

Gjennom grottekartlegging og kjemiske
analyser studere lengdesnittet av
Plurdalen og dannelsen av Pluragrotta

Masteroppgave i kvartærgeologi

av

Heidi Ims



Institutt for geovitenskap

UNIVERSITETET I BERGEN

Juni 2015

Forord

Først vil jeg takke min veileder Stein-Erik Lauritzen for å ha vist meg en ny verden inni grottene! Jeg vil takke for god veiledning og en spennende oppgave.

Jeg vil takke Sverre Aksnes for god hjelp i laboratoriet og for bilder tatt under feltarbeidet.

Takk til Cathrine Espeland som har vært min samarbeidspartner i to år. Takk for feltperioden i Plurdalen, kjøreturen og alle timene i samarbeid om grottekartene. Disse to årene hadde ikke vært det samme uten deg!

Til slutt vil jeg takke Elin Thorsheim og Håvard Ims for korrekturlesing av oppgaven.

Bergen, juni 2015

Heidi Ims

Sammendrag

Denne oppgaven har hatt som formål å studere lengdesnittet av Plurdalen i Rana. Metoden har vært tredelt i form av grottekartlegging, lokalisering av erosjonsbasis og utføring av kjemiske vannanalyser.

Det ble kartlagt tørrlagte grotter langsmed øvre delen av Plurdalen for å underbygge hvordan dalutviklingen kan ha foregått. Grottekartleggingen foregikk i to grottesystemer, Pluras elvegjel og Isgrotta. Det ble kartlagt 397,7m av Pluras elvegjel hvor tilknyttede grotter langsmed gjelet viser til ulike alderstrinn av elvenedskjæringen. Det ble også påbegynt en kartlegging av Isgrotta som er ei tørrlagt vados grotte høyere i terrenget, og som viser til et enda tidligere stadium av dalutviklingen. Isgrotta har en minimumsalder på 5ka.

Pluragrotta er ei dyptgående freatisk sløyfe der noen av passasjene er tørrlagte. Bestemmelse av erosjonsbasis ble lokalisert 388m o.h. like nedenfor kilden til Pluragrotta. Observasjonen leder mot en teori der senkende erosjonsbasis har ført til tørrleggingen av de øvre passasjene i Pluragrotta og videre grottedannelse i de dypereliggende sprekke. Pluragrotta har gjennom tracerundersøkelser gitt en minimumsalder på 3,3ka.

Det ble utført kjemiske vannanalyser for å underbygge endringer i oppløsning langs Plura-elvas lengdesnitt. Den kjemiske oppløsningen av marmor ble påvist ved måling og utregning av ledningsevne, pH, alkalinitet og total hardhet. Resultatene viser at det er størst oppløsning av marmor ved lokaliteter i direkte kontakt med grottesystemer, henholdsvis Sprutforsen og Pluragrotta.

Innhold

FORORD	I
SAMMENDRAG	III
INNHold	V
1 INNLEDNING	1
1.1 PROBLEMSTILLING	1
1.2 OMRÅDEBESKRIVELSE	2
1.3 BERGGRUNNSGEOLOGI	3
1.4 KVARTÆRGEOLOGISK HISTORIE	5
1.4.1 Klimaendringer	5
1.4.2 Tidligere istider	5
1.4.3 Svartisen	5
1.5 TIDLIGERE FORSKNING OG UNDERSØKELSER I OMRÅDET	7
2 TEORETISK BAKGRUNN	10
2.1 KARST OG KARBONATKJEMI	10
2.1.1 Oppløsning av kalsitt	10
2.1.2 pH-avhengighet	12
2.1.3 Oppløsning av dolomitt	13
2.1.4 Oppløsning som følge av pyritt	14
2.2 GROTTEDANNELSE	15
2.3 KARSTHYDROLOGI	16
2.3.1 Akviferer	16
2.3.2 Karstsoner	17
2.3.3 Kilder	19
2.3.4 Passasjemorfologi	20
2.3.5 Forgreinete grotter og labyrintgrotter	23
2.3.6 Strømskåler	23
2.3.7 Doliner	24
2.4 HYDROLOGI OG GROTTEDANNELSE I STRIPEKARST	24
2.4.1 Isbre-kontakt	26
3 GROTTKARTLEGGING OG FELTMETODER	27
3.1 GROTTKARTLEGGING	27
3.2 ANALYSE AV KARSTVANN	31
3.2.1 Ledningsevne og pH	31
3.2.2 Sporstoffundersøkelser i karst	33
3.3 LABORATORIEARBEID	37
3.3.1 Total hardhet	37
3.3.2 Alkalinitet	41
3.4 BEHANDLING AV USIKKERHETER I KJEMISKE ANALYSER	43
4 RESULTATER	44
4.1 OBSERVASJONER I FELT	44
4.1.1 Kartlegging og beskrivelse av grottene i Pluragjelet	44
4.1.2 Kartlegging og beskrivelse av Isgrotta	57
4.1.3 Erosjonsbasis	61
4.1.4 Relativ saltfortynningsmetode	61
4.1.5 Oppløsningsrater og tidsestimering av grottedannelse	63
4.1.6 pH- og konduktivitetmålinger av vannprøver	67

4.2	RESULTATER FRA LABORATORIEARBEID	68
4.2.1	<i>pH- og konduktivitetsmålinger av vannprøver</i>	68
4.2.2	<i>Kompleksiometrisk titreringsanalyser</i>	69
4.2.3	<i>Alkalinitet</i>	70
5	DISKUSJON	72
5.1	INNLEDNING	72
5.2	VANNPRØVER.....	72
5.2.1	<i>pH</i>	72
5.2.2	<i>Ledningsevne</i>	72
5.2.3	<i>Total Hardhet</i>	73
5.2.4	<i>Alkalinitet</i>	73
5.3	DEN RELATIVE SALTFORTYNNINGSMETODEN.....	73
5.4	GROTTEDANNELSE I PLURAGJELET	74
5.5	DANNELSE AV ISGROTTA.....	74
5.6	OPPLØSNING AV PLURAGROTTA	75
5.7	DANNELSESFORLØP AV PLURAGROTTA	76
5.7.1	<i>Erosjonsbasis</i>	76
5.7.2	<i>Pluragrotta</i>	76
5.8	DANNELSESFORLØP PLURDALEN	79
5.9	FORSLAG TIL VIDERE ARBEID	81
6	KONKLUSJON	82
7	REFERANSER	83
	APPENDIX	85

1 Innledning

1.1 Problemstilling

Plurdalen i Rana er et dalsystem som, i motsetning til nabodalene, har sterkt fluvialt preg. Dalen er meget rik på grotter som er utviklet i flere nivåer og der morfologi kan relateres til trinn i dalutviklingen. I denne oppgaven skal det kartlegges tørrlagte grotter langsmed øvre delen av Plurdalen for å underbygge hvordan dalutviklingen kan ha foregått.

I Plurdalen finnes en av Norges største vannfylte grotter, Pluragrotta og en enorm kollapsdoline som er mer enn 200m dyp, begge er utypiske for karstformene ellers i Norge. Det skal i denne oppgaven ses om en kan kartlegge erosjonsbasis for denne grotta for videre å finne en teori for dannelse av den dyptgående Pluragrotta.

Det skal i tillegg utføres kjemiske vannanalyser i Plurdalen for å kunne estimere løseligheten av marmoren samt hvordan den endres langsmed løpet av Pluragrotta.

Oppgaven har som fordel at den kan utfylles med oppgaven til Cathrine Espeland som studerer tverrsnittet av dalen og forvitningsanalyser som kan relateres til istidshistorien av dalen.

1.2 Områdebeskrivelse

Plurdalen befinner seg ca. 30km i luftlinje sørøst for Mo i Rana i Nordland. Dalen ligger mellom Slagfjellet 927m o.h. og Kallfjellet 819m o.h.. Gjennom dalen renner elva Plura som strekker seg fra Kallvatnet i sørøst og nordvest mot Mo i Rana til utløpet i Ranafjorden. Plura er sterkt påvirket av Kallvatnet som i dag er oppdemmet og dermed begrenser vannføringen i elva.



Figur 1-1 Kart over feltområdet. Plurdalen er markert innenfor markeringen på norgeskartet og med pil øst for Mo i Rana. Kartene er hentet fra norgeskart.no.

1.3 Berggrunnsgeologi

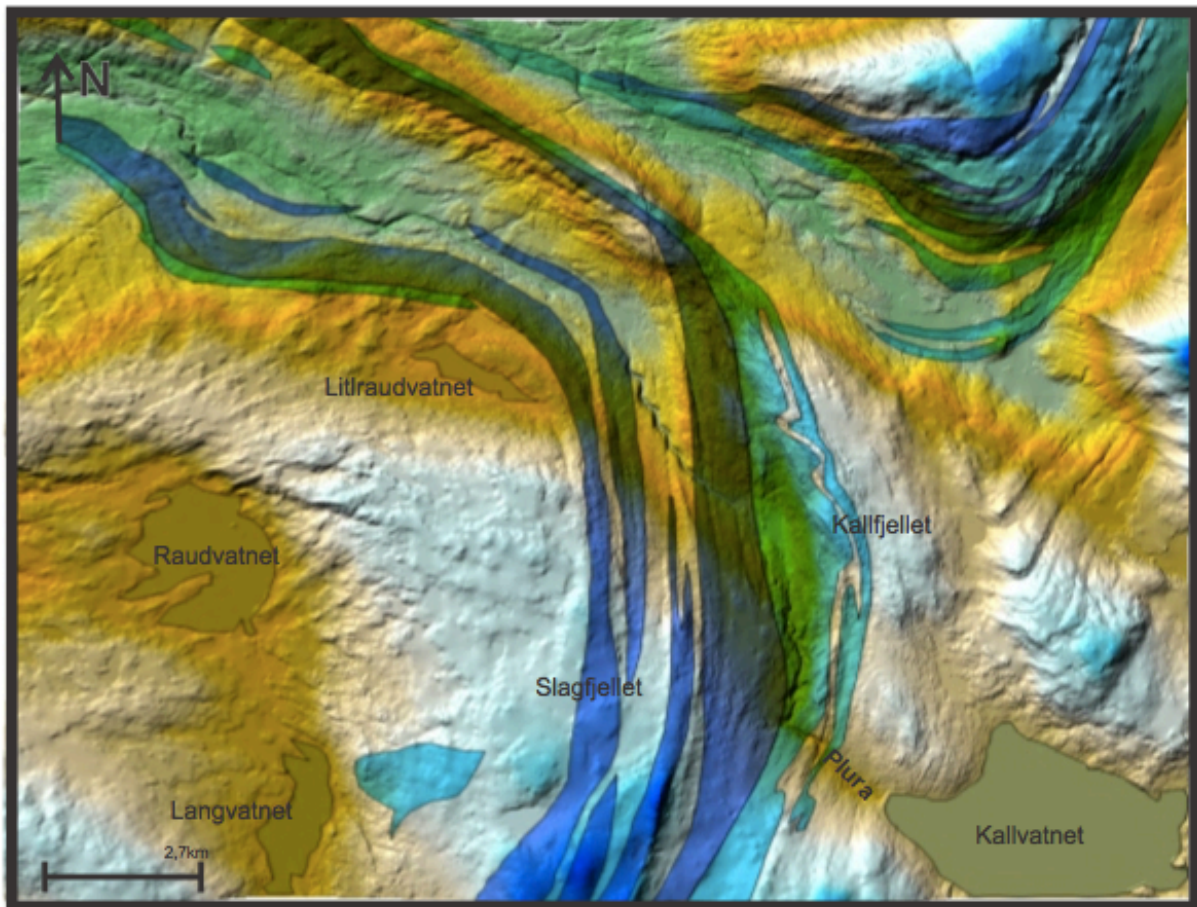
Berggrunnen i Nordland er preget av den kaledonske fjellkjededannelsen. Fjellkjeden ble dannet som følge av kollisjonen mellom Laurentia og Baltika ved lukkingen av Iapetus-havet. Denne episoden inntraff fra senkambium til tidlig devon (Fossen et al., 2006). Regionen var dermed en del av det Kaledonsk-Appalachene folde- og skyvedekke som strakk seg fra Mexicogolfen og opp til dagens Svalbard, en strekning på om lag 10 000km. I senere tid har flere orogeneser og åpningen av Atlanterhavet ført til oppsprekking og spredning av den kaledonske fjellkjeden slik at Skandinavia nå er isolert og har en egen fjellkjede, Norddryggen (Faulkner, 2001; Hella, 2013).

Under dannelsen av den kaledonske fjellkjeden ble lagpakker løsrevet og forflyttet som skyvedekker innover kontinentene. I Nordland og Midt-Norge er det fire slike dekkeserier: henholdsvis øverste, øvre, midtre og undre serie. Dekkeseriene har en geografisk fordeling fra vest mot øst der de nederste og mindre grad metamorfe seriene kommer til syne jo lenger øst og inn i Sverige man kommer (Bryhni & Andréasson, 1985; Fossen et al., 2006).

Den øverste dekkeserien består av Helgelandsdekkekomplekset som er lokalisert i sørvestlige Nordland og Trøndelag. Dette komplekset er særlig dominert av sterkt omdannede glimmergneiser og glimmerskifer samt granittiske intrusivkropper. Det underliggende Rödingsfjälldekkekomplekset strekker seg fra Røssvatnet i sør til Fauske i nord og inkluderer også feltområdet Plurdalen (Fossen et al., 2006). Hovedlitologien består av glimmergneiser og glimmerskifer, kalksilikatskifer og marmor (Gustavson & Gjelle, 1992). Rödingsfjälldekkekomplekset består av åtte underliggende skyvedekker, der Plurdekket er sentralt for feltområdet (Fossen et al., 2006). Det er oppbygd av bergarter fra Plurdalsgruppen, hovedsakelig kalkglimmerskifer, marmor og metavulkanitter (Søvegjarto et al., 1988; Søvegjarto et al., 1989). Av interesse for feltarbeidet i denne oppgaven er et belte av kalkspatmarmor og dolomitmarmor som strekker seg langsmed Plurdalen (figur 1-2).

I Nordland ble marmortypen gitt navnet "stripekarst" etter Gunnar Horn som utforsket grottene i Rana-området på 30-tallet. Navnet t stripekarst ble gitt ettersom det er relativt tynne belter med kalkstein som strekker seg ut i terrenget. De avlange kalksteinsbeltene er et resultat av den kaledonske orogenesen som har resultert i

tektoniske forskyvninger og erosjon av det opprinnelige flattliggende strataet. Stripekarsten kan ha en tykkelse på noen hundre meter og opp til 2km og være flere kilometer lang. Helningen på lagene av stripekarst er varierende og de er kjennetegnet ved å være innelukket mellom ikke-vannførende lag som skifer. Stripekarsten kalles også gjerne den norske karsttypen, ettersom den først ble beskrevet av nordmannen Gunnar Horn (Horn, 1937; Lauritzen, 2001).



Figur 1-2 Områdekart som viser beltet av marmor som strekker seg over Plurdalen. Mørkeblå markering viser kalkspatmarmor og lyseblå markering viser dolomittmarmor. Kartet er modifisert i Surfer hvor det er laget en terrengmodell som viser høydeforskjeller. Guloransje områder viser til dypereliggende terreng og lysere felt indikerer høyere fjellpartier.

1.4 Kvartærgeologisk historie

1.4.1 Klimaendringer

Kvartær er preget av et stadig kaldere klima og sykliske klimasvingninger som veksler mellom kalde og varme perioder. Klimasvingningene skjer som følge av at solinnstrålingen endres ettersom jordaksens helning, presesjon og jordbanens form varierer over tid. Dette skjer i orbitale sykluser på henholdsvis 41ka, 23ka og 100ka. For 2,7ma siden var det sykluser på 41ka og 23ka som dominerte og det var mindre istider på den nordlige halvkule og trolig flere mindre kaldbaserte fjellbreer. De store klimautslagene begynte for 0,9ma da det skjedde en endring der jordbanens form alternerte og 100ka-sykluser begynte. Istidene ble med dette større og dannelsen av de store kontinentale isdekkene utviklet seg (Lauritzen & Skoglund, 2013; Vorren & Mangerud, 2006).

1.4.2 Tidligere istider

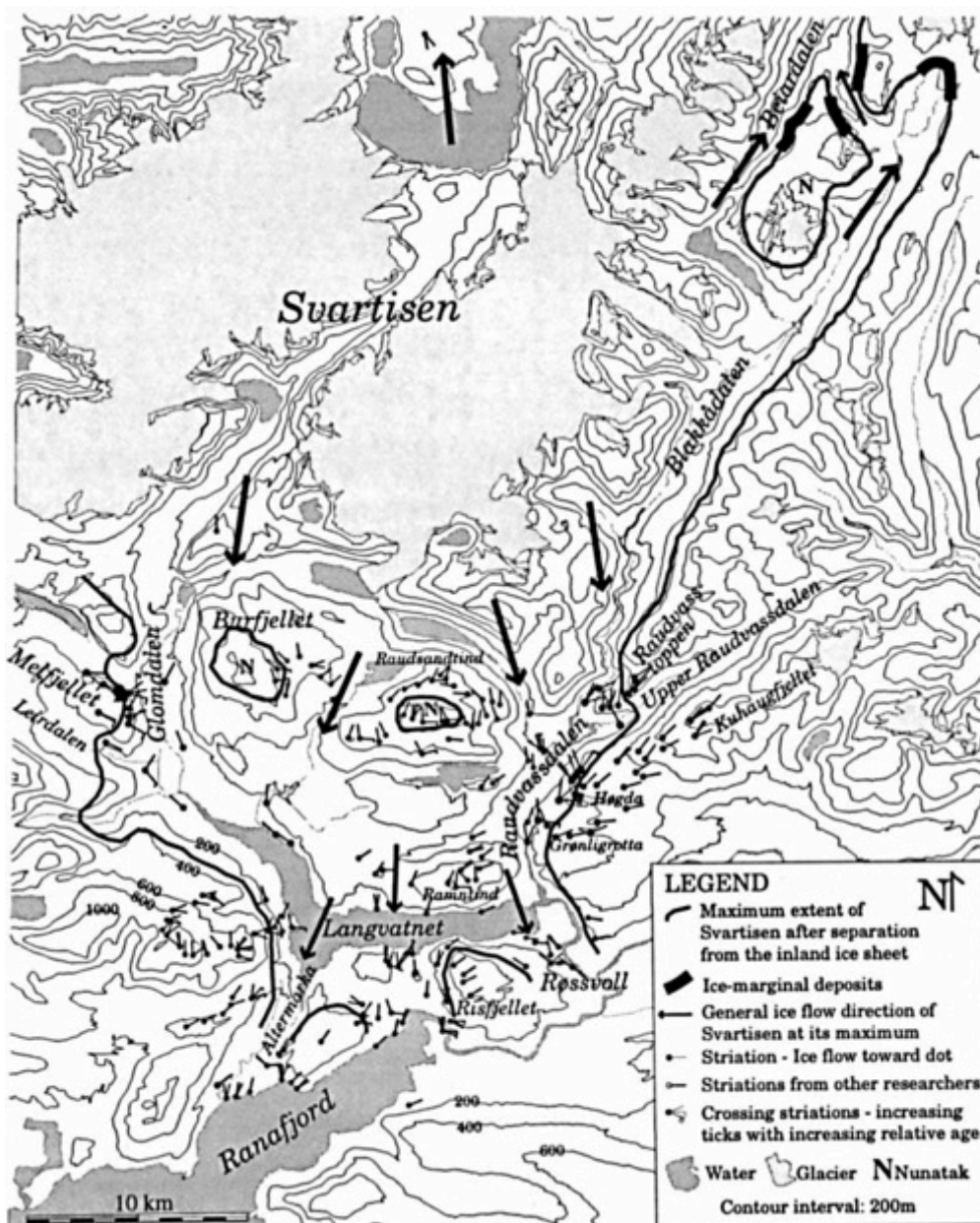
Grunnet erosjon gjennom siste istid er det vanskelig å finne spor etter tidligere istider i Norge og observasjoner fra Nordsjøen, kontinentalhyllen og Norskehavet er derfor viktige kilder som kan gjengi den tidlig kvartærhistoriske geologien (Mangerud, 2004). Fra en karstgrotte i Raudvassdalen i Rana er det derimot datert det eldste terrestriske funnet i Norge. Lauritzen (1990b) har datert en stalagmitt som gav en alder på mellom 350ka og 730ka (MIS 13), en alder som tilsvarer interglasial periode under midtre pleistocen. De fleste av uran-seriedateringene gjort på andre speleotemer i grotter har gitt Eem alder.

1.4.3 Svartisen

Svartisen er lokalisert nordvest for Plurdalen og er en aktiv bre i dag. Sør for Svartisen er det observert skuringsstriper av varierende orientering som er kartlagt i forhold til isbevegelsen i området. Skuringsstriper som stammer fra den Fennoskandiske innlandsisen har en vestlig orientering i retning Ranafjorden og Langvatnet. Morenemateriale samt skuringsstriper observert nær Grønnligrotta øst for Raudvassdalen viser til en sørøstlig bevegelsesretning (figur 1-2). Dette er tydet å være dannet av Svartisen som har blitt adskilt fra innlandsisen, da skuringsstripene har motsatt bevegelsesretning enn retningen for innlandsisen. Ved Røssvoll som ligger enda lenger sør er det også observert skuringsstriper og diamikton med sørøstlig orientering

som er tolket å være isdekkets sørøstligste utstrekning. Adskillelsen av Svartisen fra innlandsisen skjedde for ca. 9,5ka siden og har i ettertid trukket seg tilbake til sin nåværende posisjon (Blake & Olsen, 1999).

Plurdalen ligger sørøst for Røssvoll og utenfor Svartisens maksimale utstrekning. Det er heller ikke gjort andre observasjoner av isbevegelse i Plurdalen.



Figur 1-3 Figuren viser Svartisens posisjon i dag og dens maksimale utbredelse etter adskillelsen fra innlandsisen. Plurdalen ligger sørøst for Røssvoll og utenfor isens maksimale utbredelse. Figur hentet fra Blake (1999).

1.5 Tidligere forskning og undersøkelser i området

Gunnar Horn er sentral for grotteforskningen også i Plurdalen. Etter at hans død ble boka "Karsthuler i Nordland" utgitt i 1947 med observasjoner fra hans kartlegginger. Dette er første norske publikasjon fra området (Hjorthen, 1968). Før dette hadde John Oxaal beskrevet en hule i Ola Jonsaflåget i Kallfjellet i 1914. Dette er en 30m lang grotte som går langs fjellsiden.

Utenom Horn og Oxaal har engelskmenn kartlagt grotter i Plurdalen og Rana-området. Særlig har David St Pierre publisert mye i England. Flere grotter i området er beskrevet og samlet i et kompendium av Bjerkli & Hanssen (1990). Dette kompendiet har en oversikt over grottene, men ikke alle er fullstendig kartlagt og UTM-koordinatene er mangelfulle (figur 1-3).

Ei grotte av større dimensjoner er Krystallgrotta. Denne ligger i nærheten av Malmhaugen ved ca. 410m o.h.. Krystallgrotta har vært kjent lenge og ble utforsket og kartlagt for første gang av britiske grotteforskere fra Northern Speleological Group (NSG) i 1965. I 1966 ble det kartlagt 100-150m ekstra av Rana Grotteklubb. I dag er den kjent med en lengde på 1160m og dybde på 115m. Inni grotta er det et 20m høyt fossefall som kommer ut fra taket og det er flere hundre dryppsteiner hengende fra taket i rommet kalt "dryppsteinshallen". Fiskegrotta som ligger ved 280m o.h. er ei våt grotte ved sluket fra lille Røvatn og Damtjønna. Denne grotta har en lengde på ca. 1000m (Bjerkli & Hanssen, 1990; Hjorthen, 1968).

Jordbrugrotta, ei meget kjent grotte i Plurdalen, ble for første gang oppdaget under andre verdenskrig. I 1962 og 1964 ble grotta utforsket og kartlagt grundig av en britisk grotteklubb, Explorer's Club fra Haberdasher's Aske's Hatcham School. I 1968 gjorde også Hjorthen kartlegging av samme grotte. Jordbrugrotta har minst tre innganger. Den ene er Sprutbekken som går ned under jorden ved ca. 620m o.h.. Den andre inngangen er Sprutforsen. Her kommer Sprutbekken ut igjen og renner videre ned til Plura. Når vannføringen er lav, er det mulig å ta seg inn via Sprutforsen slik som ble utført av South West Essex Technical College (SWETC) da de kartla 300m via denne veien i 1967. Hatcham hole er den tredje inngangen. Jordbrugrotta er kartlagt omtrent 3000m og det er observert passasjer som har meget store dimensjoner og flere stup på 15-20m. På

grunn av mye vann og høydeforskjeller er det nødvendig med både taustiger og småbåt for å komme gjennom grotta (Hjorthen, 1968).

Det er senere gjort forskning i Jordbrugrotta ved å studere paleomagnetisme av laminert leire. Noel & St Pierre (1984) tolket grotta til å ha freatiske passasjer som har vært fullstendig fylt med vann etterfulgt av vados elvenedskjæring. Sedimentene er tolket til å være av periglacial eller subglacial opprinnelse. Basert på geomorfologiske studier i tilsvarende grotter i Nordland, antas det at speleogenesen har pågått før 8ka siden.



Figur 1-4 Oversiktskart over grotter som ligger ved kalksteinsbeltet i Plurdalen og fjellene rundt. Grottene markert med grønn ligger i nedre Plurdalen og grottene markert med rosa ligger i øvre Plurdalen. Gul markering viser posisjonene til grotter og sammenrasninger med kjent posisjon. Marmorbeltet er tegnet inn etter NGU sine nettbaserte kart. Lyseblått indikerer kalkspatmarmor og mørkeblå indikerer dolomittmarmor.

Allerede i Hjorthen (1968) er det kjent at Plura renner ned i et minst 3km langt underjordisk løp, og at grotta den renner gjennom må være enorm i utstrekning. De to

sammenrasningene Trollkjerka og Steinuglefloget er nevnt som bevis på dette ettersom de gjenspeiler elvas tidligere overjordiske løp. I senere tid har grottedykking vært viktig for utforskningen av Plurasystemet for å finne ut hvordan passasjene henger sammen i de vannfylte rommene. Grottedykkere har kartlagt hulrommene som strekker seg fra Jordbru i nord og sørover mot Steinuglefloget. Dykkene har påvist at det er en vannfylt sløyfe som går 130m dypt under Steinuglefloget. Langs elveløpet ligger de to store sammenrasningene, Steinuglefloget og Trollkjerka, som fra fugleperspektiv ser ut som enorme forsenkninger i bakken. Lauritzen har tolket dem til å være kollapsdolinere eller breksjepiper, uten at dette er publisert. Kollapspipene strekker seg fra landoverflaten og fortsetter ned under vannspeilet, noe grottedykkere har kunnet påvise.

2 Teoretisk bakgrunn

Kapittelet baserer seg på kap. 3 i Ford & Williams (2007) samt Lauritzen (2012f).

2.1 Karst og karbonatkjemi

Karstlandskap har en særegen hydrologi og landform som dannes ved oppløsning av lettløselige bergarter og tilstedeværelse av sekundær porøsitet. Typisk for karstlandskap er grotter og vannsystemer i undergrunnen som er dannet i den lettløselige bergarten. Synkende bekker som går under jordoverflaten, lukkede forsenkninger og store kilder er tegn som indikerer karstlandskap (Ford & Williams, 2007).

I kalksteinsområder er karstdannelse utbredt som følge av oppløsningsreaksjonene som skjer når vann kommer i kontakt med kalsitt og dolomitt. Dette belyses videre i kapittel 2.2.1 til 2.2.4.

2.1.1 Oppløsning av kalsitt

Kalsitt som løses opp i rent vann danner kalsium- og karbonationer:



Når CO_2 i gassfase solvatiseres, altså løses opp i vann slik at vannmolekyler omringer CO_2 -molekylet, dannes CO_2 i væskefase:



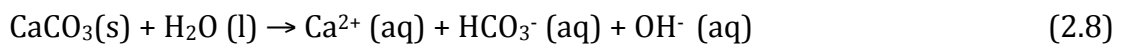
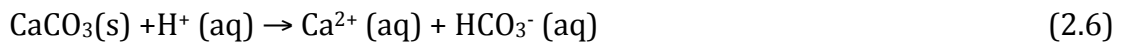
Det solvatiserte CO_2 -molekylet kan da ta opp vann (hydratisering) og dermed danne karbonsyre:



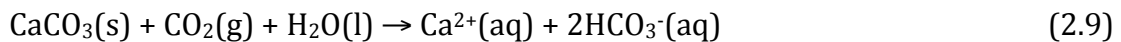
Karbonsyre dissosieres og protolyserer i to omganger ettersom den er en toprotisk syre. I første omgang dannes bikarbonat før den i neste trinn protolyserer og danner karbonat:



Oppløsningen av kalsitt er styrt av en serie reaksjoner som skjer på tvers av de tre ulike fasene (aggregattilstandene). Disse reaksjonene styres av ulike prosesser med ulik hastighet. Overflatereaksjoner løser opp faste kalsittmineraler til ioner, deretter transporteres ionene videre over i vannløsningen, og til slutt vil hydratiseringen av CO_2 føre til dannelsen av HCO_3^- og H^+ som også er reagenser i oppløsningsreaksjoner. En viktig faktor i oppløsningsprosessen er tilførselen av atmosfærisk CO_2 . Ved tilsetning av CO_2 vil reaksjonen gå mot oppløsning, CO_2 , som tas bort fra reaksjonen, vil derimot gi utfelling igjen av kalsitt. Følgende kan oppløsningsreaksjonene uttrykkes slik:



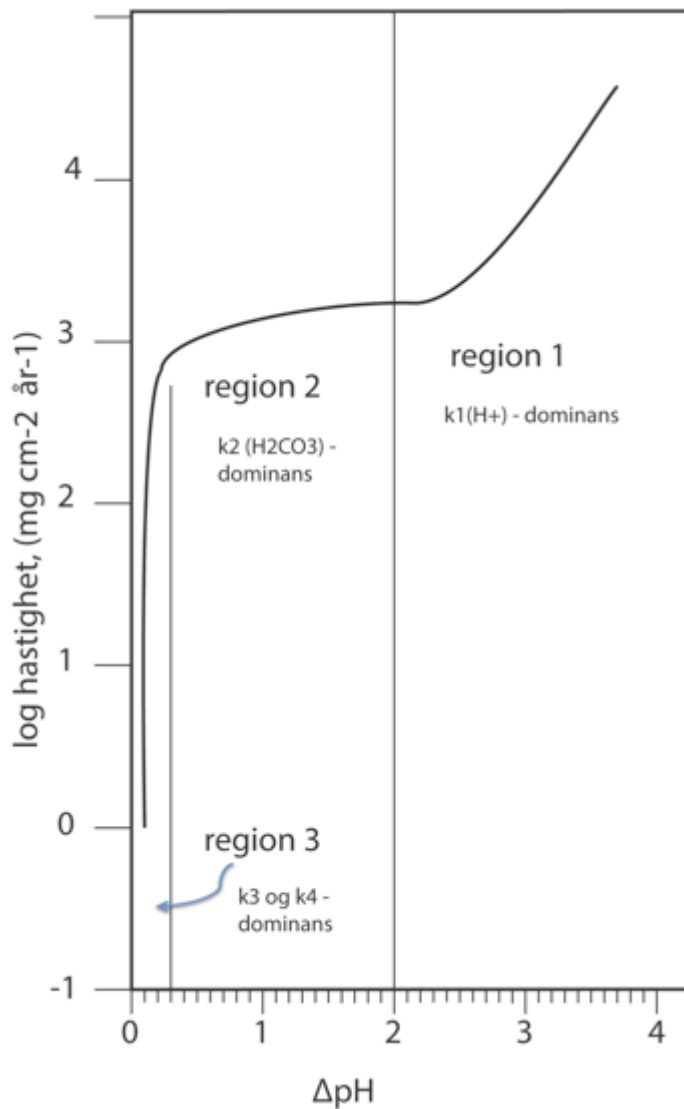
Sammensatt kan reaksjonene uttrykkes slik:



Plummer et al. (1978) utviklet PWP-likningen som tar for seg oppløsningsraten (R) til karbonat ved å inkludere de tre reaksjonsmekanismene nevnt ovenfor (2.6 til 2.8). Likningen tar hensyn til at reaksjonsmekanismene dominerer under ulike forhold ettersom reaksjonen går mot likevekt.

$$R = \frac{dC}{dt} = \frac{A}{V} [k_1(\text{H}^+) + k_2(\text{H}_2\text{CO}_3) + k_3(\text{H}_2\text{O}) - k_4(\text{Ca}^{2+})(\text{HCO}_3^-)] \quad (2.10)$$

dC/dt er endring i konsentrasjon med tid, A er overflatearealet til mineralet og V er volum av løsningen. k_1 , k_2 , k_3 er hastighetskonstanter som representerer oppløsningsreaksjoner mens hastighetskonstanten k_4 representerer utfelling. De ulike hastighetskonstantene dominerer ved ulike stadier av reaksjonsforløpet og kan plottes i en kurve der konstantene gjenspeiles i ulike regioner (figur 2-1).

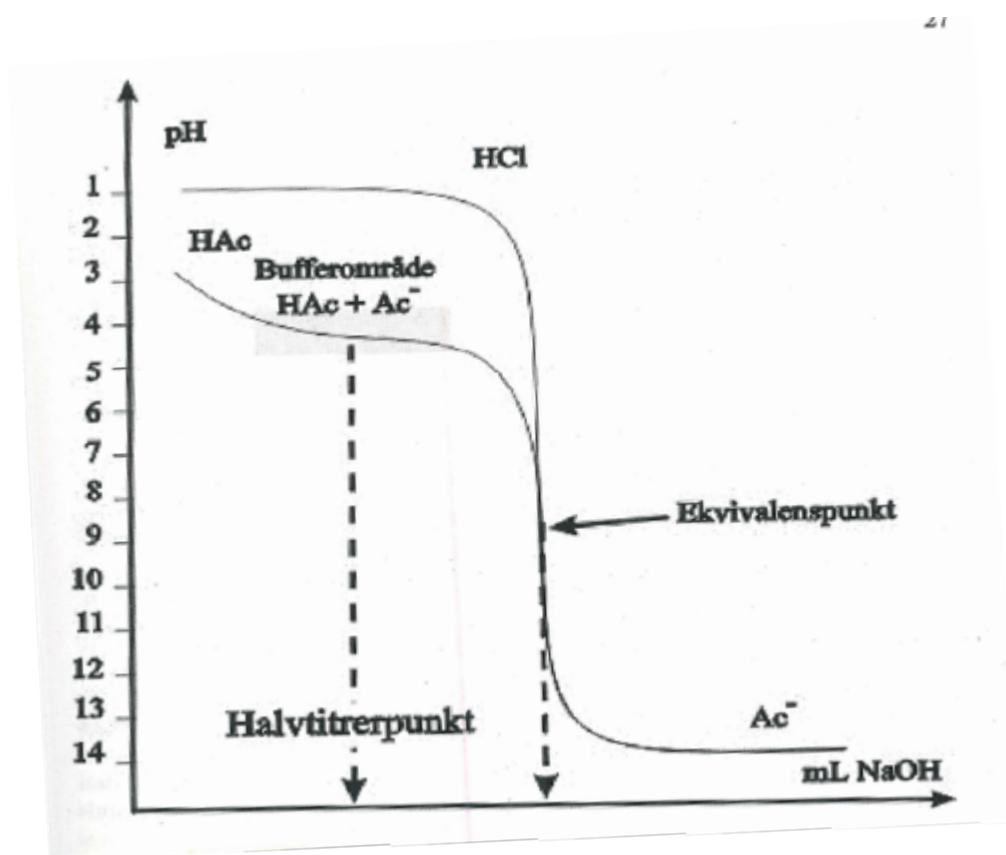


Figur 2-1 Oppløsningshastigheten til kalsitt i vann med CO₂-holdig vann som funksjon av endring i pH. De ulike hastighetskonstantene dominerer ved ulike pH-regioner. Region 1 representerer starten av reaksjonsforløpet, region 2 tilsvarer likevekt og region 3 representerer overmetning. Figur hentet fra (Lauritzen, 2012f).

2.1.2 pH-avhengighet

Konsentrasjonen av de ulike karbonatforbindelsene avhenger av pH i vannløsningen. Dette er grunnet dannelsen av H⁺-ioner som er tilstede både ved dissosiering av karbonsyre og bikarbonat. Lav pH gir H₂CO₃, høy pH gir CO₃²⁻ og pH-verdier midt mellom er løsninger som domineres av HCO₃⁻. Ved halvtitreringspunktet vil mengden av H₂CO₃ og HCO₃⁻ samt HCO₃⁻ og CO₃²⁻ være lik (Figur 2-2). I områder hvor kalkstein og

dolomitt dominerer ligger vanligvis pH mellom 6.5 og 8.9, og dermed vil HCO_3^- være den dominerende karbonforbindelsen.



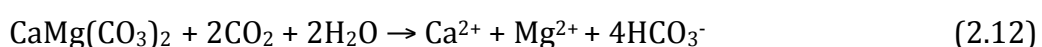
Figur 2-2 Titreringskurve som viser reaksjonen mellom svak syre med sterk base. Lav pH domineres av syre, halvtitreringspunktet har lik mengde tilsatt titreringsmengde og løsning, og ved høy pH domineres det av base. Figur hentet fra Lauritzen (Geov 221 kompendie).

2.1.3 Oppløsning av dolomitt

Dolomitt ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) oppløst i vann gir kalsium-, magnesium- og karbonationer.



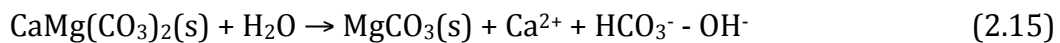
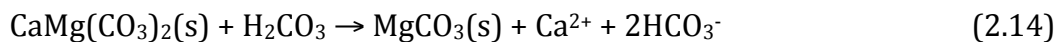
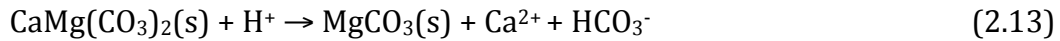
De ulike overflatereaksjonene som inngår i oppløsningen av dolomitt kan uttrykkes slik:



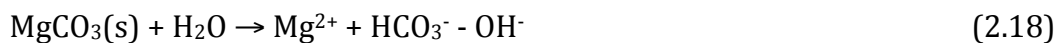
Det er mer utfordrende å forstå oppløsningen av dolomitt sammenliknet med oppløsningen av kalsitt da dolomitt består av to kationer (Mg^{2+} og Ca^{2+}) og ikke bare ett.

Samtidig finner man ofte ratene av dolomitt i så små konsentrasjoner at det er vanskelig å skille mellom forskjellene.

Dolomittoppløsning kan deles opp i to delreaksjoner der CaCO_3 og MgCO_3 løses opp hver for seg. Hver av karbonatforbindelsene vil igjen kunne reagere med H^+ , H_2CO_3 og H_2O .



Den videre oppløsningen av MgCO_3 er den tregeste reaksjonen og er derfor det hastighetsbestemmende leddet.



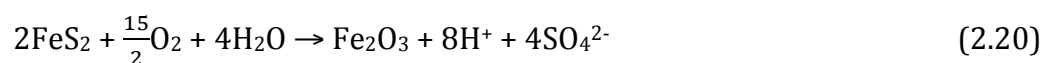
Det er gjort et forsøk på å finne oppløsningsraten av dolomitt i BP-likningen som er utledet av Busenberg og Plummer (1982):

$$R = \frac{dC}{dt} = \frac{A}{V} [k_1(\text{H}^+)^{1/2} + k_2(\text{H}_2\text{CO}_3)^{1/2} + k_3(\text{H}_2\text{O})^{1/2} - k_4(\text{Ca}^{2+})(\text{HCO}_3^-)] \quad (2.19)$$

Likningen baserer seg på PWP-likningen (Lauritzen, 2012f).

2.1.4 Oppløsning som følge av pyritt

I feltområdet er marmoren i kontakt med glimmerskifer som er en impermeabel metamorf bergart. I glimmerskifer kan det være pyritt som har en evne til å oksideres i kontakt med oksygen og vann. Dette gir dannelsen av H^+ -ioner som vil gi økt aggressivitet til oppløsning av karbonat og dolomitt.

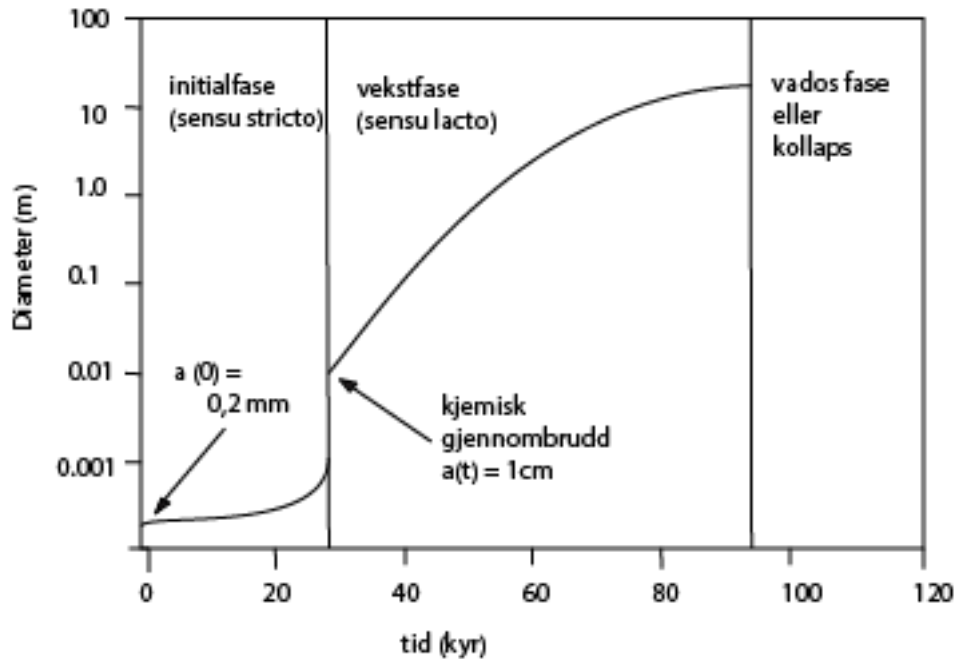


2.2 Grottedannelse

International Speleological Union (ISU) definerer ei grotte som en underjordisk åpning i fjellet hvor mennesker kan komme seg inn. Mer spesifikt defineres karstgrotter som en åpning forstørret ved oppløsning til en diameter tilstrekkelig for kjemisk gjennombrudd. Vanligvis er dette 5-15mm i diameter eller bredde. Ei protogrotte strekker seg fra et innløpspunkt eller et utløpspunkt men er stadiet før den har størrelsen til ei grotte. Et grottesystem dannes først når en passasje har størrelsen av gjennombruddsdiameter eller større og når den har en utstrekning fra innløp til utløp (Ford & Williams, 2007).

Startfasen av grottedannelse er ved at vann trenger inn i en sprekke og løser opp den omkringliggende bergmassen. Som vist i figur 2-1 ser man at oppløsningshastigheten til kalsitt synker når løsningen går mot en metning. Det betyr at ettersom vannet begynner å løse opp kalsitt og reaksjonen går mot metning, vil reaksjonen etterhvert gå over i region 3 hvor reaksjonen og oppløsningshastigheten er mye langsommere. Den effektive penetrasjonsdistansen (EPD) er avstanden inni sprekken før sprekken når region 3. Dersom hele sprekken ligger innenfor den effektive penetrasjonsdistansen vil det aggressive vannet gi gode forhold for oppløsning av bergmassen og videre grottedannelse. Dette kalles for det kjemiske gjennombruddet (figur 2-3). Dersom sprekken er lenger enn den effektive penetrasjonsdistansen vil det være begrenset utvikling av systemet ettersom de innerste områdene har en mye langsommere oppløsning (region 3).

En grottepassasje starter i initialfasen (*sensu stricto*). Når vannløsningen er kommet til kjemisk gjennombrudd vil konsentrasjonen av oppløste ioner øke lineært med tiden som går slik at det er førsteordens kinetikk som forløper. Det vil si at akselerasjon av grotteutvidelsen vil inntreffe og føre til økt vannføring, den såkalte gjennombruddseffekten. Vekstfasen (*sensu lato*) av en grottepassasje kan antas å ha en utvidelsesrate på 2 til 10mm/yr. Passasjen vil fortsette å vokse frem til den når et punkt hvor den ikke lenger er fullstendig vannfylt (ikke hydraulisk kapasitet) eller episoder som heving eller erosjon har ført til at grottepassasjen har blitt vados. Siste stadiet av et grotteliv er kollaps av grottetaket og overflateerosjon (Figur 2-3).

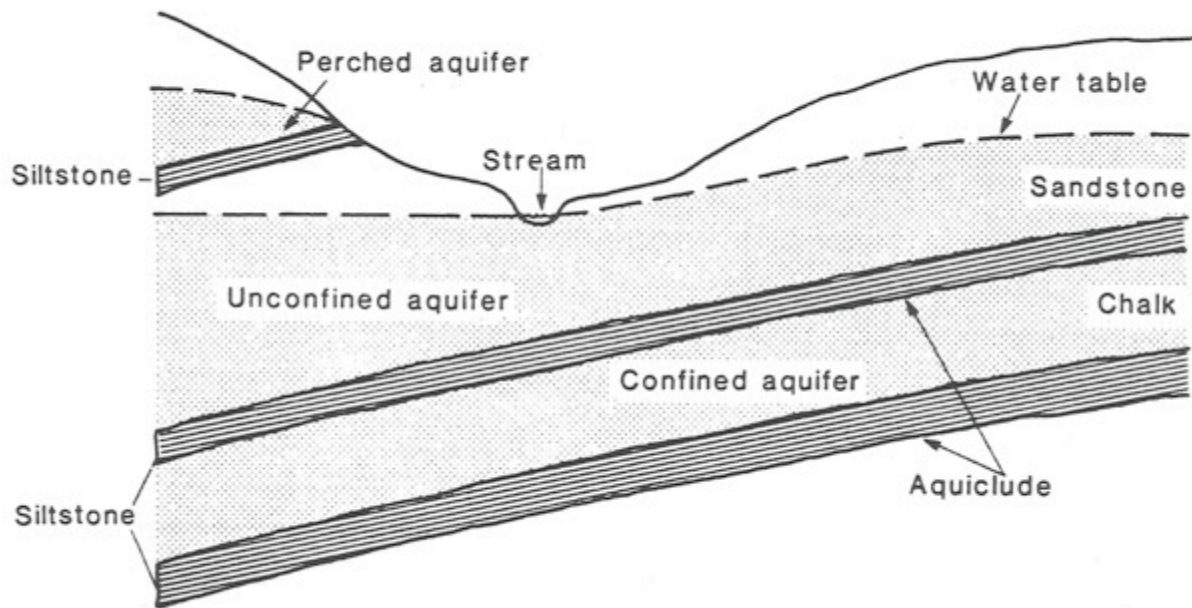


Figur 2-3 En grottes livløp illustrert ved tre ulike faser. Initialfasen starter ved $a(0) = 0,2 \text{ mm}$ frem til kjemisk gjennombrudd der grottepassasjen vokser progressivt frem til den når så stor diameter at den når vados fase eller kollapser. Figur hentet fra Lauritzen (Geov 221 kompendie) modifisert fra White(1988).

2.3 Karsthydrologi

2.3.1 Akviferer

Akviferer er vannledene lag av bergartsformasjoner hvor evnen til å lagre vann er meget god (figur 2-4). Dette avhenger av porøsiteten og at det er en sammenkobling mellom porene slik at vann kan transporteres fritt og bevege seg mellom porene. Akviferer har varierende klassifisering ettersom de avgrenses på ulike måter. Lukkede akviferer ligger mellom to lag av impermeabel bergart. En åpen akvifer har et frittstående vannspeil som endres ved varierende vannføring ettersom akviferens øvre grense har tilknytning til den topografiske overflaten. Hengende akviferer dannes i formasjoner som ligger over vannspeilet men på grunn av underliggende impermeabelt lag vil det kunne oppdemmes en mettet sone i formasjonen (Ford & Williams, 2007).



Figur 2-4 Lukket (confined), åpent (unconfined) og hengende (perched) akvifer. Figur etter Dunne & Leopold (1978).

Dreneringen i akviferer kan deles inn i to systemer; i) allogetiske og ii) autogenetiske. Allogetiske systemer har vann som er drenert fra en annen bergart og inn i karstakviferen. Autogenetiske systemer har et nedslagsfelt hvor nedbør faller direkte på karstbergarter. Dette kalles et diffust system ettersom nedbøren vil trenge inn i alle tilgjengelige sprekker langs karstblotningen. Allogetisk vann blir typisk drenert fra punkt til punkt som ved et synkende bekkeløp.

I en akvifer går vannføringen gjennom et porøst medium. Vannføringen er proporsjonal med trykkforskjellen mellom innløpspunktet og utløpspunktet, kalt den hydrauliske gradienten og kan uttrykkes ved Darcy's lov:

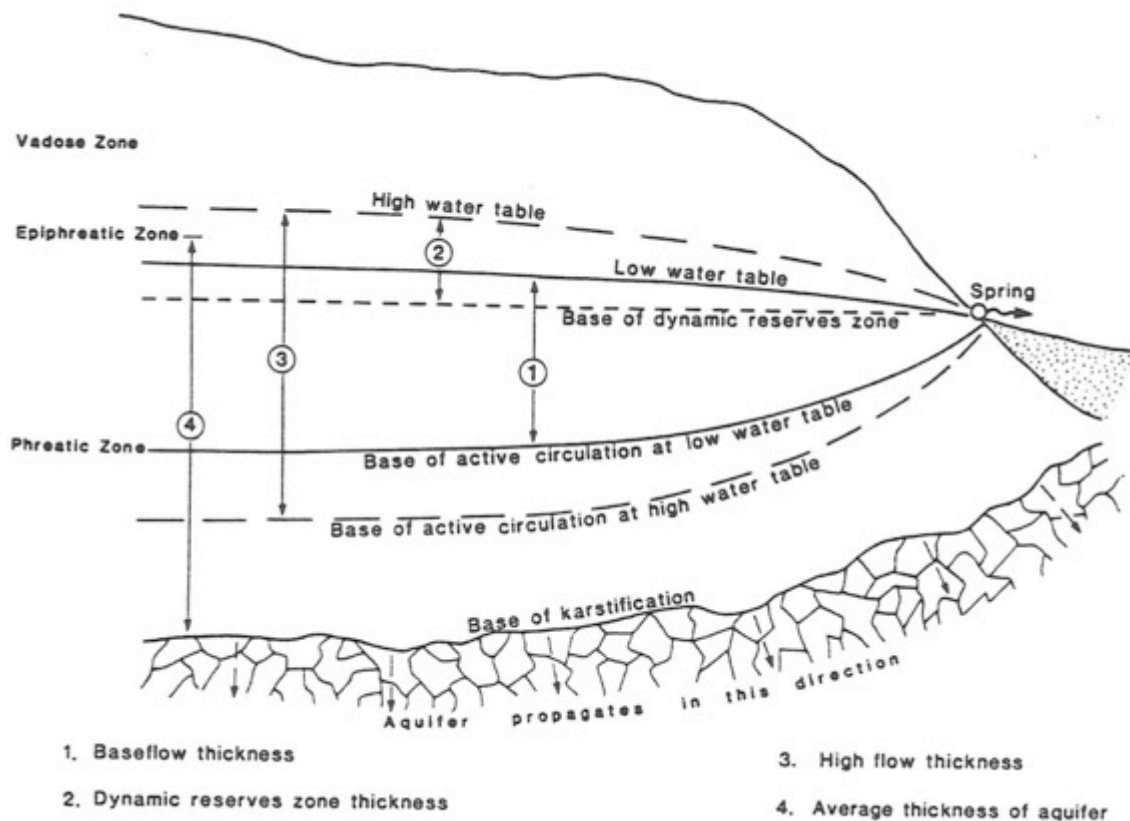
$$u = -K \frac{dh}{dl} = \frac{Q}{a}$$

Her er u et uttrykk for spesifikk vannføring, K er hydraulisk ledningsevne, Q er vannføringen og a er arealet av tverrsnittet til mediumet.

2.3.2 Karstsoner

Vannspeilet er et nivå hvor frittstående grunnvann fyller sprekker og porer i bergmassen. Vannspeilet kalles også den piezometriske overflaten og gjenspeiler et skille i mettet og umettet sone i bergmassen. Under vannspeilet ligger den mettede

freatiske sonen (figur 2-5). Nivået for hvor vannspeilet ligger kan variere mellom høyt og lavt vannspeil, en sone som defineres som den epifreatiske sonen. I den undermettede vadose sonen som ligger over vannspeilet er det begrenset med vann. Her vil nedbør trenge ned i porer og sprekker i kombinasjon med luft.

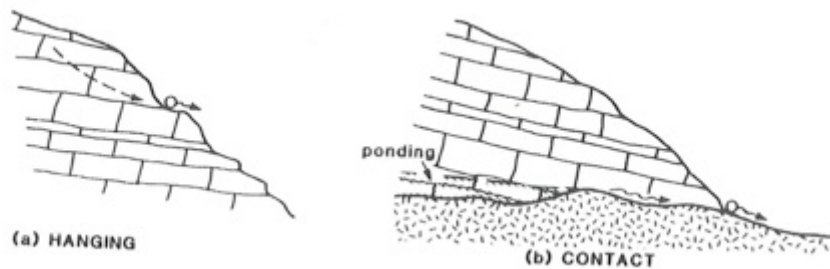


Figur 2-5 Figur som viser den vadose, epifreatiske og freatiske sonen. Figur hentet fra Ford & Williams (2007).

2.3.3 Kilder

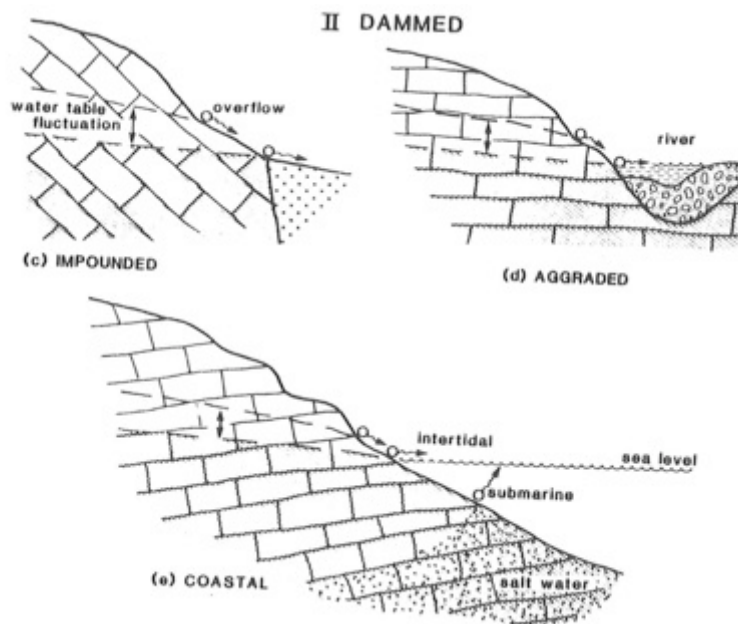
Punktet der karstvann kommer tilbake til overflaten kalles en kilde (figur 2-5). Kildene kategoriseres i tre undergrupper som beskriver hvordan de ligger i terrenget (Ford & Williams, 2007):

Frie dreneringskilder. Her følger dreneringen topografien nedstrøms og styres av tyngdekraften (figur 2-6). Typisk for slike kilder er at de er vadose.



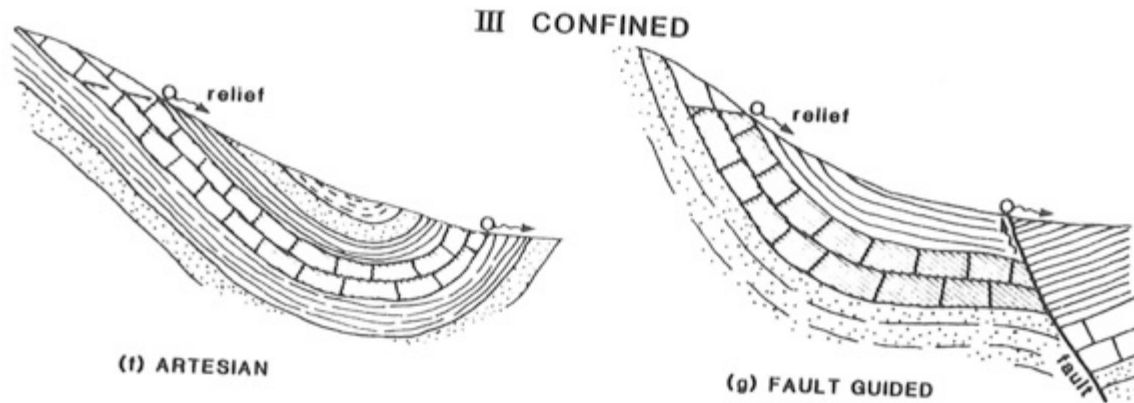
Figur 2-6 Frie dreneringskilder. Figur hentet fra Ford & Williams (2007).

Demte kilder. Slike karstkilder er mest vanlig og dannes som følge av at det oppstår en barriere i den underjordiske dreneringen (figur 2-7). Forkastninger, litologiske endringer, saltvann og sediment-innfylling av en dal kan medføre at dreneringen endrer retning og strømmer opp til overflaten.



Figur 2-7 Demte kilder. Figur hentet fra Ford & Williams (2007).

Lukkede kilder. Under artesiske forhold vil en impermeabel bergart kunne føre til lukkede forhold for en underliggende karstbergart (figur 2-8). I forbindelse med forkastninger eller steder hvor takbergarten er utsatt for erosjon kan karstvannet komme ut og slike kilder er ofte styrt av hydraulisk trykk.

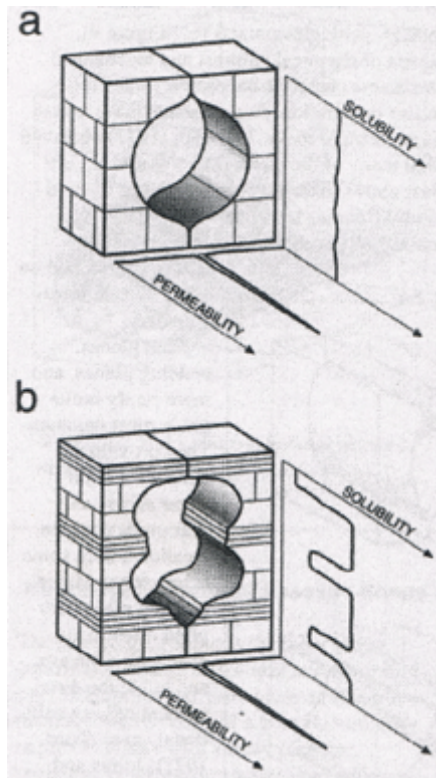


Figur 2-8 Lukkede kilder. Figur hentet fra Ford & Williams (2007).

2.3.4 Passasjemorfologi

Grottepassasjer dannes i svakhetssoner der hvor vannet enklest kan trenge gjennom, dette kalles ledespalten. Svakhetssoner kan være ved laggrenser, sprekkeflater og nær forkastninger.

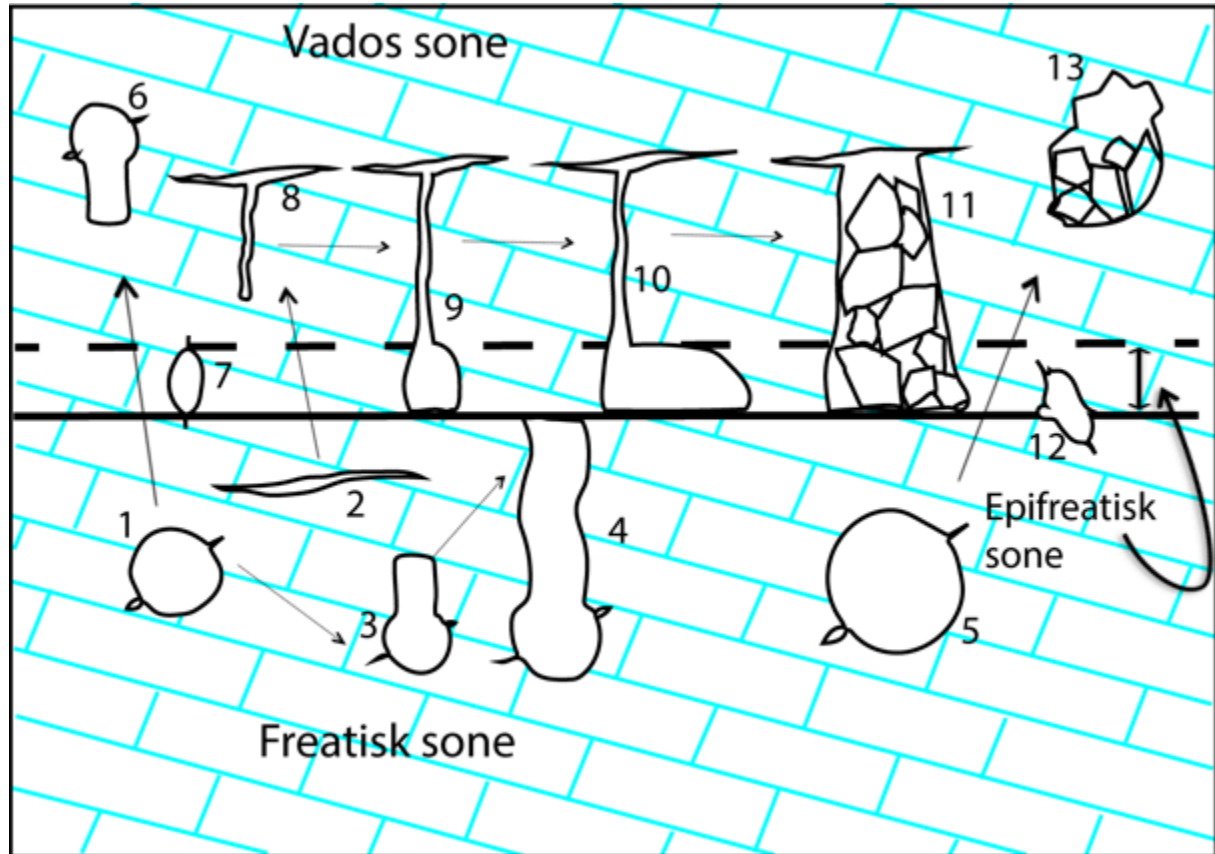
Formen til passasjen avhenger av litologien og om litologien er homogen eller ikke (Lauritzen & Lundberg, 2000). Dersom den er homogen vil passasjeformen styres av hydrauliske faktorer og litologien har lite å si (figur 2-9a). En passasje dannet i heterogen bergmasse får form som endrer seg etter hvor løseligheten er god og ikke (figur 2-9b).



Figur 2-9 a) Homogen litologi der løseligheten er lik for hele passasjen. B) Heterogen litologi med impermeabel bergart hvor løseligheten er mindre. Passasjeformen blir formet et de ulike lagene. Figur er hentet fra Lauritzen & Lundberg (2000).

I den freatiske sonen dannes det grottepassasjer som er fullstendig fylt opp av vann. De freatiske passasjene kalles derfor trykkledninger. Den videre utviklingen av trykkledningen avhenger av det strukturelle og litologiske forholdet i bergarten og egenskapene vannet har til å løse opp. Vannet i trykkledninger danner freatiske sløyfer da det følger de strukturelle svakhetene i bergarten fremfor en mer horisontal passasjeretning. Trykkledninger er kjennetegnet med sitt sirkulære, elliptiske eller linseformete tverrsnitt men dette avhenger av løseligheten og renheten av bergarten (figur 2-10).

Vadose passasjer dannes over vannspeilet og her er det gravitasjonen som styrer dannelsen slik at passasjene går nedover eller lateralt. Typisk for vadose passasjer er kanjoner der formen avhenger av den opprinnelige helningen og hvor fort nedkuttingen har skjedd. Ofte ser man vadose passasjer som meanderende grotter (Lauritzen & Lundberg, 2000).



Figur 2-10 Figuren viser ulike passasjetverrsnitt som dannes i den freatiske, epifreatiske og vadose sonen. 1: Freatisk rør. 2: Freatisk linse. 3 og 4: Antigravitative gjel som bygger seg oppover til grunnvannsspeilet. Disse har vært sedimentfylt i bunnen slik at erosjonen har foregått i øverste del av passasjen. 5: Et videreutviklet freatisk rør som har vært vannfylt. 6: Et tidligere freatisk rør som har dannet en vados kanjon. Dette gir et nøkkelhullsprofil. 7: Epifreatisk rør også kalt flomvannsrør. 8-11: Vados gang som skjærer ned mot flomvannssonen hvor den bygger seg sidelengs helt til taket ikke lenger klarer å holde den oppe og det ender i kollaps. 12: Vannlinjekorrosjon vil skje langs veggen dersom grunnvannsnivået ligger stabilt over lengre tid. 13: Kollaps av en vados passasje. Figur modifisert fra Lauritzen (2010).

Paragenese, eller antigravativ erosjon dannes under freatiske forhold (Lauritzen & Lundberg, 2000). Her er hele passasjen fylt med sedimenter og kun der passasjen er sedimentfri vil bergarten kunne løses opp (figur 2-10). Dette gir da korrosjon i taket eller en sidevegg der det er hulrom, herav ordet antigravativ (Lauritzen & Skoglund, 2013).

2.3.5 Forgreinete grotter og labyrintgrotter

Grotter deles inn i to kategorier; forgreinete grotter eller labyrintgrotter. Forgreinete grotter består av passasjer som har et eller flere innløp. Passasjen følger retningen til overflateelver der passasjen strekker seg nedstrøms med vannretningen og ender i et enkelt utløp som ligger lavere i høydemeter (Ford & Williams, 2007). Labyrintgrotter har en mer komplisert struktur enn forgreinete grottepassasjer. Labyrintgrottene dannes under forhold der alle tilgjengelige bruddflater har lik evne til å løses opp slik at strømningsveien er like gunstig for alle retningene. Dette står i kontrast med forgreinete grotter der det er den mest effektive strømningsretningen mellom to punkter som er utnyttet (Skoglund et al., 2010).

Labyrintgrotter dannes enten ved diffus vannstrøm eller ved flomoppdemming. Flomoppdemming fører til at sprekker og hulrom innenfor det oversvømte område vil fylles med vann. Dersom en grottepassasje blir tettet igjen ved en kollaps og fylles av løsmasser vil dette kunne føre til hevet vannivå og økt hydraulisk gradient. Dette trykket kan lettes ved at vannet trenger inn i nærliggende sprekker.

Ved diffus vannstrøm ligger en oppløselig bergart under en porøs ikke-løselig bergart i et lukket system. Dermed vil lik mengde aggressivt vann kunne trenge gjennom den porøse bergarten og løse opp underliggende bergart (Ford & Williams, 2007).

2.3.6 Strømskåler

Strømskåler er bueformete innhulninger som man finner på vegger, i taket og på gulvet i grotter. Disse dannes av vannstrømmen som eroderer med turbulent strøm inn i bergarten. Strømskåler har brattkanten på lesiden av strømningsretningen og er der også dypest. Tar man en hånd over en strømskål vil man kunne kjenne etter hvilken side som er glattest og som da gir en pekepinn på strømningsretningen. Lystesten er en enda bedre indikasjon på strømningsretningen da en lysstråle vil kaste mest tydelig skygge langsmed strømningsretningen. Jo langsommere strømhastigheten er i en grotte jo større vil strømskålene bli. Vanligvis er de på størrelse mellom 0,5-20cm men kan nå opp til 2m størrelse. Bredden er 50% av dens lengde (Ford & Williams, 2007).

2.3.7 Doliner

En doline er en lukket forsenkning som indikerer på karstområde da det alltid dannes karstlandskap i nærheten av doliner. De har varierende størrelser fra noen meter til 1km i diameter og dybde på opptil flere hundre meter. Sideveggene har ulik gradient og kan være fra svakt hellende til nesten vertikale. Det er ulike dannelsesprosesser som gir doliner men i denne oppgaven fokuseres det på kollapsdoliner da det er tolket til å være dannelsesmekanismen for Steinuglefloget og Trollkjerka.

En kollaps vil føre til at taket av et hulrom under bakkenivå raser sammen og at det sett fra overflaten blir dannet en forsenkning i terrenget. Dette kan foregå i kompakte bergarter, takbergarter og der hvor taket er dekket av ukonsoliderte sedimenter. Tre mekanismer avgjør dannelsen av kollapsdoliner:

1. oppløsning ovenfra slik at taket blir svekket.
2. Kollaps nedenfra slik at hulrommet bli større og progressivt svekker takets styrke.
3. Fjerning av støttende oppdrift som ved senkning av vannspeilet slik at vekten på overliggende masse blir for høy til at taket kan holdes oppe (Ford & Williams, 2007).

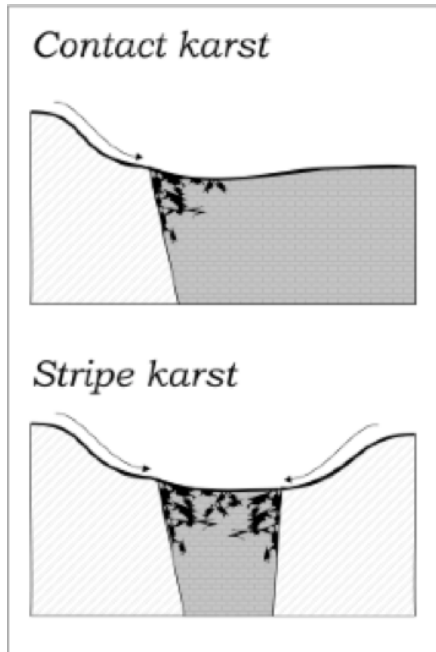
2.4 Hydrologi og grottedannelse i stripekarst

Dette underkapitlet baserer seg på Lauritzen (2001).

Stripekarst er som nevnt i kapittel 1.3 innesluttet mellom lag av ikke-permeable sidebergarter. Dette fører til helt spesielle forhold for karstdannelse da det dannes en kontaktflate hvor både karstifiserbar og ikke-karstifiserbar bergart møtes. Ved kontaktflaten vil dermed spredningsmønsteret og intensiteten av karstifiseringen endres. Allogetisk vann som oppstrøms ledes langs kontaktflaten eller vann som demmes opp da det nedstrøms møter det ikke-vannførende laget ved erosjonsbasis vil kunne intensivere korrosjonen ved kontaktflaten.

Særskilt ved stripekarst er at den har to kontaktsoner, en på hver side av marmoren (figur 2-8) Dette fører til at vannet vil kunne strømme fra sidebergarten langs med begge kontaktsonene og danne et ekstremt tilfelle av karstifisering. Med tiden kan

karstifiseringen ha nådd så langt at det er blitt dannet en sammenhengende sone med karstifisering i stripekarsten. Ved ekstreme tilfeller kan karstifiseringen ha nådd så langt at all karst er løst opp og kun de ikke-permeable sidebergene står igjen.



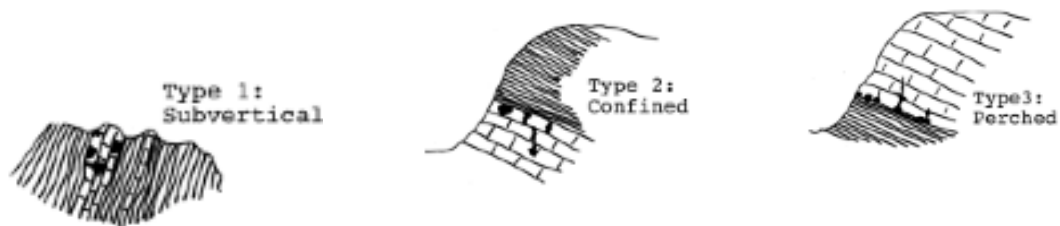
Figur 2-11 Stripekarst som viser impermeabelt lag på sidene. Karstifiseringen skjer fra to sider. Figur hentet fra Lauritzen (2001).

Det er sentralt for stripekarst at den skjærer landoverflaten med en vinkel, altså at den ikke ligger horisontalt i stratigrafien. Dette er med unntak av horisontale strata som ligger i vertikale klipper. Stripekarstkontakten kan inndeles i tre grupper alt etter hvordan den ligger i terrenget (figur 2-9):

Kontakttype 1: sub-vertikal, åpen

Kontakttype 2: slakt til bratt hellende, lukket

Kontakttype 3: slakt til bratt hellende, hevet



Figur 2-12 Kontakttype 1: åpen, hentet fra Lauritzen (2001).

kontakttype 2: lukket,

kontakttype 3: hevet. Figur

Stripekarsten er begrenset i omfang på grunn av den omkringliggende impermeable skiferen. Dette gjør at grottesystemer er avlange og begrenser seg til en av tre dimensjoner. Grottene kan ut fra dette deles inn i fire morfologiske grupper som forteller om geometrien og funksjon:

Morfotype A: Sub-vertikale freatiske nettverk eller labyrinter

Morfotype B: Lavvinklede freatiske nettverk eller labyrinter

Morfotype C: Sløyfesystemer med vadose kløfter

Morfotype D: Ekstensive, lineære dreneringsruter.

2.4.1 Isbre-kontakt

Labyrintgrotter i stripekarst som er lokalisert hengende topografisk er tolket å ligge for høyt i terrenget til at interglasial hydrologi og dermed dagens hydrologi vil kunne være gjeldene for dannelsen av slike grotter. Skoglund et al. (2010) sine observasjoner av labyrintgrotter i stripekarsten i Nordland førte frem til teorien om at disse labyrintgrottene trolig er dannet i sammenheng med isbre-kontakt. Da en isbre lå over dalen gav det et høyere vannspeil enn dagens nivå, slik at det samsvarer med de hengende og freatiskdannede grottepassasjene man finner i dag. Supraglasiale vannstrømmer har fulgt den topografiske overflaten av isbreen (Nesje, 2012), og tilført vann som har kunnet løse opp kontaktbergarten, stripekarst.

3 Grottekartlegging og feltmetoder

3.1 Grottekartlegging

Hensikten med grottekartlegging er å lokalisere hvor grottene ligger, dokumentere utbredelsen av grotterommet og hva den inneholder på en så detaljrik og nøyaktig måte som mulig. Et grottekart skal dermed kunne vise grottens form og utstrekning i rommet, viktige strukturer samt hva den inneholder av sedimenter, bart fjell og vann. Et grottekart er nyttig dokumentasjon for andre som skal utforske grotta videre, som sammenlikning med liknende grotter og som beskrivelse av hvordan grotta så ut urørt før den ble kartlagt. En allerede godt utforsket og kartlagt grotte trenger ikke utforskes på ny da det vil føre til videre slitasje av grotta (Lauritzen, 2002).

BCRA (British Cave Research Association) har et eget graderingssystem for å beskrive nøyaktigheten av grottekart og tverrsnittsmålinger (tabell 3-1). Lauritzen (2002) beskriver at fra denne graderingen bør man kartlegge etter grad 5C eller bedre for at standarden skal være god nok.

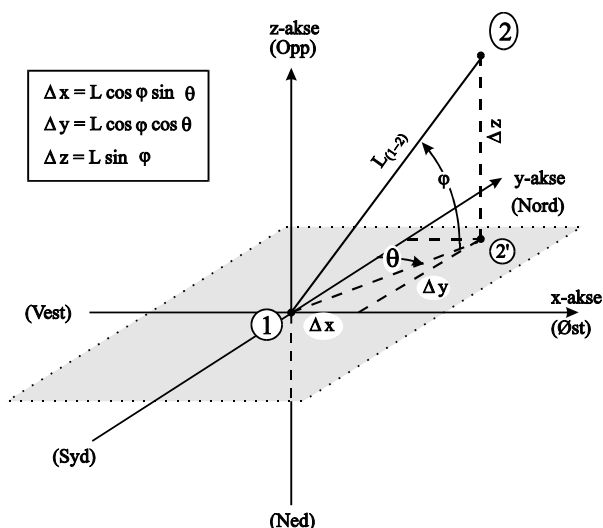
Tabell 3-1 Graderingssystemet til BCRA. Tallene beskriver nøyaktigheten langs polygondragene og bokstavene beskriver nøyaktigheten av tverrsnittene. Tabellen er oversatt av Norsk Grotteforbund.

Grad	Nøyaktighet
1	En skisse med lav nøyaktighet, der ingen målinger er blitt utført.
2	Kan bli brukt, dersom nødvendig, til å beskrive en skisse som i nøyaktighet ligger mellom grad 1 og grad 3.
3	Et grovt kart laget ved hjelp av magnetkompass. Horisontale og vertikale vinkler målt til $\pm 2,5^\circ$, avstander målt til ± 50 cm. Posisjonsfeil ved målepunkt <50 cm.
4	Kan bli brukt, dersom nødvendig, til å beskrive et grottekart som mislyktes i å oppnå de krav som stilles til grad 5, men er mer nøyaktig enn grad 3.
5	Et kart laget ved hjelp av magnetkompass. Horisontale og vertikale vinkler målt til $\pm 1^\circ$, avstander målt og notert ned til nærmeste centimeter og posisjonsfeil ved målepunkt <10 cm.
6	Et kart laget vha. magnetkompass med større nøyaktighet enn grad 5.

A	Alle gangdetaljer er basert på hukommelsen.
B	Gangdetaljer er anslått og notert ned inne i grotta.
C	Gangdetaljer er målt ved målepunktene og ikke ellers.
D	Gangdetaljer er målt ved målepunktene og steder der det er nødvendig for å vise betydningsfulle endringer i grottegangens dimensjoner.

Kartesiske koordinater

Et grottekart baserer seg på et aksesystem med 3 akser, x, y og z. Her er x-aksen den østlige retningen og y-aksen den nordlige retningen. Vest og sørlig retning blir dermed motsatt, henholdsvis -x og -y. Z-aksen gjenspeiler retning opp og ned (figur 3-1).



Figur 3-1 Figur viser grottekartlegging i 3 dimensjoner. Lengden på polygondraget er linjen L mellom stasjon 1 og 2. Kompasskursen er θ og helningsvinkelen er φ . Figuren er hentet fra Lauritzen (2003).

Ved å ta utgangspunkt i en startposisjon, x_1y_1 til en ny posisjon, x_2y_2 har man en endring i x- og y-verdi. Den nye posisjonen har da en avstand fra startposisjonen som må adderes: $x_2 = x_1 + \Delta x$ og $y_2 = y_1 + \Delta y$. Tilsvarende blir det dersom det er en endring i høydenivå og man må ta med z-aksen i beregningen: $z_2 = z_1 + \Delta z$. På denne måten kan man få hvert av punktene i et grottekart til å være bestemt i tre dimensjoner (x,y,z) (Lauritzen, 2002).

Polarkoordinater

Under grottekartlegging tar man målinger fra en stasjon til en annen. Dette utgjør en rett linje, $L_{(1-2)}$ som har en gitt avstand. Langs linjen måles også kompasskursen, eller deklinasjonen som har vinkelen θ (teta). Denne vinkelen ligger mellom horisontalprojeksjonen av linjen L (figur 3-1). Inklinasjonen måles også langs linjen, $L_{(1-2)}$ og er helningsvinkelen φ (phi) mellom linjen og horisontalplanet. Ved hjelp av disse to vinklene, θ og φ samt avstanden $L_{(1-2)}$ kan man på denne måten finne bestemte posisjoner for de ulike kartleggingsstasjonene i ei grotte. Dette kalles polarkoordinater.

Videre kan man omgjøre polarkoordinater til kartesiske koordinater for å finne grottas dybde og utstrekning i østlig og nordlig retning (Lauritzen, 2002).

Kartleggingsutstyr

Kartlegging av grotter krever en del spesialutstyr der man er utstyrt med grottedress, hodelykt, ekstra batterier, støvler eller fjellsko, hjelm og vanntette grottehansker. Det er også nyttig å ta med kamera og notatbok under kartleggingen. Som kartleggingsutstyr ble det i dette feltarbeidet benyttet en Disto X (figur 3-2) som er en elektronisk laser. Den inneholder en avstandsmåler, Leica Disto A3 samt kompass og klinometer. Kompasset og klinometeret baserer seg på et treakset system og gjør det mulig å ta målinger i alle vilkårlige retninger uten at det har uttelling på presisjonen. Ved hver måling som gjøres med Disto X måles inklinasjonen og azimuth vinkelen sammen med hver avstandsmåling. Disto X har i tillegg blåtann slik at den kan kobles trådløst til andre enheter som kan lese målingene (Heeb, 2008a).

PocketTopo er et program som er designet for å lage og lagre data fra grottekartlegging. Under denne kartleggingen ble dette programmet kjørt gjennom en håndholdt datamaskin, en Trimble Juno 3B (figur 3-2) med PDA-skjerm. Ved overføring via blåtann ble lasermålingene mottatt direkte fra Disto X til PocketTopo og en kunne tegne skisse av kartleggingen direkte på skjermen ute i felt (Heeb, 2008b).



Figur 3-2 Trimble til venstre og Disto X til høyre.

Utførelse av grottekartlegging

Ved lokalisering av ei grotte starter man ved å ta GPS-koordinatene av grotteinngangen på overflaten samt meter over havet. Dette er for å vite nøyaktig posisjon av grotta for å finne tilbake eller for å sammenlikne lokaliseringen med andre grotter i området. Deretter baserer man seg på lasermålinger med Disto X inni grotta. Med Disto X utføres såkalte polygondrag der en serie med rette linjestykker kobles sammen fra grotteinngangen og videre gjennom hele grotta. Hvert linjestykke eller senterlinje i polygondraget begynner ved en stasjon som man merker av inne i grotta, enten ved å tegne kryss eller å legge en stein eller pyramide som viser hvor den er. Fra hver stasjon måler man deretter den tredimensjonale utstrekningen av grottepassasjen ved å måle avstanden fra senterlinjen og ut mot grotteveggene. Vanlig prosedyre er å måle i rekkefølgen høyre, venstre, ned og opp (HVNO) for å registrere tverrmålet som tilsvarer den horisontale og vertikale utstrekningen. Senterlinjene skal hovedsakelig ikke være lenger enn fire til fem ganger størrelsen av passasjens tverrmål. Dersom man ønsker et mer detaljert tverrsnitt av grottepassasjen utføres et såkalt sveip der man utfører flere målinger fra stasjonen og rundt hele tverrsnittet. Under kartleggingen jobbes det vanligvis i grupper på to til tre personer der en eller to måler opp med laser og planlegger nye stasjoner mens den tredje personen tegner i Pocket Topo. Det er viktig å tegne så detaljert som mulig for å få mest mulig nøyaktige tverrsnitt og grottepassasjer. Det man observerer av sedimenter, vann og andre interessante funn blir også tegnet.

Behandling av kartleggingsdata

Når kartleggingen er ferdig utført har man fått et skissert kart i PocketTopo. Dette er et todimensjonalt program og tekstfilene blir derfor importert til dataprogrammet Grottolf som omgjør målingene til et tredimensjonalt system. Grottolf er et program laget av Stein-Erik Lauritzen og er laget for å kunne behandle grottedata. I Grottolf kan man rotere på grottepassasjene, endre hvilke polygondrag man vil synliggjøre og se etter eventuelle feil som har oppstått i PocketTopo. Programmet viser volum og distanser til kartlagte polygondrag. Det ble i denne oppgaven benyttet Grottolf versjon 4.027.

Når grottene var ferdig redigert i Grottolf ble de eksportert som HPGL-fil og importert i tegneprogrammet Corel Draw. I Corel Draw er det mulig å tegne på forskjellige lag slik at man kan tegne oppå originalskeissene fra PocketTopo for deretter å skjule disse når det endelige grottekartet er ferdig.

3.2 Analyse av karst vann

Dette underkapittelet baserer seg på kompendiet *Analyse av karst vann* av Lauritzen (2012a) om ikke annet er spesifisert.

Under feltarbeidet ble det tatt vannprøver fra ulike steder i elva, ved bergartsgrenser og der elva endret vannføring fra stillestående til rennende vann. Vannprøvene ble tatt i 250ml flasker som ble holdt under vannoverflaten for å unngå gasstilførsel i prøvene. Vannprøvene ble deretter analysert på laboratoriet etter endt feltarbeid for å kunne sammenlikne verdiene tatt i felt samt kunne gjøre mer presise målinger på laboratoriet. Gjennomføring av vannprøvene belyses nærmere videre i kapittelet.

3.2.1 Ledningsevne og pH*Teori*

Den spesifikke ledningsevnen til en vannløsning er et mål på hvor godt den leder elektrisk strøm. Jo høyere ledningsevne vannet har jo større mengde oppløste ioner er det tilstede. I små vannprøver måles ledningsevnen i mikroSiemens ($1\mu\text{S} = 10^{-6}\text{S}$) eller milliSiemens ($1\text{mS} = 10^{-3}\text{S}$) og oppgis i kappa (κ).

Måling av den spesifikke ledningsevnen er temperaturavhengig og det må derfor tas hensyn til temperaturen hvor målingen tas. Det er vanlig å referere til 20°C eller 25°C. For å korrigere for den varierende temperaturen kan den regnes ut:

$$\kappa_{T2} \approx 1,02(T_2 - T_1)\kappa_{T1} \quad (3.1)$$

Et pH-meter blir kalibrert med buffere som har kjent pH-verdi 4.00, 7.00 og 14.00 for å unngå feilkilder med en foreldet glasselektrode eller endring i elektronikken. Typisk gir regnvann og allogenestisk vann en pH mellom 5.5 og 6.5 mens vannprøver som inneholder oppløst kalsitt vil ha pH over 7.

Det kan være vanskelig å få korrekte målinger av pH i vannprøver men ved hjelp av buffere og glasselektrode skal det være mulig å få målinger tilnærmet lik +/- 0,05 pH eller bedre. Det er da nødvendig å få bufferne ned på samme temperatur som miljøet der prøven blir tatt, noe som kan ta litt tid. Målinger av pH i felt er nødvendig fordi pH-verdien endres lett ved lagring. Ved å måle pH-verdien på et laboratorium etter endt feltarbeid kan en undersøke om det har skjedd endring i pH.

Fremgangsmåte

På lokalitetene hvor vannprøvene blir tatt måles ledningsevne og pH (figur 3-3). Samtidig noteres det ned temperatur der målingen tas. Målingene gjentas på laboratoriet ved å ta en mengde vannprøve i et begerglass og føre både pH-meter og konduktivitetmåler ned i prøven og lese av verdiene etter endt stabilisering av instrumentene. Før og etter hver vannprøve blir pH-meteret og konduktivitetmåleren nøye vasket med destillert vann og tørket med et papir.



Figur 3-3 Bildecollage over feltprosedyrer. A) Utførelse av saltfortynning der salt løses opp i en bøtte med vann. B) Måling av ledningsevne. C) skissering av grotte i PocketTopo. D) måling av pH.

3.2.2 Sporstoffundersøkelser i karst

Sporstoffundersøkelse er en undersøkelse hvor man kan detektere eller utskille mengden av et bestemt sporstoff ut fra løsningen den er i. Et sporstoff har veldig lave konsentrasjoner (<50mg/kg). Det engelske begrepet for sporstoff er tracer og tracerundersøkelse, disse begrepene vil bli benyttet i denne oppgaven.

Det er ulike kriterier for en ideell tracer der hovedkriteriet er at den kan påvises i lave konsentrasjoner, ettersom en tracer er lavkonsentrert. I tillegg må den ideelle traceren

ha samme mengde fra startpunkt til sluttunkt, altså ikke miste noe gjennom transporten og ha samme hastighet som vannmolekylene.

Rhodamin som tracer

I 2006 ble det utført sporstoffundersøkelse gjennom Plura-systemet av kurset Geov221 som Stein-Erik Lauritzen foreleste. Det ble da benyttet et fluorescerende fargestoff som tracer, nemlig rhodamin. At et fargestoff har fluorescens vil si at det absorberer lys med en gitt bølgelengde slik at grunntilstanden, E_0 endres til eksitert tilstand, E_1 . Siden E_1 er en ustabil tilstand vil den tilbake til grunntilstanden, en prosess som avgir energi. Når denne energien avgis i form av lys i stedet for varme kalles det fluorescens. Energien sendes ut igjen som emisjonslys, et lys med en annen bølgelengde som er større og med lavere energi enn det absorberte eksitasjonslyset. Når man belyser rhodamin med UV-lys som er usynlig for det blotte øyet kan man på denne måten detektere spormengder av fargestoffet ettersom det vil sende ut synlig lys med stor intensitet.

Rhodamin er en base som vil endre farge til intens rød eller oransje når den fluorescerer i sur løsning og fargen gjør den lett synlig å detektere i naturen. I denne undersøkelsen ble rhodaminWT (WT = water tracing) benyttet og er en videreutviklet utgave av fargestoffet slik at den har mindre adsorpsjon på andre mineraler enn opprinnelig rhodaminB.

Rhodamin ble benyttet i et punkt-til-punkt eksperiment der formålet var å bevise om det var en kobling mellom Plura-grotta og Steinugleflåget. Ved nedløpet ble det også gjort kvantitative undersøkelser som beregnet vannføringen (Q) i systemet. Tracerforsøket er videre beskrevet i resultatkapittelet.

Salt som tracer

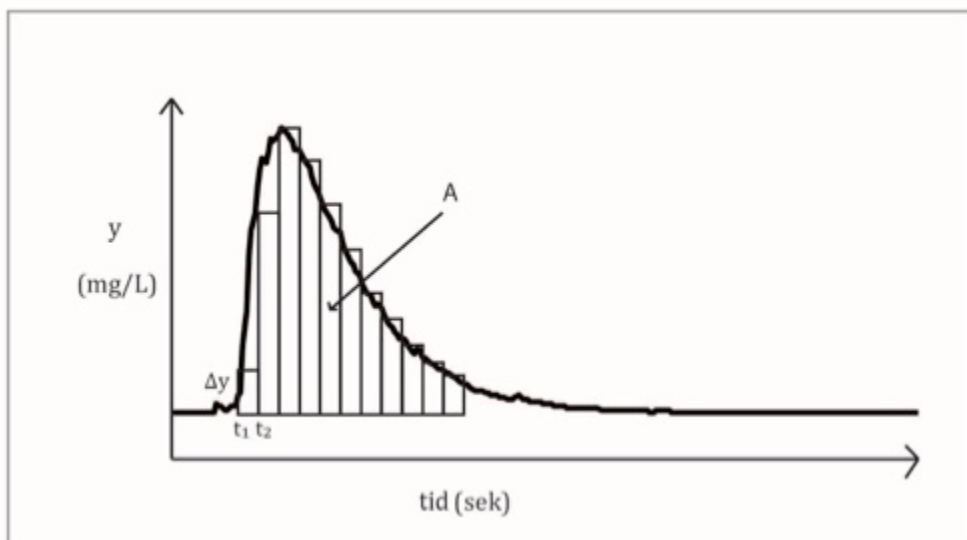
Salt (NaCl) er en kjent tracer som i dag kun blir benyttet i vannføringsbestemmelser ved den relative saltfortynningsmetoden. Dette ble utført i denne oppgaven. Prinsippet med metoden er å løse opp en kjent mengde salt i ellevannet og benytte dette som tracer man kan måle konsentrasjonen av. Saltkonsentrasjonen, $C(t) = \frac{mg(NaCl)}{L}$ måles lenger nede i elveløpet ved at man måler ledningsevnen i vannet med tette intervaller. Denne ledningsevnen måles i $\mu S/cm$ og blir omgjort til mg/L for å få samme enhet som formelen for vannføring. Omgjøringen skjer ved å dividere på 1,21 da forholdet mellom

saltkonsentrasjon og ledningsevne er $1\text{mg/L} \sim 1.21 \mu\text{S/cm}$. Saltkonsentrasjonen plottes mot tid slik at man får fremstilt tracerens gjennombruddskurve. Denne kurven gjør det mulig å beregne kanalens tverrsnittsareal, A og tracerutbyttet. Ut fra gjennombruddskurven man også observere tiden det tar fra injeksjonstidspunktet, t_0 til traceren blir detektert, t_1 . Maximumsverdien av tracerbølgens, t_m og tid til tracerbølgens massetyngdepunkt, t_r kan også observeres. Tracerbølgens massetyngdepunkt er definert som det tidspunktet da 50% av totalmassen i gjennombruddskurven har passert.

Arealet av kanalens tverrsnitt er gitt ved:

$$A = \int C(t)dt = \text{mg/L} \cdot \text{sek.} \quad (3.2)$$

Dette blir utregnet ved å finne arealet under gjennombruddskurven (figur 3-4). Ved å trekke fra bakgrunnen, altså den opprinnelige saltkonsentrasjonen i vannet kan man videre finne integralet av kurven som tilsvarer arealet. Deretter divideres milligram salt som er tilsatt med tracerbølgens maximum, t_m for å beregne kanalens vannføring.



Figur 3-4 Illustrasjon av en tracers gjennombruddskurve. Arealet under kurven er gitt ved summen av kolonnene. Y-aksen tilsvarer saltkonsentrasjonen, mg/L og x-aksen tilsvarer endring i tid. Arealet av en kolonne er gitt ved Δy multiplisert med Δtid .

Arealet under gjennombruddskurven er tilknyttet vannføringen, Q og kan belyses ved formelen:

$$Q = A * u, \quad (3.3)$$

der A er tverrsnittsarealet og u er vannets hastighet. Dette samsvarer med:

$$Q = m^2 \times m/\text{sek} = m^3/\text{sek} = L/\text{sek} \quad (3.4)$$

Under saltfortynningen regnes vannføringen ut fra forholdet mellom tilsatt salt, oppgitt i mg , og arealet av kanalens tverrsnitt, A :

$$Q = \frac{m}{A} = \frac{m}{\int \frac{m \cdot t}{V} dt} = \frac{mg}{\frac{mg \cdot \text{sek}}{L}} = \frac{L}{\text{sek}} \quad (3.5)$$

Ved å utføre saltfortynningen flere ganger ved samme lokalitet og ved samme vannstand vil man kunne ta høyde for usikkerheten i metoden. Likevel er salt som tracer en lite brukervennlig metode da det trengs såpass store mengder salt for å kunne utføre undersøkelsen at det gjør metoden lite gunstig å benytte i de fleste områder. Derimot er metoden godt egnet i områder hvor konduktiviteten er lav og der det er bra tubulens, som i arktisk-alpin karst og i glasiale systemer. Hvor god gjennombruddskurven er avhenger av antall intervaller samt stabiliteten av konduktivitetmålingene.

Det ble utført to vannføringseksperiment under feltarbeidet, med to paralleller ved hver lokalitet (figur 3-3). Eksperiment 1 ble utført i Plura, like nedenfor Pluragjelet, rett sør for Austerholet. Eksperiment 2 ble utført i Jordbrubekken, like før nedløpet til Jordbrugrotta.

Fremgangsmåte for relativ saltfortynningsmetode

1. Vannføringseksperimentet blir utført ved hjelp av en 10l bøtte og 1kg salt. Bøtta blir fylt med ellevann og saltet røres ut i vannet til det har løst seg opp.
2. Tøm deretter saltfortynningen ut i elva.
3. Mål ledningsevnen 20m nedenfor utkastpunktet ved hvert femte sekund.
4. Plott målingene inn i regneark for å kunne se gjennombruddskurven til saltkonsentrasjonen og finne integralet av denne.

3.3 Laboratoriearbeid

En bildecollage er fremstilt i figur 3-5 som viser instrumenter og prosedyrer utført på laboratoriet.

3.3.1 Total hardhet

I en vannløsning med oppløst kalsitt kan det inneholde både magnesium- og kalsiumioner. Samlet kalles summen av ionene total hardhet og oppgis i ppm Ca eller i mM $[Ca^{2+}]$. For å skille mellom de to ionene benyttes kompleksimetrisk titrering med EDTA (ethylendiamintetra-acetat) og EGTA (ethylenglycoltetra-acetat). Med EDTA-titrering gir resultatet utslag som konsentrasjonen av kalsium- og magnesiumioner i vannløsningen mens EGTA-titrering gir konsentrasjonen av magnesiumioner i vannløsningen (Lauritzen, 2012a).

Hva er titrering?

Titreringsanalyse er en kvantitativ metode for å finne et ukjent volum av en løsning. Metoden benytter en standardløsning hvor konsentrasjon og volum er kjent. Standardløsning tilsettes dråpevis i den ukjente løsningen frem til reaksjonen mellom de to løsningene er ferdig og løsningen når ekvivalenspunktet eller som det også kalles, det teoretiske/stokiometriske endepunkt. Hele denne prosessen kalles titrering.

Man oppdager endepunktet av titreringen ved å fysisk se en endring i fargen på løsningen etter å ha tilsatt standardløsning. Da dette observeres med det blotte øyet er det en titrerfeil at endepunktet ikke samsvarer med det teoretiske endepunktet. Det er derfor viktig å benytte indikator som gir minst mulig avvik mellom det teoretiske og det synlige endepunktet (Mendham, 2000).

Ved endepunktet er det likevekt mellom standardløsningen og vannprøven slik at følgende formel er gjeldende:

$$C_{\text{prøve}} * V_{\text{prøve}} = C_{\text{EDTA}} * V_{\text{EDTA}} \quad (3.6)$$

Da volum av vannprøven blir veid inn før titreringen begynner, kan konsentrasjonen av vannprøven regnes ut:

$$C_{\text{prøve}} = C_{\text{EDTA}} * V_{\text{EDTA}} / V_{\text{prøve}} \quad (3.7)$$

Indikatoren som benyttes har et endepunkt som ligger på den bratte kurven av titreringskurven slik at man ser en fargeendring i vannløsningen når løsningen når pH-verdien til ekvivalenspunktet (Chang, 2008).

Titring med EDTA

EDTA brukes som reagent i en komplekstitering (complex formation titration) der en metallindikator viser ekvivalenspunktet (Mendham, 2000).

EDTA har kjemisk formel $C_{10}H_{16}N_2O_8$ men ved titring brukes ofte di-natriumsaltet av forbindelsen og da er formelen $C_{10}H_{14}N_2O_8Na_2$. Forkortet kan en skrive formelen som H_2YNa_2 . Ved tilstedeværelse av kalsiumioner skjer følgende reaksjon:



Disse ionene er fargeløse og det tilsettes derfor en indikator som gir farge når den bindes med kalsiumionet:



Indikatoren kalles Eriochrom Svart og gir en rødlig farge bundet sammen med kalsium, men som ubundet/fri indikator er fargen blågrønn. Det er ulikt styrkeforhold mellom de to forbindelsene som binder seg til kalsiumionet, der CaY^{2-} er sterkere enn $CaIn^{2-}$. Dette gjør at tilsetning av EDTA fører til mindre og mindre $CaIn^{2-}$ og løsningen får blågrønn farge ettersom H_2In^{2-} dannes. Ved kun kalsiumioner tilstede i løsningen er omslaget og fargen mer utydelig.

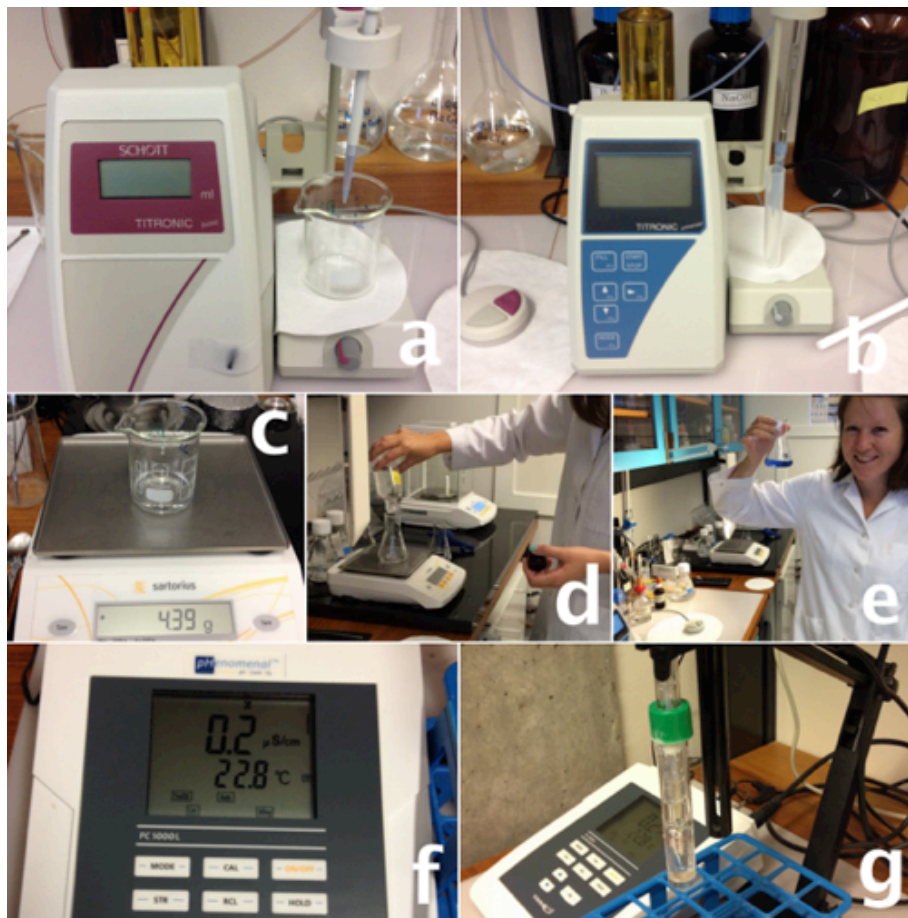
Dersom det også er magnesiumioner tilstede i løsningen dannes et nytt kompleks som er litt mindre stabilt:



EDTA vil først reagere med kalsiumionene og deretter med magnesiumionene før det reagerer med indikatoren, $MgIn^{2-}$. Det tilsettes buffer for å få en løsning i pH-sjiktet mellom 7-11 slik at indikatoren, H_2In^{2-} har fargen kornblå. Med passende buffer er fargeendringen veldig tydelig og går fra vinrød til kornblå (Lauritzen, 2012a).

Fremgangsmåte EDTA-titrering

1. Pipettér 5ml volum fra vannprøven over i en erlenmeyerkolbe og vei prøvemengden. Dersom ledningsevnen av løsningen er under $100\mu\text{S}/\text{cm}$ blir volum endret til 10ml eller 15ml. Anta en tetthet lik 1 for vannprøven.
2. Tilsett destillert vann i erlenmeyerkolben til kolben inneholder totalt 20ml volum.
3. Tilsett én skje indikatorpulver og 1ml ammoniumbuffer i vannprøven. Fargen skal bli svakt rosa.
4. Sett vannprøven på titreringsstativet og tilsett dråpevis én og én ml EDTA frem til det sees en fargeforandring til blank og deretter til grønnlig fargeomslag. Noter de to omslagspunktene i resultater.
5. Titrer hver vannprøve minst 3 ganger for å regne ut middelvei og standardavvik.



Figur 3-5 Bildecollage som viser instrumenter og eksperimenter på laboratoriet. a) Titreringsinstrument med EDTA. b) Titreringsinstrument med EGTA. c og d) Veiing av vannprøve benyttet under titreringen. e) Vannprøve tilsatt zinkindikator før utførelse av EGTA-titrering. f) konduktivitetmåler. g) pH-meter.

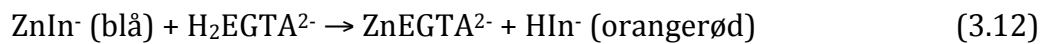
Titring med EGTA

EGTA er en annen type komplekstitrering hvor man kan skille ut kalsiumionene fra magnesiumionene. Under titringen dannes det et kompleks med kalsium-EGTA (1×10^{11}) som har høyere stabilitetskonstant enn komplekset for magnesium-EGTA (1×10^5). Magnesium vil derfor ikke påvirke reagenten.

Zinkon er en indikator som benyttes og viser indirekte endepunktet med kalsium.



Sinkionene som frigis gir blålig kompleks med indikatoren. Ved endepunktet blir sink-indikator komplekset dekomponert og løsningen gir orangerød farge på indikatoren.

*Fremgangsmåte EGTA-titrering*

1. Pipettér 5ml volum fra vannprøven over i en erlenmeyerkolbe og vei prøvemengden. Dersom ledningsevnen til løsningen er under $100\mu\text{S}$ på laben, endres volum til 10ml eller 15ml.
2. Tilsett destillert vann i erlenmeyerkolben til kolben inneholder totalt 20ml volum.
3. Tilsett 10ml EGTA-buffer, 1ml Zn-EGTA og 4-5 dråper zinkon-indikator i vannprøven. Fargen blir klar blå.
4. Sett vannprøven på titreringsstativet og tilsett dråpevis én og én ml EGTA frem til det sees fargeforandring til stålgrå og deretter til gult fargeomslag. Noter de to omslagpunktene i resultater.
5. Titrert hver vannprøve minst 3 ganger for å regne ut middelvei og standardavvik.

3.3.2 Alkalinitet

Alkalinitet er summen av de ioner som kan nøytraliseres ved tilsetning av sterk syre:

$$[\text{Alk}] = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] + [\text{A}^-] \quad (3.13)$$

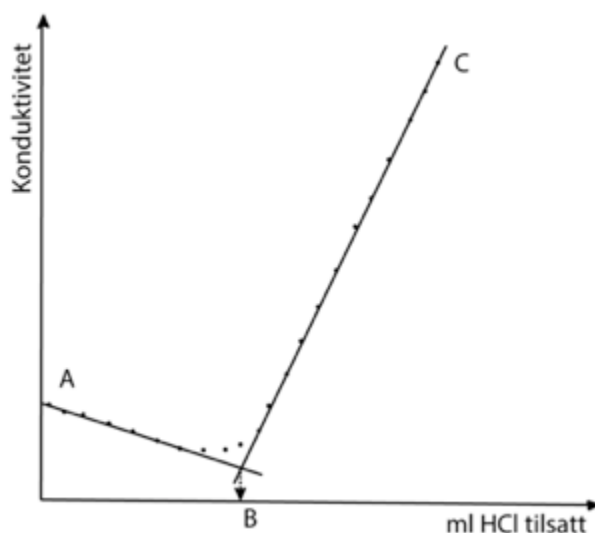
Her er $[\text{A}^-]$ anionet til andre svake syrer.

Ved potentiometrisk og konduktometrisk titrering kan en måle alkaliniteten i løsningen ved å gradvis tilsette mer og mer sterk saltsyre (HCl) og notere ned verdien for pH eller ledningsevne ved hver tilsetning.

Konduktometrisk bestemmelse av alkalinitet ser på den endrede ledningsevnen i løsningen ved tilsetning av saltsyre. Man ser en trend der ledningsevnen synker når saltsyre tilsettes og frem til løsningen når ekvivalenspunktet. Dette er på grunn av at ionene går sammen og danner karbonsyre:



Etter at endepunktet er nådd og saltsyre fortsatt tilsettes vil den økte konsentrasjonen av H^+ i løsningen gi økende ledningsevne (figur 3-6).



Figur 3-6 Figuren viser hva som skjer ved konduktivimetrisk titrering. A er startfasen av vannløsningen der konduktiviteten er vannprøvens opprinnelige verdi. Ved B vises ekvivalenspunktet og ved C er slutten av titreringen. Fordi både HCO_3^- og H^+ forbrukes og danner H_2CO_3 i starten vil startkurven gå nedover mot B for så å kurve oppover etter nådd ekvivalenspunkt. Figur hentet fra Lauritzen (2012a).

Dersom den totale hardheten i vannprøven er for høy kan det være vanskelig å finne endepunktet i løsningen fordi konduktiviteten i utgangspunktet blir for høy. Da er det mer gunstig med lavkonsentrasjonsløsninger slik som regnvann og vannprøver tatt fra bare karstoverflater eller fra høyfjellet.

Avgassing av CO₂ kan være et problem under titrering da bikarbonat binder seg til H⁺ og danner karbonsyre. Når alkaliniteten er høy kan avgassing bli et problem.

Konduktometrisk alkalinitet bestemmes ut grafisk der en plotter tilsatt HCl med ledningsevnen. Endepunktet vil være der som kurven "knekker" og begynner å gå opp igjen. Endepunktet leses av som volum og en kan deretter regne ut konsentrasjonen av løsningen ettersom man har konsentrasjon og volum av standardløsningen HCl (Lauritzen, 2012a).

Fremgangsmåte

1. Titrer først en prøve rent vann for å se hvordan trendlinjen til titreringskurven vil bli. Deretter utfør titrering av en kjent mengde NaHCO₃ mot HCl for å regne ut konsentrasjonen av HCl som skal benyttes i titreringen med vannprøvene.
2. Ta ut 50ml vann fra hver vannprøve for så å tilsette 20ml destillert vann slik at totalmengden vann er 70 ml.
3. Legg oppi en magnetrører og sett i et konduktivitetsmeter som måler µS/cm.
4. Tilsett 1ml HCl om gangen og konduktiviteten avleses for hver gang verdien stabiliserer seg. Gjennomfør 30 ganger til konduktiviteten ligger 6 ganger over startverdien.
5. Plott verdiene på regneark slik at det fås to linjer som krysser hverandre. Regn ut skjæringspunktet som gir verdien for ekvivalenspunktet.
6. Regn ut alkalinitetskonsentrasjonen av vannprøven ut fra formelen $C_1V_1 = C_2V_2$.

3.4 Behandling av usikkerheter i kjemiske analyser

Ved kjemiske analyser kan det oppstå feilkilder som fører til usikkerhet i de eksperimentene man utfører. Det er derfor viktig å ta forhåndsregler når man utfører kjemiske analyser, slik at usikkerheten blir minst mulig.

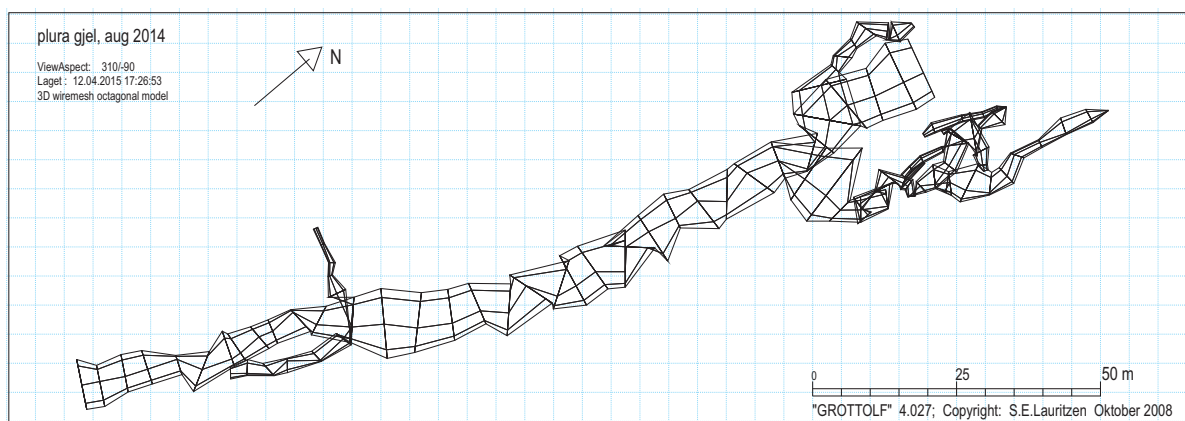
En usikkerhet er systematiske feil ved bruk av instrumentene. Det er derfor nødvendig med hyppig kalibrering av instrumentene for å forminske denne risikoen. Under titreringer kan det også gjennomføres blanke bestemmelser med rent vann ved samme forhold som under titrering med prøven. På denne måten kan man observere om det er en effekt av urenheter i instrumentene og utstyret som benyttes og korrigere for dette ved prøvene. I denne oppgaven ble det særlig lagt vekt på å ta flere paralleller under titreringene for dermed å kunne indikere presisjonen av målingene. Her er det derimot en usikkerhet i at det kan være en konstant feilkilde til stede for alle parallellene (Mendham, 2000).

4 Resultater

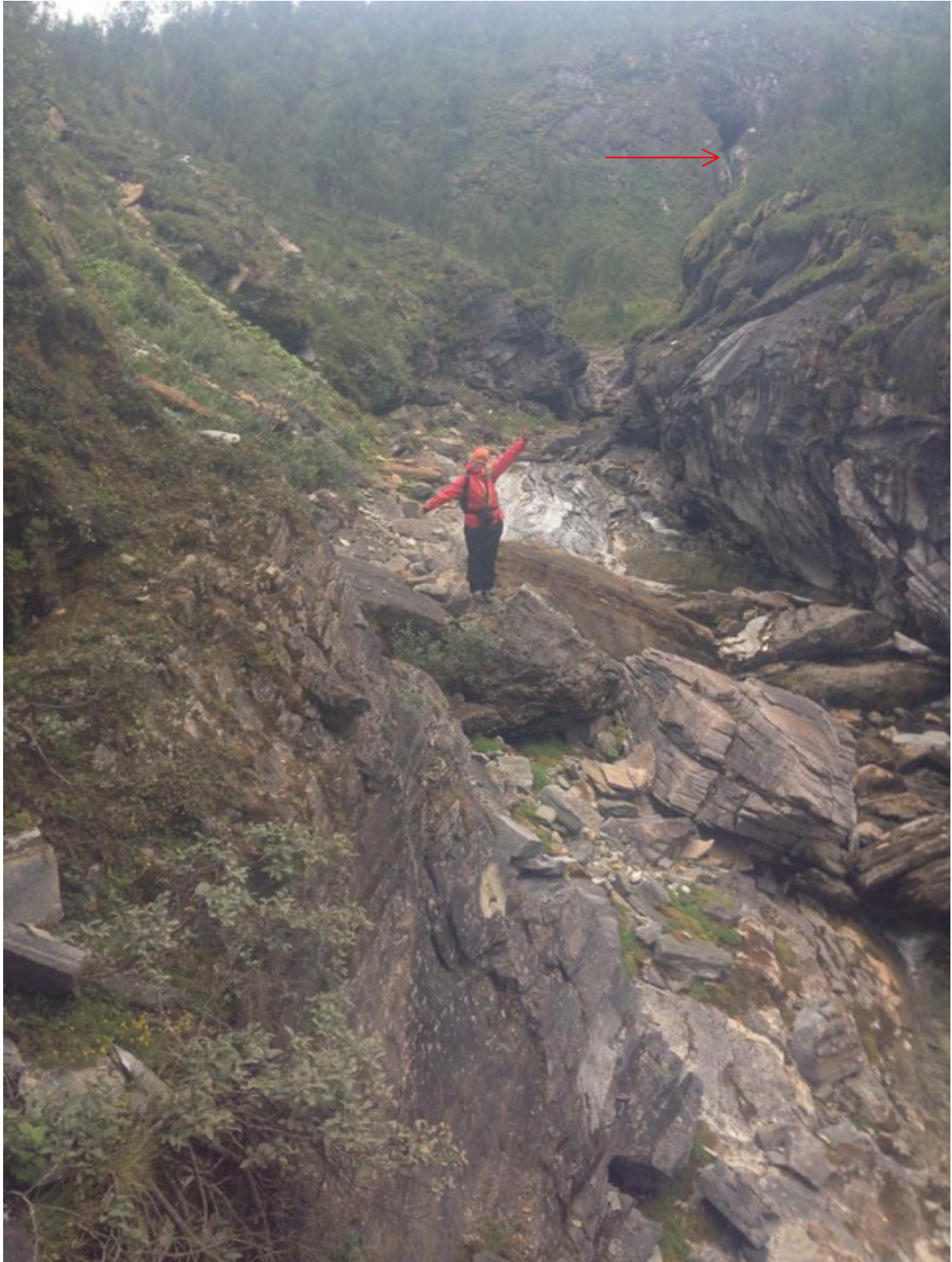
4.1 Observasjoner i felt

4.1.1 Kartlegging og beskrivelse av grottene i Pluragjelet

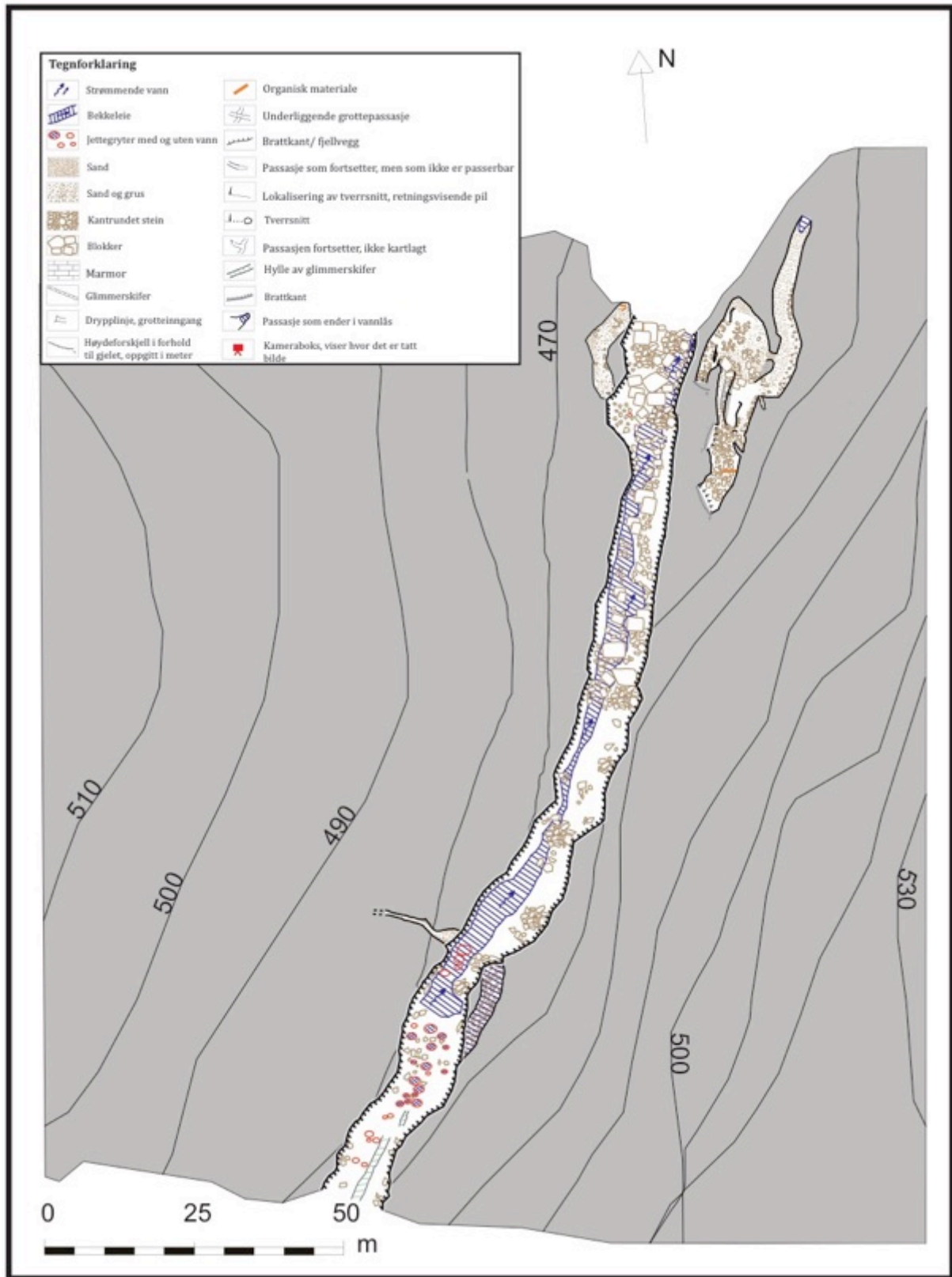
Det ble utført kartlegging av grotter i Pluragjelet i samarbeid med Cathrine Espeland. Pluragjelet ligger i lengdesnittet av Plura rett nord for Sprutforsen (figur 4-2). Det er et åpent gjel tilknyttet et grottesystem bestående av flere separate grotter i ulike høydenivåer langs med gjelet. Figur 4-4 og 4-5 viser fullstendig oversikt over det kartlagte Pluragjelet med navn på sidegrottene. Kartleggingen av Pluragjelet startet ved 469 m o.h. i den sørligste enden av gjelet og fortsatte nordover. Plura-elva renner gjennom gjelet men på grunn av lav vannføring var det mulig å gå tørrskodd under kartleggingen. Noen steder forsvinner Plura ned under bakken i underliggende grotter. Tilsammen er det kartlagt 397,7 m i Pluragjelet med et volum på 1923,2m³. Målene er hentet fra Grotto 4.027 (Figur 4-1).



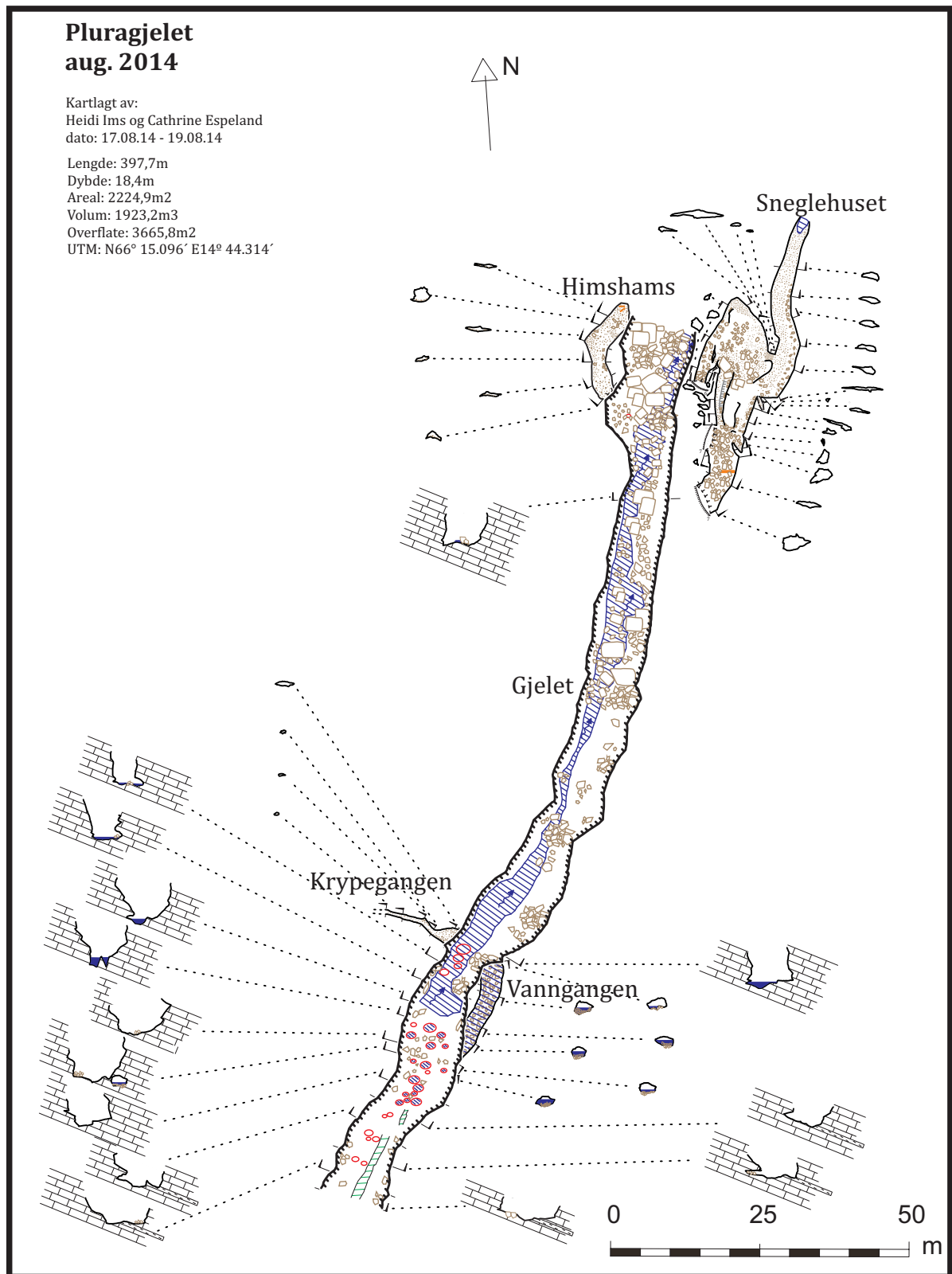
Figur 4-1 Pluragjelet vist i en oktagonal 3D-modell ettersom tverrsnittene er tegnet ut ifra 8 punkter. Figuren er modellert i Grotto 4.027.



Figur 4-2 Oversiktsbilde over Pluragelet tatt i søroverrettet retning. Utgangen til Sprutforsen kan sees i bakgrunnen, markert med pil.



Figur 4-3 Det kartlagte Pluragjelet med lokalisering av de ulike grottegangene og tegnforklaring. Det fargelagte gråt området viser bergmasse som er rundt det kartlagte området.



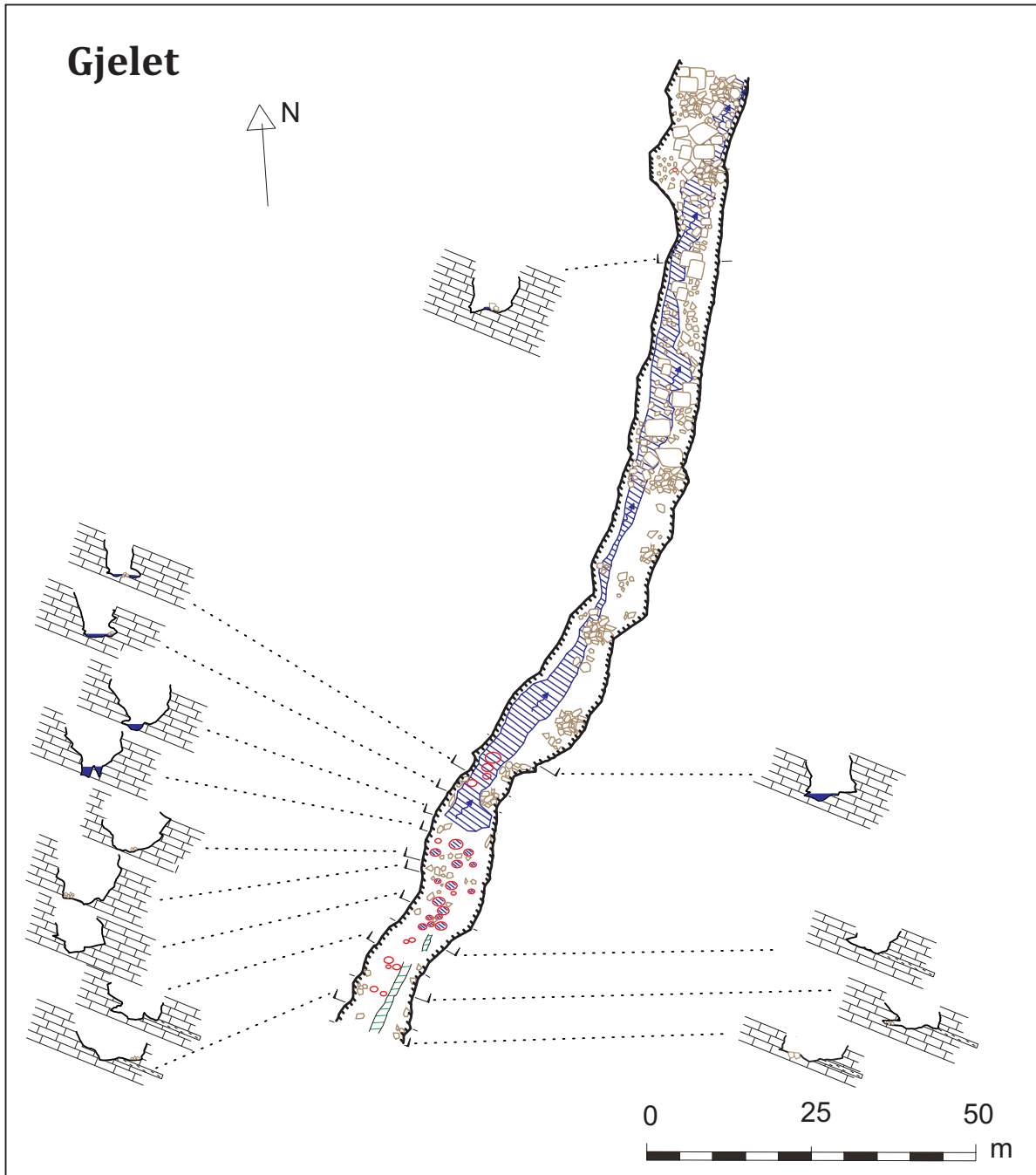
Figur 4-4 Pluragjelet med tverrsnitt av grottepassasjene.

Beskrivelse av gjelet

Et detaljert kart over gjelet er vist i figur 4-5. Gjelet er i den sørlige enden tørrlagt og Plura renner i et nivå under bakkenivå. Her er det et lag av glimmerskifer som stikker opp mellom lagene av marmor og som ikke er erodert ned på samme nivå som marmoren. Ellers domineres gjelet av oppsprukket marmor. I gjelet er det både tørrlagte og vannfylte jettegryter samt stein og blokker.

Den sørligste delen av gjelet ligger i et høydemeternivå høyere enn den nordligere delen av gjelet. Her renner Plura i nordlig retning under marmoren før den kommer fram i dagen etter 35m av kartleggingen. Her synker nivået til gjelet med én meter. Ved lokaliteten ligger det to grotteinnganger på hver sin side av gjelet, Vanngangen på østlig side og Krypegangen på vestlig side (figur 4-7).

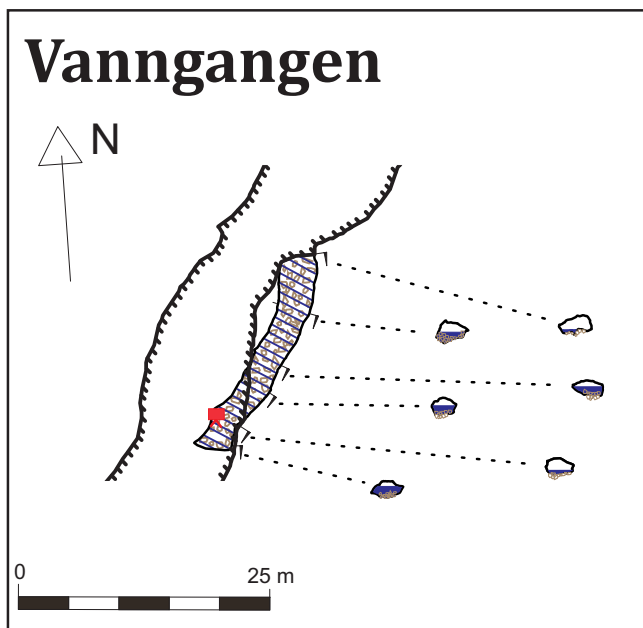
Tverrsnittene av gjelet viser en typisk fluvial nedskjæring. Veggene er bratte og skjærer gjennom skråstilte marmorlag. På grunn av målinger utendørs i et åpent gjel var det problemer med registreringen av laseren som målte tverrsnittene. Det ble derfor ikke utført tverrsnittsmålinger langsmed hele gjelet.



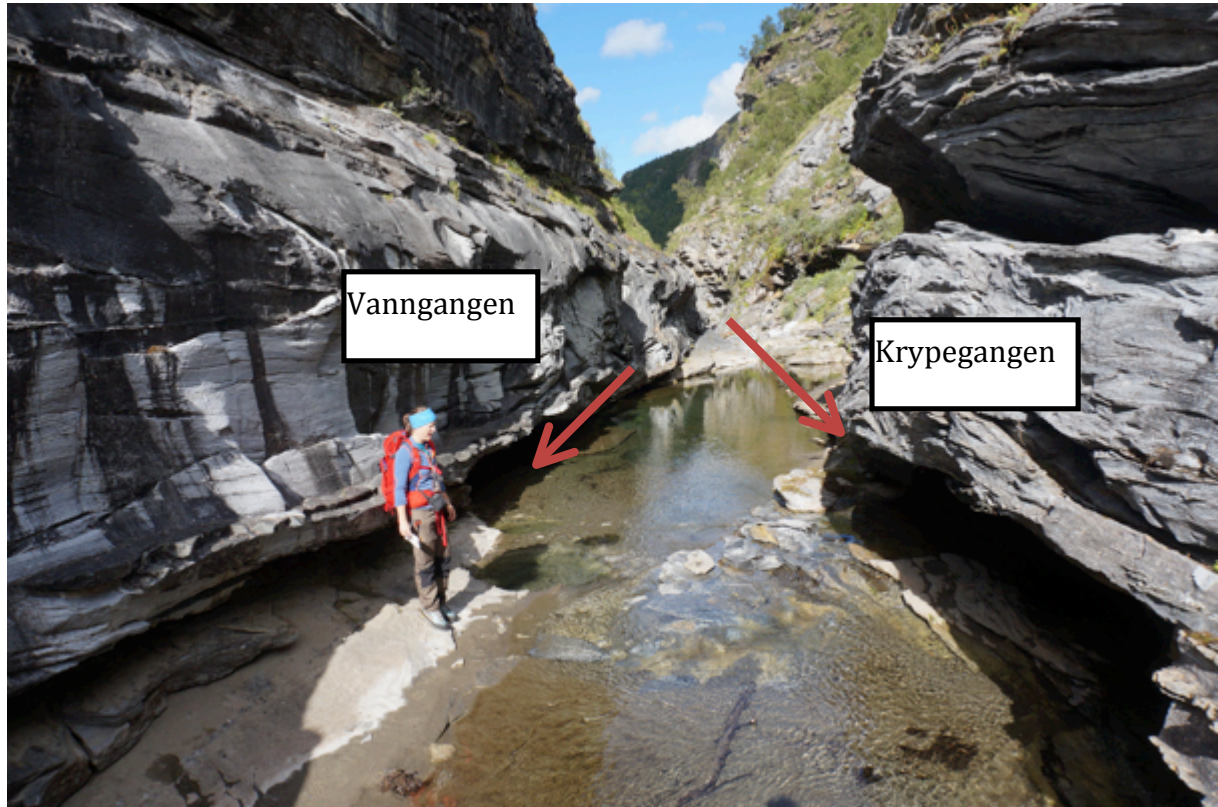
Figur 4-5 Gjelet.

Beskrivelse av Vanngangen

Vanngangen er en 20m lang grotte som Plura-elva renner gjennom (figur 4-6). Gulvet i hele passasjen er dekket av steiner. Grotten har typisk freatiske tverrsnitt med strømskåler i tak og vegger. Under kartleggingen er vanndybde fra 20cm ved åpningen til 1m helt innerst. På grunn av sedimenter som dekker gulvet i Vanngangen er det vanskelig å beregne den presise størrelsen av passasjens tverrsnitt. Innerst i grotta går passasjen under Gjelet og en linseformet åpning i taket leder opp til Gjelet (figur 4-6).



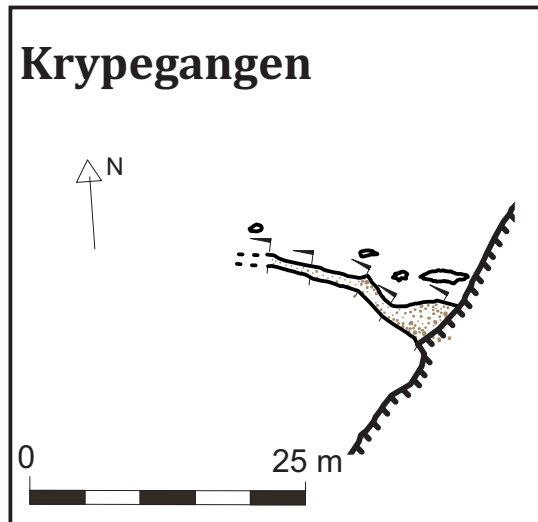
Figur 4-6 Vanngangen til venstre. Rød kameraboks viser hvor det er en linseformet sprekk i taket av vanngangen. Åpningen vises i bildet til høyre. Bildet er tatt fra Gjelet.



Figur 4-7 Gjelet med lokalisering av inngangen til Krypegangen og Vanngangen. Foto: Sverre Aksnes

Beskrivelse av Krypegangen

Krypegangen er en grottepassasje lokalisert vis-a-vis Vanngangen. Grotta har åpningen helt nede ved vannivået (figur 4-7) og er såpass smal og trang at en må krype gjennom hele passasjen. Her er gulvet fylt med grus og sand innover hele grotta og den ender til slutt i en så trang passasje at den ikke er gjennomtrengelig (figur 4-8). Åpningen var under kartleggingsdagene fylt med vann men dette kan variere ved ulike vannføringer (figur 4-9).



Figur 4-8 Krypegangen.

Beskrivelse av Sneglehuset

Sneglehuset har fått sitt navn på grunn av dens utseende da den snor seg som et sneglehus i fasong (figur 4-9). Dette er den største av grottene i Pluragjelet og strekker seg på det lengste 50m inn i fjellet. Grotta har 3 ulike innganger som ligger 6-7m høyere enn nivået til Gjelet (figur 4-11). På grunn av feil under kartleggingen er plasseringen av Sneglehuset i forhold til gjelet flyttet ca. 5 m lenger sør ettersom kartleggingsmålingene var feil.

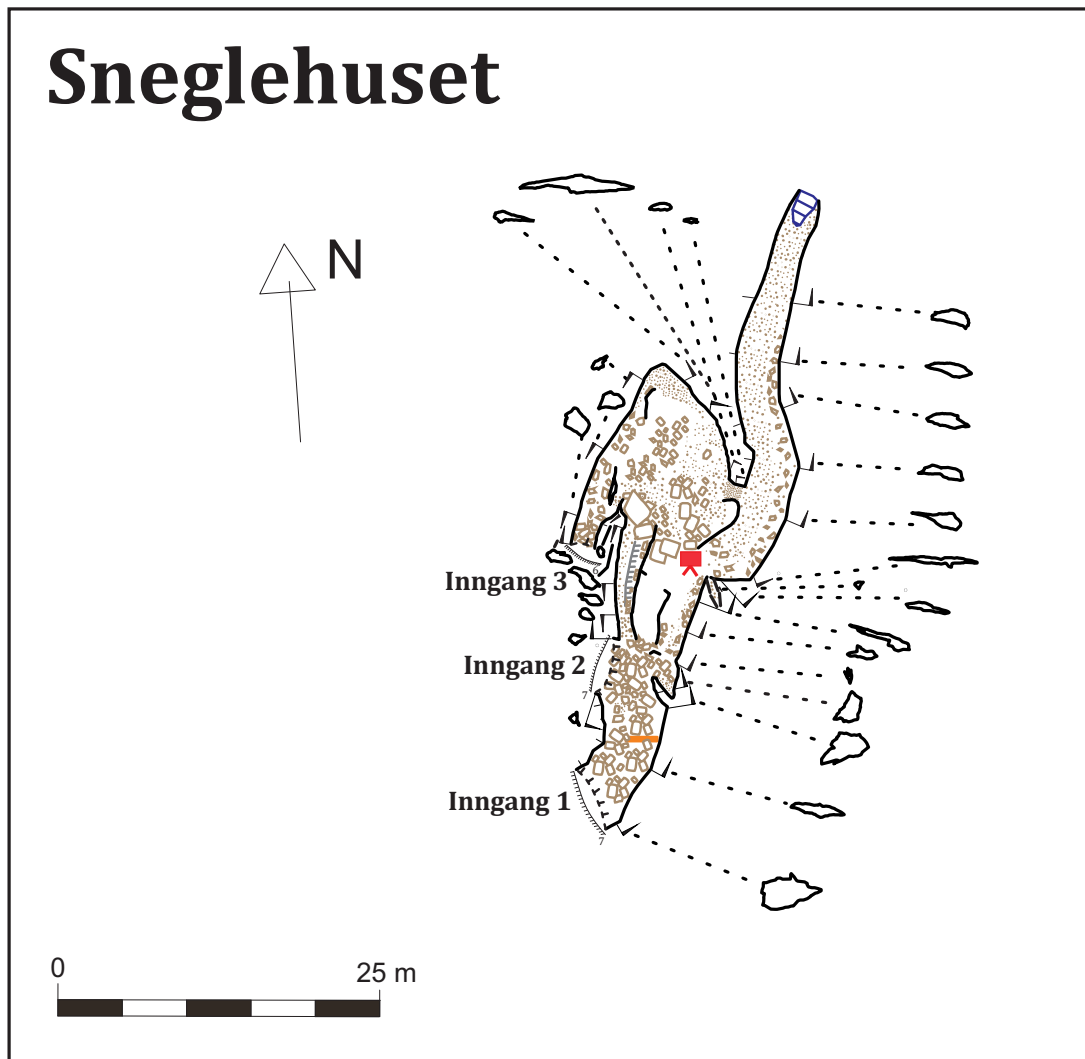
For å ta seg opp til Sneglehuset er det en skråning med blokker og rasmateriale før man kommer helt opp til inngangene. Den sørligste inngangen er den største og her kommer en rett inn i en grottepassasje med mye blokker og steiner som skråner litt nedover mot den andre åpningen som ligger litt vestenfor. Det ble observert en stokk drivved midt i denne passasjen. Videre går Sneglehuset nordover med to veivalg: nord eller øst.

Østover ligger det mye steiner før passasjen går nordover. Her er det kobling til midten av Sneglehuset som er et åpent rom. Øst går det en ny passasje som strekker seg nordover. Her er det mye grov sand med noe grus som ligger i en enorm sandhaug (figur 4-10). Denne sandhaugen dekker størsteparten av grotterommet og tetter igjen en passasje som kobles opp mot det åpne rommet. Sandhaugen tynner ut mot den helt østlige veggen hvor grotta er på sitt laveste. Denne passasjen strekker seg som en lang gang nordover og ender i en vannlås.

Fra den andre inngangen går det en veldig trang passasje i nordlig retning, en skvis. Etter skvisen åpner passasjen seg opp og en møter en brattkant av glimmerskifer som står opp. Videre kommer noen store blokker før grotterommet åpner seg opp og en er midt i Sneglehuset. Det er varierende kornstørrelser med sand og stein.

Den tredje åpningen er mindre og brattere enn de to forrige og ligger 2m nord for åpning nummer 2. Inngangen har rasmateriale av store steiner på 30-100cm størrelse og gjør det ulendt å passere. Passasjen kobles videre til resten av Sneglehuset ca. 10 m inni grotta, her er det også en kort passasje på 1 m som ligger 1,5 m opp fra bakkenivå.

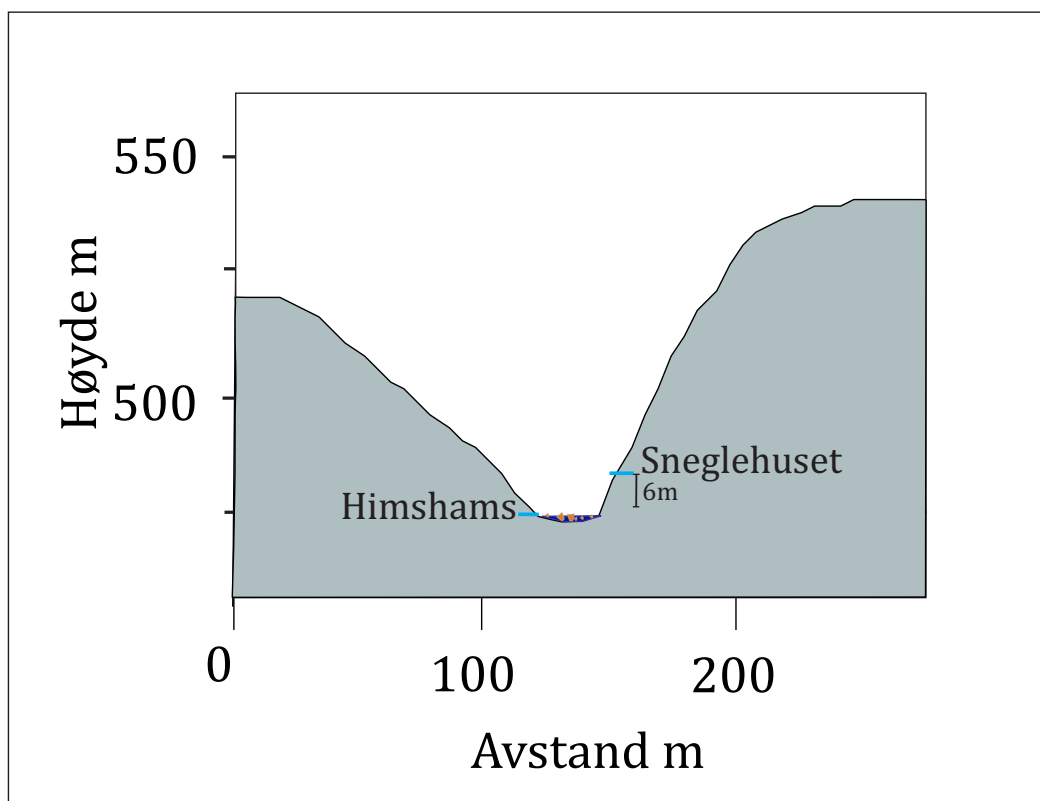
Tverrsnittene i Sneglehuset er linseformete i varierende grad.



Figur 4-9 Sneglehuset.



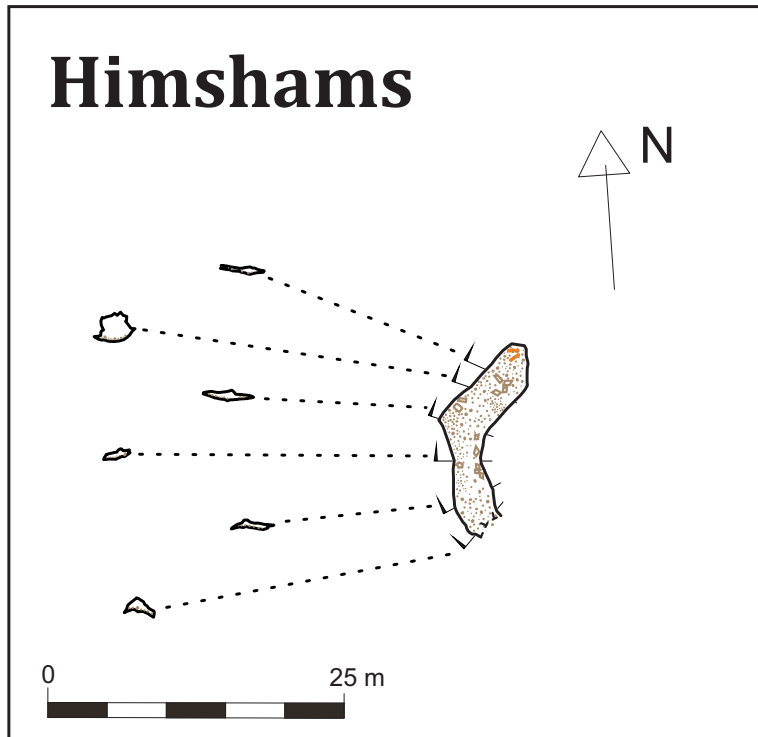
Figur 4-10 Passasjen ned til det nederste nivået i Sneglehuset og videre mot vannlåsen. Bildet viser en stor sandhaug som delvis tetter igjen passasjen mens den til venstre for figuren tetter fullstendig den ene passasjen.



Figur 4-11 Tverrsnitt gjennom Gjelet hvor Himshams og Sneglehuset er lokalisert. Figuren viser at det er 6m høydeforskjell mellom de to grotteinngangene.

Beskrivelse av Himshams

Inngangen til Himshams ligger helt nederst av en veldig oppsprukket og lagdelt marmorsekvens på den nordvestlige siden av gjelet (figur 4-13). Himshams strekker seg 15 m inn i fjellet og har steiner og grov sand på gulvet. Helt innerst i grotta er det trestokker (figur 4-12). Grotta strekker seg 15 m inn i fjellet.



Figur 4-12 Himshams.



Figur 4-13 Inngangen til Himshams.

Helt nord i Himshams er det to sprekkåpninger i fjellveggen som kan observeres fra utsiden av gjelet (figur 4-14). Sprekkene har nesten vertikal orientering, er en meter på det lengste og 20cm bred. Sprekkene har uttynning innover i fjellet.



Figur 4-14 Pluragjelet sett sørover. Rød pil viser hvor to sprekker går inn i fjellet og åpner inn mot Himshams. Sprekkene ligger helt nederst i marmorsekvensen.

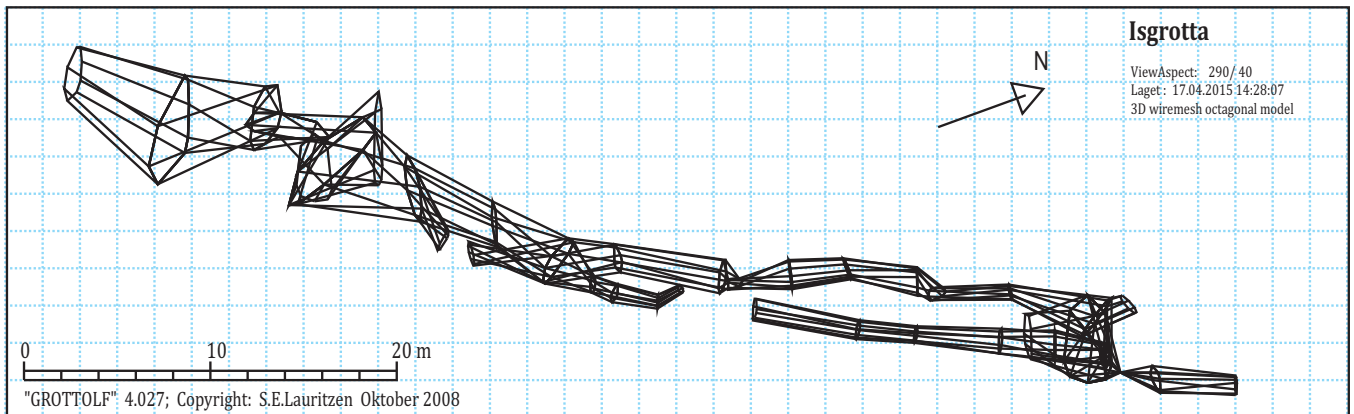
4.1.2 Kartlegging og beskrivelse av Isgrotta

Isgrotta er lokalisert sørvest for Pluragjelet 543 m o.h. (figur 1-4). Grotteinngangen ligger i en forsenkning i terrenget og er omgitt av bratte vegger (figur 4-15). Marmoren ved inngangen er veldig deformert og sammenpresset. En bekk renner ned i Isgrotta ned i en åpning i taket som består av glimmerskifer. Isgrotta er detaljert beskrevet i figur 4-17 og 4-18.



Figur 4-15 Inngangen til Isgrotta lokalisert i en forsenkning omgitt av bratte fjellvegger.

Det kartlagte volumet av Isgrotta er $633,2\text{m}^3$ med en lengde på 134m og 15,7m dybde (figur 4-16). Grotta er opprinnelig mye større men ble ikke ferdig kartlagt på grunn av tidsmangel. Kartleggingen foregikk i samarbeid med Cathrine Espeland.



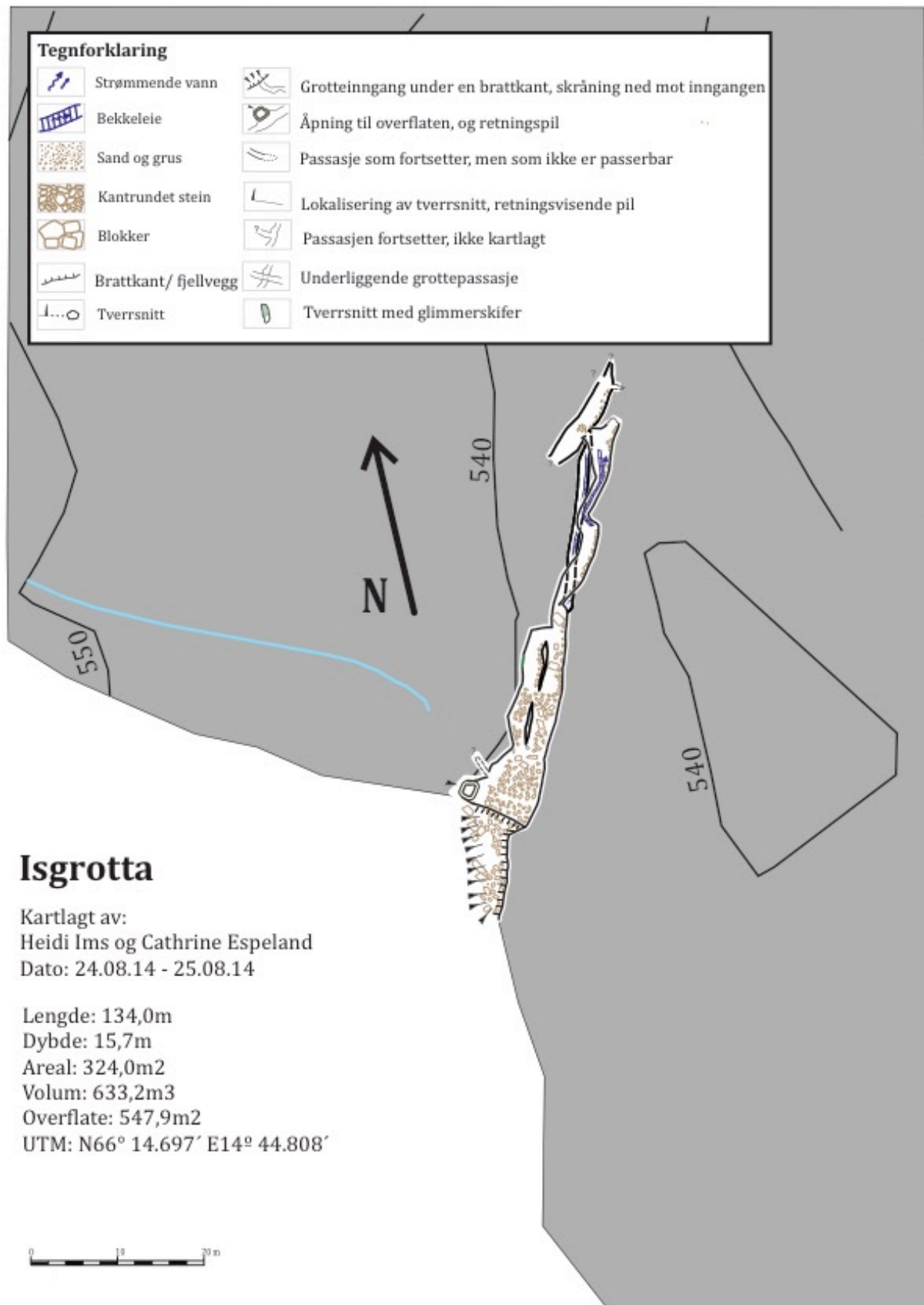
Figur 4-16 Oktogonal 3D-modell av Isgrotta modellert i GrottoLof.

Beskrivelse av Isgrotta

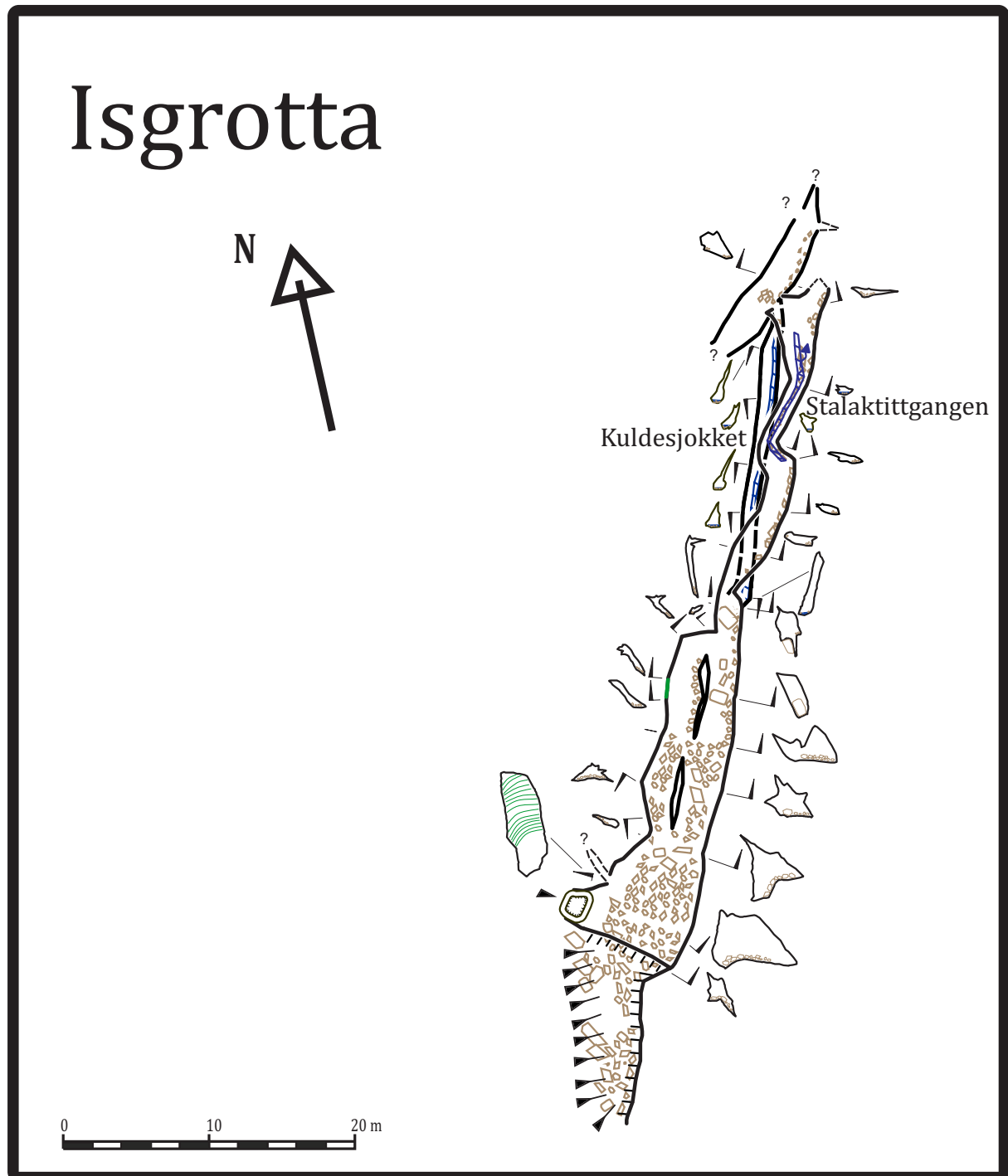
Ved inngangen er Isgrotta dominert av mye kantete store blokker på opp til 150cm og klaster på 20-50 cm. Grotta har også en inngang fra taket der bekken renner ned, men her er det for bratt til å gå ned uten klatreutstyr. Videre er grotta fylt med blokker og steiner innover.

30 m inn i fjellet er det en stor blokk som er kilt fast i passasjen. Her er det to veivalg, enten opp eller ned. Opp ligger en øvre passasje hvor en må kripe for å komme gjennom. Denne passasjen har vann på gulvet og 2-3 cm lange stalaktitter, derav navnet Stalaktittgangen. Passasjen meandrerer og ender ut i et åpent grotterom som hører til den nedre passasjen.

Den nedre passasjen, kalt Kuldesjokket, er smal og har vann som renner langs gulvet. Den kartlagte delen av Isgrotta ender i et grotterom hvor flere passasjer går videre inn i fjellet. Disse er merket som spørsmålsteget på figur 4-18.



Figur 4-17 Grottekart over kartlagt området av Isgrotta samt tegnforklaring. Berggrunnen rundt kartleggingen er fargelagt grått.



Figur 4-18 Den kartlagte delen av Isgrotta. Spørsmålstegetene helt i enden av kartet viser til ikke kartlagte områder, men man vet at den går mye lenger inn. Isgrotta er vist med tverrsnitt av passasjene.

4.1.3 Erosjonsbasis

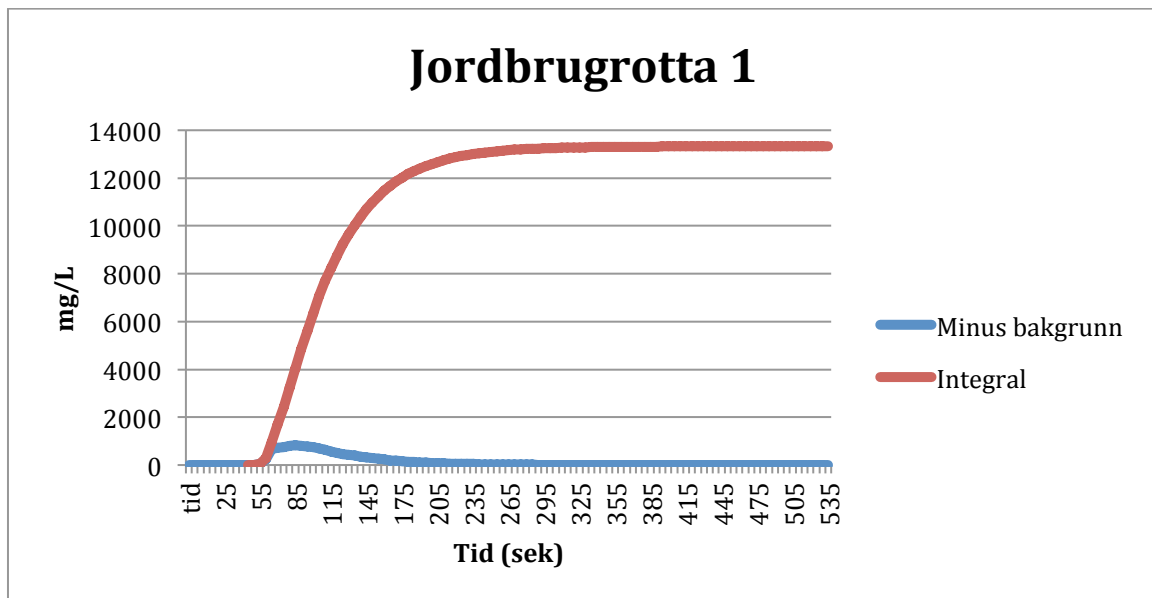
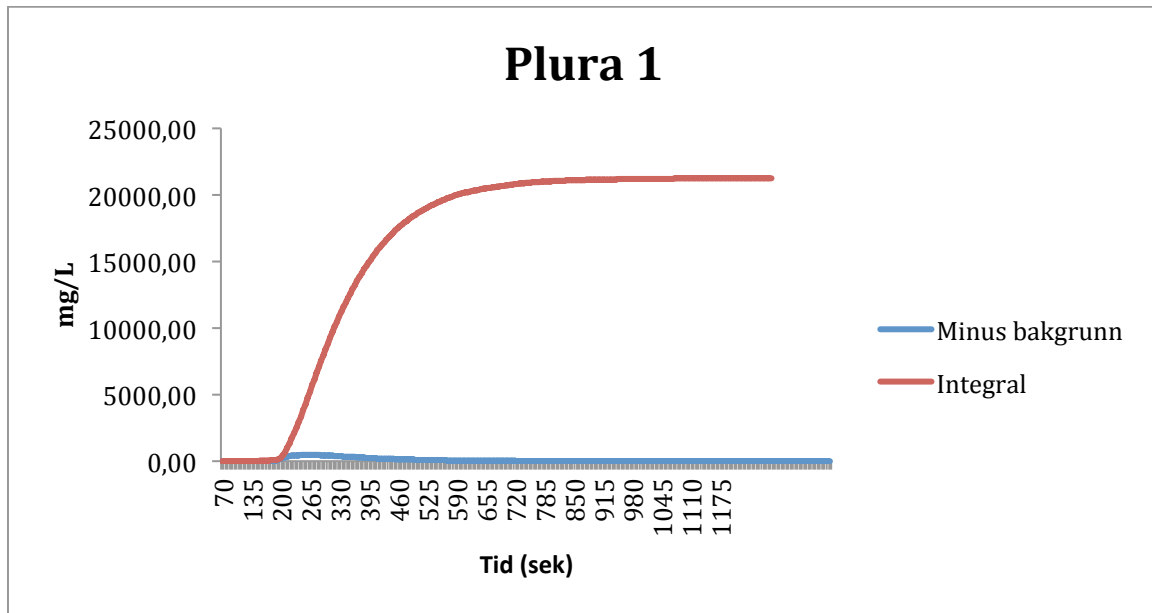
Ved 388 m o.h., like nedenfor kilden til Pluragrotta ble det observert at Plura går fra å renne på sedimenter til fast fjell (figur 4-19). Dette må dermed være erosjonsbasis og nedre høydemeter for hvor lavt Pluragrotta kan gå.



Figur 4-19 Grense som viser hvor elva renner på fjell. Rød pil indikerer vannretning. Markert i blått er der hvor elva fremdeles renner på sedimenter. Ikke-markert område viser til skillet hvor elva renner direkte på berggrunn. Grensen ligger ved 388 m o.h..

4.1.4 Relativ saltfortynningsmetode

Det ble utført to saltfortynningseksperiment for å finne vannføringen i henholdsvis Plura, like nedenfor Pluragjelet og Jordbrubekken som renner ned i Jordbrugrotta. Ved hver lokalitet ble det utført to paralleller og plottet kurver som forklart i kapittel 3.2.3.



Figur 4-20 Integralkurve og konsentrasjonskurve for Plura og Jordbrubekken.

Arealet av gjennombruddskurven ble benyttet til utregningen av hver vannføring (figur 4-20). Gjennomsnittsverdien for vannføringen ble regnet ut ved begge lokalitetene. Resultatene er presentert i tabell 4-1.

Tabell 4-1 Saltfortynningsforsøk. Tabellen viser gjennombruddstiden (t_1), tverrsnittets areal og vannføringen. Gjennomsnittsverdien for vannføringene er uthevet.

	t_1	Areal	Vannføring
	sek	mg/L*sek	L/sek
Plura 1	55	21235	47,1
Plura 2	55	22443	44,6
Plura gj.snitt	*	*	45,8
Jordbrubekken 1	25	13329	75,0
Jordbrubekken 2	35	13599	73,5
Jordbrubekken gj.snitt	*	*	74,3

4.1.5 Oppløsningsrater og tidsestimering av grottedannelse

Resultatene i dette underkapittelet baserer seg på et tracerforsøk gjennomført i 2006 av studentene Niklas Gassen og Martin Sarajevi. 25. September ble det helt ut 5 L med 20% Rhodamin WT i nedløpet ved Austerholet for å se om det var kontakt mellom Plura-grotta og Steinugleflåget.

For å finne det totale volumet av vann (V) som har passert benyttes tiden ved konsentrasjonsmaksimum. Dette var på 85 timer og 45 minutter. Vannføringen målt under forsøket var 314,24 L/sek.

$$V = Q(t_2 - t_1) = \frac{314,24(85 \cdot 3600 + 45 \cdot 60)}{1000} \approx 97006 \text{ m}^3 \quad (4.1)$$

Ved å estimere lengden fra innløpet og ned til Plura-kilden kan det beregnes et gjennomsnittlig tverrsnitts-areal av passasjen. Lengden ble funnet ved å tegne lengdesnitt i dataprogrammet Surfer:

$$A = \frac{V}{L} \quad (4.2)$$

$$L \approx 3500 \text{ m} \quad (4.3)$$

$$A = \frac{97006}{3500} = 27,7 \text{ m}^2 \quad (4.4)$$

Deretter kan man estimere radius av passasjen med formelen for en sirkel:

$$r = \sqrt{\frac{A}{\pi}} \quad (4.5)$$

$$r = \sqrt{\frac{27,7}{\pi}} \approx 3,0 \text{ m} \quad (4.6)$$

Videre ble resultatene benyttet til å estimere tiden under den relative saltfortynningsmetoden. Vannføringen, Q er fra tabell 4-1.

$$Q = \frac{m^3}{sek} \quad (4.7)$$

$$t = \frac{V}{Q} = \frac{V}{V/t} \quad (4.8)$$

$$t = \frac{97006}{0,0458} = 2118035 \text{ sek} \quad (4.9)$$

Konsentrasjonen av total hardhet i passasjen blir kalkulert utfra endring mellom nedløpet og kilden. Verdien er hentet fra titreringsanalysen i kapittel 4.2.2 tabell 4-5:

$$\Delta C = C_2 - C_1 = 0,561 \text{ mmol} - 0,397 \text{ mmol} = 0,164 \text{ mmol} \quad (4.10)$$

Man tenker seg volumet av passasjen etter formelen for en sylinder. Radiusen er regnet ut i formel (4.6) og høyden er tiltenkt 1 cm:

$$V_1 = \pi r^2 h = \pi * 300^2 \text{ cm} * 1 \text{ cm} = 282743 \text{ cm}^3 \quad (4.11)$$

Den endelige konsentrasjonen av total hardhet er:

$$m = \Delta C * V_1 = 0,164 \text{ mmol} * 282743 \text{ cm}^3 = 46370 \text{ mmol} \quad (4.12)$$

Deretter finner man oppløsningsraten for saltfortynningen:

$$\text{Rate} = \frac{\text{mmol}}{\text{cm}^2 \text{ sek}} = \frac{46370}{277000 * 2118035} = 7,9 * 10^{-8} \text{ mmol/cm}^2 \text{ sek} \quad (4.13)$$

Cathrine Espeland har i sin masteroppgave gjennomført kinetikkesperiment på bergartsprøve fra Pluragjelet. Bergartsprøven hadde en initialrate på $1,905 \times 10^{-7}$

mmol/cm²sek, og dermed en raskere oppløsningsrate sammenliknet med tracerforsøket. Dette gjenspeiler omtrent 60% differanse mellom de to eksperimentene.

Videre kan man estimere dannelses tiden det tar for en sprekk å utvide seg ved disse oppløsningsratene. Ratene blir først omgjort til mol/cm²sek:

$$\frac{7,900 \times 10^{-8} \text{ mmol/cm}^2\text{sek}}{1000} = 7,900 \times 10^{-11} \text{ mol/cm}^2\text{sek} \quad (4.14)$$

$$\frac{1,905 \times 10^{-7} \text{ mmol/cm}^2\text{sek}}{1000} = 1,905 \times 10^{-10} \text{ mol/cm}^2\text{sek} \quad (4.15)$$

Formelvekt for CaCO₃ er 100,1g/mol og det antas en tetthet på 2,7g/cm³:

$$7,900 \times 10^{-11} \text{ mol/cm}^2\text{sek} \times \frac{100,1 \text{ g/mol}}{2,7 \text{ g/cm}^3} \times (60 \times 60 \times 24 \times 365) = 0,9 \text{ mm/år} \quad (4.16)$$

$$1,905 \times 10^{-10} \text{ mol/cm}^2\text{sek} \times \frac{100,1 \text{ g/mol}}{2,7 \text{ g/cm}^3} \times (60 \times 60 \times 24 \times 365) = 2,2 \text{ mm/år} \quad (4.17)$$

Pluragrottas passasje på 3m radius tilsvarer 6000mm i diameter. Denne åpningen vil med disse ratene ta følgende tid å dannes:

$$t_1 = 3000 \text{ mm} / 0,9 \text{ mm/år} = 3333 \text{ år} \quad (4.18)$$

$$t_2 = 3000 \text{ mm} / 2,2 \text{ mm/år} = 1364 \text{ år} \quad (4.19)$$

Beregningene forutsetter at grotta har hatt samme oppløsningsrate og rennende vann hele tiden. Estimeringen viser veldig stor aldersforskjell ved de to oppløsningsratene.

Minstetid for dannelsen av grottene i Pluragjelet og Isgrotta kan estimeres på samme måte. Det antas henholdsvis radius på 1,9m og 2,5m for passasjene i Pluragjelet og Isgrotta. Videre benyttes initialraten til Isgrotta som er funnet av Cathrine Espeland.

Sneglehuset i Pluragjelet:

$$t_{\text{Sneglehuset1}} = 1900\text{mm} / 2,2\text{mm}/\text{år} = 864 \text{ år} \quad (4.20)$$

Isgrotta:

$$\frac{4,169 \times 10^{-8} \text{ mmol/cm}^2\text{sek}}{1000} = 4,169 \times 10^{-11} \text{ mol/cm}^2\text{sek} \quad (4.21)$$

$$4,169 \times 10^{-11} \text{ mmol/cm}^2\text{sek} \times \frac{100,1\text{g/mol}}{2,7\text{g/cm}^3} \times (60 \times 60 \times 24 \times 365) = 0,49\text{mm}/\text{år} \quad (4.22)$$

$$t_{\text{Isgrotta}} = 2500\text{mm} / 0,49\text{mm}/\text{år} = 5102 \text{ år} \quad (4.23)$$

4.1.6 pH- og konduktivetsmålinger av vannprøver

Det ble utført pH-målinger og konduktivetsmålinger ved åtte ulike lokaliteter (figur 4-21) hvor det også ble tatt med vannprøver tilbake til laboratoriet for videre analyse. Disse målingene er vist i tabell 4-2. pH-verdiene ligger mellom 7,8 og 8,2.



Figur 4-21 Oversiktskart som viser lokalitetene hvor de ulike vannprøvene ble tatt. Lokalitet 1 er ved Plurakilden. Lokalitet 2 er nedløpet ved Sprutforsen. Lokalitet 3 er rett nedenfor Sprutforsen i et utløp ned mot Plura. Lokalitet 4 er i Plura hvor den renner på glimmerskifer og over i marmor. Lokalitet 5 er nedløpet ved Austerholet. Lokalitet 6 er nedløpet overfor Jordbrugrotta. Lokalitet 7 og 8 er lokaliteter i Jordbrubekken. Kartet er fra Google Earth.

Tabell 4-2 pH og konduktivitetsmålinger fra vannprøver.

Prøve	pH	Temperatur °C	Konduktivitet µS/cm
1	8,1	9,9	147
2	8,2	6,6	100
3	8,1	6,7	102
4	8,1	9,2	73
5	8,2	11,9	87,9
6	8,2	6,9	88,4
7	7,9	13,1	64,9
8	7,8	11,5	51,4

4.2 Resultater fra laboratoriearbeid

4.2.1 pH- og konduktivitetsmålinger av vannprøver

På laboratoriet ble det gjentatt pH- og konduktivitetsmålinger av vannprøvene for å se om det var noen endringer i verdier. Resultatene er presentert i tabell 4-3. Målinger gjort med standardløsning av KCl ble beregnet for å finne avvik mellom instrumenter brukt på laboratoriet og instrumenter brukt i felten (tabell 4-4).

pH-verdiene ligger mellom 7,66 og 8,22 der vannprøve 1 er den høyeste verdien. Sammenliknet med pH-målingene utført i felten er trenden at vannprøvene har sunket litt. Vannprøve 1 skiller seg ut ved at den har økt fra pH lik 8,1 til 8,22 på laboratoriet. Konduktivitetsmålingene varierer mellom 52,0 og 118,3 uS/cm. Vannprøve 1 til 3 har høyest ledningsevne på 104,6 til 118,3 uS/cm. Konduktiviteten er lavest for vannprøve 7 og 8. Trenden for konduktiviteten er at den har steget litt i tidsrommet mellom feltarbeidet og laboratorieanalysene. For vannprøve 1 har den derimot sunket fra 147 til 118,3 uS/cm. Vannprøve 7 har også sunket men det er så minimalt i forhold, respektive 64,9 til 64,0 uS/cm.

Tabell 4-3 Målinger av vannprøver tatt på laboratoriet. Temperaturmålinger ble tatt både under pH- og konduktivitetmålingene.

Prøve	pH	Temperatur °C	Konduktivitet µS/cm	Temperatur °C
1	8,22	22,3	118,3	22,1
2	8,03	22,2	106,1	21,8
3	8,02	22,1	104,6	21,7
4	7,88	22,2	77,3	22,0
5	8,07	22,4	88,5	22,0
6	8,05	22,5	94,6	22,1
7	7,82	22,6	64,0	22,4
8	7,66	22,7	52,0	22,5

Tabell 4-4 Standardavvik utregnet mellom utstyr brukt i feltarbeidet og på laboratoriet.

	pH	Konduktivitet (µS/cm)
Standardløsning (KCl) på lab	7,78	1385
Standardløsning med feltutstyr	7,0	1216
Avvik standardløsning	0,55	119,50

4.2.2 Kompleksimetrisk titeringsanalyser

Resultatene av de kompleksimetrisk titeringene med EDTA og EGTA er presentert i tabell 4-5. Den totale hardheten varierer fra 0,207 til 0,561 mM og er lavere jo høyere i terrenget og bort fra Plura-kilden vannprøven er tatt. Mg-konsentrasjonen ligger på 0,002 til 0,034 mM. Magnesiuminnholdet er høyest for de to øverste vannprøvene tatt øverst i Jordbrubekken nedenfor Klimpen. Forholdet mellom magnesium og kalsium varierer stort mellom vannprøvene, fra 0,3 til 281,8 %. Vannprøve 1 er høyest med 281,8 % og deretter kommer vannprøve 2 med et forhold på 81,2 %. De øvrige vannprøvene, henholdsvis nummer 3 til 8 varierer fra 0,3 til 16,7 %.

Tabell 4-5 Total hardhet, Mg-innhold, standardavvik og Mg/Ca-forholdet fra titreringer.

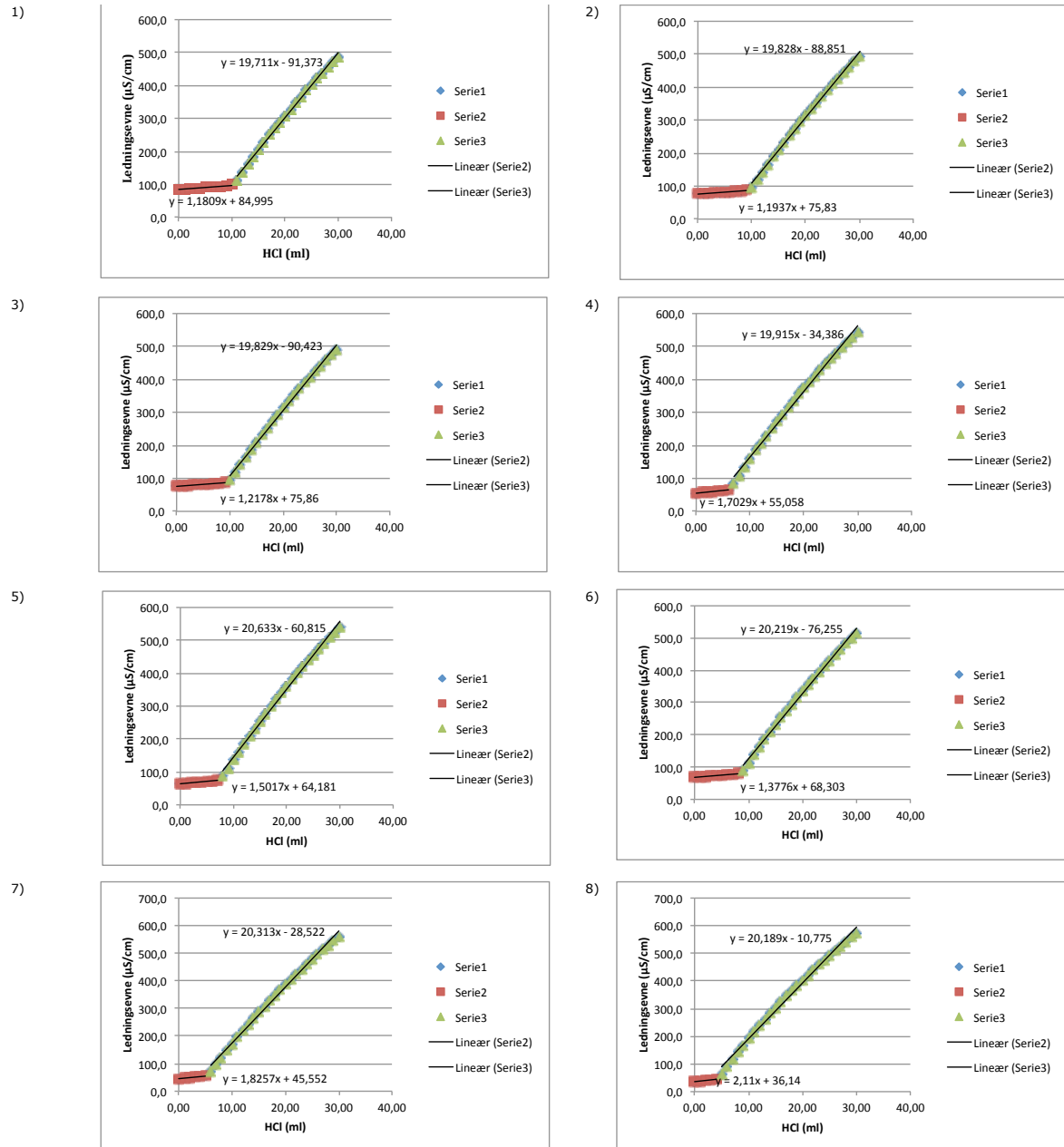
Vannprøve	Hardhet	Mg	Std	Mg/Ca
	mM	mM	mM	%
1	0,561	0,002	0,009	281,8
2	0,488	0,008	0,010	81,2
3	0,494	0,027	0,003	6,3
4	0,330	0,024	0,006	10,4
5	0,397	0,017	0,003	7,9
6	0,436	0,013	0,004	16,7
7	0,269	0,031	0,002	1,7
8	0,207	0,034	0,001	0,3

4.2.3 Alkalinitet

Tabell 4-6 viser en oversikt over alkalinitetsanalysen av vannprøvene. Resultatene viser en alkalinitetskonsentrasjon som varierer mellom 0,268 til 0,981 mM/L. Trenden viser at jo nærmere Plurakilden vannprøvene er tatt jo høyere er alkaliniteten. Grafene som viser endringen i alkalinitet under titreringen er presentert i figur 4-22. Disse grafene er benyttet i utregningen av ekvivalenspunktet.

Tabell 4-5 Oversikt over tilsatt mengde HCl og den tilsvarende konsentrasjonen av alkalinitet ved ekvivalenspunktet.

Vannprøve	Volum vannprøve	Totalt volum	Volum tilsatt HCl	Konsentrasjon av HCl	C av vannprøve
	ml	ml	ml	mM/L	mM/L
1	50,03	69,99	9,518	5,156	0,981
2	50,15	70,21	8,838	5,156	0,909
3	50,10	70,33	8,935	5,156	0,919
4	50,04	69,98	4,911	5,156	0,506
5	50,44	70,01	6,534	5,156	0,668
6	50,00	70,05	7,672	5,156	0,791
7	50,04	70,01	4,007	5,156	0,413
8	50,01	70,05	2,595	5,156	0,268



Figur 4-22 Alkalinitetsgrafer som viser endring i ledningsevne ved titrering med HCl.

5 Diskusjon

5.1 Innledning

I dette kapitlet skal det diskuteres vannprøveresultater, dannelsen av grottene i elvegjelet og Isgrotta samt en dannelsesmodell for Pluragrotta.

5.2 Vannprøver

5.2.1 pH

Vannprøvene har pH mellom 7,8 og 8,2 (tabell 4-2) og indikerer at det er oppløst kalsitt i prøvene. Dette tyder på at prøvene inneholder bikarbonat som typisk gir pH-utslag mellom 6,5 og 8,9 i områder hvor det er kalkstein og dolomitt (Ford & Williams, 2007). Vannprøvene bekrefter dermed at det er kontakt med karbonater.

5.2.2 Ledningsevne

Vannprøve 1 og vannprøve 5 er tatt ved henholdsvis Plurakilden og nedløpet til Pluragrotta (figur 4-21). Vannprøve 1 gir ledningsevne på 118,3 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sammenliknet med 88,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ for vannprøve 5 (tabell 4-3). Dette viser til en mye høyere ionekonsentrasjon av Ca^{2+} , noe som tyder på at vannet har hatt lang kontakttid med kalkstein før det kommer frem til kilden. Resultatet tyder også på et grottesystem av større dimensjoner.

Ledningsevnen til vannprøve 1 synker fra 147 i felt (tabell 4-2) til 118,3 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ved målingen gjort på laboratoriet. For de andre vannprøvene er trenden motsatt, at de tenderer å stige. Dette samsvarer med at ledningsevnen øker med temperaturen. At vannprøve 1 synker kan skyldes en kalibreringsfeil ved instrumentene under målingene.

Lavest ledningsevne var det ved lokalitet 7 og 8, på henholdsvis 64,0 og 52,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Lokalitetene ligger øverst i Jordbrubekken hvor det er lite kalkstein og bergmasse å løse opp slik at ionekonsentrasjonen og ledningsevnen vil være mindre.

Jordbrugrotta som har utløpet ved Sprutforsen er ei grotte som man vet har store dimensjoner og er mer enn 3000 m lang (kapittel 1.5). Vannet som strømmer ut av Sprutforsen vil dermed kunne ha høyere innhold av oppløste ioner sammenliknet med

vannprøve 7 og 8 som ikke renner på kalkstein. Dette er trolig årsaken til den forholdsvis høye ledningsevnen i vannprøve 2 og 3.

Vannprøve 4 og 5 ligger i Plura hvor vannføringen er lav og det er lite kalkstein i dreneringsfeltet. Her er det sannsynlig at ledningsevnen vil bli lavere enn ved Sprutforsen. Ved nedløpet til Jordbrugrotta renner vannet på ren og fin marmor og tolkes til å være grunnen til forhøyet ledningsevne for vannprøve 6 sammenliknet med vannprøve 7 og 8.

5.2.3 Total Hardhet

Den totale hardheten viser til konsentrasjonen av oppløste Ca-ioner og Mg-ioner i vannprøven. Verdiene ligger mellom 0,207mM +/- 0,001mM og 0,561mM +/- 0,009mM (tabell 4-5). Vannprøve 1 har høyest konsentrasjon og synkende trend jo lenger bort fra Plurakilden og høyere i Jordbrubekken vannprøven er tatt. Endring i total hardhet fra vannprøve 5 til vannprøve 1 viser en økning gjennom Pluragrottas løp som samsvarer med resultatene for ledningsevne og pH.

5.2.4 Alkalinitet

Alkaliniteten gir samme trend som de tidligere resultatene med høyest ionekonsentrasjon ved Plurakilden på 0,981 mM/L. De laveste verdiene gjenspeiler de høyereliggende vannprøvene 7 og 8 som ikke er i stor kontakt med kalkstein og dermed lite oppløsning.

5.3 Den relative saltfortynningsmetoden

Den relative saltfortynningsmetoden gav en vannføring i Plura på 45,8L/sek og Jordbrubekken på 74,3L/sek. De to parallellene utført ved hver lokalitet samsvarer med hverandre. Det sees en trend der Jordbrubekken har høyere vannføring enn Plura. Dette skyldes trolig at det er tap av vann langsmed løpet ettersom Jordbrubekken ender ut i Plura til slutt.

5.4 Grottedannelse i Pluragjelet

Sneglehuset har tre innganger og passasjer krysser hverandre og kobles sammen slik at den kan tolkes å være en labyrintgrotte hvor vann har trengt inn i alle tilgjengelige sprekker (Skoglund et al., 2010). Himshams, Vanngrotta og Krypegangen har forgreinete passasjer med et innløp og et utløp. I Himshams-grotta ble det observert trompetsprekker som strekker seg inn i nordenden av grotta (figur 4-14). En trompetsprekk vil si at sprekken tynner ut innover i fjellet og har sammenheng med oppløsningshastigheten til vannet. Umettet vannløsning vil kunne løse opp mye kalkstein men går raskt mot metning slik at oppløsningshastigheten synker. Dermed vil en bergsprekk som konsekvens av synkende oppløsningshastighet bli tynnere innover i fjellet (Lauritzen, 2010). Med tiden kan det tolkes at himshams utvikler nye passasjer ut fra trompetsprekkene i nordenden slik at grotta får flere innganger.

Sneglehuset skiller seg fra de andre grottene i Pluragjelet ved at den ligger 6-7m høyere med ingen direkte kontakt til elva i bunnen av gjelet. Størrelsen av tverrsnittene i Sneglehuset er også større enn for de nedre grottene. Dette er en indikasjon på aldersforskjell ved grottedannelsen. Plura som tidligere rant fritt i dalen, før demningen ble satt opp, har hatt en stor erosiv kraft som har skåret seg ned i dalen. Ettersom erosjonsbasis synker vil den epifreatiske sonen senkes og de eldste grottene vil med tiden bli forlatt (Lauritzen & Skoglund, 2013). Dermed kan det tolkes at Sneglehuset er den eldste grotta mens de respektive grottene nede i Pluragjelet er yngre. Disse er i dag aktive grotter i den grad vannføringen er stor nok til å fylle dem. Tverrsnittene til grottene viser en linseformet trend og indikerer freatisk dannelse. Dette samsvarer med grottedannelse like ved erosjonsbasis.

5.5 Dannelse av Isgrotta

Isgrotta ligger ved nedløpet til en bekk som styrer vannføringen i grotta. Tverrsnittene viser vadose ganger med freatiske trekk. Dette kommer særlig fram i Stalaktikkgangen hvor tverrsnittene tydelig er linseformet og freatisk dannet. Grotta har passasjer i minimum to nivåer og tyder på at det er en labyrintgrotte. Det er derimot begrenset hvor mye som kan tolkes ut fra denne kartleggingen ettersom det gjenstår mye mer å kartlegge innover i grotta.

En passasje på 5m i Isgrotta ble estimert til en minstealder på 5ka (formel 4.23). Aldersbestemmelsen er en estimering som forutsetter at det må ha vært lik oppløsningshastighet gjennom hele speleogenesen. Alderen til Isgrotta tyder på dannelse før både Pluragjelet og Pluragrotta og samsvarer med at grotta ligger høyere i terrenget samt uten tilknytning til Plura. Isgrotta ligger i tverrsnittet av Plurdalen og styres av vannføringen i bekken som har innløp i grotta.

5.6 Oppløsning av Pluragrotta

Oppløsningen av kalkstein i Pluragrotta er estimert til 0,9mm/år og 2,2mm/år (formel 4.16 og 4.17) ut fra tracerundersøkelse og kinetikkesperiment. Dette er oppløsningsrater som gir minimumsalder på 3,3ka eller 1,3ka (formel 4.18 og 4.19). Estimeringen viser et tydelig sprik i aldersbestemmelsen ettersom oppløsningsratene er ulike, noe som kan tyde på usikkerhet i metodene som er benyttet. Tracerbestemmelsen kan være for upresis i sin beregning av volum og oppløsningsrate eller aldersavviket kan skyldes feil i kinetikkesperimentet gjennomført på laboratoriet. En annen faktor som kan spille inn på aldersbestemmelsen er at kinetikkesperimentet ble utført på en bergartsprøve fra Pluragjelet, ikke en prøve med direkte kontakt til Pluragrotta.

Aldersbestemmelsen tyder på at Pluragrotta kan ha utviklet seg i løpet av holocen under interglasiale forhold ved disse oppløsningsratene. Derimot er det ikke bevist at dette er alderen av grotta ettersom oppløsningshastigheten kan ha vært varierende i forhold til de estimerte hastighetene i denne oppgaven.

Sammenliknet med oppløsningshastigheter estimert av Lauritzen & Skoglund (2013) ble det påvist at en passasje på 2m ble dannet på 2,2ka under interglasiale forhold. Aldersbestemmelsen for den 3m brede Pluragrotta kan dermed tenkes å ha blitt dannet i løpet av 3,3ka som er antatt gjennom sporstoffanalysen.

I studiet om iskontakt-speleogenese har Lauritzen & Skoglund (2013) påpekt variasjonen i oppløsningsevne under glasiale kontra interglasiale perioder. Deres estimering av en 2m bred passasje ville til sammenlikning tatt 38ka å dannes under deglasial periode eller 41ka under forhold lik siste istids glasiale maksimum.

5.7 Dannelsesforløp av Pluragrotta

5.7.1 Erosjonsbasis

Ved 388 m o.h. ble det observert at Plura går fra å renne på sedimenter til å renne direkte på fjell, en observasjon som tyder på nivået for erosjonsbasis. Det er skissert en figur som viser lengdesnittet langs Plura fra Kallvatnet i sør til Plurakilden i nord. Skissen er konstruert etter Stein-Erik Lauritzen sine mål og kartlegginger av sammenrasningene og det underjordiske løpet. Skissen har blitt modifisert og fått tilføyd lengde i elveløpet slik at det er en mer fullstendig beskrivelse av elvesystemet samt lokalisering av erosjonsbasis. Erosjonsbasis er markert med rødt og ligger 6 m under nivået for Plurakilden (figur 5-1). Plurakilden er en demmet kilde av typen aggraded ettersom kilden ligger høyere enn grottesystemet (figur 2-7). Den totale høydeforskjellen mellom nedløpet ved Austerholet og erosjonsbasis er på 76 m.

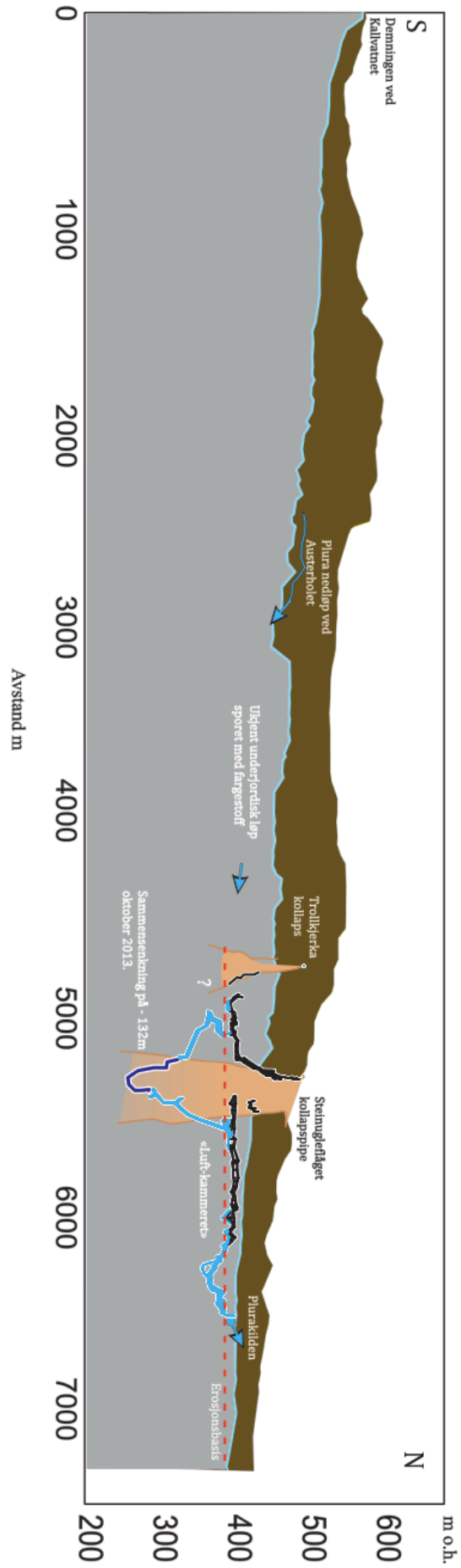
5.7.2 Pluragrotta

Observasjoner av Pluragrotta og Steinugleflåget viser at det er freatiske vannfylte passasjer under vannspeilet som på det dypeste strekker seg ned til 132 m. Denne sløyfen ligger under Steinugleflåget og har forbindelse med den tørrlagte passasjen kalt "Luftkammeret". Dannelsesmekanismen for disse dyptliggende freatiske sløyfene er diskutert og kan beskrives ut fra to teorier i forhold til nivået av erosjonsbasis.

I områder hvor karstsystemet er under oppdemming vil en endring i erosjonsbasis føre til videre omstrukturering av dreneringsmønsteret ettersom vannspeilet blir forflyttet. Ved senkning av erosjonsbasis vil det påfølgende dannes nye freatiske sløyfer i takt med nedskjæringen. De overliggende passasjene tørrlegges og inngår i en økende vados sone som brer seg ned til det nye vannspeilet. Flere store grottesystemer i verden har denne dannelsesmekanismen med påfølgende senkning av erosjonsbasis (Mocochain et al., 2011). Dannelsen av de freatiske sløyfene under Steinugleflåget kan være resultat av en slik nedsenkning, der man ser at de luftfylte passasjene ligger over erosjonsbasis og i tilknytning med kollapspipen Steinugleflåget. Som en konsekvens av den økende vadose sonen har hulrommet kollapset ved den påfølgende nedsenkningen av erosjonsbasis.

En motstående teori er dersom Plurasyttemet er blitt dannet ved heving av erosjonsbasis. Dette vil kunne medføre at dreneringsmønsteret vil kunne ta i bruk fossile dreneringsruter og sprekker som har ligget intakt når erosjonsbasis lå lavere. Det nye dreneringsmønsteret kan utvikle freatiske passasjer i høyere nivåer. En slik dannelse har vært sentral for karstgrotter nær Middelhavet hvor uttørring av Middelhavet og påfølgende transgresjon førte til at dyptgående dreneringsmønster ble erstattet av oversvømmende passasjer og aktivering av nye freatiske passasjer i høyereliggende nivåer (Mocochain et al., 2011). Etterfølgende tørrlegging ved nedsenket vannspeil vil etterlate disse passasjene som fossile tørrlagte pipesjakter. Sammenrasningen ved Steinugleflåget kan være dannet som følge av en slik tørrlegging. Den dyptgående sløyfen er dermed dannet under tidligere forhold hvor erosjonsbasis lå lavere og dermed at dreneringen gikk dypere.

Ettersom erosjonsbasis er funnet og bergterskelen ligger på 388m er det sannsynlig at Pluragrotta er dannet under nedsenket erosjonsbasis.



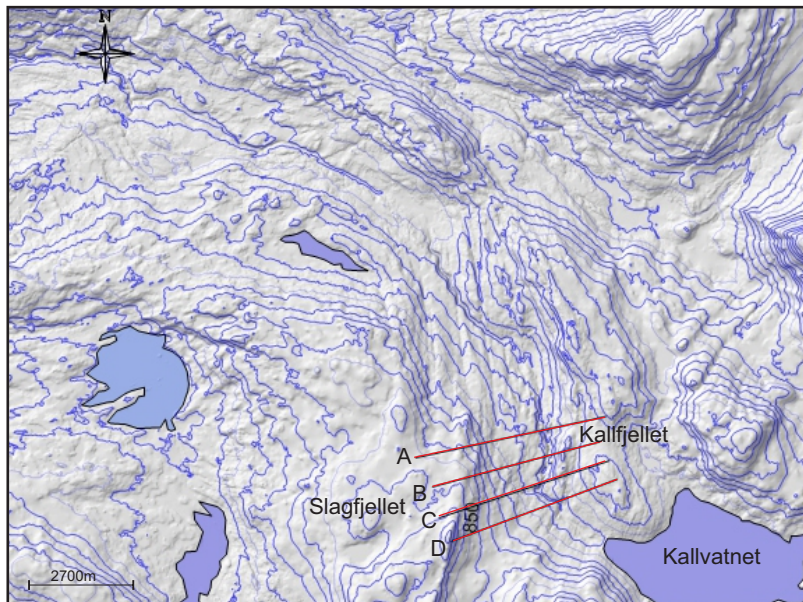
Figur som fremstiller lengdesnittet langsmed Plura, fra Kallvatnet i sør til Plurakliden i nord. Lengdesnittet viser nedløpet til det ukjente underjordiske løpet og videre de utforskede vannfylte passasjene utforsket av grottedykkere. Erosjonsbasis er vist med rød stiple linje.

Figur 5-1 Lengdesnitt av Plurdalen.

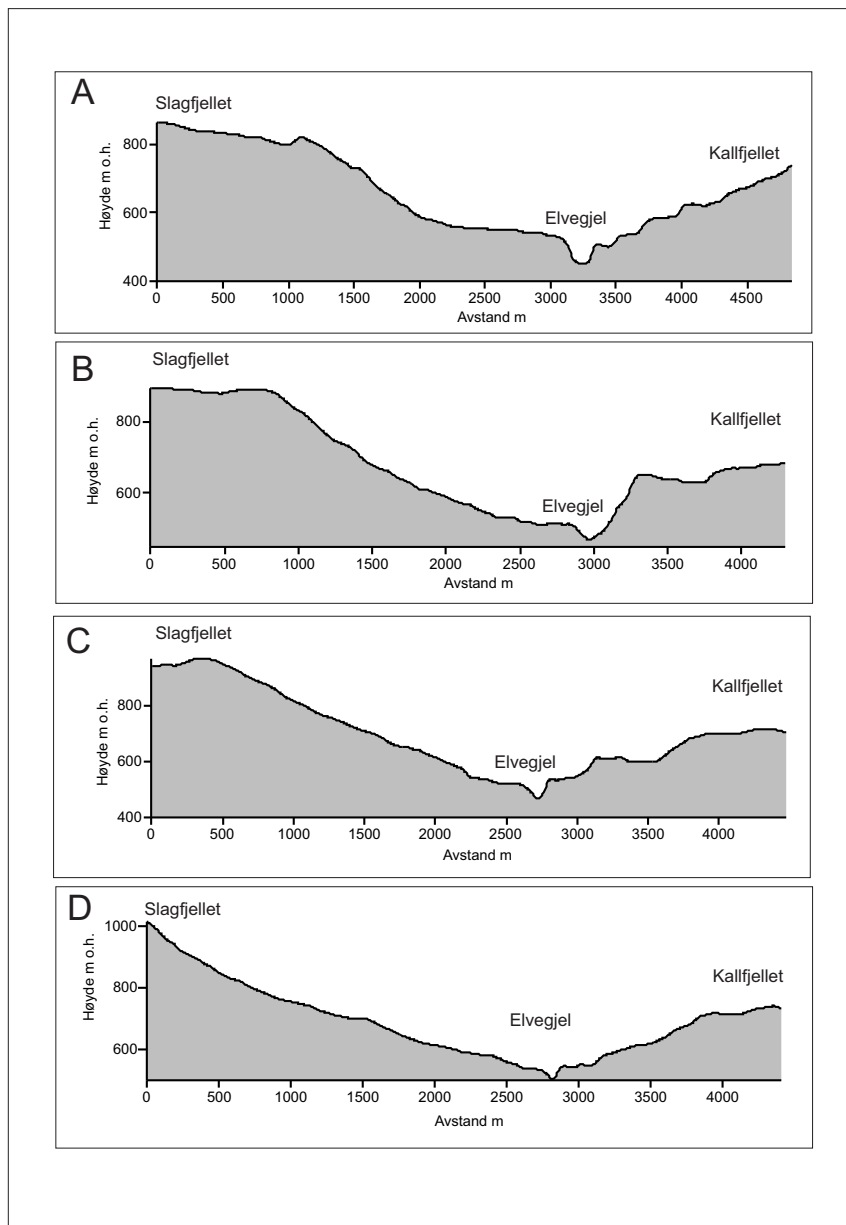
5.8 Dannelsesforløp Plurdalen

Cathrine Espedal har i sin masteroppgave utført forvittringsanalyser av sedimenter funnet i tverrsnittet av Plurdalen. Her ble det konstatert forvittringsmateriale av kloritt og ilitt men ingen dypforvitret materiale som kaolin og smektitt. Dermed er det ingen indikasjon som tyder på at Plurdalen har vært isfri i lange perioder eller at en har fått bevart preglasial dypforvittringsmateriale på de høyeste ryggene. Det ble kun utført to forvittringsanalyser i oppgaven slik at dette totalt sett er for lite data til å komme med noen endelig konklusjon over Plurdalens geologiske historie.

Plurdalen har likevel ingen utpreget dyp, traufomet U-dal men har i stedet et åpent tverrprofil med et tydelig nedskåret elvegjel i bunnen (figur 5-2 og 5-3).



Figur 5-2 Kart som viser hvor det er tegnet tverrprofiler av Plurdalen til figur 5-3. Profilene strekker seg fra Slagfjellet i vest til Kallfjellet i øst.



Figur 5-3 Tverrsnitt av Plurdalen som viser den fluviale nedskjæringen i Pluragjelet. Tverrsnittprofilene er markert på kartet i figur 5-2 med røde linjer.

5.9 Forslag til videre arbeid

- Til videre arbeid kan det utføres mer kartlegging i Plurdalen for å se utviklingen av grotter langs med hele dalen og komme med en aldersestimering av dannelsen av disse.
- Ved flere feltsesonger kunne det vært sammenliknet vannføringskurver for Plura og det kunne tas i betraktning hvordan endret vannføring påvirker vannprøveresultatene. I denne oppgaven er det bare tatt hensyn til en prøveperiode tatt i august.
- Flere tracerforsøk både med Rhodamin og saltfortynning kan utføres for å studere om resultatene samsvarer med utførelsen i denne oppgaven. Særlig interessant er det om Pluragrotta vil få samme dimensjon.
- Steinuglefloget kan kartlegges i forhold til sprekkesoner og orienteringen av lagdeling og se om det er flere innganger til Pluragrotta.
- I innledningen nevnes det at Jordbrugrotta som ligger i nærheten av Isgrotta er kartlagt og kan ha en mulig kobling til Isgrotta. Dette kan være mulig men da må videre kartlegginger foretas.

6 Konklusjon

I denne oppgaven er det i samarbeid med Cathrine Espeland kartlagt og fremstilt grottekart av grotter langs Pluras elvegjel, samt påbegynt kartleggingen av Isgrotta som ligger 60m lenger opp i dalen. Det er studert kjemiske vannanalyser og lokalisert erosjonsbasis av Plurasystemet.

- Grottene i Pluras elvegjel viser trinn i den fluviale nedskjæringen av dalen. Sneglehuset er den eldste grotta , lokalisert høyere og med større passasjer enn de lavereliggende grottene.
- Isgrotta er antatt en minimumsalder på 5ka og gjenspeiler et tidligere trinn av Plurdalens dalutvikling i forhold til grottene i elvegjelet.
- En fremstilling av Plurdalens lengdesnitt viser at de tørrlagte passasjene i Pluragrotta ligger over erosjonsbasis. Dette støtter opp om en teori der Pluragrotta er dannet som et resultat av senkende erosjonsbasis, der videre utvikling av nye grottepassasjer vil dannes lenger ned langs tilgjengelig sprekker.
- Dannelsen av Pluragrotta er estimert til en minstealder på 3,3ka ut fra oppløsningshastighet estimert fra traceranalyse.
- Vannanalysene viser at ledningsevnen, den totale hardheten og alkaliniteten øker ved lengre tid i kontakt med marmor. Langs Plurdalens lengdesnitt er det høyest oppløsning av marmor ved lokaliteter i direkte kontakt med grottesystemer, henholdsvis Sprutforsen og Pluragrotta.
- Plurdalen har ingen typisk glasial tverrprofil men det er ikke konstatert at dalen har vært isfri da det er utført for få forvittringsanalyser av dalen til å bekrefte dette.

7 Referanser

- Bjerkli, H. & Hanssen, H. (1990). *Grotteliste Rana*.
- Blake, K. & Olsen, L. (1999). Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, and isolation of a large ice mass in front of the Fennoscandian Ice Sheet. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 53(1), 1-16.
- Bryhni, I. & Andréasson, P. (1985). Metamorphism in the Scandinavian Caledonides. *Gee, DG, Sturt, BA, (Eds.), The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*. Wiley & Sons Ltd, Chichester, 763-782.
- Chang, R. (2008). *General chemistry: the essential concepts*: Mc Graw Hill.
- Dunne, T. L. & Leopold, L. (1978). *Water in environmental planing*.
- Faulkner, T. (2001). *Cave Development in Central Scandinavia*. Paper presented at the Proceedings of the 13th International Congress of Speleology.
- Ford, D. & Williams, P. (2007). *Karst hydrogeology and 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.
- Gustavson, M. & Gjelle, S. (1992). Berggrunnskart Mo i Rana 1: 250 000. *Geological Survey of Norway, Trondheim*.
- Heeb, B. (2008a). DistoX User Manual. from <http://paperless.bheeb.ch/download/UserManual.pdf>
- Heeb, B. (2008b). PocketTopo User Manual. from <http://paperless.bheeb.ch/download/PocketTopoManual.pdf>
- Hella, A. (2013). Fjellkjeden skal hete Nordryggen. from <http://artikkel.ut.no/fjellkjeden-skal-hete-nordryggen-1.11234213>
- Hjorthen, P. G. (1968). *Grotter og grotteforskning i Rana*: Universitetsforlaget.
- Horn, G. (1937). Über einige Karsthöhlen in Norwegen. *Mitteilungen für Höhlen und Karstforschung*, 1-15.
- Lauritzen, S.-E. (1990b). Tertiary caves in Norway: a matter of relief and size. *Cave science*, 17(1), 31-37.
- Lauritzen, S.-E. (2001). Marble stripe karst of the Scandinavian Caledonides: an end-member in the contact karst spectrum. *ACTA CARSOLOGICA*, 30, 47-79.
- Lauritzen, S.-E. (2002). Kompendium I Grottekartlegging. *Norsk Grotteblad Nr. 39, 2, 3-39*.
- Lauritzen, S.-E. (2010). *Grotter - Norges ukjente underverden*.
- Lauritzen, S.-E. (2012a). Kompendie i Geov 221. Analyse av Karstvann. 413-453.
- Lauritzen, S.-E. (2012f). Kompendie i Geov 221. Del II Kjemiske prosesser i karsthydrologi og speleologi. 11-102.
- Lauritzen, S.-E. & Lundberg, J. (2000). Solutional and erosional morphology. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers, National Speleological Society, Huntsville*, 408-426.
- Lauritzen, S.-E. & Skoglund, R. Ø. (2013). Glacier Ice-Contact Speleogenesis. *Treatise on Geomorphology*, 6, 363-396.
- Mangerud, J. (2004). Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 271-294.

- Mendham, J. (2000). *Vogels textbook of quantitative chemical analysis*: Pearson Education India.
- Mocochain, L., Audra, P. & Bigot, J.-Y. (2011). Base level rise and per ascensum model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vaclusian springs and chimney-shafts. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 182(2), 87-93.
- Nesje, A. (2012). Brelære. *Høyskoleforlaget AS, Kristiansand*.
- Noel, M. & St Pierre, S. (1984). The palaeomagnetism and magnetic fabric of cave sediments from Grønligrotta and Jordbrugrotta, Norway. *Geophysical Journal International*, 78(1), 231-239.
- Plummer, L., Wigley, T. & Parkhurst, D. (1978). The kinetics of calcite dissolution in CO₂-water systems at 5 degrees to 60 degrees C and 0.0 to 1.0 atm CO₂. *American Journal of Science*, 278(2), 179-216.
- 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.
- Søvegjarto, U., Marker, K., Gravarsen, O. & Gjelle, S. (1988). Berggrunnskart Mo i Rana 1927 I: 1: 50 000. *Bulletin. Norges geologiske undersøkelse*.
- Søvegjarto, U., Marker, M. & Gjelle, S. (1989). STORFORSHEI 2027 IV, berggrunnskart: M.
- Vorren, T. & Mangerud, J. (2006). Istider kommer og går. *Landet blir til. Norges geologi*, 478-531.

Nettsider:

<http://artikkel.ut.no/fjellkjeden-skal-hete-nordryggen-1.11234213> Forfatter Hella, Asle
Sist lest: 15.05.15

<http://paperless.bheeb.ch/download/UserManual.pdf> Forfatter Heeb, B. 2008. Sist lest
29.04.15

<http://paperless.bheeb.ch/download/PocketTopoManual.pdf> Forfatter Heeb, B. 2008.
Sist lest 29.04.15

<http://www.speleo.no/kartlegging/index.htm>. Norsk grotteforbund. Sist lest 27.05.15.

Appendix

Vedlegg med titreringsverdiene.

Tabell 0-1 Titreringsverdier med EDTA. Hver vannprøve har 3 eller 4 titreringer for å finne en gjennomsnittsverdi. EDTA 1 tilsvarer første omslagspunkt og EDTA 2 er andre omslagspunkt.

Vannprøve	Volum (ml)	EDTA 1	ml/g	EDTA 2	ml/g	C (mg/L)
1.1	5,04	3,32	0,166	3,44	0,172	64,193
1.2	5,05	3,35	0,168	3,42	0,171	64,645
1.3	5,02	3,26	0,163	3,34	0,167	63,284
1.4	5,01	3,25	0,163	3,31	0,166	63,216
2.1	5,04	2,90	0,145	2,97	0,149	56,072
2.2	5,04	2,92	0,146	3,00	0,150	56,459
2.3	5,00	2,94	0,147	3,01	0,150	57,301
2.4	5,01	2,91	0,146	2,97	0,149	56,603
2.5	5,04	2,90	0,144	2,97	0,148	56,072
3.1	5,03	2,97	0,148	3,02	0,151	57,540
3.2	5,05	2,96	0,148	3,00	0,150	57,119
3.3	5,03	2,93	0,147	3,00	0,150	56,765
3.4	5,02	2,94	0,146	3,01	0,149	57,072
4.1	15,05	5,50	0,275	5,55	0,277	35,613
4.2	15,03	5,51	0,275	5,53	0,276	35,725
4.3	15,00	5,50	0,274	5,52	0,275	35,732
5.1	10,02	4,50	0,225	4,54	0,227	43,765
5.2	10,05	4,51	0,225	4,54	0,227	43,731
5.3	10,08	4,50	0,225	4,53	0,226	43,504
5.4	10,05	4,49	0,224	4,52	0,226	43,537
6.1	10,00	4,85	0,243	4,88	0,244	47,263
6.2	10,04	4,91	0,245	4,97	0,248	47,657
6.3	10,05	4,90	0,245	4,95	0,248	47,513
6.4	9,99	4,90	0,245	4,95	0,247	47,798
7.1	15,05	4,51	0,226	4,53	0,227	29,203
7.2	15,01	4,54	0,224	4,58	0,226	29,475
7.3	15,05	4,58	0,229	4,62	0,231	29,656
7.4	15,09	4,59	0,230	4,61	0,231	29,642
8.1	14,99	3,60	0,180	3,65	0,182	23,404
8.2	15,01	3,58	0,179	3,62	0,181	23,243
8.3	15,05	3,60	0,180	3,64	0,182	23,310
8.4	15,01	3,59	0,180	3,62	0,181	23,307

Tabell 0-2 Titreringsverdier med EGTA. Hver vannprøve har 3 eller 4 titreringer for å finne en gjennomsnittsverdi. EGTA 1 tilsvarer første omslagspunkt og EGTA 2 er andre omslagspunkt.

Vannprøve	Volum (ml)	EGTA 1	ml/g	EGTA 2	ml/g	C (mg/L)
1.1	5,01	2,58	0,129	2,73	0,137	50,689
1.2	5,00	2,60	0,130	2,71	0,135	51,184
1.3	5,07	2,57	0,128	2,66	0,132	49,894
1.4	5,02	2,58	0,129	2,65	0,132	50,588
2.1	4,99	2,18	0,109	2,27	0,114	43,001
2.2	5,00	2,18	0,109	2,28	0,114	42,915
2.3	5,03	2,17	0,108	2,28	0,114	42,464
2.4	5,02	2,17	0,109	2,29	0,115	42,548
3.1	5,01	2,13	0,106	2,25	0,112	41,847
3.2	5,02	2,14	0,107	2,27	0,113	41,960
3.3	5,00	2,13	0,107	2,27	0,114	41,931
3.4	5,07	2,17	0,108	2,32	0,116	42,129
4.1	15,06	4,38	0,219	4,40	0,220	28,627
4.2	15,14	4,38	0,219	4,41	0,221	28,476
4.3	15,00	4,33	0,216	4,39	0,219	28,413
5.1	15,07	5,36	0,268	5,40	0,270	35,009
5.2	10,00	3,57	0,178	3,60	0,179	35,140
5.3	10,03	3,55	0,178	3,57	0,179	34,838
5.4	10,05	3,55	0,177	3,59	0,179	34,769
6.1	10,04	3,95	0,197	3,98	0,199	38,725
6.2	10,08	4,00	0,200	4,02	0,201	39,060
6.3	10,01	3,99	0,200	4,04	0,202	39,234
6.4	10,08	3,95	0,197	4,05	0,202	38,571
7.1	15,00	3,31	0,166	3,37	0,169	21,720
7.2	14,99	3,31	0,166	3,35	0,168	21,735
7.3	15,02	3,30	0,165	3,35	0,168	21,626
7.4	15,00	3,3	0,165	3,36	0,168	21,655
8.1	14,99	2,38	0,119	2,45	0,122	15,628
8.2	15,02	2,38	0,119	2,42	0,121	15,597
8.3	15,05	2,39	0,119	2,45	0,122	15,631
8.4	15,00	2,38	0,119	2,44	0,122	15,618