

Marte Hyllseth

Visualisering og sammenstilling av strømnings- og temperaturmålinger i 2018-borehullene på Åknes.

Masteroppgave i Tekniske geofag

Veileder: Randi Kalskin Ramstad

Juni 2020

NTNU
Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Fakultet for ingeniørvitenskap
Institutt for geovitenskap og petroleum

Marte Hyllseth

Visualisering og sammenstilling av strømnings- og temperaturmålinger i 2018-borehullene på Åknes.

Masteroppgave i Tekniske geofag
Veileder: Randi Kalskin Ramstad
Juni 2020

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Fakultet for ingeniørvitenskap
Institutt for geovitenskap og petroleum



Kunnskap for en bedre verden

Sammendrag

Denne masteroppgaven er skrevet i forbindelse med dreneringsprosjektet på det ustabile fjellpartiet, Åknes. Prosjektet er ledet av Norges vassdrags- og energidirektorat, NVE, med den hensikt å undersøke om drenering vil stabilisere fjellpartiet. I den forbindelse er det nødvendig med en helhetlig forståelse av den komplekse hydrogeologien i fjellsiden.

Det er boret en rekke borehull i fjellsiden der det er utført flere undersøkelser og målinger. Fokuset i denne oppgaven er på strømnings- og temperaturmålinger utført i borehullene som er boret i 2018, KH-01-18 og KH-02-18. Disse borehullene er plassert i vestre del av fjellpartiet, nært den svært oppsprukne forkastningssonen, Åknesrenna. Ved visualisering og sammenstilling av resultatene benyttes programvaren Leapfrog geo.

Strømningsmålinger som er utført i borehullene består av flowmetertester og varmpulstester. Resultatene fra disse viser imidlertid ulike strømningsmønstre i respektive borehull. Temperaturmålinger i borehullene tatt over en lengre periode ble sammenlignet med det målte strømningsmønsteret, for å undersøke om vannførende sprekker og strømmingen i borehullet kunne detekteres ut ifra temperaturen. Disse resultatene bekrefter strømningsmønsteret i borehull KH-02-18 målt med varmpulstest. I borehull KH-02-18 derimot, viser ikke temperaturmålingene tydelig korrelasjon med strømningsmålingene. Det ble også undersøkt hvilken effekt nedbør og lufttemperatur hadde på temperaturen i borehullene. Dette viste at disse faktorene påvirker temperaturen i begge borehullene, også i de dypere liggende sprekkesettene. Denne observasjonen indikerer at det er kontakt mellom overflatevannet og de dypere systemene.

En helhetlig vurdering og sammenligning av de to borehullene blir også utført. Denne viser høyere grunnvannstand og større mengder vann som strømmer i KH-01-18 enn KH-02-18. KH-01-18 viser også større variasjoner i temperaturen. Disse forskjellene indikerer at det kan eksistere en naturlig drenering mot Åknesrenna mellom borehullene.

Som en del av masteroppgaven ble det også utarbeidet et felles engelsk artikkel med masterstudent Johanne Gjerstad. Denne inneholder de viktigste funnene fra begge masteroppgaver. Artikkelen ligger vedlagt i vedlegg A.

Abstract

This Master thesis is written in association to the drainage project at the unstable rock slope, Åknes. The project is lead by the Norwegian Water Resources and Energy Directorate, NVE, with the purpose to investigate wheter drainage will stabilize the slope sufficiently. In that regard, a comprehensive understanding of the complex hydrogeological systems in the rock slope is necessary.

A number of boreholes have been drilled in the unstable area, where several studies and measurements have been carried out. The focus of this thesis is the flow and temperature measurements carried out in the boreholes drilled in 2018, KH-01-18 and KH-02-18. These boreholes are located in the western part of the mountain area, near the highly fractured fault zone, Åknesrenna. For assemble and visualization purposes, Leapfrog geo software will be used.

Flow measurements performed in the boreholes consist of flowmeter tests and heat pulse tests. However, the results from these show different flow patterns in the respective boreholes. Temperature measurements in the boreholes taken over an extended period of time were compared with the measured flow pattern, to investigate whether water-carrying cracks and the flow in the borehole could be detected from the temperature. These results confirm the flow pattern in borehole KH-02-18 measured by heat pulse test. In borehole KH-02-18, however, the temperature measurements do not show a clear correlation with the flow measurements. The effect of rainfall and air temperature on the temperature of the boreholes was also investigated. This showed that these factors affect the temperature in both boreholes, even in the deeper joint systems. This observation indicates that there is contact between the surface water and the deeper systems.

A comprehensive assessment and comparison of the two boreholes is also carried out. This shows higher groundwater levels and larger amounts of water flowing in KH-01-18 than KH-02-18. KH-01-18 also shows greater variations in temperature. These differences may suggest a natural drainage towards Åknesrenna between the boreholes.

As part of the thesis, a joint English article was also prepared with master student Johanne Gjerstad. This contains the most important findings from both master's theses. The article is attached in Appendix A.

Forord

Denne masteroppgaven er skrevet i samarbeid med Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) og Norges geotekniske Institutt (NGI). I forbindelse med oppgavens innhold er det viktig å presisere at alle undersøkelser er utført på forhånd og arbeidet har innebåret å samle inn, analysere og sammenstille resultatene. Jeg vil derfor også takke alle som har bidratt med tilgang til data og informasjon.

Jeg vil gjerne takke alle veiledere som har hjulpet til i arbeidet med oppgaven. Randi Kalskin Ramstad som hovedveileder har vært hjelpsom i å definere oppgaven, og komme med nyttige innspill underveis i arbeidet. Jeg vil også takke Kristin Hilde Holmøy (NGI) og Josè Acuna (NTNU) som medveiledere. Innspill fra dere har vært nyttige og det har vært å ha kontakt med noen som kjenner prosjektet godt. Jose foreslo at det skulle skrives en felles artikkel der resultatene fra denne masteren og Johanne Gjerstad sin master (Gjerstad, 2020) skulle sammenstilles. Dette arbeidet har vist seg svært givende også i arbeidet med masteroppgaven.

Jeg vil også takke Steinar Ellefmo ved NTNU som har vært svært hjelpsom i arbeidet med Leapfrog, og med nyttige innspill om visualisering av resultatene. Denne hjelpen har vært uvurderlig i arbeidet.

Trondheim, 24.juni 2020

Marte Hyllseth



Innhold

Sammendrag	i
Abstract	iii
Forord	v
Innhold	ix
Liste med tabeller	xi
List med figurer	xv
Oppgavebeskrivelse	xvi
Innledning	1
1 Teori	3
1.1 Hydrogeologi	3
1.1.1 Grunnvann	3
1.1.2 Grunnvannsbevegelse	4
1.1.3 Grunnvannstrømning i krystalint berg	5
1.1.4 Grunnvannets påvirkning på stabilitet	9
1.2 Temperatur i grunnen	10
1.3 Visualisering av data i tre og fire dimensjoner	11
1.3.1 Tidsdimensjonen	11
1.3.2 Visualisering i fire dimensjoner	13
2 Åknes prosjektbeskrivelse	17

2.1	Områdebeskrivelse og geologi	17
2.2	Skredscenarier og konsekvenser	19
2.3	Dreneringsprosjektet	21
2.4	Borehullene	23
3	Metode	27
3.1	Borehullsundersøkelser	27
3.1.1	Strømningsmåling med flowmeter	28
3.1.2	Strømningsmåling med varmepulstest	28
3.1.3	Temperaturmålinger	31
3.2	Bruk av Leapfrog for visualisering og sammenstilling av data . . .	34
3.2.1	Leapfrog; bakgrunn og bruksområde	34
3.2.2	Importere data til leapfrog	35
3.2.3	Visualisering av resultatene	38
4	Resultater	41
4.1	Strømningsmønster	41
4.2	Temperaturprofiler sommeren 2019	44
4.2.1	Hele måleperioden	45
4.2.2	Delperiode 1	47
4.2.3	Delperiode 2	47
4.2.4	Delperiode 3	48
4.2.5	Delperiode 4	48
5	Diskusjon	49
5.1	Strømningsmønster i borehullene	49
5.1.1	KH-01-18	49
5.1.2	KH-02-18	50
5.2	Temperaturprofil i borehullene.	51
5.2.1	KH-01-18	51
5.2.2	KH-02-18	53
5.3	Sammenligning temperatur og strømningsmønster	54
5.4	Sammenligning med Lugeontester og piezometer- målinger	55
5.4.1	KH-01-18	56
5.4.2	KH-02-18	57
5.5	Sammenligning av borehullene	57
6	Konklusjon	59
	Referanser	61

Vedlegg	66
A Engelsk artikkel skrevet i samarbeid med masterstudent Johanne Gjerstad	67
B Borehullsdybder og høyder over havet	84
C Klimadata sommer 2019	85
D Gjennomsnitt og varians for alle temperaturmålingene i KH-01-18	86
E Gjennomsnitt og varians for alle temperaturmålingene i KH-02-18	87
F Gjennomsnitt og varians delperiode 1 i KH-01-18	88
G Gjennomsnitt og varians delperiode 1 i KH-02-18	89
H Gjennomsnitt og varians delperiode 2 i KH-01-18	90
I Gjennomsnitt og varians delperiode 2 i KH-02-18	91
J Gjennomsnitt og varians delperiode 3 i KH-01-18	92
K Gjennomsnitt og varians delperiode 3 i KH-02-18	93
L Gjennomsnitt og varians delperiode 4 i KH-01-18	94
M Gjennomsnitt og varians delperiode 4 i KH-02-18	95

Liste med tabeller

2.1	De ulike scenariene for skred på Åknes, data hentet fra (Blikra, 2012).	20
2.2	Informasjon om borehullene.	24
2.3	Dybde til glideplan i borehullene (NVE, 2020).	24
3.1	Tidspunkt når de ulike testene ble utført i hvert borehull.	27
3.2	Grunnvannsnivået i meter under bakkenivå ved tidspunkt for de ulike testene. Nivåer hentet fra Acuna, Pless og Ramstad (2019) og Elvebakk og Pless (2018).	27
3.3	Oversikt over hvor langs kabelen borehullene er plassert (Acuna, 2019).	31
3.4	Delperioder sommeren 2019.	32

Liste med figurer

1.1	Fordeling av spenninger i fjellsider, modifisert av forfatter etter Li (2018).	6
1.2	e er sprekkåpningen, mens e_e er den effektive sprekkåpningen, der ϵ er forskjellen mellom disse. Hentet fra (Scesi og Grattinoni, 2007).	7
1.3	Figuren illustrerer ulik grad av krysning for sprekkeseett, der a er totalt kryssede sprekkeseett, mens c er ikke kryssede sprekkeseett. Hentet fra (Scesi og Grattinoni, 2007).	7
1.4	Skjematisk illustrasjon av strømning i en bergside, modifisert etter Scesi og Grattinoni (2007).	8
1.5	Figuren viser hvordan vanntrykket, u virker i en sprekk som bli utsatt for normalspenning σ_n og skjærkrefter τ (Kliche, 1999). . .	10
1.6	De tre ulike strukturene til tidsaksen, (Aigner et al., 2007)	13
1.7	Lexis Pencils plassert på et kart. Hver side representerer en tidsakse (Müller og Schumann, 2004).	14
1.8	Prinsippskisse av tidskurver.	15
2.1	Plassering av Åknes på Norgeskart.	17
2.2	Berggrunnen i området rundt Sunnlyvsfjorden. Berggrunnskart hentet fra NGU (2020).	18
2.3	Ekspansjonsområdet og kompresjonsområde i et tverrsnitt gjennom Åknes. Figuren viser også ulike underområder definert av Ganerød et al. (2008).	19
2.4	Skredscenariene på Åknes.	20

2.5	Figuren viser lokaliteten til de to de to spesielt utsatte områdene ved en eventuell flodbølge, Hellesylt og Geiranger. Disse er markert med rødt, mens Åknes fjellparti er markert med en gul trekant	21
2.6	Relevante borehull i forbindelse med denne oppgaven.	24
2.7	Tidspunkt for gjennomførte undersøkelser i borehull KH-01-18.	25
2.8	Tidspunkt for gjennomførte undersøkelser i borehull KH-02-18.	25
3.1	Fiberoptisk kabel. 1:Ytre beskyttende lag. 2:Rustfrie stålvaiere. 3:Rustfritt stålrør. 4:Optiske fibre (Acuna, 2019).	29
3.2	Oppsett av DTS-systemet i 2018-borehullene (Acuna, 2019).	30
3.3	Klimadata fra sommeren 2019 fra værstasjonen på Åknes, hentet fra Norsk klimaservicesenter.	32
3.4	Figuren viser grensesnittet i Leapfrog. 1) Prosjekttreet, 2) visningsvinduet og 3) verktøylinje for redigering av visningsvinduet.	35
3.5	DEM-modell over Storfjorden hentet fra NVE server og lastet inn i Leapfrog. Pilen indikerer plasseringen av Åkneset.	36
3.6	Her er topografien avskjært til området rundt Åknes og et satellittbildet drapert på overflaten.	36
3.7	Eksempelet viser fire av borehullene på Åknes med RQD-data for hver meter.	37
3.8	Plassering av snitt AB gjennom borehull KH-01-8 og KH-02-18.	38
3.9	Sammenheng mellom dybde under bakkenivå og meter over havet for hvert borehull, laget i AutoCAD.	39
4.1	Resultater fra flowmetertester hentet fra Elvebakk og Pless (2018). Det røde profilet viser nettostrømningen, mens de blå viser målingene tatt mens sonden ble senket og hevet (opp og ned).	42
4.2	Varmepulstest i KH-01-18, hentet fra (Acuna, Pless og Ramstad, 2019).	43
4.3	Varmepulstest i KH-02-18, hentet fra Acuna, Pless og Ramstad (2019).	43
4.4	Sammenstilling av resultatene fra flowmeter og varmpulstest. Venstre side av borehullene viser resultatene hentet fra flowmeter test og høyre side viser resultater hentet fra varmpulstest. Pilene viser inn- og utstrømningsområder tolket fra de ulike testene. Verdiene er mengde vannstrømning gitt i l/time.	44
4.5	Figuren viser temperaturvariansen over hele måleperioden. Pilene viser strømningsretningene fra flowmeter test og varmpulstest.	45
4.6	Gjennomsnitt og varians over hele måleperioden, 26.06 - 05.08.	46

4.7	Varians i temperatur fra hele måleperiode plottet ved siden av RQD for borehullene. RQD-verdier oversendt fra Kristin Hilde Holmøy, NGL.	46
4.8	Gjennomsnitt og varians fra delperiode 1, 30.06 - 05.07.	47
4.9	Gjennomsnitt og varians fra delperiode 2, 17.07 - 23.07.	47
4.10	Gjennomsnitt og varians fra delperiode 3, 24.07 - 29.07.	48
4.11	Gjennomsnitt og varians fra delperiode 4, 31.07 - 05.08.	48

Oppgavebeskrivelse

- Litteraturstudium som belyser relevant internasjonal og nasjonal teori om
 - Visualisering i 3 og 4 dimensjoner (tidsdimensjonen).
 - Grunnvannsbevegelse i sprekker i krystallinsk berg
- Beskrivelse av de ulike målemetodene og programvare (LeapFrog mm) som brukes i oppgaven (DTS, strømningsmålinger mm).
- Områdebeskrivelse med illustrative kart over studieområdet og data som er brukt eller henvist til.
- Opprinnelig skulle programvaren Petrel benyttes for å sammenstille informasjon. Denne programvaren er kun tilgjengelig på campus, og var dermed ikke tilgjengelig store deler av semesteret grunnet stenging som følge av Covid-19. Dermed ble programvaren Leapfrog benyttet for å sammenstille informasjon i 2018-borehullene
- Forstå og relatere temperaturvariasjonene målt med DTS-målinger (distribuert termisk sensing) i borehullene med klimadata. Her inngår også en sammenligning av vertikal grunnvannsbevegelse som måles med varmpuls-tester og strømningsmålinger.
- Resultatene skal detaljert og helhetlig visualisere og forklare sammenhengen mellom observasjonene som gjøres i borehullene og på glideplanene.
- Diskutere kvaliteten på resultatene, eventuelle tydelige sammenhenger og hvorfor. Vurderingene skal diskuteres opp mot eksisterende litteratur. Her inngår også et avsnitt som henviser til resultatene i medstudent Johanne Gjerstads masteroppgave og en diskusjon av sammenhengene mellom hverandres resultater og hydrogeologien i området som helhet. Denne diskusjonsdelen av oppgaven skal være så konkret som mulig, og vise god dybdeforståelse om oppgavens tema.
- Konklusjon og forslag til videre arbeid.

Øvrig:

- Det skal utarbeides en konferanseartikkel av masteroppgaven som et samarbeid mellom Marte Hyllseth og Johanne Gjerstad.

Hovedveileder: Randi Kalskin Ramstad

Medveiledere: Kristin Hilde Holmøy, NGI og José Acuna NTNU IGP

Innledning

Landskapet i Norge er sterkt preget av bratte dalsider og dype daler. Disse er i stor grad et resultat av glacial erosjon og landheving. Avlastingen og landhevingen etter ismeltingen har ført til ustabile fjellsider og fjellpartier, som kan føre til fjellskred (Linge og Hardeng, 2019). Rett etter siste istid var denne aktiviteten svært stor, men har med årene avtatt. På tross av dette er det fortsatt flere ustabile fjellpartier igjen i Norge. Åknes i Stranda kommune, Møre og Romsdal, er en av disse.

Med bakgrunn i dette er det igangsatt et stort prosjekt som innebærer overvåking av fjellpartiet, samt undersøkelser for å utforske muligheten for drenering for å øke stabiliteten. I den forbindelse er det ønskelig å kartlegge de store vannførende sprekkene og glideplanene der bevegelsen av fjellpartiet finner sted.

Formålet med denne oppgaven er å sammenstille og sammenlikne resultater fra strømningsmålinger og temperaturmålinger i borehullene fra 2018, KH-01-18 og KH-02-18. Strømningsmønsteret i borehullene vil dermed bli diskutert. Temperaturmålingene vil også bli sett i sammenheng med klimadata i perioden de ble målt. Påvirkningen fra nedbør og lufttemperatur vil dermed også diskuteres i sammenheng med strømningsmønsteret i fjellsiden.

Ingen av undersøkelsene er utført av forfatteren, men dataene er prosessert, visualisert og sammenstilt. Til dette formålet blir programvaren Leapfrog benyttet. Resultatene vil også sammenlignes med de av masterstudent Johanne Gjerstad (Gjerstad, 2020), som har jobbet med sprekketrykk og hydraulisk konduktivitet i de samme borehullene. Dette samarbeidet resulterer i en felles engelsk artikkel som ligger vedlagt i vedlegg A.

Kapittel 1

Teori

1.1 Hydrogeologi

1.1.1 Grunnvann

Grunnen består i hovedsak av to deler; den umettede og den mettede sonen. Den mettede vil si den sonen som er mettet av vann. *Grunnvannet* betegnes som det vannet i den mettede sonen som er i fri bevegelse. Den umettede sonen er ikke mettet med vann, men porene kan likevel inneholde vann i form av adhesivt eller kapillært bundet vann (Brattli, 2009).

Begrepet akvifer er ifølge Brattli (2009) ”en vannmettet geologisk formasjon, tilstrekkelig gjennomtrengelig for grunnvannsuttak i anvendbare mengder”. En geologisk formasjon vil si at det både kan være løsmasser eller fjell. Det skilles igjen mellom åpne og lukkede akviferer. De lukkede er adskilt fra atmosfæren av tette/impermeable lag og kan dermed stå under et høyere trykk. Eksempel på slike lag er leirlag eller lite permeable bergarter uten sprekker. I praksis er få akviferer helt lukkede da det alltid vil være små lekkasjer av vann. Åpne akviferer er i kontakt med atmosfæren og trykket er dermed lik det atmosfæriske trykket i overflaten (Hofstad og Bakken, 2019). Som følge av tette lag kan det også oppstå hengende grunnvannsspeil. I disse tilfellene hindrer tette lag vannet i å perkulere nedover, og det dannes soner med grunnvann over det faktiske grunnvannsspeilet.

Egenskapene til en akvifer kan beskrives ved hjelp av ulike parametre. Fra disse det mulig å si noe om de hydrauliske og strømmende egenskapene. Dette er for eksempel porøsitet, hydraulisk ledningsevne og magasinkoeffisienten. Porøsiteten angir porevolumsforholdet i mediet, mens den hydrauliske ledningsevnen indikerer

hvor lett gjennomstrømmende mediet er. Dette avhenger av både mediet som gjennomstrømmes og væskens egenskaper (Brattli, 2009).

1.1.2 Grunnvannsbevegelse

Bevegelse i grunnvannet skyldes de ulike kreftene som virker, og energiforskjellen disse fører til. Dette er *drivkraften* for all bevegelse av grunnvann. Det er først og fremst gravitasjonsenergi, trykkenergi og kinetisk energi som bidrar til bevegelsen. Disse komponentene er samlet i *Bernoullis ligning* som uttrykker den totale energien (se ligning 1.1) pr. enhetsvolum.

$$E_{tot} = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot v^2 + \rho \cdot g \cdot z + P \quad (1.1)$$

Det første leddet beskriver den kinetiske energien (bevegelsesenergien) der v er hastigheten, og ρ er tettheten. Andre ledd er den potensielle energien massen får ved å være plassert en viss høyde z over et referansenivå. Det siste leddet (P) er energibidraget fra trykket væsken blir utsatt for. I praksis er bevegelsen av grunnvann ofte svært langsom og det første leddet kan dermed ofte neglisjeres (Brattli, 2009). Dermed kan Bernoullis ligning skrives om til å gi det hydrauliske potensialet, h , se Ligning 1.2.

$$h = z + \frac{P}{\rho \cdot g} \quad (1.2)$$

Darcys lov beskriver væskers strømning gjennom porøse medier. Teorien men ble utarbeidet av Henry Darcy i 1856 og publisert i boken *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon* (Hubbert, 1957). Ved å gjennomføre flere forsøk der han lot vann strømme gjennom en sylinder fylt med et porøst medium, kom han frem til følgende sammenheng (ligning 1.3):

$$q = -K \cdot \frac{h_2 - h_1}{l} \quad (1.3)$$

I ligningen over er q darcyhastigheten, som er et mål på massestrømningen gjennom strømningsarealet (fluks). K representerer den hydrauliske ledningsevnen og er en faktor som beskriver mediets og væskens gjennomstrømningsegenskaper. h_1 og h_2 beskriver henholdsvis høyden væsken strømmer fra og til. l er lengden av sylindere væsken strømmer gjennom.

1.1.3 Grunnvannstrømning i krystalint berg

I berg vil grunnvannstrømningen foregå ut ifra noe andre premisser enn i løsmasser. I krystalint berg vil vannstrømningen domineres av vannførende sprekker. Derfor må grunnvannstrømningen kvantifiseres og beregnes ved hjelp av helt andre metoder, og vil i stor grad basere seg på kartlegging av sprekke mønstre og vannførende sprekker (Boutt, Diggins og Mabee, 2010).

Sprekkekonduktivitet

Som nevnt i innledningen av kapittelet vil bergmassens konduktivitet være avhengig av sprekkesettene og -mønstrene i berget. Fra fluidmekaniske prinsipper kan dermed strømning beregnes ved å gjøre noen antagelser. Dersom en antar at en sprekke er to parallelle plater, kan Navier-Stokes ligning benyttes, se ligning 1.4, og forenkles til likning 1.5, ved hjelp av antagelser om laminær strømning, plane flater og definisjonen for viskositeten, $\nu = \frac{\mu}{\rho}$.

$$\rho\left(F - \frac{\delta u}{\delta t}\right) = \nabla p - \mu \nabla^2 u \quad (1.4)$$

$$K = \frac{ge^3}{12\nu s} \quad (1.5)$$

I likning 1.4 er ρ tettheten, F er kraften som virker som følge av gravitasjonen, u er hastigheten, p er kraften som virker på væsken og μ er den dynamiske viskositeten.

Likning 1.5 gir konduktiviteten i en enkeltsprekke uavhengig av om det er flere sprekker og avstanden mellom dem. I likningen er e sprekkeåpningen, g er tyngdeakselerasjonen, μ er viskositeten (som definert over), og s er sprekkeavstanden. Denne likningen illustrerer hvor stor effekt sprekkeåpningen, e , har på vannstrømningen. Den er opphøyd i en faktor på tre som vil si at dersom åpningen øker en viss mengde, vil konduktiviteten øke med denne opphøyd i tre (Brattli, 2009).

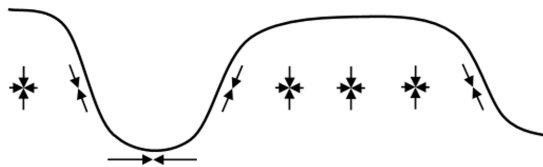
Likningene over gjelder for ideelle forhold og laminær strømning, som ofte ikke er tilfellet. I tillegg kan antagelsene kun benyttes i dagbergsonen der sprekkeene er åpne. Under dagbergsonen kan sprekkeene ofte være fylt av sleppemateriale, som vil ha stor påvirkning på sprekkenes strømningsegenskaper (Nilsen, 2016).

Sprekkeegenskapenes påvirkning på strømning

Likningene over beskriver kun strømningsforholdene etter en enkel modell der sprekkeene ses på som plane flater. Dette er i midlertid ikke tilfellet i reelle sprekkeforhold.

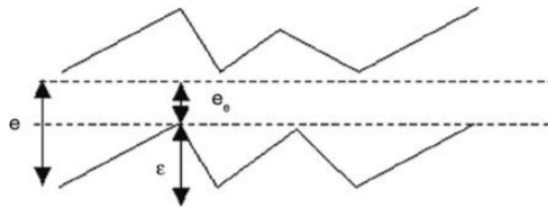
Scesi og Grattinoni (2007) tar for seg hvordan sprekkeegenskapene vil påvirke konduktiviteten. Dette innebærer blant annet *sprekkeruhet*, *sprekkeåpningen*, *sprekkeavstand*, *krysningen av sprekkesett* og så videre. De ser blant annet på hvordan sprekkeåpningen endrer seg med dyppet som følge av det økende trykket. Endringen avhenger av tyngdetettheten til materialet (vekten), dybden og sprekkeparameterne *JRC* og *JCS*, altså *Joint Roughness Coefficient* og *Joint Compressive Strength*. Forholdet (e) avtar eksponentielt med dybden, som tilsier en drastisk redusering i sprekkeåpning. Dette fører igjen til en stor redusering av konduktivitet, gitt Likning 1.5. Sprekkeåpningen vil også påvirkes av de spenningene som virker i bergmassen (Scesi og Grattinoni, 2007). Ifølge Li (2018) vil disse ikke kun påvirkes av trykket fra bergmassen over, men også av andre faktorer. Dette innebærer blant annet påvirkning av tektonikk, omfordeling rundt ujevnheter (sprekker, foliasjon etc.), residualspenninger, avlastninger og topografi.

På grunn av dette vil topografi ha mye å si for spenningsfordelingen i bratte fjellsider og dype daler, se figur 1.1. I steile sider vil den største hovedspenningen være parallelt med overflaten, mens den minste vil stå vinkelrett på. Den minste hovedspenningen kan her bli svært lav. I bunnen av daler vil det være en spenningskonsentrasjon med store horisontalspenninger. På grunn av spenningsanisotropien langs dalsiden kan dette føre til avskalling (eksfoliasjon) (Nilsen, 2016).



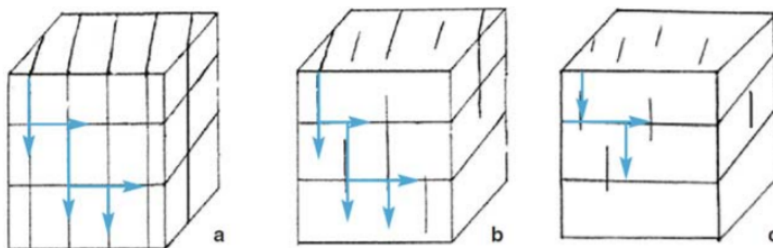
Figur 1.1: Fordeling av spenninger i fjellsider, modifisert av forfatter etter Li (2018).

Påvirkningen av sprekkeruheten er også testet. En økt ruhet i sprekkeene vil senke den *effektive sprekkeåpningen*, (e_e), se figur 1.2. Dette vil si at konduktiviteten dermed minsker med økt ruhet. Den *effektive* sprekken vannet kan bevege seg gjennom blir mindre, og dermed konduktiviteten senket.



Figur 1.2: e er sprekkåpningen, mens e_e er den effektive sprekkåpningen, der ϵ er forskjellen mellom disse. Hentet fra (Scesi og Grattinoni, 2007).

Hvordan sprekkesettene krysser hverandre har også betydning for den hydrauliske konduktiviteten i bergmassen. Dette har blant annet betydning for retningen vannet vil strømme og hvor mye vann som strømmer mellom de ulike sprekkene. Sprekker som er helt isolert vil ikke bidra i særlig grad til strømning av vannmassene. Figur 1.3 viser ulik krysningsgrad av sprekkesett. Her illustreres også hvordan vannstrømningen (blå piler) vil perkulere mellom sprekkene ved de ulike gradene. Det er tydelig hvordan sprekkesettene kan danne et *nettverk* med strømning, avhengig av krysningsgraden (Scesi og Grattinoni, 2007). Dette *nettverket* er dermed viktig å kartlegge for å kvantifisere grunnvannstrømningen i en bergmasse.

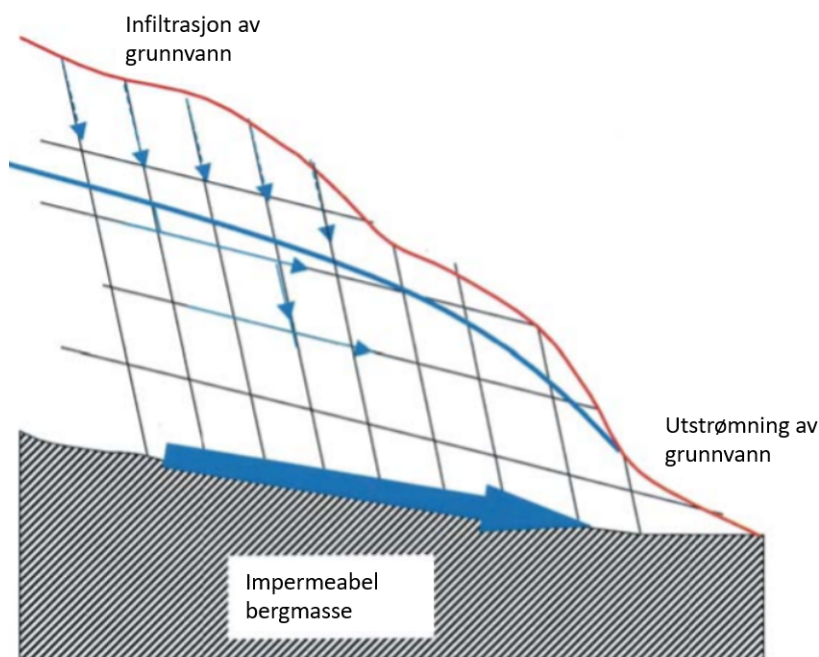


Figur 1.3: Figuren illustrerer ulik grad av kryssning for sprekkesett, der a er totalt kryssede sprekkesett, mens c er ikke kryssede sprekkesett. Hentet fra (Scesi og Grattinoni, 2007).

Strømningsmønster

Strømningsmønsteret i bergmassen avhenger av sprekkeorienteringen og trykkgradienten. I en oppsprukket bergmasse vil dermed vannstrømningen ikke alltid følge den veien som den hydrauliske gradienten skulle tilsi (Scesi og Grattinoni, 2007). Dette vil være tilfellet med mindre bergmassen er svært oppsprukket slik at strømningen i større grad følger gradienten (Nilsen, 2016). Strømningsmønsteret vil domineres av de mest ledende sprekkene og eventuelle impermeable lag.

Anisotropien i bergmassen er dermed svært sentral. Likevel vil hovedbevegelsen være styrt av den hydrauliske gradienten (Scesi og Grattinoni, 2007). Figur 1.4 viser et typisk tilfelle av vannbevegelse i en skråning. Her er det illustrert at vannet beveger seg i sprekkene, men totalbevegelsen er i henhold til gradienten. Illustrasjonen har et impermeabelt lag i bunnen, som også vil styre bevegelsen av grunnvannet.



Figur 1.4: Skjematisk illustrasjon av strømning i en bergside, modifisert etter Scesi og Grattinoni (2007).

Vannstrømningen vil og være forskjellig ut ifra om en befinner seg i mettet eller umettet sone (Scesi og Grattinoni, 2007). I umettet sone vil strømningen i hovedsak bestemmes av gravitasjonen. Vannet vil dermed følge *minste motstands vei*, og følge sprekker med høy ledningsevne (konduktivitet) og orientering mot dybden. Når vannet når grunnvannsstanden vil det bevege seg i en sone som er mettet med vann. Her vil vannet følge den hydrauliske gradienten så langt det er mulig ut ifra sprekkorienteringen. Derfor vil for eksempel strømning i en sprekk som er orientert vinkelrett på gradienten ikke kunne skje, da konduktiviteten i den retningen vil være null (Scesi og Grattinoni, 2007).

1.1.4 Grunnvannets påvirkning på stabilitet

Ifølge Wyllie og Mah (2004) er vann i fjellskråninger nesten alltid en medvirkende faktor, om ikke primærårsaken, til ustabilitet. Dette kommer først og fremst av at skjærstyrken i sprekker blir redusert. Dette skjer som følge av at de effektive spenningene i bergmassen blir lavere ved høyere vanntrykk. Denne sammenhengen gis av likning 1.6 (Kliche, 1999):

$$\sigma' = \sigma - u \quad (1.6)$$

der

- σ' er effektivspenningen
- σ er spenningen
- u er vanntrykket

Fra Likningen over ser en at dersom vanntrykket øker, vil dermed de *effektive* spenningene som virker bli redusert (Kliche, 1999).

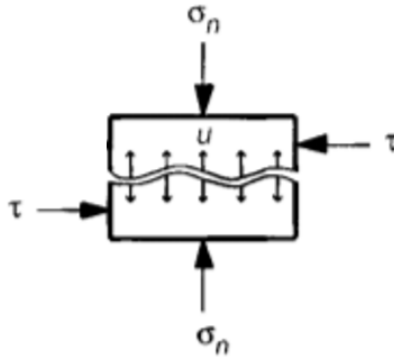
Et forenklet uttrykk for skjærstyrken til diskontinuiteter er gitt ved følgende likning (Likning 1.7) (Kliche, 1999):

$$S = \sigma_n \cdot \tan \phi \quad (1.7)$$

der

- S er skjærstyrken
- σ_n er normalspenningen på sprekkeplanet
- ϕ er friksjonsvinkelen

Friksjonsvinkelen avhenger av både materialegenskapene til bergarten og ruheten til sprekkeoverflaten. Dersom sprekken er plan vil friksjonsvinkelen bli lavere. Ved en svært bølgete/hakkete overflate vil dermed friksjonsvinkelen bli høyere (Li, 2018). Figur 1.5 viser hvordan vanntrykket, skjærkraften og normalkraften virker på en sprekke.



Figur 1.5: Figuren viser hvordan vanntrykket, u virker i en sprekk som bli utsatt for normalspenning σ_n og skjærkrefter τ (Kliche, 1999).

Ved å kombindere Likning 1.6 og 1.7 får man da et uttrykk for skjærstyrken gitt av normalkraften og vanntrykket:

$$S = \sigma'_n \cdot \tan \phi$$

$$S = (\sigma_n - u) \cdot \tan \phi \quad (1.8)$$

Likningen over viser dermed at ved et økende vanntrykk, u , vil den effektive normalspenningen reduseres, og følgende også skjærstyrken til sprekken (Kliche, 1999). Dermed blir sprekestabiliteten mindre stabil.

Betraktningene over gjør seg også gjeldende ved bruk av sikkerhetsfaktoren, FS , til skråninger. Sikkerhetsfaktoren er forholdet mellom de stabiliserende og destabiliserende kreftene, og kan i teorien vise om en skråning er stabil eller ikke. I dette tilfellet vil dermed tilstedeværelsen av vann øke de destabiliserende kreftene, både ved å minske friksjonen og virke i en destabiliserende retning (Wyllie og Mah, 2004).

1.2 Temperatur i grunnen

Temperaturen i grunnen styres av både varme fra jordens indre (geotermisk energi) og varme som stammer fra solen og lagres i grunnen (grunnvarme). Ned til omtrent 300 m under bakkenivå er varmen i hovedsak styrt av grunnvarmen (Hofstad, 2019).

De øverste 10-20 meterne av grunnen påvirkes i størst grad av den årlige og daglige variasjonen i temperatur (Sanner, 2016). Under 10-20 meter jevner disse forskjellene seg derimot ut, og temperaturen holder en mer eller mindre konstant

temperatur hele året. Her bestemmes temperaturen av den geotermiske gradienten, altså hvor mange grader temperaturen øker pr. lengdeenhet.

Chiasso, Rees og Spitler (2000) diskuterer hvordan varme blir transportert i grunnvann. I et fast, porøst, vannmettet medium er det tre måter varme kan bli transportert. Dette er:

1. Gjennom solid fase i form av konduksjon.
2. Gjennom væske i form av konduksjon.
3. Gjennom væske i form av adveksjon.

Konduksjon vil si at varmen overføres ved at varme transporteres gjennom stoff. Dette skjer på molekylnivå ved at energien overføres mellom molekylene. Ved transport av varme ved adveksjon vil det is at selve vannmassen forflyttes og dermed også varmen. I situasjoner med stor grunnvannstrømning er det adveksjon som i større grad virker som varmetransport.

Chiasso, Rees og Spitler (2000) fant at ved varme transportert av grunnvann i form av adveksjon, økes varmeledningsevnen betydelig der det geologiske materialet har høy hydraulisk konduktivitet. I fast fjell er dette hovedsaklig oppsprukne soner og/eller sprekker. Høyt oppsprukne soner kan dermed detekteres ved endringer i temperaturen. I borehull kan også grunnvannstrømning bidra til både økning og reduksjon i temperaturen (Sanner, 2016).

1.3 Visualisering av data i tre og fire dimensjoner

1.3.1 Tidsdimensjonen

Tid oppfattes av mange som den fjerde dimensjonen, og det er viktig å forstå hvordan tid kan påvirke ulike data. Dette innebærer for eksempel hvordan data er avhengige av hverandre eller ikke. I prosjekter som Åknes er tiden derfor en svært sentral faktor for hvordan ulike datasett har sammenheng med hverandre. Med bakgrunn i dette, vil dette aspektet bli diskutert her for å understreke viktigheten av tid som dimensjon.

Tidsdimensjonen har evne til å skape forvirring i tilfeller der tiden er en vesentlig faktor. Ignorering av denne dimensjonen kan føre til at en ser sammenhenger som ikke eksisterer eller omvendt. Det er blitt gjort flere forsøk på å visualisere denne på en brukbar måte. I denne seksjonen vil noen tidligere forsøk på dette gjennomgås.

Ved visualisering av tidsdimensjonen er det flere aspekter som er essensielle for fremstillingen. Aigner et al. (2007) går gjennom en noen av disse. Visualisering av tidsdimensjonen på en god måte har vist seg å være svært vanskelig ifølge Aigner et al. (2007). Dette fører ofte til at metodene baserer seg på forenklinger og dermed er ugunstige.

Aigner et al. (2007) stiller tre spørsmål som skal hjelpe for forståelsen av visualisering av tidsavhengige data. Disse spørsmålene er:

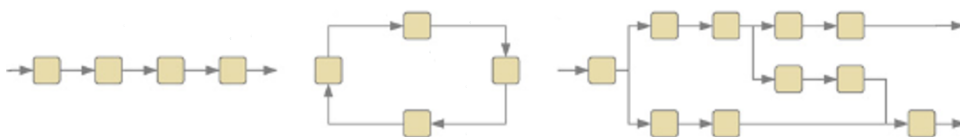
1. Hva karakteriserer tidsaksen?
2. Hva blir analysert?
3. Hvordan blir det representert?

Disse spørsmålene representerer tiden, datatypen og representasjonen av dataene, og ved hjelp av disse mener de man kan kategorisere data for å visualisere de på en god måte.

Tidsspørsmålet handler om hvordan man kan karakterisere tidsaksen. Her kan det deles inn i to grunnleggende elementer/enheter. Den første er å betrakte tiden som punkter, mens den andre innebærer å karakterisere den som tidsintervaller. Sistnevnte vil si at tidsaksen består av tidsenheter med en utstrekning (Aigner et al., 2007).

Forskjellen mellom om data blir presenter ved tidspunkt eller over tidsintervaller er viktig for validiteten til dataene. Dersom de presenteres kun ved ett gitt tidspunkt er dataene kun gyldige i akkurat dette tidspunktet. En kan i prinsippet heller ikke si noe om dataene mellom tidspunktene.

Aigner et al. (2007) skiller også med strukturen til tidsaksen, og skiller her mellom *lineær*, *syklisk* og *grenet* struktur, se figur 1.6. En lineær struktur tilsvarer den "normale" oppfatning av tid som hendelser som skjer etter hverandre på en tidslinje. Med denne strukturen skjer de grunnleggende enhetene fra fortid til fremtiden. Den sykliske tilnærmingen til tidsstrukturen vil si når hendelser gjentar seg over tid. Eksempler på dette er for eksempel årstider i et år. Aigner et al. (2007) understreker også at det ofte er nødvendig å "rulle ut" den sykliske aksene til en lineær ved visualisering. Den grenede tidsstrukturen vil si at ulike alternativer/scenarier gir ulike utfall og utvikling. Lineær og syklisk tidsakser kan ses på som spesialtilfeller av den grenede strukturen, men en mer kompleks forgrening vil være vanskelig å visualisere, og det er heller ikke utviklet metoder for visualisering av dette i stor grad.



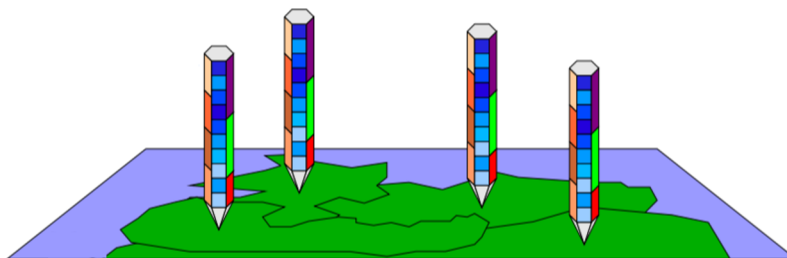
Figur 1.6: De tre ulike strukturene til tidsaksen, (Aigner et al., 2007)

Ved analyse og visualisering av data må det ut fra de overnevnte strukturene gjøres en tolkning. Dette må utføres ut ifra hva en ønsker å bruke dataene til, eller hva en ønsker å fremheve. Dersom det er bruk av en grenet struktur må det også tas høyde for sannsynligheten av de ulike alternativene.

1.3.2 Visualisering i fire dimensjoner

Visualisering av data som avhenger av både tid og rom er en velkjent utfordring i arbeid med visualisering. Problematikken behandles blant annet av (Lee, Chiu og Koshak, 2005), som benytter GIS-verktøy tillater kartlag der tidsvariabelen inkluderes. Et GIS (*Geographic Information System*) er en programvare der stedsavhengige data fremstilles ved hjelp av kart. Et GIS har i utgangspunktet egeskaper som gjør det mulig å inkludere tidsvariabelen (Yuan, 2008). Bruken av et slikt system er også omtalt av (Alkan og Cömert, 2010) der dette ble benyttet ved at ulike tidspunkt ble representert av ulike kartlag.

Müller og Schumann (2004) gir en oversikt over metoder som benyttes for å visualisere tidsavhengige data. I den forbindelse nevnes også bruken av *Lexis Pencils*, som er en metode utviklet av Francis og Pritchard (1998), for å visualisere tidsavhengige data som kan plasseres i et tredimensjonalt miljø. Dette gir dermed dataene både en stedsbasert og tidsbasert kontekst. Metoden går ut på å plassere *blyantlignende* elementer på et kart, derav navnet *Lexis Pencils*, se figur 1.7 for illustrasjon. Selve aksene til "blyanten" representerer tiden, og hver side av blyanten representerer ulike variable. På denne måten er det mulig å se hvordan ulike variable varierer i forhold til hverandre, plassering og tid. Müller og Schumann (2004) peker også på at en fordel med denne metoden er at det er mulig å kombinere kontinuerlige og diskrete variable i samme plott.

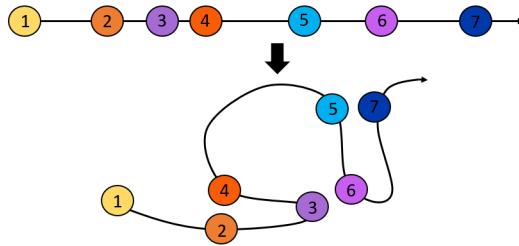


Figur 1.7: Lexis Pencils plassert på et kart. Hver side representerer en tidsakse (Müller og Schumann, 2004).

Resch, Wohlfahrt og Wosniok (2014) brukte *WebGL* (*Web Graphic Library* for å utvikle et visualiseringkonsept av 4D marine geologiske data. WebGL er et Javascript gjengir 2D og 3D grafikk. De konkluderte med at denne løsningen er gunstig til formålet i at det gir en effektiv og interaktiv løsning.

I senere tid har bruken av tidskurver blitt benyttet for å visualisere trender og utvikling i hendelser som skjer langs tidslinjer. Dette gir ikke en visualisering i rommet, men er en måte å se sammenhenger mellom hendelser som sammenfaller med hverandre. Bach et al. (2016) går gjennom denne metoden og anvendelsen av denne for å visualisere data. Prinsippet bak metoden er at tidsaksen foldes slik at liknende hendelser som skjer ved ulike tidspunkt plasseres nært hverandre. Dette skaper en foldet akse. En prinsippsskisse finnes i figur 1.8. Sirklene med ulike farge representerer hendelser som skjer langs en tidsakse. Sirkler med like farger indikerer liknende hendelser, og plasseres dermed nærme hverandre.

Geometriene som skapes av de foldede tidsaksene kan benyttes til å karakterisere trendene i datasettene. Karakteristikk som kan identifisere trender er for eksempel u-svinger, klynger, uteliggere, sykliske kurver og oscillerende kurver. Dersom kurvene har u-svingede former tyder dette på reverserende data, klynger kan tolkes som at det er en høy grad av stagning i dataene, altså at det er liten utvikling. Sykliske kurver indikerer gjentakelser. Bach et al. (2016) benytter utviklingen av diverse Wikipedia-artikler for å illustrere de ulike type geometriene den foldede tidsaken kan føre til. Disse eksemplene demonstrerer hvordan de ulike karakteristikaene kan benyttes for å tolke trender og utvikling i datasett over tid.



Figur 1.8: Prinsippskisse av tidskurver.

Kapittel 2

Åknes prosjektbeskrivelse

2.1 Områdebeskrivelse og geologi

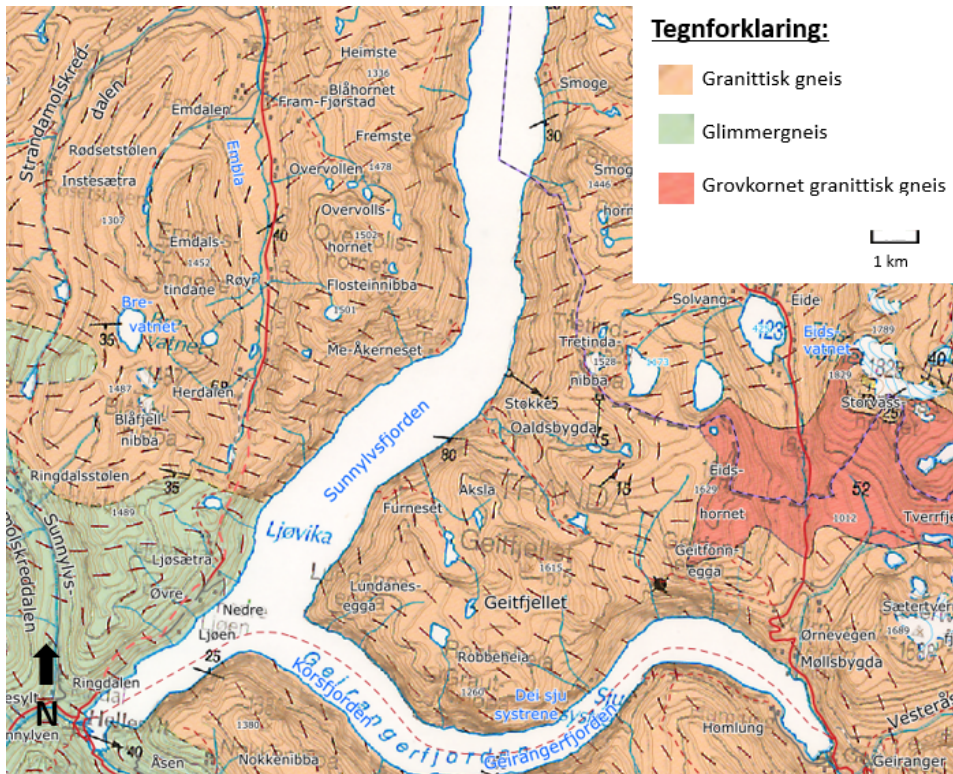
Åknes fjellparti ligger i Stranda kommune i Møre og Romsdal fylke, se figur 2.1. Partiet er plassert på den vestlige siden av Sunnlyvsfjorden, som er en del av den større fjorden, Storfjorden. Fjellsiden har en gjennomsnittlig helning på rundt 30-35 *circ* (Ganerød et al., 2008). Åknes er en av flere ustabile fjellparti som blir overvåket av Norges vassdrag- og energidirektorat, NVE.



Figur 2.1: Plassering av Åknes på Norgeskart.

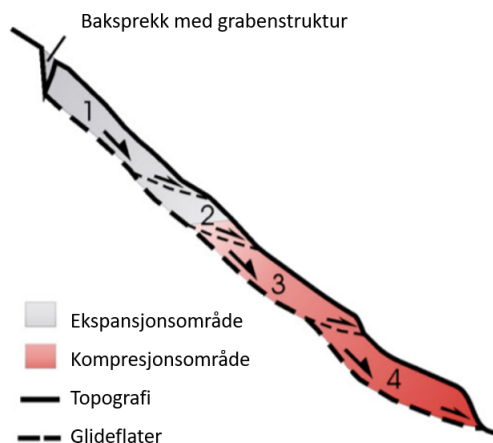
Åknes ligger plassert i den vestre gneisregionen. Figur 2.2 illustrerer berggrunnsgeologien i området rundt Åknes. Denne regionen er ifølge Askheim (2015) dannet som følge av den kaledonske fjellkjededannelsen, og følgelig en omdanning

av den prekambriske gneisen. Fjellmassivet består av gneiser med tydelig lagdeling. Orienteringen av disse systemene er med på å danne lokaliseringen av baksprekken i partiet som utvider seg. Den foldede foliasjonen i fjellsiden bestemmer hvordan glideplanene utvikler seg nedover i fjellsiden, og fører til at dybden til glideplanene er skiftende (Ganerød et al., 2008). De mest oppsprukne sonene på Åknes sammenfaller med biotittlag på opptil 20 cm. Det er i disse lagene at de største bevegelsene skjer, og disse kan dermed tolkes som glideplan (Blikra, 2012).



Figur 2.2: Berggrunnen i området rundt Sunnlyvsfjorden. Berggrunnskart hentet fra NGU (2020).

Ganerød et al. (2008) fant at bevegelsen av fjellmassivet fører til at det kan deles inn i en ekspanderende og komprimerende sone. Denne inndelingen kan ses i figur 2.3. De to nedre sonene karakteriseres av kompresjon, mens de to øvre sonene ekspanderes. De fant også at massivet kan deles inn i fire soner etter ulik strukturell oppbygning, disse undergruppene er også visualisert i figuren. Disse undergruppene bygger opp geometrien til hovedglideplanet, som ses i bunnen av skissen.



Figur 2.3: Ekspansjonsområdet og kompresjonsområde i et tværsnitt gjennom Åknes. Figuren viser også ulike underområder definert av Ganerød et al. (2008) .

Det ustabile fjellpartiet kan ifølge NVE (2019) deles inn i fire soner ut ifra forskjellene i bevegeshastighet. Den øverste sonen er Graben-området, som har en stor grad av innsynkning og det er målt stor bevegelse. Det er antatt at den totale vertikale bevegelsen er rundt 20-30 m i Grabenområdet (Blikra, 2012). Flankeområdet er den øvre, vestlige delen, der det er målt mest bevegelse bortsett fra graben. Denne sonen avgrenses også av den oppsprukne forkastningssonen, Åknesrenna, i vest. Midtre østlige del er det tredje området med noen cm mindre bevegelse i året. I den nederste delen er det ikke målt bevegelse, men observasjoner kan tyde på at det tidligere har vært bevegelse også her (NVE, 2019).

2.2 Skredscenarier og konsekvenser

I dette kapitlet vil problematikken og konsekvensene rundt Åknes presenteres. Noe av problematikken ved et eventuelt skred omhandler dannelsen av en flodbølge som vil bevege seg innover i fjorden. Blikra og Anda (2010) går i sin rapport gjennom hvilke følger ulike scenarier av skredet vil få. De ulike scenariene utgjøres av ulikt skredvolum, og kan ses i figur 2.4. Disse vil igjen føre til ulike størrelse på flodbølgene. Det største mulige antatte volumet er 54 millioner m³. Dette innebærer at hele partiet vil rase ut (scenario A), inkludert det nederste partiet der det ikke er observert bevegelser (Blikra og Anda, 2010).

De tre ulike scenariene for skredet er:

1. Scenario A: Dette scenariet innebærer en utrasing av hele det ustabile

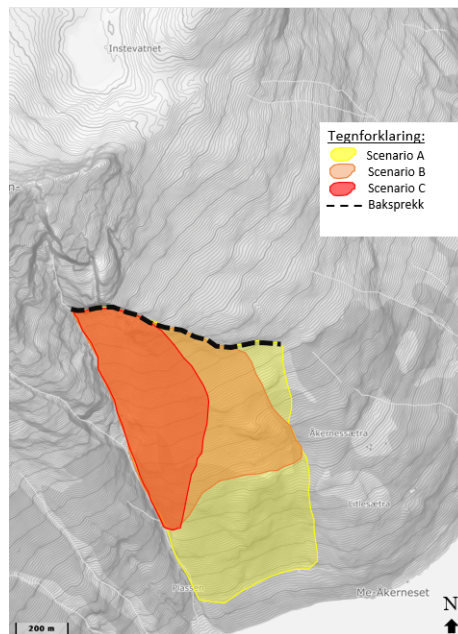
området, både der det er målt bevegelse og der det kun er observert tidligere bevegelser.

2. **Scenario B:** Dersom dette scenariet skulle inntreffe, raser det området med målt bevegelse ut.
3. **Scenario C:** Dette scenariet innebærer den øverste, vestlige delen av området. Dette er det området der det er målt størst bevegelser.

En oversikt over scenariene med volum, sikkerhetsklasse og sannsynlighet er gitt i tabell 2.1. Figur 2.4 viser områdene de ulike scenariene er regnet ut fra (NVE, 2020).

Tabell 2.1: De ulike scenariene for skred på Åknes, data hentet fra (Blikra, 2012).

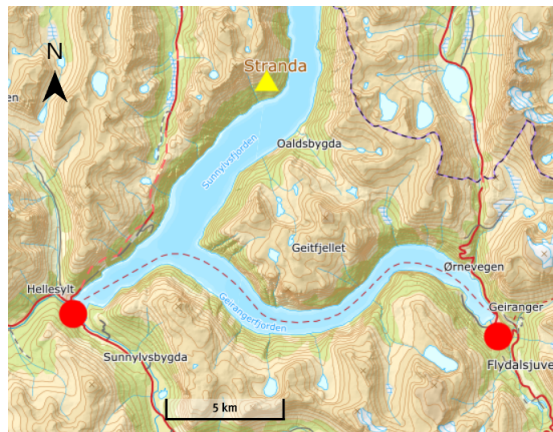
Scenario	Volum (mill. m ³)	Sikkerhetsklasse	Årlig nominell sannsynlighet
A	54	3	1/5000
B	18	2	1/1000
C	6-11	2	1/100



Figur 2.4: Skredscenariene på Åknes.

De ulike scenariene over er også benyttet ved vurdering og modellering av flodbølgedannelsen ved et eventuelt skred. En bølge i dette området kan ha katastrofale følger for flere tettsteder, som for eksempel Hellesylt og Geiranger.

Plasseringene av disse tettstedene vises i figur 2.5.



Figur 2.5: Figuren viser lokaliteten til de to spesielt utsatte områdene ved en eventuell flodbølge, Hellesylt og Geiranger. Disse er markert med rødt, mens Åknes fjellparti er markert med en gul trekant

Ifølge Blikra (2012) vil scenario A på 54 mill. m³ føre til en bølge som kan være opptil 85 m høy i Hellesylt, og 70 m i Geiranger. Eidsvig og Harbitz (2005) gjorde en numerisk analyse av bølger etter mulige skred fra Åknes. Det ble her simulert skred på 8 mill. m³ og 35 mill. m³. Disse numeriske analysene viser hvordan bølgen eventuelt vil spre seg ut fra rasområdet, ved å beregne overflatehevingen på vannivået. Ut ifra disse analysene er det mulig å se hvor bølgen vil ramme hardest, og hvor lang tid det vil ta før den treffer de utsatte områdene.

Ved det minste volumet, 8 mill. m³, tar det kun fire minutter før bølgen når Hellesylt og 10 minutter før den når Geiranger. Scenariet vil også føre til oppskyllingshøyder i Hellesylt og Geiranger på henholdsvis 8 - 10 m og 8 - 15 m. Ved det større volumet, 35 mill. m³, når bølgen Hellesylt og Geiranger etter like mange minutter, men oppskyllingshøyden er vesentlig høyere. I Hellesylt vil den være 25 - 35 m, mens den i Geiranger vil være 20 - 40 m. Siden begge disse lokalsamfunnene ligger nede ved havnivå, vil disse bølgehøydene få katastrofale følger (Eidsvig og Harbitz, 2005).

2.3 Dreneringsprosjektet

Konsekvensene av et eventuelt ras på Åknes kan være katastrofale og det er følgelig vurdert ulike metoder for å stabilisere og sikre partiet. Mulige metoder er nedspregning av fjellet, støttetiltak, oppdemning av fjorden og så videre. Det

viser seg derimot at drenering er det eneste reelle tiltaket for å stabilisere partiet (Blikra, 2012).

I kapittel 1.1.4 ble det gjennomgått hvorfor vann vil virke destabiliserende på stabiliteten. Som en følge av dette vil det være mulig å øke stabiliteten ved å senke vannivået ved drenering. Spørsmålet i denne sammenhengen er dermed hvor mye det eventuelt vil øke stabiliteten og hvilke metoder som er hensiktsmessige å benytte.

Ortigao og Sayao (2004) gir en oversikt over metoder for drenering av fjellskråninger og teorien bak disse. Dette innebærer både metoder som hindrer infiltrasjon av grunnvann (overflatedrenering) og metoder som innebærer boring/driving av drenerende soner under overflaten. Ved drenering under overflaten er det viktig at de drenerende kanalene treffer vannførende sprekker, for å ha effekt på stabiliteten (Wyllie og Mah, 2004). Dette medfører at det kreves omfattende kunnskap om det hydrogeologiske systemet og hvilke sprekkesett som er vannførende, før dreneringstiltak kan iverksettes.

Drenering som stabiliseringstiltak er blitt utført flere steder med vellykket stabiliserende effekt. På Campo Vallemaggia i de sveitsiske alpene ble det benyttet en dyp dreneringstunnel som med suksess stabiliserte partiet i 1995. Dette ble utført ved å sprengte en 11 m² stor tunnel 100 m under bakkenivå. Fra denne ble det boret 30 borehull inn i overgangssonen mellom stabilt og bevegelig berg. Etter dreneringen ble det observert umiddelbar senking i poretrykk. Bevegelsene i bergmassen avtok også vesentlig i etterkant av dreneringen (Evans et al., 2007).

Numerisk modellering av dreneringen ble senere utført av Eberhardt, Bonzanigo og Loew (2007). Her ble det benyttet en diskret elementmetode. Modelleringen deres viste at i form av drenert vann trengtes det svært lite drenering for å få en stabiliserende effekt, selv på et fjellparti på denne størrelsen (800 millioner m³). Dette eksempelet illustrerer den store effekten dreneringstiltak kan ha på stabiliteten.

Downie Slide i British Columbia, Canada, er et annet eksempel der drenering ble brukt som stabiliserende tiltak. Her ble det boret 13 500 m med drenerende borehull reduserte vannstanden med opptill 120 m. Bevegelsen i fjellmassivet ble også redusert fra 10 mm/år til omtrent 2 mm/år (Ortigao og Sayao, 2004).

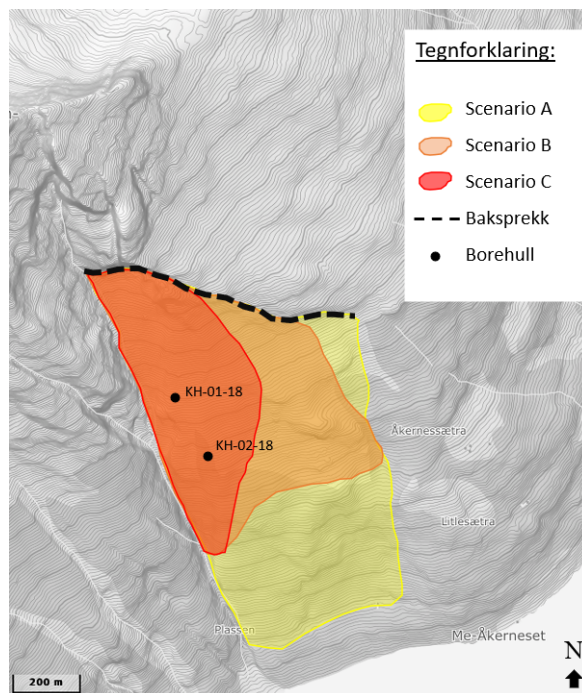
Drenering må skje av de mest vannførende systemet i fjellpartiet. Derfor er det essensielt å ha god kunnskap om de hydrogeologiske forholdene og hvor de

store vannførende sprekkene befinner seg, før drenering kan finne sted (Brattli, 2009) (Blikra, 2012). Det er derfor gjort mange undersøkelser for å definere disse systemene på Åknes. Det er blant annet boret flere borehull der det har blitt gjort flere ulike undersøkelser.

Ifølge Blikra (2012) er drenering som stabiliserende tiltak et av de mest økonomiske og mest effektive for store fjellpartier som Åknes. Moen (2008) gjennomgår i sin masteroppgave effekten av eventuell drenering på Åknes. Han går gjennom tre ulike alternativer for drenering og hvor mye de vil øke sikkerhetsfaktoren for fjellpartiet. Disse viste hvordan effekten av drenering vil påvirkes av ulike inngangsparametre. Han konkluderte også med at effekten vil være stor uansett hva parametrene settes til, men det er likevel alltid stor variasjon i de utregnede sikkerhetsfaktorene. Dette viser hvor viktig det er med en detaljert beskrivelse av de hydrogeologiske forholdene på Åknes, samt sprekker og svakhetssoner.

2.4 Borehullene

En oversikt over de aktuelle borehullene i denne oppgaven kan ses i figur 2.6. Figuren viser et gråtonekart over Åknes med plasseringen av de aktuelle borehullene illustrert. I denne oppgaven er det først og fremst KH-01-18, KH-02-18 som vil være i fokus.



Figur 2.6: Relevante borehull i forbindelse med denne oppgaven.

Tabell 2.2 viser en oversikt over de grunnleggende dataene om borehullene som er essensielt for videre vurderinger og diskusjoner av resultatene. Dette er for eksempel dybden på borehullene og påhuggskoordinater. Informasjonen er hentet fra NVE sin database for borehullene.

Tabell 2.2: Informasjon om borehullene.

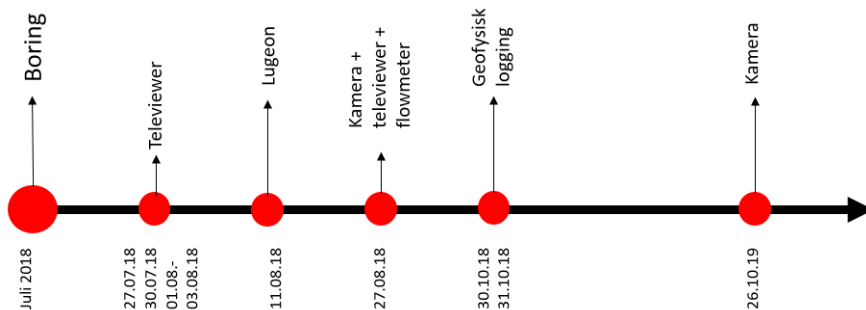
Borehull	Navn	X-koordinater	Y-koordinater	Høyde over havet (m.o.h)	Boreddybde (m)
KH-01-18	Rennekanten	395318	6895693	593	222
KH-02-18	Nedre Flanke	395437	6895530	471	200

I borehullene er det også målt dybde til de registrerte glideplanene. Disse dybdene vises i tabell 2.3. Dybde til grunnvannspeilet i borehullene er svært varierende og er ulikt ved tidspunkt for de ulike borehullene.

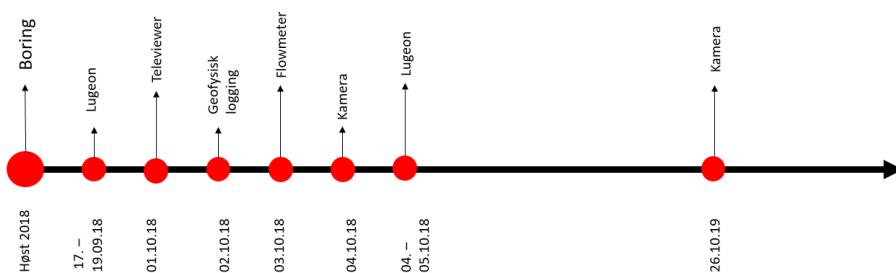
Tabell 2.3: Dybde til glideplan i borehullene (NVE, 2020).

Borehull	Hovedglideplan [m.u.b.]	Glideplan 2 [m.u.b.]	Glideplan 3 [m.u.b.]
KH-01-18	34	61	80
KH-02-18	15	111	-

Det er som nevnt utført en rekke undersøkelser i borehullene. Begge borehullene ble boret på slutten av sommeren/høsten 2018. Ved sammenligning av resultatene fra de ulike undersøkelsene er det essensielt å kjenne til tidspunktene de aktuelle undersøkelsene ble utført. En oversikt over når hvilke tester ble utført i borehullene kan ses i figur 2.7 og 2.8. Rett etter boring ble det utført borehullslogginger av begge borehull. Dette innebærer logging med flowmeter, geofysisk logging med blant annet optisk televiwer, resistivitetsmålinger og så videre (Elvebakk og Pless, 2018). Det er også utført Lugeontester og videoinspeksjon av borehullene. Kjernene fra boringen ble også tatt ut og analysert. Fra disse ble det blant annet oppsprekningsmønsteret i borehullene kartlagt, inkludert RQD og sprekkefrekvens. En oversikt over utførte undersøkelser ses i figur 2.7 og 2.8.



Figur 2.7: Tidspunkt for gjennomførte undersøkelser i borehull KH-01-18.



Figur 2.8: Tidspunkt for gjennomførte undersøkelser i borehull KH-02-18.

Kapittel 3

Metode

3.1 Borehullsundersøkelser

Det er utført en rekke borehullsundersøkelser i de aktuelle borehullene. I denne oppgaven er det først og fremst strømnings- og temperaturmålinger som vil bli analysert og sammenstilt. Tidspunkt for når de relevante undersøkelsene ble utført finnes i tabell 3.1.

Tabell 3.1: Tidspunkt når de ulike testene ble utført i hvert borehull.

Tidspunkt for borehullsundersøkelser			
Borehull	Flowmeter	Varmepulstest	Temperaturmålinger
KH-01-18	27.08.2018	25.-27.06.2019	27.06.2019 - 05.08.2019
KH-02-18	02.10.2018	25.-27.06.2019	27.06.2019 - 05.08.2019

I de ulike borehullene er det registrert ulike grunnvannsnivåer ved tidspunktene de ulike testene ble utført. Dette er også en viktig faktor som kan påvirke resultatene i vesentlig grad. I tabell 3.2 finnes en oversikt over hvor langt under bakkenivå grunnvannet lå ved tidspunktet for de aktuelle testene.

Tabell 3.2: Grunnvannsnivået i meter under bakkenivå ved tidspunkt for de ulike testene. Nivåer hentet fra Acuna, Pless og Ramstad (2019) og Elvebakk og Pless (2018).

Borehull	Flowmetertest	Varmepulstest
KH-01-18	47 m	21,6 m
KH-02-18	72 m	59,4 m

3.1.1 Strømningsmåling med flowmeter

Flowmeter benyttes for å måle vannstrømningen vertikalt i borehullene (Elvebakk og Pless, 2018). Det er dermed mulig å detektere hvor det er stor vannstrømning inn i borehullet. På Åknes er dette utført med en sonde som heves og senkes i borehullet med konstant hastighet. Variasjon i rotasjonen til sonden kan dermed knyttes til vannstrømning, og hvor vann strømmer inn og ut. Rotasjonen blir målt i *rpm (revolutions per minute)*, eller omdreiningstall. Det gjøres målinger både ved heving og senking av sonden. Dermed kan netto hastighet på strømmingen beregnes. Dersom nettohastigheten er positiv betyr dette strømning nedover, mens negative verdier betyr strømning oppover. Der det er stor endring i målingen vil det dermed være enten instrømning eller utstrømning av borehullet. Ved å sammenligne målingene og dybdene med for eksempel optisk viewer kan en se hvilke sprekker som leder vann og i hvilken retning.

I de aktuelle borehullene på Åknes er strømningsmålingene med flowmeter utført kort tid etter boring. Sondene ble senket og hevet med en bestemt og konstant hastighet. I begge borehullene ble testen utført med en hastighet på 5 m/min. Ut ifra diameteren til borehullene og målt omdreiningstall med strømningsmåleren er det dermed mulig å estimere vannstrømningens hastighet og mengde vann pr. tidsenhet. I denne prosessen antas det også en rpm-verdi når det er null strømning. Diameteren til borehullene fra 2018 er 96 mm. Undersøkelsene som er utført med flowmeter av Elvebakk og Pless (2018).

3.1.2 Strømningsmåling med varmepulstest

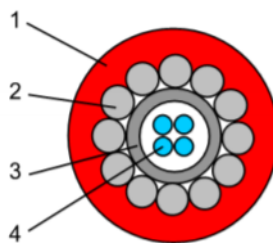
Varmepulstest er, i likhet med måling med flowmeter, en metode for å måle og registrere strømning i borehull. Ved denne undersøkelsen plasseres det varmeelementer i borehullet. Deretter påføres det varme over et visst tidsintervall. Deretter måles temperaturresponsen og det er dermed mulig å visualisere hvordan varmefronten beveger seg. Ut ifra dette kan strømningsretning og -mengde estimeres. Inn- og utstrømning fra borehullet kan estimeres også ut ifra denne metoden.

Varmeresponsen måles ved hjelp av et *DTS-system (Distributed Temperature Sensing)*. Denne metoden er omhandlet av blant annet Coleman et al. (2015) og Ukil, Braendle og Krippner (2012). DTS måler temperatur ved å benytte fiberoptiske kabler. Lyset som sendes ut i den fiberoptiske kabelen vil reflekteres langs kabelen og sendes tilbake, og ut ifra dette signalet kan temperaturen registreres. Ifølge Ukil, Braendle og Krippner (2012) har DTS en høy oppløsning på 0.01 °C og stor nøyaktighet.

Ukil, Braendle og Krippner (2012) peker på tre ulike måleprinsipper som kan benyttes. Disse tre baserer seg på å detektere tilbakestrålingen av enten Raman-, Rayleigh- eller Brillouinstråling. Ramanstråling er en uelastisk spredning av lys (Raman, 1928). Fotonene blir spredt når de treffer materialets molekyler og frekvensen endres. Lyset som reflekteres tilbake blir dermed registret og temperaturen detektert.

Strålingen som blir reflektert deles og består av tre komponenter; Rayleighstråling, Stokes og anti-Stokes. Forskjellen mellom disse er hvor mye energi som er tapt eller absorbert når laserlyset blir reflektert. Rayleighstrålingen har samme energi/bølgelengde som den opprinnelige strålingen. Stokes absorberer energi ved interaksjon med molekylene og anti-Stokes taper energi. Forholdet mellom Stokes og anti-Stokes gir et mål på temperaturen (Ukil, Braendle og Krippner, 2012). Stokes og anti-Stokes kan også benyttes for å vurdere signalstyrken av den reflekterte strålingen (Kvalsvik, 2019). Brillouinspredning er også uelastisk spredning, og dannes ved at lyset samhandler med materialbølgene i mediet (Ukil, Braendle og Krippner, 2012). Det reflekterte lyset vil også her bestå av Stokes og anti-Stokes.

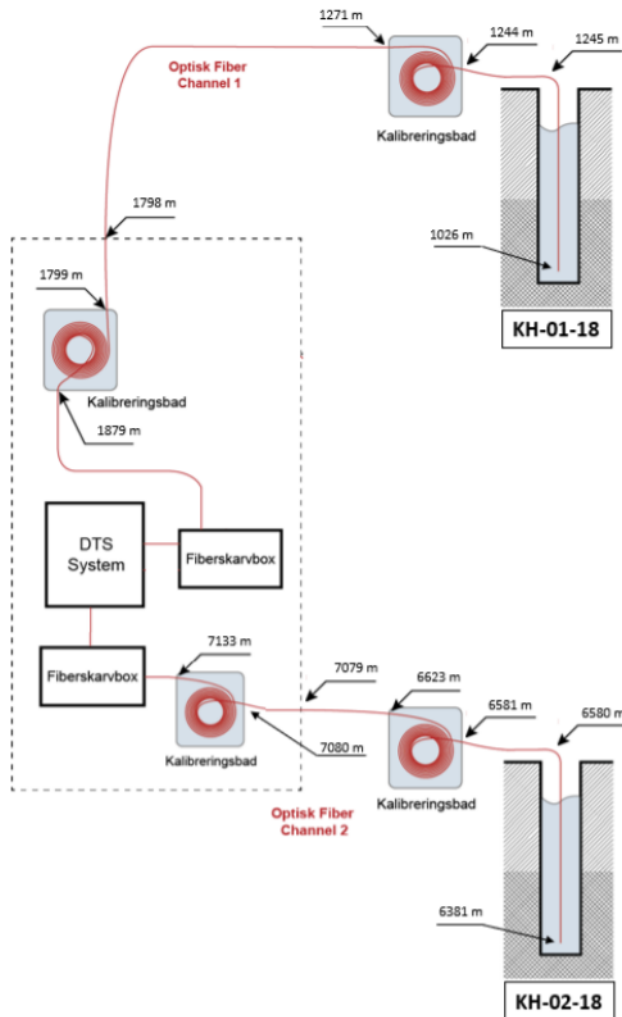
I DTS-systemet på Åknes ble ifølge Acuna, Pless og Ramstad (2019) Ramanstråling benyttet for å måle temperaturen. Figur 3.1 viser kabelen som ble brukt under testene utført på Åknes (Acuna, 2019). Fibrene er omgitt av et rustfritt stålør, rustfrie stålvaiere og et beskyttende ytre lag.



Figur 3.1: Fiberoptisk kabel. 1: Ytre beskyttende lag. 2: Rustfrie stålvaiere. 3: Rustfritt stålør. 4: Optiske fibre (Acuna, 2019).

Figur 3.2 viser et skjematisk oppsett av hvordan den fiberoptiske kabelen var installert i hvert av borehullene (Acuna, 2019). Figuren viser den fiberoptiske kabelen som går gjennom DTS-systemet og et kalibreringsbad før den går mot borehullene. Kalibreringsbadet brukes til å kalibrere temperaturmålingene.

Temperaturen i kalibreringsbadet er kjent. Dermed kan temperaturen målt med den fiberoptiske kabelen justeres dersom den målte temperaturen avviker fra den sanne temperaturen (Kvalsvik, 2019).



Figur 3.2: Oppsett av DTS-systemet i 2018-borehullene (Acuna, 2019).

Den fiberoptiske kabelen har ikke nullpunkt der borehullet starter. Dybdene må dermed regnes om slik at riktig temperatur tolkes på riktig dybde. Tabell 3.3 viser hvor på kabellengden borehullet starter. Fiberkabelen fra borehull KH-01-18 er koblet til *Channel 1* i DTS-systemet, og kabelen fra KH-02-18 er koblet til *Channel 2*. Kabelen til borehull KH-01-18 er 863 m lang. Dette vil si at toppen av

borehullet er på 641 m. For borehull KH-02-18 er den 761 m lang, som vil si at toppen av borehullet er på 561 m. Dette er nødvendig for å kunne tolke dybdene fra temperaturprofilene i programvaren Silixa viewer, og vil også bli benyttet under arbeidet med den naturlig målte temperaturvariasjonen i borehullene.

Tabell 3.3: Oversikt over hvor langs kabelen borehullene er plassert (Acuna, 2019).

	Start av borehull (m)	Lengde borehull (m)	Borehull slutt (m)
KH-01-18	641	222	863
KH-02-18	561	199	760

På Åknes ble strømningsmåling med varmpulstest utført i slutten av juni 2019, altså på et annet tidspunkt enn strømningsundersøkelsen med flowmeter.

Etter varmpulstestene i borehullene var utført ble den fiberoptiske kabelen liggende i borehullene. Dermed ble den naturlige temperaturen og hvordan den varierte, registrert. Kabelen ble liggende i borehullene frem til 5. august samme år, altså en periode på omtrent 1,5 måneder.

3.1.3 Temperaturmålinger

Temperaturprofilene i KH-01-18 og KH-02-18 er tatt i løpet av sommeren 2019. Målingene ble tatt hvert tiende minutt fra 26. juni til 5. august. Dataene ble samlet inn ved hjelp av det samme DTS-systemet som ble brukt til varmpulstesten, se kapittel 3.1.2. Dette genererte en stor mengde data.

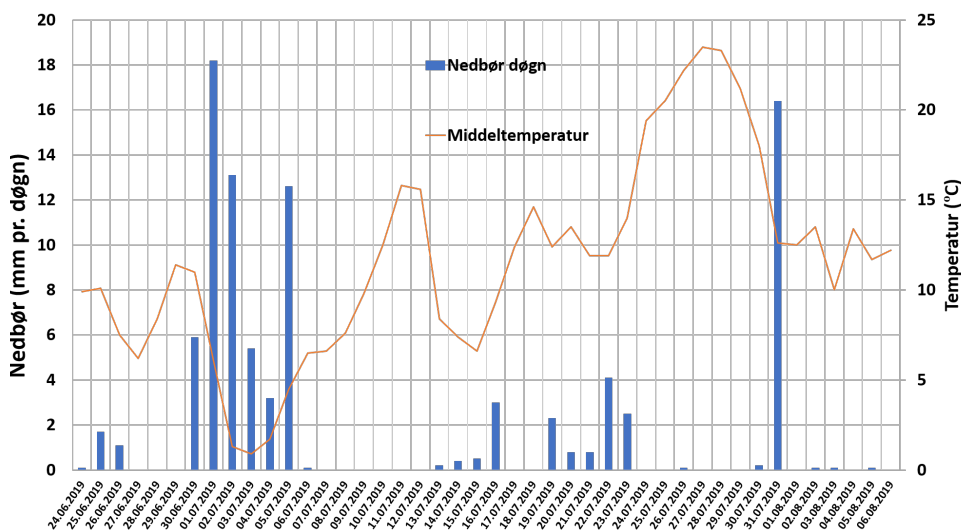
Analysen av temperaturprofilene er i hovedsak gjennomført ved hjelp av Excel, og Leapfrog er benyttet for visualisering. Temperaturprofilene ble lastet ned til csv-format ved hjelp av Silixa Viewer programvaren.

Alle temperaturdataene ble samles i et felles Excelark for lettere bearbeidelse. Først ble gjennomsnittet for hele perioden regnet ut. Deretter ble variansen for samme periode også utregnet. Variansen er et mål på hvor mye hver verdiene fra de enkelte hendelsene avviker fra gjennomsnittet. Variansen regnes ut som kvadratet av avviker av gjennomsnittet av utvalget. På grunn av de store mengdene data ble det vurdert at enkelte avvik/feilmålinger av enkelte hendelser ikke vil påvirke gjennomsnittet i stor grad.

Hensikten med analyse av temperaturprofildataene er å se hvilke sprekkesett som kan ha forbindelser med hverandre. Som nevnt i 1 vil temperaturen/varmelednings-evnen være annerledes i områder med oppsprukne soner og sprekker. Ifølge

Elvebakk og Rønning (2002) tyder plutselige økning i temperatur på at det kan strømme vann inn ved denne dybden. Dermed er temperaturendringer en metode for å detektere slike soner. Temperaturen vil også ses i sammenheng med RQD-verdier i borehullene, som gir en indikasjon på oppsprekking. RQD verdier er oversendt fra Kristin Hilde Holmøy, ved NGI.

Figur 3.3 viser nedbør og temperatur sommeren 2019 fra Åknes meteorologiske stasjon (se også vedlegg C). Fra disse datoene ble det valgt ut visse delperioder som skulle benyttes for sammenligning med de målte temperaturvariasjonene i borehullene. Periodene er valgt ut ifra observasjoner og kvalitative vurderinger av temperaturprofilene i Silixa DTS viewer, og tydelige endringer i klima som ses i figur 3.3. En oversikt over de ulike periodene finnes i tabell 3.4.



Figur 3.3: Klimadata fra sommeren 2019 fra værstasjonen på Åknes, hentet fra Norsk klimaservicesenter.

Tabell 3.4: Delperioder sommeren 2019.

Dato	Periode	Kommentar
30.06 - 05.07	1	Mye nedbør over flere dager, lav lufttemperatur (< 8 °C)
17.07 - 23.07	2	Noe nedbør, lufttemperatur rundt 10 °C
24.07 - 29.07	3	Ingen nedbør, høy lufttemperatur (>18 °C)
31.07 - 05.08	4	Mye nedbør første dag i perioden, deretter tilnærmet 0, lufttemperatur rundt 10 °C

Variansen av de ulike periodene kan kun sammenlignes dersom variansen er regnet ut fra et like langt tidsintervall. Ved et større tidsintervall vil det naturlig være større variasjon. Derfor er periodene tilpasset slik at gjennomsnitt og varians er beregnet fra like lange tidsintervall, se tabell 3.4.

Periode 1 varer fra 30.juni til 6. juli. Her ble det registrert mye nedbør over flere dager, og samtidig en lav lufttemperatur. Delperiode 2 er valgt fra 17. til 23. juli. Her er lufttemperaturen noe høyere og nedbørsmengden mye lavere. Periode 3 ble valgt ut på grunn av den høye lufttemperaturen i tidsintervallet, og den lave nedbørsmengden. Intervallet varer fra 24. til 30. juli. Periode 4 varer fra 30. juli til 5. august. Tidsintervallet begynner med en dag med mye nedbør. De neste dagene er nedbøren tilnærmet null. Temperaturen er relativt stabil på rundt 10 °C .

3.2 Bruk av Leapfrog for visualisering og sammenstilling av data

3.2.1 Leapfrog; bakgrunn og bruksområde

Leapfrog er et program som hovedsakelig benyttes til tredimensjonal geologisk modellering. Den geologiske modellen kan bygges ut ifra ulike kilder, som for eksempel borehull, stratigrafi, geologiske kart og liknende. Programmet er mye benyttet i gruveindustrien. Programmet er utviklet av Seequent, tidligere ARANZ Geo, for over ti år siden (Seequent, 2019). Programmet ble utviklet med gruve-, og mineralindustri som målgruppe. Leapfrog kan også benyttes til andre formål der geologi skal modelleres. Leapfrog er en dynamisk programvare, som vil si at modellen kan oppdateres kontinuerlig ved import av nye data (Fraile del R o 2015). Dette er en fordel i prosjekter som  knes, der nye tester og undersøkelser kan bli utført.

Grensesnittet i Leapfrog deles i tre hoveddeler. Dette er *prosjekttreet*, *visningsvinduet* og en verktøylinje for å redigere visualiseringen av data, se figur 3.4. I prosjekttrefanen skal all input-data legges inn. Først må det importeres/konstrueres en topografi. Dette kan importeres blant annet som punktskyer eller høydemodeller. Den topografiske modellen vil da ligge under *topography*-mappen. Strukturdata kan også legges inn med tilhørende fall og fallretninger for for eksempel forkastninger, bergartsgrenser og så videre.

I prosjekttreet ligger det også enn *borehole*-mappe der borehull og borehullsdata kan importeres. Det er disse dataene som blir mest relevante i denne oppgaven. Geofysiske data kan også importeres i profiler.

Midtre del av prosjekttreet inneholder den geologiske modellen og denne konstrueres her. Dette innebærer at en setter grenser til modellen. Den  vre grensen kan være topografien. Da deles den inn i et såkalt *mesh* bestående av trekanter. Oppløsningen på dette kan også settes i Leapfrog ved opprettelse av modellen.

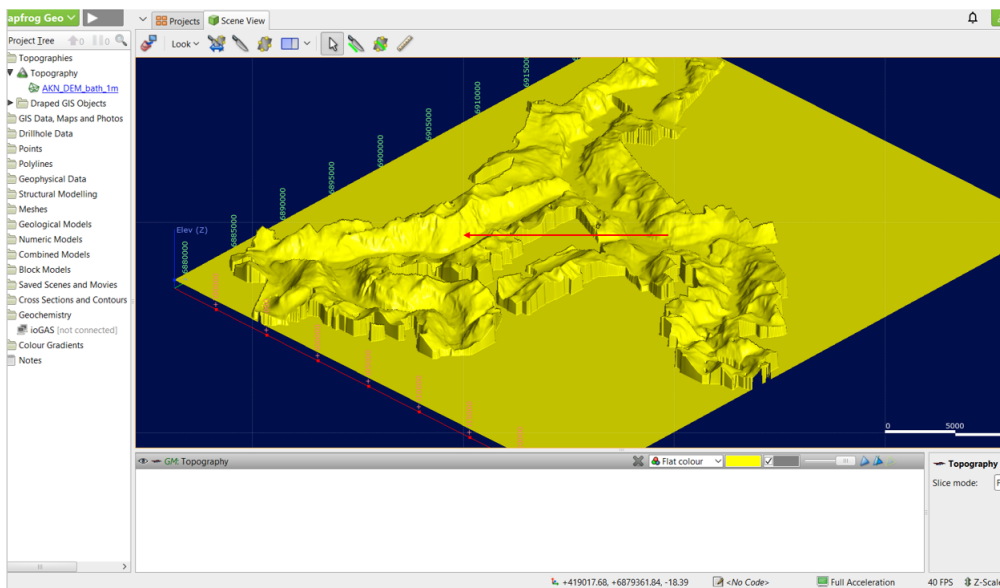
3.2 Bruk av Leapfrog for visualisering og sammenstilling av data



Figur 3.4: Figuren viser grensesnittet i Leapfrog. 1) Prosjekttreet, 2) visningsvinduet og 3) verktøylinje for redigering av visningsvinduet.

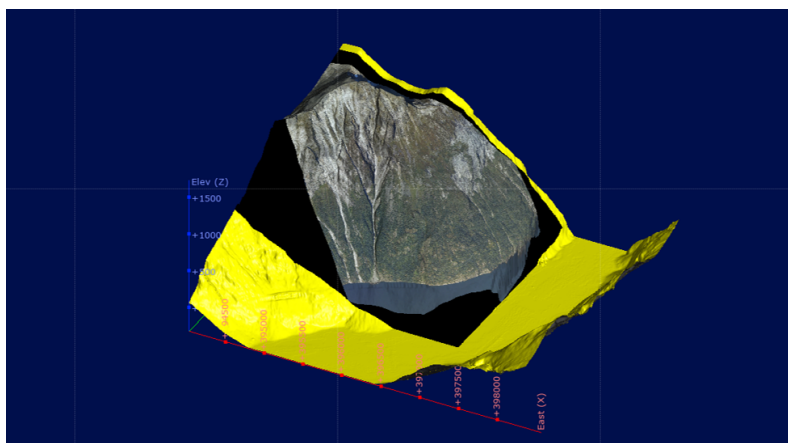
3.2.2 Importere data til leapfrog

For å visualisere data på en god måte må først topografien av området legges inn. I Leapfrog kan flere datatyper benyttes til dette formålet, blant annet punktskyer, DEM-modeller etc. I denne oppgaven benyttes en DEM-modell over hele Storfjorden hentet fra (NVE, 2020), se figur 3.5.



Figur 3.5: DEM-modell over Storfjorden hentet fra NVE server og lastet inn i Leapfrog. Pilen indikerer plasseringen av Åkneset.

Denne topografien kan da avgrensnes til området rundt Åknes. Oppløsningen av topografien kan redigeres når den importeres til Leapfrog. Deretter draperes georefererte satelltbilder på topografien for å visualisere området, se figur 3.6. Topografis synlighet kan deretter stilles for å bedre visualisere borehullsdataene.



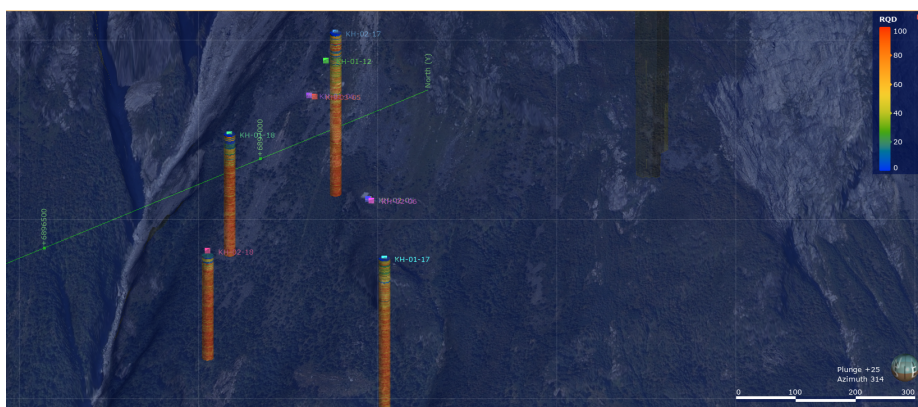
Figur 3.6: Her er topografien avskjært til området rundt Åknes og et satelltbildet drapert på overflaten.

3.2 Bruk av Leapfrog for visualisering og sammenstilling av data

Borehullsinformasjon tas inn i Leapfrog på Excel-format, med kommadelte filer (.csv-filer). Dette gjør de enkle å jobbe med og arbeide med. Koordinater og stikningen tas inn. Logging og andre tester som er utført i borehullene kan deretter også importeres ved hjelp av Excel. Dette kan utføres ved å ha intervalldata eller punktdata nedover i borehullene. Flowmeter- og temperaturdataer i utgangspunktet punktdata. For å visualisere data i Leapfrog på en best mulig måte var det mer hensiktsmessig å bruke intervaller. Dette blir utført ved å la verdiene for målingene gjelde over et lite intervall (0,01 m) i dybde.

For å få en mest mulig ut av Leapfrog bør så mye som mulig data legges inn. Dette gjelder for eksempel oppsprekking og sprekkefrekvens. Det vil også være hensiktsmessig å legge inn glideplan og grunnvannstand som har mye å si i flere av de ulike testene.

Etter import av verdiene kan de leses av ved at ulike verdier tildeles ulike farger, se figur 3.7. En av fordelene med Leapfrog er at disse veldig enkelt kan endres slik at det er mulig å få frem tydelig de verdiene eller avvikene en vil vise i dataene. Dette gjøres ved å endre fargekartet som tildeles dataene.



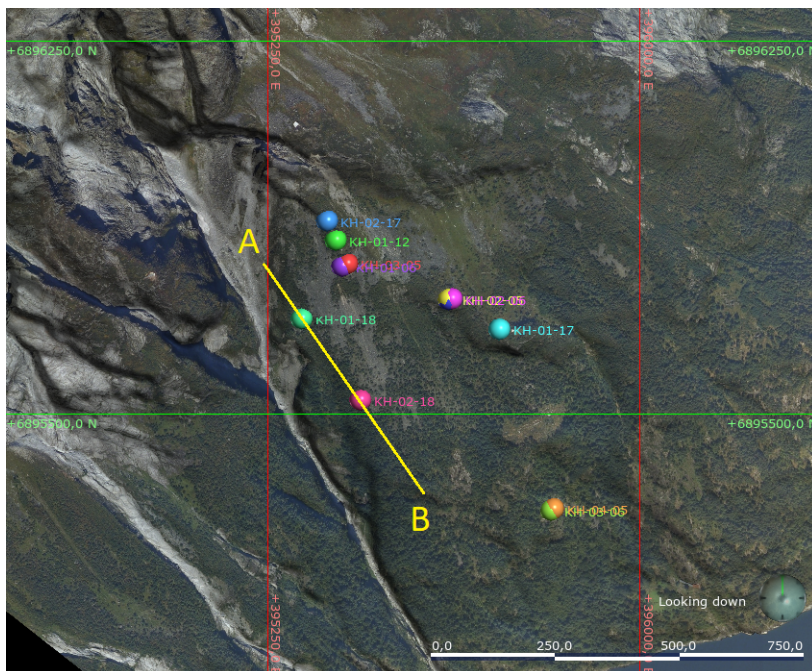
Figur 3.7: Eksempelet viser fire av borehullene på Åknes med RQD-data for hver meter.

En del av utfordringen med visualiseringen er endringene som skjer over tid. Dette gjelder ikke kun Leapfrog, men generelt for de fleste visualiseringsverktøy som benyttes. En stor utfordring er dermed å fremstille dataene på en hensiktsmessig måte. I denne oppgaven vil det bli sett mye på temperaturmålingene som er utført i 2018-borehullene. Målingene er utført over en lengre periode med kun ti minutter mellom hver måling. Dette resulterer i en stor mengde data som endrer seg over tid. Det vil være for store mengder til at det er velegnet å legge inn alt dette i

modellen. Dermed må det utarbeides metoder for å prosessere disse dataene slik at det på en god måte kan fremstilles i Leapfrog. En stor del av oppgaven vil dermed bestå av ulike metoder for å gjøre dette på en god måte.

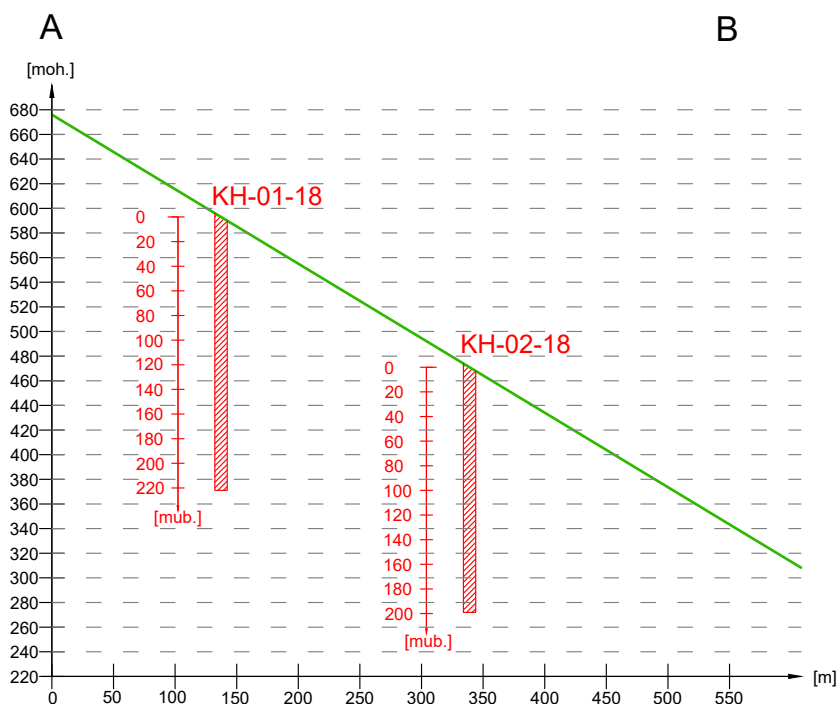
3.2.3 Visualisering av resultatene

Leapfrog vil som nevnt bli brukt til å visualisere data for å lettere se sammenhenger og tolke disse. Det vil dermed ikke produseres en geologisk modell. Visualisering av resultatene ble gjort ved å lage et tverrsnitt som skjærer gjennom de relevante borehullene, KH-01-18 og KH-02-18. Lokasjonen av tverrsnittet er gitt i figur 3.8. I dette tverrsnittet kan topografien og borehullsdata visualiseres. Formålet med å presentere resultatene i tverrsnitt for å enklere se sammenhenger mellom de ulike undersøkelsene, og mellom borehullene. Tverrsnittet gir dataene en stedsfestet egenskap, og det vil være enklere å se dataene i et helhetlig bilde og riktig perspektiv. Ved å visualisere resultatene på denne måten kan flere av de ulike resultatene også plasseres i samme tverrsnitt. Dette gir en kortere og mer oversiktlig fremstilling, som er gunstig ved videre diskusjon.



Figur 3.8: Plassering av snitt AB gjennom borehull KH-01-8 og KH-02-18.

Ved fremlegging av resultatene og tilhørende diskusjoner vil resultatene bli omtalt som dybder under bakkenivå. Figur 3.9 viser sammenhengen mellom dybde under bakkenivå (mub.) og meter over havet (moh.) for hvert borehull. Denne finnes også i vedlegg B. Høyden over havet vises langs y-aksen, og den horisontale avstanden i tverrsnittet langs x-aksen. Figuren viser også hvordan tverrsnittene der resultatene blir presentert, vil se ut.



Figur 3.9: Sammenheng mellom dybde under bakkenivå og meter over havet for hvert borehull, laget i AutoCAD.

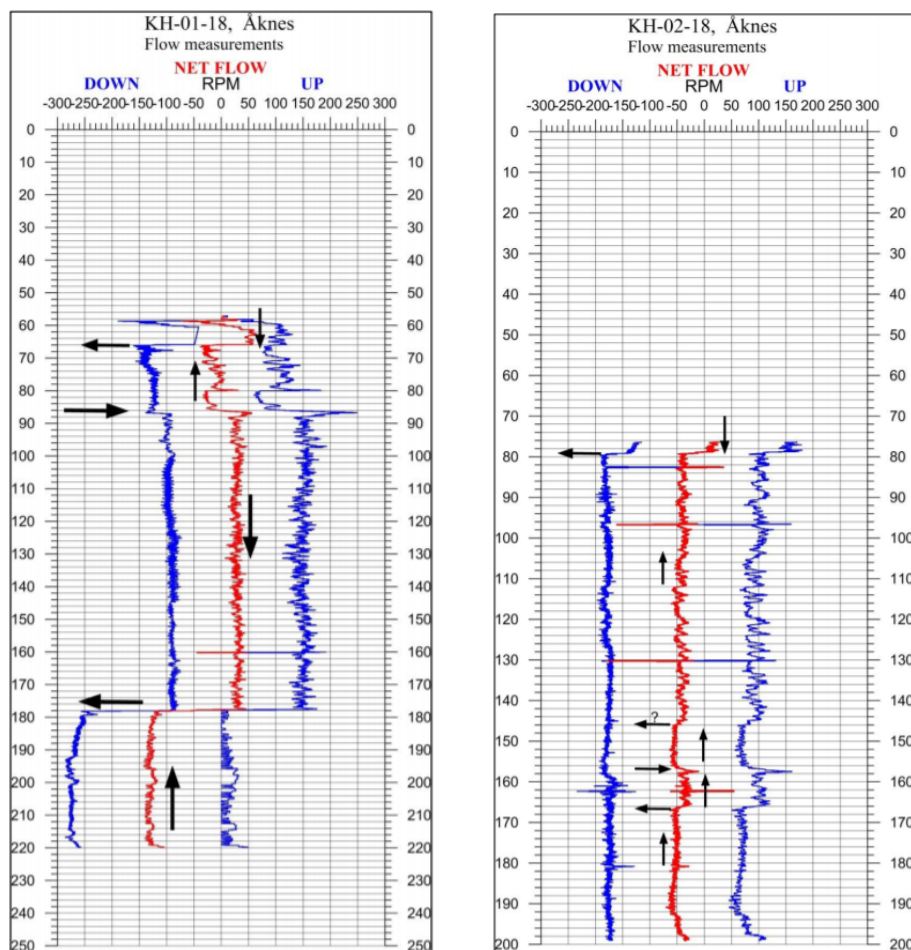
Kapittel 4

Resultater

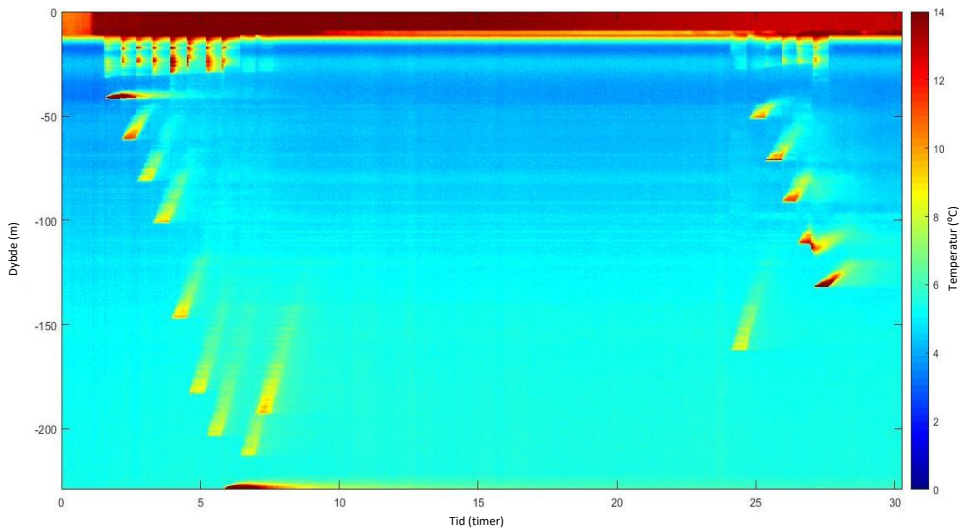
I dette kapitlet vil resultatene og sammenstillingen av disse fremlegges. Først vil resultatene fra flowmetertest og varmpulstest vises i en sammenstilling. Deretter vil resultatene fra temperaturmålingene tatt 2019 presenteres.

4.1 Strømningsmønster

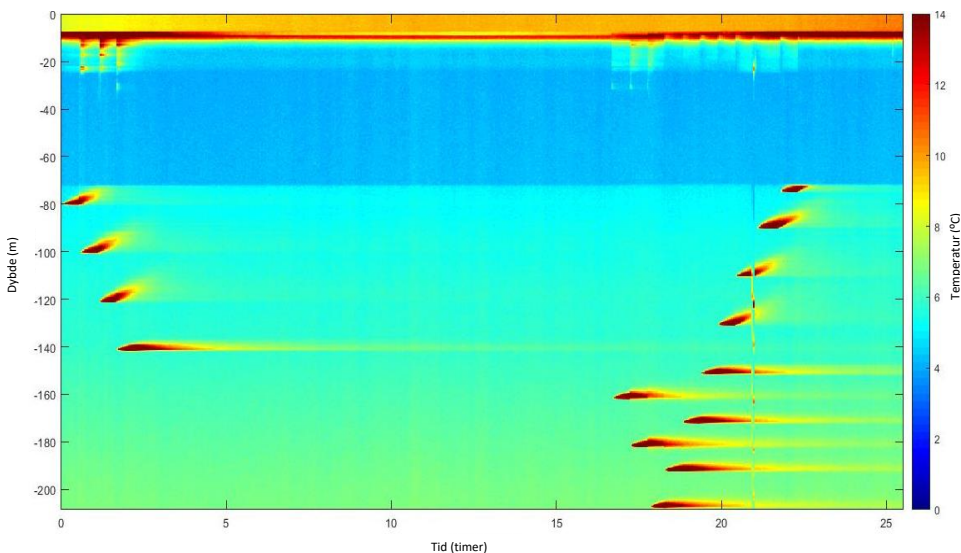
I denne seksjonen vil først resultatene fra flowmetertestene (Elvebakk og Pless, 2018) og varmpulstestene (Acuna, Pless og Ramstad, 2019) presenteres. Strømningsmønster fra disse ble tolket av henholdsvis Elvebakk og Pless (2018) og Acuna, Pless og Ramstad (2019). Vannmengder ble også estimert av disse.



Figur 4.1: Resultater fra flowmetertester hentet fra Elvebakk og Pless (2018). Det røde profilet viser nettostrømningen, mens de blå viser målingene tatt mens sonden ble senket og hevet (opp og ned).



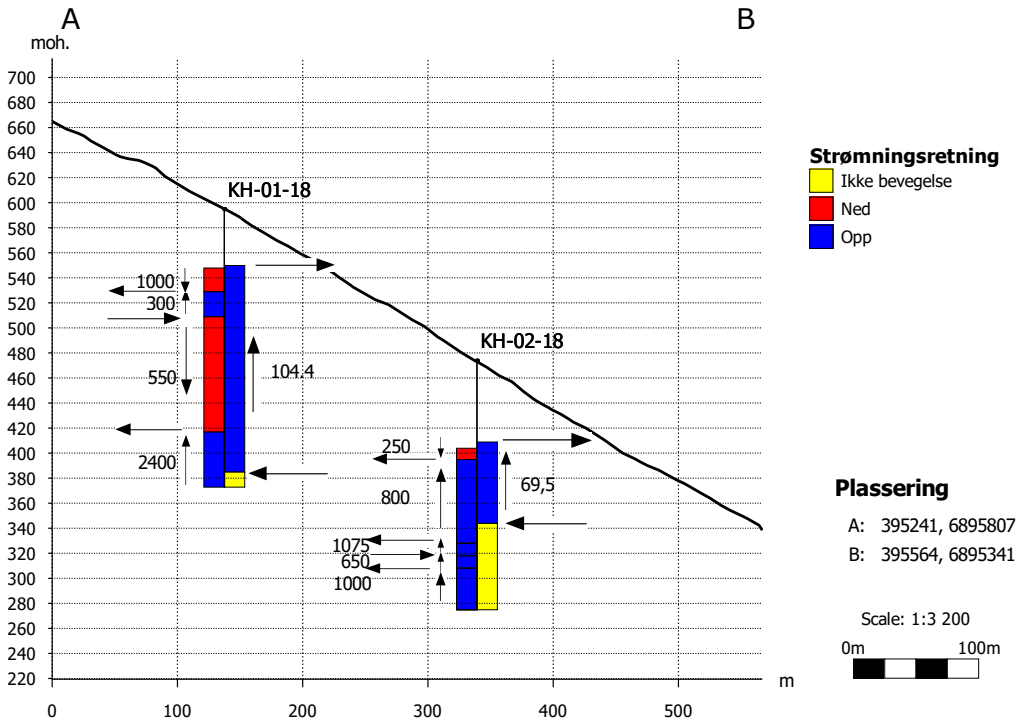
Figur 4.2: Varmepulstest i KH-01-18, hentet fra (Acuna, Pless og Ramstad, 2019).



Figur 4.3: Varmepulstest i KH-02-18, hentet fra Acuna, Pless og Ramstad (2019).

Tverrsnitt i figur 4.4 viser en sammenstilling av resultatene fra flowmeter og varmpulstest presentert i figur 4.1, 4.2 og 4.3. Estimerte vannmengder og inn- og utstrømningsområder er også visualisert. Venstre side av borehullene viser resultatene fra flowmeter, mens høyre side viser resultater fra varmpulstestene. Det er viktig å understreke at grunnvannsnivået også var ulikt ved tidspunkt for

testene. Grunnvannsnivå i hvert av borehullene ved de ulike tidspunktene finnes i tabell 3.2.



Figur 4.4: Sammenstilling av resultatene fra flowmeter og varmpulstest. Venstre side av borehullene viser resultatene hentet fra flowmeter test og høyre side viser resultater hentet fra varmpulstest. Pilene viser inn- og utstrømningsområder tolket fra de ulike testene. Verdiene er mengde vannstrømning gitt i l/time.

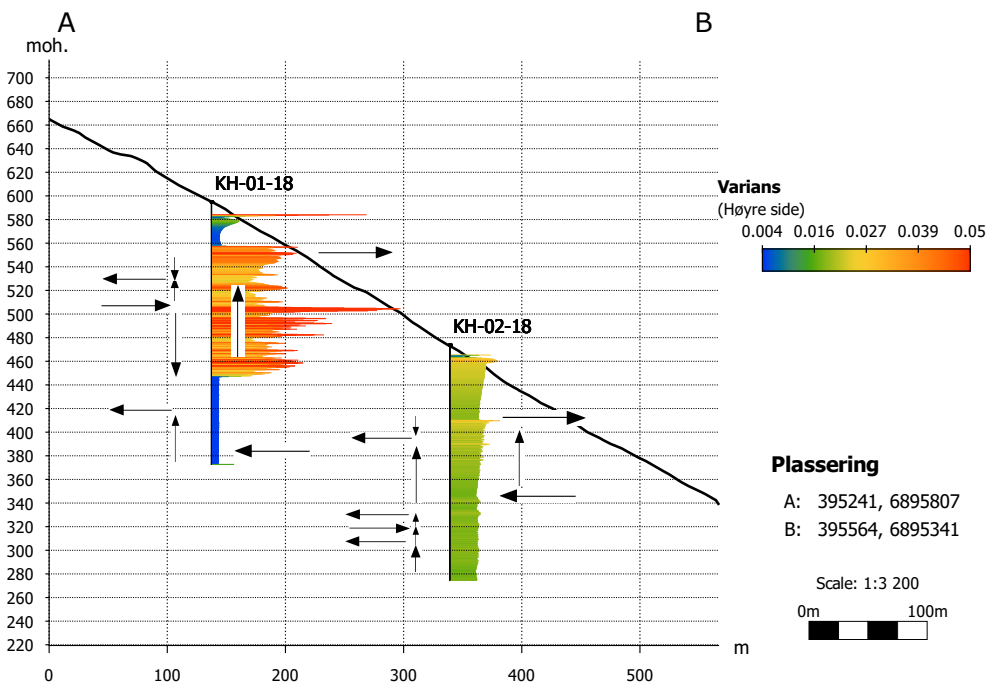
4.2 Temperaturprofiler sommeren 2019

Temperaturprofilene skal sammenlignes med strømningsmålingene og klimadata fra perioden de er tatt. Hensikten med dette er å se hvordan klima (nedbør og temperatur) påvirker temperaturen i borehullet, og dermed se hvilke seksjoner/sprekker som har tett sammenheng med nedbør og dermed mest sannsynlig har hydrogeologiske systemer som henger sammen. I dette kapittelet vil resultatene fra temperaturmålingene presenteres.

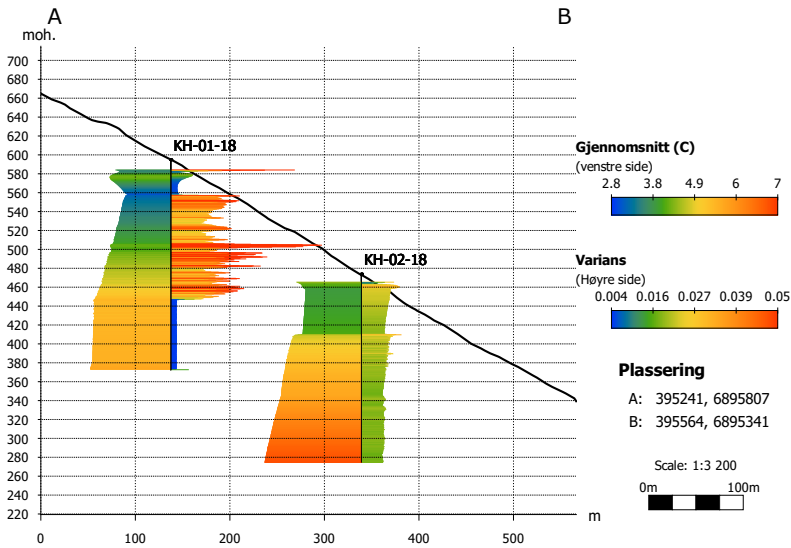
Først vil resultatene som er fra hele måleperioden presenteres, deretter resultatene fra de ulike delperiodene omtalt i kapittel 3.

4.2.1 Hele måleperioden

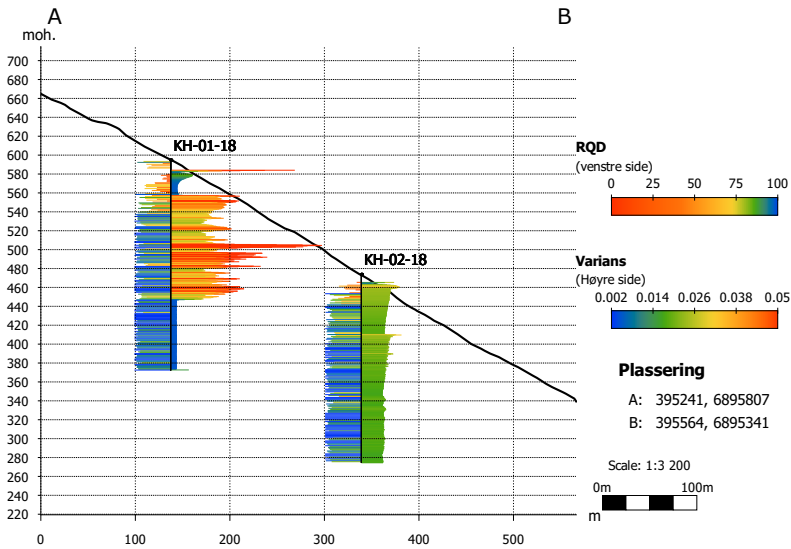
Figur 4.5 viser variansen av temperaturmålingene over hele måleperioden. Snittet viser også pilene som indikerer strømningsmønsteret som målt med flowmetertest og varmepulstest. Figur 4.6 viser gjennomsnittstemperaturen og variansen for hver dybde utregnet fra målingene fra hele perioden.



Figur 4.5: Figuren viser temperaturvariansen over hele måleperioden. Pilene viser strømningsretningene fra flowmeter test og varmepulstest.



Figur 4.6: Gjennomsnitt og varians over hele måleperioden, 26.06 - 05.08.

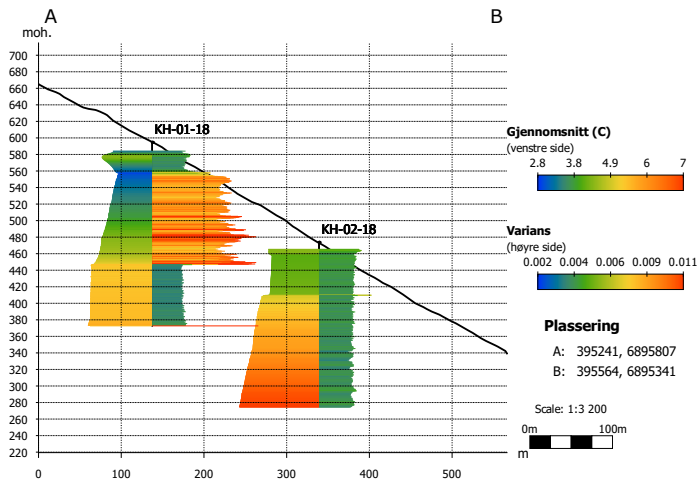


Figur 4.7: Varians i temperatur fra hele måleperiode plottet ved siden av RQD for borehullene. RQD-verdier oversendt fra Kristin Hilde Holmøy, NGI.

I følgende seksjoner vil resultatene fra temperaturmålingene i de ulike delperiodene presenteres. Merk at fargeintervallet for variansen ikke er det samme her som for

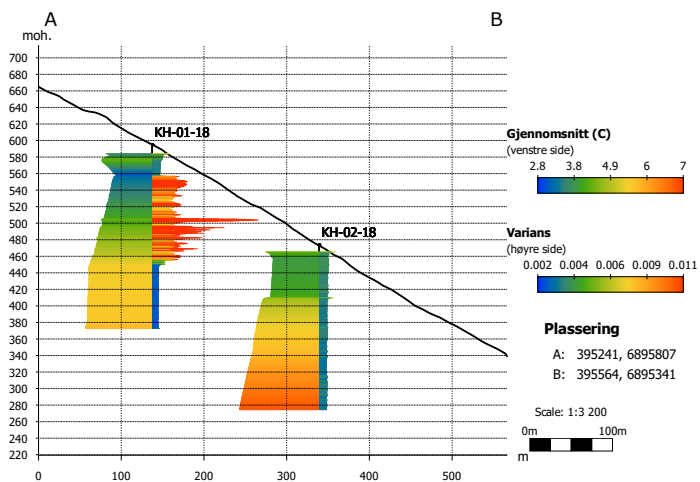
hele perioden. Det var ikke hensiktsmessig å bruke samme intervall da variansen for hele perioden naturlig nok er mye større. Hver av delperiodene har imidlertid samme inndeling i fargekoder og kan dermed sammenlignes direkte.

4.2.2 Delperiode 1



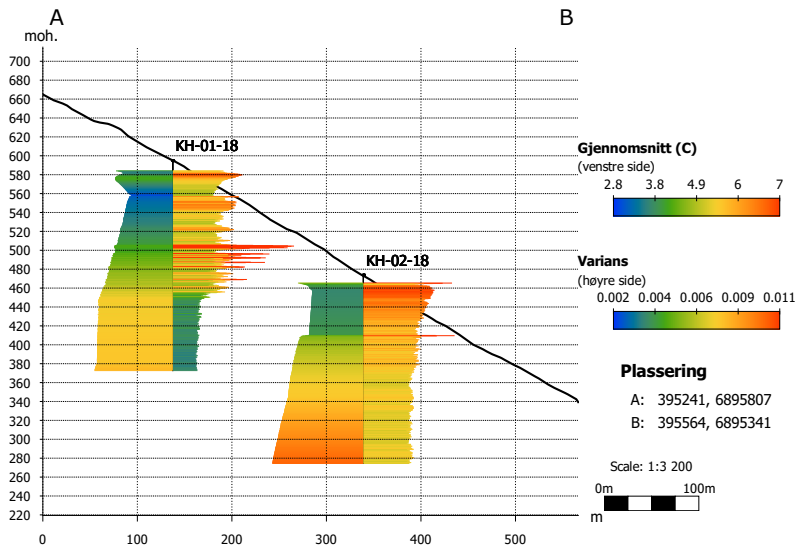
Figur 4.8: Gjennomsnitt og varians fra delperiode 1, 30.06 - 05.07.

4.2.3 Delperiode 2



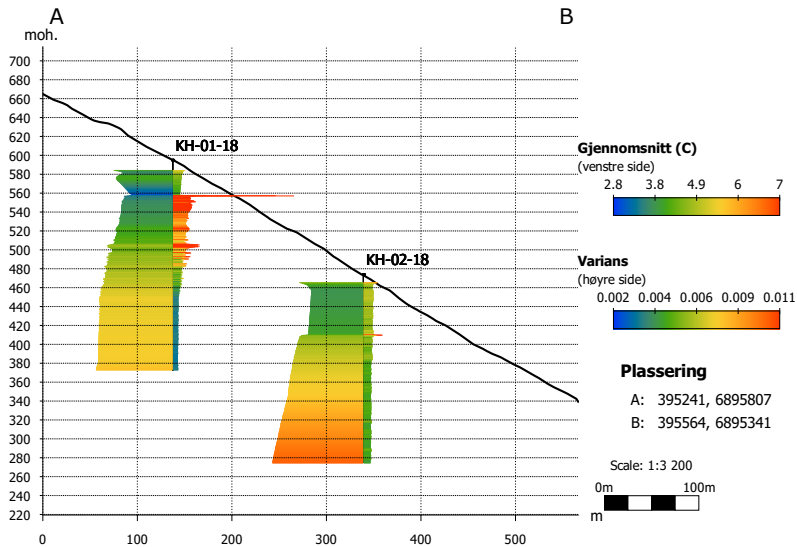
Figur 4.9: Gjennomsnitt og varians fra delperiode 2, 17.07 - 23.07.

4.2.4 Delperiode 3



Figur 4.10: Gjennomsnitt og varians fra delperiode 3, 24.07 - 29.07.

4.2.5 Delperiode 4



Figur 4.11: Gjennomsnitt og varians fra delperiode 4, 31.07 - 05.08.

Kapittel 5

Diskusjon

I dette kapittelet vil resultatene gitt i kapittel 4 bli diskutert. Det vil også bli gjort et forsøk på å gi et mer helhetlig bilde over borehullene, både ved å se sammenhenger mellom de testene, men også ved å se på endringer mellom de to aktuelle borehullene, og hva dette eventuelt kan skyldes. Figur 3.9 kan benyttes for å tolke tverrsnittene som blir presentert her.

Grunnvannsnivåene ved tidspunkt for de ulike testene finnes i tabell 3.2, og glideplan finnes i tabell 2.3

5.1 Strømningsmønster i borehullene

5.1.1 KH-01-18

Resultatene fra strømningsmåling med flowmeter er presentert i Kapittel 4. Disse ble gjennomført 27. august 2018, rundt samme tidspunkt som de andre loggingene av borehullet. Boring av hullet ble ferdigstilt to dager tidligere. Strømningsmålingene utført med strømningsmåler med sonde viser at det er svært mye strømming i dette borehullet. Grunnvannstanden ved tidspunktet målingen ble utført er på omtrent 47 m, men aksepterbare resultater kunne først tolkes ved cirka 60 m (Elvebakk og Pless, 2018).

Fra bunnen av borehullet er det en kraftig strøm opp til omtrent 178 m dybde, se figur 4.4. Strømningen ble estimert til å være omtrent 2400 l/time, som ifølge Elvebakk og Pless (2018) er mye, da en gjennomsnittlig fjellbrønn gir omtrent 500 l/time. Fra 178 m til 88 m er strømningen rettet nedover i borehullet med en hastighet på 550 l/time. Dette betyr at vann vil strømme ut av borehullet ved 178 m. Denne sonen indikerer at vannet kan ha stått under høyt trykk, på grunn av

den store forskjellen i strømningshastighet. Fra 86 m til 66 m strømmer vannet igjen oppover. Her er strømmingen kun 300 l/time. Vann må derfor strømme inn i borehullet ved 86 m dyp. Fra 66 m og oppover er strømmingen igjen rettet nedover som indikere at vann strømmer ut av borehullet ved 66 m. I den øvre sonen er vannstrømmingen estimert til 1000 l/time.

Varmepulstester er utført i slutten av juni 2019. Resultatene fra disse testene vises i 4. Fra denne testen ble det konkludert med en strøm oppover i borehullet. Vann strømmet inn ved 210 m dyp og ut ved 45 m. Strømmingen ble her beregnet til 0,24 m/min (Acuna, Pless og Ramstad, 2019). Gitt en borehullsdiameter på 96 mm gir dette 104 l/time, altså betydelig mindre enn resultatene flowmetertesten.

De to ulike metodene for å måle strømming i borehullet gir altså ulike strømningsmønstre i borehullet. Varmepulstesten viste strømming oppover i store deler av borehullet, mens flowmeter viste varierende retninger. Forskjellene i målt vannmengde mellom testene er også betydelig; oppmot 2300 l/time i forskjell (2400 l/time - 104,4 l/time).

Testene er utført ved forskjellige tidspunkt og det er dermed naturlig å tenke at variasjoner i nedbør, snøsmelting og så videre har mye å si for strømmingen i dette borehullet. Dette indikeres også av den store forskjellen i dybde til grunnvannsspeil mellom de to testene. Den store forskjellen i vannmengde og retninger kan imidlertid tyde på at dette kan skyldes mer enn kun sesongvariasjoner.

Flowmetertesten ble utført kort tid etter boring. En mulig forklaring til den store strømmingen kan være at borehullet skapte en "kunstig" forbindelse mellom ulike sprekkesystem. Fra bunnen av borehullet var det en kraftig strøm oppover som gikk ut ved 178 m. Dersom vannet i denne dypereliggende sprekken stod under trykk, kan boring av borehullet ført til denne kraftige strømmen. Ved tidspunkt for varmpulstesten kan dette derimot ha jevnet seg ut i større grad.

5.1.2 KH-02-18

I likhet med borehull KH-01-18 gir resultatene fra flowmetertesten og varmpulstesten avvikende resultater i strømningsmønstre, se figur 4.4. Varmepulstesten viser at vannet står stille i nedre del av borehullet, før det strømmer inn ved 130 m dyp. Herfra strømmer det oppover og ut ved 65 m dybde. Vannmengden ble her målt til 0,16 m/min, som tilsvarer 69 l/time.

Flowmetertesten viser et noe annet strømningsmønster. For det første viser flowmeteret mye større vannmengde som strømmer i hele borehullet. For det andre viser flowmeteret mye strømning i nederste del av borehullet, i motsetning til resultatene fra varmepulstesten. Flowmetertesten viser flere områder i nederste del av borehullet der vann strømmer inn og ut.

Årsaken til forskjellene mellom resultatene fra varmepulstesten og flowmetertesten er diskutert i seksjon 5.1.1, og de samme argumentene vil også gjelde for dette borehullet. Siden forskjellene mellom de ulike testene gjentar seg i begge borehullene, er det rimelig å anta at ulikhetene skyldes de samme årsakene.

5.2 Temperaturprofil i borhullene.

5.2.1 KH-01-18

Resultatene for hele måleperioden

Som nevnt i kapittel 3 ble den naturlige temperaturvariasjonen målt i borehullene med den fiberoptiske kabelen fra 26. juni til 5. august 2019. Gjennomsnittet og variansen for hele perioden finnes i figur 4.6. Detaljerte profiler med verdier finnes i vedlegg D. Hovedglideplanet i dette borehullet ligger på 34 m (559 moh.), med de andre glideplanene på 61 og 80 m (henholdsvis 532 og 513 moh.).

Gjennomsnittstemperaturen i borehullet ligger mellom 2,8 og 7 °C. Grunnvannspeilet ble målt til 21,6 m dybde (571,4 moh.) 26. juni (Acuna, Pless og Ramstad, 2019). Fra profilet kan det imidlertid se ut som dette ligger lavere. Ut ifra disse profilene ser det ut som om grunnvannspeilet ligger på omtrent 38 m (555 moh.). Her er temperaturen på sitt laveste og det kan derfor tenkes at det plutselige økningen i temperatur kan skyldes grunnvannspeilet. Målingene er imidlertid tatt over et lengre tidsintervall og det er dermed ikke utenkelig at grunnvannsstanden har endret seg i løpet av tidsrommet. Hovedglideplanet ligger på 34 m, og dette kan derfor også påvirke den brå endringen i temperatur på denne dybden.

Som nevnt er det en markant endring i temperatur og varians 38 m dybde (555 moh.) er det en fremtredende endring i både gjennomsnittstemperatur og varians. Fra 38 m til 148 m (445 moh.) øker temperaturen relativt hurtig i forhold til den nedre delen av borehullet, der stigningen er slakere. Snitttemperaturen øker fra 3 °C til 5,4 °C på 110 m. Dette tilsvarer en gradient på 2,2 °C pr. 100 m. Denne seksjonen gjenspeiles også i variansprofilet. Her er variasjonen i temperaturen

mye større enn i de andre seksjonene av borehullet. Dette kan tyde på at denne seksjonen kan tilhøre samme sprekkesystem. Siden variasjonene er mye større kan dette også tyde på mer åpne sprekker der mer vann renner inn i borehullet.

Ved 90 m dybde (503 moh) er temperaturen høyere. Variansen har også en tydelig topp her. En mulig forklaring på dette er at det strømmer vann inn i borehullet ved denne dybden. RQD-verdien viser imidlertid ikke større tegn til oppsprekking her. I den nedre delen av borehullet er også variansen noe høyere.

Påvirkning fra klimatiske variasjoner

Resultatene fra de fire ulike klimaperiodene 1, 2, 3 og 5 kan ses i henholdsvis figur 4.8, 4.9, 4.10 og 4.11, og i vedlegg F - M. Disse figurene har samme inndeling i fargeforklaring og intervall slik at de kan sammenlignes direkte. De ulike periodene og klimadata fra sommeren er beskrevet i kapittel 3.

Gjennomsnittstemperaturen og variansprofilene for de ulike klimahendelsene viser de samme store trendene som profilene utregnet med verdier fra hele perioden (seksjon 5.2.1). Det er imidlertid også forskjeller mellom klimaperiodene. Disse forskjellene viser at klima har en påvirkning, også på de dypere liggende sprekkesettene.

Delperiode 1 bestod av mye nedbør over flere dager. Samtidig er lufttemperaturen lav (ned mot 2 °C i middeltemperatur). Variansen er her høyere enn variansen for hele perioden (figur 4.6) i nesten hele profilet. Dette betyr at temperaturen har større variasjon i denne perioden enn gjennomsnittlig. Dette kan igjen tyde på at sprekkesettene er forbundet til overflaten. Det er imidlertid fortsatt mye større varians mellom 38 m (555 moh.) og 148 m (445 moh.). Denne sonen kan dermed ha mer direkte forbindelse til overflaten, eller som nevnt bestå av mer åpne sprekker.

I delperiode 2 var det noe nedbør, men mindre enn i periode 1. Lufttemperaturen er også høyere i denne perioden. Temperatur- og variansprofilet fra denne perioden illustrerer at det er tydelig forskjell på disse to periodene. I delperiode 2 er variansen lavere. Dette tyder på at nedbøren (eller mangelen på nedbør) påvirker temperaturen. Variansen er lavere i omtrent hele borehullet, utenom ved sonen på 90 m (503 moh.). Dette kan tyde på at det fortsatt strømmer vann i denne sonen. I nederste del av borehullet (fra 148 m og nedover) er gjennomsnittstemperaturen også noe lavere enn ved periode 1, som kan bety at nedbøren og vanninnstrømning gir høyere temperatur i borehullet.

Delperiode 3 hadde tilnærmet null nedbør og høy lufttemperatur (opp mot 24 °C i middeltemperatur). Det har imidlertid vært noe nedbør i dagene før som også kan ha påvirket temperaturen. Fra periode 2 øker variansen i hele borehullet, spesielt i den øverste delen (ned til 38 m dyp). Det er imidlertid mulig at dette kan ha sammenheng med den høye lufttemperaturen. Den økte variansen kan også skyldes nedbøren i dagene før.

I delperiode 4 var det en dag med stor mengde nedbør i begynnelsen av perioden (31.07.2019), før nedbøren de neste dagene var tilnærmet null. Temperaturen lå rundt 10 °C. I denne perioden er variansen svært høy ved 38 m (555 moh.). Her er imidlertid variansen ved 90 m lavere enn ved de andre periodene, selv om den er høyere her enn ved områdene rundt. Gjennomsnittstemperaturen viser fortsatt en høyere temperatur her.

Fra de ulike delperiodene med ulik nedbørsmengde og lufttemperatur kan det trekkes flere slutninger. Ved 90 m dybde er variansen alltid høyere enn dybdene rundt. På denne dybden er også gjennomsnittstemperaturen høyere. Dette kan tyde på en innstrømning ved dette punktet. Generelt er det endringer mellom delperiodene som indikerer at nedbør påvirker temperaturen i borehullet, også i de dypere sprekesettene. Intervallet mellom 38 m og 148 m bli likevel påvirket mest og det er dermed tenkelig at denne sonen er i mer direkte kontakt med overflaten.

I delperiode 4 er det svært høy varians ved 38 m, i tillegg til at gjennomsnittstemperaturen brått endrer seg her. Dette kan skyldes grunnvannspeilet, men det er også mulig at det strømmer vann inn i borehullet ved dette punktet. Ved 148 m er det også en brå endring i både varians og gjennomsnittstemperatur. Her viser også RQD-verdiene at det er en oppsprukket sone. Dette kan tyde på at det strømmer vann i denne oppsprukne sonen, inn i borehullet.

5.2.2 KH-02-18

Resultatene for hele måleperioden

Gjennomsnittstemperaturen og variansen for hele måleperioden i dette borehullet er markant forskjellig fra borehull KH-01-18. Grunnvannspeilet ble målt til 59,4 m (412 moh.) den 26. juni 2019 av Acuna, Pless og Ramstad (2019). Temperaturprofilene kan tyde på at dette ligger ved nærmere 64 m (407 moh.). Dette synes tydelig ved både gjennomsnittstemperaturen og variansen. Her er det en brå økning i både temperatur og varians i temperatur. RQD-verdien er også lav

her (se figur 4.7, som kan tyde på en oppsprukken sone der det strømmer vann inn i borehullet.

Ved omtrent 130 m (341 moh.) er det en endring i gjennomsnittstemperatur, der den øker mer. På denne dybden er det en liten økning i varians. Her viser også RQD-verdien at det kan være en sone der fjellet er mer oppsprukket. Dette tyder på vanninnstrømning ved denne dybden.

Påvirkning fra klimatiske variasjoner

Endringene i profilene i de ulike delperiodene skjer på liknende måte som i borehull KH-01-18. Variansen øker ved de samme periodene. Periode 1, med mye nedbør, viser stor varians i temperaturen. Dette indikerer at nedbørene har påvirkning på temperaturen i dette borehullet også. Delperiode 3 viser imidlertid også stor varians. Denne perioden hadde tilnærmet null nedbør, men høy lufttemperatur. Gjennomsnittstemperaturen er også større under denne perioden. Dette kan skyldes at varmt grunnvann strømmer ned i sprekkesystemene, da det er lite trolig at lufttemperaturen i seg selv kan påvirke temperaturen så dypt ned i borehullet.

Profilene fra de ulike periodene viser i tillegg de samme områdene for vannstrømning som profilene for hele perioden (seksjon 5.2.2). De er imidlertid tydeligst i periodene med størst varians, periode 1 og 3.

5.3 Sammenligning temperatur og strømningsmønster

I denne seksjonen vil temperaturprofilene sammenlignes med strømningsmålingene diskutert i seksjon 5.1. Strømningsmønstrene målt med flowmeter og varmepulstest var som nevnt avvikende, og det vil derfor være nyttig å undersøke om temperaturmålingene kan avkrefte eller bekrefte målingene.

Figur 4.5 viser temperaturvariansen over hele perioden sammen med pilene som indikerer strømningsmønsteret fra både flowmeter og varmepulstest. I borehull KH-01-18 er det ikke markant samsvar mellom strømningsmålingene og temperaturprofilene. Sonen ved 90 m (503 moh.), som ble diskutert ved diskusjonen av temperaturprofilene, kan være den som indikeres av flowmeteret ved 86 m. Med flowmeteret ble det også målt utstrømning ved 66 m (527 moh.), som ikke vises på temperaturprofilen.

Varmepulstesten viser at det strømmer vann ut av borehullet ved 45 m (548 moh.). Temperaturprofilen viser imidlertid en endring ved 38 m (555 moh.), altså en forskjell på 7 meter. Dette er en så stor forskjell at det er vanskelig å tenke at det kan skyldes feil måling av dybder.

Både flowmeteret og varmpulstesten viser at det strømmer relativt store mengder vann i borehull KH-01-18. Dette er dermed en mulig forklaring på den store variansen i temperatur fra 38 m til 148 m. Dersom det strømmer store mengder vann vil dette dermed påvirke temperaturen i stor grad, og dermed også synes i variansprofilen som er tatt over en lengre tidsperiode.

I borehull KH-02-18 er det mer samsvar mellom varmpulstesten og det temperaturprofilene viser. Ved 64 m (407 moh.) er det indikert at det strømmer vann ut av borehullet fra varmpulstesten. Ved denne dybden er det også en stor endring i gjennomsnittstemperatur og temperaturvarians. Ved 130 m (463 moh.) samsvarer også varmpulstesten med det som vises i temperaturprofilene. Disse observasjonene gir en indikasjon på at det er rimelig å anta at strømmingen målt med varmpulstest er riktig.

5.4 Sammenligning med Lugeontester og piezometer-målinger

Som en del av arbeidet med denne oppgaven skulle det utføres en sammenligning med resultater produsert av masterstudent Johanne Gjerstad. Det skulle også produseres en engelsk artikkel der de viktigste resultatene fra begge masteroppgaver skulle fremlegges. Denne artikkelen ligger vedlagt i vedlegg A.

Gjerstad (2020) har arbeidet med og tolket resultater fra Lugeon tester og piezometermålinger i borehullene. Lugeon gir et mål på den hydrauliske konduktiviteten, mens piezometermålingene måler endringen i trykket i ulike moduler nedover i borehullene. Piezometerdata kan dermed benyttes for å undersøke hvilke sprekker som tilhører samme sprekkesystem. Lugeontesten gir et mål på hvor åpne sprekke er. Mer detaljert beskrivelse av disse metodene, og hvordan de er utført på Åknes finnes i (Gjerstad, 2020).

I dette kapitlet vil resultatene fra Lugeon og piezometermålinger ses i sammenheng med strømningsmålinger og temperaturmålinger. Lugeontestene er utført over flere dager, og begynte to dager etter flowmeter testen ble utført.

Piezometermålingene er tatt over en periode fra 30. oktober 2019 til 6. mai 2020 for KH-01-18, og fra 8. november 2019 til 6. mai 2020 for KH-02-18. Forskjellen i tidspunkt for undersøkelsene er essensiell å merke seg ved sammenligning av de.

5.4.1 KH-01-18

Resultatene fra strømningsmålingene og temperaturprofilene er diskutert i seksjon 5.1 og 5.2. Lugeontestene indikerer en turbulent strømming i bunnen av dette borehullet (Gjerstad, 2020). Dette stemmer med den sterke strømmingen indikert av flowmeteret her. Varmepulstesten indikerer også at det strømmer vann inn i borehullet i den nedre delen.

Resultatene fra Lugeon viser også turbulent strømming i en sone fra 141 m til 147 m dybde (453 - 446 moh.). Denne sonen representeres ikke i flowmetertesten eller varmpulstesten. I temperaturprofilen derimot er det en plutselig endring i varians og gjennomsnittstemperatur ved 138 m (455 moh.) Dermed er det tenkelig at disse resultatene har en sammenheng og underbygger hverandre. Dette styrker både observasjonen fra temperaturprofilene, og Lugeontesten.

Fra 84,5 - 90,5 m (508,5 - 502,5 moh.) og fra 65,5 - 71,5 m (527,5 - 521,5 moh.) viser Lugeontesten innfylling av sprekkene, og lav Lugeonverdier. Ved 90 m dyp (503 moh.) er det en økning i temperatur og temperaturvariens. Ved 66 m ble det målt en strøm ut av borehullet med flowmeter. Det er dermed mulig at det er en sprekk her som var innfylt på tidspunktet Lugeontesten ble gjennomført.

I de øvre sonene av borehullet viser Lugeontesten høyere Lugeonverdier, fra 47,9 - 59,9 m (545,1 - 533,1 moh.). Her er det også periodevis høyere varians i temperatur. Varmepulstesten viser også en utstrømming fra borehullet ved 45 m (548 moh.).

Når det kommer til resultatene fra piezometermålingene i dette borehullet viser at sprekkene fra dybde rundt 80 m og nedover tilhører samme sprekkesystem, ved at de viser like endringer i hydraulisk potensial (Gjerstad, 2020). Dette strider imot det som ble observert i temperaturprofilene. I disse dataene er det imidlertid også observert at piezometermodulen ved omtrent 80 m kan tilhøre et eget sprekkesystem. Her er det også observert en økning i varians og gjennomsnitt i temperatur. Følgelig kan dette være en sone som tilhører et eget sprekkesystem.

5.4.2 KH-02-18

Lugeonverdiene i dette borehullet viser generelt relativt tette sprekker i de nedre sonene av borehullet. Det er helle rike større endringer i temperaturprofilene her, bortsett fra endringen ved 130 m, der det også er målt innstrømning med varmpulstesten. Denne innstrømningen vises ikke med åpne sprekker i Lugeontesten. På tross av dette viser varmpulstesten lite vertikal bevegelse i nedre del av borehullet, som kan ha sammenheng med de tette sprekke registrert med Lugeontesten.

Fra 52 - 69 m (419 - 402 moh.) viser Lugeontesten at det er noen åpne sprekker. Disse er alle plassert over grunnvannsstanden ved tidspunktet testen ble utført. Varmepulstesten viser at det strømmer vann ut ved 65 m (406 moh.). Denne sonen er også synlig i temperaturmålingene. Lugeontesten styrker dermed utsagnet om at det strømmer vann ut av borehullet ved denne dybden.

Ifølge Gjerstad (2020) indikerer resultatene fra piezometermålingene at det kan være et hengende grunnvannsspeil i dette borehullet. Dette betyr at det må eksistere et tett lag som hindrer vannet i å perkulere nedover i sprekke slik det naturlig ville gjøre. Dette vil igjen også påvirke temperaturen i borehullet, og kan være årsaken til at temperaturprofilen er mer jevn, i tillegg til at variansen ikke endrer seg like mye i dybden, slik det gjør i KH-01-18. Borehull KH-02-18 blir dermed ikke like påvirket av endringer i nedbør og temperatur. Det er også mulig at det hengende grunnvannsspeilet kan være årsaken til at det målte grunnvannsspeilet er lavere i dette borehullet, da de tette lagene hindrer vann i å trenge ned.

Piezometerresultatene viser også at modulene som er plassert fra omtrent 110 m dyp (361 moh.) til bunnen av borehullet tilhører samme sprekkesystem. Varmepulstesten viser en innstrømning ved 130 m (341 moh.), noe temperaturprofilene også underbygger. Varmepulstestene viser at vannet under denne sonen ikke har noe markant vertikal bevegelse. I dette tilfellet stemmer dermed resultatene fra piezometermålingene og varmpuls- og temperaturmålingene godt.

5.5 Sammenligning av borehullene

Borehullene viser store forskjeller når det kommer til både strømning og temperatur. For det første er grunnvannsstanden i borehull KH-02-18 er lavere enn i KH-01-18. Grunnvannsspeilet følger vanligvis topografien i fjellsider til en viss grad (Kirkhusmo og Sønsterud, 1988). Dermed ville en forvente at

grunnvannstanden var like høyt eller høyere i borehullet som ligger lenger ned i fjellsiden og nærmere fjorden. Som nevnt tidligere kan en mulig forklaring på denne forskjellen være et hengende grunnvannsspeil som hinder vann i å perkulere nedover i rundt borehull KH-02-18. Dette forklarer også hvorfor strømningsmålerne måler lavere vertikal strømming i KH-02-18 enn i KH-01-18.

En annen mulig forklaring på denne forskjellen kan være at det eksisterer en drenerende sone mellom borehullene som leder vannet mot Åknesrenna. Borehullene er plassert i den vestre delen av fjellpartiet, som vender mot denne godt oppsprukne forkastningssonen. Denne forklaringen vil også forklare den lavere strømningsraten målt i borehull KH-02-18.

Borehullene viser liknende trender i temperaturprofilene når det kommer til endringer som skjer mellom de ulike delperiodene sommeren 2019. Dette indikerer at begge borehullene påvirkes av nedbør og temperatur på liknende måter. Forskjellen i disse profilene er imidlertid størrelsen på variansen og temperaturen, og hvordan disse endrer seg med dybden av borehullene. Variansen er jevnere nedover i KH-02-18. Som nevnt er det målt mindre strømming i dette borehullet enn i KH-01-18 både med flowmeter og varmepulsstest. Følgelig er det ikke overraskende at temperaturvariansen er mer jevn i KH-02-18.

Generelt stemmer de ulike testene bedre overens i KH-02-18 enn i KH-01-18. Dette gjelder også for Lugeontestene og piezometermålingene fra Gjerstad (2020). Dette tyder igjen på at forholdene i KH-01-18 er vanskelige å kartlegge og i stor grad kan være varierende.

Konklusjon

I dette kapittelet vil de konklusjonene som ble diskutert frem i kapittel 5 bli presentert. Fra presenterte resultater og diskusjoner er det mulig å trekke følgende konklusjoner:

- Strømningsmønsteret har endret seg fra tidspunkt for flowmeter test og varmepulstest. Strømningsmønsteret som er tolket fra flowmetertesten er imidlertid noe usikker da den kan være påvirket av den korte tiden etter boring.
- Ved se på variansen i temperatur får en frem hendelser som ikke lett kommer til uttrykk ved å kun se på målt temperatur og gjennomsnitt. I temperaturprofilene ser ofte gjennomsnittstemperaturen relativt lik ut for hver delperiode, men temperaturvariansen er svært ulik.
- Analyse av temperaturmålingene sommeren 2019 viser at endringer i vørelementer som nedbør og temperatyr påvirker grunnvannet, også i de dypere sprekkesystemene i begge borehullene.
- Temperaturmålingene samsvarer til en viss grad med målt strømning med de varmepulstest. Dette gjelder først og fremst borehulle KH-02-18, der både innstrømningen ved 130 m og utstrømningen ved 64 m er observerbare i temperaturprofilene. Dette strømningsmønsteret er dermed bekreftet av to ulike undersøkelser.
- Det er store forskjeller i grunnvannstand og strømningsmengde mellom borehullene. Grunnvannstanden i KH-02-18 er lavere enn i KH-01-18, i tillegg til at det er større mengder vann som strømmer i KH-01-18. Dette kan forklares av det hengende grunnvannsspeilet. En annen forklaring er at det eksisterer en drenerende sone mellom borehullene som drenerer noe av vannet ned mot Åknesrenna.

- Resultatene fra de ulike undersøkelsene utført i borehullene stemmer bedre overens i borehull KH-02-18. Her bekrefter både temperaturprofilene, varmepulstestene og piezometermålingene hverandre til en viss grad. De avvikende resultatene i borehull KH-01-18 derimot, vitner om et komplekst system som fører til sprikende resultater.

Forslag til videre arbeid

Som videre arbeid foreslås følgende punkter:

- Videreutvikle modellen laget i Leapfrog slik at data fra alle borehullene legges inn. I modellen kan også geofysiske profiler og strukturdata inkluderes, for å gi en mer helhetlig modell.
- Benytte temperaturmålingene for å vurdere strømningsmønsteret også i de andre borehullene. For å undersøke den mulige dreneringssonen mot Åknesrenna, kan dette også undersøkes i forhold til resultater fra de andre borehullene.

Referanser

- Acuna, J. 2019. “*Installation av DTS system i Åknes.*”. Bengt Dahlgren AB: Rapportnummer: 22301-05 – 1.0. Oversendt fra José Acuna.
- Acuna, J., G. Pless og R. K. Ramstad. 2019. “Vertical groundwater movement identification through Distributed Heat Tracing Tests. Case of Åknes, Norway.”. *14th Congress INTERPRAEVENT 2020*. Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet: Trondheim, NORWAY Manuscript draft.
- Aigner, Wolfgang, Siliva Miksch, Wolfgang Müller, Heidrun Schumann og Christian Tominski. 2007. “Visualizing time-oriented data — A systematic view.” *Computers Graphics* 31(3):401 – 209. doi: <https://doi.org/10.1016/j.cag.2007.01.030>.
- Alkan, M. og Ç. Cömert. 2010. “A design of temporal geographic information systems (TGIS) for Turkish land register and cadastre data.” *Scientific Research and Essays* 5(7):700–708.
- Askheim, Svein. 2015. “Gneisregionen, *Store norske leksikon.*”. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/Gneisregionen>.
- Bach, B., C. Shi, N. Heulot, T. Madhyastha, T. Grabowski og P. Dragicevic. 2016. “Time Curves: Folding Time to Visualize Patterns of Temporal Evolution in Data.” *IEEE Transactions on Visualization and Computer Graphics* 22(1):559–568. doi: 10.1109/TVCG.2015.2467851.
- Blikra, L. H. 2012. “*Evaluering av drenering som risikoreducerende tiltak ved Åknes.*”. Rapport Åknes 07.12. Tilgjengelig fra: <https://www.fylkesmannen.no/globalassets/fm-more-og-romsdal/dokument-fmmr/samfunnstryggleik-og-beredskap/54.1.-fjellskred/rapportar/aaknes-2010—drenering.pdf> .

-
- Blikra, L. H. og J. H. E. Anda. 2010. “Scenario og prognoser for fjellskred og flodbølger fra Åknes og Hegguraksla.”. Rapport 01/2010. Tilgjengelig fra: https://www.fylkesmannen.no/globalassets/fm-more-og-romsdal/dokument-fmmr/samfunnstryggleik-og-beredskap/54.1.-fjellskred/rapportar/aaknesrapport01_2010.pdf.
- Boutt, D, P Diggins og S Mabee. 2010. “A field study (Massachusetts, USA) of the factors controlling the depth of groundwater flow systems in crystalline fractured-rock terrain.” *Hydrogeology Journal* 18(8):1839–1854. doi: 10.1007/s10040-010-0640-y.
- Brattli, B. 2009. “Fysisk og kjemisk hydrogeologi.”. Kompendium TGB4205. NTNU - Institutt for geovitenskap og petroleum, Trondheim: Aademika.
- Chiasso, A. C., S. J. Rees og J. D. Spitler. 2000. “A preliminary assessment of the effects of groundwater flow on closed-loop ground source heat pump systems.” *ASHRAE Transactions* 106(1):380–393.
- Coleman, T. I., B. L. Parker, C. H. Maldaner og M. J. Mondanos. 2015. “Groundwater flow characterization in a fractured bedrock aquifer using active DTS tests in sealed boreholes.” *Journal of Hydrology* 528:449 – 462. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.06.061>.
- del Río, J. Fraile. 2015. *Hydrogeological model of Aitik mine using Lepfrog Geo Software* PhD thesis. Masteroppgave, Luleå University of Technology, Department of Civil Environmental and Natural Resources Engineering.
- Eberhardt, E., L. Bonzanigo og S. Loew. 2007. “Long-term investigation of a deep-seated creeping landslide in crystalline rock. Part II. Mitigation measures and numerical modelling of deep drainage at Campo Vallemaggia.” *Canadian Geotechnical Journal* 44(10):1181 – 1199. doi: <https://doi.org/10.1139/T07-044>.
- Eidsvig, U. og C. B. Harbitz. 2005. “Innledende numeriske analyser av flodbølger som følge av mulige skred fra Åkneset.”. NGI Rapport 20031100-2. Tilgjengelig fra: https://ftp.nve.no:8443/file/d/04.0Artikler%20og%20rapporter/02.%20Rapporter/Flodb%C3%B8lger%20%C3%85kneset,ap_n,gi_final.pdf.
- Elvebakk, H. og G. Pless. 2018. “Borehullslogging Åknes, Stranda kommune, 2017 – 2018.”. NGU rapport: 2018.026.
- Elvebakk, H. og J. S. Rønning. 2002. “Borehullslogging i fjellbrønn, Holmedal, Sunnfjord. Verifisering av hydrogeologisk modell med hensyn til bergspenning, oppsprekking og strømningsretning.”. NGU-rapport; 2002.093.

-
- Evans, S.G., G. S. Mugnozza, A. Strom og R. L. Hermanns. 2007. *Landslides from massive rock slope failure*. Vol. 49. Nato Science Series: IV: Springer Science Business Media.
- Francis, B. og J. Pritchard. 1998. "Visualisation of historical events using Lexis pencils." I D Unwin og P Fisher (red.), *Case studies of visualisation in the social sciences: technical report*. JISC Advisory group on Computer Graphics, Bristol.
- Ganerød, G. V., G. Grøneng, J. S. Rønning, E. Dalsegg, F. Tønnesen, V. Kveldsvik, T. Eiken, L. H. Blikra og A. Braathen. 2008. "Geological model of the Åknes rockslide, western Norway." doi: 10.1016/j.enggeo.2008.01.018.
- Gjerstad, J. 2020. "En studie av sprekkevannstrykk og klimatiske forhold på Åknes, med fokus på Lugeon- og piezometermålinger (Master's thesis)." NTNU, Institutt for geovitenskap og petroleum.
- Hofstad, K. 2019. "Grunnvarme i Store norske leksikon." URL <https://snl.no/grunnvarme>
- Hofstad, K. og T. H. Bakken. 2019. "Akvifer, *Akvifer*." Tilgjengelig fra: <https://snl.no/akvifer>.
- Hubbert, M. K. 1957. "DARCY'S LAW and the FIELD EQUATIONS of the FLOW of UNDERGROUND FLUIDS." *International Association of Scientific Hydrology* 2(1). doi: 10.1080/02626665709493062.
- Kirkhusmo, L. og R. Sønsterud. 1988. "Overvåking av grunnvann: landsomfattende grunnvannsnett (LGN)." Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim. URL <https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1980-1989/88046.pdf>
- Kliche, C.s. 1999. "Rock Slope Stability." Society for Mining, Metallurgy, and Exploration (SME), USA. Tilgjengelig fra: <https://app.knovel.com/hotlink/toc/id:kpRSS00011/rock-slope-stability/rock-slope-stability>.
- Kvalsvik, K. 2019. "Grunnvannsbevegelse i krystallinsk berg – forståelse og kartlegging av termisk påvirkning og hydraulisk konduktivitet i sprekker." NTNU: doktorgradsavhandling, Trondheim.
- Lee, J. H., H. S. Chiu og N. Koshak. 2005. "Visualization system og spatial-temporal information for historic sites based on GIS." Conference: the Computers in Urban Planning and Urban Management (CUPUM '05) Conference.
- Li, C. C. 2018. "Rock Mechanics." Kompendium TGB4210. Trondheim: Akademika.

-
- Linge, H. og J. Hardeng. 2019. “Skred.”. *I Store norske leksikon*.
URL <https://snl.no/skred>
- Moen, B. 2008. “Åknes skredområde – Analyse av mulig effekt av dreneringstiltak.”. Masteroppgave: NTNU, Trondheim.
URL <https://ftp.nve.no:8443/file/d/04.%20Artikler%20og%20rapporter/04.%20Master%20og%20PhD/Bj%C3%B8rnarMoen2008%20Master.pdf> (hentet: 05.10.2019)
- Müller, W. og H. Schumann. 2004. “Visualization methods for time-dependent data - An overview.” *Simulation Conference, 2003. Proceedings of the 2003 Winter* 1:737 – 745. doi: 10.1109/WSC.2003.1261490.
- NGU. 2020. “Berggrunn - nasjonal berggrunnsdatabase.”. Berggrunn N250 Raster.
URL <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>
- Nilsen, B. 2016. “Ingeniørgeologi-berg, grunnkurskompendium.”. Kompendium TGB5185. Trondheim: Akademika.
- NVE. 2019. “Åknes.”.
URL <https://www.nve.no/flaum-og-skred/fjellskredovervaking/kontinuerlig-overvakede-fjellpartier/aknes/>
- NVE. 2020. “FTP-server, kontrollert av Gustav Pless, NVE. Forfatter har samlet informasjon og undersøkelser fra Åknes.”. Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Ortigao, J. A. R. og A. S. Sayao. 2004. *Handbook of Slope Stabilisation*. New York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-662-07680-4.
- Raman, C. V. 1928. “A new radiation.” *Indian Journal of physics* 2(1):387–398.
- Resch, B., R. Wohlfahrt og C. Wosniok. 2014. “Web-based 4D visualization of marine geo-data using WebGL.” *Cartography and Geographic Information Science* 41(3):235 – 247. doi: 10.1080/15230406.2014.901901.
- Sanner, B. 2016. “Shallow geothermal energy – history, development, current status, and future prospects.”. European Geothermal Congress 2016. Strasbourg, France, 19-24 Sept 2016.
- Scesi, L. og P. Grattinoni. 2007. *Water Circulation in Rocks*. Springer, Dordrecht. doi: <https://doi.org/10.1007/978-90-481-2417-6>.
- Seequent. 2019. “Leapfrog Geo info page.”. Seequent.
URL <https://www.leapfrog3d.com/products/leapfrog-geo/capabilities>
- Ukil, A., H. Braendle og P. Krippner. 2012. “Distributed Temperature Sensing: Review of Technology and Applications.” *IEEE Sensors Journal* 12(5):885–892.

Wyllie, D. C. og C. W. Mah. 2004. *Rock Slope Engineering: civil and mining*. 4. utg. Suffolk, Storbritannia: CRC Press.

Yuan, M. 2008. "Temporal GIS and Applications." I Shekhar S., Xiong H. (red.) *Encyclopedia of GIS*. Springer, Boston, MA. doi: 10.1007/978-0-387-35973-1.

Vedlegg

**A Engelsk artikkel skrevet i samarbeid med masterstudent
Johanne Gjerstad**

A study of the hydrogeological conditions at Åknes rock slope in Norway, including flow measurements, temperature profiles, Lugeon and piezometer tests.

Gjerstad, Johanne and Hyllseth, Marte

Department of Geoscience and Petroleum, Norwegian University of Science and Technology (NTNU)

June 2020

ABSTRACT

This research article is written as a supplement to both individual Master's theses Gjerstad (2020) and Hyllseth (2020). The study is part of the drainage project of the unstable rock slope at Åknes in Møre & Romsdal, Western Norway led by The Norwegian Water Resources and Energy Directorate. The aim is to drain the groundwater as a stabilising measure to prevent an enormous rock avalanche containing up to 54 million m³ rock mass, followed by a disastrous fjord tsunami.

Several investigations and monitoring have been carried out in the area. However, more research must be conducted before drainage plans can be implemented. Thus, the purpose of this article is to help understand the complex system at Åknes, with focus on hydrogeology.

Boreholes KH-01-18 and KH-02-18 are located in the west part of the rock slope near the fault zone Åknesrenna. This study focuses on the measurements performed in these boreholes. Based on the flowmeter and heat pulse tests, there is a stronger water flow and a higher groundwater table in KH-01-18 compared to KH-02-18. This might be caused by a natural drainage into Åknesrenna. There has been measured increases in hydraulic potential caused by higher water infiltration due to rain and/or snowmelt during days of positive temperatures. This might have caused an affect on the stability of the sliding plane(s).

Keywords: Hydrogeology, groundwater, water pressure, unstable rock slope, joints, sliding planes, drainage, flowmeter, heat pulse test, distributed temperature sensing, piezometer test, Lugeon test, Leapfrog Geo, AutoCAD.

INTRODUCTION

The unstable rock slope at Åknes is located in Sunnlyvsfjorden in Stranda, Western Norway. The landscape is characterized by mountains with steep slopes and deep fjords, and is located in the middle of the western gneiss region. The rock slope extends from 150 up to 900 m.a.s.l., and the average slope angle is 30 - 35°. The back scarp has a graben structure with an inclination of 60° (Ganerød et al., 2006). There is a huge fault zone in the western part of the slope called Åknesrenna, see Figure 1.

The climate at Åknes is mainly affected by low pressure systems with a high amount of precipitation. During the winter months, from December to March, the temperatures are normally negative. Most of the water infiltration occurs during snow melt season in April until June, and in September until November when it rains frequently. Most of the water infiltration occurs in the back scarp (Ganerød et al., 2006). According to Bjørn-Hansen (2019) and Sena and Braathen (2020), 15 % of all precipitation and snow melt flows directly into the joints and sliding planes, which equals 207 mm/year. In addition, the small lake Itnesvannet located above the slope, would contribute to the recharge of water in the joint system.

There are developed different rock avalanche scenarios. Scenario A, which includes the entire unstable area, indicates

an estimated avalanche volume of 54 mill m³, with an annual probability of 1/5000. Scenario B and C involve 18 and 6 - 11 mill m³, respectively, including annual probability of 1/1000 and < 1/100 (Blikra, 2012), see Figure 1.

Regarding the high risk of an enormous avalanche followed by a tsunami in the future, The Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE) is leading a research project at Åknes. The aim is to secure the rock slope by implementing groundwater drainage to achieve a stabilizing effect. The purpose is to save dozens of lives and infrastructure. To be able to drain the slope correctly, several measurements, calculations and analysis are required. In this study, the focus has been measurements taken in boreholes KH-01-18 and KH-02-18, such as flow measurements, temperature profiles, Lugeon and piezometer tests.

The biggest displacement of the rock slope occurs along the main sliding plane. Estimated depth to sliding planes and measured displacement are presented in Table 1. The displacements are measured 08.11.19 until 13.02.20 (NVE, 2020). The groundwater level fluctuates several meters throughout the seasons and during the year. Table 2 shows different groundwater levels at the time of each test.

Table 1. Estimated depths to sliding planes, including measured displacements written in parenthesis (NVE, 2020).

Borehole	Main sliding plane [m.b.g.l.]	Sliding plane 2 [m.b.g.l.]	Sliding plane 3 [m.b.g.l.]
KH-01-18	34 (6 mm)	61 (1 mm)	80 (2 mm)
KH-02-18	15 (5 mm)	111 (3 mm)	-

Table 2. Groundwater level during different tests (NVE, 2020), (Elvebakk and Pless, 2018), (Acuna, 2019).

	Groundwater level [m.b.g.l.]		
	Flowmeter	Lugeon test	Heat pulse test
KH-01-18	47	47	21.6
KH-02-18	72	72	59.4

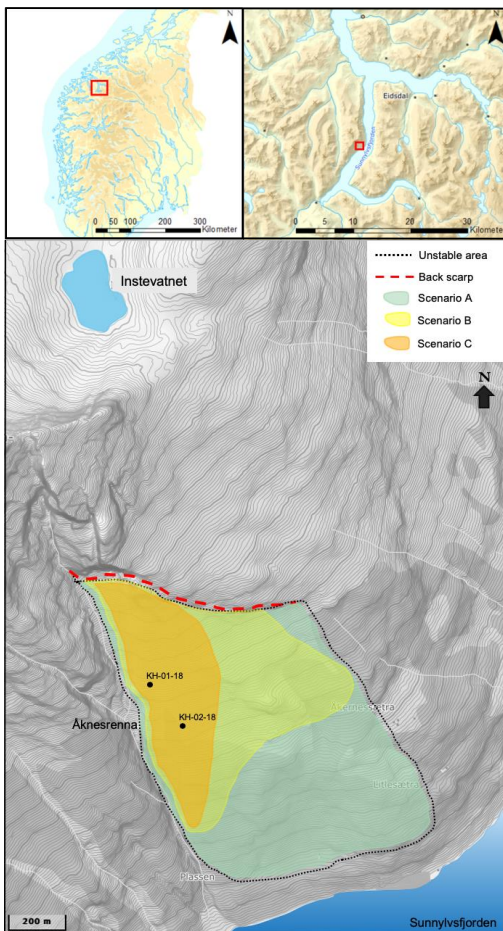


Figure 1. Location Åknes, Norway, including rock avalanche scenarios. Modified after (NVE, 2020) and (Biørn-Hansen, 2019).

METHODOLOGY

Data material used in this study have been conducted previous years as well as ongoing tests, which NVE is leading. However, all the received data materials have been processed and interpreted by the authors. A short description of the test methods and the performance of the results are described in the following. Note that both Gjerstad (2020) and Hyllseth (2020) provide more detailed theory and method descriptions. Table 3 shows the measurement periods of each test.

Table 3. Test measurement periods.

Borehole	Test measurement periods			
	Lugeon test	Flowmeter	Heat pulse test	Piezometer test period
KH-01-18	August 2018	27.08.18	25.06.19	30.10.19
			27.06.19	06.05.20
KH-02-18	September/October 2018	03.10.18	25.06.19	08.11.19
			27.06.19	07.05.20

Flowmeter measurement

Flowmeter measurements were executed at Åknes in the current drillholes shortly after drilling was completed (NVE, 2020), see Table 3. These measurements were done with a probe measuring flow while it was lowered and raised in the boreholes with a speed of 5 m/min. The sampling density is 1 cm. The output of the test is the rotational speed of the probe (rpm) and the net flow indicates the direction of flow in the borehole. The net flow is the sum of the measurements taken when lowering and raising the probe. A negative net flow indicates an upward directed water flow, and consequently a positive net value implies a downward flow. By considering the changes in the net value, the recharge and discharge areas in the boreholes may be determined. Furthermore, the amount of water flowing in each borehole could be calculated by using the diameter of each hole (Elvebakk and Pless, 2018). The results from these loggings can be used to estimate a flow pattern in each borehole.

Heat pulse tests and temperature measurements

Heat pulse tests were executed in the boreholes using a heating element, a fibre optic cable and a DTS-system (Distributed Temperature Sensing) called XT-DTS Silixa. The heat was applied by an electric probe that could be lowered and raised to the desired depth in the borehole. Heat was then applied for a certain time period. The response in temperature was then measured using the fibre optic cable. The cable consisted of optical fibres enclosed by a stainless steel tube and wires, and an outer plastic layer (Acuna, 2019).

After the heat response test was completed, the fibre optic cable was left in the boreholes measuring the natural temperature variations. Temperature was measured from 26th June until 5th August 2019 with an interval of 10 minutes. This produced an extensive amount of data to be seen in comparison to the other measurement methods. Given the amount of data it was a necessity to find a reasonable way of processing and visualizing to be able to assemble the natural temperature

measurement with the other surveys. The detailed process of the preparing of these data are described by Hyllseth (2020).

Hyllseth (2020) calculates the variations in the temperature. These results will be used in this study for comparison with the other measurements. This was carried out by calculating the variance at each depth over the measurement period, and then plotting this against the depth. The variance is a measure of the deviation the values in the data set has from the average value of the set. Hence, providing a perception of how much the temperature varies over the time period.

To exclude how much the temperature at the top of the borehole was affected by the change in air temperature, the top part of the borehole was left out of the analyses. Including these measurements would cause the variations deeper to be "concealed" by the large variations at the top.

The purpose of these analyses will be to detect sections and joint systems that are more connected to the surface or which sections that are connected to each other. The results will also be seen in comparison to results provided by Gjerstad (2020), such as Lugeon and piezometer. Hence, aiming to confirm or disprove conclusions drawn from the temperature measurements.

Lugeon test

Lugeon test measures water flow in joints and continuities in the rock mass close to the testing zone. A borehole is divided into zones isolated by using pneumatic packers. Water is pushed into the borehole with a predefined water pressure. At Åknes the tests were carried out in 5 stages in each zone, where stage 1, 2, 4 and 5 lasted for 10 minutes while stage 3 lasted for 30 minutes. Every stage has its own pressure, respectively $0.5 \cdot P_{max}$, $0.75 \cdot P_{max}$, $0.75 \cdot P_{max}$, $0.5 \cdot P_{max}$ and P_{max} in stage 3. P_{max} should not exceed the confinement stress σ_3 expected at the depth where the test is being conducted, thus avoiding the development of hydraulic jacking. In boreholes KH-01-18 and KH-02-18 18 and 16 tests were performed. However, only 7 tests in both boreholes were successfully completed. Water pumped into the boreholes during the tests [l/m/min] are measured. Based on the measurements and calculations, the following equation can be used to find the representative Lugeon value of each testing zone, Eq. 1 (Houlsby, 1976):

$$\text{Lugeon value} = \text{water taken in test [l/m/min]} \cdot \frac{10 \text{ [bars]}}{\text{test pressure [bars]}} \quad (1)$$

By analyzing the representative Lugeon value, Houlsby

(1976) carried out different behaviour groups. Group A, B, C, D and E are laminar flow, turbulent flow, dilation, wash out of joint filling materials and void filling, respectively. Data corresponding to different stages of the test should be plotted as "water pressure" towards each stage, and "the flow loss" towards "water pressure" (Quinones-Rozo, 2010). By using these plots, the corresponding group may be determined as well as estimated hydraulic conductivity K and joint spacing. A high Lugeon value indicates a high amount of water flowing in the joints (Boge, 2002).

It is expected that the use of this method can contribute to focus the interpretation of hydraulic conductivity exclusively on data collected in the field (Quinones-Rozo, 2010). The Lugeon test measures only a defined area around the testing zone, which is the most important limitation. Estimations indicate that a 3 meter long test area measures approximately 9 meters of rock mass. RQD values will also be considered when discussing the Lugeon values.

Piezometer test

Differential Monitoring of Stability is developed by *Centro Servizi de Geoingenierias (C.S.G.)*. The fixed geotechnical system are automatically, continuously and in real time measuring several engineering geological parameters such as deformation, acceleration, temperature, groundwater level and water pressure (CSG, 2019). At Åknes there is installed DMS-columns in boreholes KH-01-18 and KH-02-18, among others. In this study, the results from the piezometer tests conducted in the DMS-columns have been processed and interpreted, which is an instrument testing water pressure. Figure 2 displays overview illustrations of correct locations of piezometers and packers in both boreholes made in the drafting software application AutoCAD. Piezometers are placed in between the pneumatic packers to isolate each section. At Åknes the piezometers can withstand up to 17.24 bar (1724 kPa) (NVE, 2020).

The piezometer test periods covered in this study are presented in table 3. The piezometer data material is processed by calculating the hydraulic potential per day throughout the test period in each module in both boreholes. Hydraulic potential is the height above sea level (masl) plus the pressure height (m). The pressure height is the water column the piezometer measures. The purpose of using packers is to isolate each section, thus packer pressure has to be sufficiently high enough to provide correct results. Therefore, the packer pressure is also measured and calculated to be able to identify defected packer(s).

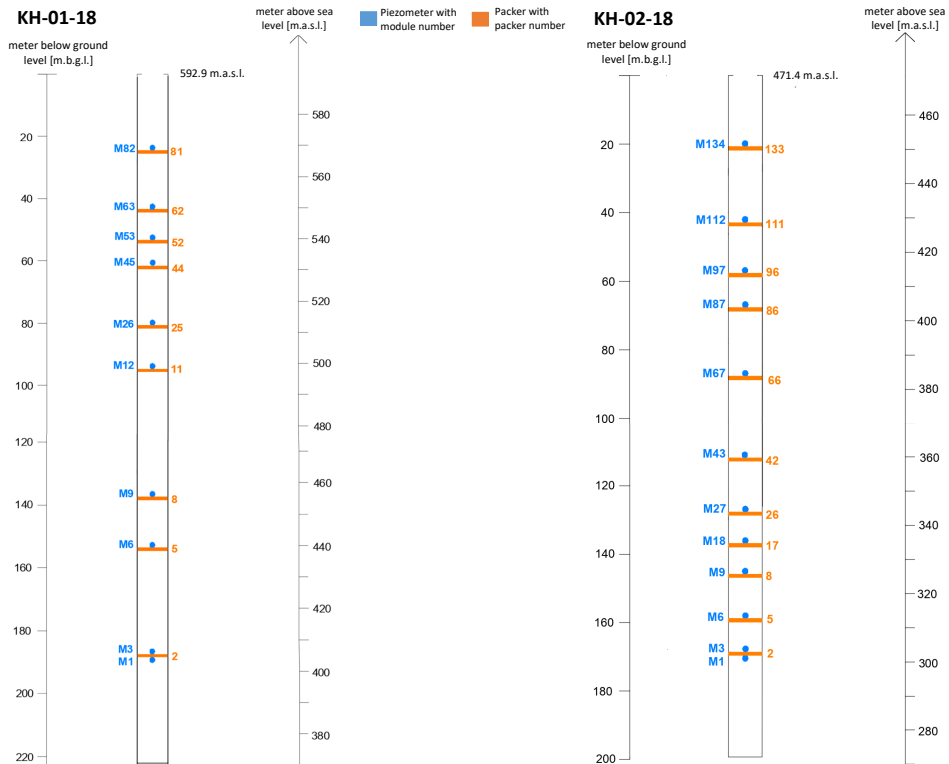


Figure 2. Illustration of borehole KH-01-18 and KH-02-18 made in AutoCAD, including locations of piezometers and packers used in the piezometer test.

Visualizing results using Leapfrog geo

Leapfrog Geo is a geological modelling software in 3D with high processing capacity. The software is developed by SRK Consulting and Applied Research Associated of New Zealand (ARANZ) (Fraile del Río, 2015). It is possible to work with huge datasets to build the most accurate picture of the geology due to interpolation and modelling techniques with boundary models that allows the development of conceptual models directly from drill hole, GIS and other historical data without the need for manual digitization (Seequent, 2019). In addition, Leapfrog Geo is an implicit model, which can be updated as new drill hole data becomes available keeping the geological models dynamic, as the modelling methodology can now keep up with speed of data acquisition (Fraile del Río, 2015). The model can be visualised from any angle, finding trends and detect errors by using an intuitive visualisation tools aid. The software is intuitive and user-friendly (Seequent, 2019).

For this study Leapfrog Geo will not be used making a geological model of the area. The software will rather be used as a tool of visualizing the data at the right location, giving a more comprehensive image of the data. To achieve this, the

results from the measurements will be illustrated by making a cross section including the boreholes KH-01-18 and KH-02-18, and the surface topography. Figure 3 illustrate the location of the cross section (A-B) through KH-01-18 and KH-02-18 at Åknes. In the cross section it is possible to view the desired results that are previously imported to Leapfrog Geo software.

The borehole data are imported in a comma separated file format, making the data easy to manipulate to fit the wanted outcome of the visualization. The data may either be imported as point values or intervals. To make the cross sections, it is more expedient to import the data as intervals, as this is easier to view and visualize. The flowmeter and temperature data are originally point fixed data, but are adapted to intervals by allowing the values to range over a small interval (0.01 m) in depth. By doing this, the data will also appear continuous.

For an easier interpretation, an illustration of the boreholes was produced, see Figure 4. This figure visualise the relation between the height above sea level (masl) and the depth below ground level (mbgl) in each borehole. The top of borehole KH-01-18 is located at 593 masl and the top of KH-02-18 is located at 471.4 masl.

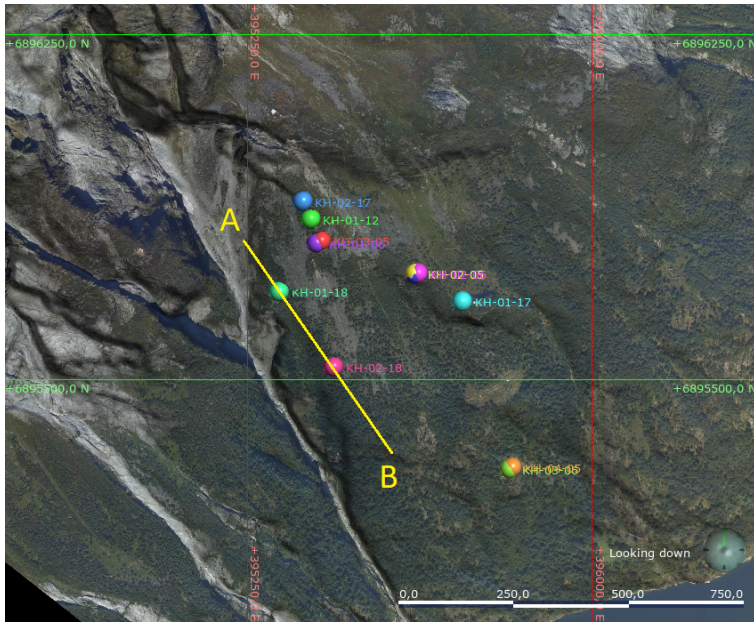


Figure 3. Location of the cross section A-B through KH-01-18 and KH-02-18 used to visualize results, made in Leapfrog Geo. Other boreholes in the rock slope are also shown.

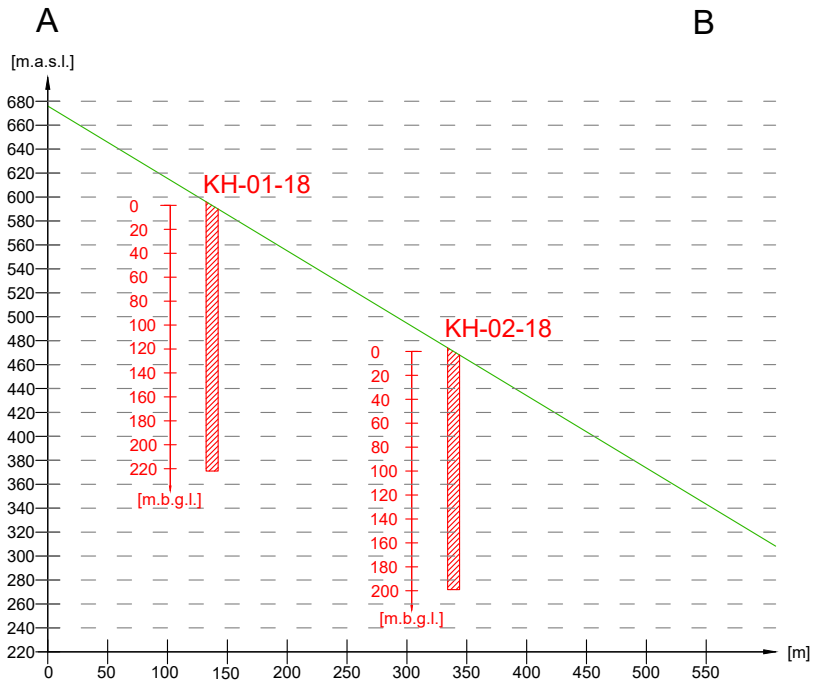


Figure 4. The relation between the borehole depths and the height above sea level made in AutoCAD.

RESULTS

This chapter presents the results processed by the authors. Please use Figure 3 and 4 to help understanding the results in the following. The cross sections illustrating the different results will be used to discuss the boreholes individually and in an overall assessment of the hydrogeology surrounding the boreholes.

Figure 5 visualizes the interpretation of flow pattern from the flowmeter tests and the heat pulse tests. On the right side of each borehole the results of the heat pulse tests are visualized, while the results from the flowmeter test are visualized on the left side. The flow direction and recharge/discharge areas are illustrated with arrows and colors. The absolute value of the quantity of water (l/hour) measured during the tests are also displayed.

Figure 6 shows results from flowmeter test, heat pulse test and Lugeon values. The arrows illustrate flow pattern (similar to Figure 5). Temperature variance profiles are given in Figure 7. The variance is calculated from the temperature measurements taken between 26th June - 5th August 2019.

Figure 8 displays RQD (NVE, 2020) and Lugeon values.

In Figure 9 and 10 are results from the Lugeon tests illustrated. More detailed data material, graphs and results can be found in Gjerstad (2020).

Figure 11 and 12 present graphs of packer pressure and hydraulic potential of all piezometers with module number, respectively in KH-01-18 and KH-02-18. Hydraulic potential [masl] is the height above sea level [m] plus the water column the piezometer measures, one value per day. By using the average hydraulic potential in each module, the average pressure height [meter] can be calculated, see more in the attachment written by Gjerstad (2020). Additionally, air temperatures above and below 0 °C and precipitation plotted towards the same testing period are also plotted in Figure 11 and 12. Please use figure 2 to help understand the graphs. Figure 13 and 14 show box plots of hydraulic potential in each module in KH-01-18 and KH-02-18, respectively. The box plots consist of 25 and 75 % quartiles (quartile 1 and 3) including median and extreme values (outliers). Note that the colour of each module in the graphs corresponds to the colours in the box plots.

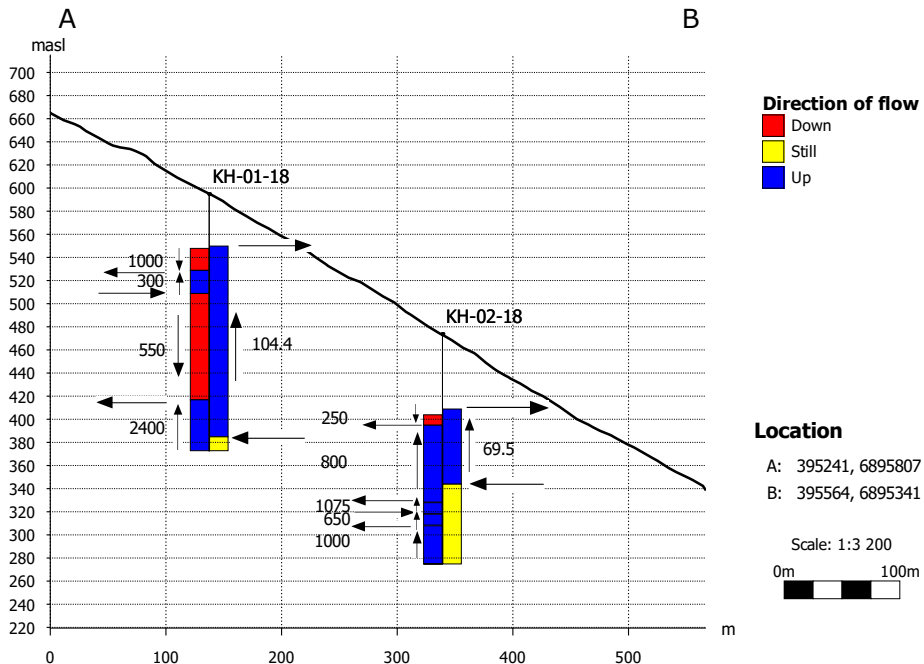


Figure 5. Flow pattern in the boreholes. Left side of borehole shows results from flowmeter test. Right side of boreholes shows results heat pulse test. The arrows and colors show direction of flow. Values are given in l/hour.

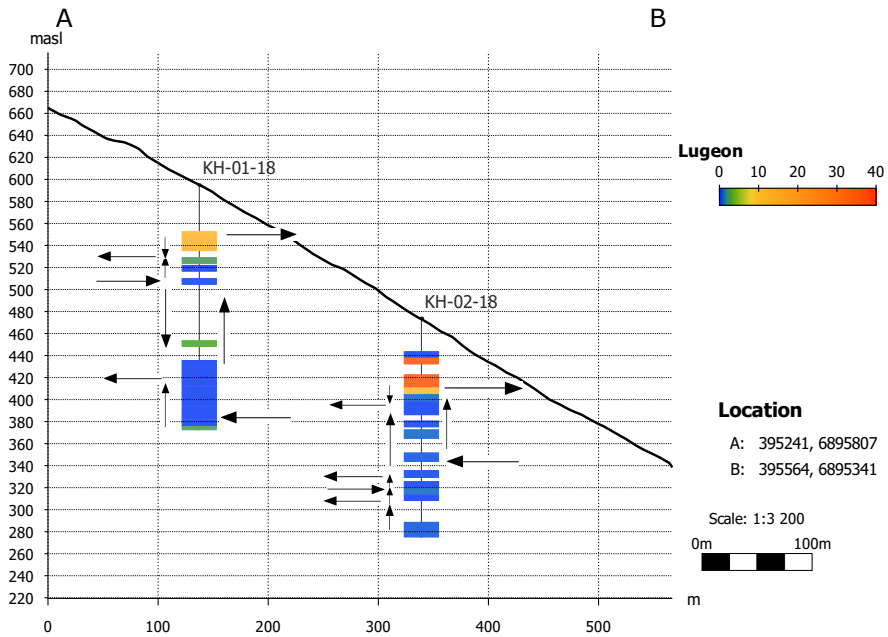


Figure 6. Lugeon values and the direction of flow from flowmeter tests (left side of the boreholes) and heat pulse test (right side of the boreholes).

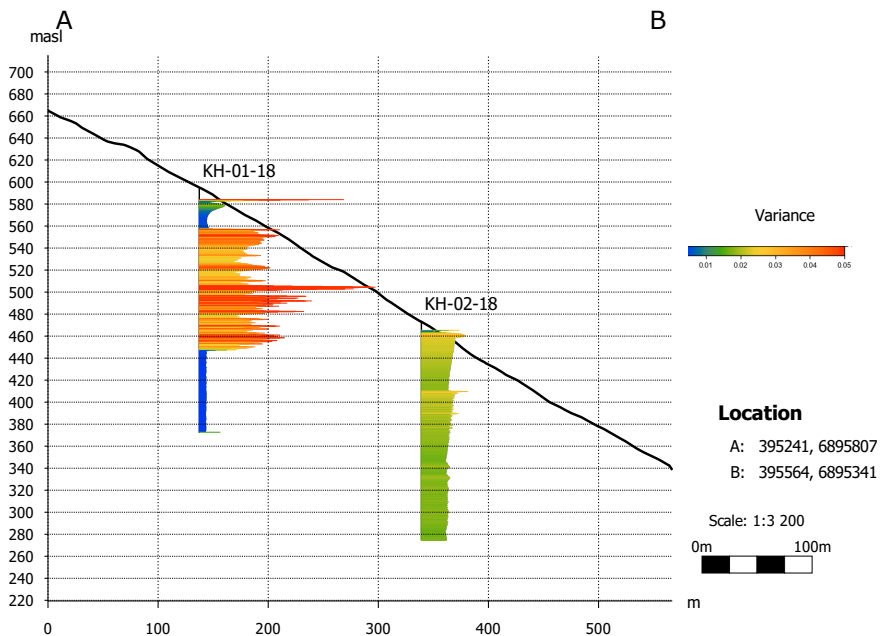


Figure 7. The variance in the temperature.

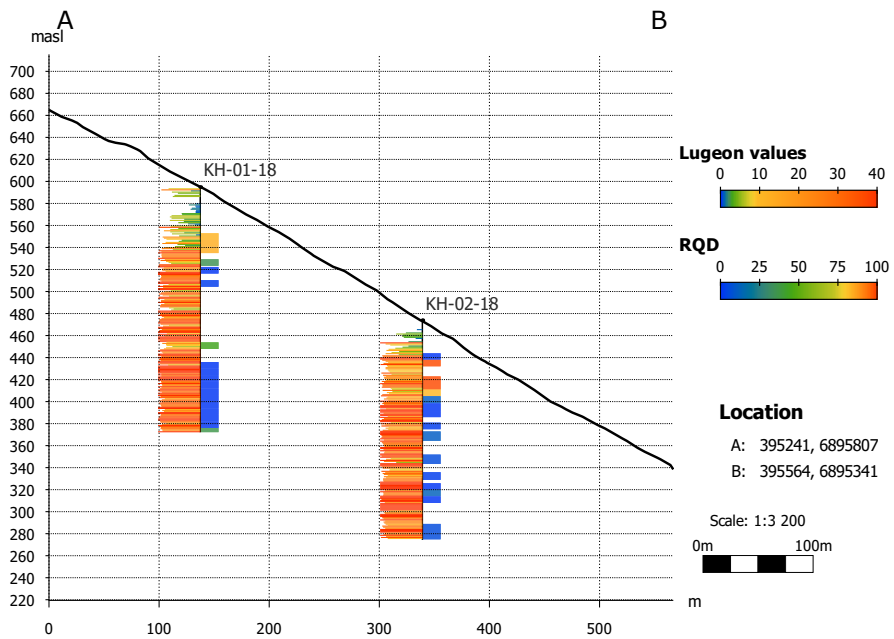


Figure 8. RQD values on the left side of the boreholes and Lugeon values on the right side.

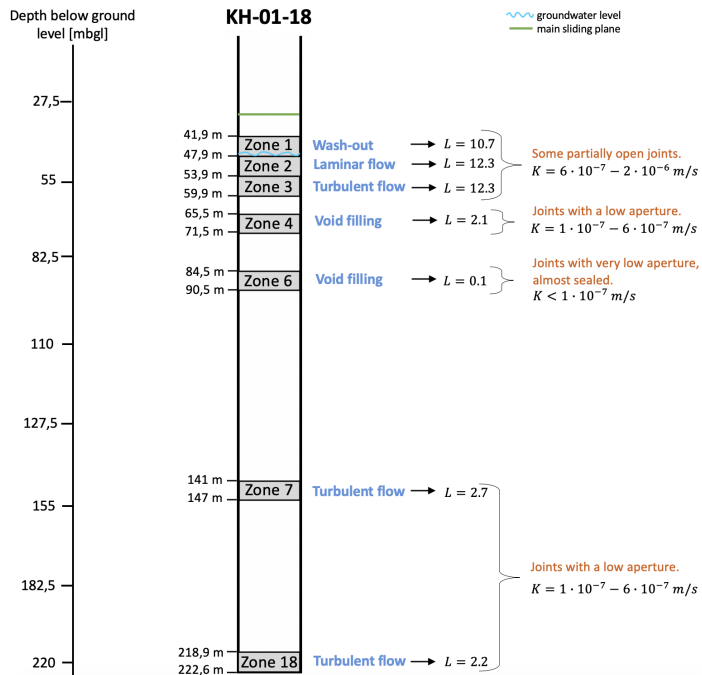


Figure 9. Illustration of results from Lugeon tests in KH-01-18. L is the Lugeon value and K is hydraulic conductivity.

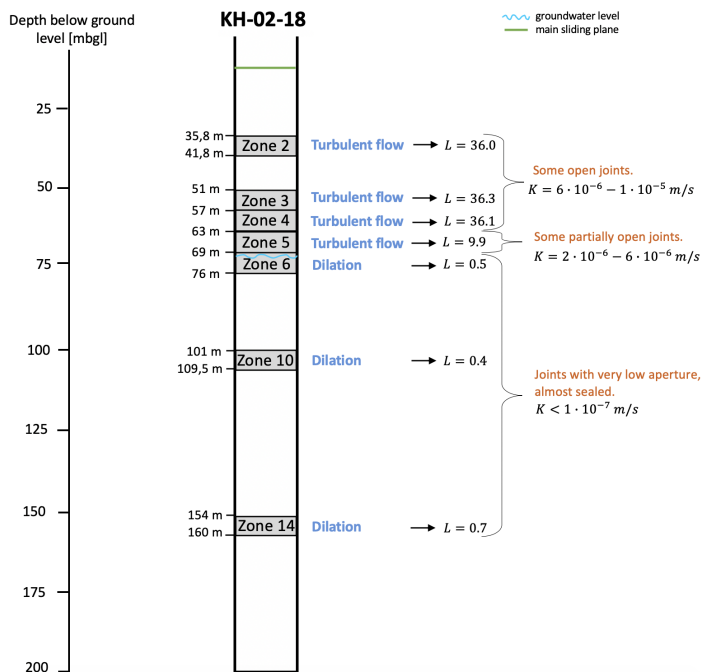


Figure 10. Illustration of results from Lugeon tests in KH-02-18. L is the Lugeon value and K is hydraulic conductivity.

Borehole KH-01-18

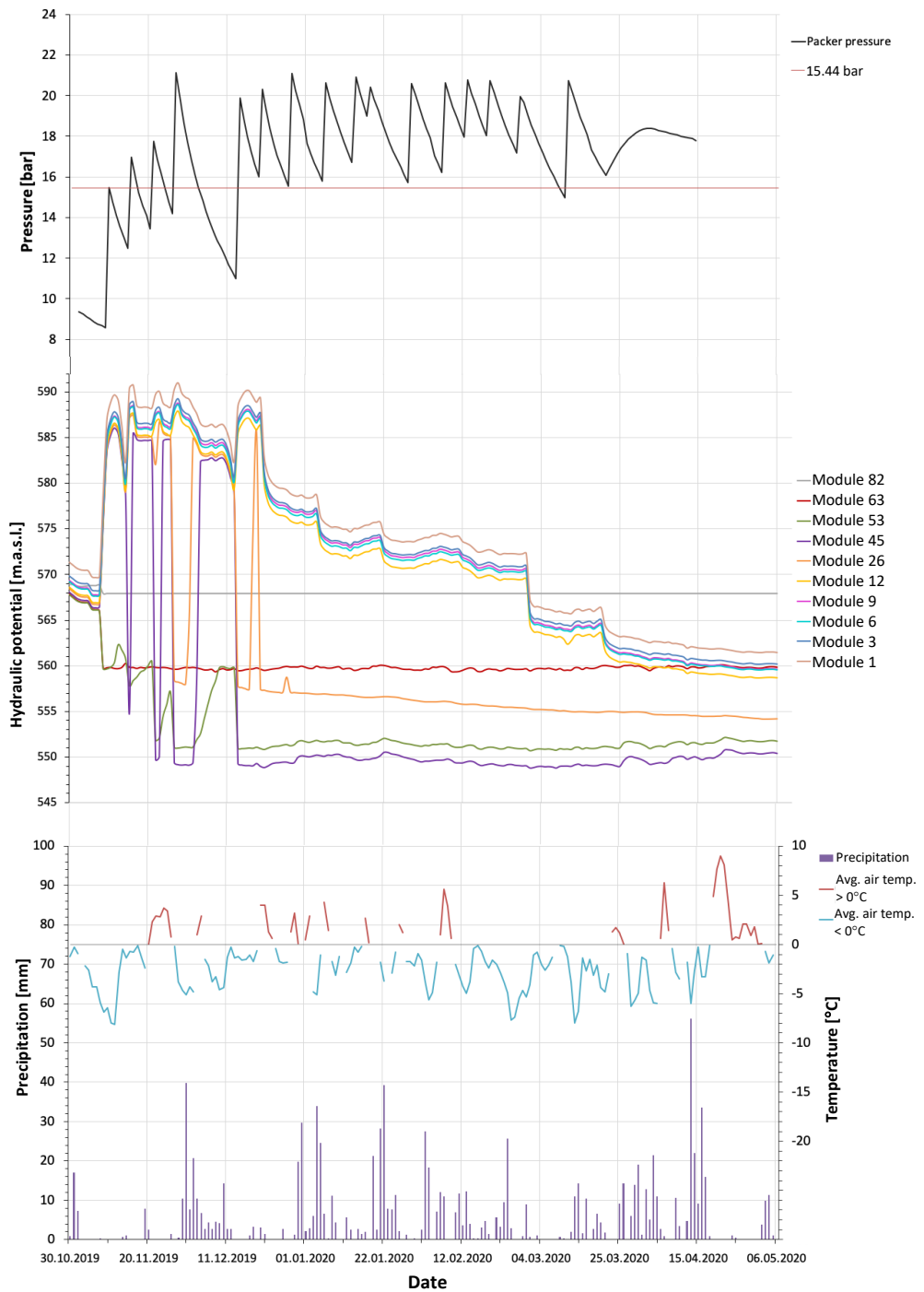


Figure 11. Results from piezometer tests in KH-01-18. Hydraulic potential, packer pressure and climatic measurements are plotted towards the testing period.

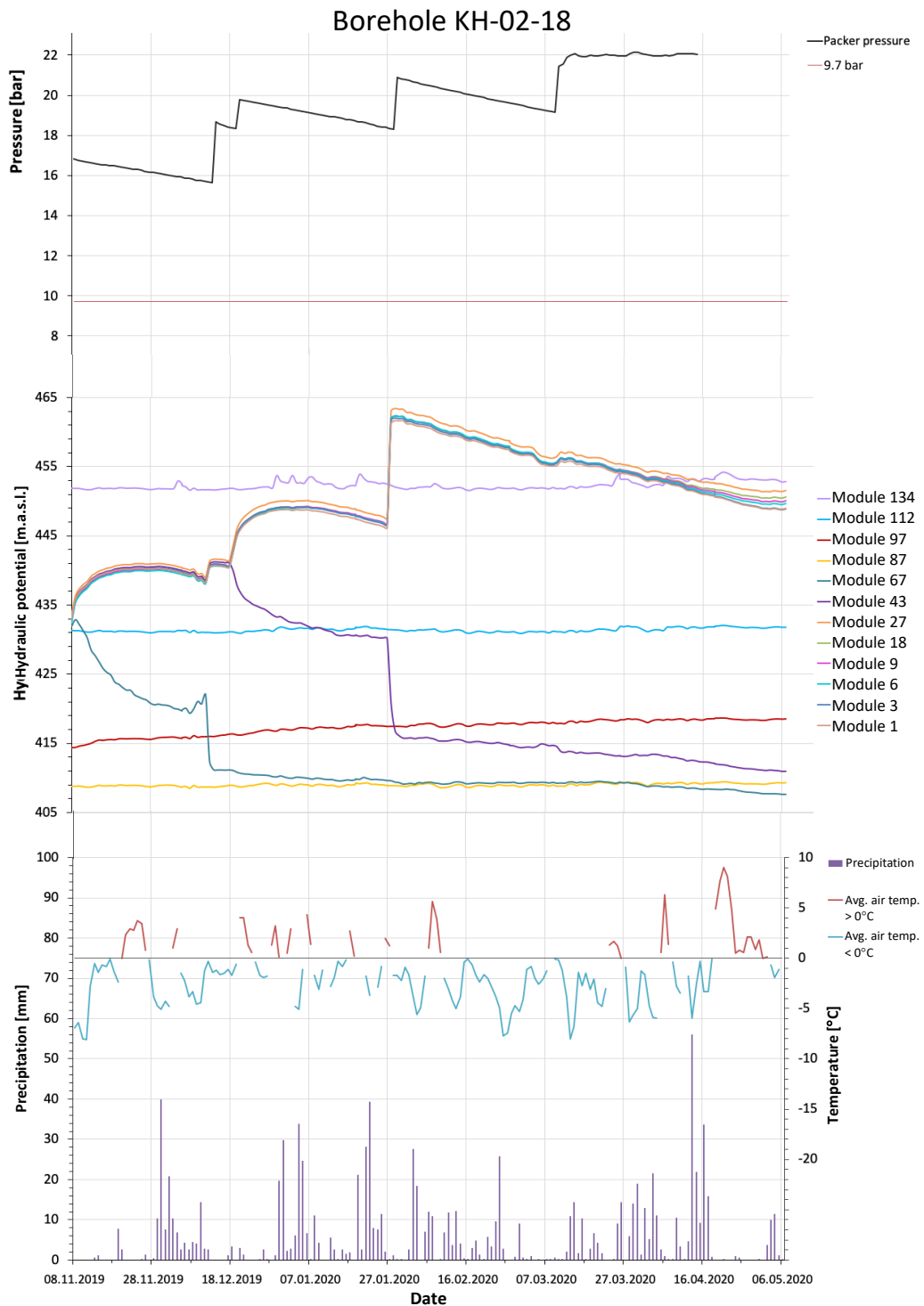


Figure 12. Results from piezometer tests in KH-01-18. Hydraulic potential, packer pressure and climatic measurements are plotted towards the testing period.

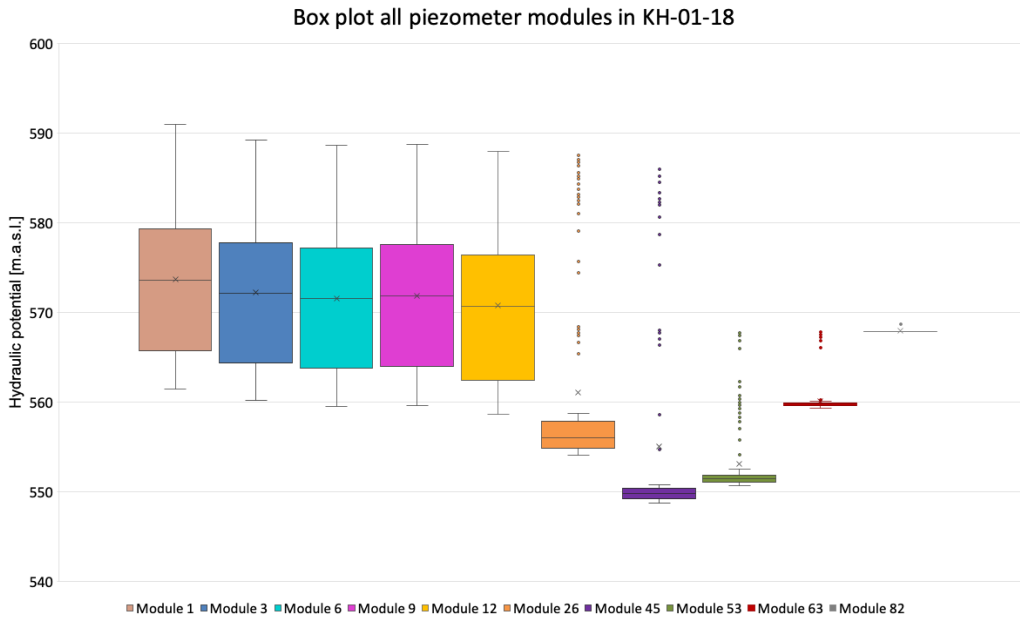


Figure 13. Piezometer measurements conducted in borehole KH-01-18 presented as hydraulic potential using box plots.

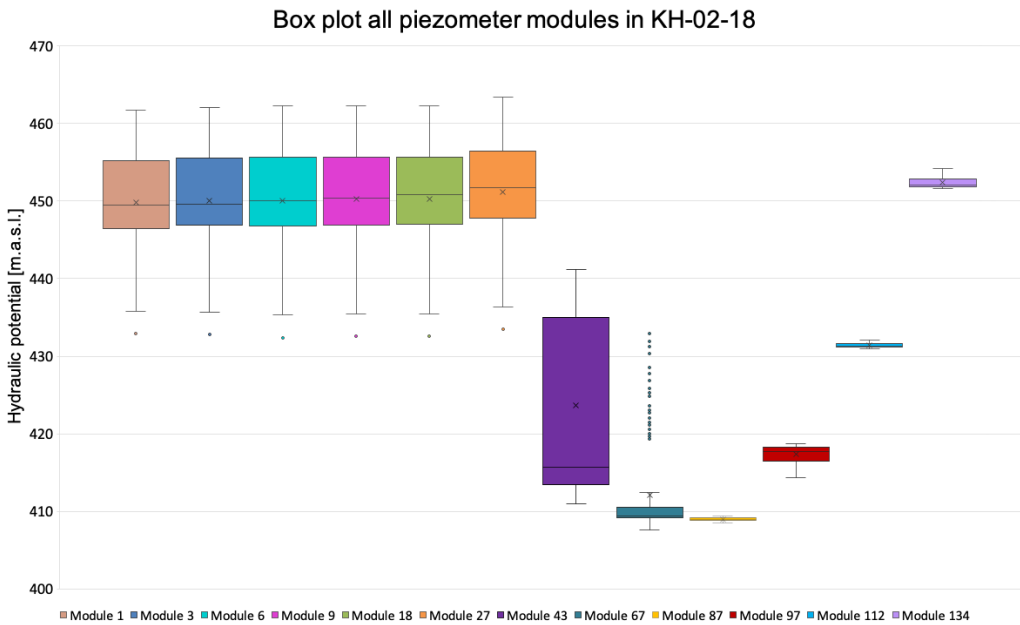


Figure 14. Piezometer measurements conducted in borehole KH-02-18 presented as hydraulic potential using box plots.

DISCUSSION

Figure 2 and 4 might be used to help understanding this chapter.

KH-01-18

The groundwater level fluctuates several meters depending on the seasons and weather conditions. During the flowmeter test, conducted 27.08.18, the groundwater level was estimated to be at 47 mbgl (546 masl) although the test started measuring from approximately 58 mbgl (535 masl). The heat pulse test, performed 25.06.19, measured the groundwater level to be at 21.6 mbgl (571.4 masl), which is an increase of 25.4 meters, see Figure 2.

Flow pattern and hydraulic conductivity

Results from the flowmeter test indicates a strong water flow in the borehole. Flow directions, water quantity and recharge/discharge areas are illustrated in Figure 5. The flow pattern is controlled by the pressure differences, hence from high to low pressure. There was a strong flow from the bottom of the borehole that discharged at 178 mbgl (415 masl), which equals a water amount of 2400 l/hour. According to Elvebakk and Pless (2018) a normal rock mass well provides a water flow of 500 l/hour. There was a recharge at 86 mbgl (507 masl) followed by a downward flow to 178 mbgl and an upward flow to 66 mbgl (527 masl), where the water again discharged. From the groundwater level to 66 mbgl, there was a downward flow.

The results of the heat pulse test indicate a recharge of groundwater at 210 mbgl (383 masl), see Figure 5. The groundwater flowed upwards in the borehole and discharged at 45 mbgl (548 masl).

Flowmeter and heat pulse test provide different results regarding the flow pattern and water quantity. This implies that the flow changes between August 2018 and June 2019. A plausible explanation to the large differences in flow pattern and quantity of water flow, could be changes in the joint conditions (i.e. tension cracks, joint filling etc.) caused by the recently drilling of the borehole (Nilsen, 2016). Moreover, the borehole creates an artificial connection between joint sets, which might cause an equalizing effect in water pressure over time. According to Ganerød et al. (2006), the groundwater system is complex depending on seasonal variations and weather conditions, which may also cause the changes in flow pattern.

Lugeon test conducted 30.08.18 in zone 6 in Figure 9 implies filled joints during the test, a small Lugeon value and low hydraulic conductivity. Figure 6 displays results from the flowmeter and Lugeon tests. As mentioned, the flowmeter measured a recharge at 86 mbgl (507 masl). Hence, the joints at around 86 mbgl might have been blocked during the Lugeon test. Both RQD and results from Lugeontest in zone 7 (see Figure 8) indicate a fractured zone with higher hydraulic conductivity, which is not measured in the flowmeter test. Zone 18 in the Lugeontest display a turbulent flow with a Lugeon value of $L=2,2$ and RQD at the same depth is approx. 80. This

turbulent flow corresponds to the strong water flow from the bottom of the borehole measured with flowmeter. The heat pulse test also implies a recharge in the bottom part of the borehole.

Temperature measurements

The variance in the temperature measurements conducted during the summer of 2019 are illustrated in Figure 7. The temperature variance profile changes considerably along the entire borehole. The variance is significantly smaller in the bottom part compared to the top of the borehole. The section with higher variance ranges from 38 mbgl (555 masl) to 148 m (445 masl), where it never reaches below 0.02. At the bottom part it is approximately constant at a value of 0.005. The visible transition between these two zones at 148 mbgl (445 masl) corresponds with the results from Lugeon test in zone 7 with and a lower RQD value at this depth, see Figure 8 and 9.

The change in variance at 148 mbgl (445 masl) may indicate that the joint sets are not directly connected. The top section could be connected to the surface to a higher extent, thus causing the higher variance. The low variance in the bottom part may be caused by a connection to another joint system. Hyllseth (2020) gives a more thorough analysis of the temperature variance, also relating the variance to the measured temperatures.

In the temperature variance there is a peak at 90 m depth (503 masl). At this point the variance reaches a value of 0.12. The Lugeon test conducted in zone 6 results in a low Lugeon value of $L=0.1$. However, the tests are not performed during the same time.

Packer and piezometer measurements

Figure 11 displays graph of packer pressure, graphs of changes in hydraulic potential in every module, air temperature and precipitation measurements towards the measuring period in borehole KH-01-18. Nevertheless, the depth of the packer is not known. A correct packer pressure is dependent on the depth. However, some assumptions have been made. The groundwater level is assumed to be at 33.6 mbgl (559.4 masl) when the piezometer test started autumn 2019. Packer 2 is located at 188 mbgl (405 masl) (Figure 2) and measured an average water column of 154.4 meters (188 m - 33.6 m = 154.4 m) (Gjerstad, 2020). Since 1 bar is equal to approx. 10 meters water column, then the packer must hold a pressure of minimum 15.44 bar. If the packer pressure is less than 15.44 bar, it is defected and may leak, see the red line in figure 11. The graphs of module 26, 45 and 53 occasionally show significant changes in hydraulic potential from mid November until mid December 2019. This coincide directly to packer pressure below 15.44 bar. Additionally, the box plots in Figure 13 for these modules show several outliers (extreme values), which confirm the defected packer(s).

All the piezometers, except piezometer with module number 82, are located below groundwater level. The average pressure heads calculated in each module are increasing with depth. The biggest pressure head is 169.8 meters in module 1 at 189 mbgl (404 masl), which equals 16,98 bar or 1698 kPa (Gjerstad, 2020), see Figure 2 and 11.

Piezometers with module number 45, 53 and 63 show small changes in hydraulic potential throughout the testing period as well as the same pattern. The joints in the modules may be connected to the same joint system. In these zones, water is freely flowing within the joints and sliding planes, and no water is build up. Hence, the water pressure isn't increasing. In addition, both module 45 and 53 are located at the same depth as zone 2 and 3 in the Lugeon tests. As figure 9 shows, both zones have high Lugeon values, which also implies a high amount of water flowing. Furthermore, small changes in hydraulic potential occurs after events of positive air temperatures and/or rain/snow melt, i.e. 01.01.19, 22.01.20, 29.03.20 and 24.04.20, see Figure 11. During these events, there could be a change in water pressure. This happen at 40-55 mbgl (553 - 538 masl) and may affect the stability of the sliding plane.

The graphs of hydraulic potential of module 1, 3, 6, 9 and 12 have the same pattern, which indicates the same joint system. It displays a decreasing trend in hydraulic potential of 30 meters from 20.11.19 until 15.04.20. During the testing period, the air temperature was essentially negative, thus the precipitation came as snow and the terrain was frozen. This may indicate no water infiltration deep into the borehole, and therefore causing the decreasing trend. The box plot in Figure 13 shows variations up to 13.6 meters (difference between quartile 1 and 3) for these modules, which confirms significant changes in hydraulic potential throughout the testing period. This may cause huge changes in water pressure in joints, theoretically up to 136 kPa (13.6 m = 1.36 bar = 136 kPa), and especially affect the stability in sliding plane 2 and 3 (Table 1).

The graph of the module 26 shows a different pattern, which may indicate a zone consisting of an isolated joint system. The hydraulic potential decreases from 01.01.20 until 06.05.20, probably caused by negative temperatures during the winter months and early spring. Thus, no water infiltration. As mentioned in previous paragraphs, the temperature variance profile display significant variations in temperature at this depth, which also indicate an isolated joint system. However, temperature measurements are conducted throughout the summer. Hence, it might be caused by water infiltration, which indicate the joint system to be connected to the surface. During the piezometer test, the joints near the surface were blocked by frozen ground preventing water infiltration.

KH-02-18

Like KH-01-18, the groundwater level fluctuates several meters. During the flowmeter and Lugeon test, conducted October 2018, the groundwater level was at approximately 72 mbgl (399.4 masl). During the heat pulse test, conducted 26.06.19, the groundwater level was measured at 59.4 mbgl (412 masl). Hence, an increase of 12.6 meters from August 2018 until June 2019.

Flow pattern and hydraulic conductivity

The flowmeter test indicates a water flow directed upward from the bottom of the borehole, to 79 mbgl (392.4 masl), see

Figure 5. At this depth the water discharged. However, the amount of flowing water in this section is shifting, meaning that the water discharged and recharged at several locations. The amount of water in the upward directed flow ranged from 650 - 1075 l/hour (Elvebakk and Pless, 2018). There was a downward flow of 250 l/hour from the water table down to 79 mbgl.

The heat pulse test resulted in a similar flow pattern as the water flowed upward in a large part of the borehole, see Figure 5. The water recharged at 130 mbgl (341.4 masl) and discharged at 65 mbgl (406.3 masl), hence an upward water flow. The amount of water during this test was measured to 0.16 m/min, which equals 69 l/hour given a radius of 96 mm. This is significantly less than the results of the flowmeter test. In addition, the heat pulse test shows no movement of water at the bottom of the borehole, unlike the results measured with the flowmeter.

Like borehole KH-01-18, previously discussed, the flow pattern measured with the flowmeter and heat pulse deviates. This applies both to the measured quantities and also to the direction of flow and areas of recharge and discharge. This could to some extent be caused by the short time between drilling and testing with the flowmeter. The changes in the groundwater system based on the seasonal variations may also be a cause to the differences in the flow pattern.

Zone 14 in Lugeon test (Figure 10) is located at the same depth as the recharge at 156 mbgl (315.4 masl) in the flowmeter test, see Figure 6. During the Lugeon test, it occurred a minimal dilation and a very low Lugeon value ($L=0.7$), thus small amount of flowing water and a low hydraulic conductivity. Hence, the tests do not correspond regarding the amount of water flowing.

The discharge at 65 mbgl (406.4 masl) during the heat pulse test corresponds to the high Lugeon value of $L=9.9$ in zone 5, see Figure 6. This Lugeon value suggest a high amount of flowing water. Hence, the tests do correspond regarding the amount of water flowing. These remarks indicate a better correlation between the Lugeon tests and the heat pulse test, compared to the correlation between the Lugeon tests and the flowmeter test.

Temperature variance

The temperature measurements were conducted summer 2019, see Table 2. Compared to the temperature variance in KH-01-18, the profile in KH-02-18 is more even along the length of the borehole. At 64 mbgl (407.4 masl) the variance increased from 0.018 to 0.032 over a short interval in depth. A plausible explanation of this change is due to the groundwater table, that was measured to 59.4 m (412 masl) on 26.06.19 (Acuna, 2019).

Packer and piezometer measurements

Figure 12 displays graph of packer pressure, graphs of changes in hydraulic potential in every module, air temperature and precipitation measurements towards the measuring period in borehole KH-02-18. Packer 2 is located at 169 mbgl (302.4 masl) and measured a water column of 97 meters (169 m - 72 m = 97 m). The packer must hold a pressure of minimum

9.7 bar, but the measured pressure is always higher. Thus, the packer is not deflected. However, the pattern of the packer pressure graph coincides the patterns of the hydraulic potentials in module 1, 3, 6, 9, 18 and 27, especially 27.01.20. Although the pressure was sufficient, it is plausible to assume that the changes in hydraulic potential is affected by the changes in packer pressure.

The average calculated pressure heads in every module increase towards the depth. The biggest pressure head is 148.4 meters in module 1 at 170 mbgl (301.4 masl), which equals 14.48 bar or 1484 kPa (Gjerstad, 2020).

Module 87, 97 and 112 are located in the unsaturated zone. There are small changes in hydraulic potential throughout the testing period. In addition, the box plots in figure 14 show variations between quartile 1 and 3 of only some centimeters. Thus, water freely flows within the joints and no water pressure is built up over time. Zone 2, 3, 4 and 5 in the Lugeon tests were located in the same area of the borehole. The Lugeon values are high, up to $L=36.3$, see Figure 10. In addition, the RQD values are approx 60-70, see Figure 8. It confirms the fact that the water does freely flow within the open joints.

There were some significant changes of 2-3 meters in hydraulic potential in module 134. This could be correlated to water infiltration due to rain and/or snow melt during days of positive air temperatures i.e. 06.12.19, 30.12.19, 04.01.20, 08.01.20, 20.01.20, 26.03.20, 07.04.20 and 21.04.20. This may indicate a perched aquifer. An immediate change in water pressure of approximately 20-30 kPa might had an effect on the stability of the main sliding plane at 15 mbgl (456.4 masl).

Piezometers with module number 1, 3, 6, 9, 18 and 27 follow the same pattern in changes of hydraulic potential, which indicates water freely flowing in the same joint system. However, from 27.01.20 until 06.05.20, there is a slightly decreasing trend due to lack of water infiltration because of negative air temperatures causing snow and a frozen ground. Hence, decreasing water pressure in joints during several months. The box plots in 14 for these modules display a variation between quartile 1 and 3 of around 8.7 meters, which equals approx. 87 kPa. Changes in the water pressure of this magnitude may affect the stability in sliding plane 2 at 111 mbgl (360.4 masl).

Hydraulic potential of module 43 and 67 follow the same pattern, but module 43 is delayed by 2 months compared to module 67. The piezometers may have measured the water pressure in the same joint system. A sudden event of infilled joints during the testing period preventing groundwater to flow, might be a cause. Another explanation might be changes in packer pressure although the pressure was sufficient during the testing period.

Comparison of results from KH-01-18 and KH-02-18

KH-01-18 and KH-02-18 are located in different places of the rock slope, see Figure 1. The joint and groundwater system may change within the area of the rock slope. Therefore, it is relevant comparing the results from each borehole, provid-

ing a more comprehensive understanding of the hydrogeology in the rock slope.

The results from the flowmeter and the heat pulse test show a much stronger water flow in KH-01-18 compared to KH-02-18. In addition, the temperature variance profiles display a much bigger variance in KH-01-18 compared to KH-02-18. Furthermore, the groundwater level in KH-01-18 is much higher compared to the level in KH-02-18. The groundwater level changes during seasons and usually follows the topography (Kirkhusmo and Sønsterud, 1988). However, it is a significant difference in groundwater level regarding the horizontal distance of 201.8 meter between the location of each borehole. According to these interpretations, an explanation is that the groundwater doesn't flow freely between the boreholes. Hence, the boreholes might be connected to different joint sets that are not connected or filled joints preventing the water to flow freely. Thus, it is plausible to assume that the water in the joint sets connected to KH-01-18 drains towards the fault zone in the west, Åknesrenna. Moreover, the fault zone consists of open joints with high hydraulic conductivity - a possible natural drainage (NVE, 2020).

A similarity regarding the flow pattern in both of the boreholes, is that the results from the flowmeter test and the heat pulse test differs significantly. As discussed this may be caused by the seasonal variations, which could mean that the flow pattern is largely dependent on the time of the testing. However, it is difficult to decide whether the discrepancy is due to these variations, or if the flowmeter test is largely affected by the short time after drilling. Drilling may cause development of new joints. Furthermore, the Lugeon test corresponds better to the heat pulse test, which supports the fact that the flowmeter results might be inaccurate.

As discussed previously, the borehole also creates an unnatural opening in the rock mass. This may cause a change in the water flow. In this case the water amount in the boreholes has decreased significantly from the time of the flowmeter test to the time of the heat pulse test. Elvebakk and Pless (2018) also points out that the water flow, especially in KH-01-18, is exceptionally large. This supports the argument that these results may be affected by the short time after drilling.

Figure 7 displays a significant difference in temperature variance between KH-01-18 and KH-02-18. KH-01-18 has a higher variance between 34 mbgl (559 masl) and 145 mbgl (448 mbgl). In this interval, the variance varies between 0.02 to 0.12, while in KH-02-18 the variance never exceeds 0.02 at any depth. Regarding the same testing period in both boreholes, the difference must be due to deviation in the water flow. Thus, the extensive differences in the temperature variance between the boreholes, support the theory of groundwater flowing into Åknesrenna from somewhere between KH-01-18 and KH-02-18.

There are high Lugeon values in the upper part compared to Lugeon values at the bottom part of both boreholes. This indicates a huge amount of water flowing in open joints in the upper parts, while there is small amounts of water flowing deep in the boreholes. Furthermore, piezometers located in the lower part of the DMS-columns display a bigger vari-

ation of hydraulic potential compared to the upper modules. This indicates a possibility of water pressure increasing or decreasing over time in the lower part of the both borehole. A decrease/increase in joint water pressure might affect the stability of the sliding plane(s). However, there is assumed to be a perched aquifer at 20 mbgl (573 masl) in KH-02-18. The joint water pressure increases during greater quantity of water infiltration after precipitation events, which have caused an increase of 20-30 kPa. This might affect the main sliding plane. In the future, it is estimated to be heavier rain events, which might cause further increase in water pressure. Based on the piezometer results, there is not a perched aquifer in KH-01-18.

CONCLUSION

Based on the results and discussions, the following conclusions have been established:

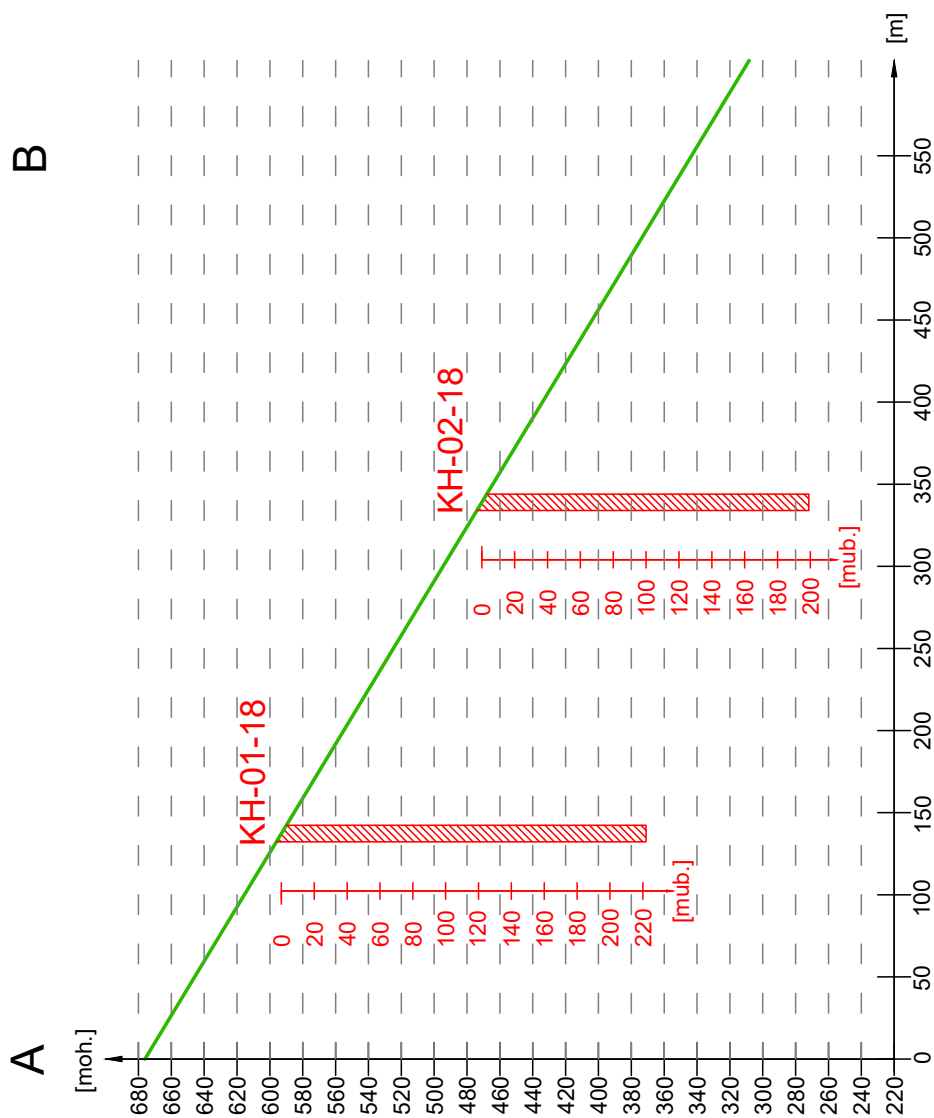
- There is a significant difference of several meters in groundwater level in both KH-01-18 and KH-02-18 depending on seasonal variations.
- Results from the flowmeter and heat pulse tests display a stronger water flow in KH-01-18 compared to KH-02-18.
- Flowmeter and heat pulse test display different flow pattern both quality and discharge/recharge, which may be caused by seasonal variation or that the flowmeter test was affected by drilling.
- The Lugeon tests confirm higher Lugeon values in the upper part of both boreholes. Hence, a large amount of water freely flowing in open joints.
- The differences between KH-01-18 and KH-02-18 regarding the temperature profiles, the groundwater level and the groundwater flow may suggest a natural drainage into the western fault zone, Åknesrenna.
- Some piezometers measures an increase in hydraulic potential due to higher amount of water infiltration due to rain and/or snowmelt, which might cause an affect on the sliding plane(s), i.e. 20-30 kPa in module 134 in KH-02-18.

REFERENCES

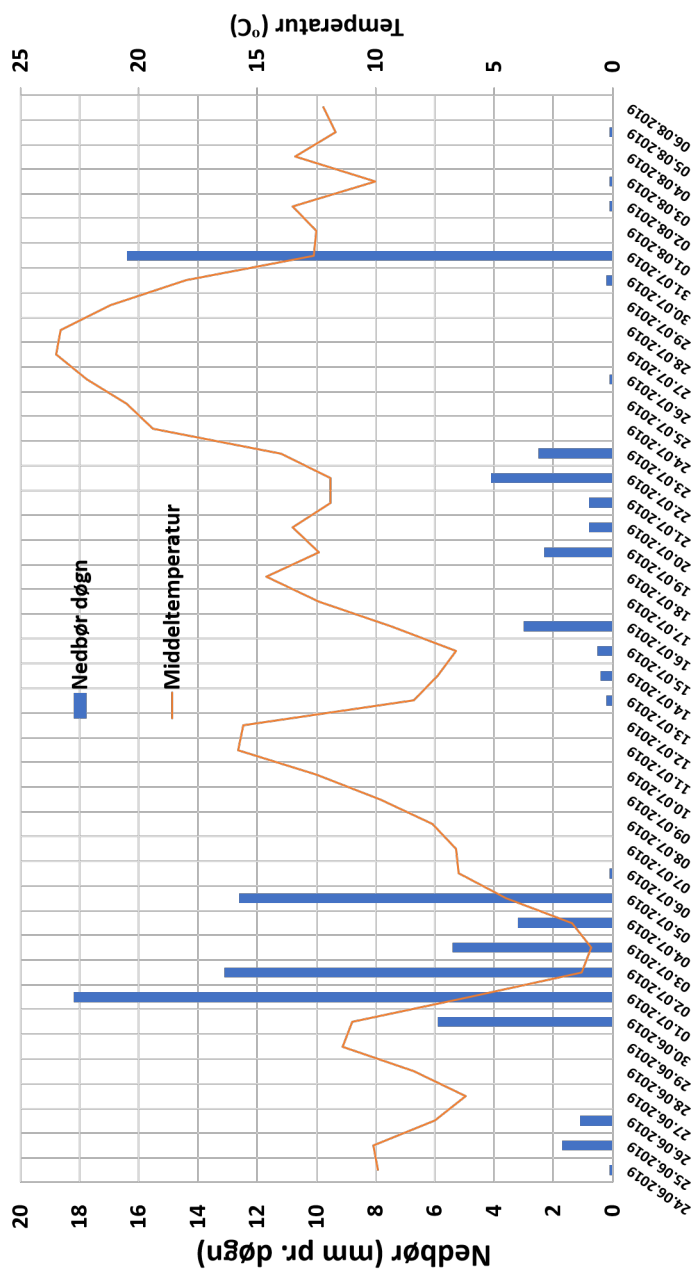
Acuna, J. (2019). *Vertical groundwater movement identification through Distributed Heat Tracing Tests. Case of Åknes, Norway.* Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet

- Trondheim, NORWAY. 14th Congress INTERPRAEVENT 2020 Manuscript draft.
- Biørn-Hansen, F. L. (2019). The Hydrogeochemistry and Water Balance of Åknes Rock Slope. Technical Report June, Universitetet i Oslo, Oslo.
- Blikra, L. H. (2012). Evaluering av drenering som risikoreduserende tiltak ved Åknes. Technical report, Åknes/Tafjord Beredskap IKS, Stranda.
- Boge, K. (2002). *Berginjeksjon (Norsk Bergmekanikkgruppe)*. Number 1. Norsk Forening for fjellsprengningsteknikk (NFF), håndbok nr edition.
- CSG (2019). Differential Monitoring of Stability (DMS).
- Elvebakk, H. and Pless, G. (2018). *Borehullslogging Åknes, Stranda kommune, 2017 – 2018*. NGU report: 2018.026.
- Fraile del Río, J. (2015). *Hydrogeological model of Aitik mine using Leapfrog Geo Software*. PhD thesis, Luleå University of Technology, Department of Civil Environmental and Natural Resources Engineering.
- Ganerød, G. V., Rønning, J. S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Holmøy, K., Nilsen, B., and Braathen, A. (2006). *Applied Structural Geology - Case Studies of Underground Constructions and Rockslides*. PhD thesis, Universitetet i Bergen.
- Gjerstad, J. (2020). *En studie av sprekkevannstrykk og klimatiske forhold på Åknes, med fokus på Lugeon- og piezometermålinger (Master's thesis)*. NTNU, Institutt for geovitenskap og petroleum, Trondheim.
- Houlsby, A. C. (1976). Routine interpretation of the Lugeon water-test. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 9(4):303–313.
- Hyllseth, M. (2020). *Visualisering og sammenstilling av strømnings- og temperaturmålinger i 2018-borehullene på Åknes, ved bruk av Leapfrog Geo; in.prep. (Master's thesis)*. NTNU, Institutt for geovitenskap og petroleum, Trondheim.
- Kirkhusmo, L. and Sønsterud, R. (1988). Overvåking av grunnvann: landsomfattende grunnvannsnnett (LGN). Technical report, Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim.
- Nilsen, B. (2016). *Ingeniørgeologi - berg grunnkurskompendium*. NTNU, Institutt for geologi og bergteknikk, Trondheim.
- NVE (2020). FTP-server, controlled by Gustav Pless, NVE. Authors have collected information and measurements at Åknes.
- Quinones-Rozo, C. (2010). *Lugeon test interpretation, revisited*. Collaborative Management of Integrated Watersheds, Oakland, California.
- Seequent (2019). Leapfrog Geo info page.
- Sena, C. and Braathen, A. (2020). Åknes rock-slope failure hydrogeology Second progress report. (January).

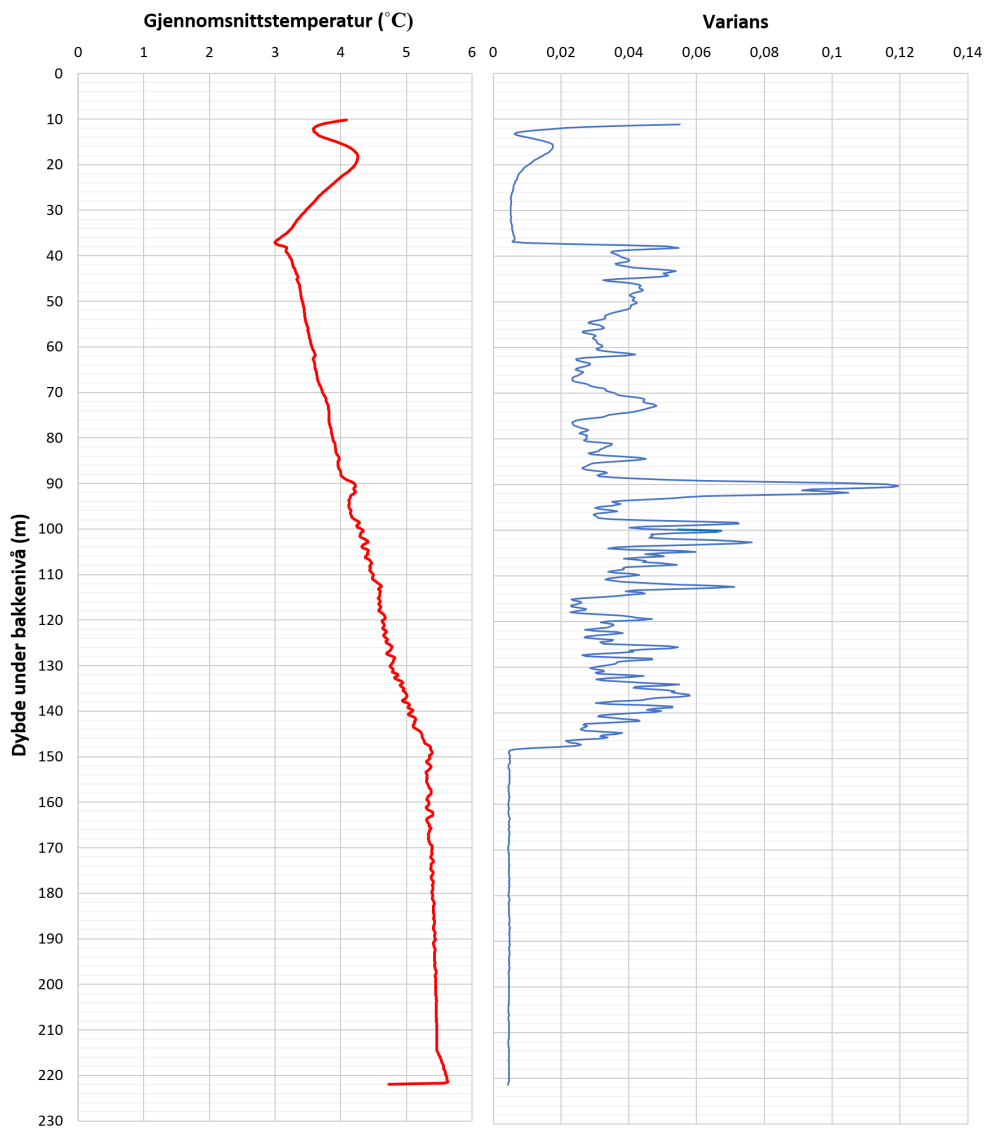
B Borehullsdybder og højder over havet



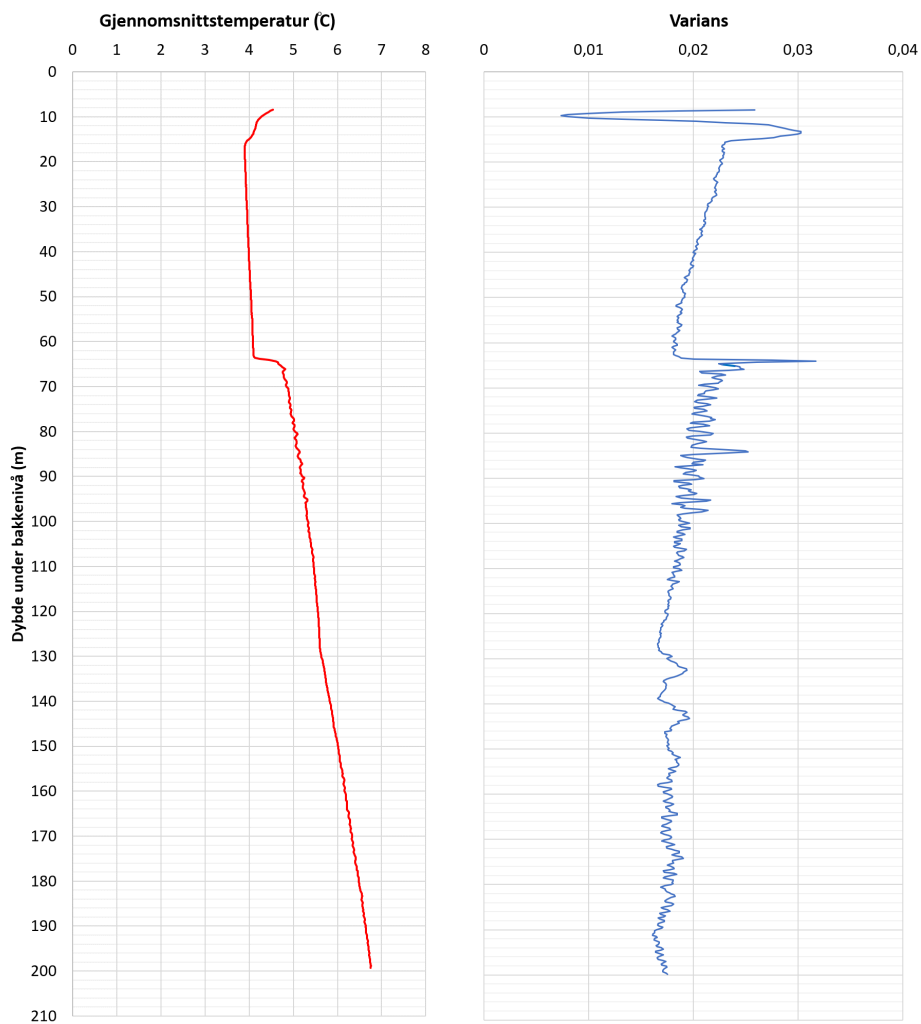
C Klimadata sommer 2019



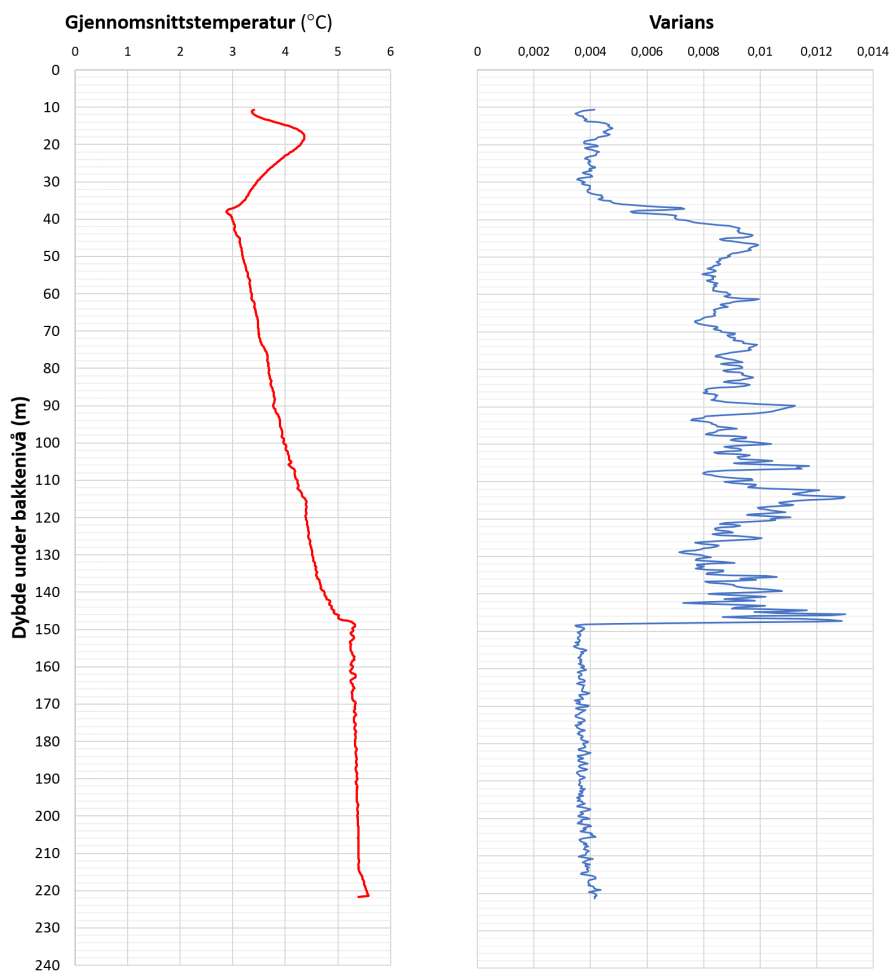
D Gjennomsnitt og varians for alle temperaturmålingene i KH-01-18



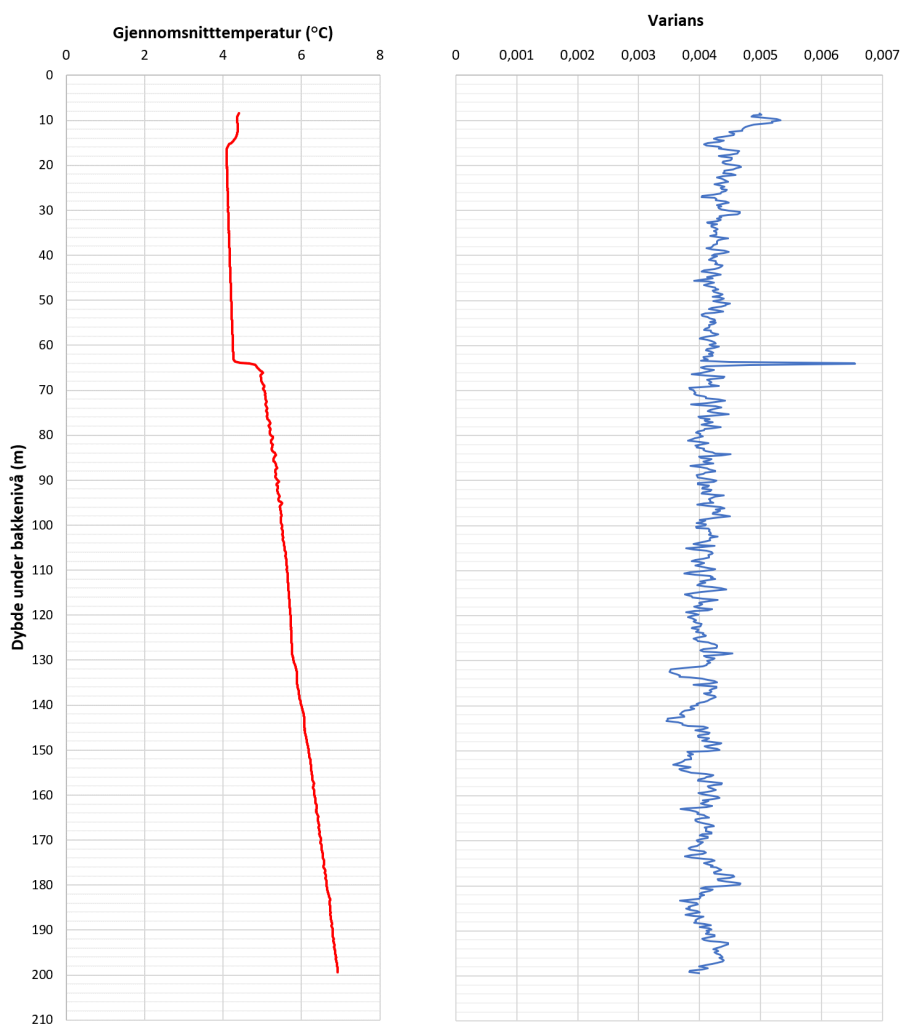
E Gjennomsnitt og varians for alle temperaturmålingene i KH-02-18



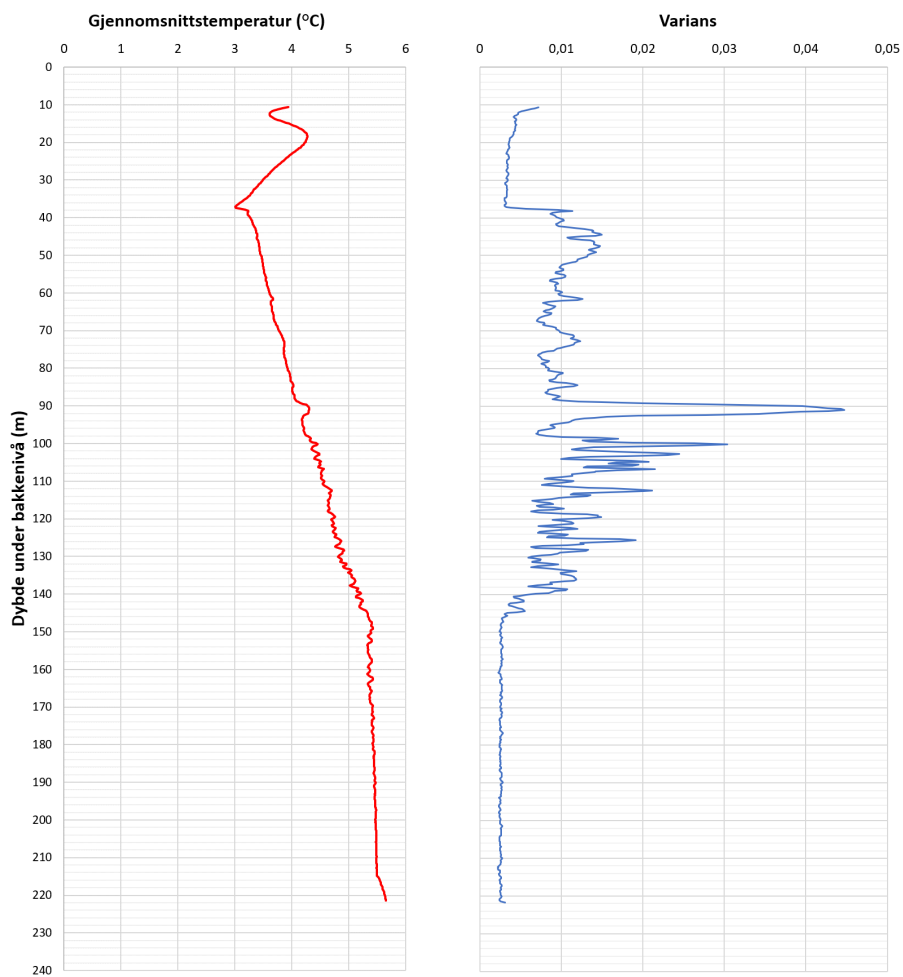
F Gjennomsnitt og varians delperiode 1 i KH-01-18



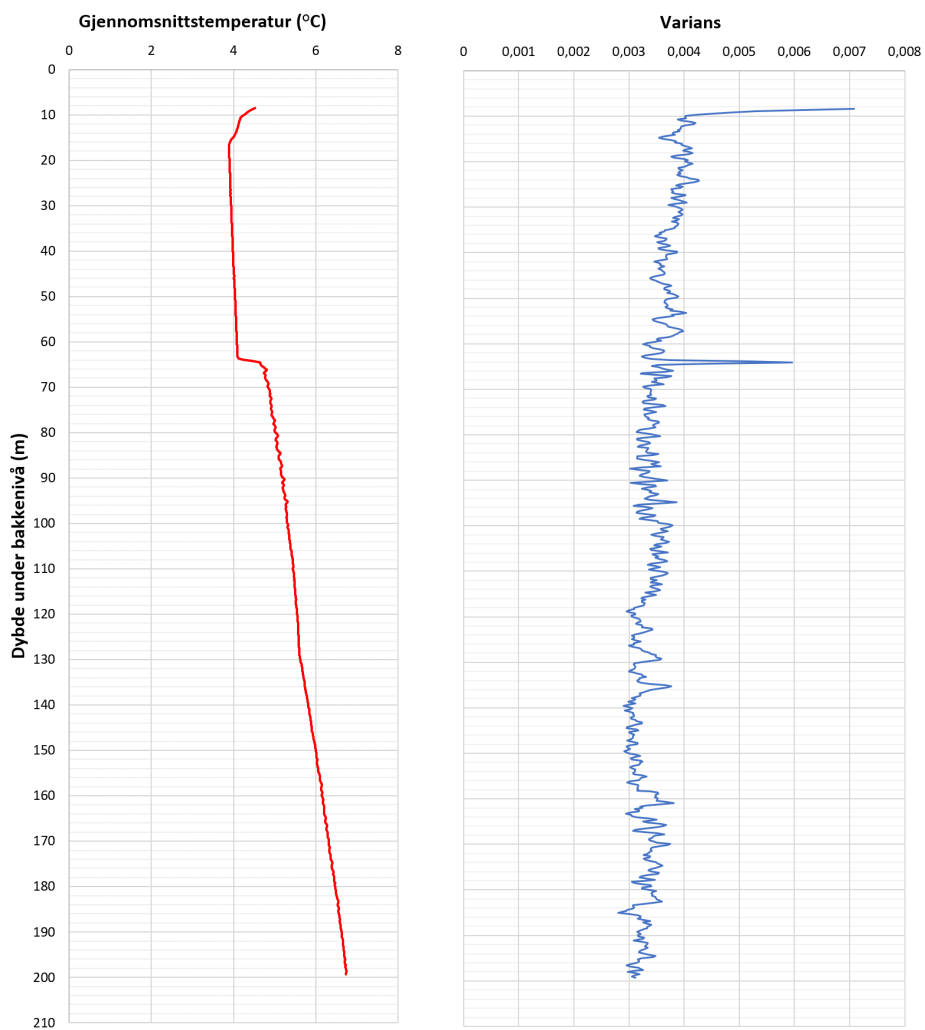
G Gjennomsnitt og varians delperiode 1 i KH-02-18



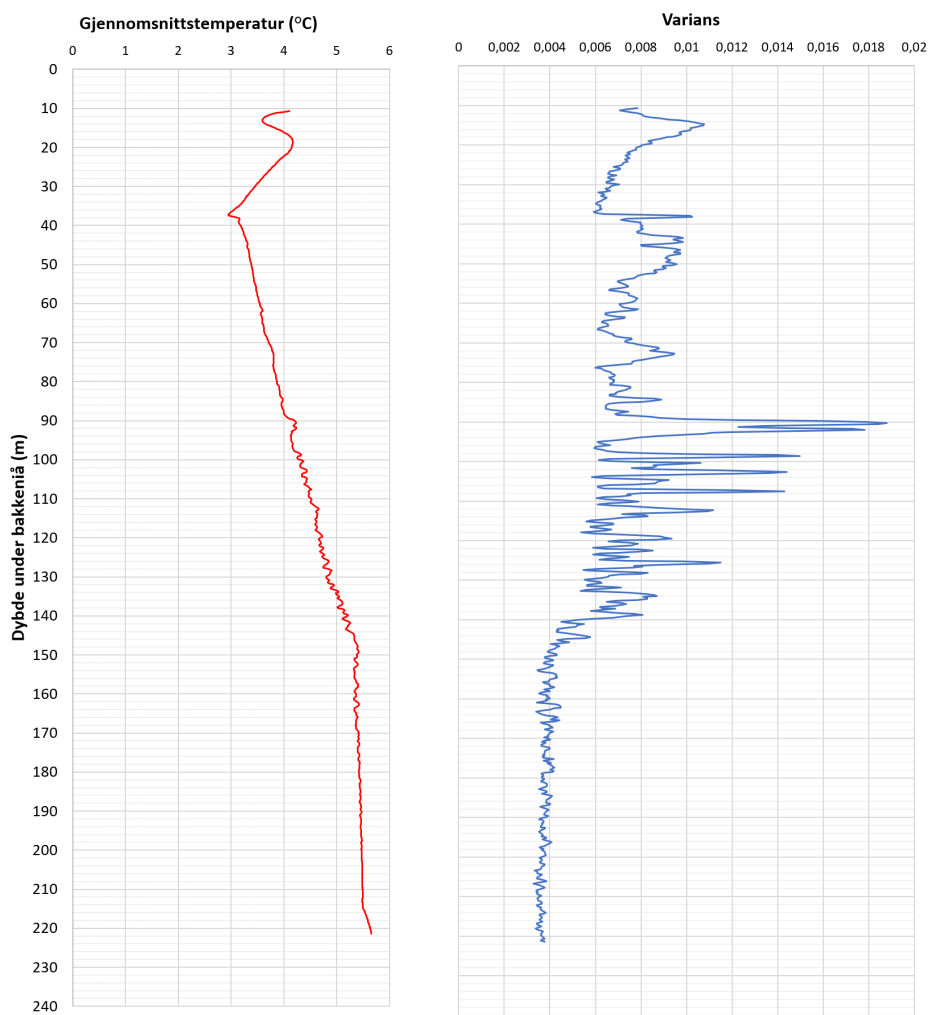
H Gjennomsnitt og varians delperiode 2 i KH-01-18



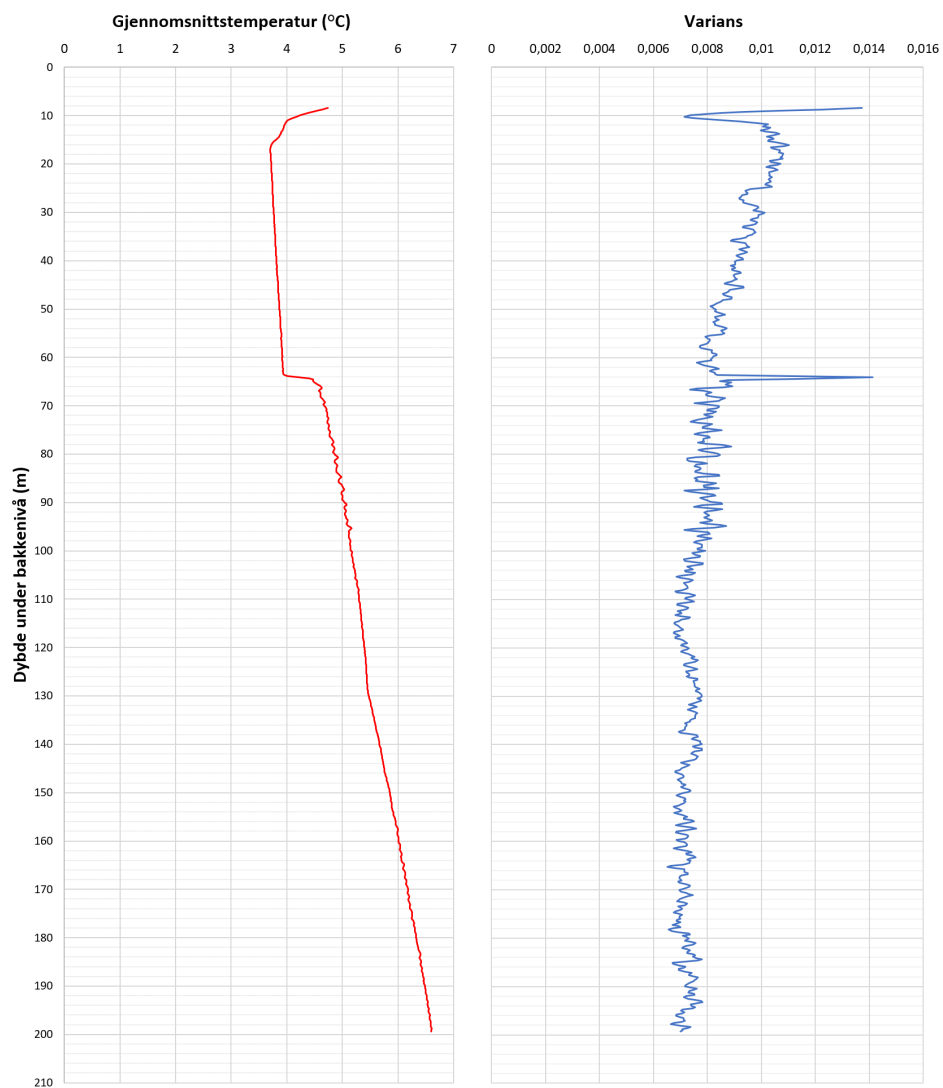
I Gjennomsnitt og varians delperiode 2 i KH-02-18



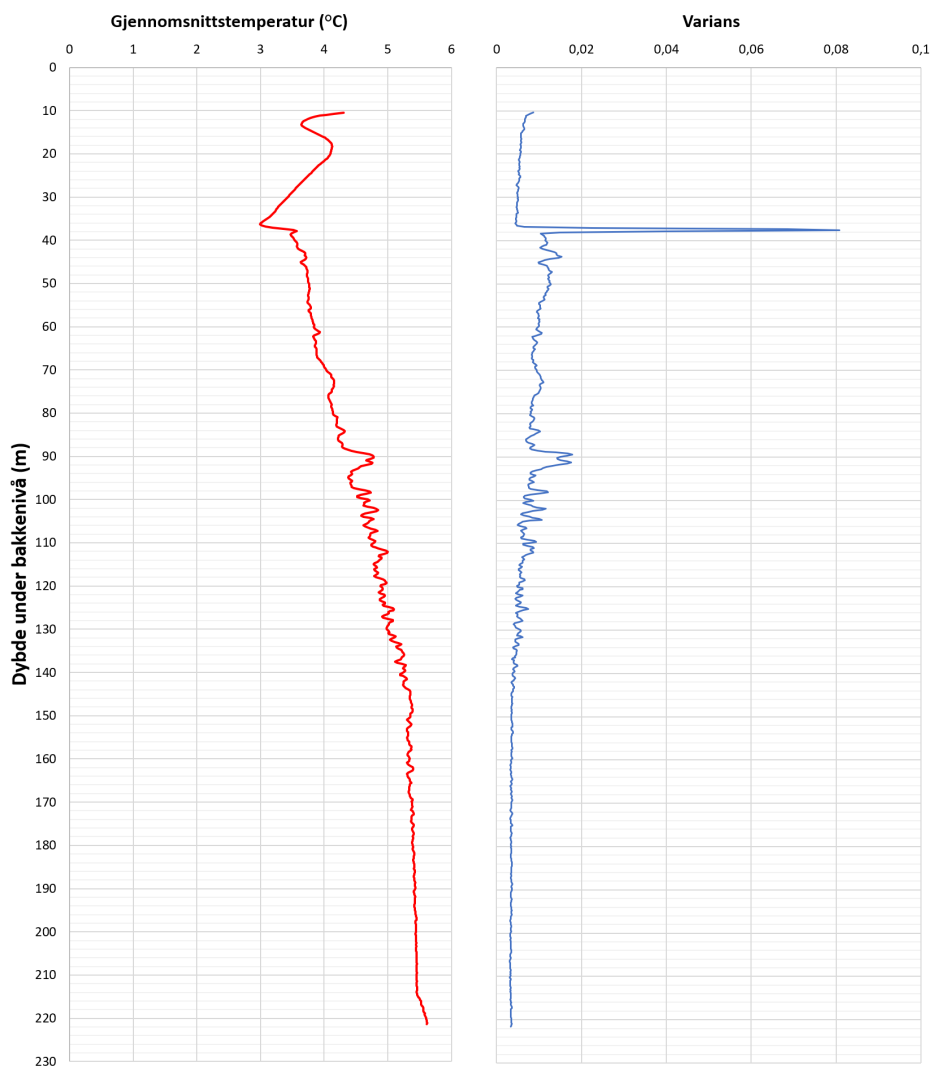
J Gjennomsnitt og varians delperiode 3 i KH-01-18



K Gjennomsnitt og varians delperiode 3 i KH-02-18



L Gjennomsnitt og varians delperiode 4 i KH-01-18



M Gjennomsnitt og varians delperiode 4 i KH-02-18

