

Grotter og grottedannelse i Plurdalen: Et tverrsnitt, Mo i Rana.

Masteroppgave i Geovitenskap

av

Cathrine Espeland



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2015

FORORD

Først og fremst vil jeg takke min veileder, Stein-Erik Lauritzen, for en spennende oppgave og for en god veiledning gjennom de siste to årene. Det har vært noen kjekke og lærerike år.

Takk til medveileder, Rannveig Øvrevik Skoglund, for korrekturlesning av deler av oppgaven. Det har vært til stor hjelp.

Jeg vil også rette en takk til Sverre Aksnes for god veiledning på laboratoriet.

Takk til "grottebuddy" Heidi Ims for et godt samarbeid i felt og gjennom studiet. Feltarbeidet ville ikke vært det samme uten alle de hyggelige stundene i både lys og mørke.

Takk til Marie S. Larsen, for korrekturlesning av oppgaven.

Jeg vil også takke medstudenter på Geologisk Institutt, for noen kjekke år. Til slutt vil jeg takke venner og familie for god hjelp og moralsk støtte under hovedfagsoppgaven.

Bergen, Juni 2015

Cathrine Espeland

SAMMENDRAG

Denne hovedfagsoppgaven omhandler grotter og grottedannelse langs et tverrsnitt av Plurdalen, i Nordland. Plurdalen er en dal med tydelige fluviale trekk, hvor mangelen på U-dalprofiler kan tyde på at den glasielle erosjonen har vært minimal igjennom kvartær. Plurdalen er meget rik på grotter som er utviklet i flere nivåer. Hensikten med oppgaven er å undersøke doliner, bergartsprøver, forvitningsprøver og grotter, og tilslutt prøve å foreslå deres relasjon til dalutviklingen og istidshistorien i området.

Gjennom en rekke laboratorieundersøkelser er bergartsprøver analysert for renhet, kalkinnhold og oppløsningshastighet. Forvitningsprøver ble analysert for dypforvitningsproduktene smektitt (svelleleire) og kaolinit. Da prøvene kun inneholdt kloritt og illitt, er det verken mulig å bekrefte eller avkrefte eventuelle spor etter dypforvitningsprodukter i området.

Uti fra studiet av dolinetettheten i området kan det se ut til at en har to doline populasjoner, en eldre som består av få store doliner, og en yngre som består av mange små og grunne doliner. Den eldre populasjonen kan kanskje være dype nok til å ha overlevd siste istid da de har hatt et forsprang i utviklingstid, mens de yngre kanskje er små nok til å være postglasielle. Basert på analyser av overflate fordelingen av høydeintervaller i området er det flest overflater i intervallet mellom 550-650 m o.h. Disse er foreslått til å være rester etter tidligere paleiske dalskuldre.

Korrosjonsrater beregnet for bergartsprøver samlet inn fra Pluragjelet gir en gjennomsnittlig korrosjonsrate på 2,2 mm/år. Med denne raten vil det ha tatt minst 800 år å danne Sneglehuset og minst 500 år for å utvikle HimsHams grotten. Minimumsalderen for dannelsen av elvededskjæringen er beregnet til å være omtrent 11 000 år. Pluragjelet og dets tilhørende grotter tolkes til å være dannet postglasielt, og ut i fra disse studiene er det mulig å anta at postglasial grottedannelse foregår relativt hurtig.

Isgrotta består av både freatiske og vadose grottepassasjer. Den gjennomsnittlige korrosjonsraten beregnet for bergartsprøven nær Isgrotta er på 0,49 mm/år. Med denne korrosjonsraten vil det ha tatt minst 5000 år for utvikle Isgrotta. Det er spekulert i om Isgrotta kan tilknyttes Jordbrugottesystemet, da det fins sideganger som kan føre til systemet. Dersom det er en tilknytning mellom disse kan en anta at en minimumsalder for Isgrotta vil være omtrent 15 000 år, en alder som også er tolket for Grønli-Setergrottesystemet.

INNHALDSFORTEGNELSE

1	INNLEDNING	1
1.1	Problemstilling	1
1.2	Bakgrunnsinformasjon	2
1.2.1	Områdebeskrivelse	2
1.2.2	Berggrunnsgeologi	3
1.2.3	Isbevegelsen i Rana regionen under siste istid	5
1.3	Tidligere forskning i Plurdalen.....	7
2	TEORI	10
2.1	Karst og karstprosesser.....	10
2.1.1	Oppløsning av kalsitt CaCO_3	10
2.1.2	PWP-ligningen	11
2.1.3	Oppløsning og utfelling av karbonat sett på som en syklus.....	13
2.1.4	Oppløsning av dolomitt.....	14
2.1.5	Ca/Mg forholdet i marmorbergarter	15
2.1.6	Klassifisering av karbonatbergarter.....	15
2.2	Grunnvann og karsthydrologi.....	16
2.2.1	Passasjemorfologi.....	16
2.2.2	Freatiske passasjer	17
2.2.3	Vadose passasjer.....	17
2.2.4	Nøkkelhulls profil	17
2.2.5	Paragenese (antigravitativ erosjon)	18
2.2.6	Strømskåler.....	18
2.2.7	Jettegryter	18
2.3	Grottedannelse.....	19
2.3.1	Ei grottes livsløp.....	19
2.4	Labyrintgrotter.....	21
2.5	Stripe karst - Den norske karst-typen.....	22
2.6	Doliner.....	24
2.6.1	Oppløsningsdoline.....	24

2.6.2	Løsmassedoline	24
2.6.3	Sammensynkningsdoline.....	25
2.6.4	Kollapsdoline	25
2.6.5	Sprekkedoliner.....	26
3	FELTARBEID OG METODER	27
3.1	Feltmetoder.....	27
3.1.1	Grottekartlegging.....	27
3.1.2	Dolinelogging.....	30
3.1.3	Bergartsprøver og forvitningsprøver.....	30
3.2	Laboratoriemetoder	31
3.2.1	Preparering av bergartsprøver	31
3.2.2	Glødetaps-analyse	32
3.2.3	Syreuløselig fraksjon.....	33
3.2.4	Kompleksometrisk titrering.....	34
3.2.5	Kinetikk-eksperiment av bergartsprøver	37
3.2.6	Våt sikt-analyse av forvitningsprøver.....	39
3.2.7	Separering av silt og leire ved dekantering, til Røntgen Diffraktometri.....	41
3.2.8	XRD - Røntgen diffraktometri	43
4	RESULTATER	45
4.1	Bergartsprøver.....	45
4.1.1	Glødetaps- og syreuløselig fraksjons analyse	46
4.1.2	Kinetikk-eksperiment.....	48
4.2	Forvitningsprøver.....	52
4.2.1	Røntgen diffraktometri.....	53
4.2.2	Resultat fra diffraktogrammet for forvitningsprøve nr. 7	55
4.2.3	Resultat fra diffraktogrammet for forvitningsprøve nr. 8	56
4.2.4	Sammenstilling av diffraktogrammene for forvitningsprøve nr. 7 og 8	57
4.3	Doliner.....	58
4.4	Kartlegging og beskrivelse av grotter	63
4.4.1	Kartlegging og beskrivelse av Pluragjelet.....	63
4.4.2	Beskrivelse av krypegangen.....	69
4.4.3	Vanngangen.....	70

4.4.4	HimsHams	71
4.4.5	Sneglehuset.....	73
4.4.6	Kartlegging og beskrivelse av Isgrotta.....	75
5	DISKUSJON	80
5.1	Laboratorieundersøkelser av bergartsprøver	80
5.1.1	Glødetap og syreløselig fraksjon.....	80
5.1.2	Kinetikk.....	81
5.1.3	Forvittringsprøver.....	84
5.2	Doliner.....	85
5.3	Grottedannelse.....	88
5.3.1	Dannelse av Pluragjelet og dets tilknyttede grotter.....	88
5.3.2	Dannelse av Isgrotta.....	89
6	KONKLUSJON	91
	REFERANSER	93
	Vedlegg 1 – Resultat fra kinetikk-eksperimenter.....	96
	Vedlegg 2 – Titreringsverdier for syreløselig fraksjon av bergartsprøvene.....	100
	Vedlegg 3 - Dolinedyp og histogrammer for de ulike høydeintervallene.....	101

1 INNLEDNING

1.1 Problemstilling

Denne hovedfagsoppgaven omhandler grotter og grottedannelse i Plurdalen, i Nordland. I motsetning til nabolalene har Plurdalen tydelige fluviale trekk, med sin vide og åpne utforming. Mangelen på U-dalprofiler kan tyde på at glacial erosjon har vært minimal igjennom kvartær. Plurdalen er meget rik på grotter som er utviklet i flere nivåer og hvis morfologi kan relateres til trinn i dalutviklingen.

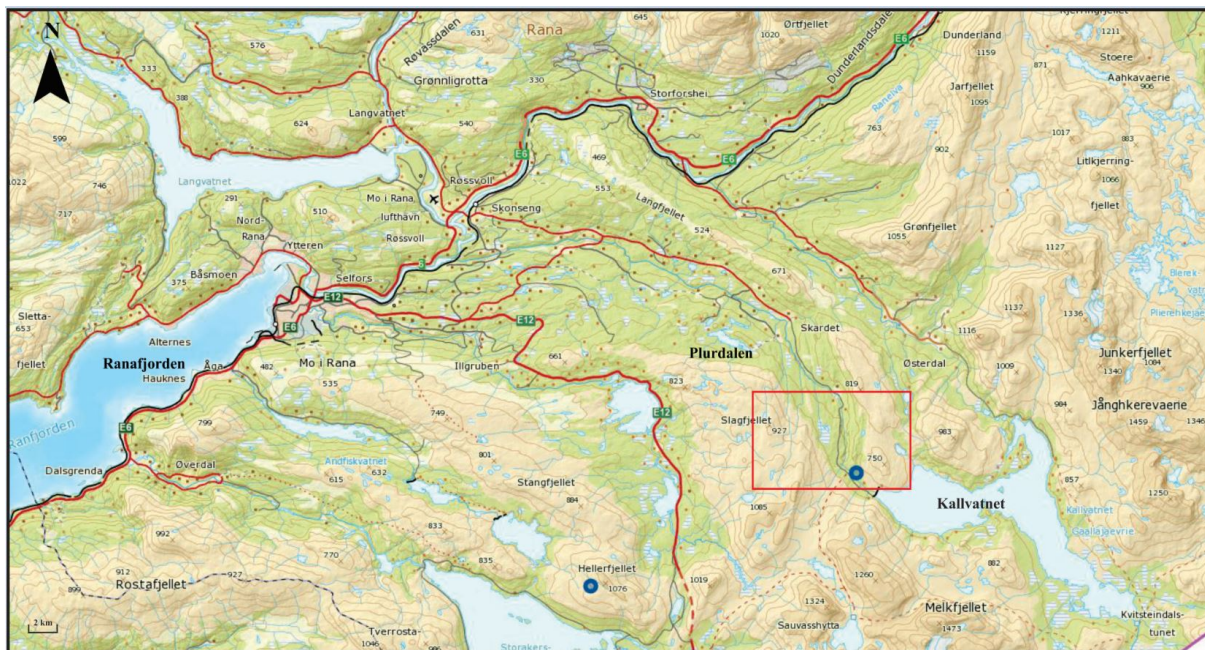
Hensikten med oppgaven er å undersøke Plurdalen langs et tverrsnitt. Ved å undersøke doliner, bergartsprøver, forvitningsprøver og kartlegge tørrlagte grotter langsmed et utvalgt tverrsnitt fra øvre Plurdalen, skal en prøve å foreslå deres relasjon til dalutviklingen og istidshistorien i området.

1.2 Bakgrunnsinformasjon

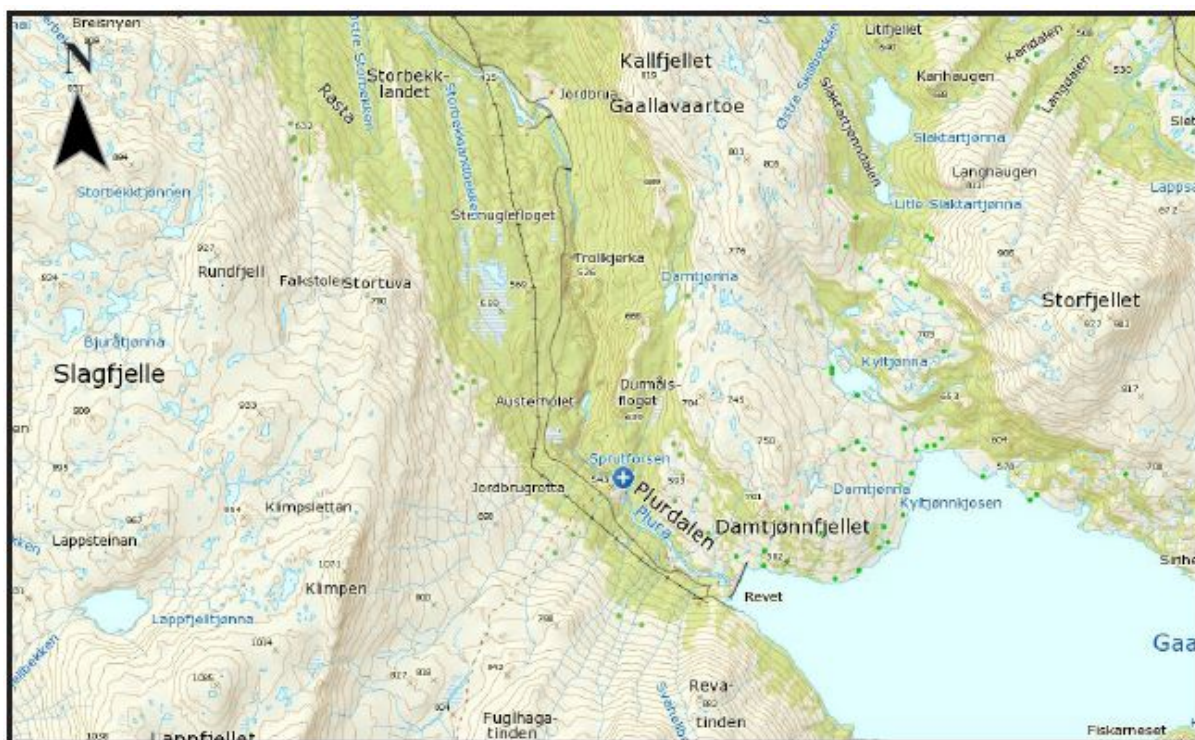
1.2.1 Områdebeskrivelse

Feltområdet for denne oppgaven er lokalisert i Plurdalen som ligger i Rana kommune, Nordland fylke. Plurdalen utgjør et dalføre som strekker seg fra Kallvatnet i sørøst til Skonseng i nordvestlig retning (Figur 1.1). Nordøst for dalføret befinner Kallfjellet seg og sørvest Lappfjellet og Slagfjellet (Figur 1.2). Feltarbeidet for oppgaven konsentrerer seg langs et tverrprofil fra øvre Plurdalen.

Kallvatnet ble demmet opp i midten av 1960 årene og reguleres i dag av Rana kraftverk. Reguleringshøyden er på 564 - 521 m o.h.. Ut i fra Kallvatnet i sørøst, renner elven Plura nordover. Den renner gjennom Plurdalen i nordlig retning før den knekker over i en vestlig retning. Etter oppdemningen av Kallvatnet er vannføringen i elven blitt betydelig lavere. Omtrent 2 km fra utløpet ved Kallvatnet forsvinner elva ned i en kollaps kalt Austerhålet. Elva utgjør et underjordisk elveløp og kommer ikke til syne igjen før ved en kulp like ved gården Jordbru. På overflaten hvor elva forsvinner ned i jorden er det en tørrdal som fortsetter nordover. Langs denne finner en to store sammenrasninger med bratte overhengende vegger, Steinugleflåget og Trollkjerka.



Figur 1.1 Oversiktskart over Rana området, rød boks markerer feltområdet i øvre Plurdalen. Kart fra norgeskart.no.

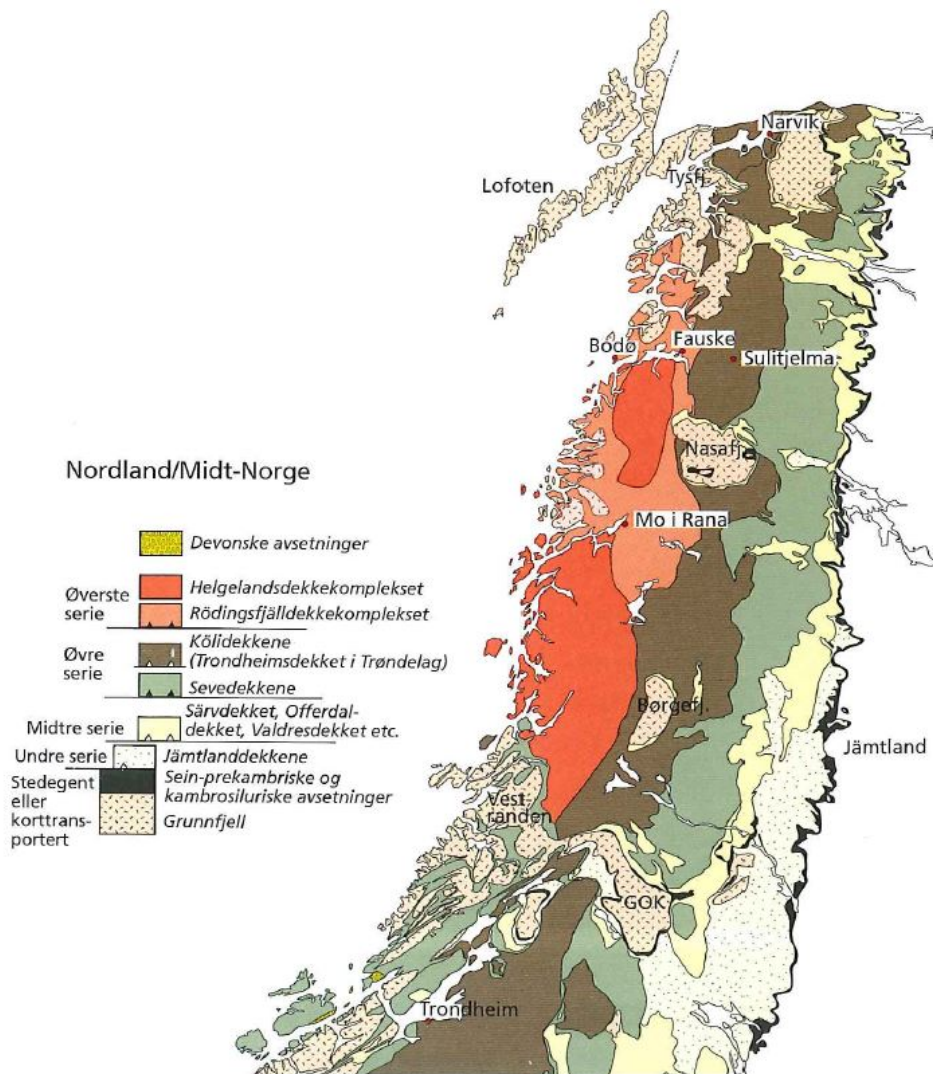


Figur 1.2 Oversiktskart over øvre Plurdalen. Kart fra norgeskart.no

1.2.2 Berggrunnsgeologi

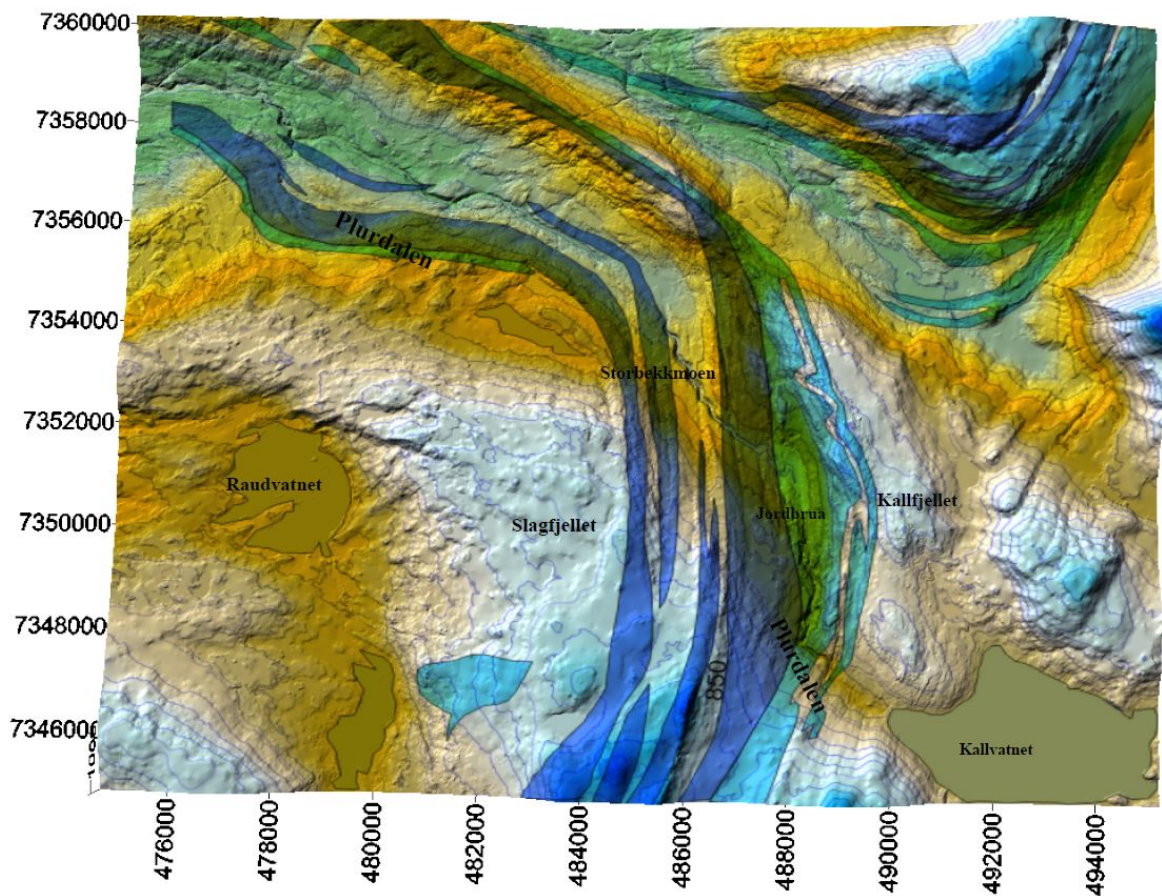
Berggrunnen i den nordlige delen av Nordland består av en rekke skyvedekker som har sin opprinnelse fra den kaledonske fjellkjedefoldningen som skjedde for omtrent 400 - 500 millioner år siden. Berggrunnen domineres hovedsakelig av glimmerskifer, glimmergneiser, marmor og kaledonske granitter. Skyvedekkerne i Rana-området, Nordland, kan kategoriseres inn i tre grupper; Rödingsfjälldেকেkomplekset, Helgelandsেকেkomplekset og Kólídekkene (Gustavson & Gjelle, 1992).

Den øverste kaledonske dekkserien, Rödingsfjälldেকেkomplekset, har en antatt sen prekambrisk til kambro-silurisk alder og består hovedsakelig av glimmergneiser/skifer, kalksilikatskifer og marmor (Gustavson & Gjelle, 1992). I vest hviler komplekset på grunnfjell, mens det i øst er antatt å ligge oppå Kólídekket. Komplekset utgjør et belte som strekker seg fra Røssvatnet til Fauske og er videre inndelt i 7 mindre skyvedekker (Fossen et al., 2013).



Figur 1.3 Kart over vise de ulike dekkekompleksene. Mo i Rana og Plurdalen tilhører Rödingsfjälldেকেkomplekset. Figur fra Fossen et al. (2013)

Berggrunnen i området rundt Plurdalen tilhører en av de 7 mindre skyvedekkerne kalt Plurdekket. Det er for det meste bygget opp av dekker med glimmerskifer og marmor. Marmoren finnes i store mengder og består av både kalkspat- og dolomitmarmor. Blant glimmerskiferne er de vanligste kvartsglimmerskifer og kalkglimmerskifer (Søvegjarto et al., 1988). Dekkene av glimmerskifer og marmor er strukket ut i tynne, skrånne bånd som følge av omfattende folding og deformasjon under den kaledonske fjellkjededannelse. Disse båndene utgjør det som geologen Gunnar Horn (1947) kalte for stripekarst. I Plurdalen strekker marmorbåndene seg hovedsakelig fra nord til sør, hvor de kurver ut mot nordvest (Figur 1.4). Båndene dipper bratt mot øst og nord (Wolfe, 1967).

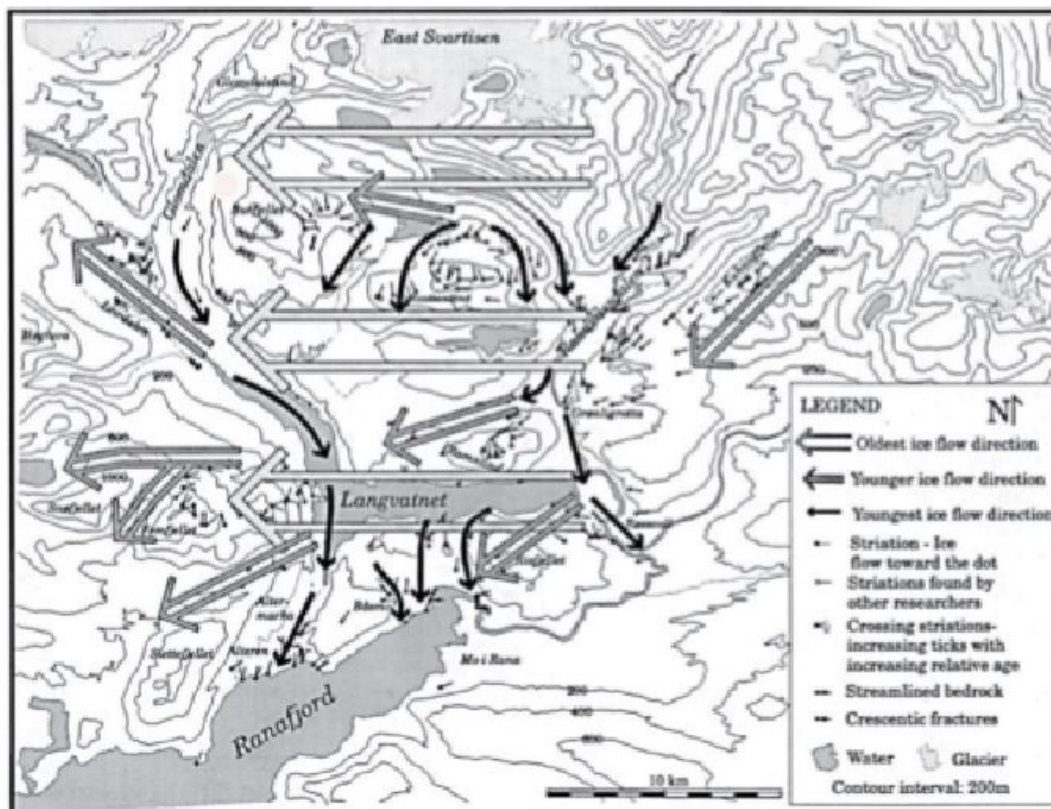


Figur 1.4 3D terrengmodell av Plurdalen. Det viser konturer i tillegg til berggrunnen. Mørkeblå stripene på kartet representerer dolomitmarmor og de lyseblå stripene representerer kalkspatmarmor. En kan også se at marmorbåndene kurver seg i en nordvestlig retning. Figur satt sammen i Surfer i samarbeid med Heidi Ims.

1.2.3 Isbevegelsen i Rana regionen under siste istid

For 115 000 – 10 000 år siden var store deler av Norge og Nord-Europa dekket av en stor innlandsis. Det var store variasjoner i isdekkets utbredelse, hvor Skandinavia var kun dekket av is i kortere deler av perioden. Den siste istids perioden omtales som Weichsel.

Isens bevegelse i området sør for Svartisen, Nordland fylke, er blitt nærmere undersøkt av Blake, & Olsen (1999). Basert på skuringsstriper og andre retningsindikatorer observert i høyereliggende områder ble det antatt at innlandsisens eldste bevegelse var fra øst- mot vestlig retning (Figur 1.5). Det antas at innlandsisen på dette tidspunktet, omtrent siste istids maksimum, var på sitt tykkeste og at isens bevegelse ikke ble påvirket av den underliggende topografien.



Figur 1.5 Viser isbevegelsen sør for Svartisen. Figur fra Blake, &Olsen (1999).

Blake, &Olsen (1999) observerte også kryssende, derfor yngre, skuringsstriper som pekte i en sørvestlig retning fra Svartisen mot Ranafjorden. Ismassens bevegelsesretning har endret seg og etterhvert blitt påvirket av den regionale topografien ved at den ble dirigert ned i fjorder og daler. En slik omdirigering av ismassene kan skyldes at istykkelsen er blitt betydelig mindre. Dette skjedde antageligvis i perioden før Svartisen ble separert fra den store innlandsisen.

Plurdalen er et dalsystem lokalisert lengre inn i landet, øst for Svartisen. Dalen har lite utviklede glasielle trekk og er mest sannsynlig blitt skjermet for de store isstrømmene da den befinner seg mellom to landformer som har tatt de store isstrømmene.

Svartisen er i dag Norges nest største isbre og dekker 370 km² av Nordlands mest sentrale fjelltopper (Blake & Olsen, 1999). Det er usikkert om breen som eksisterer i dag er et resultat fra da Svartisen ble separert fra innlandsisen, eller om den ble smeltet helt bort i løpet av midtre holocen og er blitt akkumulert på nytt senere, slik tilfellet er for Jostedalsbreen (Nesje et al., 1991).

1.3 Tidligere forskning i Plurdalen

I Nord-Norge har utforskning og dokumentering av grotter foregått i flere århundrer. Totalt i Norge er det dokumentert et stort antall karstgrotter, omtrent 2000, der flesteparten av disse er lokalisert i Nordland og deler av Troms (Lauritzen & Skoglund, 2013). På begynnelsen av 1900-tallet var John Oxaal den første til publisere sine studer av kalksteinsgrotter i Rana-området (Oxaal, 1914). I tidsrommet 1933-39 utforsket geologen Gunnar Horn de viktigste karstgrottene i Rana og Meløy (Horn, 1947).

I Plurdalen er det ikke gjort like omfattende speleologiske og hydrologiske undersøkelser av området som det er gjort i andre daler i Rana, til tross for dens mange grotter. To av grottene, Jordbrugrotta og Pluragrotta er tidligere utforsket og kartlagt.

Som tidligere nevnt forsvinner elven Plura ned i jorda og utgjør et underjordisk elveløp. Den delen av løpet som er utforsket omtales som Pluragrotta. Totalt utgjør lengden kjente grottepassasjer omtrent 3200 m (Lauritzen, 2014). De aktive freatiske grottepassasjene er utforsket og kartlagt av blant annet Jan Arild Aaserud, Robert Staven (NGDF), Jukka Öster og Sami Paakarinen. Grottedykkere har utforsket grotta ned til 130 meters dyp. De tørrlagte vadose passasjene er kartlagt av Christian Ruschfeldt, Laura Sanna og Stein-Erik Lauritzen (Lauritzen, 2014).

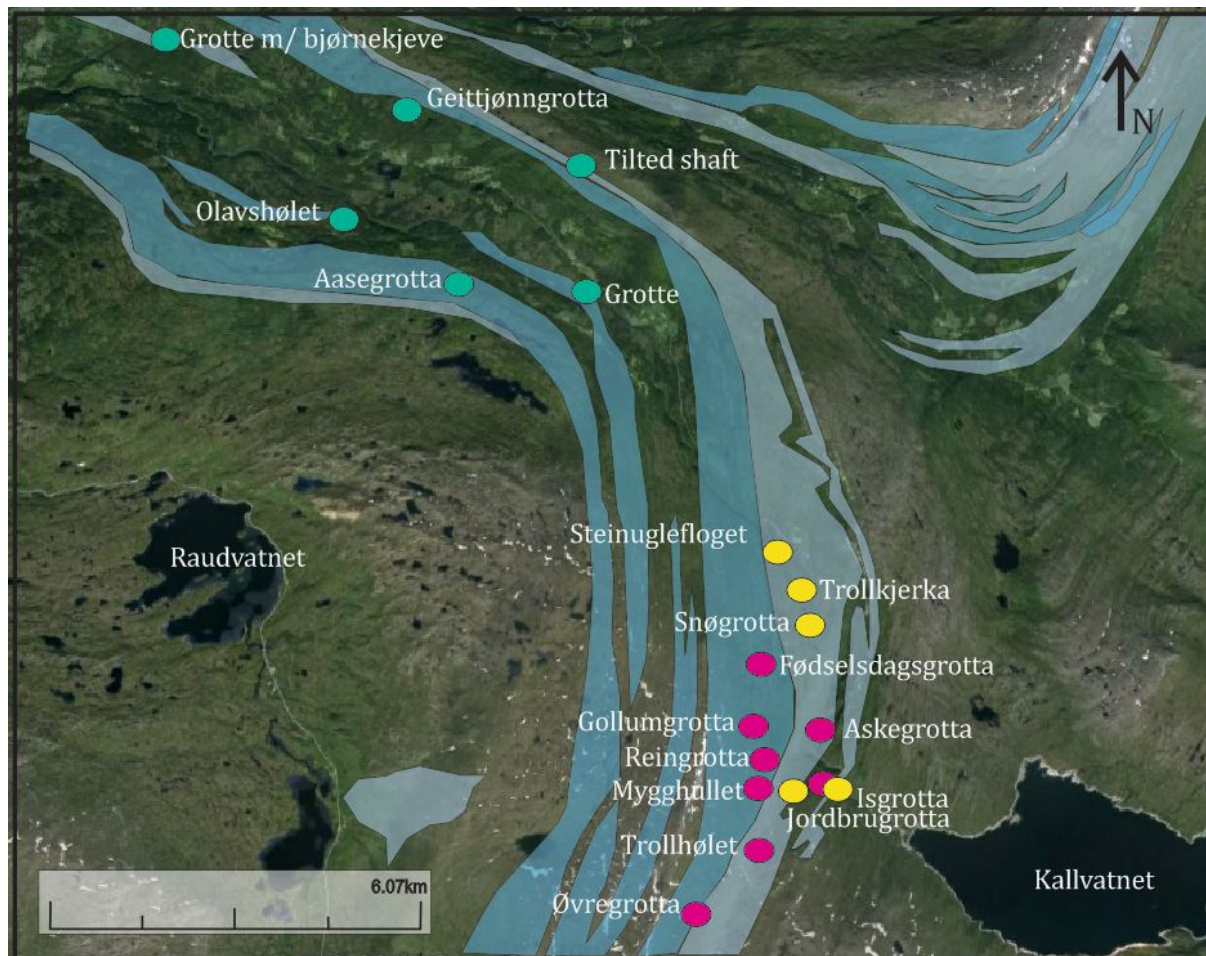
Øverst i Plurdalen, like ved Sprutfossen, ligger ei grotte som kalles for Jordbrugrotta. Jordbrugrotta ble først oppdaget etter krigen. Jakob Otnes var den første til å beskrive deler av den i 1954, da han sammen med Martin Jordbru besøkte grotten (Otnes, 1954). I 1962 og 1964 ble Jordbrugrotta kartlagt og utforsket av den britiske grotteklubben Explorers Club fra Haberdashers Askes Hatcham School. Det ble da funnet at grotta har minst tre innganger, der forbindelsen mellom disse ble oppdaget i 1964. Ved omtrent 620 m o.h. forsvinner Sprutbekken ned under jorden, 100 m lengre nord for denne befinner en av Jordbrugrottas innganger (Hjorthen, 1968). Sprutbekken kommer ut av fjellet igjen, nær Plura elva, i form av et fossefall kalt Sprutfossen. Sprutfossen har et fossefall med omtrent 20 m i fallhøyde. I perioder med liten vannføring er det mulig å ta seg inn i grotten via Sprutfossen. Hatcham Hole utgjør Jordbrugrottas tredje inngang. Hatcham Hole består av en enkelt passasje som er omtrent 500 m lang og som har en vest til østlig orientering (Wolfe, 1967). Passasjen inneholder en liten bekk som strømmer ut i hovedpassasjen til Jordbrugrotta i form av et

fossefall. Hatcham hole passasjen har et noe mindre tverrsnitt enn hovedpassasjen til Jordbrugrotten og ligger i et høydenivå over hovedgangen i grotten.

Jordbrugrotta utgjør et grottesystem som i øvre seksjon består av et lite utviklet nettverk av passasjer, og nedre seksjon en enkelt stor hovedpassasje som er 1500 m lang. Hovedpassasjen er orientert langs kalksteinsbeltets orientering. Til sammen er omtrent 3000 m av Jordbrugrotta kartlagt (Wolfe, 1967). Flere steder i rotta er det observert flere stup med fossefall på 15-20 m. Deler av grottepassasjene er fylt med vann og enkelte plasser kreves en gummibåt for å kunne ta seg frem (Hjorthen, 1968) .

Askegrotten og Isgrotta er grotter som ligger i samme område, litt nærmere Plura. Disse grottene er bare delvis undersøkt og kartlagt. Det er spekulert i om sideganger observert i Isgrotta kan tilknyttes Jordbrugrottesystemet (Hjorthen, 1968) .

Tillegg til de nevnte grottene, ble det i 1965 funnet en del grotter i Plurdal-distriktet av Norges Geologiske Undersøkelse. En liste av grotter oppdaget i Rana-området ble i 1990 utgitt av Harry Bjerkli og Harald Hanssen. På det tidspunktet var det oppdaget 48 grotter i Plurdalen, hvorav 24 grotter er lokalisert i øvre Plurdalen og de resterende 22 i midt- nedre Plurdalen (H. & H, 1990). UTM koordinatene oppgitt for grottene er mangelfulle, det vil si at østkoordinatene (6 siffer) og nordkoordinatene (7 siffer) manglet de tre siste sifrene. Disse tre sifrene er de som viser til, i dette tilfellet, grottas plasseringen innenfor en 1 km rute i rutenettet. Det vil si at posisjonen er kun gitt til nærmeste 1000 m. For å kunne plote grottene inn i Google Earth er det da tatt utgangspunkt i midtpunktet til ruta. Grottene er plottet inn for å gi leseren et bilde av hvor de omtrentlig er plassert i terrenget og hvordan de fordeler seg (Figur 1.6). Figuren viser at grottene registrert i området fordeler seg langs marmorbeltene som strekker seg i retningen nord-sør.



Figur 1.6 Omtrentlig plassering av tidligere registrerte grotter i Plurdalen. De grønne punktene utgjør grotter i midt- og nedre Plurdalen, og de rosa og gule i øvre Plurdalen. Gule er nøyaktig plassert ut i fra utm koordinater fra felt, mens de andre er mer omtrentlige pga. mangelfulle utm koordinater. Kart fra google earth og berggrunns informasjon fra norgeskart er satt sammen inn i en figur.

2 TEORI

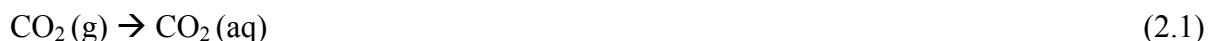
Dette kapittelet omhandler teorien bak dannelsen av karstlandskapet. Det baserer seg på kapittel 3 i Ford and Williams og kapittel 5 og 6 i kompendium for GEOV 221 av Stein-Erik Lauritzen, 2012. Det baserer seg også på boken *Grotter* av Lauritzen (2010).

2.1 Karst og karstprosesser

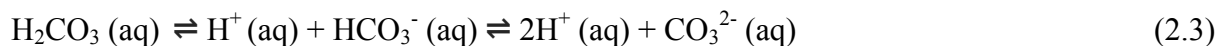
Karst er et begrep som brukes til å beskrive et type landskap som utvikles i områder der kjemisk oppløsning dominerer blant de geomorfologiske prosessene. Karstlandskapet er da det resterende landskapet som står igjen når oppløst berg er transportert bort. Huler og underjordiske drenerings systemer blir utviklet i slike landskap. Det har også en uregelmessig topografi hvor en på overflaten finner furer, renner og sprekker. En særegen form er de traktformede fordypningene som kalles for doliner. Andre karakteristikk ved et slikt landskap er vertikale elvetyverier, nedløp og kilder. For å danne karst er det ikke tilstrekkelig med en lett løselig bergart i seg selv, det kreves i tillegg sekundær sprekke porøsitet.

2.1.1 Oppløsning av kalsitt CaCO_3

I Norge er de vanligste karbonatbergartene kalkstein, marmor og dolomitt. I sydligere strøk utvikles det i tillegg karst i evaporittbergartene gips og steinsalt. Blant de overnevnte er marmor, som hovedsakelig består av mineralet kalsitt (CaCO_3), den dominerende bergarten i feltområdet til denne oppgaven. Løseligheten til kalsitt og dolomitt ved dissosiasjon i rent vann er veldig lav og øker betraktelig ved utsettelse for surt, meteorisk vann. Dette forklares enkelt med at når atmosfærisk karbondioksid løses i vann vil det bli dannet karbonsyre, H_2CO_3 (Ligning 2.1 og 2.2).



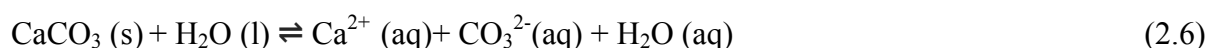
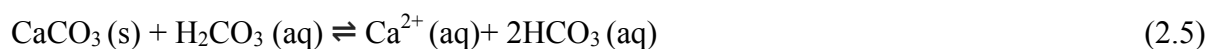
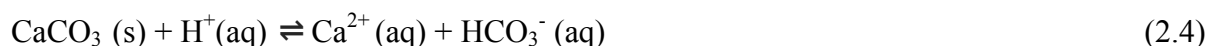
Karbonsyre dissosierer og avgir hydrogenioner i to omganger. Den dissosierer først til bikarbonat, HCO_3^- , og deretter til karbonat, CO_3^{2-} , hvis prosessen fortsetter. Jo flere hydrogenioner som frigis, jo mer aggressivt blir vannet i forhold til oppløsning av kalkstein. Reaksjonsforløpet er vist i ligning 2.3 under:



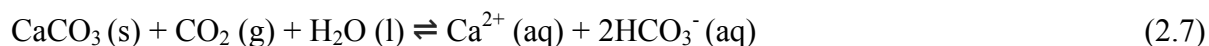
Hvilken reaksjonen som skjer er avhengig av pH. pH i karstvann ligger vanligvis mellom 6,5 til 8,9, og i dette intervallet dominerer bikarbonationet, HCO_3^- .

2.1.2 PWP-ligningen

Karstifiseringsprosessene består av en rekke delreaksjoner hvor produktene fra forrige reaksjoner inngår i neste reaksjon og så videre. Disse delreaksjonene kan ha ulike hastighetsforløp, hvor det er det trinnet som er mest langsomt som avgjør totalhastigheten til reaksjonsforløpet. Hvert trinn er også avhengig av vannfasens kjemiske sammensetning, som hele tiden er i endring til systemet har nådd metning. Plummer, Wigley og Parkhurst (1978) beskrev tre overflaterreaksjoner som skjer på kalsittoverflaten i kontakt med surt, meteorisk vann (Ligning 2.4, 2.5 og 2.6):



Den totale oppløsningen av karbonater er representert i reaksjonslikning 2.7:



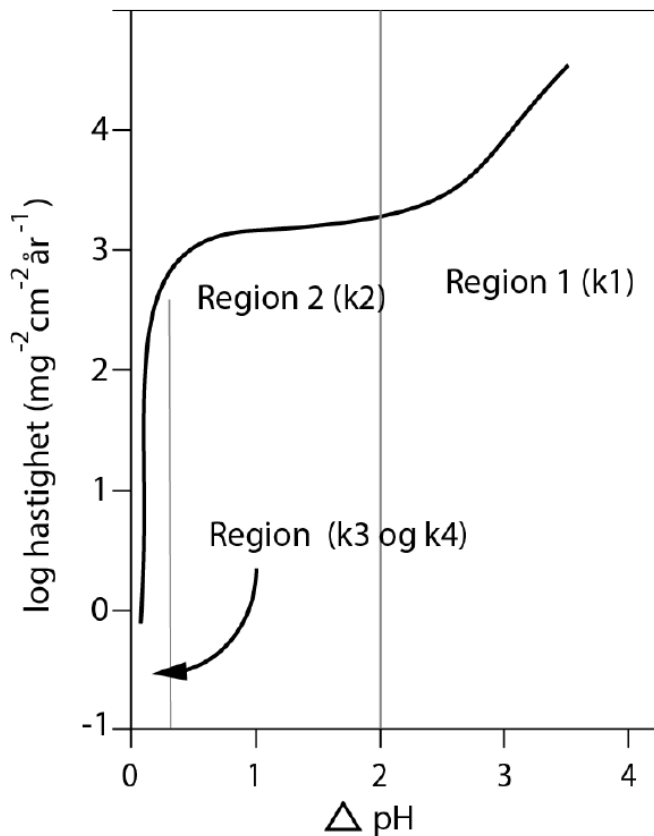
De tre overflatereaksjonene er uttrykt i en hastighetslikning som kalles for PWP-likningen. Dette er en ligning utarbeidet eksperimentelt, hvor 100% ren kalsitt ble oppløst i store vannmengder med tilførsel av CO₂.

I praksis inneholder naturlige kalksteiner ofte forurensninger slik at hastighetsforløpet til oppløsningen av kalksteinen vil være noe saktere i virkeligheten enn det PWP-likningen tilsier. PWP-ligningen er uttrykt i ligning 2.8 (Plummer, 1978):

$$\frac{dC}{dt} = \frac{A}{V} [k_1 (H^+) + k_2 (H_2CO_3) + k_3 (H_2O) - k_4 (Ca^{2+})(HCO_3^-)] \quad (2.8)$$

dC/dt representerer oppløsningsraten gitt i mMol/cm²-s. A tilsvarer prøvens areal og V tilsvarer væskens volum, slik at forholdet A/V betegner areal-volumforholdet. k_1 , k_2 og k_3 er hastighetskonstanter som representerer de forovervendte reaksjonene som er oppløsning, og k_4 betegner utfelling av kalsitt. $()$ betyr aktiviteten til de kjemiske komponentene H^+ , H_2CO_3 , H_2O , Ca^{2+} , HCO_3^- .

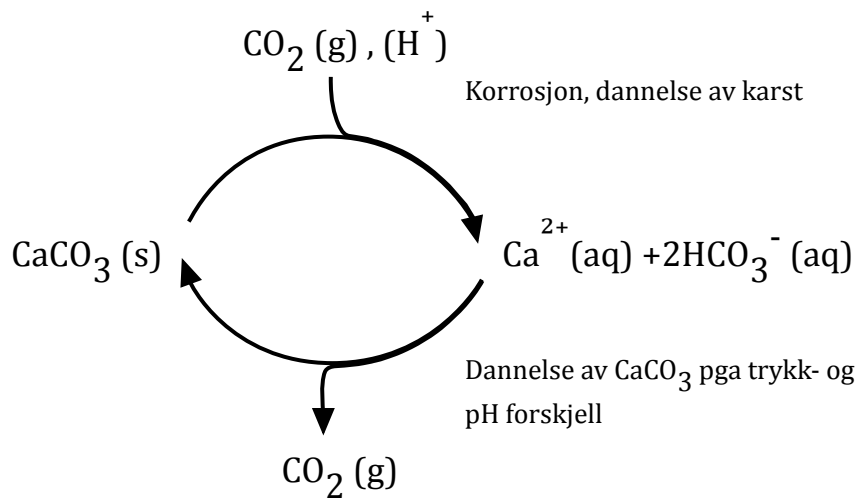
Oppløsningshastigheten av kalsitt kan uttrykkes som funksjon av endringer i pH, dette illustreres lettest ved hjelp av et diagram (Figur 2.1). Grafen kan deles inn i tre ulike regioner, region 1, 2 og 3, som alle avhenger av hastighetsforandring ettersom pH endres. I starten av diagrammet er pH 0 og grafen svært bratt. Dette er omtalt som region 1, og er den regionen hvor oppløsningen av kalsitt er raskest. I denne regionen dominerer $k_1(H^+)$ som betyr at vannet er aggressivt og undermettet på CaCO₃. I region 2 nærmer oppløsningen seg sakte likevekt og grafen avtar. I denne regionen dominerer $k_2(H_2CO_3)$, altså oppløsning med karbonsyre. Region 3 er det området av grafen hvor systemet nærmer seg likevekt og hvor oppløsningshastigheten er svært lav.



Figur 2.1 Figuren viser logaritmen til oppløsningshastigheten til kalsitt plottet mot endring i pH. Grafen deles inn i tre ulike regioner, region 1, 2 og 3. Disse gjenspeiler oppløsningen av kalsitt i ulike stadier. Figur fra Lauritzen (2012).

2.1.3 Oppløsning og utfelling av karbonat sett på som en syklus

Prosessene hvor kalkstein oppløses og utfelles kan sees på som en syklus der prosessene er reversible (Figur 2.2). Korrosjon av kalkstein og dannelsen av karst oppstår dersom CO_2 eller andre syrer tilføres systemet. Motsatt vil kalsitt utfelles dersom CO_2 trekkes ut av systemet som følge av enten trykkforskjeller (avgassing) eller at pH forholdene endres. Kalsitten som utfelles danner da enten dryppsteiner i form av stalaktitter og stalagmitter, eller kalktuff (ferskvannskalk).



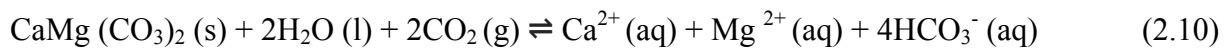
Figur 2.2 Representerer oppløsning og utfelling av kalkstein sett på som en syklus. Mot høyre oppløses kalkstein ved tilføring av CO₂ eller syre, motsatt utfelles kalsitt dersom CO₂ trekkes ut av systemet. Grunnen til det at enten avgassing eller endringer i pH forholdene. Figuren er modifisert etter Lauritzen (2010).

2.1.4 Oppløsning av dolomitt

Dolomitt har formelen CaMg(CO₃)₂, og er et dobbeltkarbonat bestående av kalsium og magnesium. På grunn av magnesiuminnholdet vil oppløsningen av dolomitt gå saktere enn ren kalsitt. Oppløsning av mineralet dolomitt foregår på tilsvarende måte som kalsitt (Likning 2.9):



Den totale oppløsningen av dolomitt er representert i reaksjonslikning 2.10 under:



2.1.5 Ca/Mg forholdet i marmorbergarter

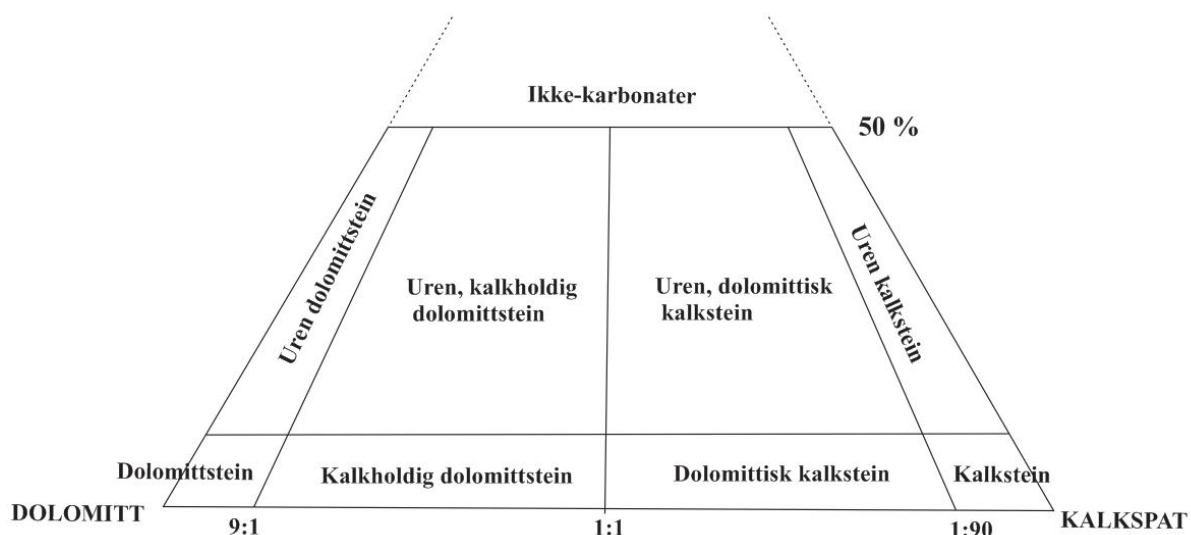
Kalsium- og magnesiuminnholdet i marmorbergarter har betydning for bergartens evne til å løses opp. Dette forholdet kan bestemmes direkte fra målte konsentrasjoner (Ligning 2.11).

$$\text{Ca/Mg} = [\text{Ca}^{2+}] / [\text{Mg}^{2+}] \quad (2.11)$$

For vann som har vært i kontakt med dolomitt er forholdet mellom kalsitt og magnesium teoretisk forventet å være $\text{Ca/Mg} = 1$. De aller fleste kalksteiner inneholder små mengder magnesium. Verdier kan variere fra 2 – 10, hvor 6 er en av de vanligste verdiene (White, 1988).

2.1.6 Klassifisering av karbonatbergarter

Den mineralogiske sammensetningen til en bergart er av stor betydning for den evne til å løses opp. Karbonatholdige bergarter kan klassifiseres etter NGUs klassifikasjonssystem (Gjelle & Sigmond, 1995). I følge skjemaet kan en bergart regnes som en karbonatbergart dersom den inneholder mer enn 50 % karbonatmineraler (Figur 2.3).



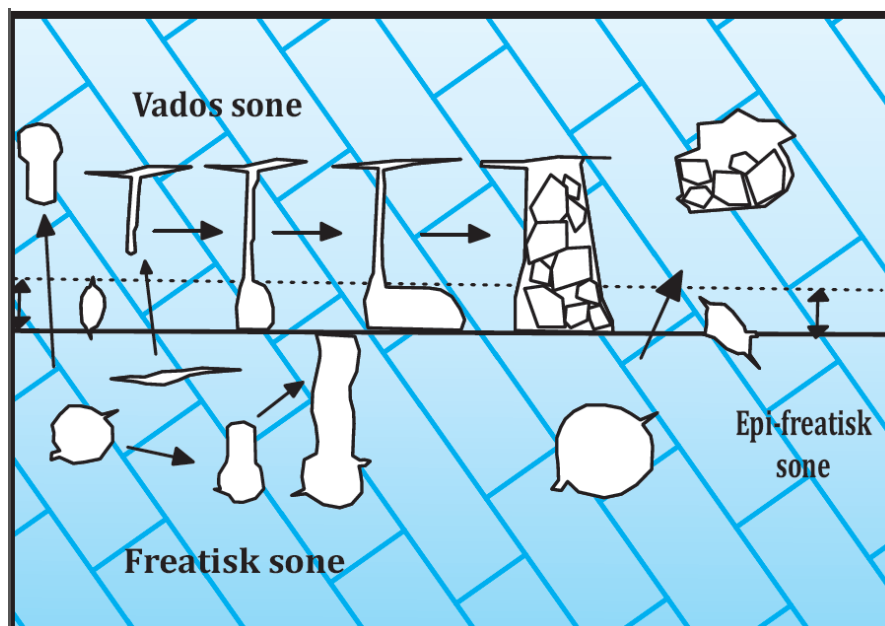
Figur 2.3 Klassifiseringsskjema for karbonatbergarter. Figur etter Gjelle, & Sigmond (1995).

2.2 Grunnvann og karsthydrologi

Grunnvannet er lokalisert i bakken under oss og utgjør den delen av grunnen hvor porer og sprekker er helt gjenfylt med vann. Grunnvann finnes i både løsmasser og fast fjell, og har sin opprinnelse i nedbøren. Grunnvannets overflate der hvor vannets trykk er lik atmosfæretrykket defineres som grunnvannsspeilet. I karsthydrologi utgjør grunnvannsspeilet et skille mellom ulike soner hvor vannet beveger seg forskjellig og hvor grottepassasjene får ulik utforming. Den umettede sonen lokalisert over grunnvannsspeilet kalles for den vadose sonen, og den mettede sonen lokalisert under grunnvannsspeilet kalles for den freatiske sonen. Under perioder med flom eller endringer i nedbørsmengde kan grunnvannsspeilets nivå fluktuere. Området mellom grunnvannsspeilets nederste nivå og en flomhendelses øverste nivå, kalles for den epifreatiske sonen.

2.2.1 Passasjemorfologi

Et tverrsnitt av en grottepassasje vil avsløre om passasjen er dannet under freatiske eller vadose forhold, eller som en kombinasjon av disse (Figur 2.4). Mangfoldet blant utformingene er stort og avhenger også av bergmassens helning og antall ledespalter (sprekke-, forkastningsplan).



Figur 2.4. Ulike passasjetverrsnitt dannet i sonene over og under grunnvannsspeilet (tykk linje i midten av figuren). Figuren er modifisert etter Lauritzen (2010).

2.2.2 Freatiske passasjer

Passasjer utviklet under freatiske forhold er dannet under helt vannfylte betingelser hvor oppløsningen kan foregå i alle retninger. Slike grottepassasjer får et tilnærmet sirkulært eller elliptisk tverrsnitt, avhengig av modenheten. Passasjer utvikles som oftest fra et bruddplan slik at en grottepassasje i sin begynnende fase kan ha et linseformet tverrsnitt. Hvis forholdene ligger til rette kan den utvikle seg videre til et sirkulært tverrsnitt. Siden vannet står under trykk i freatiske passasjer kalles denne type passasje også for trykkledninger eller freatiske rør. Trykkforskjeller og grunnvannsspeilets helning gjør at vannet kan strømme både oppover og nedover i det som kalles stige- og synkesegmenter. Disse stige- og synkesegmentene utgjør det som omtales som freatiske sløyfer. Grotter bestående av mange slike sløyfer kalles for sløyfegrotter.

2.2.3 Vadose passasjer

En vados passasje er dannet under forhold hvor passasjen er delvis fylt med vann og delvis med luft. Vannet i den vadose sonen strømmer vertikalt som følge av tyngdekraften, slik at en utvidelse av en vados grottepassasje dermed er rettet nedover i grotten. Etterhvert som diameteren på grottepassasjen utvides vil vannet strømme hurtigere og passasjen dreneres mer effektivt. Som følge av dette kan vannets nivå i grotten synke og deler av passasjen bli luftfylt. Oppløsningen foregår i bunnen av grotten og danner en vados nedskjæring, et gjel. Nivået i grotten hvor en vados passasje begynner og slutter er tegn på grunnvannsspeilets tidligere lokalisering.

2.2.4 Nøkkelhulls profil

Dersom grunnvannsspeilet synker grunnet regional tektonikk, lokale begivenheter eller på grunn av grottepassasjens diameter er blitt tilstrekkelig utvidet, vil passasjen ikke lenger være vannfylt. Passasjen kan da bli helt eller delvis tørrlagt. Dersom den er delvis tørrlagt kan vannet som strømmer i passasjen oppløse og skjære seg nedover i bunnen av grotten, og danne et gjel. Slike passasjer gir et sammensatt tverrsnitt som ligner et nøkkelhull, derav navnet nøkkelhullsprofil.

2.2.5 Paragenese (antigravitativ erosjon)

Dannelse av paragenetiske passasjer er en sekundær prosess som bare utvikles i karstgrotter. Denne speleogenetiske prosessen er sekundær på grunn av dens utvikling fra en eksisterende freatisk passasje. Vannhastigheten i passasjen går ned dersom tverrsnittarealet øker. Passasjen kan da fylles helt eller delvis igjen med sedimenter, slik at det korrosive vannet tvinges til å migrere oppover langs taket. Utvidelsen av passasjen, resultat av erosjon og korrosjon, vil foregå oppover og taket heves etter hvert som hulrommet under fylles igjen med sedimenter. I tillegg til paragenetiske canyoner kan denne prosessen også danne andre morfologiske uttrykk, enten i form av små anastomoserende kanaler eller tak-pendanter. Tak-pendantene utgjør den gjenværende bergmassen mellom de små kanalene (Lauritzen & Lauritsen, 1995) .

2.2.6 Strømskåler

Strømskåler er en asymmetrisk, rundaktig korrosjonsform som utvikles på vegger, tak og gulv i grotter. De dannes som følge av at turbulent, korrosivt vann strømmer over en oppløselig bergart. Strømskålene forekommer ofte i et tettpakket mønster, hvor de skilles fra hverandre av skarpe kanter. Skålene er dypest og brattest på lesiden av den retningen vannet har strømmet. Strømskålene er en viktig retningsindikator for vannets tidligere strømningsretning. De kan variere i størrelse og er omvendt proporsjonal med vannhastigheten. I den vadose sonen strømmer vannet ofte rask og i fri strøm, som resultat av dette vil det dannes mange og små strømskåler. Under freatiske betingelser vil vannstrømmen foregå saktere og det tar lengre tid før strømskålene utvikles, derfor vil skålene dannet her være større og færre. De fleste strømskåler har en lengde mellom 0,5 og 20 cm.

2.2.7 Jettegryter

Ei jettegryte utformer seg ofte som en sylindrisk, finpolert fordypning i bergmassen. Stein og grus, som er hardere enn bergmassen rundt, polerer bergmassen under påvirkning av en turbulent vannstråle. En slik prosess settes ofte i gang der en vados nedskjæring krysser en tverrgående sprekk slik at vannet får en brattere helning. Jettegryter dannes også ofte under en isbre.

2.3 Grottedannelse

International Speleological Union definerer ei grotte som et naturlig hulrom i fjell som er minst 1 meter lang og som et voksent menneske kan komme seg inn i. For at ei grotte skal kunne dannes er en avhengig av konnektivitet mellom hulrom i bergmassen. Marmorrens primære porøsitet blir ødelagt under metamorfose, slik at grottedannelse er avhengig av en sekundær sprekkeporøsitet gjerne forårsaket av en forkastning.

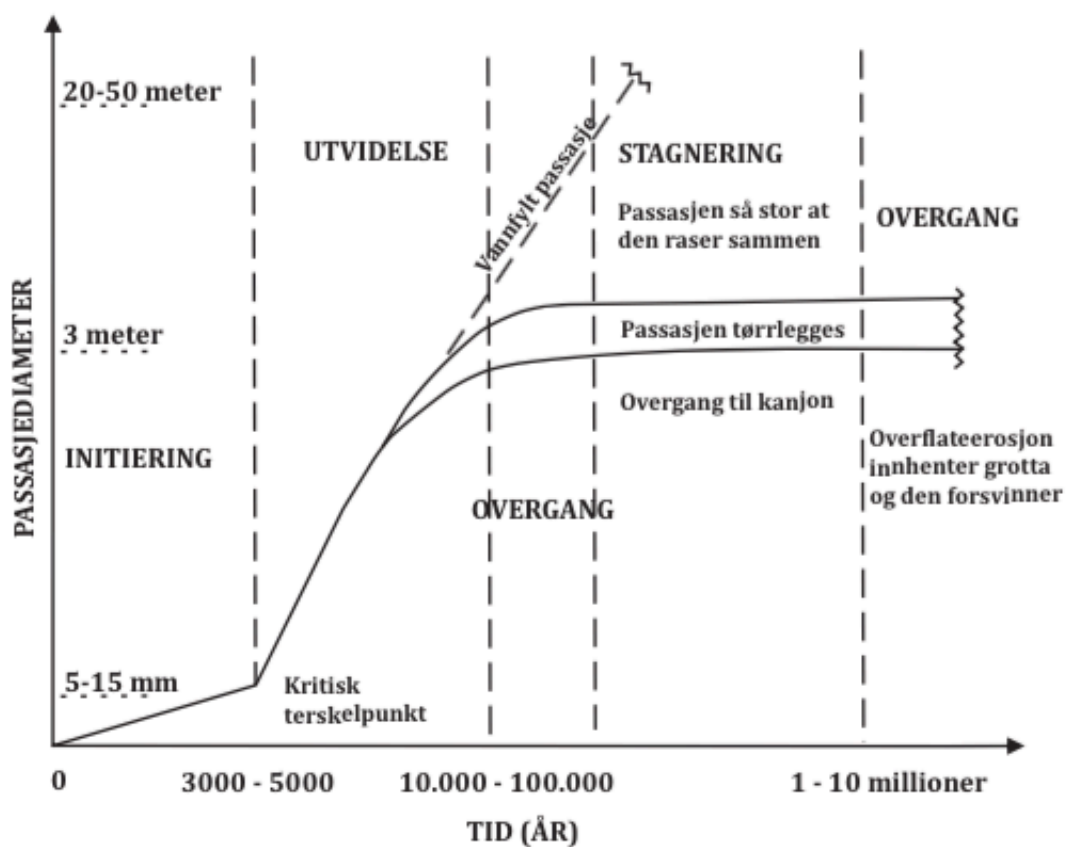
Når systemet nærmer seg metning vil oppløsningshastigheten til kalsitt avta kraftig. Dersom aggressivt vann trenger inn i en sprekk vil reaksjonsforløpet gå hurtig mot metning, og farten avtar kraftig når systemet går over i region 3 (Figur 2.1). Avstanden hvor vannet trenger inn i en sprekk før det ikke lenger kan korroderer bergarten, kalles for den effektive penetrasjonsdistansen (EDP). Dette er avstanden før grafen knekker over og systemet går inn i region 3. Dersom sprekkesystemet er lengre enn EDP, vil sprekkesystemets innerste deler utvides veldig langsomt. En sprekk vil kunne utvikles med maksimal hastighet når EDP er lengre enn sprekkenes totale lengde, dette fordi det aggressive vannet kan da korrodere langs hele sprekkenes lengde.

Kjemisk gjennombrudd er betegnelsen på hendelsesforløpet hvor aggressivt vann trenger gjennom hele avstanden til et sprekkesystem. Etter det kjemiske gjennombruddet vil oppløsningsraten avhenge av konsentrasjonen til vannet.

2.3.1 Ei grottes livsløp

Ei grotte gjennomgår ulike faser fra dens unnfangelse til den tilslutt blir innhentet av overflateerosjon og brytes ned til ingenting (Figur 2.5). Den første fasen kalles for initieringsfasen. Dette er tiden det tar for en åpning å utvides til en liten sprekk på 5-15 mm i diameter. Unnfanselesfasen kan ta lang tid før sprekken når det kjemiske gjennombruddet. Etter det kjemiske gjennombruddet, utvides passasjen veldig raskt til ca. 3 m i diameter i løpet av 5000 - 20 000 år. Den teoretiske vekstraten i denne fasen er på 1 mm per år. Når passasjen har vokst seg så stor er det ikke sikkert at vanntilførselen er tilstrekkelig til å holde den vannfylt, og den kan da gå over i en vados tilstand. Denne fasen hvor grotten går fra å være vannfylt til å bli tørrlagt, fra freatisk til vados tilstand, kalles for overgangsfasen. Dersom grotta fortsetter å vokse vil taket til slutt gi etter og kollapse, grensen for dette ligger rundt 30-50 m i diameter. Grotta kan være i den etterfølgende stagneringsfasen i millioner av år uten at

det skjer noe særlig. I denne fasen kan strømmende vann skjære seg ned i bergmassen og danne dype kanjoner og såkalte nøkkelhull. Nedbrytning er det siste stadiet av ei grottes livsløp. I løpet av dette stadiet blir grotta hentet igjen av overflateerosjonen, kollapser og brytes ned til ingenting. Rekkefølgen på de ulike fasene ei grotte gjennomgår vil alltid være den samme. Men som følge av variasjoner i vanntilførsel, temperatur og kjemiske forhold kan fasenes tidsrom variere. Ulike deler av ei grotte kan også være i forskjellige faser til samme tid.

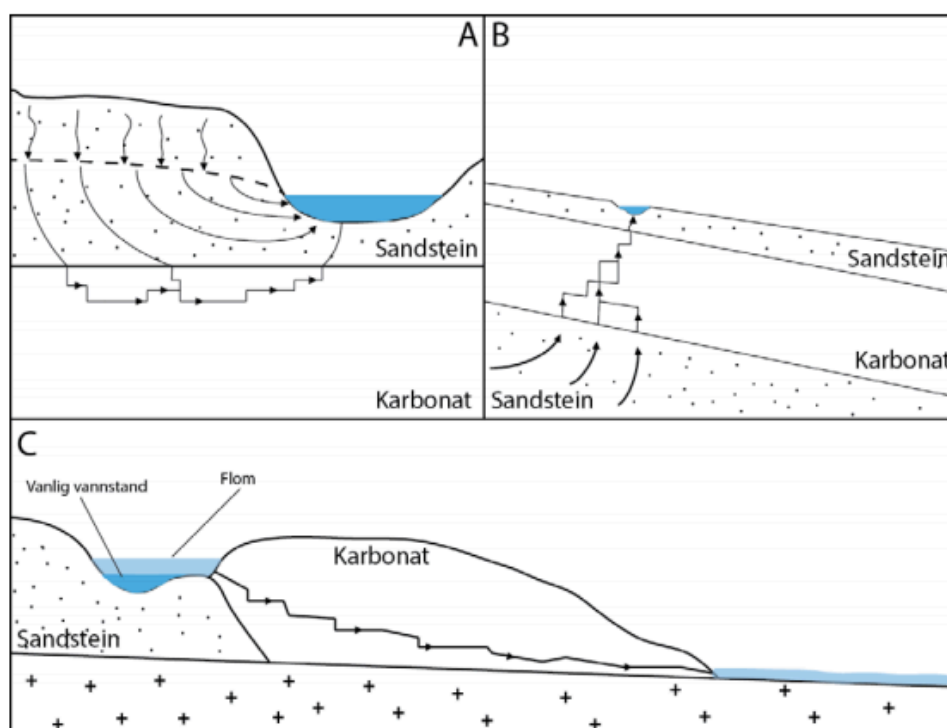


Figur 2.5. Illustrerer ei grottes livsløp fra dens unnfangelse til den tilslutt blir innhentet av overflateerosjon og brytes ned til ingenting. Modifisert etter Skutlaberg (2003) og Lauritzen (2010).

2.4 Labyrintgrotter

Labyrintgrotter utgjør kompliserte nettverk av grottepassasjer som fordeler seg i ulike strømningsruter. Slike grotter dannes typisk i områder med stor sprekketetthet, hvor forholdene er lagt til rette for at utvidelsen av sprekke skje ved omtrent lik oppløsningsrate. Passasjene i labyrintgrotter har derfor ofte lik passasjediameter i flere retninger. Labyrintgrotter dannes hovedsakelig på to ulike måter (Ford & Williams, 2007):

1. Gjennom diffus vannstrøm, hvor alle tilgjengelige sprekker tilføres vann fra en overliggende porøs bergart langs hele kontaktflaten (Figur 2.6 A). Vann kan også tilføres karstbergarten fra en underliggende vannkilde og opp til overflaten (Figur 2.6 B).
2. Ved flomoppdemning, der tilgjengelige sprekker i karstbergarten fylles med nytt friskt, aggressivt vann under hver flomsyklus. Sprekke utvider seg da omtrent like mye under hver flomperiode og danner tilslutt en labyrintgrotte (Figur 2.6 C).



Figur 2.6 Viser de ulike dannelsesmåtene for labyrintgrotter. Rute A og B representerer diffusvanntilførsel. Rute C tilsvarer dannelse ved flomoppdemning. Figur fra Pedersen (2014)

Palmer (1991) kategoriserte labyrintgrotter inn i tre hovedtyper: nettverks labyrinter, anastomoserende labyrinter og svampe labyrinter. I Norge opptrer bare to av disse hovedtypene, nettverks- og anastomoserende labyrintgrotter (Skoglund et al., 2010).

Nettverks labyrintgrotter utgjør et kantete nett av høye, smale passasjer som står omtrent vinkelrett på hverandre. I slike nettverksgrotter vil det forekomme lukkede sløyfer, dette på grunn av at to sprekkesett står omtrent normalt på hverandre. Anastomoserende labyrintgrotter består av passasjer som utgjør et mer forgreinet mønster i forhold til hverandre. Passasjene er ofte mer rørformede og kurvede. Lukkede sløyfer er ikke like vanlig som i nettverksgrotter, men forekommer.

Labyrintgrotter dannet i en stripekarst-setting hvor sidebergarten er impermeabel gjør at den geometriske og hydrologiske utviklingen begrenses og danner grotter i to dimensjoner. Slike grotter er veldig vanlig i Norge og på grunnlag av at sidebergarten består av glimmerskifer utelukkes dannelsesmåte 1 ganske raskt. Grotter dannet i en is-påvirket dal har ofte en hengende posisjon i terrenget og er derfor godt isolert fra dagens fluviale drenering. De kan ikke påvirkes av flomoppdemning slik at dannelsesmåte 2 utelukkes også. Gjennom kartlegging, analyser og datamodelleringer har Skoglund et al., (2010) kommet frem til at labyrintgrottene i Norge sannsynligvis er dannet i kontakt mot isbreer under siste og tidligere istider.

2.5 Stripe karst - Den norske karst-typen

Begrepet stripekarst ble først introdusert av den norske geologen Gunnar Horn på bakgrunn av sine observasjoner av ulike bergarts formasjoner i Nord-Norge og de norske kaledonidene. Grunnet at det er så vanlig å finne stripekarst i Norge blir stripekarst ofte kaldt for *den norske karst-typen* (Lauritzen, 2001).

Omtrent all karst i sentral Skandinavia er dannet i metamorfe karbonatbergarter. I Norge kan de grottebærende karstbergartene grovt deles inn i fire grupper:

1. Prekambrisk og paleozoisk kalkstein utsatt for regional metamorfose under den kaledonske fjellkjedefoldningen.
2. De mye eldre metamorfe kalklagene (marmor) i grunnfjellet.
3. Umetamorfe kalksteiner i Oslofeltet, med unntak av kontakt metamorfose fra karbonske og permiske intrusiver.
4. Kalkholdige skifre med sporadisk grotter i soner hvor de er spesielt kalkrike.

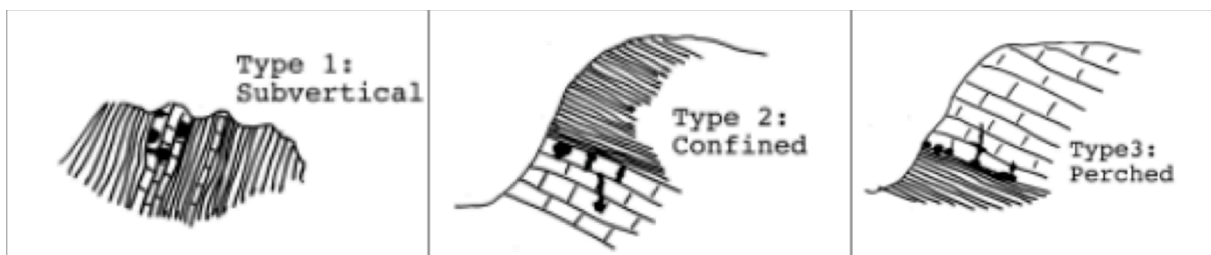
Under den kaledonske fjellkjedefoldingen ble marmorlag strukket ut i tynne, skråstilte striper som kan være opptil en meter tykke og flere kilometer lange. Marmorbåndene isolert mellom impermeable skiferlag gjør hvert bånd til en individuell akvifer. Grenseflaten mot sidebergartene er stor og fungerer som isolerte dreneringssystemer hvor tilførselen av allogent vann intensiverer karstifiseringen av marmorbåndene (Lauritzen, 2010).

Kontaktsonene mellom karbonatstripene kan i følge Lauritzen (2001) deles inn i 3 grupper (Figur 2.7):

Kontaktzone 1: Sub-vertikal, åpen

Kontaktzone 2: Slak til bratt hellende, lukket

Kontaktzone 3: Slak til bratt hellende, hengende



Figur 2.7 Viser de tre generelle typer stripe kontakt i stripekarst. Type 1 er sub-vertikal stripekarst hvor strømmingen kan være både åpen og lukket, avhengig av helningen på kontakten. Type 2 (midten) er slakt hellende kontakt med lukket freatisk strømming. Type 3 viser et slak hellende vadost tilfelle hvor freatisk forhold forekommer ved den hengende underliggende kontaktflaten. Figuren er et modifisert etter Lauritzen (2001).

Grotters morfologi i stripekarst avhenger av hvordan grottesegmentene er linket sammen og av hvordan vann har blitt transportert gjennom hulesystemet. Mangfoldet i grottesystemenes morfologi innenfor stripekarst kan i prinsippet være stort, men som følge av akviklude begrensningene er grottesystemene langstrakte og alltid begrenset i en av tre dimensjoner.

I følge Lauritzen (2001) kan grotter i stripekarst deles inn i fire morfologiske grupper:

Type A: Sub-vertikal freatisk nettverk eller labyrinter

Type B: Lavvinklet freatisk nettverk eller labyrinter

Type C: Sløyfe systemer med vadose grøfter

Type D: Lineære dreneringssystemer

2.6 Doliner

Begrepet doline er av slovensk opprinnelse og som på norsk betyr liten dal. Doliner er svært karakteristiske for et karstlandskap og gjenkjennes i terrenget som en fordypning eller grop hvor det normalt ville stått et vannspeil, men som har vannavløp dypere ned. Doliner kan ha ulike former hvor også diameteren kan variere fra litt over en meter til et par hundre meter. De kan være tilsvarende dype.

Doliner dannes ved at landoverflaten synker inn på grunn av underminering, som igjen skyldes at bergmassen under oppløses. Dolinedannelsen blir påvirket og modifisert av andre prosesser som resulterer i flere ulike dolinetyper med hver sin karakteristisk dannelsesmåte og form. I Norge har vi fem ulike typer: oppløsningsdoline, kollapsdoline, løsmassedoline, sammensynkningsdoline og sprekkedoline. Dolinene kan også opptre som en kombinasjon av to eller flere av dolinetyperne (Lauritzen, 2010).

2.6.1 Oppløsningsdoline

Oppløsningsdoline er den mest klassiske typen doline. Den opptre i fast fjell og dannes ved at oppsprukket berg løses opp, synker sammen som følge av at restene tar mindre plass enn den opprinnelige bergmassen. Nevneverdig forskyvning i kalkens lagdeling uteblir i et tverrsnitt. Karakteristiske trekk ved denne doline typen er dens runde, bolleformede utforming og at den kan være dekket av et tynt løsmassedekke, men hvor innsiden domineres av bare kalksteinsknauser (Lauritzen, 2010).

2.6.2 Løsmassedoline

Løsmassedoliner opptre hvor løsmasser ligger over karst. Løsmassene vil sive ned i et underliggende hulrom, slik at dolinen dannes nedenfra. For å danne en stor doline på overflaten er det tilstrekkelig med en liten sprekk som kan transportere bort materialet. Løsmassedolinenes størrelse og dyp bestemmes av tykkelsen på løsmassene. En løsmassedoline som vokser ut over en viss størrelse, som følge av at skråningen inni dolinen ikke kan være brattere enn rasvinkelen i løsmassene, vil utvikle en flat bunn hvor den underliggende kalksteinen er synlig.

Løsmassedoliner opptre også i glisiale grusterrasser som er avsatt oppå kalkstein. Det er vanlig at de kan forveksles med dødisgroper. Dødisgroper er groper dannet ved smelting av

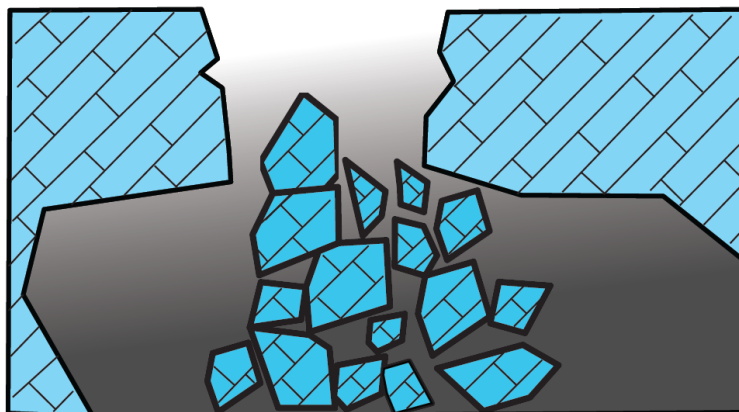
rester fra isbreen som er begravet under løsmasser. Dødisgroper er inaktive og har vanligvis ei myr i bunnen, men løsmassedoliner har en rasvinkel og synlig kalkstein i området med dødisgroper.

2.6.3 Sammensynkningsdoline

Sammensynkningsdoliner dannes vanligvis over dypereliggende gips- og saltlag. Dolinen vil bli dannet ved at fastfjell synker sammen over et underliggende hulrom. Over de dypereliggende gips og saltlagene kan overflaten bestå av hvilken som helst ikke-karst bergart. Denne dolinetypen dannes også ofte i forbindelse med ei underliggende kollapspipe eller breksjepipe. Disse pipene er sammenrasningskanaler som kontinuerlig fylles med oppknust bergartsmateriale og som reflekterer hvordan sammenrasningen forflytter seg oppover i bergmassen (Lauritzen, 2010).

2.6.4 Kollapsdoline

Kollapsdoliner dannes ved at grottens tak raser inn og etterlater en sjakt ned i et underliggende hulrom (Figur 2.8). Karakteristisk for kollapsdoliner er bratte, overhengende vegger og oppknust bergmateriale som i noen tilfeller blokkerer grottepassasjens inngang. Dannelsen av kollapsdoliner trenger ikke å være forbundet med katastrofe, det vil kun rase litt etter litt når det først er gått hull på grottetaket (Lauritzen, 2010).



Kollapsdoline

Figur 2.8 Kollapsdoline med bratte overhengende vegger og løsmasser i midten. Modifisert etter Lauritzen (2010)

2.6.5 Sprekkedoliner

Sprekkedoliner er åpne, dype karstsprekker. Disse har varierende størrelse hvor noen fører inn i til grotter, mens andre kiler ut til små dimensjoner.

3 FELTARBEID OG METODER

Dette kapittelet omhandler beskrivelse av feltarbeid og standard laboratorie-metoder utarbeidet på uran-serie laboratoriet til Universitet i Bergen.

3.1 Feltmetoder

3.1.1 Grottekartlegging

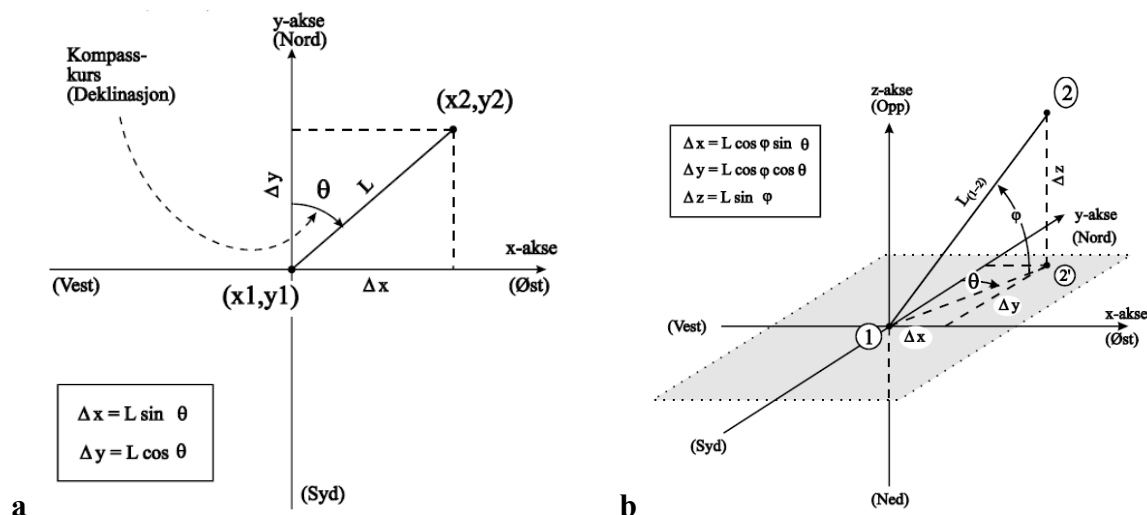
Grotter er uregelmessige, kompliserte tredimensjonale hulrom. Hensikten med å lage grottekart er å gjengi dens form og utstrekning i rommet. I tillegg kan kartet også vise grottens innhold (Lauritzen, 2010).

Grotta kartlegges ved polygondrag, som vil si at en serie rette linjestykker legges etter hverandre gjennom grotta. Disse linjene kalles senterlinjer, og utgjør et skjelett som hele grotta tegnes rundt. På hver stasjon blir det målt et tverrsnitt av passasjen med "HVNO" (høyre, venstre, ned, opp), som er avstanden fra stasjonen til grotteveggen. Stasjonene plasseres slik at endringer i passasjemorfologi, retning eller forgreininger kommer frem av kartet. Steder hvor passasjen har en karakteristisk form tegnes ofte et mer detaljert tverrsnitt med et såkalt sveip (Lauritzen, 2002).

Kartleggingen av grotten og det ferdige grottekartet er laget basert på et rettvinklet koordinatsystem. Ved forflytning i grotten representerer x-aksen forflytning i østlig retning og y-aksen nordlig retning. Dersom en beveger seg i vestlig eller sørlig retning blir de tilsvarende aksene negativ- østlig og nordlig retning. Ved forflytning i ei grotte fra et punkt til et annet $(x_1, y_1 \rightarrow x_2, y_2)$ vil en bevege seg både østlig og nordlig retning (Figur 3.1 a.)

Når en skal beregne posisjonen til det nye punktet blir dette bestemt i forhold til det første punktets posisjon. Forskjellen i avstand fra de to punktene (Δx og Δy) må adderes til det første punktets posisjon. Dette vil da gi en ligning som ser slik ut: $x_2 = x_1 + \Delta x$ og $y_2 = y_1 + \Delta y$. Når en beveger seg i ei grotte beveger man seg ofte oppover eller nedover i rommet, i tillegg til framover. Dette må da tas hensyn til i beregningen ved å tilføre forskjellen i

høydeforskjell (Δz) til regnestykket. Z-aksen representerer altså forflytning i høyden (Figur 3.1 b) (Lauritzen, 2002).



Figur 3.1 a) Rettvinklet koordinatsystem. Det visert forflytning i ei grotte når en beveger seg fra et punkt i grotta til et annet. Forflytning i langs x-aksen tilsvarer bevegelse i østlig retning, og forflytning langs y-aksen tilsvarer nordlig retning. **b)** Viser forflytning i høyden (z-aksen) i tillegg til forflytning langs x- og y-aksen. Figurer etter Lauritzen (2002).

Under kartleggingen av grotta kan en ikke måle avstander langs de rettvinklede NS og ØV aksene. En måler avstanden fra et punkt til et annet i form av en rett linje (polygonlinje), kompasskursen (deklinasjonen) og helningsvinkelen (inklinasjonen) langs linjen. Avstanden og de to vinklene kalles for polarkoordinater. Hvis en vil vite hvor dyp grotta er, eller hvor langt den strekker seg i østlig retning, må polarkoordinatene gjøres om til kartesiske koordinater (Lauritzen, 2002).

Det finns ulike varianter av hvor nøyaktige grottekart er, hvor minstekravet er at en skal kunne kjenne seg igjen i grotta. Det er derfor viktig at kartet er korrekt med hensyn på skarpe hjørner, forgreininger og store steinblokker. BCRA (British Cave Research Assosiation) systemet graderer grottekartene inn i 6 ulike nøyaktighetsgrader (grad 6 er mest nøyaktig). I tillegg angir bokstavbetegnelsen A-D hvor nøyaktig og detaljert tverrsnittene er målt opp. Kartleggingen av is-grotta og elvegjelet er kartlagt etter BCRA grad 5C.

Grottekartlegging utføres av praktiske grunner oftest i par. For hvert par er personene utstyrt med en grottelaser, DistoX, en modifisert laser som registrerer avstand, kompassretning og

stigning langsmed laserstrålen (Heeb, 2008). I tillegg til DistoX brukes en håndholdt datamaskin PDA (Figur 3.2). Målingene gjort med DistoX overføres til PDA ved blåtannoverføring i løpet av noen få sekunder. På PDA kan en tegne grotten på skjermen via tegneprogrammet PocketTopo. Da er det lagt opp til at den ene personen går foran å markerer stasjoner og tar målinger, mens den andre går bak og tegner på PDA.

Behandling av Kartleggingsdata

Bearbeiding av feltdataene skjer ved at en eksporterer dataene fra PDA og inn i et dataprogram som heter Grottoff 4.027. Dette er et program laget spesielt for behandling av grottedata av Stein-Erik Lauritzen. Her lages en projeksjon av grotta som kan roteres i alle retninger, tredimensjonalt.

Videre blir projeksjonene importert inn i et tegneprogram, i dette tilfellet Corel Draw X7, hvor vegger, tverrsnitt og grottens innhold ble tegnet inn.



Figur 3.2 Viser utstyret som brukes til grottekartleggingen. Foto: Heidi Ims.

3.1.2 Dolinelogging

Som forberedelse til feltarbeidet gjort i forbindelse med denne masteroppgaven ble det studert kart fra ngu.no, kartverket.no, norgeskart.no, norgebilder.no og googlemaps.no. Ut ifra informasjon hentet fra berggrunnsgeologisk kart, flyfoto og rastekart ble det valgt ut et tverrsnitt av Plurdalen hvor feltarbeidet ble utført. Tverrsnittet av dalen ble valgt ut på bakgrunn av at det dekket et område med ulike geomorfologiske landformer som; doliner, bergartsgrenser, grotter og tørrlagt elvegjel.

Som en del av feltarbeidet ble antall doliner logget i ulike høydeintervaller langs tverrsnittet. Høydeintervallene valgt er 400-500, 500-600, 600-700 og 700-800 m o.h. For hvert høydeintervall ble det logget minst 30 doliner. Dolinetype, samt dolinenes to akser og dyp ble registret. Hensikten med dette var for å få et bilde av dolineformen og tettheten i området som gjenspeiler karstifiserings intensiteten i området. Dette kan være interessant i forbindelse med dannelse av Plurdalen og dens atypiske form. Med atypisk form menes det at dalen utgjør et dalsystem med lite utviklede glasiale trekk.

3.1.3 Bergartsprøver og forvitningsprøver

Under feltarbeidet er det tatt 8 bergartsprøver fra ulike lokaliteter langs tverrsnittet. De er samlet inn for videre laboratorie-analyser der hensikten er å påvise forskjeller eller likheter i bergartenes egenskaper. Bergartsprøvene er analysert for renhet, kalkinnhold og oppløsningshastighet.

Prøver av forvitret glimmerskifer er samlet inn fra 8 ulike lokaliteter. Disse ble hentet inn på de øverste fjelltoppene rundt Plurdalen hvor glimmerskiferen var "råtten" og oppsmuldret.

Hensikten bak innsamlingen av forvitningsprøvene er for å få et bilde av hvor mye Plurdalens øverste fjelltopper har vært påvirket av isbre og for å lete etter forekomst av mineraler som kan skrive seg fra dypforvitring.

3.2 Laboriemetoder

Laboriearbeidet ble utført på laboriet med veiledning fra Stein-Erik Lauritzen og Sverre Aksnes. Av bergartsprøvene er det blitt utført glødetaps-analyse, syreuløselig-fraksjon, titrering av syreløselig fraksjon, kompleksometrisk titrering med EDTA og EGTA og kinetikk-eksperiment. Det er også gjort våtsikting-analyse, separering av silt og leire ved dekantering og røntgen diffraksjon av forvittringsprøver.

3.2.1 Preparering av bergartsprøver

Som forberedelse til laborieforsøkene ble bergartsprøvene først rengjort for så å bli renskåret ved bruk av steinsag. Dette for å fjerne overflødig bergartsmateriale som forvittringshud, jord, støv og sand. De renskårede prøvene ble kuttet til en størrelse som tilsvarer 2 fyrstikkesker, før de videre er kuttet til terninger (Figur 3.3). Bergartsterningene ble deretter knust ned til ønsket kornfraksjon med en skiveknuser helt til det var en ønskelig mengde materiale på under 1 mm størrelse. Materialet brukt til kinetikk-eksperimentene og glødetaps analysene ble siktet ned til fraksjonen 212-250 μm . Til syreuløselighets analysen er fraksjonen <212 μm tatt ut.

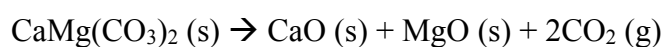


Figur 3.3 Preparering av bergartsprøvene til videre laborieanalyser. Foto: Sverre Aksnes

3.2.2 Glødetaps-analyse

Hensikten med glødetaps-analyse av en bergartsprøve er å kunne bestemme bergartens renhet. Gjennom kontrollert oppvarming av en bergartsprøve er det mulig å bestemme dens suksessive tap av fuktighet, forbrent organisk materiale(bitumen) og mengde avgitt CO₂ (kalsinering).

Ved gløding på 950 °C frigjøres karbondioksid fra kalsium- og magnesiumkarbonat slik at kalsium- og magnesiumoksid blir igjen som residu.



I teorien skal en prøve bestående av 100 % CaCO₃ ha et glødetap på 44 %. Glødetap høyere enn 44 % kan skyldes at analysen har blitt dårlig utført eller at prøven inneholder andre karbonatmineraler enn kalsitt. For eksempel ren dolomitt vil ha et glødetap på 48% (Skoglund & Lauritzen, 2011).

Prosedyre

Porselensdigler er satt i varmeskap på 105 °C for fjerne all fuktighet. De tas ut, avkjøles i eksikator og veies. Etter avkjøling, veies omtrent 2 gram prøve nøyaktig i porselensdiglene. Vekten av prøve, prøve + digel + lokk noteres ned til senere utregninger.

For å være sikker på at all fuktigheten var fordampet, ble diglene med bergartsprøve igjen satt i varmeskap på 105 °C over natten. Etter avkjøling i eksikator veies digel + bergartsprøve og en beregner vekttap ved 105 °C. Denne vekten tilsvarer fuktighetsinnholdet i prøven.

Digel med lokk og tørket prøve settes inn i muffelovn for gløding ved 550 °C i 2 timer. Deretter avkjøles de i eksikator og veies. Prosedyren gjentas til konstant vekt. Ved andre gangs gløding settes lokket åpent slik at luft slipper til. Vekttapet tilsvarer innholdet av forbrennbar materiale som bitumen, grafitt, humus.

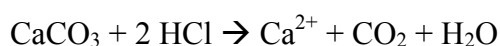
Digel med lokk og tørket bergartsprøve glødes i muffelovn ved 950 °C i 4 timer. Deretter avkjøles de i eksikator og veies inn. Prosedyren gjentas til konstant vekt. Glødetapet 550-950 utgjør innhold av CO₂ i prøven.

Feilkilder ved glødetaps-analyse

Faktorer som kan påvirke resultatene ved glødetaps-analyse er diglenes eksponeringstid for luft utenfor eksikator. Salter og fett fra hendene kan påvirke resultatene hvis diglene kom i kontakt med hud.

3.2.3 Syreløselig fraksjon

Karbonatmineraler som kalsitt og dolomitt løses opp ved tilsetting av syre, HCL.



Ved å tilsette syre til en karbonatholdig bergart vil en via et filter kunne separere syreløselig og syreløselig rest. Syreløselige komponenter kan være for eksempel silikater, grafitt og bitumen. Ved å vise hvor stor del av bergarten som er løselig i syre vil et slikt forsøk gi et mål på prøvens renhet. Den syreløselige delen av prøven tas vare på og analyseres for Ca og Mg ved kompleksometrisk titrering.

Prosedyre

Først veies det inn nøyaktig ca. 1 g tørket bergartsprøve (pulver < 250 µm) i et 200 ml begerglass. Deretter tilsettes 20 ml 3 M HCl, for så å vente til gassutviklingen var fullført og prøven oppløst.

Filterdigeler vaskes med 6 M HCl og settes til tørking i tørkeskap ved 105 °C til konstant vekt. Vekten av den tomme digelen noteres.

Filterdigelen monteres i en sugokolbe med gummimansjett og en vannstrålepumpe ble satt på. Syreløsningen helles ned i digelen og alt uløst materiale vaskes over fra begeret ved hjelp av destillert vann fra ei spruteflaske. Residuet vaskes fritt for HCl med destillert vann. Totalvolumet må ikke overgå 100 ml.

Filterdigelen tas av og settes i tørkeskapet ved 105 °C over natten. Deretter avkjøles og settes de i eksikator for så å bli veid. Tørkeprosedyren gjentas og digelen veies på nytt til konstant vekt. Deretter beregnes % innhold av den syreløselige resten.

Filtratet (i sugekolben) overføres kvantitativt til en 250 ml målekolbe ved hjelp av en trakt og spruteflaske med destillert vann. Målekolben fylles opp til merket med destillert vann. Denne løsningen inneholder da alt syreløselig fra den innveide bergartsprøven.

Feilkilder

Ved slike forsøk er det alltid flere faktorer som kan påvirke resultatene. En usikkerhet ved forsøket kan være at en ikke har fått all den løselige resten ut av filterdigelen.

Titrering av Ca og Mg fra syreløselig fraksjon

Løsningen som inneholdt det syreløselige fra bergartsprøven fortynnes ca. 5000 x slik at prøven kan titreres for totalhardhet med EDTA. Fortynningen gjøres så nøyaktig som mulig ved at en pipetterer ut ca. 2 gram av løsningen over i et "dramsglass". Løsningen i "dramsglasset" helles videre over på en 1 L målekolbe ved hjelp av en trakt og en spruteflaske med destillert vann. "Dramsglasset" veies på nytt, slik at en sitter igjen med det nøyaktige målet på hvor mye løsning som er i trakten.

Proseduren for kompleksometrisk titreringen er beskrevet i avsnitt 2.3.4

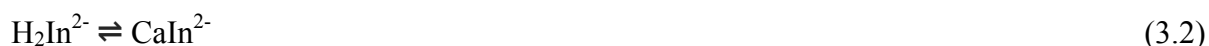
3.2.4 Kompleksometrisk titrering

Kompleksometrisk titrering er en metode brukt til å finne innholdet av kalsium- og magnesiumioner i en løsning. Slik at metoden bestemmer løsningens totale hardhet.

Det kompleksdannede reagenset som vanligvis brukes er di-natriumsaltet av EDTA (etylendiamintetraeddiksyre) som har forkortelsen H_2YNa_2 . Når EDTA kommer i kontakt med kalsiumioner dannes det et stabilt kompleks (Ligning 3.1).



Komplekset sammen med kalsiumionene og EDTA er fargeløse. For at ekvivalenspunktet ved titreringen skal kunne være synlig tilsettes en farget indikator(In) som da danner et farget kompleks med kalsiumioner (Ligning 3.2).



Indikatoren brukt er eriochromsvart- T, som så lenge kalsium er tilstede vil danne et rødt kompleks. Hvis ytterligere EDTA tilsettes etter ekvivalenspunktet er nådd vil løsningen bli blå. Dette er fordi komplekset CaIn^{2-} er svakere enn CaY^{2-} , og når en da tilsetter H_2Y^{2-} (EDTA) vil CaIn^{2-} gradvis fortrennes og løsningen bli blåfarget med ren H_2In^{2-} . Fargeomslaget kan bli utydelig eller helt fraværende hvis det bare er kalsiumioner til stedet. Hvis løsningen inneholder magnesiumioner vil det dannes et mindre stabilt kompleks (Ligning 3.3).



I en løsning som inneholder Ca^{2+} og Mg^{2+} vil titrering med EDTA først reagere med Ca^{2+} , så Mg^{2+} og til slutt med MgIn^{2-} . Løsningens pH ved kompleksometrisk titrering skal ligge på rundt 10, slik at ved å tilsette en egnet buffer vil dette fargeomslaget fra rødt til blått være tydelig. Bufferen som er brukt med titrering av EDTA er ammoniumbuffer.

Titrering med EDTA og ammoniumbuffer er ikke selektiv i kompleksdannelsen, slik at en titrerer totalhardheten, det vil si summen av Ca^{2+} og Mg^{2+} . Med EGTA og "zinkon" på den andre siden titreres kun konsentrasjonen av Ca^{2+} , og konsentrasjonen av Mg^{2+} kommer frem av differansen.

Prosedyre for titrering med EDTA

Omtrent 5 g løsning pipetteres over i en 50 ml erlenmeyerkolbe som stod tarert på en vekt, slik at mengde løsning ble veid. For å få et større volum tilsettes løsningen destillert vann slik at det tilsammen ble 20 g løsning.

Deretter tilsettes én spatel oppknust indikatortablett bestående av eriochromsvart-T, og 1 ml ammonium-buffer. Løsningen titreres så med EDTA (0,9745 mM). Hver prøve titreres minst 3 ganger for å oppnå samme resultat.

Titrering med EGTA

EGTA er forkortelsen for etylenglykol-dietyleter-tetraeddiksyre. Titrering med EGTA foregår ved at det frigjøres sinkioner fra et kompleks med fargeindikator "zinkon". Løsningen vil ved

titreringens start være blå farget (Figur 3.4). Ettersom EGTA tilsettes vil zinkionene gradvis brukes opp, fargen vil bli svakere og tilslutt bli stålgrå ved omslagspunktet. Hvis det tilsettes ytterligere mengde EGTA etter omslagspunktet vil fargen på løsningen endres mot gul.

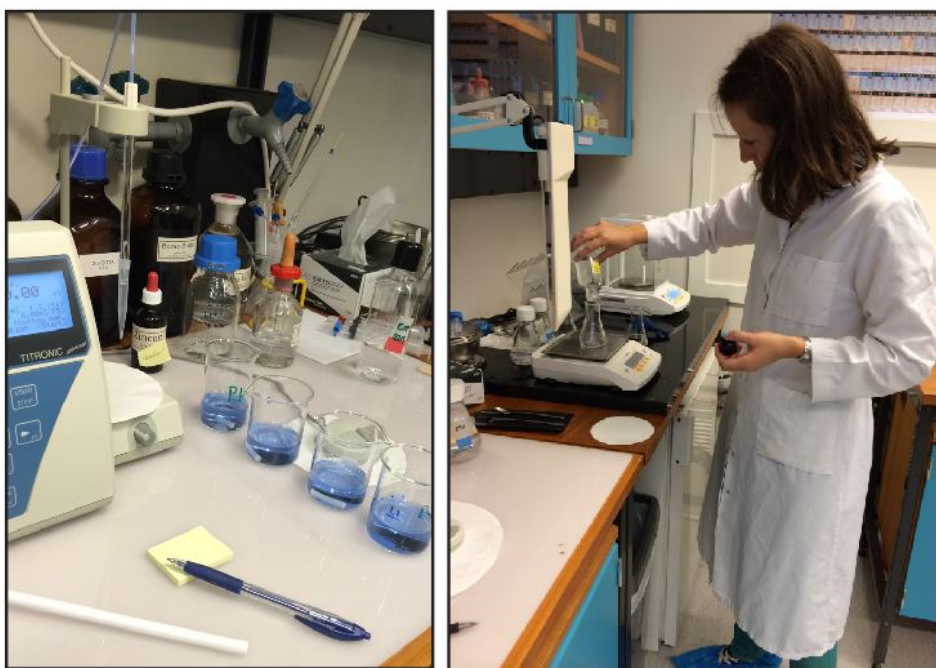
Prosedyre for titrering med EGTA

Omtrent 5 g løsning pipetteres over i 50 ml erlenmeyerkolbe som stod tarert på en vekt, slik at mengde løsning ble veid. For å få et større volum tilsettes løsningen destillert vann slik at det til sammen ble 20 g løsning.

Deretter tilsettes 10 ml EGTA-boratbuffer, 1ml Zn-EGTA (0,025 M) og 4 dråper "zincon" (35 mg/ml) indikator. Løsningen titreres så med EGTA ($0,9843 \times 10^{-3}$ mM). Hver prøve ble titrert minst 3 ganger for å oppnå samme resultat.

Feilkilder ved kompleksometrisk titrering av EDTA og EGTA

Ved titreringen er bestemmelse av omslagspunktet basert på subjektiv oppfatning av fargeforandringer. For å forhindre dette ble hver prøve titrert minst 3 ganger for å oppnå samme resultat.



Figur 3.4 Titrering på laboratoriet.

3.2.5 Kinetikk-eksperiment av bergartsprøver

Hensikten bak kinetikk-eksperimentet av bergartsprøvene er å påvise eventuelle variasjoner i oppløselighet og oppløsningshastigheter under like forhold.

Konduktiviteten i vannet vil øke proporsjonalt med oppløsningen av bergartsprøven. Viktige parametere er oppløsningshastigheten ved forsøkets begynnelse (initialraten), konduktiviteten og tiden når vannet har nådd metning.

Preparering og forberedelse til eksperimentet

Bergartsprøvene brukt i kinetikk-eksperimentet har størrelsesfraksjon 212-250 μm . Som forberedelse til eksperimentet ble bergartsprøvene syrevasket med 0,01 M HCl i ca. 3-4 sekunder. Grunnen til dette var for å oppløse alt støv som satt på kornene slik at en var sikker på at en hadde rett kornfraksjon og oppnådde kontroll over det kinetiske eksperimentet. Etter syrevaskingen ble prøvene nøytralisert med destillert vann og så satt i varmeskap på 105°C over natten. De tørkede prøvene ble siktet på nytt.

For å finne ut hvor stor andel prøve som forsvant under syrevaskingen ble det gjort en test hvor 1 M HCl ble tilført 1,5 g prøve. Resultatet viste at 1 g av 1,5 g prøve ble oppløst. Det ble derfor brukt 0,01 M HCl i stedet for 1 M HCl til syrevasking.

Utstyr og prosedyre

For å gjennomføre eksperimentet brukes en glassylinder med doblevegger. Nedkjølt vann sirkuleres mellom de doble veggene for å holde temperaturen inni sylindren konstant ved omtrent 0 °C. Det er valgt lav temperatur fordi det skal simulere glasiale forhold.

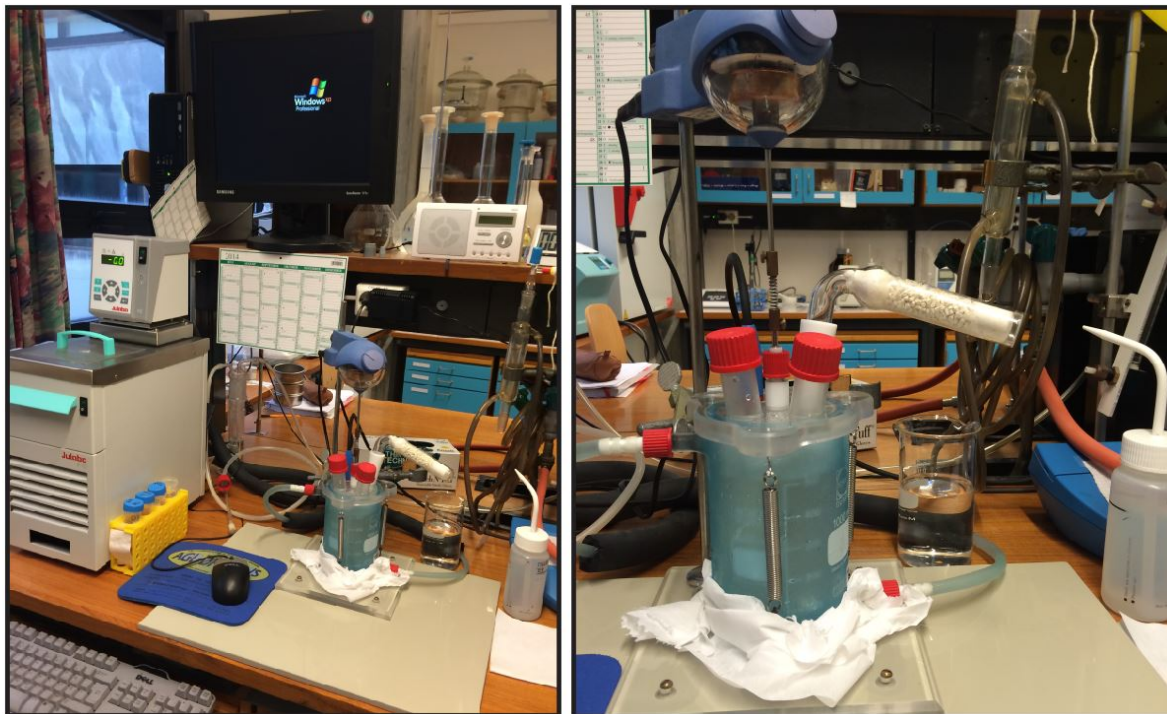
På glassylinderens kant og på undersiden av lokket smøres det på silikonfett. Slik at når lokket monteres på er det helt tett, og senere et lukket system. Etter lokket monteres på tilsettes det 500 ml destillert vann med en ledningsevne mellom 1,5 -2 $\mu\text{s/cm}$. Vannet holdes i konstant omrøring av en magnetrører (Figur 3.5).

Det er til sammen fire hull i lokket. Det ene hullet er til det destillerte vannet og senere prøvematerialet. Et annet hull monteres det et filter i. Ned i filteret settes en elektrode koblet

til et konduktometer. Dette måler ledningsevnen og temperaturen til løsningen. I et annet hull er det montert en luftsirkulator for å få ned temperaturen på det destillerte vannet i glassylindere til 0 °C. Konduktometeret kobles opp til en datamaskin hvor et loggerprogram måler og lagrer konduktiviteten og temperaturen i vannet hvert 5 sekund.

I det siste hullet monteres en gummiballong fylt med nitrogengass for å fjerne oksygenet tilstede i systemet, før den så byttes ut med et natronkalkrør. Dette forhindrer at CO₂ slipper inn i systemet.

Da systemet har nådd omtrent 0°C startes loggerprogrammet på datamaskinen. Da systemet logger stabile verdier, tilsettes 1 g innveid prøve. Forsøkene stod på i omtrent 2 døgn før de ble avsluttet. Da endres ledningsevnen seg svært lite, og en regner at "likevekt" er innstilt.



3.5 Bilde av det lukkede systemet under kinetikk-eksperimentet.

Titring av vannløsningen produsert under kinetikk-eksperimentet

Når det kinetiske eksperimentet var avsluttet, pipetteres 50 ml løsningen over i en 250 ml målekolbe. Før løsningen kan titreres må den filtreres for eventuell kalkrester i fastform. Til dette brukes det stavfiltre av typen RHIZON CSS-F 5cm, som har en pore størrelse på 0,15 µm. Fire slike filtre kobles til 4 sprøyter som hver måler opp 20 ml væske. Deretter titreres

væsken fra kinetikk-eksperimentet med EDTA og EGTA. Eksterne målinger av pH, temperatur og konduktivitet gjøres også.

Feilkilder

For å unngå at systemet ikke er helt tett og at atmosfærisk CO₂ slippes inn i systemet, smøres et tynt lag med silikonfett på glassylinderens kant og lokk. Det er også viktig at gummihandsker brukes når en jobber med filteret og elektroden som skal ned i det lukkede systemet. Salter fra hendene vil eventuelt påvirke ionefordelingen i vannet. Det er viktig å tørke og rens glassylindere og utstyret grundig etter bruk for å unngå forurensning fra tidligere forsøk. Det brukes filter for å unngå at eventuelle kalkrester i fastform skal påvirke titreringen av løsningen fra kinetikk-eksperimentet.

3.2.6 Våt sikt-analyse av forvitningsprøver

Siktanalyse er en enkel, men velprøvd metode som brukes til å separere bulk materiale inn i størrelse fraksjoner for å fastslå kornstørrelse og dets fordeling gjennom veiing av materialet. Våtsikting brukes når tørrsikting ikke kan produsere tilstrekkelig grad separasjon mellom de enkelte fraksjonene.

8 sikter med økende maskevidde fra bunn og oppover stables i et siktetårn. Siktene som brukes har en maskevidde på henholdsvis; 4.00 mm, 2.00 mm, 1.00 mm, 500 µm, 250 µm, 150 µm, 125 µm og 63 µm. Materiale med fraksjonen < 63 µm ble samlet i en 2 L bøtte.

Først veies prøven og deretter helles den over i den øverste sikten i siktetårnet (Figur 3.6). Materialet siktetes først gjennom hvert stadiet av tårnet mens det er tørt. Når dette er gjort, gjentas samme prosedyre med tilførsel av vann fra en spruteflaske eller vannkran. Det brukes omtrent 3-4 minutter med sikting på hvert stadiet i siktetårnet. Vannet med materiale < 63 µm samles i en 2 L bøtte. Når siktingen er fullført dekkes bøtten til og settes i varmeskap på 50 grader til materialet er tørt. Etter tørkingen veies materiale og overføres til små prøveposer.

Alt materiale som ligger igjen i de ulike siktene overføres til begerglass og tørkes i varmeskap på 105 grader over natten. Når prøvene er tørre legges de i prøveposer og veies inn. Sikter med maskevidde over 500 µm rengjøres ved tørking og en kost til å børste vekk partikler. Siktene med maskevidde under 500 µm vaskes i et ultralydbad for så å bli tørket og sjekket

visuelt for partikler som ikke er blitt fjernet. Dette utføres enklest ved at siktene holdes opp mot dagslys.



Figur 3.6 Viser siktetårnet med prøvemateriale.

Feilkilder

Støv og fine partikler kan forsvinne når en tørrsikter prøven. Eventuelt kan litt materiale blir overført til hendene. Prøvene bestod for det meste av forvitret glimmerskifer slik at en måtte være forsiktig så ikke prøvemateriale ble knust under siktanalysen. Dette ville kunne øke mengden av fraksjon. Det vil også være litt materiale som henger igjen i sikten når en overfører materialet fra siktene til begerglass. Dette prøves å unngås ved å snu sikten opp ned og bruke spruteflasken til å få med seg mest mulig av prøven. Dette er grunnen til at prøven blir veid ved start, da kan en regne ut hvor stor prosent andel som forsvinner av prøven.

Ultralydbad

Er et rengjøringsinstrument som enkelt og hurtig rengjør analysesikter og annet laboratorieutstyr. Opptil 5 sikter kan rengjøres om gangen. Dette foregår ved at en høyfrekvent generator produserer omtrent 35 000 svingninger per sekund som overføres til væsken i badet. Lydfeltets energitetthet blir så høy at det forårsaker kavitasjon, som vil si at små vakumbobler kolliderer sammen på grunn av høyt trykk. Denne prosessen vil bidra til å fjerne de fine partiklene fra de dypeste og mest utilgjengelige stedene.

3.2.7 Separering av silt og leire ved dekantering, til Røntgen Diffraktometri

Dekantering er en tidkrevende metode brukt til å separere leire og silt fraksjoner i suspensjon. Prosessen er i dette tilfellet styrt av tyngdekraften og uttrykker sedimentasjonshastigheten til ulike kornfraksjoner. Denne metoden er benyttet for videre å kunne utføre røntgen diffraktometri av to av prøvene. Ved benyttelse av denne metoden er de grove fraksjonene sand og grus fjernet på forhånd, slik at kun finmaterialet er i suspensjon. Prosedyren for dette er forklart tidligere i avsnitt 2.3.6, om våtsikting av forvitningsprøver. Utførelse av denne metoden er basert på prosedyren gitt av U. S. Department of the interior .

Prosedyre

For hver prøve (8 prøver) veies omtrent 3 gram tørket materiale ($>63 \mu\text{m}$) og overføres i brede glass, som har hver sin gummipropp.

Glassene og de tilsvarende gummiproppene markeres med hvert sitt prøve nr. Hvert glass markeres også med dypene 0 cm og 5 cm (Figur 3.7). Glassene fylles med destillert vann opp til 0 - cm merket og forsegles med en gummipropp. Prøvene ristes kraftig for å homogenisere løsningen. For å være helt sikker på at løsningen er homogenisert ordentlig settes prøvene i et ultralyd bad i omtrent 20 minutter.

Ved å se i en tabell ble det bestemt hvor lenge prøvene skulle stå i ro. Tabellen viste antall timer i forhold til hvilken romtemperatur ($^{\circ}\text{C}$) prøvene skulle stå i. Ut i fra denne tabellen skulle prøvene bli satt til dekantering i minimum 4 timer ved 20°C . For å være helt sikre på at leiren hadde separert seg stod prøvene i ro i omtrent 7 timer.



Figur 3.7 Viser markeringen av 0- og 5 cm merkene på glassene. Bildet til høyre er fra prosedyren til U. S. Department of the interior .

Etter de 7 timene var passert, velges det ut to prøver som skal klargjøres for røntgen diffraktometri. Prøvene velges ut basert på hvor i terrenget de var hentet inn og ut i fra hvilke som så ut til å inneholde mest leire. For disse to prøvene ble leiren i suspensjon rett ovenfor 5 - cm merket, pipettert ut. Et tynt lag løsning overføres på små glass, for så å skulle tørke. For hvert glass et det påført to tynne lag med løsning for å være sikker på at nok leire ble isolert på glasset. Når dette var gjort var prøvene klar for å kjøres i XRD-maskinen, røntgen diffraktometri.

3.2.8 XRD - Røntgen diffraktometri

Røntgen diffraktometri er en metode som benyttes for å identifisere bestanddelene til ulike finkornede sedimenter, spesielt leirer. Metoden krever lite mengde materiale og gir raskt resultater.

Røntgenstråling er elektromagnetisk stråling med kort bølgelengde. Metoder som benytter røntgenstråling anvendes for bølgelengder opptil 60 nm. Den delen av røntgenspekteret som oftest blir anvendt ligger i bølgelengdeområdet 0,1 – 0,003 nm. Ved røntgen diffraksjon benyttes benevnelsen Ångstrøm (Å) for røntgenstrålingens bølgelengde. 1 Å tilsvarer 0,1 nm. Røntgenstråler produseres når elektrisk ladde partikler av høy nok energi blir bremsset. Til fremstilling av slike stråler brukes vanligvis et røntgenrør. Den opprettholdes en høy energi i røret som vil føre til at elektroner blir dratt mot en metallplate. Der hvor elektronene og metallplaten møtes vil det produseres røntgenstråler som sendes ut i alle retninger. I et slikt rør består treffpunktet av kobber, dette fordi kobber produserer en stråling ved en bølgelengde på ca. 1,5 Å.

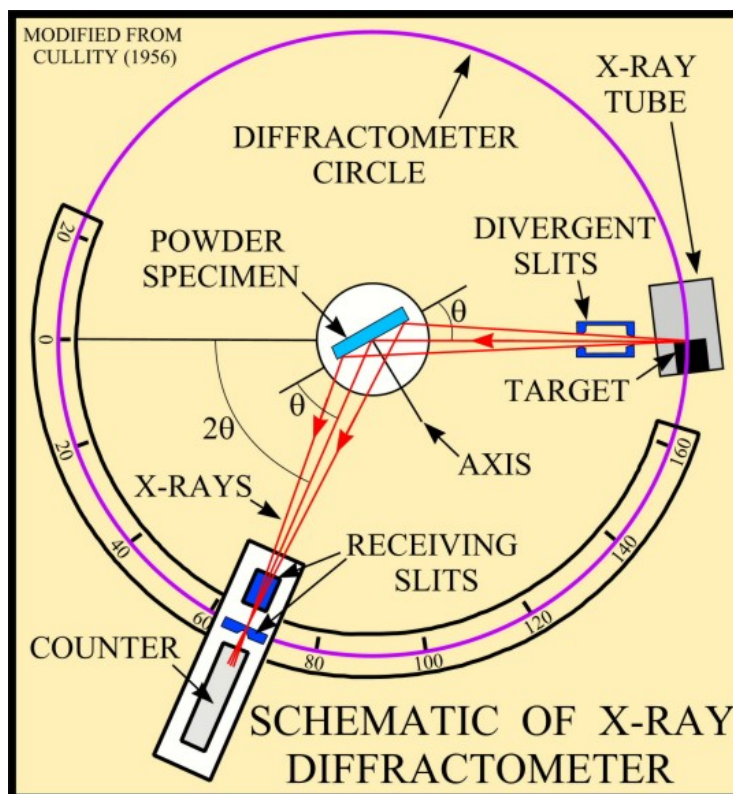
Når en røntgenstråle treffer et krystallgitter vil det oppstå en generell spredning av strålen. Meste parten av strålene som blir spredt interferer med seg selv og blir eliminert (destruktiv interferens). En annen del av strålene oppfølger betingelsen til Braggs lov. Den tilsier at bølger som reflekteres fra to parallelle gitterplan i en krystall, kan reflekteres ut i samme fase og kombineres slik at de forsterker hverandre. Dette kalles for konstruktiv interferens (U. S. Department of the interior). For at denne loven skal gjelde må disse betingelsene være oppfylt:

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

λ representerer strålenes bølgelengde, θ står for innfallsvinkelen mellom strålen og gitterplanene og d er avstand mellom gitterplanene. Bølgelengde bestemmes ut i fra reflekterte røntgenstråler treffer et pulverisert preparat og reflekterer stråler som danner et karakteristisk mønster. Hvert krystallinsk materiale har en karakteristisk krystall struktur og vil diffraktere røntgenstråler i sitt eget unike mønster. For å indentifisere de ulike mineralene en prøve består av blir diffraktogrammet for de ukjente prøvene sammenlignet med mønstre fra kjente mineraler.

Et røntgendiffraktometer består av en kilde for monokromatisk stråling (Figur 3.8). En detektor som fanger røntgen stråling er plassert på omkretsen av en sirkel som er sentrert på pulver prøven. Mellom røntgen kilden og prøven er det plassert divergerende slisser/åpninger. Det er også plassert slike mellom prøven og detektoren. Slissene består av mange tettpakkede, parallelle og høyt absorberende metall plater, som vanligvis består av molybden eller tantalum (Moore & Reynolds, 1997). Disse åpningene skal begrense spredningen av stråler, redusere bakgrunnsstøy, og kollimere strålingen. Platene står normalt på åpningen av mottaker slissen. Detektoren og prøveholderen er mekanisk koblet med et goniometer. Det er et apparat som registrerer vinklene mellom krystallflatene (U. S. Department of the interior).

Forvittringsprøve 7 og 8 er kjørt i røntgen diffraktometer maskinen populært kalt XRD. Opptakene er gjort av Ole Tumyr.



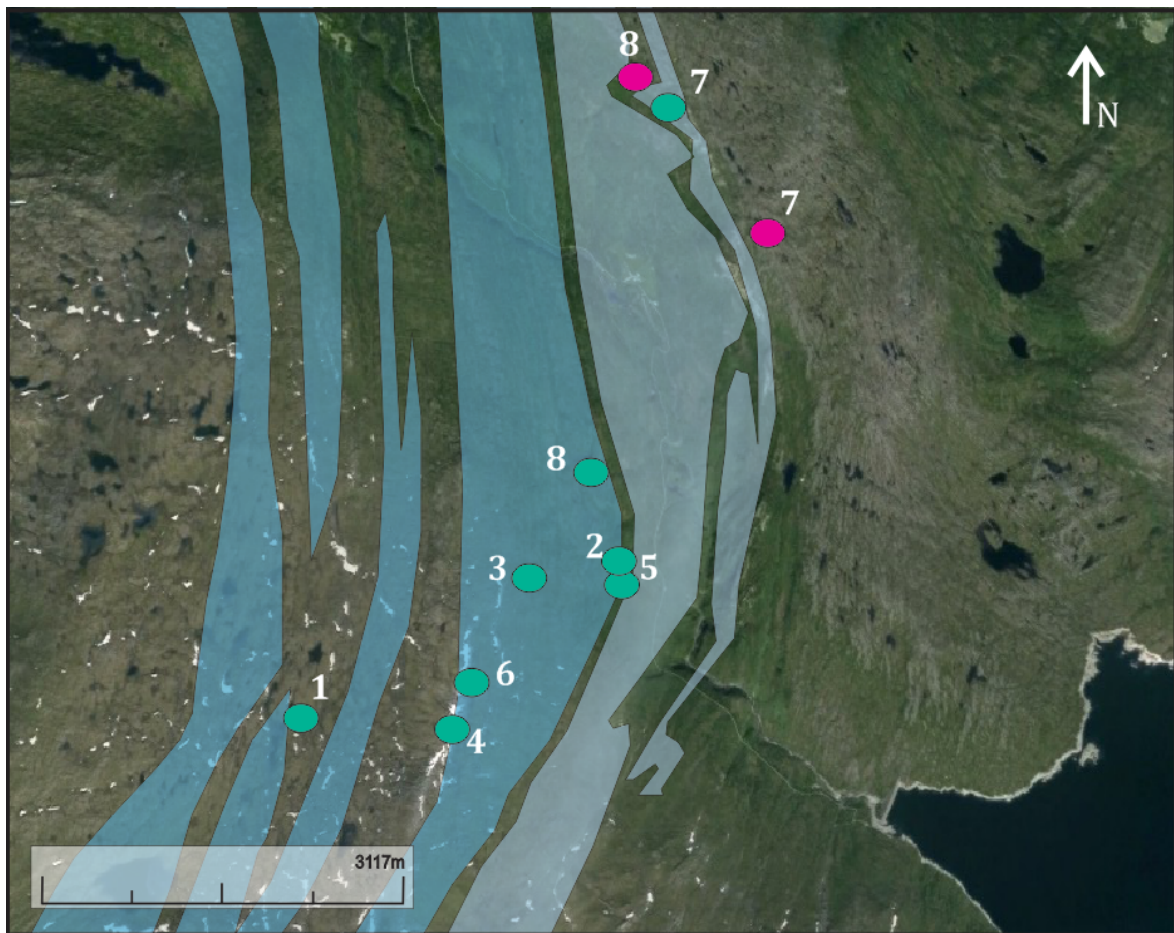
Figur 3.8 Figuren viser oversikten over hvordan et røntgen diffraktometer er bygget opp. Den viser et røntgenrør, de åpne slissene som er montert mellom røret og prøven, og mellom prøven og detektoren. Figuren fra U. S. Department of the interior .

4 RESULTATER

Dette kapitlet tar for seg resultater fra laboratorieanalyser av bergartsprøver og forvittringsprøver, samt dolinelogging og grottekartlegginger. Resultatene er presentert i form av tabeller, grafer, grottekart og bilder.

4.1 Bergartsprøver

Totalt ble 8 bergartsprøver samlet inn fra ulike lokaliteter langs et tverrsnittet av Plurdalen. De grønne punktene på kartet illustrerer hvor i terrenget prøvene ble tatt (Figur 4.1). Tabell 4.1 viser en oversikt over informasjon om hvor prøvene er samlet inn. Bergartsprøvene er analysert for renhet, kalkinnhold og oppløsningshastighet.



Figur 4.1 Kart over Plurdalen. Rosa punkter representerer hvor forvittringsprøvene ble samlet inn. De grønne punktene representerer der hvor bergartsprøvene ble tatt. Figuren er satt sammen basert på kart fra google earth og berggrunnsinformasjon fra ngu.no.

Tabell 4.1 Oversikt over informasjon av bergartsprøvene samlet inn.

Prøve nr	Høyde (M o.h.)	Geografiske koordinater	Beskrivelse av lokalitet
1	1016	N66° 14.193' E14° 41.247'	Toppen av klimpen, glimmerskifer
2	537	N66° 14.729' E14° 44.841'	Kontaktsone kalkstein/glimmerskifer
3	629	N66° 14.705' E14° 43.722'	Nedløp til jordbrugrotta
4	776	N66° 14.061' E14° 42.461'	Ovenfor øvre jordbrugrotte
5	531	N66° 14.704' E14° 44.909'	Nær Isgrotta
6	742	N66° 14.282' E14° 42.944'	Kollapsdoline, snøfonn
7	758	N66° 16.863' E14° 45.437'	Doliner nedenfor kallfjellet
8	476	N66° 15.170' E14° 44.402'	HimsHams, elvegelet

4.1.1 Glødetaps- og syreuløselig fraksjons analyse

Både glødetaps- og syreuløselighetsanalysene gir begge en indikasjon på hvor rene karbonatbergartene er. Glødetapsanalyser utført på 8 bergartsprøver viser at det totale glødetapet befinner seg i intervallet mellom 33,53 til 85,37 %. Majoriteten av prøvene har et glødetap mellom 40,6 – 43,6 %. To av de åtte prøvene skiller seg derimot ut fra resten, prøve 1 og 5. De har et prosentvis glødetap på henholdsvis 85,37 og 33,53.

Syreuløselig fraksjon beregnet for de åtte prøvene varierer fra 91,33 til 0,60 %. Igjen skiller prøve 1 og 5 seg ut da de har en syreløseligfraksjon på 91,33 og 27,58 %. Prøve 2 og 3 har en prosentvis syreuløselig fraksjon på 0,60 og 0,87, og en renhet på 99,40 og 99,13 %. De resterende marmorprøvene 4, 6, 7 og 8 har en syreuløseligfraksjon mellom 2,29 til 7,14 % og en renhet mellom 97,71 og 92,86 %. Oversikt over verdiene fra glødetapanalysen og syreuløselig fraksjon er vist under i tabell 4.2. Resultater for titrering av den syreløselige delen av prøven er gjort mot EDTA og EGTA. Disse verdiene er listet opp i tabell 4.3.

Tabell 4.2: Oversikt over resultat fra Glødetapsanalyse og Syreuløselig fraksjon i %.

Prøve nr	Høyde (M o.h.)	Totalt Glødetap %	Syreuløselig fraksjon %	Syreuløselig %
1	1016	85,37	91,33	8,67
2	537	43,59	0,60	99,40
3	629	43,32	0,87	99,13
4	776	42,06	4,58	95,42
5	531	33,53	27,58	72,42
6	742	42,67	2,29	97,71
7	758	40,64	7,14	92,86
8	476	41,93	2,39	97,61

Tabell 4.3 Resultat fra titrering av syreløselig del av bergartsprøvene. Det er titrert mot EDTA og EGTA. Tegnet - betyr null eller svært lave verdier.

Prøve nr	Total hardhet (mMol)	Mg (mMol)	Std (mMol)	Mg/Ca (mol)
1	-	-	-	-
2	0,126	-	-	-
3	0,119	0,006	0,013	0,053
4	0,119	-	-	-
5	0,110	-	-	-
6	0,120	-	-	-
7	0,125	-	-	-
8	0,116	-	-	-

I følge NGUs klassifikasjons system for karbonatbergarter (Figur 2.3) regnes en bergart bestående av mer enn 50 % karbonater for en karbonatbergart (Gjelle & Sigmond, 1995). Dersom den inneholder mindre enn 50 %, klassifiseres den som en ikke-karbonatbergart (Tabell 4.4). Er karbonatinnholdet innenfor sjiktet mellom 50 – 90 % regnes den for en uren karbonatbergart, og over 90 % som en ren karbonatbergart (Skutlaberg, 2003).

Tabell 4.4 Klassifisering av karbonatbergarter i følge NGUs klassifikasjonssystem.

Bergartstype	Karbonatinnhold (%)
Ikke - karbonatbergart	< 50
Uren Karbonatbergart	50 - 90
Ren Karbonatbergart	> 90

Bergartsprøvene samlet inn fra Plurdalen er klassifisert inn i de tre kategori nevnt ovenfor, basert på resultatene fra syreløselighets analysen (Tabell 4.5). Det er da antatt at alt syreløselig er karbonater (Skutlaberg, 2003).

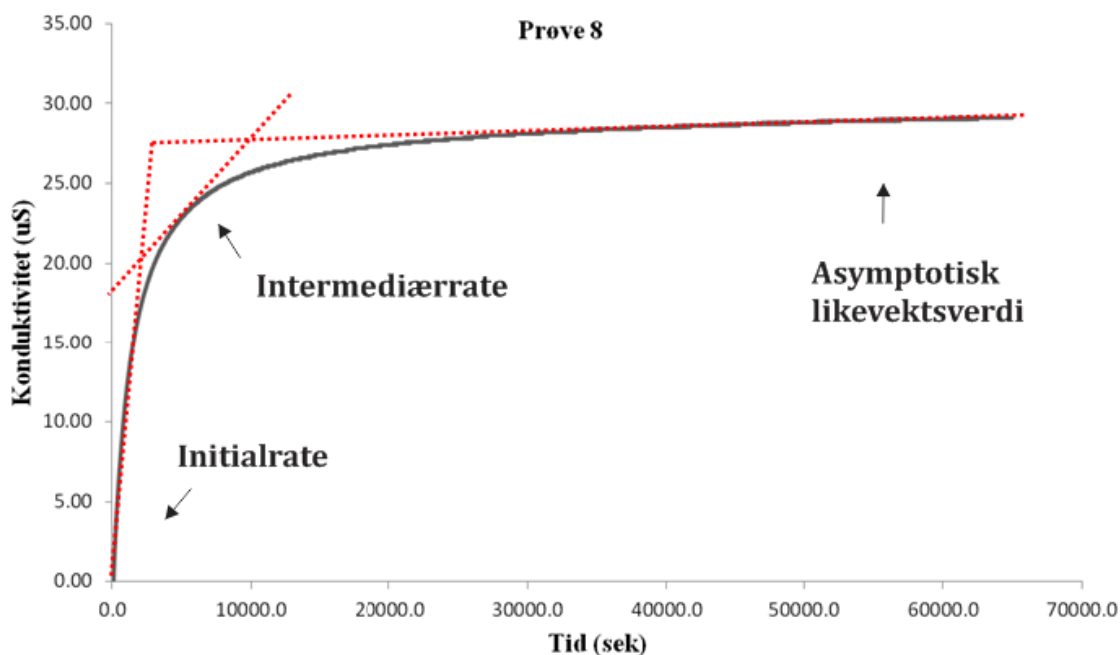
Tabell 4.5 Klassifisering av de 8 bergartsprøvene etter NGUs klassifikasjons kriterier.

Prøve nr	Bergart
1	Ikke-karbonatbergart
2	Ren karbonatbergart
3	Ren karbonatbergart
4	Ren karbonatbergart
5	Uren karbonatbergart
6	Ren karbonatbergart
7	Ren karbonatbergart
8	Ren karbonatbergart

4.1.2 Kinetikk-eksperiment

Totalt ble 8 kinetikk-eksperiment utført på Laboratoriet. Fra syreuløseligfraksjons- og glødetaps-analysen ble seks av bergartsprøvene påvist å ha et høyt kalkinnhold, altså svært rene prøver. Prøve 1 ble klassifisert som en ikke-karbonatbergart som er naturlig da den består av glimmerskifer. Kinetikk-eksperimentene ble utført med den hensikt å bestemme bergartenes oppløsningshastighet, og dermed kunne påvise eventuelle forskjeller mellom dem. Forsøkene ble utført eksperimentelt på bergartsprøver som var knust ned til pulverform, med en størrelsesfraksjon mellom 212-250 μm . Overflatearealet for pulverprøvene regnes ut ved at en multipliserer mengde innveid prøve med det spesifikke arealet 300 cm^2/g . Dette er et tall oppgitt av Stein- Erik Lauritzen og er basert på Glomdals marmor, standard 212- 250 μm . Marmorens spesifikke areal ble bestemt ved å se på SEM bilder av kornene og måle ujevnheter til kornene.

Et dataprogram tilknyttet kinetikk-forsøket registrerte ledningsevne (μS) mot tid (min) fra forsøkets start til slutt. Eksperimentene ble kjørt helt til økningen i ledningsevne registrerte mindre enn 0,1 μS i timen, selv om kurven fremdeles viste en svak stigning kan en ved dette punktet kan anta at forsøkene hadde nådd metning. Forsøkene ble kjørt i omtrent 48 timer for marmorprøvene og 15-20 timer for prøven av glimmerskifer. En økning i ledningsevne på mindre enn 0,1 μS i timen tilsvarer en meget lav oppløsningshastighet hvorved en regner at praktisk likevekt er oppnådd. Et eksempel på et slikt plott der verdiene er plottet mot hverandre er vist i figur 4.2, dataene er fra bergartsprøve nr. 8.



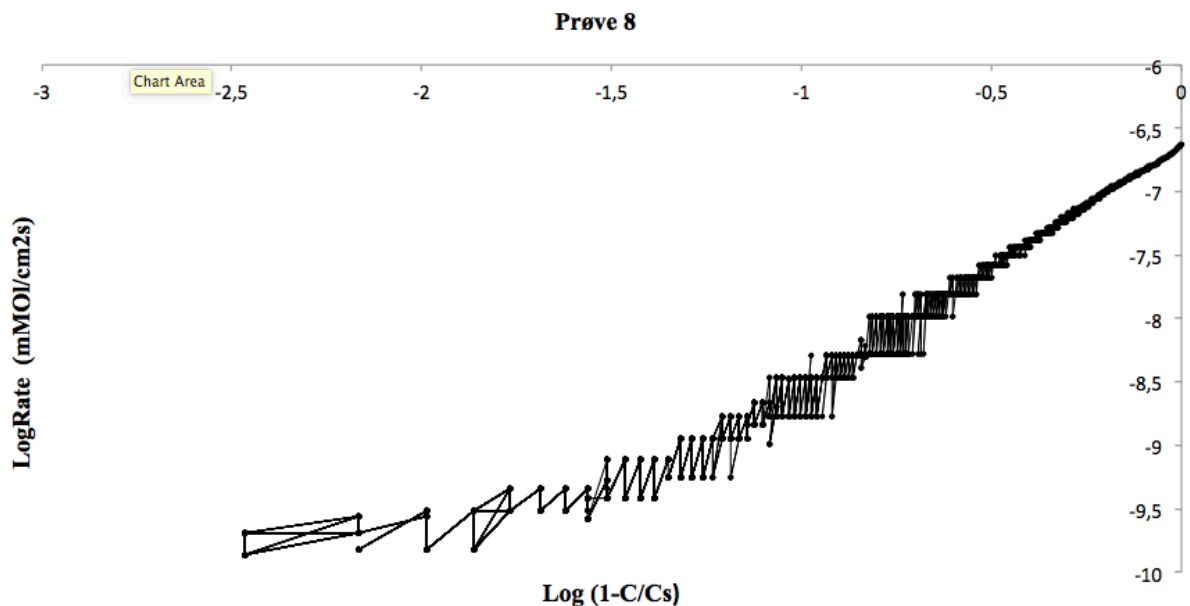
Figur 4.2 Kinetikk-kurve for bergartsprøve nr. 8. Kurven viser en høy initialrate, et tydelig knekkpunkt som tilsvarer intermediærraten og en lav sluttrate. De røde strekene tegnet på kurven illustrerer tangentene til de ulike ratene.

Kurven som representerer oppløsningsraten kan deles inn i tre ulike stadier; initialrate, intermediærrate og sluttrate. Initialraten tilsvarer den bratteste delen helt i begynnelsen av kurven, hvor oppløsningshastigheten er veldig høy på grunn av at vannet er aggressivt med en lav ionekonsentrasjon. Intermediærraten er den delen av kurven hvor det fremkommer et tydelig knekkpunkt. Etter knekkpunktet flater kurven ut, denne delen av kurven tilsvarer den tilsynelatende sluttraten til forsøket.

En oversikt over alle kinetikk-kurvene som illustrerer konduktivitet mot tid for de 8 bergartsprøvene er vist i vedlegg 1. Prøve 2, 3, 4, 6, 7 og 8 gir fine kurver med en rask stigning av konduktivitet i begynnelsen og et tydelig knekkpunkt før de flater ut. Kinetikk-kurven til glimmerskiferprøven (prøve 1) viser et hakkete forløp med en veldig lav ledningsevne. Kurven til prøve 5 skiller seg ut blant marmorprøvene ved at stigningen i begynnelsen av kurven ikke er like markert og at knekkpunktet opptrer mer gradvis.

Logaritmen til bergartenes oppløsningsrate er uttrykt som $\text{LogRate (mMol/cm}^2\text{-s)}$. LogRaten ble plottet mot logaritmen til metningsgraden, $\text{Log}(1-C/C_s)$. $\text{Log}(1-C/C_s)$ er null ved forsøkets start og minker mot venstre i diagrammet. Ideelt sett skulle kurven som da dannes

vide to tydelige knekkpunkter. Det første knekkpunktet skulle representere overgangen mellom region 1 til 2 og det siste knekkpunktet mellom region 2 og 3. Dette er ikke tilfellet for kurvene produsert her. På grunn av at kurven i sin helhet viser en jevn form er det vanskelig å definere noen tydelige knekkpunkter. Begrensninger i måleverktøyet som logger konduktiviteten forårsaker støy i dataene og gjør at kurven opptrer som ujevn. Måleapparatet registrerer forandringen i konduktiviteten med 1 desimal. Når forsøket har pågått over lang tid vil apparatet registrere målinger med $0,1 \mu\text{S}$ både opp og ned, slik at resultatene blir hakkete og ujevne. Dette kommer frem i grafen som er vist i figur 4.3. En oversikt over alle grafene der LogRate er plottet mot logaritmen til metningsgraden for de 7 marmorprøvene er vist i vedlegg 2.



Figur 4.3 LogRate (mMol/cm²s) plottet mot logaritmen til metningsgraden (1-C/C_s) for prøve 8. Kurven er preget av en del støy men oppviser en forholdsvis jevn kurve med ingen tydelige knekkpunkter.

Beregning av initialraten blir gjort ved at en finner middelverdien av logaritmen til de 10-15 første verdiene av kurven. Mengden verdier en tar middelverdien av vil variere ut i fra hvor mye data en har. Beregninger for å finne intermediærraten og sluttraten blir utført på lik måte, eneste forskjellen er at en beregner ut i fra verdier som utgjør midten og slutten av kinetikk-kurven. En tilsvarende måte for beregning av ratene er å finne tangentene til begynnelsen, midten og slutten av kinetikk-kurvene. Hvis en sammenligner ratene for hver prøve mot hverandre kan en få et bilde av bergartens oppløsningsevne. En oversikt over initialratene, intermediærratene og sluttratene for de 7 marmorprøvene er beregnet og ført opp i tabell 4.4.

Tabell 4.4 Oversikt over LogRater for initialrate, intermediærtrate, sluttrate og tid til sluttrate.

Prøve nr.	Høyde M o.h.	Initialrate LogR (mMol/cm ² -s)	Intermediærtrate LogR (mMol/cm ² -s)	Sluttrate LogR (mMol/cm ² -s)	Tid til sluttrate Sek
1	1026	-	-	-	-
2	537	-6,91	-7,83	-9,60	64988
3	629	-6,86	-7,87	-9,47	64988
4	776	-6,78	-7,61	-9,44	64988
5	531	-7,38	-7,72	-9,14	64988
6	742	-6,78	-7,48	-9,54	64988
7	758	-6,72	-7,66	-9,47	64988
8	476	-6,72	-7,68	-9,53	64988

Bergartsprøve 2,3,4,6,7,8 har relativt like oppløsningsrater. Bergartsprøve nr. 5 skiller seg ut med en lavere initialrate og en høyere sluttrate enn de andre prøvene. Intermediærtraten er nokså lik initialraten, dette kommer også frem i konduktivitets mot tid kurven, den har ikke like tydelig knekkpunkt som de andre marmorprøvene.

Vannløsningen fra kinetikk-eksperimentet ble titrert mot EDTA for å finne sluttverdien på hardheten ved forsøket slutt. Løsningen ble også titrert mot EGTA for å finne Ca/Mg forholdet ved forsøket slutt. Verdiene fra titreringene er listet opp i tabell 4.5. Prøve 1 ble ikke titrert på grunnlag av tidligere erfaring der vanskeligheter ved titrering av syreløseligfraksjon gjorde det umulig å få skikkelige verdier. Dette gjorde at verdier for utregning av de ulike LogRatene ikke lot seg gjøre for denne prøven. I utgangspunktet ble det ikke forventet at prøve 1 skulle gi en representativ LogRate vs. Log metning kurve. På en annen side var det mulig å plote konduktivitet mot tid i minutter, slik at det likevel gir en indikasjon på at oppløsningen av glimmerskiferen oppfører seg annerledes enn de 7 andre marmorprøvene.

Tabell 4.5 Resultater fra titrering mot EDTA og EGTA av vannløsning fra kinetikksøkene.

Prøve nr	Total hardhet (mMol)	Mg (mMol)	Std (mMol)	Mg/Ca (mol)
1	-	-	-	-
2	0,077	-	-	-
3	0,080	-	-	-
4	0,072	-	-	-
5	0,059	0,010	0,002	0,204
6	0,153	-	-	-
7	0,157	-	-	-
8	0,192	-	-	-

4.2 Forvitningsprøver

Under feltarbeidet ble det samlet inn 8 forvitningsprøver (Figur 4.4). På grunn av begrensede ressurser ble kun to av prøvene analysert for mineraler som kunne skrive seg av dypforvitring. Figur 4.1 viser hvor i terrenget prøve 7 og 8 ble samlet inn. Nærmere informasjon om hvor forvitningsprøvene er samlet inn er listet opp i tabell 4.6.

Tabell 4.6 Oversikt over forvitningsprøvene

Prøve nr	Høyde (M o.h.)	Geografiske koordinater	Beskrivelse av lokalitet
7	766	N66° 16.209' E14° 46.518'	Kvitvollane, nær Damtjønna
8	765	N66° 16.974' E14° 45.325'	Kallfjellet



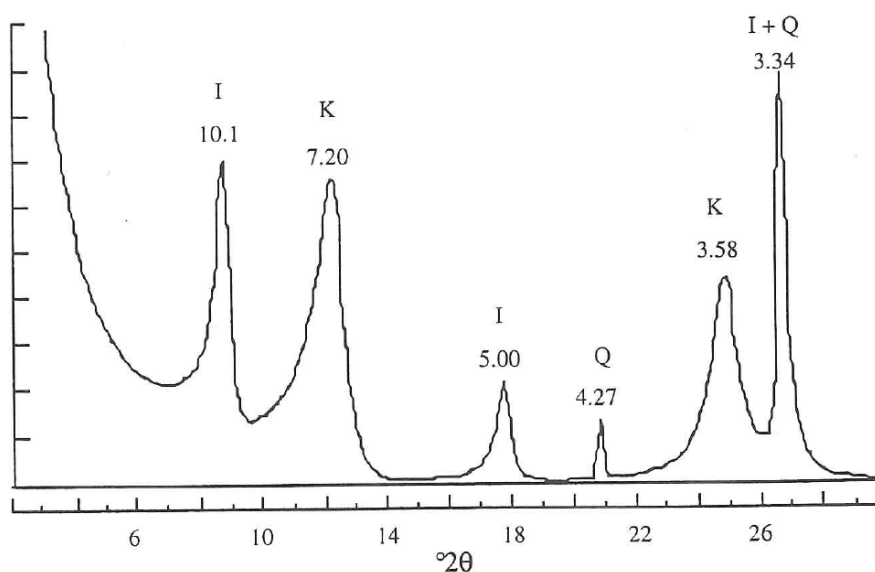
Figur 4.4 Bilde fra innsamling av forvitningsprøver.

4.2.1 Røntgen diffraktometri

Ved identifisering av leirmineraler tilstede i forvittringsprøvene sammenlignes resultatene fra røntgen diffraktometri med kjente diffraktomønstre fra kjente mineraler. Identifiseringen bestemmes ved nøye overveielse av toppenes posisjon og intensitet. Røntgen diffraktometri dataene gjort av forvittringsprøve nr. 7 og 8 viser veldig mye støy. Dette kan skyldes at preparatet var for tynt, eller at instrumentet ble betjent feil. Det er nesten umulig å se nøyaktige og klare topper i diffraktogrammet.

Identifiseringen starter med å lete etter mineral som kan forklare den sterkeste toppen eller toppene. Deretter bekreftes dette valget med å finne svakere topper for samme mineral. Når det er bestemt at et sett av topper tilhører et mineral blir disse toppene ikke lengre tatt i betraktning for andre mineraler. For de gjenværende toppene, må en på nytt lete etter et mineral som vil kunne forklare den sterkeste gjenværende toppen eller toppene og igjen bekrefte dette ved å finne mineralets topper av en mindre intensitet (Moore & Reynolds, 1997). Dette gjentas til alle topper er identifisert. En slik fremgangsmåte krever en viss forkunnskap til hvilke mineraler en forventer å finne, og erfaring med slike bestemmelser.

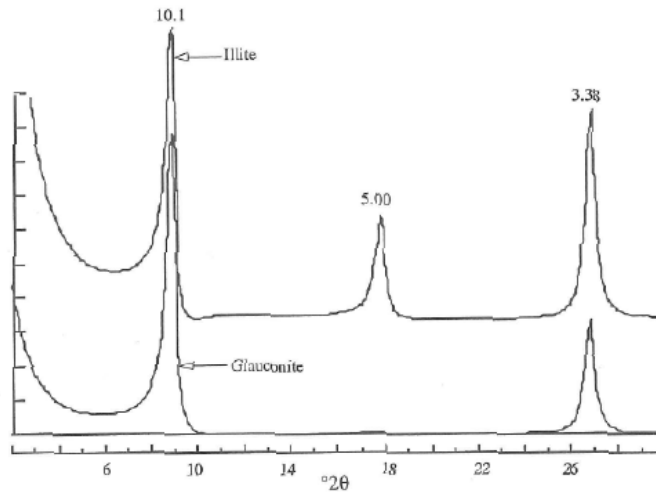
Selv om kvarts ikke er et leirmineral, er det et mineral som forekommer i de fleste prøver som inneholder leirmineraler. Kvarts mønsteret fungerer ofte som en kontroll sjekk for at posisjonen til toppene for de andre mineralene er nøyaktige (Moore & Reynolds, 1997).



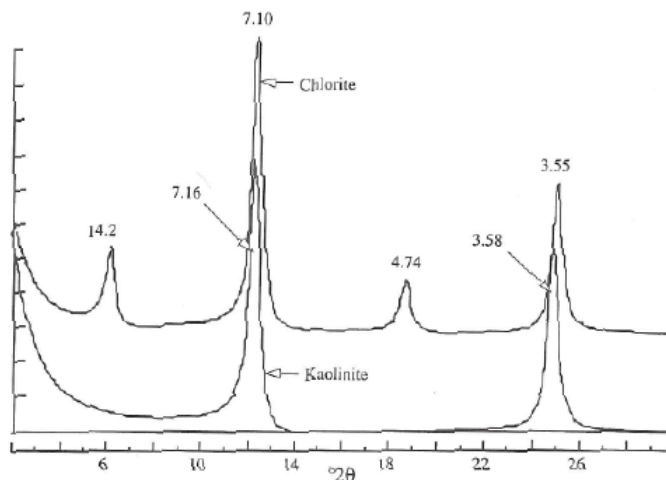
Figur 4.5 Figuren illustrerer et kjent diffraksjons mønster for en blanding av mineralne illitt, kaolinitt og kvarts. Y-aksen representerer intensitet og x-aksen diffraksjonsvinkelen 2θ . Figuren er fra Moore & Reynolds (1997).

Figur 4.5 viser et kjent diffraksjons mønster for en blanding av mineralene illitt, kaolinit og kvarts. Mønstret viser at prøven inneholder mineral som inneholder illitt (skarp topp), og kaolinit (brede topper), og kvarts (veldig skarp topp). Ut i fra denne informasjonen om mineralenes topper kan en konkludere med at prøven består av to leirmineraler og et ikke leirmineral (kvarts).

For å identifisere mineraler tilstede i forvittringsprøvene ble diffraktogrammet for prøve 7 og 8 sammenlignet med figur 4.6 som illustrerer et kjent diffraktogram mønster for forvittringsproduktene illitt og glaukonitt. Prøvene ble også sammenlignet med figur 4.7 som illustrerer et kjent diffraktogram mønster for mineralene kaolinit og kloritt.

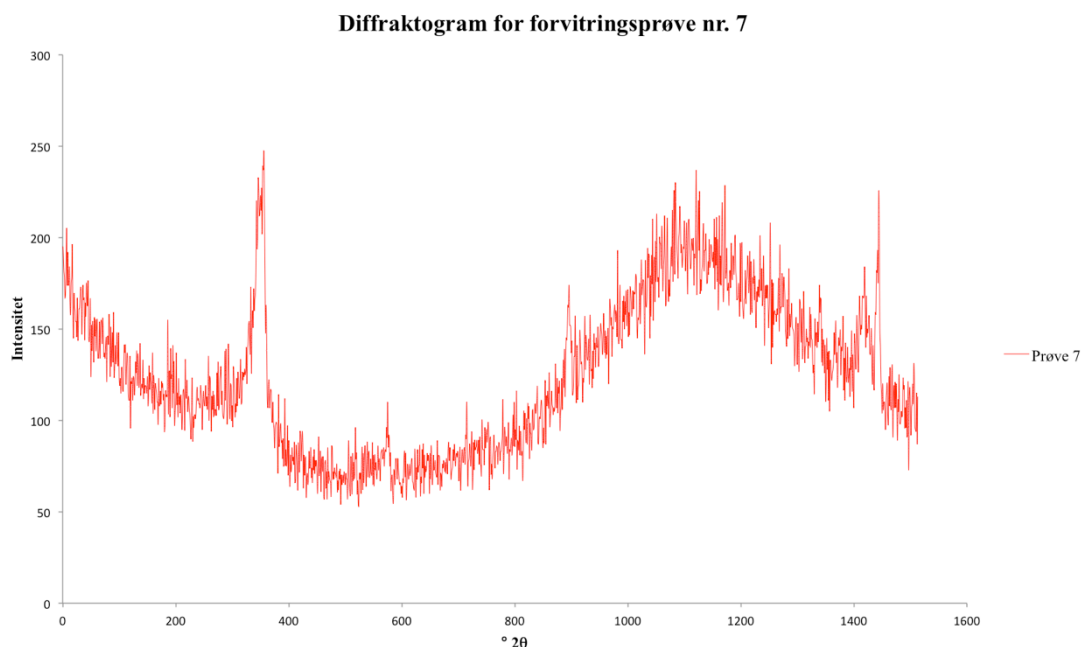


Figur 4.6 Figuren illustrerer et fast diffraksjons mønster for mineralene illitt og glaukonitt. Y-aksen representerer intensitet og x-aksen diffraksjonsvinkelen 2θ . Figuren er fra Moore & Reynolds (1997).



Figur 4.7 Diffraksjons mønster for kaolinit og kloritt. Y-aksen representerer intensitet og x-aksen diffraksjonsvinkelen 2θ . Figuren er fra Moore & Reynolds (1997).

4.2.2 Resultat fra diffraktogrammet for forvittringsprøve nr. 7

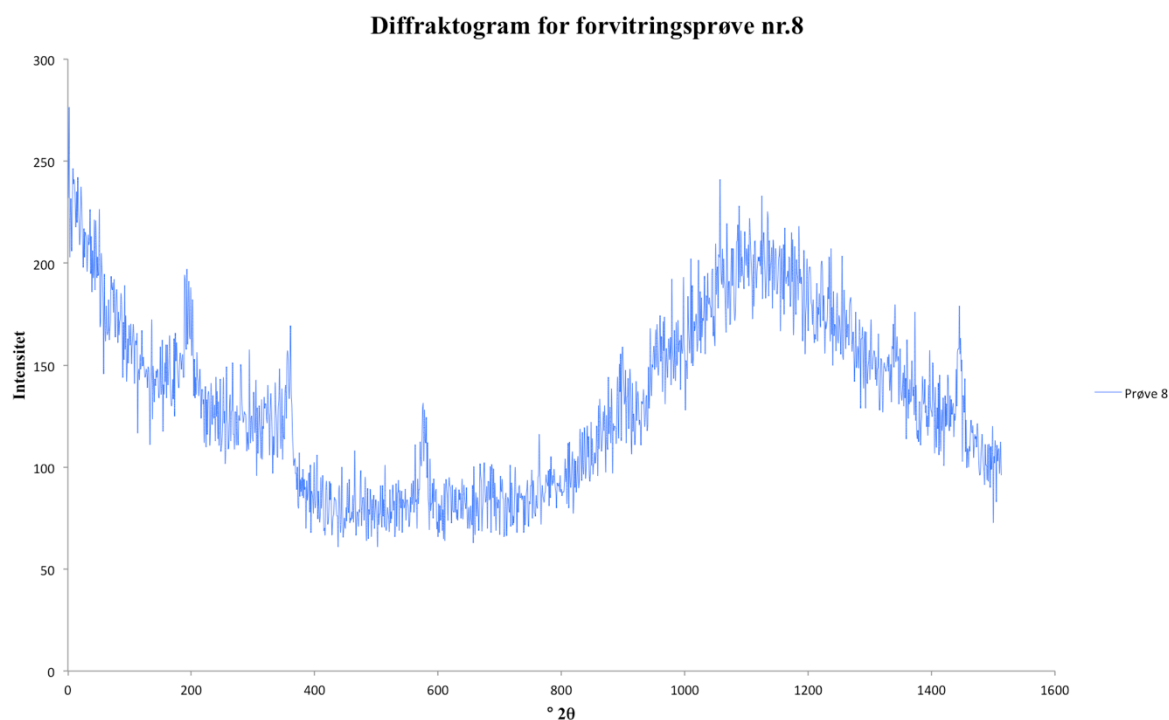


Figur 4.8 Diffraktogrammet produsert for forvittringsprøve nr. 7. Kurven illustrerer et mønster preget av mye støy. Y-aksen representerer intensitet og x-aksen diffraksjonsvinkelen 2θ .

Diffraktogrammet for prøve nr. 7 viste topper for alle tre bølglengdene for illitt; 10,01, 3,38 og 4,97 Å. Topper på 7,10, 14,2 og 4,74 Å tyder på at mineralet kloritt også er tilstede i prøven. En topp på 3,54 Å kunne passet inn med mønsteret for kaolinit og kloritt, men på grunn av at en har topper på 7 og 14 Å kan en anta at en bare har kloritt tilstede i prøven, og dermed utelukke kaolinit. Det ble også observert en topp på 3,31 Å, noe som betyr at det også er kvarts tilstede i prøven. Prøven viste et sterkere signal av illitt enn kloritt ved 10,01 Å. Diffraktogrammet for prøve 7 er vist i figur 4.8.

Det er tolket at forvittringsprøve nr. 7 antageligvis inneholder en blanding av forvittringsproduktene illitt og kloritt.

4.2.3 Resultat fra diffraktogrammet for forvittringsprøve nr. 8

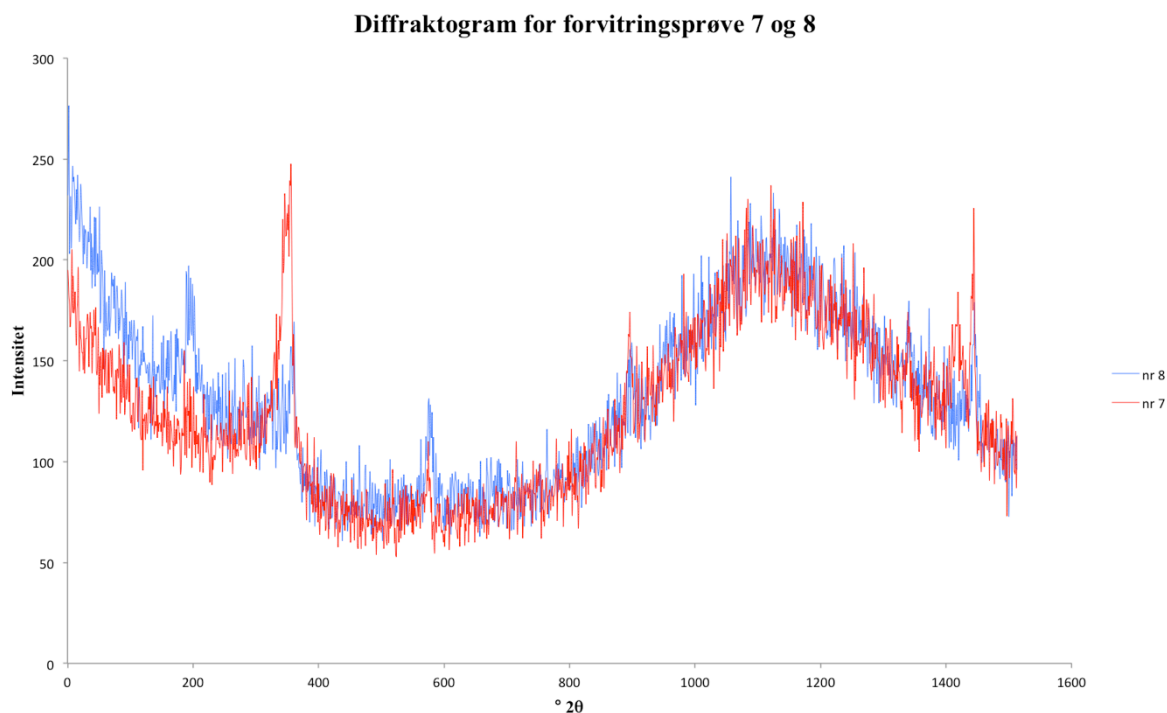


Figur 4.9 Diffraktogrammet produsert for forvittringsprøve nr. 8. Kurven illustrerer et mønster preget av mye støy. Y-aksen representerer intensitet og x-aksen diffraksjonsvinkelen 2θ .

Av diffraksjons mønsteret produsert for prøve 8 kommer det frem et strekt kloritt signal på 14,2 Å. Det var også identifisert kloritt på toppene 7,07 og 3,53 Å. Det kan hende at det er litt illitt ved toppene rundt ca. 5 og 10 Å. Antagelig er det bare kloritt tilstede i prøve nr. 8, dette på grunn av at illitt signalet var mye sterkere i prøve 7 enn i prøve 8. Diffraktogrammet produsert for prøve nr. 8 (Figur 4.9).

For å sammenstille resultatene fra prøve 7 og 8 er diffraktogrammet for begge prøvene kombinert i et diagram (Figur 4.10). Den røde kurven representerer henholdsvis prøve 7 og den blå kurven prøve 8.

4.2.4 Sammenstilling av diffraktogrammene for forvittringsprøve nr. 7 og 8



Figur 4.10 Diffraktogrammet for prøve nr 7 og 8 er kombinert inn i et diagram. Begge kurvene illustrerer et mønster preget av mye støy. Den røde kurven representerer prøve 7 og den blå kurven representerer prøve 8. Y-aksen representerer intensitet og x-aksen diffraksjonsvinkelen 2θ .

Begge prøvene viser sterke topper av illitt og kloritt i forskjellige proporsjoner. Begge prøvene inneholder en blanding av illitt og kloritt, men det er sterkere signal av kloritt i prøve 8 enn i prøve 7. Det er mulig at det bare er kloritt i prøve nr. 8 siden illitt signalet er mye sterkere i nr. 7 enn i 8. Under identifiseringen av de ulike leirmineralene ble det også sjekket om det prøvene inneholdt leirmineralet smektitt (svelleleirer). På grunn av manglende signal på rundt 15 Å var det ikke noe tegn til disse mineralene i noen av prøvene.

4.3 Doliner

Til sammen ble 257 doliner registrert i et område lokalisert på den sørvestlige siden av øvre Plurdalen. Området dekket høydeintervallene fra omtrent 400 til 800 m o.h. For hvert høydeintervall ble det logget minst 30 doliner, unntaket var høydeintervallet 400 - 500 m o.h. hvor det kun ble registrert 3 doliner. Dolinetype, samt dolinenes to akser og dyp ble registret.

En måte for å estimere karstifiserings intensiteten som funksjon av dyp i et område er å evaluere den vertikale fordelingen av doliner med dyp. Studier gjort tidligere av White (1988), Milanovich (1981) og Lauritzen (2001) viser at dolinefrekvensen minker omtrent eksponentielt med dypet. Til analysene av dolinene er det brukt en eksponentiell likning (Ligning 4.1):

$$N = N_0 e^{-kz} \quad (4.1)$$

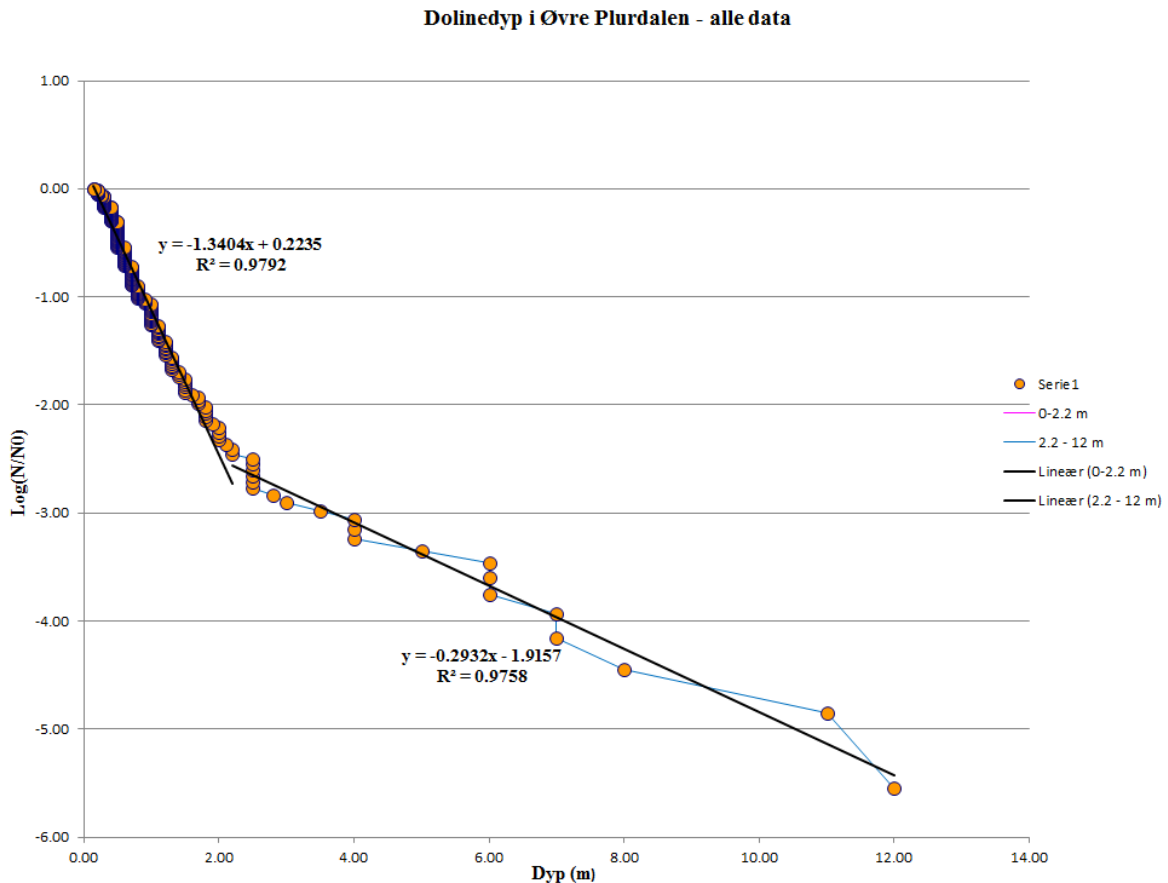
Estimater av doline konsentrasjoner (N) samlet inn er omgjort til en dimensjonsløs indeks $\ln(N/N_0)$, hvor N_0 utgjør den totale doline tettheten i området. Z er halveringsdypet (Ligning 4.2) bestemt fra regresjon ved formelen (Lauritzen, 2005):

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

Den samme tilnærmingen er gjort for dolinene registrert i øvre Plurdalen. Alle doliner plottet etter økende dyp gir i fleste tilfeller en omtrentlig rett linje, kurven plottet her har et knekk omtrent ved 2 m dyp (Figur 4.11). Trendlinjer er tilpasset de to rette linjer, en for de som er grunnere enn 2 m og en for de som er dypere enn ca. 2 m. De to linjene kan se ut til å representere to populasjoner doline, da den ene gruppen utgjør store og dype doliner, og den andre mindre og grunnere doliner. Halveringsdypet for intervallet 0 - 2,2 m er beregnet til å være 0,52 m, og for intervallet 2,2 – 12 m til å være 2,36 m (Tabell 4.7)

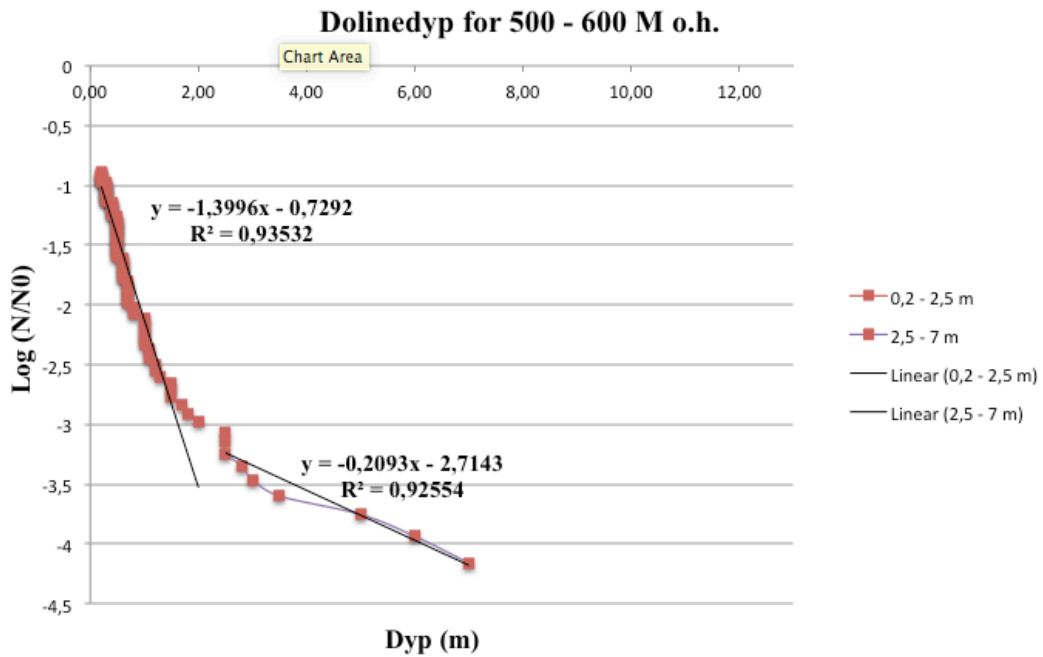
Tabell 4.7 Oversikt over koeffisienter, R^2 og halveringsdyp for de to intervallene.

Doline dyp (m)	K (m-1)	R2	Z 1/2 (m)
0 - 2,2	1,34	0,98	0,52
2,2 - 12	0,29	0,98	2,36



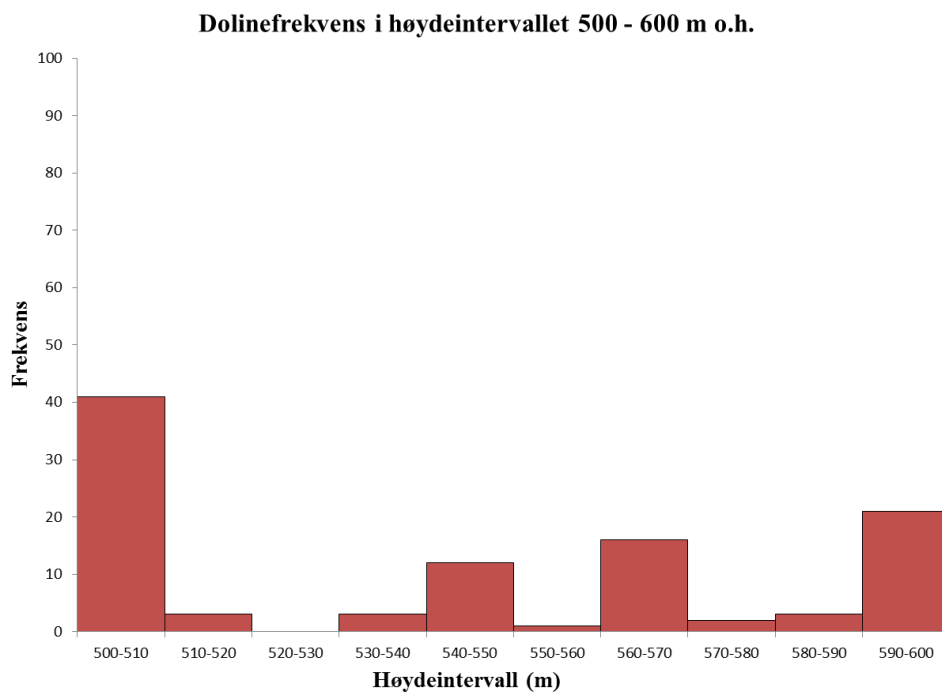
Figur 4.11 Dolinedyp i Øvre Plurdalen. Kurven har et knekkpunkt rundt omtrent 2 m dyp.

Den samme trenden oppstår når en plotter dolinene etter økende dyp innenfor hvert høydeintervall. Kurven for fordelingen av dolinedyp innen høydeintervallet 500 - 600 m o.h. er vist i figur 4.12. Histogram som viser doline frekvensen innenfor samme høydeintervall er vist i figur 4.13.



Figur 4.12 Dolinedyp for høydeintervall 500 – 600 m o.h.

En oversikt over alle kurvene som viser dolinedyp plottet for hvert høydeintervall, i tillegg til histogrammer for hvert intervall er vist i vedlegg 3. Halveringsdypene for de to populasjonene innenfor hvert høydeintervall er vist i tabell 4.8 og 4.9.



Figur 4.13 Doline frekvens i innenfor høydeintervallet 500 – 600 m o.h.

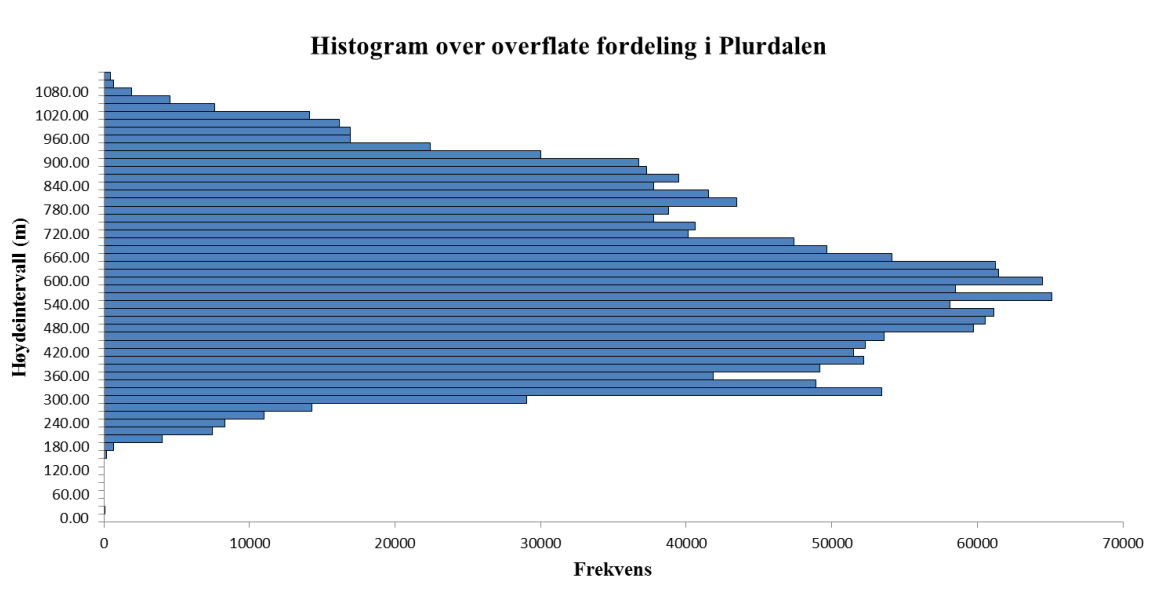
Tabell 4.8 Halveringsdyp for populasjonen med store og dype doliner.

Høydeintervall (m o.h.)	K (m-1)	R2	Z 1/2 (m)
500 - 600	0,209	0,926	3,32
600 - 700	0,0019	0,897	364,81
700 - 800	0,1376	0,970	5,04

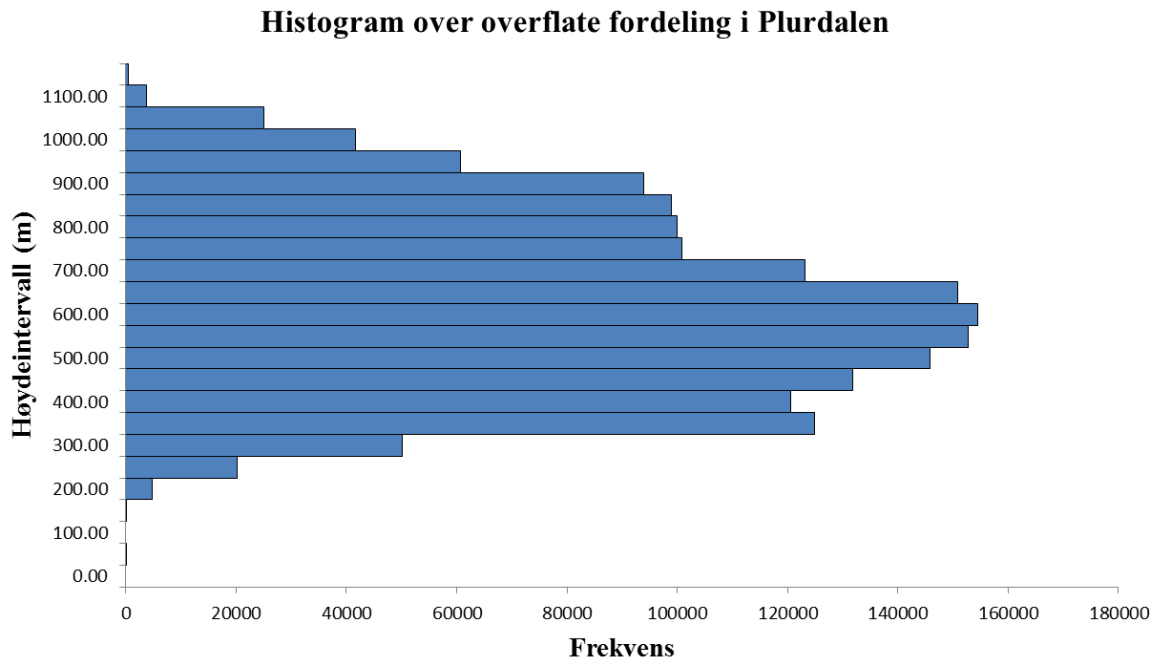
Tabell 4.9 Halveringsdyp for populasjonen med mindre og grunnere doliner

Høydeintervall (m o.h.)	K (m-1)	R2	Z 1/2 (m)
500 - 600	1,3996	0,94	0,50
600 - 700	0,3554	0,91	1,95
700 - 800	0,1865	0,81	3,72

For videre terreng analyse av området er det lagt histogrammer som viser hvordan overflatearealet fordeler seg innenfor hvert høydeintervall i området (Figur 4.14 og 4.15).



Figur 4.14 Histogram som viser fordelingen av overflater innenfor høydeintervaller med en oppløsning på 20 m.

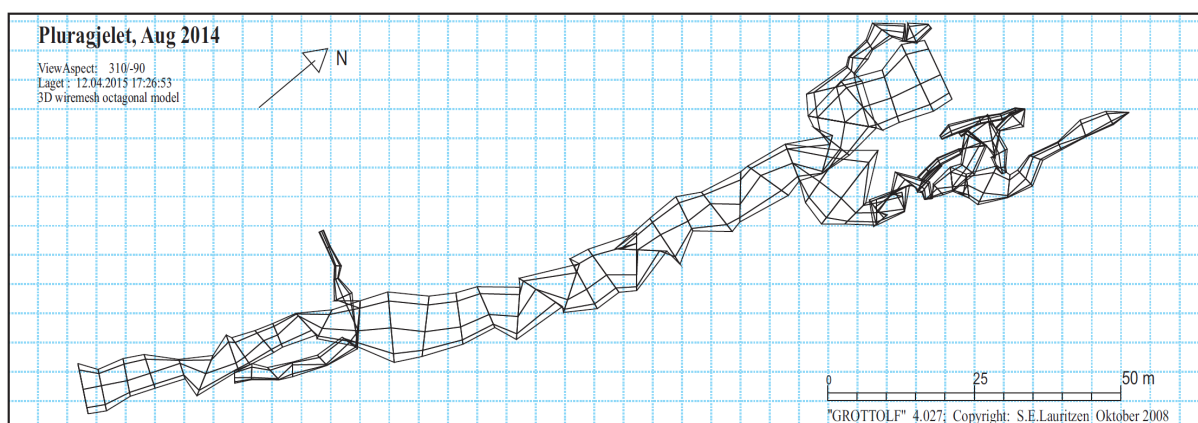


Figur 4.15 Histogram som viser fordelingen av overflater innenfor høydeintervaller med en oppløsning på 50 m.

4.4 Kartlegging og beskrivelse av grotter

4.4.1 Kartlegging og beskrivelse av Pluragjelet

Kartleggingen av Pluragjelet og dets mindre tilknyttede grottene ble gjort i perioden 17.08.14 - 19.08.14, i tett samarbeid med Heidi Ims. Gjelets totale lengde ble kartlagt til 398 m. Det inkluderer da gjelet og alle undersøkte grottesegmenter som var farbare (Figur 4.16). Ved endt kartlegging åpner gjelet seg opp og fortsetter videre nordover. Kartleggingen ble avsluttet her grunnet at avstandene mellom veggene ble for store til at instrumentene kunne registrere dem. Pluragjelets totale volumet er beregnet av Grottole til å være 1923,3 m³. Den vertikale differansen mellom gjelets høyeste og laveste punkt var på 18,4 m. Hele Pluragjelet ligger i marmor.



Figur 4.16 Oktagonale 3D-prosjeksjon av Pluragjelet med dets tilhørende grotter. Figuren er modellert i Grottole.

Sedimenter som dekker gjelets bunn består hovedsakelig av kantete nedfallsblokker av varierende størrelse. I begynnelsen av gjelet fordeler blokkene seg for det meste langs kantene, mens lengre nord ligger de mer sentrert i gjelet. Starten på gjelet inneholder generelt lite sedimenter, fra midten av gjelet øker mengden etter hvert som en beveger seg nordover. Gjelets bunn ved endt kartlegging er helt dekket av alt fra små til veldig store, kantete blokker. Glimmerskifer er bare observert ved gjelets start som en liten, smal forhøyning plassert omtrent i midten av gjelet.



Figur 4.17 Oversiktsbilde over Pluragjelet. Foto: Heidi Ims

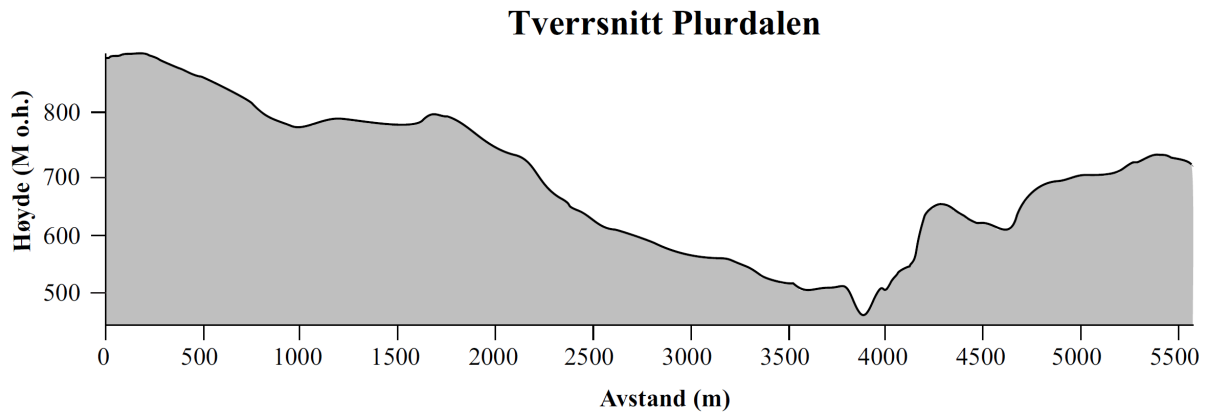
Sprutfossen utgjør en stor grotteåpning i en bratt fjellside like i nærheten av Pluragjelet (Figur 4.17). Høydenivået til Sprutfossen ble målt til å være på omtrent 530 m o.h. Ut fra åpningen fosser det vann ut med et fall på omtrent 20 m. Åpningen er dannet fra et sprekkeplan og er omtrent 3 x 2 m stor. Strøk og fall for ledespalten var målt tre forskjellige plasser til henholdsvis 200/34, 186/30 og 208/30. Vannet faller ned på marmor og forsvinner videre ned i en ny sprekk. Vannet strømmer ut lengre nede og blir en del av vannet som renner i gjelet. Vannet fra Sprutfossen forsvinner ned, og kommer ikke til syne igjen før i midten av pluragjelet, like ved vanngangen og krypegangen. Dette er det området av gjelet som inneholder mest vann. Videre strømmer bekken langs nedskjæringen, mellom steiner og blokker, nordover til enden av gjelet.

I starten av gjelet ble det observert 7 tørrlagte jettegryter, disse er markert på grottekartet som røde sirkler. Litt lengre nord for disse ble det observert omtrent 16-17 små og store jettegryter som var delvis vannfylte. I det området av gjelet som inneholder mest vann var det 5 store jettegryter, disse var helt oversvømt.

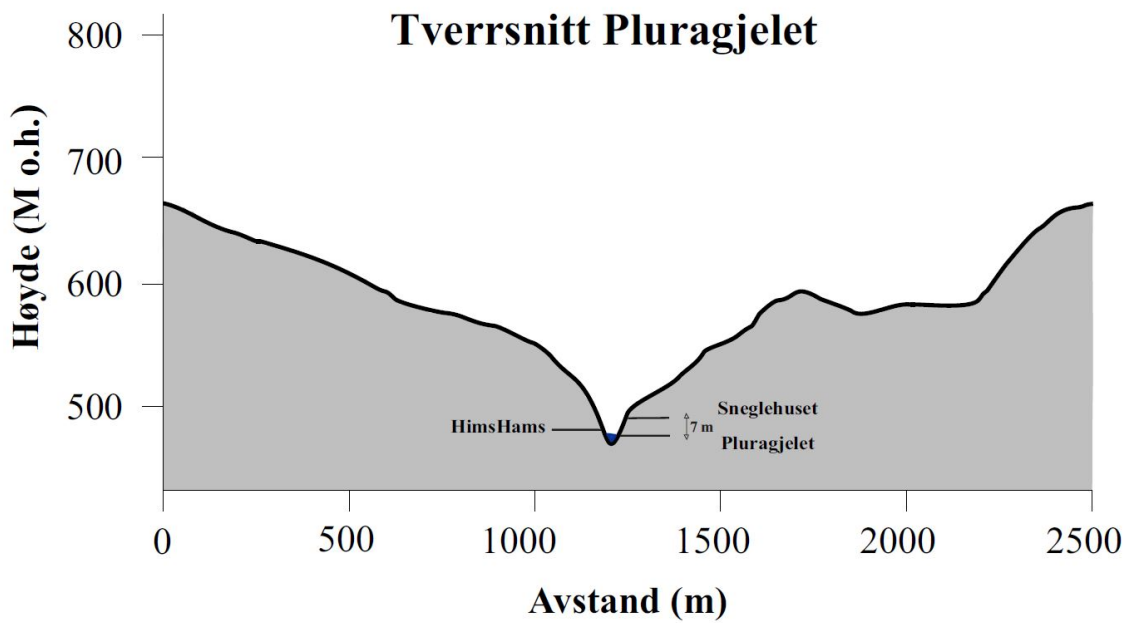
Tverrsnitt av pluragjelet viser en nedskjæring i marmor. Pluragjelet består av bratte vegger, inneholder sedimenter av ulik størrelse fordelt i ulike porsjoner, og enkelte steder inneholder det vann (Figur 4.20). Grotter tilknyttet Pluragjelet er Krypegangen, Vanngangen, HimsHams og Sneglehuset (Figur 4.19 og 4.22).



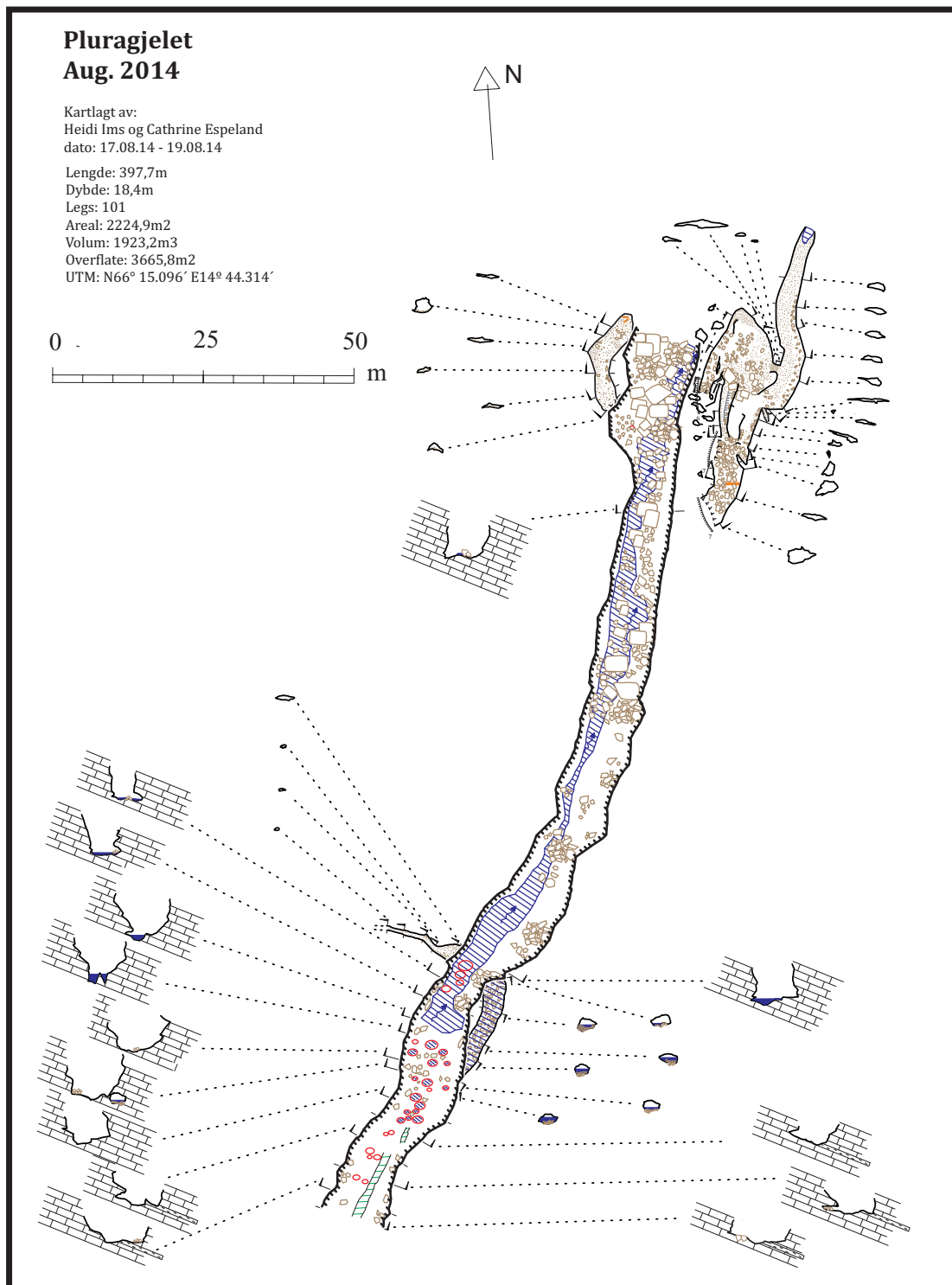
Figur 4.18 Oversiktsbilde over Pluragjelet. Grotteåpningene til krypegangen og vanngangen er vist med røde piler.



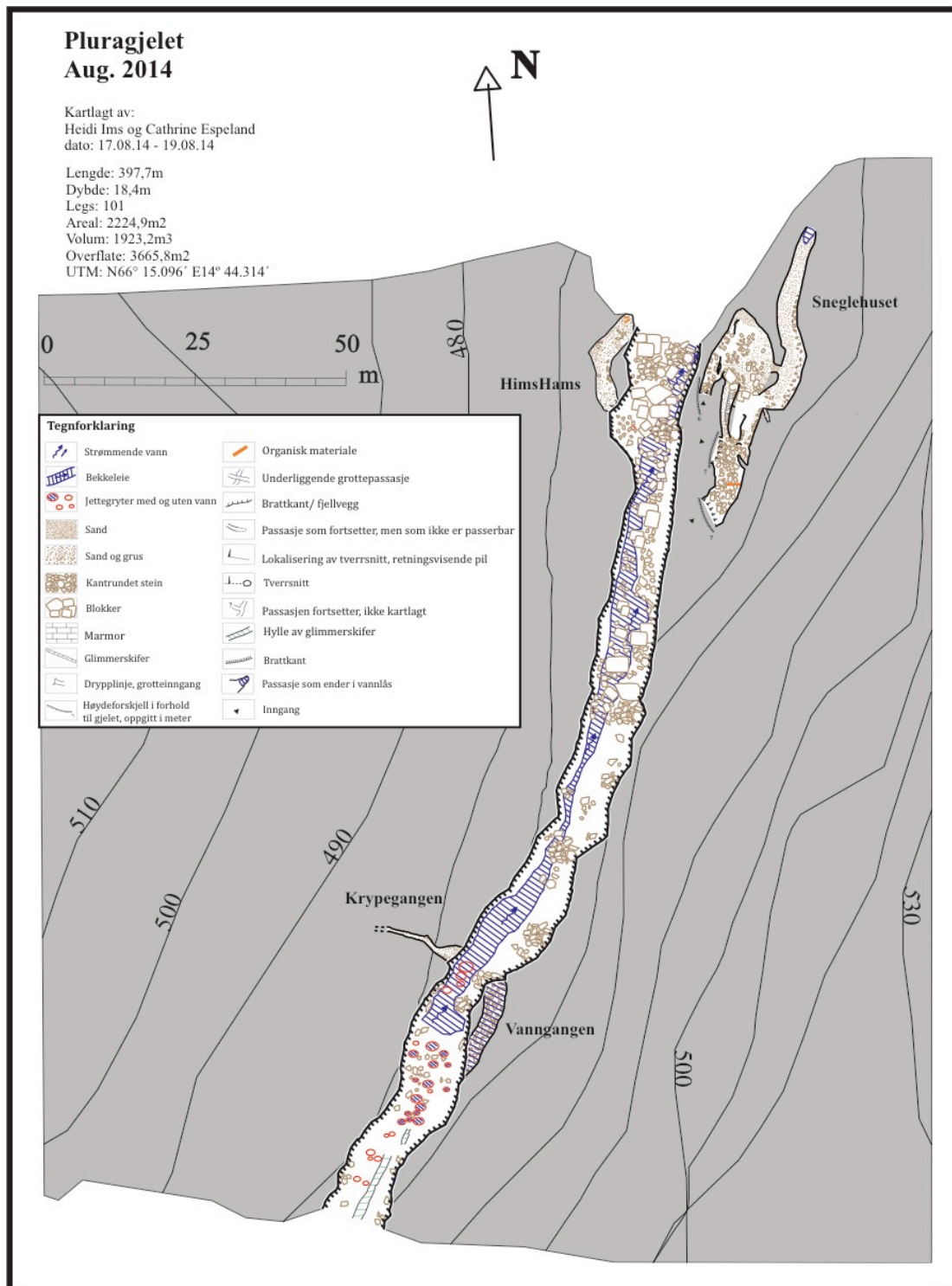
Figur 4.19 Tverrsnitt over Plurdalen.



Figur 4.20 Tverrsnitt over Pluragjelet.



Figur 4.21 Grottekart over Pluragjelet og dets tilhørende grotter i ulike nivåer. Pluragjelet er i denne figuren vist med tverrsnitt og innhold av sedimenter (tegnforklaring se Figur 4.22).

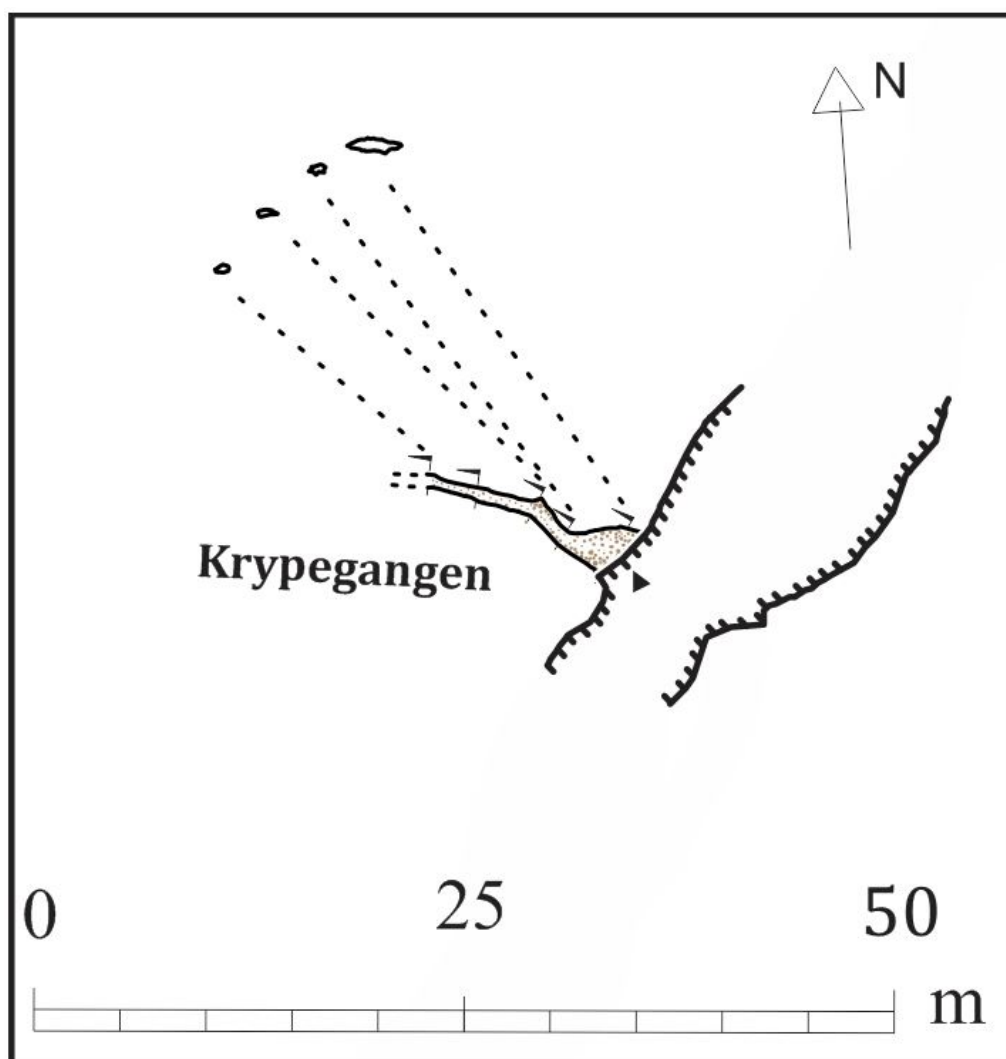


Figur 4.22 Grottekart over Pluragjelet og dets tilhørende grotter i ulike nivåer. Pluragjelet er i denne figuren vist med bergmasse og konturer rundt, i tillegg til sedimenter.

4.4.2 Beskrivelse av krypegangen

Krypegangen er en grottepassasje tilknyttet Pluragjelet på vestsiden (Figur 4.21). Grotteåpningen er bred og lav, og forholdsvis vanskelig å få øye på da den ligger omtrent på samme høydenivå som vannet i Pluragjelet. Passasjen har en freatisk morfologi, hvor tverrsnittene viser en smal ellipseformet passasje. Etterhvert som en beveger seg oppover og vestover, blir passasjen så smal at den tilslutt ikke kunne kartlegges mer. Den er omtrent 15 m lang.

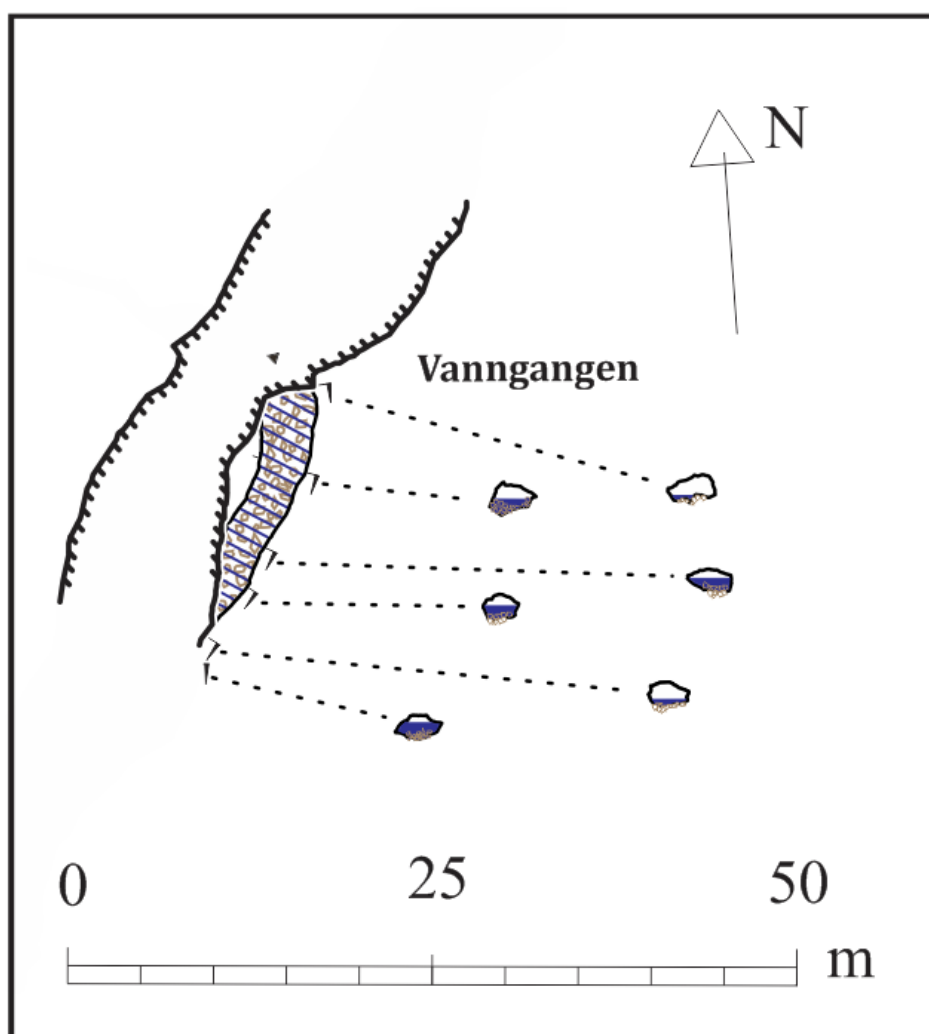
Sedimentene som dominerte i grotta bestod av grov sand. Det ble observert noen små kantede steiner fordelt langs passasjens vegger. Nærmere utsnitt av krypegangen er vist i figur 4.23.



Figur 4.23 Kartet viser et nærmere utsnitt av Krypegangen. Det illustrerer også grottas innhold og passasjenes tverrsnitt og innhold (tegnforklaring se Figur 4.22).

4.4.3 Vanngangen

Vanngangen er en sidepassasje tilknyttet Pluragjelet på østsiden, tvers ovenfor krypegangen. Passasjen har en freatisk morfologi og er omtrent 20 – 25 meter lang. Grottens åpning er ca. 1,70 m høy og 2 m bred. Vanngangen er oppkalt på det grunnlag av at den er vannfylt opp til lårhøyde. Bunnen er helt dekket av små og store steiner. I enden av passasjen var det en liten åpning ut i dagslys, ut til Pluragjelet (Figur 4.26). Passasjen er en sidegang tilknyttet gjelet på undersiden. Et nærmere utsnitt av vanngangen er vist i figur 4.25



Figur 4.25 Kartet viser et nærmere utsnitt av vanngangen. Det illustrerer også grottas innhold og passasjenes tverrsnitt og innhold (tegnforklaring se Figur 4.22).



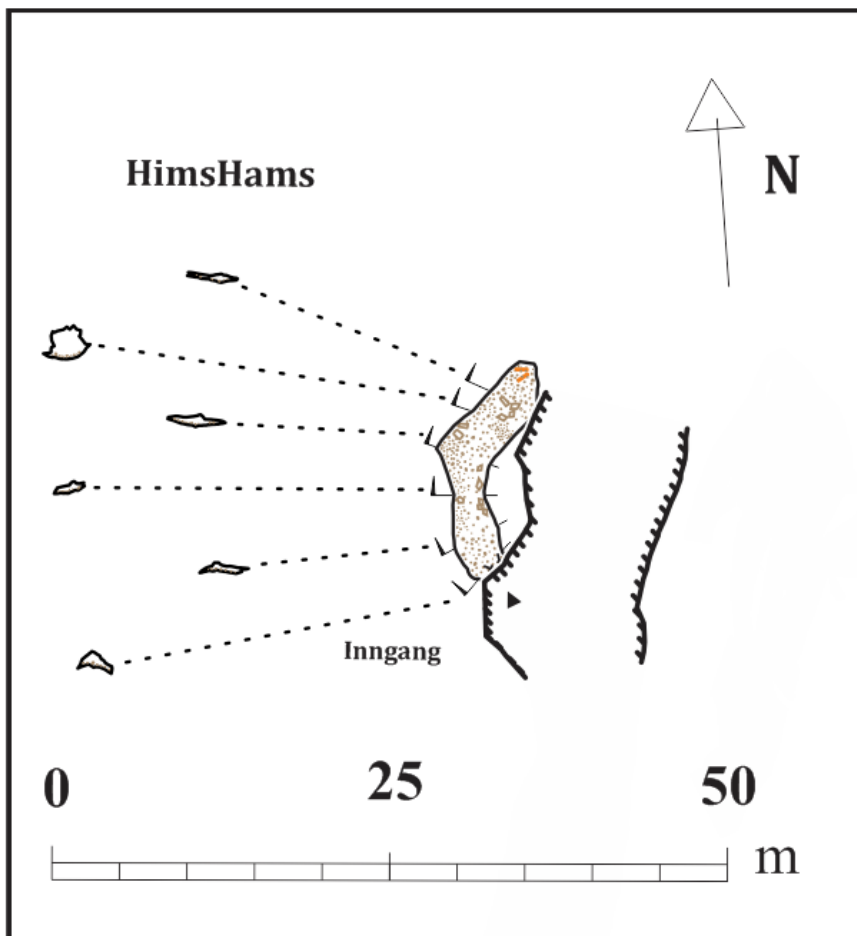
Figur 4.26 Bildet viser inngangen til vanngangen. Det viser også det lille hullet som fører ut til Pluragjelet.

4.4.4 HimsHams

På vestsiden, nær Pluragjelets slutt, ligger HimsHams grotten. Grottes åpning er veldig trang og smal, det var så vidt en fikk øye på den (Figur 4.26). Kantede steiner og blokker av varierende størrelse dominerer i grotteåpningen. Passasjen har en freatisk morfologi med et linseformet tverrsnitt. Passasjen er lav under taket og sedimentene i grotta bestod hovedsakelig av grov sand og stein. Det ble også observert noe organisk materiale i form av drivved helt i enden av passasjen. Ut i fra tverrsnittene av passasjen (Figur 4.27) kan en se at den plutselig åpner seg opp i en høy og smal sprekk før den blir lav igjen. Det var også litt vann helt innerst i passasjen.



Figur 4.26 Bildet som viser HimsHams grottens inngang.



Figur 4.27 Kartet viser et nærmere utsnitt av HimHams grotten. Det illustrerer også grottas innhold og passasjenes tversnitt og innhold (tegnforklaring se Figur 4.22).

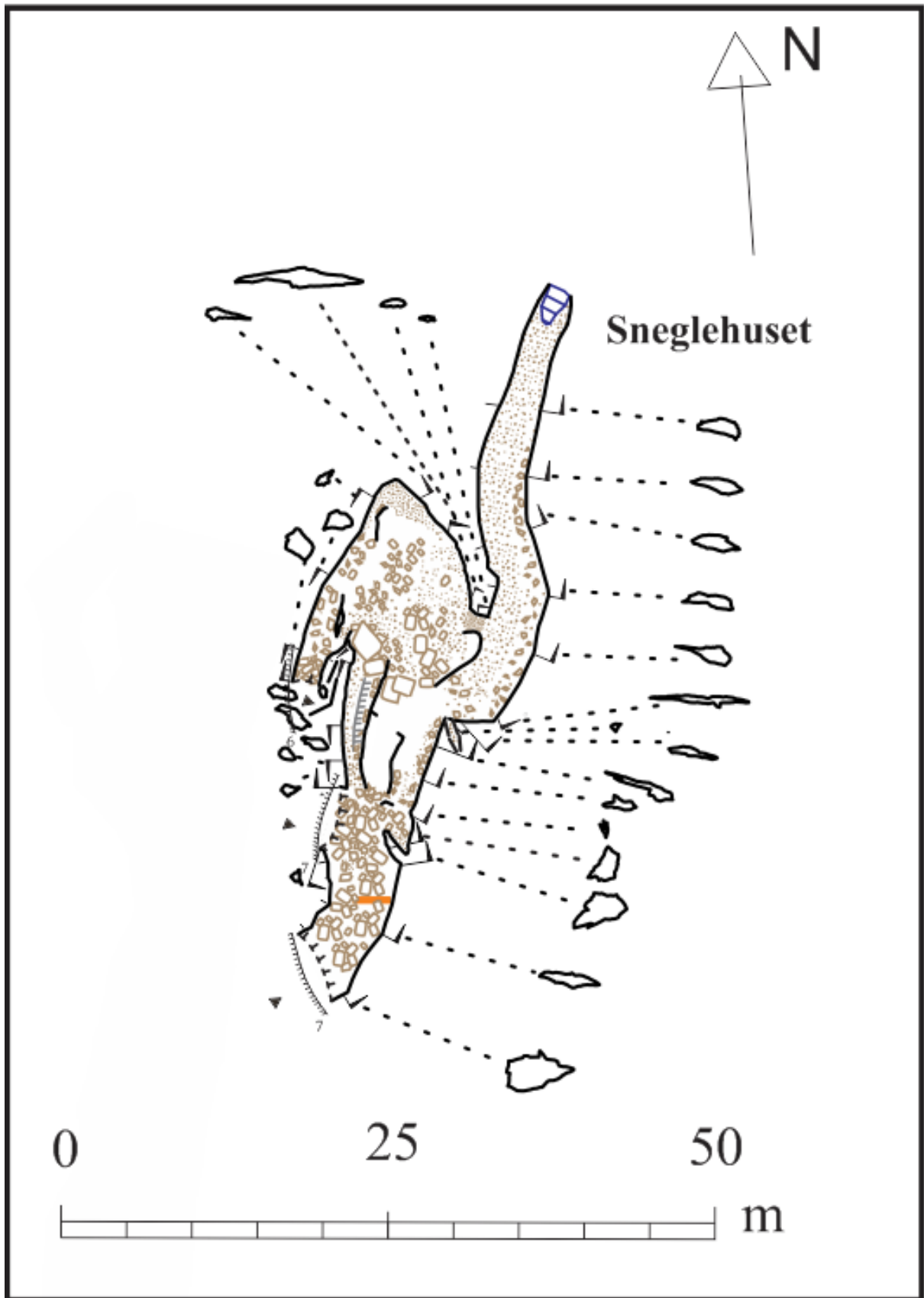
4.4.5 Sneglehuset

Denne grotten har fått navnet Sneglehuset på grunn av dens utseende minnet oss om et sneglehus. Grotten er tilknyttet Pluragjelet på østsiden.

Grotten har 3 dagåpninger ut til Pluragjelet. Disse er markert med henholdsvis tallene 7, 7 og 6 m. Dette betyr at det ligger 7, 7 og 6 meter høyere oppe i brattveggen tilknyttet Pluragjelet. Området mellom, som knytter grotteåpningene og Pluragjelet sammen, er dominert av nedfallblokker fra den bratte fjellveggen. De to største grotteåpningene er de som er markert med 7 m, innenfor disse er utgjør passasjen en hall bestående av store, kantede blokker som dekker hele gulvet. Det ble også observert drivved her.

Videre innover i grotten blir passasjen smalere og en må kripe ned et nivå for å fortsette innover. Hvis en holder seg til høyre heletiden, er denne passasjen delvis fylt med sand og noen steiner. Denne passasjen er den nordligste i grotten, og ender tilslutt opp i en vannlås, hvor sedimentene i bunn består av sand. Tverrsnitt av passasjen viser en mer linseformet, freatisk morfologi. Det er to sideganger utfra denne passasjen, en som vender mot øst og en mot vest. Sidegangen som vender vestover er egentlig en gang som kobler passasjen sammen med en åpen hall, men som er helt gjenfylt med sand. Sidegangen som vender østover munner ut i en smal passasje.

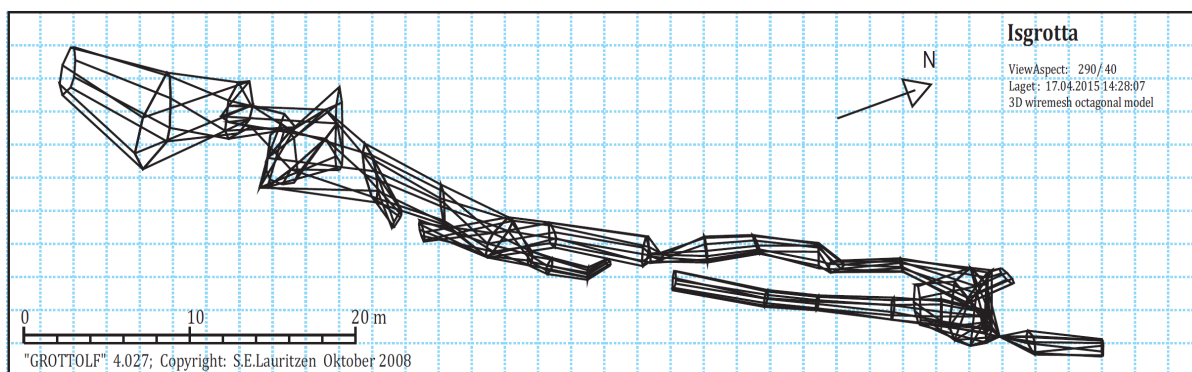
Den åpne hallen er dominert av blokker og steiner av forskjellig størrelse. Videre fra hallen er det passasjer i flere retninger, disse har også en freatisk morfologi og bunnen er enten dekket av grov sand eller stein og blokker i varierende størrelse. Et nærmere utsnitt av *Sneglehuset* er vist i figur 4.28.



Figur 4.28 Kartet viser et nærmere utsnitt av Sneglehuset. Kartet viser også grottas innhold og passasjenes tverrsnitt og innhold (tegnforklaring se Figur 4.22). Trekantene illustrerer hvor grotteinngangene er.

4.4.6 Kartlegging og beskrivelse av Isgrotta

Kartleggingen av Isgrotta ble gjort i tett samarbeid med Heidi Ims i perioden 24.08.14-25.08.14. Grottas totale lengde ble kartlagt til å være 132 m (Figur 4.29). Grotta fortsetter videre innover i fjellet men det var ikke nok tid til å kartlegge hele grottas utstrekning. Det totale volumet kartlagt er beregnet av Grottoolf til å være 633.2 m³. Den vertikale differansen mellom grottas høyeste og lavest punkt er på 15,7 m.



Figur 4.29 Oktagonal 3D projeksjon av Isgrotta. Figuren er modellert i Grottoolf.



Figur 4.30 Oversiktsbilde over Isgrotta og dens innganger.

Isgrotta har to åpninger ut i dagen, disse er kalt hovedåpning og åpning 2 (Figur 4.31). Grottas åpninger er lokalisert i en stor forsenkning i terrenget hvor det renner en liten bekk som forsvinner ned i åpning 2 (Figur 4.30). Vannet renner ned langs en skiferkontakt. Isgrotta utgjør en nedfallsdoline, et bekkeløp samt to grotteinnganger. Marmoren som grotta er omkranset i er lysgrå og båndet. Isgrotta har hovedsakelig passasjer av vados morfologi.

For å komme videre fra den åpne hallen og videre inn i selve grotten, i nordøstlig retning, må en stige ned et nivå. Her er bunnen helt dekket av små og store nedfallsblokker. Passasjen er nokså smal og strekker seg videre innover i omtrent 14-15 m før en kommer til en stor blokk. Parallelt med denne passasjen, på venstre siden når en beveger seg innover, er det en annen grottepassasje. Den har to åpninger som knytter den til hovedpassasjen. Langs denne er det observert en skiferkontakt, markert med grønt på grottekartet.



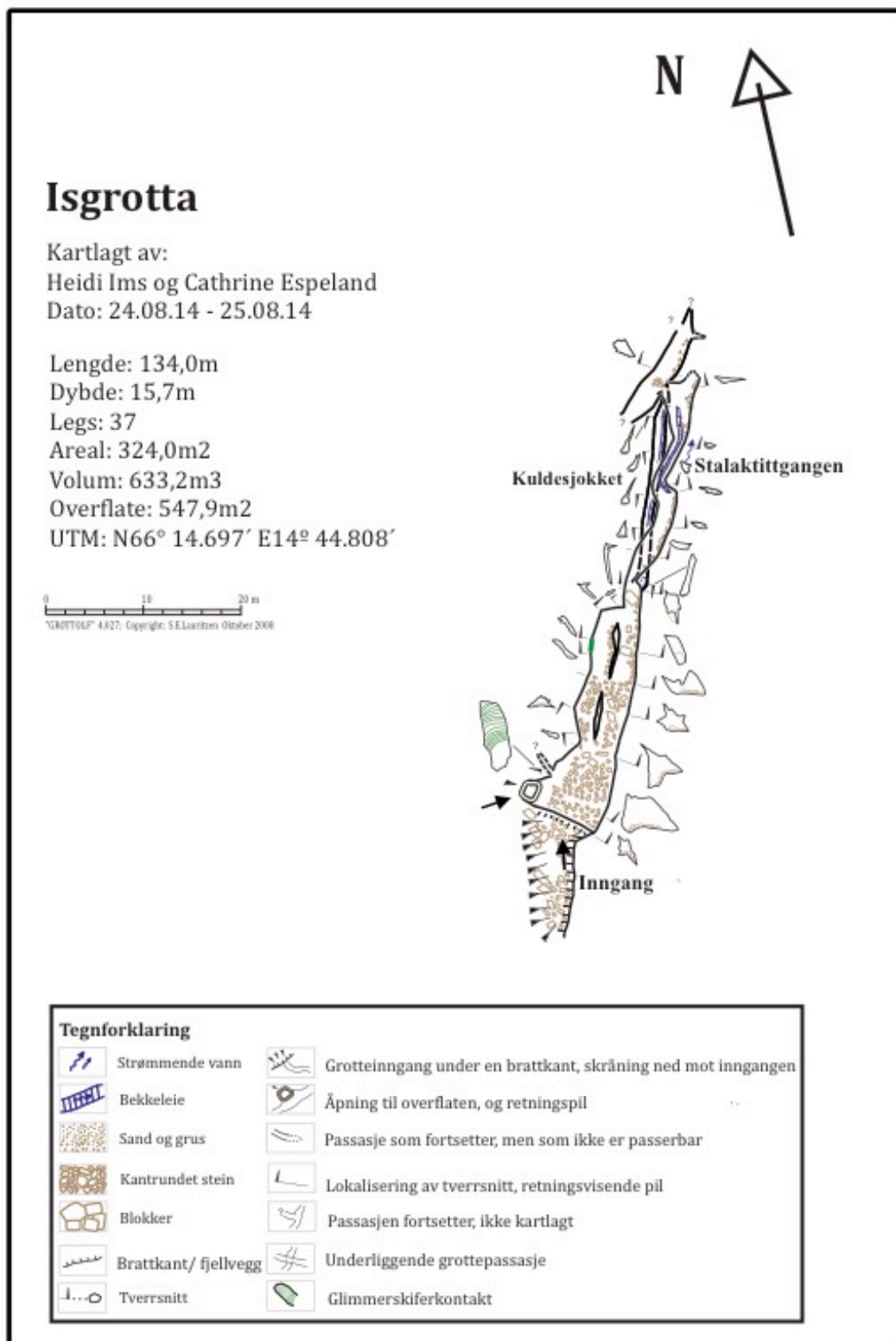
Figur 4.31 Bildet viser grottas to åpninger, sett fra når en står inni grotta. Langs åpning 2 er det observert en skiferkontakt.

Videre kommer en til et punkt hvor passasjen deler seg opp i en overliggende og en underliggende passasje. Den overliggende passasjen er kalt for Stalaktittgangen, og den underliggende for Kuldesjokket (Figur 4.32). I begge passasjene er det observert litt vann og sedimenter i form av små steiner langs gulvet. Stalaktittgangen er omtrent 20 meter lang og har fått sitt navn på grunn av observerte stalaktitter. De varierte i størrelse fra noen få mm og opptil omtrent 3 cm. Passasjens tverrsnitt er linseformet og viser en svak freatisk morfologi.

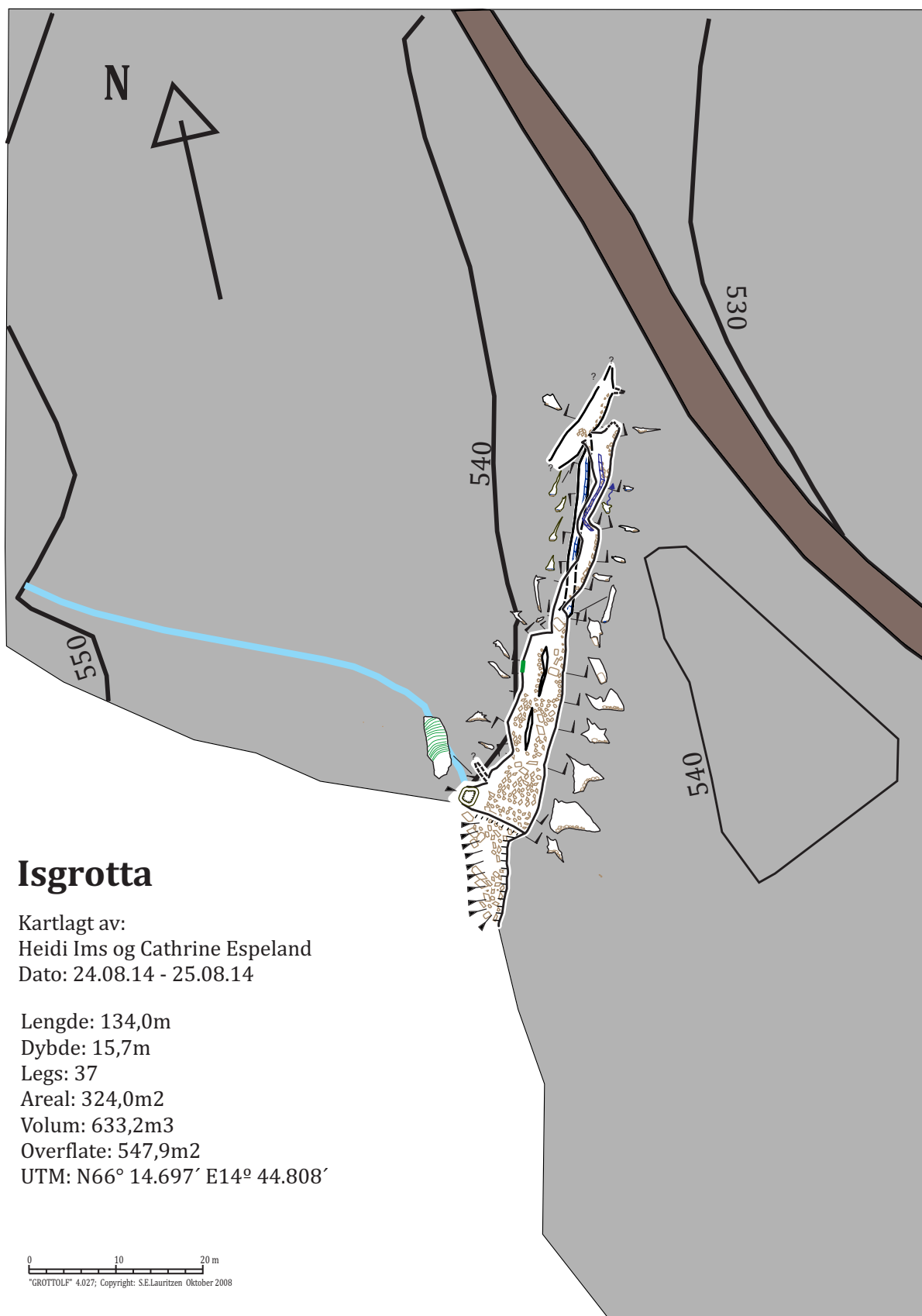
Stalaktittgangen munnet ut i en åpen hall, hvor en også finner forbindelsen til den underliggende passasjen, Kuldesjokket. Ut i fra hallen fortsetter grottens forløp videre i nordøstlig retning og danner grunnlag for videre kartleggingsarbeid, da en ikke fikk tid til å gjøre mer i denne omgang.

Kuldesjokket er en passasje som er omtrent 20 m lang og som strekker seg i en etasje under Stalaktittgangen (Figur 4.32). Tverrsnittet av passasjen er av svak freatisk morfologi, der taket det ser ut til at passasjen følger en smal sprekk. Kuldesjokket var en smal passasje å ta seg frem i hvor en måtte kripe i iskaldt vann, derav navnet. Følger en passasjen, fra nord mot sør, kommer en tilbake til det punktet hvor de to passasjene delte seg i utgangspunktet.

Grottekart over Isgrotta er vist under i Figur 4.32 og 4.33.



Figur 4.32 Grottekart over Isgrotta med tegnforklaring. Kartet viser også grottas innhold og passasjenes tverrsnitt og innhold.



Figur 4.33 Grottekart av Isgrotta vist i forhold til terrenget rundt. Kartet viser også grottas innhold og passasjenes tverrsnitt og innhold (tegnforklaring se Figur 4.32).

5 DISKUSJON

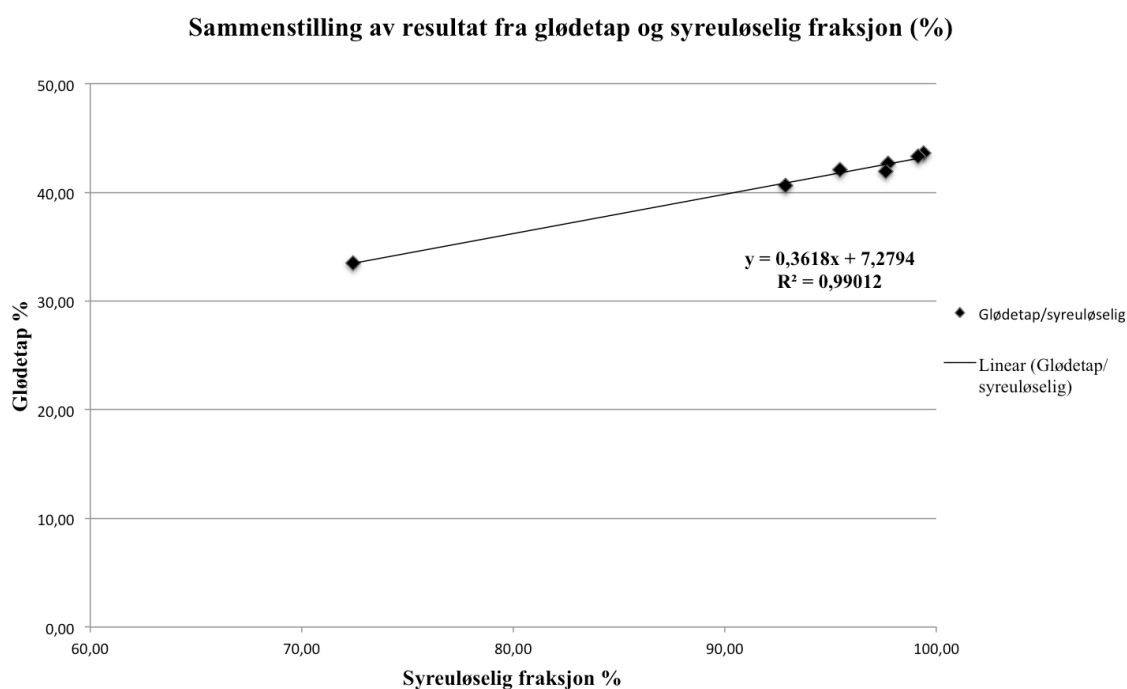
5.1 Laboratorieundersøkelser av bergartsprøver

5.1.1 Glødetap og syreuløselig fraksjon

Både glødetaps og syreuløselighetsanalysen er begge metoder som indikerer bergartens renhet. Som tidligere nevnt skal en bergart bestående av 100% CaCO₃ teoretisk ha et glødetap på 44 %. Dersom det er høyere kan prøven inneholde andre karbonatmineraler enn kalsitt, eller at forsøkene er utført feil. Resultatene viste at prøve 1 og 5 skilte seg ut. Ut i fra glødetaps- og syreuløseligrest analysene viste prøve 5 at den hadde et lavere glødetap, og en høyere syreuløselig rest i forhold til de andre marmorprøvene. I følge NGUs klassifiseringssystem(Gjelle & Sigmond, 1995) av karbonatbergarter kan prøve 5 klassifiseres som en uren-karbonatbergart. Prøve 1 er en glimmerskifer bergart og ble naturligvis klassifisert som en ikke-karbonatbergart. Derimot viste glødetapet til denne prøven å være betydelig høyere enn antatt, slik at det er nærliggende å anta at noe må ha gått gale under glødingen av prøven. De andre bergartsprøvene ble klassifisert som svært rene marmorbergarter(kalsitt). En lik tilnærming for klassifisering av marmorbergarter er gjort av Skutlaberg (2003), der hun har analysert bergartsprøver fra lagpakken rundt Grønli-Setergrottesystemet. I tillegg til syreuløselighets analysen av bergartene har hun videre klassifisert bergartene basert på resultater fra XRF. Det har gjort at hun kunne gjøre en mer spesifikk klassifisering av bergartene enn det som er gjort i denne oppgaven.

En bergart med høyt karbonatinnhold skal gi et nokså høyt glødetap og lav syreuløseligfraksjon, slik at en sammenstilling av resultatene kan fungere som en kontrollsjekk. Illustrert i et diagram(Figur 5.1) er resultatene fra glødetaps analysen sammenstilt med resultatene fra syreuløselighets analysen for de 7 marmorprøvene. Dette er gjort for å vise i hvilken grad resultatene fra disse to analysene korrelerer med hverandre. Teoretisk vil den beste korrelasjonen av resultatene være når $R^2 = 1$. I dette tilfellet er korrelasjonskoeffisienten R^2 beregnet til å være 0.99, altså korrelerer resultatene fra disse to analysene veldig bra. Glimmerskifer prøven er utelatt fra denne sammenstillingen med hensyn på at det ikke er en marmorprøve.

Titringene av den syreløselige fraksjonen av prøvene viste at prøve 3 var den eneste av marmorprøvene som fikk påvist magnesium innhold. Mg/Ca forholdet for prøven viste 0,053. Titringen av løsningen fra kinetikkforsøket viser derimot at prøve 5 var den eneste som fikk påvist magnesium innhold. Dette er med på å underbygge at prøve 5 ikke er like ren som de andre marmorbergartene.



Figur 5.1 Sammenstilling av resultatene fra glødetaps- og syreløseligfraksjons analyse av 7 marmorprøver. Korrelasjonskoeffisienten er beregnet til å være $R^2 = 0,99012$.

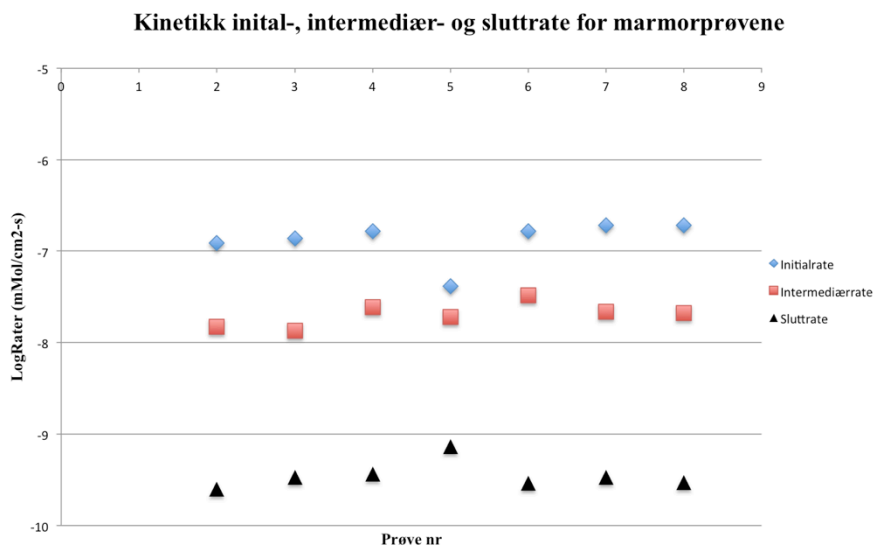
5.1.2 Kinetikk

De fleste av kinetikk-kurvene viste en rask stigning i begynnelsen, et tydelig knekkpunkt hvoretter de flatet gradvis ut ettersom løsningen nærmer seg metning. Den raske stigningen i begynnelsen av forsøket kan skyldes knusing av korn mellom magnetrøreren og bunnen av beholderen, i tillegg til at vannet er undermettet på CaCO_3 . Ut i fra LogRate kurvene er det vanskelig å bestemme overgangen mellom region 1 og 2 og region 2 og 3, da de var ganske jevne. Det spesifikke overflatearealet til prøvene er underestimert på grunn av knusingen av kornene i løpet av forsøket. Det vil også være usikkerheter tilknyttet ratene regnet ut for de

ulikebergartene på grunn av en overestimering av overflatearealet til pulveret brukt i forsøkene.

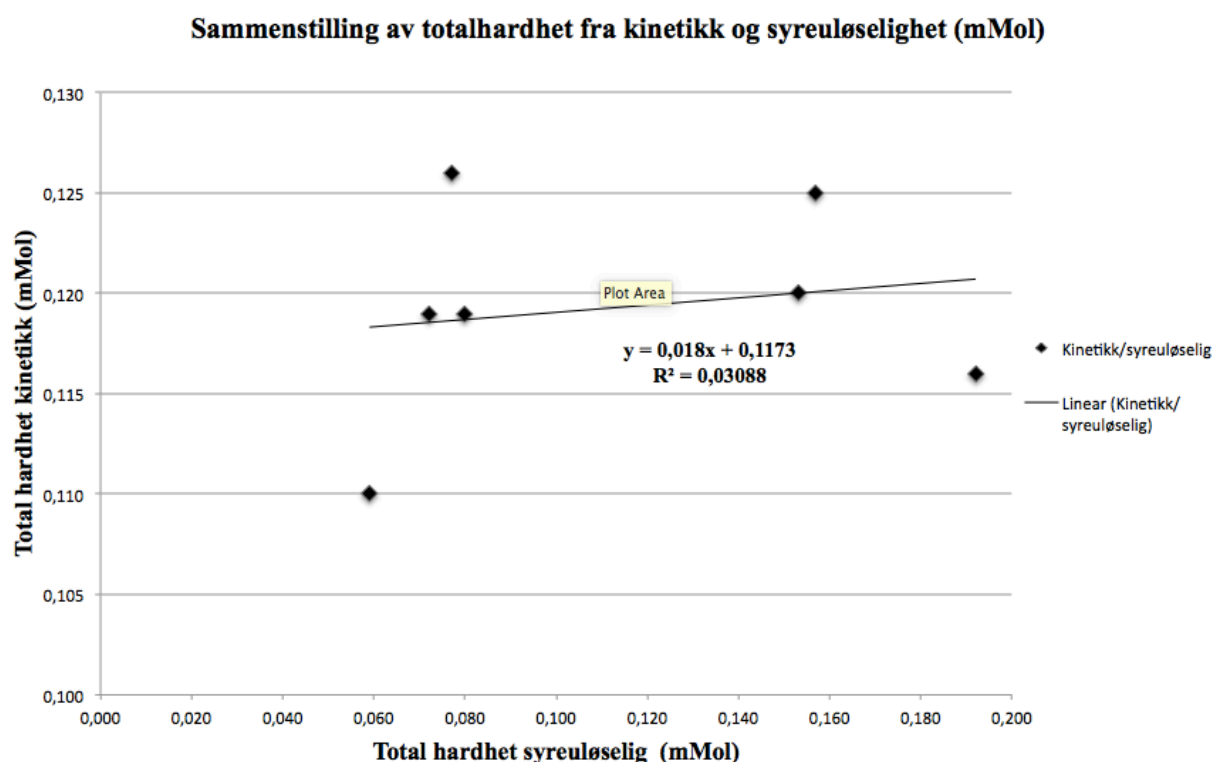
De ulike oppløsningsratene for bergartsprøvene er forholdsvis like, med unntak av prøve 5. Oppløsningsratene for denne prøven skiller seg ut med en lavere initialrate og en høyere sluttrate enn de andre prøvene (Figur 5.2). Ratene beregnet for de rene marmorprøvene har generelt en høy initialrate. En uren karbonatbergart er for lite grunnlag til å si noe om oppløsningsratene for urene- kontra rene bergarter. I sitt studie av bergartsprøver kom Skutlaberg (2003) frem til at rene kalsittmarmor er som regel har høyest initialrate og når raskest en stabil sluttrate, mens urene bergarter har en lavere initialrate og bruker lengre tid til metning. Hun fant også at den samme trenden gjaldt for intermediæraten, mens sluttraten i mange tilfeller er høyere hos dolomitter og urene bergarter (Skutlaberg, 2003).

Ut i fra glødetaps- og syreløseligfraksjons analysene ble det påvist at prøve 5 bestod av en uren marmor, slik at en kunne til en viss grad forvente dette resultatet. Fra titrering av vannløsningen fra kinetikk-eksperimentet ble det ikke påvist noe magnesium innhold i løsningen for prøve 5. Titreringen av syreløseligrest derimot viste at den inneholdt magnesium.



Figur 5.2 Alle LogRater i form av initial-, intermediær-, og sluttrater for marmorprøven er plottet mot parallelt med hverandre.

Den kjemiske sammensetningen til vannløsningene fra henholdsvis kinetikk-forsøkene og syreuløselighetsforsøkene er bestemt ved hjelp av titrering mot EDTA og EGTA. Resultatene er vist i figur 5.3, hvor den totale hardheten til prøvene fra begge forsøkene er sammenstilt i et diagram. Av figuren kommer det frem at korrelasjonen er dårlig, med en korrelasjonskoeffisient på $R^2 = 0,03$. Det samme mangelen på korrelasjon fremkommer i studiet av marmoren ved Grønlig-Setergrottesystemet gjort av Skutlaberg (2003). Av studiet hennes har hun tolket det dithen at bergarter som består av en stor andel oppløselige karbonater ikke nødvendigvis løser seg opp mer i normalt karst vann enn bergarter med mindre andel løselige karbonater (Skutlaberg, 2003).



Figur 5.3 Sammenstilling av total hardhet ved titrering av vannløsninger fra syreuløselighets-forsøket og kinetikk-forsøket. Figuren viser at korrelasjonen er dårlig da $R^2 = 0,03$.

I likhet med studiene gjort av Skutlaberg (2003), viser magnesiuminnholdet i vannprøvene fra kinetikk- og syreuløselighets-forsøket gjort i denne oppgaven en dårlig korrelasjon.

5.1.3 Forvitningsprøver

Plurdalen er lokalisert mellom to fjelltopper som hovedsakelig består av glimmerskifer. Av forvitningsprøvene samlet inn ble to av prøvene analysert for dypforvitningsprodukter. Ut i fra analysene ble det påvist mineralene kloritt og illitt, som begge er forvitningsprodukter etter langvarig kjemisk nedbrytning av glimmerskifer. Forvitningsprøvene ble samlet inn fra "råtten" og oppsmuldret glimmerskifer slik at en kunne til en viss grad forvente forekomsten av kloritt og illitt. Prøvene ble undersøkt i håp om å påvise subtropiske dypforvitningsmineraler som smekktitt (svelleleire) og kaolinitt, disse ble ikke funnet.

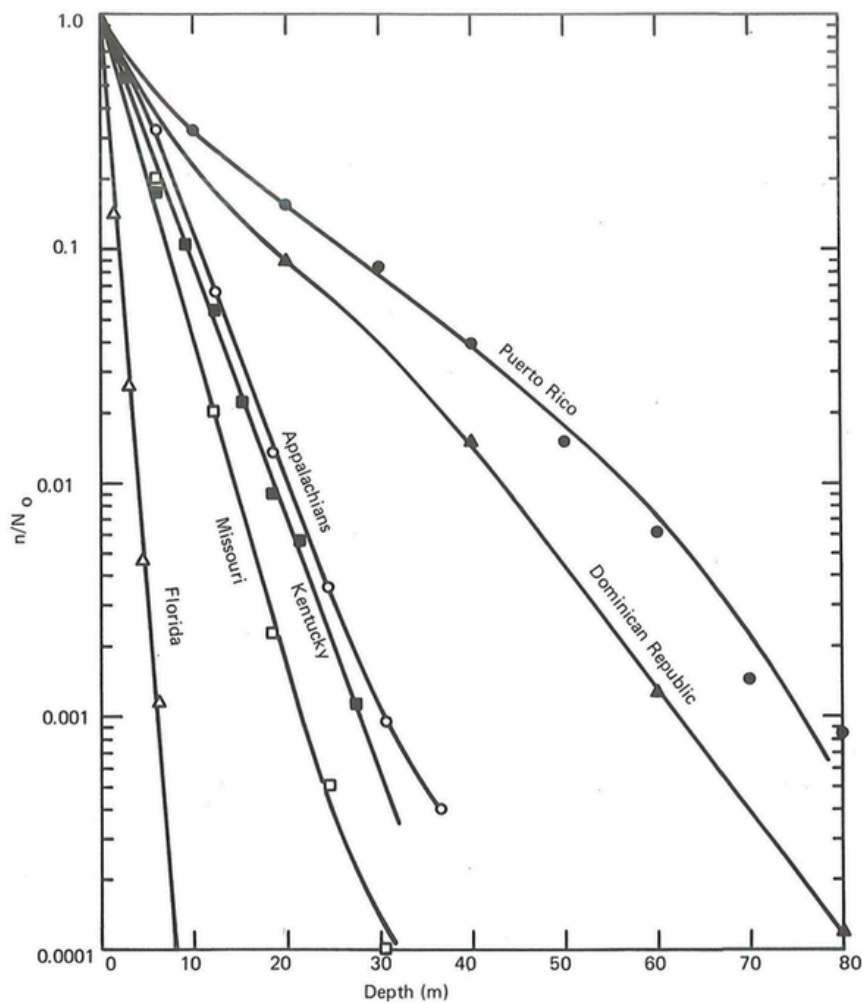
Det er få områder i Norge at dypforvitring har stor arealutbredelse, da det meste ble erodert bort gjennom millioner av år (Olesen et al., 2007). Det er gjort funn av dypforvitningsmineraler bevart dypt nede i sprekker i bergarten, fra da klimaet i Norge var subtropisk, i Oslo-regionen og i Sør-Sverige (Olesen et al., 2007). Professor Karna Lidmar-Bergström ved Universitet i Stockholm er en av de som har forsket på berggrunnen og landskapsformer i Sør-Sverige og har gjennom studiene funnet et opptil 60 m tykt lag av forvitningsmateriale under sedimentære bergarter av sen jura og kritt alder (Lidmar-Bergström, 1995).

Det at bare 2 av prøvene ble analysert for forvitningsprodukter skyldes mangelfulle ressurser. På bakgrunn av dette er det gjort for få analyser til i det hele tatt kunne påvise eller utelukke rester etter dypforvitring i området. Det er også spor etter isskuring i området slik at en vet at isen har erodert på underlaget, men ikke i hvilken grad den har påvirket resultatene fra forvitningsprøvene. Diffraktogrammene til de to prøvene oppviste i tillegg mye støy, slik at hvor mye av mineralene kloritt og illitt prøvene inneholdt kan det også stilles spørsmåltegn ved.

5.2 Doliner

Dolinene registrert i øvre Plurdalen grupperer seg i to populasjoner med ulik penetrasjon i overflaten. Med et såpass tydelig knekkpunkt i kurven, kan en tolke det dithen at det er en eldre populasjon av store og dype doliner (lite antall), og en yngre populasjon av små og grunne doliner (stort antall).

Sammenliknet med diagrammet fra White (1988), så ser en den samme effekten, bare at i øvre Plurdalen har en to doline populasjoner innenfor samme område. Florida, som er et meget grunt område med lavt relieff i dolinene, har en høy koeffisient, mens velutviklet mogotekarst som den Dominikanske republikk og Puerto Rico, har lav indeks (Figur 5.4 og Tabell 5.1) (White, 1988). Dette reflekterer det interne relieffet i karstlandskapet, og deres modenhet.



Figur 5.4 Fordelingen av doline frekvens plottet mot dyp i 6 karst regioner. Figur etter White (1988).

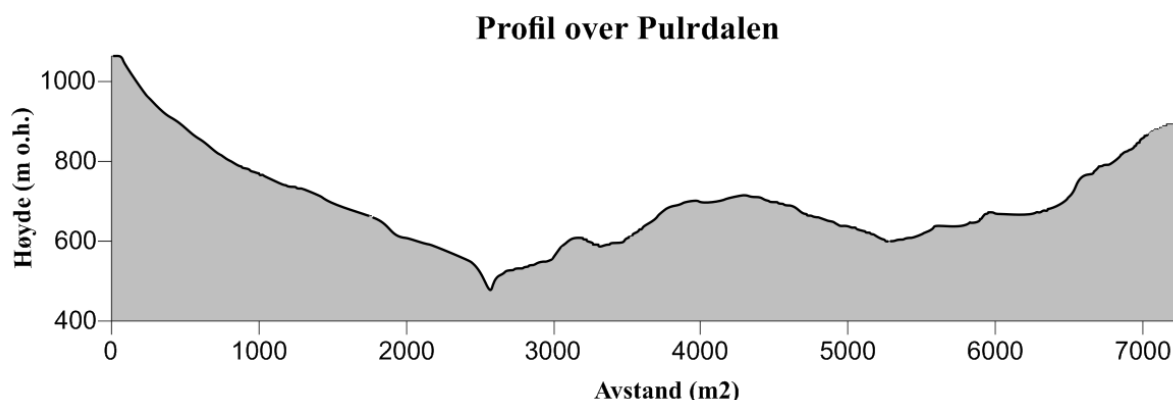
Tabell 5.1 Halveringsdyp for Florida, Missouri og Puerto Rico.

Område	K (m-1)	Z _{1/2} (m)	R ²
Florida	1,18	0,59	0,99
Missouri	0,31	2,2	0,99
Puerto Rico	0,088	7,9	0,99

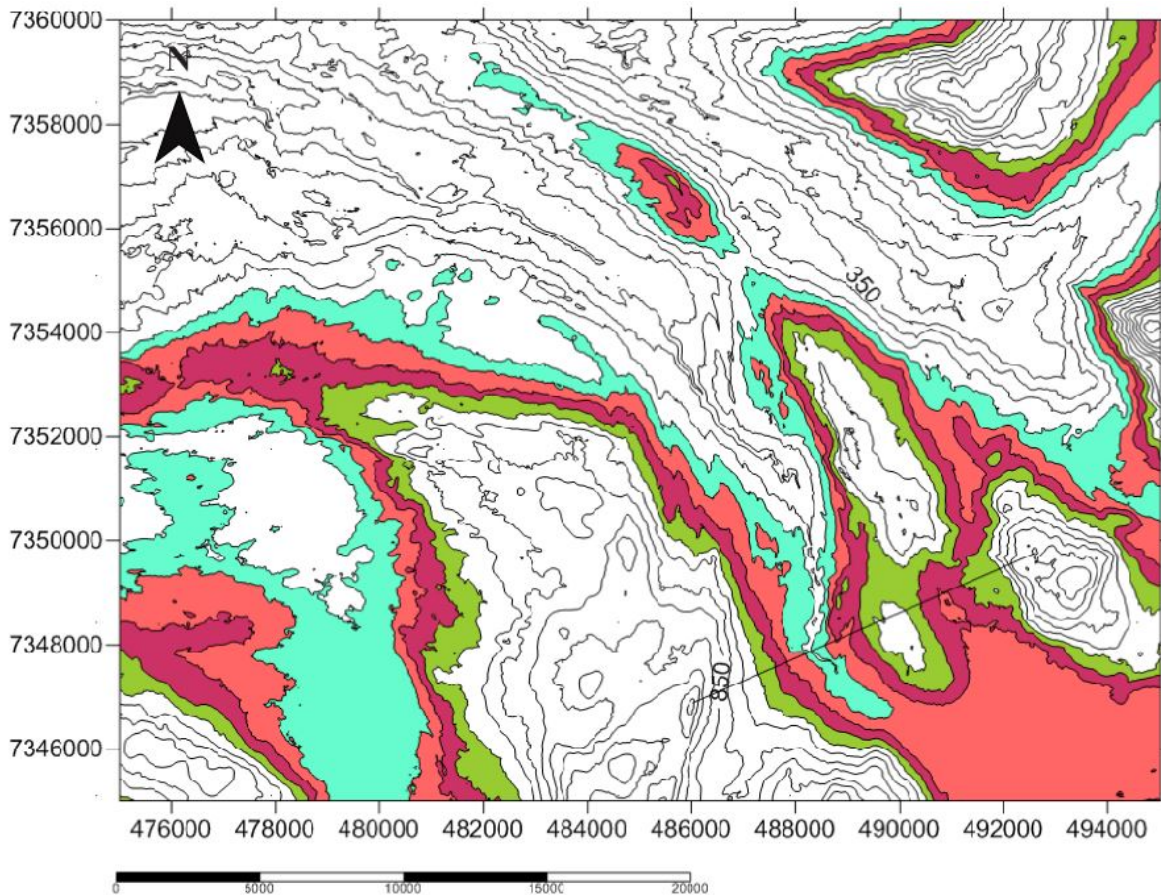
Et tverrprofil av øvre Plurdalen viser at overflatene fordeler seg generelt sett nokså jevnt i området (Figur 5.5). En større andel overflater fordeler seg imidlertid innenfor høydeintervallet 550 – 650 m o.h (Figur 5.6). Kallvatnet som er lokalisert rundt 564 m o.h. dekker et stort areal, disse overflatene er derfor ekskludert fra analysen da de ville påvirket resultatene med unormalt mye overflater rundt denne høyden.

Histogram som viser dolinefrekvensen innenfor de ulike høydeintervallene (Figur 4.13 og Vedlegg 3) viser at det er registrert flest doliner innenfor høydeintervallet 500 – 600 m o.h.. Dette intervallet skiller seg ut ved at det inneholder flere dype, store doliner, og samtidig små. De andre høydeintervallene inneholder hovedsakelig små og grunne doliner.

Med mest overflateareal fordelt innenfor 550 - 650 meters intervallet, i tillegg til størst antall dype doliner kan den mest nærliggende forklaringen være at dolinene har hatt lengre tid til å utvikles i dette høydeintervallet, i forhold til de andre.



Figur 5.5 Tverrsnitt over Plurdalen som viser en nokså jevn fordeling av overflater. Dalen viser en åpen og vid utstrekning.



Figur 5.6 Konturkart for over et større areal av Plurdalen laget i Surfer. Den turkise fargen representerer høydeintervallet 500 m o.h., lyse rosa 550 m o.h., mørke rosa 600 m o.h. og grønn 650 m o.h. En rute på kartet tilsvarer 10 x 10 m.

I området mellom høydeintervallet 500 - 550 m o.h. er det også store flater som utgjør et slettelandskap enkelte steder (Figur 5.6). Disse overflatene er lokalisert i mellom 3 fjelltopper bestående av glimmerskifer. Overflatene kan muligens være rester etter tre gamle landformer, hvor slettene er kan representere tidligere dalskuldre.

Dolinene i Plurdalen gjenspeiler et landskap med relativt lavt relieff. Knekkpunktet i kurven som viser to doline populasjoner i Plurdalen kan tyde på at de er dannet adskilt i tid (utviklingstid). De store dolinene kan tolkes til å ha overlevd fra siste istids periode, da disse er større, dypere og mindre i antall. De yngre er mye større i antall og grunnere. De store dolinene kan ha overlevet siste istid, og dermed har fått et forsprang i størrelse framfor alle de små. De små dolinene er kanskje små nok til å være dannet postglasialt.

5.3 Grottedannelse

5.3.1 Dannelse av Pluragjelet og dets tilknyttede grotter

Ved aldersbestemmelse av en grotte, er det viktig å vurdere grottens størrelse i diameter, i tillegg til grottas plassering i terrenget i forhold til dalbunnen (Lauritzen, 1990). De relikte freatiske passasjene observert er dannet under forhold med et høyere grunnvannsspeil en dagens. Dersom grotta er lokalisert høyere oppe i dalsiden, må dalen enten vært fylt med is, eller med fjell for å oppfylle disse kravene (Lauritzen, 1990). Lauritzen (1990) regner en gjennomsnittlig dal-erosjonsrate (glasialer og interglasialer) til å ligge mellom 0,15 - 0,55 m/ka (Nesje et al., 1989). Øvrevik (2002) har i sine studer av Grønligrotta kommet frem til en at en maksimumsalder for dannelsen av Rødvassdalen må være et sted mellom 1,3 millioner og 360 000 år siden. Raten for glasial dalerosjon vil derfor være en begrensning på en grottes maksimale alder (Øvrevik, 2002). Korrosjonsrater for interglasialer og glasialer vil være ulike som følge av forskjeller i klima og tilgangen på CO₂. Under modelleringer for å finne en grottes alder er den radielle passasjeutvidelsen under glasiale forhold regnet av Lauritzen (1990) for å være på 0,5 til 1,0 mm/ka. For interglasiale perioder er den radielle passasjeutvidelsen regnet til å være mellom 200 og 600 mm/ka (Lauritzen, 1990). Korrosjonsratene under er interglasial periode er betydelig høyere enn i en glasialperiode. Sammenlignet med ratene beregnet i dette studiet samsvarer disse med de Lauritzen (1990) opererer med.

En gjennomsnittlig diameter på grottepassasjene i Sneglehuset er anslått til å være omtrent 3,8 m, som tilsvarer en radius på 1,9 m. Den gjennomsnittlige korrosjonsraten beregnet fra bergartsprøven tatt i Pluragjelet er på 2,2 mm/år (2200 mm/1000 år). Denne raten er antagelig overestimert. Med denne korrosjonsraten vil det ha tatt minst 800 år for utvikle Sneglehuset til den størrelsen den har i dag. For HimsHams grotten med en gjennomsnittlig diameter på 2,5 m (radius på 1,25 m), ville det tatt omtrent 500 år for å danne denne. Disse estimatene gir ikke en alder for grottene, men en minimums tid det har tatt for å danne dem. Tverrsnitt av Pluragjelet har et gjennomsnittlig dyp på omtrent på 50 m (vertikalt). Minimumsalderen for dannelsen av elvenedskjæringen er da beregnet til å være omtrent 11 000 år, dersom en antar at utviklingen ren korrosjon og ser bort fra erosjon fra fluvial abrasjon og plukking.

Pluragjelet utgjør en del av elva Plura som har skjært seg ned langs dalbunnen og strømmer nordover i Plurdalen. I elver og bekker varierer vannføringen med sesong og flomforhold. I

tiden før Kallvatnet ble oppdemmet er det mest nærliggende å anta at vannføringen i Plura var betydelig høyere enn i dag. Det er derfor foreslått at dannelsen av grotter i ulike høydenivåer har skjedd som en følge av periodevis fluvial korrosjon under perioder med høy vannføring. I følge Wolfe (1967) er elven Plura tolket til å være en postglasial elv, altså dannet i tiden etter siste istid. Pluragjelet og dets tilhørende grotter, som er en del av Plura, er derfor også tolket til å være dannet postglasialt. De freatiske passasjene som forgreiner seg i Sneglehuset og grottens tre innganger kan tyde på at grotta er en labyrintgrotte. En slik dannelse underbygger antagelsen om en varierende vannføring i elva. Ut i fra disse studiene er det mulig å anta at postglasial grottedannelse kan foregå relativt hurtig.

5.3.2 Dannelse av Isgrotta

Isgrotta består hovedsakelig av grottepassasjer av vados morfologi. Den vadose utformingen av grotta er mest sannsynlig relatert til bekkenedløpet der bekken renner ned i en av grottas innganger, på et tidspunkt da bekken hadde betydelige større vannføring til å kunne danne slike passasjer. Det er kartlagt for lite av Isgrottas totale lengde og utstrekning til å kunne klassifisere den som en labyrintgrotte. Dersom en skal antyde hvilken type grotte det er, basert på den kartlagte delen av grotta er det mest nærliggende å tolke den som en labyrintgrotte, da den har passasjer som forgreiner seg i ulike etasjer. Tverrsnitt av grottepassasjene i Stalakittgangen viser antydning til svak freatisk morfologi. Funn av stalaktitter kan tyde på at det er lengde siden den freatiske passasjen har vært aktiv.

Gjennomsnittlig dybde for de dypeste grottepassasjene i Isgrotta er anslått til å være omtrent 5 m, det tilsvarer en radius på 2,50 m. Den gjennomsnittlige korrosjonsraten beregnet fra bergartsprøven tatt nær Isgrotta er på 0,49 mm/år (490 mm/1000 år). Med denne korrosjonsraten vil det ha tatt minst 5000 år for utvikle Isgrotta til den størrelsen den har i dag, dersom en antar utviklingen har skjedd under samme forhold. Denne alderen er kun en minimumsalder til dannelsen av grotta.

I likhet med Isgrotta består Jordbrugottesystemet av både freatiske og vadose grottepassasjer. Wolfe (1967) har foreslått at grottesystemet har både en glasial og en postglasial utvikling, da den består av en øvre, freatisk seksjon, og en nedre seksjonen bestående av en enkeltpassasje av vados karakter. Det er også gjort funn av varvet leiravsetninger i Jordbrugrotta og Grønligrotta som kan dateres til å være omtrent 9000 år gammel (Noel & St Pierre, 1984). Det er spekulert i om Isgrotta kan tilknyttes Jordbrugottesystemet, da det i følge Hjorthen (1968)

fins en hel del sideganger som kan føre til systemet. Dersom det er en tilknytning mellom disse grottene kan en anta at en minimumsalder for Isgrotta vil være omtrent 15 000 år, en alder som også er tolket av Øvrevik (2002) til gjelde for Grønli-Setergrottesystemet. Begrensning i tid under feltperioden gjorde at en ikke fikk utforsket dette nærmere, slik at den påstanden verken kan bekreftes eller avkreftes. Men en vet med sikkerhet at grotta strekker seg mye lengre enn det som er kartlagt i denne oppgaven.

6 KONKLUSJON

- ◆ Denne hovedfagsoppgaven omhandler grotter og grottedannelse langs et tverrsnitt av Plurdalen, i Nordland. I motsetning til nabodalene har Plurdalen tydelige fluviale trekk, hvor mangelen på U-dalprofiler kan tyde på at den glasiere erosjonen har vært minimal igjennom kvartær. Plurdalen er meget rik på grotter som er utviklet i flere nivåer og hvis morfologi kan relateres til trinn i dalutviklingen.
- ◆ Gjennom en rekke laboratorieundersøkelser er bergartsprøver analysert for renhet, kalkinnhold og oppløsningshastighet. Forvittringsprøver samlet inn fra "råtten" og oppsmuldret glimmerskifer og analysert for dypforvittringsprodukter som smektitt (svelleleire) og kaolinit. Basert på resultatene av forvittringsprøvene, som bestod av mineralene kloritt og illitt, er det verken mulig å bekrefte eller avkrefte eventuelle spor etter dypforvittringsprodukter i området, da en på grunn av begrensende ressurser bare hadde mulighet til å analysere to prøver.
- ◆ Uti fra studiet av dolinetettheten i området kan det se ut til at en har to doline populasjoner, en eldre som består av få store doliner, og en yngre som består av mange små og grunne doliner. Den eldre populasjonen kan kanskje være dype nok til å ha overlevd siste istid da de har hatt et forsprang i utviklingstid, mens de yngre kanskje er små nok til å være postglasiere. Basert på analyser av overflate fordelingen av høydeintervaller i området kan en se ut at det er mye overflater i intervallet 550-650 m o.h. Dette intervallet skiller seg også ut ved å inneholde flest dype i tillegg til små og grunne doliner. På bakgrunn av dette er det foreslått at disse overflatene kan være rester etter tidligere paleiske dalskuldre.
- ◆ Pluragjelet utgjør en del av elva Plura som har skjært seg ned langs dalbunnen og strømmer nordover i Plurdalen. Korrosjonsrater beregnet for bergartsprøver samlet inn fra Pluragjelet gir en gjennomsnittlige korrosjonsrate på 2,2 mm/år (2200 mm/1000 år). Med denne raten vil det ha tatt minst 800 år for utvikle Sneglehuset til den størrelsen den har i dag. For HimsHams grotten ville det tatt minimum 500 år for å danne denne. Disse estimatene gir ikke en alder for grottene, men en minimums tid det har tatt for å danne dem. Minimumsalderen for dannelsen av elvededskjæringen er da beregnet til å være omtrent 11 000 år, dersom en antar at utviklingen ren korrosjon og

ser bort fra erosjon fra fluvial abrasjon og plukking. Pluragelet og dets tilhørende grotter er tolket til å være dannet postglasialt. De freatiske passasjene som forgreiner seg i Sneglehuset og grottens tre innganger kan tyde på at grotta er en labyrintgrotte. Ut i fra disse studiene er det mulig å anta at postglasial grottedannelse kan foregå relativt hurtig.

- ◆ Isgrotta består av både freatiske og vadose grottepassasjer. Den gjennomsnittlige dybden for de dypeste grottepassasjene i Isgrotta er anslått til å være omtrent 5 m. Den gjennomsnittlige korrosjonsraten beregnet fra bergartsprøven tatt nær Isgrotta er på 0,49 mm/år (490 mm/1000 år). Med denne korrosjonsraten vil det ha tatt minst 5000 år for utvikle Isgrotta til den størrelsen den har i dag, dersom en antar utviklingen har skjedd under samme forhold. Denne alderen er kun en minimumsalder til dannelsen av grotta. Det er spekulert i om Isgrotta kan tilknyttes Jordbrugottesystemet, da det fins en hel del sideganger som kan føre til systemet. Dersom det er en tilknytning mellom disse grottene kan en anta at en minimumsalder for Isgrotta vil være omtrent 15 000 år, en alder som også er tolket for Grønli-Setergottesystemet.

Videre forskning

I Plurdalen er det ikke gjort like omfattende speleologiske og hydrologiske undersøkelser av området som det er gjort i andre daler i Rana, til tross for dens mange grotter. Et forslag til videre forskning i området kunne vært å kartlegge Isgrotta fullstendig. Det kunne vært interessant å funnet ut om det var en forbindelse mellom Jordbrugrotta og Isgrotta.

REFERANSER

- Blake, K. P., & Olsen, L. (1999). Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, and isolation of a large ice mass in front of the Fennoscandian Ice Sheet. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 53(1), 1-16.
- Ford, D., & Williams, P. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. Chichester: Wiley.
- Fossen, H., Pedersen, R., Bergh, S., & Andresen, A. (2013). *En fjellkjede blir til. Oppbygningen av Kaledonidene; ca 500–405 millioner år. Landet blir til - Norges geologi* (2 ed.). Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Gjelle, S., & Sigmond, E. M. O. (1995). *Bergartsklassifikasjon og kartfremstilling: klassifikasjon av bergarter, rettleiding for forfattere av berggrunnskart, norsk-engelsk og engelsk-norsk ordliste*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Gustavson, M., & Gjelle, S. T. (1992). *Berggrunnskart; Mo i Rana; 1:250 000; trykt i farger: Norges geologiske undersøkelse*.
- H., B., & H, H. (1990). *Grotteliste i Rana*.
- Heeb, B. (2008). *Paperless Caving-An Electronic Cave Surveying System*. Paper presented at the Proceedings of the IV European Speleological Congress.
- Hjorthen, P. G. (1968). *Grotter og grotteforskning i Rana* (Vol. nr 9). Oslo: Universitetsforl.
- Horn, G. (1947). *Karsthuler i Nordland*. Oslo: Kommisjon hos H. Aschehoug.
- Lauritzen, S.-E. (1990). 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, 2.
- Lauritzen, S.-E. (2002). Kompendium I Grottekartlegging. *Norsk Grotteblad*, 39.
- Lauritzen, S.-E. (2005). *Karst as a weathering skin phenomenon: is there a simple, scaleindependent model for karstification*. Paper presented at the Proc. 15th Int. Cong. Spel.
- Lauritzen, S.-E. (2010). *Grotter: Norges ukjente underverden*. Oslo: Tun.
- Lauritzen, S.-E. (2014). Pluragrotta ved Mo i Rana. Retrieved 29.04.2015, from <http://www.uib.no/geo/62326/pluragrotta-ved-mo-i-rana>
- Lauritzen, S.-E., & Lauritsen, A. (1995). Differential diagnosis of paragenetic and vadose canyons. *Cave and Karst Science*, 21(2), 55-59.
- Lauritzen, S.-E., & Skoglund, R. Ø. (2013). Glacier Ice-Contact Speleogenesis. *Treatise on Geomorphology*, 6, 363-396.

- Lidmar-Bergström, K. (1995). Relief and saprolites through time on the Baltic Shield. *Geomorphology*, 12(1), 45-61.
- Moore, M. D., & Reynolds, C. R. J. (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals* (2 ed.): Oxford University Press.
- Nesje, A. , Kvamme, M. , Rye, N., & Løvlie, R. (1991). Holocene glacial and climate history of the Jostedalsglacier region, Western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 10(1), 87-114.
- Nesje, A. , Lauritzen, S.-E., & Dahl, S. O. (1989). Volume estimates of glacial erosion on the land surface in Nordland, Norway. *Dept. of geology, sect. B. Bergen University (Referanse fra Lauritzen, 1990)*, 38.
- 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.
- Olesen, O. , Dalsegg, E. , Elvebakk, H. , Gellein, J., & Rønning, J. S. (2007). Dypforvitring i Oslo-regionen: påvisning og oppfølgende undersøkelser.
- Otnes, J. (1954). En forholdsvis ukjent grotte i Nord-Rana. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 14(5-6), 362-364.
- Oxaal, J. (1914). *Grønligrotten i Rødvasdalen*. Kristiania.
- Palmer, A. N. (1991). Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1), 1-21.
- Pedersen, J. F. (2014). Gjennom grottekartlegging, kjemiske analyser av litologien og strukturgeologiske målinger, danne en plausibel dannelsesmodell for Burfjellgrotta, Rana, Nordland.
- 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. O., & Lauritzen, S.-E. (2011). Subglacial maze origin in low-dip marble stripe karst: examples from Norway. *Journal of Cave and Karst Studies*, 73(1), 31-43.
- Skoglund, R. Ø. , Lauritzen, S.-E., & Gabrovšek, F. (2010). The impact of glacier ice-contact and subglacial hydrochemistry on evolution of maze caves: A modelling approach. *Journal of Hydrology*, 388(1-2), 157-172.
- Skutlaberg, S. (2003). Paleohydrogeologi, bruddgeometri og litostratigrafi i GrønliSetergrottesystemet, Mo i Rana : av Sara Skutlaberg. Bergen: S. Skutlaberg.
- Søvegjarto, U. , Marker, M., & Graversen, O. (1988). *Berggrunnskart; Mo i Rana; 19271; 1:50 000; trykt i farger*: Norges geologiske undersøkelse.
- U. S. Department of the interior, U. S. G. S. (2001). A Laboratory Manual for X-Ray Powder Diffraction - Separation of silt and clay by decantation for x-ray powder diffraction

Retrieved 15.05.2015, from <http://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/htmldocs/methods/decant.htm>

U. S. Department of the interior, U. S. G. S. (2001). A Laboratory Manual for X-Ray Powder Diffraction- X-Ray Diffraction Primer. Retrieved 15.05.2015, from <http://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/htmldocs/xrpd.htm>

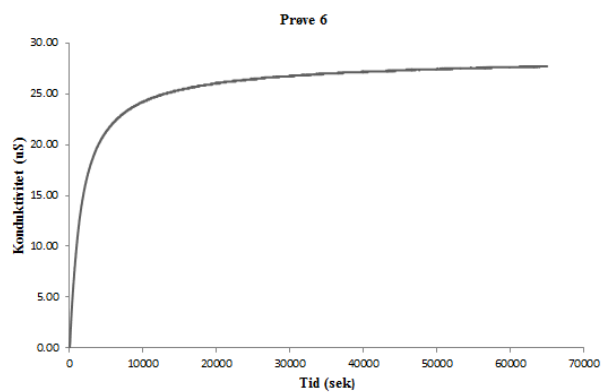
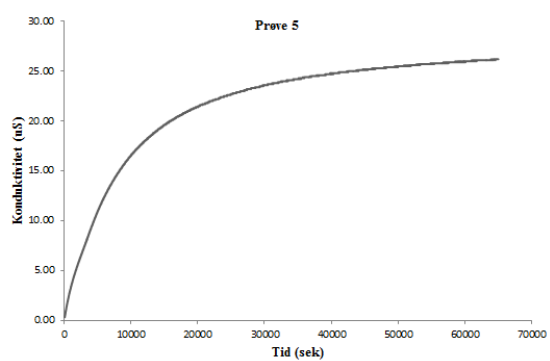
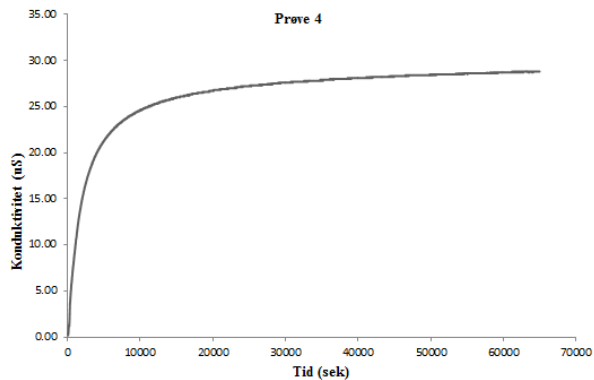
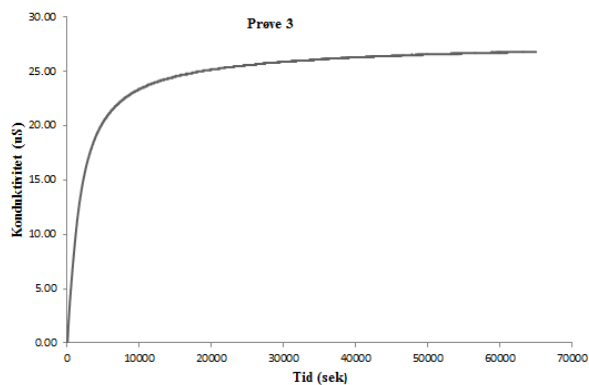
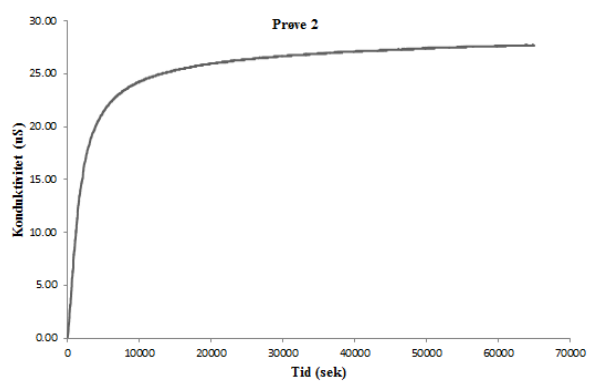
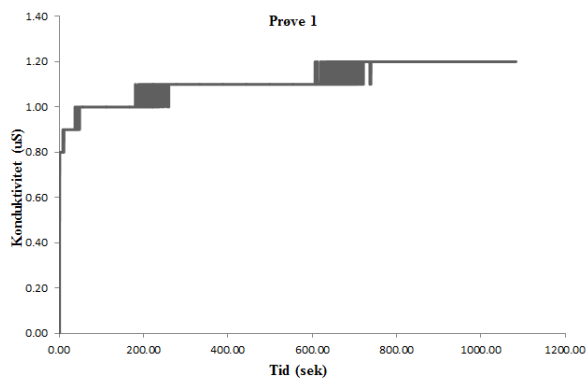
White, W. B. (1988). *Geomorphology and hydrology of karst terrains*: Oxford university press.

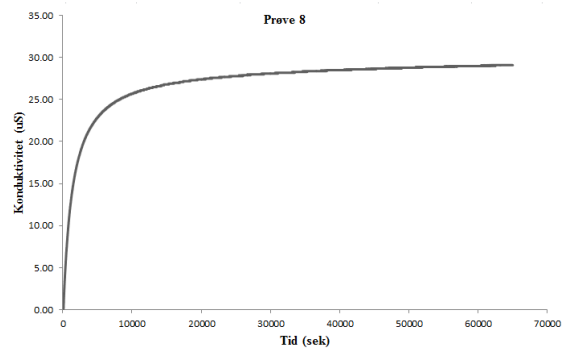
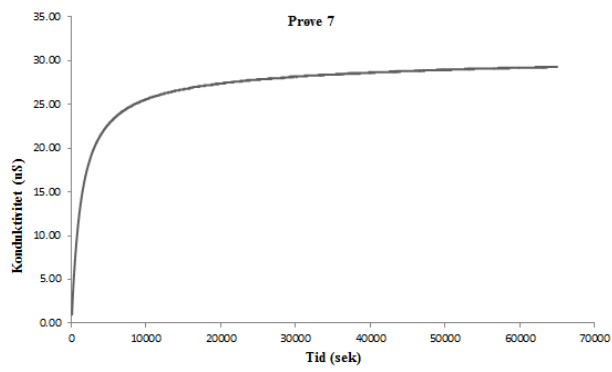
Wolfe, T. E. (1967). The Jordbruen Area of Northern Norway - An Example of High Latitude Karst. *National Speleological Society, Bulletin*, 29, 13-22.

Øvrevik, R. (2002). *Hydrogeologi og karstkorrosjon i Grønli-Seterakviferen, Mo I Rana*

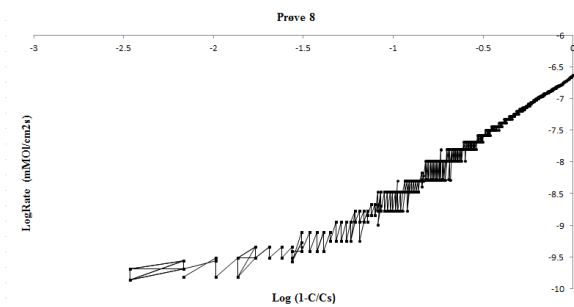
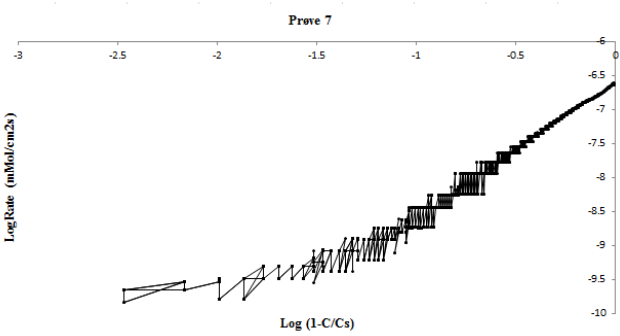
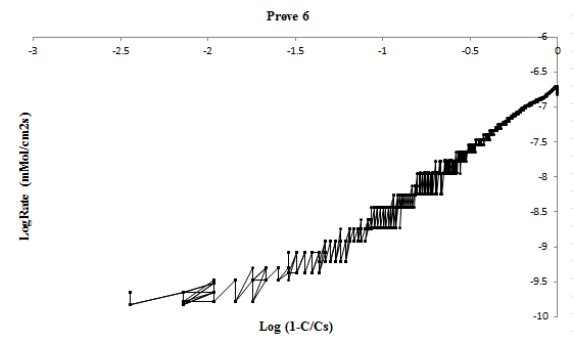
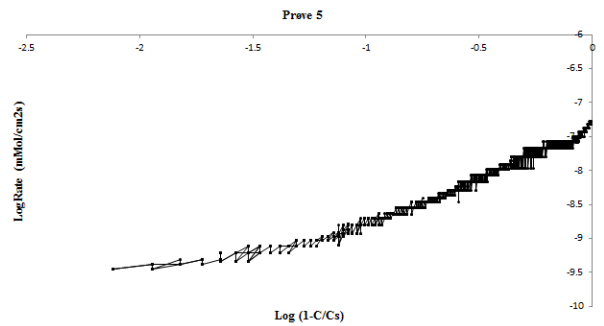
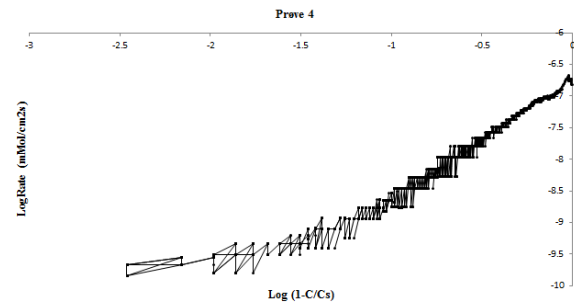
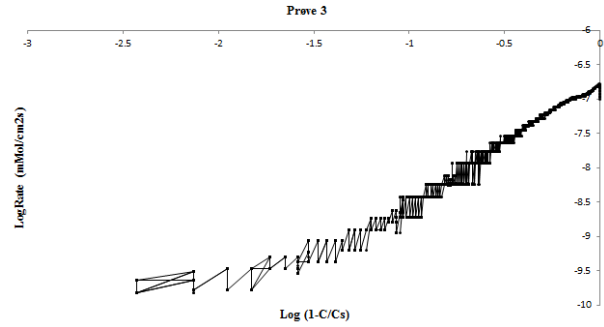
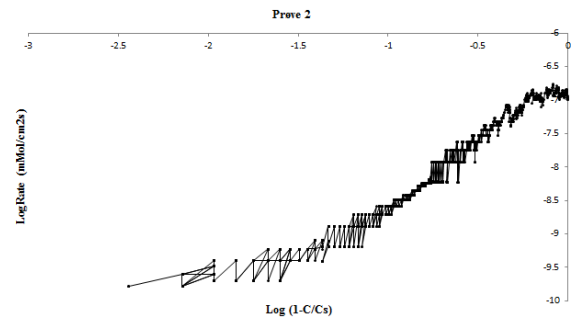
Vedlegg 1 – Resultat fra kinetikk-eksperimenter

Konduktivitet mot tid





LogRate (mMol/cm2s) mot Log (1-C/Cs)



Diverse data fra kinetikk-eksperimentene:

Prøve nr	Prøve (gr)	H2O (ml)	Start dato	Stopp dato	Start tid	Stopp tid	H0 (uS)	T0 (°C)	H00 (uS)	T00 (°C)	pH lab (°C)	Kappa lab (°C)
2	0,99	500	13.10.14	15.10.14	16:55:00	12:52:00	2,1	0,0	30,8	-0,1	9,96 (17,3)	23,7 (16,1)
3	0,99	500	15.10.14	17.10.14	16:10:00	11:45:00	2,1	0,1	29,9	-0,1	10,02 (15,6)	23,6 (16,1)
4	0,98	500	17.10.14	19.10.14	15:15:00	13:30:00	1,9	0,1	31,9	-0,1	10,15 (15,5)	25,8 (16,1)
5	1,00	500	20.10.14	22.10.14	14:50:00	10:45:00	1,6	0,1	29,3	-0,1	10,05 (17,5)	22,1 (15,5)
6	1,00	500	22.10.14	24.10.14	16:50:00	10:40:00	1,8	0,1	30,3	-0,1	10,08 (15,5)	27,4 (14,3)
7	1,00	500	24.10.14	26.10.14	18:34:00	13:55:00	1,8	0,0	32,1	-0,1	10,15 (15,7)	29,1 (13,9)
8	1,02	500	26.10.14	28.10.14	18:30:00	10:48:00	1,6	0,1	31,5	-0,1	10,16 (16,5)	24,2 (14,8)
1	1,02	500	28.10.14	29.10.14	15:13:00	12:57:00	1,8	0,0	3,1	-0,1	8,53 (18,5)	4,4 (15,17)

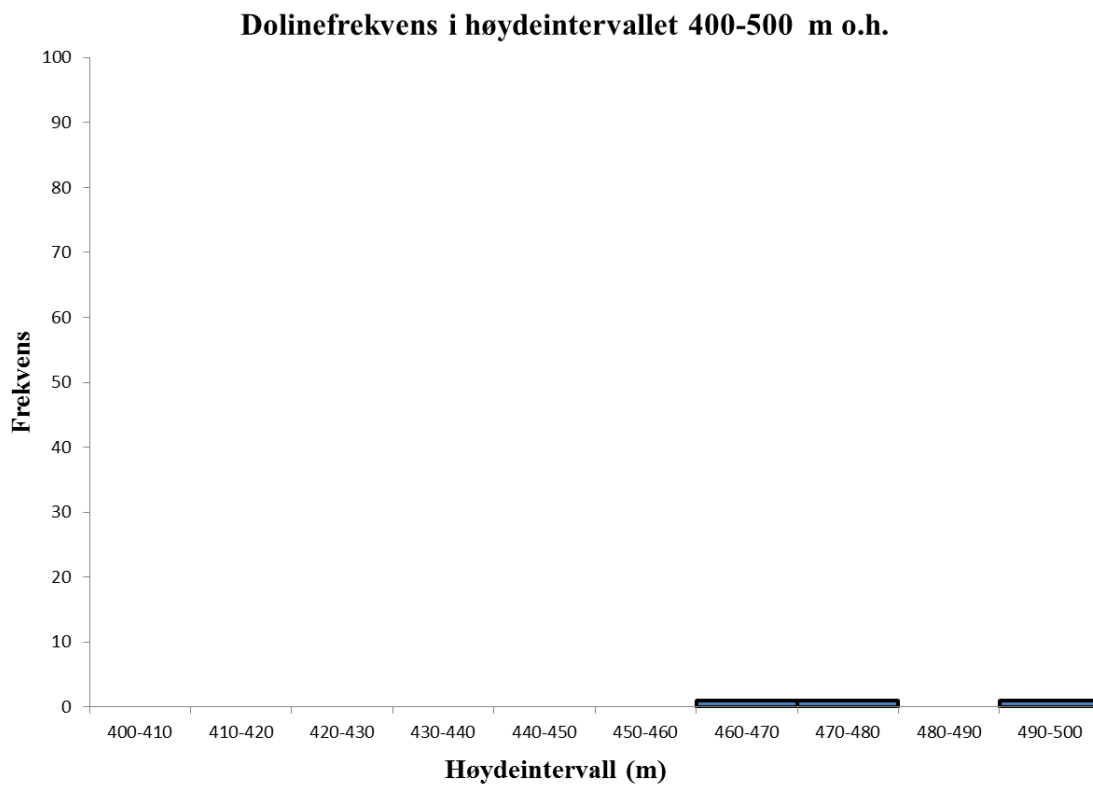
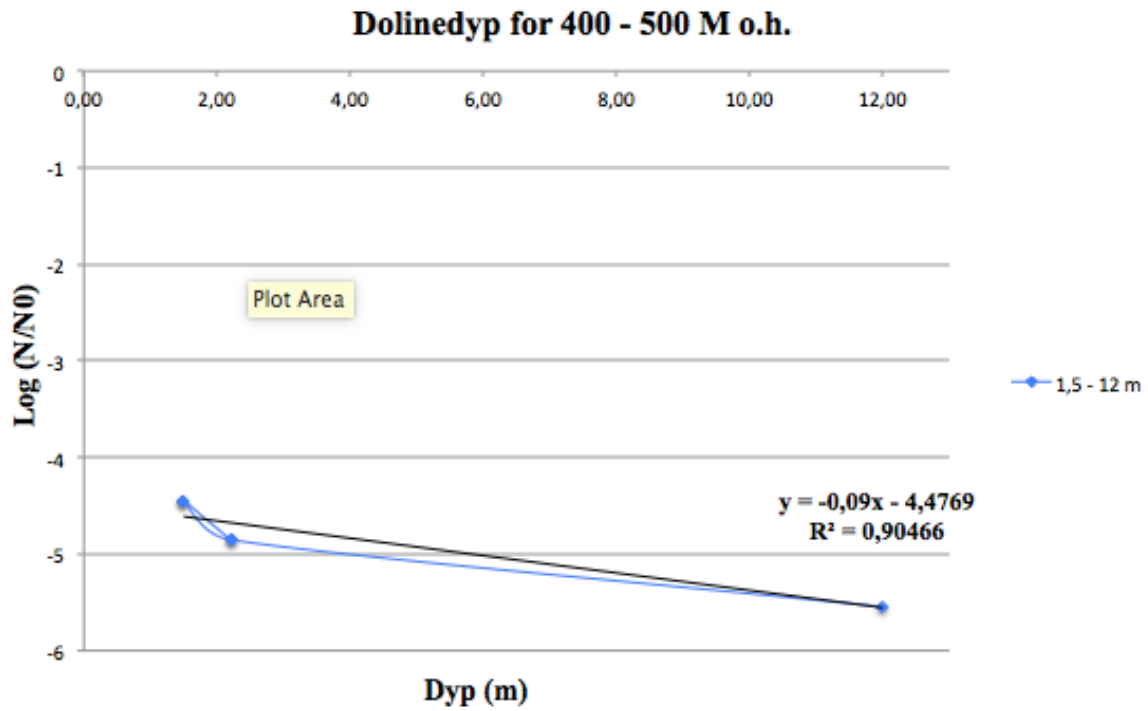
Titreeringsverdier fra kinetikk-eksperimentene:

Prøve nr	Prøve (ml)	EDTA 1	mMol	Prøve (ml)	EGTA	mMol
2	19,50	2,95	0,1244	19,32	2,53	0,1425
	19,74	2,95	0,1229	19,22	2,55	0,1444
	19,33	2,86	0,1210	19,09	2,54	0,1448
	19,15	2,85	0,1216	19,23	2,55	0,1443
3	19,30	2,83	0,1228	18,99	1,85	0,1077
	19,41	2,81	0,1211	19,24	1,85	0,1063
	19,64	2,73	0,1158	19,32	1,75	0,1005
	19,42	2,72	0,1166	19,43	2,35	0,1321
4	19,41	2,81	0,1206	19,25	2,14	0,1220
	19,48	2,75	0,1177	19,38	2,28	0,1287
	19,55	2,85	0,1223	19,57	2,29	0,1279
	19,62	2,73	0,1159	19,53	2,31	0,1293
5	19,58	2,53	0,1062	19,71	2,07	0,1154
	19,60	2,64	0,1115	19,74	2,09	0,1163
	19,72	2,65	0,1114	19,74	2,08	0,1158
6	19,64	2,80	0,1192	19,57	2,32	0,1295
	19,50	2,79	0,1196	19,67	2,32	0,1289
	19,58	2,81	0,1201	19,52	2,34	0,1309
7	19,52	2,81	0,1205	19,63	2,41	0,1339
	19,56	2,81	0,1202	19,22	2,43	0,1379
	19,67	3,03	0,1304	19,62	2,42	0,1345
	19,67	3,02	0,1299	19,44	2,44	0,1368
8	19,55	2,72	0,1158	19,58	2,26	0,1263
	19,51	2,72	0,1160	19,46	2,26	0,1271
	19,62	2,71	0,1149	19,46	2,28	0,1281

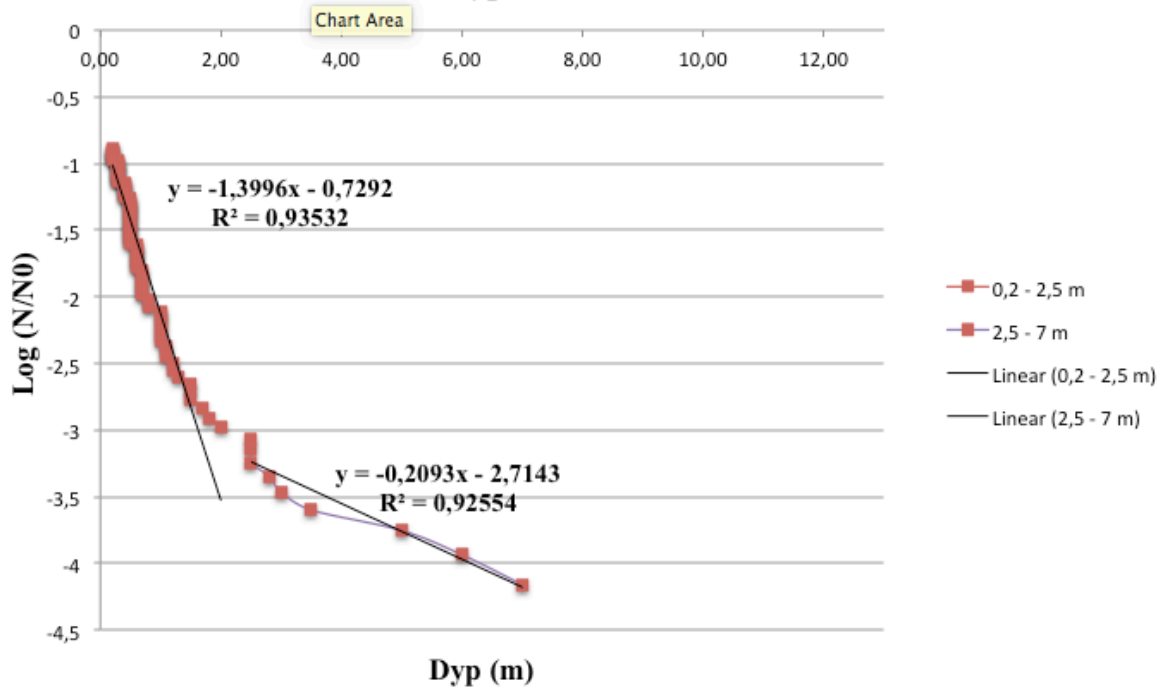
Vedlegg 2 – Titreringsverdier for syreløselig fraksjon av bergartsprøvene

Prøve nr	Prøve (ml)	EDTA 1	mMol	Prøve (ml)	EGTA	mMol
2	20,04	1,96	0,0761	19,99	1,64	0,0914
	19,99	1,99	0,0778	20,01	1,66	0,0923
	20,00	1,95	0,0758	20,03	1,67	0,0928
3	19,99	2,04	0,0802	20,01	1,73	0,0960
	19,99	2,03	0,0797	20,00	1,72	0,0955
	20,00	2,04	0,0801	20,06	1,73	0,0958
4	20,03	1,85	0,0708	20,03	1,51	0,0845
	20,01	1,87	0,0719	20,01	1,54	0,0861
	20,00	1,87	0,0719	20,04	1,53	0,0855
5	20,02	1,64	0,0607	20,13	0,86	0,0504
	20,03	1,61	0,0592	20,03	0,80	0,0476
	19,98	1,59	0,0584	19,99	0,85	0,0503
6	19,99	3,53	0,1526	19,99	3,10	0,1674
	20,01	3,53	0,1524	20,02	3,12	0,1682
	20,09	3,55	0,1528	20,04	3,08	0,1660
7	20,14	3,64	0,1568	20,04	3,19	0,1717
	20,02	3,63	0,1572	20,00	3,10	0,1674
	19,99	3,61	0,1565	20,01	3,06	0,1652
8	20,03	4,36	0,1925	20,03	3,98	0,2128
	20,02	4,36	0,1926	20,05	3,96	0,2116
	20,01	4,37	0,1932	19,98	3,99	0,2139

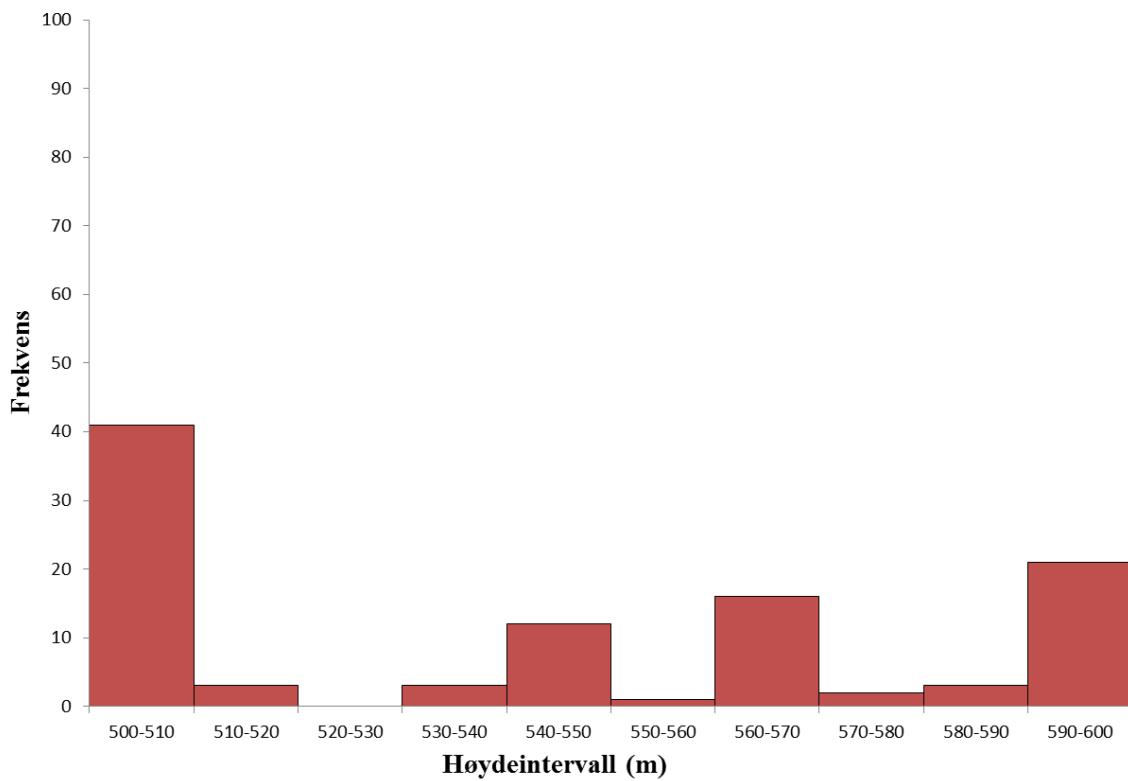
Vedlegg 3 - Dolinedyp og histogrammer for de ulike høydeintervallene



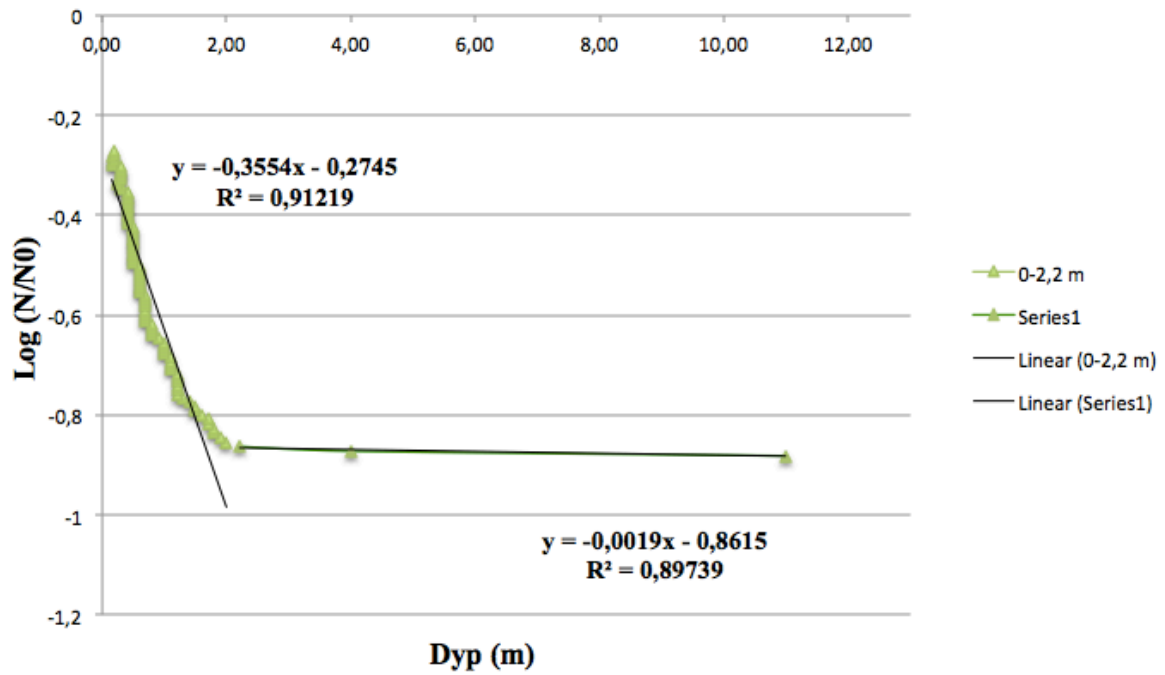
Dolinedyp for 500 - 600 M o.h.



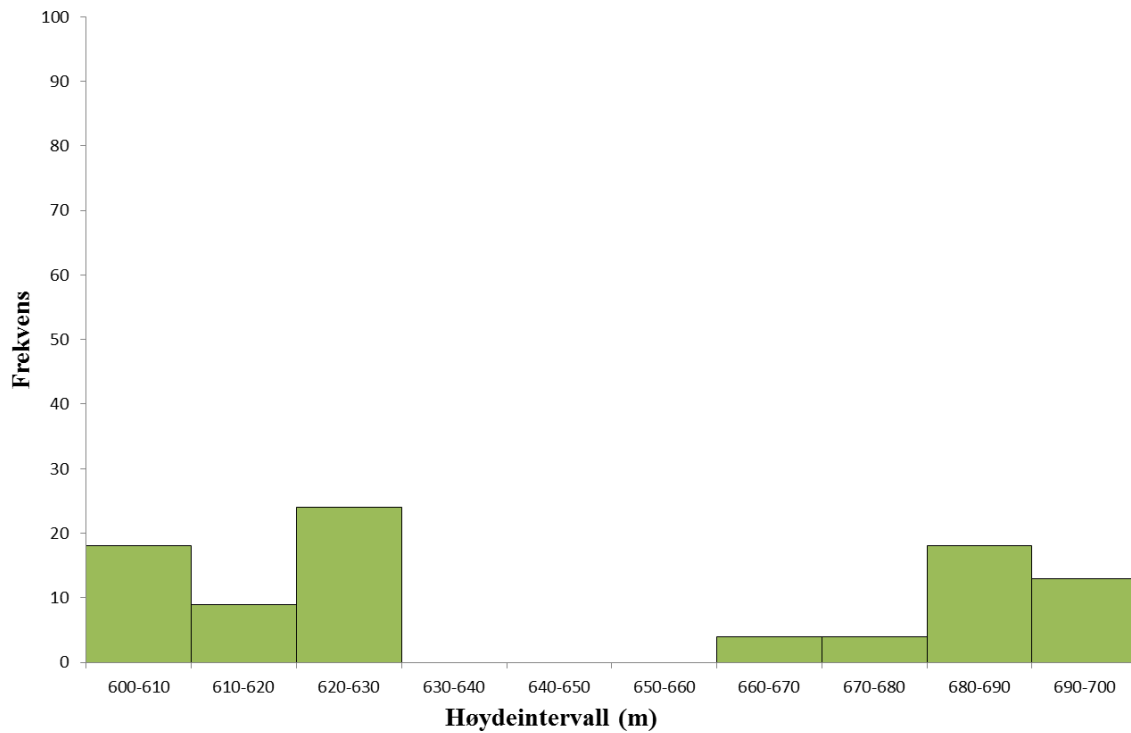
Dolinefrekvens i høydeintervallet 500 - 600 m o.h.



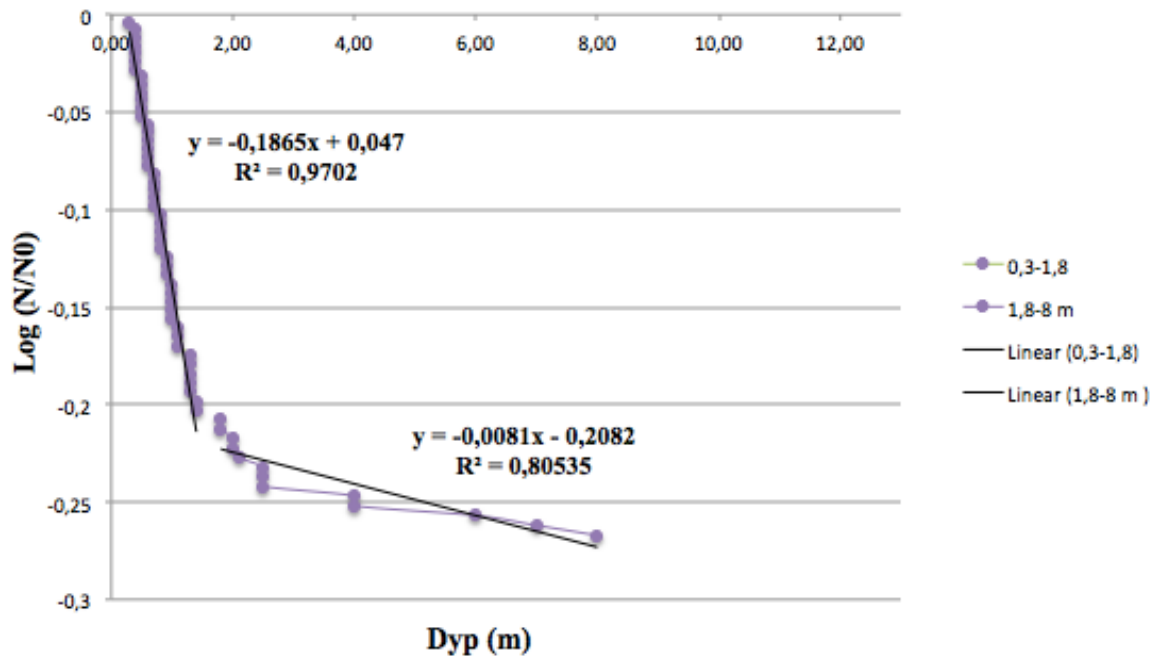
Dolinedyp for 600 - 700 M o.h.



Dolinefrekvens i høydeintervallet 600 - 700 m o.h.



Dolinedyp for 700 - 800 M o.h.



Dolinefrekvens i høydeintervallet 700 - 800 m o.h.

