



Norges miljø- og
biovitenskapelige
universitet

Masteroppgave 2024 30 stp.

Fakultet for miljøvitenskap og naturforvaltning (MINA)

Vannførende sprekkesystemer og grunnvannsdynamikk rundt Rekefjord steinbrudd, Rogaland

Groundwater dynamics in fractured bedrock around
Rekefjord quarry, Rogaland.

Hanna Serina Jervidalø

Master i Miljøvitenskap

Sammendrag

Denne masteroppgaven undersøker sprekk kontrollert grunnvannstrømning rundt et steinbrudd i Rekefjord, Rogaland. Forståelse av grunnvann i oppsprukket og krystallin berggrunn er kompleks og preget av usikkerheter. Kunnskap om denne typen grunnvannstrømning er av stor betydning for områder aktuelle for deponering av farlig og radioaktivt avfall, grunnvannsforsyning, tunneldrift, overvåkning av ustabile fjellsider og geotermal energiutnyttelse med mer. Oppgaven kombinerer tre metoder for å belyse aspekter ved berggrunnen og grunnvannsdynamikken som kan ha betydning for et eventuelt avfallsdeponi i området.

Ved å dokumentere og kvantifisere sprekknettverket regionalt og lokalt i studieområdet, har strukturene som kontrollerer grunnvannstrømningen i området blitt undersøkt. To dominerende sprekkretninger ble identifisert og nettverket beskrives topologisk som godt sammenkoblet. Kontinuerlige tidsserier over hydraulisk trykkehøyde og nedbør er samlet inn fra åtte brønner rundt steinbruddet. Dataene viser store variasjoner i hydraulisk trykkehøyde over korte avstander og bekrefter dermed at grunnvannstrømningen i området er kompleks.

Modellering i MODFLOW er brukt som metode for å kunne undersøke parametere og grensebetingelser som kan påvirke grunnvannsystemet i området. Resultatene viser at MODFLOW kan simulere grunnvannsdynamikk i et forenklet sprekkesystem og kan bidra til en økt forståelse av mekanismene som påvirker grunnvannsfluktuasjonene. Allikevel er det ikke en egnet programvare for modellering av grunnvannstrømning i realistiske sprekkgeometrier.

Selv om oppgaven dokumenterer et godt sammenkoblet sprekknettverk, er det store variasjoner i hydraulisk trykkehøyde mellom brønnene rundt steinbruddet. Dette vitner om en meget kompleks dynamikk i grunnvannet som må undersøkes videre før et eventuelt avfallsdeponi kan etableres. Funnene fra denne masteroppgaven gir et fundament for videre analyser og studier for å oppnå en bedre forståelse av den komplekse grunnvannstrømningen i området.

Abstract

This master's thesis investigates groundwater flow in fractured crystalline rock surrounding a quarry in Rekefjord, Norway. Groundwater dynamics in such rock formations are widely studied but remain complex and uncertain. Understanding fracture-controlled groundwater flow is crucial in areas considered for hazardous and nuclear waste disposal, groundwater supply, tunnel construction, slope stability monitoring, and geothermal energy extraction. This thesis aims to improve the knowledge of structural geology and groundwater dynamics in the study area.

The study analyzes structures controlling groundwater flow by documenting and quantifying the regional and local fracture network. Two dominant fracture orientations were identified, and the network exhibits good topological connectivity. Continuous data of precipitation and hydraulic head from eight wells around the quarry reveals significant spatial variations in hydraulic head, confirming complex groundwater dynamics.

MODFLOW modelling was used to explore parameters and boundary conditions that influence the local groundwater system. Results confirm MODFLOW's utility for simulating mechanisms affecting simplified fracture networks. However, the software is not suitable for modeling realistic fracture geometries.

Despite documenting a well-connected fracture network, the study reveals significant variations in hydraulic head between wells. This indicates highly complex groundwater dynamics requiring further investigation before establishing a potential landfill site. The findings provide a valuable foundation for future analyses and studies aiming to improve understanding of groundwater flow in fractured crystalline rocks.

Forord

Denne oppgaven er en del av min mastergrad i miljøvitenskap ved Norges Miljø- og Biovitenskaplige Universitet. Oppgaven er støttet av EarthresQue (SFI)-Senter for bærekraftig bruk av overskuddsmasser og avfall i den sirkulære økonomien, som igjen er delvis støttet av Norges forskningsråd, prosjektnummer 310042.

Først og fremst ønsker jeg å takke mine veiledere. Prof. Helen Kristine French for hennes veiledning og entusiasme under oppgaveperioden. Jeg er takknemlig for hennes faglige innspill, positivitet og fleksibilitet, og at hun fant tid til å møtes (digitalt) da jeg befant meg på andre siden av kloden. Jeg vil også takke min andre veileder Bilal Tariq for hans gode tilbakemeldinger og forslag. Takk for godt selskap på felttur til Rekefjord og gode faglige diskusjoner. Stephane Ploteau (IFE) takkes også for idémyldring, rådføring og innspill.

Jeg vil også takke EarthresQue og deres samarbeidspartnere. NOAH må takkes for tilgang til feltområdet og for å ha samlet inn brønndata som er brukt i denne oppgaven. NGI har også vært til stor hjelp ved å gi tilgang på deres dronemodeller, brønnrapporter og tidligere strukturelle kartlegging.

Ellers må jeg takke medstudenter på miljøvitenskap for deres støtte og gode selskap under disse to studieårene. Jeg setter også pris på familie og venner som alltid er der når det skulle være noe og som alltid får meg i godt humør. Til slutt vil jeg takke min samboer, Stian, som har vært en stor støtte under hele studieperioden, som muliggjør eventyr i inn- og utland og som alltid bidrar med nye perspektiver.

Innholdsfortegnelse

1. Innledning	3
1.1 Bakgrunn og rasjonale	3
1.2 Formål	4
1.3 Studieområdet	4
1.3.1 Geologisk bakgrunn	6
1.3.2 Hydrologisk og hydrogeologisk bakgrunn	9
2. Teoretisk bakgrunn	12
2.1 Grunnvann i oppsprukket berg	12
2.2 Sprekkesystemer og bruk av topologi	17
2.3 Modelling av grunnvann i oppsprukket berg	20
2.4 Deponering av avfall og geologiske barrierer	22
3. Metode	24
3.1 Fjernanalyse, sprekkkartlegging og topologisk karakterisering	24
3.2 Grunnvannsbrønner og trykksensorer	28
3.3 Modellbeskrivelse	30
4. Resultater	35
4.1 Resultater av sprekkkartleggingen	35
4.2 Grunnvannsbrønner	42
4.3 Modellresultater	51
5. Diskusjon	61
5.1 Sprekkkartlegging og hydrogeologisk påvirkning	61
5.2 Observerte variasjoner i hydraulisk trykkehøyde	63
5.3 Hvordan modellering kan forbedre forståelsen av grunnvannstrømningen rundt steinbruddet	66
5.4 Geologisk barriere og risiko for kontaminering av grunnvann ved et fremtidig deponi	69
6. Sammendrag og konklusjon	70
Referanser	72
VEDLEGG I	79
VEDLEGG II	88

1. Innledning

Denne masteroppgaven er en del av et EarthresQue-prosjekt som omhandler grunnvannsstrømning i oppsprukken berggrunn rundt et steinbrudd i Rekefjord i Rogaland. Bilal Tariq skriver en doktorgrad som er innlemmet i samme prosjekt. Steinbruddet er en potensiell lokalitet for et fremtidig avfallsdeponi. Ved å studere brønndata rundt steinbruddet, fjernanalyse av sprekkenettverk og modellering skal denne oppgaven undersøke grunnvannstrømningen og hva den har å si for mulig kontamineringsrisiko fra et deponi.

1.1 Bakgrunn og rasjonale

Grunnvann i oppsprukken krystallin berggrunn skiller seg fra grunnvann i porøse sedimentære bergarter. Der grunnvann i porøse bergarter er styrt av bergartens primære porøsitet og permeabilitet, er grunnvann i fast og oppsprukken berggrunn kontrollert av sprekker og forkastninger, eller sekundær porøsitet. Ettersom Norge i hovedsak består av harde bergarter som granitt og gneis, oppholder store deler av grunnvannet i Norge seg i sprekker. Sprekkekontrollert grunnvann er preget av stor heterogenitet og usikkerhet. Forståelsen av væskestrøm og lagring i oppsprukket berg er viktige for en rekke områder som (1) utnyttelse av vannreservoarer, (2) forurensing fra deponier, (3) oljeutvinning, (4) geotermal energiutnyttelse, (5) innen geoteknikk og ingeniørgeologi (eks setningsskader og tuneller), (6) gruvedrift og (7) geodynamikk (f.eks. jordskjelv og hydrotermisk aktivitet på havbunnen), (8) skredaktivitet (Berkowitz, 2002). I denne oppgaven er det særlig grunnvannstrømning rundt et mulig fremtidig deponi som skal undersøkes.

Ifølge miljødirektoratet (2024) er det stor usikkerhet rundt Norges evne til å behandle uorganisk farlig avfall etter år 2030 når NOAHN sitt deponi for farlig avfall har nådd sin maksimale kapasitet. Ettersom mengden farlig avfall øker årlig er det stort behov for nye deponier til å ta imot uorganisk avfall, både ordinært og farlig (Sørensen et al., 2023). Rekefjord steinbrudd har tidligere vært vurdert av blant annet NGU og NGI for å kunne være et mulig fremtidig deponi for farlig og ordinært avfall. NOAH tok over driften av steinbruddet i 2020 med hensikt om å gjennomføre planene om et nytt farlig avfallsdeponi. I den forbindelse ble denne studien satt gang. Imidlertid har motstanden vært stor i lokalmiljøet og NOAH har nå lagt planene på is.

Ettersom mange av lokalitetene som egner seg som potensielle deponier i Norge er lokalisert i gamlegruveganger og steinbrudd (Cramer, 2016), vil vurdering og forståelse av sprekkekontrollert grunnvannsstrømning i krystallin berggrunn være svært viktig. Derfor er Rekefjord steinbrudd en ypperlig lokalitet å bruke for å øke forståelsen av sprekkekontrollerte permeable berggrunnsenheter, uavhengig om Rekefjord blir et fremtidig deponi eller ikke.

1.2 Formål

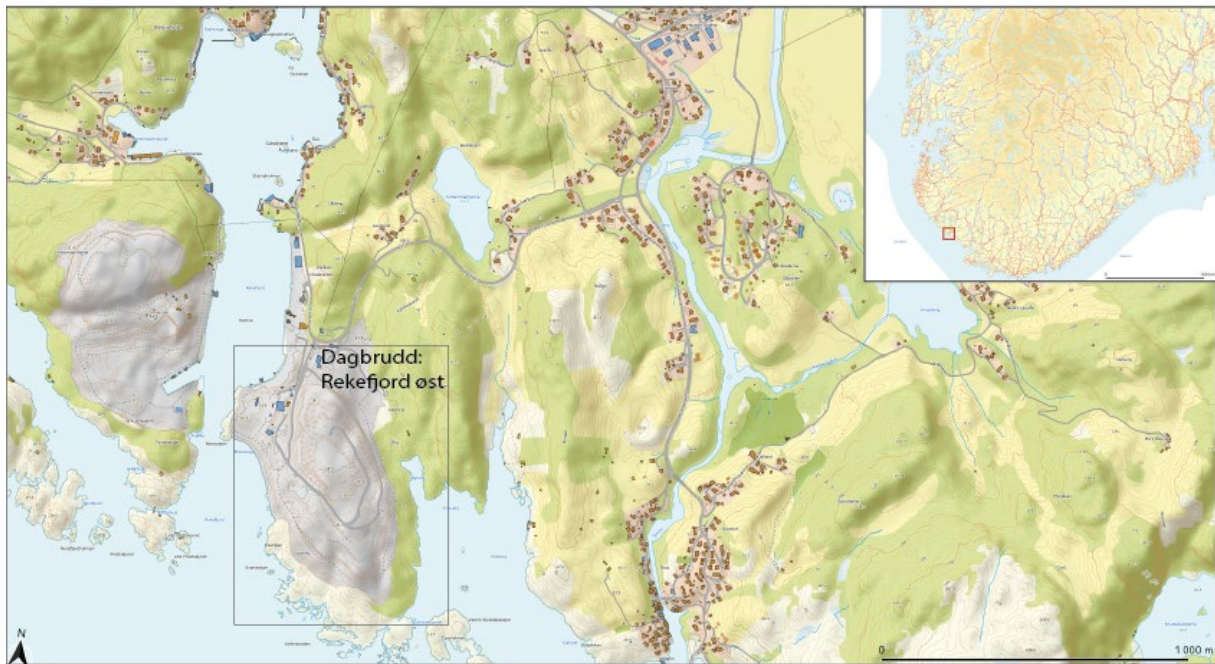
Formålet med oppgaven er å øke forståelsen av sprekkekontrollert grunnvannstrømning i området rundt Rekefjord steinbrudd. Gjennom kartlegging av sprekkesystemer, analyse av langvarige grunnvannsnivådata fra 8 brønner og modellering ved bruk av MODFLOW, vil oppgaven belyse følgende problemstillinger:

- Finnes det dominerende strømningsretninger for grunnvannet rundt Rekefjord? Og hvilke faktorer styrer disse strømningsretningene?
- Hvordan påvirker sprekkenettverkets geometri og egenskaper grunnvannstrømningen?
- Hvordan varierer grunnvannsnivået gjennom årstider? og observeres det ulik variasjon mellom de forskjellige brønnene?
- I hvilken grad kan modellering i MODFLOW forbedre forståelsen av grunnvannsstrømmen rundt steinbruddet?
- Hvilke innsikter kan modellen gi om grunnvannstrømningens dynamikk?
- Hvilke grensebetingelser og parametere kan påvirke grunnvannsstrømningen?
- Hvilke konsekvenser har funnene i denne studien for vurderingen av en geologisk barriere rundt et potensielt deponi? og hvordan kan sprekkenettverket og grunnvannsstrømmen påvirke risikoen for kontaminering?

1.3 Studieområdet

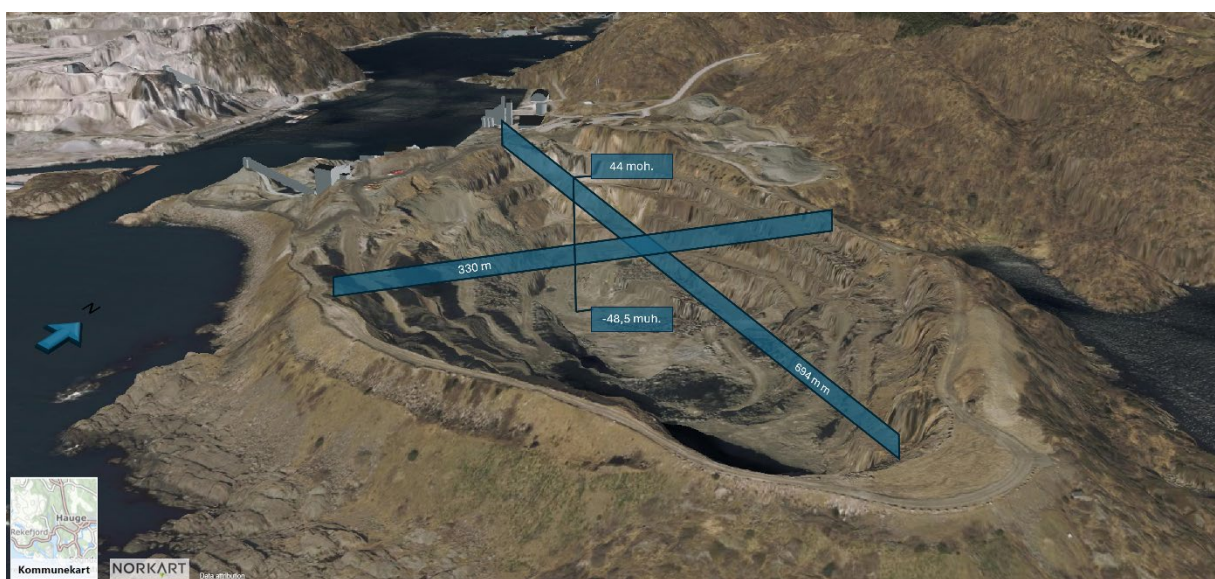
Studieområdet er lokalisert i et dagbrudd i Rekefjord i Sokndal kommune som ligger i Rogaland fylkeskommune (Figur 1-1). Dagbruddet er en del av steinuttaket til Rekefjord Stone AS som er eid av NOAH Environment AS og her har det blitt tatt ut stein, grus og sand siden 1963 (Rekeford Stone, u.å). Selve steinbruddet består av en nordvestlig del kalt Rekefjord vest og en

sørøstlig del kalt Rekefjord Øst. I tillegg er det planlagt et nytt uttak av noritt rett nordøst for Rekefjord Øst.



Figur 1-1 Oversiktskart over studieområdet med dagbruddet Rekefjord Øst markert i svart. Utsnittet viser omtrentlig plassering av Rekefjord på kart over Sør-Norge. Hentet fra kartverket.no

Dagbruddet har en dybde på -48,5 m under havnivå og opptar et areal på rundt 143 627 m² (figur 1-2). Uttaket av stein fra dagbruddet i Rekefjord Øst begynner å gå mot slutten, og siden 2020 har det foreligget planer om et avfallsdeponi som kan fylle opp dagbruddet. Imidlertid ble planene lagt på is høsten 2023 etter stor motstand i lokalmiljøet. Fremtiden til steinbruddet er i dag uviss.

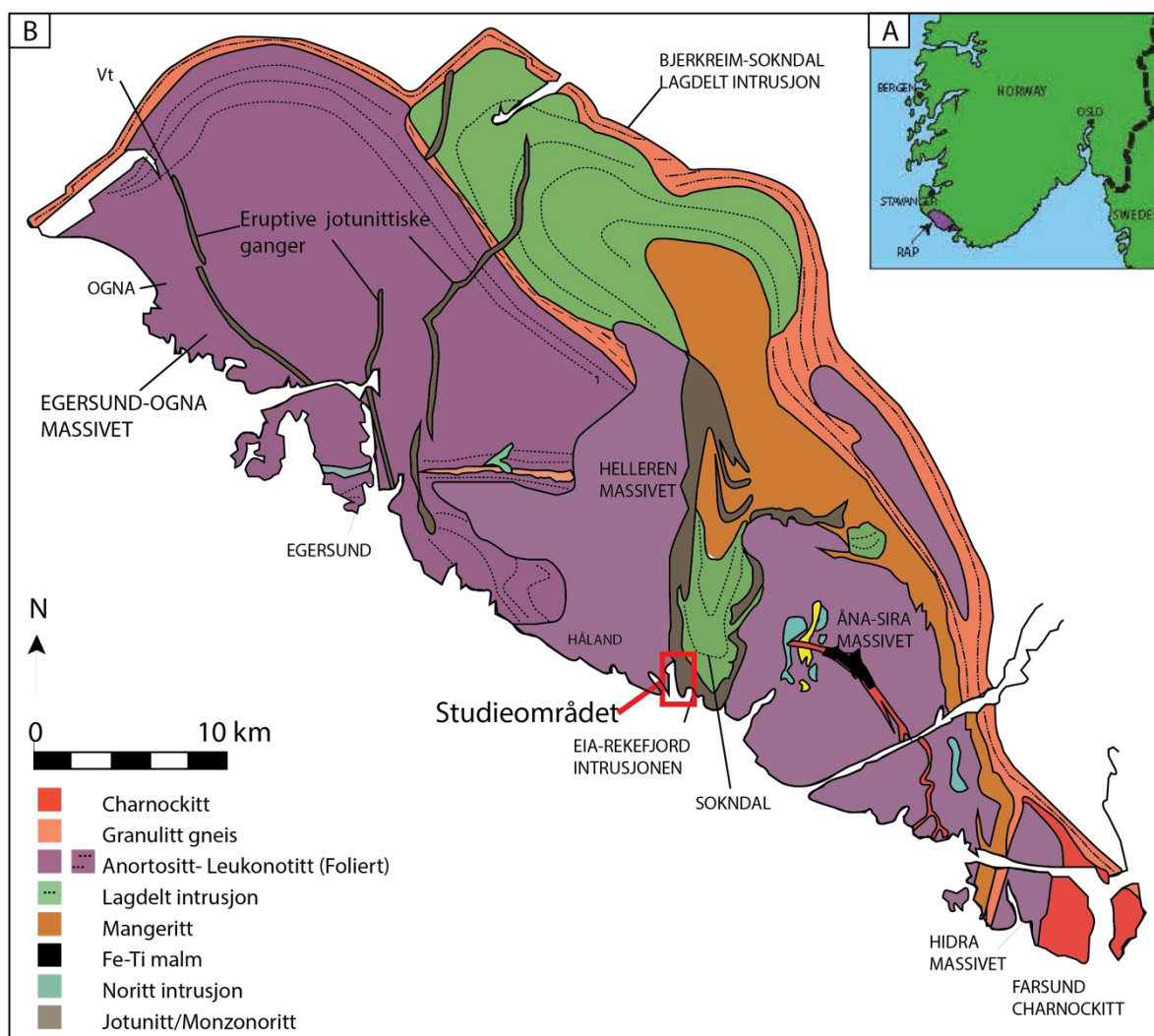


Figur 1-2: 3D modell av dagbruddet med mål. Hentet fra Norkart.no

1.3.1 Geologisk bakgrunn

Området er en del av Rogaland anortosittprovins (RAP) som ligger eksponert i den sørvestlige delen av Norge. Det er en Proterozoisk magmatisk provins som er om lag 950 til 930 millioner år gammel (blant annet Pasteels et al., 1997; Schärer et al., 1996; Marker et al., 2004; Slagstad et al., 2022). Provinsen består av en rekke størkningsbergarter som ble dannet sent i den svekonorvegiske fjellkjededannelsen (blant annet Bolle et al., 2003). Bergartene i området ble dannet som en rekke plutoner og intrusjoner der magmamassen ble dannet ved oppsmelting av mantelen helt i dypet av jordskorpa (Ramberg et al. 2013, s. 106-108) og består i dag av ulike anortositter, noritter og noe jotunitt, granitt og mangeritt, se Figur 1-3 og 1-4. Dannelsen av RAP skjedde på et sent stadium av fjellkjededannelsen som trolig var preget av ekstensjon og oppsprekking (Eliasson, 1992 og Andersson et al., 1996). Lavvinklede skjærsoner som er orientert NNW-SSØ er kartlagt i området av blant annet Slagstad et al. (2022) og er trolig forbundet med dette ekstensjonsstadiet og avdekking av dyptliggende anortositter. RAP kan deles inn i ulike massiver og intrusjoner. Det er fire viktigste massivene er Egersund-Ogna, Hellenen, Åsna-Sira og Håland (Vander Auwera et al., 2011) som er anortosittiske plutoner. Også Egersund gangsverm og den lagdelte intrusjonen Bjerkreim-Sokndal danner viktige deler av provinsen (Figur 1-4 for referanse).

Den viktigste delen av RAP i denne oppgaven er Eia-Rekefjord intrusjonen som er en av de yngste intrusjonene og utgjør bergarten i studieområdet (DemaiFFE et al., 1989). Eie-Rekefjord intrusjonen er en del av den større og lagdelte Bjerkreim-Sokndal intrusjonen. Dette er en monzonortitt, også kalt Jotunitt (DemaiFFE et al., 1989), som er en dypbergart. Noritten i området består i hovedsak av feltspat og pyroksen med innslag av kloritt, glimmermineraler og oksider. Bergarten har en tetthet på $3,17 \text{ g/cm}^3$ (Ulvik et al., 1998), som gjør bergarten passende for uttak av stein til bygg, moloer og kaianlegg.



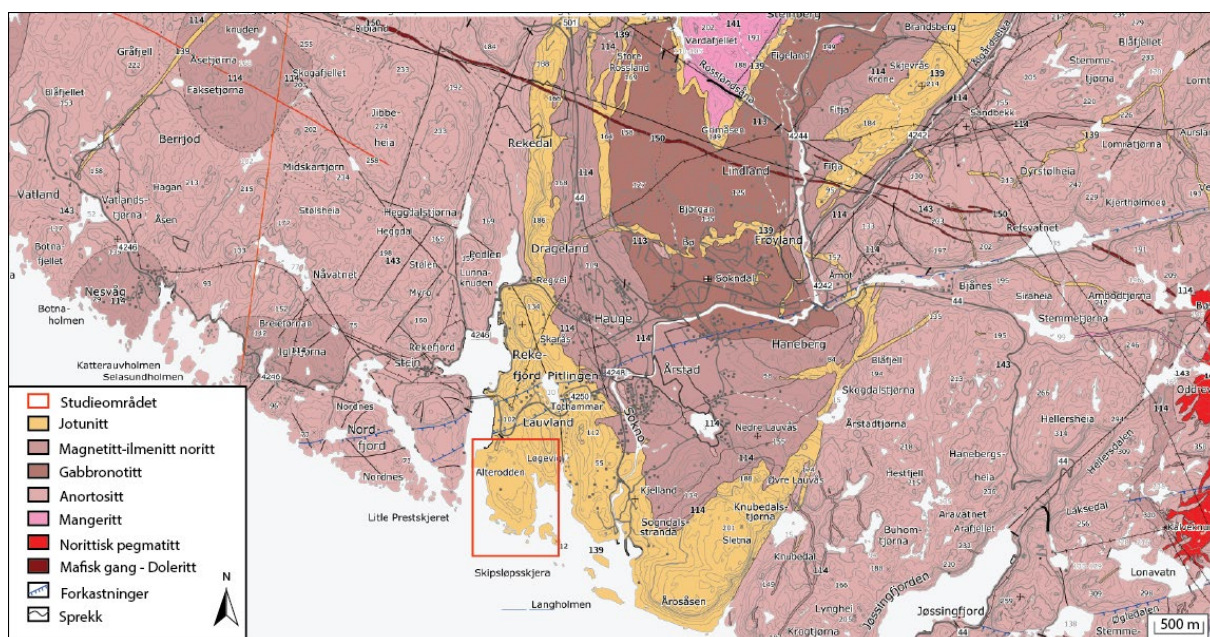
Figur 1-3 (A) Viser lokasjonen av Rogaland anortosittprovins (RAP) og figur B. (B) Forenklet geologisk kart av RAP modifisert etter Duchesne (2001) og Wilson et.al (2020). Rekefjord og studieområdet er omtrentlig markert med rød firkant

Området har senere gjennomgått flere tektoniske episoder som har påvirket de eksisterende strukturene og skapt nye. En betydelig episode var en rifteperiode knyttet til oppbrytningen av superkontinentet Rodina og åpningen av Iapetushavet for ca. 616 millioner år siden (Torsvik et al., 1996; Svenningsen, 2001; Montalbano et al., 2016). Denne riftefasen er assosiert med en magmatisk gangsverm som intruderte RAP under et NNØ-SSV ekstensjonsregime. (Bingen og Demaiffe, 1999; Montalbano et al., 2016). Gangbergartene vises på figur 1-4 og har en orientering på N110°-120° med en nær vertikal fallretning.

En annen viktig periode fulgte, da lukkingen av Iapetushavet resulterte i den kaledonske fjellkjededannelsen (ca 500-410 Ma) der kontinentet Laurentia (det nordamerikanske kontinentet) kolliderte med kontinentet Baltica (Europa og Russland) (e.g Pedersen et al., 1988; Gabrielsen et al., 2010). Fjellkjededannelsen var preget av stor deformasjon og skyvedekker. Den maksimale stressretningen var trolig VNV-ØSØ (Ramberg et al., 2012, s.203). Senere (400-

350 Ma) kollapset fjellkjeden under sin egen vekt. Rask avkjøling av jordskorpa førte til overgang fra duktil til sprø deformasjon (Fossen 2002). Dermed ble landet preget av tilbakeglidning av skyvedekker, oppløft, fortynning, avdekking og oppsprekking av jordskorpa og reaktivering av forkastningssoner (Gabrielsen et al., 2010. I perm-trias fulgte vest-øst-ekstensjon med forkastninger med trend NØ-SV (Fossen og Dunlap, 1999; Gabrielsen et al., 2010). Oslo-riften lenger øst er også forbundet med denne oppsprekkingen (e.g. Olaussen et al., 1994). I trias-jura fulgte en ny ekstensjonsperiode som var særlig dominerende i Nordsjøen, men studier tyder på at flere forkastninger på fastlandet også var aktive på denne tiden (Fossen et al 1997; Larsen et al., 2003).

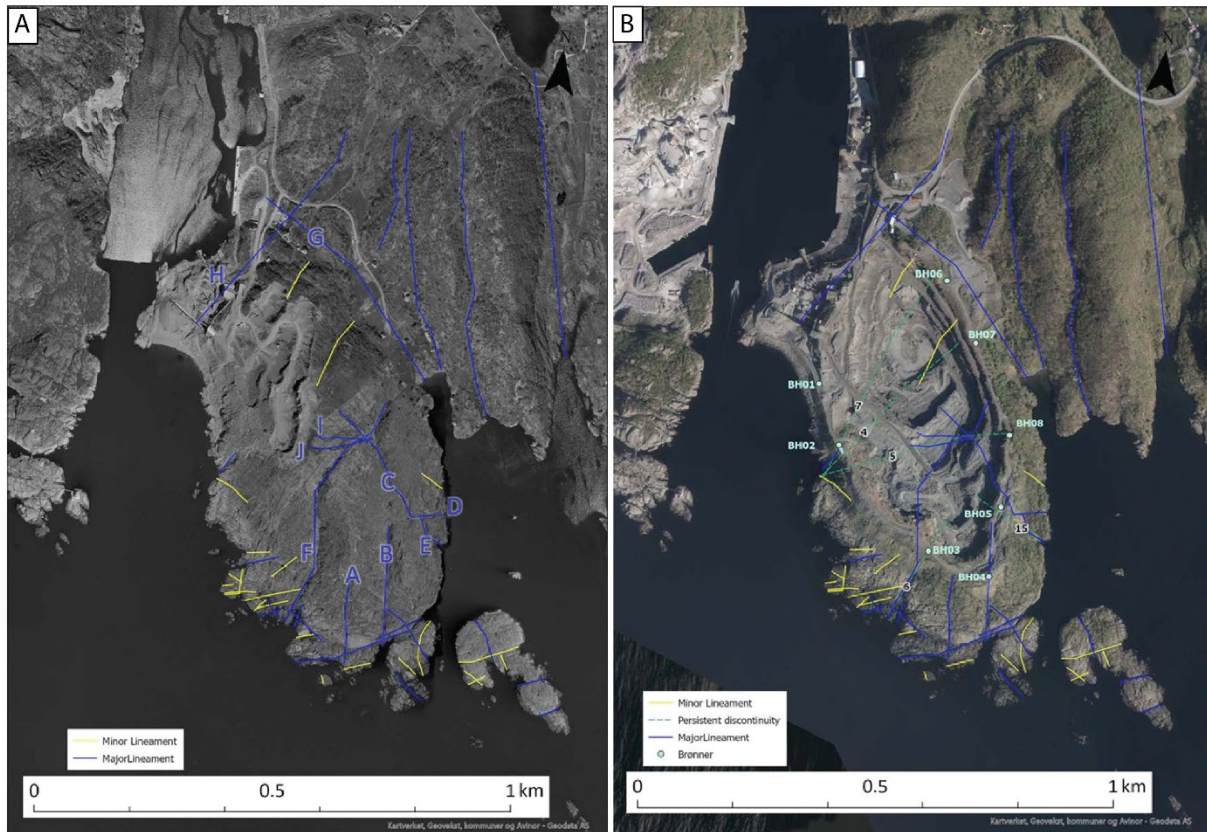
I dag i Fenoskandinavia er den horisontale stressretningen i hovedsak større enn den vertikale. Dette er trolig fordi den Midtatlantiske rygg presser mot Fenoskandinavia og gir maksimal horisontal stressretning mot NV-SØ (Gudmundsson et al., 2002; Strømsvik et al., 2020) I tillegg foregår det en aktiv trykkavlastning etter istidens breer og erosjon. Trykkavlastningen gir ekstensjonsprekker, særlig nær overflaten og vil avta med dybden (Gudmundsson et al., 2002).



Figur 1-4: Geologisk berggrunnskart hentet fra NGU.no. Studieområdet er markert med rød firkant.

Ifølge det mer detaljerte geologiske kartet i figur 1-4 går det en stor forkastningssone (markert i blått) rett nord for dagbruddet. Denne er orientert NØ-SV og går blant annet gjennom den lille innsjøen Tothammertjøna. Dagbruddet er tidligere geologisk kartlagt av NGI i 2012 og 2021 (Slinde et al., 2021), av Multiconsult i 2015 og NGU i 2016 (Cramer et al., 2016). Undersøkelsene hadde som formål å vurdere egnetheten av dagbruddet som avfallsdeponi og i den forbindelse også kartlegge svakhetssoner. Ifølge NGI (Slinde et al., 2021) har dagbruddet

tre sprekkesett. Sprekkesett 1 er orientert NV-SØ med et gjennomsnittlig fall på 87° og sprekkesett 2 er orientert NNØ-SSV med et gjennomsnittlig fall på 61°. Det tredje sprekkesettet er mindre dominerende og er orientert SV-NØ med et fall på 21° mot NV. Figur 1-5 viser lineamenter som er kartlagt av NGI på et flyfoto fra 1969 (figur 1-5A) og hvordan disse lineamentene samsvarer med dagbruddets utbredelse i dag og plassering av grunnvannsbrønner (figur 1-5B).



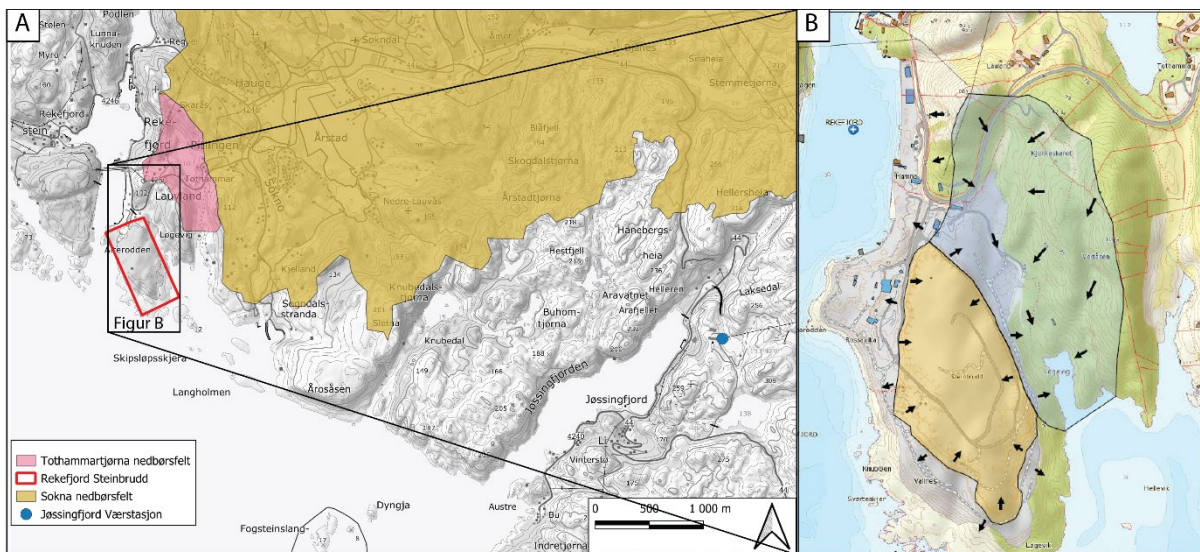
Figur 1-5: A) Lineamenter som er kartlagt av NGI på et flyfoto fra 1969. B) Lineamenter i samsvar med dagbruddets utbredelse i dag og plassering av grunnvannsbrønner. Figurer fra Slinde et al., (2021).

1.3.2 Hydrologisk og hydrogeologisk bakgrunn

Steinbruddet har et begrenset nedbørsfelt. Det nærmeste større nedbørsfeltet ligger rett nord for steinbruddet og er knyttet til innsjøen Tothammartjørna (10 moh.) og bekken som renner ut derfra (se figur 1-6 A). Dette er et lite nedbørsfelt med et areal på 0,49 km². Åsene Vedåsen (116 moh.), Kjerkeskaret og Varåsen (102 moh.) skiller steinbruddet fra dette nedbørsfeltet. Nordøst for steinbruddet renner elva Litlå ut, som har et betydelig større nedbørsfelt på hele 306 km². Selve steinbruddet har et lite, lokalt nedbørsfelt estimert av NGU i 2016 (Cramer et al., 2016) og er vist i figur 1-6 B. Bergarten i området er noritt som har lav porøsitet og permeabilitet og det er lite overliggende løsmasser. Dette betyr at nedbør hovedsakelig infiltrerer grunnvannet via sprekker i berggrunnen. Resten av nedbøren vil forbli overflatevann.

En dypere infiltrasjon til området fra nærliggende nedbørsfelt via vannførende sprekkesoner er også mulig, og kan gi et større tilstrømningsområde.

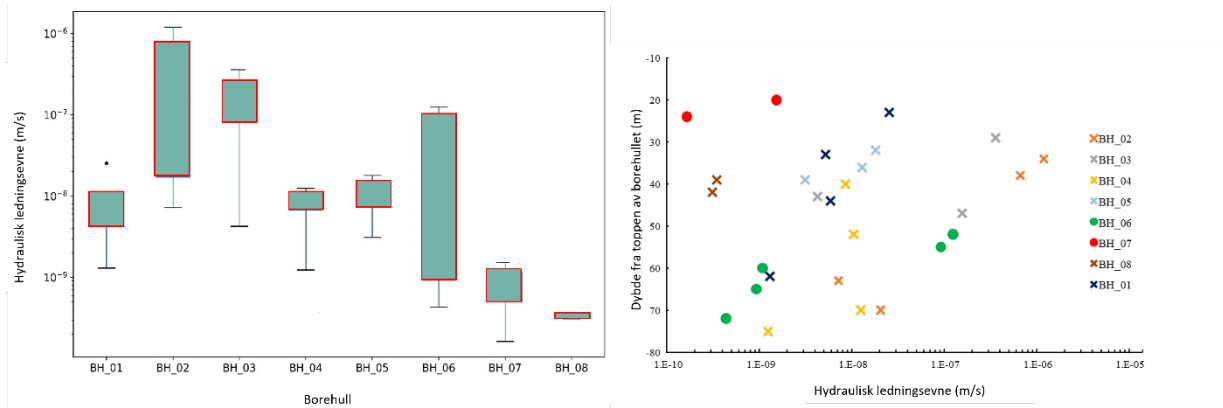
Ifølge NVE (Nevina.no) er den årlige middelavrenningen (1961-1990) i Tothammartjørna nedbørsfelt på 1176 mm/år. Den nærmeste værstasjon i Jøssingfjord (markert i figur 1-6 A) registrerte de en årsnedbør på 1866 mm i 2022 (senorge, 2024). Det betyr at rundt 690 mm av nedbøren årlig enten fordamper, transpirerer eller infiltrerer ned til grunnvannet.



Figur 1-6: A) Kart over Tothammartjørnas nedbørsfelt (rosa) og deler av Sokna nedbørsfelt (gult). Rekefjord steinbrudd er markert i rødt. Den blå prikken markerer hvor Jøssingfjord værstasjon befinner seg. Dette er den nærmeste værstasjonen til Rekefjord. Nedbørsfelt polygon er hentet fra Nevina.no og kartet er fra Norgeskart.no. Svart firkant viser posisjonen til figur B. B) To adskilte lokale nedbørsfelt i steinbruddet kartlagt av NGU. Avrenning er skematisk fremstilt som svarte piler. Figur fra Cramer et al., 2016.

Hydraulisk ledningsevne i berggrunnen rundt steinbruddet ble målt av NGI under boring av 8 grunnvannsbrønner i 2021 (Figur 1-7). Målingene ble gjort i ulike dybdeintervall i brønnene

ved en Luegon-test (se Patel, 2019, kap 9). Dataene viser at hydraulisk ledningsevne i brønnene varierer og at det er en svak nedadgående trend med dyp (figur 1-7).



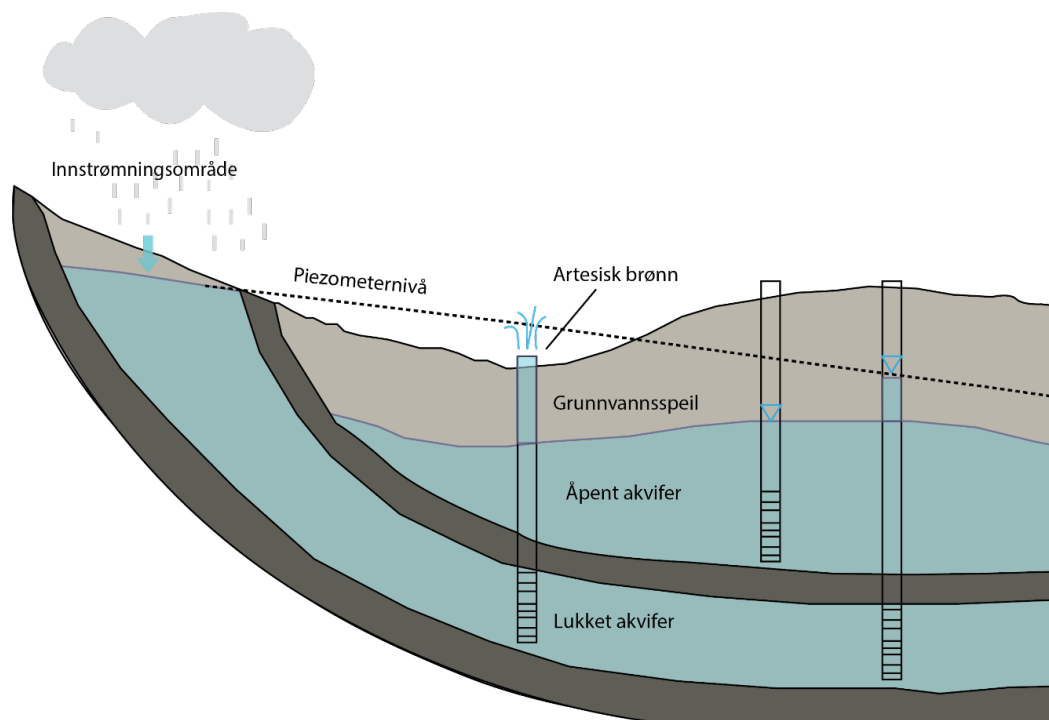
Figur 1-7 Hydraulisk ledningsevne målt i brønner rundt Rekefjord deponi. Data innhentet fra NGI og figur er modifisert fra Bilal Tariq sin presentasjon fra den Geologiske vinterkonferansen i Gøteborg i 2024 (Tariq et al., 2024).

2. Teoretisk bakgrunn

Dette kapitlet skal sammenfatte eksisterende kunnskap og terminologi om grunnvann generelt og i oppsprukket berg, sprekkekartlegging, topologi, samt teorien bak modellering i MODFLOW. Til slutt vil kravene til geologiske barrierer rundt avfallsdeponier bli presentert.

2.1 Grunnvann i oppsprukket berg

Hydrogeologisk kan undergrunnen deles opp i mettet og umettet sone. I mettet sone er alle porerom og sprekker fylt med vann (Schwartz og Zhang, 2003, s.8). Grensen mellom umettet og mettet sone kalles grunnvannspeilet og her er det hydrostatiske trykket lik det atmosfæriske. Vannførende lag eller soner i berggrunnen kalles gjerne akviferer hvis grunnvann kan strømme lett igjennom, og i tilstrekkelige mengder til å forsyne en brønn (Brattli, 2009, s.23; Sigmond et al., 2013). Akviferer kan være åpne eller lukket. I et åpent akvifer utgjør vannspeilet den øvre grensen, mens i et lukket akvifer vil den øvre grensen være et impermeabelt lag. Dermed kan vannet stå under trykk som er høyere enn det atmosfæriske i et lukket akvifer (Schwartz og Zhang, 2003, s.70). I lukkede akviferer måler man den piezometriske vannoverflaten og den vil være høyere enn den øvre grensen på den lukkede akviferet. Derfor bruker en ofte hydraulisk trykkehøyde som begrep på hvor vannstanden står i en brønn for å ikke skulle på om brønnen står i et lukket eller åpent system.



Figur 2-1: Skjematisk skisse som viser et åpent og lukket akvifer, samt piezometrisk vannnivå. Modifisert fra (Sethi og Di Molfetta, (2019).

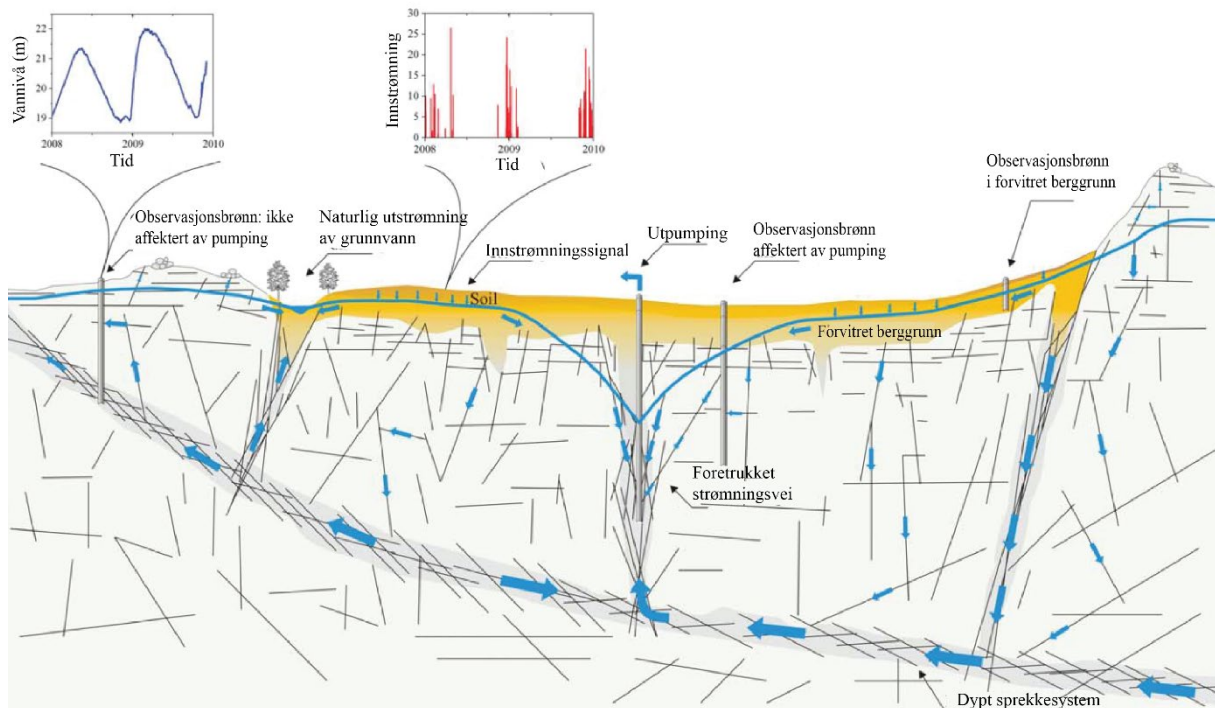
Det er to måter grunnvann kan strømme gjennom berggrunnen på. Den ene måten er via matriksen på en sedimentær bergart. Grunnvannet vil da strømme igjennom porerom i matriksen til den sedimentære bergarten. Hvor permeable disse bergartene er da blant annet avhengig av porøsitet og hvor godt disse porerommene er forbundet. Sedimentære bergarter er ofte ansett på som gode akviferer og i Norge har vi slike bergarter på kontinentalsokkelen eller glasifluviale avsetninger i mindre utstrekning. Darcys lov beskriver laminær grunnvannstrømning i matriksen til porøse medier (Darcy 1856):

$$\frac{Q}{A} = q = - \frac{dh}{dl} * K$$

(Ligning 2.1)

Q (m^3/s) er volumetrisk strømningshastighet og A er arealet av tverrsnittet vannet strømmer igjennom. Spesifikk fluks er gitt ved q (m/s) er proporsjonal med den hydrauliske gradienten dh/dl . K (m/s) er hydraulisk ledningsevne.

Magmatiske, metamorfe og sementerte sedimentære bergarter har lite primær porøsitet og permeabilitet, og er sjeldent definert som gode akviferer (Comte et al., 2012). Grunnvann i slike bergarter kan kun oppholde seg og strømme gjennom sprekker, forkastninger og andre uregelmessigheter i det som gjerne blir definert som sekundær porøsitet (Mazurek, 2000; Ofterdinger et al., 2019.) Forvitrede soner i bergarten kan også utgjøre områder med høy sekundær porøsitet (Lachassagne et al., 2011). Strukturelle elementer vil dermed ha mye å si for hvordan grunnvannet vil strømme og hvor mye vann som kan lagres. Da vil geometriske egenskaper som sprekketetthet, sprekkelengde, orientering, sprekkåpning og hvor godt sprekkenene er forbundet være viktig i forståelsen av grunnvannstrømning (Bonnet et al., 2001). I tillegg til de geometriske egenskapene til et sprekkenettverk, er det viktig å se på egenskapene til selve sprekkenene. Hvor bred sprekkåpningen er og om sprekkenene er sementert eller om det er noen form for avsetning/utfelling i sprekkenene. Strukturer i berggrunnen er sjelden homogene og isotrope, derfor vil sprekk kontrollert væskestrømning være forbundet med stor usikkerhet og heterogenitet (figur 2-2). Grunnvannstrømning i oppsprukket berg er særlig relevant i Norge ettersom hovedbergartene er ulike former av gneis og granitt (Ramberg et al., 2013).



Figur 2-2 Konseptuell skisse av et oppsprukket akvifer. Sprekkenettverk er karakterisert av heterogenitet på ulike skala. Pilene viser det relative bidraget til grunnvannstrømningen i de ulike strukturene. Figur modifisert etter Jiménez-Martínez et al. (2013)

Grunnvannsparametere

En bergarts vannføringsegenskaper beskrives gjerne ved materialparameteren K , hydraulisk ledningsevne (eller -konduktivitet) og er avhengig av både ulike bergartsegenskaper og egenskaper ved væsken. K kan utledes fra Darcys lov:

$$K = \frac{-Q}{A \left(\frac{dh}{dl} \right)}$$

(Ligning 2.3)

Bruk av hydraulisk ledningsevne forutsetter at bergarten har homogene og isotrope egenskaper, noe oppsprukket berg sjelden har. Derfor finnes det ulike ligninger for beregning av volumetrisk strømningshastighet (Q) og hydraulisk konduktivitet for en enslig sprekk, parallelle sprekkesystemer og sprekkenettverk (Zchwartz og Zhang, 2003, s.146-150). For beregning av vannstrømning i en enslig sprekk er sprekkeåpning og tykkelse på sprekkene viktige parametere, men for et sprekkesett er også mellomrommet mellom sprekke og orientering viktig (Snow, 1968; Kresic, 2010). Imidlertid krever disse ligningene store forenklinger av virkeligheten og er lite anvendbare på naturlige forekomne sprekkesystemer. Da sprekkeveggene ofte er ujevne,

sprekkeåpningen varierer og lengde, mellomrom og orientering på sprekkene ikke er lik fra sted til sted.

I denne oppgaven brukes både begrepene permeabilitet (cm^2) (k) og hydraulisk ledningsevne (m/s) (K) for å beskrive hvor lett/vanskelig en væske kan forflytte seg gjennom berggrunnen. Permeabilitet skiller seg fra hydraulisk ledningsevne ved at det er mål som er uavhengig av type væske/gass og beskriver selve mediet (Zchwartz og Zhang, 2003, s.52), mens hydraulisk ledningsevne beskriver samspillet mellom væsken og mediet (Henriksen og Nielsen, 2015). Permeabilitet og hydraulisk ledningsevne kan relateres ved denne ligningen:

$$K = \frac{k\rho_w g}{u}$$

(Ligning 2.4)

I likningen er ρ_w er tettheten til vann, g er akselerasjon grunnet gravitasjon, u er dynamisk viskositet og dh/dl er endring i hydraulisk trykkhøyde per lengdeenhet.

Magasinkoeffisient (S) til et akvifer er vannvolumet et akvifer kan frigi eller lagre per overflateareal per endring i hydraulisk trykkhøyde (Zwhartz og Zhang, 2003, s. 73). Koeffisienten er et mål på det drenerbare vannet ved trykkendring og kan defineres slik:

$$S = \frac{\text{volum vann}}{\text{overflateareal} * \text{endring i trykkhøyde}}$$

(Ligning 2.5)

Hvor mye vann som lagres eller frigis vil være forskjellig i lukkede og åpne akviferer. I åpne akviferer vil magasinkoeffisienten være tilnærmet lik effektiv porøsitet, mens i lukkede akviferer er magasinkoeffisienten tilnærmet lik spesifikk lagring (S_y) (Zwhartz og Zhang, 2003, s. 73-75). Spesifikk lagring (S_s) er relatert til S ved disse ligningene:

$$S = S_s * b$$

(Ligning 2.6)

$$S_s = \rho_w g (\beta_p + n\beta_w)$$

(Ligning 2.7)

b er akviferets tykkelse, ρ_w er tettheten til vann, g er gravitasjonskonstant ($9,81 \text{ m/s}^2$), n er porøsitet, β_p er vertikal kompressibilitet til berggrunnen β_w er kompressibiliteten til vann.

Sprekkespermeabilitet kontrollerer væskestrømning i krystallin berggrunn med lite matriksporøsitet og kontrollerer bergartens permeabilitet og transportveier for væske (eg. National Research Council, 1996; Zou og Cvetkovic, 2020). Transmissivitet (T) beskriver hvor lett vann kan bevege seg gjennom et akvifer (Zwhartz og Zhang, 2003, s. 71) og er definert som produktet av vertikal tykkelse (b) til akviferen og gjennomsnittlig hydraulisk ledningsevne (K) ((Zwhartz og Zhang, 2003; Şen, 2015, s 43-97).

$$T = K * b$$

(Ligning 2.8)

Når en ser på transmissivitet i sprekker blir tykkelsen det samme som sprekkeåpningen og denne vil ikke være den samme i hele lengden av sprekken. Ulike studier har undersøkt transmissivitet i sprekker i krystallin berggrunn. En nylig studie fra Nilsen (2023) undersøkte transmissivitet i borehull fra tre ulike tunneller. Denne studien fant ut at transmissiviteten i sprekkeene varierte fra $1,8 \cdot 10^{-6}$ til $9,6 \cdot 10^{-9}$ m²/s. Mens Guihéneuf et al. (2014) fant at transmissiviteten varierte fra $5 \cdot 10^{-5}$ til $5 \cdot 10^{-4}$ m²/s og Maréchal et al., (2004) fant sprekkespermeabilitet mellom $1,7 \cdot 10^{-3}$ til $1,9 \cdot 10^{-5}$ m²/s. Fra disse studiene ser vi at sprekkespermeabilitet vil variere kraftig fra sted til sted, men også i samme område.

Destruksjonssoner rundt utgravde områder

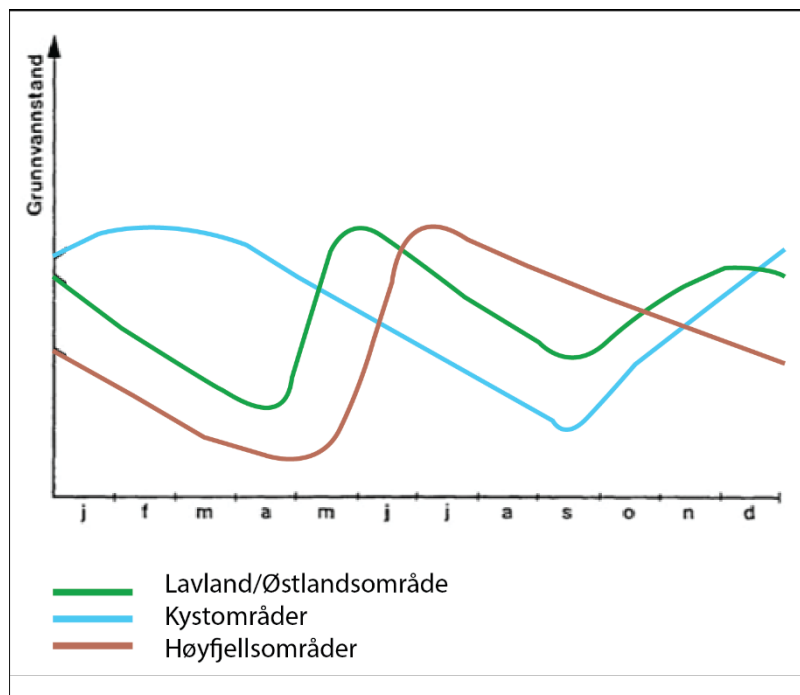
Utgraving og sprengning kan forårsake betydelige forandringer i det naturlige spenningsfeltet til bergmassen (Tsang et al., 2005; Hudson, et al., 2009). Dette kan resultere i dannelse av nye sprekker, samt reaktivering og åpning av eldre sprekker. Fjerning av masse under utgraving reduserer sidetrykket og kan forårsake en trykkavlastning i den gjenværende bergmassen. Det kan også alternere hele det tidligere spenningsfeltet. Endring og redusert trykk kan gi opphav til åpning og reaktivering av eldre sprekker, samt dannelse av nye. Utgraving kan også påvirke vanntrykket i bergmassen. Vannet vil kunne strømme ut mot de utgravde områdene, og dermed endres de hydrostatiske forholdene. Derfor vil det alltid være en destruksjonssone (ofte forkortet EDZ – Excavation disturbed/damage zone) rundt utgravde områder som har potensiale til økt permeabilitet og vannføring (Hudson et.al., 2009).

Årstidsvariasjoner

Grunnvannsnivået vil variere gjennom året og er avhengig av hvor mye vann som infiltreres fra overflaten og ned i grunnen. Dette er avhengig av hvor mye vann som er tilgjengelig fra nedbør og snøsmelting, og hvor mye som forsvinner ut via fordamping og transpirasjon. Samt hvor

permeabel overflaten er. Grunnvannet vil variere ulikt fra hvor i landet en befinner seg ettersom snø og nedbørmengden er forskjellig (NVE, 2023) (figur 2-3);

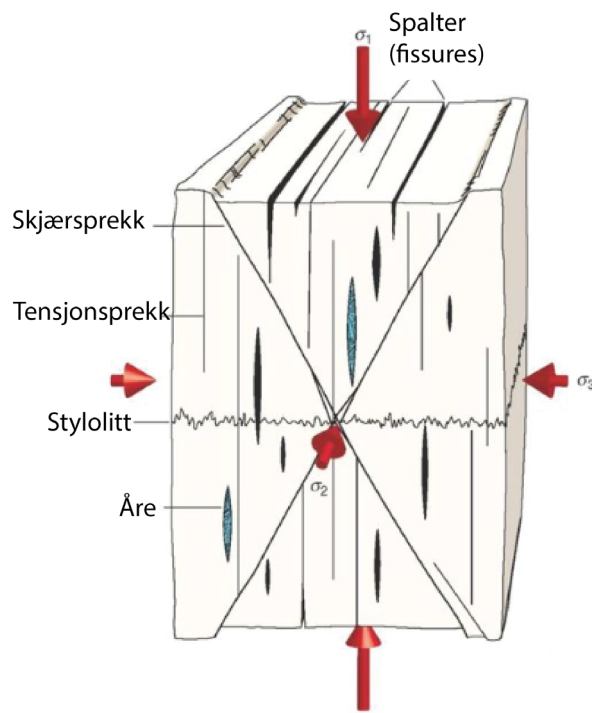
- Lavlandsområder har to bunnivåer, et om vinteren rett før snøsmelting og bunn nummer to om sensommeren etter økt evapotranspirasjon. Toppene kommer etter snøsmeltingen og om høsten som følge av mye nedbør.
- Fjellområdene har ofte kun en topp i grunnvannsnivå og den kommer om sommeren etter snøsmeltingen, mens bunnen er om våren rett før snøen begynner å smelte.
- I kystområdene er det observert et annerledes mønster med en topp i grunnvannsnivå under vintermånedene da nedbøren i disse områdene faller oftest som regn. Grunnvannet synker om våren og når et minimumsnivå om sommeren/september.



Figur 2-3 A) Årstidsvariasjoner i grunnvannsnivå i ulike deler av landet. Modifisert fra Kirkhusmo og Sønsterud (1988)

2.2 Sprekkesystemer og bruk av topologi

En sprekke er en diskontinuitet uten betydelig skjærdeformasjon i berggrunnen og er en respons på spenning/stress ved sprø deformasjon (Pollard og Aydin, 1988; Taylor et al., 1999). Tensjonssprekker er åpne sprekker og dannes vinkelrett på den minste spenningsretningen (σ^3) (figur 2-4). Som oftest følger sprekkeorienteringen spenningsregimet, men dette kan avvikes hvis preeksisterende strukturer i berggrunnen danner mekaniske svakere soner som er lettere å reaktivere enn å danne nye (Peacock, 2004).



Figur 2-4 Orientering på sprekke i relasjon til stressretningsakser. Når sprekke er vannførende kan mineraler avsettes og det dannes åre. (Modifisert fra Fossen (2010) s.122)

Et sprekkesystem dannes når to eller flere sprekker nærmer seg eller krysser hverandre, og dermed skaper et nettverk av sprekker i berggrunnen. I denne delen av oppgaven brukes begrepet "sprekk" i en bred forstand, og inkluderer alle typer diskontinuiteter i berggrunnen, som sprekker, bruddflater og forkastninger (i tråd med Peacock et al., 2016). Begrepet lineamenter blir også brukt i denne oppgaven. Det finnes tre typer lineamenter (sensu. Ahmadi og Pekkan, 2021). Geologiske lineamenter er linjer i terrenget som er forårsaket av tektonisk aktivitet og innbefatter forkastninger, sprekker og litologiske grenser. Topografiske lineamenter er forårsaket av ytre prosesser som forvitring, massebevegelse og fluviale- og glasielle prosesser. Den siste typen lineament er menneskeskapte lineamenter som veier, jernbane og jordbruksgrenser. I denne oppgaven skal de geologiske lineamentene kartlegges. Allikevel kan det være vanskelig å skille mellom de ulike typene under en fjernanalyse. Det er fordi sprekkesoner ofte utgjør svakhetssoner som er lett eroderbare som for eksempel elveløp gjerne følger.

Sprekkesystemer har en stor påvirkning på en bergarts mekaniske styrke og fluid transport i undergrunnen (Pollard og Aydin, 1988;) Derfor er kunnskap om sprekkenettverket svært viktig for å forstå og predikere grunnvannstrøm på lang sikt. Beskrivelse av orientering, sprekkehyppighet, avstand mellom sprekker, frekvens og lengde (som i f.eks Bonnet et al., 2001) er derfor nyttig. Imidlertid kan man også bruke topologi for å beskrive slike systemer.

Topologi beskriver den geometriske sammenhengen mellom sprekker (Sanderson og Nixon, 2015; Peacock et al., 2016). Ved å kartlegge et sprekkesystem topologisk, kan man lettere visualisere og beskrive nettverket. En kan videre se på hvor godt sprekkenes er forbundet med hverandre som er viktig for å se på sprekkesystemets evne til å lede vann.

Topologisk kartlegging innebærer å dele sprekkesystemet inn i noder og grener (oversatt fra engelsk "branches") (Sanderson og Nixon, 2015; Morley og Nixon, 2016). Grener representerer linjer som tilsvarer en sprekke eller en bruddflate, mens noder representerer skjæringspunkter der to sprekker møtes, eller endepunktet til en sprekke. Noder deles inn i tre kategorier:

I-noder: Isolerte endepunkter som ikke er forbundet med andre grener.

Y-noder: Punkter der en sprekke deles i to, eller der en sprekke møter en annen.

X-noder: Skjæringspunkter der to sprekker krysser hverandre.

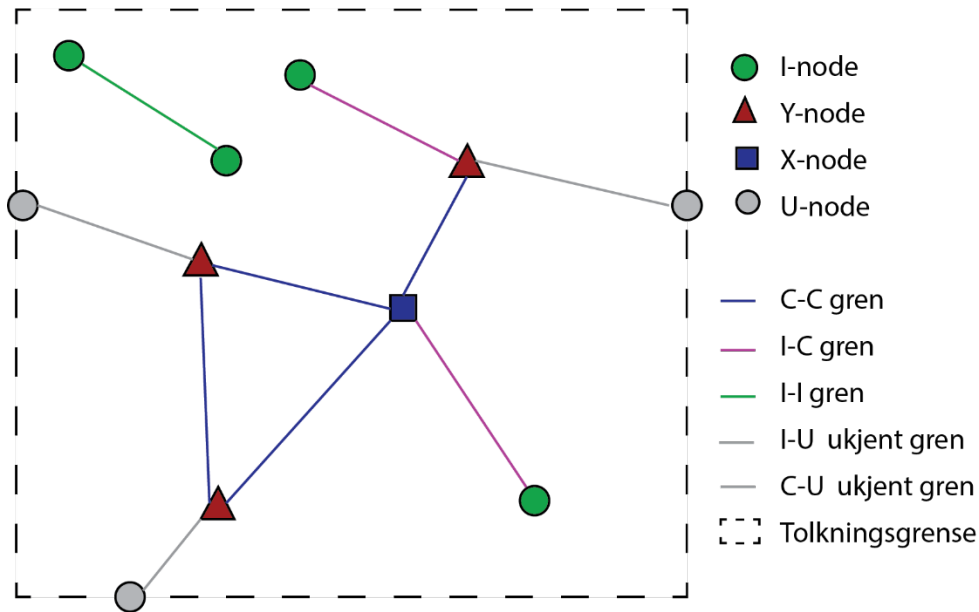
Y- og X-noder betegnes ofte som *tilkoblede* noder (oversatt fra engelsk connected) (Peacock et al., 2016). Grenene blir også delt i tre og klassifisert ut ifra nodene de forbinder:

C-C gren: Gren forbundet av to tilkoblede noder.

I-C gren: Gren med en I-node på en ende og en X- eller Y-node på den andre.

I-I gren: Gren med isolerte noder på hvert endepunkt.

Grener som går utenfor kartleggingsområdet klassifiseres som ukjente grener, og endepunktene på disse grenene blir betegnes som U-noder. Figur 2-5 illustrerer disse konseptene.



Figur 2-5: Skjematisk skisse over de ulike nodene og grenene. Terminologi er hentet fra Sanderson og Nixon (2015)

For å kvantifisere sammenkobling av et sprekkesystem i et område, kan en analysere antall noder og grener. Sammenkoblingen, eller konektiviteten, er gitt ved antall noder per gren (CB) og gir et mål på hvor godt sprekkesystemet er koblet sammen. CB er uttrykt ved denne ligningen:

$$CB = (3NY + 4NX)/NB$$

(Ligning 2.9)

Hvor CB = gjennomsnittlig tilkoblinger per gren, NY = Antall Y-noder, NX = antall X-noder, and NB = Antall grener (Sanderson and Nixon, 2015).

En gren kan maksimalt ha to tilkoblede noder, derfor vil CB variere fra 0 til 2. Hvis nettverket består kun av isolerte noder vil CB-verdien være 0, mens hvis nettverket kun består av C-C grener vil CB-verdien være 2. Dette blir ofte illustrert i trekantdiagrammer eller i ulike tetthetskart av noder og grener i et område.

2.3 Modellering av grunnvann i oppsprukket berg

Grunnvannsmodellering er et nyttig verktøy for å (1) undersøke dynamikken i grunnvannssystemer og strømningsmønstre, (2) for å simulere grunnvannsrespons på stress, (3) for å evaluere innstrømming, utstrømming og lagring av grunnvann, (4) menneskelig påvirkning på grunnvannssystemet, (5) planlegging av bærekraftig uttak av grunnvann, (6) for å hjelpe styresmaktene med ulike strategier for grunnvannsbruk/vern og (8) bruke som

visualiseringsverktøy i kommunikasjon til beslutningstagere og samfunn (Chou og Li, 2011). I denne oppgaven vil modelleringen bli brukt til å undersøke dynamikken i et enkelt grunnvannssystem og mekanismer som kan påvirke det.

Forståelsen av grunnvannstrøm i oppsprukken berggrunn er kompleks og preget av usikkerheter. Dette gjenspeiles også når en skal modellere slike systemer. Store usikkerheter og forenklinger i modellinndata, i kombinasjon med begrenset kunnskap om den reelle 3D-utbredelsen av sprekkenettverket, gjør det vanskelig å lage deterministiske modeller som gir realistiske resultater.

Stokastiske modeller tilbyr en alternativ tilnærming. Disse modellene simulerer et oppsprukket medium basert på statistiske analyser av observasjoner og målinger (Lavoine et. al. 2020). Den mest brukte stokastiske metoden er bruk av «diskret sprekkenettverk» (DNF). Denne metoden bruker en beregningsmodell som genererer sprekker med definerte geometriske egenskaper (orientering, størrelse, posisjon, og sprekkeåpning) og topologiske relasjoner mellom de individuelle sprekke (Lei et. al., 2017). DNF kan ta utgangspunkt i geologisk kartlegging, stokastisk realisering eller geomekaniske simuleringer.

På grunn av at stokastiske modelleringer er tidkrevende og ofte krever en kostbar programvare, undersøker denne oppgaven muligheten for å lage en konseptuell og deterministisk modell av enkle sprekkesystemer i den gratis programvaren MODFLOW-2005 fra USGS. Målet er å studere dynamikken mellom hydraulisk konduktivitet i sprekkesoner, ulik innstrømning og brønnens effekt på systemet ved bruk av en enkel modell. MODFLOW er skrevet i FORTRAN-90. Programmet bruker en partialderivatligning for å beskrive grunnvann med konstant tetthet sin bevegelse i 3D i et porøst medium:

$$\frac{\delta}{\delta x} \left(K_{xx} \frac{\delta h}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(K_{yy} \frac{\delta h}{\delta y} \right) + \frac{\delta}{\delta z} \left(K_{zz} \frac{\delta h}{\delta z} \right) + W = S_s \frac{\delta h}{\delta t}$$

(Ligning 2-10)

Hvor

- K_{xx} , K_{yy} , og K_{zz} er verdier for hydraulisk konduktivitet langs x, y, and z aksene, som er antatt å være parallelle med hovedaksen til den hydrauliske konduktiviteten.
- h er hydraulisk trykkehøyde (L);

- W er volumetrisk flux per volumenhet og representerer kilder eller utløp av vann, $W < 0.0$ for strømning ut av grunnvannssystemet og $W > 0.0$ for strømning inn til systemet (T^{-1});
- SS er spesifikk lagring til det porøse mediet (L^{-1}); og
- t er tid (T).

Ligningen gjelder for grunnvann som ikke er i likevekt i et heterogent og anisotrop medium (Harbaugh, 2005). Man kan modellere både stasjonær og transiente tilstander. En modell som er i en transient tilstand vil grunnvannsnivået endres over tid, mens i en stasjonær modell vil grunnvannsnivået være stabilt (Shwartz og Zhang, 2013, s.221 og 345). For mer informasjon se Harbaugh (2005) for videre innføring i programmet og numeriske metoder. Programmet hovedsakelig brukt for å modellere grunnvann i porøse medier der strømmingen er laminær og er sjelden et foretrukket modelleringsverktøy for å modellere grunnvannsstrømning i sprekker der strømmingen kan være mer turbulent (Karay og Hajnal, 2015). For å imøtekomme programmets limitasjoner er det gjort en rekke forenklinger, dette blir beskrevet nærmere i kapittel 3.3.

2.4 Deponering av avfall og geologiske barrierer

Ved deponering av avfall gjelder det en rekke krav satt i avfallsforskriften kapittel 9 som er gjennomføring av EUs deponidirektiv i norsk lov. Formålet med kravene er å forhindre utlekking fra det deponerte avfallet og ut til sedimenter, overflatevann og grunnvann. For å forsikre seg om minst mulig kontamineringsrisiko setter forskriften krav til dobbelt sikring ved å bruke bunn- og sidemembraner samt krav til en geologisk barriere. Kravene til den geologiske barrieren er avhengig av avfallstypen deponiet skal motta. For farlig avfall er det krav til et minimum 5 meter mineralisk sjikt med en hydraulisk ledningsevne som er lavere enn $1,0 \times 10^{-9}$ m/s. For ordinert avfall er tykkelseskravet på minimum 1 meter. Hvis ikke en slik barriere er påvist kan den erstattes av en kunstig barriere som gir tilsvarende beskyttelse.

For vurdering av mulig deponilokalitet må et tidsperspektiv tas hensyn til. Hensyn til deponiets intakthet over tid må medberegnes i vurderingen, her er deponiets og avfallets stabilitet, havnivåstigning, jordskjelv og klimaendringer viktige hensyn. Krystalline bergarter har gjerne en høy mekanisk styrke og vil derfor kunne være gode geologiske barrierer, men en høy sprekke tetthet kan forringe egenskapene. Bedre forståelse av lokale grunnvannsforhold og

karakterisering av sprekknettverket kan bidra til å forbedre forståelsen for geologiske barrierer i deponier.

3. Metode

Funnene i denne masteroppgaven er basert på data fra en felttur gjort i august 2023, data samlet inn av Bilal Tariq i forbindelse med hans doktorgrad, en dronemodell fra NGI, brønndata fra brønnene rundt steinbruddet innhentet av NGI og Bilal Tariq, og modellering gjort i MODFLOW. Figurer er laget i Adobe Illustrator og Microsoft PowerPoint. Kart er laget i QGIS. Nedbørsdata er hentet fra senorge.no fra værstasjonen Jøssingfjord.

3.1 Fjernanalyse, sprekkkartlegging og topologisk karakterisering

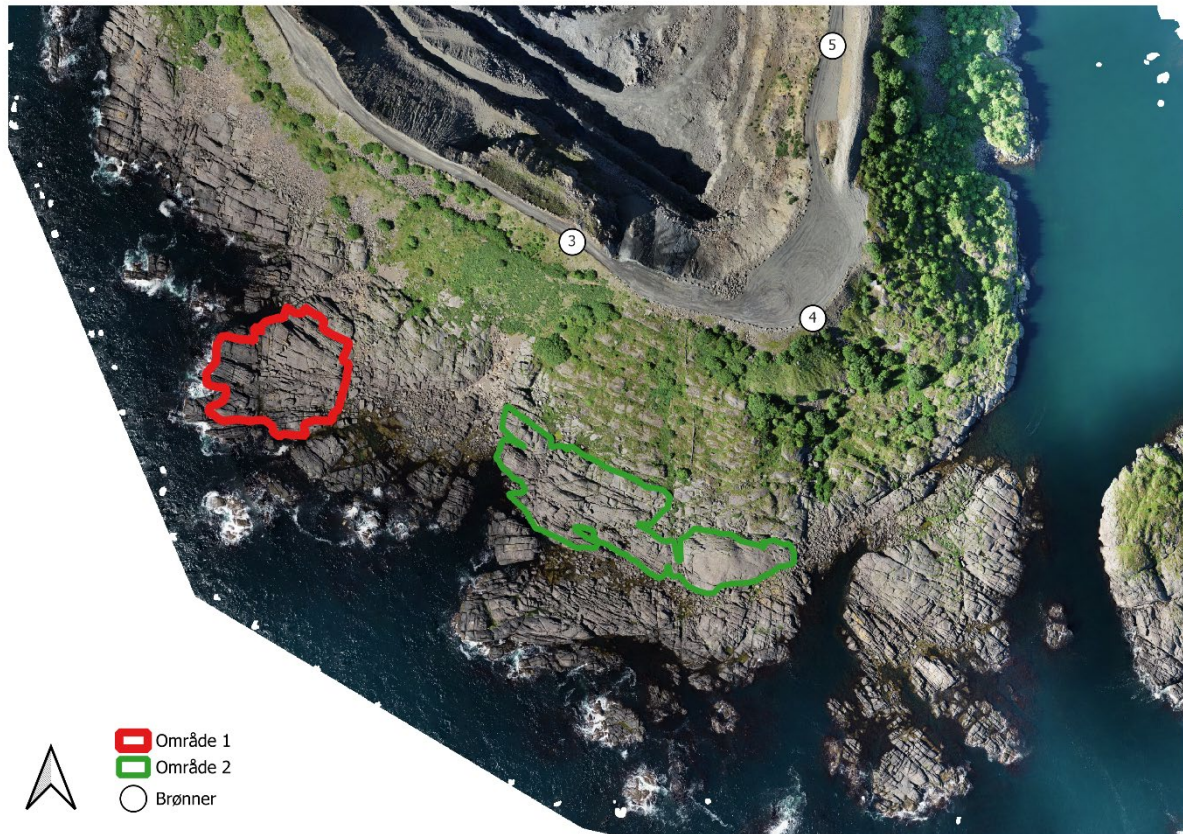
Fjernanalyse er en metode for å kartlegge geologiske lineamenter over et større område som er vanskelig å kartlegge fra bakken. Fjernanalyse har blitt brukt som metode helt siden flyfoto kom på banen og er nå enda mer brukt ettersom satellittbilder er lett tilgjengelig (Scheiber et al., 2015). I dag brukes gjerne laseskanning (LIDARdata) for å danne detaljerte terrengmodeller som kan brukes i fjernanalyse av terrenget. LIDARdata er punktskyer som er generert fra lasermålinger gjort fra fly og kan ha en oppløsning på hele 1 m (Kartverket, 2024). Dronemodeller blir også vanligere i fjernanalysearbeid.

For å få en bedre forståelse av strukturene i området, er det brukt tre ulike skala i fjernanalysen. Storskala og regionale lineamenter er tolket på LiDAR-data. To eksponerte områder uten vegetasjon sør for dagbruddet er valgt ut for å kartlegge sprekknettverket på en dronemodell som tillot høyere oppløsning, se figur 3-1. I tillegg ble den sørøstlige veggene av dagbruddet tolket strukturelt på dronebilder for å få undersøkt sprekke i dybden. Dette lot seg ikke gjøre i felt, da veggene i steinbruddet var svært ustabile og en ikke var tillatt i nærheten.

Kartleggingen av regionale lineamenter på LiDAR-data (Sokndal-Flekkefjord 2017, 5 pkt) ble hentet fra hoydedata.no og ble gjort i QGIS ved hjelp av verktøyet «polylinje». Det kartlagte området er på rundt 8,3 km x 5,9 km og har et areal på 46,25 km². Målestokken 1:2000 m ble brukt under kartleggingen og kun tydelige lineamenter ble kartlagt. Dette kan føre til en viss grad av subjektivitet og gi rom for feilkilder. Dette blir videre diskutert i slutten av delkapittelet. LiDAR-datane strekker seg over deler av Åsna-Siramassivet, Hellernmassivet og Eia-Rekefjordintrusjonen, se figur 1-4 for referanse.

En georeferert dronemodell, laget av NGI i 2022, ble benyttet for topologisk kartlegging av sprekker i nærheten av steinbruddet. Dronemodellen ble laget av NGI i Agisoft Photoscan og

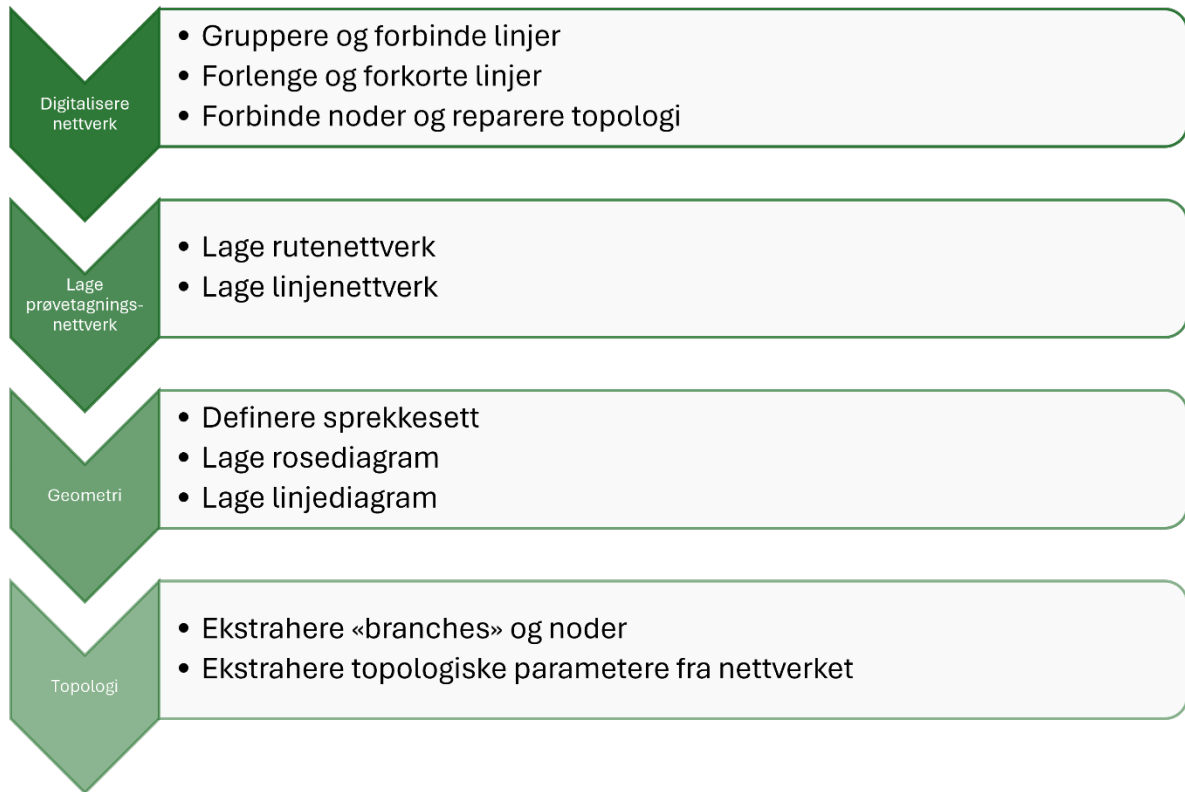
har en oppløsning på 10 cm pr pixel. To representative områder sør for steinbruddet ble valgt ut for detaljert kartlegging (se figur 3-1) ettersom kartleggingen var manuell og tidkrevende. I tillegg ble et dronebilde tatt av den sørøstlige veggen brukt for kartlegging av sprekkennettverket inne i steinbruddet.



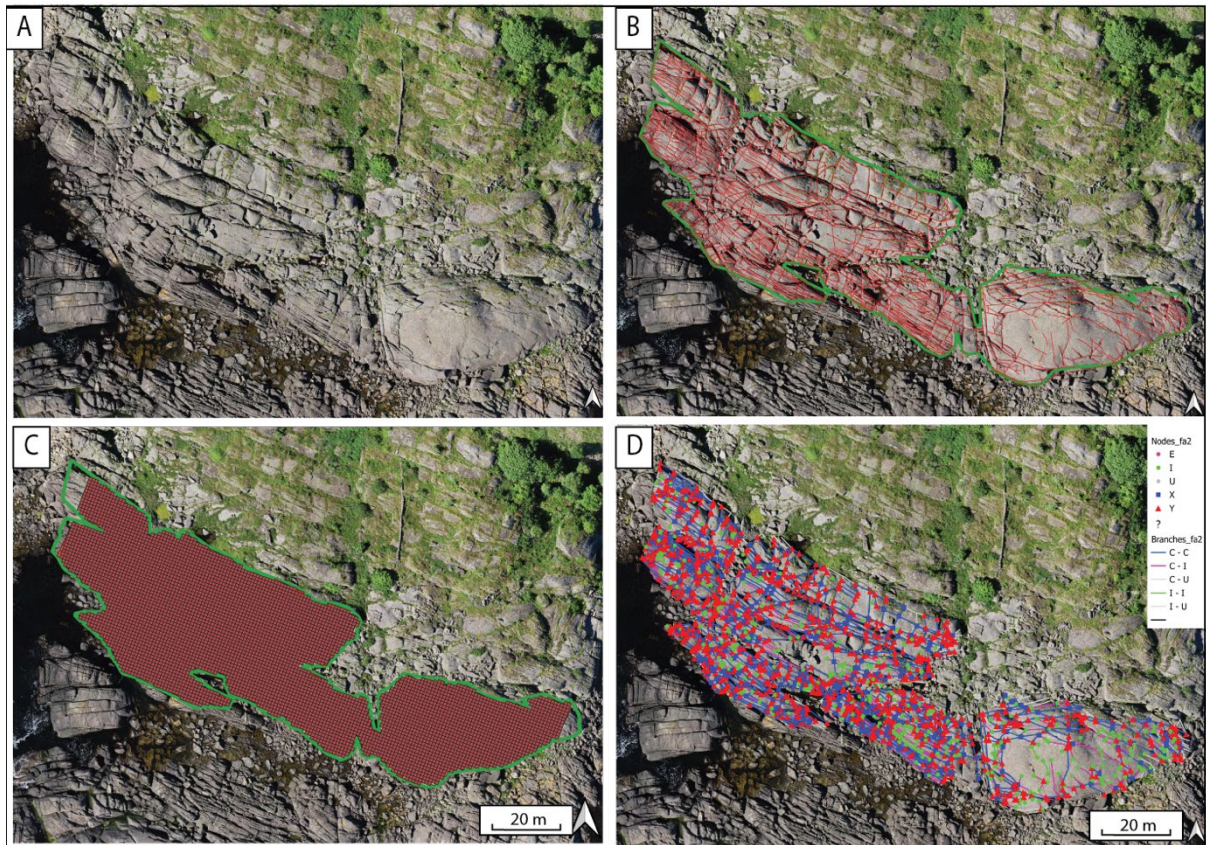
Figur 3-1: Dronemodell som viser område 1 og 2 der sprekkkartleggingen er gjennomført.

Alle synlige sprekker innenfor område 1 og 2 i dronemodellen, samt på dronebildet fra den sørøstlige steinbruddsveggen, ble manuelt digitalisert i QGIS ved hjelp av verktøyet «polylinje». Sprekkene ble på den måten representert som et digitalt sprekkennettverk. Dette nettverket ble deretter brukt som innputt for topologisk analyse i NetworkGT, beskrevet i Nyberg (2018) og tilgjengelig som gratis nedlastning i QGIS. I NetworkGT ble sprekkennettverket justert for feil og forenklet ved hjelp av digitaliseringsverktøy. Et rutenett med cellestørrelse på 1x1 meter ble lagt over sprekkennettverket for å muliggjøre geometrisk og topologisk analyse. Arbeidsflyten for kartlegging og analyse er beskrevet i Figur 3-2 og visualisert i 3-4.

Topologisk arbeidsflyt



Figur 3-2: Figur som viser arbeidsflyten ved bruk av NetworkGT i QGIS.



Figur 3-3: A) Dronebilde av område 2 uten kartlegging. B) Dronebilde med kartlegging av synlige sprekker innenfor områdeomrisset i grønt. C) Viser område 2 som er delt inn celler på 2x2 m2. D) Viser ekstraherte grener og noder fra sprekkenettverket.

Usikkerheter

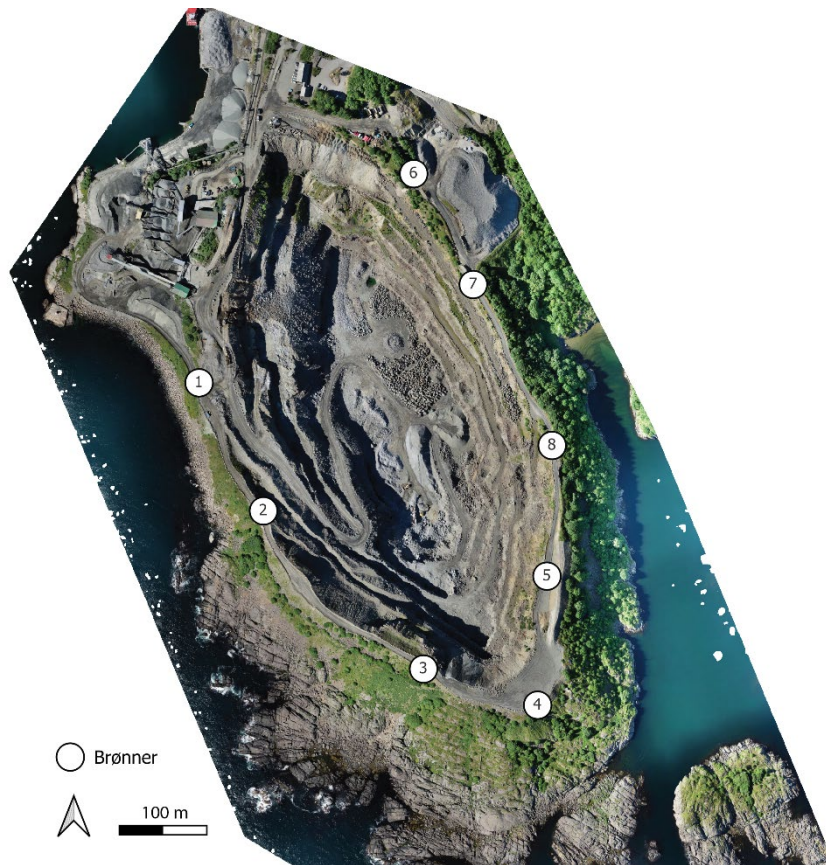
Flere usikkerheter er forbundet med kartlegging av sprekkenettverk fra dronebilder, noe som også påpekes av Peacock et al. (2019). Først og fremst er oppløsningen på bildemodellen viktig. Dronemodellen som er brukt i denne oppgaven tillater bare kartlegging på meterskala. Dette medfører at kun større strukturer blir kartlagt, og at sprekkenettverket kan bli betydelig forenklet, sammenlignet med den reelle utbredelsen. Usikkerheter knyttes også til eksponering av sprekker (Peacock et al., 2019). Løse steinblokker, vann, vegetasjon og andre elementer kan skjule strukturene under. Studieområdet ligger ved kysten og er dermed utsatt for betydelig forvitring og erosjon. Dette kan føre til en forhøyet sprekketetthet i området sammenlignet med områder lenger inn på land. De kartlagte sprekkenene representerer kun en 2D-representasjon av sprekkesystemet nær overflaten. Sprekketettheten antas å avta med dybden (blant annet Maréchal et al., (2003); Comte et al., 2012). Usikkerheter kan også oppstå i tolkningen av sprekkenene, basert på metode, bakgrunnen og formålet til den som utfører kartleggingen (Peacock et al., 2019).

3.2 Grunnvannsbrønner og trykksensorer

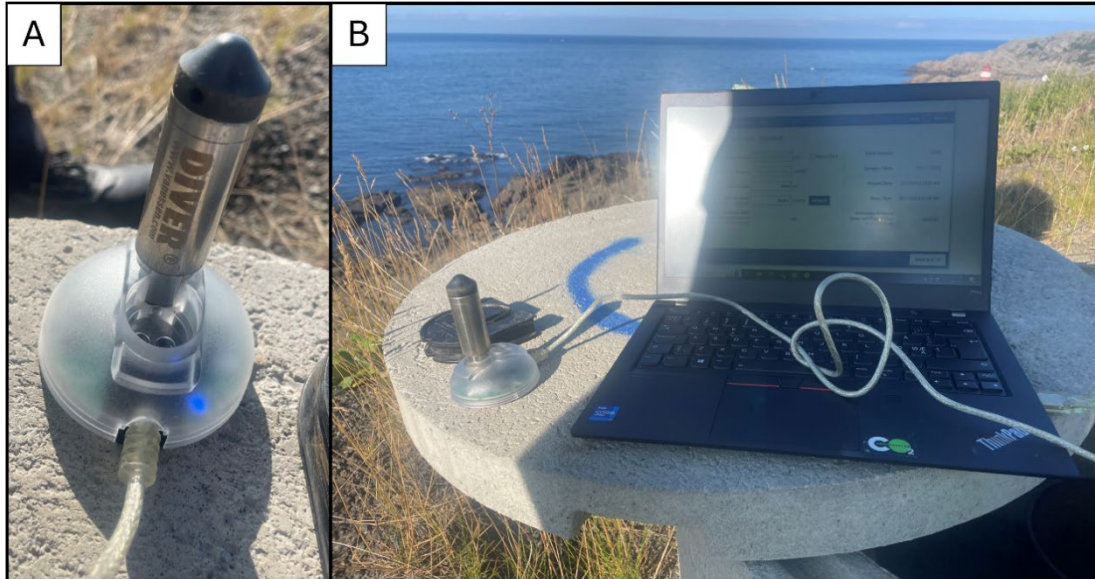
I 2021 ble åtte grunnvannsbrønner boret rundt steinbruddet av NGI (Figur 3-4). Kjerneprøver og logger fra borehullene er analysert av Bilal Tariq som en del av hans doktorgrad. Grunnvannsnivået i brønnene har blitt målt kontinuerlig siden år oktober 2021 ved hjelp av trykksensorene TD-Diver fra Van Essen (Figur 3-5A). Under boringen av brønnene ble det også målt hydraulisk ledningsevne nedover i brønnene. Disse dataene er fremstilt i kapittel 1.3.2.

Disse sensorene måler grunnvannstanden i form av hydrostatisk trykk på det punktet sensoren befinner seg i brønnen. Det er derfor viktig å vite nøyaktig dybde for hver sensor for å omgjøre trykkdata til meter, og dette blir gjort i programmet TD-driver. Den hydrauliske trykkehøyden som sensorene viser, vil være et gjennomsnittlig hydraulisk trykknivå for alle sprekkene som er i kontakt med brønnen. Brønnenes hydrostatiske trykk må korrigeres for variasjoner i atmosfærisk trykk. Derfor er en av brønnene utstyrt med et barometer. Noen av brønnene viser store variasjoner i hydraulisk trykkehøyde, og sensorene kan dermed henge over vann i perioder før de justeres. Dette vises som tomme områder i grafene i kapittel 4.1. Trykkdata registreres hvert 30. minutt. Data fra trykksensorene overføres manuelt til en datamaskin via USB ved hjelp av programmet "Diver Office" (Figur 3-5B). Dette har hovedsakelig blitt gjort av ansatte ved NOAH, med unntak av perioder da Bilal Tariq og undertegnede har utført dataoverføringen. Perioden det er gjort målinger i brønnene er fra 26.10.21 til 05.10.23. Dataene fra grunnvannsbrønnene presenteres og analyseres i resultatkapittelet.

Tidsserier av hydraulisk trykkehøyde og nedbør kan være en god måte å få informasjon om kryssrelasjoner, dynamikk i og påvirkning nedbør har på grunnvannsnivået, selv om en ikke måler strømningsraten (Q) (Larocque 1998; Lee og Lee, 2000).



Figur 3-4: Oversiktsbilde over brønnene rundt dagbruddet.



Figur 3-5: A) Trykksensor fra Van Essen som er installert i hver brønn. B) Manuell overføring av data fra trykksensor til PC.

3.3 Modellbeskrivelse

Formålet med modelleringen er å studere hvordan ulike mekanismer i et sprekkesystem påvirker grunnvannsstrømning. Betydningen av nedbør, hydraulisk ledningsevne, brønner og en konstant grunnvannstand vil bli forsøkt modellert. Det vil også bli undersøkt hvordan programvaren MODFLOW fungerer for å modellere sprekkekontrollert strømning.

3.3.1 Programvare

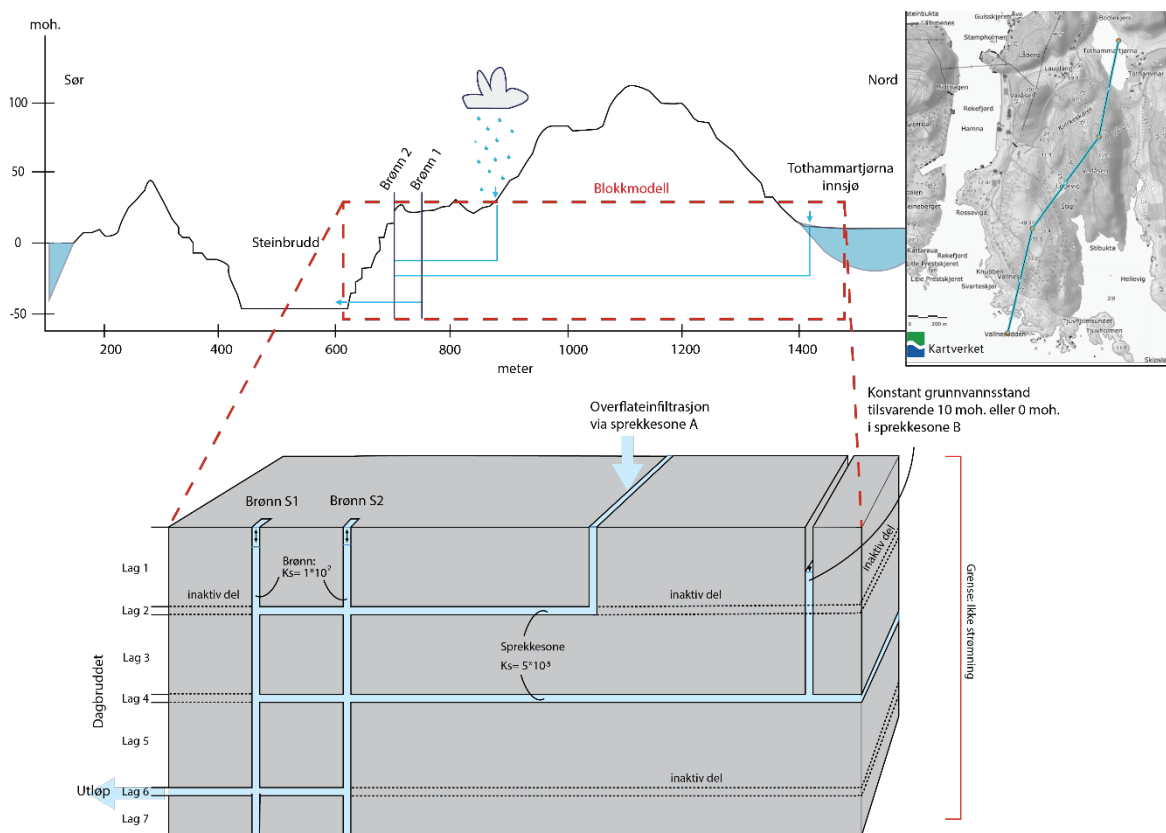
Modelleringen av grunnvannstrømningen i Rekefjord er utført i programmet MODFLOW-2005 fra USGS. Resultatene er visualisert i GW chart (Winston, 2020) og ModelViewer (Hsieh, og Winston, 2002; Winston, 2009, 2014 og 2017). MODFLOW er skrevet i FORTRAN-90 og bruker programmet Model Muse for grafisk grensesnitt (Winston 2009; 2014 og 2017).

3.3.2 Konseptuell modell

Studieområdet er preget av et komplekst sprekkenettverk, der man ikke vet hvordan geometrien ser ut i 3D og hvordan sprekkeene er forbundet med hverandre. Det er også uvisst hvor grunnvannsmatingen foregår i systemet og om grunnvannet er forbundet med hav/innsjø og andre nedbørsfelt. Et slikt komplisert sprekkesystem er vanskelig, om så ikke umulig, å representere ved en modell. Siden sprekkesystemet er komplekst og preget av store usikkerheter er det nødvendig å gjøre store forenklinger av systemet for å modellere grunnvannstrømmen. Også programvaren MODFLOW gjør at systemet krever ytterligere forenklinger da programmet er utviklet for grunnvannsstrømning i porøse medier og ikke i sprekker. Programmet fungerer best hvis en legger inn rette vinkler. Dermed vil en kompleks sprekkegeometri være svært tidkrevende og utfordrende å legge inn i programmet.

For å imøtekomme utfordringene som er knyttet til modellering av sprekkesystemer og begrensninger i programvaren er det laget en enkel konseptuell blokkmodell. En konseptuell modell er en forenklet representasjon av virkeligheten. Figur 3-6 fremstiller modellen som er brukt som utgangspunkt for modelleringen i denne oppgaven. Sprekkesoner er definert som lag og det er kun disse som tillater grunnvannstrømning. Sprekkesonene er definert som enten horisontale eller vertikale, da det er tungvint og tidkrevende å legge inn skråstilte lag og sprekker i programmet. Det er også valgt å fremstille systemet i 2D, med unntak av to brønner. Selve berggrunnen ble satt som inaktiv da matriksen har svært lav porøsitet, og strømning i denne er neglisjerbar sammenlignet med sprekkestrømning (Karay og Hajnal, 2015). I tillegg

håndteres ikke store kontraster i hydraulisk ledningsevne godt i MODFLOW. Tre horisontale sprekkesoner ble lagt inn som lag 2, 4 og 6. Infiltrasjon til systemet ble tillatt ved to vertikale sprekkesoner. Sprekkesone A tillater overflateinfiltrasjon avhengig av nedbør og simulerer en sprekkesone som er i atmosfærisk kontakt. Mens den andre vertikale sprekkesonen (sprekkesone B) har en konstant trykkehøyde. Sprekkesone B er satt til konstant trykkehøyde for å simulere et sprekkesystem som enten er i kontakt med innsjøen Tothammartjørna eller havnivå. Sprekkesonene forbindes ved to brønner. Utløpet er lagt til lag 6 og den nederste sprekkesonen.



Figur 3-6: Konseptuell modell. Øvre figur viser et høydeprofil (hentet fra hoydedata.no) fra sør og nordover over steinbruddet og til Tothammartjørna i nord. Se kartet til høyre for plassering av høydeprofilen. Omtrentlig plassering av blokkmodellen er vist i rødt omriss. Blokkmodellen nederst viser et svært forenklet sprekkesystem og viser et tverrsnitt gjennom brønnene. Berggrunnen er grå, mens sprekkesonene og brønnene er markert i blått.

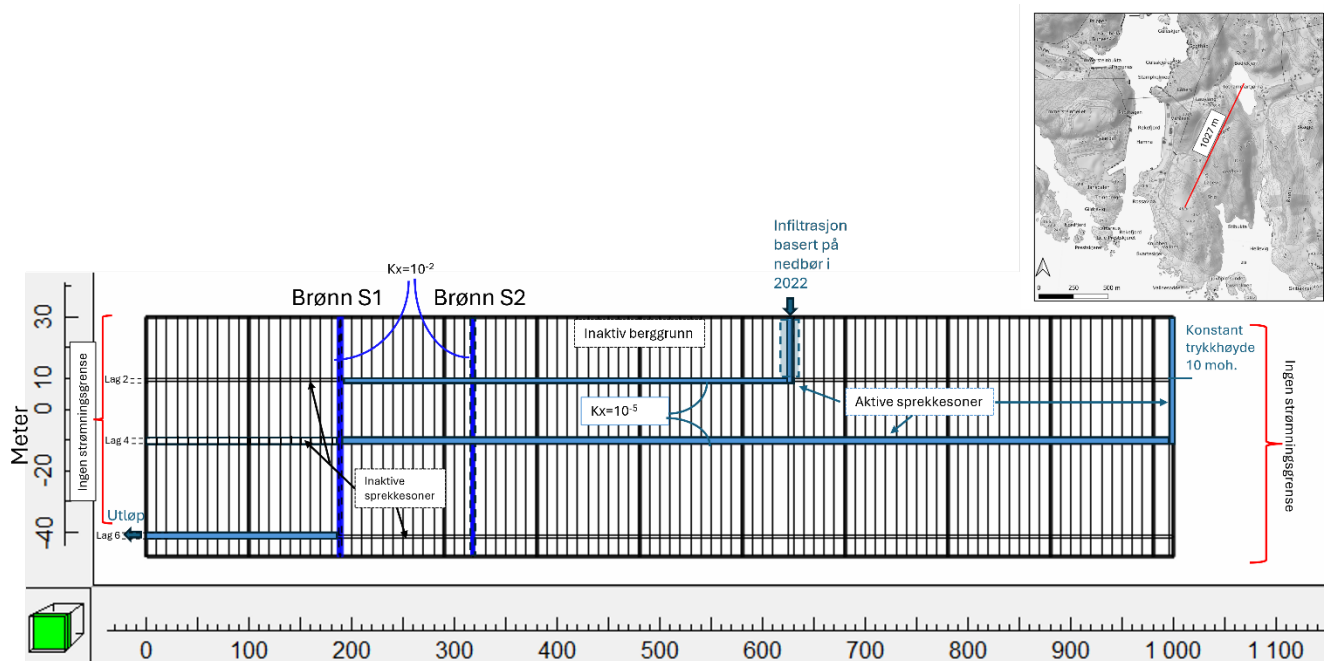
3.3.3 Modellgeometri

Modellen ble designet til å være 1000 meter lang (x-retning) og 100 meter bred (Y-retning). Dette samsvarer med avstanden mellom steinbruddet og innsjøen Tothammartjørna (se figur 3-6). Modellen er bygd opp av et grid på 100 kolonner i x-retning (hver kolonne er 10 m bred) og 10 rader i y-retning (også 10 m brede) (figur 3-7). Modellen består av 7 lag, der topplaget er 30 moh. og bunnlaget er – 48 m under havnivå, som tilsvarer steinbruddets laveste punkt. Dermed er modellen 78 m dyp (Z-retning). Tabell 1 viser hvordan lagene er definert og figur 3-7

visualiserer oppsettet til modellen i MODFLOW. Pakken «layer property flow» (LFP) er brukt under modelleringen. Denne pakken er designet for å simulere strømning i den mettede sonen.

Tabell 3-1: Viser hvordan lagene er konfigurert i modellen

Lagdefinisjon	Høyde (moh.)
Modell_topp	30
Berggrunn 1_bunn	10
Sprekkesone 1_bunn	9
Berggrunn 2_bunn	-10
Sprekkesone 2_bunn	-11
Berggrunn 3_bunn	-41
Sprekkesone 3_bunn	-42
Berggrunn 4_bunn	-48



Figur 3-7: Modelloppsett i MODFLOW

3.3.4 Grensebetingelser

Det er kun de to vertikale sprekkesonene (sprekkesone A og B, se figur 3-6) som tillater infiltrasjon inn i modellen. Resten av yttergrensene til modellen er strømningsgrenser, der strømmingen er lik null. Grunnvannsystemet i modellen er i en transient tilstand. Det er blitt tatt utgangspunkt i nedbørsdata fra 2022 fra Jøssing værstasjon da infiltrasjon inn til modellen skulle bestemmes. Det er vanskelig å vite hvor mye av overflatevannet som infiltrerer inn i den oppsprukne berggrunnen sammenlignet med porøse medier (Salve et al., 2008). Alt fra 20 % og ned til 1 % av den årlige nedbøren er foreslått i litteraturen (Singhal & Gupta, 1999, p. 257; Thorne

& Gascoyne, 1993; Henriksen og Dale 2018). Det ble først prøvd ut med en infiltrasjon på 50% av nedbøren, men dette ga svært høye hydrauliske trykkehøyder i systemet. Derfor ble infiltrasjonen nedjustert og kalibrert til 10%, 5%, 3%, 2% og 1 % av nedbøren, der 2% ga trykkehøyder som passet best modellens grensebetingelser og lå i nærheten av det som er observert i brønnene. For å simulere grunnvanstrømning over et helt år, ble det lagt inn 365 tidsintervaller, eller stressperioder, i modellen, der et intervall tilsvarer et døgn. Deretter ble nedjustert nedbørsdata fra 2022 fra januar til desember (Vedlegg I) lagt inn i sprekkesone A som tillot infiltrasjon og etterfylling. I den andre vertikale sprekkesonen B ble en konstant trykkehøyde på 10 moh. lagt inn. I den nederste sprekkesonen på -41 meter under havnivå kan grunnvannet strømme ut. Dette er definert via «Drains»-pakken. Her må du bestemme start- og endetid, høyde og konduktans (C). Konduktans sier hvor effektivt væske kan strømme gjennom et media og er gitt ved formelen:

$$C = \frac{KLW}{M}$$

Der K er hydraulisk ledningsevne, L er lengde på celle, W er bredde på cellen, mens M er tykkelse på laget. Hydraulisk ledningsevne (K) på $1 \cdot 10^{-5}$ m/s er lagt inn i alle sprekkesoner og er samsvar med K verdier som Maréchal et al., (2004) fant i sprekkesoner i krystalline bergarter. K-verdiene (figur 1-7) som er målt rundt Rekefjord steinbrudd ligger litt under verdiene som er brukt i modellen. Parameterne spesifikk lagring (Ss) er satt til $1 \cdot 10^{-5}$ og effektiv porøsitet (Sy) er 0,2 i sprekkesonene. I brønnene er K satt til 0,001 m/s. Ss og Sy er likt som i sprekkesonene, bortsett fra i scenario 3 (se tabell 3-2). Dette gir en transmissivitet på $1 \cdot 10^{-5}$ i sprekkesonene og 0,06 i brønnene.

For at modellen skulle fungere og ikke få feilmeldinger ble det brukt en direkte «solver». En «solver» er brukt til å løse flere ligninger samtidig (Harbaugh, 1995). Det finnes både direkte og iterative solvere, der de direkte gir en eksakt løsning, mens de iterative gir flere omtrentlige løsninger.

3.3.5 Scenarier og sensitivitetsanalyser

For å kunne undersøke hvilke mekanismer som har innvirkning på grunnvannsfluktuasjonene og hydrauliske trykkehøyde i systemet er det laget flere scenarier der hvor grensebetingelsene er forskjellige. Hvilke grenseverdier som er brukt i de ulike scenariene er listet opp i tabell 3-2. I scenario 4 er det samme grensebetingelser som i scenario 1, men begge de vertikale sprekkenes mates av overflateinfiltrasjon og er avhengig av nedbør. I scenario 5 er grensebetingelsene også

like som i 1, mens den konstante trykkhøyden i sprekkese B her blitt senket til 0 moh. for å simulere havnivå.

Tabell 3-2: Oversikt over de ulike scenariene og tilhørende grenseverdier. K = Hydraulisk ledningsevne (m/s), S_s =Spesifikk lagring, S_y =drenerbar porøsitet, T = transmissivitet (m^2/s)

	Scenario 1				Scenario 2				Scenario 3				Scenario 4		Scenario 5
	K	Ss	Sy	T	K	Ss	Sy	T	K	Ss	Sy	T	Versjon 1	Versjon 2	
Lag 1	Inaktiv				Inaktiv				Inaktiv				Fjerner konstant trykkhøyde i sprekkesone B. Begge sprekkene mottar 2% av nedbøren fra 2022	Fjerner konstant trykkhøyde i sprekkesone B. Begge sprekkene mottar 1% av nedbøren fra 2022	Lik som scenario 1, men i infiltrasjonssprek k B senkes trykkhøyden til 0 moh.
Lag 2_Sprekkesone 1	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	$1 \cdot 10^{-5}$			
Lag 3	Inaktiv				Inaktiv				Inaktiv						
Lag 4_Sprekkesone 2	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	$1 \cdot 10^{-5}$			
Lag 5	Inaktiv				Inaktiv				Inaktiv						
Lag 6_Sprekkesone 3	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	$1 \cdot 10^{-5}$			
Lag 7	Inaktiv				Inaktiv				Inaktiv						
Brønner	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	0,03	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	0,03	0,1	$1 \cdot 10^{-5}$	0,8	0,3			
Vertikale sprekkeseoner	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,2	$3 \cdot 10^{-5}$			

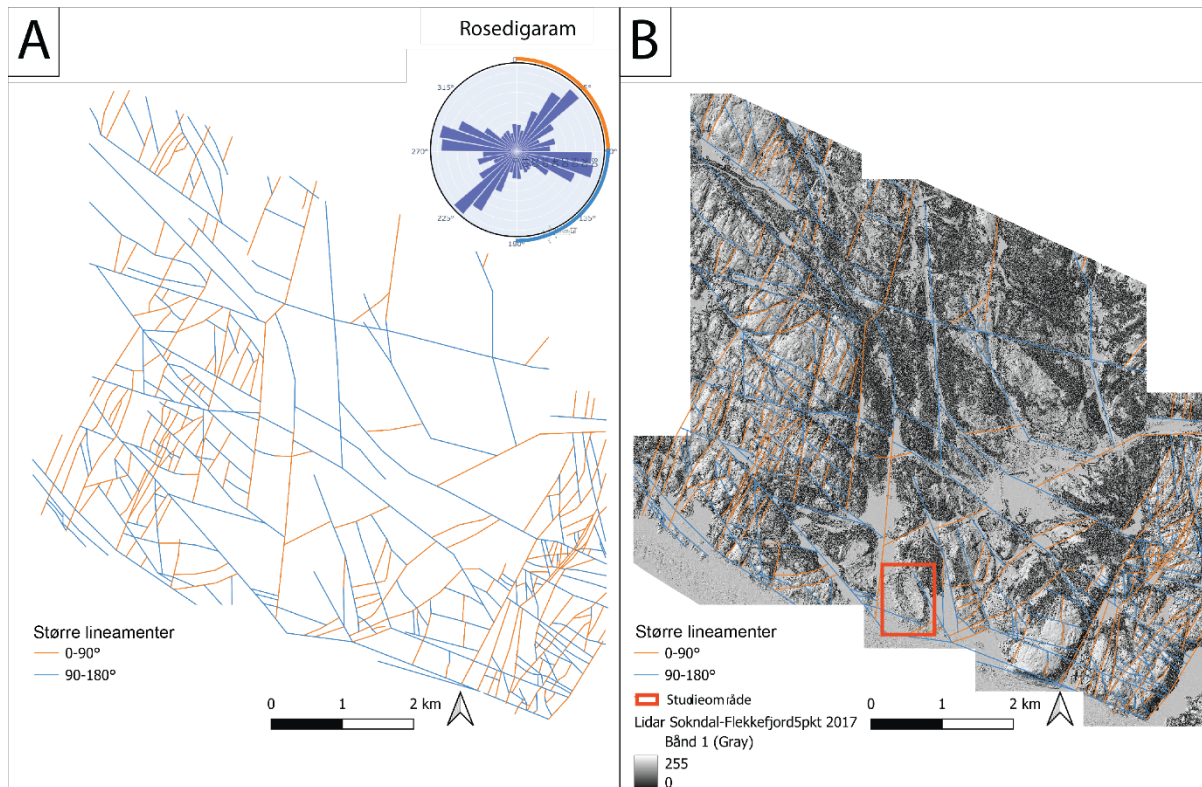
4. Resultater

I dette kapitlet vil resultatene fra de ulike delene av studien bli presentert. Først vil resultatene fra sprekkkartleggingen bli presentert, deretter følger data fra brønnovervåkningen. Til slutt vil resultatene fra modelleringen bli beskrevet.

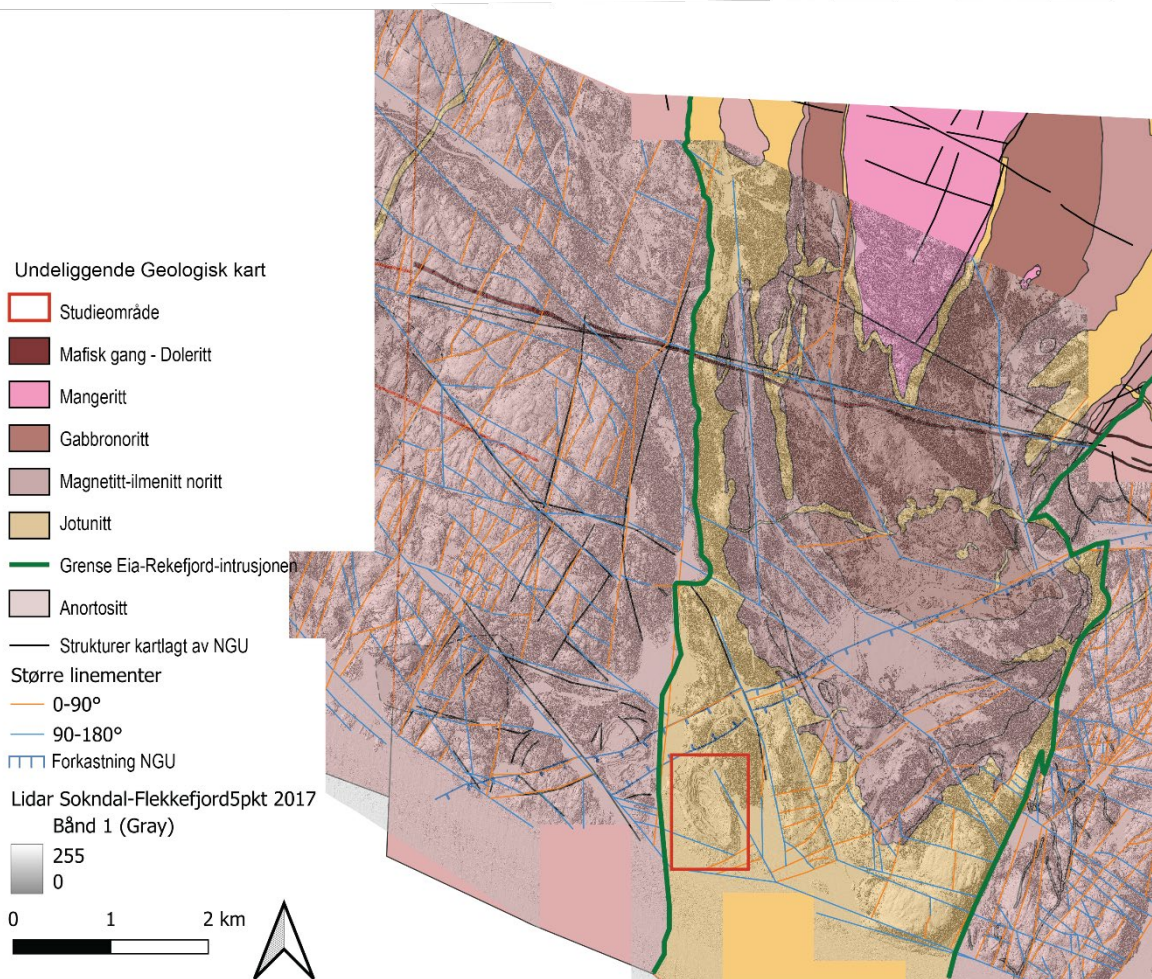
4.1 Resultater av sprekkkartleggingen.

Denne delen av oppgaven undersøker strukturelle lineamenter i området rundt Rekefjord dagbrudd ved bruk av LiDAR-data og dronebilder. Målet er å identifisere ulike sammenhenger mellom sprekkeretning, geologi og hydrogeologi.

Under kartleggingen av de store lineamentene i området på LiDARdata ble det identifisert to dominerende sprekkeretninger. Det ene settet hadde en orientering på $090\text{-}115^\circ$, mens det andre sprekksettet har en orientering på $025\text{-}045^\circ$. For enkelthets skyld ble sprekkene delt inn i et sett som rommer orienteringer mellom 0° til 90° og et annet sett som rommer lineamentene som er kartlagt mellom 90° og 180° . Dette er vist i figur 4-1. Områdene i vest og øst var lettest å kartlegge på grunn av lite vegetasjon og eksponert bart fjell. Disse har også høyest sprekketetthet. Området i midten av LiDAR-utsnittet var vanskeligere å kartlegge pga. vegetasjon og bebyggelse, noe som gjør tolkningen mer usikker. Her var det vanskeligere å finne klare lineamenter å tolke på og sprekketettheten blir lavere. Når sprekkkartleggingen sammenstilles med berggrunnskart fra NGU og LiDAR data, ser en at dette midtre område korresponderer til Eia-Rekefjordintrusjonen (se figur 4-2). Lineamentene som er kartlagt i denne studien er flere og mer detaljerte enn de strukturene som en kan finne i databasen til NGU, men strukturene fra NGU korresponderer godt med lineamente kartlagt i denne oppgaven, se figur 4-2.



Figur 4-1: A) Større lineamenter tolket på Lidardata vist i figur B. Lineamenter orientert mellom 0 til 90° er markert i oransje, mens lineamenter orientert 90° til 180° er markert i blått. Orienteringen til lineamentene er også vist i rosedigrammet. B) Større lineamenter med lidardata. Studieområdet er markert med rød firkant. LiDAR-data fra høydedata.no.

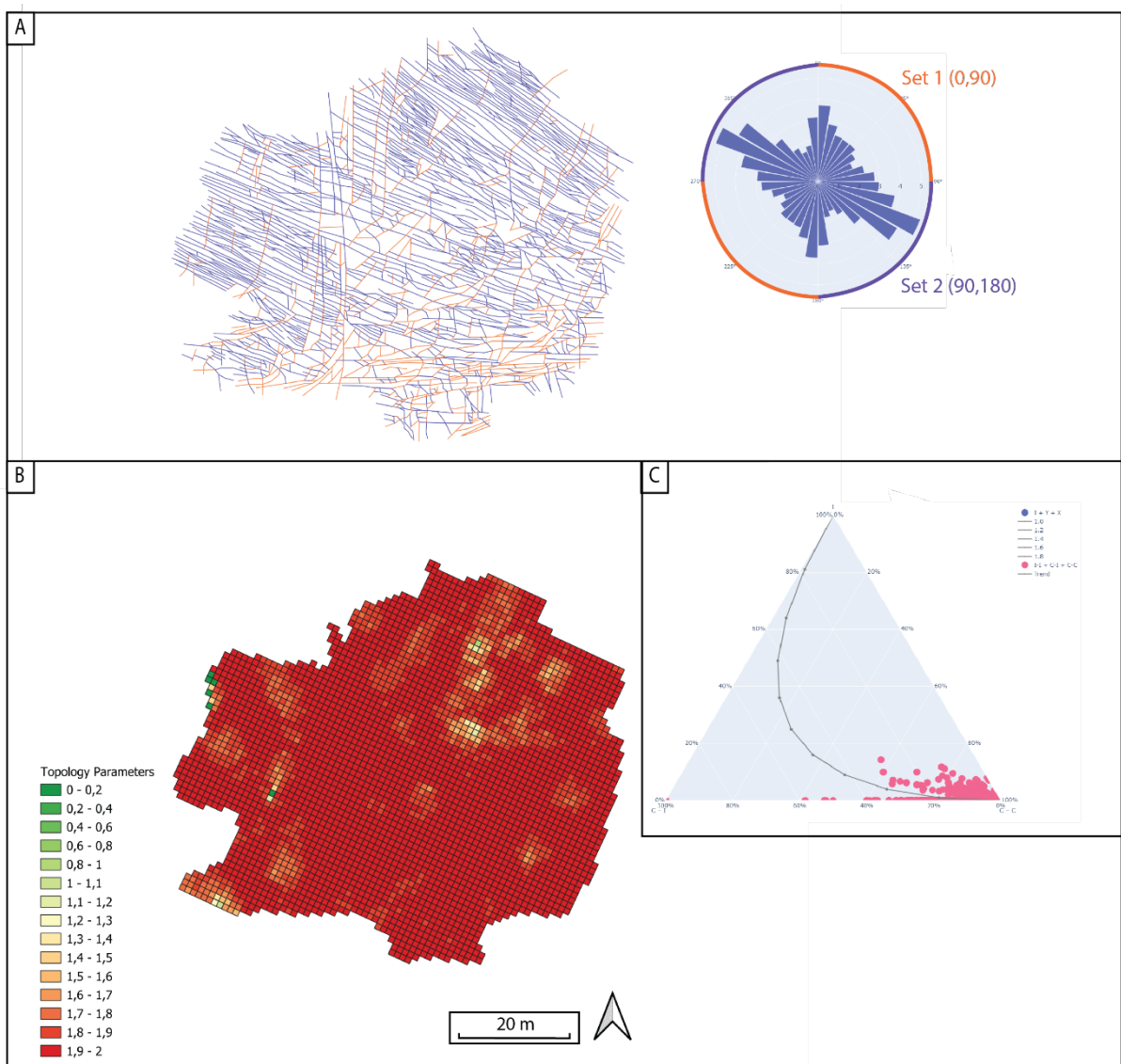


Figur 4-2: LiDAR kart (utsnitt fra Sokndal-Flekkefjord 5pkt, 2017, hentet fra kartverket.no) sammenstilt med berggrunnskart og lineamenter fra NGU.no og sprekkekartleggingen utført i denne oppgaven. Grenseovergangen fra Eia-Rekefjord-intrusjonen er markert med grønn strek. Rødt omriss markerer studieområdet.

For å få mer detaljerte data ble sprekker kartlagt i to eksponerte områder rett sør for steinbruddet. Kartleggingen av område 1 viser at det er to dominerende sprekkeretninger i området, se figur 4-4. Sprekkesett 2 har en orientering mot NV-SØ, med en hovedvekt av sprekkeene orientert rundt 125-300°. Flertallet av sprekkeene tilhører sprekkesett 2. Sprekkesett 1 er orientert nesten nord-sør med en hovedretning på rundt 005-185°. Den topologiske analysen viser også at det sprekkesystemet er godt forbundet med en stor overvekt av C-C grener og høye CB-verdier (Figur 4-4 b-c).

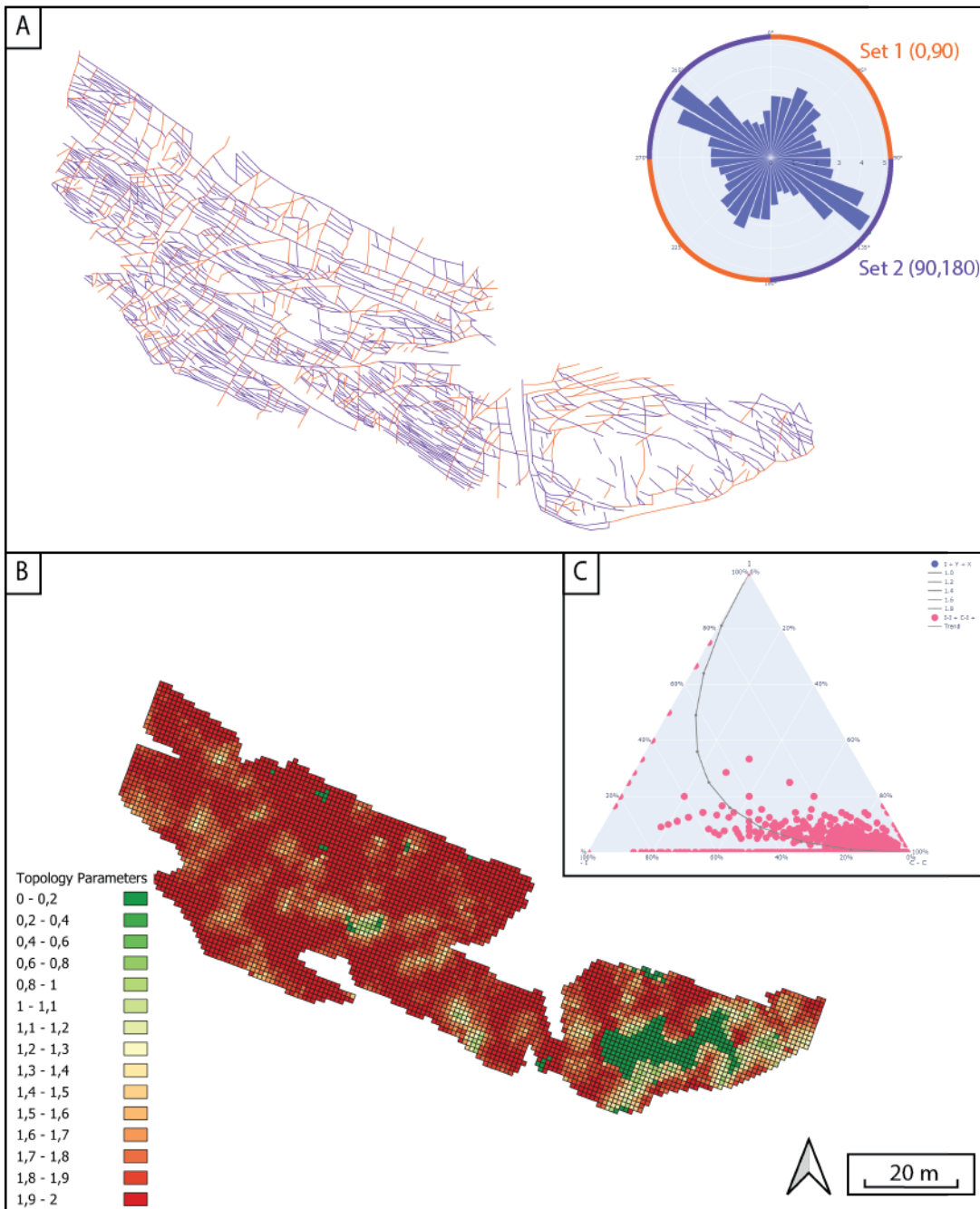


Figur 4-3: Dronebilde som viser sørsiden av steinbruddet og områdene der sprekkene er kartlagt topologisk.



Figur 4-4: A) Sprekkenettverket i område 1 med orientering vist i et rosediagram. Sprekkene er delt opp i to sett. Sprekkesett 1 er sprekker med orientering 0-90 grader, mens blå farge indikerer sprekker i sett 2 som har orientering fra 90-180 grader. B) Viser CB-verdien i område 1 fordelt på rutenettverket. Rød farge viser områder som der sprekkene er godt forbundet. C) Trekantdiagram som viser prosent av ulike grener innenfor hver rutenettcelle.

Område 2 kan også deles opp i to sprekkesett og resultater fra den geometriske og topologiske analysen er vist i figur 4-5. Den mest dominerende sprekkeretningen er 130-310° og tilhører sprekkesett 2. Mens i sett 1 er sprekkorienteringen jevnere fordelt, med en hovedvekt orientert mellom 030-210° og 045-225°. Særlig sett 1 skiller område 1 og 2 fra hverandre. Sprekkesett 1 i område 1 er dominert av mest nord-sørgående sprekker, mens hovedvekten i område 2 er dreid litt mot vest-øst. Område 2 viser også at det finnes felt der sprekkforbindingen er lavere og har CB-verdier på 0-0,2, se figur 4-5B.



Figur 4-5: Sprekkenettverket i område 2 med orientering vist i et rosedigram. Sprekkene er delt opp i to sett. Sprekkesett 1 er sprekker med orientering 0-90 grader; mens blå farge indikerer sprekker i sett 2 som har orientering fra 90-180 grader. B) Viser CB-verdien i område 2 fordelt på rutenettverket. Rød farge viser områder som der sprekkene er godt forbundet og grønn farge indikerer lav sammenkobling i sprekkenettverket. C) Trekantdiagram som viser prosent av ulike grener innenfor hver ruteccelle. Nettverket har en hovedvekt av C-C grener og noen I-C grener.

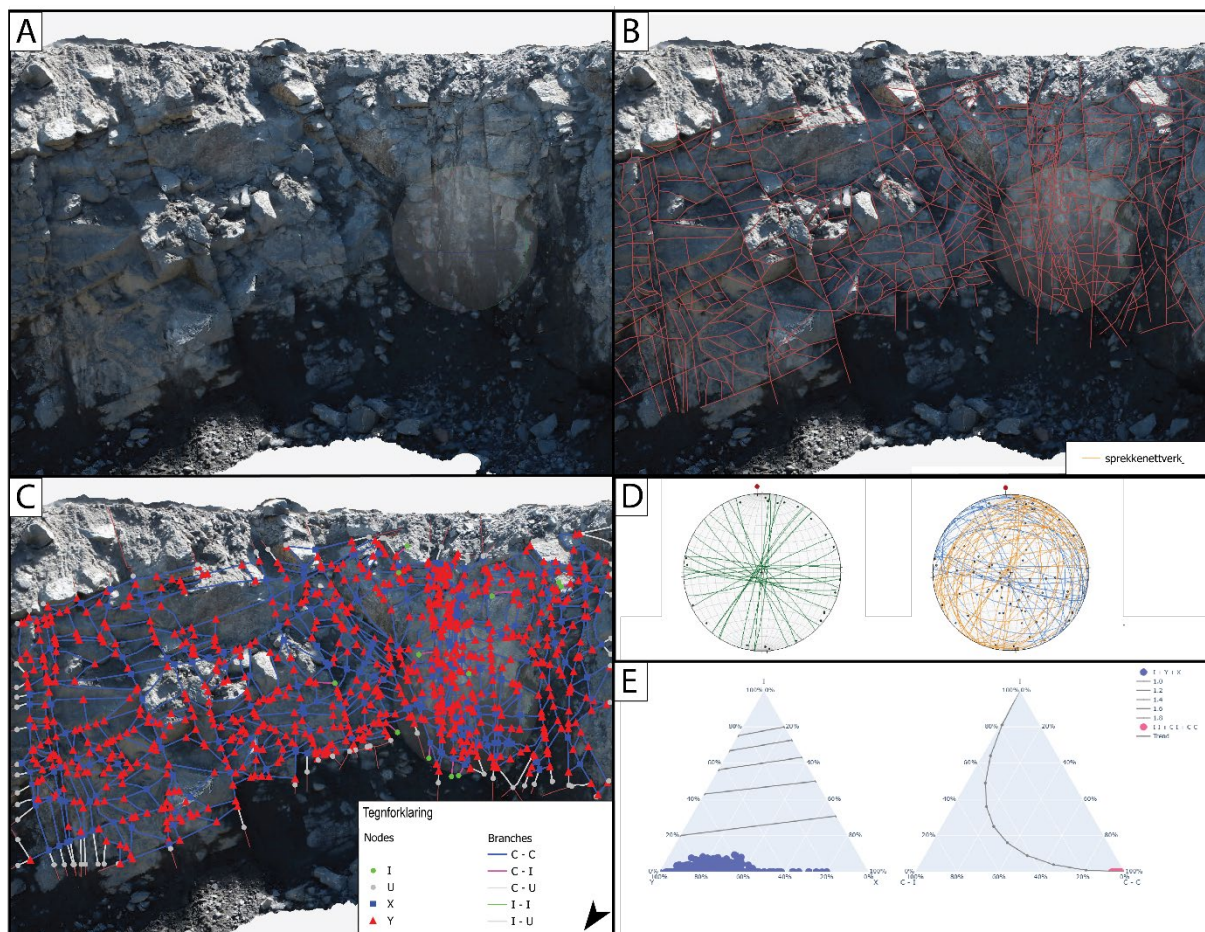
Ved å se på strukturene i to forskjellig skala, ser en at orienteringen på sprekkene har en større variasjon når en undersøker de på en mindre skala enn det som vises når en undersøker mer storskala lineamenter (se figur 4-7).

Lineamentene og sprekkesystemet er nå undersøkt regionalt og lokalt i nærheten av dagbruddet. Det er interessant å se hvordan sprekkesystemet sammenfaller med sprekkenettverket i selve

dagbruddet. For å undersøke dette har et georeferert dronebilde blitt brukt til å kartlegge sprekkenetene på et utsnitt av den sørøstlige veggen av dagbruddet (Figur 4-4). Sprekkeorienteringer fra denne veggen er gjort av Bilal Tariq og dataene er inkludert i denne oppgaven.

Den topologiske analysen viser at det er en hovedvekt Y-noder, etterfulgt av X-noder i sprekkenettverket. I- noder er nesten helt fraværende. Dette resulterer i en CB-verdi på 2 og en dominans av C-C grener (Figur 4-5D).

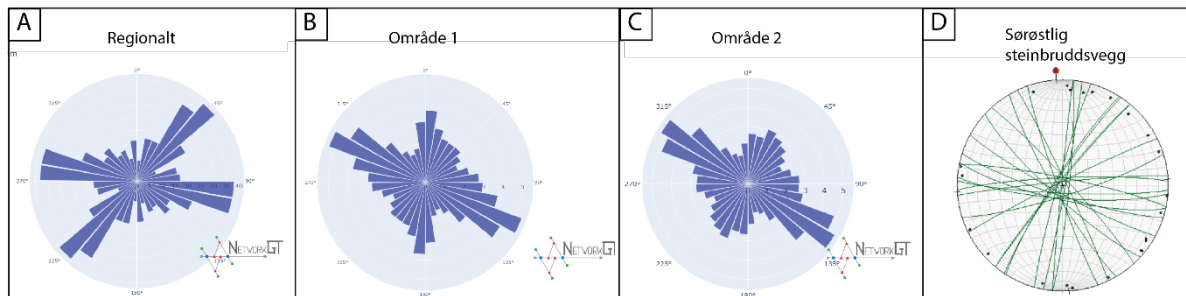
Sprekkenettverket i dagbruddet viser en mye større variasjon i sprekkeorienteringen sammenlignet med omgivelsene rundt. Når en ser på sprekkenettverket i en Z-dimensjon, får en også med sprekker som er orientert mer parallelt med overflaten og har lavere fall. Ser man kun på sprekker som har fall som er høyere enn 75° (figur 4-6D) kan man se at en overvekt av sprekkenetene har orientering som enten går NNØ-SSV eller mer vet-øst. Dette ligner mer på orienteringen til sprekkenettverket som er kartlagt i den foregående sprekkekartleggingen.



Figur 4-6: A) Viser den sørøstlige veggen i steinbruddet uten tolkninger. B) Viser veggen i steinbruddet med manuelt tolket sprekkenettverk. C) Viser noder og grener i sprekkenettverket. Det er en overvekt av Y-noder vist som røde trekanter og C-C

grener vist som blå linjer. D) Viser to stereonett med sprekkeorienteringer. Stereonettet til venstre er filtrert på sprekker som har et fall på høyere enn 75° , mens det høyre stereonetet viser alle sprekkeene som er målt. Oransje farge tilhører sprekkesett 1, mens blå farge har orienteringer som tilhører sprekkesett 2. E) Viser Topologiske parametere. Diagram til venstre viser at det er en overvekt av Y og X noder, mens det høyre trekantdiagrammet viser at nettverket er fullstendig dominert av C-C grener.

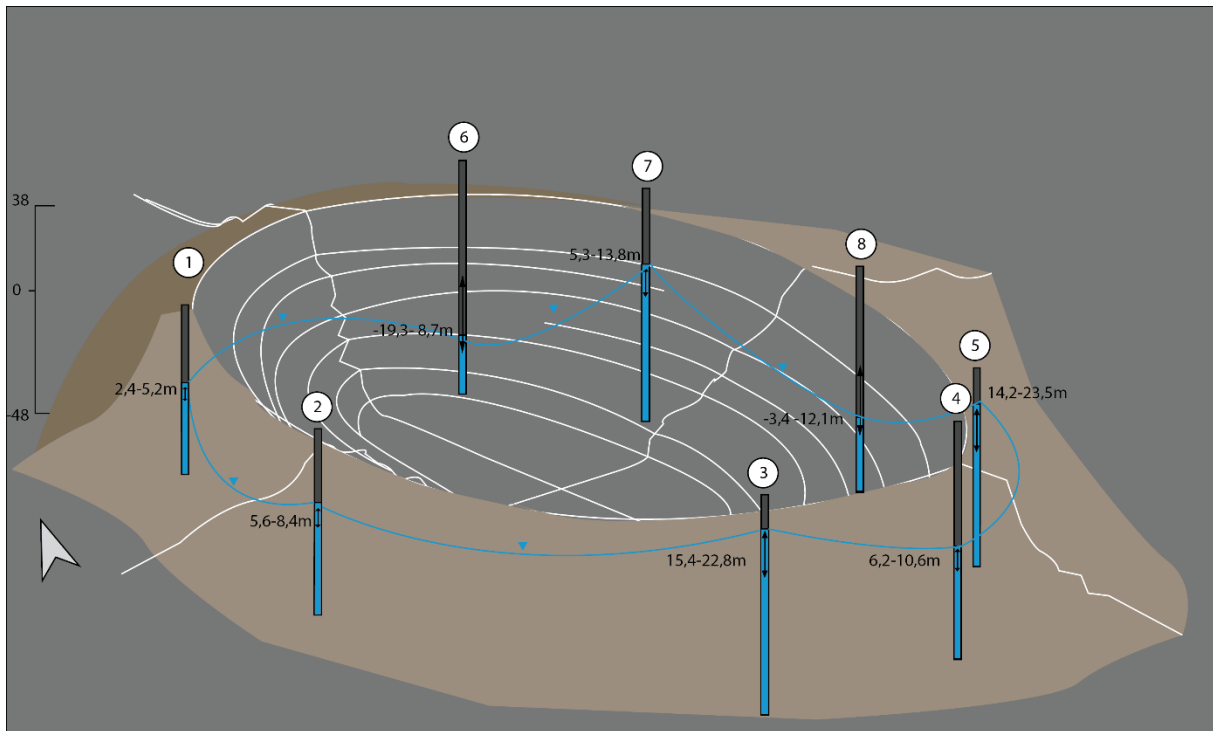
Figur 4-7 sammenligner sprekkeorienteringen fra de ulike karleggingsområdene. Her kan en se at sprekkeorienteringen i studieområdet avviker noe fra det som er observert regionalt. Sprekkeretningene i Z-dimensjon fra steinbruddveggen viser høyest grad av variabilitet.



Figur 4-7: Rosediagram fra A) regionalt sprekkenettverk, B) Område 1, C) Område 2 og D) et stereonett fra den sørøstlige vegg av steinbruddet filtrert på sprekker som har et fall på høyere enn 75° .

4.2 Grunnvannsbrønner

Figur 4-8 presenterer en skjematisk illustrasjon av brønnene og steinbruddet. Brønn 2, 3 og 4 er boret i eller i nærheten av tidligere kartlagte større lineamenter, se figur 1-5B (Slinde et al., 2021). Ellers antas det at alle brønnene, bortsett fra brønn 1, går igjennom gjennomsettende sprekker. Figur 4-8 illustrerer variasjonen i hydraulisk trykkehøyde observert i brønnene. Den laveste målte hydrauliske trykkehøyden er 19 m under havnivå i brønn 6, mens den maksimale trykkehøyden er på 23,5 moh. i brønn 5. Trykkdata fra brønnene er sammenstilt med nedbørsmålinger fra Jøssing værstasjon og er vist i figur 4-9 til 4-17 og vil bli presentert etter lokasjon (ikke nummer) i det følgende. De åtte brønnene viser store variasjoner i hydraulisk trykkehøyde og trykkehøyden fluktuerer ulikt. Mens brønn 7 viser hyppige variasjoner på over 8 m, har brønn 1 og 2 mindre og sjeldnere fluktuasjoner i hydraulisk trykkehøyde med en maksimal variasjon på litt over 3 m.

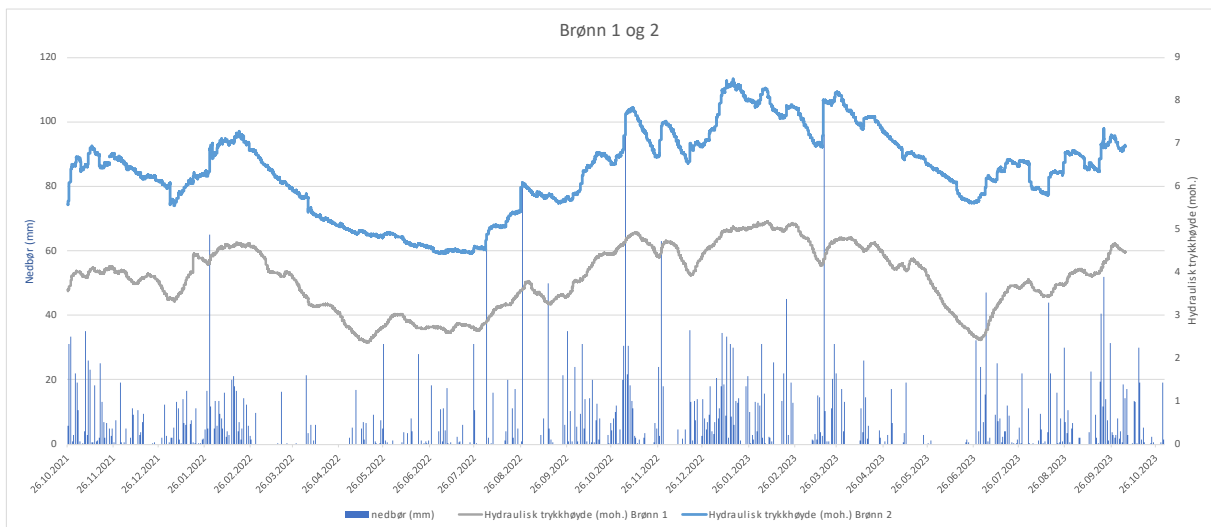


Figur 4-8: Skjematisk illustrasjon av dagbruddet med brønner rundt. Intervall av hydraulisk trykkehøyde i brønnene er indikert i hver brønn og markert med en blå linje.

Figur 4-9 sammenligner hydraulisk trykkehøyde fra brønn 1 og 2 med nedbørsdata. Brønn 1 ligger på nordvestsiden av dagbruddet og er boret ned fra 20 moh. og er 67 m dyp. Brønnen er lokalisert kun 44 m fra havet, mens brønn 2 ligger rett sørøst for brønn 1 og er også lokalisert på vestsiden av dagbruddet. Toppen av brønnen befinner seg 33 moh., er 76 m dyp og 57 m fra havet. Det antas at brønn 2 går igjennom et gjennomgående sprekkelineament etter sprekkekartleggingen gjort av NGI. Brønn 1 og 2 følger samme trend i hydraulisk trykkehøyde, med topper og bunner i samme perioder. Maksimal trykkehøyde i måleperioden var på 8,41 moh. for brønn 2 og 5,2 moh. for brønn 1, og var målt vinteren 2023. Høye trykkehøyder sammenfaller godt med perioder med mye nedbør. Generelt er vintermånedene preget av større fluktusjoner enn sommermånedene. Selve toppen i trykkehøyde kommer litt senere enn nedbørsepisoden. Eksempelvis for brønn 1 følger toppen i hydraulisk trykkehøyde 10 dager etter nedbørsepisoden som var den 04.11.22. Brønn 2 viser en raskere respons på nedbørshendelsene enn brønn 1. Som et eksempel kan en se på 04.november da det regnet 99 mm. Trykkehøyden steg raskt samme dag som nedbøren falt, mens denne stigningen avtok i dagene etterpå. Selve toppen ble nådd den 09.11, fem dager etterpå.

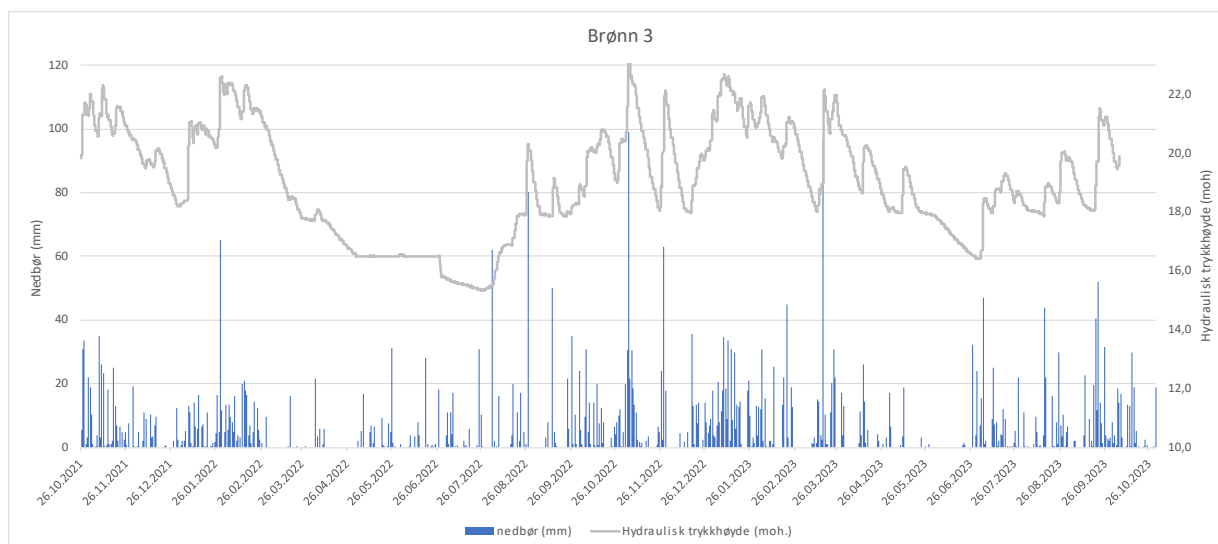
Lave trykkehøyder var målt i mai-juli 2022 og juni-juli 2023. Begge periodene med lavere hydraulisk trykkehøyde korresponderer godt med lite nedbør. Sommeren 2022 var preget av lav hydraulisk trykkehøyde i begge brønner og det var små fluktusjoner. Sommeren 2023 var det

litt større variasjoner i trykkehøyde sammenlignet med sommeren før. Dette sammenfaller med mer nedbør sommeren 2023.



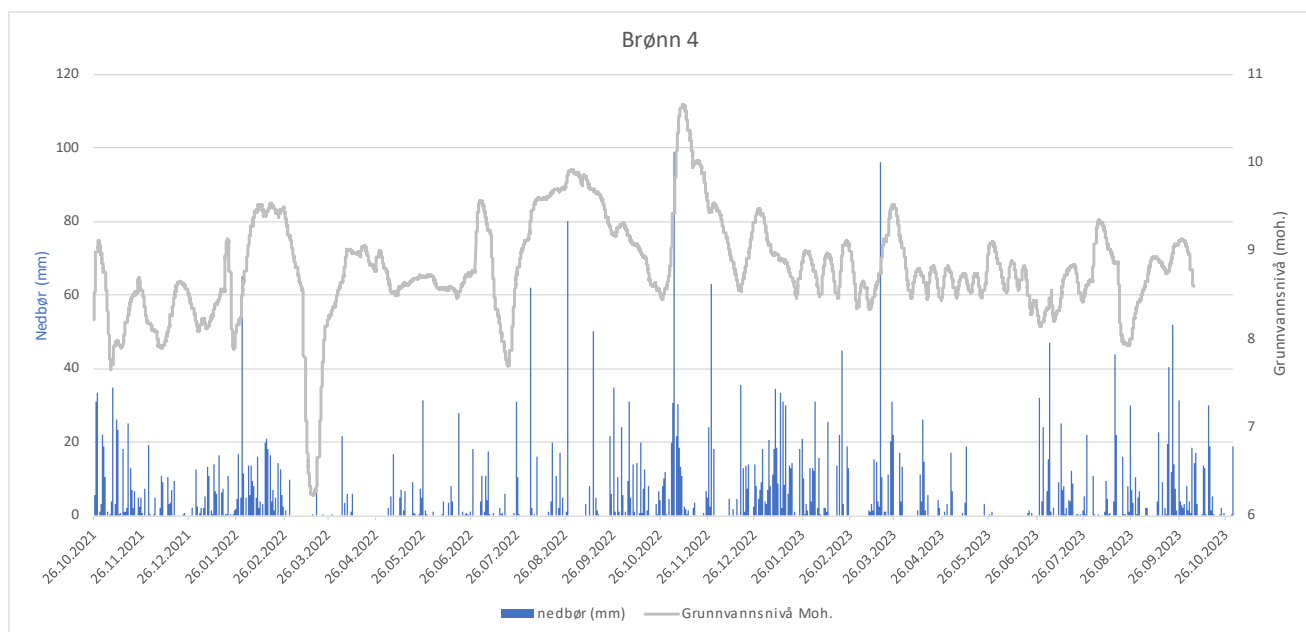
Figur 4-9: Nedbør (stolpediagram) og observert hydraulisk trykkehøyde (linjediagram) i brønn 1 og 2 i perioden 26.10.21-05.10.23.

Brønn 3 (figur 4-10) er boret ned 52 m og ligger på sørsiden av dagbruddet 43 moh. Brønnen er lokalisert 124 m fra havet og går trolig også igjennom en mer gjennomsettende sprekkeseone (figur 1-5B). I denne brønnen er det observert større og hyppigere grunnvannsfluktasjoner enn i brønn 1 og 2. 5. November 2022 var den høyeste grunnvannstanden målt på 22.8 moh., mens den laveste vannstanden ble observert i juli 2022 der vannstanden lå rundt 15,4 moh. Også i denne brønnen er det observert topper i hydraulisk trykkehøyde rett etter nedbørsepisoder. I denne brønnen ser en ikke den samme forsinkelsen i hydraulisk trykkehøyde. Som for eksempel etter 04. november 2022 ble toppen i hydraulisk trykkehøyde nådd dagen etter. Det samme gjelder for mange av de andre nedbørshendelsene. I mai-juni 2022 ser det ut til å være en målefeil i trykkehøyden.



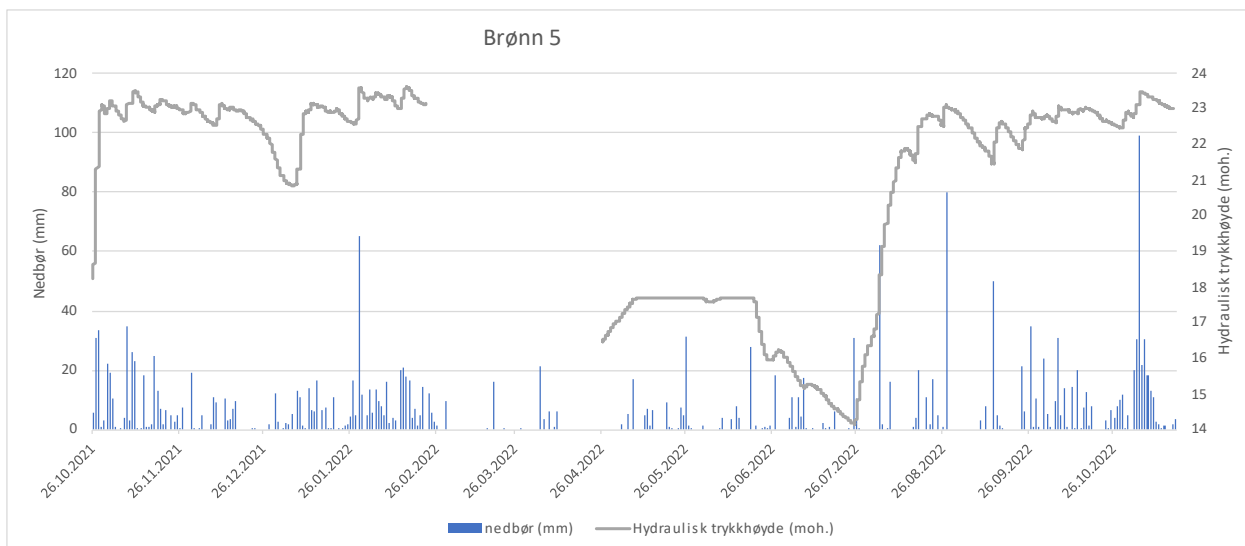
Figur 4-10: Nedbør (stolpediagram) og observert hydraulisk trykkehøyde (linjediagram) for brønn 3 i perioden 26.10.21-05.10.23.

Brønn 4 (figur 4-11) som ligger 103 m fra havet er den sørligste av de åtte brønnene. Toppen av brønnen ligger også høyest i terrenget, på 38,5 moh. Brønn 4 er boret ned i en kartlagt sprekkesone (se figur 1-5B). Den skiller seg ut fra brønn 1 til 3 ved at grunnvannstanden fluktuerer hyppigere og at brønn 4 ikke har vedvarende lav grunnvannstand om sommeren. Høyeste observerte grunnvannstand er på 10,6 moh. og var målt 11.11.2022. Den laveste målte grunnvannstanden var på 6,2 moh. og var målt 16. og 17. mars 2022. I motsetning til hva som er observert i brønn 1-3 var dette en kortvarig periode med lav grunnvannstand. Der perioder med lav vannstand i de andre brønnene har skjedd gradvis gjerne over en måned eller to, var denne perioden over på en uke. Under denne perioden var det ikke registrert nedbør i området. Det var det heller ikke en periode i mai/juni 2023, men her er det ikke observert samme drastiske fall i hydraulisk trykkehøyde. Mange av toppene i trykkehøyde kommer gjerne noen dager etter en betydelig nedbørshendelse, men det er også topper som ikke korresponderer med nedbørshendelser. Eksempelvis toppen rundt 02. juli 2022 og 29. mai 2023.



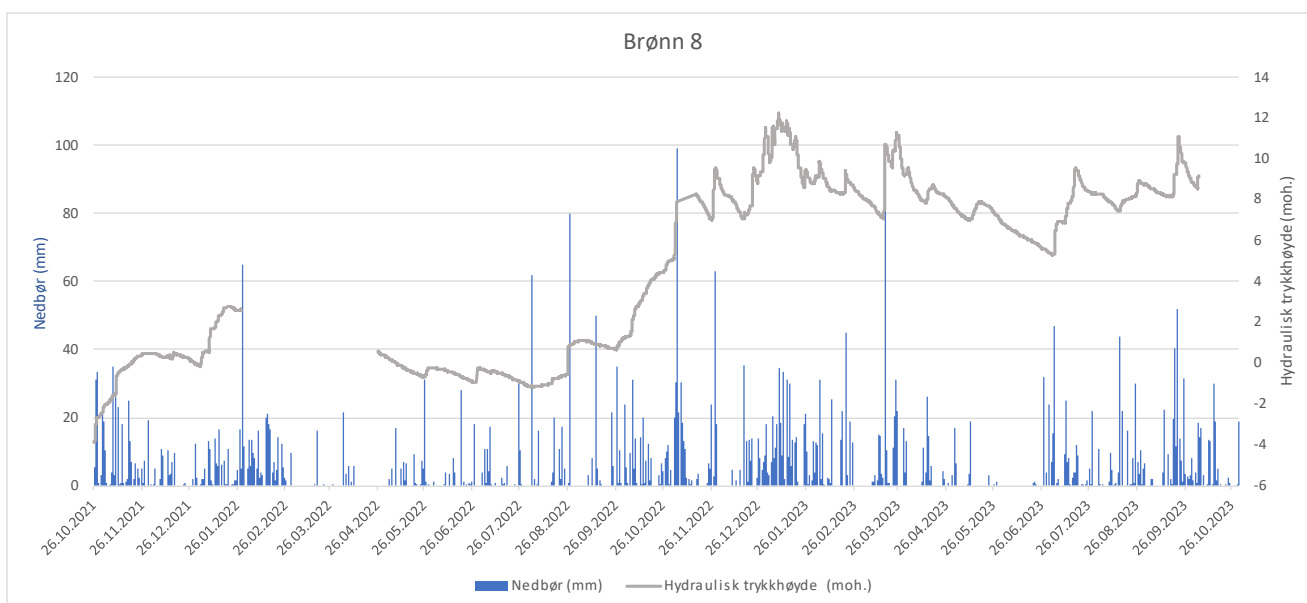
Figur 4-11: Nedbør (stolpediagram) og observert hydraulisk trykkehøyde (linjediagram) for brønn 4 i perioden 26.10.21-05.10.23

Figur 4-12 sammenligner hydraulisk trykkehøyde fra brønn 5 med nedbørsdata i perioden 18.10.21 til 22.11.22. Brønnen ligger sørøst for dagbruddet, 98 m fra havet og 36 moh. målingene ble utført kontinuerlig, bortsett fra et datahull mellom 22. februar og 24. april 2022, da den hydrauliske trykkehøyden trolig sank slik at sensoren hang over grunnvannsnivået. Den hydrauliske trykkehøyden i brønn 5 viser to plataer med moderate fluktuasjoner rundt 23 moh. Dette var vinteren 21/22 og fra august til november 2022, da målingene stanset. I sommermånedene 2022 sank imidlertid grunnvannstanden betydelig, og nådde sitt laveste punkt i slutten av juli med en måling på 14,2 moh. Målingene ble avsluttet 22.november 2022 på grunn av en brønnekollaps som følge av drift i dagbruddet.



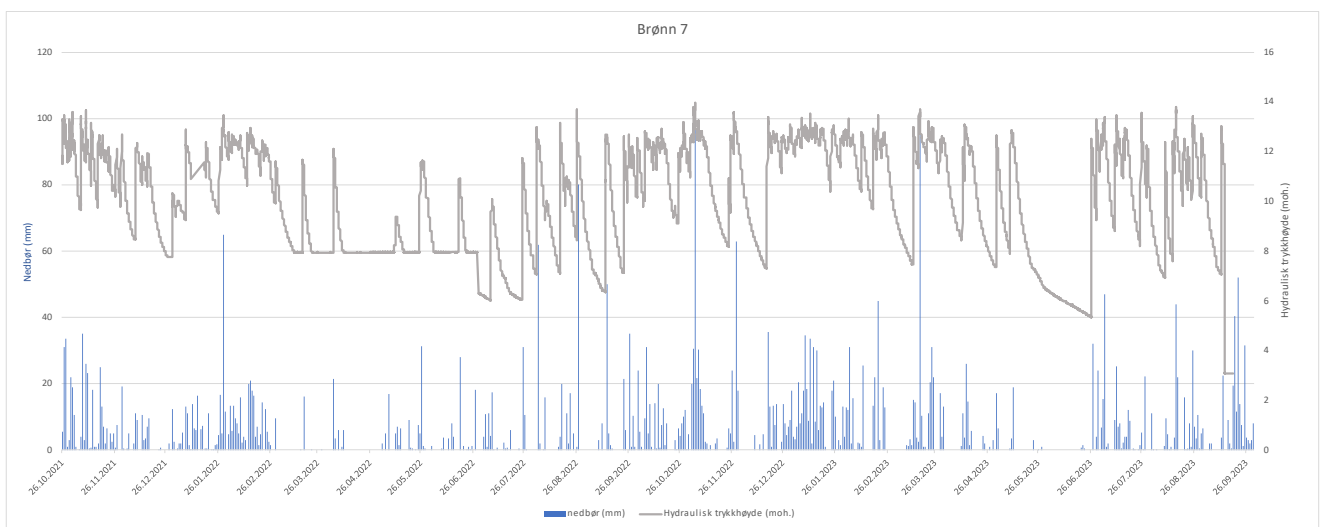
Figur 4-12: Nedbør (stolpediagram) og observert hydraulisk trykkehøyde (linjediagram) for brønn 5 i perioden 18.10.21-22.11.22. I perioden 22.02.22 til 26.04.22 mangler det trykkdata. NB! Merk kortere periode da brønnen ble terminert i slutten av november i 2022.

Brønn 8 er lokalisert nord for brønn 5 og øst for dagbruddet, 56 m fra havet og 32,5 m over havet. Brønnen er 48 m dyp. Det mangler trykkdata i perioden 29.01.22 til 26.04.22. Trykkmålingene viser en markant økning i hydraulisk trykkehøyde under måleperioden. Figur 4-13 illustrerer denne trenden. Fra et startnivå på -3,8 meter under havnivå da målingene startet (26.10.21) til 9,2 moh. da målingene sluttet i november 2023. Sommeren i 2022 hadde betydelig lavere hydraulisk trykkehøyde (0 moh.) enn sommeren 2023 (7 moh.). Høyeste målte trykkehøyde var målt 08. januar 2023 på 12,1 moh. De største nedbørshendelsene korresponderer godt med markant og rask stigning i hydraulisk trykkehøyde.



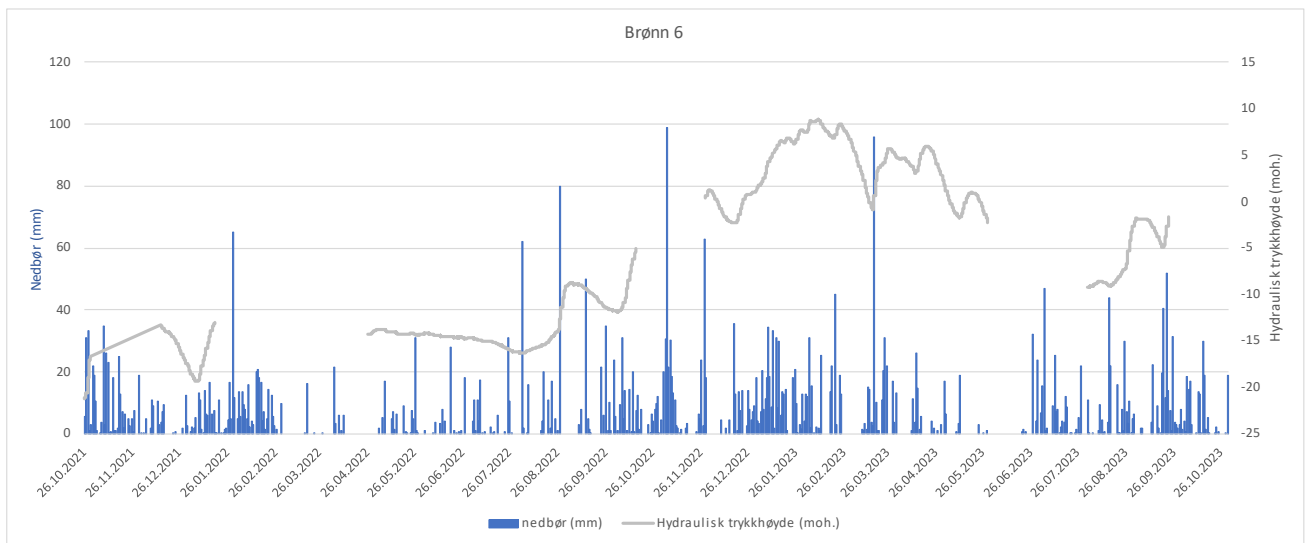
Figur 4-13: Nedbør (stolpediagram) og observert hydraulisk trykkehøyde (linjediagram) for brønn 8 i perioden 18.10.21-05.10.23. I periodene 29.01.22-26.04.22 er det ikke gjort trykkmålinger.

Brønn 7 ligger nordvest for brønn 8 og på østsiden av dagbruddet, 119 m fra havet. Brønnen ligger 25 m over havnivå og er 30 m dyp. Brønnen skiller seg ut fra de andre brønnene med et unikt mønster i hydraulisk trykkehøyde. Som en kan se fra figur 4-14 har denne brønnen hyppige fluktasjoner og ingen klar årsbestemt trend. For hver topp i trykkehøyde øker vannstanden litt raskere enn den synker. Nedbør ser ut til å ha en rask effekt på trykkehøyden. Daglig kan trykkehøyden stige eller synke med flere meter på en dag. Spesielt under de tørre månedene i mai og juni i 2023 var det en vedvarende bunn på 5,3 moh. og uten de store fluktasjonene som er observert ellers i året. Maksimalgrunnvannstand var målt 4. januar 2022 og var på 13,8 moh., men en grunnvannstand på over 13 moh. er ofte observert i brønn 7.



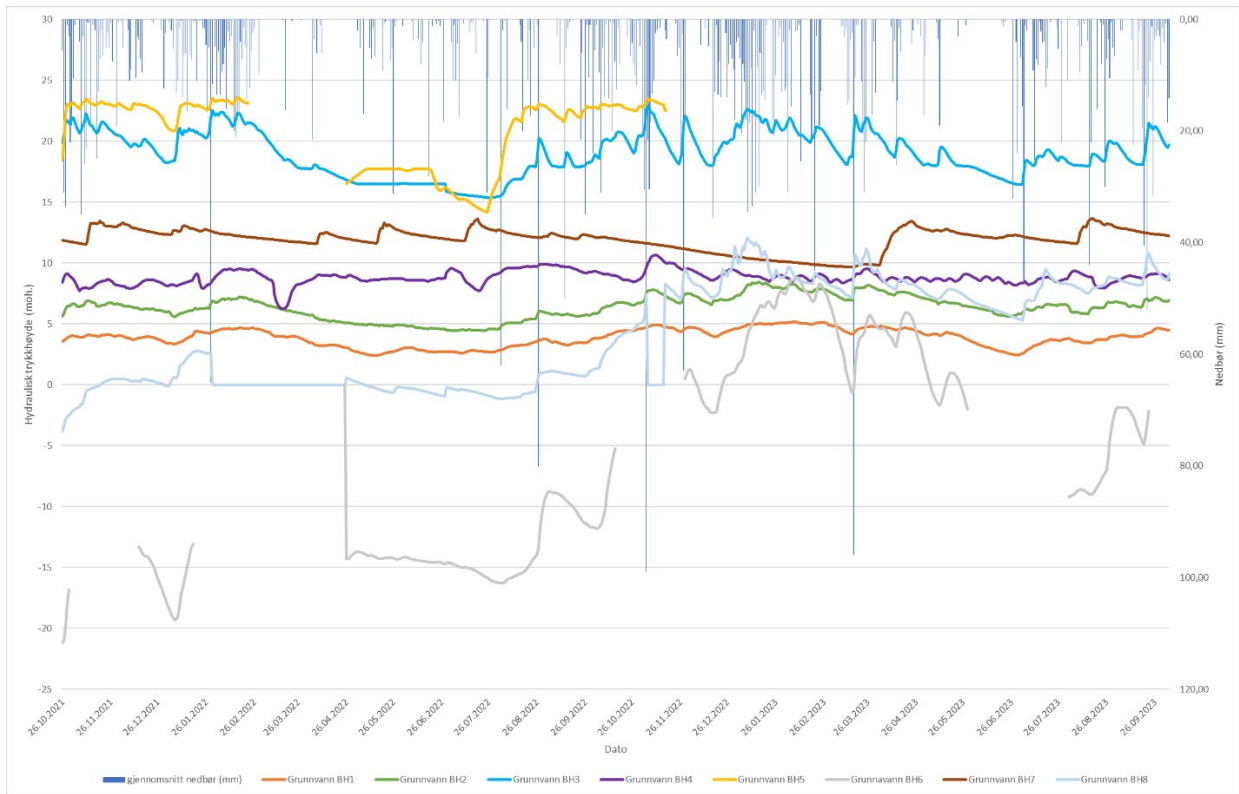
Figur 4-14: Diagram over nedbør (stolpediagram) og observert hydraulisk trykkehøyde (linjediagram) for brønn 7 i perioden 26.10.21-18.09.23

På nordøstsiden av dagbruddet ligger brønn 6. Denne brønnen ligger 255 m fra havet og ca. 600 m fra innsjøen Tothammartjørna. Toppen av brønnen ligger på 30,5 moh. og er 78 m dyp. Som illustrert i figur 4-15 er det flere perioder der det ikke har vært gjort trykkmålinger. Dette gjør det vanskelig å gjøre noen sikre observasjoner med tanke på årstidsvariasjoner. Det er i denne brønnen det er observert de største svingningene i hydraulisk trykkehøyde. Laveste trykkehøyde var på -19,3 m under havnivå (07.01.22) og høyeste trykkehøyde var målt til 8,7 moh. (11.02.23).

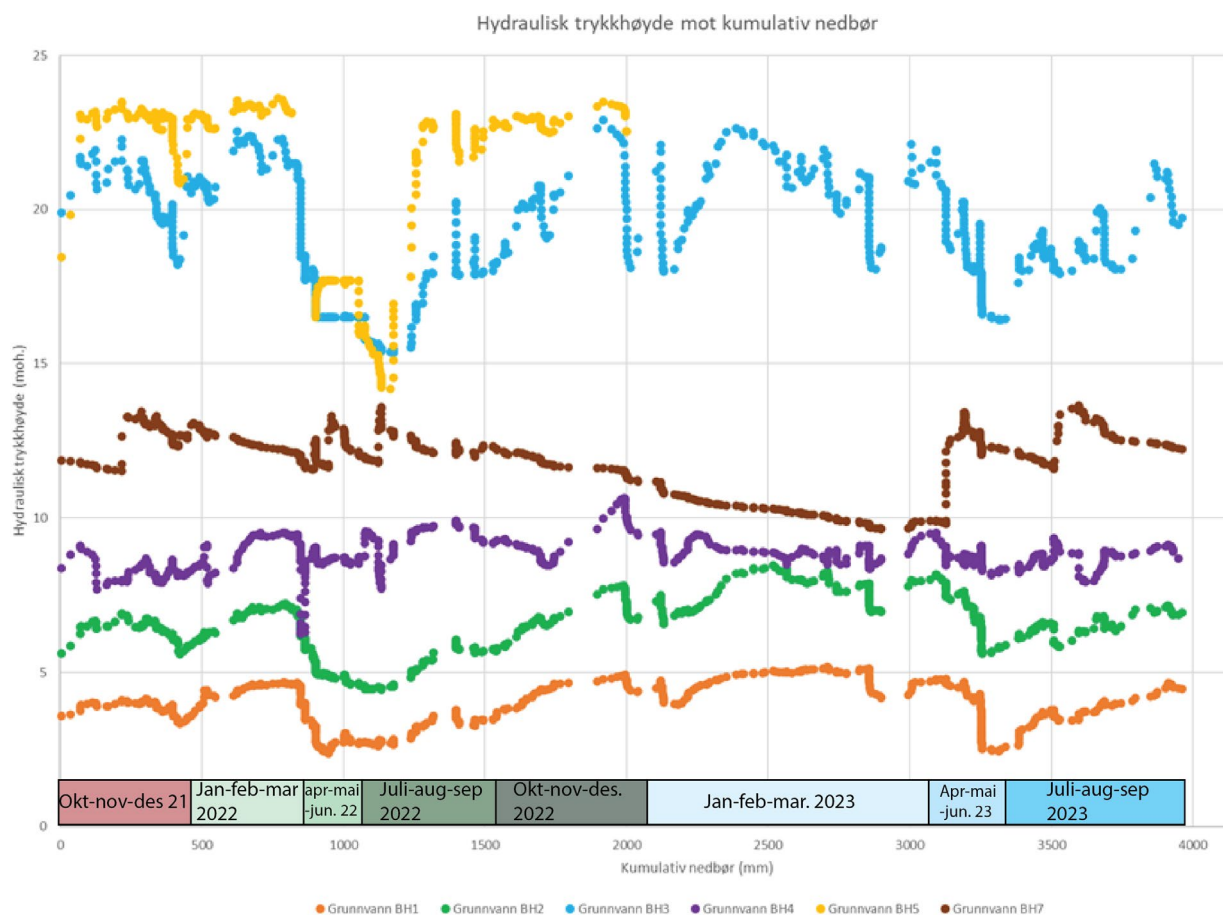


Figur 4-15: Diagram over nedbør (stolpediagram) og observert hydraulisk trykkehøyde (linjediagram) for brønn 6 i perioden 18.10.21- 05.10.23. I periodene 18.01.22-14.03.22, 15.10.22-29.11.22 og 29.05.23-02.08.23 er det ikke gjort trykkmålinger.

For sammenligning og oppsummering viser Figur 4-16 hydraulisk trykkehøyde fra alle brønnene sammenstilt med nedbør. Figur 4-17 viser et daglig gjennomsnitt av hydraulisk trykkehøyde i brønn 1, 2, 3, 4, 5 og 7 sammenstilt med kumulativ nedbør under måleperioden. Brønn 6 og 8 er ikke tatt med her (finnes i vedlegg II), da disse målingene var usammenhengende og viste store fluktueringer i trykkehøyde. Diagrammet viser svært lik trend i hydraulisk trykkehøyde for brønn 1, 2 og 4. Brønn 7 derimot kan til tider vise en nesten invers trend av disse brønnene. Siden det er et daglig gjennomsnitt av trykkehøyde, tar ikke grafen med de daglige fluktuationene i brønn 7. Brønn 3 og 5 har den samme drastiske senkningen i trykkehøyde rundt 1000 mm, men ser ikke ut til å følge mønsteret i de andre brønnene.



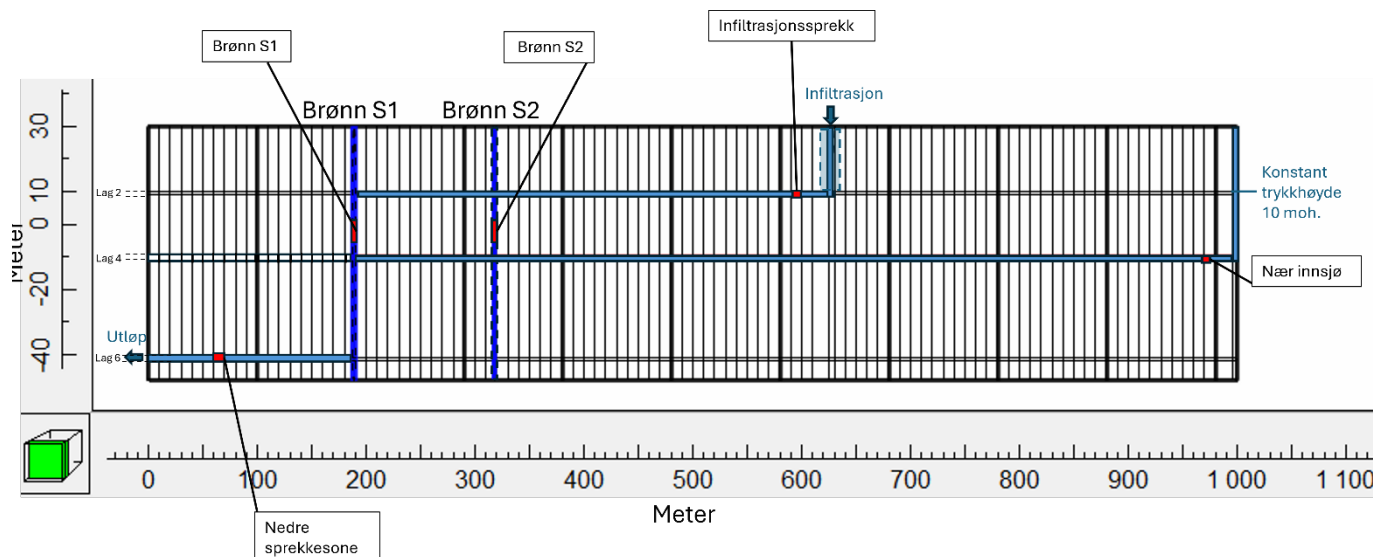
Figur 4-16 Gjennomsnittlig daglig trykkehøyde (linjediagrammer) målt i brønnene sammenstilt med daglig nedbør (mm) i stolpediagram.



Figur 4-17: Daglig gjennomsnitt av hydraulisk trykkhøyde i brønn 1, 2, 3, 4, 5 og 7 sammenstilt med kumulativ nedbør under måleperioden

4.3 Modellresultater

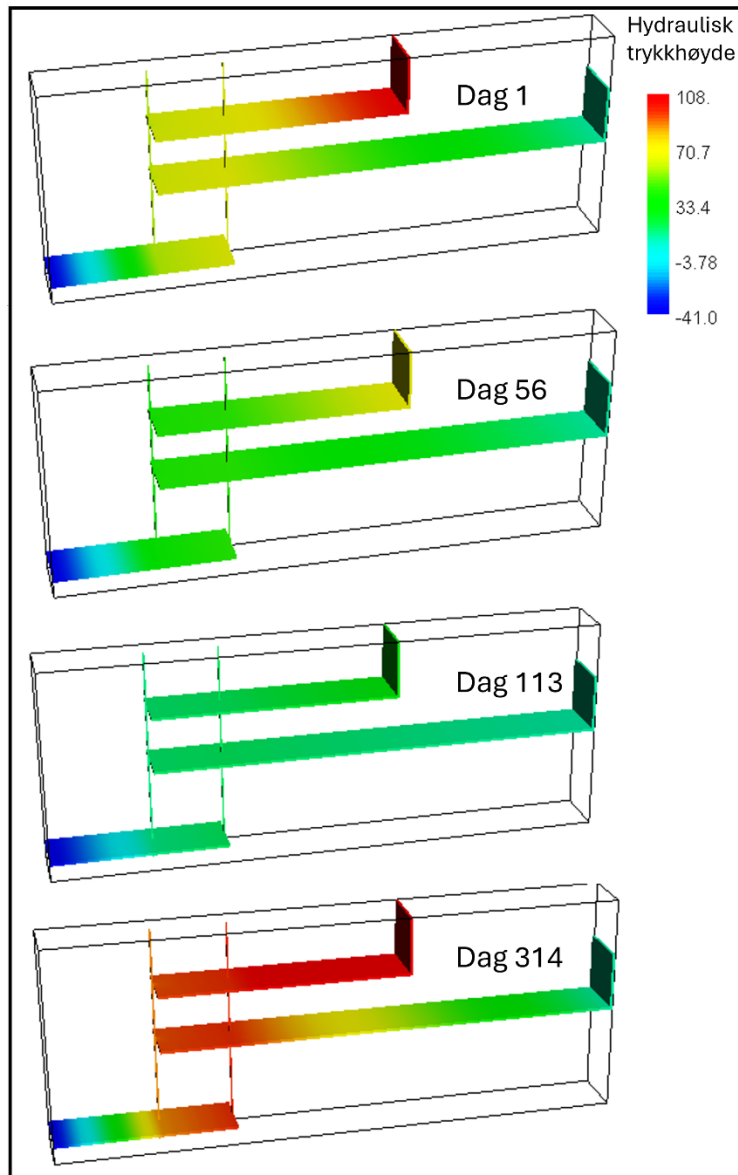
I dette delkapitlet presenteres resultatene fra MODFLOW-modelleringen. Det første scenariet (scenario 1) blir brukt som et sammenligningsgrunnlag for de andre simuleringene som fungerer som en slags sensitivitetsstudie. I det følgende vil ulike diagram over hydraulisk trykkhøyde fra de ulike scenariene bli vist. Disse grafene er hentet ut fra hvert sitt punkt i modellen og er kalt «Nær innsjø», «Innfiltrasjonssprekk», «Brønn S1», «Brønn S2» og «Nedre sprekkeseone». Hvor disse punktene befinner seg er presentert i figuren under (figur 4-18).



Figur 4-18: Viser de ulike plasseringen til de ulike punktene i modellen. Brønn S1 og S2 er forkortelse for Brønn simulert 1 og simulert 2.

4.3.1 Scenario 1

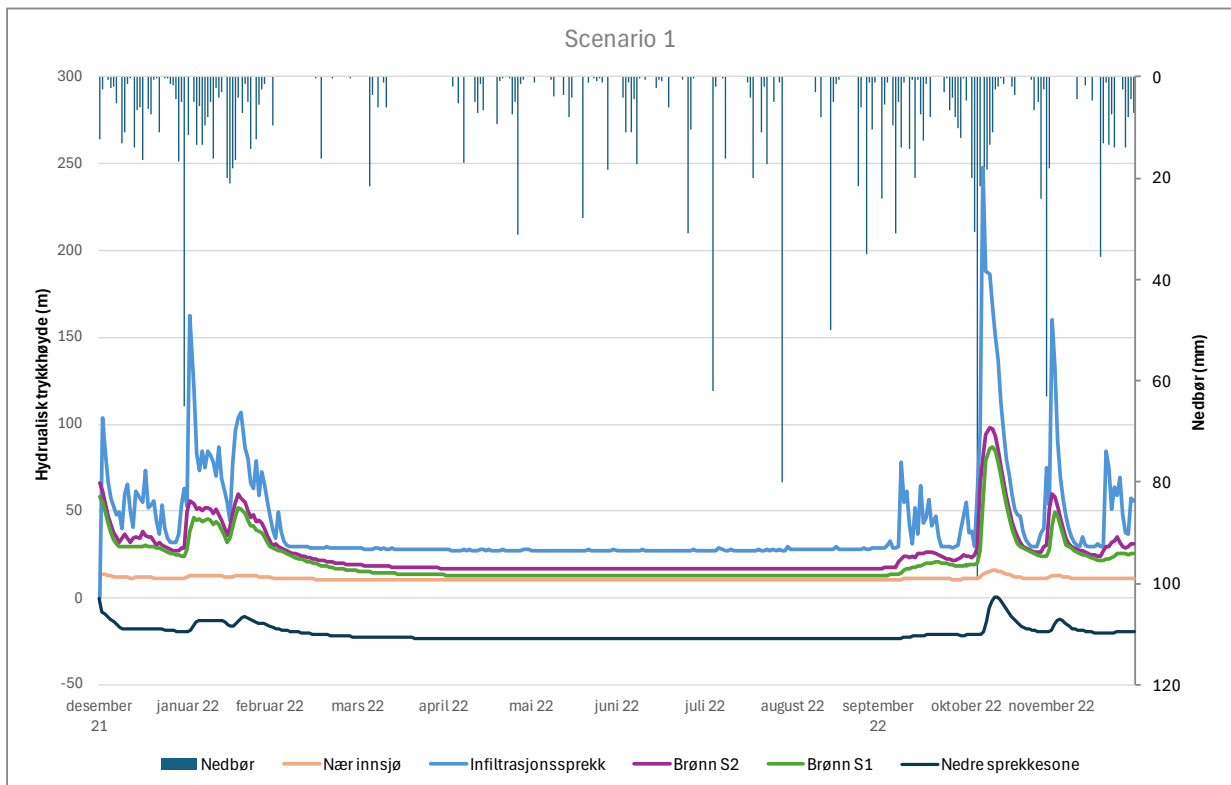
Figur 4-19 viser den simulerte hydrauliske trykkehøyden i 3D på fire ulike dager gjennom et år. Trykkehøyden varierer betydelig, avhengig av infiltrasjonsmengde. Sprekkesone 1, som ligger nær overflaten og sprekkesone A som tillater overflatinfiltrasjon viser særlig høy variasjon. Sprekkesone B som er i kontakt med innsjøen (konstant trykkehøyde) har derimot stabil trykkehøyde. Den nedre sprekkesonen (sprekkesone 3) har en høy horisontal gradient i trykkehøyde på grunn av modellens begrensninger (utløp fra -41 meter under havnivå). Vertikale variasjoner i hydraulisk trykkehøyde i modellens brønner er ikke observert, og brønnene ser ut til å respondere raskt på endringer i vanntrykk.



Figur 4-19: Viser 3D visualisering av modellresultatene fra dag 1, dag 56, dag 113 og dag 314.

Figur 4-20 sammenligner nedbørsdata fra 2022 som ga grunnlaget for infiltrasjon i modellen (2%) med det simulerte hydrauliske vanntrykket i forskjellige punkter over tid (se figur 4-18 for referanse). Under høst- og vintermånedene når det regner hyppig og mye, er det store variasjoner i hydraulisk trykkehøyde, mens i sommermånedene som har sjeldnere nedbør er trykkehøyden i hele modellen veldig stabil. Selv om det var dager med mye nedbør i juli og august ser det ut til at disse nedbørshendelsene ikke var nok til å påvirke trykkehøyden i modellen. I målepunktet som ligger nær innsjøen skiller seg ut ved at trykkehøyden holder seg stabil under hele året, med et lite unntak under en nedbørsperiode i sent i oktober 2022. Den nedre sprekkesonen ser også ut til å ha relative stabile trykkehøyder med kun noen få og små topper i januar/februar og i slutten av oktober. Det tar en dag før infiltrasjonssprekken når

toppen etter en kraftig nedbørshendelse som for eksempel 29.01, mens det tar 2 dager for brønn 2, 3 dager for brønn 1 og hele fem dager for den nedre sprekkesonen.

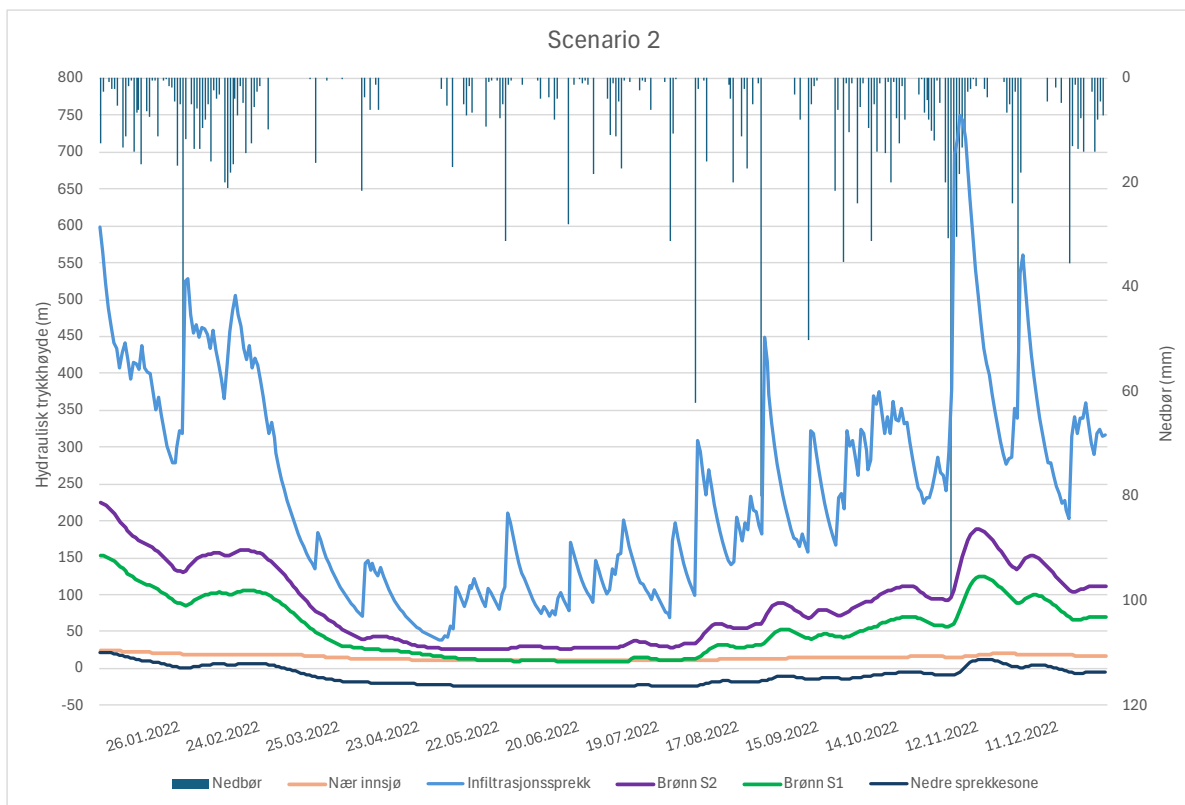


Figur 4-20: Simulerte hydrauliske trykkehøyder fra scenario 1 sammenstilt med nedbør fra 2022. I scenario 1 er $K=1 \cdot 10^{-5}$, 2% av nedbøren fra 2022 er brukt som infiltrasjon i sprekkeseone A og konstant trykkehøyde i sprekkeseone B.

4.3.2 Scenario 2

I scenario 2 ble den hydrauliske ledningsevnen (K) i sprekkeseonene senket til $1 \cdot 10^{-6}$ m/s. Denne endringen resulterte i en uventet og urealistisk økning i trykkehøyden i systemet, som under denne simuleringen når opp til 750 moh., sammenlignet med 250 moh. i scenario 1 (se figur 4-21).

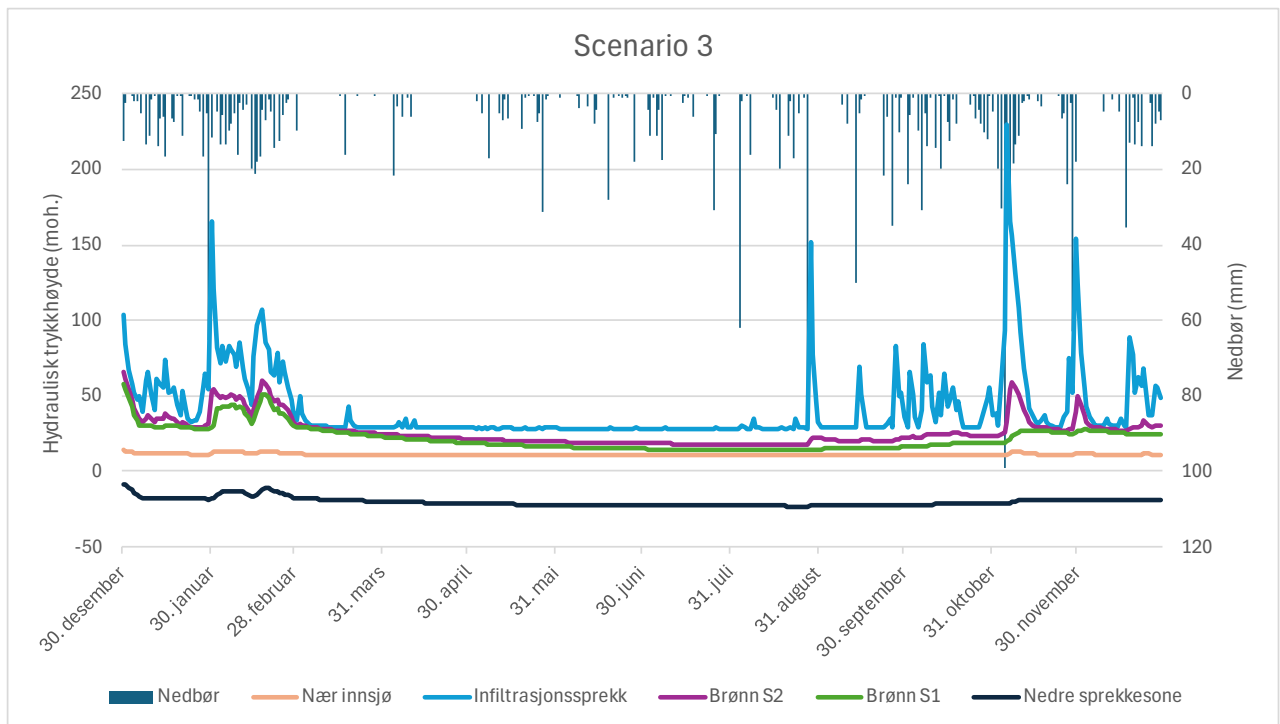
Selv om de høye trykkehøydene ikke er realistiske, kan det være verdifullt å analysere modelleringen nærmere. Ved å senke K , reduseres også sprekketransmissiviteten. Dette fører til en endret nedbørsrespons i infiltrasjonssprekken, med betydelig større variasjon i trykkehøyde i sommermånedene sammenlignet med scenario 1. Sprekkeseone 2 og 3, som er plassert lenger fra infiltrasjonssprekken, beholder derimot stabile trykkehøyder.



Figur 4-21: Simulerte hydrauliske trykkehøyder fra scenario 2 sammenstilt med nedbør fra 2022. Her er K senket til $1 \cdot 10^{-6}$, 2% av årsnedbøren fra 2022 er brukt som infiltrasjon i sprekkese A og konstant trykkehøyde i sprekkese B.

4.3.3 Scenario 3

I scenario 3 (vist i figur 4-22) er den drenerbare porøsiteten eller vannavgivningstallet (S_y) økt fra 0,2 til 0,8 og den hydrauliske ledningsevnen er økt til 0,1 m/s i brønnene. Dette er for å undersøke effekten av mer eller mindre åpne brønner i scenariet. Den nedre sprekkese har et gjennomsnitt på 20% lavere trykkehøyde enn i scenario 1, mens brønn 1 og 2 har i gjennomsnitt henholdsvis 9% og 13% høyere trykkehøyde i løpet av et år. Det er verdt å påpeke at prosentandelen varierer i brønnene og at i perioder i løpet av året er trykkehøyden i scenario 3 bare 47% av scenario 1. Målepunktet nært innsjøen har lik trykkehøyde som scenario 1, mens infiltrasjonssprekkese har 5% lavere trykkehøyde i gjennomsnitt.



Figur 4-22: Simulerte hydrauliske trykkehøyder fra scenario 3 sammenstilt med nedbør fra 2022. Her er den drenerbare porøsiteten eller vannavgivningstallet (S_y) økt til 0,8 og den hydrauliske ledningsevnen er økt til 0,1 m/s i brønnene. Ellers er $K=1 \cdot 10^{-5}$ og 2% av nedbøren fra 2022 er brukt som infiltrasjon i sprekkeseone A. Konstant trykkehøyde i sprekkeseone B.

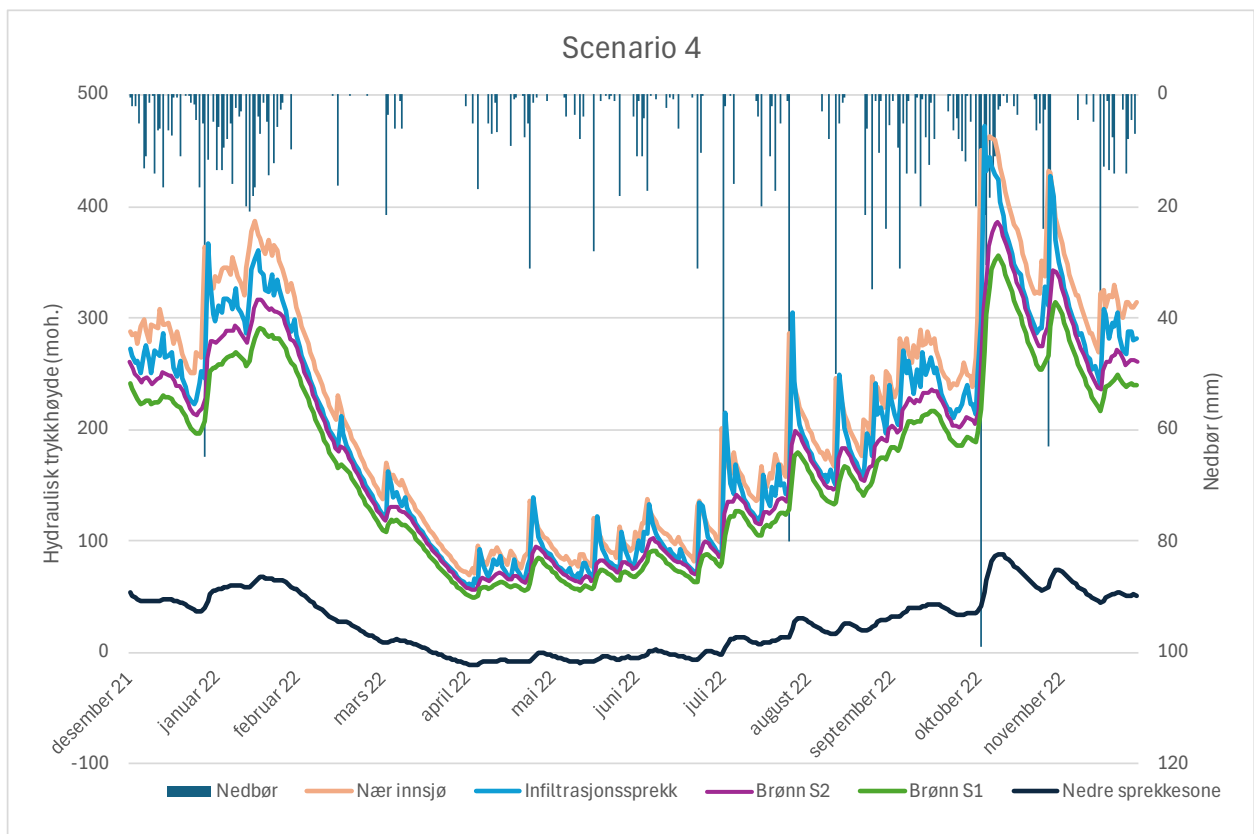
4.3.4 Scenario 4

I scenario 4 ble den konstante trykkehøyden i sprekkeseone B erstattet med overflateinfiltrasjon. To versjoner av simuleringen ble utført. I versjon 1 mottar sprekkeseone B overflateinfiltrasjon basert på 2% av nedbøren, identisk med sprekkeseone A og dermed en fordobling. I versjon 2 mottar begge sprekkeseonene overflateinfiltrasjon basert på 1% av nedbøren, dermed forblir vannmengden inn i systemet den samme som i scenario 1. Målet var å undersøke effekten av økt infiltrasjon og innsjøens effekt på systemet.

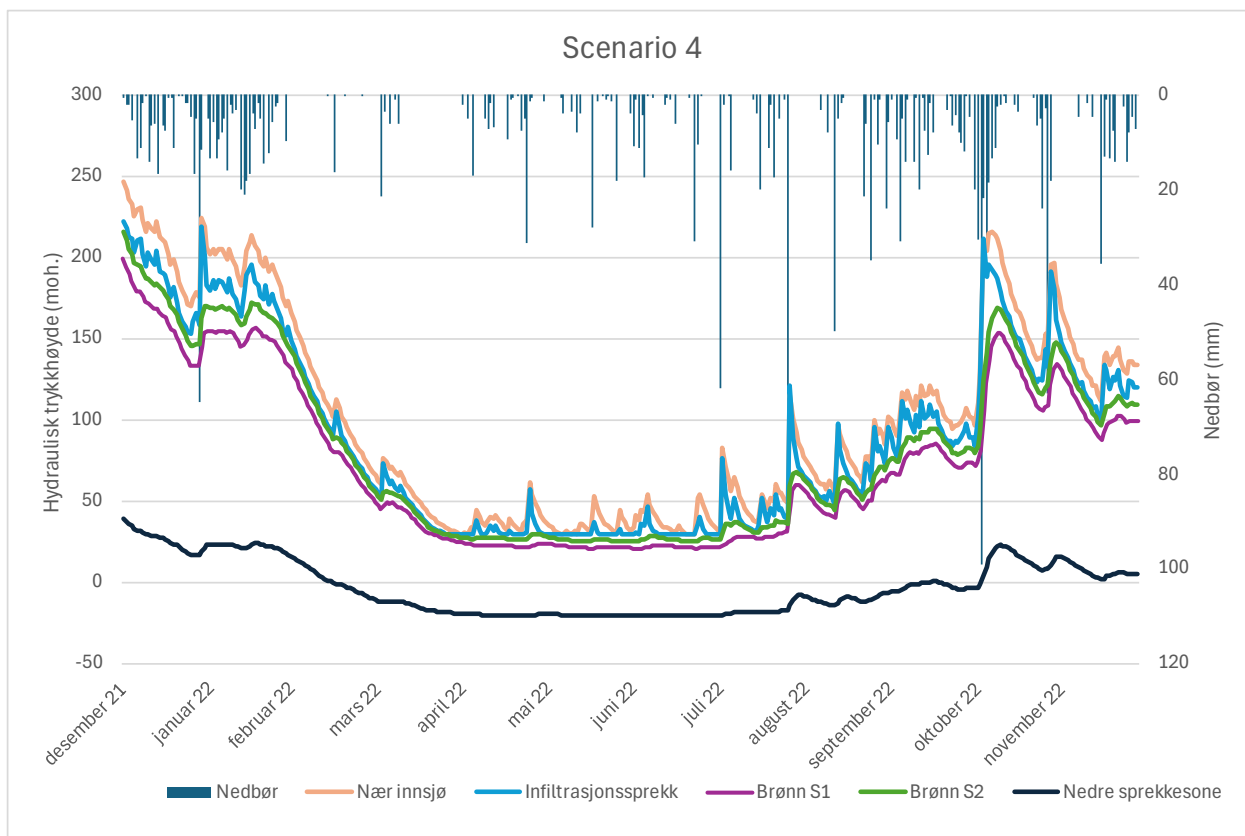
Versjon 1 av scenario 4 gir en interessant observasjon: den forandrede responsen i den nedre sprekkeseonen sammenlignet med de foregående scenariene (se figur 4-23). Uten en konstant trykkehøyde og økt infiltrasjon fluktuerer den hydrauliske trykkehøyden i sprekkeseonen betydelig mer. Til tross for disse fluktuationene er variasjonene i den nedre sprekkeseonen mindre sammenlignet med sprekkeseonene nærmere infiltrasjonsstedet. Sprekkeseonene som ligger nærmest infiltrasjonen (infiltrasjonssprekken og nær innsjø) har hyppige og raske fluktuationer. Toppen i hydraulisk trykkehøyde kommer samme dag eller dagen etter, mens brønn S1 og S2 når toppen to og tre dager etterpå. I den nedre sprekkeseonen når toppunktet rundt fire dager

etter nedbørshendelsen og toppen varer over flere dager. I tillegg observeres det klare årstidsvariasjoner i trykkhøyden i denne simuleringen også.

I versjon 2 er mengden vann inn i systemet den samme som i scenario 1, men den konstante trykkhøyden er fjernet. Dette fører til en lavere trykkhøyde i systemet sammenlignet med versjon 1 (figur 4-24). Trykkhøyden i brønnene fluktuerer mindre, særlig under sommermånedene. Den nedre sprekkeseonen fluktuerer mer enn i scenario 1, men betydelig mindre enn i versjon 1 av dette scenariet.



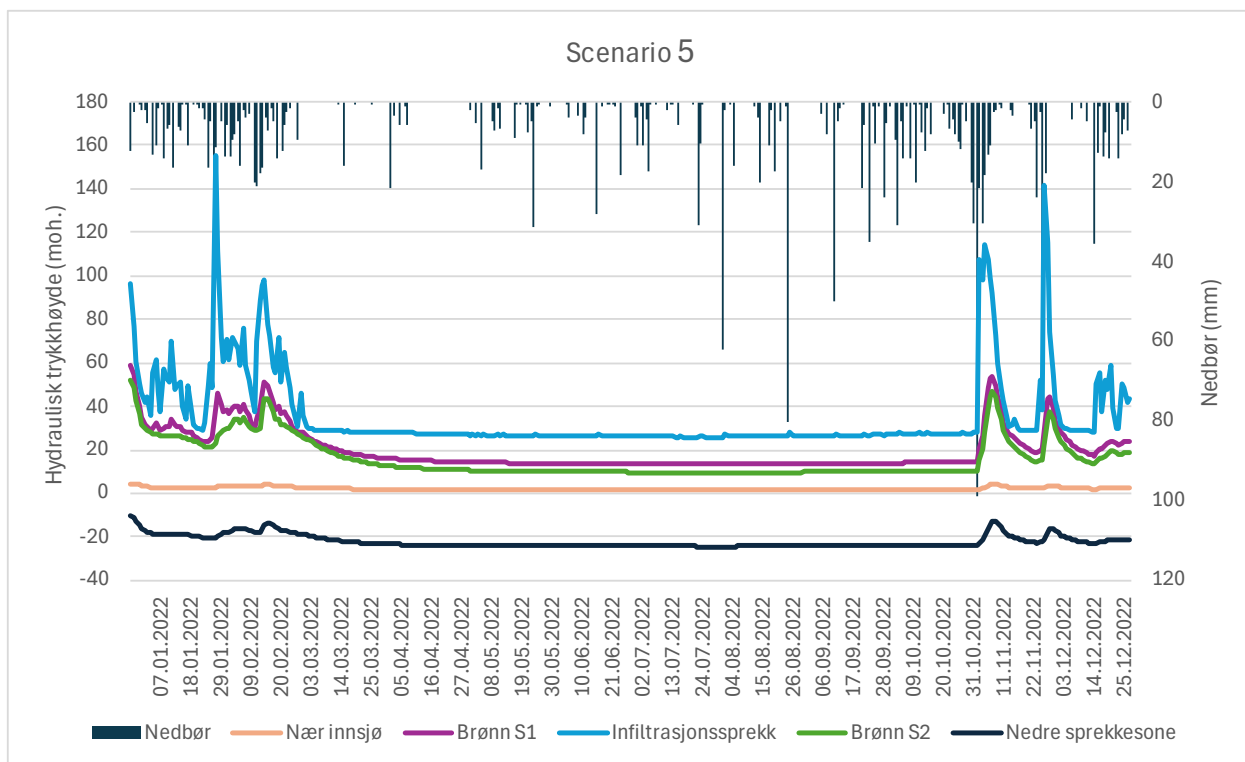
Figur 4-23: Simulerte hydrauliske trykkhøyder fra scenario 4, versjon 1 sammenstilt med nedbør fra 2022. I dette scenariet er den konstante trykkhøyden fjernet og sprekkeseone A og B får overflateinfiltrasjon basert på 2% av nedbøren. Ellers er parameterne like som scenario 1.



Figur 4-24: Simulerte hydrauliske trykkehøyder fra scenarion 4, versjon 2 sammenstilt med nedbør fra 2022. I dette scenariet er den konstante trykkehøyden fjernet og sprekkeseone A og B får overflateinfiltrasjon basert på 1% av nedbøren. Ellers er parameterne like som scenarion 1.

4.3.5 Scenarion 5

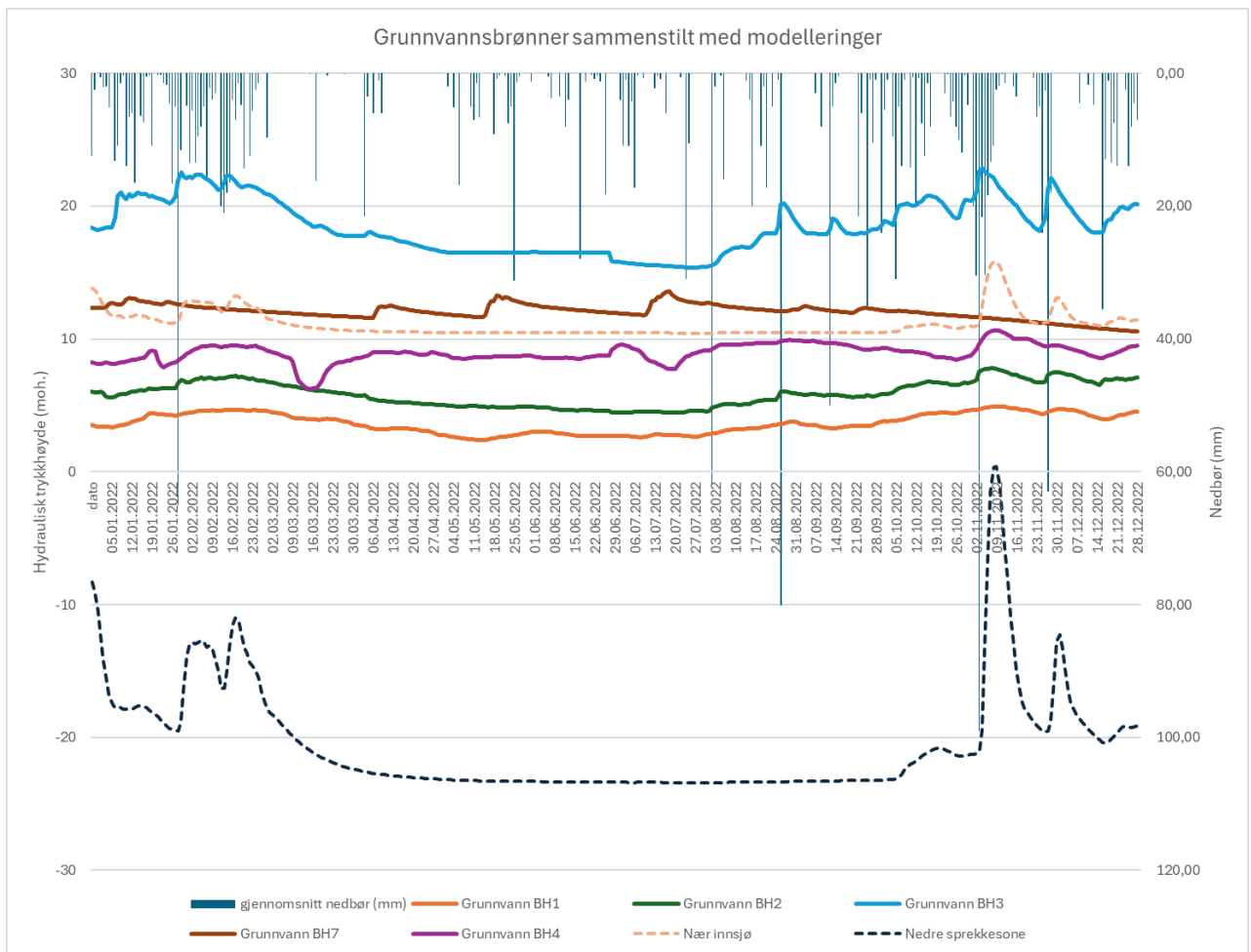
I scenarion 5 ble den konstante trykkehøyden i sprekkeseone B senket fra 10 m til 0 m for å simulere effekten av havet. Som forventet observeres lignende svingninger i trykkehøyde som i scenarion 1 (figur 4-25). Det interessante er imidlertid å se hvordan senkningen varierer i de ulike målepunktene. Målepunktet nærmest den konstante trykkehøyden senkes i gjennomsnitt med 8,9 m, men infiltrasjonssprekken og brønn 2 senkes med 5,9 m. I brønn 1 senkes den gjennomsnittlige trykkehøyden i løpet av året med 5,3 m, og i den nedre sprekkeseonen er den gjennomsnittlige senkningen 1,75 m. Med dette avtar effekten av senkningen gradvis med avstand fra den konstante trykkehøyden.



Figur 4-25: Simulerte hydrauliske trykkehøyder fra scenario 5 sammenstilt med nedbør fra 2022. I dette scenariet er den konstante trykkehøyden senket til 0 moh. Ellers er parameterne like som scenario 1.

4.3.6 Modellering og observerte brønndata

Ved å sammenligne MODFLOW-simuleringer med observerte brønndata kan en øke forståelsen av det virkelige systemet. I figur 4-26 sammenlignes simulerte data fra scenario 1 med grunnvannstand i brønn 1, 2, 3, 4 og 7. Simulerte trykkdata fra den nedre sprekkeseonen og målepunktet fra innsjøen presenteres, da disse viste trykkehøyder som kan sammenlignes med virkelige målinger. Brønn 3 viser spesielt god overenstemmelse med simuleringen. De simulerte toppene i februar, oktober og november samsvarer godt med toppene i grunnvannstand i brønn 3. Lignende topper kan også observeres i brønn 1, 2 og 4. Fluktusjonene i brønn 3 i august og i september er imidlertid ikke gjengitt av simuleringen. Grunnvannsfluktusjonene i brønn 7 fanges heller ikke opp av modelleringen.



Figur 4-26: Daglig gjennomsnittlig hydraulisk trykkhøyde fra fem brønner rundt steinbruddet fra 2022 er sammenstilt med simulerte data (stiplede linjer). Nedbør fra Jøssing værstasjon er vist i stolpediagrammet. BH=Borehull

5. Diskusjon

Målet med denne oppgaven er å undersøke sprekk kontrollert grunnvannstrømning og bedre forståelsen av grunnvannsfluktuasjonene rundt Rekefjord dagbrudd. Denne oppgaven har også hensikt i å identifisere mulige lekkasjepunkter ved et potensielt fremtidig deponi.

5.1 Sprekkekartlegging og hydrogeologisk påvirkning

Målet med å kartlegge sprekknettverket via fjernanalyse var å undersøke om det var en trend i sprekkeretningen rundt dagbruddet og å se om strukturene var kontrollert av den regionale geologien. Ved å undersøke dette vil en kunne si noe om dominerende sprekkeretninger som igjen kan gi informasjon om foretrukket strømningsretninger for grunnvannet. Ved å undersøke sprekknettverket topologisk kan en også få en formening om hvor sammenkoblet sprekkene er og dermed en indikasjon på hvor permeabel berggrunnen er (Sanderson og Nixon, 2015).

Antall sprekker som blir kartlagt er avhengig av målestokken sprekkene blir kartlagt på. Jo lavere målestokk, desto flere sprekker kan bli kartlagt. I den regionale kartleggingen gjort på LIDAR-data kommer to sprekkesett tydelig frem. Ett orientert VNV-ØSØ (sprekkesett 2) og et annet orientert mer NNØ-SSV (sprekkesett 1). To fremtredende sprekkeretningene ble også kartlagt av Karlsen (1997) og av Ferstad (2017), men disse fant et sprekkesett 2 som er orientert mer N-S. Sprekkesett 1 sammenfaller godt med sprekkeretningen som var kartlagt av Slagstad et al. (2022) i forbindelse med oppsprekkingen og kollapsen av den Svekonorvegiske fjellkjeden. Gabrielsen et al., (2002) knytter strøkeretningen NØ-SV også til store kaledonske forkastninger som Hardangerfjord skjærsone og Møre-Trøndelag forkastningszone. Disse strukturene ble dannet under den Kaledonske fjellkjedefoldingen, men er trolig reaktivert flere ganger i løpet av Mesozoikum (Gabrielsen et al 2002;2018). Som også blir påpekt av Gabrielsen et al. (2010) tyder dette på at eldre geologiske strukturer fungerer som svakhetssoner som lett blir reaktivert flere ganger over den geologiske historien.

Den andre sprekkeretningen (VNV-ØSØ) ligner på orienteringen på gangbergartene i området som er orientert VNV-ØSØ. Slagstad (2017) fant også denne sprekkeretningen i deler av sitt studieområde i Åsna-Sira massivet, men da som et mindre markant sprekkesett. Ettersom sprekkorienteringen er i samsvarer med gangbergartene i området, er det grunn til å regne med at de ble dannet under samme tid og stressregime. Montalbano et al. (2016) har datert disse til

å være 616 ± 3 år gamle og at de ble dannet i et tidlig stadium av oppsprekkingen av superkontinentet Rodinia. Også her kan man regne med at strukturene har vært reaktivert i senere tid.

Fra den regionale kartleggingen ble det klart at sprekketettheten er høyere i anortosittprovinsene på hver side av Eia-Rekefjord intrusjonen enn i selve intrusjonen. Dette er trolig et resultat av at overflaten av intrusjonen var preget av vegetasjon og er mindre motstandsdyktig mot forvitring og erosjon enn anortosittene på hver side. Anortosittprovinsene er også preget av bart og eksponert fjell som gjorde sprekkekartleggingen lettere i området. Derfor er den kartlagte lave sprekketettheten i studieområde trolig et resultat av målestokken som ble brukt under kartleggingen og mer vegetasjon i området med lite eksponert barfjell, og ikke en faktisk lavere sprekketetthet. Dette ble klart da sprekkenettverket lokalt rundt steinbruddet ble kartlagt.

Sprekkekartleggingen lokalt viser en mye større variasjon i sprekkeorientering enn den regionale kartleggingen og sprekkenettverket har en høy sprekketetthet. Dette øker sjansen for et kommuniserende sprekkenettverk. En forklaring på høyere variabilitet kan være at en mindre målestokk ble brukt og kanskje at det finnes lokale stressforstyrrelser i området. Sprekkeorienteringen i område 1 og 2 er preget av et sprekkesett som er orientert mot NV-SØ (sett 2) og et annet sprekkesett som er orientert nesten N-S i område 1, mens i område 2 er det orientert mer NNØ-SSV. Med det gjenspeiler sprekkeorienteringen i område 2 mer orienteringen på de storskala lineamentene. Orienteringen viser at det trolig vil være to hovedstrømningsretninger for grunnvannet i området. Sprekkene som er orientert N-S og NNØ-SSV muliggjør i større grad grunnvannskommunikasjon med andre sprekkesystemer nord for steinbruddet. Sprekkene som er orientert NV-SØ tillater i større grad kommunikasjon med havet.

Den topologiske kartleggingen av sprekkenettverket i og rundt steinbruddet har avdekket en høy grad av sammenkobling mellom sprekkeene, med CB verdier på 2 i store deler av nettverket. Så lenge sprekkeene er åpne og ikke fylt med sekundærminerale eller leire, indikerer en høy CB-verdi at berggrunnen kan være mer permeabel enn man tidligere antok. Den høye sprekketettheten og sammenkoblingen viser også at det er mange steder overflatevann kan infiltrere berggrunnen og mate grunnvannet. Område 2 viser imidlertid at det finnes soner som ikke er oppsprukket, og dermed kan hindre grunnvannstrømning. Slike områder vil kun skape anisotropi i de to strømningsretningene og hindre grunnvannskommunikasjon mellom

sprekkesoner. Dette vil ha en viss effekt på grunnvannstrømmen, men utgjør sannsynligvis ikke en dominerende faktor i et område med så høy sprekkesammenkobling.

Den sørøstlige veggen i steinbruddet har enda større variasjon i sprekkorienteringen enn det som kom frem i den tidligere kartleggingen. Kartleggingen viser at sprekkeene er godt sammenkoblet også i dybden. Som påpekt av blant annet Tsang et al., (2005) og Armand et.al., (2014) vil veggen i steinbruddet riktignok være påvirket av flere sprekker på grunn av destruksjonssonen som oppstår i bergmasser etter sprengning og utgraving. Dette kan bety at kartleggingen av denne sonen ikke gir et helt representativt bilde av den egentlige sprekkstrukturen i dybden. Til tross for dette, viser høy sprekketetthet og sammenkobling at bergmassene kan være permeable og å ha høyere hydraulisk ledningsevne enn forventet. Dette kan reise spørsmål om berggrunnen ikke oppfyller kravene til en geologisk barriere rundt et deponi etter Avfallsforskriften kapittel 9. Dette vil bli diskutert ytterligere i kapittel 5-4.

Kunnskap om sammenkoblingen til et sprekknettverk er helt essensielt for å vite noe om de hydrauliske egenskapene til et oppsprukket akvifer, men bør også sammenkobles med borehullsdata og strømningsmålinger (Le Borgne et al. 2006). Videre kan man bruke topologi og sammenkoblingen av sprekknettverket inn i mer avanserte modelleringer. Søvik og Nixon (2017) foreslår også hvordan en kan bruke antallet ulike noder innenfor et areal til å regne ut den effektive permeabiliteten til sprekknettverket. Også programtillegget Network GT for QGIS kan regne ut 2D-strømning i sprekknettverket.

5.2 Observerte variasjoner i hydraulisk trykkehøyde

Overvåkningen av hydraulisk trykkehøyde i brønnene rundt Rekefjord har avslørt store variasjoner over et relativt lite område. Ved dette bekreftes det at grunnvannsstrømning i krystalline og oppsprukne bergarter er svært kompleks. Disse variasjonene i trykkehøyde kan indikere en kompleks oppdeling av grunnvannet i forskjellige sprekkesoner som kommuniserer med hverandre i mer eller mindre grad.

Brønn 1, 2 og 4 viser en lignende respons på nedbørshendelser, med topper i trykkehøyde etter nedbør (se figur 4-16). Særlig gjelder dette brønn 1 og 2 som viser like årstidsvariasjoner og er lokalisert i nærheten av hverandre. Det er dermed grunn til å anta at grunnvannet i disse to brønnene er i kontakt med samme sprekknettverk og/eller styrt av samme grensebetingelser.

Ettersom det er en større forsinkelse i toppene i trykkehøyde i brønn 1 sammenlignet med brønn 2, kan en forklaring være at brønn 2 infiltreres raskere enn brønn 1. En annen forklaring kan være at brønn 1 er i kontakt med færre vannførende sprekker og dermed har en annerledes dynamikk. Figur 4-17 viser at brønn 4 følger lignende mønster som brønn 1 og 2, men fra figur 4-11 er det også tydelig at brønn 4 har kortvarige fall og topper i hydraulisk trykkehøyde uavhengig av nedbør. Noe som kan indikere at brønn 4 er i kontakt med andre sprekkesoner. Også sprenging og drift i dagbruddet kan ha forårsaket dette. Dannelse av nye sprekker, åpning og/eller lukking av eksisterende sprekker kan både forårsake trykkfall og føre til økning i trykk. Alt ettersom om grunnvannet blir raskere drenert eller om mer eller mindre vann tilføres sprekkesystemet. Noen brønner påvirkes kanskje mer av sprengning i dagbruddet enn andre, avhengig blant annet hvor sprengningen utføres.

Brønn 3 har en signifikant høyere hydraulisk trykkehøyde (10-15 meter) og større fluktuasjoner sammenlignet med brønn 1 og 2. Den raske responsen på nedbørshendelser som er observert i brønn 3 kan indikere god kontakt med innstrømningsområdet. En alternativ eller supplerende forklaring kan være at brønnen er i kontakt med et lukket sprekkesystem som reagerer raskere på trykkendringer. Selv om brønn 3 har klare årstidsvariasjoner og ligger mellom 2 og 4, tyder mangelen på likheter i hydraulisk trykkehøyde at det er begrenset kontakt mellom disse.

Brønn 3 og 5 har den høyeste hydrauliske trykkehøyden av alle brønnene og viser likheter i respons på nedbør (figur 4-16), men manglende data fra brønn 5 vanskeliggjør analysen av sammenhengen. Brønn 6 og 8 har lavere hydraulisk trykkehøyde i starten av måleperioden. Trykkehøyden starter på mange meter under havnivå og øker samtidig i trykkehøyde rundt oktober-november i 2022. Dette kan tyde på at også disse to brønnene er i delvis kontakt, men manglende data begrenser analysen. Den lave trykkehøyden i starten av måleperioden kan tyde på lekkasje av grunnvann ut til steinbruddet. Økningen i hydraulisk trykkehøyde kan være forårsaket av endrede strømningsmønstre grunnet nye sprekkesystemer forårsaket av sprengning.

Brønn 7 viser et helt ulikt mønster i hydraulisk trykkehøyde enn de andre brønnene. Det ser ut som grunnvannet responderer veldig raskt på trykkforskjeller, likt det en kan se i pumpepuster i lukkede akviferer. Dette kan indikere at denne brønnen er i et mer lukket sprekkesystem som ikke har mulighet til å utligne trykkforskjeller ved en stigning i grunnvannsspeilet opp/ned i den umettede sonen.

Lei og Lei (2000) analyserte brønner i oppsprukken berggrunn i Korea og fant at de grunne (0,6-1.6 m dype) grunnvannsbrønnene viste raskere respons på nedbørshendelser enn de dype (35 m dype). De grunne brønnene får direkte infiltrasjon, mens de dype brønnene er avhengig av infiltrasjon gjennom et sprekkesystem og vil dermed oppleve en forsinket respons. Studien peker også på at mindre fluktuasjoner i sommermånedene er grunnet at lavere grunnvannstand gir mindre trykk i systemet og dermed lavere strømningshastighet. Dette er særlig observert i brønn 2 i studieområdet. En utvidet umettet sone om sommeren gir også en forsinkelse i responsen hydraulisk trykkehøyde. Ellers så viser brønn 1, 2 og 3 årstidsvariasjoner som er typiske for kystområder med topp i grunnvannsnivå om vinteren og når et bunnivå i løpet av sommeren.

Observasjonene av grunnvannsnivå rundt steinbruddet indikerer at det finnes separate soner med varierende grad av kontakt mellom sonene. Brønndataene viser at sprekkenettverket rundt steinbruddet ikke kan være fullstendig sammenkoblet, slik de topologiske analysene antyder. Dersom sprekkenettverket var fullstendig sammenkoblet, ville man ikke ha observert de store variasjonene i hydraulisk trykkehøyde mellom brønnene. Ettersom brønn 1 og 2 i studieområdet har lav trykkehøyde gjennom måleperioden kan det tyde på at grunnvannet vil strømme mot dette området. Det er også i her berggrunnen som skiller sjøen fra dagbruddet er på sitt tynneste.

Brønnen som lokalisert på vestsiden av steinbruddet og nærmest sjøen har relativt forutsette svingninger i hydraulisk trykkehøyde basert på nedbør og årstid. Disse brønnene ligger isolert og er avgrenset av steinbruddet i øst og sjøen til vest. Det gjør at grunnvannet her primært fylles på av nedbør som infiltrerer berggrunnen helt lokalt. Den begrensede påvirkningen fra eksterne faktorer gir trolig et mer stabilt hydraulisk trykkestregime. I kontrast har brønnene på nordvestsiden mer uforutsette fluktuasjoner. Dette skyldes trolig at de ikke er like isolert og dermed er mer utsatt for påvirkning fra et større innstrømningsområde. Også den NNØ-SSV orienterte sprekkeorienteringen taler for kommunikasjon med sprekkesystemer lenger mot nord-nordøst. Neste kapittel vil knytte modelleringsresultatene til observasjonene i brønnene for å undersøke faktorer som kan påvirke hydraulisk trykkehøyde.

5.3 Hvordan modellering kan forbedre forståelsen av grunnvannstrømningen rundt steinbruddet

For å forstå dynamikken i brønnene bedre, ble det laget en enkel modell i MODFLOW for å undersøke mekanismer som påvirker hydraulisk trykkehøyde. Modellen gir forenklet representasjon av systemet som kan gi innsikt i mekanismene som påvirker trykkehøyden. Også programvaren MODFLOW sin egnethet til å modellere sprekkesystemer skulle undersøkes.

Hydraulisk ledningsevne

Effekten av å endre hydraulisk ledningsevne (K) blir tydelig ved å sammenligne scenario 1 og 2. Ved å senke K i sprekkesonene øker vanntrykket i systemet, og det blir mer sensitivt og responsivt for nedbørshendelser. Dette gjelder spesielt for sprekkesoner nær overflaten som infiltreres av overflatevann. Sprekkesonen nær innsjøen påvirkes i enda mindre grad av nedbørshendelser når den hydrauliske ledningsevnen senkes. Etersom K reduseres, reduseres også transmissiviteten som gjør det vanskeligere for grunnvann å strømme igjennom systemet. Vanntrykket rekker dermed å bygge seg opp ved økt infiltrasjon før grunnvannet kan strømme videre. Kapasiteten til modellens sprekkesystem reduseres ved å senke K.

Hydraulisk ledningsevne i sprekker varierer kraftig over små områder. Den hydrauliske ledningsevnen som ble valgt i modellen var både den samme i alle sprekker og høyere enn det som var målt under brønnboringen. Dette ble gjort for å redusere trykkehøyden som oppstod med lavere hydraulisk konduktivitet. Dermed gir det ikke en realistisk representasjon. Imidlertid påpeker Meréchal et al., (2004) at målt K er en funksjon av skala på målingen og at K har en tendens til å øke med økt målestokk. Dermed kan en litt forhøyet K-verdi sammenlignet med brønnmålinger bli brukt i denne modelleringen og forsvares med at modellen opererte i en større målestokk.

Brønner

Åpne brønner i et sprekkesystem kan fungere som åpne rør som forbinder grunnvann i separate sprekkesoner som tidligere ikke hadde kontakt. Brønnene kan også øke mengden vann som kan oppbevares i systemet. En 40 m dyp brønn med en diameter på 10 cm har et volum på 6,2 m³. En sylindreformet sprekke med en sprekkeåpning på 4 mm måtte vært 49,4 km lang for å romme samme volum. Dermed er det forventet at en åpen brønn vil kunne utligne trykkforskjeller og sette sprekkesystemer som før ikke var i kontakt i kontakt med hverandre. Scenario 3 ble

designet for å undersøke effekten av åpne brønner i sprekkesystemet. Dessverre ser det ut til at modellen ikke fanger opp effekten av å åpne brønnene i særlig grad. Det er mulig et mer komplekst sprekkesystem burde vært innlagt i modelldesignet for å undersøke effekten av brønner bedre. Den nedre sprekken har en simulert lavere trykkehøyde på 20% sammenlignet med scenario 1, noe som kan tyde på at åpne brønner kan utjevne vanntrykket i systemet. Trykkehøyden i brønnene varierer fra å være høyere i perioder og lavere i andre perioder sammenlignet med scenario 1. Høyere trykkehøyde i brønnene er vanskelig forklare, og kan tyde på at programmet og/eller modelldesignet ikke er optimalt.

Konstant trykkehøyde og økt infiltrasjon

Både scenario 4 og 5 undersøker hvordan en konstant trykkehøyde påvirker systemet. Scenario 4 undersøker også hva en økt nedbørspåvirkning og økt infiltrasjon har på systemet. Ved å fjerne den konstante trykkehøyden i sprekkesone B responderer trykkehøyden i systemet på flere av nedbørperiodene. Ved å doble infiltrasjonsraten i versjon 1 forsterkes dette ved at den hydrauliske trykkehøyden øker ved alle nedbørhendelser, også om sommeren. Det kommer frem en klar forsinkelse i systemet. Det er klart at fraværet av kontakt med konstant trykkehøyde øker grunnvannsfluktuasjonene i brønnene. Dermed kan vi si at et sprekkesystem i kontakt og i nærheten av en innsjø eller havnivå stabiliseres. En senkning i den konstante trykkehøyden påvirker først og fremst trykkehøyden i nærheten, og avtar gradvis med distanse. Ved økt infiltrasjon, som kan følge av økt nedbør, er det å forvente hyppigere fluktuasjoner i grunnvannsnivå

Modelleringens nytteverdi.

Sammenligning av modellresultater med brønndata (figur 4-26) gir en nyttig evaluering av modellen bruk av ulike grensebetingelser og parametere. Overensstemmelsen mellom simulerte og observerte data i brønn 3 indikerer at modellen fanger opp sentrale mekanismene som styrer trykkehøyden. Dette bekrefter at deler av sprekkesystemet rundt steinbruddet påvirkes av overflateinfiltrasjon og vil variere med nedbør. Kontakten med en stabil trykkehøyde (innsjø eller havnivå) kan kanskje påvirke deler av sprekkesystemet, som for eksempel brønn 1 og 2, fordi det er observert mindre og sjeldnere fluktuasjoner i trykkehøyde. Imidlertid kan dette også skyldes at sprekkesystemene rundt disse brønnene ikke er i direkte kontakt med overflaten og er avhengig av oppfylling gjennom et større sprekkesystem. Årstidsvariasjonene med høyere trykkehøyde om vinteren enn om sommeren som er observert i brønn 1, 2 og 3 blir også fanget opp av modelleringene.

Modellens begrensninger og programvarens egnethet.

Det er imidlertid viktig å merke seg at modelleringen ikke fanger opp stigningen i hydraulisk trykkehøyde som er observert i brønn 6 og 8 i løpet av 2022. Dette skyldes trolig modellens geometri og grenseverdier. Brønn 6 og 8 blir trolig påvirket av noe annet i tillegg til nedbør. Heller ikke de hyppige fluktusjonene i brønn 7 kan forklares av modelleringen. En av grunnene til dette kan være at modellens minste tidsintervall er satt til et døgn og det samme gjelder for nedbørsdataene som er brukt. Med mindre tidsintervall og en mer detaljert nedbørslogg kunne kanskje noen flere fluktusjoner i trykkehøyde blitt fanget opp.

En av de største begrensningene til modellen er forenklingen av det komplekse sprekkesystemet. Modellen representerer sprekkesystemet som enkle, rette sprekkesoner som er modellert som 1 meter tykke og metertykke kolonner som skal representere brønner, noe som ikke gjenspeiler den faktiske geometrien. Ettersom sprekkekartleggingen viser en kompleks sprekkegeometri er det klart at modellen ikke kan gi realistiske resultater. Dette fører til urealistisk høye trykkehøyder i simuleringene, da modellen presser vann inn i systemet uavhengig av eksisterende trykk. I realiteten ville vannet rent videre på overflaten når systemet når en trykkehøyde høyere enn det høyeste punkt. Også bruk av «drains»-pakken for å modellere vannutløpet resulterte i et konstant trykk i utløpet og urealistiske trykkgradier for å kompensere for dette. I tillegg var modelleringen sensitiv på infiltrasjonsmengde, hvis det var en lengre periode uten infiltrasjon gikk modellen tørr og det kom opp feilmeldinger.

MODFLOW er et program for grunnvannsmodellering, men er ikke optimalisert for kompleks sprekkekontrollert grunnvannstrømning. Å legge inn sprekker er tidskrevende og komplisert, noe som begrenser programvarens evne til å gjenspeile komplekse sprekkegeometrier. Når det er nettopp kompleksiteten til sprekkesystemet som styrer grunnvannsstrømningen kommer en enkel konseptuell modell trolig for kort.

Karay og Hajnal (2015) modellerte sprekkekontrollert strømning i MODFLOW, men brukte modulen «conduit flow process» (CFP) som også tillater ikke-laminær strømning i rørformer. I artikkelen klarte de å verifisere strømning målt i lignende modell i laboratoriet. CFP modulen bør utprøves også i denne studien for å se om de simulerte dataene blir mer verifiserbare og om et mer komplekst sprekkenettverk kan legges inn, men da som rør eller «conduits». Duran an Gill (2021) modellerte grunnvannstrømning i et karstsystem i Irland ved å bruke modulen

«unstructured grid». Denne modulen er mer fleksibel og gjør det enklere å legge inn lag på skrå. «Unstructured grid» bør utprøves i fremtiden for å få en mer realistisk sprekkegeometri på modellen. Ettersom studieområdet har en kompleks sprekkegeometri, en høy sprekketetthet og det er usikkert i hvilke sprekkesoner som er vannførende, ville trolig en DFN-modell eller en annen modelleringsmetode ha representert sprekkenettverket bedre.

5.4 Geologisk barriere og risiko for kontaminering av grunnvann ved et fremtidig deponi

Sprekkekartleggingen avdekker en høy sprekketetthet og sammenkobling i berggrunnen som utgjør den geologiske barrieren i et potensielt deponi. Dette kan føre til høyere hydraulisk ledningsevne i berggrunnen som helhet. Målingene av hydraulisk ledningsevne i berggrunnen gjort av NGI (figur 1-7) tyder også på at deler av berggrunnen ikke kvalifiserer som en geologisk barriere ved deponering. Destruksjonssonen forårsaket av sprengning i steinbruddet skaper ytterligere sprekkesammenkobling og dermed permeabilitet, noe som forverrer barriereegenskapene. Alt dette taler for at en ekstra konstruert barriere er nødvendig for å hindre kontaminering ved et eventuelt deponi i Rekefjord.

Grunnvannsovervåkingen indikerer at strømningsmønstre rundt et fremtidig deponi vil være komplisert, noe som gjør det vanskelig å forutsi eventuelle kontamineringsveier. Raske trykkendringer kan føre til turbulent og kraftigere strømming i sprekkesonene. En kunstig barriere kan dermed være utsatt for erosjon og forvitring fra baksiden. Dette kan føre til svekkelse av barrieren over tid.

I motsetning til den nåværende situasjonen der havet fører en innadvendt hydraulisk gradient mot steinbruddet, kan en oppfylling føre til en omvendt og utadvendt gradient fra deponi og ut mot havet. Ved en lekkasje av deponivann, vil eventuelle forurensinger raskt og effektivt bli transportert ut i havet uten tid for nedbrytning. Et fokuspunkt for utstrømming kan være på nordvestsiden av steinbruddet, der den geologiske barrieren er på sitt tynneste og grunnvannsnivået på det laveste. Også i området rundt brønn 6 bør overvåkes ekstra ved et fremtidig deponi da grunnvannsnivå svinger kraftig her og har tidvis vært under havnivå. Dette kan tyde på et lekkasjepunkt.

6. Sammendrag og konklusjon

Ved å kombinere ulike metoder, som fjernanalyse i ulik skala, tidsserier over hydraulisk trykkehøyde og modellering, har denne studien prøvd å øke forståelsen av grunnvannsstrømning rundt Rekefjord steinbrudd. Fra de presenterte resultatene og diskusjonen som fulgte kan man konkludere med følgende:

- Det er to dominerende sprekkeretninger i området; NV-SØ og NNØ-SSV. Dermed vil det også være to forventede hovedretninger for grunnvannstrømning. Sprekkeretningene muliggjør grunnvannskommunikasjon med sjøen rundt og med andre innstrømningsområder i nord-nordøst.
- Sprekkenettverket i og rundt steinbruddet er godt sammenkoblet. Dette kan føre til god og effektiv grunnvannskommunikasjon i sprekkenettverket.
- Overvåkingen av hydraulisk trykkehøyde fra brønnene rundt steinbruddet bekrefter en kompleks sprekkekontrollert grunnvannstrømning med stor heterogenitet over korte avstander.
- Deler av grunnvannsystemet reagerer raskt på nedbørshendelser, mens andre deler av systemet ser ut til og blir styrt av andre mekanismer.
- Programvaren MODFLOW kan brukes for å simulere hvordan endrede grensebetingelser og parametere kan påvirke grunnvannsdynamikken i et enkelt sprekkesystem.
- Programvaren er ikke egnet for å simulere realistisk sprekkegeometri.
- Rekefjord steinbrudd består av en bergart med sterk mekanisk styrke og lav porøsitet, men oppsprekking gjør at bergarten kan være mer permeabel en først antatt. Dette fører til at en kunstig barriere vil trolig være nødvendig i tillegg til den geologiske, ved et potensielt avfallsdeponi.
- Studien viser viktigheten av å bruke flere metoder og analyseverktøy i vurderingen av sprekkekontrollert grunnvannstrømning for å få med seg usikkerheter og heterogeniteter i systemet.

Videre arbeid:

Etter denne studien er fullført er det flere spørsmål som fortsatt gjenstår. Noen ideer som kan forbedre forståelsen av sprekkekontrollert grunnvannstrømning rundt Rekefjord steinbrudd kan være:

- Bruke sprekkekartleggingen og topologieresultatene inn i en grunnvannsmodellering i en anvendbar programvare og utføre 2D modellering i Network GT.
- Integreere sprekkekartlegging utført i brønner med sprekkekartlegging gjort på overflaten i denne studien.
- Innlemme vannkjemi og isotopdata fra grunnvann, saltvann og bekkevann i studien.
- Utføre pumpetester og se hvordan de andre brønnene responderer på endret hydraulisk trykkehøyde i en brønn.
- Undersøke hvordan sprengning i steinbruddet påvirker grunnvannstanden.
- Undersøke hvordan sprekkeorientering og sprekketetthet langs kysten kan forårsake saltvannintrusjon inn til grunnvannet.

Referanser

- Andersson, M & Lie, J. & Husebye, E. (2007). Tectonic setting of post-orogenic granites within SW Fennoscandia based on deep seismic and gravity data. *Terra Nova*. 8. 558 - 566. 10.1111/j.1365-3121.1996.tb00785.x.
- Berkowitz, B. (2002). Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources*. 25. 861-884. 10.1016/S0309-1708(02)00042-8.
- Bolle, O. Demaiffe, D. & Duchesne, J.C.. (2003). Petrogenesis of jotunitic and acidic members of an AMC suite (Rogaland anorthosite province, SW Norway): A Sr and Nd isotopic assessment. *Precambrian*. 124. 185-512. 10.1016/S0301-9268(03)00086-X.
- Bonnet, E., O. Bour, N. E. Odling, P. Davy, I. Main, P. Cowie, & B. Berkowitz (2001), Scaling of fracture systems in geological media, *Reviews of Geophysics*, 39(3), 347–383, doi:10.1029/1999RG000074.
- Brattli, B. (2009) Fysisk og kjemisk hydrogeologi - Kompendium i faget TGB4205 Hydrogeologi. . 3. utg. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Comte, J. C., Cassidy, R., Nitsche, J., Ofterdinger, U., Pilatova, K., & Flynn, R. (2012). The typology of Irish hard-rock aquifers based on an integrated hydrogeological and geophysical approach. *Hydrogeology Journal*, 20(8), 1569.
- Cramer J., Baranwal V., Bronner M., Dagestad A., Erichsen E., Keiding M., Larsen E., Henrik Schiellerup H. & Solli, A. (2016). Vurdering av geologiske forhold ved potensielle lokaliteter til deponi for uorganisk farlig avfall. *Norges Geologiske Undersøkelse*, Rapportnummer: 2015.055, ISSN: 2387-3515
- Darcy, H. (1856). Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau... un appendice relatif aux fournitures d'eau de plusieurs villes au filtrage des eaux. *Vol. 1. Victor Dalmont, éditeur.*
- Demaiffe, D. & Duchesne, J.C. & Hertogen, J. & Weis, D. (1989). Genesis of monzonitic rocks in the Rogaland anorthositic Province (S. W. Norway). *Precambrian Research* 45, 111-128
- Duchesne, J.C. & Schiellerup, H. (2001). The Iron-Titanium Deposits. *Duchesne J.C. (ed.): The Rogaland Intrusive Massifs – an excursion guide*. NGU Report 2001.029, 56–75.
- Duran, L., & Gill, L. (2021). Modeling spring flow of an Irish karst catchment using Modflow USG with CLN. *Journal of Hydrology*, 597, 125971.
- Eliasson T. (1992). Magma genesis and emplacement characteristics of the peraluminous Sveconorwegian Bohus granite, SW Sweden. *Geologiske Förening Stockholm Förh.* 114, 452-455.
- Fossen, H. (2000). Extensional tectonics in the Caledonides: Synorogenic or postorogenic? *Tectonics*, 19, 213-224.

- Fossen, H. (2010). *Structural geology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Fossen, H., & Dunlap, W. J. (1999). On the age and tectonic significance of Permo-Triassic dikes in the Bergen-Sunnhordland region, southwestern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 79(3), 169–178. <https://doi.org/10.1080/002919699433807>
- Fossen, H., Mangerud, G., Hesthammer, J., Bugge, T. & Gabrielsen, R. H. (1997) The Bjorøy Formation: a newly discovered occurrence of Jurassic sediments in the Bergen Arc System. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 77, 269-287.
- Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dehls, J., & Roberts, D. (2002). Tectonic lineaments of Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 82(3), 153-174.
- Gabrielsen, R. H., Faleide, J. I., Pascal, C., Braathen, A., Nystuen, J. P., Etzelmuller, B., & O'Donnell, S. (2010). Latest Caledonian to Present tectonomorphological development of southern Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 27(3), 709-723.
- Gabrielsen, R. H., Nystuen, J. P., & Olesen, O. (2018). Fault distribution in the Precambrian basement of South Norway. *Journal of Structural Geology*, 108, 269-289.
- Harbaugh, A. W., (1995), Direct solution package based on alternating diagonal ordering for the U.S. Geological Survey modular finite-difference ground-water flow. *USGS Publications Warehouse*, s. 95-288, 10.3133/ofr95288
- Harbaugh, A. W., (2005), MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey modular ground-water model—the Ground-Water Flow Process, *U.S. Geological Survey Techniques and Methods* 6-A16.
- Henriksen, H., & Dale, T. (2018). Groundwater discharge from a rock-slope failure system in phyllitic rocks influencing fjord basin hydrodynamics, Stampa in Aurland, western Norway.
- Henriksen, H. og Nielsen, J.T. (2015) *Innføring i hydrogeologi – undervisningskompendium*. Sogndal, Norge: Høgskolen i Sogn og Fjordane.
- Hsieh, P.A., & Winston, R.B., (2002), User's Guide To Model Viewer, A Program For Three-Dimensional Visualization of Ground-water Model Results, *U.S. Geological Survey Open-File Report* 02-106, 18 s., <https://doi.org/10.3133/ofr02106>
- Hudson, J.A., Bäckström, A. & Rutqvist, J., et al., (2009). Characterising and modelling the excavation damaged zone in crystalline rock in the context of radioactive waste disposal. *Environ. Geol.* 57, 1275–1297. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1554->
- Jiménez-Martínez J., L. Longuevergne, T. Le Borgne, P. Davy, A. Russian, and O. Bour, (2013), Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers: Insights from a frequency domain analysis, *Water Resour. Res.*,49,3007–3023, doi:10.1002/wrcr.20260
- Karay, G., & Hajnal, G. (2015). Modelling of groundwater flow in fractured rocks. *Procedia Environmental Sciences*, 25, 142-149.

- Kartverket (2024, 09. April). API og data: Høgdedata og Djupnedata, *Kartverket*, URL: [Høgdedata og dybdedata | Kartverket.no](#)
- Kirkhusmo, L. A., & Sønsterud, R. (1988). Overvåking av grunnvann. Landsomfattende grunnvannsnnett (LGN).
- Kresic, N., (2010) Modeling. I: Kresic N, Stevanovic Z (eds) Groundwater hydrology of springs. Elsevier, Burlington, s. 165–230
- Lachassagne, P., Wyns, R., & Dewandel, B. (2011). The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23(3), 145-161.
- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., & Banton, O. (1998). Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of hydrology*, 205(3-4), 217-231.
- Larsen, Ø., Fossen, H., Langeland, K. & Pedersen, R.-B. (2003). Kinematics and timing of polyphase post-Caledonian deformation in the Bergen area, SW Norway. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 83.
- Lavoine E, Davy P, Darcel C & Munier R (2020) A Discrete Fracture Network Model With Stress-Driven Nucleation: Impact on Clustering, Connectivity, and Topology. *Front. Phys.* 8:9. doi: 10.3389/fphy.2020.00009
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F. L., & Caudal, J. P. (2006). Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. *Journal of Hydrology*, 328(1-2), 347-359.
- Lee, J. Y., & Lee, K. K. (2000). Use of hydrologic time series data for identification of recharge mechanism in a fractured bedrock aquifer system. *Journal of Hydrology*, 229(3-4), 190-201.
- Lei Q, Latham J-P & Tsang C-F. (2017) The use of discrete fracture networks for modelling coupled geomechanical and hydrological behaviour of fractured rocks. *Comput Geotech.* 85:151–76. doi: 10.1016/j.compgeo.2016.12.024
- Montalbano, S., Diot, H., & Bolle, O. (2016). Asymmetrical magnetic fabrics in the Egersund doleritic dike swarm (SW Norway) reveal sinistral oblique rifting before the opening of the Iapetus. *Journal of Structural Geology*, 85, 18-39.
- NVE. (2023, 30. November) Grunnvann. NVE.no (hentet fra [Grunnvann - NVE](#) 14.04.2024).
- Pasteels, P., Demaiffe, D. & Michot, J., (1979). U–Pb and Rb–Sr geochronology of the eastern part of the south Rogaland igneous complex, southern Norway. *Lithos* 12, 199–208.
- Patel, A. (2019). *Geotechnical investigations and improvement of ground conditions*. Woodhead Publishing.
- Peacock, D. C. P. (2004). Differences between veins and joints using the example of the Jurassic limestones of Somerset. *Geological Society, London, Special Publications*, 231, 209-221.

- Peacock, D. C. P., Nixon, C., Rotevatn, A., Sanderson, D. & Zuluaga, L. (2016), Glossary of fault and other fracture networks. *Journal of Structural Geology*, vol. 92, p. 12-29.
- Peacock, D. C. P., Sanderson, D. J., Bastesen, E., Rotevatn, A. & Storstein, T. H., (2019), Causes of bias and uncertainty in fracture network analysis, *Norwegian Journal of Geology*, 99, 1, <https://dx.doi.org/10.17850/njg99-1-06>
- Ofterdinger, U., MacDonald, A. M., Comte, J. C., & Young, M. E. (2019). Groundwater in fractured bedrock environments: managing catchment and subsurface resources—an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 479(1), 1-9.
- Maréchal, J. C., Dewandel, B., & Subrahmanyam, K. (2004). Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water resources research*, 40(11).
- Mazurek M. (2000), Geological and hydraulic properties of water-conducting features in crystalline rocks. In: Stober I. & Bucher K. (eds) *Hydrogeology of Crystalline Rocks*. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, 3–26.
- Michot, J. & Michot, P., (1969). The problem of the anorthosites. The South-Rogaland igneous complex (Southwestern Norway). *Isachsen, Y.W. (Ed.), Origin of the Anorthosites and Related Rocks*. New York State Museum Science Service Memoir 18, s. 399–410.
- Miljødirektoratet (2024, 08.januar), Vurdering av status og ventet utvikling av mengder, behandlingsmåter og teknologier for håndtering av uorganisk farlig avfall. Oversendelsesbrev til Klima og miljødirektoratet, hentet fra: [Ny statusrapport om uorganisk farlig avfall - Miljødirektoratet \(miljodirektoratet.no\)](https://www.miljodirektoratet.no/ny-statusrapport-om-uorganisk-farlig-avfall)
- Montalbano, S., Diot, H. & Bolle, O. (2016). Asymmetrical magnetic fabrics in the Egersund doleritic dike swarm (SW Norway) reveal sinistral oblique rifting before the opening of the Iapetus. *Journal of Structural Geology*, 85, s. 18-39.
- National Research Council (Ed) (1996). *Rock Fractures and Fluid Flow: Contemporary Understanding and Applications*. Washington, D. C: Natl. Acad.
- Nilsen, E. (2023), Hydraulic properties of the excavation damage zone, [Masteroppgave] *Norges teknisk-naturvitenskaplige universitet*.
- Norkart AS, Sentinel-2 cloudless – <https://s2maps.eu> by EOX IT Services GmbH (Contains modified Copernicus Sentinel data 2016 & 2017), Geovekst og kommunene, Norkart AS, Geovekst, Statens Kartverk, NASA
- Nyberg, B., Nixon, C. W., & Sanderson, D. J. (2018). NetworkGT: A GIS tool for geometric and topological analysis of two-dimensional fracture networks. *Geosphere*, 14(4), 1618-1634.
- Rekefjord-stone (u.å), Om Rekefjord Stone, Hentet 16.februar 2024 fra <https://rekefjord-stone.no/om-rekefjord-stone/>
- Olaussen, S., Larsen, B.T. & Steel, R., (1994). The Upper Carboniferous-Permian Oslo rift:

basin fill in relation to tectonic development. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 17, 175–197.

- Pedersen, R.B., Furnes, H. & Dunning, G.R., (1988). Some Norwegian ophiolite complexes reconsidered. *Norwegian Geological Survey Special Publication 11*, 80–85.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A., & Rangnes, K. (2013). Landet blir til. *Norges geologi: Norsk Geologisk Forening, Trondheim*.
- Salve, R., Ghezzehei, T. A., & Jones, R. (2008). Infiltration into fractured bedrock. *Water resources research*, 44(1).
- Sanderson, D. J. & Nixon, C. W. (2015), The use of topology in fracture network characterization. *Journal of Structural Geology*, vol. 72, s. 55-66.
- Schärer, U., Wilmart, E. & Duchesne, J.-C., (1996). The short duration and anorogenic character of anorthosite magmatism: U–Pb dating of the Rogaland complex, Norway. *Earth Planet. Sci. Lett.* 139, 335–350.
- Scheiber, T., Fredin, O., Viola, G., Jarna, A., Gasser, D. & Łapińska-Viola, R. (2015). Manual extraction of bedrock lineaments from high-resolution LiDAR data: methodological bias and human perception. *GFF*, 137, 362-372.
- Schwartz, F. W., & Zhang, H. (2003). *Fundamentals of groundwater*. John Wiley & Sons.
- Se Norge (2024), Jøssingfjord stasjon TITANIA, Hentet 24.01.24 fra [SeNorge - Se snøkart og klimakart for hele Norge](#).
- Seeburger, D. A., & Zoback, M. D. (1982). The distribution of natural fractures and joints at depth in crystalline rock. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B7), 5517-5534.
- Sethi, R., Di Molfetta, A. (2019). Basic Concepts. In: *Groundwater Engineering*. Springer Tracts in Civil Engineering . Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-20516-4_1
- Sigmond, E. M., Bryhni, I., & Jorde, K. (2013). *Norsk geologisk ordbok: med engelsk-norsk ordliste*. Akademika.
- Singhal, B.B.S. & Gupta, R.P. (1999). *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 400 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-015-9208-6>.
- Slagstad, T., Henderson, I., Roberts, N., Kulakov, E., Ganerød, M., Kirkland, C., Creaser, R., & Coint, N. (2022). “Anorthosite formation and emplacement coupled with differential tectonic exhumation of ultrahigh-temperature rocks in a Sveconorwegian continental back-arc setting.” *Precambrian Research*. 376. 10.1016/j.precamres.2022.106695.
- Sævik, P. N., & Nixon, C. W. (2017). Inclusion of topological measurements into analytic estimates of effective permeability in fractured media. *Water Resources Research*, 53(11), 9424-9443.

- Sørensen, G., Skogesal, O. & Mekki M., (2023), Vurdering av status og ventet utvikling av mengder, behandlingsmåter og teknologier for håndtering av uorganisk farlig avfall, *Mepex på vegne av miljødirektoratet*, Prosjektnummer: 2037, 26 s.
- Tsang, C. F., Bernier, F., & Davies, C. (2005). Geohydromechanical processes in the Excavation Damaged Zone in crystalline rock, rock salt, and indurated and plastic clays—in the context of radioactive waste disposal. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42(1), 109-125.
- Tariq, B., French, H. K., Polteau, S., Anschutz, H. & Røseth K., (2024). Site investigation of the natural geological barrier of a rock quarry as a potential new landfill site. *Abstract vol. Nordic geological winter meeting*. Spes pub. 5
- Thorne, G.A. & Gascoyne, M. (1993). Groundwater recharge and discharge characteristics in granitic terranes of the Canadian shield. *Memoires of the XXIVth Congress of International Association of Hydrogeologists, Ås, Oslo*, 368–374.
- Ulvik, A., Marker, M. & Erichsen E. (1998), *Pukkundersøkelser i Rekeffjord (rapportnr 982700)* NGU.
- Vander Auwera, J., Bolle, O., Bingen, B., Liégeois, J. P., Bogaerts, M., Duchesne, J. C., ... & Longhi, J. (2011). Sveconorwegian massif-type anorthosites and related granitoids result from post-collisional melting of a continental arc root. *Earth-Science Reviews*, 107(3-4), 375-397.
- Wilson, J. R., Andersen, R. K., & Schou, T. F., (2021). The Koldal and Løyning intrusions, Rogaland. *Norwegian Journal of Geology* 101, 202106. <https://dx.doi.org/10.17850/njg101-2-1>
- Winston, R.B., (2009), ModelMuse-A graphical user interface for MODFLOW-2005 and PHAST: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A29, 52 s.
- Winston, R.B., 2020, GW_Chart version 1.30 : U.S. Geological Survey Software Release, 26 June 2020, <https://doi.org/10.5066/P9Y29U1H>
- Winston, R.B., (2014), Modifications made to ModelMuse to add support for the Saturated-Unsaturated Transport model (SUTRA): *U.S. Geological Survey Techniques and Methods*, book 6, chap. A49, 6 s.
- Winston, R.B., & Goode, D.J., (2017), Visualization of groundwater withdrawals: *U.S. Geological Survey Open-File Report 2017–1137*, 8 s.
- Zhou, C-B., Chen, Y-F., Hu, R. & Yang, Z., (2023), Groundwater flow through fractured rocks and seepage control in geotechnical engineering: Theories and practices, *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, Volume 15, Issue 1. P. 1-36, ISSN 1674-7755, <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2022.10.001>.
- Zhou, Y., & Li, W. (2011). A review of regional groundwater flow modeling. *Geoscience frontiers*, 2(2), 205-214.
- Zou, L., & Cvetkovic, V. (2020), Inference of transmissivity in crystalline rock using flow logs under steady-state pumping: Impact of multiscale heterogeneity. *Water Resources Research*, 55, e2020WR027254. <https://doi.org/10.1029/2020WR027254>

VEDLEGG I

Nedjustert nedbørsdata fra Jøssing værstasjon 2022

dato	0,2 % av nedbøren i 2022
31.12.2021	5,78704E-08
01.01.2022	0
02.01.2022	1,38889E-08
03.01.2022	4,86111E-08
04.01.2022	4,62963E-08
05.01.2022	1,2037E-07
06.01.2022	0
07.01.2022	3,05556E-07
08.01.2022	2,5463E-07
09.01.2022	3,47222E-08
10.01.2022	6,94444E-09
11.01.2022	3,24074E-07
12.01.2022	1,50463E-07
13.01.2022	1,38889E-07
14.01.2022	3,81944E-07
15.01.2022	0
16.01.2022	1,48148E-07
17.01.2022	1,71296E-07
18.01.2022	1,15741E-08
19.01.2022	9,25926E-09
20.01.2022	2,5463E-07
21.01.2022	0
22.01.2022	6,94444E-09
23.01.2022	4,62963E-09
24.01.2022	3,47222E-08
25.01.2022	3,93519E-08
26.01.2022	1,04167E-07
27.01.2022	3,84259E-07
28.01.2022	1,15741E-07
29.01.2022	1,50463E-06
30.01.2022	2,68519E-07
31.01.2022	0
01.02.2022	1,13426E-07
02.02.2022	3,125E-07
03.02.2022	1,31944E-07
04.02.2022	3,125E-07
05.02.2022	2,19907E-07
06.02.2022	1,85185E-07
07.02.2022	1,15741E-07
08.02.2022	3,7037E-07
09.02.2022	5,09259E-08

10.02.2022	9,25926E-08
11.02.2022	6,94444E-08
12.02.2022	0
13.02.2022	4,62963E-07
14.02.2022	4,86111E-07
15.02.2022	4,16667E-07
16.02.2022	3,81944E-07
17.02.2022	9,25926E-08
18.02.2022	1,62037E-07
19.02.2022	3,47222E-08
20.02.2022	1,11111E-07
21.02.2022	3,31019E-07
22.02.2022	0
23.02.2022	2,87037E-07
24.02.2022	1,2963E-07
25.02.2022	5,78704E-08
26.02.2022	3,47222E-08
27.02.2022	0
28.02.2022	0
01.03.2022	2,24537E-07
02.03.2022	0
03.03.2022	0
04.03.2022	0
05.03.2022	0
06.03.2022	0
07.03.2022	0
08.03.2022	0
09.03.2022	0
10.03.2022	0
11.03.2022	0
12.03.2022	0
13.03.2022	0
14.03.2022	0
15.03.2022	0
16.03.2022	2,31481E-09
17.03.2022	0
18.03.2022	0,000000375
19.03.2022	0
20.03.2022	0
21.03.2022	0
22.03.2022	6,94444E-09
23.03.2022	0
24.03.2022	0
25.03.2022	0
26.03.2022	0
27.03.2022	0

28.03.2022	2,31481E-09
29.03.2022	0
30.03.2022	0
31.03.2022	0
01.04.2022	0
02.04.2022	0
03.04.2022	0
04.04.2022	4,97685E-07
05.04.2022	8,10185E-08
06.04.2022	0
07.04.2022	1,38889E-07
08.04.2022	0
09.04.2022	2,5463E-08
10.04.2022	1,38889E-07
11.04.2022	0
12.04.2022	0
13.04.2022	0
14.04.2022	0
15.04.2022	0
16.04.2022	0
17.04.2022	0
18.04.2022	0
19.04.2022	0
20.04.2022	0
21.04.2022	0
22.04.2022	0
23.04.2022	0
24.04.2022	0
25.04.2022	0
26.04.2022	0
27.04.2022	0
28.04.2022	0
29.04.2022	0
30.04.2022	0
01.05.2022	0
02.05.2022	0
03.05.2022	4,62963E-08
04.05.2022	0
05.05.2022	1,18056E-07
06.05.2022	0
07.05.2022	3,91204E-07
08.05.2022	0
09.05.2022	0
10.05.2022	0
11.05.2022	1,15741E-07
12.05.2022	1,62037E-07

13.05.2022	3,47222E-08
14.05.2022	1,52778E-07
15.05.2022	0
16.05.2022	0
17.05.2022	0
18.05.2022	0
19.05.2022	2,12963E-07
20.05.2022	1,85185E-08
21.05.2022	9,25926E-09
22.05.2022	0
23.05.2022	6,94444E-09
24.05.2022	1,73611E-07
25.05.2022	1,15741E-07
26.05.2022	7,22222E-07
27.05.2022	3,00926E-08
28.05.2022	1,15741E-08
29.05.2022	0
30.05.2022	0
31.05.2022	0
01.06.2022	2,77778E-08
02.06.2022	0
03.06.2022	0
04.06.2022	0
05.06.2022	0
06.06.2022	0
07.06.2022	1,15741E-08
08.06.2022	8,7963E-08
09.06.2022	0
10.06.2022	0
11.06.2022	8,10185E-08
12.06.2022	0
13.06.2022	1,85185E-07
14.06.2022	9,25926E-08
15.06.2022	0
16.06.2022	0
17.06.2022	0
18.06.2022	6,48148E-07
19.06.2022	0
20.06.2022	2,77778E-08
21.06.2022	0
22.06.2022	4,62963E-09
23.06.2022	2,08333E-08
24.06.2022	6,94444E-09
25.06.2022	2,77778E-08
26.06.2022	0
27.06.2022	4,21296E-07

28.06.2022	0
29.06.2022	0
30.06.2022	0
01.07.2022	0
02.07.2022	9,25926E-08
03.07.2022	2,52315E-07
04.07.2022	2,31481E-08
05.07.2022	2,5463E-07
06.07.2022	9,9537E-08
07.07.2022	4,00463E-07
08.07.2022	6,94444E-09
09.07.2022	0
10.07.2022	1,62037E-08
11.07.2022	0
12.07.2022	0
13.07.2022	0
14.07.2022	5,09259E-08
15.07.2022	1,15741E-08
16.07.2022	1,85185E-08
17.07.2022	0
18.07.2022	1,38889E-07
19.07.2022	0
20.07.2022	0
21.07.2022	0
22.07.2022	0
23.07.2022	1,38889E-08
24.07.2022	0
25.07.2022	7,17593E-07
26.07.2022	2,43056E-07
27.07.2022	2,31481E-09
28.07.2022	0
29.07.2022	0
30.07.2022	0
31.07.2022	0
01.08.2022	0
02.08.2022	0
03.08.2022	1,43519E-06
04.08.2022	4,62963E-08
05.08.2022	0
06.08.2022	6,94444E-09
07.08.2022	3,7037E-07
08.08.2022	0
09.08.2022	0
10.08.2022	0
11.08.2022	0
12.08.2022	0

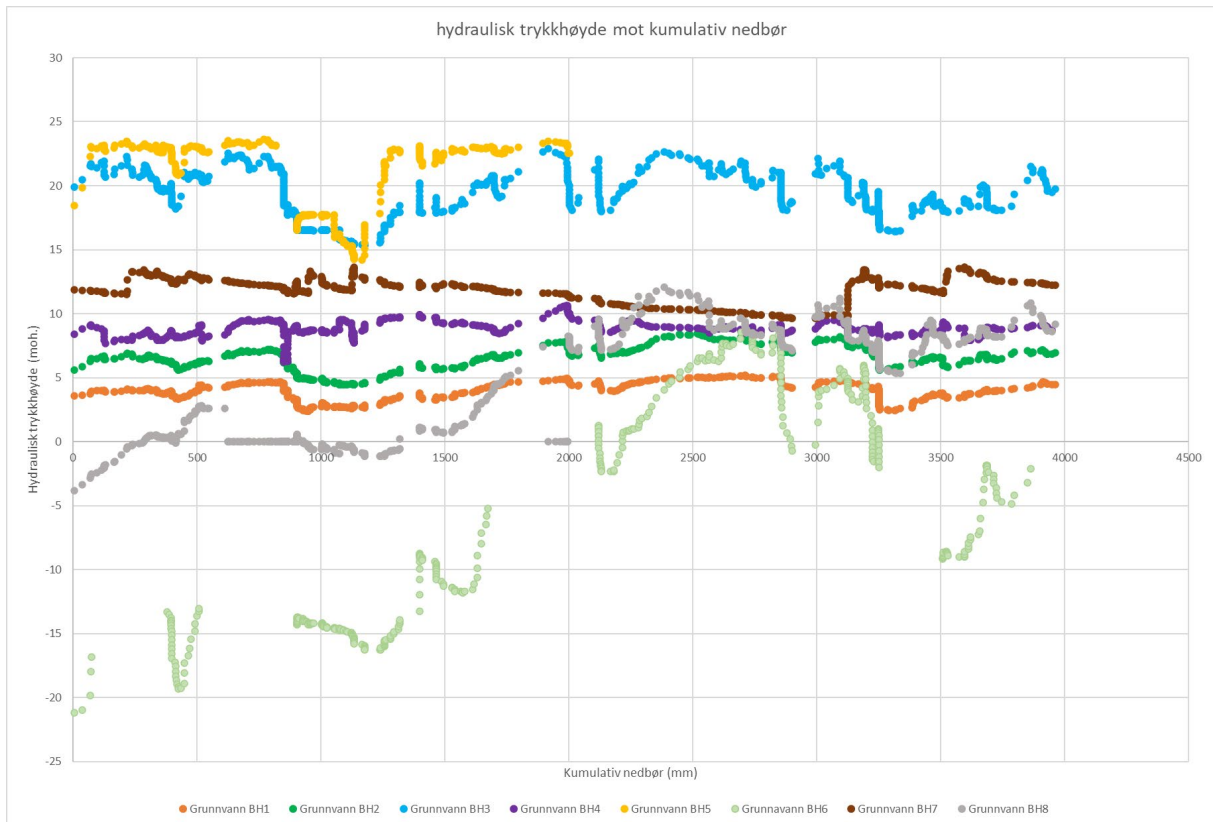
13.08.2022	0
14.08.2022	0
15.08.2022	2,5463E-08
16.08.2022	9,25926E-08
17.08.2022	4,62963E-07
18.08.2022	0
19.08.2022	0
20.08.2022	2,5463E-07
21.08.2022	4,62963E-08
22.08.2022	3,98148E-07
23.08.2022	0
24.08.2022	1,15741E-07
25.08.2022	0
26.08.2022	2,31481E-08
27.08.2022	1,85417E-06
28.08.2022	0
29.08.2022	0
30.08.2022	0
31.08.2022	0
01.09.2022	0
02.09.2022	0
03.09.2022	0
04.09.2022	0
05.09.2022	0
06.09.2022	0
07.09.2022	0
08.09.2022	6,94444E-08
09.09.2022	0
10.09.2022	1,85185E-07
11.09.2022	0
12.09.2022	0
13.09.2022	1,15741E-06
14.09.2022	1,15741E-07
15.09.2022	3,47222E-08
16.09.2022	1,15741E-08
17.09.2022	0
18.09.2022	0
19.09.2022	0
20.09.2022	0
21.09.2022	0
22.09.2022	0
23.09.2022	4,97685E-07
24.09.2022	1,38889E-07
25.09.2022	0
26.09.2022	8,10185E-07
27.09.2022	2,31481E-08

28.09.2022	2,40741E-07
29.09.2022	2,31481E-08
30.09.2022	0
01.10.2022	5,55556E-07
02.10.2022	1,27315E-07
03.10.2022	2,31481E-08
04.10.2022	0
05.10.2022	2,19907E-07
06.10.2022	7,17593E-07
07.10.2022	1,15741E-07
08.10.2022	3,24074E-07
09.10.2022	2,31481E-08
10.10.2022	0
11.10.2022	3,28704E-07
12.10.2022	1,38889E-08
13.10.2022	4,62963E-07
14.10.2022	1,62037E-08
15.10.2022	1,73611E-07
16.10.2022	2,89352E-07
17.10.2022	3,47222E-08
18.10.2022	1,85185E-07
19.10.2022	0
20.10.2022	0
21.10.2022	0
22.10.2022	0
23.10.2022	6,94444E-08
24.10.2022	2,31481E-09
25.10.2022	1,50463E-07
26.10.2022	9,72222E-08
27.10.2022	1,85185E-07
28.10.2022	2,31481E-07
29.10.2022	2,77778E-07
30.10.2022	6,94444E-09
31.10.2022	1,08796E-07
01.11.2022	0
02.11.2022	4,62963E-07
03.11.2022	7,06019E-07
04.11.2022	2,29167E-06
05.11.2022	0,0000005
06.11.2022	7,03704E-07
07.11.2022	4,25926E-07
08.11.2022	3,0787E-07
09.11.2022	2,5463E-07
10.11.2022	5,78704E-08
11.11.2022	4,39815E-08
12.11.2022	2,31481E-09

13.11.2022	3,47222E-08
14.11.2022	0
15.11.2022	0
16.11.2022	4,62963E-08
17.11.2022	8,10185E-08
18.11.2022	0
19.11.2022	0
20.11.2022	0
21.11.2022	0
22.11.2022	0
23.11.2022	1,62037E-08
24.11.2022	1,50463E-07
25.11.2022	1,15741E-07
26.11.2022	5,55556E-07
27.11.2022	6,01852E-08
28.11.2022	1,45833E-06
29.11.2022	4,16667E-07
30.11.2022	0
01.12.2022	0
02.12.2022	0
03.12.2022	0
04.12.2022	0
05.12.2022	0
06.12.2022	0
07.12.2022	0
08.12.2022	0
09.12.2022	1,04167E-07
10.12.2022	0
11.12.2022	0
12.12.2022	3,93519E-08
13.12.2022	0
14.12.2022	1,08796E-07
15.12.2022	0
16.12.2022	0
17.12.2022	8,21759E-07
18.12.2022	3,00926E-07
19.12.2022	2,5463E-08
20.12.2022	3,125E-07
21.12.2022	1,73611E-07
22.12.2022	3,24074E-07
23.12.2022	0
24.12.2022	0
25.12.2022	5,78704E-08
26.12.2022	3,24074E-07
27.12.2022	1,85185E-07
28.12.2022	1,04167E-07

29.12.2022	1,62037E-07
30.12.2022	2,08333E-07
31.12.2022	4,16667E-07

VEDLEGG II



Figur : Daglig gjennomsnitt av hydraulisk trykkehøyde i brønner rundt Rekefjord sammenstilt med kumulativ nedbør under måleperioden



Norges miljø- og biovitenskapelige universitet
Noregs miljø- og biovitenskapelige universitet
Norwegian University of Life Sciences

Postboks 5003
NO-1432 Ås
Norway