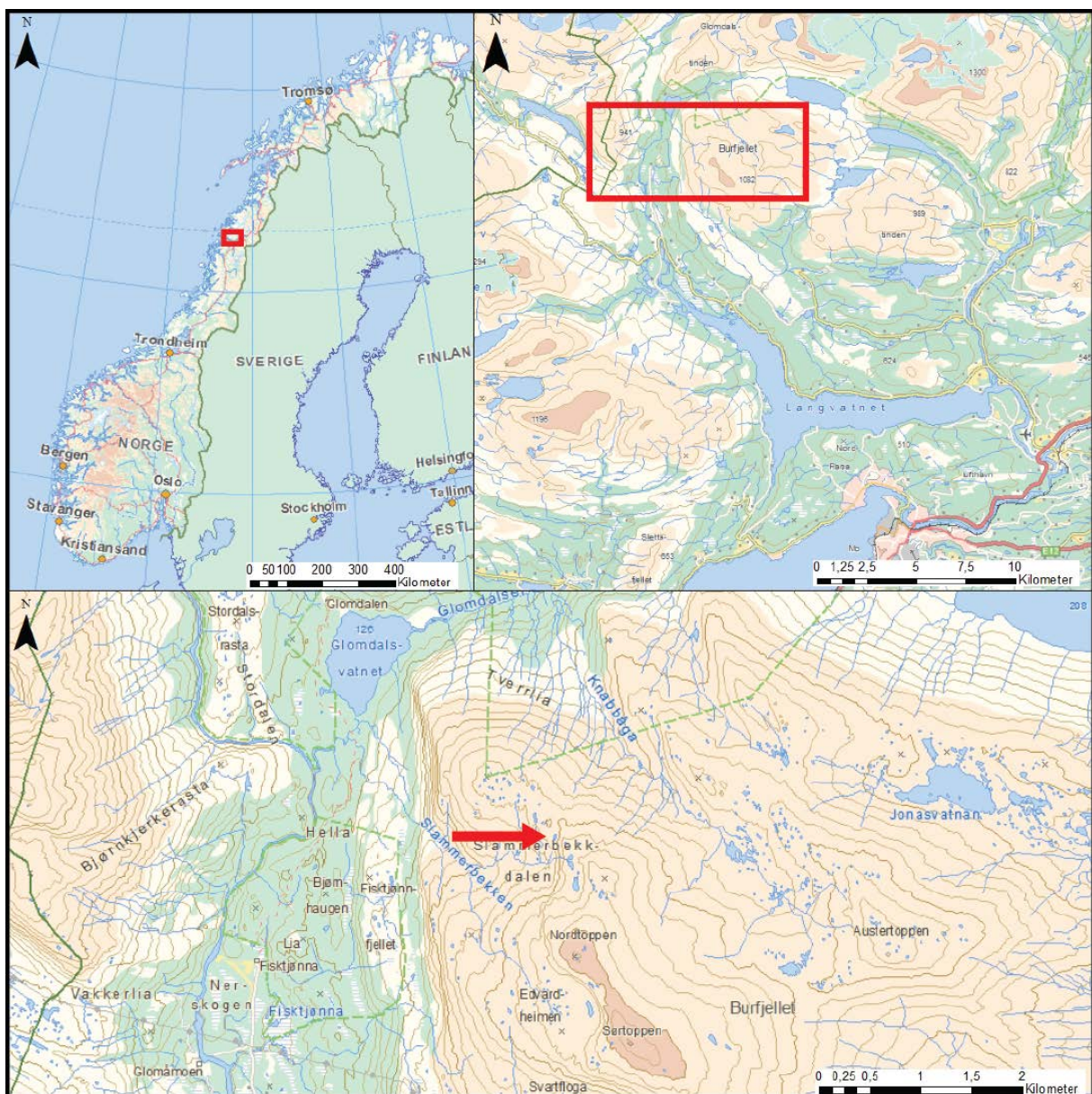
For å kunne besvare disse spørsmålene er det i tillegg til kartlegging og strukturgeologiske målinger, tatt prøver av marmorsekvensen grotta ligger i hvor det så er gjort analyser av glødetap, syreuløselighet og kinetikkeksperiment for de ulike prøvene.

Opgaven er en del av Glomdal Speleologiske prosjekt, startet opp av Stein-Erik Lauritzen i 1975. Prosjektet har som mål å få bredere innsikt i hva glasial påvirkning gjør med grottedannelse, og siden oppstart har det blitt gjort mange studier av området. Det seneste tilskuddet i prosjektet er masteroppgavene til Florian Bender og Andreas Vagnildhaug fra 2013, hvor de tok for seg paleostrøm, sedimentologi og alder til grotter i Nedre Glomdal. Denne oppgaven føyer seg til prosjektet, da den er lokalisert høyt oppe på Glomdalens østre dalskulder.

## INNHOLD

### 1.2 Områdebeskrivelse

Feltområdet er lokalisert øverst i Slammerbekkdalen, på den nordvestre siden av Burfjellet, Rana kommune, Nordland fylke (figur 1.1). I luftlinje ligger området omtrent 22 kilometer fra Mo i Rana sentrum. Slammerbekkdalen er en øst/vest-gående hengedal, som munner ut høyt oppe i Glomdalens østre dalskulder. Glomdalen strekker seg fra Langvatnet i sør, til Flatisvatnet i nord. Forlengelsen av Glomdalen i nord er Vesterdalen, og sammen danner de dalføret som separerer de to delene av Svartisen; Østisen og Vestisen. Inngangene til grottesystemet ligger øverst på den nordligste skulderen til Slammerbekkdalen.



Figur 1. 1 Oversiktsbilde som viser plasseringen til feltområdet. Inngangene til grotta er omtrentlig markert med rød pil. Kartet er laget i Arcmap.

### 1.3 Berggrunnsgeologi

Deler av berggrunnen i vestlige Nordland tilhører dekkeenhetene Helgelands-, og Rødingsfjelldekkekomplekset, som er en del av øverste dekkserie i Kaledonidene (Fossen et al., 2006). Berggrunnen øst for Glomdalen og nord for Langvatnet tilhører Ramnålidedekket, en underenhet av Rødingsfjelldekkekomplekset, og er kartlagt av Sjøvegjarto og Gjelle (Sjøvegjarto et al., 1988). Den består hovedsakelig av ulike glimmerskifre og marmor. Opprinnelig var dette horisontale sedimentære og magmatiske bergarter av prekambrisk til kambro-ordovisisk alder, som under den kaledonske orogesen gjennomgikk regional metamorfose, folding og overskyvning (Lauritzen, 2001). Under lavgrads metamorfe forhold ble karbonatene duktile, slik at de deformerte seg rundt de mer rigide bergartene og mistet den opprinnelige lagdelingen (Lauritzen & Skoglund, 2013). Resultatet av dette er at marmoren i kaledonidene er begrenset til tynne, avlange striper, mellom mektigere sekvenser av andre bergarter. Horn (1947) oppdaget at karstformene i Norge var begrenset til disse avlange stripene av marmor, og han lanserte termen ”stripekarst”. Fenomenet er unikt for Skandinavia, og det er en grenseform for kontaktkarst (Lauritzen, 2001). I senere tid har Lauritzen (2001) spesifisert begrepet ytterligere slik at det er gjeldende for blotninger av en karstifiserbar bergart med en gjennomsnittlig lengde større enn tre ganger bredden.

I tiden etter den kaledonske fjellkjededannelsen har marmorsekvensene blitt eksponert gjennom gradvis erosjon og gjennom flere ulike serier med landheving (Lauritzen & Skoglund, 2013). Sprø deformasjon som et resultat av endringer i det tektoniske feltet, avlastning som en følge av denudasjon og tilstedeværelsen/fraværet av isbreer har ført til dannelsen av sprekesett av både eldre og ung alder (Bergh et al., 2007; Lauritzen & Skoglund, 2013). Burfjellgrotta ligger i en 30-40 m tykk marmorsekvens, som ligger mellom to ulike typer granatglimmerskifre (figur 1.2). Den underste er en karbonatførende granatglimmerskifer og den øverste er en karbonatglimmerskifer (Sjøvegjarto et al., 1988). Marmoren har en lys grå forvittringshud, og hele sekvensen er preget av et varierende innhold av silikater. Tynne, silikatrike bånd av variabel utholdenhet opptrer flere steder i sekvensen. Disse blir sjeldent tykkere enn 15 cm. Mot toppen av sekvensen øker glimmerinnholdet gradvis ettersom det nærmer seg den karbonatholdige granatglimmerskiferen. Stratigrafiens strøk er mot nord, og fallet slakt mot øst. Overflaten er generelt svært oppsprukket, med enkelte ytterligere oppsprukne soner. Den største andelen av disse sprekkene er små og



## INNHold

overfladiske. De større sprekke er mer utholdende og fortsetter lengre inn i fjellet. Dette er tilfellet for marmorbåndet, som går langs hele vestsiden av Burfjellet.



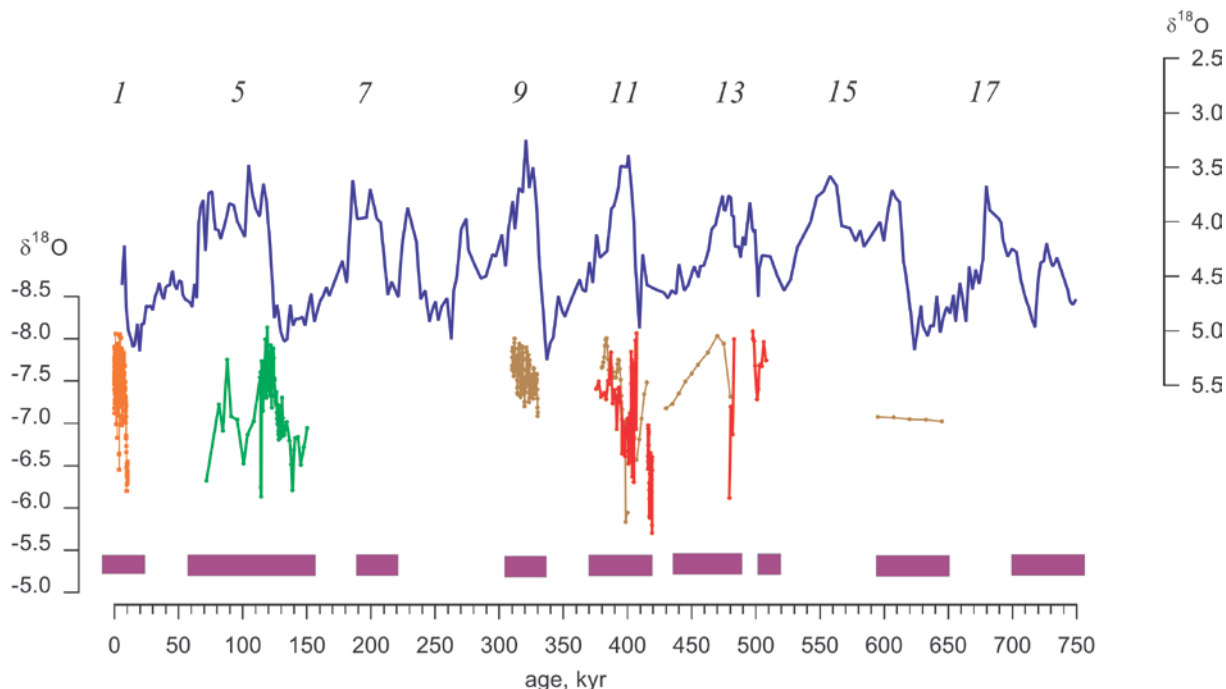
**Figur 1. 2** Oversiktsbilde over Slammerbekkdalen tatt mot nord. Burfjellet er opp til høyre, Glomdalen er ned til venstre. Slammerbekken er synlig til høyre i bildet. Grotteinngangene er lokalisert innenfor den røde ringen. Foto Steinar Sæverud.

### 1.4 Kvartærgeologisk historie

I sein-pliocen og pleistocen skjedde det en endring i klimaet på jorda. På den nordlige halvkule er dette markert ved de store istidenes inntog. Klimaforandringene oppstod på grunn av endring i solinnstråling som en følge av jordas sykliske variasjoner i aksepresesjon, aksehelling og bane. Aksepresesjon og aksehelling var de to faktorene som førte til klimaendringer fra 2,7 ma siden med sine sykluser på respektive 41 og 23 ka. Fra 900 ka siden begynte endringen i jordas bane med sin 100 ka syklus også å spille inn i tillegg til de to andre syklusene, noe som førte til dannelsen av store innlandsiser (Vorren & Mangerud, 2006). Før dette regner man breene for å ha vært av mindre størrelse og omfang.

### 1.4.2 Tidligere istider

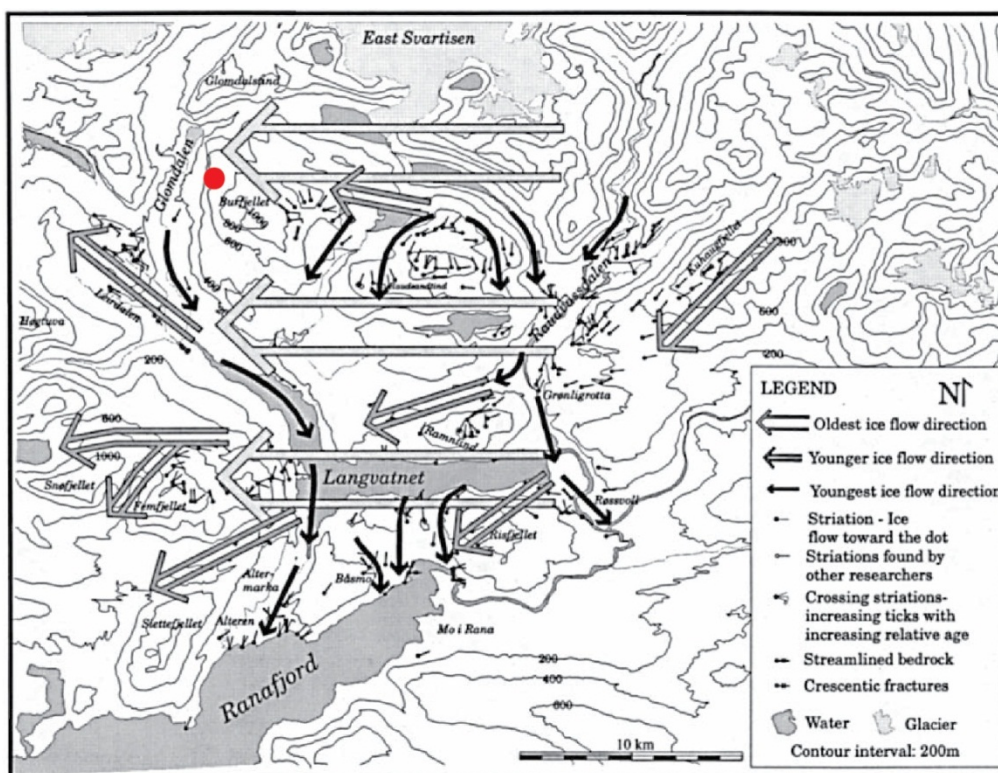
Norges landskap har siden istidene først ankom opplevd deres erosive kraft gjentatte ganger. Den har satt sitt tydelige preg på landskapet, men etterlatt seg lite, da yngre glasiasjoner har erodert vekk mye av avsetningene. Dette gjør at vi vet mye mer om siste istid enn de eldre istidene i Norge og Skandinavia, og at det vi vet om de eldre istidenes utbredelse i stor grad hentet fra avsetninger sør for Skandinavia (Mangerud, 2004). Mangerud et al. (1996) har ut ifra data om kvartære julitemperaturer, oksygenisotopstratigrafi og IRD-stratigrafi estimert at brefronten har nådd kontinentalhyllen vest for Sør-Norge 3–5 ganger før 780 ka. Selv om det er få avsetninger på land i Norge som predaterer weichsel finnes det unntak. Mangerud et al. (1981) har funnet avsetninger datert til å være fra saale, marin isotopstadie 6. Olsen et al. (1996) har funnet avsetninger i Finnmark datert til å være fra marin isotopstadie 8 eller 10 og Sejrup et al. (2000) har funnet avsetninger på Jæren datert til å være fra marin isotopstadie 10, begge sitert i Mangerud (2004). Dette er de tre eldste avsetningene på fastlandet som eksisterer utenfor grotter. I grotter i Nordland er de eldste kvartære avsetningene på Norges fastland funnet. En stalagmitt fra Rana-regionen har ved uranserie-dateringer blitt datert til å ha en øvre alder på 730 ka år B. P (figur 1.3) (Lauritzen et al., 1990).



**Figur 1.3** Vekstperiodene til stalagmitter fra nordlandske grotter sammenlignet med marine oksygenisotopkurver. Figuren er hentet fra Lauritzen og Skoglund (2013).

### 1.4.3 Siste istid

Isen har nådd ut til kysten flere ganger i løpet av weichsel (Mangerud et al., 1996). I området sør for Svartisen har isbevegelsene blitt studert av (Blake & Olsen, 1999). Ut i fra kryssende sett med skuringsstriper, og strømlinjeformet berggrunn i høyereliggende strøk, har de funnet at den eldste registrerte isbevegelsen var fra øst til vest (figur 1.4). Isbevegelsen var regional og upåvirket av topografien. Tegn til nordvestlig isbevegelse av gammel alder er funnet i Saltfjellet, noen kilometer nordøstover (Sveian et al., 1979).

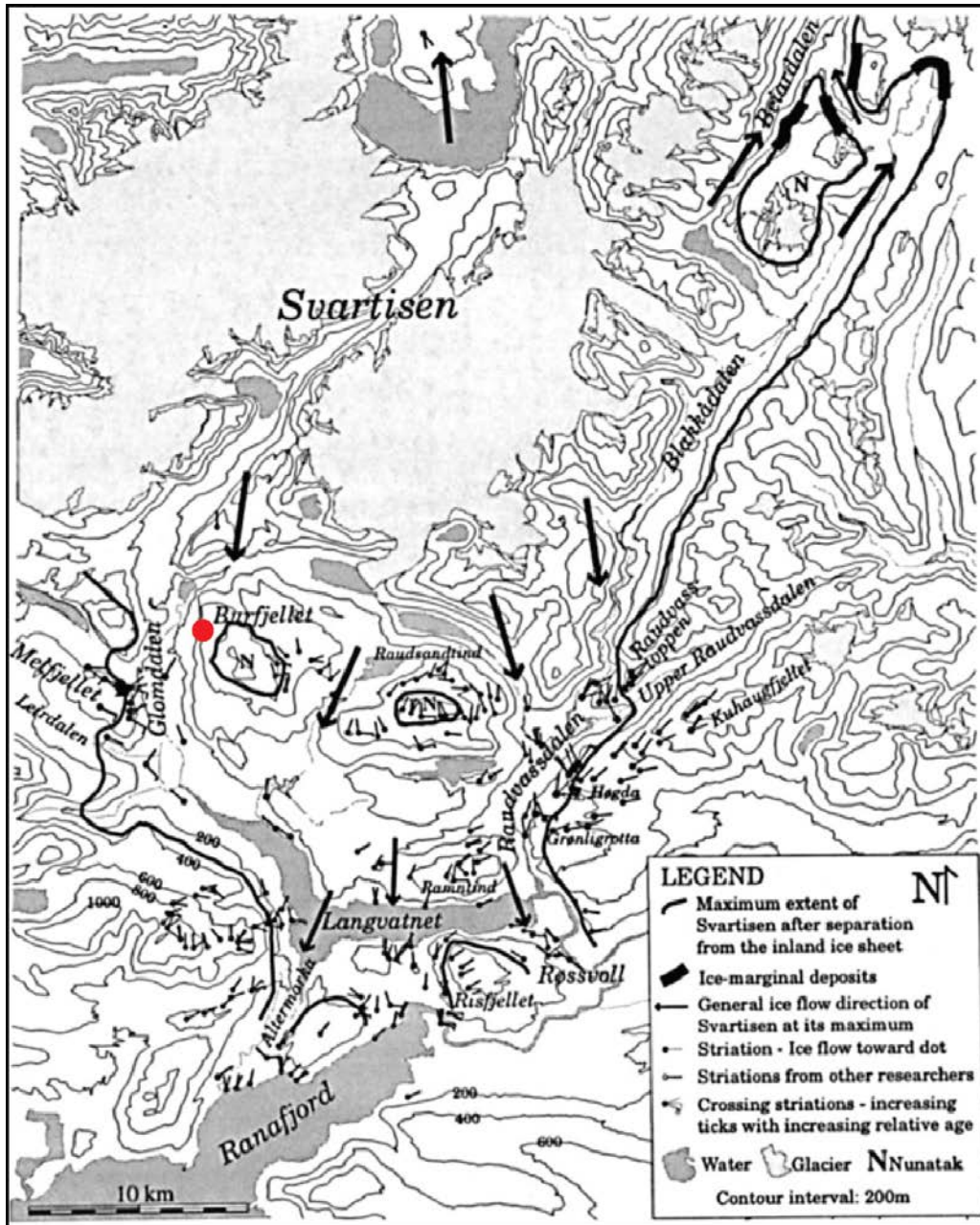


**Figur 1. 4** Isbevegelser av ulik alder i området sør for Svartisen. Den røde prikken markerer Burfjellgrottas omtrentlige plassering. Figur hentet fra Blake og Olsen (1999)

Yngre sett med skuringsstriper tyder på at isbevegelsen gradvis blir mer topografisk påvirket, og at den etter hvert blir ledet langs dalførene. Dette tyder på at ismengden gradvis ble mindre. Når isen var på dette stadiet var de største fjelltoppene i området trolig nunataker. Dette skjedde trolig før Svartisen separerte seg fra innlandsisen. Et resultat av dette vil i så fall være at Burfjellet og andre høyereliggende strøk har vært isfrie under Svartisens maksimum. Om Burfjellgrotta også var dekket av is i disse periodene vites ikke. Isbevegelsen til Svartisen i maksimumsperiodene var i forhold til Burfjellet mot sør (figur 1.5). Skuringsstriper tyder på at isen delte seg i to ved Burfjellets nordre side, før den fortsatte mot Ranafjorden (Blake & Olsen, 1999).



## INNHOOLD

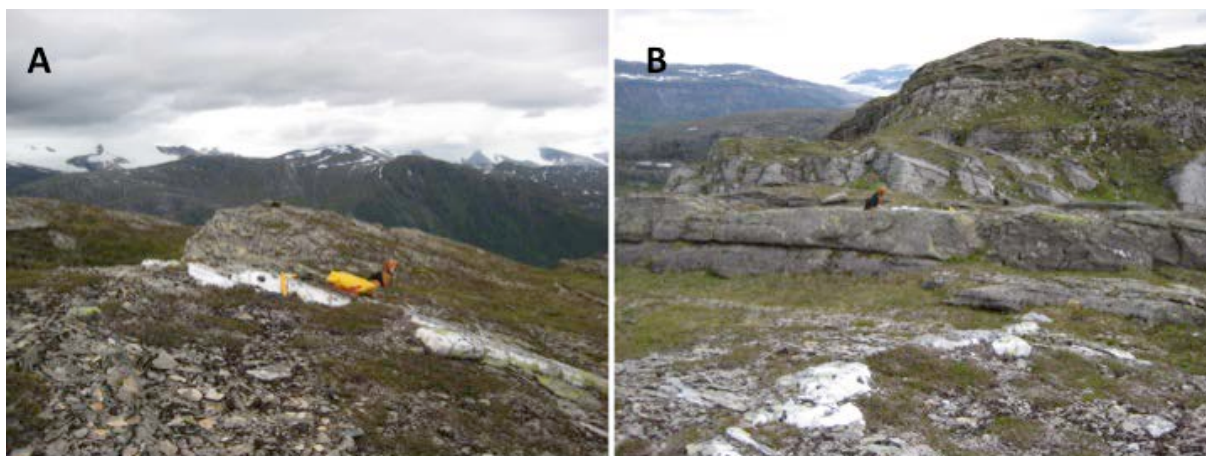


Figur 1. 5 Kartutsnitt med Svartisens tidligere utbredelse. Den røde prikken markerer Burfjellgrottas omtrentlige plassering. Figuren er hentet fra Blake og Olsen (1999).

Om Svartisen i dag er gjenværende rester etter den gamle ismassen som ble isolert fra innlandsisen, eller om den har lik historie som rekke andre breer i Norge, som i løpet av tidlig til midtre holocen smeltet helt bort (Nesje et al., 2008), vites ikke med sikkerhet (Blake & Olsen, 1999).

Eksponeeringsdateringer av to kvartsganger (figur 1.6 A og B) lokalisert rett vest for grotteinngangene sier at området har vært isfritt i minst  $10.7 \pm 0.5$  ka (Linge, 2014, Pers. Komm).





**Figur 1. 6 A) En av kvartsgangene hvor eksponeringsdatering har blitt gjort. Bildet er tatt mot nord. B) Kvartsgangen ligger til høyre for hunden. Grotteinngangene er i skråningen i bakkant. Foto Henriette Linge.**

## 1.5 Tidligere forskning i området

I Nordland har grotter vært studert i over hundre år, og det har siden da vært mye aktivitet Mo i Rana omegn. Oxaal (1914) kartla og beskrev i 1914 Grønligrotta, i tillegg til at han studerte flere grotter langs den nordlandske kysten. I perioden 1933 – 1939 brukte geologen Horn somrene sine til studier av karst i Ranaregionen (Lauritzen, 2010). Oppdagelsene han gjorde i løpet av denne perioden ble utgitt i Horn (1947). Horn sitt arbeid har siden vært svært viktig for karstforskningen i arktiske strøk, og mange av hans observasjoner og hypoteser er aktuelle den dag i dag. Fra 50-tallet begynte Corbel å studere grotter i området ved hjelp av britiske hobbygrottere. Siden da har britiske grotteklubber, -og utover 1970-tallet også lokale grottere, bidratt med mange nye kartlagte grotter. Kartlegging av grotter har fortsatt helt frem til i dag. Dette har resultert i mange nye kartlagte grotter og forlengelse av eksisterende grotter. Siden 1980 har Stein-Erik Lauritzen vært en sentral person i grottemiljøet og for forskningen i området. Fra 1987 har han hatt flere studenter som gjennom sine hovedfagsoppgaver og doktoravhandlinger har gjennomført studier i regionen (Lauritzen, 2010). Av disse har det blant annet blitt studert labyrintgrotter i stripekarst (Skoglund et al., 2010), og deres plassering i stratigrafien i forhold til bruddplan og kjemiske variasjoner i marmoren (Skutlaberg, 2003).

Grottesystemet i Slammerbekkdalen ble først oppdaget og delvis utforsket av Kirkland og flere andre britiske grottere i 1957 under en ekspedisjon til området sør for Svartisen. I

## INNHold

publikasjonen som ble gitt ut om denne ekspedisjonen blir grottesystemet omtalt som en gruppe mindre grotter, og de ble gitt navnet Burfjellgrottene (Kirkland, 1958).

I 2008 ble grottesystemet kartlagt på nytt av en gruppe italienske grottere, *Il Gruppo Grotte Brescia*. Italienernes arbeid dokumenteres i Finnesand og Aarstad (2011).

Kartleggingen italienerne gjorde viste at grottene var større enn Kirkland først antok, og de opprettet forbindelse mellom mange av dem. Resultatet av ekspedisjonen ble tre større grotter med en samlet lengde på 1690 meter, hvor trange sprekker er ekskludert. De fant ikke noen forbindelse mellom de ulike grottene. Ettersom det under ekspedisjonen i 2012 ble etablert forbindelse mellom de ulike grottene, omdøpes grotta fra Burfjellgrottene til Burfjellgrotta. Inngangene av praktiske årsaker gitt norske navn. Navnene er i hovedsak en fornorsket utgave av de italienske.

**TEORI****2.1 Karbonatkjemi**

Dette kapitlet baserer seg på kapittel 3 i Ford og Williams (2007)

**2.2.1 Oppløsning av kalsitt**

Kalsitt er løselig i rent vann, og danner ionene kalsium og karbonat (ligning 2.1):



Rent vann vil dissosiere seg selv, men i en svært liten grad (ligning 2.2):



Dette gjør at oppløsningen av karbonat i rent vann ikke vil være særlig effektiv (Dreybrodt et al., 2005). Væsker vil prøve å oppnå likevekt med de luftmassene de omgis, slik at luftens bestanddeler vil løses i vannet. Løseligheten til en gass i en væske forklares med Henrys lov: Gassmengden som kan løses i en væske er proporsjonal med den bestemte gassens partialtrykk i luften som er i kontakt med vannet. Løselighet til karbondioksid i vann vil også være omvendt proporsjonal med temperatur, slik at det vil være mer løselig i kaldt vann. Prosessen hvor karbondioksid løses i vannet kalles for hydratisering. Dette er den tregeste prosessen i karbonatsystemet, og er derfor det hastighetsbestemmende trinnet (Lauritzen, 2012b):



Når karbondioksidet har blitt hydratisert (ligning 2.3) kan det videre reagere med vannet og danne karbonsyre. Denne prosessen kalles hydrolyse (ligning 2.4):



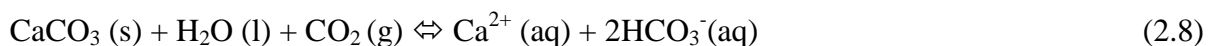
## TEORI

Karbonsyre er en toprotisk syre, noe som betyr at den vil avgi to hydrogenioner. Desto mer hydrogenioner som frigis i vannet, desto surere vil vannet bli. Med dette øker også oppløsningspotensialet vannet har i forhold til karbonater, - det blir mer aggressivt. Partialtrykket av karbondioksid kan være svært forskjellig i ulike atmosfærer. Dette gjør at mengden karbondioksid som kan løses i vannet vil variere veldig. I atmosfæren er partialtrykket til karbondioksid 0,035 %, mens den i lukkede porerom kan overstige 10 % som en følge av nedbrytningsprosesser. Vann som perkolerer gjennom jordsmonn med porerom uten kontakt til atmosfæren vil derfor kunne løse mye mer karbondioksid, og kan dermed bli mye mer aggressivt med hensyn til karbonater enn vann som kun er i kontakt med atmosfæren.

Oppløsningen av karbonater styres av tre ulike overflatereaksjoner, og hvilken av disse som er gjeldene styres av pH-verdien til vannet. PH-verdien er avhengig av  $H^+$ ,  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $H_2CO_3^*$  og  $Ca^{2+}$ . Reaksjonsligningene for de ulike overflatereaksjonene ser slik ut (Plummer et al., 1978):



De tre reaksjonene kan også skrives som én reaksjonsligning. Denne reaksjonsligningen (ligning 2.8) inkluderer hele karbonatsystemet, og de tre ulike aggregattilstandene er representert:



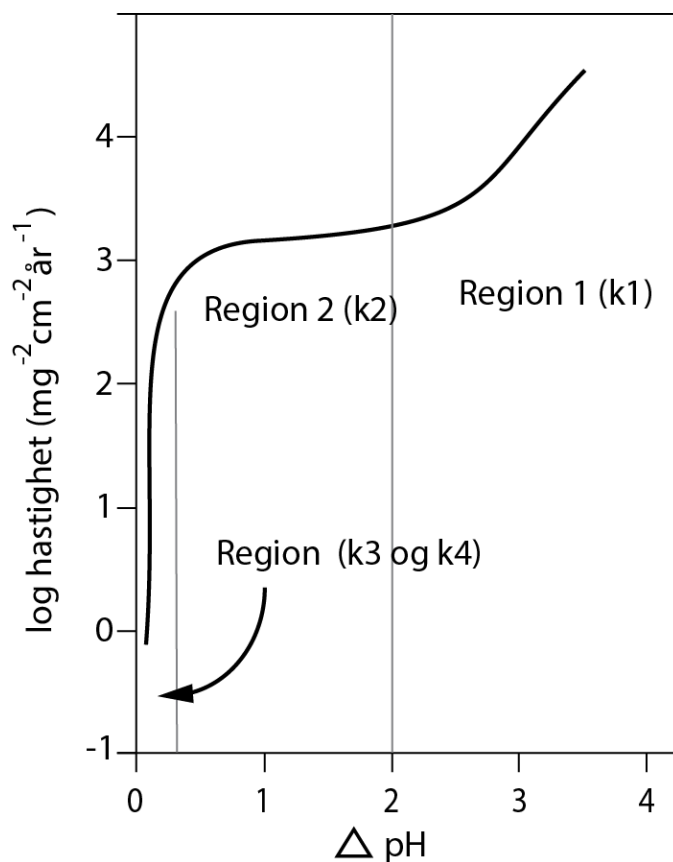
Kombinert i en ligning, kalt PWP-ligningen (ligning 2.9), gir disse tre reaksjonene (ligning 2.5, 2.6, 2.7) netto oppløsningsrate, R (Plummer et al., 1978):

$$R = \frac{dc}{dt} = \frac{A}{V} x [K_1(H^+) + K_2(H_2CO_3) + K_3(H_2O) - K_4(Ca^{2+})(HCO_3^-)] \quad (2.9)$$

## TEORI

Raten er omvendt proporsjonal med graden av metning, og er derfor lik  $dc/dt$ , som er forandringen i konsentrasjon.  $A$  er overflaten til prøven, og  $V$  er volumet til væskefasen.  $K_1, K_2$  og  $K_3$  er alle foroverrettede reaksjoner, og er en direkte funksjon av temperatur.  $K_4$  er en motsatt reaksjon, og er avhengig av konsentrasjonen til  $Ca^{2+}$  og  $HCO_3^-$  i løsningen (Lauritzen, 2012b).

Oppløsningen av kalsitt kan deles inn i tre regioner. Disse tre regionene sammenfaller med de fire ulike likevektskonstantene  $k_1, k_2, k_3$  og  $k_4$  (figur 2.1). Ved start, når pH til systemet er langt unna pH ved likevekt, vil oppløsningen av kalsitt skje svært fort. Oppløsningen er her dominert av reaksjon med hydrogenioner, og vil skje etter første ordens kinetikk. Denne delen av kurven kalles region 1. Når hydrogenionene er brukt opp og systemet begynner å nærme seg likevekt vil oppløsningen avta. Dette området på kurven kalles region 2, hvor oppløsning hovedsakelig foregår med karbonsyre. Oppløsningen vil her være uavhengig av pH. Når systemet har kommet enda nærmere likevekt vil oppløsningshastigheten bli svært lav. Denne delen av kurven kalles region 3 (Lauritzen, 2012b).



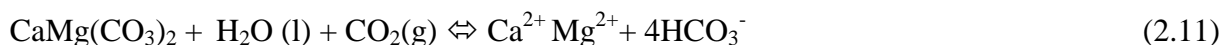
**Figur 2. 1** Logaritmen til hastigheten plottet mot endring i pH for oppløsning av kalsitt. Kurven som dannes kan deles inn i tre regioner, hvor svært ulike oppløsningshastigheter vil gjelde Modifisert fra Lauritzen (2012b).

### 2.2.2 Oppløsning av dolomitt

Oppløsning av dolomitt går tregere enn oppløsning av kalsitt. Dette er på grunn av at dolomitt i tillegg til kalsium også inneholder magnesium (ligning 2.10). Over tid vil det trolig dannes en film av  $\text{MgCO}_3$  på overflaten til bergarten, som en følge av at det er mindre løselig enn kalsitt. Dette vil påvirke kinetikken negativt ved at overflaten minker. Som et resultat av disse faktorene vil dolomitt ofte ha dårligere utviklet karst enn bergarter av ren kalsitt.



Reaksjonslikningen for hele systemet er (ligning 2.11):



Hvis dolomitten består av lik mengde kalsium og magnesium vil reaksjonslikningen se slik ut (ligning 2.12):



### 2.2.3 Grottedannelse ved reaksjon med svovelsyre

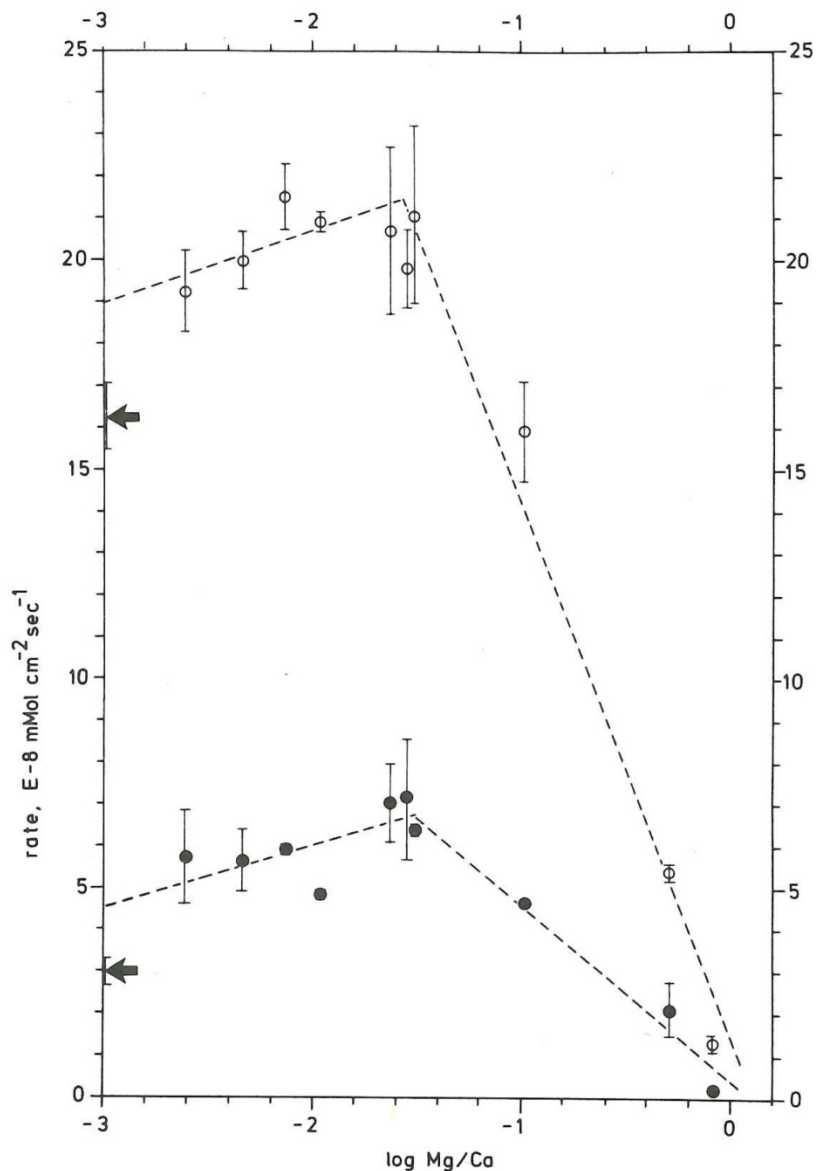
Hvis sidebergarten inneholder pyritt ( $\text{FeS}_2$ ) vil dette kunne reagere med vann å danne svovelsyre, som er en sterk toprotisk syre (ligning 2.13). Dette vil øke aggressiviteten til vannet ved at det tilføres hydrogenioner:



En del pyritt vil kunne løse opp fire deler kalsitt, slik at en eventuell reaksjon med pyritt vil kunne fremme grottedannelsen (Lauritzen, 2012b).

### 2.2.4 Løseligheten til som en følge av Mg/Ca-forholdet

I karbonatbergarter har forholdet mellom magnesium og kalsium mye å si for løseligheten. Laboratorieforsøk utført på ulike marmortyper fra Norge har blitt gjort av Lauritzen (1987). Resultatene av disse forsøkene (figur 2.2) viser at marmor med et innhold på 1-2 % mol magnesium har den høyeste korrosjonsraten. Inneholder marmoren mer eller mindre magnesium enn dette, vil korrosjonsraten være lavere. Dolomitt oppløses omtrent 20 % saktere enn kalsitt av denne komposisjonen.



Figur 2. 2 Korrosjonsrate av ulike marmortyper ut i fra Mg/Ca-forholdet. Dolomitt er vist med plott på begge kurvene til høyre i figuren, og svært ren kalsitt er plottet utenfor skalaen på venstre side. Figuren er hentet fra Lauritzen (1987).

## 2.3 Hydrologi i stripekarst

Forskjellige bergarter har ulik porøsitet og permeabilitet, noe som gjør at deres evne til å lagre og transportere vann varierer. Karbonater er potensielt gode akviferer, noe som vil si at deres evne til å nettopp lagre og transportere vann kan være god. I en stripekarstsetting er berggrunnen utgjort av alternerende lag av marmor og impermeable bergarter, ofte glimmerskifer. Marmorstripene vil da kunne fungere som isolerte, lukkede akviferer mellom de impermeable sidebergartene (Lauritzen, 2001). Mesteparten av vannet som kommer i kontakt med marmoren vil komme fra de sideliggende ikke-karbonatene (Lauritzen, 2001). Denne settingen representerer derfor en av de mest ekstreme formene for allogenetisk drenering (Lauritzen, 2001).

I hydrologi skiller man mellom sonene over og under grunnvannsspeilet, da vannet vil bevege seg etter ulike prinsipper i de to ulike sonene. Grunnvannsspeilet er en tenkt flate som markerer skillet mellom den vadose og freatiske sonen (Ford & Williams, 2007). Området over grunnvannsspeilet kalles den vadose, eller umettede sonen ettersom porerommet er her fylt av både vann og luft, og vannstrømmen styres av tyngdekraften. Området under grunnvannsspeilet kalles den freatiske, eller mettede sonen, hvor vannstrømming skjer etter hydrauliske gradienter (Ford & Williams, 2007). Alle hulrom og porer vil være vannfylt, slik at oppløsning vil foregå i alle retninger. Grunnvannsspeilet vil fluktuere innenfor en sone ettersom vanntilførselen varierer. Denne sonen kalles for den epifreatiske sonen, eller flomsonen. Under flomhendelser vil vann kunne skiftes ut svært fort i denne sonen, slik at vann som har brukt opp noe av oppløsningspotensialet sitt vil erstattes av vann med et høyere oppløsningspotensial.

### 2.3.1 Hydrologi i stripekarst som en funksjon av litologi og topografi

Informasjonen i dette underkapittelet er basert på Lauritzen (2001).

Hvordan stratigrafien er orientert i forhold til topografien, og hvordan kontakt marmoren har med sidebergartene er styrende for dens hydrologiske situasjon. Sammen med bruddorienteringen er dette de viktigste faktorene for grottedannelse. Det deles inn i tre kontaktyper som tar utgangspunkt i forskjellige kontakt, - og terrengforhold (figur 2.3):

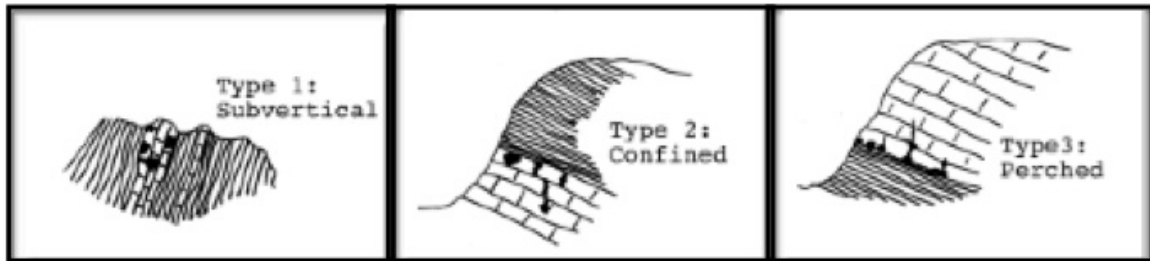


## TEORI

Kontakttype 1: Subvertikal, åpen

Kontakttype 2: Slakt til steilt hellende, lukket

Kontakttype 3: Slakt til steilt hellende, hevet



Figur 2. 3 Viser de tre ulike kontakttypene som er vanlige i stripekarstsettingen. Figuren er modifisert fra Lauritzen (2001).

Kontaktområdet mot sidebergarten vil ofte være hvor grottedannelsen skjer. Dette området er en svakhetssone som en følge av bergartenes ulike mekaniske egenskaper. Hvis sidebergarten inneholder jernmineraler, og da spesielt pyritt, vil dette kunne føre til økt karstifisering.

Grottedannelse i stripekarst vil alltid være begrenset i en av tre dimensjoner, slik at grottenes utbredelse kan sees på som todimensjonal. Orienteringen til marmoren vil også være styrende for hvilken morfologisk signatur grottene vil ha. Dette kan klassifiseres etter fire morfologiske hovedtyper:

Type A: Subvertikale freatiske nettverk eller labyrinter

Type B: Lavvinklede freatiske nettverk eller labyrinter

Type C: Sløfyesystemer med vadose kløfter

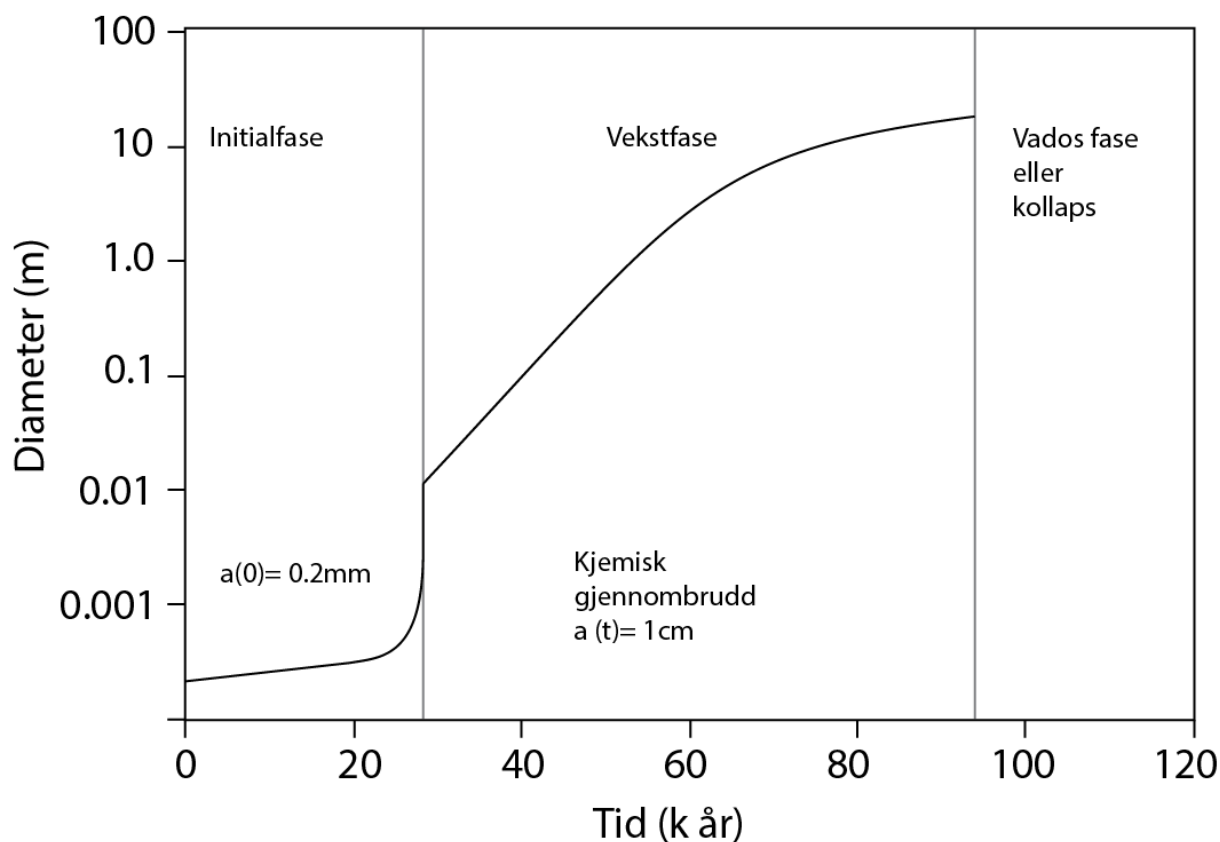
Type D: Ekstensive, lineære dreneringsruter

### 2.4 Grottedannelse

For at grottedannelse skal kunne skje er man avhengig av kontakt mellom hulrom i bergarten. Dette kan være porer, sprekker eller lagflater, og går disse tvers gjennom bergarten kan man over tid få dannet grotter (Lauritzen & Skoglund, 2013). Isolerte hulrom i bergmassen vil ikke påvirke væskestrøm gjennom bergarten, og vil ikke ha noen påvirkning på grottedannelsen. Marmor har mistet primærporøsiteten under metamorfose, slik at grottedannelse kun kan skje hvor sprekker, lagflater og forkastninger har skapt porøsitet (Skoglund & Lauritzen, 2011).

## TEORI

Begynnelsen på en grottes liv starter med et tynt sprekkesystem (figur 2.4). Vann vil strømme etter hydrauliske gradienter, og strømmingen vil i begynnelsen være laminær. Utvidelsen av sprekken vil under laminære strømningsforhold styres av diffusjonshastigheten, som er hastigheten molekyler diffunderer gjennom det laminære grensesjiktet og ut i væsken. I den ytterste delen av sprekken vil oppløsningen foregå i et åpent system, slik at oppløsningen vil gå hurtig. Inne i sprekken er systemet lukket, slik at oppløsningen vil gå svært tregt. Sakte, men sikkert vil sprekken utvide seg, og når den er utvidet til 1 cm i diameter gjennom hele systemet, vil størrelsen være tilstrekkelig til at turbulent strømming kan skje. Dette kalles for hydraulisk gjennombrudd. Som en følge av det hydrauliske gjennombruddet, vil det laminære grensesjiktet minskes. Videre utvidelse av systemet vil heretter styres av hvor fort ionene kan produseres. Kort tid etter det hydrauliske gjennombruddet vil aggressivt vann kunne strømme langs hele systemets lengde. Dette kalles for kjemisk gjennombrudd. Grottedannelsen vil fra dette punktet kunne skje svært hurtig sammenlignet med tiden før gjennombruddet (Dreybrodt et al., 2005).



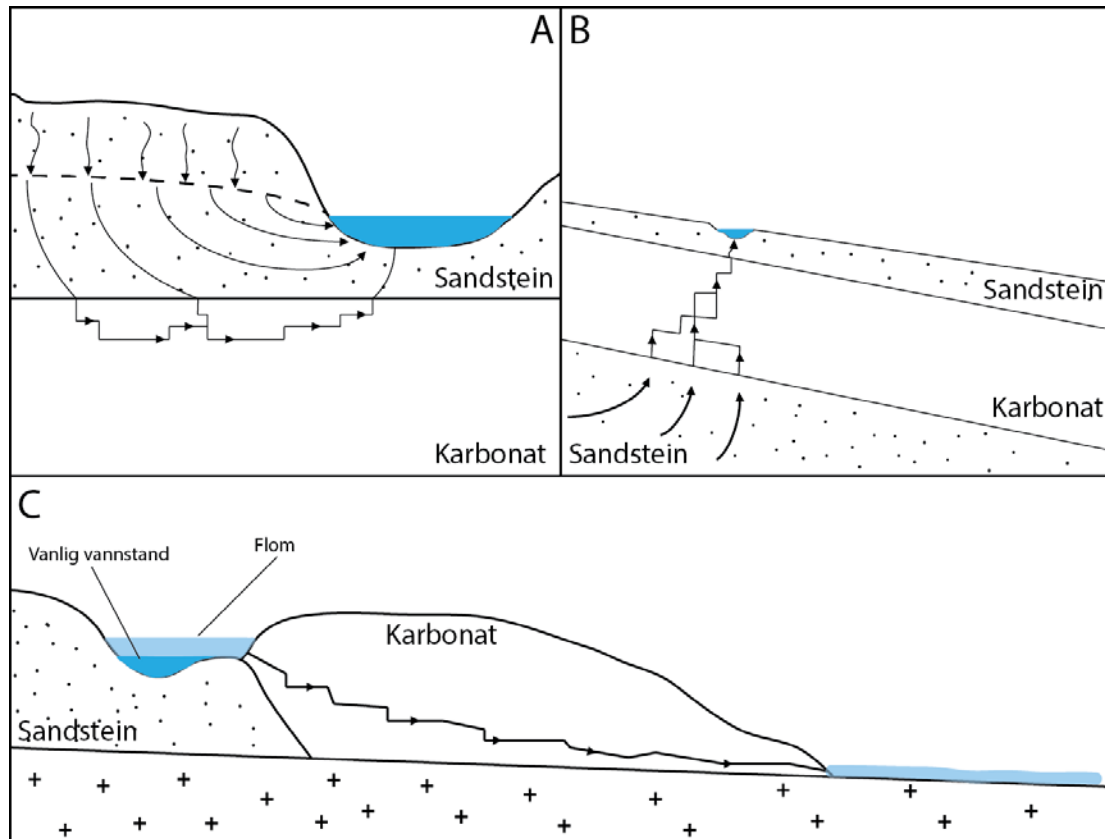
Figur 2. 4 Et eksempel på hvordan en liten sprekke over tid utvikles til en stor grotte. Modifisert fra Lauritzen (2012b).

### 2.4.1 Labyrintgrotter

Labyrintgrotter er grotter dannet i områder med høy sprekketetthet, hvor passasjene utgjør et strømningsnett, fremfor en enkel strømningsrute. Dette er fordi de velger flere strømningsruter i stedet for en enkel, slik at utvidelsen av sprekkene vil foregå samtidig (Skoglund et al., 2010). De kan dannes på tre forskjellige vis (Ford & Williams, 2007), se figur 2.5:

1. Ved flom, hvor alle sprekkene i grotta vannfylles.
2. Hvor en overliggende, oppsprukket/permeabel bergart tilfører den underliggende akviferen vann på flere steder.
3. Hvor en underliggende vannkilde leder vann gjennom flere steder i den karstifiserbare bergarten og opp til overflaten eller til en overliggende akvifer.

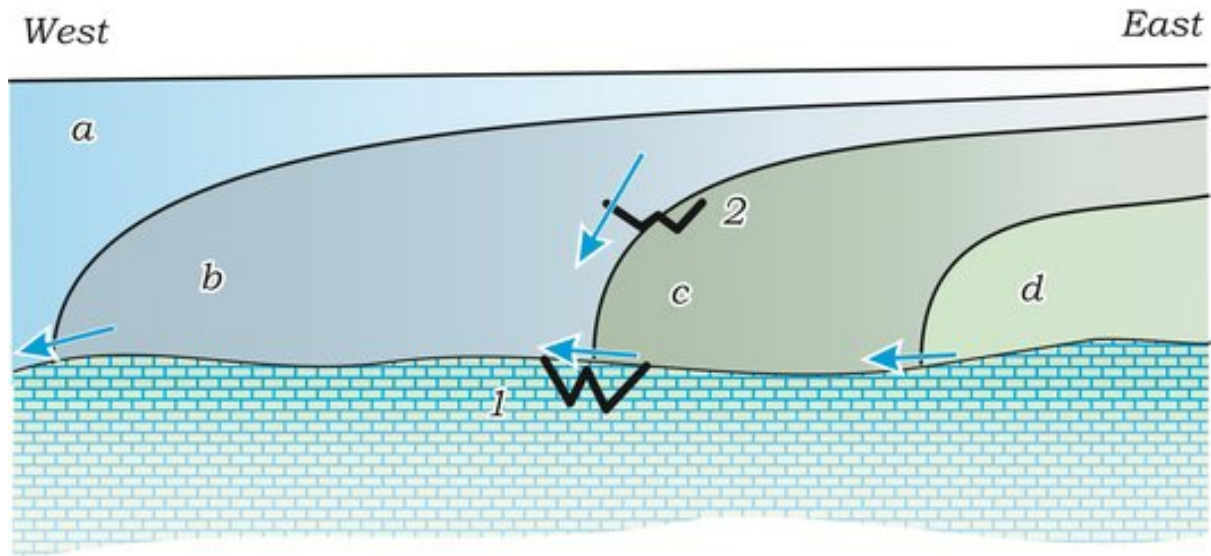
Som tidligere nevnt vil marmor i en stripekarst-setting ha impermeable sidebergarter, slik at dannelsesmåte 2 og 3 kan utelukkes (Skoglund et al., 2010). Palmer (1991) deler inn labyrintgrotter i tre hovedtyper, basert på passasjenes morfologi og mønsteret deres orientering utgjør i forhold til hverandre. Kun to av disse hovedtypene finnes i Norge (Skoglund et al., 2010). Disse to hovedtypene er nettverks-, og anatomiserende grotter. I nettverksgrotter står passasjene nærmest vinkelrett på hverandre. Dette gjør at det vil dannes mange lukkede sløyfer. Grunnen til dette er at passasjene hovedsakelig er dannet etter to sprekkesett som står nærmest normalt på hverandre. Et oversiktskart over en nettverksgrotte vil kunne ligne et rutenett. Passasjene er ofte høye og smale. I anatomiserende grotter er passasjene ofte mer tubulære og kurvede, og de kan ofte ha forgreninger. Lukkede sløyfer forekommer, men er ikke like vanlig som i nettverksgrotter. Mønsteret passasjene utgjør i forhold til hverandre er gjerne mer dendrittisk.



Figur 2. 5 De forskjellige måtene labyrintgrotter kan dannes på: A:2, B:3 og C:1.

### 2.4.2 Arktisk speleogenese

Grottedannelse i arktiske strøk skiller seg fra grottedannelse i tempererte strøk ved at breer kan være tilstedeværende. Breer kan ha to ulike temperaturkonfigurasjoner for sålen, kaldbasert og varmbasert. Kaldbaserte breer er fastfrosset til underlaget. Denne temperaturkonfigurasjonen er vanlig for tynne breer, spesielt i høyereliggende strøk. Varmbaserte breer er ofte tykkere, slik at det vil være subglasialt vann som en følge av at temperaturforholdene langs sålen er over trykksmeltepunktet. Det er også mulig for en bre å ha ulike temperaturkonfigurasjon for ulike deler av breen. Dette kalles for polytermal bre. En dalbre vil i de høyereliggende delene av breen være kaldbasert, mens såleforholdene i dalbunnen vil kunne være varmbasert. I varmbaserte breer vil det subglasiale vannet strømme i smeltevannskanaler eller som en vannfilm langs sålen av breen, eller en kombinasjon av disse (Weertman, 1972). Hvis en varmbasert bre ligger over et karstsystem vil det kunne ta del i den subglasiale dreneringen og utvides videre. Er breen derimot kaldbasert vil vanntilførselen stoppes, slik at grottedannelsen stagnerer. Lauritzen (2010) har laget en ”bilvask”-modell for to grotter med ulike plassering i forhold til topografien hvor han forklarer hvordan ulike brekonfigurasjoner påvirker grottedannelsen (figur 2.6):



**Figur 2. 6** Lauritzens "Bilvask"-modell for hvordan ulike brekonfigurasjoner påvirker grottedannelse i to ulikt lokaliserte grotter, 1 og 2. De ulike situasjonene er: a) tykk is av stor utbredelse, lav overflategradient. b) Tykk is, men av mindre utbredelse med høyere overflategradient. c) Brefronten i nærheten av grottene, høy gradient og mye vann. d) brefronten øst for grottene, samme forhold som under c), men grotta i den hengende posisjonen vil tørrelgges. Fra Lauritzen (2010).

Under glasiale maksimum vil isutbredelsen være stor (figur 2.6a). Overflategradienten vil under disse periodene være lav for områder langt fra brefronten. Store deler av bresålen vil trolig være varmbaserte slik at subglasialt vann er tilstede. Karstsystem i høyereliggende posisjoner (figur 2.6 grotte nummer 2), lokalisert et stykke øst for brefronten, vil under disse periodene kunne delta i den subglasiale dreneringen. Strømningshastigheten til det subglasiale vannet vil derimot være lav som en følge av isens lave overflategradient i forhold til grottene.

En annen situasjon oppstår hvis isutbredelsen er noe mindre, men fortsatt av betydelig størrelse (figur 2.6b). Denne situasjonen vil som regel oppstå under brefremstøt og tilbaketrekning. Bunnforholdene vil fortsatt kunne være varmbaserte for store deler av isen, Vanntilførselen til karstsystem i høyereliggende posisjoner vil under disse periodene kunne være stor, og den hydrauliske gradienten i systemet vil være styrt av breens gradient. Dette gjør at vannstrømmen i enkelte tilfeller også kan bli topografisk reversert. Dette kan forklare hvorfor grotter i hengende posisjoner i forhold til dalbunnen ikke må være av preglasial alder (Lauritzen & Skoglund, 2013).

Hvis brefronten ligger rett øst for karstsystemene vil vannmengdene og strømningshastigheten kunne være på det største. Dette kan være tilfellet under korte perioder under brefremstøt og

## TEORI

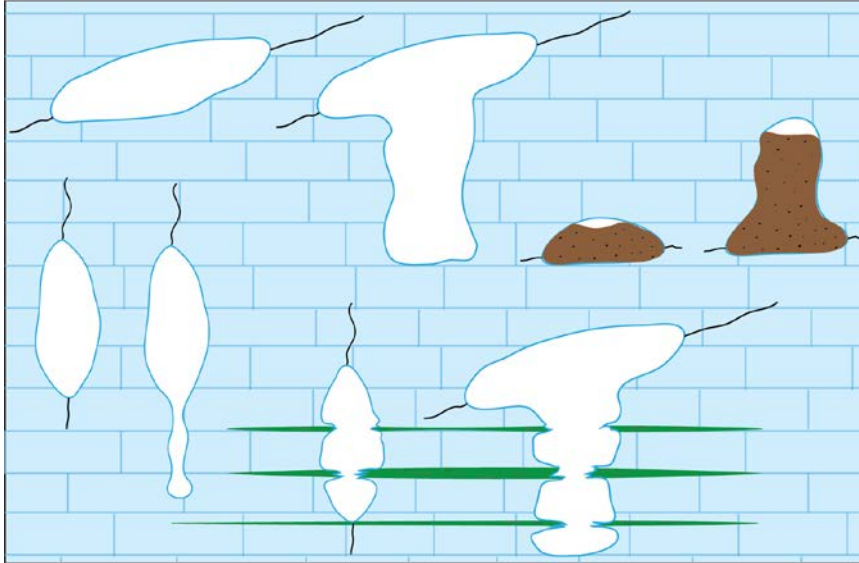
tilbaketrekning. Det er også en mulighet for at supraglasialt vann kan dreneres englasialt og dermed bli en del av det subglasiale vannet. Grottedannelsen vil da kunne gå svært fort sammenlignet med hastigheten under subglasiale forhold.

Laboratorieforsøk gjennomført av Lauritzen (2012a) hvor det ble utført eksperiment på oppløsning av kalsitt under simulerte glasiale forhold, indikerer at brevann med innhold av breslam har et langt mindre oppløsningspotensial i forhold til kalkstein enn rent vann. Subglasiale vannmasser vil allerede før de entrer kartsystemene ha brukt opp noe av sitt oppløsningspotensial på sedimenter, og da det inneholder et svært lavt partialtrykk av karbondioksid til å begynne med betyr dette at grottedannelsen vil forlenges.

Skoglund et al. (2010) har simulert flere ulike tilfeller for subglasial grottedannelse i en stripekarst-setting. Alle tilfellene viste at subglasialt vann var i stand til å utvide en liten sprekk til en større dreneringsrute. Ved å utføre et og samme forsøk hvor kun én parameter ble endret av gangen fant de også ut at vann med subglasial komposisjon alene ikke var tilstrekkelig til å danne strømningsnettverk i utløpssonen. Hvis vannet var aggressivt eller hadde en høy hydraulisk gradient gjennom systemet vil et strømningsnett kunne dannes. Når strømningsnettets først er opprettet vil ikke en minskning i hydraulisk gradient føre til en stopp i utviklingen.

### 2.4.3 Passasjemorfologi

Grottepassasjer kan ha mange ulike former. I figur 2.7 vises det noen eksempler på dette. Ved freatiske forhold vil vannet, som tidligere nevnt, være i kontakt med hele passasjens perimeter, slik at oppløsning vil skje i alle retninger. Det vil da dannes passasjer med et elliptisk tverrsnitt, såkalte trykkledninger. Under vadose forhold vil vannet hovedsakelig være i kontakt med de nedre delene av passasjen, slik at passasjen vil utvikles nedover. Blant formene som kan dannes under disse forholdene er bekkegjel, jettegryter og kanjoner. Forholdene i en passasje kan ha vært både freatiske og vadose, og morfologien kan ha klare tegn til dette, eller det kan være mer diffust. Hvor godt formene utvikles er også påvirket av litologien. Eksempelvis kan freatiske passasjer ha en svært taggete overflate, som en følge av alternerende lag av marmor og ikke-karbonater.



Figur 2. 7 Ulike passasjetverrsnitt. De tre passasjeparene til høyre viser freatiske passasjer som får senere vadose nedskjæringer. Øverst til høyre er utviklingen av en paragenetisk passasje.

#### 2.4.4 Paragenese

Paragenese, eller antigravativ korrosjon (Pasini, 2009), er betegnelsen på en sedimentfylt, freatisk passasje, hvor videre vekst kun kan skje langs de sedimentfrie delene av passasjen. Det vil ofte være begrenset til et lite område langs taket i hvor vann kan strømme. Dette vil føre til at taket oppløses ytterligere, mens resten av passasjens utvikling er hemmet av sedimentene. Etersom taket gradvis oppløses vil rommet som blir skapt gradvis fylles igjen med sediment (Lauritzen & Lauritsen, 1995).

#### 2.4.5 Strømskåler

Strømskåler er skålformede korrosjonsformer som kan dannes i grotters tak, gulv og vegger. Curl (1974) (siteret i Ford og Williams (2007)) har presentert en dannelsesteori basert på at det laminære grensesjiktet separeres fra bergartsoverflaten ved turbulent strømning, noe som gjør at aggressivt vann kommer i direkte kontakt med bergartsoverflaten. Dette vil akselerere erosjonen. Størrelsen på strømskåler er omvendt proporsjonal med strømningshastighet da erosjonslengden til hver strømskål minker etter som hyppigheten av dem øker (Ford & Williams, 2007). Strømskålene er ideelt sett asymmetriske, med den bratteste kanten i motstrøms retning. Dette gjør dem til gode indikatorer på paleostrømretning.. Ved å måle lengden på en tilstrekkelig mengde strømskåler (>30) og arealet til passasjen de sitter i, kan man ved å anta hvilken temperatur vannet hadde ved dannelsesstidspunktet si noe om strømningshastigheten nær grotteveggen (Lauritzen (1982))

## METODER

### 3.1 Grottekartlegging

Å kartlegge grotter er et krevende arbeid, både fysisk og tidsmessig. Arbeidet kan til tider foregå i vanskelige omgivelser, det være seg om det er trangt, vått, bratt, eller en kombinasjon av alle disse faktorene. Kartleggingen foregår som regel i par, hvor den ene står for målinger og tegning, og den andre markerer av stasjoner og støttesteder til målingene. Prosessen går enda forttere hvis man er tre personer som kartlegger sammen, da alle kan ha hver sin oppgave i stedet for at en har flere.

Kartleggingen gjøres ved at man legger serier av rette linjestykker innover i grotten, kalt senterlinjer. Punktene hvor senterlinjene møtes kalles for stasjoner. Straks etter en stasjon har blitt opprettet måles det et grovt tverrsnitt kalt "HVNO", som er forkortelsen for høyre, venstre, ned og opp, og som i den rekkefølgen måler avstanden fra stasjonen til grotteveggen. Stasjonene bør posisjoneres slik at de får frem endringer i passasjen, enten det er endring i passasjemorfologi, retningsendring eller forgrening. En tommelfingerregel er at lengden på senterlinjene aldri skal overstige 5 ganger passasjediameteren, helst ikke lenger enn 3 ganger. Der det behøves en mer detaljert beskrivelse av passasjen foretas det en mer nøyaktig måleserie av tverrsnittet etter HVNO-serien er skutt. Dette kalles for sveip, og gjør at tverrsnittene blir så nøyaktige og detaljerte som mulig (Lauritzen, 2002).

Kartleggingen av dette grottesystemet ble gjort av tre kartleggingspar. Hvert par var utstyrt med *Leica DistoX*, en modifisert avstandsmåler som også måler kompasskurs og inklinasjon, og *PDA (personal digital assistant)*, en håndholdt datamaskin. Enhetene kommuniserer toveis gjennom blåttann. Mens man kartlegger, kjører man et program på den nevnte PDA, kalt *PocketTopo*. Dette er et kartleggingsprogram med tegnefunksjon som importerer målingene fra *DistoX* straks etter de er gjort. Denne hurtige kommunikasjonen gjør at man kan tegne grotteveggene og detaljer rundt målingene mens man kartlegger. På den måten blir kartleggingsdataene så nøyaktige som mulig. I tabell 3.1 vises en oversikt over ulike grader av nøyaktighet for grottekartlegging, laget av British Cave Research Association (BRCA) (Lauritzen, 2002). Burfjellgrotta er kartlagt etter BRCA-grad 5C.



## METODER

**Tabell 3. 1 De ulike kartleggingsgradene i BRCA-systemet, etter Lauritzen (2002). Graderinger med nummer representerer ulike nøyaktighetsgrader av polygondragene. Graderinger med bokstaver representerer ulik nøyaktighets for tverrsnittene.**

Grad	Nøyaktighet
1	Skisse utført uten målinger
2	Brukes ikke
3	Presisjon: Horisontale og vertikale vinkler avlest til $\pm 2,5^\circ$ ; avstander til $\pm 0,4$ m. Nøyaktighet: Posisjonsfeil innenfor en ellipsoide med radius $< 50$ cm.
4	Brukes ikke
5	Presisjon vinkler avlest til $\pm 1^\circ$ , avstander til $\pm 10$ cm. Nøyaktighet: posisjonsfeil innenfor en ellipsoide med radier $< 10$ 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.
A	Alle bredder og høyder er estimert etter øyemål.
B	Alle totalbredder og totalhøyder er målt på hver stasjon (polygonhjørne).
C	Bredder og høyder målt i 4 retninger ut fra hver stasjon (opp, ned høyre, venstre).
D	Profilene basert på tverrmål som under C og detaljene overført med fotoprofilograf.

### 3.1.1 Behandling av kartleggingsdata

Ettersom PocketTopo er et todimensjonalt program med få tilleggsfunksjoner, behøver dataene å eksporteres til et annet program med en tredimensjonal funksjon. Dataene importeres til Grotto4, et program laget av Stein-Erik Lauritzen for behandling av grottedata. I Grotto4 vises kartleggingsdataene i tre dimensjoner. Det er kun de målte dataene som vises i Grotto4. Programmet har innebygde funksjoner som gjør det mulig å uthente speleometriske data fra kartleggingsdataene. Hovedfunksjonen til Grotto4 i arbeidet mot et grottekart, er å korrigere eventuelle feil som skulle ha samlet seg opp i PocketTopo. Etter dette er gjort vil kartet importeres inn i et vektorbasert tegneprogram, i dette tilfellet Adobe Illustrator CC. I Adobe Illustrator CC vil det korrigerte grunnkartet fra Grotto4 fungere som grunnkart. Detaljene som ble tegnet rundt målingene i PocketTopo under grottekartleggingen blir så importert over dette grunnkartet. Under tegningen blir forskjellige detaljer splittet opp i ulike lag, slik at de med enkelhet kan gjøres justeres. Det endelige resultatet blir et detaljrikt grottekart i skalerbar versjon.

## 3.2 Strukturgeologiske målinger og innhenting av bergartsprøver

### 3.2.1 Innhenting av data

Strukturgeologiske målinger ble gjort ved hjelp av kompass påmontert libelle og inklinasjonsmåler. Det ble gjort målinger av ledespalter, foliasjon og mindre sprekker. Ledespaltene kunne være vanskelige å måle da det i de fleste tilfeller ikke er tilgjengelige flater som er representative for planet. Avlesninger ble gjort ved å plassere kompasset på en bok som ble orientert slik at den representerte ledespaltens gjennomsnittlige orientering.

### 3.2.2 Behandling av data

De strukturgeologiske målingene sorteres og plottes i programmet "Stereonet 8". Målingene kan her plottes i et Schmidt stereonett som plan, poler, konturdiagram og rosedigram.

### 3.2.3 Innhenting av bergartsprøver

Det ble tatt bergartsprøver av hele sekvensen til laboratorieeksperimenter. Prøvene ble tatt med et varierende intervall, hvor endringer i marmoren var styrende for hvor tett prøvetakningen ble gjort. Det ble også tatt prøver av flere mindre lag bestående av silikater.

## 3.3 Laboratoriearbeid

### 3.3.1 Prøvepreparering til glødetap, syreuløselighet og kinetikk

Bergartsprøvene ble først vasket grundig for å få vekk jord, støv og mose. Deretter ble forvittringshud og annen forurensning skåret vekk med steinsag. De renskårede prøvene ble deretter knust i kjefteknuser og mølleknuser, helt til det var en ønskelig mengde materiale på under 1mm størrelse.

### 3.3.2 Glødetap

Formålet med glødetap av bergarter er å finne ut den omtrentlige mengden karbonater de består av. Prosedyren baserer seg på at karbonater forbrennes når de utsettes for tilstrekkelig høy varme (ligning 3.1):



Ren kalsitt vil ideelt sett miste 44 % av vekten under forbrenning, og ren dolomitt vil ideelt sett miste 48 % av vekten sin (Skoglund & Lauritzen, 2011). Karbonatinnholdet til prøven kan derfor estimeres ved å veie prøven før og etter gløding.

## METODER

### **Fremgangsmåte**

For hver prøve ble det veid inn 1 gram, representativt av samtlige størrelser av pulveret. Prøvene ble så plassert ett døgn i tørkeskap ved 120° C for å fordampe vekk alt vann. Etter tørking ble prøvene veid på ny for å måle nøyaktig tørket vekt. Hver prøve ble tildelt en bestemt keramikkdigel som på forhånd hadde blitt forglødet til konstant vekt. Etter hver brenning ble prøvene avkjølt i eksikator under vakuum, og veid når temperaturen var ved romtemperatur. Eksponeringstiden til luft utenfor eksikatoren ble under alle veiinger holdt til et minimum. For å vite at ønsket resultat med glødetapet er oppnådd, skal prøvene brennes til konstant vekt, i dette tilfellet til avviket mellom brenningene var på rundt 0,5 %.

Det første partiet prøver ble glødet tre ganger ved 800° C i 5 timer. Dette resulterte i et varierende vekttap mellom hver gang, så prosedyren ble endret til 925° C i 5 timer (Veres, 2012). Samtlige partier ble tatt ut mens det fremdeles holdt en temperatur på mellom 300 og 500° C. Det andre og det tredje partiet ble kun brent ved 925° C i 5 timer til konstant vekt. I de to siste partiene ble det brent to prøver av rent kalsittpulver. Disse prøvene fungerer som referanse for bergartsprøvene.

### **Feilkilder ved glødetap**

I prøver inneholdende andre ting enn kun karbonat, vil det som forbrennes ved temperaturer opp til 925° C bidra til et økt glødetap for prøven. Dette kan være vannholdige mineraler, eksempelvis glimmer, organiske forbindelser, støv og vann. For å unngå at prøvene tiltrekker seg fukt og støv etter tørking blir de oppbevart i eksikator til enhver tid mens forsøket pågår.

### **3.3.3 Syreuløselighet**

Metoden som blir brukt til syreuløselighet er den samme som i Skoglund og Lauritzen (2011). Ved å løse opp en bergart i syre, og så filtrere løsningen gjennom et filter, vil man få separert syreuløselig og syreløselig rest. Dette vil vise hvor stor andel av bergarten som er løselig i syre, og er i dette tilfellet et mål på hvor ren marmoren er. Ved å la den syreløselige delen av prøven gjennomgå to ulike titreringsprosesser kan man finne kalsium- og magnesiuminnholdet, og forholdet mellom disse to sier noe om bergartens løselighet.

### **Fremgangsmåte**

For hver prøve ble det veid inn 1 gram, representativt av samtlige størrelser av pulveret. Prøven ble helt over i et begerglass, tilsatt 2-3 ml vann og 50 ml 3M HCl. For å være helt sikker på at alt karbonat ble løst opp ble hver prøve tilsatt et overskudd av syre, og løsningen

## METODER

fikk stå til gassutviklingen var ferdig. Hver prøve hadde en assignert filterdigel, som på forhånd var tørket i tørkeskap og veid. Løsningene ble filtrert gjennom filterdiglene over en sugokolbe påsatt vakuum for å påskynde prosessen. Filteret ble så skylt med destillert vann for å være sikker på at alt syreløselig materiale endte opp i kolben. Filteret med den syreløselige resten ble satt i tørkeskap ved 110° C i ett døgn, deretter veid.

### **Feilkilder for syreløselighet**

Noe av den løselige resten kan ha forsvunnet fra kolben gjennom vakuumslangen, og noe av den løselige resten kan ha blitt igjen i filteret. Dette vil føre til lavere verdier under titreringen. Undertrykket ble holdt på et minimum for å forhindre at noe av prøveløsningen skulle forsvinne ut i vakuumslangen.

### **Titring av syreløselig rest**

For å få den syreløselige resten til en ideell konsentrasjon for titreringen ble den fortynnet 5000 ganger.

#### **3.3.4 Titring med EDTA og EGTA**

For å bestemme hardheten, summen av kalsium-, og magnesiummengden, til en prøveløsning benyttes to ulike kompleksometriske titreringer, EDTA og EGTA. Begge titreringsmetodene danner kompleksforbindelser med flerverdige metallioner i løsningen. Kompleksforbindelser vil dannes med flere ulike metallioner enn kalsium og magnesium, men innholdet av disse i prøveløsningen er svært lite. Metoden brukes derfor til å måle prøvens hardhet, som er summen av  $\text{Ca}^{2+}$  og  $\text{Mg}^{2+}$ .

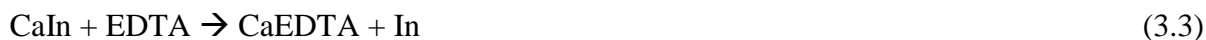
EDTA er ikke selektiv i kompleksdannelsen med ioner, slik at den vil danne kompleksforbindelser med både kalsium og magnesium. Ved å gjøre utregninger på mengden EDTA tilsatt vil man få summen av kalsium-, og magnesiummengden. EGTA er på den andre siden selektiv når det gjelder ioner den danner kompleksforbindelser med, og vil velge kalsium over magnesium. Ut i fra mengden EGTA tilsatt løsningen kalsiummengden regnes ut. Forholdet mellom EDTA og EGTA vil gi magnesiummengden til prøven.

#### **Titring med EDTA**

Prøveløsningen er fargeløs, derfor tilsettes en metallion-indikator (ligning 3.2). Indikatoren har en grønn farge når den er i fri form og rosa når den danner forbindelser med metallioner. Ved titreringens start vil derfor løsningen være farget rosa. Ettersom EDTA tilsettes vil kompleksioner dannes (ligning 3.3), og fargen vil bli svakere etter hvert som det nærmer seg

## METODER

omslagspunktet. Ved omslagspunktet vil løsningen være fargeløs. Tilsettes en ytterligere mengde EDTA etter omslagspunktet vil løsningen endre farge til grønn. Dette skyldes av at metallionene danner kompleksforbindelser med EDTA fremfor å være i forbindelse med indikatoren. For hver prøveløsning blir det gjort flere titreringer for å sikre et likt resultat (Jeffery et al., 1989)



### Fremgangsmåte

Løsningen suges opp i sprøyte gjennom et filter og sprøytes over i 50ml erlenmeyerkolbe som står tarert på en vekt, slik at mengden av løsningen veies. Deretter tilsettes én spatel av oppknust indikatortablett av eriekromsvart-T og 1 ml ammoniumbuffer. Løsningen titreres så med EDTA (0,9745 mM) med 0,01ml nøyaktighet til den når omslagspunktet (Jeffery et al., 1989).

### Titring med EGTA

Indikatoren som tilsettes løsningen vil reagere og farge løsningen blå ved at det frigjøres sinkioner (ligning 3.4). Mot omslagspunktet blir sinkionene gradvis brukt opp, noe som får fargen til å svinne (ligning 3.5) (Jeffery et al., 1989). Etter omslagspunktet vil løsningen gradvis få en sterkere farge av gul-oransje (figur 3.1B).

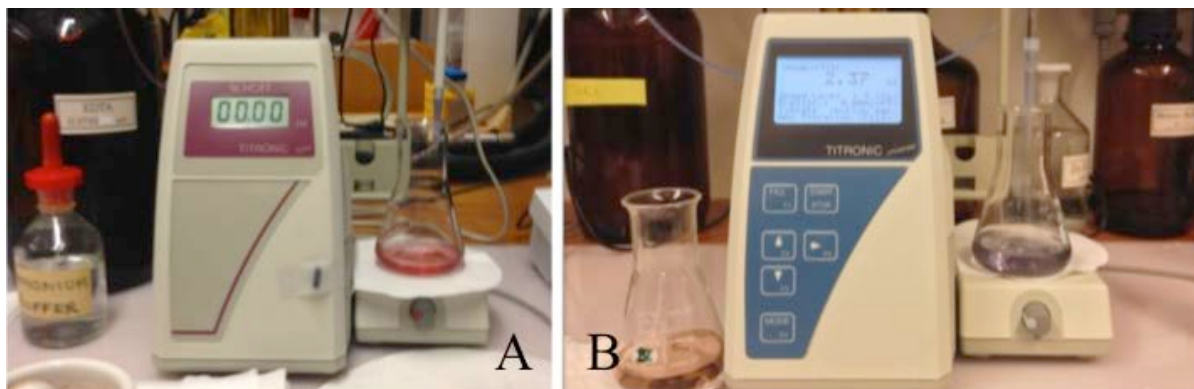


For hver prøveløsning blir det gjort flere titreringer for å sikre et likt resultat.

### Fremgangsmåte

Løsningen suges opp i sprøyte gjennom et filter og sprøytes over i 50ml erlenmeyerkolbe som står tarert på en vekt, slik at mengden av løsningen veies. Deretter tilsettes 10 ml boratbuffer, 1ml Zn-EGTA (0.025M) og 4 dråper av indikatoren Zincon (35mg/ml) (Jeffery et al., 1989). Løsningen titreres deretter med EGTA (0,9843 x10<sup>-3</sup> mM) med 0,02 ml nøyaktighet (Jeffery et al., 1989).

## METODER



**Figur 3.1 A:** EDTA-titrering av prøveløsning. Fargen er rosa ved titrering start. **B:** EGTA-titrering av prøveløsning. Fargen til prøveløsningen indikerer at den fortsatt er under omslagspunktet. Fargen av en overtitrert løsning kan sees nede til venstre.

### Feilkilder ved EDTA-, og EGTA-titrering.

Både titreringene med EDTA og EGTA er pH-avhengige, slik at et avvik fra ideell pH vil kunne påvirke resultatet. Derfor tilsettes løsningene buffer. Titrering med kolorimetrisk bestemmelse av omslagspunkt er en metode hvor subjektiv oppfatning av farger spiller inn. Dette kan føre til mindre variasjoner i hvor stor mengde hver løsning ble titrert med. For å forhindre dette blir hver prøve titrert flere ganger til lik fargenyanse.

### 3.3.5 Kinetikk

Hensikten med å kjøre kinetiske eksperimenter på marmoren er for å se om det er variasjoner i løseligheten for de ulike prøvene under like forhold. Eksperimentene blir gjort i et lukket system, hvor vannet er i likevekt med atmosfærisk karbondioksid ved start. For at eksperimentet skal kunne simulere glasielle forhold er temperaturen satt til 0 °C, og væsken er under konstant omrøring. Et konduktometer brukes til å måle endringer i den elektriske konduktiviteten i prøveløsningen under eksperimentet da det er proporsjonalt med den totale ionekonsentrasjonen i vannet (Ford & Williams, 2007). Det er derfor essensielt at konduktiviteten til vannet i reaktoren ved start er lav, slik at dette ikke maskerer noe av resultatet. Konduktometeret er koblet opp til en datamaskin som kjører et loggeprogram. Loggeprogrammet kan stilles inn slik at avlesning av temperatur og konduktivitet foregår med ønskede intervaller. Oppløsning av kalsitt i vann over pH 4 vil i stor grad være styrt av overflatereaksjoner (Plummer et al., 1978), så det er derfor nødvendig å vite den omtrentlige overflaten på prøvematerialet. Alle eksperimentene utføres derfor med prøvemateriale i størrelsesfraksjonen mellom 250  $\mu$  og 212  $\mu$ , slik at overflatearealet kan estimeres.

## METODER

### **Fremgangsmåte**

Prøvene ble først siktet ned den ønskede størrelsesfraksjonen. Materialet ble så syrevasket med 0,1M HCL i 10 – 20 sekunder for å fjerne støv, før syren ble vasket ut med destillert vann. Prøvene ble så tørket i tørkeskap for å fjerne fuktighet ved 110 °C i ett døgn, deretter siktet igjen for å kontrollere at man kun hadde det ønskede størrelsesintervallet.

Før hvert eksperiment ble reaktoren montert og det ble sørget for at systemet var lufttett.

Reaktoren ble tilsatt 500 ml destillert vann med en konduktivitet på under 2  $\mu\text{s}/\text{cm}$ . Reaktoren sto deretter under omrøring til vannet hadde nådd ønsket temperatur. Nitrogengass ble så brukt til å fortrenge luftrommet over væsken for å forhindre ytterligere hydratisering av karbondioksid etter eksperimentets start. Prøvematerialet ble deretter tilsatt og et ”natronkalkrør”, som forhindrer karbondioksid å slippe inn i reaktoren, festet i lokket. Systemet er herfra lukket, og all samhandling med utsiden foregår via ventilatoren, slik at luften i rommet ikke kan påvirke forsøket. Eksperimentene ble så kjørt til utviklingen var på under 0,1  $\mu\text{s}/\text{time}$ , flere ganger også lengre enn dette.

Etter endt eksperiment blir prøver av løsningen pipetert ut av reaktoren slik at det kunne gjøres eksterne målinger av pH og konduktivitet, samt gjøres EDTA-, og EGTA-titreringer. De eksterne konduktivitets og pH-målingene ble avlest når løsningen er ved omtrent 20 °C.

### **Feilkilder kinetikk:**

Hvis systemet ikke er helt tett vil atmosfærisk karbondioksid kunne slippe inn i reaktoren.

Reaktoren, eller deler av lokket, kan være forurenset fra tidligere prøver. For å forhindre dette er kontaktområdet mellom lokk og reaktor påført et tynt lag av vaselin, og inngangspunktet til rørepinnen påført en liten dråpe av parafinolje.

## RESULTATER

### 4.1 Resultater fra grottekartlegging

Nykartleggingen av Burfjellgrotta og mindre isolerte grotter resulterte i en total lengde på 2650 m. Burfjellgrotta alene ble 2561,9 m. Dette inkluderer til farbare passasjer og utkilende sprekker. Volumet til Burfjellgrotta utregnet fra senterlinjer i Grottof er 7574,5 m<sup>3</sup>. Fra grottas høyeste til laveste punkt er det en differanse på 73,4.

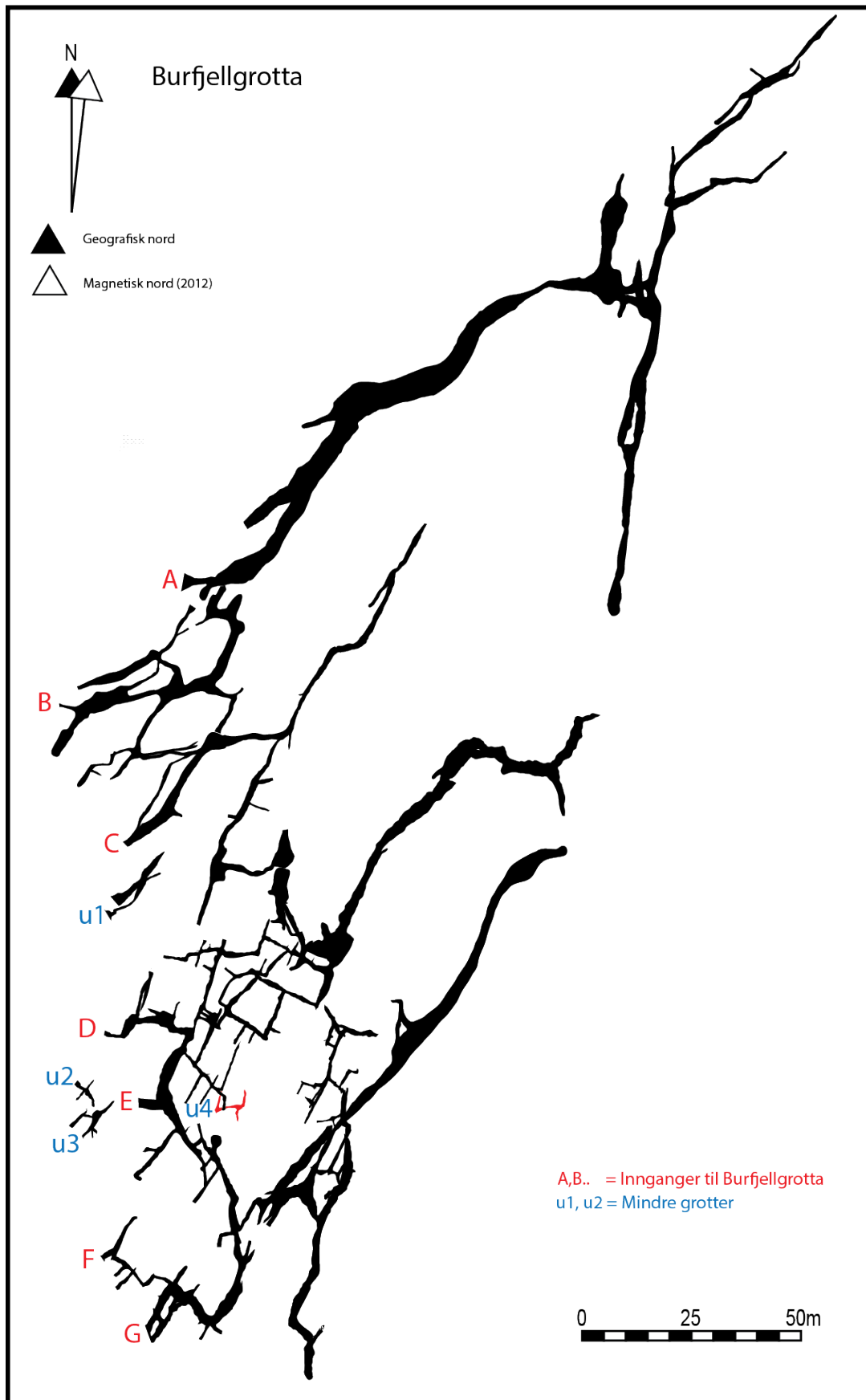
#### 4.1.1 Beskrivelse av Burfjellgrotta

Resultatene fra grottekartleggingen er bragt sammen til et stort kart over hele grottesystemet. Oversiktskart over grotta med posisjonen til inngangene kan sees i figur 4.1. Et større kart over hele grotta kan sees i vedlegg 2. For at detaljrikdommen i kartet skal komme frem er det delt opp i seks mindre seksjoner. Hver seksjon har minst én inngang med en tilhørende del av grotta. Inngangen til hver seksjon gir navnet til seksjonskartet. Dette gjelder for alle bortsett fra den sørligste seksjonen, som har med de tre sørligste inngangene. Kartene presenteres i rekkefølge fra nordligste til sørligste inngang.

Burfjellgrotta er en labyrintgrotte dannet i en slakt hellende marmorsekvens. Den har segmenter av både anastomoserende og nettverksdannende passasjer. I tillegg har den en del som har form som en større dreneringsrute. Det er syv åpne innganger til grotta. Disse ligger nærmest på en linje fra nord – sør. Det finnes flere innganger enn dette. Disse er enten små og leder inn til mindre isolerte deler av grotta, eller så er de større, men gjenfylt av blokker eller løsmasser. Hele grotta ligger i en marmorsekvens, men marmorrens renhet er stedvis svært variabel. Mange av passasjene bærer preg av dette. Stedvis er det svært styrende for passasjenes morfologi. Ved enkelte lokaliteter kan det være vanskelig å se om passasjen er dannet vadost eller freatisk. Dette er enten på grunn av kollaps, mye gulvmateriale eller høy sprekke tetthet. De fleste passasjene i grotta er av freatisk karakter, uten tydelige tegn av vadost modifisering. Lokalt i grotta er det vadose former i bunn av passasjene, og de to østligste passasjene helt nord i grotta er vadost aktive.



## RESULTATER



Figur 4. 1 Oversiktskart over Burfjellgrotta og mindre grotter. Hele grotta er fylt med sort for å tydeliggjøre passasjestørrelsen. Passasjen fylt med rødt tilhører en overliggende grotte.

## 4.2 Italia

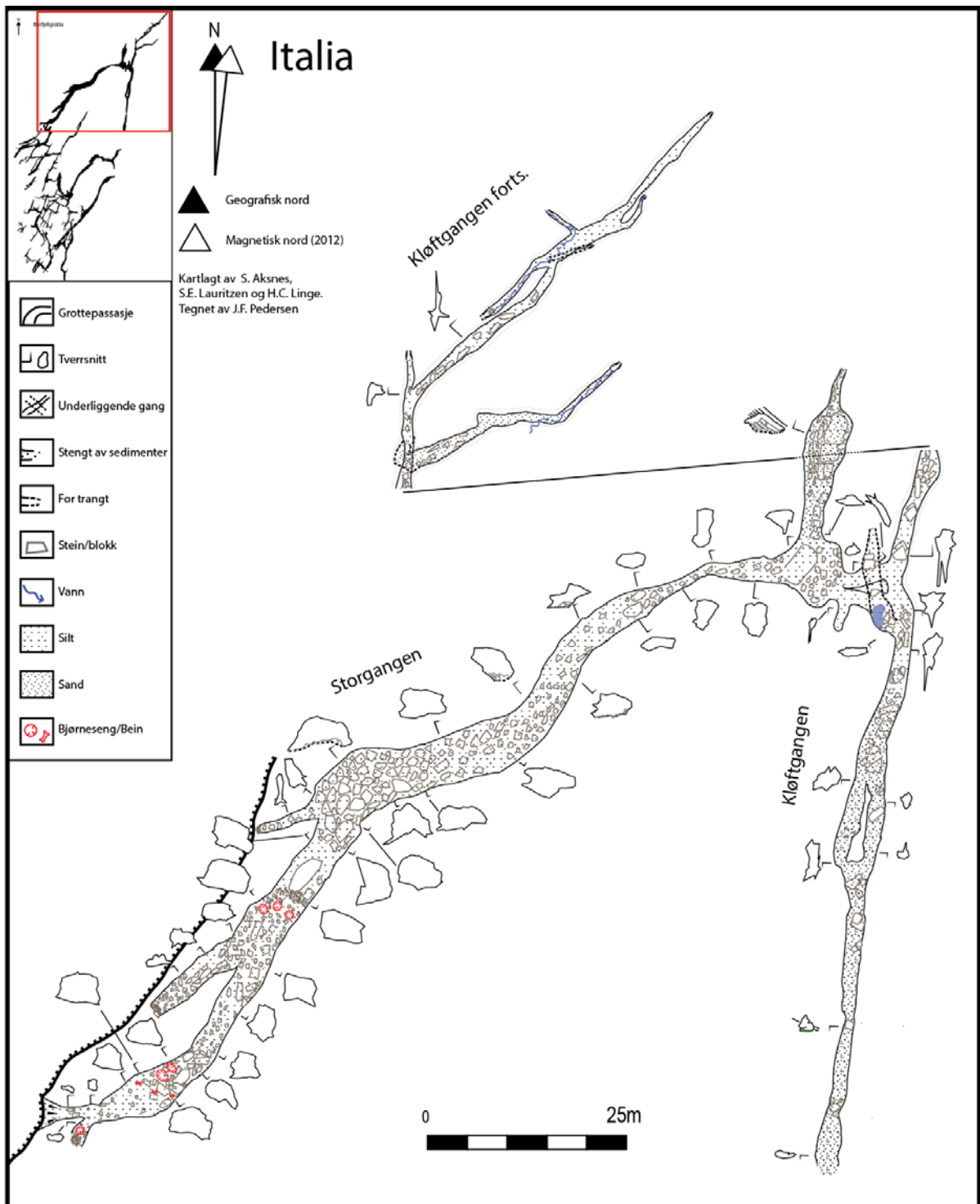
Den nordligste inngangen heter Italia, og er markert i figur 4.1 med en A. Detalj kart over Italia og den tilhørende delen av grotta kan sees i figur 4.2. Dette er den delen av grotta hvor den største passasjen, og de dypeste delene ligger. Italia kan deles opp i to hovedpassasjer: Storgangen og Kløftgangen. Storgangen begynner ved inngangen, og slutter hvor den går inn i Kløftgangen, hvor grotta deler seg i et t-formet kryss. Dette er den største passasjen i grotta, og den har et elliptisk til firkantet passasjetverrsnitt. Taket i passasjen er preget av en gulere bergart enn grotta forøvrig, og det er forholdsvis plant (figur 4.3A). Gulvet i passasjen er dekket av store mengder stein og større blokker, og mengden øker gradvis ned mot punktet hvor passasjen er på sitt bredeste (figur 4.3C). Mange av blokkene er kantete, noe som tyder på at de er rasmateriale, og flere steder i passasjen er det store blokker som henger ned fra taket. Noen titalls meter fra inngangen er gulvet er drapert av et lag med silt. Siltmengden øker gradvis med dypet. Videre innover i grotta fra Storgangens bredeste punkt blir passasjetverrsnittet gradvis mindre, og da spesielt ved at den blir smalere på gulvnivå (figur 4.3 A). Dette er trolig ”et nøkkehullprofil” dannet av vados nedskjæring i den freatiske passasjen.

Like innenfor inngangen går det en liten sidegang mot sørvest som leder inn mot seksjonen av grotta tilhørende Bjørnesmetten. Gangen ender etter få meter opp i en steinur. I Storgangen, mellom inngangen og passasjens bredeste punkt, stikker to passasjer ut mot vest. Begge passasjene fylles gradvis av blokker opp mot overflaten, før de blokkeres helt. I den av passasjene nærmest inngangen kan man gjennom steinura se dagslys. Den nordlige sidegangen til Storgangen, like før t-krysset, er lav og smal, og kiler ut i stein og sand.

Kløftgangen er en høy og smal gang som strekker seg nord-sør. Den er dannet langs en ledespalte som står nærmest vinkelrett på foliasjonen (figur 4.3B). Den nordlige delen av Kløftgangen, fra 10 m sør for krysset og nordover, har et freatisk passasjetverrsnitt, med en mulig vados nedskjæring i bunnen. Dette gjelder også dens sidepassasjer. Denne delen av grotta er svært fuktig, og det renner vann i bunnen av passasjen, samt i begge sidepassasjene. Overflaten i hele Kløftgangen er drapert av silt. Sjørenden av Kløftpassasjen har en annen morfologi enn den nordre delen. Passasjetverrsnittet blir gradvis mindre ”kløftpreget”, og blir etterhvert mer elliptisk og kantete. I denne delen er det mindre fuktig. Gulvet er dekket med sand, og mengden sand øker sørover. Mot

## RESULTATER

enden blir passasjen gradvis gjenfylt med sand, slik at videre ferdsel ikke er mulig. Dette kalles en sandlås.



Figur 4. 2 Seksjonskart over Italia og den tilhørende delen av grotta. Den nordligste passasjen er grottesystemets dypeste del.

## RESULTATER



**Figur 4. 3 A) Nedre delen av Storgangen sett ovenfra. Passasjetverrsnittet er freatisk i toppen og vados i bunnen. B) Kløftgangen, sett fra t-krysset mot nord. C) Storgangen sett nedenifra. Personene står like ved passasjens bredeste punkt. Foto Sverre Aksnes.**



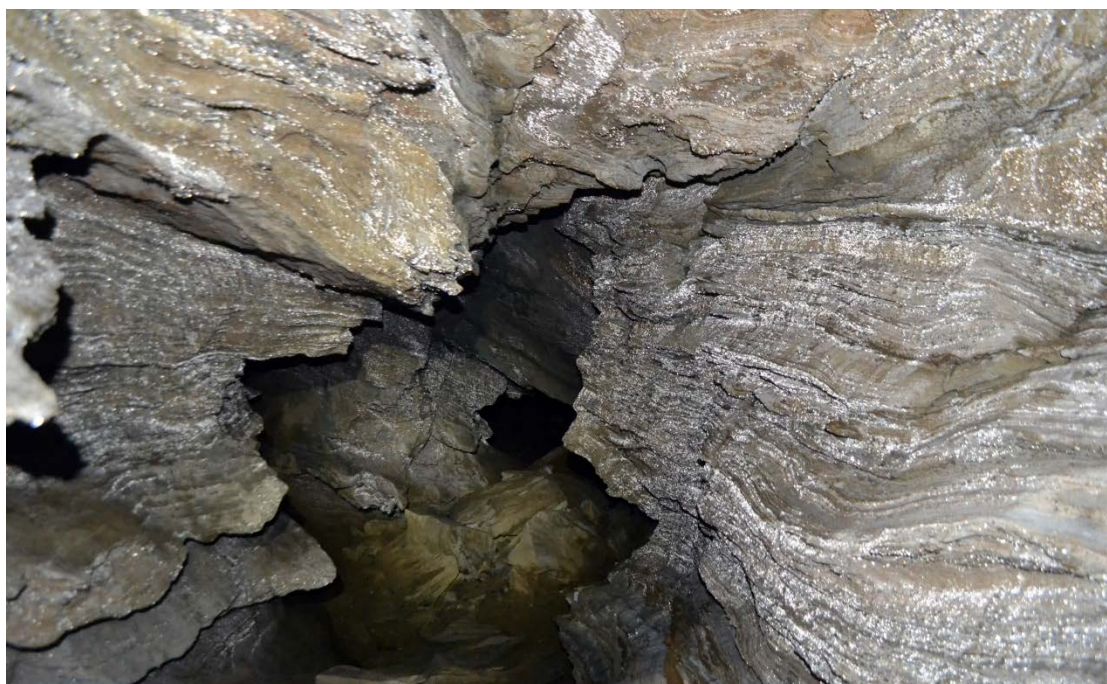
## RESULTATER

I den øvre delen av *Storgangen* ble det funnet fem bjørnesenger, samt beinrester av reinsdyr. Bjørnesengene varierer noe i størrelse, men alle har en minstediameter på litt over 1 m.

### 4.2 Bjørnsmetten

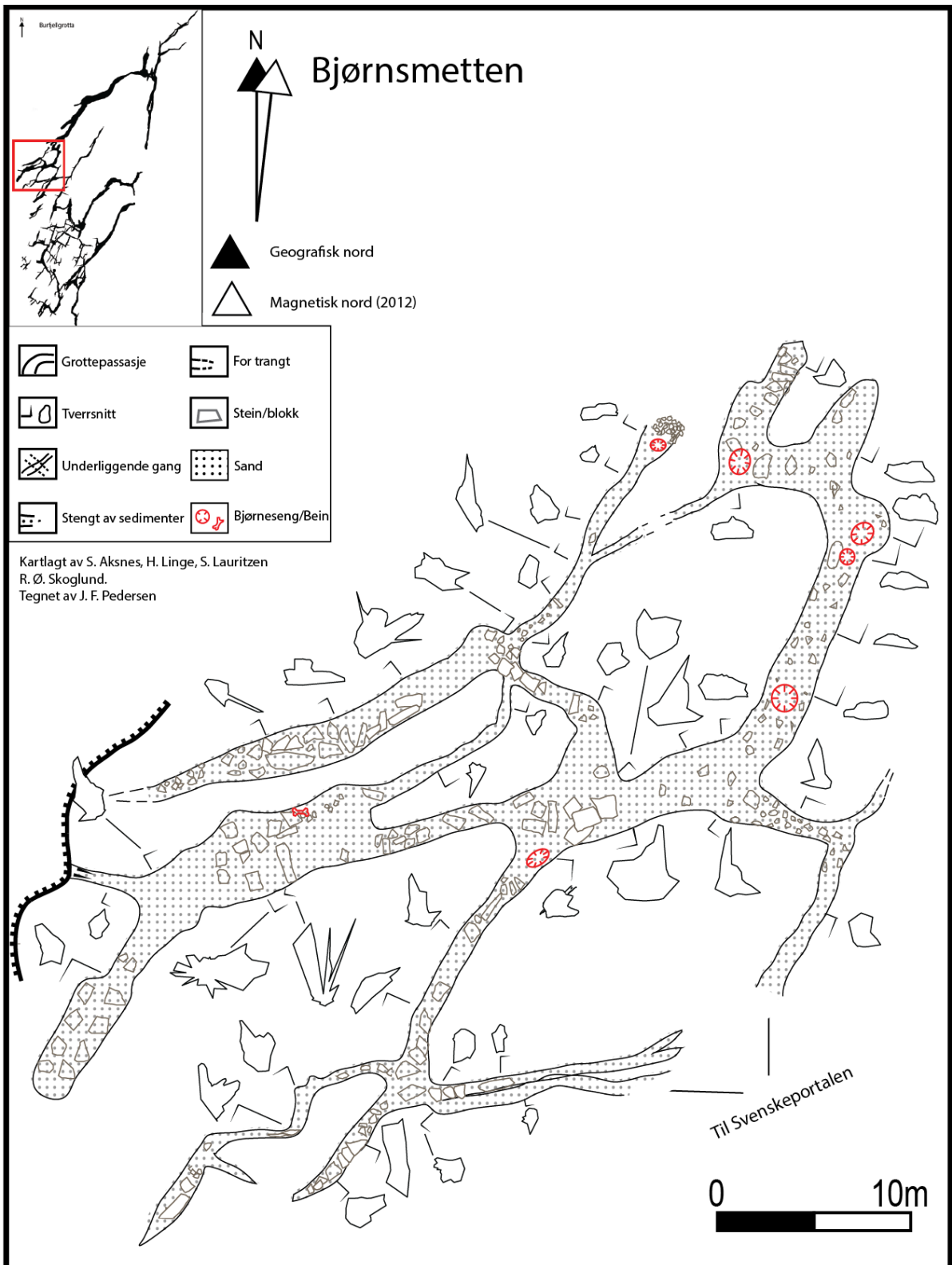
Bjørnsmetten er den av inngangene til Burfjellgrotta som ligger lengst vest (merket med B i figur 4.1). Et seksjonskart over Bjørnsmetten kan sees i figur 4.5. Denne inngangen leder ned til en del av grottesystemet som ikke går så dypt inn i fjellet. Passasjene i Bjørnsmetten varierer mye i form, og den er sterkt påvirket av variasjoner i bergarten (figur 4.4). Dette gjør at passasjetverrsnittet i mange av passasjene er svært kantete og uregelmessig. Gulvet er i alle passasjene dekket av varierende mengder silt, sand og stein. Lokalt er det kantete nedfallsblokker, hovedsakelig i de større passasjene. Passasjen lengst mot nordvest leder inn mot Italia, og ender, som i sidegangen til Storgangen i Italia, også opp i en steinur. Se figur 4.1 for plasseringen av disse to gangene i forhold til hverandre.

I sørøst er det to passasjer som leder inn til i delen av grotta tilhørende Svenskeportalen. Den østligste av de to går langs gulvet, mens den vestligste munner ut i grotteveggen i Hovedgangen i Svenskeportalen (figur 4.8 B). I Bjørnsmetten er det funnet 6 bjørnesenger. Størrelsen til disse varierer noe, akkurat som i Italia, men alle estimeres til å ha en minstediameter på over 1 m. Det er også funnet beinrester av reinsdyr nær inngangen.



Figur 4. 4 En av de større gangene i Bjørnsmetten (bredde omtrent 1,5 m). Bjørnesengen midt på kartet (figur 4.5) ligger i forkant av blokkene. Denne passasjeformen er typisk for Bjørnsmetten.

# RESULTATER



Figur 4. 5 Seksjonskart over delen av grotta tilhørende Bjørnsmetten.

### 4.3 Svenskeportalen

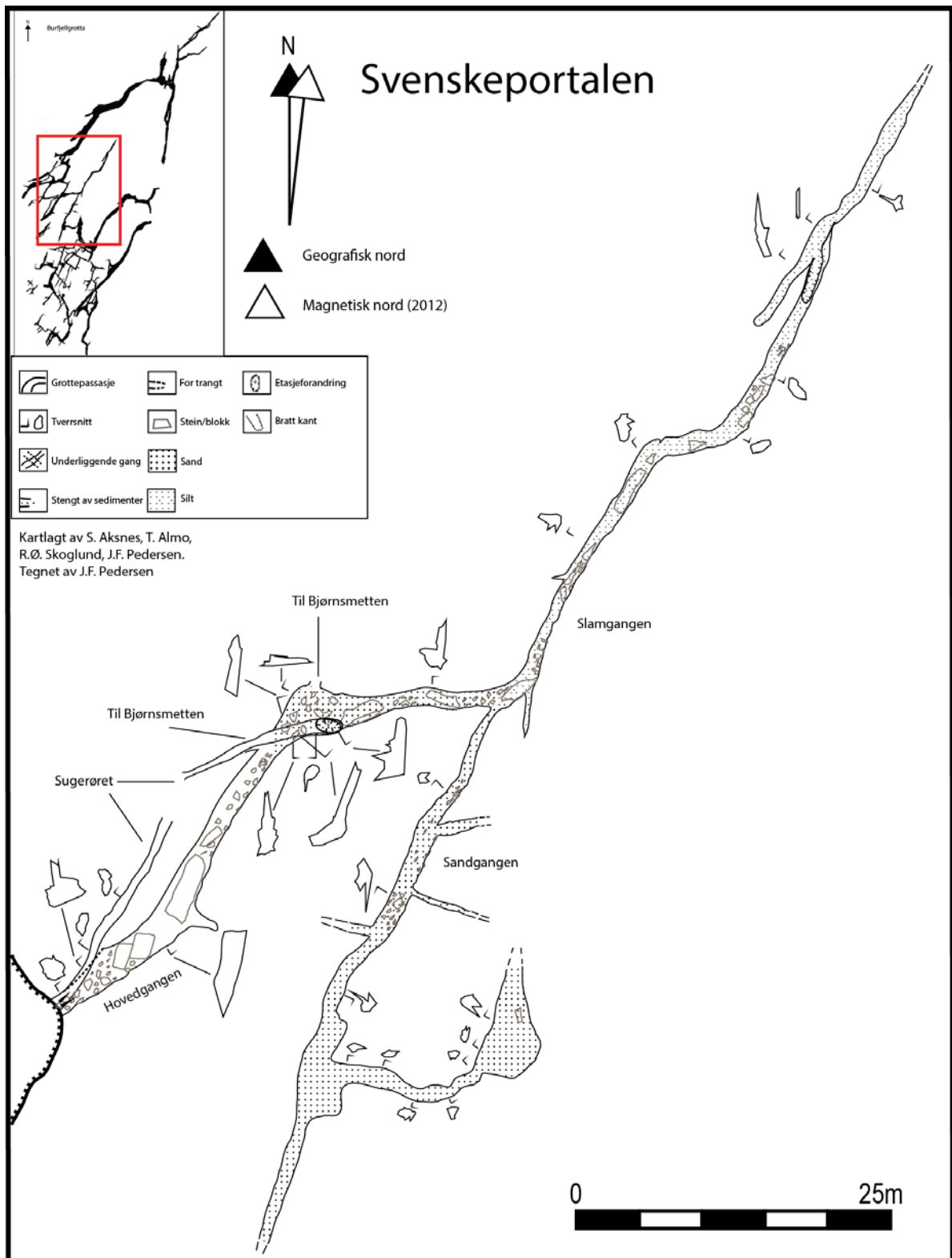
Svenskeportalen (figur 4.5) er den av inngangene til Burfjellgrotta som ligger høyest i stratigrafien (markert med C i figur 4.1). Inngangen er øverst i en stor sprekk, hvor de nedre delene er fylt igjen av rasmateriale. Denne delen av grotta kan deles opp i tre hovedpassasjer: Hovedgangen, slamgangen og Sandgangen, samt en mindre passasje kalt Sugerøret (figur 4.6A). Hovedgangen begynner ved inngangen og slutter hvor passasjen deler seg i et t-formet kryss. Herfra fortsetter Slamgangen nordover og Sandgangen sørover.

De første titalls meterne i Hovedgangen er preget av store, nedraste blokker (figur 4.7). Passasjetverrsnittet er svært kantete. Videre inn fra de store blokkene kommer gulvet til syne, og passasjetverrsnittet endres fra stort og kantete til smalt og høyt. Store lokale variasjoner i litologien preger hele denne delen av passasjen. Hvor passasjene fra Bjørnsmetten kommer inn, endres passasjetverrsnittet. Det er fortsatt høyt og smalt, men bredere ved gulvet enn i taket, noe som kan være et tegn på paragenese.

Den mindre passasjen Sugerøret er en freatisk trykkledning som starter ved inngangen, over hovedgangen. Denne blir etter omtrent 25 m for trang til videre forsering. I taket i Hovedgangen hvor passasjene fra Bjørnsmetten kommer inn begynner en passasje med et helt likt passasjetverrsnitt som Sugerøret (figur 4.8 A). Den leder vestover, og tilbake mot inngangen, før den også blir for trang til videre forsering. Dette er mest sannsynligvis fortsettelsen av Sugerøret.

Fra det t-formede krysset fortsetter Slamgangen mot nord, og Sandgangen mot sør. Disse to passasjene ser ut til å følge det samme sprekkesettet. Slamgangen har i begynnelsen et tydelig freatisk passasjetverrsnitt. Få meter etter krysset er hele passasjens perimeter dekket av silt. Siltmengden og fuktigheten øker herfra med dypet. Mot bunnen av endres passasjetverrsnittet fra freatisk elliptisk til mer kløftpreget. Passasjen ender til slutt i en sprekk som kiler ut. Sandgangen er en freatisk passasje som går slakt oppover fra krysset. Passasjetverrsnittet er i begynnelsen elliptisk, men blir etter hvert noe mer kløftpreget. Opp mot det store rommet blir passasjen lavere samtidig som den blir bredere. Dette rommet er fylt av sand og blokker. Fra dette rommet fortsetter passasjen noe videre før den kiler ut i en trang sprekk med mye sand. Den østlige sidepassasjen leder noen meter østover i nedoverbakke, før svinger mot nord og kiler ut. Fra dette punktet i ble det opprettet lydforbindelse med Ravnå.

# RESULTATER



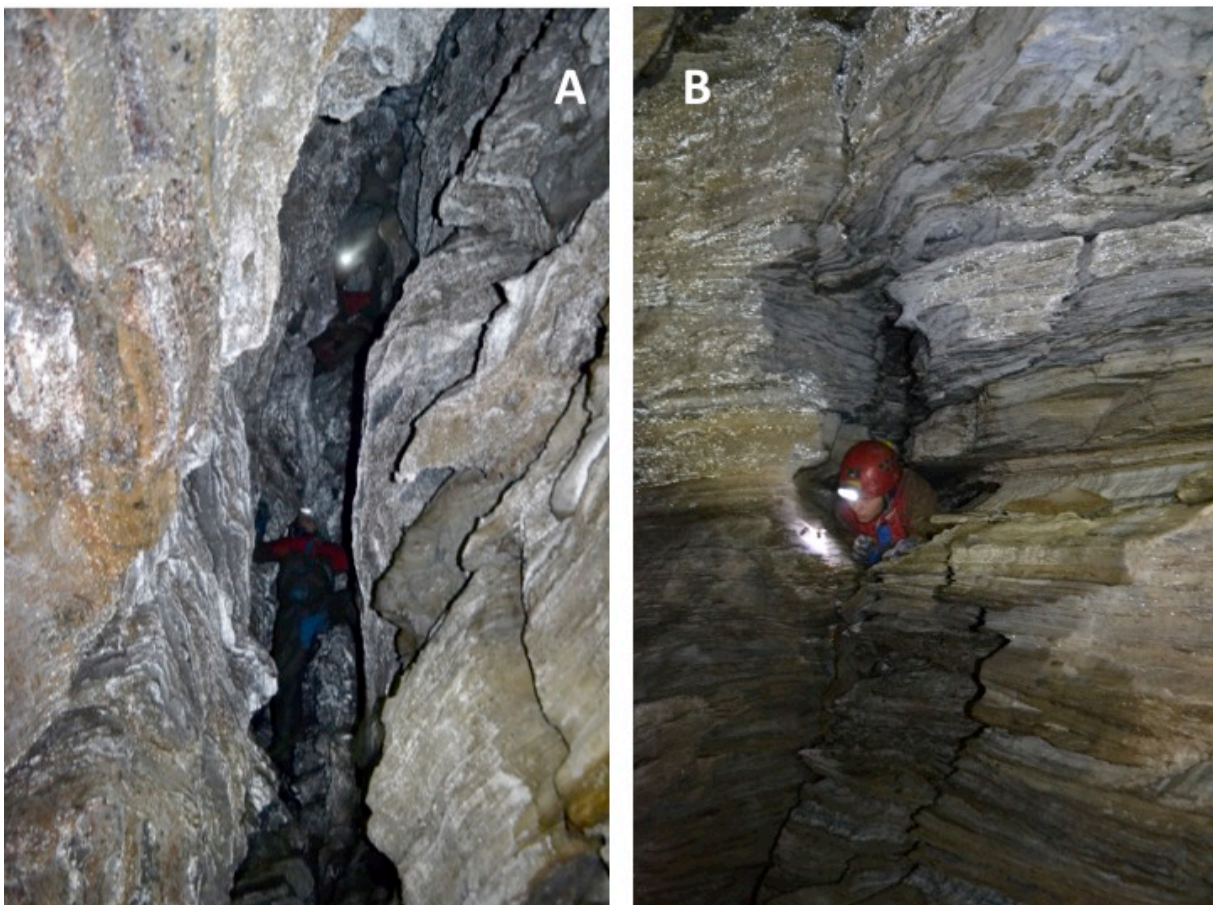
Figur 4. 6 Seksjonskart over Svenskeportalen og den tilhørende delen av grotta.



## RESULTATER



**Figur 4. 7** Bildet er tatt innover i grotta, omtrent 10m fra inngangen. Personen står på en stor nedfallsblokk. I grotteveggen er det tydelig at det er store lokale variasjoner i komposisjon.



**Figur 4. 8** A) Personen øverst i bildet sitter i inngangen til Sugerøret. Bildet er tatt mot øst. B) Passasjen fra Bjørnsmetten som kommer ut midt i grotteveggen. Ledespalten kan sees over og under passasjen.

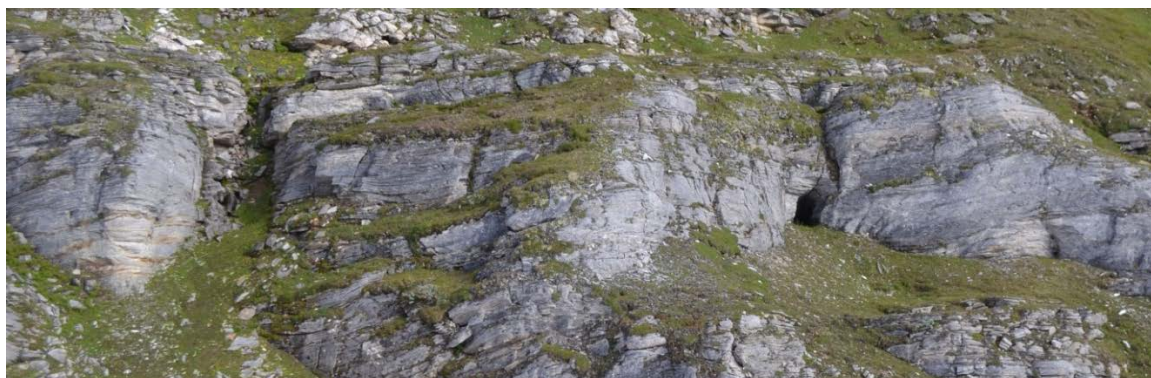
## RESULTATER

### 4.4 Ravnå

Ravnå er markert på figur 4.1 med en D. Et seksjonskart over denne delen av grotta kan sees i figur 4.10. Inngangen Ravnå (figur 4.9) leder inn til en liten passasje med et ellipseformet tverrsnitt. Etter få meter åpner denne seg ut i en større passasje med et mer elliptisk, kantete tverrsnitt. På gulvet er det sand, stedvis er det nedfallsblokker. En mindre sidegang fortsetter nordover, men denne kiler etter få meter ut slik at den blir for trang til videre ferdsel.

Passasjen fortsetter noen meter til innover i fjellet, før den deler seg i to. Nordover går en passasje til Labyrinten, en del av grotta hvor passasjene er dannet etter to sprekkesett som står nærmest normalt på hverandre, slik at de sammen danner et labyrintmønster. Sørover går en annen passasje som gradvis blir lavere og bredere. Etter omtrent 20 m er den ved inngangen til Kanonen. Denne passasjen har også en østlig sidegang like etter krysset som også leder inn til Labyrinten. Passasjene i Labyrinten er freatiske. I de sørlige delene er passasjetverrsnittet høyt og smalt, mens det i den nordlige delen blir noe mer elliptisk. På gulvet er det sand og stedvis er det stein. Østover, og ut av Labyrinten, går en sidegang kalt Røysgangen. Dette er en mindre gang som trolig leder ut mot overflaten. Den har et passasjetverrsnitt som bærer preg av store variasjoner i litologien, og den inneholder mye stein og blokker. Etter få meter skråer den opp mot overflaten, hvor den blir blokkert av blokker og finere materiale. På utsiden av er det et sted langs fjellveggen fylt med tilsvarende materiale.

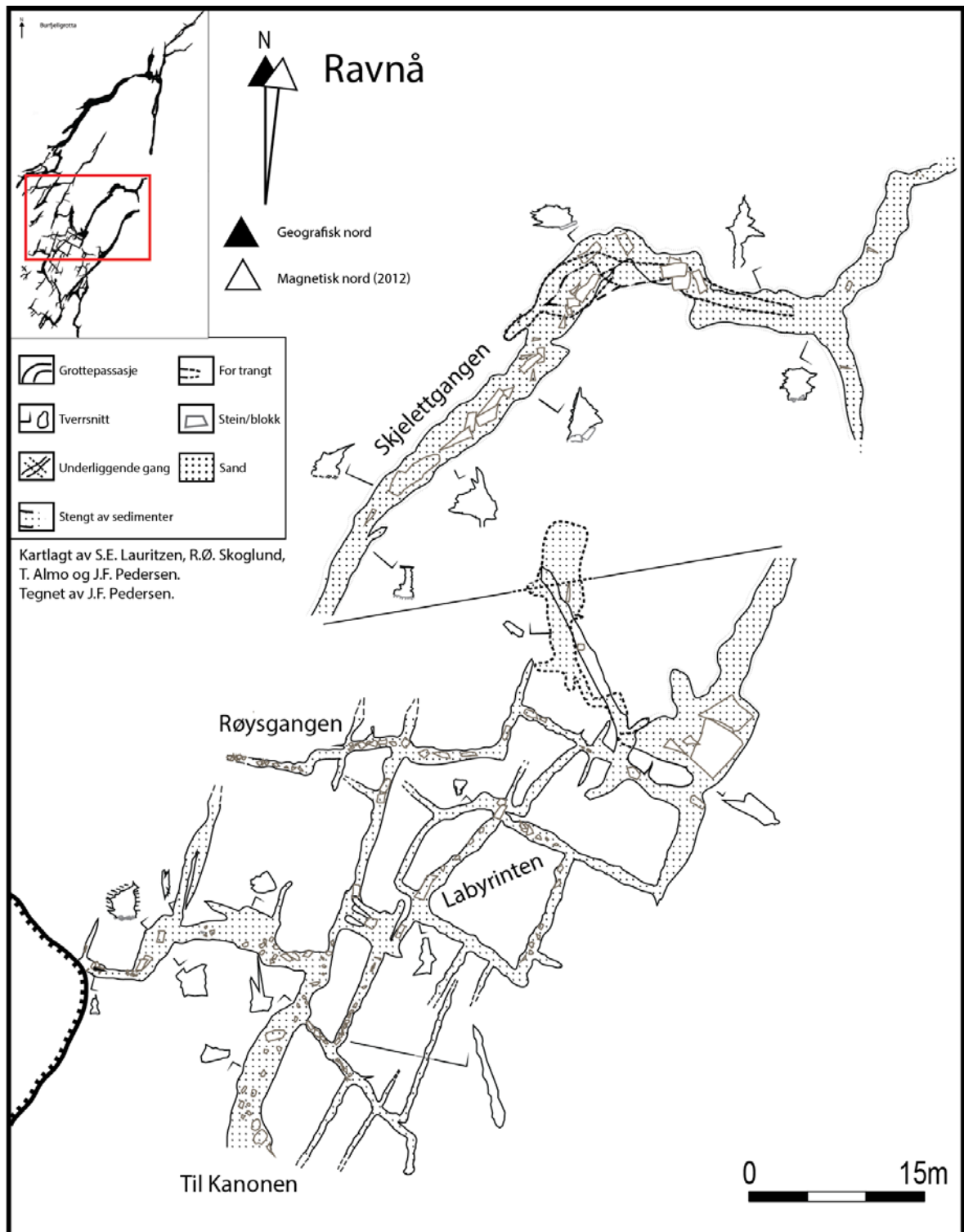
I den nordøstre delen av Labyrinten, fortsetter Skjelettgangen Dette er den dypeste passasjen i delen av grotta tilhørende Ravnå. Skjelettgangen er en freatisk passasje, hvor tverrsnittet stedvis er sterkt preget av ledespalten passasjen er dannet i. På gulvet er det mye sand, og hele passasjens perimeter er dekket med silt. Siltmengden øker med dypet, akkurat som i Kløftgangen og Slamgangen i Italia. I enden deler passasjen seg i et y-formet kryss, hvor begge ender i sandlåser.



**Figur 4. 9** Inngang til Ravnå. Høyden på inngangen er omtrent 1 m i diameter. Ledespalten i overkant av inngangen kan skimtes.



## RESULTATER



Figur 4. 10 Seksjonskart over delen av grotta tilhørende inngangen Ravnå. Den øverste av passasjene liggende lengst mot nordvest er hvor lydforbindelsen til Svenskeportalen ble opprettet.

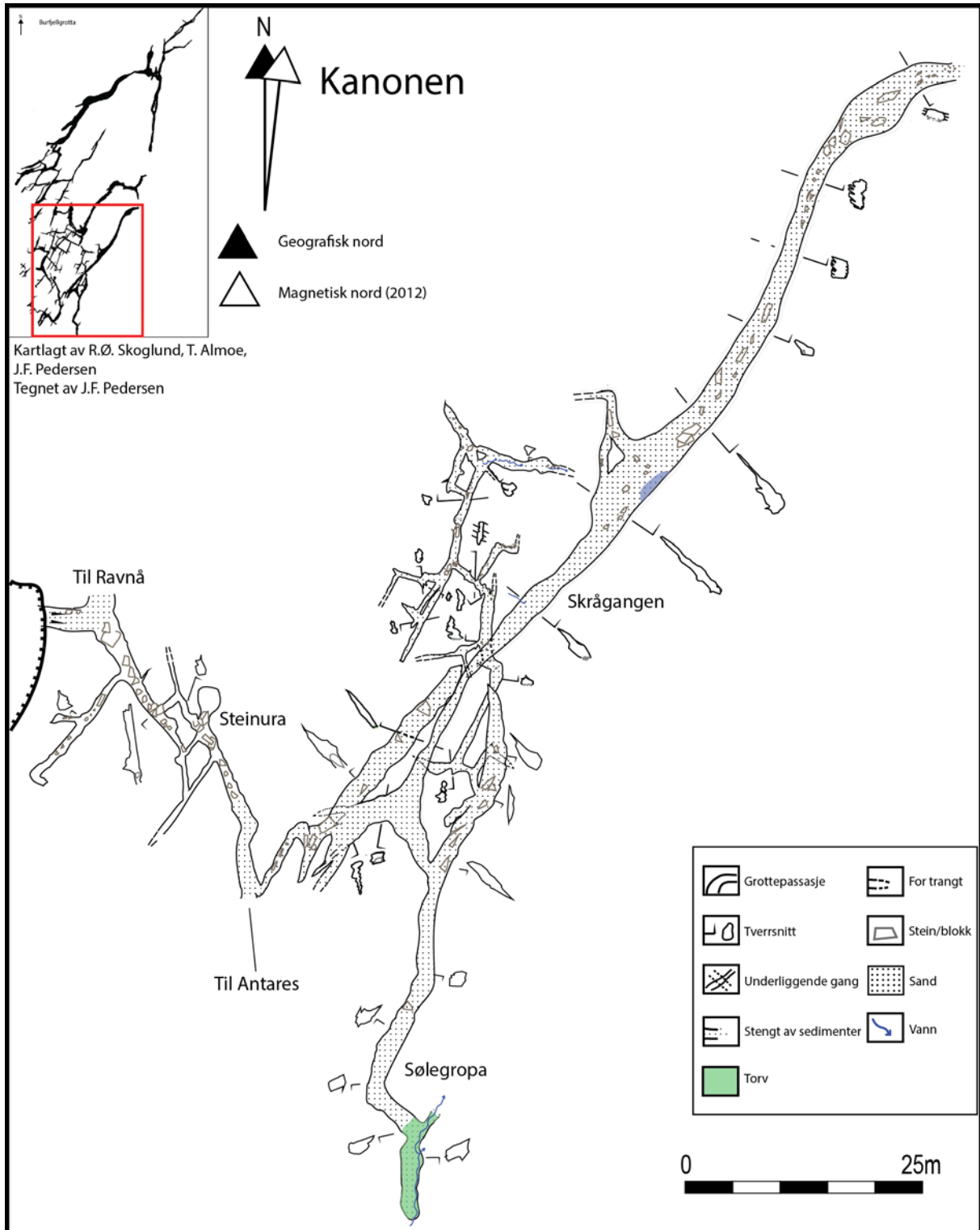
#### 4.5 Kanonen

Inngangen Kanonen er i en stor sprekk (markert på figur 4.1 med en E). Den ligger i en sone i marmorsekvensen som er svært oppsprukket (figur 4.11). Detalj kart over Kanonen er i figur 4.12. Fra inngangen går det to passasjer. Langs gulvet går passasjen nordover og inni til Ravnå. Sørøver, noen meter opp fra gulvet, fortsetter det ned til Steinura (figur 4.13 A og B) og de dypere delene av Kanonen. Steinura er stor, kantete passasje, som inneholder svært mye rasmateriale. Den østlige passasjen fra Steinura leder inn i til et rom med flere passasjer. Her er hele passasjenes perimeter dekket med silt. Skrågangen er passasjen som fortsetter lengst øst. Dette er en freatisk passasje med et smalt og høyt tverrsnitt, som etter omtrent 20 m endres til mer elliptisk. Hele passasjens perimeter er dekket av silt, og sandmengden på gulvet øker markant mot enden, før den stopper i en sandlås. Stedvis er passasjen også svært fuktig og glatt. Den andre, underliggende, nordgående passasjen, leder inn til en mindre labyrint-formet seksjon av grotta. Passasjene her er freatiske og er stedvis svært små og trange. På gulvet er det stein og sand. I den nordligste av disse gangene renner det en liten bekk. Den sørligste passasjen, Sølegropa, er en freatisk passasje med et elliptisk tverrsnitt. Den har siltig sand på gulvet, og er stedvis svært fuktig. I enden ligger det torv/organisk materiale på gulvet. Passasjen ender opp i en bergvegg.



Figur 4. 11 Peker på inngangen til Kanonen. Inngangen sitter i et svært oppsprukket område i marmoren.

# RESULTATER



Figur 4. 12 Seksjonskart over delen av grotta tilhørende inngangen Kanonen.



## RESULTATER

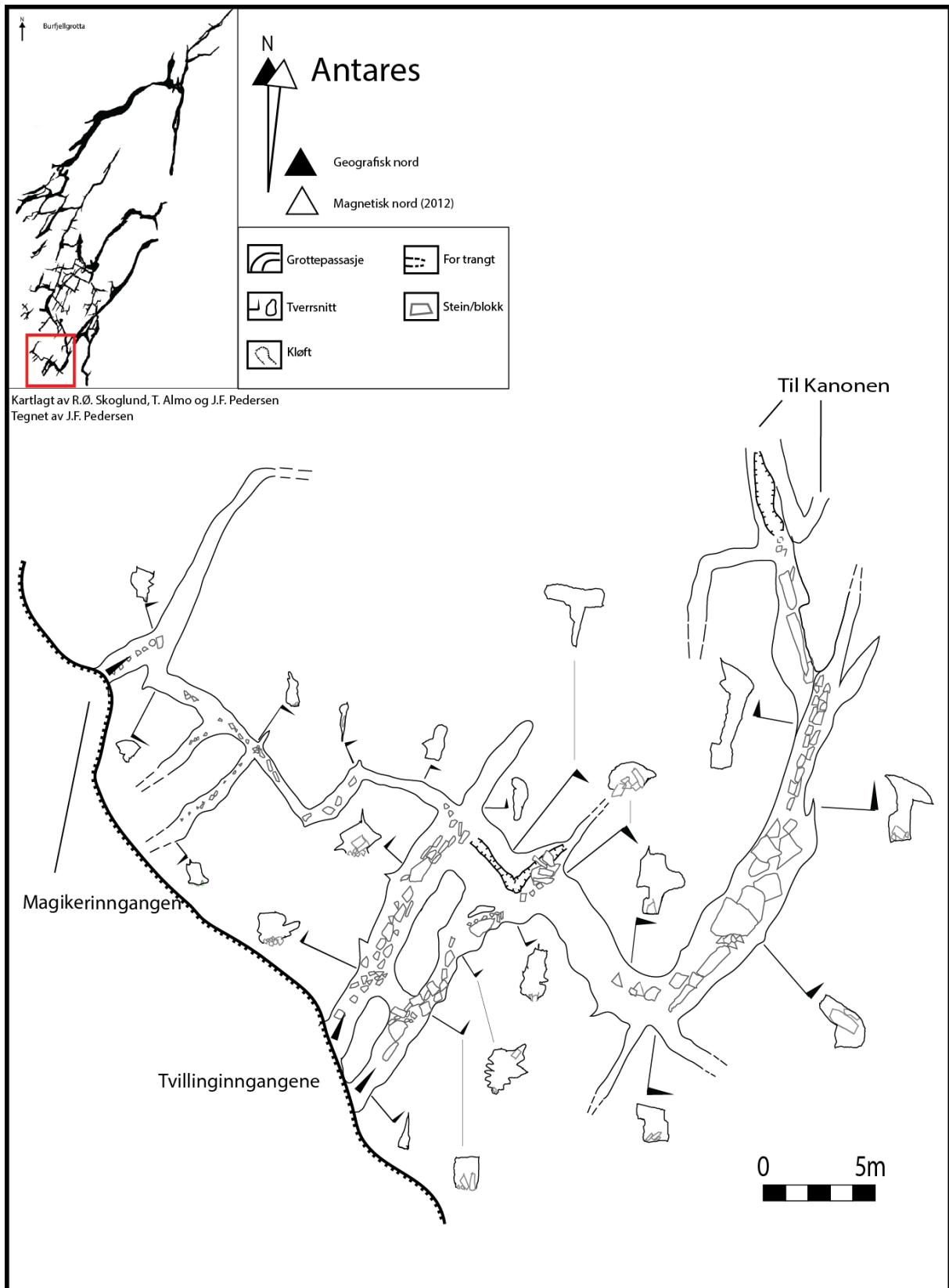


**Figur 4. 13** A) Øverste delen av Steinura, sett nedenifra. B) Steinura noe meter lengre inn, sett nedenifra. Passasjen er en kantet sjakt med rasblokker på gulvet. Høyre: Tynne alternerende lag mellom ren og uren marmor/silikat.

### 4.6 Antares

De tre sørligste inngangene leder inn til Antares (figur 4.14). Den nordligste av disse kalles Magikerinngangen, og de to sørligste for Tvillinginngangene. De er markert i figur 4.1 med henholdsvis F og G. Magikerinngangen leder inn til en trang passasje med flere utkilende sprekker. Passasjen har en firkantet til elliptisk form, stedvis svært preget av sprekken den er dannet i. Tvillinginngangene leder inn til to små passasjer med et likt tverrsnitt. Dette er freatiske passasjer med store ledespalter i bunnen. Magikerinngangen leder inn til en passasje av lik morfologi, og alle passasjene møtes i et større, firkantet rom. Gulvet i hele denne delen av grotta er bart fjell og blokker, og hele Antares er herfra og innover preget av mye rasmateriale. Fra det kantete rommet fortsetter passasjen videre innover i omtrent den samme dimensjonen, og morfologien forblir lik, med et tydelig preg av ledespalten i gulvet. Når passasjen dreier nordover blir den gradvis høyere og smalere. Her er det serdeles mye nedrast materiale. Passasjen møter leder til slutt inn til den nederste delen av Steinura.

# RESULTATER

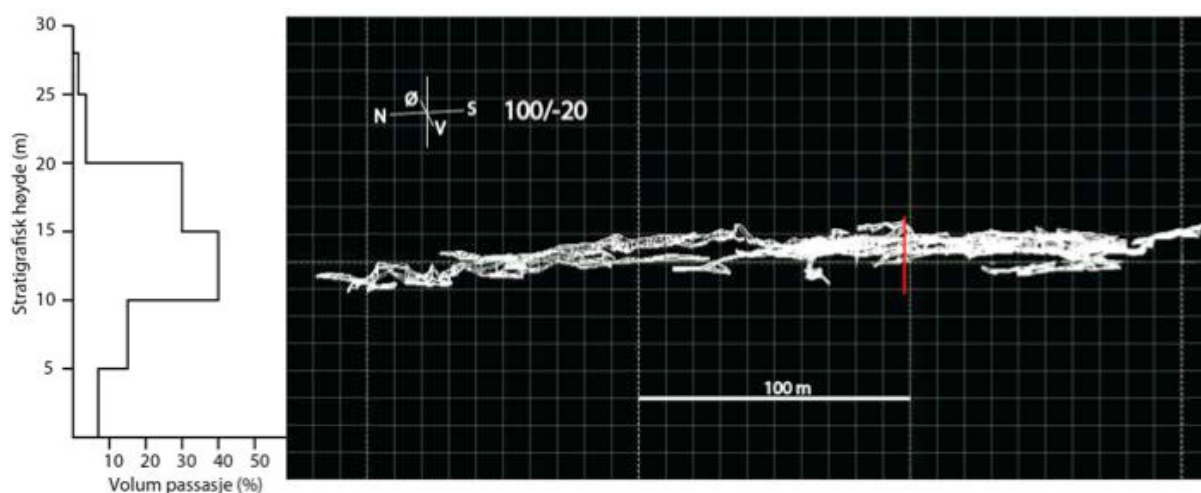


Figur 4. 14 Detaljkart over Antares med Tvillinginngangene og Magikerinngangen.

## RESULTATER

### 4.6 Fordelingen av grotta i forhold til stratigrafien

Ved å orientere grottekartet i Grottof så det ligger langs foliasjonen med kan man se fordelingen av passasjer og deres fordeling i høyden (figur 4.15). Til høyre i figuren er det en fordeling som viser en omtrentlig fordeling av passasjene i forhold til stratigrafien. Denne er laget på øyemål ut i fra det orienterte kartet og observasjoner gjort i Grottof. Det sørligste punktet til grotta i figuren er Tvingingnngangene, og det nordligste er Kløftgangen i Italia. Svenskeportalen, er lokalisert rett under toppen av den røde streken, som er punktet hvor prøvetakningen er koblet til grotta. Ut i fra figuren kan man se at hele grotta ligger innenfor en vertikal sone i underkant av 30 m tykk. Majoriteten av de dypereliggende passasjene ligger mot bunnen av sekvensen. Passasjene nær overflaten ligger hovedsakelig i den øvre halvdel. I midten av sekvensen er passasjetettheten høyest, og da spesielt i området mellom 10 og 15 m.



**Figur 4. 15** Burfjellgrotta orientert etter fallet. Den øverste enden til den røde streken markerer hvor prøve 28 er tatt, rett over inngangen til Svenskeportalen. Loggen kobles til fordelingen av passasjer ut i fra denne.

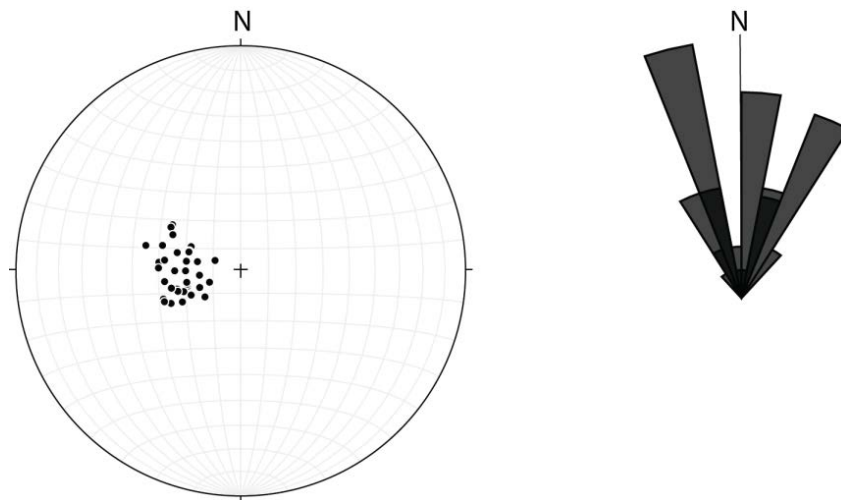
### 4.7 Struktureologiske målinger

#### 4.7.1 Foliasjon

Det ble gjort totalt 37 målinger av foliasjonen, hvorav 13 er gjort på utsiden og 24 på innsiden av grotta. Disse vises i figur 4.16. Målingene er spredt utover, slik at de både på utsiden og innsiden representerer hele grotta sin bredde. Gjennomsnittorienteringen på 002/23. Variasjoner i foliasjonen skyldes lokale forskjeller i folding.



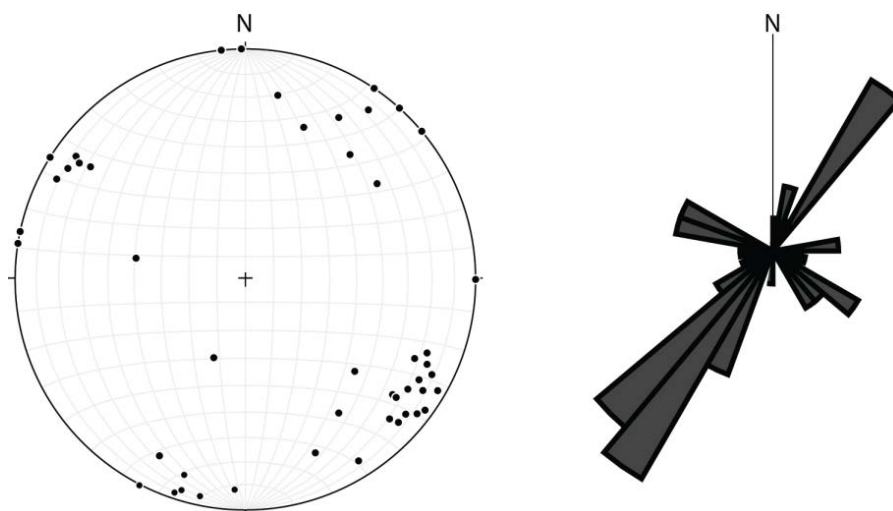
## RESULTATER



Figur 4. 16 Venstre: Polene til strøket til foliasjonen. Høyre: Rosediagram over strøket til foliasjonen.

### 4.7.2 Ledespalter og sprekker utenfor grotta

Utenfor grotta har det blitt målt 29 ledespalter og 23 sprekker, totalt 52 målinger. Disse vises i figur 4.17. Alle sprekkeplanene er målt i fast fjell, og antallet er få på grunn av at store deler av marmoren enten er overdekt eller svært oppsprukket. Det er derfor vanskelig å vite om det er løsblokker eller fast fjell. Orienteringen til ledespaltene følger to trender, nordøst – sørvest og nordvest – sørøst, hvor den førstnevnte er klart best representert. Sprekkesettene er ortogonale. Samtlige ledespalter som er målt, med unntak av én, er steiltstående, hovedsakelig med fallvinkler som fordeler seg mellom 70 - 90°.

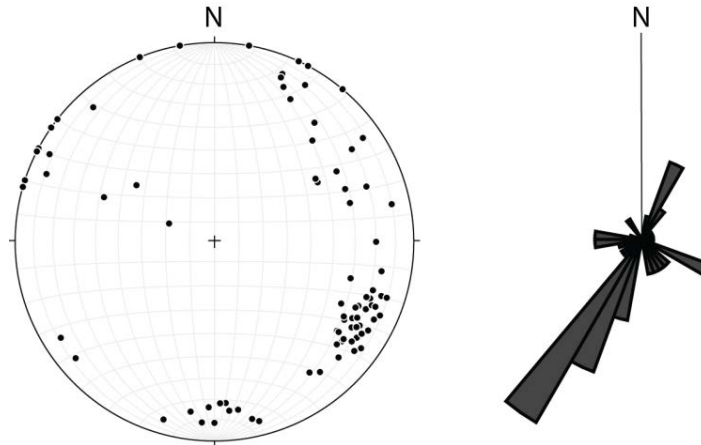


Figur 4. 17 Venstre: Polene til sprekkeplanene (n=52). Høyre: Rosediagram over strøket til sprekkeplanene.

## RESULTATER

### 4.7.3 Ledespalter og sprekker inne i grotta

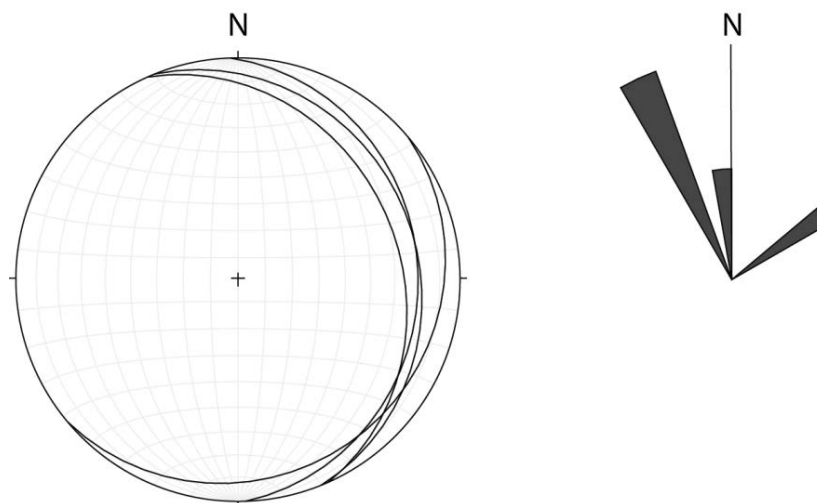
Det har blitt gjort målinger av 80 ledespalter og sprekker inne i grotta. Disse vises i figur 4.18. Målingene er gjort i alle de ulike delene av grottesystemet. Orienteringen til ledespaltene følger også her to trender, nordøst-sørvest og nordvest-sørøst, hvor den førstnevnte er dominerende blant målingene. De to sprekkesettene er ortogonale (se figur). Flesteparten av ledespaltene er steiltstående, med en fallvinkel på mellom 60 - 90°. Dette gjør at mange av ledespaltene står nærmest vinkelrett på foliasjonen enkelte steder.



Figur 4. 18 Venstre: Polene til ledespaltene. (n=80). Høyre: Rosediagram over ledespaltene

### 4.7.4 Målinger av forkastningsflate.

På to lokaliteter i grotta er det tydelig at det går en forkastning gjennom sekvensen i området hvor passasjene befinner seg. Det er målt på fire forskjellige lokaliteter, henholdsvis tre i Italia og én i Kanonen (figur 4.20 A). Orienteringen til disse vises i figur 4.19. Forkastningene har en større fallvinkel enn foliasjonen på de fire stedene. Det ble ikke observert noen relativ bevegelsesretning i forkastningene.



Figur 4. 19 Forkastningsplan i Burfjellgrotta (n=4).

## RESULTATER



Figur 4. 20 A) Sprekker i marmorlaget på utsiden av grotta omtrent hundre meter nord for Italia-inngangen. Bildet er tatt mot nord. B) Forkastningsflate i Kanonen. Ingen tydelig deformasjonssone.

### 4.8 Bergartsprøver

Det ble tatt bergartsprøver gjennom hele marmorsekvensen grottesystemet ligger i. Prøvene er spredt utover hele marmorsekvensen. I områder hvor bergarten viste store lokale endringer ble de tatt med korte intervaller, mens i områder med et mer homogent utseende ble de tatt mer spredt. Det ble tatt prøve av den underliggende og overliggende kontaktbergarten. Den underliggende kontakten er tydelig definert (4.21 B). Den øvre kontakten er ikke like tydelig, og det ble derfor tatt prøver til langt over marmoren var passert, helt til bergarten ble mer skifrig i utseende. I tillegg til kontaktbergartene har flere silikatrike horisonter i sekvensen blitt tatt prøver av. Dette er prøvene 1, 3, 9, 15, 21 og 23.

Det finnes ingen steder hvor marmoren er eksponert i en rett linje fra bunn til topp uten større partier med svært oppsprukket overflate eller overvekst (figur 4.21 A). Dette gjorde at loggingen flere ganger ble forflyttet horisontalt. Forflytningen ble gjort langs horisontalt utholdende lag, foretrukket lag av silikater, slik at det skulle ha så liten som mulig vertikal påvirkning på prøvetakningen.



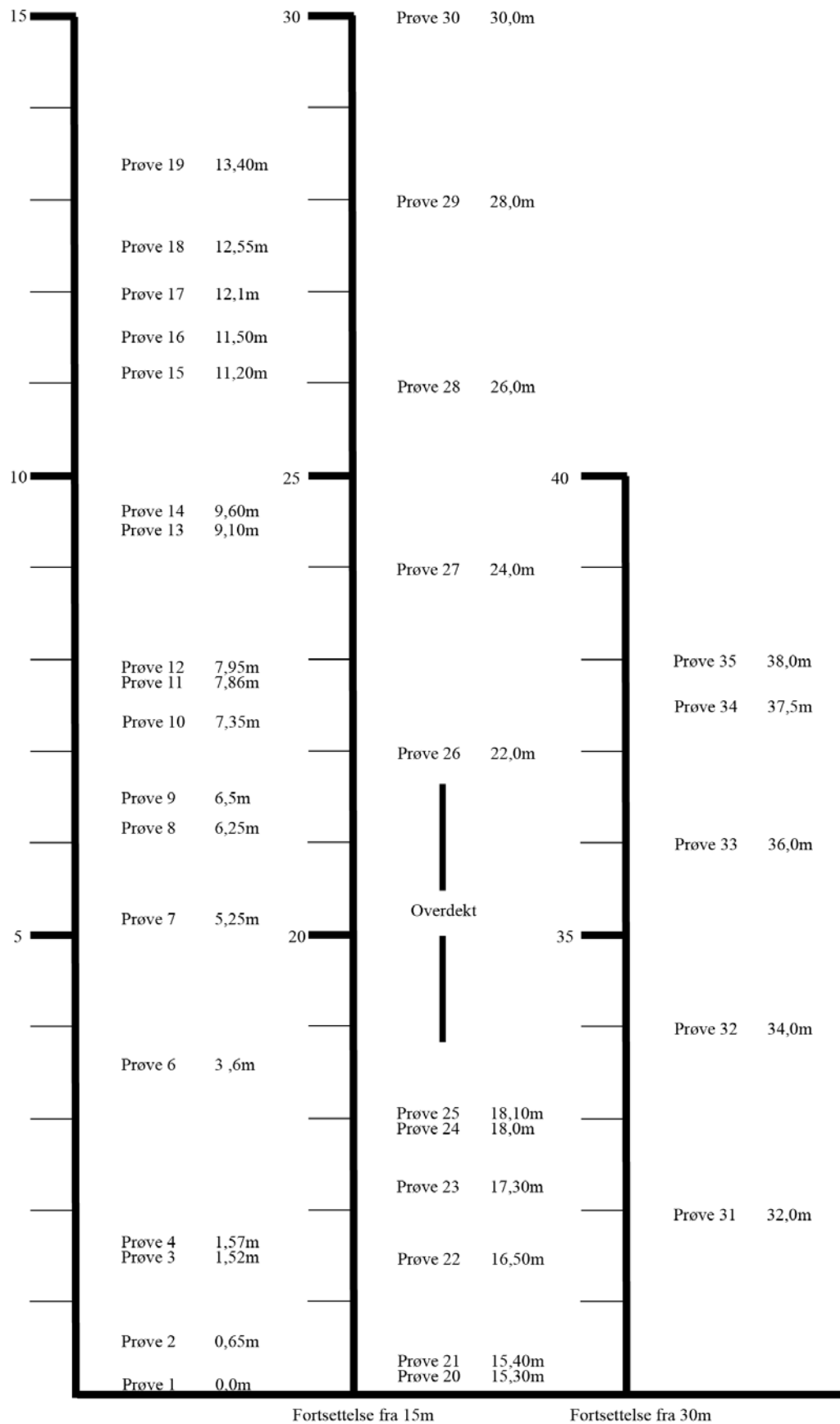
## RESULTATER

Den stratigrafiske fordelingen av hvor i sekvensen prøvene er tatt vises i figur 4.22. Prøvetakningen er tettest i området fra 0 til 26 m. Over dette er prøvetakningen mer spredt som en følge av at lagene er mer massive og at det stedvis er mer overvekst. Samtlige grotteinnganger grottesystemet befinner seg innenfor området mellom prøve 1 og 29. Prøve 13 er tatt like ved inngangen Ravnå, og prøve 28 er tatt like ovenfor inngangen Svenskeportalen. Fra prøve 30 er det en endring i utseende på bergarten, og den inneholder varierende mengder lokalt også større mengder av silikater (figur 4.21 C). Figur 4.21 D viser utseende til bergarten hvor den siste prøven, nummer 35, ble tatt av. Det er tydelige hulrom i overflaten, og det ble funnet én dårlig utviklet/sterkt forvitret granat i bergartsprøven.



**Figur 4. 21** A) to sammensatte bilder som viser hvor prøvetakningen ble gjort. Gul strek markerer horisontal forflytning. B) Bunnen av marmorsekvensen. Granatglimmerskiferen slutter rett ovenfor mosen. Foto: Torstein Almo. C og D) Overflaten ved toppen av loggen. Legg merke til mengden silikat som stikker ut i C, og alle hullene i D.

## RESULTATER



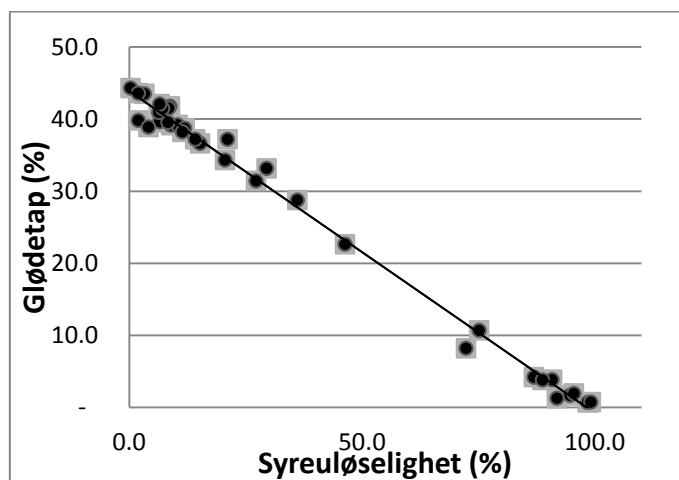
**Figur 4. 22** Logg som viser hvilken høyde i marmorsekvensen de ulike bergartsprøvene representerer. Figuren viser ikke horisontal forflytning.

## 4.9 Laboratorieanalyser

### 4.9.1 Glødetap og syreløselighet

Verdiene fra syreløselighet, glødetap og titrering for hardhet av syreløselig rest kan sees i tabell 4.1 og i figur 4.24. Glødetapet for marmorprøvene fra 1–30 ligger på 28,3 til 44,3 %, derav de fleste i sjiktet rundt 40 %. For glimmerskiferen er glødetapet på 1,7. For silikatlagene, som er prøve 3, 9, 15, 21 og 23 er glødetapet på henholdsvis 1,7 og mellom 0,9 og 4,2 %. Fra prøve 30 og opp varierer glødetapet mellom 1,3 til 31,4 %. Den syreløselige resten blant marmorprøvene fra 1–30 varierer fra 36 % til 0,3 %. Dette tilsvarer en renhet på henholdsvis 64 til 99,7 % med marmor som utgangspunkt. For glimmerskiferen og lagene av ikke-karbonat er syreløseligheten på henholdsvis 94,7 % og mellom 87 til 99,2 %. For området fra prøve 30 og opp varierer syreløseligheten fra 27,3 til 91,9 %. Ved å sammenligne verdiene fra glødetapsanalysen med verdiene fra syreløselig rest vil det vises i hvilken grad verdiene korrelerer til hverandre. Dette vil være en kryssjekk på hvor troverdige resultatene er i forhold til forurensninger, som har kunnet gi utslag i verdiene.

Sammenligningen viser at verdiene til de to datasettene er proporsjonale, med en korrelasjonskoeffisient på  $R^2 = 0,99279$  (figur 4.23). Teoretisk forventet er  $R^2 = 1$ , verdiene begge representerer karbonatinnholdet. Resultatene fra glødetap og syreløselighet viser derfor et svært nært forhold. Resultater fra titrering for hardhet viste at mange av marmorprøvene har et høyt forhold mellom magnesium og kalsium. Prøve 7 har det høyeste forholdet på 49,5 %, og er derfor tilnærmet ren dolomitt. Den syreløselige resten av glimmerskiferen og silikatlagene viste en svært lav hardhet, og for enkelte prøver var det ikke utslag.



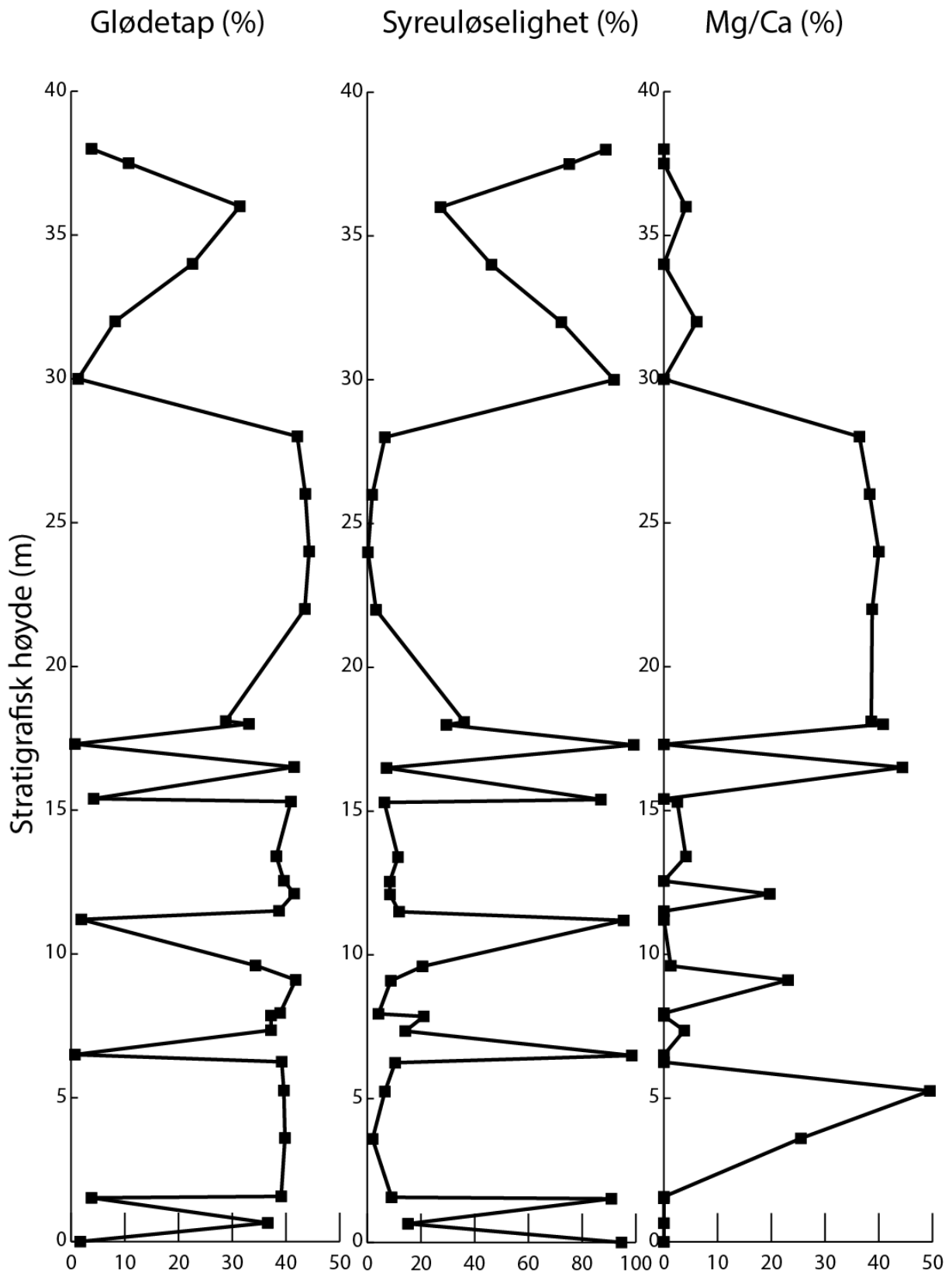
Figur 4. 23 Verdier fra glødetap og syreløselighet plottet mot hverandre.  $R^2 = 0,99279$

## RESULTATER

**Tabell 4. 1 Resultater for glødetap og syreuløselighet, samt hardhet fra syreuløseligrest. Stjerne betyr enten en svært lav magnesiummengde eller feil i titreringen.**

Prøve	Stratigrafisk høyde	Glødetap	Syreuløselighet	Hardhet	Mg	Std	Mg/Ca
	m	%	%	mM	mM	mM	%
1	0	1,7	94,7	0,028	*	*	*
2	0,65	36,6	15,2	0,216	*	*	*
3	1,52	3,8	90,9	0,018	*	*	*
5	1,57	39,1	9,1	0,202	*	*	*
6	3,6	39,8	2,0	0,188	0,048	0,048	25,5
7	5,25	39,6	6,6	0,2	0,099	0,0048	49,5
8	6,25	39,2	10,4	0,174	*	*	*
9	6,5	0,7	98,5	*	*	*	*
10	7,35	37,2	14,2	0,158	0,006	0,004	3,8
11	7,86	37,2	21,1	0,155	*	*	*
12	7,95	38,9	4,2	0,184	*	*	*
13	9,1	41,8	8,8	0,182	0,042	0,002	23,1
14	9,6	34,3	20,6	0,155	0,002	0,003	1,29
15	11,2	1,9	95,5	*	*	*	*
16	11,5	38,7	11,9	0,164	*	*	*
17	12,1	41,5	8,5	0,178	0,035	0,003	19,7
18	12,55	39,6	8,4	0,173	*	*	*
19	13,4	38,2	11,5	0,17	0,007	0,003	4,1
20	15,3	40,9	6,4	0,183	0,0047	0,003	2,5
21	15,4	4,2	87,0	0,014	*	*	*
22	16,5	41,5	7,2	0,196	0,087	0,002	44,4
23	17,3	0,7	99,2	0,005	*	*	*
24	18	33,1	29,5	0,147	0,06	0,002	40,8
25	18,1	28,8	36,1	0,137	0,053	0,001	38,6
26	22	43,5	3,3	0,209	0,08	0,002	38,77
27	24	44,3	0,3	0,21	0,084	0,003	40,0
28	26	43,6	1,9	0,209	0,08	0,002	38,3
29	28	42,1	6,6	0,198	0,072	0,001	36,4
30	30	1,3	91,9	0,015	*	*	*
31	32	8,2	72,3	0,049	0,003	0,001	6,1
32	34	22,6	46,3	0,107	*	*	*
33	36	31,4	27,3	0,145	0,006	0,002	4,1
34	37,5	10,7	75,2	0,052	*	*	*
35	38	3,8	88,8	0,022	*	*	*

RESULTATER

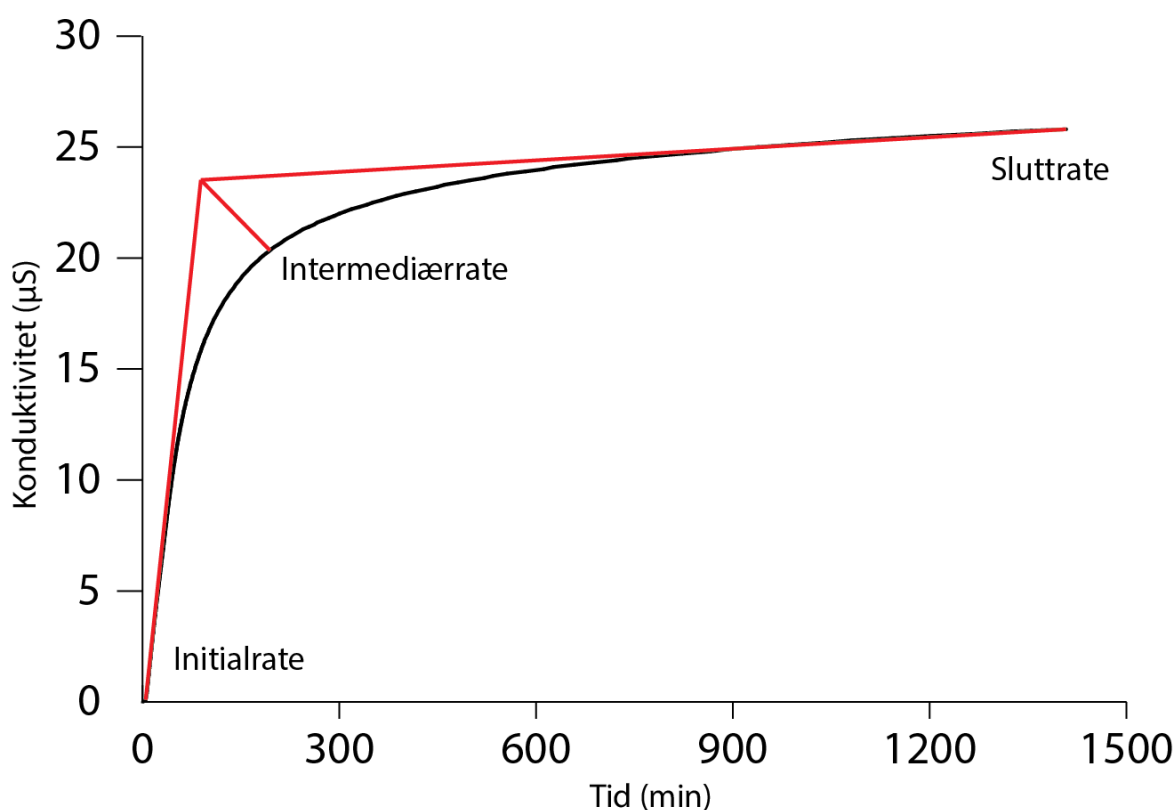


Figur 4. 24 Glødetap, syreuløselig rest og Mg/Ca-forholdet for marmorsekvensen. Prøvenes nummer er byttet ut med høyden de ble tatt på, slik at grafene viser endringen oppover i stratigrafien.



## 4.5 Kinetikk

Kinetikkeksperiment er kjørt på en utvalgt mengde av bergartsprøvene som ble påvist at hadde et høyt karbonatinnhold ved syreuløselighet og glødetap. Totalt ble det gjort 21 forsøk. Prøvene spredt utover langs stratigrafien, slik at de representerer variasjoner i marmoren gjennom hele sekvensen. Kinetikkresultatene loggføres i et dataprogram som plottes ledningsevne mot tid (figur 4.25). Vannet i reaktoren er aggressivt med hensyn på karbonat ved forsøkets start. Siden prøvematerialet som tilsettes er i pulverform, og har dermed stor overflate, forventes ledningsevnen å øke hurtig i begynnelsen. Dette gir en høy initialrate. Etter hvert vil oppløsningen avta og til slutt flate ut ettersom det nærmer seg likevekt. Med andre ord vil sluttraten være lav. Overgangen hvor oppløsningsraten endres fra hurtig til treg kalles intermediærraten, og er definert på akse med et knekkpunkt (figur 2.1). Avhengig av oppløsningshastigheten kan knekkpunktet være en tydelig eller en gradvis overgang. Overflatearealet for hver av prøvene regnes ut ifra størrelsesfraksjon, vekt og tetthet. Størrelsesfraksjonen er som tidligere nevnt 250 og 212  $\mu\text{m}$  og mengden prøvemateriale varierer noe for hvert forsøk. For tetthet brukes  $2,7\text{g/cm}^3$ , som er tettheten til ren kalsitt.

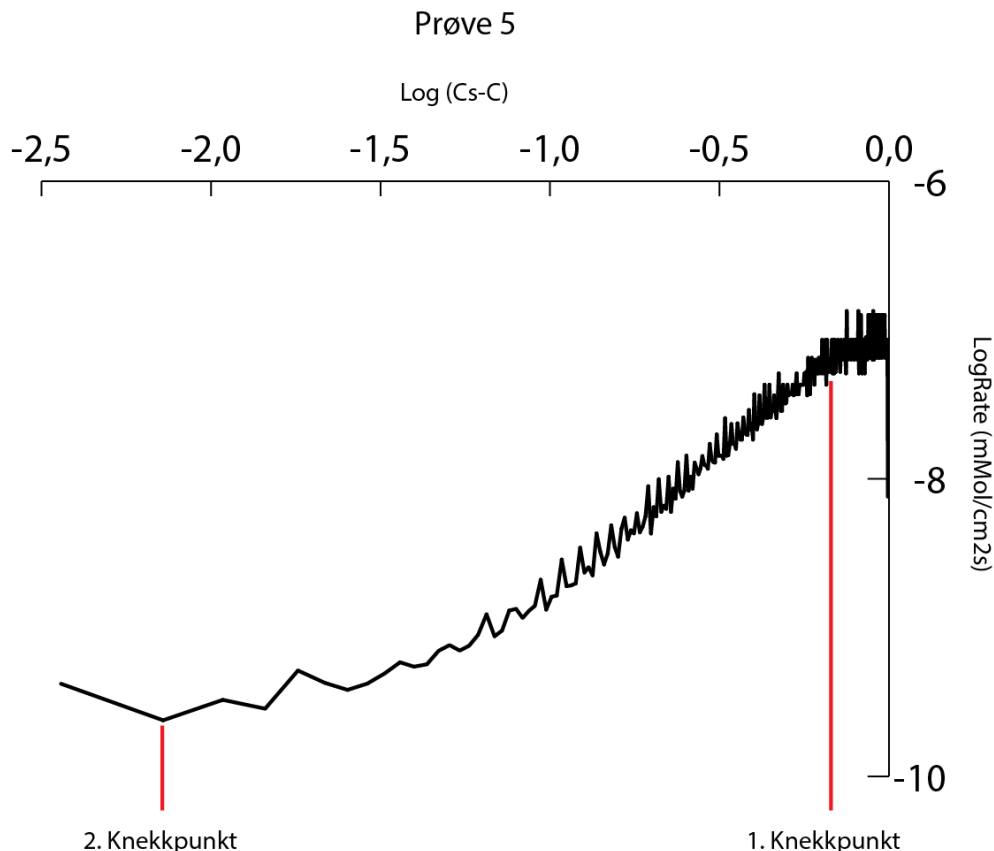


Figur 4. 25 Utviklingskurven til prøve 8. Høy initialrate og lav sluttrate. Intermediærraten bestemmes grafisk ved å føre tangentene til initialraten og sluttraten sammen, og halvere vinkelen de to danner.

## RESULTATER

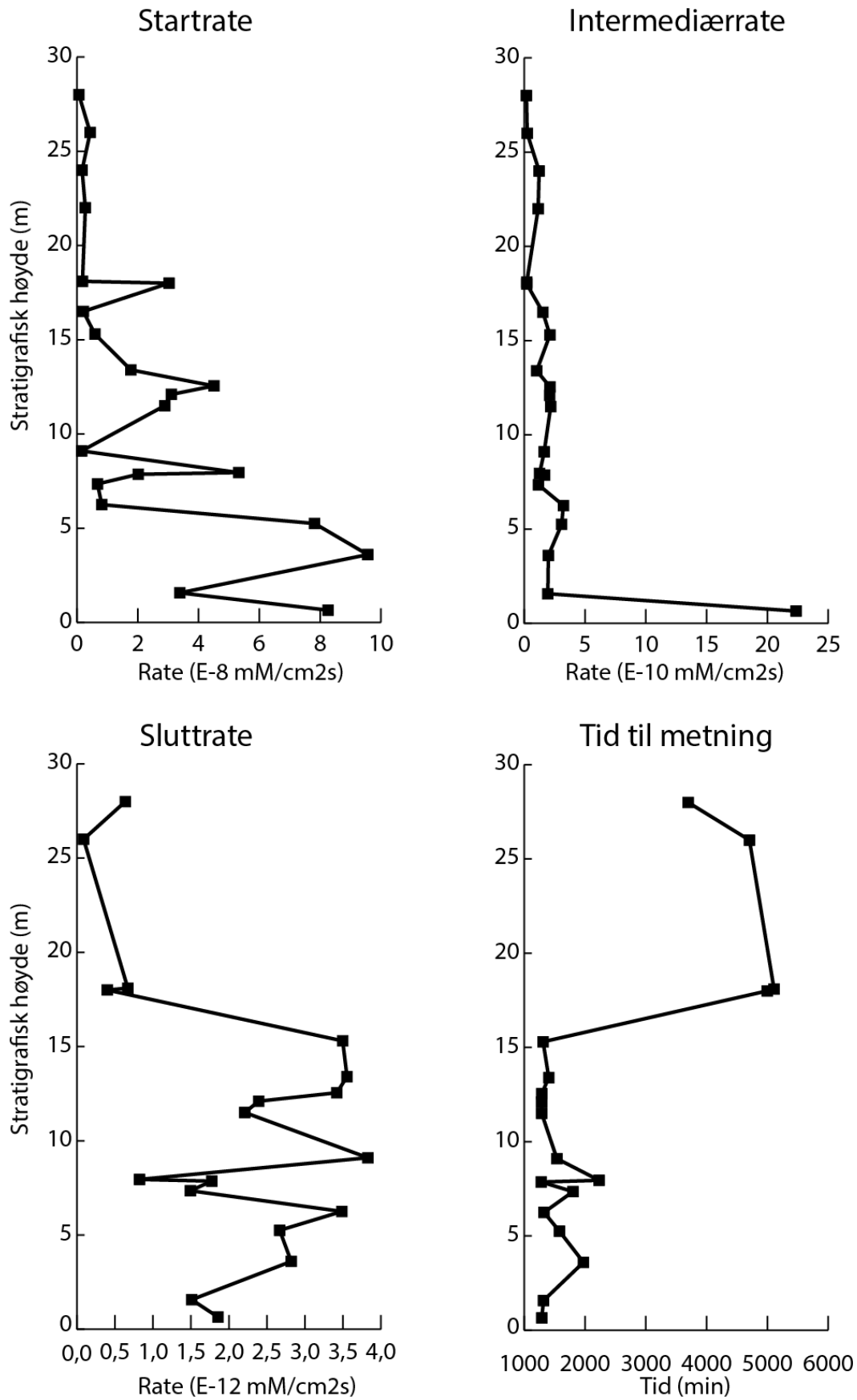
Eksperimentene ble fortsatt til økningen i konduktivitet var på mindre enn  $0.1\mu\text{S}$  i timen. Mange av eksperimentene hadde fortsatt en utvikling, men da denne var svært treg kan eksperimentet antas å være nær tilsynelatende likevekt. Renheten til prøvematerialet har mye si for oppløsningen. Prøver bestående av kun kalsitt vil ha en høy initialrate og vil nå sluttraten forholdsvis fort. Hvis prøven inneholder andre mineraler enn kalsitt vil den ha en lavere initialrate, og det vil gå lang tid før den når tilsynelatende metning. Dette vil også være gjeldende for intermediærraten. Kurvene fra kinetikkforsøkene vises i figur 4.26 og i tabell 4.2 er det en oversikt over prøvenes rater og tid til tilsynelatende metning. En oversikt over kurvene til alle eksperimentene kan sees i vedlegg 1.

For hvert forsøk blir logaritmen til metningsgraden,  $\text{Log}(C_s - C)$ , plottet mot til logaritmen til oppløsningsraten,  $\text{LogRate}$  (figur 4.26 og tabell 4.3). Kurven de to danner skal ideelt sett vise to tydelige knekkpunkt. Det første knekkpunktet skal være tidlig på kurven, og det andre skal være mot slutten. Disse knekkpunktene representerer overgangene fra henholdsvis region 1 til 2 og 2 til 3 (figur 2.1). Mange av forsøkene mangler tydelige knekkpunkt, både tidlig og sent i grafen. Kurvene for alle eksperimentene kan sees i vedlegg 2.



**Figur 4. 26**  $\text{Log}(C_s - C)$  plottet mot  $\text{LogRate}$ . Svingningene i første halvdel av kurven er støy som kan være forårsaket av luftbobler i væsken.

## RESULTATER



Figur 4. 27 Startrate, intermediærrate, sluttrate og tid til metning for alle eksperimentene. Prøve 24, 26 og 27 er ekskludert fra Sluttrate og Tid til metning da de var langt fra likevekt.

## RESULTATER

**Tabell 4. 2** Oversikt over de ulike ratene til hver prøve, tid til sluttrate og hardhet. Stjerne betyr enten en svært lav magnesiummengde eller feil i titreringen.

Prøve	Stratigrafisk høyde	Initialrate	Intermediær rate	Sluttrate	Tid til sluttrate	Hardhet	Mg	Std	Mg/Ca
	(m)	(E-8 mMol /cm <sup>2</sup> s)	(E-10 mMol /cm <sup>2</sup> s)	(E-12 mMol /cm <sup>2</sup> s)	(min)	mMol	mMol	mMol	%
2	0,65	8,26	22,36	1,86	1288,48	0,125	*	*	*
5	1,57	3,38	1,94	1,51	1317,69	0,107	*	*	*
6	3,6	9,57	1,99	2,82	1975	0,122	*	*	*
7	5,25	7,82	3,08	2,67	1579,57	0,134	*	*	*
8	6,25	0,82	3,22	3,49	1325,8	0,109	*	*	*
10	7,35	0,68	1,17	1,49	1802,46	0,113	*	*	*
11	7,86	2,01	1,68	1,77	1280,57	0,115	*	*	*
12	7,95	5,32	1,26	0,82	2232,47	0,116	*	*	*
13	9,1	0,15	1,64	3,83	1538	0,094	*	*	*
16	11,5	2,89	2,18	2,21	1287,2	0,117	*	*	*
17	12,1	3,11	2,09	2,39	1287,2	0,122	*	*	*
18	12,55	4,51	2,12	3,42	1288,54	0,121	*	*	*
19	13,4	1,77	1,03	3,55	1404	0,109	*	*	*
20	15,3	0,59	2,11	3,50	1310,17	0,107	*	*	*
22	16,5	0,21	1,54	21,26	1444,84	0,098	0,008	0,001	8,2
24	18	3,03	0,21	0,40	4998	0,094	0,005	0,001	5,3
25	18,1	0,18	0,21	0,67	5109,46	0,122	0,002	0,003	1,6
26	22	0,28	1,15	6,63	1600,83	0,101	*	*	*
27	24	0,17	1,23	24,07	1634,92	0,110	0,007	0,001	6,4
28	26	0,44	0,25	0,09	4705,12	0,122	0,006	0,001	4,9
29	28	0,06	0,18	0,64	3697	0,113	0,006	0,001	5,3

Resultatene fra kinetikkforsøkene viser at marmor i området mellom 0 og 18m i sekvensen har både den høyeste start-, og sluttraten. Tiden til sluttrate er kort, og forholdsvis lik for dette området. Marmor liggende høyere har både lav start-, og sluttrate, samtidig som tiden til tilsynelatende sluttrate også er høy. Intermediærraten er relativt lik over hele sekvensen. Prøvene 24, 26 og 27 er ekskludert fra diagrammet med sluttrate og tid til sluttrate. Dette er fordi disse viste en unaturlig høy sluttrate, og regnes derfor for å ha vært langt fra tilsynelatende metning. Hardheten til vannet ved forsøkets slutt er i gjennomsnitt litt over 0,100mMol for alle prøvene. Det er kun de øverste prøvene som har fått påvist magnesium gjennom titrering.

## RESULTATER

**Tabell 4. 3 Lograte (mM/cm<sup>2</sup>s) og Log (Cs-C) ved forsøk start, knekkpunkt 1 og knekkpunkt 2. Enkelte av prøvene mangler tydelige knekkpunkt, og står derfor tomme.**

Prøve	Start	Knekkpunkt 1		Knekkpunkt 2	
	LogRate (mM/cm <sup>2</sup> s)	LogRate (mM/cm <sup>2</sup> s)	Log (Cs-C)	LogRate (mM/cm <sup>2</sup> s)	Log (Cs-C)
2	-6,528	-6,856	-0,179	-9,584	-2,165
5	-8,120	-7,066	-0,133	-9,545	-1,840
6	-6,806	-6,973	0,174	-8,060	-18,344
7	-6,823	-7,123	-0,139	-9,557	2,162
8	-7,454	-7,326	-0,122	-9,416	-1,932
10	-7,475	-7,370	-0,128	-9,544	-1,552
11	-7,387	-7,239	-0,140	-9,571	-1,845
12	-7,142	-7,021	-0,016	-9,889	-1,830
13	-7,920	-7,852	-0,146	-9,418	-1,695
16	-7,135	-7,135	-0,130	-9,470	-1,827
17	-7,014	-7,239	-0,122		
18	-8,215	-7,122	-0,065	-9,427	-1,954
19	-7,166	-7,333	-0,149	-9,432	-1,717
20	-7,148	-7,327	-0,124	-0,945	-1,801
22	-7,740				
24	-7,950	-8,104	-0,174	-10,120	-1,822
25	-7,856	-7,874	-0,069	-9,827	-1,521
26	-7,656	-7,878	-0,123	-9,378	-1,802
27	-8,436				
28	-7,570	-7,601	-0,049	-10,129	-1,960
29	-7,974				

## DISKUSJON

### 5.1 Introduksjon

I dette kapitlet vil flere ulike tema diskuteres ut i fra resultatene funnet i felt og gjennom laboratoriearbeid. Rekkefølgen på dette vil være: Strukturgeologiske målinger sammenlignet med hverandre og regionale lineamenter, fordelingen av grotta i stratigrafien, speleogenese og til slutt en plausibel dannelsesmodell for grotta.

### 5.2 Strukturgeologiske data

#### 5.2.1 Sammenligning av sprekker og ledespalter i og utenfor grotta

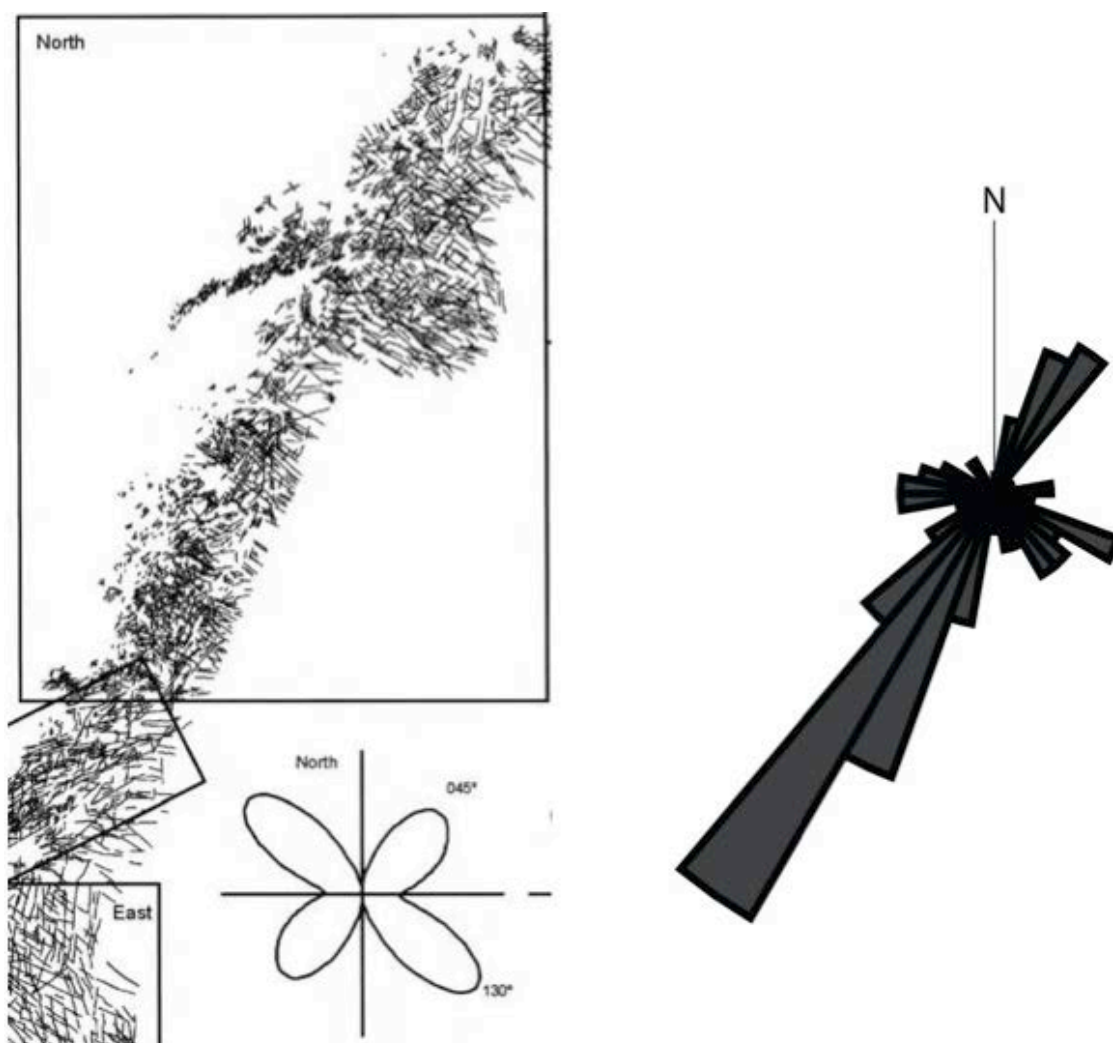
I figur 5.1 er orienteringen til ledespaltene og sprekkeene i og utenfor grotta sammenlignet ved å legge rosedigrammene over hverandre. Både i og utenfor grotta er mange av sprekkeene orientert i sørsørvest–nordnordøst retning, hvor den førstnevnte er klart best representert hos begge to. En annen, mindre representert trend ute, er nordvest – sørøst. Inne er denne kun representert ved brudd i sørøst retning, ellers er de motsatte sprekkeene orientert mot vest. Majoriteten av sprekkeene som ble målt både inne og ute er steiltstående.



Figur 5. 1 Sammenligning av strøket til sprekker og ledespalter inne og ute. Rødt rosedigram representerer målinger gjort ute (n=52) sort representerer målinger gjort inne (n=90).

### 5.2.2. Sammenligning av bruddmønster med regionale lineamenter

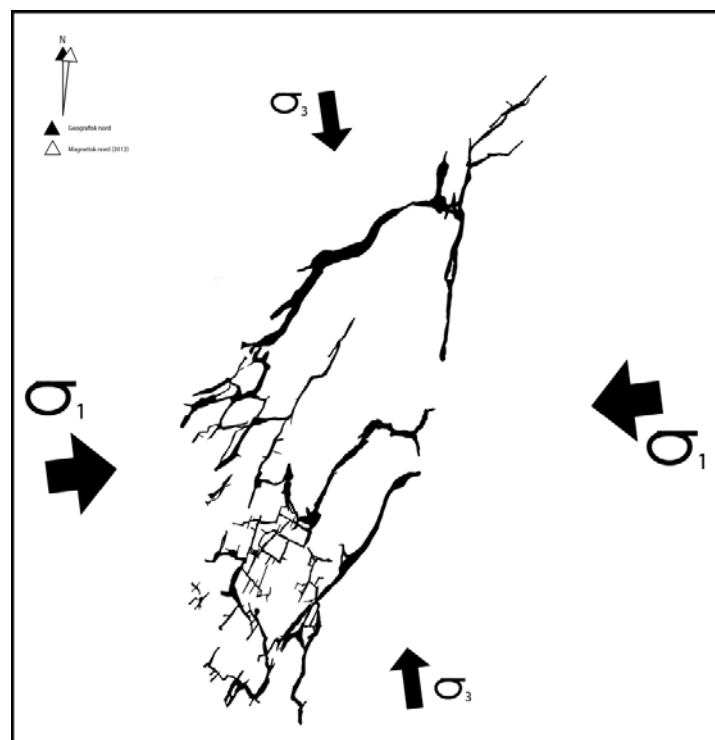
En figur med sammenligning av trendene til regionale lineamenter og sprekkemålingene gjort i Burfjellgrotta vises i figur 5.2 Det regionale bruddmønsteret har to klare trender: nordvest-sørøst og nordøst-sørvest. Målingene fra Burfjellgrotta viser de samme trendene. Det er flere andre grotter i regionen som har sprekkesett som er orientert på denne måten, eksempelvis Lønngangen (Skoglund & Lauritzen, 2011) og deler av Grønli-Setergrottesystemet (Skutlaberg, 2003). Spenningsfeltet i Nord-Norge har hovedsakelig retningene nord-sør, øst-vest, men i Ranaregionen viser observasjoner lokale avvik fra dette. Det horisontale spenningsnivået er spesielt høyt i området, noe som trolig er forårsaket av lokale variasjoner i topografi og geologi (Olesen et al., 1995 med referanser).



Figur 5. 2 Venstre: Figur fra Gabrielsen et al. (2002) som ved et rosediagram viser trenden for lineamentene innenfor det avmerkede området. Høyre: Rosediagram over strøket til alle ledespalter og sprekker målt i Burfjellgrotta.

## DISKUSJON

Det ble ikke observert noen kryssende relasjoner mellom sprekkesettene i Burfjellgrotta som kan si noe om deres relative alder i forhold til hverandre. Om de er dannet samtidig eller ved et ulikt tidspunkt er dermed vanskelig å fastslå. En ting som er sikkert er at sprekkene må være eldre enn grottene, men å fastslå en konkret alder kan vise seg å være vanskelig, da området har vært tektonisk aktivt siden perm (Bergh et al., 2007). Flere steder krysser de to sprekkesettene hverandre med en vinkel  $90^\circ$ . Dette er også tydelig ut i fra figur 5.2 og figur 4.20 A. Dette kan være en indikasjon på at sprekkene er konjugerte, det vil si dannet samtidig, men dette vites ikke med sikkerhet. Ved å anvende Andersons bruddteori kan man si noe om størrelsen på spenningsaksene i forhold til sprekkene (figur 5.3)(Anderson, 1951).



Figur 5. 3 Omtrentlig orientering til største og minste spenningsakse hvis sprekkene er konjugerte.

### 5.2.3 Forkastninger

Da det ikke ble observert noe som kunne indikere den relative bevegelsen i forkastningen er det ikke mulig å fastslå om de er normal-, eller reversforkastninger. Hvis det er normalforkastninger vil de være dannet i et ekstensjonsregime, og kan være relatert til oppsprekningen av Norskehavet (Brekke, 2000). Hvis de er reversforkastninger vil de være dannet i et kompresjonsregime.



### 5.3 Stratigrafi og grottedannelse

Ut i fra observasjoner gjort under felt og resultater fra syreuløselighet og glødetap tolkes takbergarten til å være ved 30 meters høyde. Det varierende glødetapet og syreuløseligheten over denne høyden skyldes trolig en gradvis overgangen fra marmor til granatglimmerskifer.

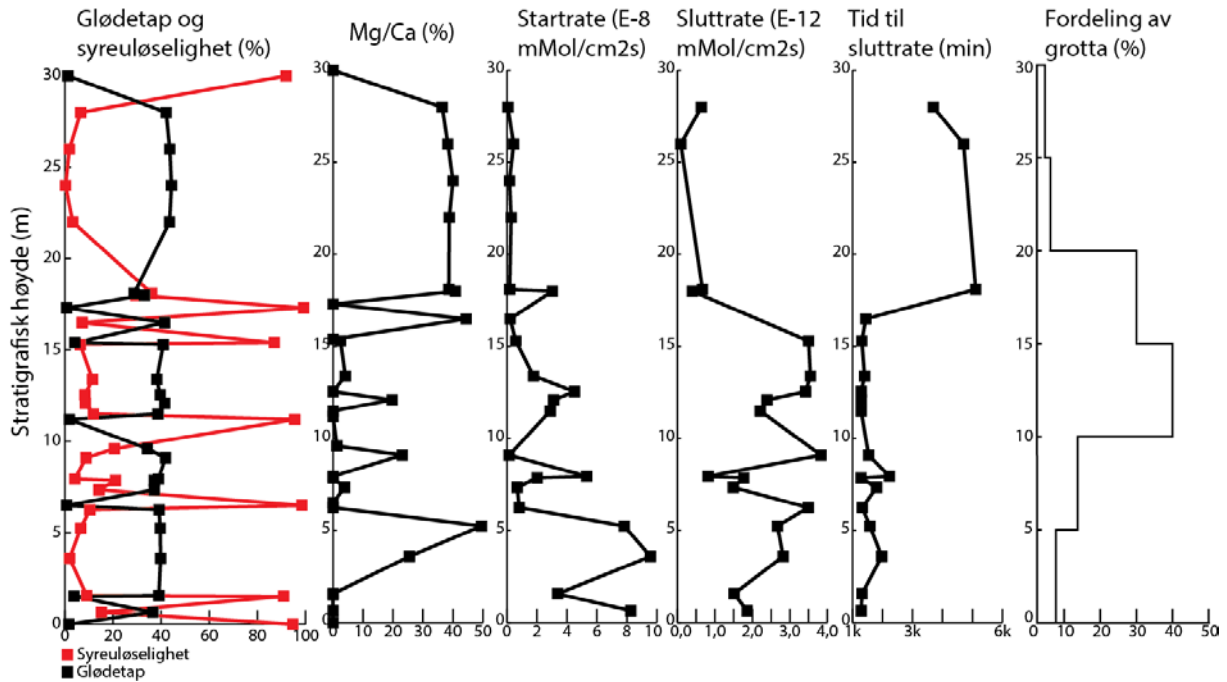
En sammenstilling over alle dataene ekskludert intermediærraten vises i figur 5.4.

Intermediærraten er ekskludert da den er svært lik for store deler av sekvensen. Resultater fra syreuløselighet og glødetap av marmorprøvene viser relativt like data for hele sekvensen opp til 28 m, med et glødetap på rundt 40 % og en syreuløselig del på under 10 %. Det er derimot en liten sone mellom 22 og 28 m som har noe høyere glødetap og syreuløselighet. Resultater fra titrering av den syreuløselige resten viser at marmoren i dette området har et høyt forhold mellom magnesium og kalsium. Sekvensen består derfor av både marmor, dolomittførende marmor og dolomitt, noe som forklarer det høye glødetapet for enkelte av bergartsprøvene. Det høye forholdet gjelder for store deler av sekvensen, unntatt et område fra 0 og 18 m. Her er forholdet lavt, sammenlignet med det overliggende området, men lokale unntak.

Løseligheten til marmor er som tidligere nevnt best når forholdet mellom magnesium og kalsium er 1,5-2 %. Dette er noe som blir tydelig gjennom kinetikkresultatene. Både starttraten og sluttraten er høy for den nedre delen (under 18 m) av marmorsekvensen, og eksperimentet bruker kort tid på å nå tilsynelatende metning. For den øvre delen er begge disse verdiene lave, samtidig som prøvene her bruker lang tid på å nå tilsynelatende metning.

Ved å sammenligne resultatene fra kinetikkexperimentene med hvor i sekvensen passasjene ligger ser det ut til å være en sammenheng. Majoriteten av passasjene til Burfjellgrotta ser ut til å ligge i de mer løselige delene av sekvensen. Det er derimot lite passasjer i de nederste 5 m av sekvensen, på tross av høye start-, og sluttrater. Graden av marmorens løselighet ser derfor ikke ut til å styre grottedannelsen alene. For at initieringen av en passasje skal finne sted må det være en sprekk tilstede. Det er derfor nærliggende å tro at passasjene har blitt dannet i sprekker i den mest løselige delen av sekvensen. I soner med lite eller ingen sprekker vil det dannes ingen eller få passasjer, selv om løseligheten til marmoren er høy.

## DISKUSJON



Figur 5. 4 Grafer for de ulike laboratoriedataene satt ved siden av grottas fordeling i stratigrafien. Glødetap, syreuløselighet og Mg/Ca-forhold for syreuløselig rest viser kun de nederste 30 m slik at resultatene skal kunne sammenlignes best mulig med de andre grafene.

De tynne skifer-, og silikatlagene i marmorsekvensen ser ikke ut til å hindre grottedannelsen helt, men at de i stor grad kan virke begrensende. Det motsatte kan også være tilfellet hvis glimmerlagene inneholder pyritt. Vannet vil reagere med pyritten og danne svovelsyre, og dette vil kunne fremme grottedannelsen lokalt i en svært stor grad. Pyrittinnholdet i prøvene er ikke målt.

### 5.4 Klassifisering av Burfjellgrotta og dens hydrologiske funksjon

Burfjellgrotta er en fossil, freatisk labyrintgrotte som ligger i en lavvinklet marmorstripe mellom to glimmerskifre. Den tilhører derfor morfotype B og kontakttype nummer 2 (figur 2.3). På grunn av grottas utforming er det grunnlag for å si at den har fungert som et strømningsnettverk, da dette er et av kriteriene for å få dannet labyrintgrotter (Lauritzen & Skoglund, 2013). Det er en trend i størrelsesfordelingen av passasjene. Italia, som ligger lengst nord, er den største passasjen i grotta. Sørøver, langs overflaten, blir passasjene gradvis mindre. Lenger ned i fjellet blir passasjene i disse delene av fjellet større (Skjelettgangen og Skrågangen). Flere av de dypeste passasjene slutter med en orientering som gjør at de «peker» mot hverandre, og de ender opp i sandlåser. Det er derfor sterk grunn til å tro at det eksisterer en forbindelse mellom dem, og at de sammen har fungert som mindre dreneringsruter. Det

## DISKUSJON

samme antas å være tilfellet for de mindre passasjene i Italia (like ved utgangen) og Bjørnsmetten, som er orientert mot hverandre og som begge ender opp i en steinur. Tettheten og antallet av passasjene er størst i området nær overflaten. I de dypere delene av grotta er det færre passasjer, men disse er som regel av en større dimensjon. Ut i fra resultatene fra modelleringseksperimentene til Skoglund et al. (2010) tyder dette på at utløpsområdet var ved utgangene. Strømningsretningen må derfor ha vært topografisk reversert på et tidspunkt, slik at forgrening og labyrintdannelsen har kunnet skje.

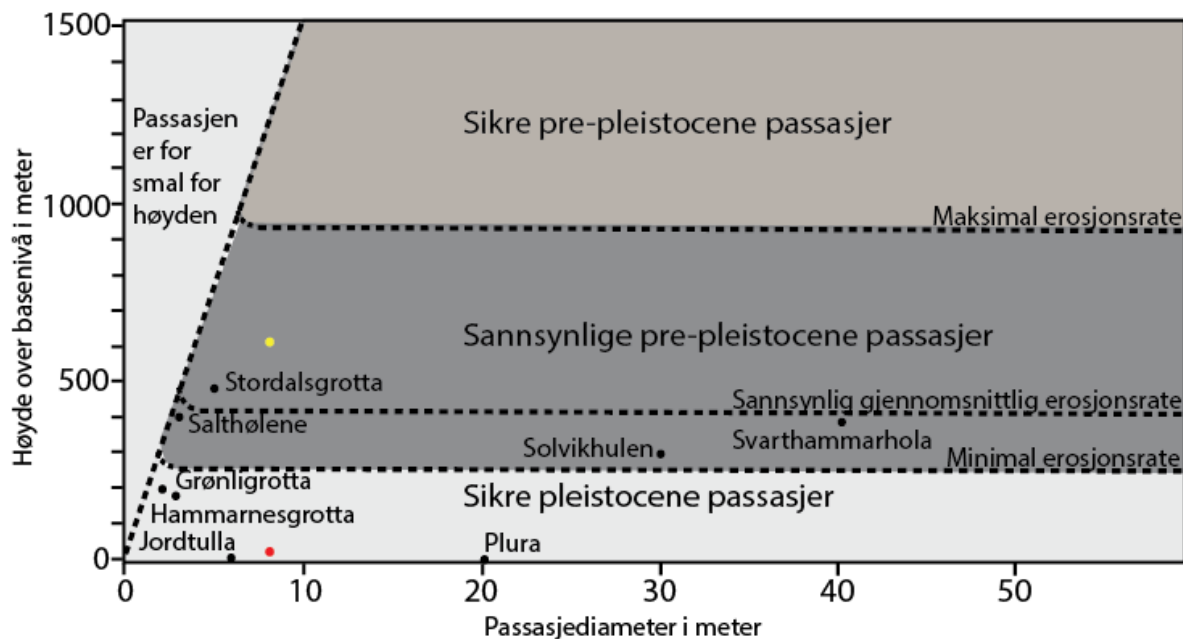
### 5.5 Speleogenese

Burfjellgrotta er i dag en inaktiv grotte, med unntak av mindre bekkene som renner i de nedre nordøstre delene av grotta. Det er ikke funnet noe materiale inne i grotta som kan bidra til å estimere en minimums-, eller maksimumsgrense for hvor gammel grotta er. Grotta kan ikke være dannet ved vanntilførsel gjennom en overliggende eller underliggende bergart, da den ligger mellom to glimmerskifre. Dannelsesmåten må derfor være ved vannfylling som en følge av et hevet grunnvannsspeil. Ut i fra grottas hengende posisjon i forhold til topografien, dens geometri, de freatiske passasjene og deres størrelse, kan flere ulike dannelsesmåter være sannsynlige, og dermed også flere aldre (Skoglund & Lauritzen, 2011):

1. Pre-glasial til tidlig interglasial opprinnelse, hvor dannelsen har skjedd mens grotta har vært lokalisert i dalbunnen. Labyrintutviklingen har skjedd under flomhendelser hvor alle ledige sprekker har blitt vannfylt. Denudasjon i tiden etter dannelsen har gjort den til en hengende inaktiv grotte, hvor de ytterste delene av grotta har blitt erodert bort.
2. Subglasial speleogenese: Grottas posisjon i forhold til topografien har vært relativt lik det nåværende. Sprekkesystemet grotta er utviklet i har tatt del i den subglasiale dreneringen.
3. Post-glasial til sen interglasial opprinnelse: Grottas posisjon i forhold til topografien har vært relativt lik den nåværende også i dette tilfellet.

De to ulike topografiske plasseringene nevnt ovenfor er plottet i figur 5.5 med utgangspunkt i grottas største passasje (Storgangen i Italia).

## DISKUSJON



**Figur 5. 5** Kritisk høyde og passasjestørrelse for norske grotter. Burfjellgrotta er plottet etter omtrentlig størrelse. Gul sirkel er mulig alder for dannelsesmåte 1 og 2, med Glomdalen som basenivå. Rød sirkel er dannelsesmåte 2 og 3 med dalen dannet av glimmerskiferen marmoren ligger på som basisnivå. Modifisert fra (Lauritzen, 1990).

Hvis Burfjellgrotta er dannet i løpet av sen interglasial til postglasial tid vil forholdene ha vært omtrent som de nåværende. Disse forholdene er gode til å utvide en passasje med 3-4 m på under 50 ka under konstante freatiske forhold (Lauritzen, 1990). Ut i fra nåværende plassering i forhold til topografien er dette lite sannsynlig, da både nedslagsfeltet og nedbørsmengden er for lav til å skape freatiske tilstander. På grunn av dette kan denne dannelsesmåten utelukkes.

Er grotta av pre-glasial til tidlig interglasial alder vil dagens grotte med høy sannsynlighet gjenværende rester av et større grottesystem. Ut i fra størrelsen og dens posisjon i forhold til dalbunnen er dette mulig, da den oppfyller kriteriet til Lauritzen (1990) ved at den ligger over 240 m over dalbunnen og har passasjer med en diameter større enn 3 m. Forholdene for grottedannelse vil på lik linje med alternativet nevnt ovenfor ha vært gode i disse periodene. For at labyrintdannelse skal finne sted må grotta ha vært vannfylt. Dens posisjon i forhold til topografien må derfor ha vært slik at den har kunnet være vannfylt over lengre perioder, helst i bunnen av en dal. Deretter må den ha overlevd erosjonen som over tid har brakt den opp i den hengende posisjonen, også under glasiasjonen. Denne dannelsesmåten klarer derimot ikke å forklare hvorfor grotta har det passasjemønsteret den har, med labyrinter i de øvre delene og færre, men store passasjer i de dypere delene.

## DISKUSJON

Det gjenværende alternativet, subglasial speleogenese, er i motsetning til de to andre alternativene svært sannsynlig, da dette er funnet til å være dannelsesmekanismen til flere andre grotter i regionen (Lauritzen, 1986; Skoglund & Lauritzen, 2011). På grunn av høyden grotta ligger på vil den i lange perioder ha vært dekt av tynn, kaldbasert is, og dermed vært inaktiv. De eneste periodene den kan ha vært aktiv er under glasiiale maksimum, og ved større brefremstøt, hvor isen har vært så tykk at den har vært varmbasert. Bevegelsesretning til isen vil under disse periodene ha vært mot vest. En hindring som isen beveger seg over vil ha et høyt trykk på losiden og et lavt trykk på lesiden (Hooke, 1989). Isen vil da ha dannet et høyt trykk på Burfjellets østre side, Knabbågdalen. På lesiden av Burfjellet, i Slammerbekkdalen, vil trykket ha vært lavere. Dette ville skapt en høy hydraulisk gradient, slik at subglasialt vann vil ha kunnet strømme gjennom sprekkeplan i marmorsekvensen og ut i Slammerbekkdalen.

Selv om grotta er aktiv i den subglasiiale dreneringen kan ikke dette alene forklare labyrintdannelsen. Modellering av subglasial grottedannelse gjort av Skoglund et al. (2010) har vist at utvikling av labyrinter skjer i utløpsområdet, enten ved en forhøyet hydraulisk gradient eller en økning i aggressiviteten til vannet. For at labyrintdannelse skal ha kunnet skje har det derfor enten vært tilgang på aggressivt vann, og/eller at en overliggende is i utløpsområdet har begrenset utstrømmingen. Tilgang på aggressivt vann kan enten skje ved at det subglasiiale vannet har vært i kontakt med atmosfæren før det entret grottesystemet, eller ved en tilsats av syre gjennom reaksjon med pyritt fra skiferen. Da en kombinasjon av disse kan være mulig, er det mest nærliggende å tro at labyrinten er et resultat av at en overliggende is har begrenset utløpet.

På grunn av at grotta bare vil ha vært aktiv under perioder med maksimal isutbredelse er det stor sannsynlighet for at den er av gammel alder, da utviklingen av grottesystemet har skjedd ved svært lave oppløsningsrater. Modellering gjort av Lauritzen og Skoglund (2013) viser hvordan gjennombruddstiden, og tiden det tar for en passasje å nå en diameter på 2 m etter gjennombrudd, varierer med ulike klimatiske forhold. For de ulike forholdene er tiden henholdsvis: Interglasial 2,3 og 2,2 ka, supraglasial 25 og 3,3 ka, deglasial 56 og 38 ka og glasialt maksimum 104 og 41ka. Under glasiiale maksimum vil gjennombruddstiden være 45 ganger lengre enn under interglasialer, og utviklingstiden til passasjen etter gjennombrudd vil være 20 ganger lengre. De supraglasiale tidene er derimot ikke så forskjellig fra de interglasiale, slik at grottedannelsen vil ha kunnet foregå svært fort i perioder hvor vann av denne komposisjonen har vært involvert. Dette kan ha skjedd under perioder da isen trakk seg

## DISKUSJON

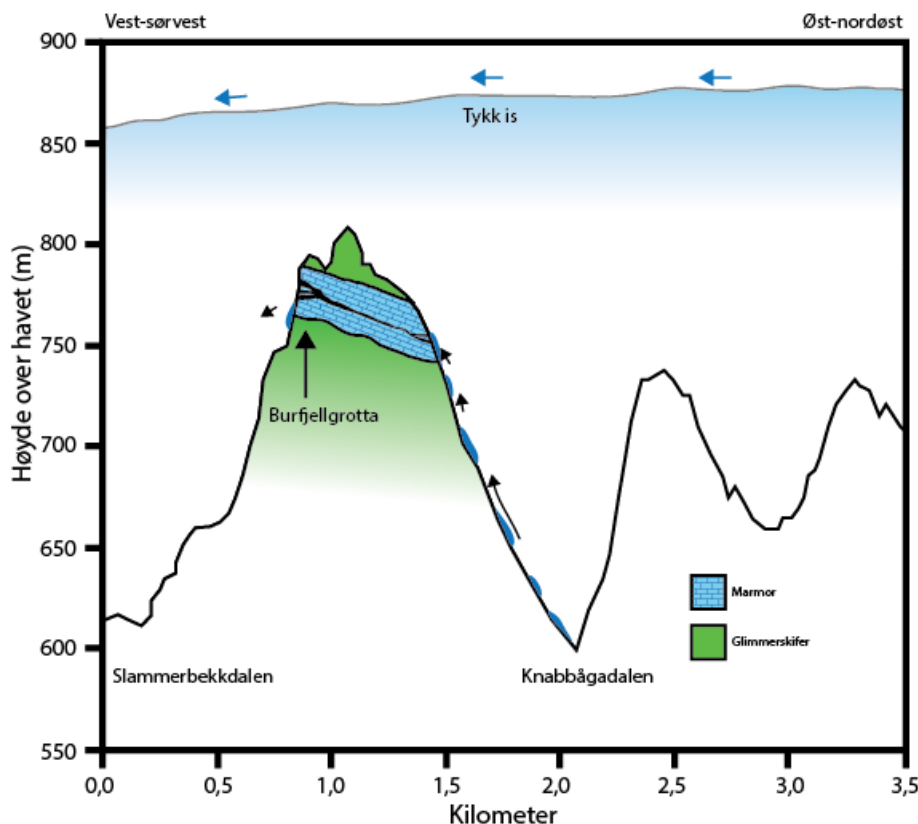
tilbake, hvor eventuelle supraglasiale vannmengder kunne strømme ned til sålen via englasiale kanaler.

Tidene utregnet av Lauritzen og Skoglund (2013) er gjort på et domene av 200 m x 100x. For Burfjellgrotta er domenet større enn dette, slik at gjennombruddstiden vil være lengre 104 ka. Hvis grottedannelsen kun har skjedd under glasiiale maksimums forhold vil tiden for å utvikle en sprekk til Italia størrelse kreve svært lang tid med konstante vannfylte forhold. Ut i fra dette er det klart at Burfjellgrotta er av svært gammel alder, og det er naturlig å tro at den er gjenværende rester av et større grottesystem.

### 5.6 Dannelsesforløp

Initieringen av Burfjellgrotta startet med utviklingen av en enkel dreneringsrute, Italia.

Dannelsen har trolig skjedd under glasiiale maksimum og brefremstøt, hvor isbevegelsen har vært mot vest, noe som har tillatt reversert vannstrøm. Utløpsområdet i Slammerbekkdalen har også vært dekket av is, slik at dreneringen fra grotta har vært hemmet. Dette har økt den hydrauliske gradienten, slik at et strømningsnettverk har begynt å danne seg langs kontakten mellom isen og marmoren (figur 5.6)



Figur 5. 6 Modell som viser hvordan Burfjellgrotta kan ha blitt dannet subglasialt. Topografien er generert med høydeprofil i norgeskart. Istykkelsen er ikke eksakt, men denne høyden ble valgt da den passet modellen best. Modellen er basert på høydeprofil generert fra [www.norgeskart.no](http://www.norgeskart.no).

## DISKUSJON

Strømningsnettverket har over tid gradvis vokst sørover, hvor de dypere delene av grotta har forsynt de mange forgreiningene i overflaten. Grottedannelsen har skjedd i periodisk, med alternerende aktive og inaktive/vadose perioder.

Størrelsesforskjellen til de ulike delene av grotta skyldes trolig at Italia har fungert som en dreneringsrute, hvor mesteparten av vannet har blitt drenert gjennom. De minkende passasjestørrelsene sørover skyldes derfor økende avstand til Italia. Den hydrauliske gradienten i disse delene av grotta vil ha vært lavere enn i Italia, og dermed vil utskiftningen av vann ha foregått tregere.



### **Konklusjon**

Målet med denne oppgaven har vært tredelt: Sammenstilling av et grottekart over hele Burfjellgrotta, gjennom kjemiske analyser og strukturgeologiske målinger av litologien finne ut om grotta ligger i de mest løselige delene av sekvensen og danne en plausibel dannelsesmodell over hvordan grotta kan ha blitt dannet.

- Ut i fra kjemiske analyser av litologien er det grunnlag nok til å si at store deler av Burfjellgrotta ligger i de mer løselige delene av sekvensen. Lokaliseringen av passasjer ser ut til å være styrt av en kombinasjon av både tilgjengelige sprekker og løselighet.
- På grunn av det det labyrintformede passasjemønsteret, den topografisk hengende posisjonen og de freatiske passasjene, er det stor sannsynlighet for at Burfjellgrotta er dannet subglasialt. Vannstrømmen må ha vært topografisk reversert for at labyrintdannelse skal ha kunnet skje i utløpsområdet.
- Hele grotta har ikke vært aktiv samtidig. Italia er den delen eldste delen av grotta, og har vært aktiv lengst. Etter hvert har det blitt utviklet et strømningsnettverk som gradvis har vokst sørover.
- Grotta er dannet etter to steiltstående, kryssende sprekkesett med strøktrendene nordnordøst-sørsørvest og nordnordvest-sørsørøst. Orienteringen til sprekkesettene er forenelig med regionale lineamenter.
- Det har ikke blitt funnet noe i grotta som kan være med på å gi den en alder. Størrelsen på passasjene er et tegn på hvor lenge de har vært aktive, slik at det er høy sannsynlighet for at Burfjellgrotta er av svært gammel alder, og at den også er gjenværende rester av et større grottesystem.
- I tiden etter grotta har vært freatisk aktiv har den hatt mindre perioder med vados aktivitet.

## LITTERATUR

- Anderson, E. (1951). The Dynamics of Faulting. *Oliver and Boyd, Edinburgh*.
- Bergh, S. G., Eig, K., Kløvjan, O. S., Henningsen, T., Olesen, O. & Hansen, J.-A. (2007). The Lofoten-Vesterålen continental margin: a multiphase Mesozoic-Palaeogene rifted shelf as shown by offshore-onshore brittle fault-fracture analysis. *Norwegian Journal of Geology*, 87, 29-58.
- Blake, K. P. & Olsen, L. (1999). Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, og isolation of a large ice mass in front of the Fennoscandian Ice Sheet. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 53(1), 1-16.
- Brekke, H. (2000). The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin, with emphasis on the Voring and More basins. *Special Publication-Geological Society of London*, 167, 327-378.
- Curl, R. L. (1974). Deducing flow velocity in cave conduits from scallops. *National Speleological Society Bulletin*, 36(2), 1-5.
- Dreybrodt, W., Gabrovšek, F. & Romanov, D. (2005). *Processes of a Speleogenesis [sic]: A Modeling Approach* (Vol. 4): Založba ZRC.
- Finnesand, T. & Aarstad, H. Ø. (2011). Slammerbekkgrottene. *Norsk Grotteblad*, 57, 16-25.
- Ford, D. C. & Williams, P. (2007). *Karst hydrogeology og geomorphology*: John Wiley & Sons.
- Fossen, H., Pedersen, R., Bergh, S. & Andresen, A. (2006). En fjellkjede blir til. Oppbygningen av Kaledonidene; ca 500–405 millioner år. *Landet blir til. Norges geologi. Norsk geologisk forening*, 178-229.
- Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dehls, J. & Roberts, D. (2002). Tectonic lineaments of Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 82(3), 153-174.
- Hooke, R. (1989). Englacial and subglacial hydrology: a qualitative review. *Arctic and Alpine Research*, 221-233.
- Horn, G. (1947). Karsthuler i Nordland. *Norges Geologiske Undersøkelse 165* (pp. 1-77).
- Jeffery, G. H., Bassett, J., Mendham, J. & Denney, R. C. (1989). *Vogel's Textbook of Quantitative Chemical Analysis*.
- Kirkland, R. J. (1958). The Karst of South Svartisen.
- Lauritzen, S.-E. (1982). The paleocurrents and morphology of Pikhåggrottene, Svartisen, North Norway.
- Lauritzen, S.-E. (1987). *Litt om karstformer*. Paper presented at the Kompendium, Geologisk institutt, UiB.
- Lauritzen, S.-E. (1990). Tertiary Caves in Norway: a Matter of Relief and Size. *Cave Science*, 17(1), 31-38.
- 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).
- Lauritzen, S.-E. (2010). Grotter. *Norges ukjente underverden*. Oslo. Tun Forlag.
- Lauritzen, S.-E. (2012a). *Dissolution of calcite in glacial water; evidence of inhibition and consequences for subglacial speleogenesis*. Paper presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts.
- Lauritzen, S.-E. (2012b). GEOV 221 Kompendium.
- Lauritzen, S.-E. & Lauritsen, Å. (1995). Differential diagnosis of paragenetic and vadose canyons. *Cave and Karst Science*, 21(2).

- Lauritzen, S.-E., Lovlie, R., Moe, D. & Ostbye, E. (1990). Paleoclimate Deduced from a Multidisciplinary Study of a Half-Million-Year-Old Stalagmite from Rana, Northern Norway. *Quaternary Research*, 34(3), 306-316.
- Lauritzen, S.-E. & Skoglund, R. Ø. (2013). Glacier Ice-Contact Speleogenesis *Treatise on Geomorphology* (Vol. 6, pp. 363-396): Elsevier.
- Lauritzen, S. (1986). Kvithola at Fauske; Northern Norway: an example of ice-contact speleogenesis. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 66(2), 153-161.
- Linge, H. (2014). [Personlig kommunikasjon].
- Mangerud, J. (2004). Ice sheet limits in Norway og on the Norwegian continental shelf. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 271-294.
- Mangerud, J., Jansen, E. & Landvik, J. Y. (1996). Late Cenozoic history of the Scandinavian og Barents Sea ice sheets. *Global og Planetary Change*, 12(1-4), 11-26.
- Mangerud, J., Sejrup, H.-P., Sønstegaard, E. & Haldorsen, S. (1981). A continuous Eemian-Early Weichselian sequence containing pollen og marine fossils at Fjøsanger, western Norway. *Boreas*, 10(2), 137-208.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, O. & Matthews, J. A. (2008). Norwegian mountain glaciers in the past, present og future. *Global og Planetary Change*, 60(1-2), 10-27. doi: Doi 10.1016/J.Gloplacha.2006.08.004
- Olesen, O., Gjelle, S., Henkel, H., Karlsen, T., Olsen, L. & Skogseth, T. (1995). Neotectonics in the Ranafjorden area, northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, 427, 5-8.
- Olsen, L., Mejdahl, V., Selvik, S. Ø. F. & undersøkelse, N. g. (1996). *Middle og Late Pleistocene Stratigraphy, Finnmark, North Norway*: Geological Survey of Norway.
- Oxaal, J. (1914). Kalkstenshuler i Ranen. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 69, 1-46.
- Palmer, A. N. (1991). Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1), 1-21.
- Pasini, G. (2009). A terminological matter: paragensis, antigravitative erosion or antigravitational erosion? *International Journal of Speleology*, 38(2).
- Plummer, L., Wigley, T. & Parkhurst, D. (1978). The kinetics of calcite dissolution in CO<sub>2</sub>-water systems at 5 degrees to 60 degrees C og 0.0 to 1.0 atm CO<sub>2</sub>. *American Journal of Science*, 278(2), 179-216.
- Sejrup, H. P., Larsen, E., Landvik, J., King, E. L., Haflidason, H. & Nesje, A. (2000). Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway og the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*, 19(7), 667-685.
- Skoglund, R. O. & 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.
- Skoglund, R. Ø., Lauritzen, S.-E. & Gabrovšek, F. (2010). The impact of glacier ice-contact and subglacial hydrochemistry on evolution of maze caves: A modelling approach. *Journal of Hydrology*, 388(1), 157-172.
- Skutlaberg, S. (2003). *Paleohydrogeologi, bruddgeometri og litostratigrafi i Grønli-Setergrottesystemet Mo i Rana*.
- Sveian, H., Aa, A. R. & Kjærnes, P. A. (1979). Isbevegelser og isavsmeltning i den sentrale delen av Saltfjellet, Nordland, Nord-Norge *Norges Geologiske Undersøkelse* (Vol. 348, pp. 1-20).
- Søvegjarto, U., Marker, K., Graversen, O. & Gjelle, S. (1988). Berggrunnskart Mo i Rana 1927 I: 1: 50 000. *Bulletin. Norges geologiske undersøkelse*.
- Veres, D. S. (2012). A Comparative Study Between Loss on Ignition and Total Carbon Analysis on Mineralogenic Sediments. *Studia UBB, Geologia*, 47(1), 171-182.

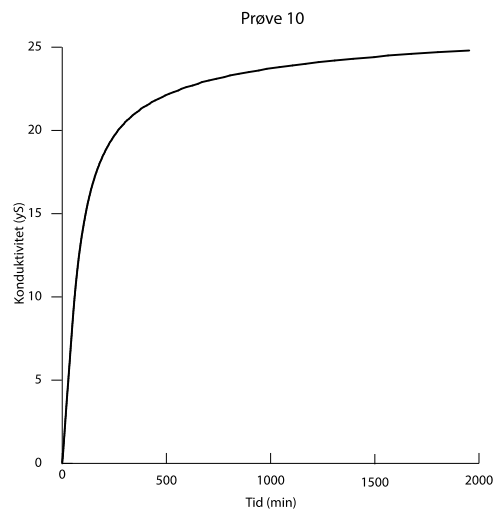
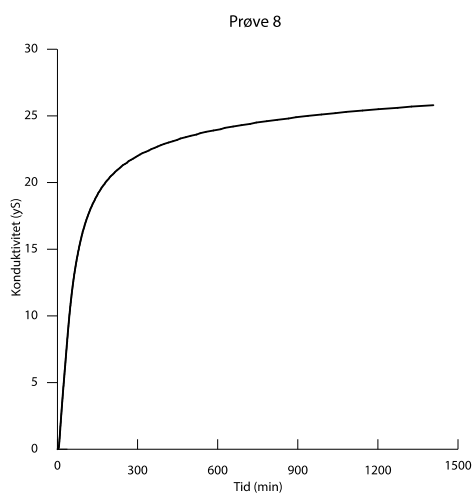
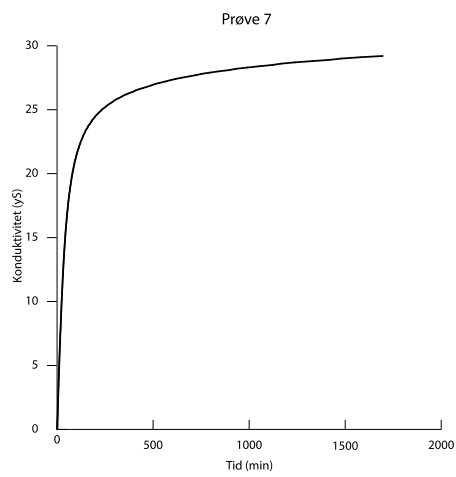
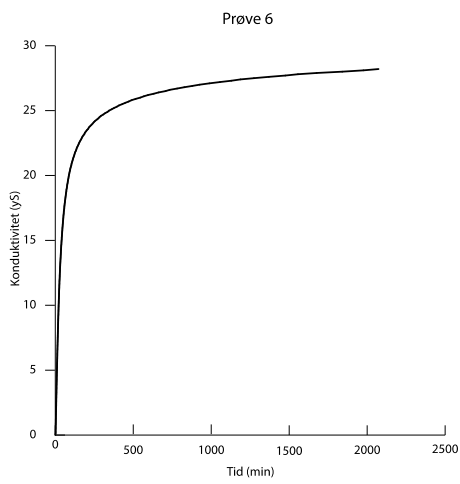
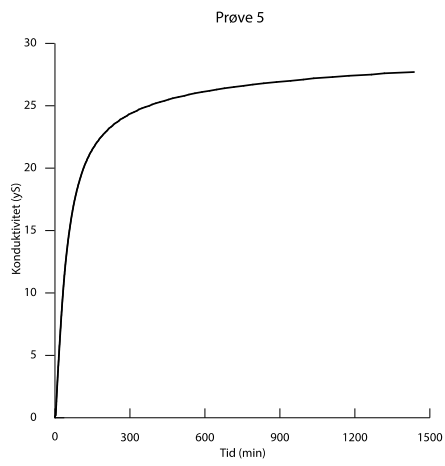
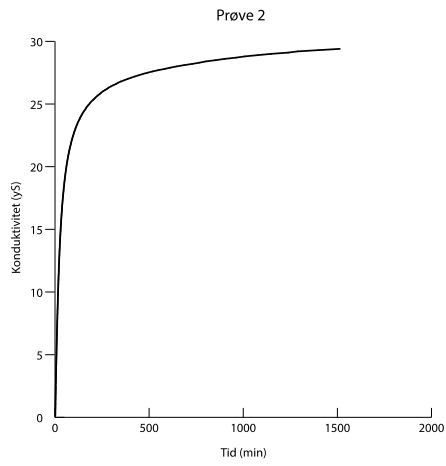
- Vorren, T. & Mangerud, J. (2006). Istider kommer og går. *Landet blir til. Norges geologi*, 478-531.
- Weertman, J. (1972). General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet. *Reviews of Geophysics*, 10(1), 287-333.

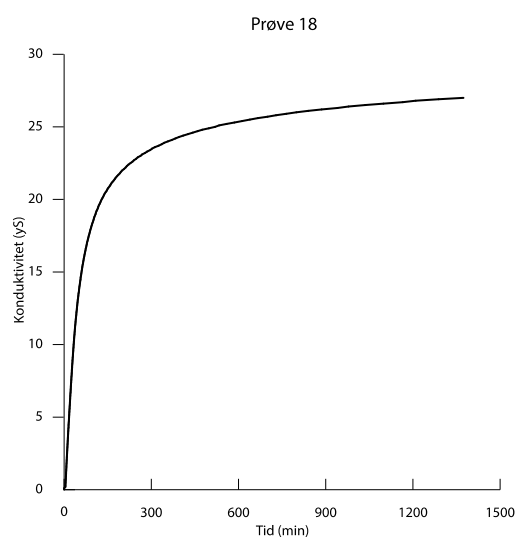
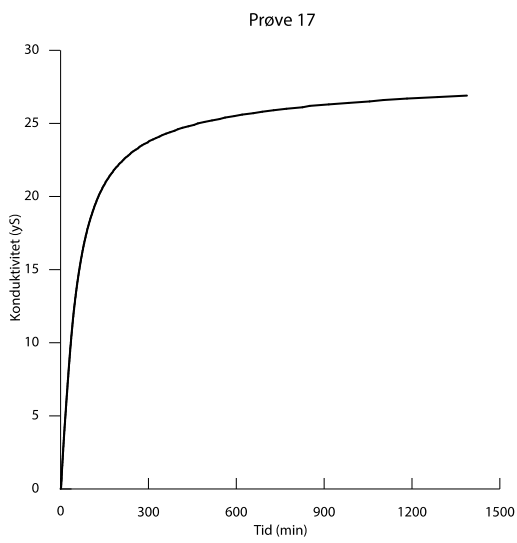
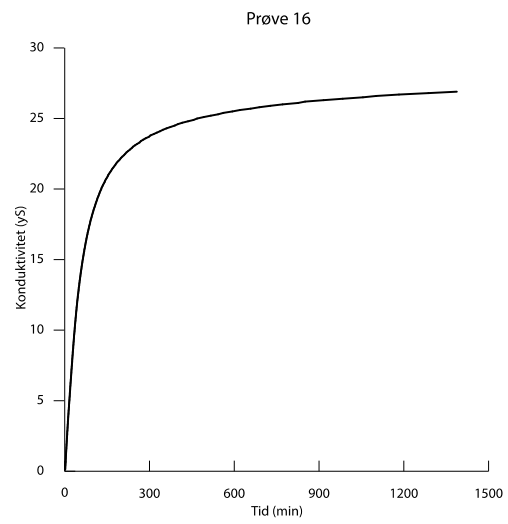
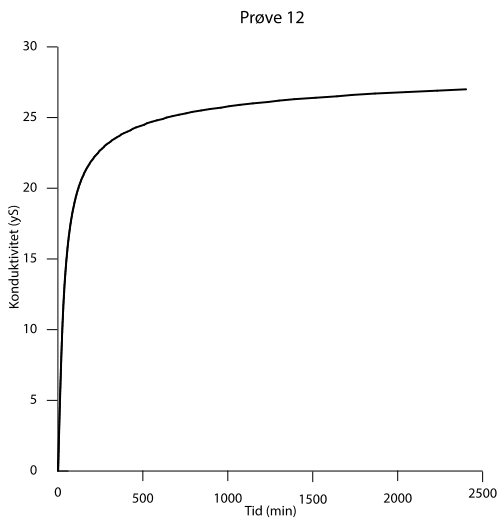
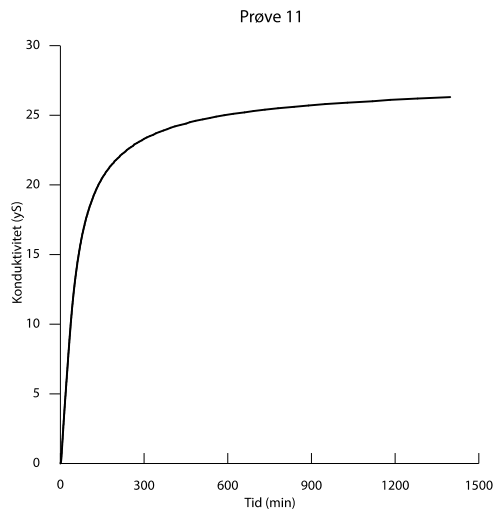
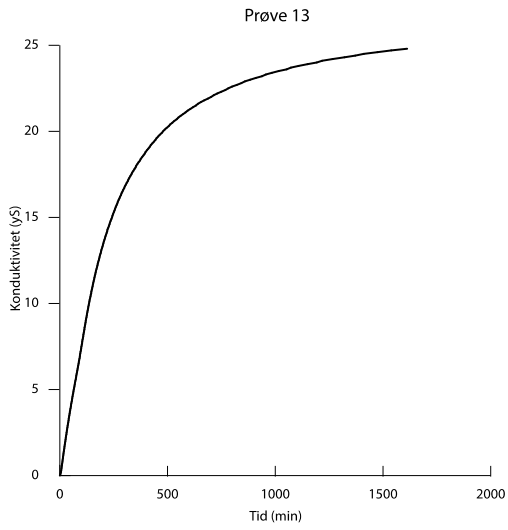
Nettsider:

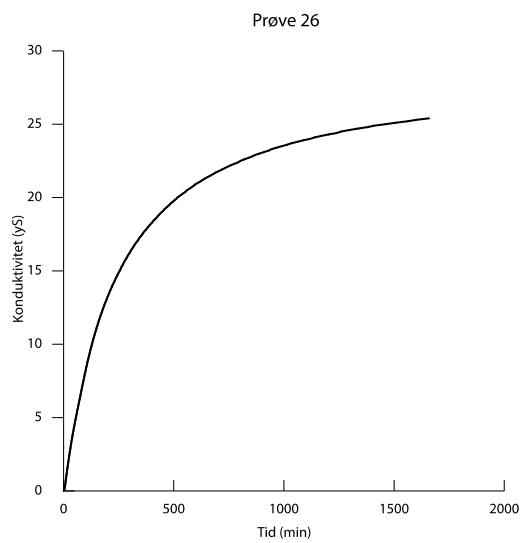
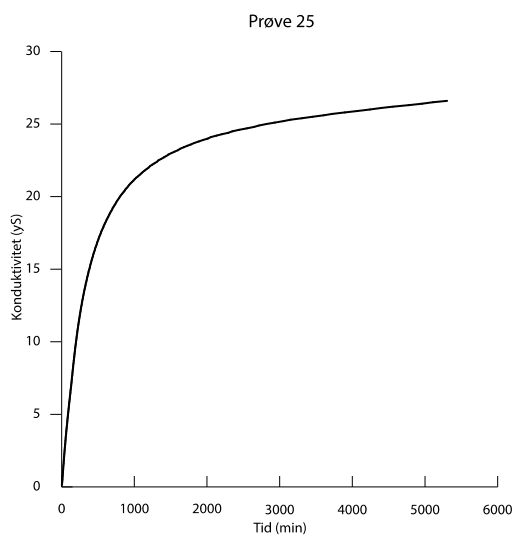
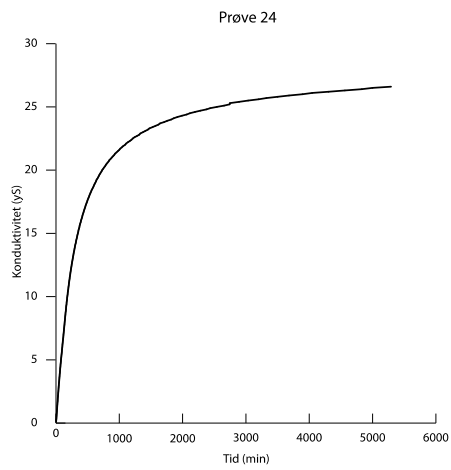
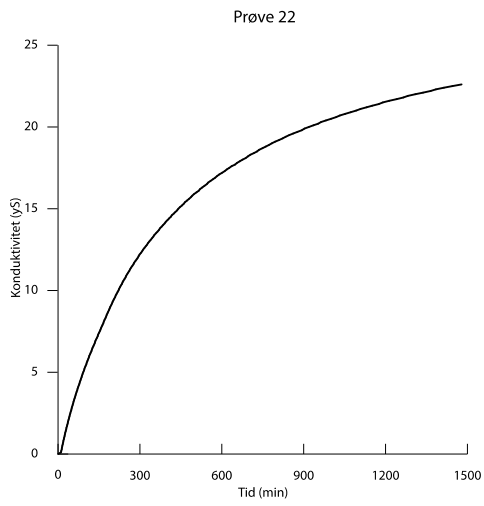
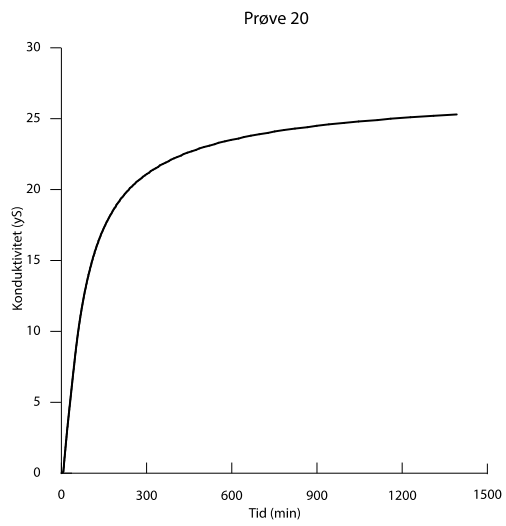
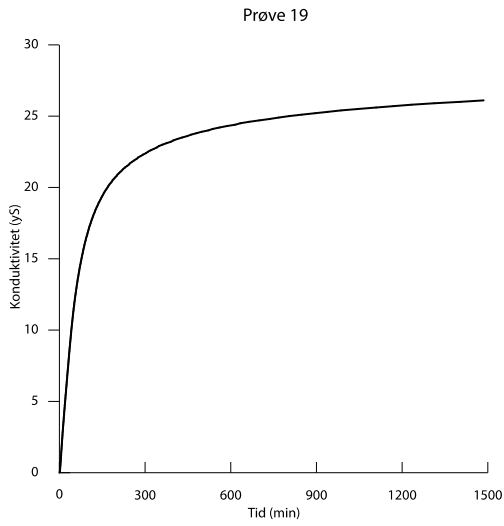
[www.norgeskart.no](http://www.norgeskart.no)

# Vedlegg

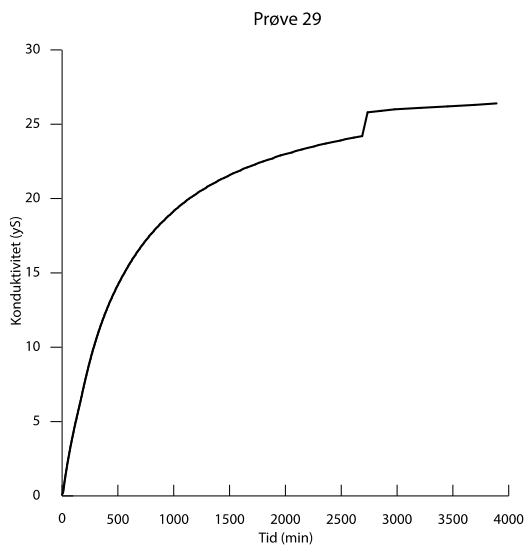
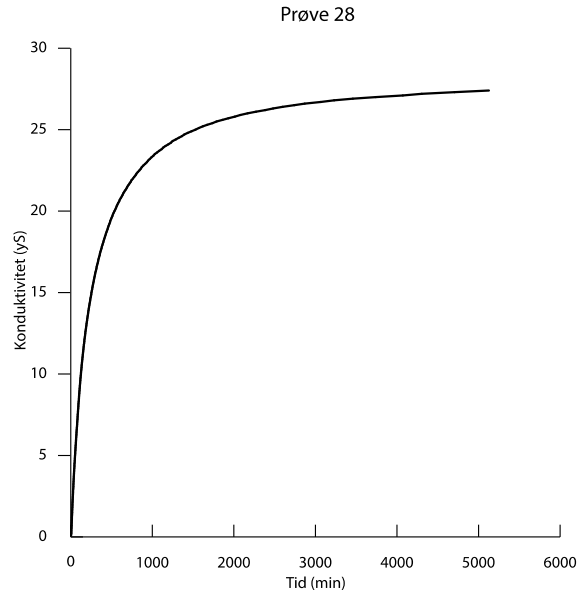
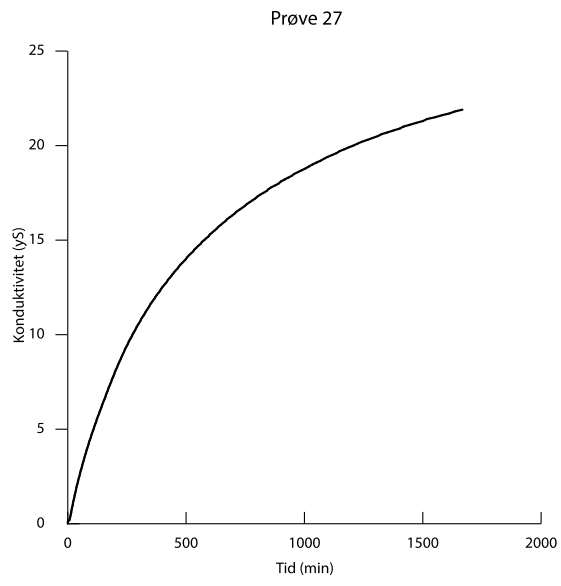
## Konduktivitet mot tid



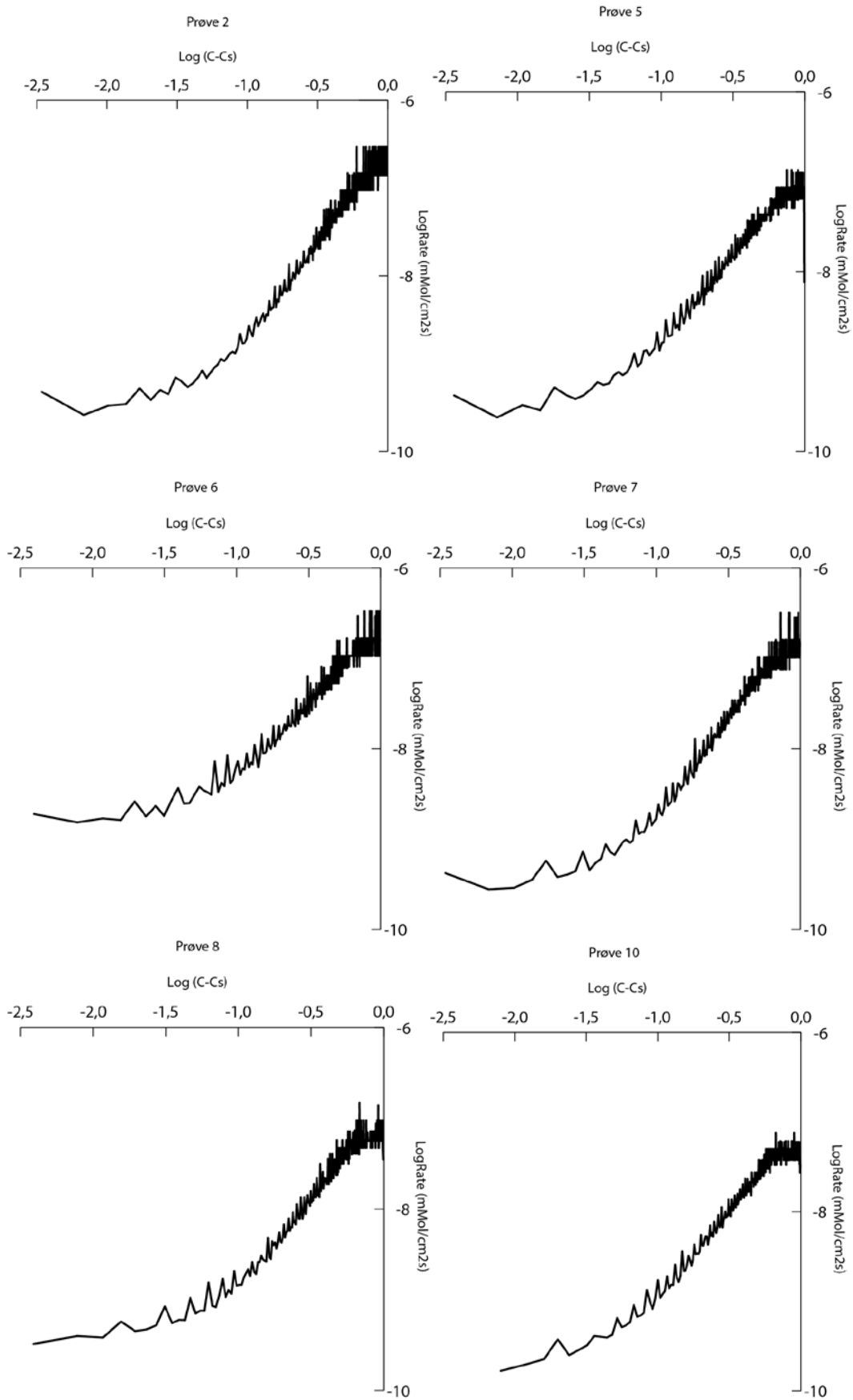


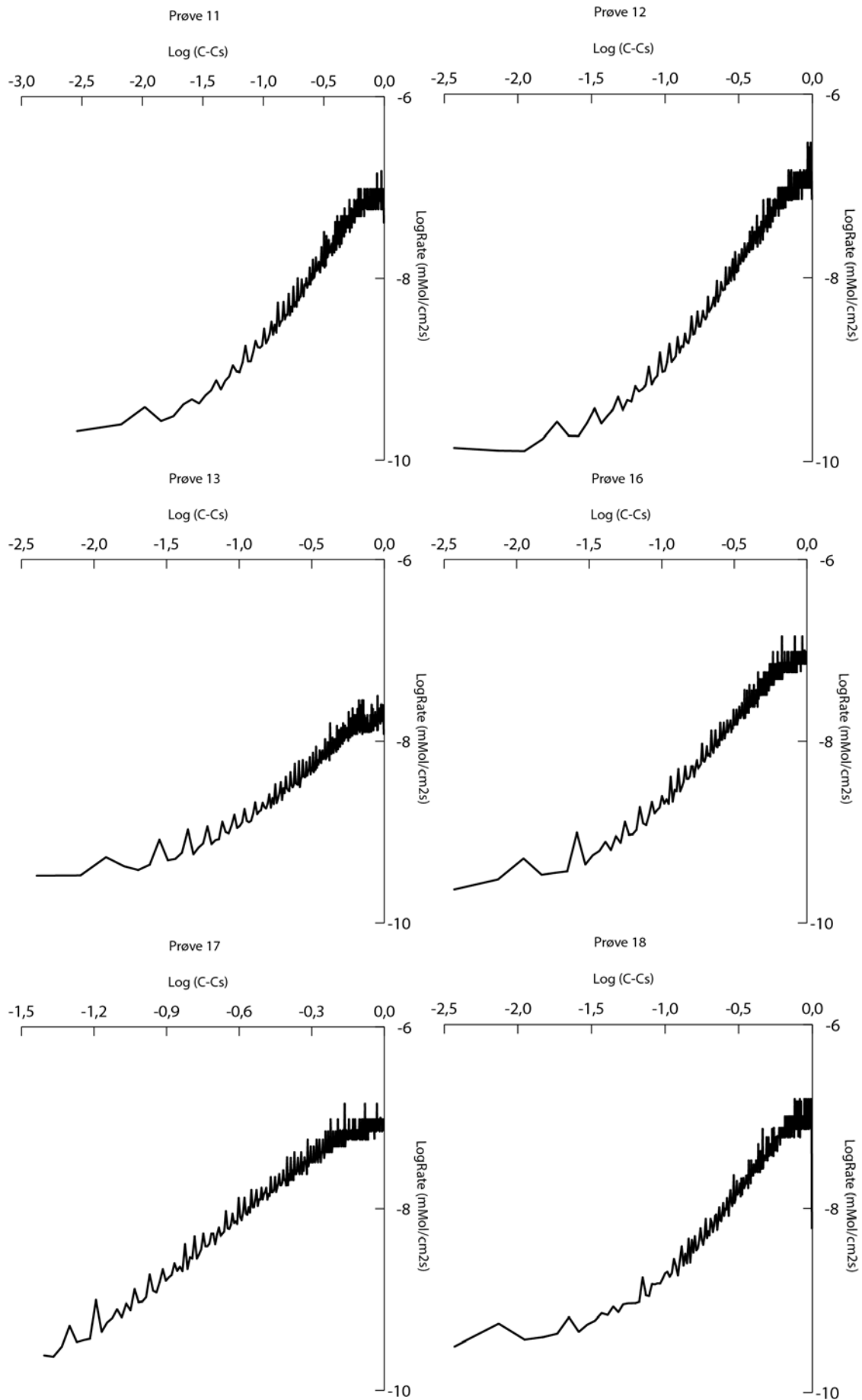


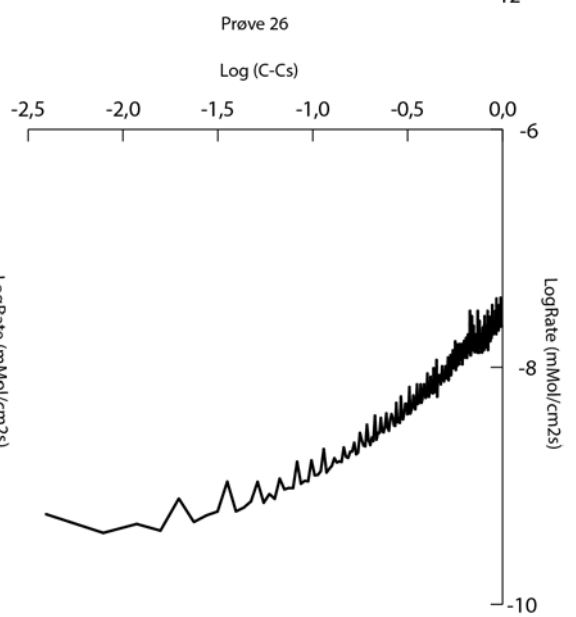
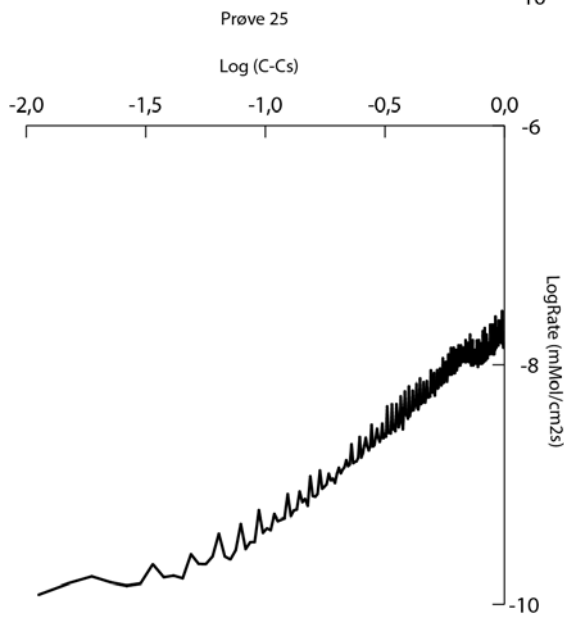
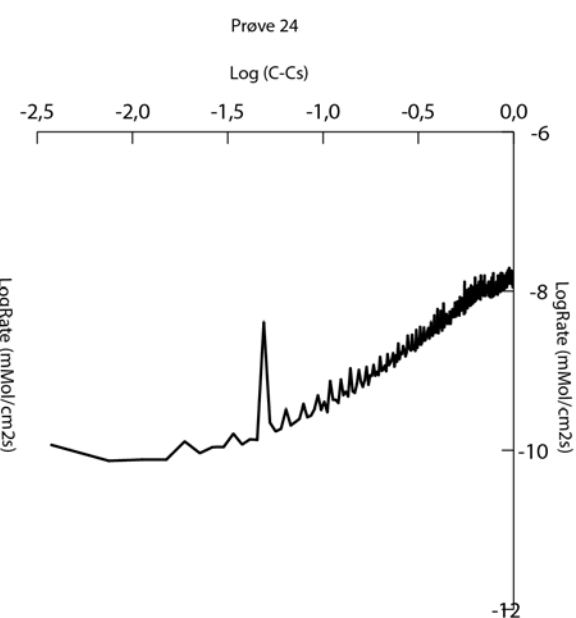
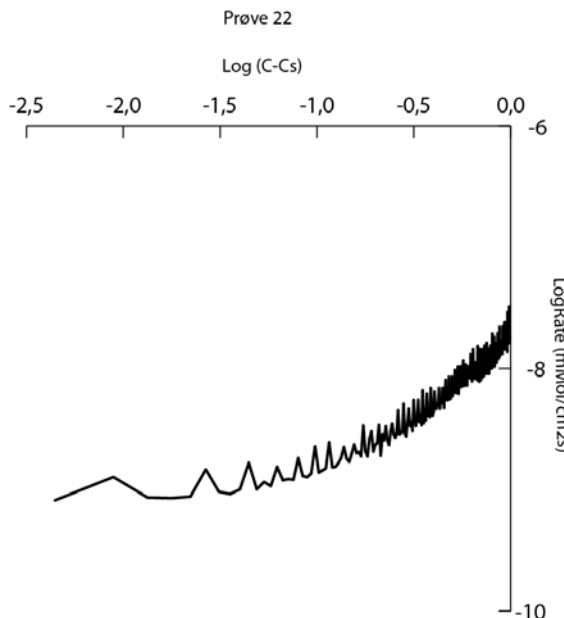
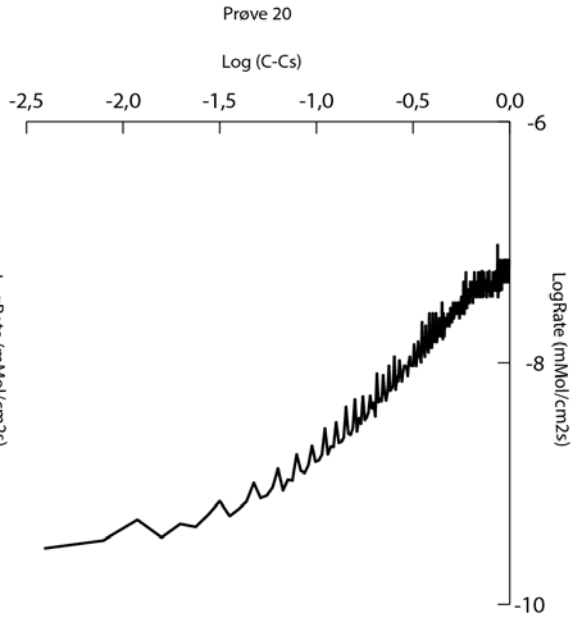
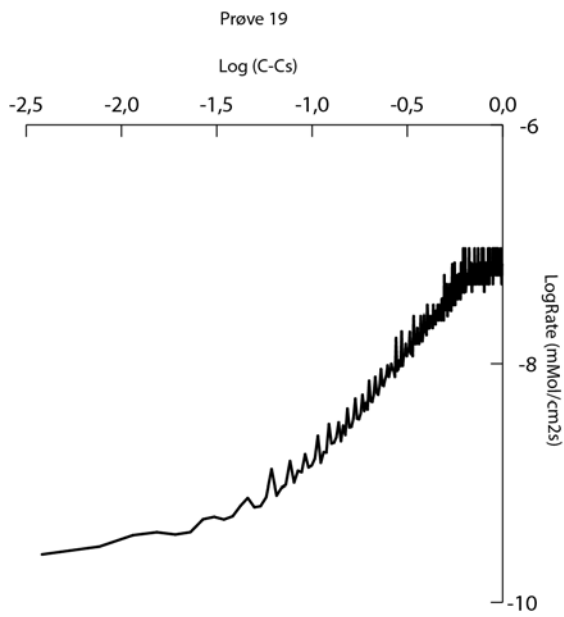


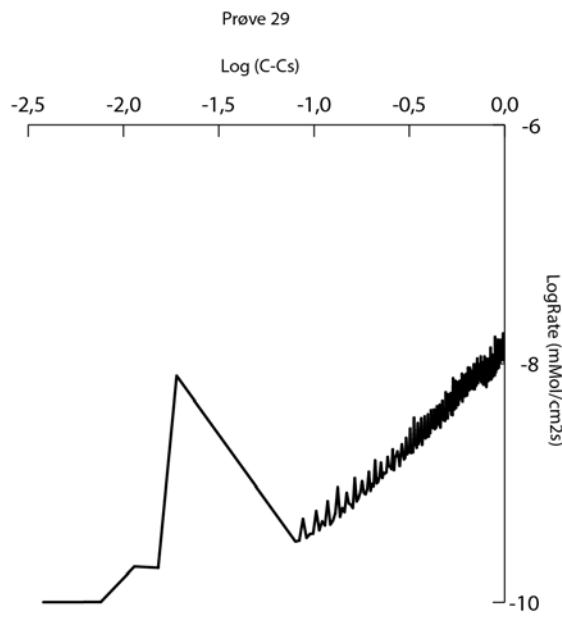
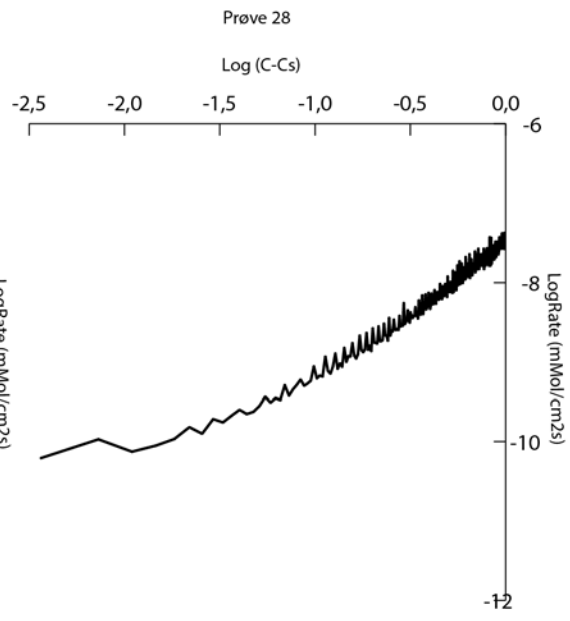
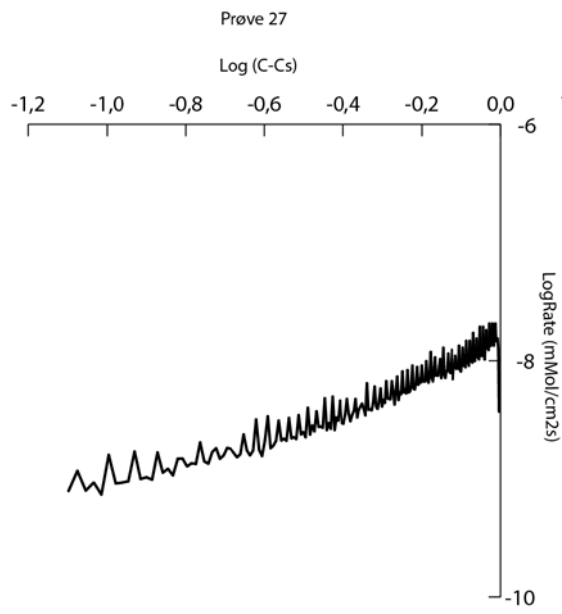


# Lograte (mMol/cm<sup>2</sup>s) mot Log (C-Cs)









# Kart over Burfjellgrotta



## Burfjellgrotta

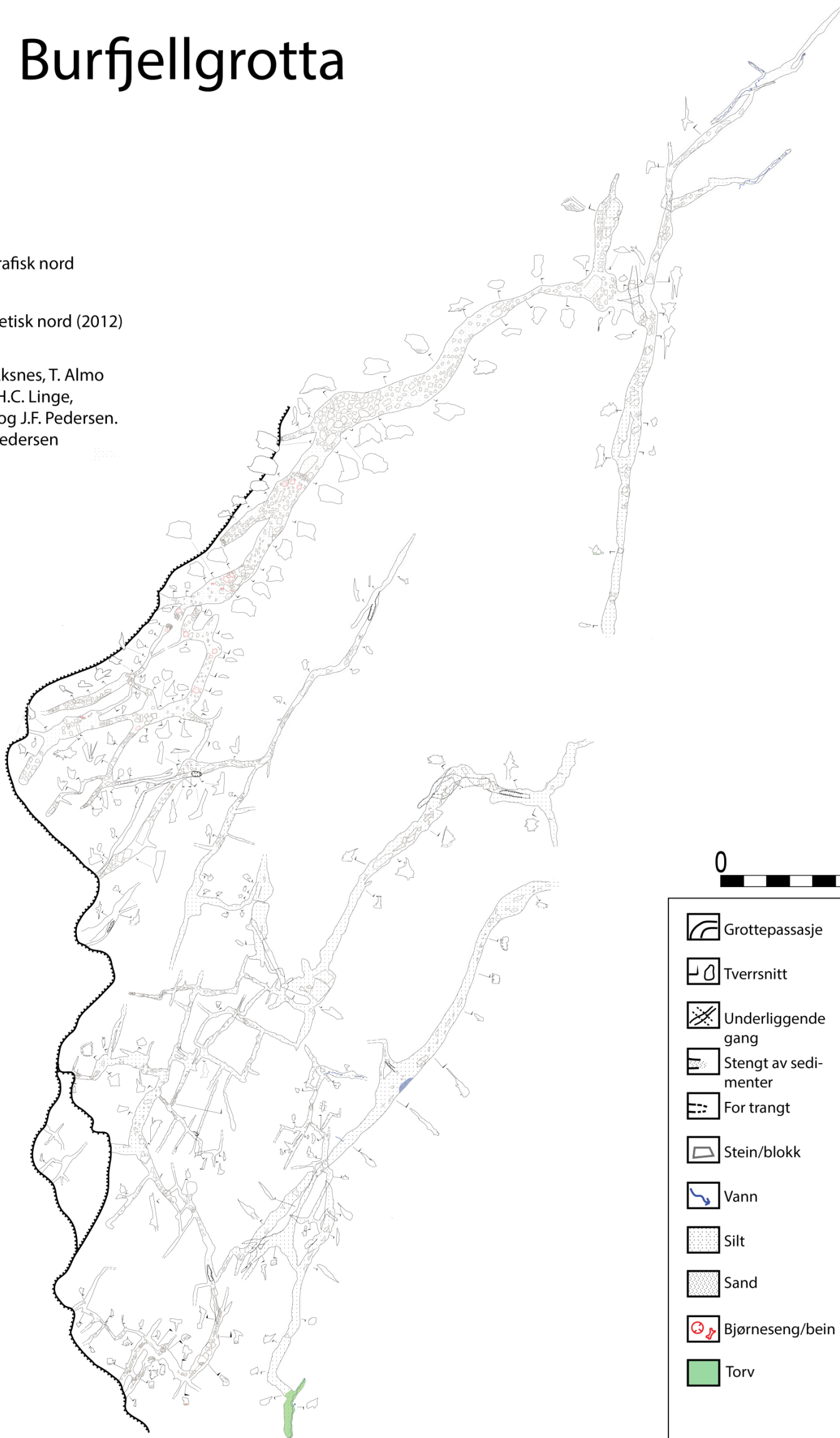


Geografisk nord



Magnetisk nord (2012)

Kartlagt av S. Aksnes, T. Almo  
S.E. Lauritzen, H.C. Linge,  
R.Ø. Skoglund og J.F. Pedersen.  
Tegnet av J.F. Pedersen



0 50 m

-  Grottepassasje
-  Tverrsnitt
-  Underliggende gang
-  Stengt av sedimenter
-  For trangt
-  Stein/blokk
-  Vann
-  Silt
-  Sand
-  Bjørneseng/bein
-  Torv