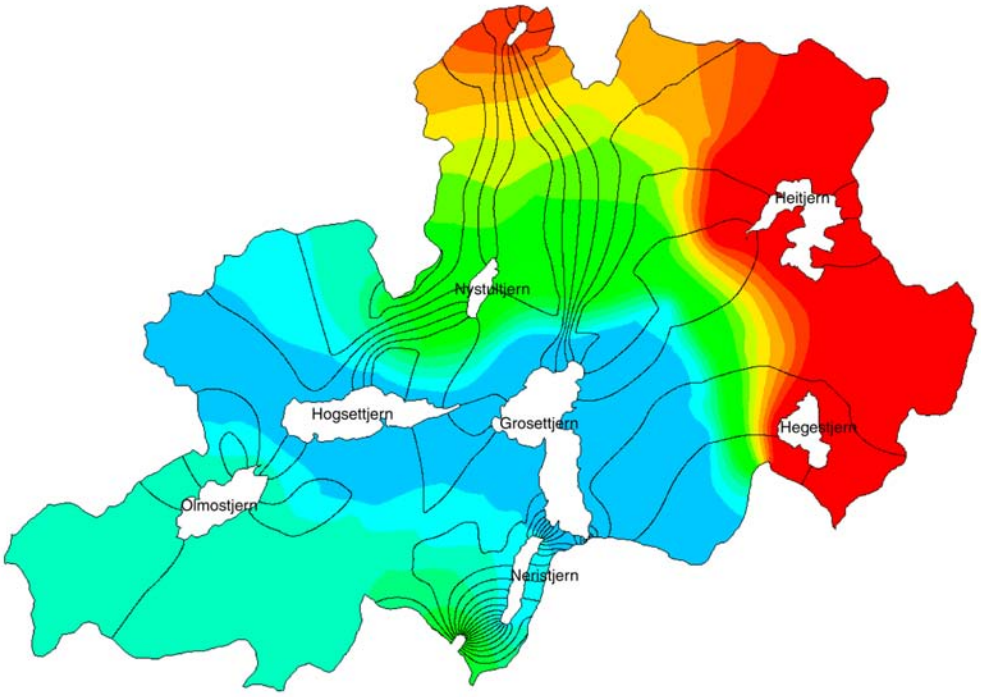
NVE

Grunnvannsanalyse av Groset nedbørfelt

Panagiotis Dimakis

14
2006



RAPPORT

Grunnvannsanalyse av Groset nedbørfelt

Norges vassdrags- og energidirektorat
2006

Rapport nr 14

Grunnvannsanalyse av Groset nedbørfelt

Utgitt av: Norges vassdrags- og energidirektorat

Redaktør:

Forfatter: Panagiotis Dimakis

Trykk: NVEs hustrykkeri

Opplag:

Forsidefoto:

ISSN-nummer 1501-2832

ISBN-nummer 82-410-0614-4

Sammendrag: I 2004 ble det foreslått i rammene av NVEs FoU virksomhet å undersøke muligheten til å bruke grunnvannsmålinger fra det landsomfatende grunnvannsnettet (LGN) til å bestemme kvantitetsstatus for norske grunnvannsforekomster. Kvantitetsstatus kan bestemmes ved å utføre analyse av langtids grunnvannsdannelse og sammenligne det med tilsvarende mengde av grunnvannsuttak for forekomsten. Hvis uttaket er større enn grunnvannsdannelsen får grunnvannsforekomsten dårlig kvantitetsstatus. Groset nedbørfelt ble valgt ut for å utføre en slik detaljert grunnvannundersøkelse rettet mot estimering av grunnvannsdannelse. Beregningene skulle utføres ved å bygge opp en grunnvannsmodell for Groset og deretter kalibere det nøyaktig nok til å kunne estimere variasjonen av grunnvanndannelse over flere år.

En konseptuel modell som tilfredsstiller de eksisterende dataene ble laget. Etter flere mislykkede kalibreringsforsøk ble det åpenbart at det var noe fundamentalt feil med modellen. Årsakene til problemene var vanskelig å påpeke. Oppgavens målsetninger ble endret på dette tidspunkt til å finne årsakene til problemene som oppstår og å forstå prosessene i høyfjellsområder bedre. Modellen som ble bygd opp kunne ikke gi et svar på hvorfor disse kalibreringsproblemene oppstod men enklere versjoner av modellen med elementære antagelser kunne belyse situasjonen.

Resultatene generelt sett viser at grunnvannsforholdene i høyfjellsområder er meget kompliserte. Et stort antall av myrer og innsjøer i området øker kompleksiteten betraktelig. Mektigheten av løsmassene kan variere fra meget tynne (0-50 cm) til over 20 m. Høyfjellstopografien viser store variasjoner som gjenspeiles i løsmassenes geometri og påvirker løsmassenes evne til å magasinere grunnvann.

Emneord: Grunnvann,vannbalanse

Norges vassdrags- og energidirektorat
Middelthunsgate 29
Postboks 5091 Majorstua
0301 OSLO

Telefon: 22 95 95 95
Telefaks: 22 95 90 00
Internett: www.nve.no

Desember 2006

Innhold

Forord ..... **iv**

Sammendrag ..... **v**

Groset **1**

1 Grunnvannsdata **2**

Geologisk data 2
Hydrogeologisk data 3
Grunnvannstand 3
Kornfordelingskurver 5
Hydrologisk data 10
Meteorologisk data 11

2 Grunnvannsbalanse **14**

3 Konseptuell modell **19**

4 Analyse og resultater **23**

Modelloppbygning 23
Resultater 24
2D Horisontal Simulering 24
3D Simuleringer 26

5 Konklusjoner **31**

6 Referanser **33**

Vedlegg 1 ..... **34**

Vedlegg 2 ..... **35**

Vedlegg 3 ..... **36**

Forord

Implementeringen av EUs rammedirektiv for vannressurser har utvidet NVEs ansvarsområde til å inkludere bl.a. beregninger av vannbalanse for grunnvannsforekomster. Metodene som er foreslått av EU kan ikke lett tilpasses norske forhold og dermed har NVE igangsatt flere FoU prosjekter for å undersøke og foreslå metoder som kan brukes i vannbalanseberegninger i Norge. Foreliggende rapport omtaler resultatene fra en av disse FoU prosjektene.

Vannbalanseberegninger for grunnvannsforekomster har hatt en begrenset nytteverdi i Norge. Slike beregninger er best egnet for forekomster som er selvmattende dvs. grunnvannsressursene fornyes hovedsakelig av direkte infiltrasjon av nedbør på overflaten. Store grunnvannsuttak fra selvmattende grunnvannsforekomster kan oppnås kun om uttaket er mindre enn tilsvarende grunnvannsdannelse som styres av nedbør. De fleste grunnvannsforekomstene i Norge er ikke selvmattende og behovet for vannbalanseberegninger har dermed vært begrenset.

Rapporten ser nærmere på hydrogeologiske problemer knyttet til et selvmattende høyfjellsområde som NVE har brukt i flere anledninger som forsøksfelt, nemlig Grosetfeltet.

Oslo, desember 2006

Morten Johnsrud
avdelingsdirektør

Sverre Husebye
seksjonssjef

Sammendrag

I 2004 ble det foreslått i rammene av NVEs FoU virksomhet å undersøke muligheten til å bruke grunnvannsmålinger fra det landsomfatende grunnvannsnettet (LGN) til å bestemme kvantitetsstatus for norske grunnvannsforekomster. Kvantitetsstatus er et begrep knyttet til implementeringen av EUs vanndirektiv for grunnvannsforekomster. Kvantitetsstatus kan bestemmes ved å utføre analyse av langtids grunnvannsdannelse og sammenligne det med tilsvarende mengde av grunnvannsuttak for forekomsten. Hvis uttaket er større enn grunnvannsdannelsen får grunnvannsforekomsten dårlig kvantitetsstatus. LGN stasjoner er etablert på grunnvannsforekomster hvor ingen uttak finner sted og grunnvannsdannelse er i naturlig tilstand og upåvirket av menneskelige aktiviteter. Estimert grunnvannsdannelse fra slike forekomster kan antas til å være representativ for andre nærliggende forekomster.

Groset nedbørfelt ble valgt ut for å utføre en slik detaljert grunnvannundersøkelse rettet mot estimering av grunnvannsdannelse. Den omfatende tilgjengelige informasjonen om Groset gjorde det til et naturlig valg. Beregningene skulle utføres ved å bygge opp en grunnvannsmodell for Groset og deretter kalibere det nøyaktig nok til å kunne estimere variasjonen av grunnvanndannelse over flere år.

En konseptuel modell som tilfredsstiller de eksisterende dataene ble laget. Mektighetene til de hydrogeologiske enhetene som ble definert er helt ukjent og dermed ble det nødvendig å implementere konservative antagelser som skulle muliggjøre ferdigstillelse av modellen. Etter flere mislykkede kalibreringsforsøk ble det åpenbart at det var noe fundamentalt feil med modellen. Årsakene til problemene var vanskelig å påpeke. Oppgavens målsetninger ble endret på dette tidspunkt til å finne årsakene til problemene som oppstår og å forstå prosessene i høyfjellsområder bedre. Modellen som ble bygd opp kunne ikke gi et svar på hvorfor disse kalibreringsproblemene oppstod men enklere versjoner av modellen med elementære antagelser kunne belyse situasjonen.

En enkel vannbalanseanalyse ble utført, og en 2D og 3D modell ble kjørt under stasjonære antagelser. Disse analysene/modellkjøringene viser at modellen lider av vannmangel. Dvs. at antagelsene i den konseptuelle modellen fører til en situasjon hvor grunnvannsdannelsen ikke er stor nok til å forklare grunnvannstanden som er observert.

Resultatene generelt sett viser at grunnvannsforholdene i høyfjellsområder er meget kompliserte. Et stort antall av myrer og innsjøer i området øker kompleksiteten betraktelig. Mektigheten av løsmassene kan variere fra meget tynne (0-50 cm) til over 20 m. Høyfjellstopografien viser store variasjoner som gjenspeiles i løsmassenes geometri og påvirker løsmassenes evne til å magasinere grunnvann. Et 10 m løsmasselag som befinner seg på en bratt skråning er ikke i stand til å magasinere grunnvann på samme måte som et flatliggende løsmasselag.

En hydrogeologisk kartlegging av området er absolutt nødvendig før vi på nytt kan forsøke å bygge opp en pålitelig modell for Groset. Hydrogeologiske enheter må defineres, og for hver av disse trenger vi mektighetsfordelingen og hydrauliske egenskaper. En slik kartlegging må inkludere en omfatende undersøkelse av de

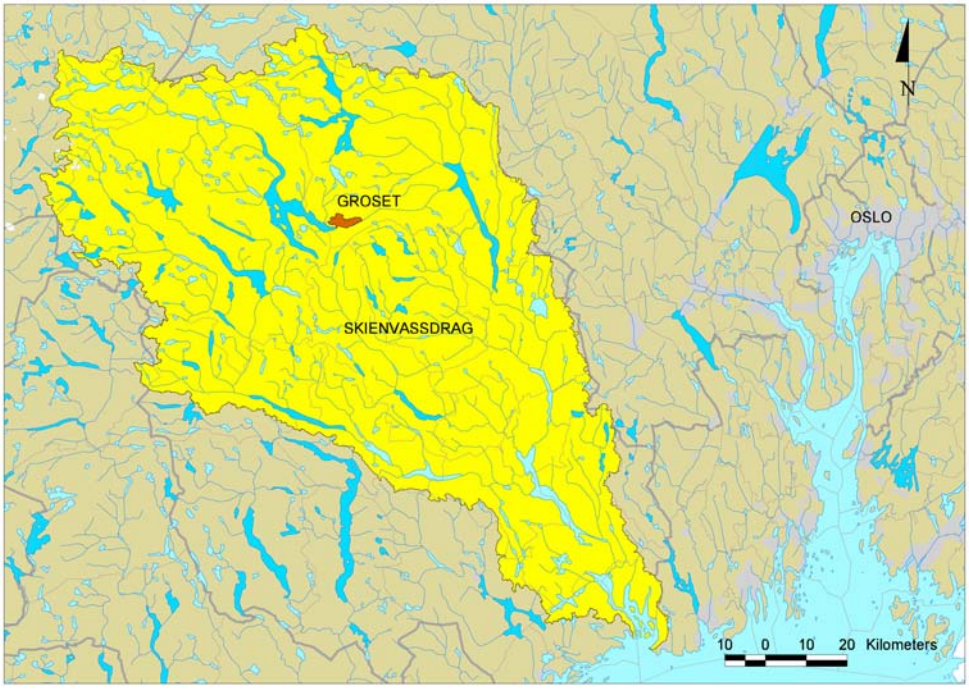
hydrauliske forholdene med vekt på hydraulisk kommunikasjon mellom grunnvannsmagasinet, myrene og innsjøene. Myrenes hydrauliske egenskaper er ikke tilstrekelig undersøkt i Norge og dermed finnes det ikke en bestemt behandlingsmåte for å inkludere dem i en grunnvannsmodell

Groset

Grosetfeltet har vært gjenstand for omfattende hydrologiske undersøkelser. Grunnvanns- og markvannsstasjoner ble etablert i området som en viktig komponent av NVEs hydrologisk overvåkningsnett.

Grosetfeltet ble etablert som forsøksfelt i 1949 av Øst-Telemark Brukseierforening og datidens NVE (Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen). Området er helt upåvirket av menneskelige aktiviteter og vassdrags oppbygninger/reguleringer. Dette gir oss anledningen til å studere de naturlige hydrologiske og hydrogeologiske forholdene. De første undersøkelsene i Groset var rettet mot problemstillinger innen vannbalanse. Grosetfeltet ble undersøkt grundig. Nedbør og snømålinger, vannstandsmålinger i nesten alle tjernene og etter hvert grunnvanns- og markvannsmålinger ble også foretatt. Flere automatiske stasjoner er etablert i området per i dag som måler alle slags hydrologiske, hydrogeologiske og klimatiske parametere.

I et geopolitisk kart er Grosetfeltet lokalisert i Tinn kommune i Øst Telemark, hydrologisk sett ligger det i Skienvassdraget og geologisk sett tilhører det Telemarksformasjonen bestående av granittiske og gneisgranittiske bergarter. Figur 1 viser den minste hydrologiske enheten som er definert i NVEs REGINE database som inkluderer Grosetfeltet. Grosetfeltet dekker den nordvestlige delen av minsteenheten i figuren.



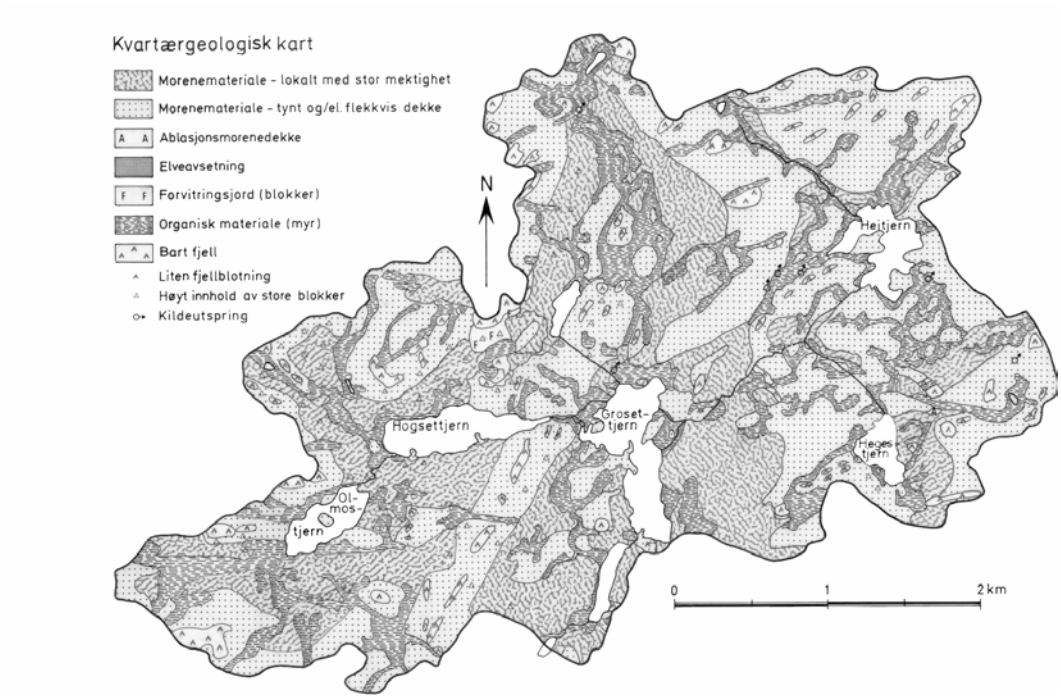
Figur 1. Hydrologisk oversiktskart av Grosetfeltet.

1 Grunnvannsdata

Geologisk, hydrologisk, hydrogeologisk og meteorologisk informasjon kreves for å utføre grunnvannsanalyser. Alle tilgjengelige data som brukes i analysene presenteres her.

Geologisk data

Et geologisk kart er et bra utgangspunkt for å bygge opp en grunnvannsmodell. NGU har utført geologiske undersøkelser i Grosetfeltet og produsert blant annet et kvartærgeologisk kart av området (figur 2). Kartet er grafisk produsert, og som alle slike kart avviker det fra dagens digitaliserte kart. Et vanlig problem med slike kart er at kartprodusenten har brukt en sammensetning av observasjoner og tolkninger for å lage kartet. Myrene i kartet samsvarer ikke helt med kartverkets kart 1:5000 over samme området.



Figur 2. Kvartærgeologisk kart av Grosetfeltet (fra NGU).

Generelt sett viser kartet at hele området er dekket med morenemateriale, som er delt i områder med stor mektighet og områder med tynt og/eller flekkevis dekke. For våre formål må vi kjenne mektigheten av disse morenelagene. Det kvartærgeologiske kartet (figur 2) gir kun todimensjonal informasjon om geometrien av de kvartærgeologiske formasjonene. Mektigheten av formasjonene som er betegnet som ”stor” eller ”tynt” tvinger oss til å innføre antagelser om formasjonenes geometri som vil innføre usikkerheter i analysen. For å unngå usikkerhetene knyttet til mektighetsproblemene kommer vi til å betrakte mektigheten som en del av analysen som skal utføres.

Hydrogeologisk data

Grunnvannstand

Den vanligste parameteren som måles i forbindelse med grunnvannsundersøkelser er grunnvannstanden. I de fleste grunnvannsanalysene betrakter man ikke grunnvannstand som en parameter men helst som den ”ukjente” variabelen. Analytiske så vel som numeriske likninger prøver å beregne grunnvannstanden som tilsvarer et bestemt sett av hydrogeologiske parametere og eksterne klimatiske eller menneskelige påvirkninger. Grunnvannstandsmålinger brukes vanligvis på to måter:

- For analyser knyttet til fluksberegninger.
- For å verifisere resultater fra grunnvannstandsberegninger.

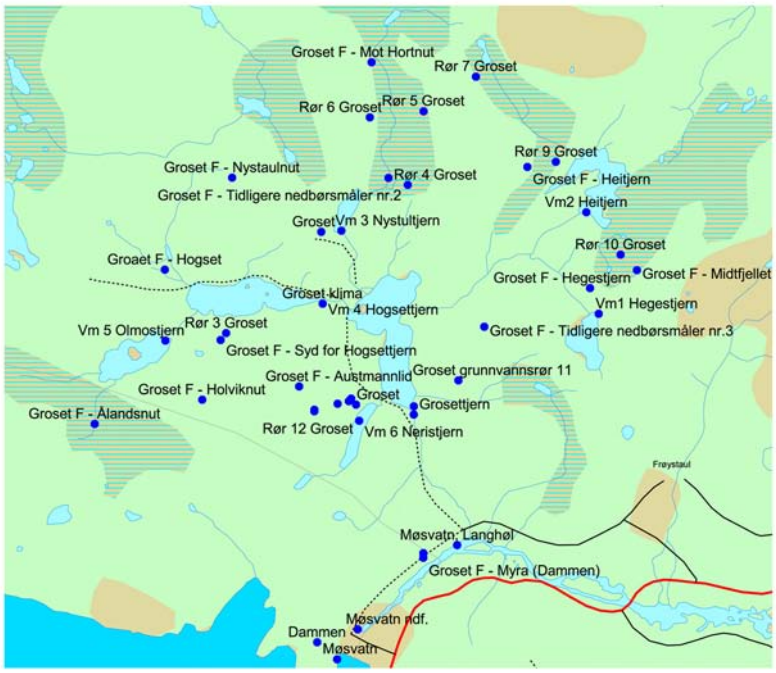
Den enkleste og eldste analysen tilgjengelig for hydrogeologer er basert på Darcy’s likning og kan benyttes til å beregne grunnvannsfluks om den hydrauliske gradienten og løsmassenes hydraulisk ledningsevne har kjente verdier. Har man grunnvann-standsmålinger på to punkter langs grunnvannets strømningsretning kan man beregne den hydrauliske gradienten og få et estimat på fluksen/hastigheten av grunnvann i denne retningen. Denne metoden er også i bruk per i dag men den betraktes som usikker siden antagelsen for at målepunktene skal ligge på en strømningsbane ikke alltid er lett å verifisere. Slike metoder blir fort ubrukelige når løsmassene viser seg til å være innhomogene og/eller anisotropiske.

Problemene ble først løst når numeriske likninger ble implementert på datamaskiner. Mange vil imidlertid påstå at numeriske likninger løste de gamle problemene ved å skape et sett av nye problemer. Numeriske likninger gjør det mulig å ta hensyn til kompliserte forhold i naturen og korrigere for disse. Problemet ligger i å skaffe informasjonen som kreves for disse korreksjonene innenfor et rimelig budsjett.

Tabell 1 viser informasjon over alle grunnvannsstasjonene tilgjengelig i Groset. Noen få er fremdeles aktive. Figur 3 viser alle målestasjonene i Groset.

Rør nr.	Hydra II Database	Periode	UTM-øst	UTM-nord	H.o.h.(m)	R.o.b.(cm)	Rør-lengde (cm)
1	16.232.1	1949-dd	461542	6633317	950	163	402
2	16.232.2	1970-89	461558	6633369	950	136	310
3	16.232.3	1970-89	460973	6633577	950	155	310
4	16.232.4	1970-89	461798	6634678	980	150	400
5	16.232.5	1970-89	461598	6635039	990	140	280
6	16.232.6	1970-89	461670	6635079	1000	140	440
7	16.232.7	1970-89	462101	6635297	1055	127	370
9	16.232.9	1970-89	462456	6634858	1040	132	329
10	16.232.10	1970-89	463066	6634195	1020	148	358
11	16.232.11	1970-dd	462089	6633411	960	146	327
12	16.232.12	1978-03	461546	6633311	955	175	505
M	16.233.0	1989-03	461525	6633306	959	125	359
Telemål.	16.232.14	1989-dd	461549	6633318	949	94	-

Tabell 1. Grunnvannstasjonene i Groset



Figur 3. Grosetområdet og målestasjoner i NVEs database

Kornfordelingskurver

Flere jordprøver ble innsamlet til kornfordelingsanalyser. De fleste prøvene ble innsamlet ved markvannstasjonen fra forskjellige dybder. Jordprøver fra rør 10 og 11 ble også analysert samt prøver fra utløpet av Heitjern og Elgetjern. Analyseresultatene i form av kornfordelingskurver vises på de neste sidene. De siste 4 analysene fra markvannstasjonen mangler kornstørrelser større enn 1mm. Til tross for at de kurvene ikke er komplette ble de behandlet som normale kurver.

Det finnes flere empiriske likninger som kan brukes til å estimere den hydrauliske ledningsevnen til jordarter basert på kornfordelingsanalyser. De mest anvendte likningene er Hazen likningen (Hazen, 1910) og Gustafsson likningen (Anderson,1984).

Hazens likningen er enkel og lett å bruke, men kan kun brukes når kornfordelingen tilfredsstiller kravene som er definert.

$$K = 0.01157(d_{10})^2 \text{ krever at } \frac{d_{60}}{d_{10}} < 5$$

K = hydraulisk ledningsevne

d_{10} = kornstørrelsen svarende til vektprosenten 10 %

d_{60} = kornstørrelsen svarende til vektprosenten 60 %

hvor d_{10} må gis i (mm) for å få K i (m/s).

Gustafssons likningen er mer komplisert

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

$$e = 0.8 \cdot \left(\frac{1}{2\ln U} - \frac{1}{U^2 - 1} \right)$$

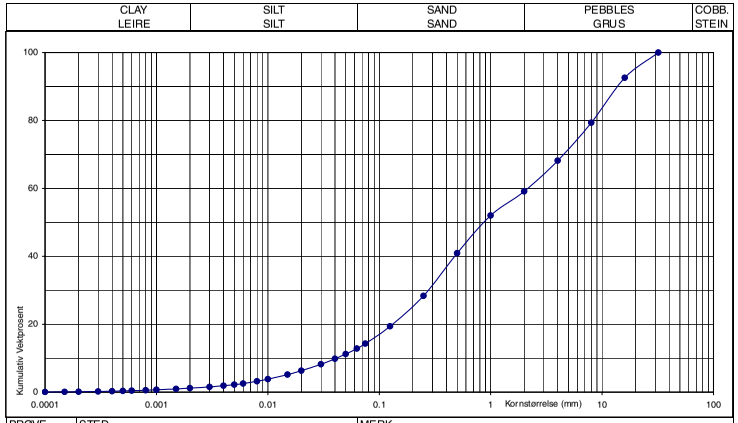
$$g(U) = \frac{1.3}{\log(U)} \cdot \frac{U^2 - 1}{U^{1.8}}$$

$$E(U) = 10.2 \cdot 10^6 \cdot \frac{e^3}{1+e} \cdot \frac{1}{g^2(U)}$$

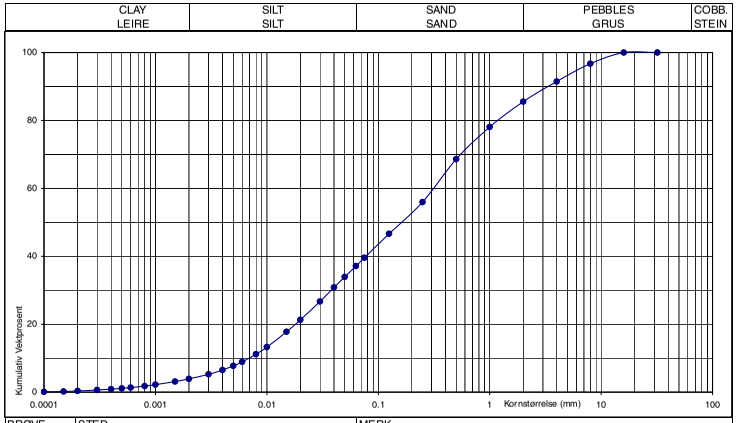
$$K = E(U) * (d_{10})^2$$

hvor d_{10} og d_{60} må gis i (m) for å få K i (m/s).

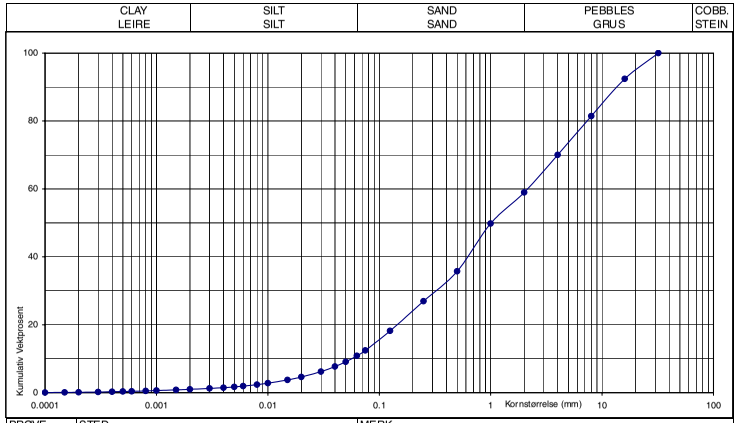
Figur 4 oppsummerer resultatene oppnådd ved å bruke Hazens og Gustafssons likning på kornfordelingskurvene fra Groset. Hvis disse likningene ga samme resultat ville punktene ligge på diagonallinjen som er tegnet inn i figuren.



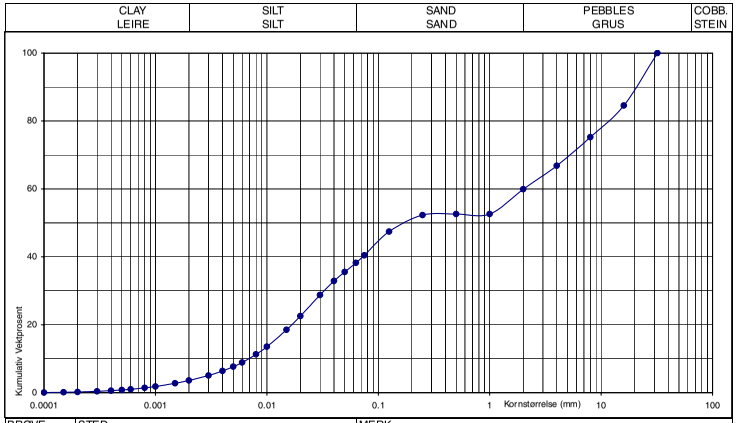
PRØVE	STED	MERK
0.65-0.75m	Markvannsstasjon	



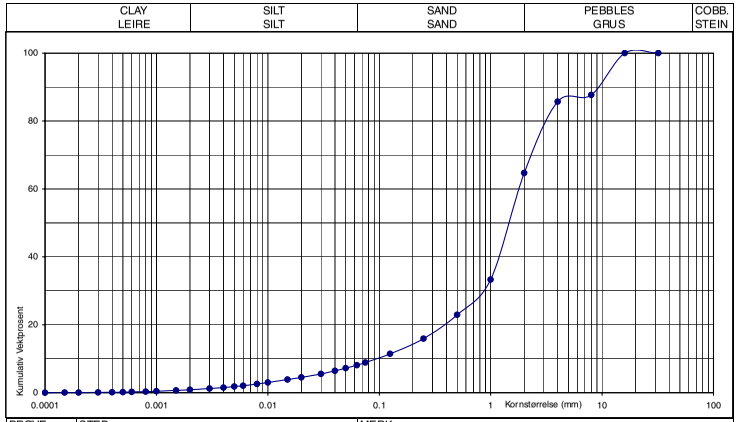
PRØVE	STED	MERK
0.15	Markvannsstasjon	



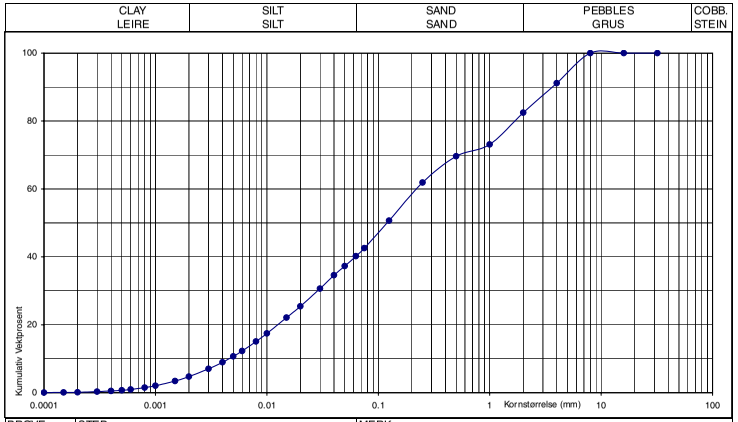
PRØVE	STED	MERK
1.20m	Markvannsstasjon	



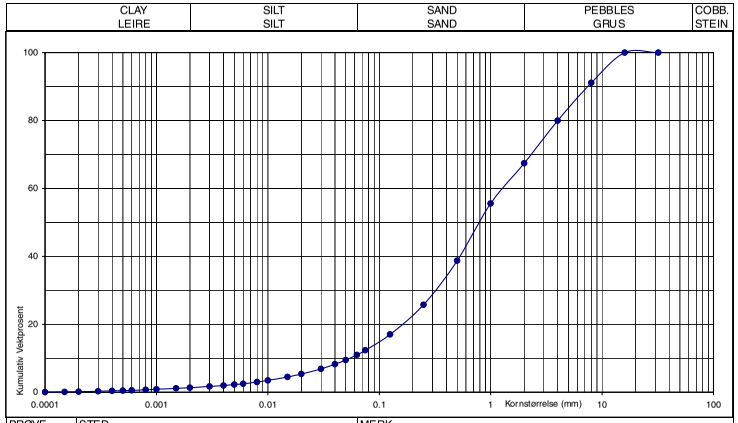
PRØVE	STED	MERK
0.45m	Markvannsstasjon	



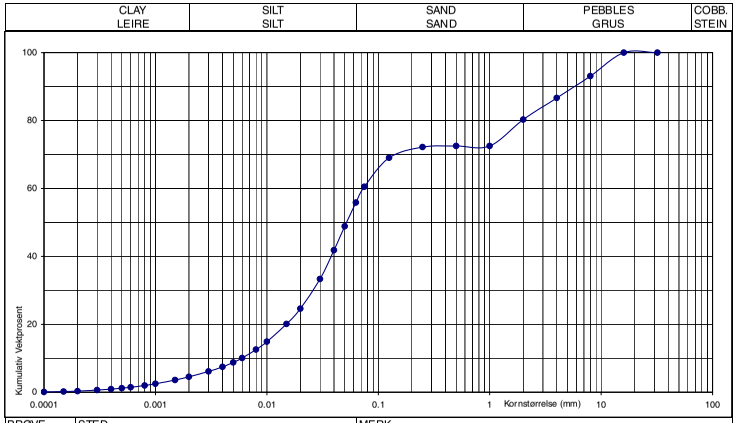
PRØVE	STED	MERK
0.40m	Heitjern	Utløp av Heitjern



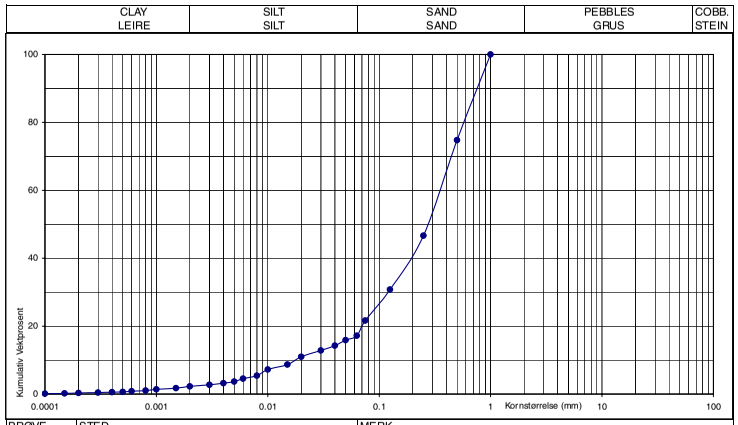
PRØVE	STED	MERK
>1.00m	Groset rør 10	



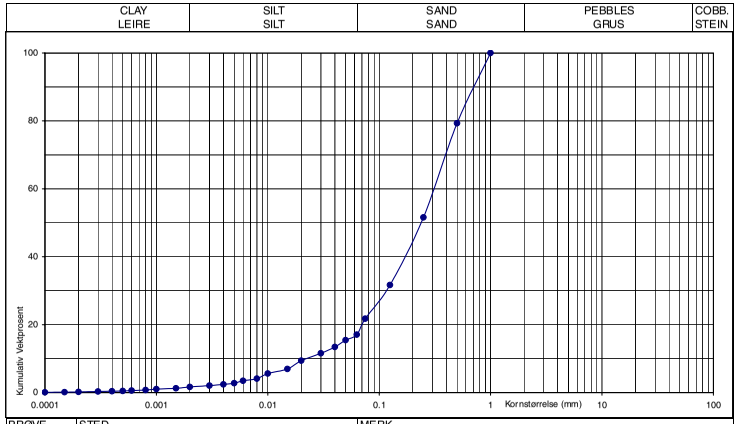
PRØVE	STED	MERK
0.60m	Groset rør 11	



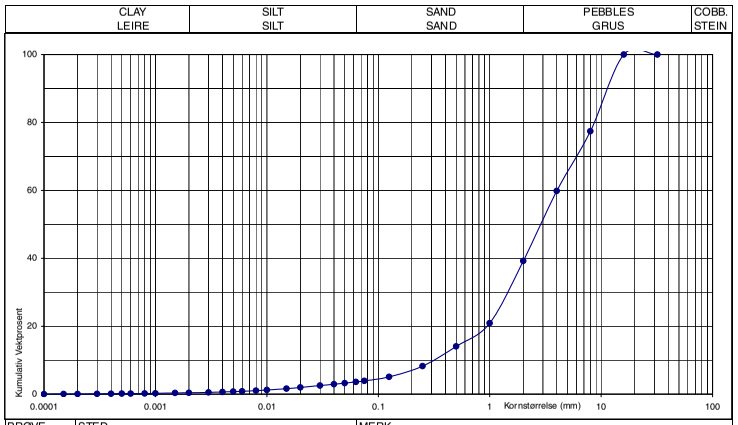
PRØVE	STED	MERK
0.40m	Groset rør 10	Under bekken/torvlag ved rør 10



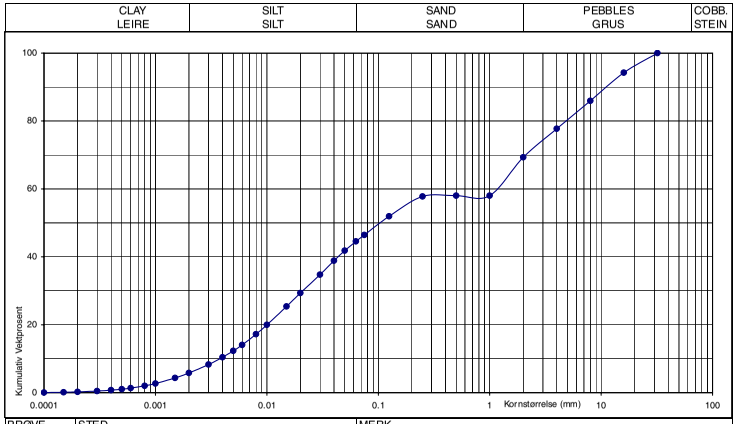
PRØVE	STED	MERK
0.15-0.20m	Markvannsstasjon	



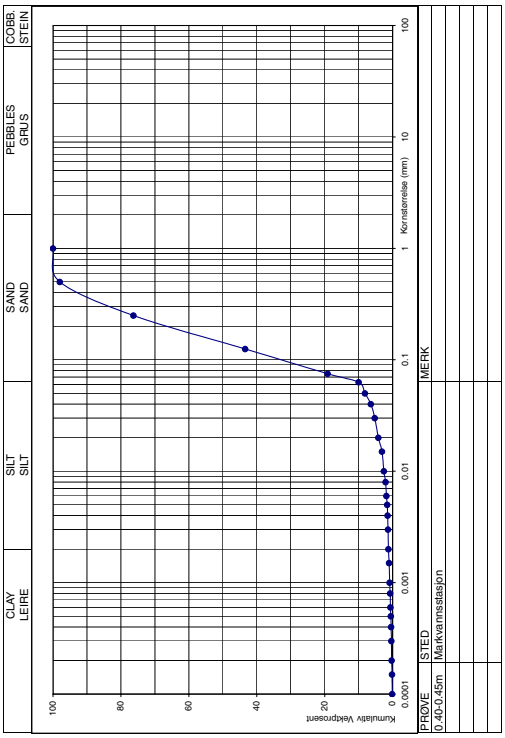
PRØVE	STED	MERK
0.25-0.30m	Markvannsstasjon	

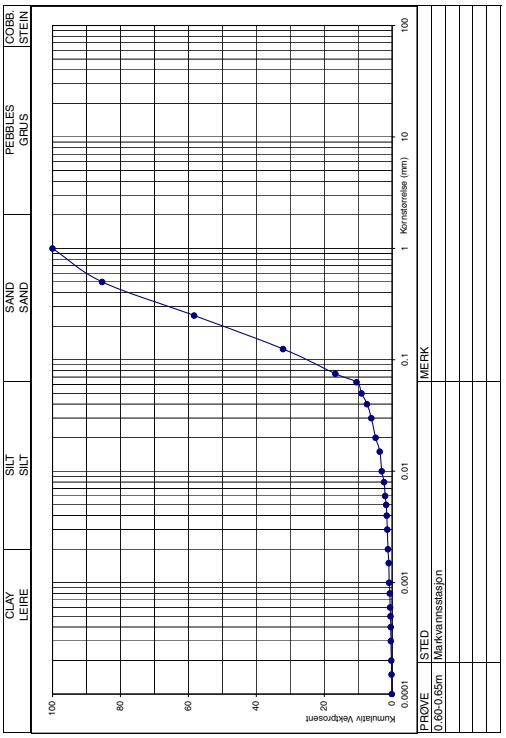


PRØVE	STED	MERK
0.70m	Elgetjern	Bekk etter Elgetjern

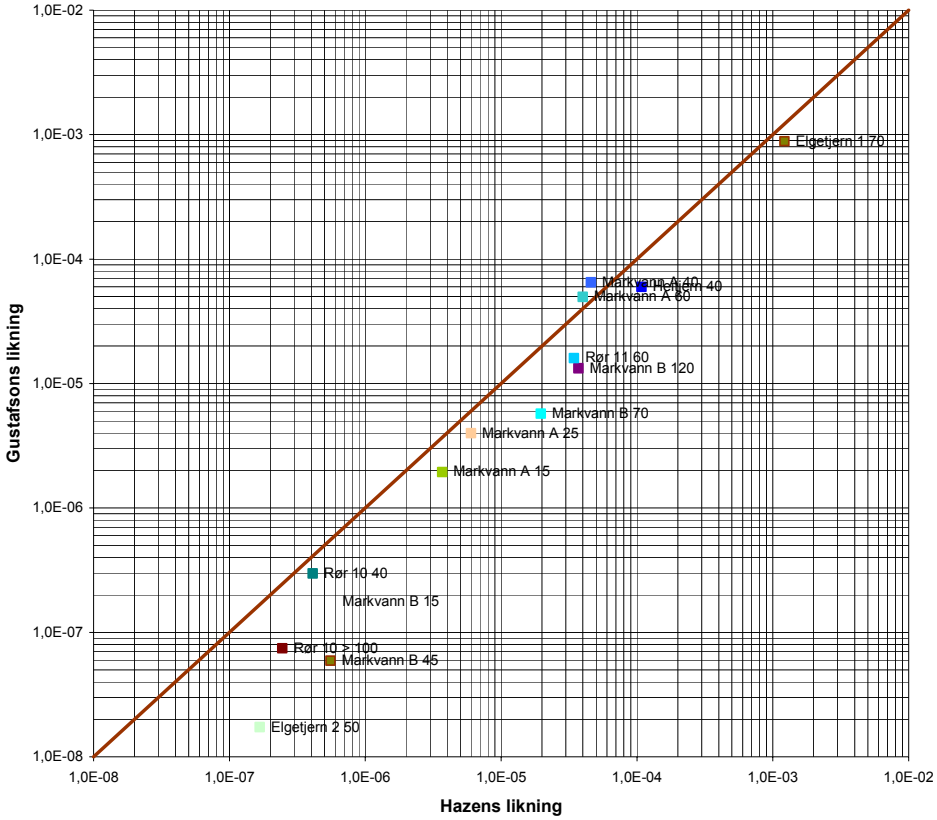


PRØVE	STED	MERK
0.50m	Elgetjern	Ved Vm stasjon under bekken





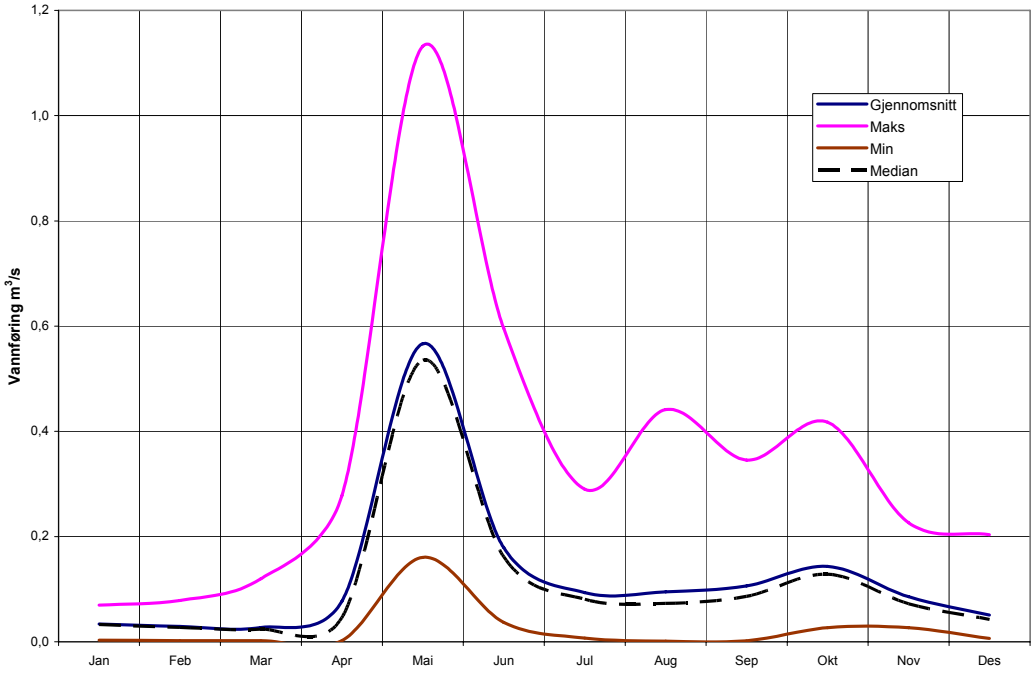
Hydraulisk Lendningsevne (m/s) beregnet fra kornfordelingsanalyser



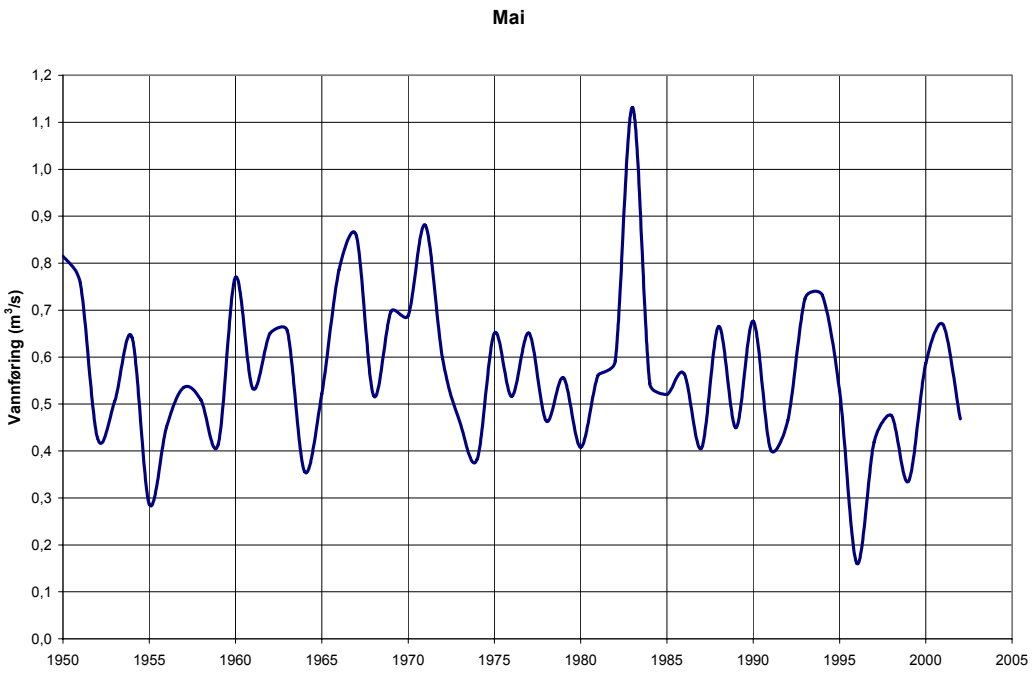
Figur 4. Estimering av hydraulisk ledningsevne med Hazens og Gustafsons likninger.

Hydrologisk data

Vannstandsmålinger og/eller tilsvarende vannføring er tatt i 7 av de 9 innsjøer som finnes i Groset. De viktigste målingene er tatt ved Grosettjern stasjon som ligger ved utløpet av Grosetfeltet og måler vannføringen til Grosetbekken. Målingene streker seg over en 53års periode og gir oss et solid statistisk fundament for å karakterisere vannføringen i Grosetfeltet. Avviket mellom gjennomsnitts- og medianvannføring er ikke stor. Kurvene i figur 5 viser en økt vannføring som begynner i midten av april, topper seg i mai og avtar i juni. En liten øking observeres også i oktober. På mange måter er slike vannføringsdata typiske for slike høyfjellsfelter. De høye vannføringene i mai skyldes ikke nødvendigvis økning av nedbør for denne perioden men snøsmeltingen pga. økende temperaturer. I figur 6 vises gjennomsnittsvannføring for maimåned fra 1950 til og med 2003. Variasjonen fra år til år er stor, men som regel er mai verdiene de høyeste som er observert i løpet av et år. Man merker spesielt de lave målinger i 1996 som er det tørreste året observert i Groset siden 1950.



Figur 5. Gjennomsnittlige månedlige vannføringer i Grosetfeltet (data fra 1950-2003)

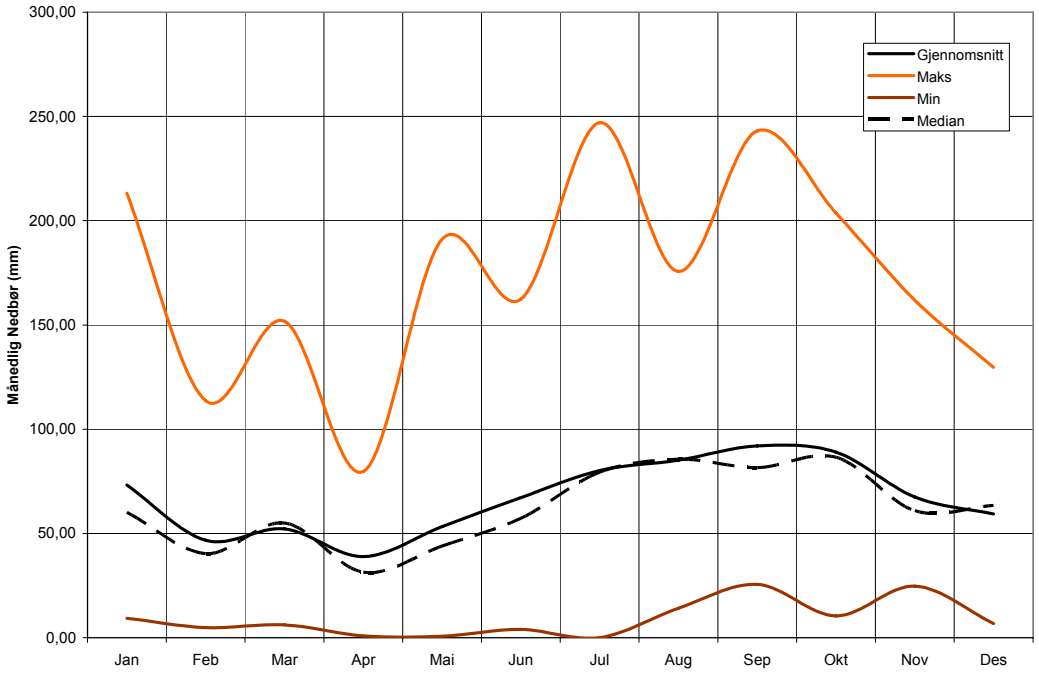


Figur 6. Månedlige variasjoner i vannføringen for mai måneden i Grosetfeltet.

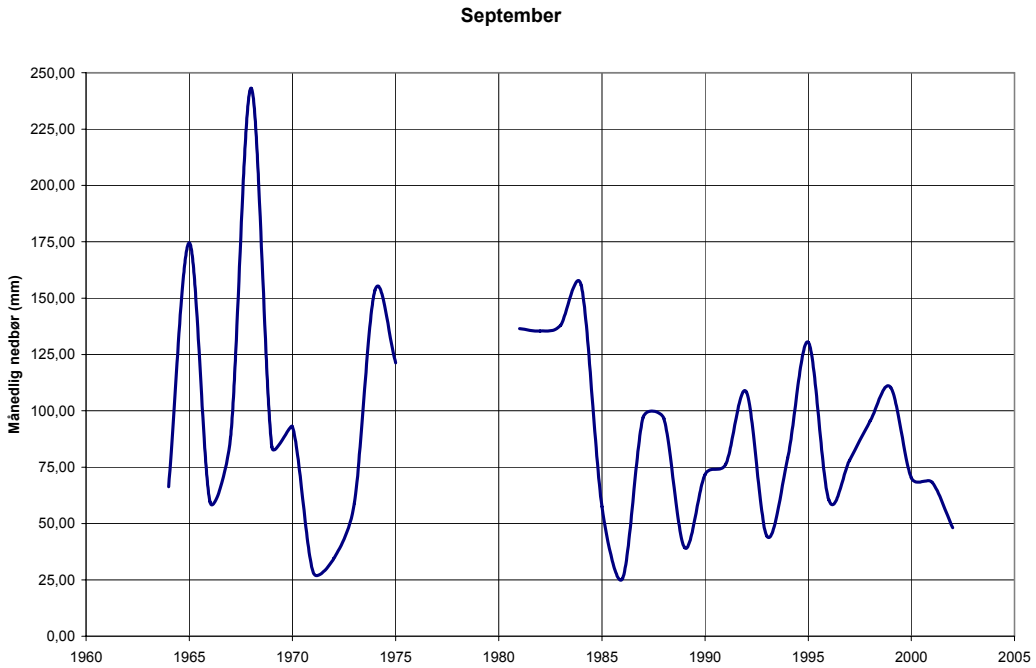
Meteorologisk data

Meteorologiske data er samlet ved 2 stasjoner i Møsstrand som er de nærmeste stasjonene til Grosetfeltet. Målingene fra stasjonene er en sammensetning av daglige nedbørsmålinger og vannekvivalenter fra snøputer. Vi referer til disse målingene som total nedbør. Samlet verdi på månedlige total nedbør fordelt over året vises i figur 7. Man merker at avviket mellom gjennomsnittsverdiene og medianverdiene ikke er stor (ca. 20 mm). Det som er mest interessant er at vi får mye større totale nedbørverdier for september og oktober enn for april og mai. Figurene 8 og 9 viser fordelingen av månedlige total nedbør fra 1964 til og med 1975 (stasjon 1) og fra 1981 til og med 2003 (stasjon 2) for henholdsvis september og mai. Som regel er vannføringen mye større i april og mai enn i september og oktober. Man kan konkludere at snøsmeltingen spiller en meget viktig rolle i den hydrologiske vannbalansen i området.

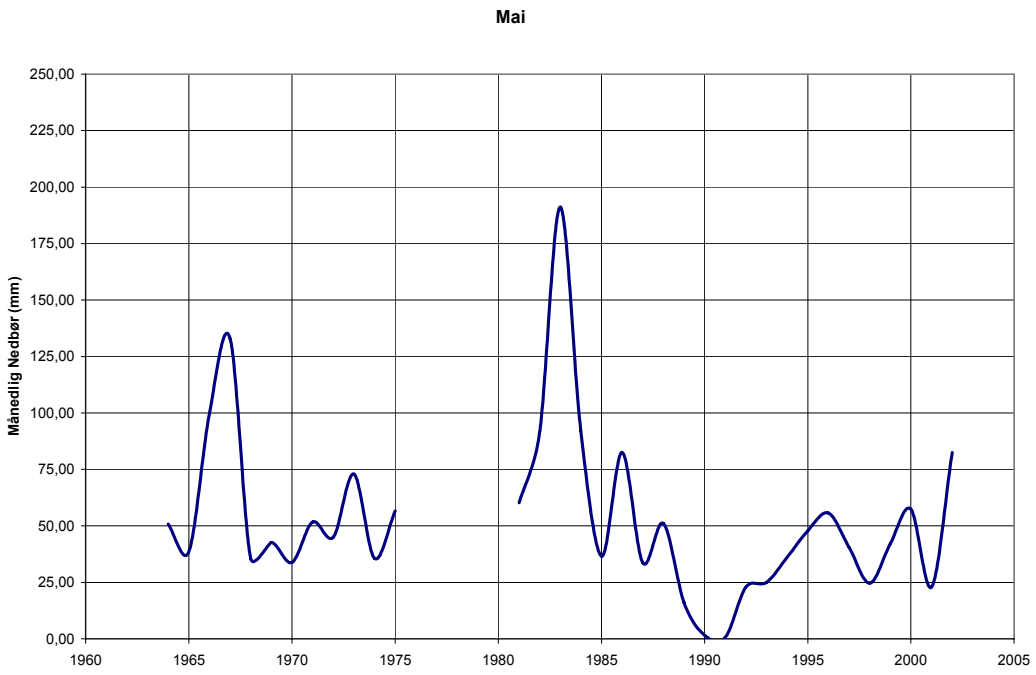
Total nedbør kan ikke brukes direkte i en grunnvannsmodell fordi andelen snø ikke vil spille en aktiv rolle før den smelter. En snøsmeltingsmodell for Groset ble brukt sammen med temperatur målinger fra Groset for å få ”effektiv” nedbørsdata. Dvs. nedbør pluss snøsmelting. Snøsmeltingsmodellen ble kjørt for data fra 1982 – 2002 på en daglig basis. Månedlige resultater fra snøsmeltingsmodellen vises i figur 10. Kurvene vi observerer i figuren ligner mye på vannføringskurvene fra det forrige avsnittet.



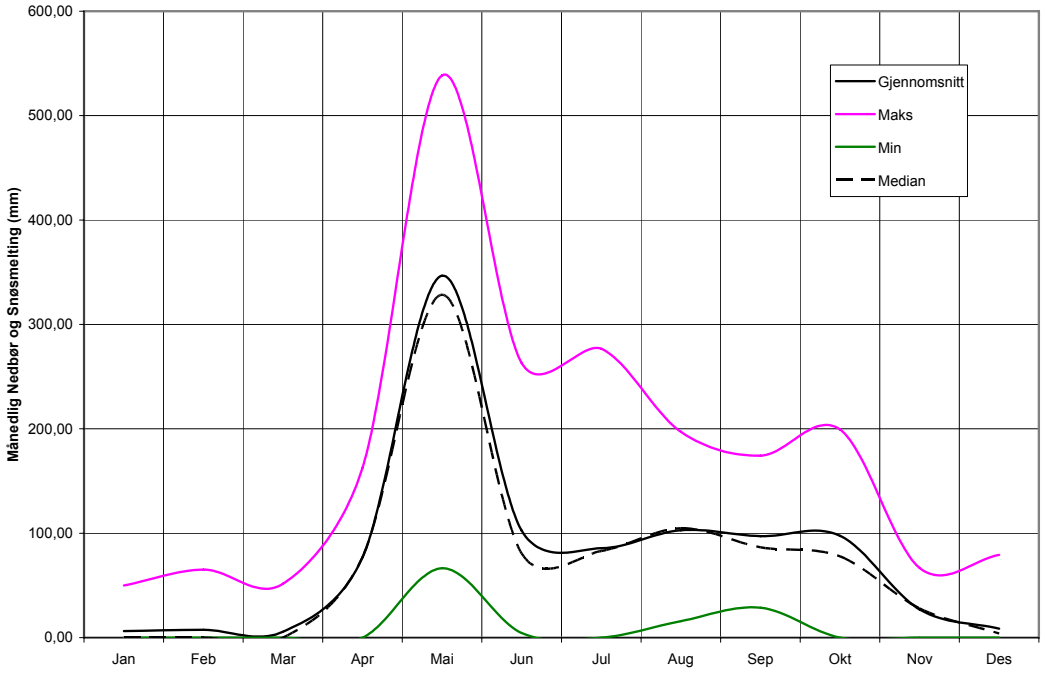
Figur 7. Månedlige total nedbør for Grosetfeltet.



Figur 8. Månedlige variasjoner i total nedbør for september



Figur 9. Månedlige variasjoner i total nedbør for mai



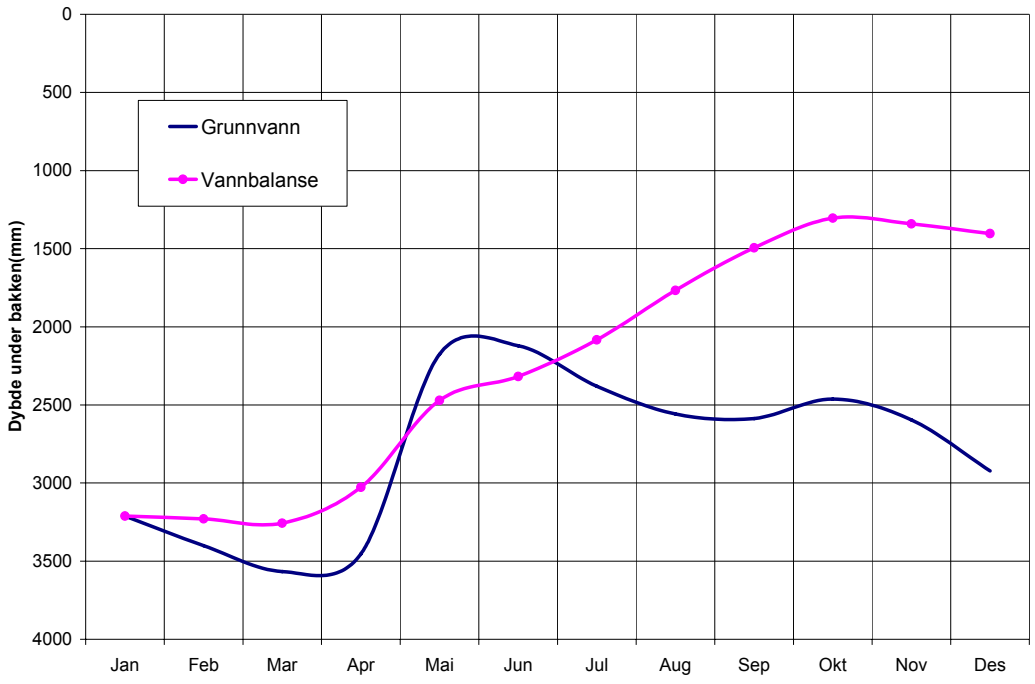
Figur 10. Månedlige effektiv nedbør for Grosetfeltet

2 Grunnvannsbalanse

Diskusjon om vannbalanse i Groset og hvilke parametere som påvirker grunnvannsdannelsen og eventuelt oppførelse av en grunnvannsmodell.

Analysen av vannbalansen som vi kommer til å utføre i dette kapitelet er rettet mot å etablere størrelsen på grunnvannsdannelse i Groset på en enkel måte. Vi kan bruke effektive nedbørsdata (nedbør + snøsmelting) for å finne ut hvor mange mm nedbør som faller per måned i Groset i et gjennomsnittlig år. Fra vannføringsmålingene ved Grosettjern kan vi beregne hvor mye vann som forsvinner fra nedbørfeltet hver måned på et gjennomsnittlig år. Deler vi vannføringsmålingene med arealet til nedbørsfeltet kan vi utrykke hvor mye vann forsvinner fra nedbørsfeltet i mm. La oss se borte fra evapotranspirasjon (fordampning + transpirasjon) og andre prosesser som har en reduserende effekt, og definere total grunnvannsdannelse i Groset som differansen mellom effektiv nedbør minus total vannføring. På denne måten kan vi definere et maksimum grunnvannsdannelse per måned for et gjennomsnittlig år.

For å kunne sammenligne maksimum grunnvannsdannelse med målt grunnvannsstand deler vi grunnvannsdannelse med porøsiteten (dvs. 20 %). Vi skal sammenligne grunnvannsdannelse med grunnvannstanden målt i stasjonen hvor vi observerer den største variasjon (stasjon 1A fra tabell 1). Resultatet ser vi i figur 11 hvor grunnvannskurven representere den årlige gjennomsnitts grunnvannstanden i stasjon 1A og vannbalansekurven representere den årlige gjennomsnittlige grunnvannsstanden som skulle oppnås ved bruk av maksimum grunnvannsdannelse.



Figur 11. Grunnvann vs. Grunnvannsdannelse (porøsitet 20%).

Siden vi har estimert grunnvannsdannelse i figur 11 uten å fjerne evapotranspirasjon burde vi få en kurve som alltid er større enn grunnvannsobservasjonene over hele året. Men det er ikke det vi observerer i figuren. I mai og juni får vi en grunnvannsdannelse som er mindre enn grunnvannsobservasjonene, som viser at det er noe fundamentalt feil med våre beregninger.

Det finnes flere antagelser som ligger til grunn for våre beregninger og problemene må være knyttet til noen av disse. Vi skal diskutere 2 slike antagelser som kan gi en forklaring for avviket som observeres i figuren.

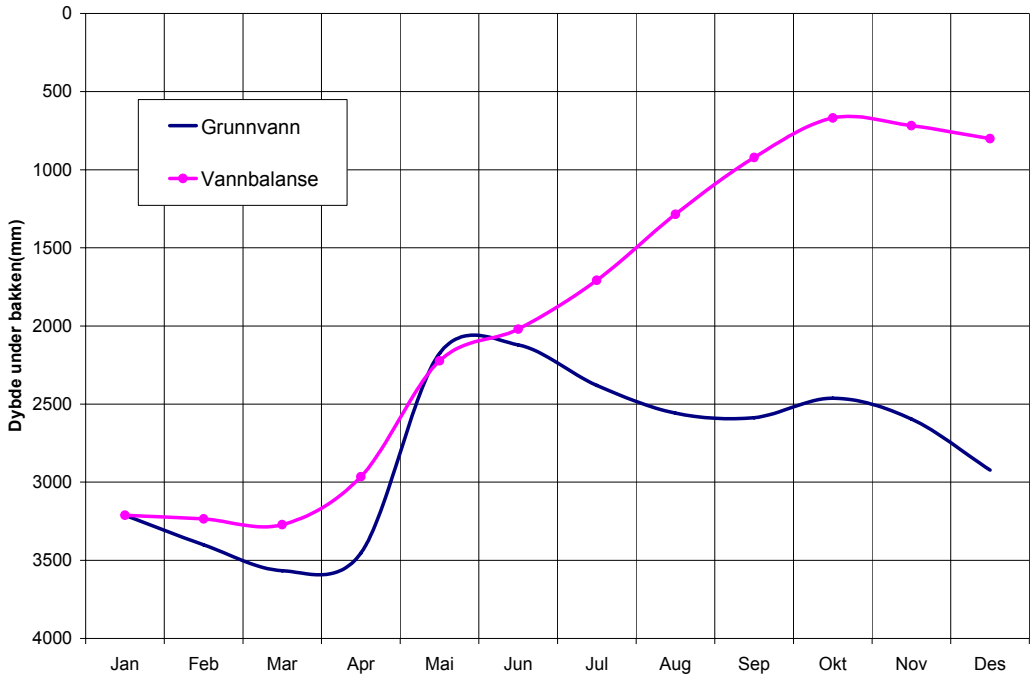
Porøsitet er en viktig parameter i de utførte beregningene. Hvor viktig den er blir illustrert i figurene 12 og 13 hvor vannbalansekurven er beregnet med en 15 % og 25 % porøsitet henholdsvis. Lav porøsitet reduserer mengden av vann som trengs for å øke grunnvannstanden. For porøsitetsverdier mindre enn 14 % får man en vannbalansekurve som er større enn grunnvannskurven over hele året. Med en porøsitetsverdi på 12 % overskrider vannbalansen overflatenivået (som aldri kan skje i virkeligheten). Lav porøsitet kan brukes for å få en vannbalansekurve som er større enn grunnvannskurven og dermed konkludere at det ikke finnes noen uregelmessigheter i vannbalansen i Groset. Men antagelsen om lav porøsitet vil også føre til en vannmettet tilstand av grunnvannsforekomsten og en ikke eksiterende umettesone, noe som ikke stemmer med det vi observerer. Alle våre observasjoner peker på en betydelig porøsitet for løsmassene i Groset. Dette ble bekreftet av Colleuille (2005) som tok flere prøver og estimerte at porøsiteten varierte mellom 20 % og 30 %. Vi må konkludere med at vannbalanseproblemene som observeres i Groset ikke er knyttet til porøsitetsverdier som ble brukt i beregningene.

En annen parameter som kan forklare vannbalanseproblemet i Groset er feltets areal. Arealet av grosetfeltet er selvfølgelig konstant, og i våre beregninger er den estimert til 6,446 km^2. Verdiene varierer litt fra rapport til rapport avhengig av metoden som ble brukt til å estimere arealet. Endringer i koordinatsystemet på bakgrunnskartet har også introdusert noen avvik på lik måte som oppdateringer av feltets grenselinje. Siden vi bygger opp en vannbalanseberegning av grunnvannsdannelsen burde vi ikke bruke hele feltets areal, men kun den delen hvor grunnvannsdannelse finner sted. I så fall burde vi fjerne arealet av tjernene og eventuelt arealet av myrene. Tabell 2 gir en oversikt av arealene til tjernen og myrene i Grosetfeltet, basert på de digitaliserte polygonene som vises i figur 17. Vi ser at innsjøene utgjør nesten 7 % av total arealet mens myrene dekker en femtedel av feltet. Vi kan konkludere at i nesten 30 % av feltet er det meningsløst å vurdere grunnvannsdannelsen.

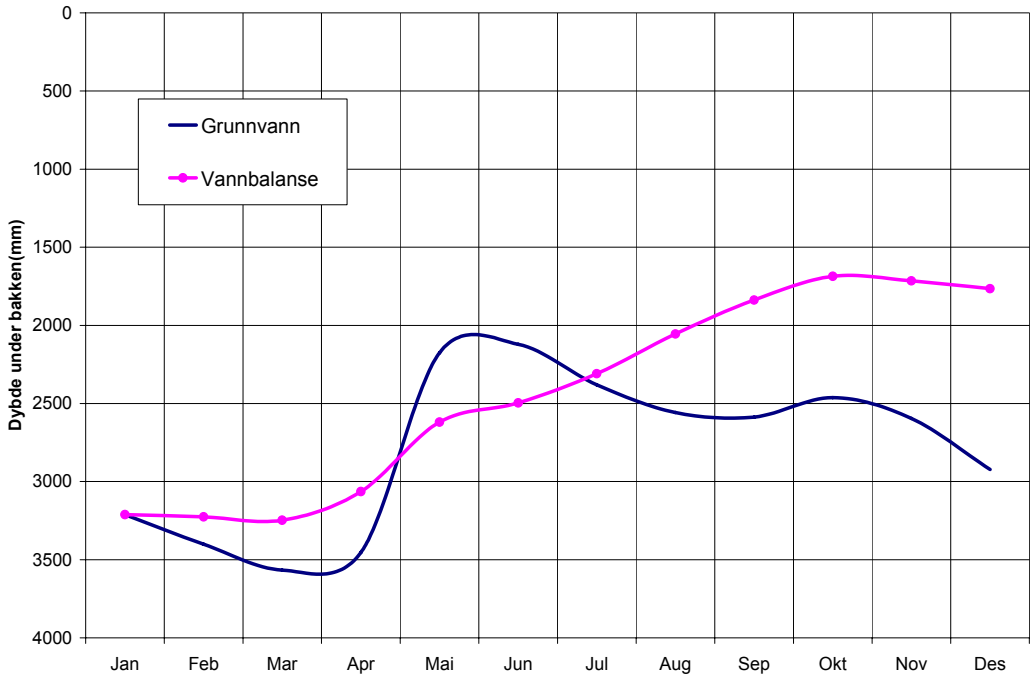
La oss først betrakte den ekstreme situasjonen hvor 30 % av avrenningen er knyttet til magasinering av nedbør i innsjøene og myrene. I dette tilfelle får vi en vannbalanse for 20% porøsitet som vises i figur 14. Vi merker at vannbalansekurven er større enn grunnvannskurven gjennom hele året, likevel er kurvene meget nær hverandre i mai.

Kurvene i figur 14 kan brukes til å estimere evapotranspirasjon. Fra begynnelsen av året og til og med mai har vi nesten ingen evapotraspirasjon. Fra juni til og med september får vi en stor evapotraspirasjon som får kurvene til å avvike fra hverandre. I oktober flater vannbalansekurven seg nesten ut igjen. Et minimums estimat av den årlige gjennomsnittlige evapotranspirasjonen kan oppnås ved å betrakte økingen av vannbalansekurven fra mai til oktober som tilsvarer ca. 55 % av effektiv nedbør per år. Et

maksimums estimat oppnås ved å sammenligne kurvene i oktober som tilsvarer ca. 70 % av effektiv nedbør.



Figur 12. Grunnvann vs. Grunnvannsdannelse (porøsitet 15%).

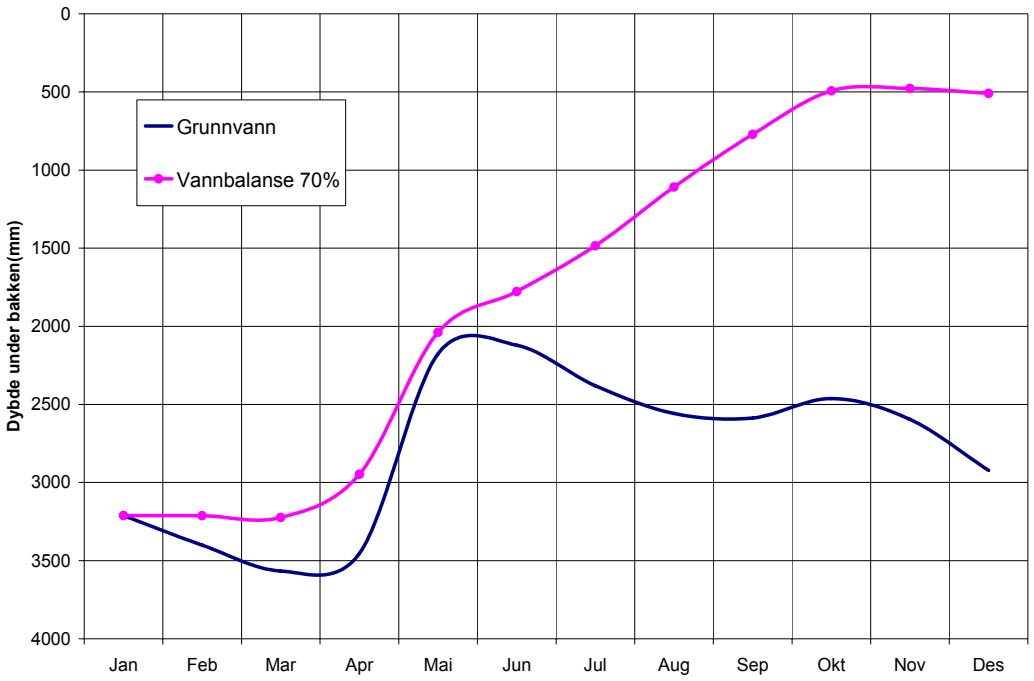


Figur 13. Grunnvann vs. Grunnvannsdannelse (porøsitet 25%).

	Areal(m^2)	Areal(%)
Grosetjern	147 250	2,28 %
Hogsettjern	98 270	1,52 %
Heitjern	69 900	1,08 %
Hegetjern	36 610	0,57 %
Nystultjern	16 490	0,26 %
Olmåstjern	61 210	0,95 %
Neristjern	22 670	0,35 %
Grense(nord)	4 010	0,06 %
Grense(sør)	2 280	0,04 %
Sum	458 690	7,12 %
Myr	1 467 720	22,77 %
Sum	1 926 410	29,88 %

Kom. Det er kun halvparten av tjernen som ligger på grensen sør for Grosettjern som ligger i feltet, tallene i tabellen er derfor halvert. Total areal av Grosetfeltet er 6 446 340 m^2. Alle arealene i tabellen er avrundet til det nærmeste 10m^2.

Tabell 2. Areal av innsjøene og myrene i Grosetfeltet angitt direkte som m^2 og i prosentandel av total nedbørfeltareal



Figur 14. Grunnvann vs. Grunnvannsdannelse (porøsitet 20%). Vannbalanse basert på 70% av nedbørfeltsareal.

For å godta resultatene i figur 14 som representative for Groset må man også godta at evapotranspirasjon i mai er ubetydelig, at porøsiteten i løsmassene er ca. 20 % og at grunnvannsdannelse finner sted på kun 70 % av feltarealet. La oss anta at de første to er rimelige antagelser for Groset. Feltareal antagelsen er meget problematisk siden den innebærer at grunnvannsmagasinering ikke er påvirket eller avhengig av magasinering av

nedbør i innsjøene og myrene. Med andre ord antar den en enveis hydraulisk kommunikasjon med innsjøene og myrene hvor grunnvannsmagasinet mater innsjøene og myrene med vann mens grunnvannsforekomsten aldri får vann fra disse. Man kan akseptere et slikt forhold mellom grunnvannsmagasinet og innsjøene men det er vanskeligere å akseptere det for myrene.

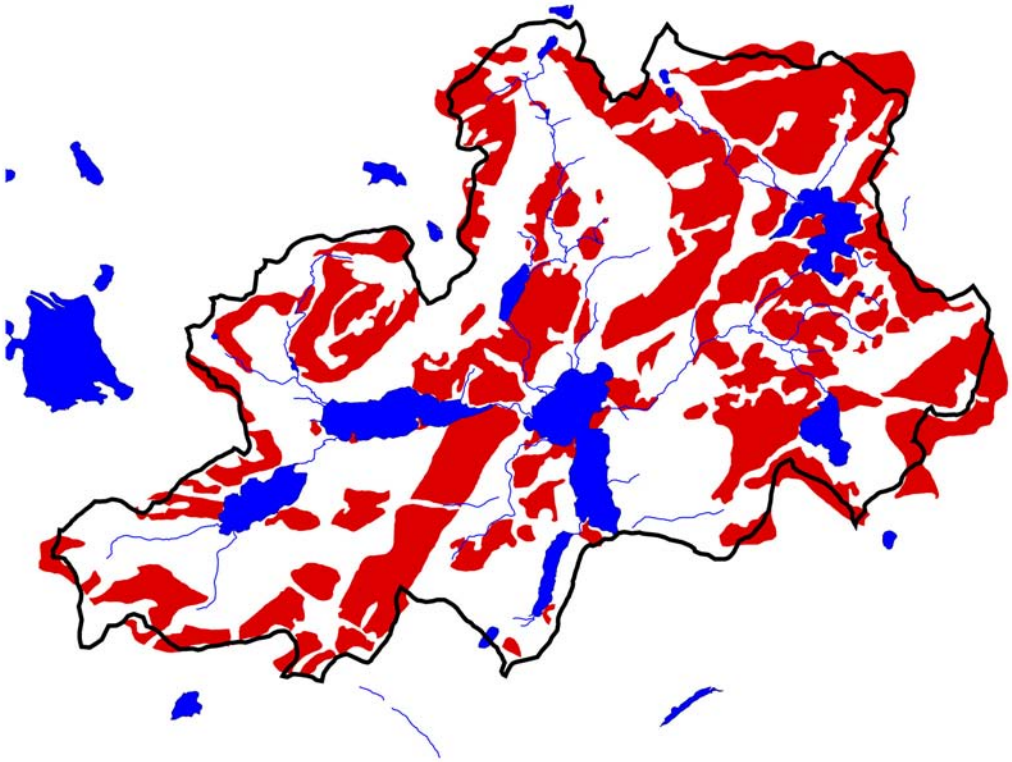
For eksempel man kan godta at Grosettjern og Hogsettjern som ligger på de laveste delene av nedbørfeltet blir matet av grunnvannmagasinet mens de høyere liggende innsjøene har en tett bunn og bidrar ikke noe vesentlig til grunnvannsmagasinet. Man kan bruke det samme argument for myr som er i kontakt med innsjøer. Men myr som befinner seg på skråninger burde i de fleste tilfellene mate grunnvannsmagasinet. Man kan argumentere at disse myrene ikke bidrar til grunnvannsdannelse fordi i tidsperioden hvor myrene er i stand til å mate grunnvannsmagasinet er grunnvannsmagasinet nesten total vannmettet.

Det er forholdsvis lett å spekulere i hvordan grunnvannsmagasinet hydraulisk sett er knyttet til innsjøene og myrene i Groset når målet er å samle inn ca. 30 % av feltets areal for å forklare vannbalansekurven. Men å verifisere disse antagelsene er en meget tidkrevende oppgave.

3 Konseptuell modell

De tilgjengelige grunnvannsdataene er ikke i stand til å gi oss en fullstendig forståelse av hvordan grunnvannsstrømning foregår i Groset. Her diskuteres antagelsene som er brukt sammen med de tilgjengelige grunnvannsdata for å lage en konkret konseptuel modell av grunnvannsregime i Groset.

For å danne en konseptuell modell av Grosetfeltet må vi avgjøre effekten av flere hydrogeologiske forhold som ikke belyses av de innsamlede dataene. Først må man definere hydrogeologiske enheter i simuleringsområdet. Til dette formålet bruker vi det kvartærgeologiske kartet som vises i figur 2. Morener med stor mektighet danner den viktigste vannførende hydrogeologiske enheten i området mens alle andre kvartærgeologiske enheter definert i kartet bidrar lite i en hydrogeologisk sammenheng. Myrene har spesielle egenskaper og skal diskuteres på et seinere punkt. I figur 15 vises områdene definert som morener med tynn og/eller flekkevis dekke. Fra en kvartærgeologisk side kan det hende at det er riktig å definere disse sedimentene som en viktig enhet i området, men fra en hydrogeologisk betraktning er disse sedimentene av tvilsom betydning. I noen tilfeller er disse sedimentene mektige nok (~2 m) til å være av hydrogeologisk betydning, mens i andre tilfeller er de for tynne for at man skal ta hensyn til dem. En hydrogeologisk behandling av denne kvartærgeologiske enheten krever at man foretar en hydrogeologisk kartlegging av simuleringsområdet.



Figur 15. Morener med tynn og/eller flekkevis dekke ifølge kvartærgeologisk karten (fra figur 2)

Prosjektets rammer tillater ikke en omfattende hydrogeologisk kartlegging av området og dermed er man nødt til å implementere konservative antagelser som krever at hele denne kvartærgeologiske enheten er behandlet som en viktig hydrogeologisk enhet. Inkludert i denne enheten er også myrene som befinner seg i Grosetfeltet. Myrene ble diskutert i paragrafen om vannbalanse. Hvorvidt myrene er hydraulisk knyttet til grunnvanns-forekomsten er uklar. Det er også uklart om alle myrene burde behandles likt eller deles i forskjellige kategorier og differensiere mellom dem.

Det er vanlig å finne et stort antall myr i høyfjells områder. Fra en hydrogeologisk side er det formålstjenelig å differensiere mellom 2 typer myr.

I. Myrene i kontakt med innsjøer

II. Myrene på skråninger.

Selvfølgelig kan man også finne myr som starter ved innsjøer og fortsetter oppover skråningene. Man kan likevel dele myrene i disse to typene fordi de oppfører seg på forskjellige måter.

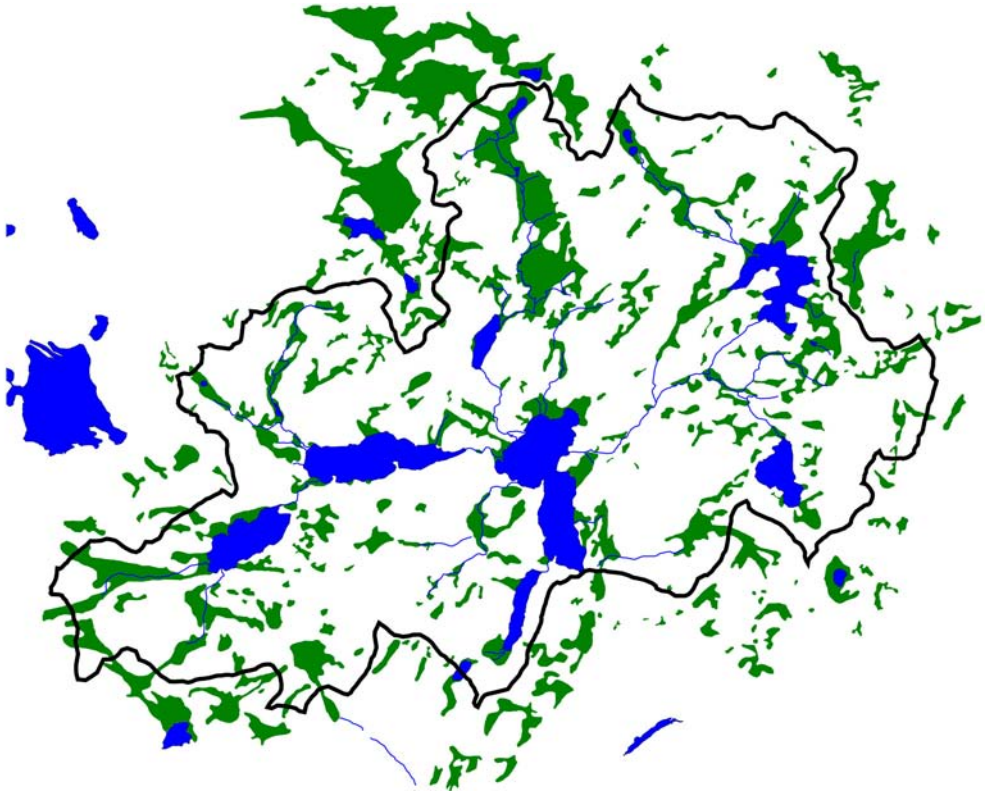
Myrene i kontakt med innsjøer er direkte avhengig av vannstanden i innsjøen. Tørke og nedbør påvirker disse myrene kun i det forstand at de endrer vannstanden i kontaktinnsjøen.

Myrer på skråninger fungerer på en helt annen måte. De er i stand til å magasinere nedbør for en kort periode, og dermed forsinker overflateavrenningen. Egenskapene varierer avhengig av myrenes størrelse (areal) og helning på skråningen (geometri generelt). Stor myr av denne typen er i stand til å produsere mye vann som tilsynelatende danner en eller flere ”kilder” i myrens laveste område. Det magasinerte vannet kan ikke betraktes som grunnvann og dermed kan vi heller ikke bruke ordet ”kilder” til å beskrive avrenningspunktene. Likevel finner man ofte slike ”kilder” tegnet inn på kart (som på figur 2) dermed blir det vanskelig å tolke de aktuelle hydrogeologiske forholdene. Myrkilder produserer vann for en relativt kort periode og burde ikke vises på kartene siden de danner en feilaktig bilde for hele området. Det er vanskelig å differensiere mellom grunnvannskilder og myrkilder i Norge pga. snødekking om vinteren. Det betyr at man må gjøre en hydrogeologisk vurdering av kildens art før man fører den som grunnvannskilde på kart.

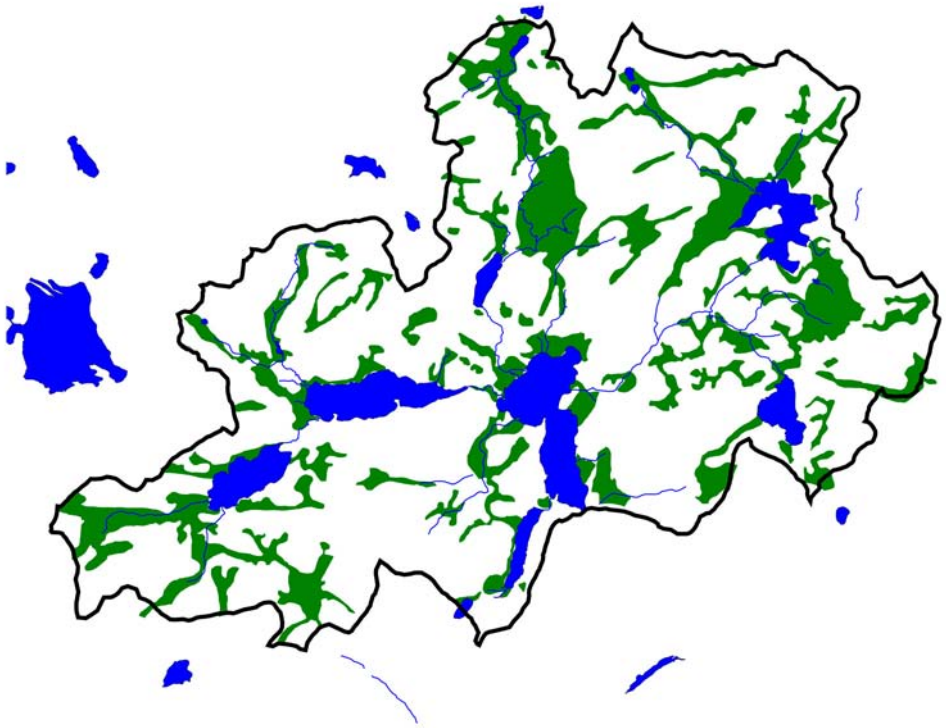
Figurene 16 og 17 viser myrene i Grosetfeltet. Den første figuren viser myrene ført på 1:5000 kart fra Norges kartverk, mens den andre figuren viser myrene ført på den kvartærgeologiske karten (figur 2). Det er et brukbart samsvar mellom de to kartene. Forskjellene mellom de 2 kartene illustrerer hvor vanskelig det er å definere nøyaktige grenser for myrer.

Den konseptuelle modellen som er foreslått er oppsummert i figur 18 som hovedsakelig viser 2 hydrogeologiske enheter. Det største problemet med denne modellen er at det finnes en alternativ tolking for den lave transmissivitets enheten. Denne enheten kan også fungere som en hydrogeologisk barriere. Dvs. at mektigheten av enheten stedvis er så liten at de hydrogeologiske forholdene ligner mye mer på de som observeres på bart fjell enn løsmmaser. Det er interessant å påpeke at denne enheten dekker ca. 37 % av arealet og om den oppfører seg som bart fjell er grunnvannsdannelse i denne enheten mindre enn

3 % av total nedbør. Dette kan forklare vannbalanse problemene fra den forrige paragrafen.



Figur 16. Myrområder i grosetfeltet ifølge kartverkets 1:5000 kart



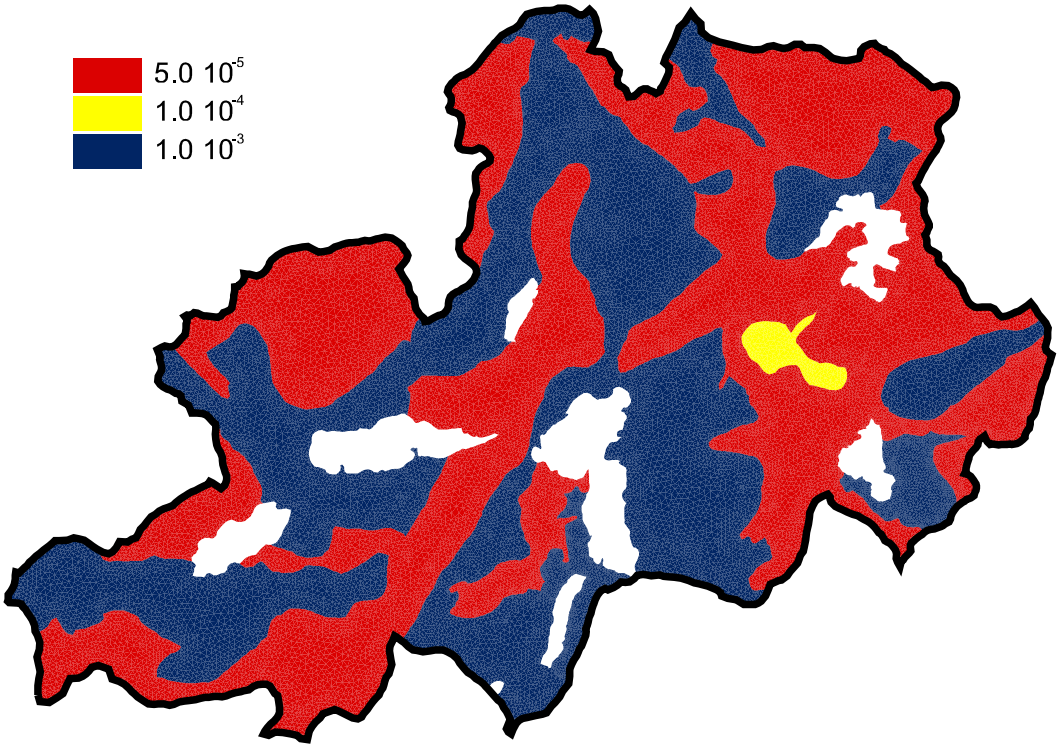
Figur 17. Myrområder i grosetfeltet ifølge kvartærgeologi (figur 2).

4 Analyse og resultater

Beskrivelse av analysene som er utført, antagelsene som ble innført, og tolkning /diskusjon av resultatene.

Modelloppbygning

Den konseptuelle modellen som først og fremst er basert på det kvartærgeologiske kartet antar at det finnes to hydrogeologiske enheter i Grosetfeltet som vises i figur 18. Morenematerial med stor mektighet og høy transmissivitet ($1.0 \cdot 10^{-3}$ m^2s^{-1}) og resten av området med lav mektighet og lav transmissivitet ($5.0 \cdot 10^{-5}$ m^2s^{-1}). Transmissivitetsverdiene er beregnet ved å anta en 20 m mektighet for de hydrogeologiske enhetene. Et lite område er skilt ut og fått en transmissivitetsverdi på $1.0 \cdot 10^{-4}$ m^2s^{-1} for å motvirke noen numeriske problemer som oppstår i området. Slike problemer er vanligvis et tegn på dannelse av kilder i området, noe som er bekreftet av feltbefaring i området.



Figur 18. Antatt transmissivitetsverdier (m^2/s) for Grosetfeltet.

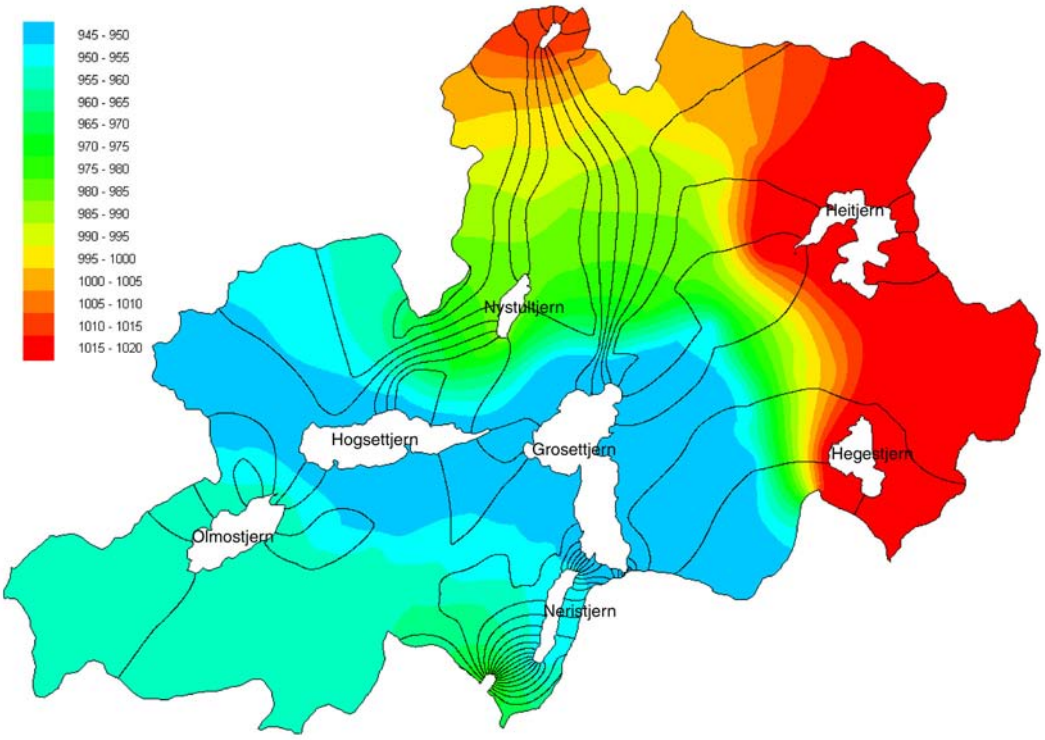
Vi er dermed klare for å bygge opp en 2D grunnvannsmodell av Grosetfeltet. Det enkleste er å bygge opp en 2D horisontal modell. En slik modell bruker en rekke antagelser om simuleringsområdet. Den antar at forekomsten er i lukket (piesometrisk) tilstand, at grunnvannet beveger seg kun i horisontal retning (som på indirekte vis innebærer at topografien ikke påvirker grunnvannstrømningen), og at resultatene ikke er påvirket av løssmassenes mektighet (bruk av transmissivitet i stedet for hydraulisk ledningsevne). Antagelsene har også en annet effekt. Modellen setter ikke noen begrensninger i den

beregnede grunnvannspeilet. Det kan ligge høyere enn overflaten eller lavere enn bunnen av akviferen. Den kan til og med få negative verdier.

Resultater

2D Horisontal Simulering

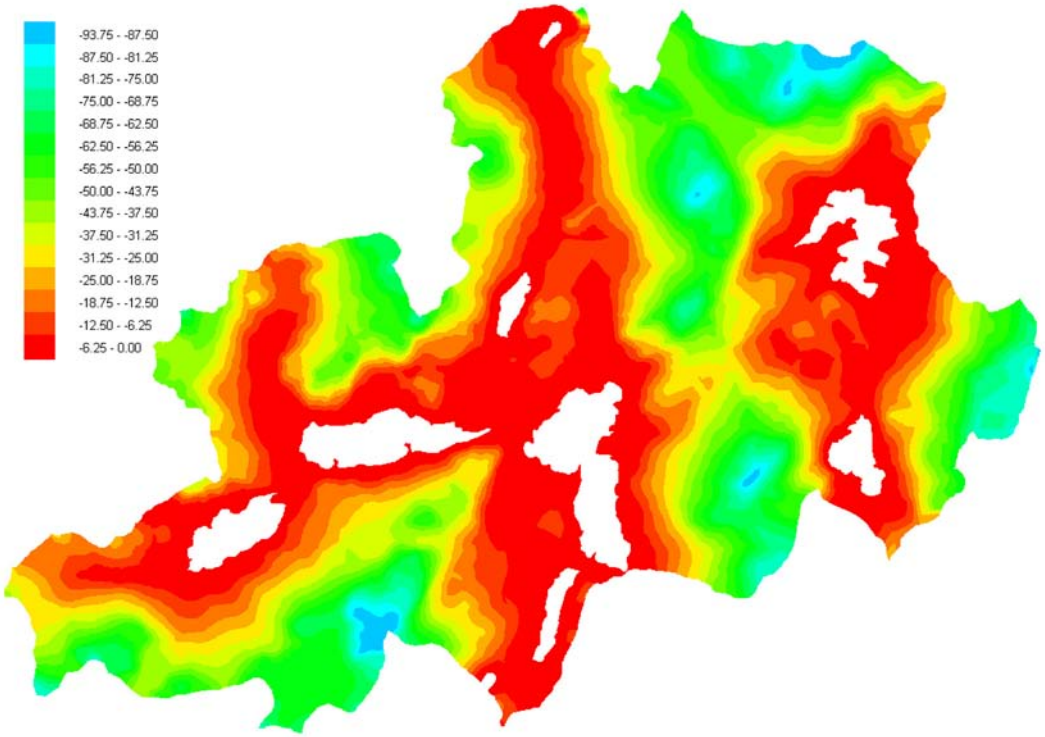
Resultatene fra den 2D horisontale modellen vises i figur 19. De stasjonære strømningslinjene (burde kalles strømningsfunksjonslinjer) har omtrent de samme egenskapene som vanlig strømningslinjer. I en grunnvannsforekomst med homogene strømningsforhold er strømningslinjene fordelt jevnt over forekomsten. ”Problematiske” områder kan lett identifiseres siden strømningslinjene konvergerer (eller er tett på/nærmer hverandre) i slike områder. I figur 19 observerer man 3 slike områder. Nord for Grosettjern ser vi 3 strømningslinjer som er meget nær hverandre. De linjene viser at store mengder grunnvann må strømme gjennom et meget trang område, og dermed fins et stort potesiale for dannelse av en flaskehals. Vi observerer det samme nord for Hogsettjern. Ekstreme tilstander oppstår sør for Grosettjern mellom Grosettjern og Neristjern og lengre sør mellom Neristjern og den navnløse tjernen ved feltgrensen. De tre sistenevnte tjernene befinner seg i den høye transmissivitetsenheten og dermed er den hydrauliske kommunikasjonen mellom tjernene den største som finnes i hele Grosetfeltet. Til tross for at feltbefaring ikke bekrefter en høy hydraulisk kommunikasjon i dette området, er resultatet fra en analytisk side riktig.



Figur 19. Grunnvannsspeilet og stasjonære strømningslinjer for Groset fra den 2D horisontale FEFLOW modellen.

I resten av grosetfeltet observerer vi at den hydrauliske kommunikasjonen mellom tjernene er begrenset. Grunnvannsspeilet kontrolleres hovedsakelig av vannstandene i tjernene. Om man sammenligner grunnvannspeilet med landskapets topografi kommer vi

til å få et stort avvik på grunn av ”horisontal” strømningsforhold som er antatt i modellen. Differansen mellom grunnvannspeilet og landskapet vises i figur 20. Figuren gjenspeiler de topografiske forholdene i Groset hvor de største differansene tilsvarer fjelltoppene i landskapet. Landskapet ser ikke ut til å påvirke resultatene i de sentrale områdene rundt Groset- og Hogsettjern og i de østlige delene av feltet ved Hei- og Hegestjern. Kommunikasjonen mellom det sentrale og det østlige feltet er imidlertid sterkt knytet til de topografiske forholdene. Det finnes dog et lite dalføre mellom det østlige og sentrale feltet som grunnvann kan bruke for å strømme fra den østlige til den sentrale delen av Grosetfeltet som faktisk tilsvarer den samme banen som bekkene fra Heitjern og Hegestjern må ta for å nå Grosettjern.



Figur 20. Grunnvannstands dybde under bakenivå, basert på FEFLOWs 2D horisontal strømningsanalyse.

Populariteten av stasjonære løsninger er i dag meget lav noe som gjenspeiles i hydrogeologisk litteratur. Hovedsakelig er argumentene mot nytteverdien av slike løsninger rettet mot løsningens ”urealistisk” oppførelse. Løsningene i figurene 18 og 19 representerer en idealisert vannbalanse som ikke kan oppstå i virkeligheten. Til tross for det er nytteverdien betydelig, spesielt fra et numerisk synspunkt. Om en stasjonær modell ikke klarer å stabilisere seg til en konkret numerisk løsning, er det noe fundamentalt feil i oppbyggingen av modellen. I tillegg kan man observere minst 2 viktige egenskaper av modellen i en stasjonær løsning. Grunnvannshastigheter (Darcy hastigheter) og stasjonær strømlinjepotensial. Problematiske områder er lett å identifisere i stasjonære løsninger.

Man må likevel ikke glemme at løsningen er meget urealistisk siden den tar ikke hensyn til løsmassenes mektighet og topografiske forhold. Figur 19 viser at grunnvannspeilet kan være opp till -90 m under bakkenivå. Løsmassenes mektighet i området er sannsynligvis ikke mer enn 15 m, men la oss sette et maksimum på 20 m. Løsningen krever at vi må ha løsmasser med en mektighet på over 100 m. Siden løsningen er numerisk stabil kan vi

konkludere med at vi kommer til å få problemer når vi begrenser løsmasssenes mektighet til 20 m. I tillegg kommer vi til å få områder hvor grunnvannspeilet treffer bunnen av løsmassene (uttørking) og andre steder hvor grunnvannspeilet treffer overflaten.

3D Simuleringer

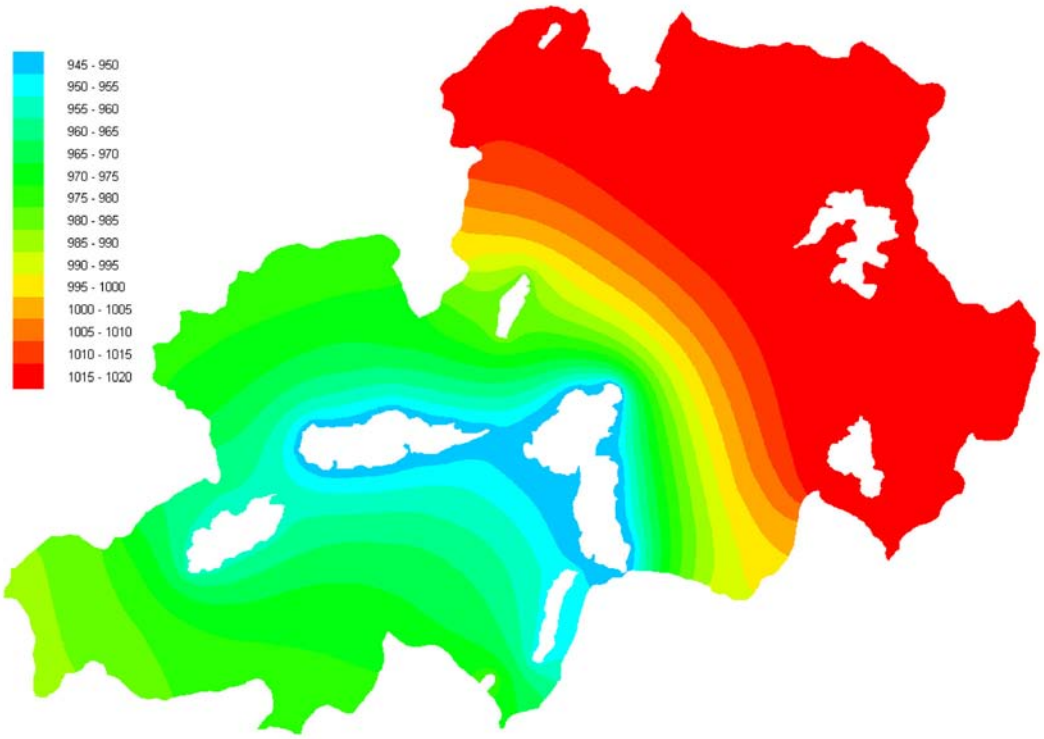
I en 2D simulering kan grunnvannet bevege seg kun i horisontal retning. I en 3D simulering finnes det ikke noen begrensinger på måten grunnvannet beveger seg på. Dette gir oss anledningen til å ta hensyn til topografien i Groset og se hvordan dette påvirker grunnvannsmagasinet.

2D simuleringene har vist at vi må forvente en rekke nummeriske problemer i 3D. Det er hensiktsmessig å begynne med enkle simuleringer for å kunne kontrollere og begrense de numeriske problemene. La oss anta at hele grunnvannsforekomsten er homogen. Siden vi vet at grunnvannstanden skal stedvis falle helt ned til bunnen av løsmassene kommer vi til å inkludere et lag for det underliggende fjellet for å stabilisere løsningen. I første omgang lar vi grunnvannstanden overstige overflaten om det er behov for det. Resultatene ser vi i figurene 21 og 22. I figur 21 ser vi grunnvannspeilet mens figur 22 viser høyden av grunnvannstanden over bunnen av løsmassene.

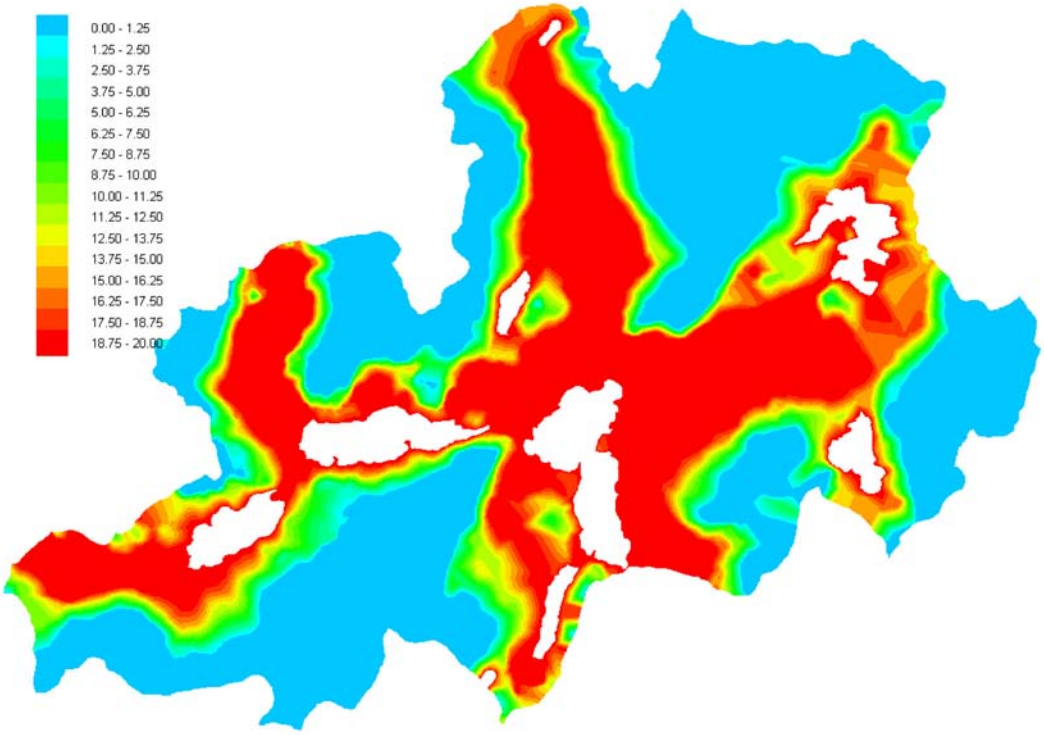
Grunnvannspeilet i figur 21 har en jevn fordeling over nedbørfeltet. Dette skyldes at vi ikke har implementert noen betingelser på overflate som tillater Feflow å øke grunnvannstanden over overflatenivå om det er nødvendig for å få en stabil numerisk løsning. Uregelmessigheter blir synlige kun når vi sammenligner løsningen med topografien. Dette viser figur 22 hvor vi også ser at store deler av nedbørsfeltet har nesten ikke noe grunnvann i det hele tatt.

La oss nå inkludere overflatebetingelser i Feflow og gjenta analysen. Overflatebetingelser i Feflow tillater ikke grunnvannspeilet til å overskride overflatenivå. Dette oppnås ved at Feflow implementerer en konstant hydraulisk head betingelse på overflate nodene når det observeres at løsningen på disse nodene ligger høyere enn overflaten. Fra en vannbalanse side har denne betingelsen som resultat at det ”suges” vann ut av de påvirkede områdene som praktisk sett kan anses for å være en lokal dannelse av vannkilder, eller kan betraktes som overflate avløp. Betingelse har en ustabiliserende effekt på løsningen fra et nummerisk synspunkt. Resultatene viste seg til å være meget stabile og er vist i figur 23 og 24. Ved å sammenligne figur 21 med figur 23 er det lett å se hvor grunnvannspeilet treffer overflaten. Fra den andre siden viser en sammenlikning av figurene 22 og 24 ingen store forskjeller mellom de to løsningene. Områdene som mangler en stabil dannelse av grunnvann skyldes dermed ikke løsningsmetodikken men er kun et resultat av Grosets topografi. Det er like viktig å observere at områdene i figur 22 hvor grunnvannspeilet treffer overflaten, er ideelt tilpasset til dannelse av myr.

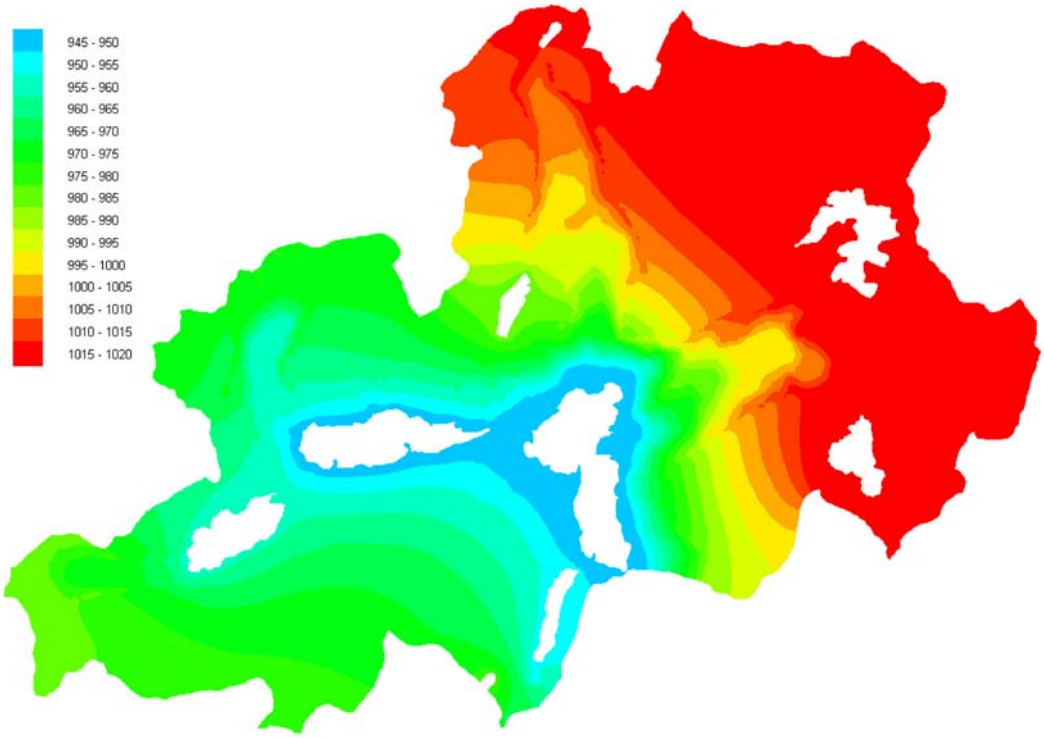
Figur 25 viser resultatene fra en betinget og ubetinget simulering langs et vest-øst snitt i Groset. I 25A observerer vi at grunnvannspeilet er en jevn kurve som blir avbruttet når grunnvannspeilet treffer fjellet eller bunnen av løsmassene. I figur 25B skyldes uregelmessighetene i grunnvannspeilet at grunnvannspeilet treffer overflaten.



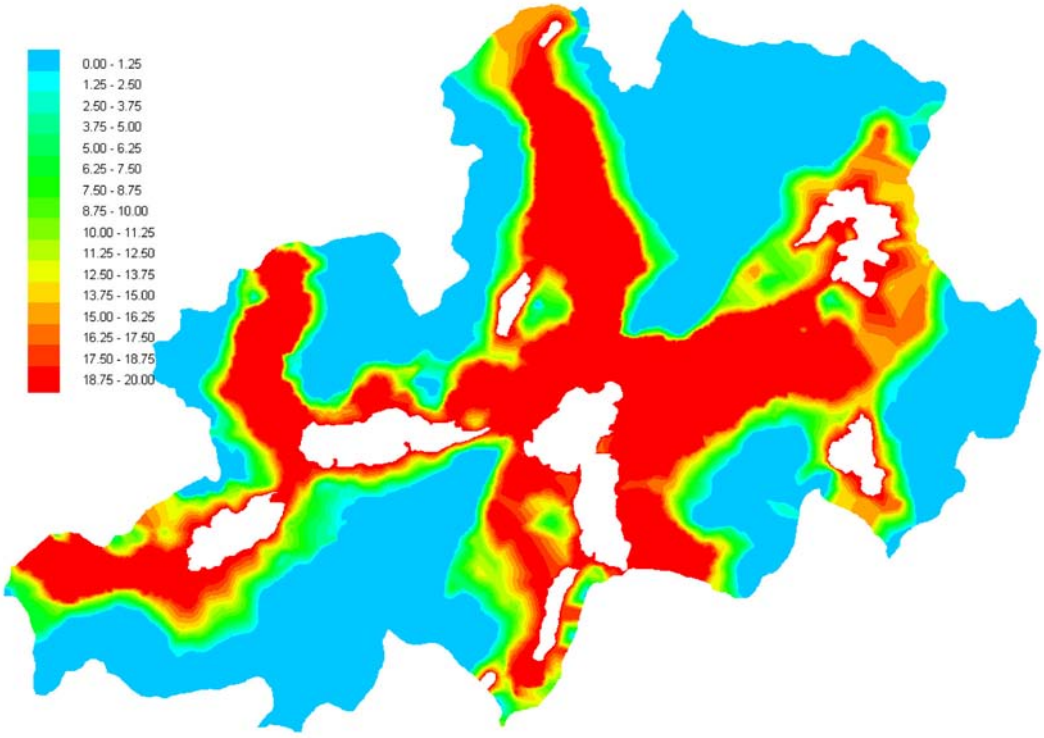
Figur 20. Grunnvannstand simulert i Feflow uten betingelser på overflate.



Figur 21. Høyden av grunnvannstand målt fra bunnen av løsmasselaget (-20m fra overflate)

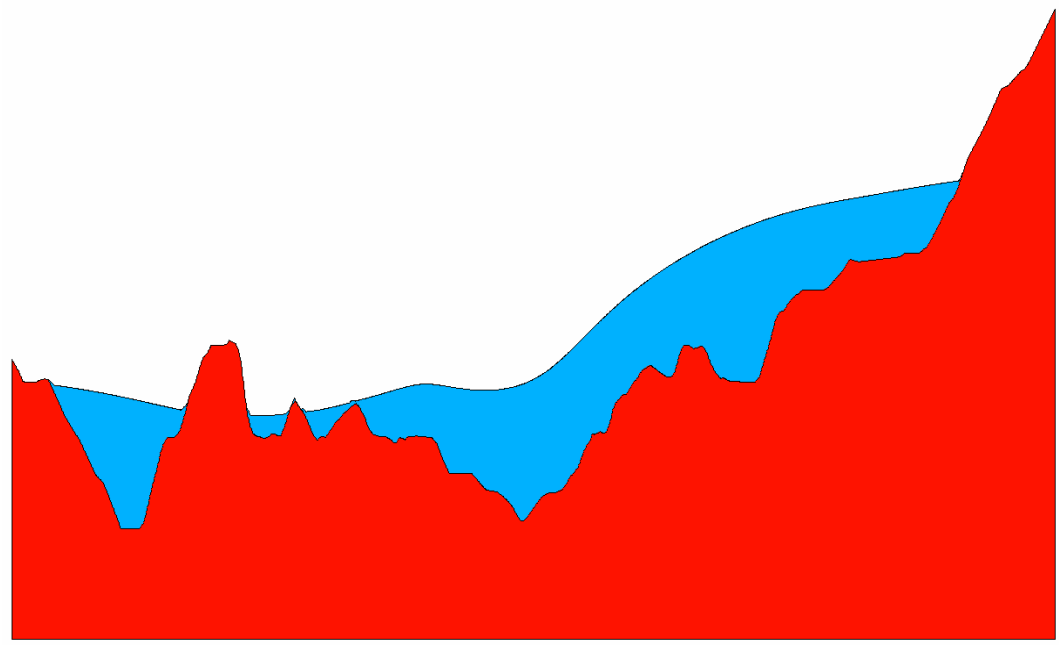


Figur 22. Grunnvannstanden simulert i Feflow med betinget oppførelse på overflate

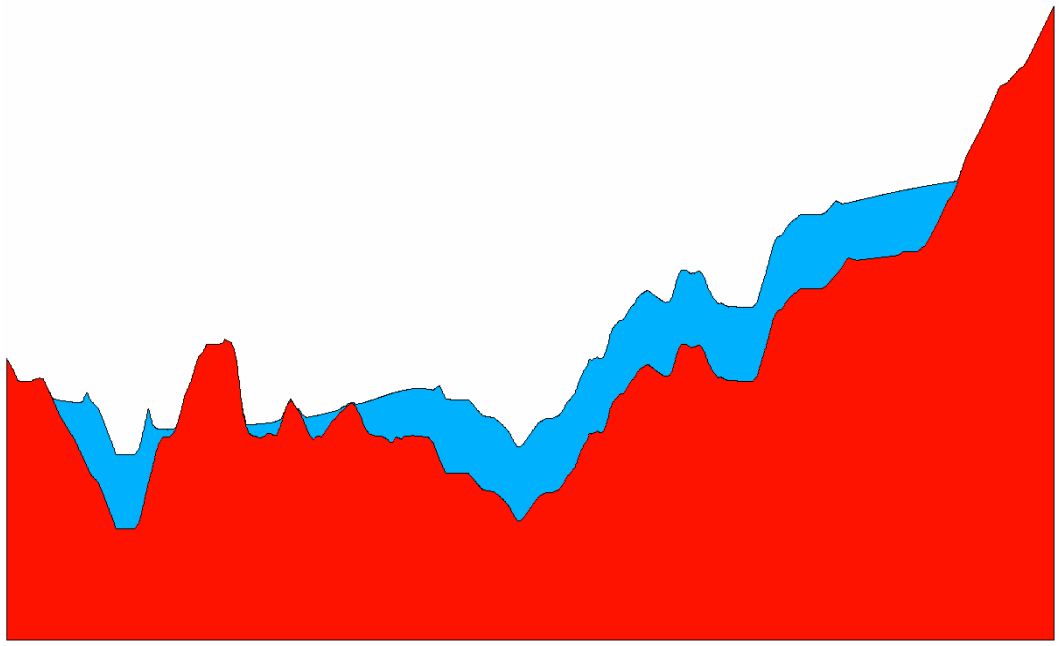


Figur 23. Grunnvannstand målt fra bunnen av løsmasselaget ved betinget oppførelse på overflate.

A



B



Figur 25 . Vestre – Østre snitt av Groset. A. Uten betingelser på overflate. B. Med betinget oppførelse på overflate (forklaring i teksten). Det røde laget representerer det underliggende fjellet, mens det blåe laget representerer grunnvannet i løsmassene. Lengde av profilen er 3422 m mens vertikalen er forstørret ca. 12 ganger i forhold til horisontalen. (I svart-hvitt utgave er rød =mørk grå mens blå = lys grå)

Områdene som ikke dekkes med grunnvann er ikke i stand til å magasinere grunnvann over lengre tid.

Grunnen til at det ble nødvendig å introdusere et fjellag i simuleringene er knyttet til "dry cell" problemet som oppstår i numeriske simuleringer. Når grunnvannspeilet faller under

bunnen av et 3D endelig element i den numeriske algoritmen får vi et "dry cell" problem hvor volumet av vannet i elementet blir lik null. Slike elementer får det numeriske likningssystemet til å være uløselig enten fordi det oppstår operasjoner hvor deling med null fremtrer eller fordi likningsmatrisen ikke er singular. Det finnes to måter å behandle "dry cell" problemet på.

Man kan fjerne elementet fra likningssystemet. Dette vil få likningsmatrisen til å være singular igjen, men for å finne ut hvilke elementer som må fjernes må man først løse likningssystemet. Et typisk kylling og egg problem. Man må løse systemet for å finne de tørre elementene og man kan ikke løse likningssystemet før man har fjernet de tørre elementene. Det finnes algoritmer som kan bruke en iterativ løsningsmetode for å identifisere tørre elementer men de er problematiske spesielt i tidsavhengige simuleringer hvor et element kan være tørt i visse simuleringsperioder og vått i andre perioder.

Man kan sette et minimum vann mengde i elementet. Denne metoden er mest brukt i de kommersielle modelleringsverktøyene og tillater vanligvis brukeren å definere mengden av vann som modellen skal bruke i tørre elementer. Feflow's default verdi er 1,01 mm vann (ie. 1,01 lit/m^3) og det er (dessverre) uklart om Feflow ganger denne verdien med effektiv porøsiteten før den tas i bruk i modellen. Numerisk utjevning fører til at konsekvensene av innføringen av disse minimums verdier ikke er signifikante for estimering av grunnvannspeilet. Derimot er konsekvensene for vannbalansen betydelige om tørre elementer dekker et stort areal. I en stasjonær løsning har metoden som konsekvens at grunnvannsdannelsen fra nedbør øker med 1,01 mm som har en ubetydelig konsekvens når feilene i estimering av nedbør i beste fall er av størrelsesorden på 10mm. For tidsavhengige løsninger derimot, kan konsekvensene bli store. Et daglig tidssteg vil føre til en daglig øking i nedbør på 1,01 mm som i løpet av et år summerer seg til 368,65 mm per år. Et tidssteg på 0,1 døgn fører til 3686,5 mm per år. Man må nedjustere default verdiene i modellen for å motvirke slike effekter, noe som sjelden er adressert i modelleringsrapporter. Metoden er ikke problemfri heller. Ofte observer man at numeriske oscillasjoner oppstår som ikke tillater modellen å konvergere mot en stabil løsning.

Det var akkurat sistenevnte problem som førte til innføringen av et fjellag i Groset modellen. Dette laget har egentlig ingenting med fjellet og permeabilitetsegenskaper til det underliggende fjellet å gjøre. Fra en numerisk side fungerer det som en buffer. Den tillater utørking av overliggende elementer ved å innføre sugingseffekter i den numeriske algoritmen. I stedet for at vann volumet blir lik null får den en negativ verdi.
Dette øker den nummeriske stabiliteten betraktelig og i praksis tillater grunnvannspeilet til å være lavere enn bunnen av akviferen. Man får en stabil løsning, men vannbalansen blir betraktelig påvirket og trenger omfattende korreksjoner for å bli av nytte.

5 Konklusjoner

Alle grunnvannsanalysene som ble utført for Groset nedbørfelt viser at grunnvannsforholdene er meget kompliserte. Således kreves ekstensive grunnvannsundersøkelser for å lage en grunnvannsmodell som er detaljert nok til å brukes for prognoser av klimaendringer og/eller vannbalansestatus.

NVEs hydrologiske målinger i Groset betraktes som en av de mest omfattende i hele Norge. De innsamlede dataseriene er brukt i flere rapporter for uttesting av hydrologiske metoder for å beregne vannbalansen eller resesjonskurver, å fastsette naturlige hydrologiske forhold i regionen, studere høyfjellsområder, og belyse en rekke andre hydrologiske problemer. Grunnvannsforekomsten ble undersøkt i den grad det ble betraktet som et viktig ledd i de utførte hydrologiske studiene. Dette førte til etableringen av flere observasjonsrør for måling av grunnvannstand og etter hvert etablering av markvannstasjon for å studere nærmere grunnvannsdannelse og magasinering av grunnvann.

Selve grunnvannsmagasinet ble aldri undersøkt siden den ikke falt i regi av NVEs oppgaver. Implementeringen av Vannressursloven og EUs vanndirektiv krever at en langsiktig plan om undersøkelser av grunnvannsforekomster er etablert for hele landet. Per i dag er administrasjon av grunnvannsressursene en NVE oppgave mens undersøkelser av grunnvannsforekomster er en NGU oppgave. For å differensiere mellom de to oppgavene har NVE innført geohydrologi som et begrep om studier knyttet til grunnvannsressurser mens studier knyttet til grunnvannsforekomster er referert som hydrogeologi (som ikke er en NVE oppgave). En slik differensiering finnes ikke i naturen. Egenskapene av grunnvannsforekomsten bestemmer grunnvannets oppførsel og uten kjennskap til disse egenskapene kan man ikke engang utføre de enkleste analysene. Til tross for manglende informasjon om grunnvannsforekomsten ble det bestemt å fortsette med oppbyggingen av grunnvannsmodellen.

Begrenset informasjon om grunnvannsforekomsten ble innhentet fra kornfordelingsprøver og et eksisterende kvartærgeologiskkart av nedbørfeltet. I tillegg hadde man til disposisjon de omfattende hydrologiske og meteorologiske dataseriene fra Grosetfeltet.

Enkle vannbalanseberegninger viser at grunnvannsdannelse fra nedbør ikke er tilstrekkelig stor for å forklare grunnvannsstandene som er målt i området. Omfanget av myrene og innsjøene i området kan forklare det observerte avviket, men det er mer sannsynlig at feilen skyldes antagelser knyttet til tolkningen av det kvartærgeologiske kartet.

Den tilgjengelige informasjonen var mangelfull og kunne ikke brukes til å bygge opp en fullstendig grunnvannsmodell. Ved å bruke de tilgjengelige dataene, og innføre noen antagelser klarte vi å utføre flere enkle grunnvannsanalyser. Analysene viser at grunnvannsforekomsten i Groset ikke er i stand til å magasinere store mengder grunnvann over lengre tid. Kun deler av forekomsten som er i kontakt med innsjøene kan opprettholde en relativt stabil grunnvannstand. Forholdene ellers er meget dynamiske og avhengig av nedbør/snøsmelting. Dette også betyr at forekomsten er meget følsom for

endringer i nedbør/snøsmelting. Redusert nedbør eller tørke vil føre til uttørking av mesteparten av forekomsten og skadevirkninger på floraen i området.

Analysene viser at ca. 40-50 % av feltets areal er i stand til å magasinere grunnvann over lange perioder, mens resten av magasinet har en dynamisk oppførsel som er nær knyttet til mengden av nedbør og snøsmelting. Dvs. at over 50 % av feltarealet ikke er i stand til å magasinere grunnvann over lange perioder. Man er nød til å vurdere om de områdene burde være en del av grunnvannsforekomsten i det hele tatt. Problemet kan kun belyses av en mer omfattende og detaljert konseptuel modell som i sin tur krever en omfattende hydrogeologisk kartlegging av Grosetfeltet. Resultatene fra analysene er tvilsomme siden de er basert på antagelser som er basert på en konseptuel modell som er mye enklere enn virkeligheten.

Utbygging av en fullstendig grunnvannsmodell vil kunne svare på flere spørsmål om dynamikken i forekomsten. Hvor lang tid skulle det ta før tørkeeffekter blir synlige? I hvor langt tid kan områdene som er i stand til kun midlertidig magasinering av grunnvann behold grunnvann? Hvilken positiv/negativ effekt har myrene i analysene? Disse spørsmål og andre problemer kan få et svar om en fullstendig modell er tilgjengelig. En slik modell kan bygges dersom en hydrogeologisk kartlegging er foretatt i Groset.

6 Referanser

Anderson. A-C. (1984). Brunnar-undersøkning-dimensjonering-boring-drift. Svenska Byggforsikringsrådet. Rap. 42. s1.1-12-3.

Colleuille H., 2003. Groset forsøksfelt (016.H5). grunnvanns- og markvannsundersøkelser. Årsrapport 2002. NVE oppdragsrapport A 5-2003

Gjørsvik, O., 1970. Grosetbekken. En vurdering av vannbalansen. Del 1. NVE rapport 2-1970

Gjørsvik, O., 1970. Grosetbekken. Hydrologisk observasjonsmaterialet for Groset forsøksfelt. Del 2. NVE rapport 2-1970

Hazen, A. (1910). Some physical properties of sand and gravel with special reference to their use in infiltration, Ann. Rep. Mass. State Bd. of Health 24.18 541-556.

Pedersen T.S., Kirkhusmo L.A. og Kannick H., 2003. Overvåking av grunnvann. Landsomfattende grunnvannsnett (LGN). NVE rapport 1.2003.

Vedlegg 1

NEDBØR (mm)

	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	SUm
1982									151.20	117.82	30.49	0.00	
1983	2.35	0.00	3.14	106.18	528.33	263.17	42.00	43.90	154.56	132.38	28.99	11.34	1316.34
1984	0.00	0.34	0.00	132.82	324.03	100.69	41.78	129.02	174.27	135.32	3.02	0.67	1041.95
1985	0.00	0.00	0.00	0.00	436.46	181.89	109.54	118.72	64.40	65.63	0.00	0.00	976.64
1986	0.00	0.00	0.00	26.25	367.54	56.90	48.50	166.88	28.67	76.45	56.97	7.95	836.12
1987	0.00	0.00	0.00	147.61	225.59	102.37	23.07	128.58	108.75	199.31	40.14	3.70	**979.13**
1988	0.00	0.00	0.00	5.71	538.56	63.62	276.64	158.26	108.08	76.22	25.31	4.74	1257.14
1989	49.96	19.68	3.02	75.21	307.52	81.09	31.25	131.38	44.13	72.46	66.78	4.54	887.04
1990	0.90	16.41	51.65	99.31	406.34	106.51	103.49	95.65	80.30	76.72	5.42	0.02	**1042.72**
1991	0.00	3.92	2.46	57.21	293.08	58.58	74.70	28.67	85.57	56.48	62.41	4.03	727.11
1992	8.74	3.97	7.62	38.09	313.17	4.37	93.07	197.12	121.18	0.00	20.16	0.90	808.38
1993	0.00	10.64	0.00	118.26	485.33	46.03	133.95	83.10	49.62	72.13	0.00	8.85	1007.91
1994	0.00	0.00	0.00	64.44	414.45	117.14	56.45	149.30	85.34	42.31	36.18	0.00	965.61
1995	0.90	0.11	0.00	10.71	361.06	258.98	63.17	15.79	141.34	129.33	27.07	10.53	**1019.00**
1996	0.00	0.00	0.00	114.69	66.44	54.77	77.84	87.25	67.76	113.46	36.86	1.23	**620.29**
1997	15.99	1.46	0.00	0.56	332.34	155.21	107.52	115.14	87.47	72.35	12.24	4.93	905.21
1998	31.37	65.21	43.51	79.10	213.93	134.96	128.46	68.77	106.96	87.92	0.00	3.83	964.02
1999	5.94	0.00	2.13	128.84	324.61	53.42	0.00	54.21	128.13	78.90	32.38	0.00	808.55
2000	0.00	0.00	0.34	162.88	296.86	74.14	122.64	104.72	78.74	171.14	48.33	79.23	1139.02
2001	0.00	0.00	0.00	17.25	405.04	56.67	88.03	78.85	76.50	173.71	7.73	25.76	929.54
2002	7.66	26.99	0.00	152.97	291.04	80.08	91.06						**959.56**
Gjennomsnitt	6.19	7.44	5.69	76.90	346.59	102.53	85.66	102.91	97.15	97.50	27.02	8.61	**964.20**
Standardavikk	12.87	15.69	14.51	55.19	110.60	67.88	58.23	48.38	39.15	48.58	21.10	17.70	
Max	49.96	65.21	51.65	162.88	538.56	263.17	276.64	197.12	174.27	199.31	66.78	79.23	**2124.79**
Min	0.00	0.00	0.00	0.00	66.44	4.37	0.00	15.79	28.67	0.00	0.00	0.00	**115.27**
Median	0.00	0.06	0.00	77.15	328.48	80.58	82.94	104.72	86.52	77.81	28.03	3.93	**870.22**

Vedlegg 2

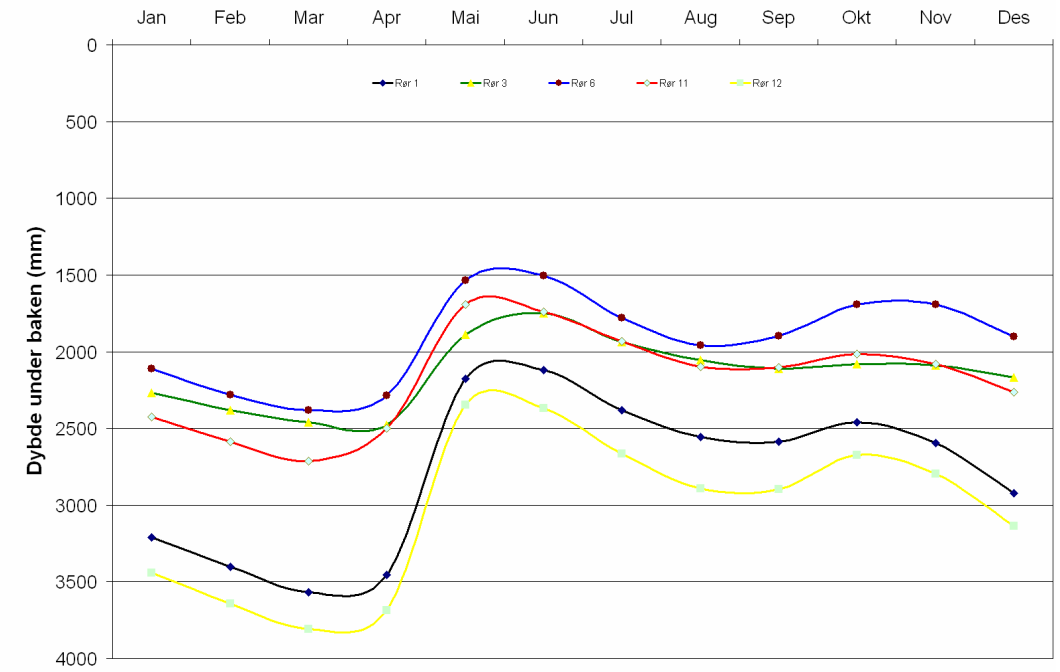
AVRENNING

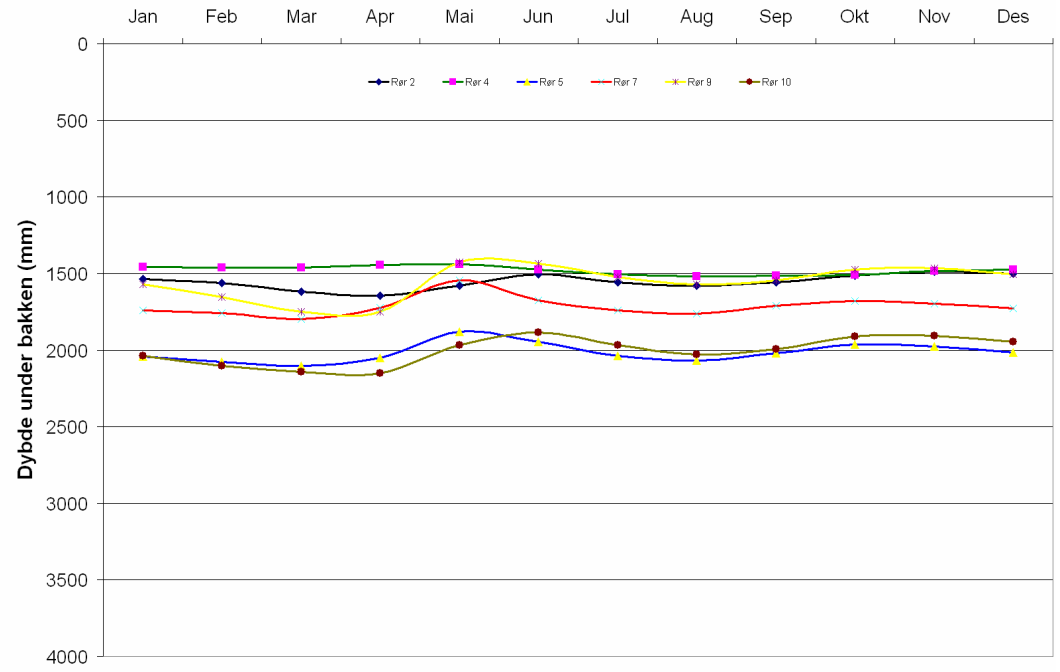
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	Gjennom snitt	Standad Avikk	Maks	Min	Median
1949											0.11294	0.05476					
1950	0.03626	0.03480	0.03150	0.04184	0.81487	0.17980	0.09396	0.44157	0.25971	0.20834	0.07535	0.04532	0.18861	0.23299	0.81487	0.03150	0.08466
1951	0.03283	0.03550	0.02878	0.03054	0.75834	0.28502	0.07911	0.38151	0.21237	0.07058	0.09336	0.08476	0.17439	0.21601	0.75834	0.02878	0.08194
1952	0.05725	0.02886	0.02306	0.27766	0.42734	0.05964	0.02345	0.07333	0.04991	0.08410	0.06996	0.02938	0.10033	0.12372	0.42734	0.02306	0.05845
1953	0.02492	0.02040	0.02139	0.04863	0.50581	0.16027	0.15829	0.10779	0.10075	0.09451	0.22625	0.14758	0.13472	0.13360	0.50581	0.02040	0.10427
1954	0.03151	0.02508	0.02804	0.02605	0.64205	0.16436	0.13997	0.10664	0.11329	0.16917	0.11434	0.08064	0.13676	0.16784	0.64205	0.02508	0.10997
1955	0.03664	0.03062	0.02485	0.02593	0.28705	0.55541	0.07181	0.00803	0.03164	0.04434	0.06582	0.00635	0.09904	0.16217	0.55541	0.00635	0.03414
1956	0.00300	0.00207	0.00218	0.00218	0.45139	0.14614	0.06480	0.13458	0.07688	0.06849	0.02692	0.02266	0.08344	0.12640	0.45139	0.00207	0.04586
1957	0.03197	0.02388	0.02267	0.05671	0.53520	0.12264	0.15259	0.12174	0.16931	0.05773	0.14770	0.03114	0.12277	0.14104	0.53520	0.02267	0.08974
1958	0.02063	0.01679	0.01400	0.01793	0.50847	0.29659	0.15404	0.11166	0.11203	0.25853	0.07474	0.02672	0.13434	0.15167	0.50847	0.01400	0.09320
1959	0.02597	0.01992	0.02514	0.18926	0.41413	0.04984	0.01466	0.05274	0.00791	0.04472	0.10354	0.06476	0.08438	0.11522	0.41413	0.00791	0.04728
1960	0.03638	0.02683	0.02237	0.03681	0.76968	0.10466	0.28977	0.11165	0.10683	0.16407	0.05938	0.05081	0.14827	0.20983	0.76968	0.02237	0.08202
1961	0.03503	0.02833	0.04827	0.16627	0.53352	0.21626	0.07798	0.04624	0.08571	0.32610	0.16040	0.05177	0.14799	0.15103	0.53352	0.02833	0.08185
1962	0.04010	0.03110	0.02286	0.04451	0.65035	0.24686	0.12041	0.17158	0.11452	0.09322	0.06520	0.03560	0.13636	0.17506	0.65035	0.02286	0.07921
1963	0.02411	0.01849	0.01577	0.03202	0.65623	0.12872	0.10596	0.24403	0.17879	0.14981	0.06939	0.03199	0.13794	0.17891	0.65623	0.01577	0.08768
1964	0.02006	0.01909	0.01893	0.14214	0.35632	0.12978	0.11241	0.13224	0.08477	0.33237	0.06478	0.03657	0.12079	0.11417	0.35632	0.01893	0.09859
1965	0.03191	0.02135	0.01883	0.04155	0.52179	0.36230	0.17028	0.16980	0.27567	0.11953	0.05298	0.03470	0.15172	0.16039	0.52179	0.01883	0.08626
1966	0.02447	0.02543	0.02392	0.02329	0.78614	0.17086	0.04429	0.14109	0.08357	0.13703	0.06950	0.05203	0.13180	0.21241	0.78614	0.02329	0.06077
1967	0.02916	0.02614	0.02896	0.04546	0.85842	0.59572	0.07206	0.16986	0.21274	0.35229	0.18458	0.07258	0.22066	0.26192	0.85842	0.02614	0.12122
1968	0.03875	0.03198	0.03176	0.21588	0.51795	0.18425	0.10222	0.01947	0.34556	0.26991	0.10354	0.03881	0.15834	0.15574	0.51795	0.01947	0.10288
1969	0.03786	0.02936	0.02090	0.03581	0.69657	0.20107	0.04195	0.02927	0.05343	0.05982	0.05287	0.02984	0.10740	0.19164	0.69657	0.02090	0.03991
1970	0.02686	0.02454	0.02329	0.02590	0.68863	0.06251	0.28398	0.07288	0.14400	0.18131	0.10060	0.07959	0.14284	0.18874	0.68863	0.02329	0.07624
1971	0.05129	0.03928	0.02759	0.06393	0.88079	0.11029	0.03265	0.09690	0.01200	0.04729	0.08179	0.07655	0.12670	0.23927	0.88079	0.01200	0.05761
1972	0.03231	0.02705	0.02438	0.04363	0.59752	0.22473	0.12547	0.23566	0.04988	0.02688	0.04039	0.04237	0.12252	0.16776	0.59752	0.02438	0.04300
1973	0.03165	0.02851	0.02274	0.03151	0.46162	0.15758	0.10192	0.05524	0.03042	0.06905	0.05075	0.02902	0.08917	0.12373	0.46162	0.02274	0.04120
1974	0.03198	0.02964	0.02380	0.17912	0.38187	0.07215	0.04117	0.03344	0.23101	0.13946	0.07206	0.05554	0.10760	0.10894	0.38187	0.02380	0.06380
1975	0.06950	0.04297	0.02764	0.02578	0.65076	0.08657	0.01188	0.00900	0.06418	0.15862	0.05031	0.03564	0.10274	0.17729	0.65076	0.00900	0.04664
1976	0.03949	0.02161	0.02300	0.03517	0.51649	0.09810	0.00717	0.00107	0.00187	0.03670	0.04422	0.03000	0.07124	0.14255	0.51649	0.00107	0.03259
1977	0.02371	0.02217	0.02018	0.01950	0.65115	0.26709	0.02811	0.05698	0.11418	0.15620	0.18018	0.05734	0.13307	0.18139	0.65115	0.01950	0.05716
1978	0.04104	0.03290	0.03230	0.02770	0.46406	0.13355	0.20398	0.06254	0.07265	0.08202	0.10670	0.04743	0.10891	0.12307	0.46406	0.02770	0.06760
1979	0.03002	0.02111	0.02625	0.03865	0.55610	0.21935	0.08084	0.27128	0.05662	0.08606	0.05685	0.05647	0.12497	0.15686	0.55610	0.02111	0.05674
1980	0.03144	0.02391	0.01955	0.06721	0.40776	0.16983	0.09905	0.07878	0.08624	0.14410	0.06611	0.04359	0.10313	0.10636	0.40776	0.01955	0.07300
1981	0.03365	0.02699	0.02327	0.07876	0.56098	0.16750	0.14182	0.03564	0.11452	0.18495	0.06490	0.04089	0.12282	0.14922	0.56098	0.02327	0.07183
1982	0.02613	0.02481	0.02583	0.05922	0.59206	0.12942	0.05407	0.00844	0.09410	0.17494	0.13726	0.06192	0.11568	0.15877	0.59206	0.00844	0.06057
1983	0.05703	0.04327	0.03003	0.07927	1.13172	0.23192	0.02372	0.00957	0.08426	0.17197	0.06735	0.01882	0.16241	0.31226	1.13172	0.00957	0.06219
1984	0.02427	0.02220	0.01848	0.07528	0.54342	0.18111	0.04120	0.13963	0.08420	0.19383	0.10821	0.06540	0.12477	0.14467	0.54342	0.01848	0.07974
1985	0.04562	0.02768	0.02303	0.02382	0.52051	0.19393	0.10864	0.08436	0.06759	0.24792	0.03615	0.01641	0.11631	0.14669	0.52051	0.01641	0.05661
1986	0.02225	0.01766	0.02034	0.02265	0.56422	0.12804	0.00823	0.10509	0.05749	0.07080	0.09439	0.12081	0.10266	0.15164	0.56422	0.00823	0.06415
1987	0.03743	0.02459	0.01730	0.10779	0.40574	0.16139	0.04913	0.05111	0.19207	0.41707	0.09270	0.04199	0.13319	0.14076	0.41707	0.01730	0.07191
1988	0.03946	0.04704	0.02765	0.05011	0.66497	0.11732	0.27354	0.13706	0.22671	0.16082	0.04840	0.02624	0.15161	0.18118	0.66497	0.02624	0.08372
1989	0.02610	0.07857	0.04491	0.21856	0.44960	0.09676	0.02853	0.03132	0.02607	0.05194	0.11845	0.01234	0.09860	0.12462	0.44960	0.01234	0.04843
1990	0.01205	0.04859	0.11976	0.17134	0.67597	0.15917	0.13517	0.04201	0.06708	0.10103	0.07936	0.04239	0.13783	0.17668	0.67597	0.01205	0.09020
1991	0.03402	0.02057	0.02335	0.10613	0.40355	0.11472	0.04974	0.01303	0.01876	0.05808	0.06085	0.03931	0.07851	0.10747	0.40355	0.01303	0.04453
1992	0.03808	0.01878	0.01848	0.04118	0.46519	0.03667	0.00736	0.06004	0.12806	0.06193	0.05763	0.08137	0.08456	0.12417	0.46519	0.00736	0.04941
1993	0.05266	0.03987	0.02818	0.06814	0.72460	0.04774	0.03656	0.07055	0.03081	0.10595	0.03494	0.03709	0.10642	0.19594	0.72460	0.02818	0.04381
1994	0.03397	0.02931	0.02533	0.05057	0.73152	0.21433	0.03108	0.09213	0.16008	0.06059	0.08736	0.06435	0.13172	0.19739	0.73152	0.02533	0.06247
1995	0.04867	0.04279	0.03546	0.04056	0.52747	0.47595	0.03901	0.01157	0.06560	0.13706	0.04227	0.01587	0.12352	0.17978	0.52747	0.01157	0.04253
1996	0.00368	0.00413	0.00364	0.18871	0.16054	0.07295	0.06468	0.02476	0.03672	0.12841	0.11598	0.04196	0.07051	0.06391	0.18871	0.00364	0.05332
1997	0.01775	0.01654	0.02385	0.02595	0.41894	0.20706	0.14905	0.06221	0.12809	0.11547	0.05576	0.04239	0.10526	0.11600	0.41894	0.01654	0.05899
1998	0.05068	0.04924	0.05544	0.14184	0.47568	0.15202	0.14865	0.10346	0.14521	0.14594	0.07803	0.04348	0.13247	0.11683	0.47568	0.04348	0.12265
1999	0.03981	0.03313	0.03538	0.12173	0.33567	0.18744	0.08835	0.02906	0.10726	0.12621	0.08731	0.06623	0.10480	0.08679	0.33567	0.02906	0.08783
2000	0.03905	0.03228	0.02944	0.16353	0.58629	0.10087	0.15026	0.08662	0.11791	0.31544	0.20003	0.20367	0.16878	0.15586	0.58629	0.02944	0.13409
2001	0.06463	0.03599	0.02725	0.02746	0.66905	0.17658	0.09435	0.05578	0.09383	0.29929	0.10209	0.04322	0.14079	0.18355	0.66905	0.02725	0.07923
2002	0.02430	0.04849	0.03187	0.15356	0.46848	0.16688	0.13125	0.03245	0.03362	0.03655	0.03361	0.03108	0.09935	0.12766	0.46848	0.02430	0.03509
Gjennom snitt	0.03395	0.02910	0.02704	0.07688	0.56650	0.17890	0.09360	0.09499	0.10601	0.14337	0.08554	0.05066					
Standard Avikk	0.01305	0.01217	0.01563	0.06518	0.16745	0.11226	0.06831	0.08864	0.07367	0.09264	0.04365	0.03325					
Maks	0.06950	0.07857	0.11976	0.27766	1.13172	0.59572	0.28977	0.44157	0.34556	0.41707	0.22625	0.20367					
Min	0.00300	0.00207	0.00218	0.00218	0.16054	0.03667	0.00717	0.00107	0.00187	0.02688	0.02692	0.00635					
Median	0.03283	0.02705	0.02392	0.04546	0.53520	0.16139	0.08084	0.07288	0.08624	0.12841	0.07206	0.04239					

Vedlegg 3

GRUNNVANN

Gjennomsnittlige grunnvannstandsmålinger fra rørene i Groset. Målingene er delt i to figurer avhengig av måten de reagerer på .





Denne serien utgis av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE)

Utgitt i Rapportserien i 2006

Nr. 1 Tor Arnt Johnsen (red.): Kvartalsrapport for kraftmarkedet, 4. kvartal 2005 (82 s.)

Nr. 2 Kulturminner i norsk kraftproduksjon (270 s.)

Nr. 3 Tina Vestersager, Hervé Colleuille: Nasjonalt overvåkingsnett for grunnvann og markvann (Fysiske parameter). Driftrapport 2005. Status pr. mars 2006 (46 s.)

Nr. 4 Amir Messiha (red.): Avbruddsstatistikk 2005 (61 s.)

Nr. 5 Flom i tettsteder. Hva bør være NVEs ansvarsområde og ambisjon for å minske skader? (49 s.)

Nr. 6 Olav Kolbeinstveit, Asle Tjeldflåt: Automatisk måleravlesning og toveiskommunikasjon Styringsinstrument eller avlesningsautomat? (52 s.)

Nr. 7 Tor Arnt Johnsen (red.): Kvartalsrapport for kraftmarkedet, 1. kvartal 2006 (89 s.)

Nr. 8 Manuell kartlegging av småkraftpotensial i Luster kommune. Delvis basert på NVEs digitale kartlegging i 2004 (s.)

Nr. 9 Kari Margrethe Fløtre, Christian Johan Giswold: Omsetningskonsesjonærer, organisasjons- og strukturutvikling pr. 31. desember 2005 (48 s.)

Nr. 10 Anders Aarøe Mømb (red.): Årsrapport for utførte sikrings- og miljøtiltak i 2005 (89 s.)

Nr. 11 Tor Arnt Johnsen (red.): Kvartalsrapport for kraftmarkedet, 2. kvartal 2006 (55 s.)

Nr. 12 Tor Arnt Johnsen (red.): Kvartalsrapport for kraftmarkedet, 3. kvartal 2006 (69 s.)

Nr. 13 Pål Tore Svendsen (red.): CO_2-håndtering på Kårstø (73 s.)

Nr. 14 Panagiotis Dimakis: Grunnvannsanalyse av Groset nedbørfelt (42 s.)