

# 3-dimensjonal visualisering av grunnvannsmagasinet i Elverum sentrum

Hydrogeologisk og kvartærgeologisk  
forståelse

**Marit Eline Sandbakken**

Geologi

Innlevert: mai 2016

Hovedveileder: Bjørge Brattli, IGB

Medveileder: Randi Ramstad, IGB

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet  
Institutt for geologi og bergteknikk



---

# Oppgavetekst

**Tittel:** 3-dimensjonal visualisering av grunnvannsmagasinet i Elverum sentrum, en hydrogeologisk og kvartærgeologisk forståelse

**Student:** *Marit Eline Sandbakken*

## **Innhold:**

- Litteraturstudium:
  - Grunnvarme basert på oppumpet grunnvann, prinsipper og forutsetninger.
  - 3D-visualisering av grunnvannsmagasinet.
  - Kvartærgeologisk og hydrogeologisk beskrivelse av Melhus og Elverum sentrum.
  - Samspill mellom elv og grunnvannsmagasinet.
- Metode/datainnsamling:
  - Kort beskrivelse av ulike type data (georadarmålinger, seismikk, sonderboringer, undersøkelsesbrønner, rørbrønner, energibrønner i fjell, osv.)
  - Enkel systematisering av eksisterende og nye felldata i Melhus og Elverum.
  - Data fra og deltakelse i feltarbeid; Gravimetri i Melhus, georadar i Elverum, kartlegging av eksisterende brønner som kan brukes som overvåkingsbrønner for måling av vannstand, fullskala odex-boring, sedimentprøver til kornfordelingsanalyser og beregning av hydraulisk konduktivitet samt overvåking av grunnvannsnivå.
  - Enkelmålinger av grunnvannsnivå, bruk av nedbørsdata og vannføringsdata. Vannbalanseberegninger og -vurderinger.
  - Visualisering av grunnvannsmagasinet i Elverum sentrum i 3 dimensjoner med programvaren SubsurfaceViewer.

## **Arbeidsoppgaver:**

- Deltagelse på feltarbeid i forbindelse med boring av løsmassebrønner på Melhus, gravimetrimålinger på Melhus og lokalisering av løsmassebrønner på Elverum.
- 3-dimensjonal visualisering av grunnvannsmagasinet i Elverum sentrum med vekt på hydrogeologiske og kvartærgeologiske parametere.
- Tolkning av resultater fra geofysiske metoder.
- Beregne hydraulisk konduktivitet.
- En enkel beskrivelse av samspillet mellom grunnvannsmagasinet i Melhus og Elverum mot henholdsvis elvene Gaula og Glomma, med tilhørende vurdering.





---

# Sammendrag

Oppgaven er tilknyttet ORMEL-prosjektet (Optimal ressursutnyttelse av grunnvann til oppvarming og kjøling) og omhandler bruk av oppumpet grunnvann til oppvarming og kjøling. Kommunesentrene Elverum og Melhus er studieområdene. Hovedhensikten med oppgaven har vært å få en bedre forståelse av grunnvannsmagasinerne på de to stedene, og deres samspill med elvene Glomma og Gaula. Arbeidet har gått ut på å sammenstille eksisterende og nye data til en 3-dimensjonal visualisering av grunnvannsmagasinet i Elverum, samt å sammenstille nye innsamlede data fra brønnboringer og gravimetrimålinger på Melhus.

I **Elverum** består grunnvannsforekomsten av fluviale og glasifluviale avsetninger. Oppgaven fokuserer på grunnvannsmagasinet på østsiden av Glomma, nord for Kristiansfjell. Basert på informasjon fra eksisterende grunnvannsmålinger i løsmassebrønner, samt resultater fra refraksjonsseismikk- og georadarundersøkelser i området, er det laget en visualisering av grunnvannsmagasinet i programvaren SubsurfaceViewer. Modellen viser et tørt sandlag over grunnvannsspeilet, med fjell og morene under. Nye georadarundersøkelser er inkludert i modellen. De viser et svakt hellende grunnvannsspeil som følger terrenget mot elven. Grunnvannsspeilet ligger 3-16 meter under overflaten. Modellen av grunnvannsmagasinet er beheftet med usikkerhet, siden målingene er gjort på ulike tidspunkt og dermed ikke representerer samme grunnvannstilstand.

Gustafssons metode er benyttet for beregning av hydraulisk konduktivitet (K-verdi) og er basert på prøver fra Gaut et al. (1981). Resultatene viste en gjennomsnittlig K-verdi på  $1,32 \cdot 10^{-3}$  m/s, noe som indikerer gode strømningsforhold i grunnvannsmagasinet. Vannbalansen er beregnet til å være positiv med nydannelse av grunnvann på 147 mm hvert år.

Gravimetritolkningene på **Melhus** indikerer en dyp dal fylt med seidmenter. I nord er dyp til fjell litt over 300 meter, i sør ca. 250 meter. Fire løsmassebrønner ble boret på Melhus høsten 2015 og sedimentprøver fra en av brønnene er brukt til å beregne hydraulisk konduktivitet. Resultatene viser at det er godt permeable masser fra 21 til 54 meter under overflaten. Vannstandsmålinger i alle brønnene viste et relativt flatt grunnvannsspeil som lå under vannstanden i Gaula. Grunnvannsspeilet ser ut til å følge terrenget.



---

# Abstract

This thesis was done within the context of the ORMEL project, which investigates the use of groundwater for cooling and heating purposes. The areas of study are Elverum and Melhus municipal centres. The main purpose of the study is to gain a better understanding of the groundwater reservoirs in both areas and their interaction with the rivers Glomma and Gaula. By compiling existing and new field data, a 3D-visualization of the groundwater reservoir in Elverum was made. In Melhus, new field data from gravimetric surveys and well drillings were coupled.

In Elverum, the area of interest is located east of the river Glomma. The groundwater body consist of fluvial and glaciofluvial deposits. Based on head information from borehole drillings and results from refraction seismic and ground penetrating radar (GPR) surveys, a 3D visualization of the groundwater reservoir was modelled in SubsurfaceViewer. The model present a section of dry sand overlaying groundwater with bedrock and moraine at the bottom. New GPR-results show a water table, 3-16 meters under the surface, gently sloping towards the river. The groundwater model is connected to some uncertainties, since the measurements were not taken simultaneously and thus do not represent the same groundwater state.

Gustafssons method is used to calculate the hydraulic conductivity (K-value). In Elverum, soil samples generated by Gaut et al. (1981) is used in the calculation. Results show a mean value of  $1.32 \cdot 10^{-3}$  m/s, which indicates good flow conditions within the aquifer. The water balance is positive in the area, with a seepage of groundwater around 147 mm each year.

Gravimetric interpretations in Melhus indicates a deep valley filled with sediments. The distribution of sediments seems to be deeper and more voluminous in the northern section of the valley (~300 meters) than in the south (~250 meters). Four soil wells were drilled in the city centre of Melhus during autumn 2015. Soil samples from one of the wells was used to calculate K-values. The results show a permeable layer 21 to 54 meters below the surface. Head measurements in all the wells show a relatively levelled groundwater table under the water level in Gaula. The groundwater table seems to follow the terrain.

---

---

# Forord

Bakgrunnen for oppgaven er et ønske om å studere samspillet mellom elv og grunnvannsmagasin i Elverum og Melhus, i forbindelse med etablering av grunnvarmeanlegg basert på oppumpet grunnvann. Hovedformålet har vært å sammenstille data om grunnvannsmagasinet på Elverum til en tredimensjonal visualisering av magasinet.

Masteroppgaven er et samarbeid mellom Norges teknisk-naturvitenskapelige universitets (NTNU) institutt for geologi og bergteknikk (IGB), Norges geologiske undersøkelse (NGU), Elverum kommune, Melhus kommune og Asplan Viak. Professor Bjørge Brattli ved NTNU har vært hovedveileder. Oppgaven er formulert av førsteamanuensis II ved NTNU og konsulent i Asplan Viak, Randi Kalskin Ramstad, som var medveileder.

Jeg ønsker å gi en stor takk til Randi Kalskin Ramstad for god veiledning og faglige diskusjoner. Videre ønsker jeg å takke Anna Seither fra NGU for veiledning i modelleringsprosessen og bruk av ArcGIS og SubsurfaceViewer. Jeg vil takke Atle Dagestad, Jomar Gellein og Øystein Jæger ved NGU for gode faglige diskusjoner og veiledning i forbindelse med feltarbeidet. Takk til Georgios Tassis, Guri Ganerød og Bjørn Eske ved NGU for hjelp til tolkning av gravimetri- og georadarprofiler. Jeg vil også takke Sondre Gjengedal og Thomas Haugen for samarbeid og faglige diskusjoner om beregning av hydraulisk konduktivitet. Stor takk til min mor, Anne-Britt Ruderaas, for korrekturlesing og motivasjon. Takk til min far, Morten Sandbakken, og min samboer, Bernt Marius Molnes, for motivasjon gjennom hele prosessen. Til slutt vil jeg takke mine medstudenter for 5 flotte år ved NTNU.

Marit Eline Sandbakken

Trondheim, mai 2016

---

# Innholdsfortegnelse

Oppgavetekst.....	III
Sammendrag.....	V
Abstract.....	VII
Forord.....	IX
Innholdsfortegnelse.....	X
Figurliste.....	XIV
Tabelliste.....	XVI
1. Innledning.....	1
2. Teori.....	3
2.1 Hydrogeologi.....	3
2.1.1 Grunnvann og grunnvannsspeilet.....	3
2.1.2 Akvifer.....	5
2.1.3 Hydrogeologiske parametere.....	6
2.1.4 Grunnvannsstrømning.....	9
2.1.5 Kommunikasjon med vassdrag.....	11
2.2 Grunnvannsuttak.....	13
2.2.1 Transiente og stasjonære tilstander.....	13
2.2.2 Brønnutforming.....	14
2.2.3 Reinfiltrasjon.....	16
2.3 Grunnvannskjemi.....	17
2.3.1 Elektrisk ledningsevne.....	17
2.3.2 Kjemiske reaksjoner.....	17
2.3.3 Jern og mangan.....	18
2.4 Grunnvarme.....	18
2.4.1 Grunnvarme i Norge.....	19
2.4.2 Varmelagring.....	19
2.4.3 Varmetransport.....	19
2.4.4 Grunnvannstemperatur.....	20

---

2.4.5	Varmepumpe basert på oppumpet grunnvann.....	21
2.5	Områdebeskrivelse Elverum.....	24
2.5.1	Kvartærgeologi.....	24
2.5.2	Hydrogeologi.....	28
2.5.3	Tidligere arbeid og kartlegging .....	28
2.6	Områdebeskrivelse Melhus .....	30
2.6.1	Kvartærgeologi.....	31
2.6.2	Hydrogeologi.....	33
2.6.3	Tidligere arbeid og kartlegging .....	33
3.	Metode.....	35
3.1	Litteraturstudium .....	35
3.2	Geofysiske metoder .....	35
3.2.1	Gravimetrimålinger på Melhus .....	36
3.2.2	Seismisk refraksjon på Løvbergsmoen i Elverum.....	38
3.2.3	Georadarundersøkelser på Elverum .....	40
3.3	Boringer og brønner.....	43
3.3.1	Sonderboringer .....	43
3.3.2	Undersøkelsesbrønner .....	44
3.3.3	ODEX-boring på Melhus .....	45
3.3.4	Kartlegging av eksisterende brønner og måling av grunnvannstand i Elverum .....	49
3.4	Beregning av hydraulisk konduktivitet (K).....	51
3.4.1	Gustafssons metode.....	52
3.4.2	Avlesning av kornfordelingskurver.....	54
3.4.3	Beregning av K-verdi for undersøkelsesområdene .....	55
3.5	Vannbalanseberegning for nedbørsfeltet i Elverum .....	56
3.5.1	Definering av nedbørsfeltet.....	56
3.5.2	Vannbalansen .....	56

---

3.5.3	Beregning av vannbalansen for nedbørsfeltet i Elverum .....	58
3.6	3D visualisering av grunnvannsmagasinet i Elverum .....	59
3.6.1	Systematisering og visualisering av geologiske data .....	59
3.6.2	Dyp til fjell .....	65
3.6.3	Definisjon av modelleringsområde .....	65
3.6.4	3D visualisering i SubsurfaceViewer .....	66
4.	Resultater.....	71
4.1	Feltarbeid .....	71
4.1.1	Gravimetri på Melhus.....	71
4.1.2	Borelogg fra brønn nr. 1 på Melhus .....	73
4.1.3	Grunnvannstand i nye brønner på Melhus .....	74
4.1.4	Grunnvannstand i eksisterende brønner i Elverum .....	74
4.1.5	Georadarprofiler fra Elverum.....	74
4.2	Sammenstilling av eksisterende data .....	80
4.2.1	Kartlegging av brønner som potensielt kan brukes til overvåking av grunnvannstand.....	80
4.2.2	Dyp til fjell .....	80
4.3	Beregning av K-verdi .....	82
4.3.1	Elverum .....	82
4.3.2	Melhus .....	84
4.4	Vannbalansen for nedbørsfeltet i Elverum .....	86
4.5	3D visualisering av grunnvannsmagasinet i Elverum .....	87
5.	Diskusjon.....	95
5.1	Geofysiske metoder .....	95
5.1.1	Gravimetrimålingene i Melhus.....	95
5.1.2	Georadar i Elverum .....	96
5.2	Beregning av K-verdi .....	97
5.2.1	Kornfordelingsanalyser .....	97



---

5.2.2	Bruk av Gustafssons metode .....	98
5.2.3	K-verdi for sedimentprøvene fra Melhus (brønn 1) .....	100
5.2.4	K-verdi for sedimentprøvene fra Elverum .....	100
5.3	Samspill elv og grunnvannsmagasin .....	101
5.3.1	Glomma og grunnvannsmagasinet i Elverum .....	101
5.3.2	Gaula og grunnvannsmagasinet i Melhus .....	103
5.4	Vannbalanseberegning for nedbørsfeltet i Elverum .....	105
5.5	3D visualisering av grunnvannsmagasinet i Elverum .....	106
5.5.1	Definering av modelleringsområde .....	106
5.5.2	Dyp til fjell .....	107
5.5.3	Valg av modellstruktur .....	108
5.5.4	Grunnvannsstand .....	109
5.5.5	Den tredimensjonale visualiseringen i SubsurfaceViewer .....	110
6.	Konklusjon .....	113
6.1	Videre arbeid .....	114
7.	Referanser.....	117
	Vedlegg A – Oversikt over digitale vedlegg .....	123
	Vedlegg B – Georadarprofiler fra Elverum uten tolkning .....	124
	Vedlegg C – Kornfordelingskurver av sedimentprøvene fra brønn 1 i Melhus.....	129
	Vedlegg D – Kornfordelingskurver av sedimentprøvene fra Sagtjernet og Grindalsmoen ...	132
	Vedlegg E – Beregning av K-verdi for alle prøvene fra Elverum og Melhus .....	135
	Vedlegg F – Modifiserte brønner brukt i modelleringen av fjelloverflaten .....	137
	Vedlegg E – Alle punktene brukt i modelleringen av fjelloverflaten .....	138

---

# Figurliste

Figur 2.1. Årstidsfluktasjoner i grunnvannsnivå.....	4
Figur 2.2. Åpen, lukket og lekkende akvifer med trykkflate .....	5
Figur 2.3. Høy porøsitet versus lav porøsitet .....	6
Figur 2.4. Sammenhengen mellom kornstørrelse og vannlagringsegenskaper.....	7
Figur 2.5. Variasjon i hydraulisk konduktivitet for noen typiske jordarter.....	8
Figur 2.6. Grunnvannsstrømning i terrenget. ....	10
Figur 2.7. Kommunikasjon mellom grunnvann og vassdrag. ....	12
Figur 2.8. Prinsippskisse av brønnutforming i løsmasser .....	15
Figur 2.9. Temperaturvariasjoner i luft, elven Glomma og i grunnvannet i Elverum.....	21
Figur 2.10. Prinsipiell skisse for en varmepumpe .....	22
Figur 2.11. Prinsippskisse av et åpent anlegg .....	23
Figur 2.12. Skisse som viser tapping av Nedre Glomsjø .....	24
Figur 2.13. Kvartærgeologisk kart over Elverum. ....	25
Figur 2.14. Kart over 9 grunnvannsbaserte grunnvarmeanlegg i Melhus sentrum .....	30
Figur 2.15. Kvartærgeologisk kart over Melhus. ....	32
Figur 3.1. Prinsippskisse for fjærvekten i et gravimeter .....	36
Figur 3.2. Fotografi av et gravimeter. ....	37
Figur 3.3. Oversiktskart som viser hvor de fem gravimetriprofilene.....	38
Figur 3.4. Prinsippskisse for refraksjonsseismikk.....	39
Figur 3.5. Radiogram med tolket overflate til grunnvann og fjell. ....	40
Figur 3.6. Georadar ved Ydalir i Elverum. ....	41
Figur 3.7. Oversiktskart over georadarprofiler på Elverum. ....	43
Figur 3.8. Undersøkelsesbrønner og sonderboringer i løsmasser .....	44
Figur 3.9. Boring av undersøkelsesbrønner. ....	45
Figur 3.10. ODEX- borekrone.....	46
Figur 3.11. Kornfordelingskurve for fire forskjellige løsmasseavsetninger .....	48
Figur 3.12. Kart som viser plasseringen til de nye brønnene .....	49
Figur 3.13. Brønner aktuelle for måling av vannstand innenfor interesseområdet. ....	50
Figur 3.14. Feltbilder av løsmassebrønner på Elverum. ....	51
Figur 3.15. Kornfordelingskurve med avlesning av $d_{10}$ og $d_{60}$ .....	52
Figur 3.16. Graf som viser funksjonssammenhengen mellom graderingstallet $C_u$ og $E(C_u)$ ...	54

---

Figur 3.17. Beregning av d10 og d60 fra kornfordelingskurver. ....	54
Figur 3.18. Illustrasjon av et nedbørsfelt med alle komponentene i vannbalanseligningen ....	58
Figur 3.19. Overflatefordelingen i nedbørsfeltet.....	59
Figur 3.20. Forskjell på vektor og raster .....	60
Figur 3.21. Oversiktskart over punktene med informasjon om dyp til grunnvann .....	62
Figur 3.22. Oversiktskart over punktene med informasjon om dyp til fjell.....	64
Figur 3.23. 3D-visualisering av nettverket av profiler i SubsurfaceViewer. ....	67
Figur 3.24. Utstrekningen til de tre lagene.....	68
Figur 3.25. Oversiktskart med alle profilene tegnet i SubsurfaceViewer. ....	69
Figur 4.1. Beregnet dyp til fjell for profil 4 i Melhus. ....	71
Figur 4.2. Dyp til fjell målt i avstand fra overflaten .....	72
Figur 4.3. Illustrasjon av boreloggen fra brønn 1 ved rådhuset i Melhus .....	73
Figur 4.4. Radiogram for profil 71 .....	75
Figur 4.5. Radiogram fra profil 72 .....	75
Figur 4.6. Radiogrammet til profil 73a .....	76
Figur 4.7. Radiogram fra profil 73b .....	76
Figur 4.8. Radiogram til profil 76 .....	77
Figur 4.9. Radiogram fra profil 77 .....	78
Figur 4.10. Radiogram fra profil 78 .....	78
Figur 4.11. Radiogram fra profil 79 .....	79
Figur 4.12. Radiogram fra profil 80 .....	79
Figur 4.13. Kart som viser modellert dyp til fjell i Elverum.....	81
Figur 4.14. Beregnet hydraulisk konduktivitet (K-verdi) for sedimentprøvene i Elverum.....	83
Figur 4.15. Beregnet hydraulisk konduktivitet (K-verdi) i brønn 1 på Melhus. ....	85
Figur 4.16. Oversiktskart over 8 av 35 profiler i SubsurfaceViewer. ....	87
Figur 4.17. Profil 1. ....	88
Figur 4.18. Profil 3. ....	89
Figur 4.19. Profil 4. ....	89
Figur 4.20. Profil 5. ....	90
Figur 4.21. Profil 11. ....	90
Figur 4.22. Profil 12. ....	90
Figur 4.23. Profil 22. ....	91
Figur 4.24. Profil 26. ....	92
Figur 4.25. Fullstendig modell i 3D .....	92

---

Figur 4.26. Fullstendig modell tatt fra hverandre.....	93
Figur 5.1. Gravimetriresultater etter tolkning. ....	95
Figur 5.2. Punkt 106 i profil 13.....	97
Figur 5.3. Kornfordelingskurver av samme materiale, innhentet ved to ulike metoder.....	98
Figur 5.4. Viskositeten til vann ved ulike temperaturer. ....	99
Figur 5.5. Relativt grunnvannsnivå målt ved Melhuset i Melhus og vannføringen i Gaula ..	104
Figur 5.6. Langtidsvariasjoner i grunnvannsnivå på Romerike/Hauersetser.....	110

## Tabelliste

Tabell 2.1. Jordarter på det kvartærgeologiske kartet .....	27
Tabell 3.1. Lydhastigheter i de mest vanlige løsmassetypene .....	39
Tabell 3.2. Oversiktstabell med alle georadarprofilene .....	42
Tabell 3.3. Oversikt over kornstørrelser og skala som benyttes i Norge. ....	47
Tabell 3.4. Avrenningsfaktor C for ulike overflatetyper i et nedbørsfelt.....	57
Tabell 3.5. Oversikt over alle data benyttet i modelleringen .....	61
Tabell 3.6. Alle punktene med dyp til grunnvann.....	63
Tabell 3.7. Oversikt over filtyper klargjort i Excel .....	67
Tabell 4.1. Vannstandsmålinger i de fire brønnene boret i Melhus sentrum før jul 2015. ....	74
Tabell 4.2. Beregnet K-verdi for prøver tatt ved Sagtjernet i Elverum.....	82
Tabell 4.3. Beregnet K-verdi for prøver tatt ved Grindalsmoen i Elverum. ....	83
Tabell 4.4. Beregnet K-verdi for prøvene tatt i brønn nr.1 (rådhuset) på Melhus. ....	84
Tabell 4.5. Tabell med beregning av vektet avrenningsfaktor for hele nedbørsfeltet.....	86
Tabell 4.6. Verdier benyttet for å beregne vannbalansen til nedbørsfeltet.....	86
Tabell 5.1. Årsnedbør i Melhus de siste 10 årene .....	103
Tabell 5.2. Årsnedbør i Elverum fra 2006-2012 .....	106

# 1. Innledning

Oppgaven er en del av *Optimal ressursutnyttelse av grunnvann til oppvarming og kjøling i Melhus og Elverum* (ORMEL-prosjektet). ORMEL er et samarbeidsprosjekt mellom Melhus kommune, Elverum kommune, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU) institutt for geologi og bergteknikk og institutt for energi- og prosessteknikk, Norges geologiske undersøkelse (NGU) og konsultentselskapet Asplan Viak. Prosjektet startet opp i 2015 og har som formål å fremskaffe et faglig solid og bærekraftig grunnlag for en optimal utnyttelse og forvaltning av grunnvannsressursene i de to kommunesentrene.

Elverum kommune ønsker å benytte grunnvann som kilde til oppvarming og kjøling i et nytt boligfelt, Ydalir. Feltet er lokalisert nordøst for Elverum sentrum. I den forbindelse var det ønskelig å lage en sammenstilling av eksisterende og nye geologiske- og hydrogeologiske data, for å få en bedre oversikt over grunnvannsmagasinet. Resultatene ble satt sammen til en 3D visualisering av grunnvannsmagasinet ved bruk av programvaren SubsurfaceViewer 0.6 MX.

NGUs løsmassekart, eksisterende boringer og ulike geofysiske målinger ved bruk av georadar og seismikk, ble benyttet som inngangsverdier for modellering av grunnvannsmagasinet. Kart fra Statens kartverk ble brukt til å lage terrengmodellen.

Melhus sentrum har allerede flere grunnvarmeanlegg og ønsker å se på muligheten for å etablere enda flere. Det er derfor gjort en ytterligere kartlegging av grunnvannsforekomsten ved blant annet gravimetrimålinger og boring av grunnvannsbrønner. Noen av disse resultatene vil bli presentert i oppgaven for å vise flere metoder som benyttes for å evaluere et grunnvannsmagasin.

I kapittel 2 blir relevant teori innenfor hydrogeologi, grunnvannsuttak, grunnvannskjemi og grunnvarme gjennomgått. Begge undersøkelsesområdene blir introdusert med kvartærgeologisk og hydrogeologisk beskrivelse. I kapittel 3 beskrives litteraturstudiet som er gjort i forbindelse med oppgaven. De ulike geofysiske metodene og boringene benyttet til innhenting av informasjon om løsmassefordelingen i områdene blir også gjennomgått i dette kapitlet. Feltarbeidet utført i forbindelse med oppgaven blir også beskrevet i kapittel 3, samt beregning av hydraulisk konduktivitet (K-verdi). Kapitlet avsluttes med en stegvis gjennomgang av hvordan den tredimensjonale modellen av grunnvannsmagasinet i den østlige delen av Elverum sentrum ble laget. Resultatene presenteres i kapittel 4 og diskuteres deretter

i kapittel 5. I kapittel 6 presenteres konklusjonen og anbefalt videre arbeid. Deretter følger vedleggene til oppgaven. Det er også lagt ved digitale vedlegg med blant annet prosjektfilen til visualiseringen av grunnvannsmagasinet. En oversikt over de digitale vedleggene er beskrevet i vedlegg A.

### **Definisjoner**

*Grunnvannsføremkomst* – En avgrenset mengde grunnvann innenfor en eller flere akviferer.

*Grunnvannsmagasin* – En akvifer, eller en del av en akvifer, som kan ses på som en hydraulisk enhet.

*Potensiometerflate* – En tenkt flate i en akvifer som viser hvor vanntrykket er likt det atmosfæriske trykket.

*Modellering* – Forenklet fremstilling av virkeligheten.

*Simulering* – Etterligning av en større eller mindre del av virkeligheten ved hjelp av formelle modeller (en datamaskin).

*Interpolasjon* – Beregne verdier til ukjente punkter ved bruk av allerede kjente punkter.

*Aritmetisk gjennomsnitt* – Summen av alle tallene i rekken delt på antall tall i rekken.

*Evapotranspirasjon* – Den samlede fordampningen fra vegetasjon. Den består av evaporasjon, fordampning fra fysiske objekter som vannflater, jord og våte steiner, samt transpirasjon, fordampning fra overflaten til levende planter.

*Ukonsolidert* – Uherdede masser. De er løsere enn de konsoliderte massene som har blitt omvandlet til faste bergarter ved for eksempel trykkpåvirkning.

## 2. Teori

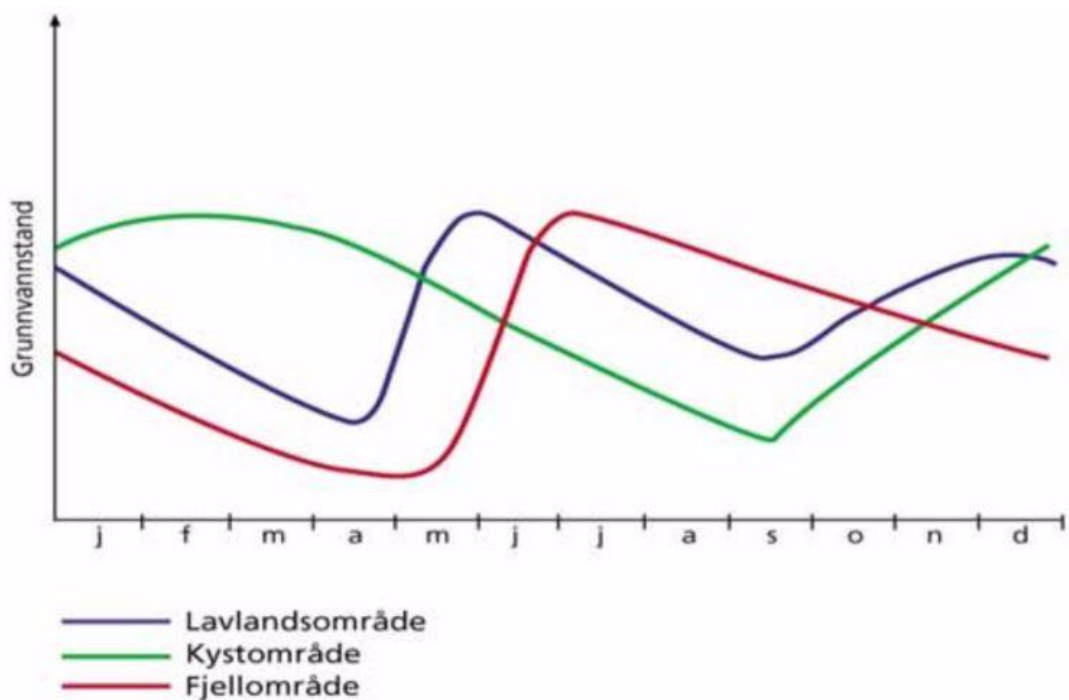
### 2.1 Hydrogeologi

#### 2.1.1 *Grunnvann og grunnvannsspeilet*

Grunnen deles inn i en umettet og mettet sone, bestemt av hvor mye vann som er tilstede. I mettet sone er alle porene fylt med vann og *grunnvann* er betegnelsen på det frie bevegelige vannet i denne sonen (Brattli 2009b). Det er dette vannet som er tilgjengelig for bruk som drikkevann eller grunnvarme.

Skillet mellom umettet og mettet sone kalles *grunnvannsspeilet* og er en undulerende flate hvor porevannstrykket er lik atmosfæretrykket. Hvor dette opptrer i grunnen varierer fra sted til sted, men vil i stor grad følge topografiske overflateformer og kommer frem i dagen i elver, innsjøer og ved havnivå. I fuktig klima vil grunnvannsnivået ligge høyt, vanligvis bare noen meter under overflaten, og motsatt i tørt klima (Brattli 2009b).

Grunnvannsnivåets fluktuasjoner er i hovedsak en funksjon av klimatiske variasjoner, men kan også skyldes menneskelige inngrep, som for eksempel pumping eller graving. Det vil også forekomme årstidsfluktuasjoner som resultat av at nedbørsmengden og snøsmeltingen varierer med årstidene. Figur 2.1 illustrerer variasjon i grunnvannsnivå hos tre områder i Norge med ulikt klima. Både Melhus og Elverum er lavlandsområder og grunnvannsnivået vil nå to minimum og maksimum hvert år. Grunnvannsnivået vil være ved et minimum på våren på grunn av isdannelse i jordarten i løpet av vinteren. Isen trekker vann opp fra underliggende lag og mot isfronten. Nedbøren kommer hovedsakelig som snø om vinteren og blir derfor lagret på overflaten. Dette resulterer i at man ikke får tilførsel av vann og dermed en ytterligere senkning av grunnvannsnivået. Når telen smelter, tilbakeføres vannet fra isfronten og sammen med snøsmeltingen økes grunnvannsstanden mot et maksimum i starten av sommeren. I sommermånedene er vegetasjonen på sitt største, noe som gir høy evapotranspirasjon og høyt opptak av vann til plantene. Det er også lite nedbør og sammen fører dette til en ny tapping av magasinene. På grunn av relativt høy lufttemperatur i lavlandsområdene vil høstnedbøren også gi grunnvannsdannelse og det siste maksimumet nås rundt november, før man får frost i grunnen og syklusen starter på nytt (Pedersen et al. 2003).



Figur 2.1. Årstidsfluktuasjoner i grunnvannsnivå hos tre områder i Norge med ulikt klima (Modifisert av Pedersen et al.(2003) etter Kirkhusmo & Sønsterud (1988)).

Det kan også forekomme korttidsvariasjoner i grunnvannsnivå. En akvifer (avsnitt 2.1.2) med hydraulisk forbindelse til vassdrag eller hav, vil fluktuere i samsvar med vannstanden i disse. Kortvarig intensivt regn vil også kunne gi korttidsvariasjoner (Brattli 2009b). Elvene Glomma og Gaula renner gjennom henholdsvis Elverum og Melhus. Grunnvannstanden i disse magasinene vil derfor kunne bli påvirket av vannføringen i elvene, hvis det er hydraulisk kontakt mellom elven og grunnvannsmagasinet.

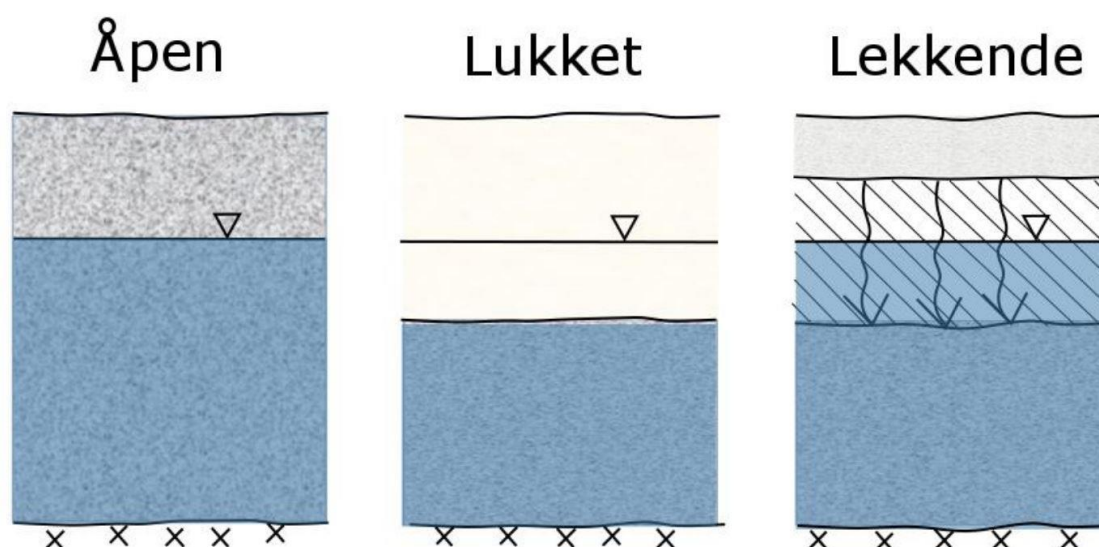
Ulike geologiske avsetninger har forskjellig effektiv porøsitet, og dermed vil vannstanden variere mellom de forskjellige avsetningene. De største variasjonene vil opptre i moreneområder hvor det er en liten effektiv porøsitet. I norske morener er det normalt med en vannstandsending på 1-3 meter. Vannstandsvariasjonene avtar med økende effektiv porøsitet, man vil derfor oppleve mindre endringer i breelv- og elveavsetninger. For å unngå at en brønn skal gå tørr, er det nyttig å ha kunnskap om fluktasjonsmønsteret og hvor store endringer man har i vannstanden (Kirkhusmo & Sønsterud 1988).



### 2.1.2 Akvifer

Akvifer betyr vannleder og defineres som «en vannmettet geologisk formasjon, tilstrekkelig gjennomtrengelig for grunnvannsuttak i anvendbare mengder» (Brattli 2009b, s.23). En akvifer kan være åpen, lukket eller en kombinasjon av disse, se figur 2.2. I en *åpen* akvifer er grunnvannet i direkte kontakt med atmosfæren og grunnvannsspeilet har et hydrostatisk trykk lik atmosfæretrykket. Denne typen akvifer finnes i ukonsoliderte grus- og sandavsetninger samt oppsprukne bergarter som ikke er overdekket av tette bergarter (Brattli 2009b). Infiltrasjon skjer enten ved at vann siger ned gjennom den umettede sonen, ved sideveis grunnvannsstrøm eller at vann trekkes opp fra underliggende lag (Fetter 2001).

En *lukket* akvifer er skilt fra atmosfæren med tette lag over og under. Dette gjør at grunnvannet står i trykk mellom de tette lagene og det hydrostatiske trykket er høyere enn atmosfæretrykket (Brattli 2009b). Infiltrasjon til denne typen akvifer vil enten komme fra saktegående tilsig gjennom lekkende lag over akviferen eller fra et infiltrasjonsområde hvor akviferen kommer frem i dagen (Fetter 2001). Om en rørbrønn settes ned gjennom det impermeable laget vil grunnvannet i brønnen stige til en høyde som tilsvarer grunnvannets trykkflate. Står trykkflaten høyere enn akviferen er det snakk om et *artesisisk system*, og om den også stiger over terrengoverflaten er brønnen *strømmende*. Det er et overtrykk i lukkede akviferer som skyldes at grunnvannet mates fra områder med høy topografisk beliggenhet (Brattli 2009b; Fetter 2001). Eksempel på lukket akvifer er sand-/grusavsetninger som ligger under et havbunnsleirelag (Brattli 2009b).



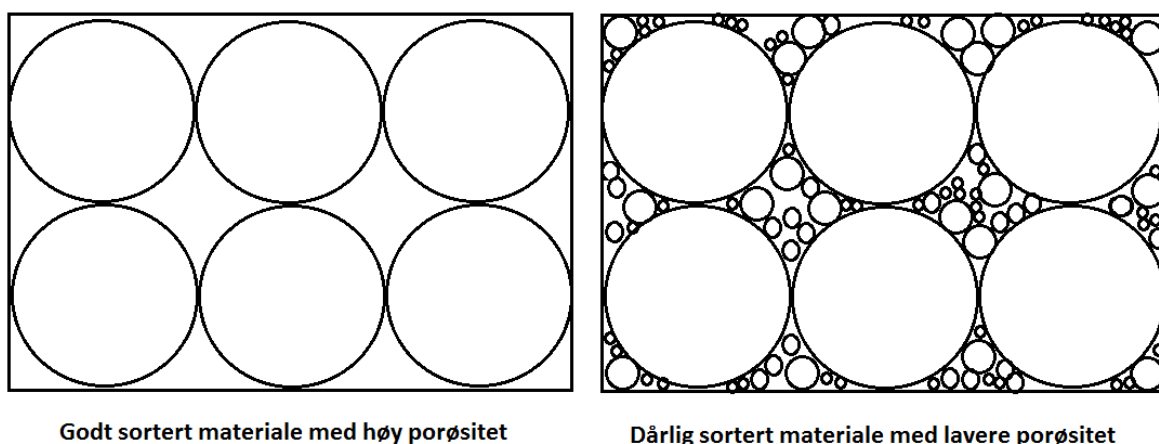
Figur 2.2. Åpen, lukket og lekkende akvifer med trykkflate (Modifisert av Riise (2015) etter Andersson et al. (1984)).

På grunn av romlig variasjon av de geologiske forholdene kan det oppstå akviferer som er en kombinasjon av både åpen og lukket akvifer. De fleste tette lag kan overføre noe grunnvann til underliggende lag, og om dette er en signifikant mengde kalles det tette laget for en *lekkende akvitard* (Dingman 2008). Ved å ha en åpen akvifer over en lukket, skilt av en lekkende akvitard, får man en *delvis* lukket akvifer (Brattli 2009b).

### 2.1.3 Hydrogeologiske parametere

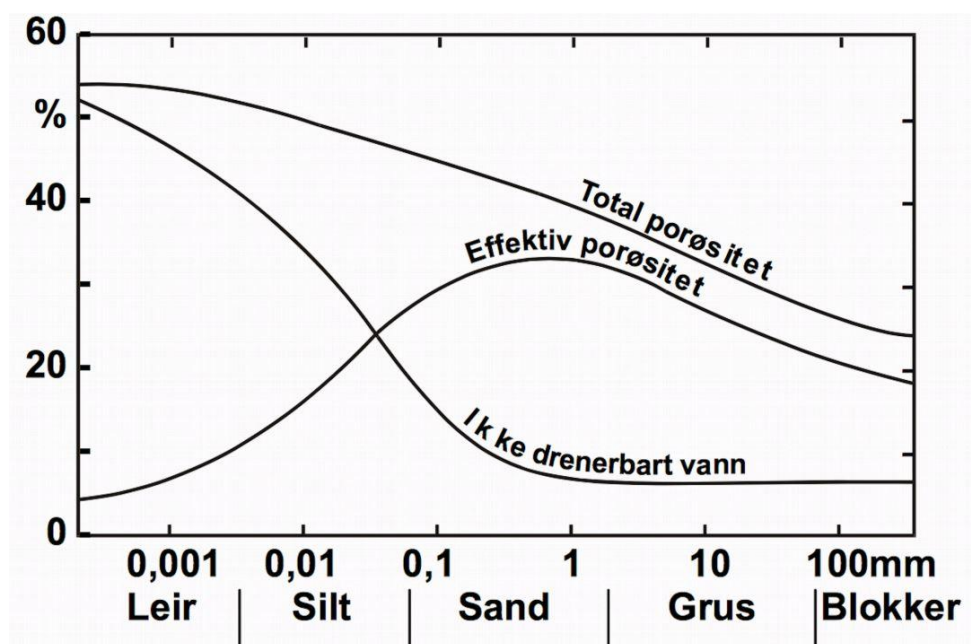
Hydrogeologiske parametere beskriver egenskapene til akviferen og gir et bilde av dens hydrauliske egenskaper. Fastsettelse av parameterverdiene er ofte tidkrevende og kostbar og innebærer vanligvis prøveboring, prøvetaking og/eller prøvepumping (Brattli 2009b).

*Porøsitet*  $n$ , defineres som mengden vann lagret i et vannmettet porøst medium  $V_p$  per volumenhet i mediet  $V_{tot}$  (Dingman 2008). For løsmasser avhenger porøsiteten av sorteringsgrad, pakningsgrad, kornstørrelse, kornform og orienteringen av kornene (Brattli 2009b). I en godt sortert avsetning vil man ha høy porøsitet, som illustrert i figur 2.3. Her er kornene av tilnærmet samme størrelse og porøsiteten vil variere mellom 26-48 %, avhengig av pakningsgrad. Hvis flere kornstørrelser opptrer sammen vil små korn fylle igjen porerom og porøsiteten avtar (Fetter 2001). Geologiske prosesser som iserosjon og skred gir dårlig sorterte sedimenter, såkalt *velgraderte avsetninger*, med lav porøsitet. Rennende vann, vind og bølgeaktivitet gir som oftest godt sorterte avsetninger, med åpen kornstruktur og dermed høy porøsitet. I forbindelse med vannuttak er man hovedsakelig interessert i hvor mye fritt vann som kan strømme gjennom akviferen. Her er det mer hensiktsmessig å snakke om den *effektive porøsiteten*,  $n_{eff}$ , som er definert som volumet av drenerbare porer hvor porene er i kontakt med hverandre (Brattli 2009b).



Figur 2.3. Høy porøsitet versus lav porøsitet (Modifisert etter Brattli (2009)).

Det vannet som befinner seg i de ikke-drenerbare porene utgjør jordartens *spesifikke retensjon*. Denne parameteren øker med avtakende kornstørrelse og er derfor større for finkornete jordarter enn for grove. Figur 2.4 viser at silt og leire holder mer på vannet enn hva de grovere jordartene gjør. Ved lite nedbør vil derfor grove jordarter være mer sensitive for drenering enn de fine jordartene. Porøsiteten til en jordart bestemmes ved bruk av ulike laboriemetoder og måleinstrumenter (Brattli 2009b).



Figur 2.4. Sammenhengen mellom kornstørrelse og vannlagringsegenskaper som total porøsitet, effektiv porøsitet og ikke-drenerbart vann i sedimenter (Modifisert av Brattli (2009) etter Davis & De Wiest (1966)).

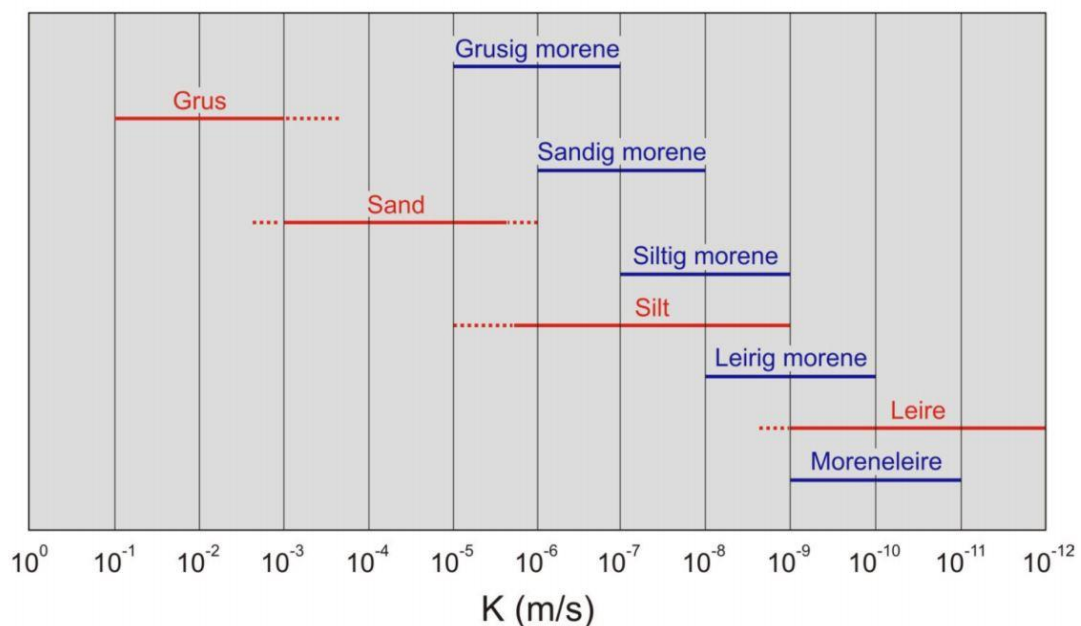
*Hydraulisk konduktivitet* (*K-verdi*), også kalt hydraulisk ledningsevne eller permeabilitetskonstanten, beskriver hvor lett en væske kan strømme gjennom et geologisk materiale (Fetter 2001). Permeabilitetskonstanten er gitt ved:

$$K = k(\rho g / \mu) [m/s] \quad (2.1)$$

hvor  $\rho$  er vannets tetthet og  $g$  er gravitasjonskraften som virker på vannet.  $k$  er *permeabiliteten* og uttrykker jordartens strømningssegenskaper.  $k$  er en funksjon av størrelsen på porene (Brattli 2009b). Hydraulisk konduktivitet for noen typiske jordarter er vist i figur 2.5. I avsnitt 3.4 vil beregning av *K-verdi* bli nærmere undersøkt.

En høy porøsitet vil ikke nødvendigvis gi en høy hydraulisk konduktivitet. Hvis porene ikke er i kontakt med hverandre vil ikke vann kunne ledes gjennom materialet. Et eksempel på dette er leire, som har stor porøsitet men små porer. Dette, kombinert med at leirmineralenes overflateegenskaper binder vann til partiklene, gjør at lite vann kan strømme gjennom leiren (Brattli 2009b).

Hydraulisk konduktivitet er en funksjon av både væskens og det porøse mediets strømmingsegenskaper. Væskens strømmingsegenskaper blir beskrevet av væskens *viskositet*,  $\mu$ . En seig væske vil bevege seg saktere gjennom et porøst medium enn en tyntflytende væske, og vil dermed ha større viskositet (Fetter 2001).



Figur 2.5. Variasjon i hydraulisk konduktivitet for noen typiske jordarter (Modifisert av Brattli (2009) etter Carlsson & Gustafsson (1984)).

En geologisk forekomst er ofte *anisotropisk* og vil derfor ikke være lik i alle retninger. Permeabiliteten kan derfor også variere i de ulike retningene. For løsmasseavsetninger er ofte den horisontale konduktiviteten større enn den vertikale. For å beskrive hvor mye vann som kan strømme horisontalt gjennom en akvifer med hydraulisk gradient lik 1, benyttes *transmissiviteten*,  $T$ .

$$T = K * m [m^2/s] \quad (2.2)$$

hvor  $m$  er mektigheten til akviferen.

*Magasinkoeffisienten*  $S$ , beskriver det vannvolum en akvifer avgir eller magasinerer per overflatearealenhet når grunnvannsnivået endres med en enhetsflate. Den er lik produktet av *spesifikk magasinkoeffisient*  $S_p$  og tykkelsen på akviferen (Fetter 2001).

For lukkede akviferer er magasinkoeffisienten hovedsakelig en funksjon av akviferens elastisitet som avhenger av pakningsgrad, kornform, kornstørrelse og vannets kompressibilitet. Vannuttak vil senke grunnvannsnivåets trykkflate. Dette fører til en kompresjon av akviferen på grunn av økt effektivspenning i jorda samt en utvidelse av vannet i akviferen fordi vanntrykket minker. Summen av vannmengden som kommer av kompresjonen av akviferen og utvidelse av vannet kalles den *spesifikke magasinkoeffisienten*,  $S_s$ . Magasinkoeffisienten for en lukket akvifer med mektighet  $m$ , (Brattli 2009b):

$$S = m * S_s \text{ [dimensjonsløs]} \quad (2.3)$$

Magasinkoeffisienten er generelt liten, 0,005 eller mindre, og pumping vil påvirke relativt store deler av akviferen (Fetter 2001).

For en åpen akvifer er endringen i magasinert vann hovedsakelig et resultat av at porerommene tømmes eller fylles. Her er magasinkoeffisienten ekvivalent til *vannavgivningstallet*  $S_y$ , som beskriver den aktuelle dreneringen fra porene og er et mål for den effektive porøsiteten  $n_{eff}$ . Verdien for vannavgivningstallet vil ligge mellom 0,01 og 0,3 (Brattli 2009b). Magasinkoeffisienten for en åpen akvifer blir dermed:

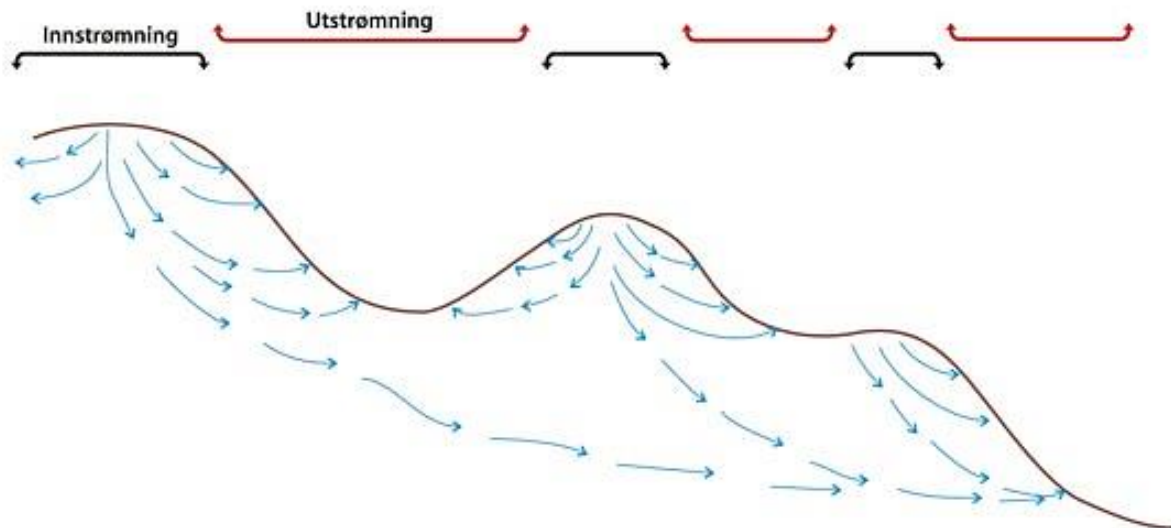
$$S = S_y = n_{eff} \quad (2.4)$$

#### 2.1.4 Grunnvannsstrømning

Grunnvann er alltid i bevegelse. Bevegelsen går fra høyt vannsøyletrykk i tilsigsområder, til lavere vannsøyletrykk i avrenningsområder. Vannsøyletrykket er en parameter som kombinerer høyde over havet og det atmosfæriske trykket, og er et mål på grunnvannets potensielle energi (Banks 2012). Det er tyngdekraften som driver grunnvannsstrømningen, og hvor mye grunnvann som beveger seg gjennom et porøst medium er definert i Darcy's lov:

$$Q = -K \frac{\partial h}{\partial l} A = KiA \quad (2.5)$$

Hvor  $Q$  er strømningsraten,  $K$  den hydrauliske konduktiviteten,  $\delta h / \delta l = i$  den hydrauliske gradienten og  $A$  er søylens tverrsnittflate. Formelen defineres med negativt fortegn fordi grunnvannsstrømningen alltid går mot et avtakende hydraulisk potensial (Brattli 2009b).



Figur 2.6. Grunnvannsstrømning i terrenget. Viser innstrømning av grunnvann fra topografiske topper og utstrømning i daler (NGU 2015c).

Siden grunnvannet strømmer fra høyt til lavt trykknivå, kan man dele inn landskapet i innstrømningsområder og utstrømningsområder, illustrert i figur 2.6. Ved åsrygger og flater vil det være infiltrasjon, mens myrer og kilder er eksempler på utstrømningsområder (NGU 2015c).

Det er forskjellig strømning i mettet og umettet sone. I mettet sone er alle porene fylt med vann og den hydrauliske konduktiviteten er konstant. Her vil poretrykket ( $p$ ) og høyden over et bestemt referansenivå ( $z$ ) bestemme grunnvannsstrømningen. I umettet sone er det også luft tilstede i porene og den hydrauliske konduktiviteten vil avhenge av vanninnholdet. Jo mer vann, jo høyere hydraulisk konduktivitet (Brattli 2009b).

Grunnvannsstrømningen skjer i tre dimensjoner og kan beskrives matematisk i en differensialligning ved å kombinere Darcys lov og kontinuitetsligningen (beskrevet i avsnitt 3.5.2). Grunnvannsstrømningen i tre dimensjoner blir dermed:

$$S_x \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) - Q_p + R \quad (2.6)$$

Hvor  $S$  er magasinkoeffisienten,  $K$  hydraulisk konduktivitet,  $Q_p$  er vann ut og  $R$  vann inn (Sonnenborg & Henriksen 2005).

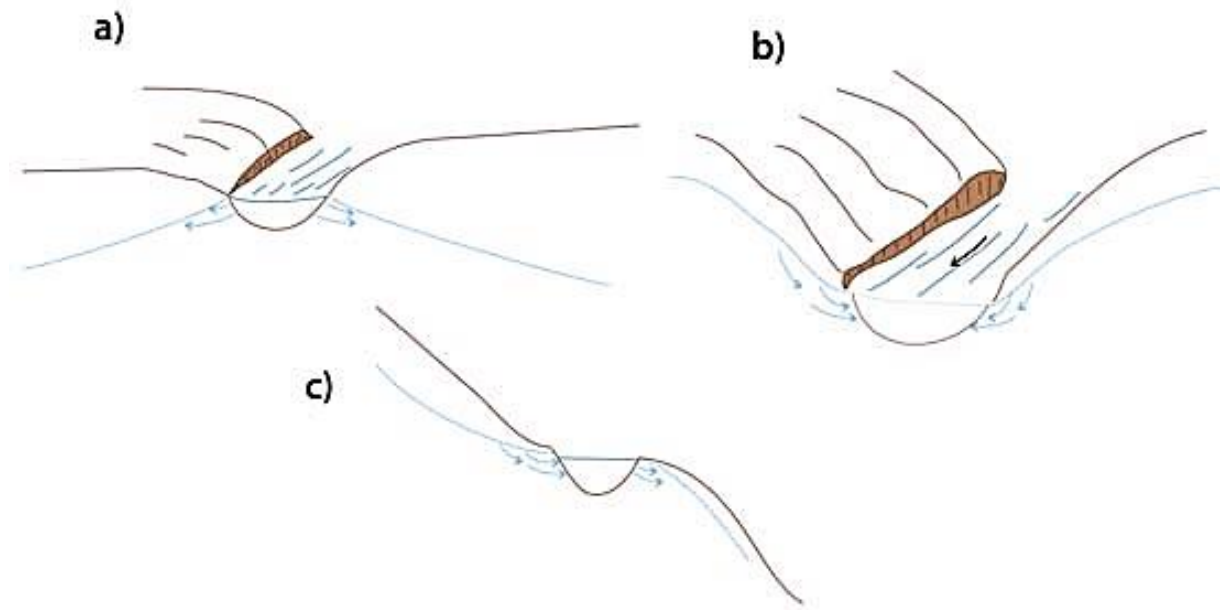
### 2.1.5 *Kommunikasjon med vassdrag*

*Ekvipotensialkart* er konturkart som viser grunnvannets overflate (åpen akvifer) eller trykkflate (lukket akvifer). Ekvipotensiallinjene representerer koter for grunnvannsnivået, på samme måte som vi har høydekoter på topografiske kart. Kartene konstrueres ved at grunnvannsnivået bestemmes i forhold til et horisontalt referanseplan, vanligvis havnivået, og denne høyden representerer grunnvannets energitilstand og potensial. Ettersom grunnvannsnivået varierer over tid, er det viktig å peile vannstanden i mange peilebrønner plassert på forskjellige steder for å dekke hele akviferen. Det er også viktig at målingene blir gjort på samme tidspunkt og ved samme dybde. For at målingene skal være representative for konstruksjon av ekvipotensialkart, må målingene tas fra samme akvifer. Er trykknivået svært forskjellig i to nærliggende peilerør, tyder dette på at de står i ulike akviferer og at målingene ikke kan brukes (Brattli 2009b).

Elver, innsjøer og andre overflatevann vil alltid påvirke vannstanden i åpne akviferer. Kunnskap om hvordan grunnvannsnivået påvirkes av overflatevann gjør interpolasjonen av ekvipotensiallinjene lettere. Ekvipotensiallinjene vil alltid danne en V-form ved krysning av elver. Det finnes fire strømmingsscenarioer for hvordan grunnvannet påvirkes av elver på elvesletter (Weight & Sonderegger 2001):

1. Elven mater grunnvannet
2. Grunnvannet mater elven
3. Gjennomstrømning av grunnvann
4. Parallell strømning

De tre første strømmingsscenarioene er illustrert i figur 2.7. Hvis elva mates av akviferen vil V-formen peke oppstrøms fordi grunnvannstanden er høyere enn elvevannstanden. Er det derimot elva som gir vann til akviferen, vil V-formen peke nedstrøms siden elvevannstanden er høyere enn grunnvannstanden (Brattli 2009b). Er grunnvannstanden høyere på den ene siden av elven, vil man få en gjennomstrømning og grunnvannet vil strømme ut på den andre siden av elva. Dette skjer ofte i meandrerende elver hvor elveløpet kan endres til å gå vinkelrett på strømningsretningen i grunnvannet. I det siste scenarioet er elva og grunnvannsstrømmen parallelle og det vil bare være små vannutvekslinger ved elvebunnen (Weight & Sonderegger 2001).



Figur 2.7. Kommunikasjon mellom grunnvann og vassdrag. a) viser elv som mater grunnvannet, b) viser grunnvann som mater elv og c) viser gjennomstrømning av grunnvann i en elv (NGU 2015c).

En faseforskyvning i tid mellom maksimal og minimal vannstand i elva og grunnvannsnivået sier noe om hvor lang tid det tar for at trykkforholdet forplanter seg i grunnvannsmagasinet ved vannstandsendringer i elva. Denne tidsforsinkelsen bestemmes av porøsiteten og den hydrauliske konduktiviteten til sedimentene. En kort faseforskyvning indikerer grove materialer med god permeabilitet. Det er i hovedsak egenskapene til bunnsedimentene som bestemmer denne faseforskyvningen (Colleuille et al. 2005).

Vanntemperatur og elektrisk ledningsevne er miljøindikatorer som er svært nyttige for å forstå vannutveksling mellom elv og grunnvann. Tidsserier for temperatur og ledningsevne viser sesongmessige variasjoner og kan brukes til å beregne oppholdstid for grunnvannet fra elv til brønn. Dette vil gi en indikasjon på sårbarheten til et grunnvannsanlegg med tanke på forurensning i elva. I perioder med mye nedbør får man en stor tilførsel av ionefattig regnvann og smeltevann, og ledningsevnen til elvevannet reduseres. Vanntemperaturtidsserier fra elva gir en indikasjon på hvor mye vann som kommer fra grunnvannet. Er det små variasjoner i temperaturen i elva på sommeren og vinteren, sett i forhold til lufttemperaturen, indikerer dette et høyt grunnvannsbidrag (Colleuille et al. 2005).



Grunnvannet kommuniserer ikke bare med elver, men også med overflatevann som innsjøer. Hongve og Løvstad (1991) har laget en hydrologisk inndeling av innsjøer etter å ha studert 28 grytehullsjøer på Romerike (Gardermosletta). Ved å se på de kjemiske forholdene i vannet kan man skille mellom 4 typer innsjøer:

- Type 1: Innsjøer uten kontakt med grunnvannet og uten overflatetilløp.
- Type 2: Innsjøer uten direkte kontakt med grunnvannet, men med overflatetilløp.
- Type 3: Innsjøer med direkte kommunikasjon med grunnvannet, men uten overflatetilløp og –avløp.
- Type 4: Innsjøer med direkte kommunikasjon med grunnvannet og avløp til vassdrag.

Typebetegnelsen er basert på om vannet har en kjemi som gjenspeiler grunnvannet eller nedbøren. Grunnvann vil gjerne ha et høyere kalkinnhold enn nedbøren, om det er kalkrike bergarter i området. Nedbøren er ofte surere enn grunnvannet, noe som vil påvirke surheten i vannet i innsjøer hvor grunnvannet ikke har direkte kontakt. For type 3 og 4 er vannets egenskaper i stor grad bestemt av sammensetningen av løsmassene (Erikstad & Halvorsen 1992; Hongve & Løvstad 1991).

## 2.2 Grunnvannsuttak

Når grunnvann pumpes ut av et magasin vil det gradvis utvikle seg en senkningstrakt rundt brønnen. Hvor fort utviklingen skjer avhenger av størrelsen på akviferens magasinkoeffisient. En stor magasinkoeffisient vil gi en mindre senkning, men på samme tid ha en langsommere utvikling enn en lav magasinkoeffisient (Brattli 2009b).

### 2.2.1 *Transiente og stasjonære tilstander*

*Transiente tilstander* vil si ikke-stasjonære tilstander. Dette er tilfelle så lenge senkningstrakten er under utvikling og likevekt ikke er oppnådd. Theis (1935) har utviklet brønnligninger for transiente tilstander. Ved analyse av tidsavhengige senkningsdata kan både transmissivitet og magasinkoeffisienten til en akvifer beregnes (Brattli 2009b).

Det vil etter hvert dannes en likevekt mellom hvor mye vann som pumpes ut og det som strømmer inn i senkningstrakten. Senkningstrakten vil dermed ikke endres over tid og man har fått en *stasjonær tilstand* i akviferen.

Det forutsettes konstant grunnvannsstrømning, både hva angår størrelse og retning, rundt brønnen ved prøvepumping under stasjonære tilstander. Dette vil sjelden oppstå i virkeligheten,

men endringene er såpass små at man fremdeles kan bruke formler som bare er gyldige for stasjonære tilstander.

Ved uttak av vann i en lukket akvifer vil potensiometerflaten danne senkningstrakten rundt brønnen, og dermed er det trykkflaten som synker. For uttak i en åpen akvifer vil grunnvannsspeilet danne senkningstrakten og her vil strømmingstverrsnittet endres med tiden (Brattli 2009b).

### 2.2.2 Brønnutforming

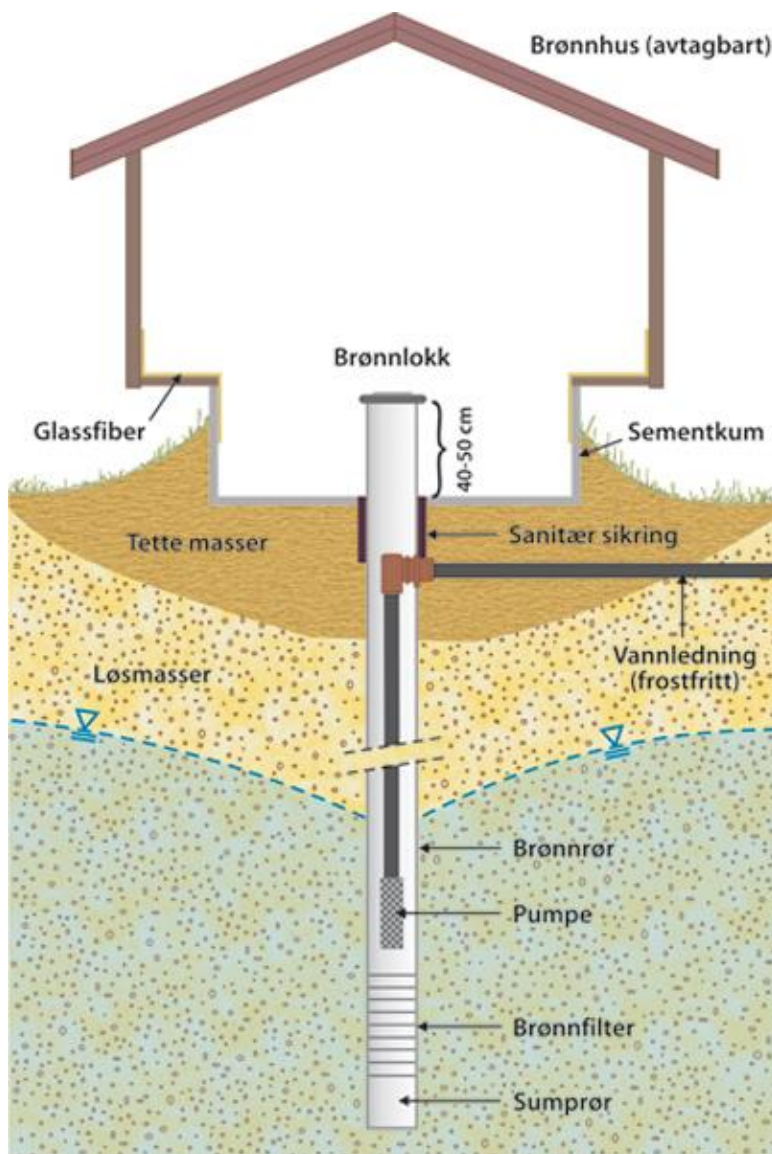
En etablert produksjonsbrønn i løsmasser kalles en *rørbrønn*. Brønnrøret deles inn i:

- Filterrør, hvor vannet strømmer inn gjennom slisseåpninger.
- Brønnrør, tett rør fra filteret og opp til overflaten.
- Sumprør, tett rør under filterrøret hvor sandpartikler som kommer gjennom slissene fanges opp.

Når brønnen etableres tres et arbeidsrør utenpå borerøret. Når ønsket boreddybde er oppnådd monteres et filterrør inne i arbeidsrøret og arbeidsrøret trekkes opp til over filteret eller helt til overflaten. Filterrøret har slisseåpninger for vanninntak og størrelsen på slissene bestemmes ut fra hvilken type akvifer det er i det aktuelle området. Et usortert materiale tillater større slisseåpninger enn et velsortert materiale. Dette er spesielt viktig ved etablering av formasjonsfilter. Slisseåpningene i et formasjonsfilter tilsvarer vanligvis den effektive kornstørrelsen ( $d_{10}$ ) siden de finere kornene fjernes ved rensing av brønnen (Andersson et al. 1984). Hvordan man finner den effektive kornstørrelsen og sorteringsgraden ( $d_{60}/d_{10}$ ) til et materiale blir gjennomgått i avsnitt 3.4.

For å forhindre at mineralpartikler skal gå inn i brønnen etableres det et filter rundt brønnrøret. Det skilles mellom to ulike typer filter, *formasjonsfilter* og *grusfilter*. For akviferer som består av velsortert materiale,  $d_{60}/d_{10} > 2,5$ , bør man benytte et grusfilter. Grusfilteret etableres ved å fylle ensgradert sand eller grus mellom arbeidsrør og filterrør, såkalt *gruskasting*. I akviferer med lavere sorteringsgrad bør man benytte et formasjonsfilter. Dette er, som navnet tilsier, et filter laget av formasjonsmaterialet. Ved å pumpe vann ut av brønnen vil finstoffet trekke inn mot brønnen inntil et filter av sand og grus har bygget seg opp på utsiden av filterrøret. Dette holder finstoffet tilbake. Bruk av formasjonsfilter forutsetter at filterrøret har et stort nok innstrømningsareal (Andersson et al. 1984; Rueslåtten & Velsegard 1991).

Hvor stor diameter rørbrønnen skal ha bestemmes ut fra hvor mye vann som skal tas ut. Brønnen må ha en diameter på filterrøret som gir gode hydrauliske forhold i brønnen og det må være plass til å montere en eventuell senkepumpe inne i røret (Rueslåtten & Velsegard 1991). Prinsippsskisse for brønnutforming i løsmasser er vist i figur 2.8.



Figur 2.8. Prinsippsskisse av brønnutforming i løsmasser(NGU, 2010).

Det er anbefalt å sette brønnen i bunnen av akviferen. Slik kan filterrøret utnytte en større del av akviferens mektighet og man kan tillate større senkninger og følgelig større vannuttak. Dette vil også gi bedre beskyttelse mot forurenset overvann. I en lukket akvifer bør filterrøret dekke 70-80% av akviferens mektighet slik at vannstanden ikke senkes under grensen mellom akviferen og det tette laget over. For å oppnå optimale hydrauliske forhold bør man i en åpen

akvifer plassere filterrøret i de nederste 30% av akviferen. Lange filterrør vil gi en høy spesifikk kapasitet, mens korte vil tillate en større senkning i brønnen. Ser man disse to forholdene i sammenheng viser de at de beste forholdene finnes i de nederste 30% av akviferen. I heterogene akviferer kan det være flere lag som er vannførende, her bør filteret alltid plasseres i de lag med høyest hydraulisk ledningsevne, uansett type akvifer (Rueslåtten & Velsegard 1991).

### 2.2.3 Reinfiltrasjon

*Reinfiltrasjon* vil si å sende det brukte vannet tilbake i grunnvannsmagasinet ved hjelp av en infiltrasjonsbrønn. Når vannet tilføres vil man få en stigning av grunnvannsnivået rundt brønnrøret, motsatt av senkningstrakten som oppstår ved pumping. I et brønnfelt vil infiltrasjons- og uttaksbrønnene delvis utjevne hverandre og endringene i grunnvannsspeilet blir redusert. Dette er en attraktiv løsning fordi man ikke fjerner mye av grunnvannet og dermed reduserer risikoen for innsynkning av bakken (Banks 2012).

Til tross for samme størrelse vil infiltrasjonsbrønner ha lavere kapasitet enn uttaksbrønner. Dette kommer av at porene i akviferen rundt brønnfilteret tettes igjen av frafiltrert materiale, som igjen øker utstrømningsmotstanden og infiltrasjonshastigheten avtar. Tester har indikert at slike brønner har 20-50% mindre kapasitet og det er derfor ofte nødvendig med flere infiltrasjonsbrønner enn uttaksbrønner (Eckholdt et al. 1992).

Gradienten som oppstår rundt infiltrasjonsbrønnen kan føre til at returvannet strømmer tilbake til produksjonsbrønnen. Det er dermed en risiko for at det kalde returvannet som pumpes ned igjen til akviferen vil påvirke temperaturen til grunnvannet som skal pumpes opp. Dette kalles «*hydraulic feedback*» og resulterer i at grunnvannet blir kaldere ettersom varmeuttaket øker. Etter hvert vil temperaturen kunne bli så lav at det ikke er mulig å ta ut mer varme. Sannsynligheten for at dette oppstår er mye større dersom infiltrasjonsbrønnen plasseres oppstrøms for produksjonsbrønnen, og man bør derfor alltid plassere den nedstrøms. Sammenhengen mellom avstanden mellom produksjons- og infiltrasjonsbrønnen,  $L$ , og om temperaturen vil påvirke anlegget er beskrevet av Clyde og Madabhushi (1983):

$$L < \frac{2Q}{T\pi i} \quad (2.7)$$

Hvor  $Q$  er pumperaten per tidsenhet og  $i$  den naturlige hydrauliske gradienten. Ved å snu om systemet til et kjølesystem i de varme sommermånedene kan man redusere, og i noen tilfeller fjerne, avkjølingen som oppstår ved hydraulic feedback. Infiltrasjonsvannet vil da være varmet opp før det infiltreres (Banks 2012).

## 2.3 Grunnvannskjemi

Vann er et svært godt løsemiddel som vil kunne løse de fleste substanser om det får lang nok virketid. Grunnvann vil derfor bestå av flere oppløste stoffer. Grunnvannets kjemiske sammensetning varierer avhengig av flere ulike geologiske forhold. De viktigste er den kjemiske sammensetningen til infiltrasjonsvannet, løsmassenes og berggrunnens mineralsammensetning, oppholdstiden i reservoaret og kontaktflaten med mineralene (Brattli 2009b).

### 2.3.1 Elektrisk ledningsevne

Grunnvannet inneholder mange oppløste stoffer fra løsmassene og berggrunnen, dette gjør grunnvannet til en elektrolyttløsning. *Spesifikk ledningsevne* er et mål på den elektriske ledningsevnen til vannet. Den måles i milli-Siemens per meter (mS/m) og avhenger av temperatur, ionetype og ionekonsentrasjon. Ved å måle verdien vil man få et tilnærmet uttrykk for vannets totalinnhold av oppløste uorganiske stoffer, fordi spesifikk ledningsevne og ionekonsentrasjon henger sammen (Brattli 2009b).

### 2.3.2 Kjemiske reaksjoner

Kjemiske forvittringsreaksjoner er de mest sentrale prosessene som har betydning for grunnvannskvaliteten. De kan deles inn i:

- Oppløsning og hydratisering
- Hydrolyse
- Redoksreaksjoner

Mineraler kan kalles uorganiske salter og kan løses helt i kontakt med vann. Dette gjøres ved *hydratisering*, hvor saltene brytes ned ved at ionene hydratiseres. Den negative siden av vannmolekylet vil dra på de positive kationene i mineralet, mens den positive siden av vannmolekylet vil dra på de negative anionene. Hvis vann deltar aktivt i reaksjonen er det en *hydrolyse*. Mineraloverflaten kan opptre med et ladningssjikt som trekker på vannmolekylene og binder de til overflaten. I et surt miljø vil man kunne få ionebytte ved at  $H^+$ -ioner angriper kationene på mineraloverflaten og i krystallgitteret, for så å erstatte disse. Det vil dermed være økt nedbrytning av mineraler i surt vann. Ved nedbrytning av jern-magnesium-silikater og kisminaler skjer en *oksidasjon*. Her reagerer elementer med oksygen, frigir elektroner og danner oksider eller hydroksider (Brattli 2009b).

### **2.3.3 Jern og mangan**

Det er lokale geologiske forhold som bestemmer om man har jern tilstede, og mangan forekommer ofte sammen med jern. Jern er den mest vanlige kvalitetsulempen i grunnvann og forekommer både i fjell- og løsmassebrønner. Mangel på oksygen i vannet fører til at jern og mangan løses ut fra mineralene i grunnen og ut i vannet. Når vannet kommer i kontakt med luft felles metallene ut som brune/svarte fnokker av hydroksid (Ellingsen 1992).

Utfellingene kan så tette igjen både grunnvannsbrønnene og varmeveksleren over tid. Dette kan føre til at grunnvannsnivået i produksjonsbrønnen synker og vannmengden som kan tas ut blir redusert. I tillegg reduseres effekten av varmeveksleren og varmepumpen (Lindblad-Påsse 1986). I grunnvarmeanlegg vil returbrønnen være mer utsatt enn produksjonsbrønner. Produksjonsbrønnene vil ha en naturlig rensing ved at vannet pumpes ut, men i returbrønner tvinges vannet tilbake i akviferen (Banks 2012).

For å unngå utfelling av oksider og påfølgende gjentetting bør hele grunnvarmeanlegget, fra produksjonsbrønn til returbrønn, holdes fritt for oksygen. Returbrønnen bør også ha så langt filterrør som mulig for å redusere belastningen på filteret og minske risikoen for gjentetting av brønnen (Gustafson 1983).

## **2.4 Grunnvarme**

Grunnvarme er varme lagret i jord, berg eller grunnvann. Ved å bruke en varmepumpe kan energien, som er lagret i grunnen, brukes til oppvarming av hus og vann. Det er flere kilder til grunnvarme. Solenergi utgjør hovedkilden med noe bidrag fra radioaktiv spalting av elementer i grunnen (Ramstad 2011). Solinnstrålingen varmer opp grunnen, men det er også mulig å sende overskuddsvarme fra overflaten ned i grunnen for å øke varmelagringen (Banks 2012).

De to vanligste metodene å utnytte grunnvarme på er borehull i fjell og bruk av oppumpet grunnvann (Ramstad 2011). Begge undersøkelsesområdene i denne oppgaven benytter oppumpet grunnvann. Denne metoden vil derfor tillegges størst vekt her. Hvor mye grunnvarme som kan tas ut er styrt av to parametere (Kalskin & Hilmo 1999):

- Grunnvannstemperaturen
- Grunnvannsmagasinetts mektighet og vanngiverevne.

Det er derfor nyttig å ha en god forståelse av hydrogeologien i områdene, for å best mulig kunne utnytte ressursene. I kapittel 2.4 er Banks (2012) brukt som hovedkilde om ikke annet er spesifisert.

#### **2.4.1 Grunnvarme i Norge**

Ifølge Ramstad (2011) kan, i teorien, alt varme- og kjølebehov i Norge dekkes av lavtemperert grunnvarme og per dags dato har Norge noen av de største grunnvarmeanleggene i Europa. Oslo lufthavn Gardermoen er et eksempel på et av de største anleggene i Norge som baserer seg på grunnvann som energilager i løsmasser. Det er flere store borehullsbaserte energilager i fjell, eksempelvis Akershus universitetssykehus og Ullevål stadion (Ramstad 2011).

Det finnes imidlertid begrensninger knyttet til bruk av grunnvarme i Norge. Stedvis er det tykke løsmassedekker som gir store borekostnader, men kostnadene er ofte ikke kritisk for anleggenes lønnsomhet. En annen begrensning er at det er lite tilgjengelig areal i storbysentrene (Ramstad 2011).

#### **2.4.2 Varmelagring**

Varmelagring beskrives ved spesifikk eller volumetrisk varmekapasitet. Den spesifikke varmekapasitet,  $S_C$ , beskriver hvor mye varme et medium kan lagre og måles i J/kgK. Volumetrisk varmekapasitet,  $S_{VC}$ , tar hensyn til materialets tetthet og beskriver hvor mye varme som avgis fra en volumenhet berg når temperaturen senkes med 1 K. Vann har en meget høy varmekapasitet, med  $S_{VC} \approx 4180$  J/LK ved 15-20°C. På grunn av dette vil varmekapasiteten i et porøst materiale først og fremst avhenge av hvor mye vann som er tilstede.

#### **2.4.3 Varmetransport**

Varmetransport skjer ved tre hovedmekanismer:

- Konduksjon (varmeledning)
- Konveksjon (varmestrømning)
- Stråling

For grunnvarme er konduksjon mellom mineraler eller porevæske samt konveksjon i grunnvannet de viktigste mekanismene for varmetransport.

*Varmeledningsevnen* (konduksjon),  $\lambda$ , beskriver hvor lett et materiale kan lede varme. Bergartsdannende mineraler er gode varmeledere og kvarts er mineralet med høyest varmeledningsevne. Vann og luft derimot, har lav varmeledningsevne, hvor luft er den dårligste. Bergartens varmeledningsegenskaper vil derfor avhenge av kvartsinnhold, porøsitet

samt vann- og luftinnhold. En vannmettet kvartsrik avsetning vil være en god varmeleder, mens tørre, porøse sedimenter utgjør de dårligste varmeledeerne.

*Konveksjon* (varmestrømning) er varmetransport som oppstår ved forflytning av varme fra et sted til et annet ved hjelp av en gass- eller væskestrøm. Partikler i gass eller væske med høyere varmeenergi vil strømme og overta plasseringen til partikler med lavere varmeenergi.

Alle legemer sender fra seg energi i form av elektromagnetisk *stråling*. Dette er en varmetransport som skyldes termiske bevegelser av ladede partikler i et legeme. Varmestråling og absorpsjon av strålingsenergi fra sola og atmosfæren er viktige varmetransportmekanismer på jordoverflaten.

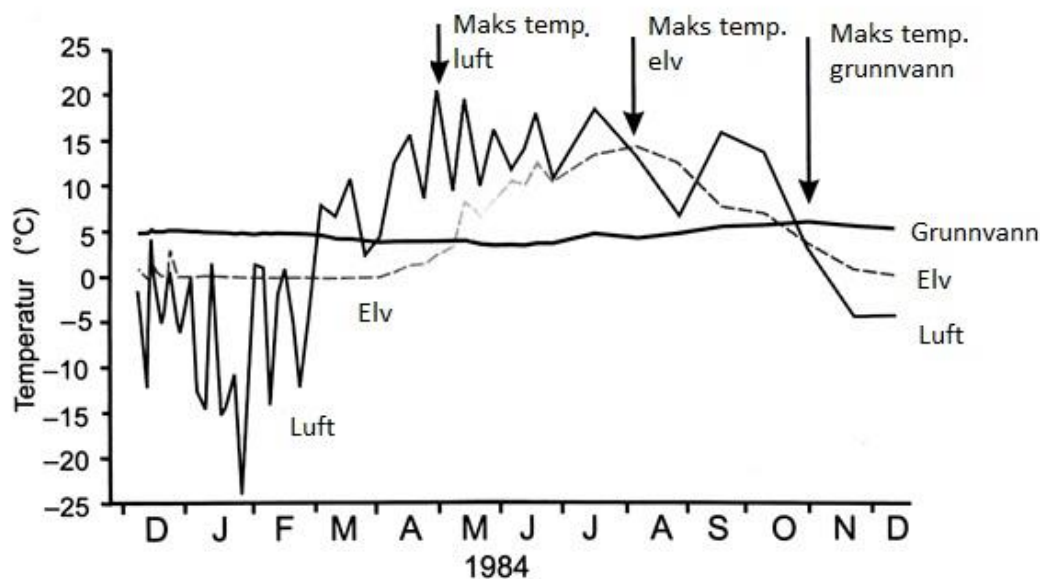
### 2.4.4 Grunnvannstemperatur

Dypt nede i jordskorpen er det nærmere en lineær øking i temperatur på grunn av varme fra mantelen. Nært overflaten er derimot temperaturgradienten mer uregelmessig på grunn påvirkninger fra ulike prosesser som overflatetemperatur og tilsig av kaldt smeltevann (Brattli 2009b).

Endringer i været kan gi både daglige og sesongvariasjoner i grunnvannstemperaturen. Temperaturen i grunnvannsbrønnene vil ofte være lav om våren på grunn av det kalde vintervannet, mens i desember vil det være varmt sommervann i brønnene siden snøen isolerer bakken. Kaldt elvevann kan også senke grunnvannstemperaturen om vinteren og man bør derfor ikke plassere grunnvarmeanlegget helt i elvekanten (Kalskin & Hilmo 1999).

Bakken varmes ekstra opp om sommeren på grunn av solinnstråling og økt lufttemperatur. Oppvarmingen forplanter seg noen meter ned i bakken, sjeldent mer enn 10 m. Under dette er temperaturen ganske stabil og gjenspeiler vanligvis årsmiddeltemperaturen på overflaten. I Norge er den vanligvis 4 - 7 °C. Dette tilsier at det om vinteren vil være varmere i bakken enn på overflaten, og kaldere om sommeren. Figur 2.9 viser temperaturvariasjoner i luft, elv og grunnvann i Elverum, målt i 1984. Her ser man at det er svært liten variasjon i temperaturen i grunnvannet sammenlignet med både luft- og elvevannstemperaturen. Temperaturen i bakken kan dermed brukes til oppvarming om vinteren og avkjøling om sommeren.





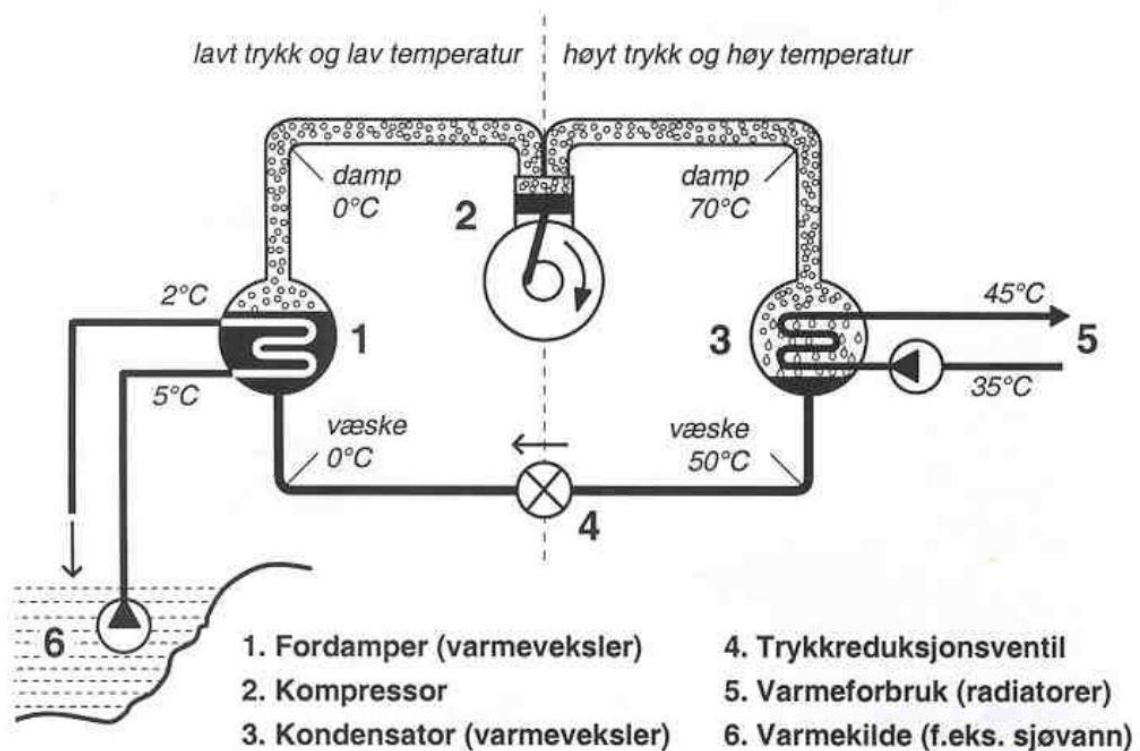
Figur 2.9. Temperaturvariasjoner i luft, elven Glomma og i grunnvannet i Elverum målt i 1984. (Modifisert etter Banks (2012), utarbeidet av Kalskin og Hilmo (1999)).

Grove avsetningstyper som sand og grus er de mest gunstige for utnyttelse av grunnvann. Disse sedimenttypene forekommer ofte nært overflaten. Dype grusforekomster, begravd under finkornede hav- og fjordavsetninger, er også meget gunstige for grunnvarmeformål. Fordelen med de dype forekomstene er at de er overdekt av isolerende lag og inneholder derfor oppvarmet grunnvann. Ulempen er at det ofte er kostbart å bore så dypt (Hansen et al. 2005).

#### 2.4.5 Varmepumpe basert på oppumpet grunnvann

Vann vil strømme fra høy til lav temperatur, se avsnitt 2.4.3. I en varmepumpe tvinger man derimot vannet til å strømme i motsatt retning. Dette gjøres vanligvis ved bruk av elektrisk energi.

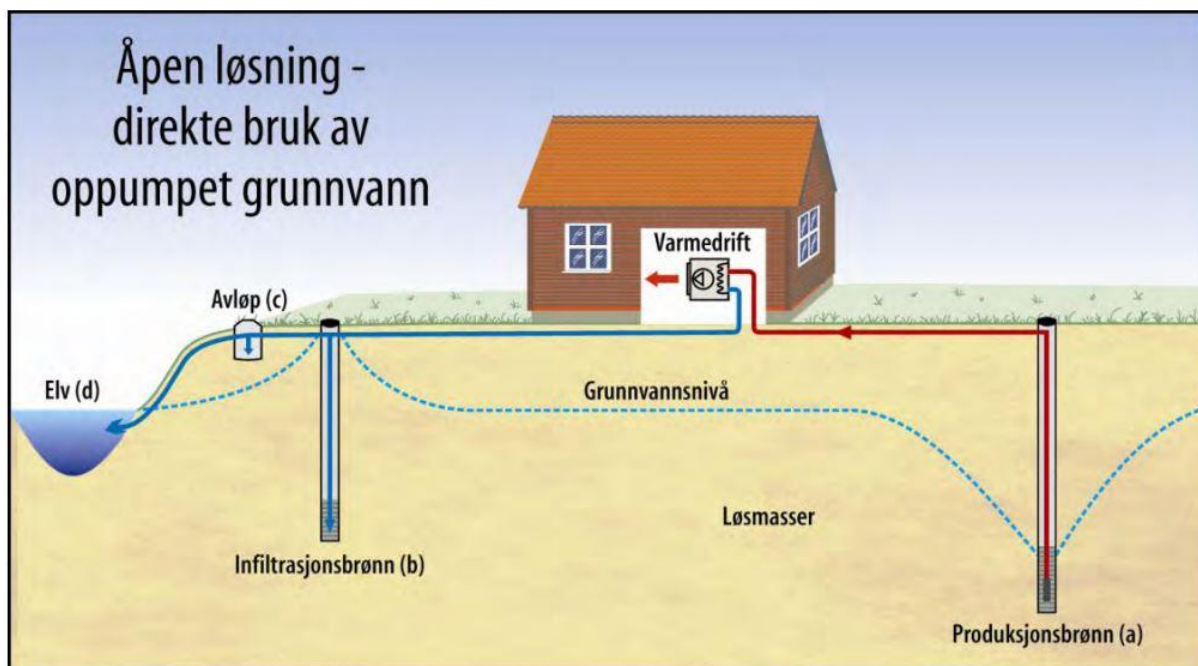
Når man benytter oppumpet grunnvann fra løsmasser, kalles dette for et *åpent anlegg*. Her pumpes grunnvannet opp i en produksjonsbrønn og føres til en varmeveksler hvor det tas ut varme av vannet, gjerne 3-5 °C. Denne varmen overføres til en væske som sirkulerer i varmepumpen. Væsken som brukes har et lavt kokepunkt slik at den koker når varmen fra grunnvannet blir tilført. Den kokende væsken føres deretter til en kompressor, drevet av elektrisk energi. Kompressoren øker trykket slik at temperaturen økes ytterligere og væsken går over til gass. Gassen sendes så til en kondensator, hvor den kondenserer og gir fra seg varme til omgivelsene. Deretter avkjøles væsken i et ekspansjonshvelv ved at trykket reduseres og den returneres til varmeveksleren hvor prosessen så starter på nytt. Prinsippskisse for en varmepumpe er illustrert i figur 2.10.



Figur 2.10. Prinsipiell skisse for en varmepumpe (Stene 2000).

Siden grunnvannet som ble tatt inn i varmepumpen ga fra seg varme til sirkulasjonsvæsken, vil det ha en lavere temperatur når det føres ut igjen. Hva man gjør med det kalde returvannet avhenger av hvilken utforming man ønsker for grunnvarmeanlegget. Skal anlegget kun brukes til uttak av varme eller kjøling, sendes returvannet til avløp eller nærliggende overflatevann. Ønsker man å ha et energilager, sendes vannet til en infiltrasjonsbrønn. Begge løsningene er illustrert i figur 2.9 (Ramstad 2011).

I et energilager vil overskuddsvarme fra sommeren lagres i grunnen for bruk om vinteren. Det er viktig å plassere brønnene i en kald og en varm side av grunnvannsmagasinet for å oppnå et godt energilager. Er brønnene for nære hverandre vil de kunne påvirke hverandres temperatur. Dette kan føre til at vannet som pumpes opp blir avkjølt og man får en lavere effekt av varmepumpen (Ramstad 2011).



Figur 2.11. Prinsippkisse av et åpent anlegg (NGU 2015b).

Store energimengder kan tas ut direkte fra grunnvannet og energipotensialet til et åpent anlegg avhenger av temperaturen på vannet, samt mengden som pumpes ut. Hvor mye effekt som er tilgjengelig fra grunnvannet er gitt ved:

$$Effekt = C_{H_2O} * Q * \Delta T \quad (2.8)$$

Hvor effekt er målt i kilowatt (kW),  $C_{H_2O}$  er vannets spesifikke varmekapasitet ( $\text{kWh/m}^3 \text{K}$ ),  $Q$  er mengde utpumpet vann per tidsenhet ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) og  $\Delta T$  er temperaturen tatt ut av grunnvannet i varmepumpen (K) (Andersson et al. 1982).

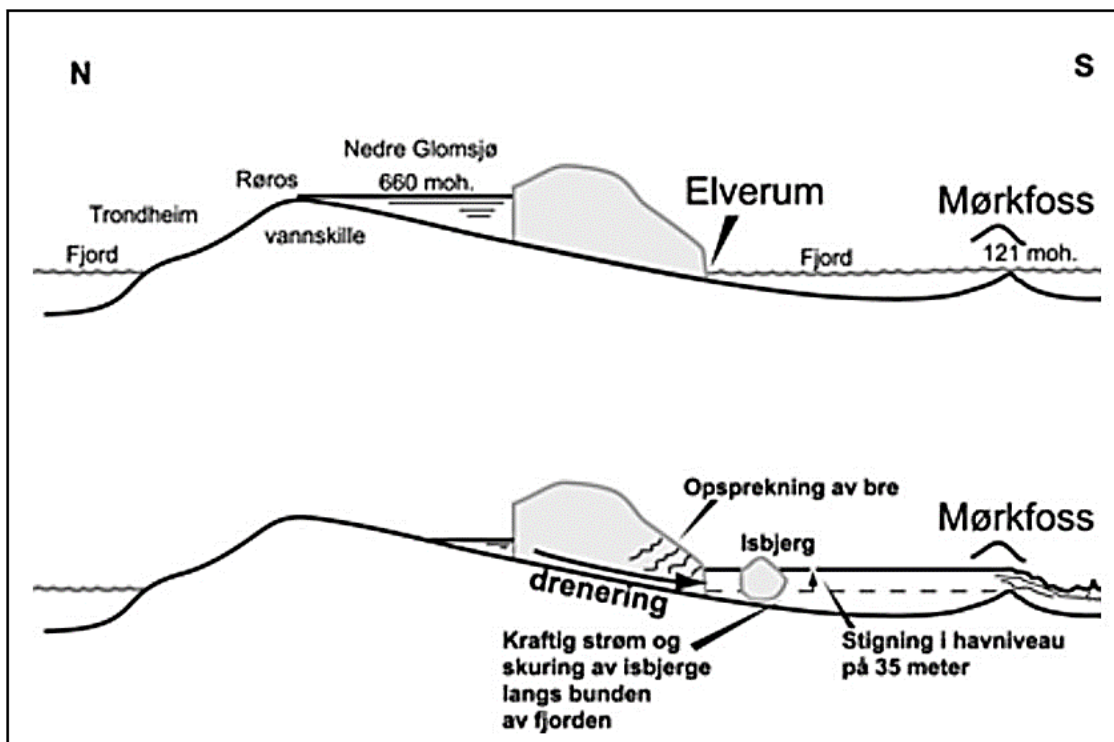
Ulempene med et åpent anlegg er at det er svært avhengig av geologien i området. Det krever derfor detaljerte forundersøkelser. God vannkvalitet er viktig for driften av anlegget, med et lavt innhold av jern, kalsium og mangan. Metoden krever også en grunnvannstemperatur over  $3-4^\circ\text{C}$  (Ramstad 2011).

## 2.5 Områdebeskrivelse Elverum

Elverum kommune ligger i Østerdalen, i Hedmark. Norges lengste elv, Glomma, renner gjennom kommunesenteret med samme navn. Det meste av arealet er dekket av skog i tillegg til dyrkamark på elveavsetningene langs Glomma.

### 2.5.1 Kvartærgeologi

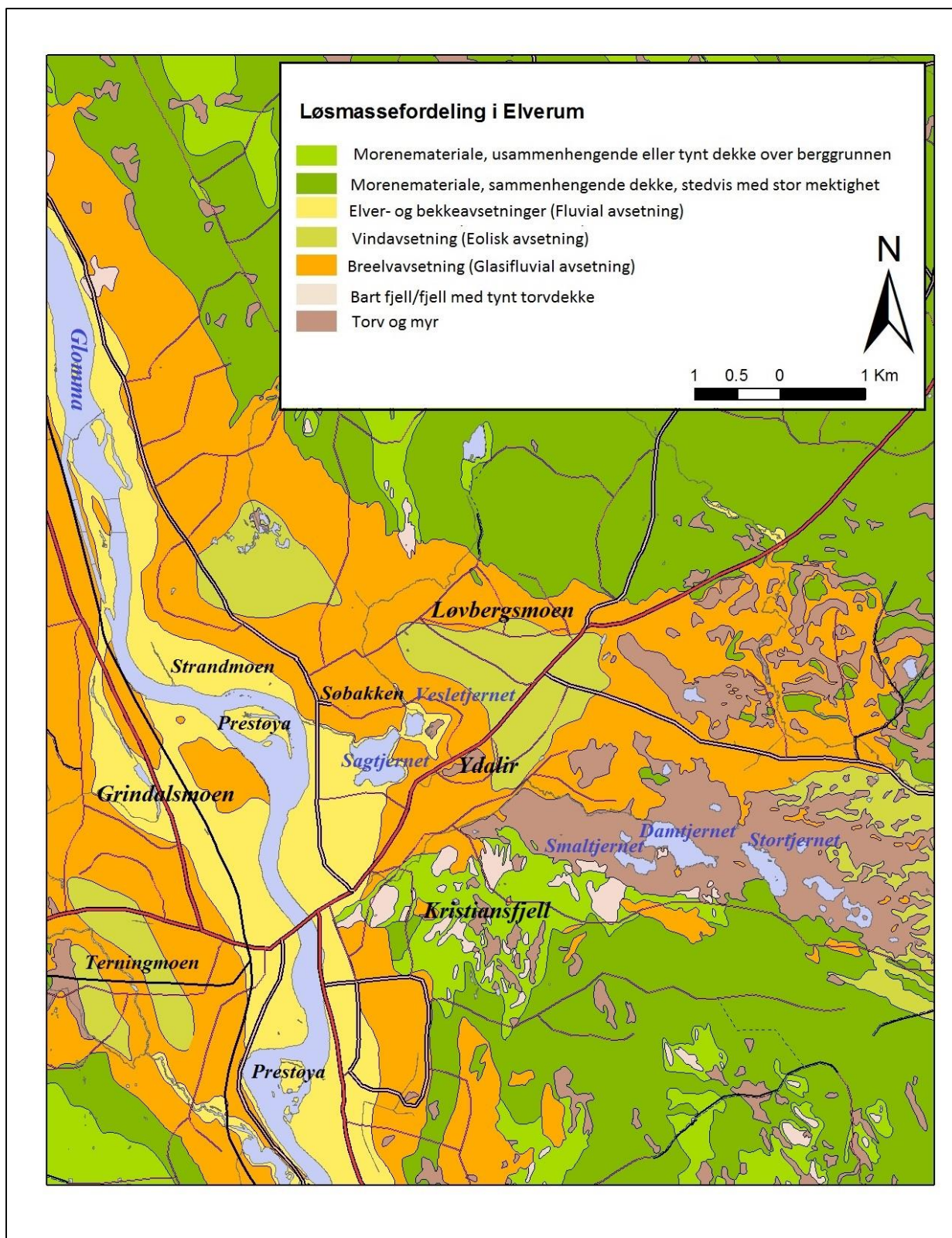
På slutten av siste istid trakk breene seg tilbake fra de u-formede dalførene. Smeltevannet fra breene ble samlet i store bredemte innsjøer mellom den midtnorske fjellkjeden og ismassene. Den største innsjøen, Nedre Glomsjø, var demt opp ved Elverum, se figur 2.12 (Hansen et al. 2005).



Figur 2.12. Skisse som viser tapping av Nedre Glomsjø (Modifisert av Hansen et al. (2005) etter Longva & Thoresen (1991)).

Under smeltingen ble etter hvert isdekket så tynt at vannmassene i Nedre Glomsjø brøt gjennom isen og vannet drenerte ut i fjorden ved Elverum. Dette førte til store oversvømmelser i området, samt mektige løsmasseavsetninger (Hansen et al. 2005).





Figur 2.13. Kvartærgeologisk kart over Elverum. Geodata modifisert etter (NGU 2016b).

Løsmassefordelingen i Elverum er vist i figur 2.13. Det meste av dalbunnen består av breelv- og elveavsetninger med noe morene- og vindavsetninger (Bargel 1983). Glomma har gravd seg nedover i terrenget i takt med landhevingen. Når landet ble hevet forandret dette erosjonsbasisen og elven gravde seg nedover for å nå det nye havnivået. Dette har resultert i et terrasselandskap som preger området. Elva har også skiftet løp flere ganger, noe man finner spor av i området. Ved Elverum sentrum, Grindalsmoen og Sagtjernet har avsetningene en mektighet på 20-30 meter, og det er disse områdene som er interessante for bruk av grunnvann som oppvarming (Kalskin & Hilmo 1999).

De mektige avsetningene tolkes til å ha opphav fra tappingen av Nedre Glomsjø (Hansen et al. 2005). I områdene rundt er ikke mektigheten like stor og flere steder er den under 10 meter. Øst og sørøst i Elverum er det et relativt tynt løsmassedekke og områdene er preget av morene, torv- og myrdannelser med mange fjellblotninger. I den vestlige delen er løsmassedekket også sparsommelig. Det er funnet vindavsetninger med en mektighet mellom 10-25 meter ved Løvbergmoen, Strandbygda og Terningmoen (Kalskin & Hilmo 1999). Tappingen av Nedre Glomsjø ga tilgang på store mengder sand som er opphavet til disse vindavsetningene (Hansen et al. 2005). I tabell 2.1 er de ulike jordartene i Elverum listet opp med beskrivelse, dannelse og forekomst.

Det er noen dødisgroper (også kalt grytehull) i området (Bargel 1983). Disse ser ut som små eller store groper i terrenget uten avløp. Når innlandsisen smeltet ned ble noen isrester begravet av løsmaterialet. Etter hvert som isen smeltet, sank løsmassene ned og dannet karakteristiske groper i landskapet. Dødisgropene kan være fylt med vann dersom bunnen ligger under grunnvannsspeilet (Sulebak 2007).

Tabell 2.1. Jordarter på det kvartærgeologiske kartet (Modifisert etter (Thoresen 1991)).

<b>Type:</b>	<b>Beskrivelse:</b>	<b>Dannelse og forekomst</b>
<b>Morenemateriale (Glasiale avsetninger)</b>	En blanding av flere fraksjoner (leire, silt, sand, grus og blokk). Lav rundingsgrad og liten til ingen lagdeling.	Transportert og avsatt av isbre som har knust og løsrevet materiale fra fjell og løsmasser. Forekommer som sammenhengende og usammenhengende dekker, ofte over store arealer i alle høyder.
<b>Elve- og bekkeavsetninger (Fluviale avsetninger)</b>	Lagdelt sand og grus, silt forekommer også. Godt avrunda korn.	Avsatt av elver eller bekker på terrasser, elvesletter, i delta og i vifter. De aller fineste kornene er fraktet til hav, fjord eller innsjø.
<b>Vindavsetning (Eoliske avsetninger)</b>	Veldig godt sortert materiale. Vanligvis sand.	Vindblåst materiale. De største vindavsetningene finnes i områder tilknyttet breelv-, elve- og strandavsetninger hvor det er riktig kornstørrelse for vindtransport.
<b>Breelavsetning (Glasifluviale avsetninger)</b>	Lagdelt sand og grus. Forholdsvis godt avrunda korn.	Avsatt på sletter og i deltaer av strømmende smeltevann fra breer. Materialet kan være avsatt under breen og forekommer dermed som rygger. De fineste fraksjonene er fraktet bort til hav, bresjø eller innsjø.
<b>Torv og myr</b>	Opphoping av organisk materiale.	Dannet ved vekst av organisk materiale i områder med dårlig drenering og dermed liten nedbrytning.

### **2.5.2 Hydrogeologi**

Nedbørsmengden i Elverum i et normalår er 670 mm (eKlima 2016). Området kartlagt av Kalskin og Hilmo (1999) viser et mektig løsmassedekke med en porøs og permeabel overflate som består av sand og finsand. Dette gir lite avrenning fra overflaten og mye nydannelse av grunnvann. Som nevnt ovenfor er det sørøstlige området preget av et tynt løsmassedekke og har dermed en raskere avrenning til bekker og elver. I dalsidene er også løsmassedekket tynt og den lave permeabiliteten til morenematerialet gir stor overflateavrenning i disse områdene (Gaut et al. 1981).

Gaut et al. (1981) har laget en hydrologisk beskrivelse av syv lokaliteter i Elverum. Studiet viser at grunnvannsfluktasjonene i Elverum hovedsakelig styres av vannføringen i Glomma, men det er også noen selvmatende magasin i området som er nedbørsavhengige.

Man har vært bekymret for at temperaturen i Glomma vil påvirke grunnvannstemperaturen i løsmassene langs elva. Studier gjort av Rohr-Torp (2003) viser at grunnvannet i stor grad renner mot Glomma og vil derfor ikke være veldig påvirket av temperaturen på elvevannet. Observasjoner ved Elverum vannverk viser at det er svært liten variasjon i grunnvannstemperaturen og at den ligger mellom 5,5 °C i mai og 6,3 °C i desember. Målingene er vist i figur 2.9. Grunnvannstemperaturen er dermed relativt høy i vintermånedene når oppvarmingsbehovet er størst, men på samme tid relativt lav i sommermånedene når et eventuelt avkjølingsbehov vil inntreffe (Banks 2012; Kalskin & Hilmo 1999).

Elverum kommune ønsker å etablere nye boliger like ved Sagtjernet-Strandmoen, kalt Ydalir. De vil se på muligheten for å etablere et åpent anlegg i området for oppvarming og avkjøling og dette er derfor valgt som modelleringsområde. Kalskin og Hilmo (1999) har i sine studier funnet området til å være egnet for bruk av grunnvann til oppvarming og kjøling. De har beregnet et grunnvarmepotensial med en effekt mellom 10-50 kW. Akviferen ved Ydalir er en breelv- og elveavsetning som utgjør et vesentlig infiltrasjonsmagasin hvor grunnvannsnivået styres av vannføringen i elva (Gaut et al. 1981).

### **2.5.3 Tidligere arbeid og kartlegging**

Kalskin og Hilmo (1999) utarbeidet kart over grunnvannspotensialet i løsmasser i Elverum, som var det første av sitt slag i Norge. Datagrunnlaget var basert på fire kildetyper: seismikk- og georadarprofiler, ulike typer boringer og brønner, samt kvartærgeologiske kart. Resultatene fra studiet viste et stort potensiale for bruk av grunnvarme til oppvarming og eventuelt kjøling i Elverum. På grunn av innlandsklimaet har Elverum kalde vintre og relativt varme somre som



gjør det meget gunstig for bruk av varmepumpe. Områdene Grindalsmoen og Strandmoen/Sagtjernet utpekte seg som meget godt egna for bruk av grunnvann som energikilde. Her har de vannførende lagene høy vanngiverevne og mektigheten av massene er stor. Grunnvannsnivået og – fluktuasjonene styres stort sett av vannføringen i Glomma.

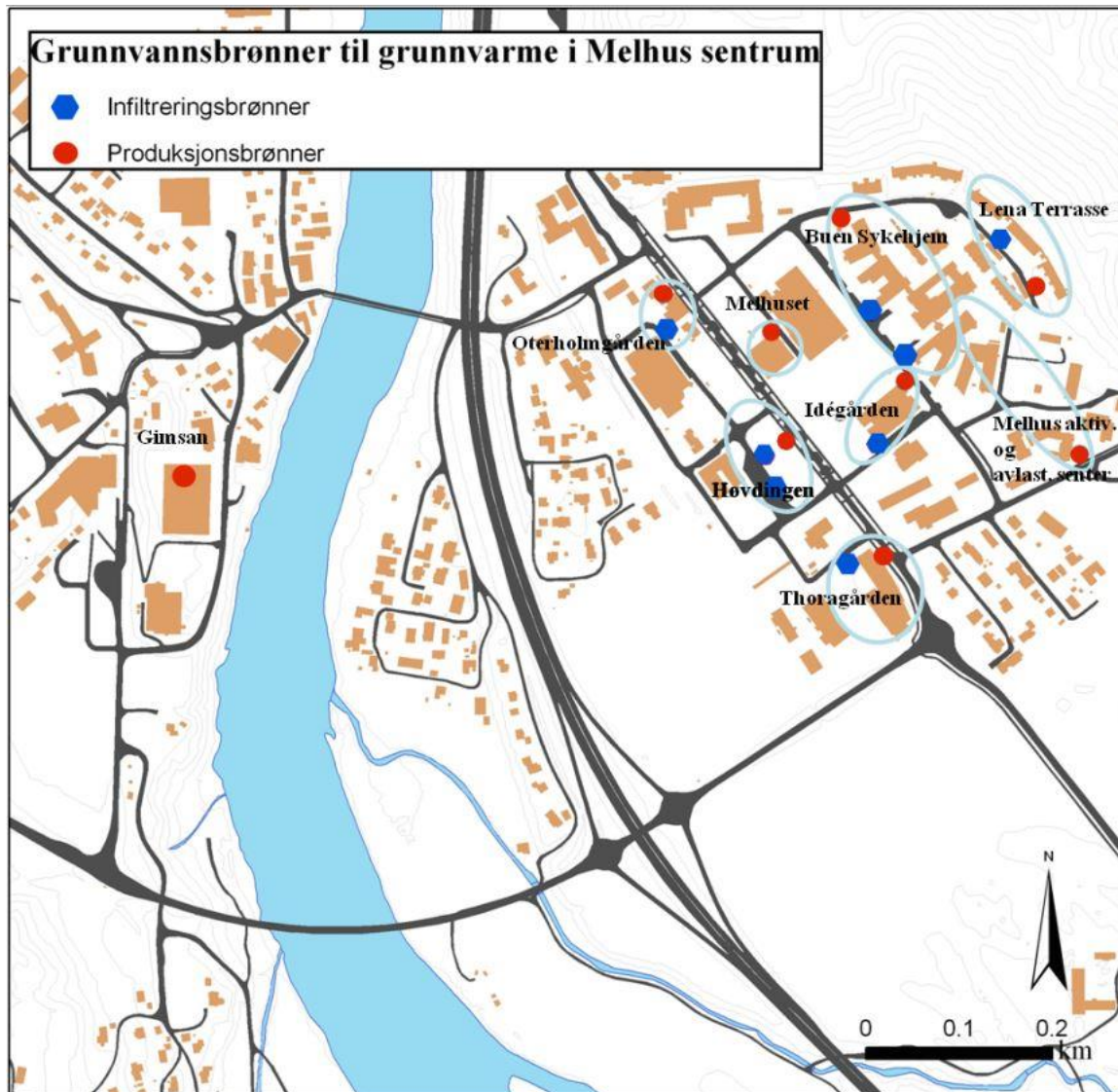
I 1978 ble det gjennomført seismiske grunnundersøkelser ved Løvbergsmoen som viste dyp til fjell, løsmassetykkelse og - fordeling. 4 profiler ble laget og resultatene viste et relativt tynt løsmassedecke i området med en mektighet varierende mellom 13 til 23 meter. Samtidige boringer konkluderte med at det er to lag i massene, separert av grunnvannsspeilet. Det øverste tørre laget består av fin sand, det underliggende laget ble antatt å bestå av vannmettet fin sand. Under løsmassene indikerte målingene at det var grunnfjell (Hillestad 1991).

Grunnvannsmagasinet på Grindalsmoen i Elverum kommune ble i 1979-1980 kartlagt ved seismiske profiler, sonderboringer og opptegning av grunnvannstandskart. Undersøkelsene ble gjort i forbindelse med forslag til beskyttelsestiltak av grunnvannsmagasinet. I to av borepunktene ble det tatt ut sandprøver til sikteanalyse. Grunnvannstandskartet ble tegnet opp etter seismikk og vannstandsregistreringer i 26 observasjonsrør. Resultatene viste at Grindalsmoen har en østgående avrenning mot Glomma (Bryn 1980).

I perioden 1. april til 20. juni 2003 ble det foretatt prøvepumping av en Ø 270 mm rørbrønn på Terningmoen i Elverum. Undersøkelsen ble gjort i forbindelse med ønske om å benytte oppumpet grunnvann til oppvarming. I tillegg til målingene i selve brønnen ble koordinater, terrenghøyde og vannstand målt i 6 peilbrønner. Resultatene viste at grunnvannet i hovedsak har en sørøstlig strømningsretning og at senkningen av grunnvannstanden generelt var liten under pumpeforsøket. Rapporten konkluderer med at forholdene ligger til rette for bruk av grunnvann til oppvarming av Terningmoen, basert på det beregna behovet for et grunnvannsuttak på 50 l/s (Rohr-Torp 2003).

## 2.6 Områdebeskrivelse Melhus

Melhus kommune ligger i Sør-Trøndelag og er lokalisert i dalføret Gauldalen, som følger elva Gaula. Kommunesenteret, med samme navn som kommunen, ligger ca. 2 mil sør for Trondheim sentrum.



Figur 2.14. Kart over 9 grunnvannsbaserte grunnvarmeanlegg i Melhus sentrum (Førde 2015)

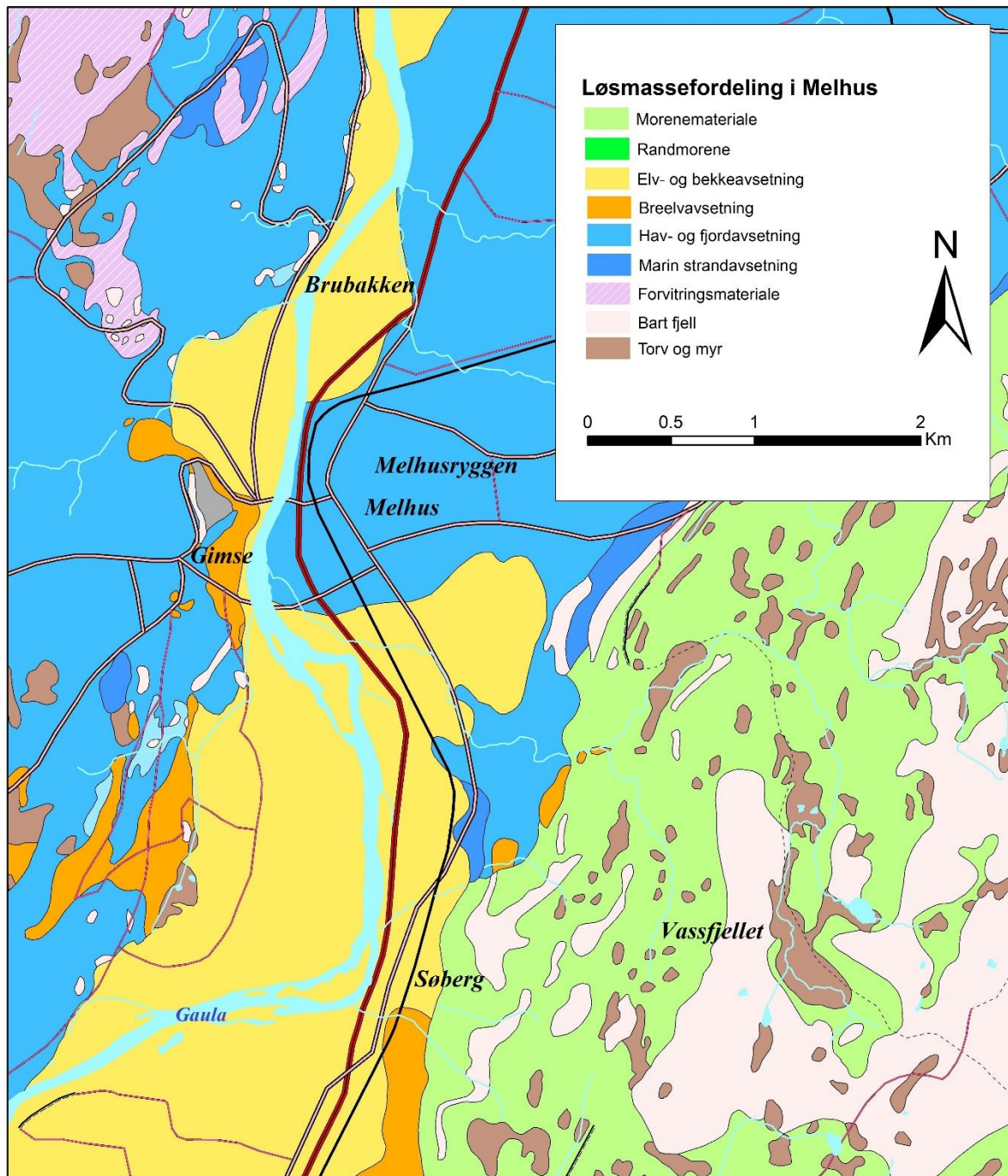
Det benyttes allerede grunnvarme basert på grunnvannsuttak ved flere større kommunale og private bygg i Melhus, se figur 2.14. Det første anlegget ble etablert i 1999 og i dag er det 9 anlegg i området. Man ser nå på mulighetene for å opprette flere grunnvarmeanlegg i Melhus sentrum.

### 2.6.1 *Kvartærgeologi*

Melhus ligger i den nordlige delen av Gauldalen. Dalen er vid og har en flat, åpen elveslette som avgrenses av bratte dalsider. Landskapet er formet av siste istid og har store løsmasseforekomster dannet under og etter istiden.

Isen som dekket Skandinavia var meget tykk, 2000-3000 m på det tykkeste, og dermed også meget tung. Dette presset landmassene ned og når isen smeltet kom havet innover de dype dalene og dannet fjorder. Det ble store avsetninger der smeltevannet møtte det stillestående fjordvannet med de groveste avsetningene i bunnen og finere sedimenter mot toppen. På grunn av det stillestående vannet ble også leire avsatt. Når isen smeltet ble den tunge lasten fjernet og landmassene hevet seg på nytt. Denne prosessen kalles *isostasi* og er fremdeles aktiv i de mest nedpressede områdene i Norge (Reite et al. 1999). I takt med at landet hever seg vil havnivået synke og havbunnen kommer så opp i dagen og blir utsatt for erosjon fra elver, grunnvann og nedbør. De marine sedimentene vil så bli utsatt for utvasking av salter, noe som kan føre til kvikkleiredannelse og dermed ustabile masser (Fredin et al. 2013)

Gauldalen var tidligere en fjord og den marine grensen ligger 175 meter over havet i Melhus. Seismiske undersøkelser, utført av Sindre (1980), viser et overfordypet u-formet dalprofil under løsmassene, dannet ved glasial erosjon. Flere steder i dalen er det registrert en overdekning på over 200 meter ned til berggrunnen og ved utløpet til Gaula er det målt mer enn 400 meter ned til fast fjell (Sindre 1980). Det antas at det ligger et tynt morenedekke over berggrunnen, som igjen er dekket av glasimarine og marine avsetninger. Over de marine avsetningene er det fluviale avsetninger fra Gaulas aktivitet i området. Både elveterrasser og gamle elveløp preger landskapet (Solberg et al. 2014). Løsmassefordelingen i Melhus er illustrert i figur 2.15.



Figur 2.15. Kvartærgeologisk kart over Melhus. Geodata modifisert etter (NGU 2016b).

Melhusryggen, også kalt Egga, er ifølge Solberg et al. (2014) og Bargel et al. (2007) en rest av en glasifluvial randavsetning og er lokalisert nordøst for Melhus sentrum. Den ble avsatt foran brefronten under siste istid (ca. 10 000 år siden), og består av sand og grus, overdekt av et 10-30 m tykt leirlag. Man antar at den ble bygd opp i hele dalgangens bredde, før landheving og erosjon fra Gaula skar gjennom avsetningen (Solberg et al. 2014).

Ved utbygging av nye E6 ble det funnet skredmasser over fluvial sand og grus. Skredmassene har stor utstrekning og en tykkelse på rundt 8 meter, og de er tolket til å stamme fra flere store leirskred som fant sted i middelalderen. Det har også trolig vært undersjøiske skred i området (Hansen et al. 2007).

### **2.6.2 Hydrogeologi**

Melhus ligger i et lavlandsområde og den normale årsmiddelnedbøren i Melhus ligger på 700-1000 mm/år, jfr data fra værstasjonen Løksmyr i Melhus. Lufttemperaturnormalen ved samme nedbørstasjon ligger mellom 5-6 °C (eKlima 2016).

Som nevnt ovenfor viste studier gjort av Solberg et al. (2014) at det er dype, begravde akviferer overdekt av tette sedimenter i området. Disse vil ha lite nydannelse av grunnvann, men trolig varmt grunnvann (Solberg et al. 2014). Det tette leirlaget vil gi direkte avrenning fra overflaten til Gaula og magasinene vil i stor grad være selvmatende med lite eller ingen infiltrering fra overflaten.

Melhusryggen er en randås og er dermed en god kilde til grunnvann, spesielt om den kommuniserer med et vassdrag. Randåser som er delvis dekt av finkorna marine sedimenter, slik som Melhusryggen, vil ofte ha en høy grunnvannsoverflate men begrensa mulighet for nydannelse av grunnvann siden akviferen gjerne er lukket (Brattli 2009a). Det observerte strømningsbildet fra Storrø (2000) indikerer at Melhusryggen mater grunnvannet i de omkringliggende sletteområdene.

### **2.6.3 Tidligere arbeid og kartlegging**

Solberg et al. (2014) gjennomførte 2D-resistivitetmålinger og grunnboringer i tre områder i Melhus kommune, blant annet i Melhus sentrum, i forsøk på å få en mer helhetlig forståelse av løsmasseoppbyggingen. Brønnboringene i Melhus sentrum viste stor variasjon i løsmassene i området. Resultatene viste at dype, grove avsetninger med god vanngiverevne dominerer grunnvannspotensialet. Sør for Melhusryggen er disse dekket av mektige lag med finkorna marine sedimenter. Innsamlede data fra studieområdet viste at det også finnes lommer eller lag av utvasket leire som kan være kvikke (Solberg et al. 2014).

I 2000 gjennomførte NGU grunnvannsundersøkelser ved Lena i Melhus. Bakgrunnen var planer om grunnvarmeutnyttelse til et planlagt boligfelt i regi av Selmer Bolig AS. Resultatene viste at ønsket uttak på 14 l/s vil være mulig ved etablering av en fullskala produksjonsbrønn i utbyggingsområdet. De viste også gode muligheter for reinfiltrasjon av oppumpet vann. Grunnvannsstrømningen i området ble funnet til å gå fra nord til sør med et relativt flatt grunnvannsspeilet, med en helning på 0,1-0,2 %. Vannprøveresultatene viste høye verdier for alkalitet, sulfat, kalsium, kalium og mangan, noe som indikerer at man kan få uønskede utfellinger. Det var også et høyt innhold av sjøsalter som kan ha en korrosiv virkning (Storrø 2000).

En kvartær- og hydrogeologisk 3D-modell av Melhus sentrum er presentert av Førde (2015). Data fra geologiske kart, tidligere geofysiske og geotekniske undersøkelser ble sammenstilt og prosessert til en kvartærgeologisk 3D-modell i SubsurfaceViewer MX. En numerisk 3D-simulering av hydro- og termogeologi ble gjort i FEFLOW. Grunnvannsressursen ble tolket til å bestå av flere grunnvannsmagasin, både lukkede og åpne. Simuleringene viste at pumperatene som ble benyttet på dette tidspunktet var innenfor ressursens kapasitet, men at det vil være viktig med reinfiltrasjon for å opprettholde bærekraften. Det ble foreslått å anlegge et eget brønnfelt til fremtidige større anlegg, hvor produksjonsbrønnene står oppstrøms i forhold til returbrønnene, og i en tilstrekkelig avstand for å unngå at det kalde returvannet svekker effektiviteten og bærekraften til anleggene.

## 3. Metode

I dette kapittelet beskrives metodene som er benyttet for innhenting av informasjon om undersøkelsesområdene og hvordan modelleringene i Elverum er utført.

### 3.1 Litteraturstudium

Informasjonsinnhenting i forbindelse med oppgaven er gjort fra følgende kilder:

- *NGUs litteraturlatabase*: Informasjon fra tidligere studier i områdene samt lignende studier i andre områder.
- *Grunnvannsdatabasen GRANADA*: Sonderboringer, løsmassebrønner og brønner i fjell med deres plassering og borelogg.
- *ORIA*: Søkemotor gjennom universitetsbiblioteket. Benyttet til å finne relevant litteratur og teori.
- *NGUs karttjenester*: benyttet til innhenting av kart som er brukt i modelleringen.
- *Google Scholar*: søkemotor brukt for innhenting av vitenskapelige artikler innenfor grunnvannsmodellering, beregning av hydraulisk konduktivitet og om bruken av grunnvann som oppvarmings- og avkjølingskilde.

### 3.2 Geofysiske metoder

For en vellykket prosjektering av grunnvarmeanlegg basert på oppumpet grunnvann, er det nødvendig med hydrogeologiske forundersøkelser. Resultatene vil fortelle om områdets tilgjengelige vannmengde, vannkvalitet og temperatur, og dermed gi en indikasjon på egnethet for grunnvannsuttak (Brassington 2007).

Geofysiske metoder kartlegger utbredelsen og dybden til grunnvannsreservoarene. For eksempel benytter man sonderboringer for å kartlegge løsmassefordelingen på utvalgte punkter. For å teste kapasiteten og vannkvaliteten til reservoaret borer man undersøkelsesbrønner og utfører pumping av disse (Ensby 1990).

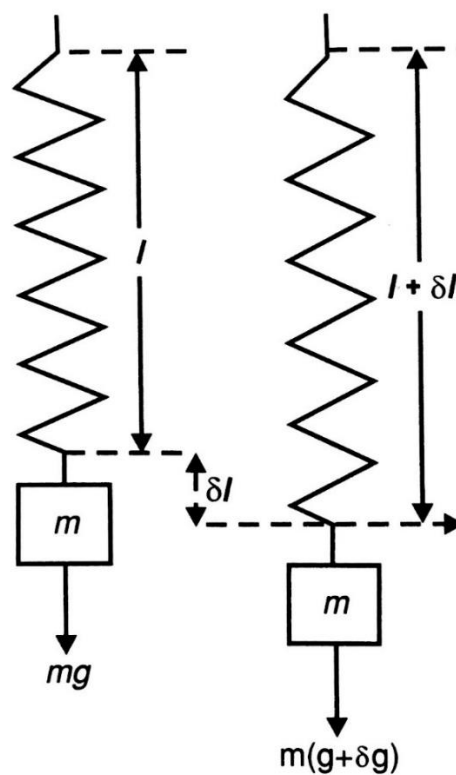
Det er ofte de samme forundersøkelsene som for drikkevannsanlegg, forskjellen er at grunnvarmeanlegg ikke har offisielle krav til vannkvalitet. Her er det grunnvannstemperaturen som er interessant (Ramstad 2011). I de følgende avsnittene vil geofysiske metoder som har blitt benyttet i datainnsamlingen til denne oppgaven bli gjennomgått.



### 3.2.1 Gravimetrimålinger på Melhus

Gravimetri er en geofysisk metode hvor man studerer tyngdekraften. En masse utøver en tiltrekkende kraft på andre masser og denne kan måles. Metoden brukes til blant annet å kartlegge dybde til fjell og mineralleting (Rønning 2014).

Jordens totale masse er konstant, men fordelingen av lette og tunge materialer vil gi lokale og regionale variasjoner i tyngdens akselerasjon (Rønning 2014). Over en lett bergart vil tyngdekraften være mindre enn normalt for den aktuelle breddegraden, fordi den har en mindre masse. Mens malmforekomster og bergarter med høy tetthet vil gi høyere verdier enn normalt (NGU 2015a).

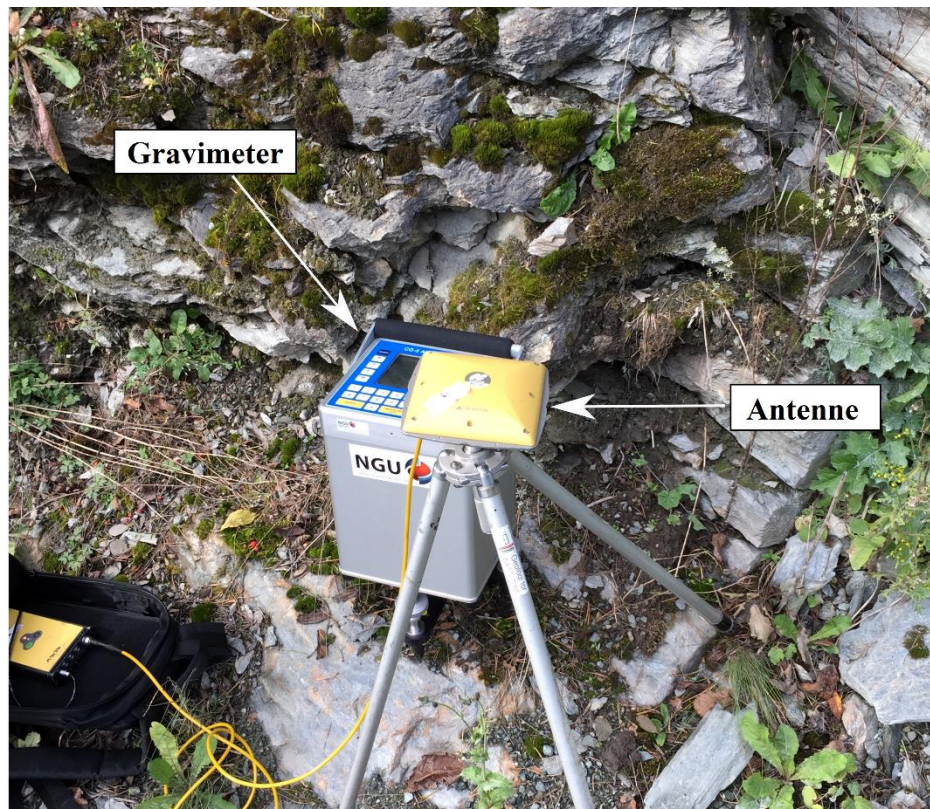


Figur 3.1. Prinsippskisse for fjærvekten i et gravimeter som viser forlengelsen ( $\delta l$ ) av fjæren når den måler over et sted med større  $g$  ( $g + \delta g$ ) (Reynolds 2011).

For å måle tyngdens akselerasjon benytter man et gravimeter som er en type fjærvekt. Instrumentet er vist i figur 3.2. Massen festet til fjæra blir dratt lengre ned om man måler over et sted hvor tyngdens akselerasjon ( $g$ ) er stor, enn over et sted med mindre  $g$ , illustrert i figur 3.1 (NGU 2015a). Man kan dermed måle variasjoner i  $g$  fra sted til sted, men ikke den faktiske  $g$ . For å få absolutte verdier justeres målingene ved å måle i en stasjon med kjent absoluttverdi (Rønning 2014).



For at anomaliene man får frem fra tyngdemålingene kun skal skyldes forholdene nede i grunnen, må det gjøres korreksjoner. Det korrigeres blant annet for gravitasjonseffekten fra sol og måne, terrenget, jordrotasjonen og avstanden til jordas massemiddelpunkt. Etter man har tatt hensyn til alle korreksjonene trekker man fra den teoretiske tyngden man skulle ha hatt på stedet, og resultatet er *Bougeranomalier* (NGU 2015a).

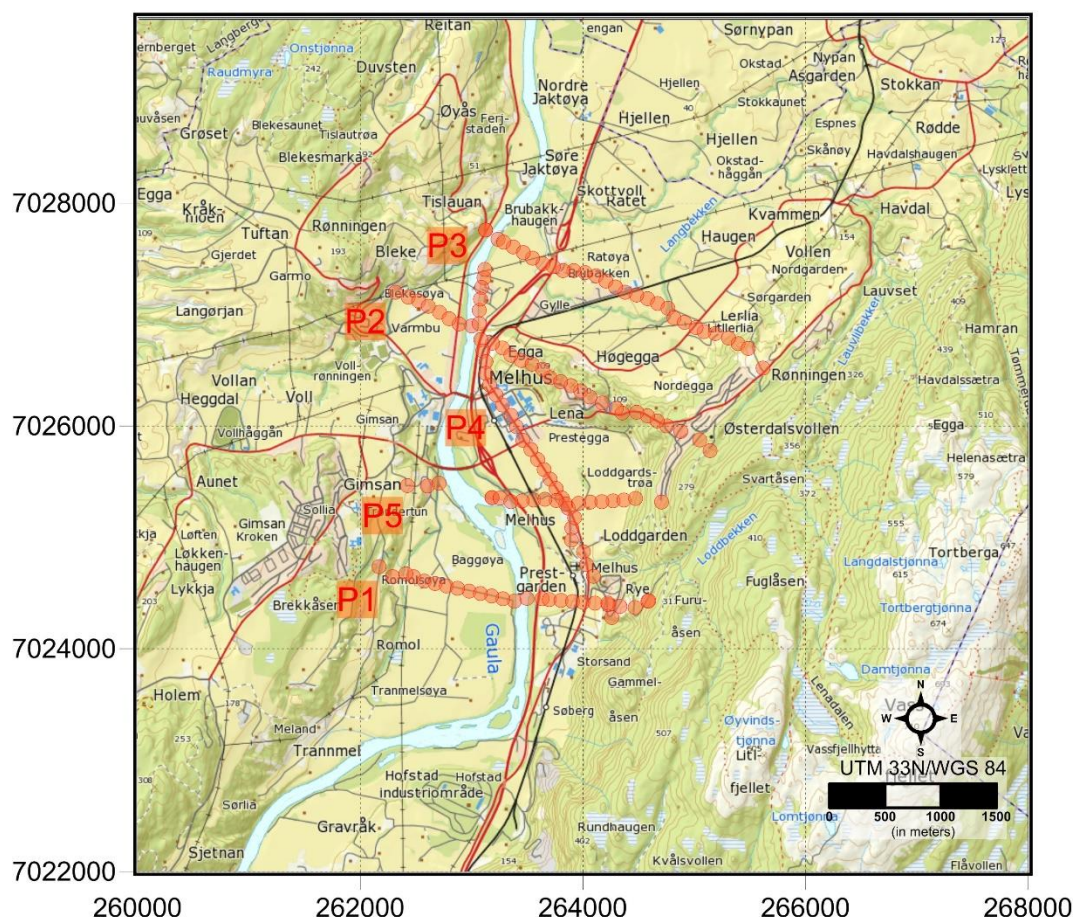


*Figur 3.2. Fotografi av et gravimeter. Her satt på fjell som et referansepunkt i starten av målingen. Gravimeteret med fjærvekten står bak den gule antennen som brukes til å stedfeste målingen.*

Tetthetsverdiene til bergartene er kjent, og man kan dermed finne ut hvilke tyngdeanomalier som tilsvarer de ulike bergartene. En tyngdeanomali tolkes ved å lage sannsynlige modeller og beregne hvilke anomalier disse vil forårsake. Disse sammenlignes så med de observerte anomaliene og modellene tilpasses (NGU 2015a).

I slutten av september 2015 ble det gjort gravimetrimålinger langs 5 profiler i Melhus sentrum. Hensikten med undersøkelsen var å finne ut hvor dypt det er til fjell. Undertegnede deltok ved målingen av ett av profilene, P4. Profilet hadde en lengde på litt over 3800 meter. Innsamlingen av dataene ble gjort med et Scintrex CG5 gravimeter. Det ble tatt en måling ca. hver 100 m.

Totalt ble det tatt 175 målinger hvor 133 av de var langs 5 profiler og de 42 siste var regionale målinger i fjell. Den første og siste målingen i hvert profil ble tatt hvor man så fjell i dagen (Tassis et al. 2016). Hver måling er markert med en oransje prikk på kartet i figur 3.3. Målingene viser dyp til fjell under det gitte punktet, mellom punktene ble fjellflaten interpolert. Målingene ble gjort sammen med Jomar Gellein (NGU) og senere prosessert av Georgios Tassis (NGU). Hvordan prosesseringen ble gjennomført er beskrevet i Tassis et al. (2016).



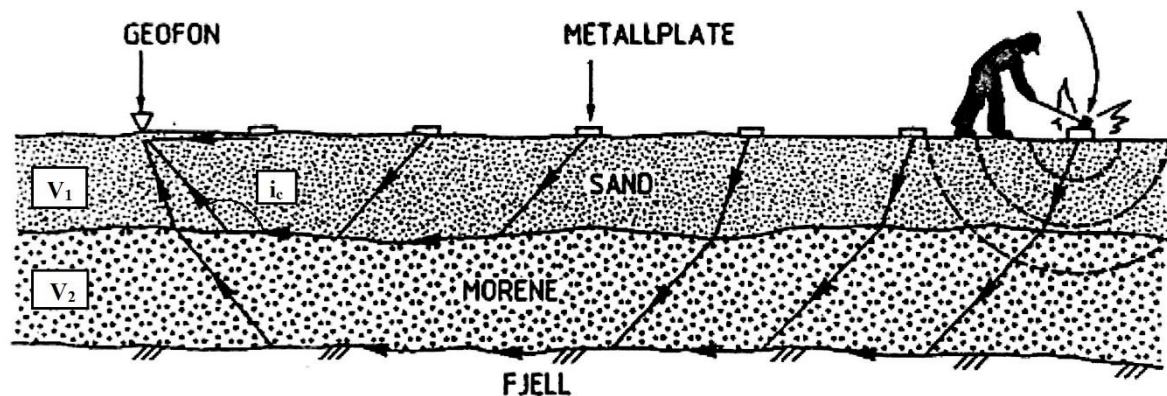
Figur 3.3. Oversiktskart som viser hvor de fem gravimetriprofilene ble tatt i Melhus sentrum (Tassis et al. 2016).

### 3.2.2 Seismisk refraksjon på Løvbergsmoen i Elverum

Seismisk refraksjon er en metode for å kartlegge de geofysiske egenskapene i bakken ved å måle hvor lang tid seismiske bølger bruker på å forplante seg i materialet. Lydens forplantningshastighet endrer seg med materialets elastiske egenskaper. Når en lydstråle, fra sprengning i overflaten, treffer overgangen mellom to sjikt med ulik lydshastighet ( $V_1$  og  $V_2$ ) vil man få en lydforplantning langs sjiktgrensen. Lydforplantningen genererer sekundærbølger som returnerer til overflaten med en vinkel  $i_c$ , se figur 3.4. De refrakterte lydbølgene vil nå



terrengoverflaten i en viss kritisk avstand fra skuddpunktet, og før de direkte bølgene som har fulgt overflaten. Denne avstanden er proporsjonal med dypet til sjiktgrensen. Seismometre plasseres langs en rett linje i terrenget og registrerer de først ankomne bølgene og deres gangtid, deretter beregnes dypet til sjiktgrensen (Hillestad 1991).



Figur 3.4. Prinsippskisse for refraksjonsseismikk. Lydbølgen genereres fra metallplaten og registreres av geofonen (modifisert etter Ensby (1990)).

Man får refrakterte bølger fra alle grenser så lenge hastigheten til det underliggende laget er høyere enn det overliggende. Kontrasten må være av en viss størrelse og vinkelen mellom grensen og terrengoverflaten må være under  $25^\circ$ . Generelt øker usikkerheten i de beregnede dyp med antall sjikt (Hillestad 1991). Tabell 3.1 viser lydhastigheter i de vanligste løsmassetypene.

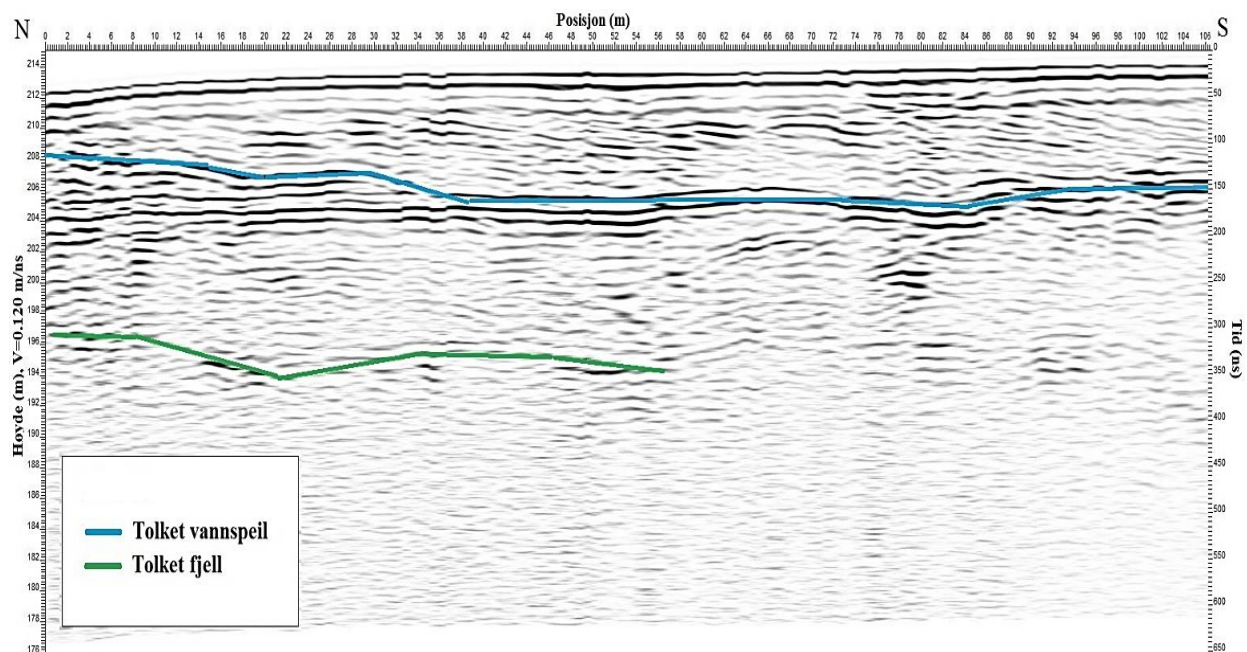
Tabell 3.1. Lydhastigheter i de mest vanlige løsmassetypene (Hillestad 1991)

Løsmasstype	Lydhastighet (m/s)
Organisk materiale	150 - 500
Sand og grus (over grunnvann)	200 - 800
Sand og grus (under grunnvann)	1400 - 1600
Morene (over grunnvann)	700 - 1500
Morene (under grunnvann)	1500 - 1900
Hardpakket bunnmorene	1900 - 2800
Leire	1100 - 1800

I 1978 ble det gjort seismiske refraksjonsmålinger langs fire profiler på Løvbergsmoen i Elverum. Samlet lengde på profilene var 1350 meter og viste en løsmassemektighet mellom 10 og 20 meter (Hillestad 1991). Profilenes beliggenhet i området er vist i figur 3.21. Start- og endepunkt for alle profilene ble benyttet til å finne dyp til fjell og grunnvannspeilet.

### 3.2.3 Georadarundersøkelser på Elverum

Georadar (Ground Penetrating Radar, GPR) er en elektromagnetisk målemetode som kan benyttes til å lage et bilde av lagdelingen og strukturer i grunnen. GPR består av et radarsystem med en antenne som sender elektromagnetiske bølgepulser ned i jorda. Når bølgepulsen treffer en grense som representerer en endring i mediets egenskaper, vil noe av bølgeenergien reflekteres tilbake til jordoverflaten. Det som ikke reflekteres fortsetter nedover og kan bli reflektert opp igjen ved dypere grenseflater (Lauritsen 1998; Reynolds 2011). En mottakerantenne registrerer refleksjonene på overflaten og de mottatte signalene overføres til en kontrollenhet for forsterkning og digitalisering. Toveis gangtid til de forskjellige reflektorene leses av fra georadar-opptaket. For å bestemme virkelig dyp til reflektoren, må bølgehastigheten til det overliggende mediet være kjent eller kunne bli bestemt (Lauritsen 1998). Deretter korrigeres georadar-opptaket mot bølgehastigheten til mediet og man får et radiogram som viser reflektorene i dypet. Figur 3.5 viser et tolket radiogram.



Figur 3.5. Radiogram med tolket overflate til grunnvann og fjell.

Hvor stor penetrasjonsdybde georadaren har avhenger av den utsendte antennefrekvensen samt den elektriske ledningsevnen i grunnen. En høy antennefrekvens vil gi dårlig penetrasjonsdybde, men stor oppløsning. Motsatt vil en lavere antennefrekvens gi bedre penetrasjonsdybde, men lavere oppløsning (Reynolds 2011).

I september 2015 ble det gjennomført feltmålinger i Elverum i regi av Norges geologiske undersøkelse. Her ble det gjort georadarundersøkelser hvor en MALÅ Rough Terrain Antenna System ble benyttet med 100 MHz antenner. Antenneavstanden var 2 meter og målepunktavstanden 0.5 meter. Det ble tatt 15 profiler i forbindelse med arbeidet og alle er listet i tabell 3.2.

Profil 93 var ikke innenfor interesseområdet i oppgaven og ble derfor ikke inkludert. Profilene langs elven (profil 81, 88, 89, 91 og 93), samt profil 74 ved Ydalir, ga ingen en tydelig refleksjon ved grunnvannspeilet og vil derfor ikke bli videre diskutert i oppgaven. Oversiktskart over alle georadarprofilene er vist i figur 3.7.

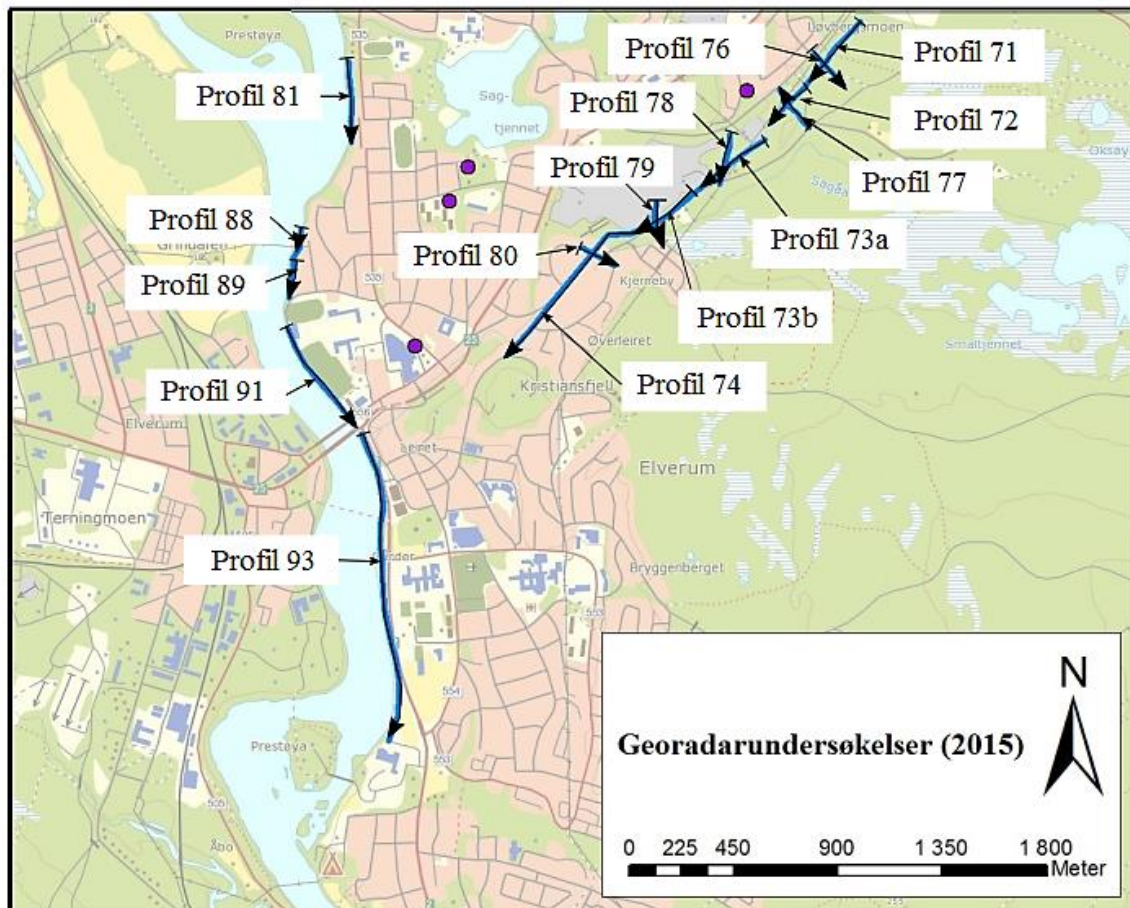


Figur 3.6. Georadar ved Ydalir i Elverum.

Tabell 3.2. Oversiktstabell med alle georadarprofilene tatt under feltarbeidet i Elverum høsten 2015.

Navn	Dato	Lengde (m)	UTM 32 N (start)		UTM 32 N (stopp)		Beskrivelse
			Ø	N	Ø	N	
Profil 71	22.09.15	360	641033.82	6754228.85	640783.04	6753979.98	Går langs Løvbergsmoen.
Profil 72	22.09.15	270	640781.47	6753983.46	640616.47	6753772.09	Fortsettelse av profil 71.
Profil 73a	22.09.15	230	640547.38	6753680.03	640367.26	6753533.38	Går langs ryggen til grustaket ved Ydalir.
Profil 73b	22.09.15	330	640366.88	6753532.84	640115.17	6753331.58	Går langs ryggen til grustaket ved Ydalir. Forlengelse av profil 73a
Profil 74	22.09.15	850	640095.63	6753325.17	639509.08	6752782.39	Fortsettelse på profil 73. Går inn i boligområde og ender opp like ved Kristiansfjell.
Profil 76	22.09.15	185	640828.56	6754086.19	640953.29	6753949.4	Krysser profil 71.
Profil 77	22.09.15	210	640673.81	6753931.45	640802.64	6753768.87	Krysser profil 72
Profil 78	22.09.15	225	640462.08	6753740.52	640416.04	6753520.79	Krysser profil 73a.
Profil 79	22.09.15	150	640143.38	6753446.2	640147.25	6753302.82	Krysser profil 73b.
Profil 80	22.09.15	165	639820.96	6753250.67	639961.82	6753171.07	Krysser profil 74.
Profil 81	22.09.15	350	638808.08	6754045.43	638822.15	6753701.96	Langs Glomma ved Prestøya.
Profil 88	23.09.15	85	638606.23	6753331.21	638599.84	6753247.0	Langs Glomma.
Profil 89	23.09.15	220	638586.77	6753241.87	638551.65	6753031.43	Langs Glomma. Fortsettelse på profil 88.
Profil 91	23.09.15	510	638549.98	6752898.92	638835.35	6752478.51	Langs Glomma. Ender opp ved Nybrua.
Profil 93	23.09.15	1360	638867.46	6752439.27	638982.96	6751111.24	Langs Glomma. Utenfor interesseområdet



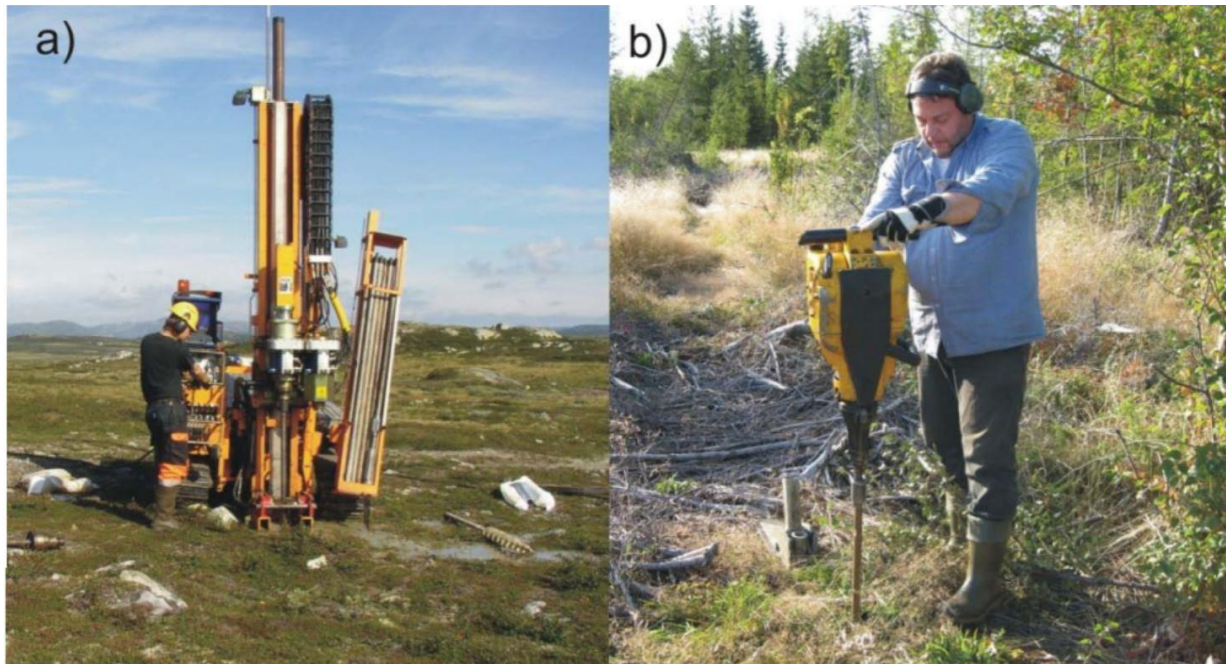


Figur 3.7. Oversiktskart over georadarprofiler på Elverum.

### 3.3 Boringer og brønner

#### 3.3.1 Sonderboringer

Sonderboringer benyttes i løsmasser for å finne mektigheten til vannførende og ikke-vannførende lag i grunnen. Resultatene fra boringene brukes til å karakterisere reservoarets vanngiverevne samt å angi hvor man bør plassere undersøkelsesbrønner. På grunnlag av sonderboringene kan man også bestemme å avslutte undersøkelsene på grunn av for mye finstoff. Boringene utføres ved at man driver ned stenger med slagkraft, se figur 3.8. Stengene som brukes er 1 og 2 meter lange og foran på stengene er det montert en firkantet sonde. For hvert stangskifte dreies stengene og man registrerer friksjonslyden mellom løsmassene og sonden. En erfaren person vil kunne høre forskjell mellom leire, sand, grus og stein. Sammen med registreringer av synkehastigheten under boringen vil man kunne få en indikasjon på mektigheten til de ulike lagene (Ensby 1990).



Figur 3.8. Undersøkelsesbrønner og sonderboringer i løsmasser kan gjøres med a) borerigg (Foto: Øystein Jæger, NGU) og b) håndholdt utstyr (Foto: Randi K. Ramstad, Asplan Viak).

### 3.3.2 Undersøkelsesbrønner

Undersøkelsesbrønner er viktige i forbindelse med forundersøkelser når et nytt grunnvannsuttak skal opprettes. De bores med samme utstyr som sonderboringene, se figur 3.9. Undersøkelsesbrønnene brukes til å ta masseprøver og vannprøver fra de dypere grunnvannsreservoarene, samt å teste reservoarenes kapasitet. I brønnene er det et 2 meter langt stålrør med diameter mellom 3 og 5 cm. Foran stålrøret er det montert en et 1 meter langt rør med filter og filterduk, kalt en sandspiss, hvor vann og løsmasser kan trenge gjennom og inn i undersøkelsesbrønnen. Sandspissen drives så ned til ønsket dybde ved å skjøte på rørlengder. Brønnen spyles helt ren før prøvetakingen starter og grunnvannstanden måles. En sugepumpe blir så montert i toppen av brønnen. Pumpetiden er normalt 30 minutter og løsmasseprøver tas mest mulig kontinuerlig hver meter eller hver andre meter. Vannprøver tas i topp, midten og bunnen av brønnen, helst for hver fjerde meter i vannprofilet (Ensby 1990).

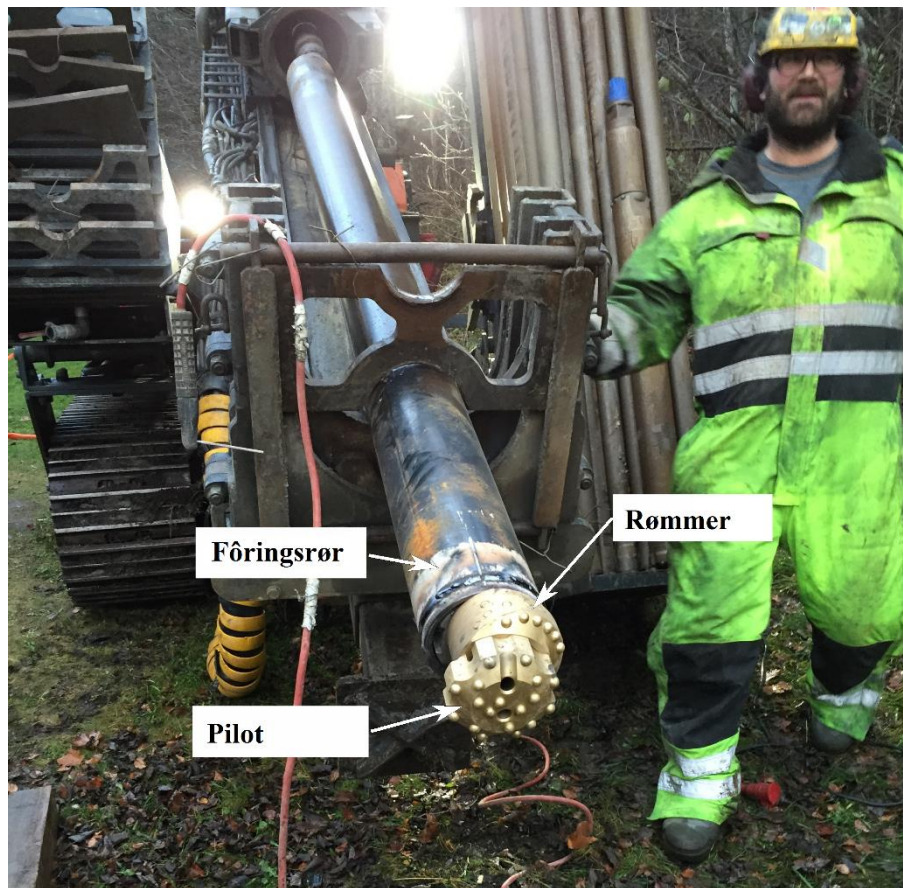




*Figur 3.9. Boring av undersøkelsesbrønner. Vannet på bakken er en blanding av spylevann fra brønnen og grunnvann. Man ser også løsmassene på bakken som kom opp med spylingen av brønnen (Foto: Marit Eline Sandbakken).*

### **3.3.3 ODEX-boring på Melhus**

ODEX-boring (eksentrisk boring) er en metode for å bore gjennom løsmasser. Metoden er en videreutvikling av OD-boring (sentrisk boring) og ble lansert på 70-tallet. Borekronen består av en pilotkrone, en rømmer og en styredel. Rømmeren utvider hullet og erstatter ringkronen, som borer et tverrsnitt for hvert slag. Dette gjør at fôringsrøret ikke roteres ned, men følger etter rømmeren på grunn av egen tyngde eller ved slag fra maskinen når friksjonen blir for stor. Kun små borekaksfragmenter (sedimenter og knuste partikler) kan passere inn i røret (Andersson et al. 1984). Løsmassene transporteres så ut av borehullet ved spyling, enten med vann, luft eller skum (Statens vegvesen 2014). Rømmeren kan tas av ved vridning i motsatt retning. ODEX-borekronen kan så tas opp og byttes ut med en fjellborekrone når man har boret gjennom løsmassene (Andersson et al. 1984).



*Figur 3.10. ODEX- borekrone med føringsrør, rømmer og pilot. Bildet er tatt ved oppstart av boringen av brønnen ved rådhuset i Melhus (Foto: Marit Eline Sandbakken).*

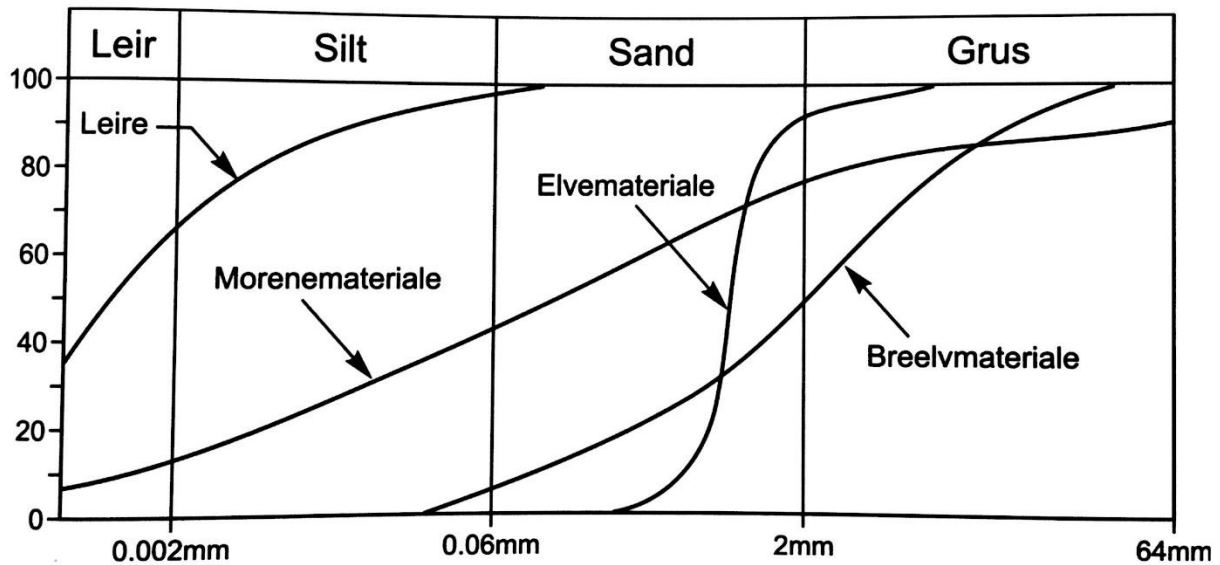
Sedimentene som kommer opp under boringen samles i bøtter under boringen. Analyser av sedimentprøvenes kornfordeling benyttes til å gjøre beregne massenes hydrauliske konduktivitet og til å bestemme filteråpningen til eventuelle produksjonsbrønner. Sedimentprøver som tas av oppspylte eller oppumpede masser er ikke helt representative for jordarten. Her mister man de kornstørrelsene som er større enn filteråpningen og de minste, som ikke sedimenterer i prøvekarer (Gaut & Frengstad 2011). For å få en representativ masseprøve må man ta opp 1-3 kg (Ensby 1990). Oversikt over kornstørrelser og skala brukt i Norge er listet i tabell 3.3.

Tabell 3.3. Oversikt over kornstørrelser og skala som benyttes i Norge. Flere størrelsesfraksjoner kan benyttes sammen ved behov, eksempelvis sandig grus (Gaut et al. 1981)

Betegnelse	Kornstørrelse
Blokk	> 25.6 cm
Stein	25.6 - 6.4 cm
Grus	64 - 2 mm
Sand	2 - 0.063 mm
Silt	0.063 - 0.002 mm
Leire	< 0.002 mm

*Kornfordeling ved sikting* er en metode for å bestemme korngradering ved bruk av sikter. Metoden går ut på å vaske, tørke og tørrsikte materialet. Tørrsikting benyttes bare om vasking kan endre de fysiske egenskapene. Det tas så ut en gjennomsnittsprøve og størrelsen på denne avhenger av kornstørrelsen i prøven. Grovt materiale trenger større prøve for å få et riktig bilde av den grove delen av prøven. Først vaskes prøven ren for alle partikler under 63  $\mu\text{m}$  og sammenkittede korn desintegeres for å fjerne dem fra hverandre, deretter tørkes massene ved ca. 110 °C til en konstant masse som veies. Neste steg er sikting av massene i en siktemaskin med flere sikter i ulik siktesats, for deretter å bli kontrollsiktet for hånd. Masser fra kontrollsiktingen overføres til underliggende sikt. Til slutt veies massene fra hver sikt og man beregner hvor store andeler, i masseprosent, av prøven som er større enn sikteåpningene brukt i analysen.

Resultatene tegnes i et diagram, *kornfordelingskurve*, med kornstørrelse i logaritmisk skala på x-aksen og masseprosenten i lineær skala på y-aksen (Statens vegvesen 2005). Kornfordelingskurven sier noe om spredningen av kornstørrelser i jordarten og hvor mye det er av dem. Den brukes blant annet til å beskrive og klassifisere sedimenter samt å forstå avsetningsprosesser (NGU 2015d). Kornfordelingskurver for fire ulike løsmasseavsetninger er vist i figur 3.11.



Figur 3.11. Kornfordelingskurve for fire forskjellige løsmasseavsetninger (Brattli 2015).

I november-desember 2015 ble det boret 4 brønner i Melhus sentrum, se figur 3.12. Boringene ble utført av Hallingdal Boring og det ble benyttet ODEX-borekrone. Boremaskinen var tilpasset rørlengder på 3 meter. Det ble samlet inn sediment- og vannprøver hver 3 meter. Prøvene ble tatt ved at borer stoppet etter 2 m boring og spylte rent føringsrøret. Deretter ble en bøtte plassert under kanten på føringsrøret for å samle opp sedimentprøver fra den siste meteren. Mellom prøvene ble massene vurdert visuelt. Målet var å bore gjennom grusen for å finne tykkelsen, samt å ta sedimentprøver for å beregne hydraulisk konduktivitet i akviferen. I denne oppgaven vil sedimentprøvene fra den første brønnen (brønn 1 ved rådhuset) bli videre undersøkt.





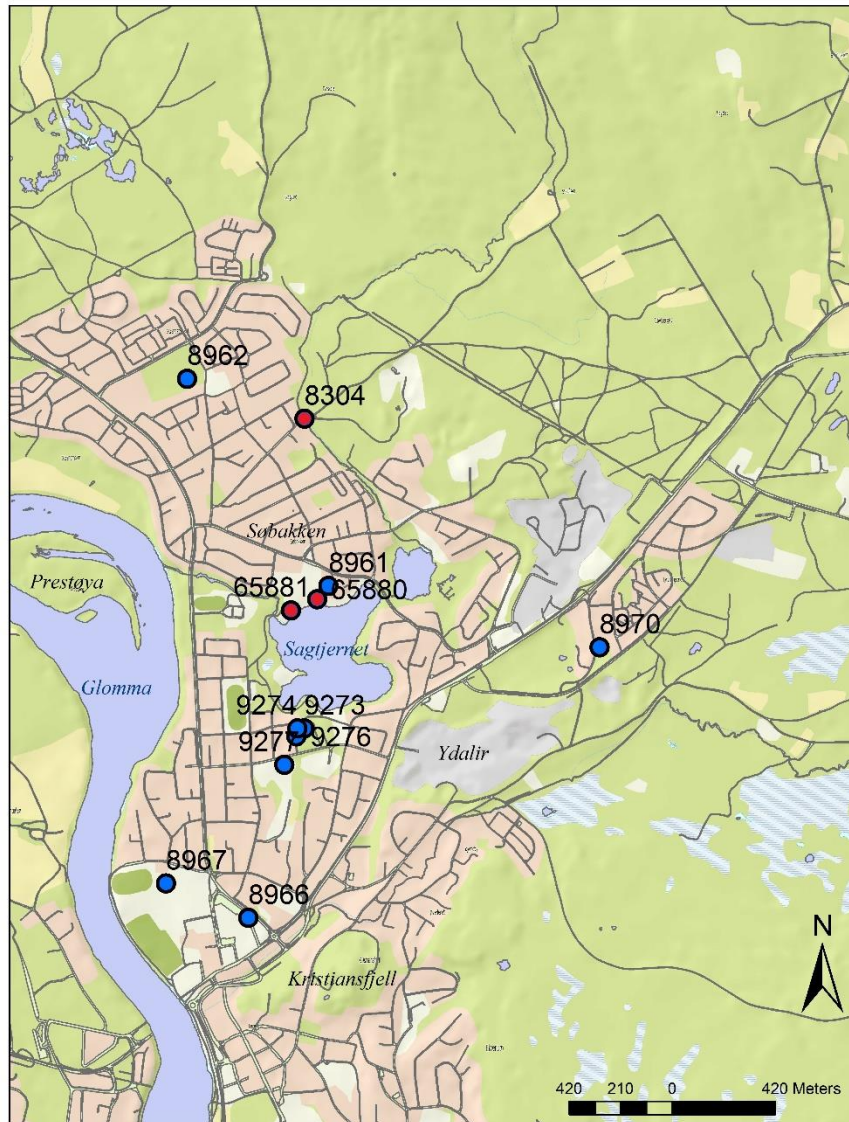
Figur 3.12. Kart som viser plasseringen til de nye brønnene boret i 2015 på Melhus..

Det ble så gjennomført sikting av sedimentprøvene som ble tatt under boringene. Dette ble gjort av NGU på deres lab. Resultatene ble så brukt til beregning av hydraulisk konduktivitet ved Gustafssons metode. Excel ble benyttet til å beregne masseprosenten, fremstilling av kornfordelingskurvene og beregning av hydraulisk konduktivitet.

3. desember 2015 ble det målt vannstand i brønnen ved rådhuset, brannstasjonen og idrettshallen. Den 10. desember ble brønnen ved Losjeveien 2 også målt.

### 3.3.4 Kartlegging av eksisterende brønner og måling av grunnvannstand i Elverum

Data fra den nasjonale grunnvannsdatabasen (GRANADA) ble benyttet til å finne løsmassebrønner innenfor interesseområdet som potensielt kunne brukes som overvåkningsbrønner for vannstand. Det ble funnet 12 aktuelle brønner i området, disse er vist i figur 3.13 med plassering og brønn-nummer.



Figur 3.13. Brønner aktuelle for måling av vannstand innenfor interesseområdet. Rød prikk markerer de brønnene som ble lokalisert. Geodata fra Statens kartverk (2007).

30.mars 2016 ble det forsøkt å måle grunnvannstand i alle de 12 brønnene innenfor undersøkelsesområdet. Det var også ønskelig å sette ned loggere i brønnene for å måle hvordan grunnvannstanden endret seg over tid. Det var lite til ingen snø i området på måletidspunktet og det var derfor ikke vanskelig å se eventuelle brønner. 3 av 12 brønner ble funnet. 2 av disse, brønn-nummer 65881 og 65880, lå ved Søbakken skole og var sveiset igjen, se figur 3.14. Det var dermed ikke mulig å måle i disse. Den tredje brønnen som ble lokalisert var brønn nummer 8304. Brønnen lå ca. 10 m fra Stavåsbekken. Bekken hadde stor vannføring under målingen. Vannstanden i brønnen ble målt med et målebånd. Vann ble hentet fra bekken og helt i røret for



å sjekke om brønnen responderte med akviferen, noe den gjorde. Det ble ikke installert en logger i brønnen. I ettertid ble det funnet informasjon fra GRANADA om at brønn nummer 8961, 8962, 8970, 8966 og 8967 ble fjernet etter avsluttet undersøkelse.



Figur 3.14. Feltbilder av løsmassebrønner på Elverum. Brønn nummer 65880 (t.v.) ved Søbakken skole og brønn nummer 8304 (t.h.) ved Stavåsbekken (Foto: Marit Eline Sandbakken).

### 3.4 Beregning av hydraulisk konduktivitet (K)

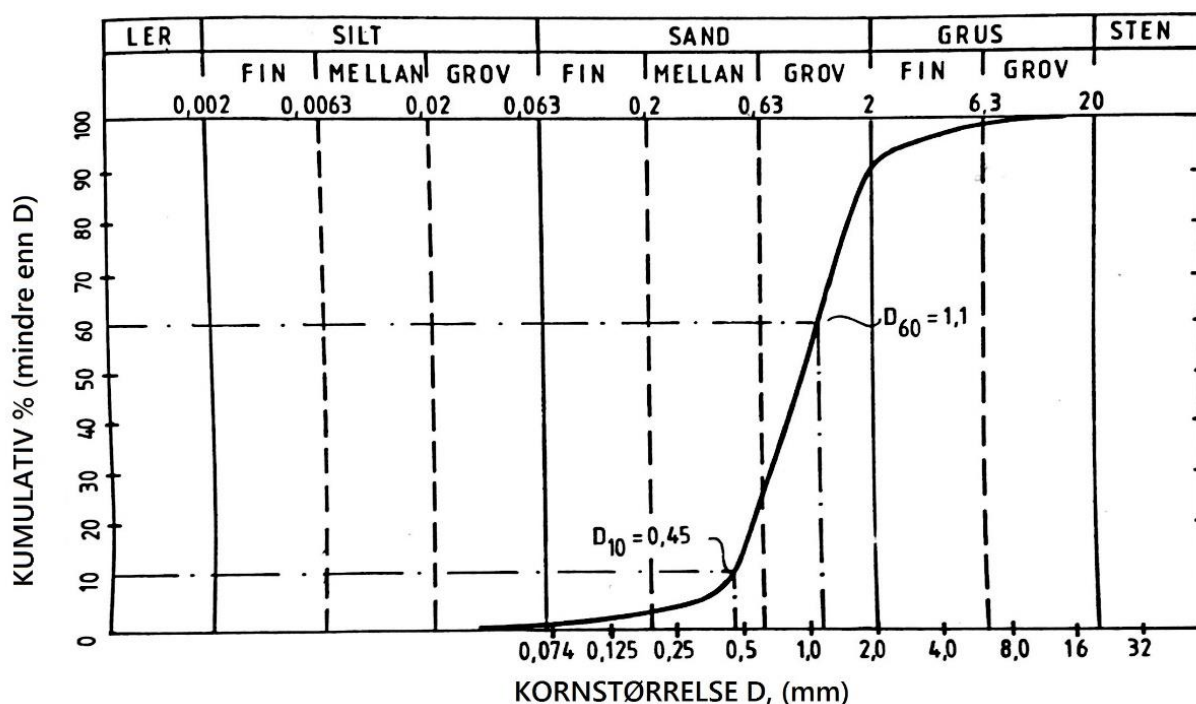
Hydraulisk konduktivitet, K, kan bestemmes ved ulike metoder. Ifølge Brattli (2009) er de viktigste:

- Pumpeforsøk
- Brønnhulltest
- Laboriemetoder

I pumpeforsøk ser man på utviklingen av senkningstrakten rundt brønnen. Ved å studere endring i trykknivået kan konduktiviteten beregnes. Her skilles det mellom transiente og stasjonære tilstander (avsnitt 2.2.1). For brønnhulltesten benyttes kun et peilerør eller selve pumpebrønnen. Metoden kan utføres på to måter, enten ved å tilføre vann i brønnen og måle hvor fort nivået synker tilbake til normalen. Eller ved å pumpe ut vann fra brønnen for så å måle hvor fort grunnvannsnivået stiger til normalen. Laboriemetodene benytter kornfordelingskurvene og beregner konduktiviteten ved empiriske formler (Brattli 2009b). Det er denne metoden som har blitt benyttet i forbindelse med oppgaven.

Det finnes flere formler for estimering av hydraulisk konduktivitet i sandige sedimenter, hvor Hazen (Fetter 2001), Gustafsson (Andersson et al. 1984; Carlsson & Gustafson 1984), Beyer og Schweiger (Aschenbrenner et al. 1992) og Kozeny-Carman (Fitts 2013; Payne et al. 2010) er mye brukt. I forbindelse med dette studiet ble Gustafssons metode benyttet.

Ved beregning av hydraulisk konduktivitet ser man på graderingstallet ( $C_u$ ) til massene samt den effektive kornstørrelsen ( $d_{10}$ ). Disse verdiene finner man ved å studere kornfordelingskurven til materialet. Avlesning av disse størrelsene er vist i figur 3.15.



Figur 3.15. Kornfordelingskurve med avlesning av  $d_{10}$  og  $d_{60}$  for beregning av graderingstallet (Andersson et al. 1984).

### 3.4.1 Gustafssons metode

I 1911 kom Hazen med en empirisk permeabilitetsformel etter en rekke forsøk i filtersand. Metoden baserer seg på bruk av kornfordelingskurver og kan benyttes for sand hvor den effektive kornstørrelsen ( $d_{10}$ ) er mellom 0.1 og 3 mm. Hazens tilnærming er:

$$K = C(d_{10})^2 \quad (3.1)$$

Hvor  $K$  er hydraulisk konduktivitet (cm/s),  $d_{10}$  er den effektive kornstørrelsen, også kalt korndiameter ved 10% vektprosent, og  $C$  er en koeffisient som varierer med kornstørrelse og



sorteringsgrad (Fetter 2001).  $C$  varierer mellom 40 til 150 for de fleste sandtyper, hvor grov og dårlig sortert sand representerer de høyeste verdiene (Fitts 2013). Formelen ble opprinnelig utviklet for beregning av hydraulisk konduktivitet i ensgradert sand, men kan benyttes for både fin sand til grus hvis graderingstallet er mindre enn 5 og kornstørrelsen er mellom 0.1 og 3 mm (Odong 2007).

Gustafsson tok utgangspunkt i Hazens formel og kom i 1982 med en empirisk formel for beregning av hydraulisk konduktivitet. Det som skiller formlene er den omfattende beregningen av formelens konstant ut fra funksjonen  $E(u)$ .  $E(u)$  er bestemt fra kornfordelingsanalyser og pumpeforsøk fra mange jordprøver og erstatter Hazens konstant ( $C$ ) (Andersson et al. 1984). Gustafssons formel for beregning av den sannsynlige permeabiliteten,  $K_{50}$ , er gitt ved:

$$K_{50} = E(C_u) * (d_{10})^2 \quad (3.2)$$

hvor  $C_u$  er graderingstallet og er bestemt ved:

$$C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (3.3)$$

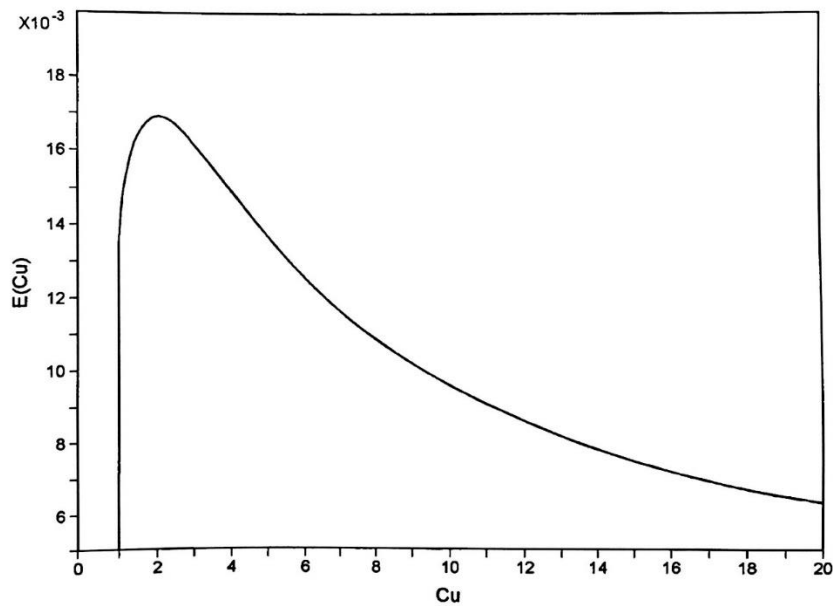
Graderingstallet bestemmes ut fra kornfordelingskurven.  $E(C_u)$  representerer en dimensjonsløs matematisk størrelse og finnes ved:

$$E(U) = 10.2 * 10^6 * \frac{e^3}{1 + e} * \frac{1}{g^2(U)} \quad (3.4)$$

$$e = 0.8 \left( \frac{1}{2 \ln U} - \frac{1}{U^2 - 1} \right) \quad (3.5)$$

$$g(U) = \frac{1.30}{\log(U)} * \frac{U^2 - 1}{U^{1.8}} \quad (3.6)$$

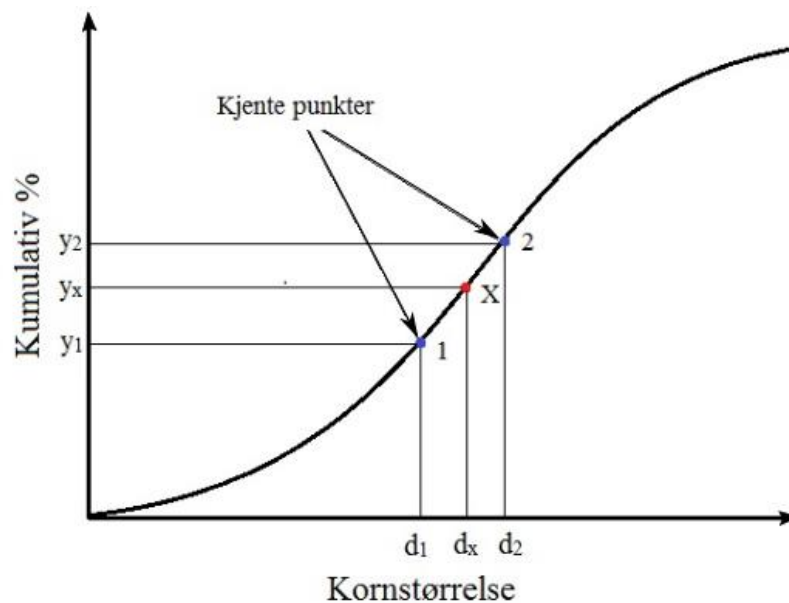
Funksjonen  $E(U)$  kan også beskrives ved en graf, se figur 3.16. Formelen gjelder for vann på 10 °C (Andersson et al. 1984; Brattli 2009b).



Figur 3.16. Graf som viser funksjonssammenhengen mellom graderingstallet  $C_u$  og  $E(C_u)$  (Brattli 2009b).

### 3.4.2 Avlesning av kornfordelingskurver

For å få en mer nøyaktig avlesning av de relevante kornstørrelsene  $d_{10}$  og  $d_{60}$  fra kornfordelingskurvene, ble det utarbeidet en formel i Excel. Ved å anta lineær stigning mellom to nærliggende, kjente punkter på grafen, se figur 3.17, kan man benytte ettpunktsformelen (ligning 3.7) for å finne en ligning for den ønskede kornstørrelsen,  $d_x$  i punkt x (ligning 3.10).



Figur 3.17. Beregning av  $d_{10}$  og  $d_{60}$  fra kornfordelingskurver. Figuren viser to kjente punkter, 1 og 2, på kornfordelingskurven og det ukjente punktet X.

Ett punktsformelen er gitt ved:

$$y_x - y_1 = a(x_x - x_1) \quad (3.7)$$

Hvor  $a$  er stigningstallet til linjen:

$$a = \frac{y_2 - y_1}{d_2 - d_1} \quad (3.8)$$

Ved å løse ligningen med hensyn på den ønskede kornstørrelsen,  $d_x$ , og sette inn funksjonen for stigningstallet til linjen får man:

$$d_x = \frac{y_x - y_1}{a} + d_1 \quad (3.9)$$

$$d_x = \frac{y_x - y_1}{\frac{y_2 - y_1}{d_2 - d_1}} + d_1 \quad (3.10)$$

### 3.4.3 Beregning av $K$ -verdi for undersøkelsesområdene

Gustafssons metode bygger på skandinaviske kvartære overflatesedimenter (Andersson et al. 1984) og er derfor svært gunstig for estimering av hydraulisk konduktivitet i både Elverum og Melhus. I forbindelse med kornfordelingskurvene som er benyttet er det tatt prøver per meter eller tredje meter under boringen.

Kornfordelingskurver fra løsmasseprøver tatt ved Sagtjernet (Gaut et al. 1981) og Grindalsmoen (Gaut et al. 1981) ble benyttet til beregning av  $K$ -verdier i Elverum. Disse prøvene ble tatt fra de fluviale og glasifluviale avsetningene.  $d_{10}$  og  $d_{60}$  ble lest av manuelt fra kornfordelingskurvene. Alle prøvene ble beregnet for så å finne en felles  $K$ -verdi ved et aritmetisk gjennomsnitt. Det ble ikke funnet en kornfordeling for morenen i området og det ble derfor ikke beregnet noen hydraulisk konduktivitet for disse massene. Alle kornfordelingskurvene kan finnes i vedlegg D.

I forbindelse med boringene i Melhus høsten 2015 ble det tatt sedimentprøver til en kornfordelingsanalyse. I foreliggende oppgave ble resultatene fra brønnen ved rådhuset i Melhus benyttet til å beregne hydraulisk konduktivitet. Kornfordelingskurvene er lagt ved i vedlegg C.

Det er heterogeniteter i glasifluviale avsetninger, som gjør at den hydrauliske konduktiviteten bør sees på som anisotropisk. Det vil si at den varierer i ulike retninger i akviferen. I slike avsetninger er vanligvis den vertikale hydrauliske konduktiviteten mye mindre enn den horisontale fordi partiklene avsettes i foretrukket orientering, noe som gir lagdeling. For grove materialer er anisotropigraden ca. 10, noe som resulterer i at  $K_z = K_x/10$  (Colleuille et al. 2004c).

### 3.5 Vannbalanseberegning for nedbørsfeltet i Elverum

#### 3.5.1 Definerings av nedbørsfeltet

For å tegne nedbørsfelt benytter man topografisk kart. Nedbørsskillet tegnes langs topografiske rygger, vinkelrett fra kote til kote. Man starter ved å definere ytterpunktene av feltet, før man tegner seg oppover og rundt hele nedbørsfeltet. Elver eller bekker kan ikke krysses, men man kan krysse myrer og innsjøer som har to utløp til ulike elver. Om man antar at bakken er impermeabel vil i teorien alle dråper som havner innenfor dette feltet ende opp i elven eller punktet som er satt som den nedre grensen (Dingman 2008). For nedbørsfeltet i Elverum ble det benyttet topografisk kart fra Statens kartverk (2007).

#### 3.5.2 Vannbalansen

Innenfor hydrogeologi er det interessant å se på hvor store mengder vann som transporteres i et område, eksempelvis et nedbørsfelt. Dette gjøres ved å se på *vannbalansen*. For et nedbørsfelt, innenfor en tidsperiode  $\Delta t$ , kan vannbalanseligningen skrives som følger:

$$\Delta M = P + G_{inn} - (Q + ET + G_{ut}) \quad (3.11)$$

Hvor  $P$  er nedbøren som faller på feltet, både som regn og snø,  $G_{inn}$  er grunnvann som strømmer inn i feltet,  $G_{ut}$  er grunnvann som strømmer ut av feltet,  $Q$  beskriver hvor mye vann som strømmer ut av feltet som overflateavrenning eller via bekker og elver,  $ET$  er evapotranspirasjonen fra feltet og  $\Delta M$  er endringen i magasinert vann gjennom tidsperioden. Vannbalansen er illustrert i figur 3.18. Siden vannskiller er definert av topografien og grunnvannsstrømning er drevet av gravitasjonen, kan man vanligvis se bort ifra grunnvannet som strømmer inn i området. I noen analyser vil det være hensiktsmessig å dele vannvolumet fra ligningen på arealet til nedbørsfeltet (Dingman 2008).

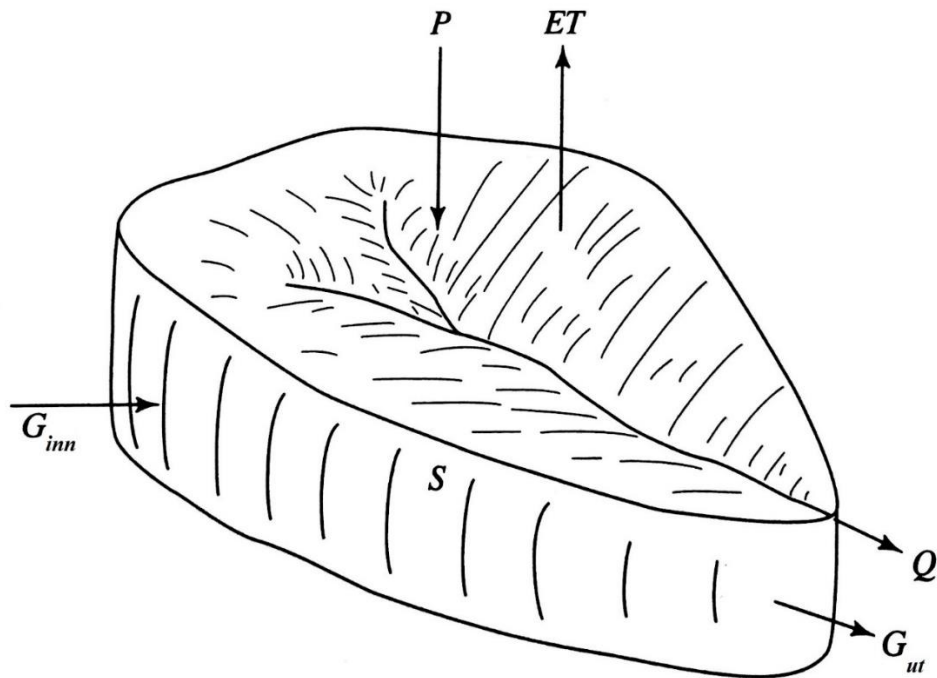
For et lukket system kan man se bort ifra grunnvannsstrømningen inn og ut av systemet ved å inkludere *kontinuitetsligningen*. Ligningen er en matematisk beskrivelse av grunnvannsstrømningen og bygger på konservering av masse, at en fysisk størrelse er bevart (Dingman 2008). I et lukket system vil mengden grunnvann som strømmer inn være lik mengden som strømmer ut og ligningen blir dermed:

$$\Delta M = P - Q - ET \quad (3.12)$$

I beregningen av overflateavrenningen,  $Q$ , tas det hensyn til overflateforholdene. En *avrenningsfaktor*  $C$  inkluderes som er et uttrykk for hvor mye av den totale nedbørmengden i et område som renner bort som overflatevann. Faktoren avhenger av vegetasjonsdekket, fall, grunnforhold og utbygging. I urbane områder og i områder med bart fjell er faktoren opp mot 0,9, mens den er ned mot 0,1 i parker og områder med dyrka mark, se tabell 3.4 (Sæterbø et al. 1998).  $C$ -verdien bestemmes så som en vektet middelvei for hele feltet.

Tabell 3.4. Avrenningsfaktor  $C$  for ulike overflatetyper i et nedbørsfelt (Sæterbø et al. 1998).

Overflatetype	Avrenningsfaktor [dimensjonsløs]
Betong, asfalt, bart fjell og lignende	0,6 – 0,9
Grusveger	0,3 – 0,7
Dyrket mark og parkområder	0,2 – 0,4
Skogsområder	0,2 – 0,5
Myr (McCuen 2005)	0,1 - 0,5

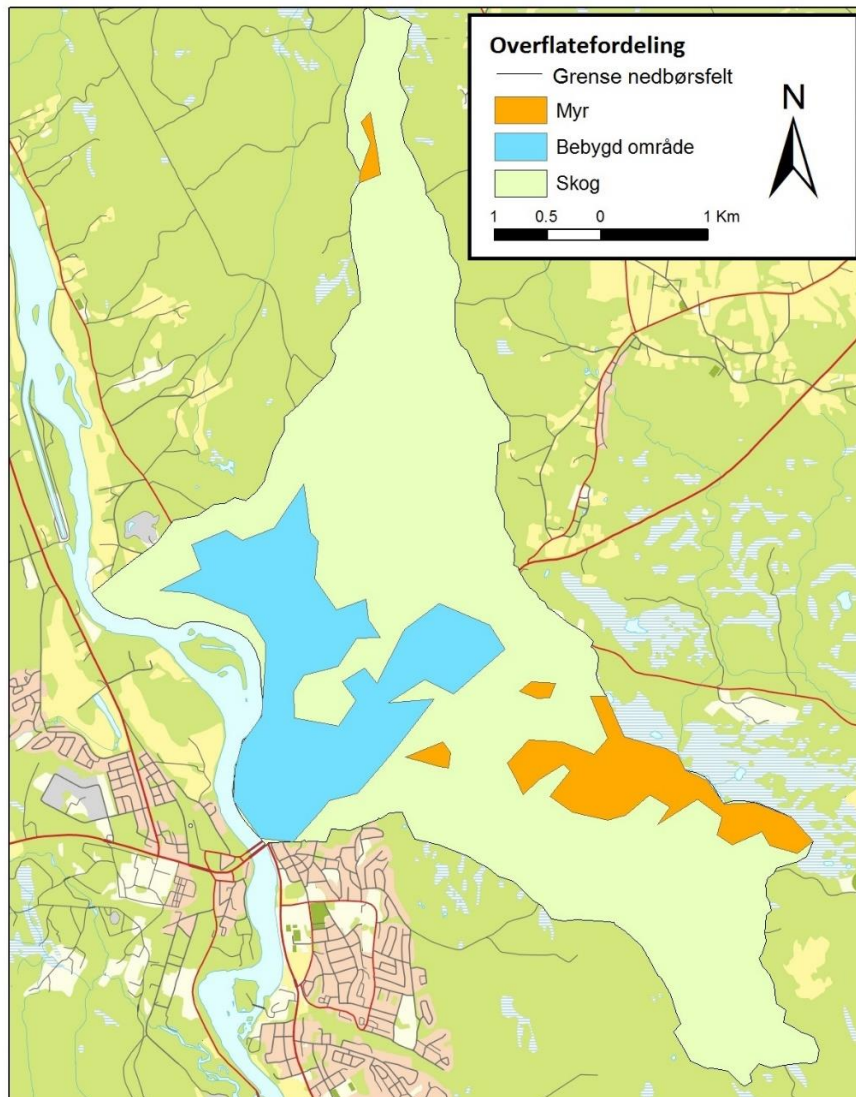


Figur 3.18. Illustrasjon av et nedbørsfelt med alle komponentene i vannbalanseligningen : nedbør ( $P$ ), evapotranspirasjon ( $ET$ ), grunnvannsstrømning inn ( $G_{inn}$ ) og ut ( $G_{ut}$ ), strømning ut av feltet ( $Q$ ) og lagret vann ( $S$ ) (Dingman 2008).

Vannbalansen kan både beregnes digitalt ved modellering av et grunnvannsmagasin, som for eksempel i MODFLOW eller FEEFLOW, og for hånd ved å benytte gjennomsnittlige verdier for nedbørsfeltet. I Norge kan man finne estimerte verdier for nedbør, evapotranspirasjon og vannutstrømning på seNorge.no. Dette er en åpen portal på Internett som viser daglig oppdaterte kart over snø-, vær- og vannforhold samt klima i Norge. Siden er drevet av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). Meteorologisk institutt har også en klimadatabase (eKlima.no) hvor man kan hente data fra alle værstasjonene de drifter og har drevet tidligere.

### 3.5.3 Beregning av vannbalansen for nedbørsfeltet i Elverum

Det ble antatt at grunnvannsmagasinet var et lukket system uten innstrømning av vann fra sidene. Overflatefordelingen ble tegnet og målt opp i ArcGIS ved å studere ortofoto og topografisk kart (Statens kartverk 2007) (figur 3.19). Seriedata med estimert evapotranspirasjon ble hentet fra seNorge (2016) og et gjennomsnitt ble beregnet til å være 1.07 mm/dag. For et år blir dette 387 mm. Årsnedbøren ble hentet fra eKlima (2016), værstasjonen Elverum-Fagertun (stasjon-nummer 6620).

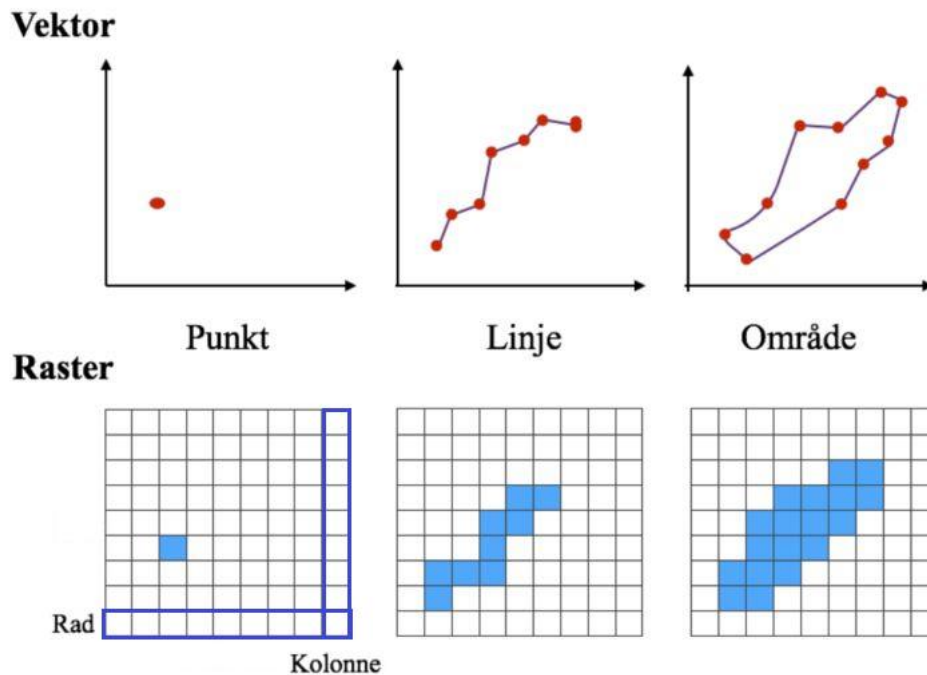


Figur 3.19. Overflatefordelingen i nedbørsfeltet . Geodata fra Statens kartverk (2007).

### 3.6 3D visualisering av grunnvannsmagasinet i Elverum

#### 3.6.1 Systematisering og visualisering av geologiske data

For å modellere, analysere og presentere geografisk refererte data benytter man geografiske informasjonssystemer (GIS). *ArcGIS* er et GIS-program utviklet av ESRI og benyttes for å lage kart, utføre romlige analyser og forvalte geografiske data. Programmet kan benyttes til å klargjøre data for bruk i andre modelleringsverktøy. *SubsurfaceViewer 0.6 MX* (SubsurfaceViewer) er et visualiseringsprogram utviklet av INSIGHT. Programmet gjør det mulig å fremstille geologiske modeller basert på innsamlede geofysiske og geologiske data (INGISHT 2014).



Figur 3.20. Forskjell på vektor og raster som punkt, linje og område (modifisert etter Førde (2015), utarbeidet av Indiana University (2015)).

I GIS lagres dataene som raster eller vektorer. Vektorer er sett med punkter, linjer eller polygoner og raster er matriser med rader og kolonner, se illustrasjon i figur 3.20. En shapefil er vektordata med geografisk informasjon og ved å inkludere volumetriske data kan dataene fremstilles i 3D. For raster benyttes volumelementer som kalles voxel (*vo-lume, pi-xle*) (INGISHT 2014).

DEM (*Digital Elevation Model*) benytter raster til å lage en digital terrengmodell mens TIN (*Triangulated Irregular Network*) benytter vektorer. TIN-modellen velger ut de mest signifikante punktene til å beskrive overflaten og er dermed mer effektiv i forbindelse med datalagring enn DEM, hvor alle punktene er inkludert (Heywood et al. 2011). Både ArcGIS og SubsurfaceViewer støtter begge formatene.

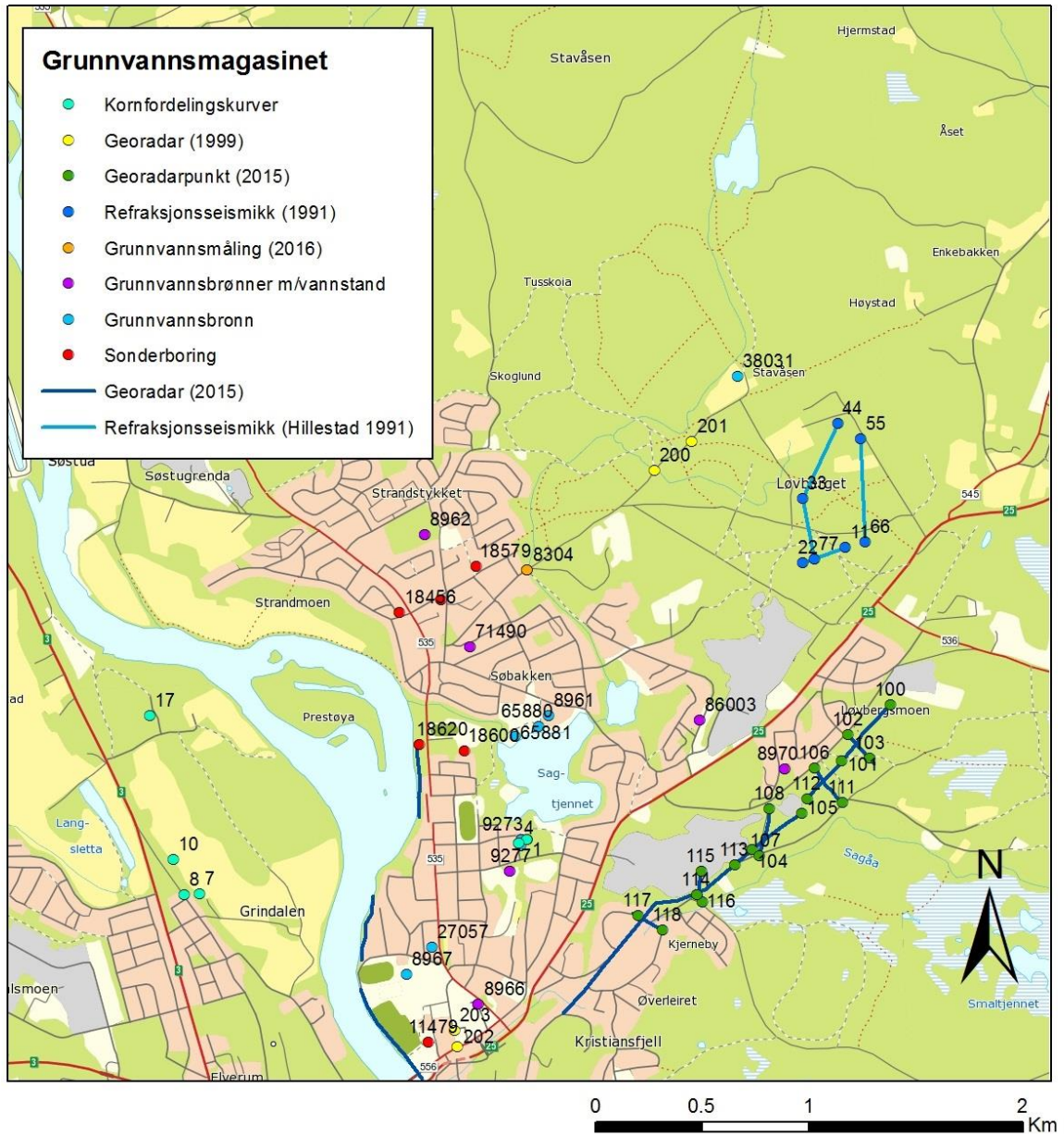
I denne oppgaven er SubsurfaceViewer benyttet til å lage en tredimensjonal (3D) modell av grunnvannsmagasinet i interesseområdet i Elverum. Modellen er brukt som en visualisering av grunnvannsmagasinet. ArcGIS og Excel er benyttet til sammenstilling av alle tilgjengelige data. Dataene ble lagret som georefererte punkter i ArcGIS. Deretter ble alle punktene systematisert i Excel.



Tabell 3.5 viser en oversikt over alle dataene benyttet i den tredimensjonale visualiseringen av grunnvannsmagasinet i Elverum. Tabellen består av eksisterende data fra tidligere undersøkelser samt de nyere felldata fra området. Oversiktskart over informasjonspunktene som ble benyttet til å finne grunnvanns- og fjelloverflaten er vist i henholdsvis figur 3.21 og figur 3.22. Alle punktene med informasjon om dyp til grunnvann er listet i tabell 3.6.

Tabell 3.5. Oversikt over alle data benyttet i modelleringen av grunnvannsmagasinet i Elverum.

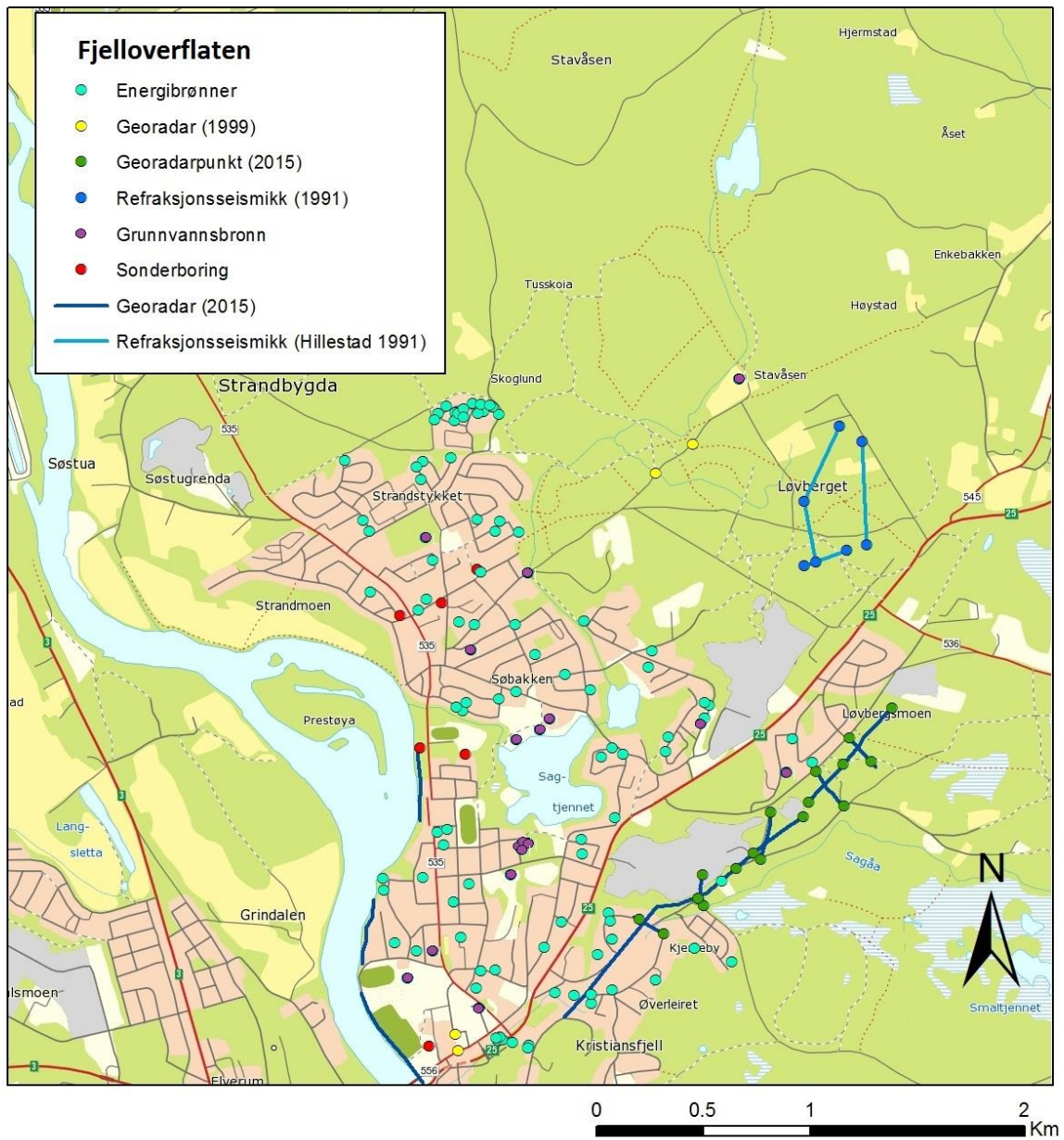
Data	Referanse	Hensikt	Feltarbeid utført	Antall/omfang innenfor interesseområdet
<b>Løsmassebrønner</b>	GRANADA	Løsmassefordeling samt dybde til fjell og grunnvannsspeil.	1958-2011	17
<b>Fjellbrønner (Energibrønner i fjell)</b>	GRANADA	Dybde til fjell.	1996-2015	94
<b>Seismiske målinger</b>	Hillestad (1991)	Dybde til fjell og grunnvannsspeil. 7 punkter med informasjon om dyp til fjell og grunnvann	1978	4 profiler, totalt 1350 m lengde.
<b>Sonderboringer</b>	GRANADA (NGU 2016a)/ Kalskin og Hilmo (1999)	Løsmassefordeling og dyp til fjell.	1958-1998	6
<b>Fjell i dagen</b>	NGU (2016c)	Dyp til fjell.		41
<b>Georadar</b>	Larsen et al. (2016)	Dyp til fjell og grunnvannsspeil. 6 av profilene viste dyp til grunnvannsspeil. Ble brukt til å definere 11 punkter med dyp til grunnvann. 3 av profilene ble brukt til å definere 6 punkter med dyp til fjell.	2015	9 profiler ble tolket, 2125 m lengde.
<b>Georadar</b>	Lauritsen (1999)	Dyp til fjell og grunnvannsspeil. Disse ble brukt til å definere 4 punkter med dyp til fjell og grunnvann.	1998	Profil P3 og P4 ble tolket, 1930 m lengde
<b>Målt grunnvannstand</b>	Feltarbeid 2016	Dyp til grunnvannsspeil	2016	1
<b>Kvartærgeologisk kart</b>	Nasjonale løsmassedatabase (NGU 2016b)	Fordelingen av løsmassene i området.	1945-1979	Digitalt kart over hele området



Figur 3.21. Oversiktskart over punktene med informasjon om dyp til grunnvann innenfor interesseområdet. Geodata fra Statens kartverk (2007).

Tabell 3.6. Alle punktene med dyp til grunnvann . Punktene utgjør grunnlaget til tegning av profilene i SubsurfaceViewer. I SubsurfaceViewer ble det også lagt inn fjellbrønner for å vise løsmassemektheter. De er ikke listet i tabellen, men er beskrevet i digitalt vedlegg B.

ID	Type punkt	UTM32 NS	UTM32 ØV	Z (moh)	Dyp til grunnvann fra overflaten
11	seismikk	640818.1	6754962.2	219.5	9
22	seismikk	640619.7	6754892.8	219.2	13
33	seismikk	640616.4	6755190.4	219.9	9
44	seismikk	640781.8	6755544.3	234.8	8
55	seismikk	640890.9	6755471.5	239.0	8
66	seismikk	640910.7	6754988.7	224.6	9
77	seismikk	640672.6	6754906.0	219.7	12
100	georadar	641027.0	6754227.0	219.4	3
101	georadar	640802.0	6753964.0	219.8	12
102	georadar	640828.2	6754086.6	221.2	10
103	georadar	640929.9	6753975.1	215.2	5
104	georadar	640380.6	6753547.7	215.7	12
105	georadar	640614.0	6753717.0	215.5	9
106	georadar	640673.8	6753931.5	222.5	4
107	georadar	640416.0	6753520.8	215.3	11
108	georadar	640462.0	6753741.0	216.0	8
111	georadar	640803.0	6753768.5	215.6	16
112	georadar	640638.0	6753786.0	218.7	14
200	georadar	639923.8	6755320.5	206.2	5
201	georadar	640098.4	6755459.4	212.4	5
202	georadar	639003.1	6752625.7	187.2	7
203	georadar	638987.2	6752701.1	186.9	7
8304	løsmassebrønn (målt i 2016)	639329	6754859	194.4	9.95
8962	løsmassebrønn	638850	6755022	193.1	11.2
8966	løsmassebrønn	639100	6752824	186.7	6.05
8967	løsmassebrønn	638764	6752964	185.0	8.7
8970	løsmassebrønn	640533	6753927	215.2	11
9273	løsmassebrønn	639328	6753596	190.5	9.5
9277	løsmassebrønn	639247	6753448	193.0	12
65880	løsmassebrønn	639381	6754123	184.1	32
65881	løsmassebrønn	639274	6754077	184.5	33
71490	løsmassebrønn	639060	6754498	195.0	10
86003	løsmassebrønn	640135	6754155	193.2	5



Figur 3.22. Oversiktskart over punktene med informasjon om dyp til fjell innenfor interesseområdet. Geodata fra Statens kartverk (2007).

### 3.6.2 *Dyp til fjell*

Det ble samlet inn data om dyp til fjell i Elverum sentrum for å se hvor store løsmassemektigheter det er i undersøkelsesområdet og om det eventuelt er noen fjellterskler i området. GRANADA ble benyttet til innhenting av informasjon om dyp til fjell fra sonderboringer, løsmasse- og fjellbrønner (NGU 2016a). Det ble også benyttet punkter med fjell i dagen (NGU 2016c). I tillegg ble det laget:

- 7 punkter basert på informasjon fra seismiske undersøkelser på Løvbergsmoen (Hillestad 1991)
- 2 punkter fra georadarundersøkelser (Lauritsen 1999)
- 6 punkter fra georadarundersøkelsene gjort høsten 2015

De nye punktene ble plassert manuelt ved å studere kart og profiler nøye. For å få en interpolering som dekket hele det aktuelle området ble det også lagt inn et fiktivt punkt i nordenden. Her ble dyp til fjell satt til 0,5 meter basert på informasjon om dyp til fjell i nærliggende punkter. Noen av løsmassebrønnene og sonderboringene stoppet ikke i fjell. Her ble det lagt til 2 meter fra bunnen av brønnen. Hvilke brønner dette gjelder er vedlagt i vedlegg F.

Verktøyet *Invers distanse vektning* (IDV) ble benyttet i ArcGIS for å interpolere mellom de kjente punktene i området. Denne interpoleringen bruker målinger i nærområdet til å forutsi verdien i punkter uten måling og antar at nærliggende punkter er mer like enn de som ligger lengre unna. Informasjonspunktene vektet så etter hvor nærme de er (ESRI 2007). Fjelloverflaten ble først beregnet som dyp under overflaten. Deretter ble den beregnet til meter over havet før den ble eksportert som en DEM-fil.

### 3.6.3 *Definisjon av modelleringsområde*

For å definere modelleringsområdet ble det valgt et nedbørsfelt som dekket Ydalir og hadde utløp i Glomma. Kart med høydekoter på 1 og 5 meter fra Statens kartverk (2007) ble brukt og nedbørsfeltet ble tegnet inn manuelt i ArcGIS som et polygon. Glomma ble antatt å være en hydraulisk grense på grunn av sin størrelse i området og ble satt som den nedre hydrauliske grensen. De andre grensene ble tegnet inn ved å følge rygger i terrenget. Ryggene utgjør vannskillinger og man er dermed ikke interessert i vannet som havner på motsatt side. Grensene ble tegnet inn vinkelrett fra kote til kote.

Kart over dybde til fjell, se avsnitt 3.6.2, ble også benyttet for å finne eventuelle fjellterskler som vil dele opp akviferene. Tre fjellterskler ble funnet i området og Ydalir ligger mellom fjellterskelene ved Strandmoen og Kristiansfjell. Disse ble derfor valgt som hydrauliske grenser.

### **3.6.4 3D visualisering i SubsurfaceViewer**

Det ble valgt å lage en tredimensjonal visualisering av grunnvannsmagasinet. Modelleringen ble gjort i programmet SubsurfaceViewer.

Rasterdata fra Statens kartverk (2007) ble benyttet til modellering av fjelloverflaten. De ble klargjort som en DEM-fil i ArcGIS før den ble lagt inn i SubsurfaceViewer. Fjelloverflaten, beskrevet i avsnitt 3.6.2, ble også klargjort som en DEM-fil før den ble lagt inn i programmet. Geofysiske undersøkelser i området viste tørr sand over grunnvannsspeilet (Hillestad 1991; Lauritsen 1999). Noen av loggene fra løsmassebrønnene viste morene i bunnen over fjell. Det ble derfor valgt å lage tre lag i modellen:

- Tørr sand (gul)
- Grunnvann (blå)
- Morene/fjell (grønn)

Dataene benyttet i visualiseringen av dyp til grunnvann (figur 3.21) ble organisert som georefererte punkter i ArcGIS før de ble sammensatt og systematisert i Excel. SubsurfaceViewer leser kun en type punktinformasjon og det er borehull. På grunn av dette ble alle de ekstra punktene med informasjon (fra georadar og seismikk) lagt inn som borehull.

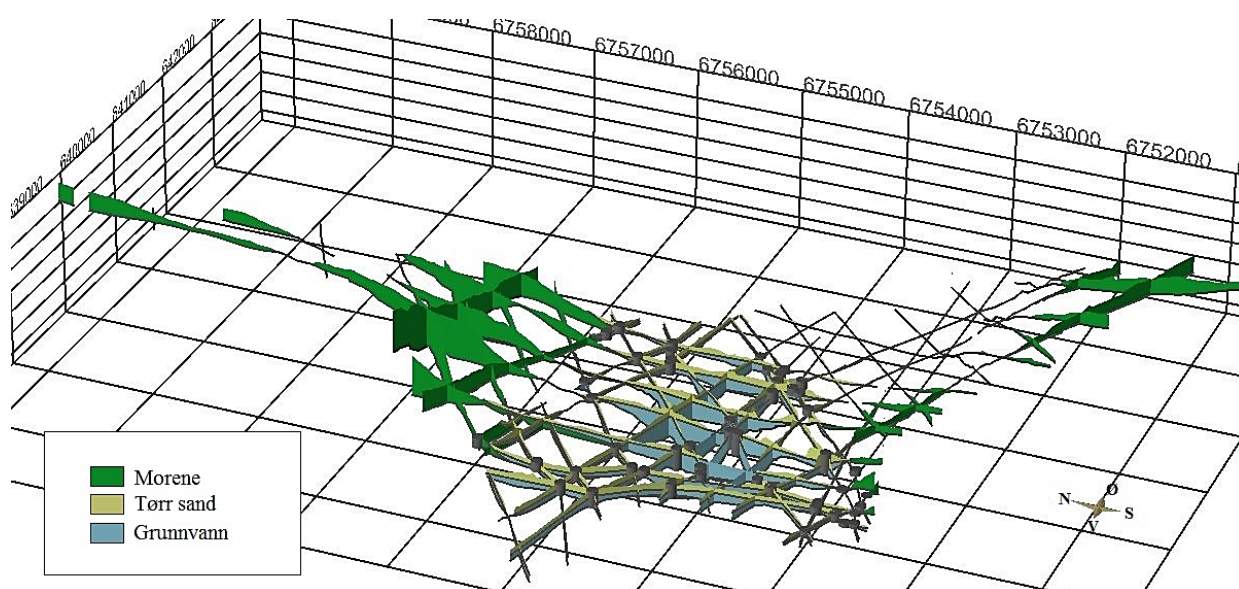
For å bygge opp en modell i SubsurfaceViewer må man klargjøre noen grunnleggende filer. Disse er listet i tabell 3.7, hvor navnet henviser til filformatet. Filene ble klargjort i Excel før de ble eksportert til eget filformat. Excel-filen med alle filene er beskrevet som digitalt vedlegg B.



Tabell 3.7. Oversikt over filtyper klargjort i Excel før de ble benyttet i den kvartærgeologiske modelleringen i SubsurfaceViewer.

Navn	Hensikt	Innhold
<b>BLG (*.blg)</b>	Beskrivelse av lagene og hvordan de ligger i forhold til hverandre.	Borehullenes ID, litostratigrafisk kode til alle enhetene og dybde til bunn av enhet fra startpunktet.
<b>BID (*.bid)</b>	Borehullsdata.	Borehullenes ID, X-, Y-koordinater og høyde.
<b>GVS (*.gvs)</b>	General Vertical Section	Litostratigrafisk kode (tilsvarende koden brukt i BLG) og ID-nummer til lagene, stratigrafi og litologi.
<b>GLEG (*.gleg)</b>	Legend-fil. Tilegner hvert lag en egen fargekode.	Legend-ID, beskrivelse av lag og fargekode til hvert lag.

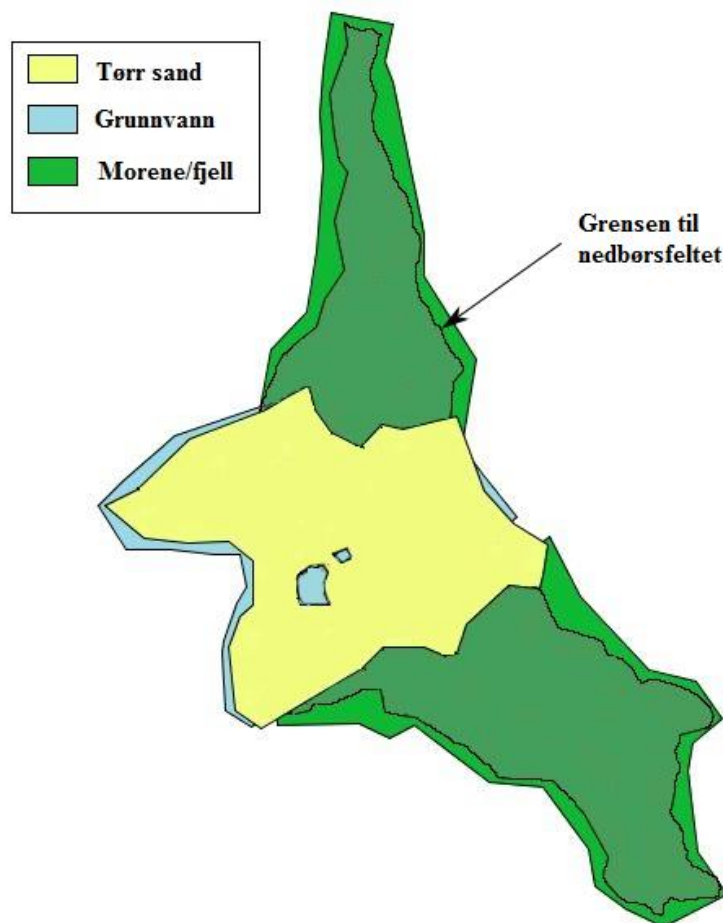
Borehullene ble plassert etter koordinater og overgangen mellom de ulike lagene ble markert nedover i dypet. Dette ble brukt til å tegne et nettverk av profiler som krysset hele nedbørsfeltet, se figur 3.23. Lagdelingen i områdene uten brønner ble tolket og tegnet ut fra kryssende profiler. Dette gir en del antakelser og forenklinger i modellen.



Figur 3.23. 3D-visualisering av nettverket av profiler i SubsurfaceViewer.. Figuren har en vertikal overdrivelse på 5.

For hvert av lagene ble det tegnet et polygon som definerte lagets utstrekning i interesseområdet (figur 3.24). Polygonene ble strukket utenfor modellens grense for å fastsette høyden ved grensene og dermed unngå feilkalkuleringer med lag som går inn i hverandre. Programmet vil ikke kunne lese høyden for de ulike lagene hvis polygonene er innenfor grensen. Hvert lag ble isolert før polygonet ble definert. På denne måten tegnet programmet hjelpelinjer som viste hvor i modellen det spesifikke laget var representert i de tegna profilene. Polygonet ble så tegnet rundt disse hjelpelinjene.

SubsurfaceViewer beregner så lagflater for topp og bunn i hvert lag. Dette gjøres fra det øverste laget og nedover. De underliggende lagene måtte derfor trekkes lengre ut enn de overliggende.

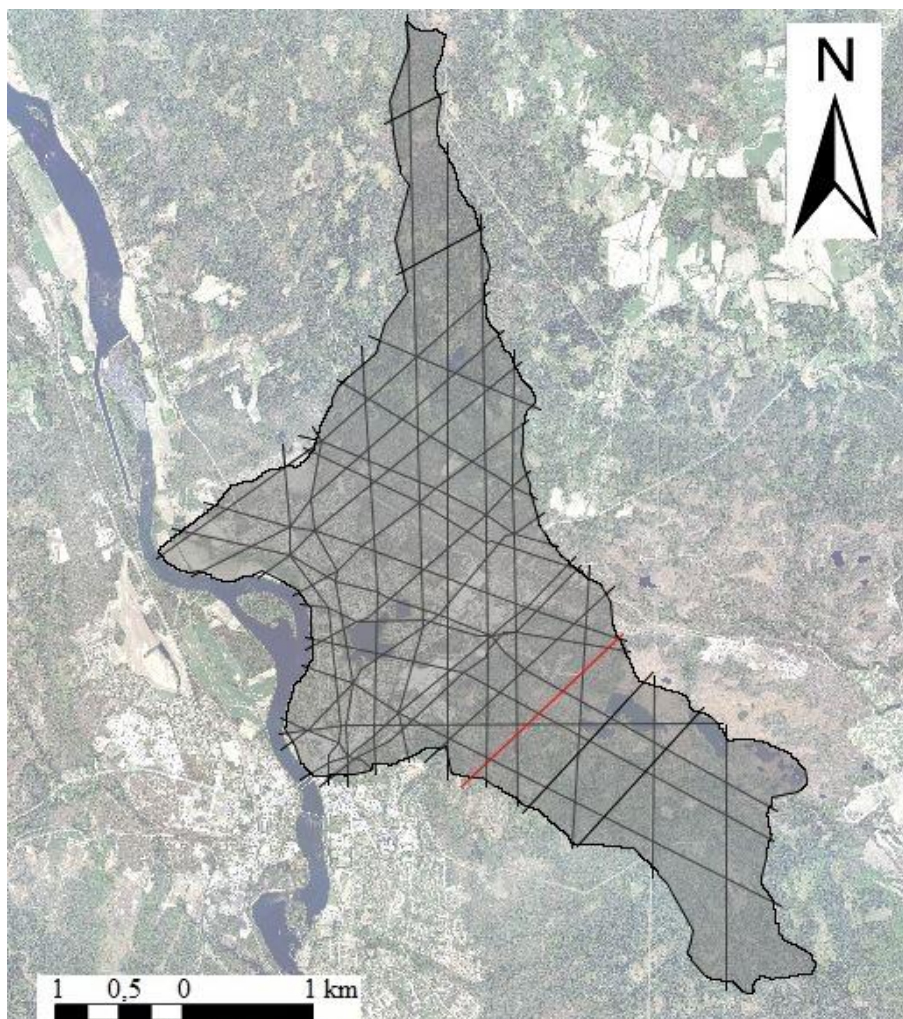


*Figur 3.24. Utstrekningen til de tre lagene. Grensen til nedbørsfeltet er vist med svart linje under alle lagene.*



For å få en full 3D-modell, interpolerer SubsurfaceViewer mellom de tegnede profilene og horisontale lag. Programmet beregner topp- og bunnflaten til alle lagene som man kan visualisere i tre dimensjoner, se figur 3.24. Hvor detaljert modellen blir vil derfor avhenge av antall profiler. Mange profiler vil gi mange kjente punkter i modellen, dermed vil interpoleringen foregå over kortere avstander og usikkerheten reduseres. Det ble tegnet totalt 35 profiler for å unngå en grov interpolering (figur 3.25).

De kalkulerte topp- og bunnflatene kan tas inn i andre modelleringsverktøy som MODFLOW og FEFLOW. Her kan hvert lag tilegnes forskjellige hydrogeologiske parametere som hydraulisk konduktivitet, magasinkoeffisient og porøsitet, for deretter å simulere grunnvannsmagasinet oppførsel i området. SubsurfaceViewer lager på denne måten skjelettet til en hydrogeologisk modell.



Figur 3.25. Oversiktskart med alle profilene tegnet i SubsurfaceViewer.

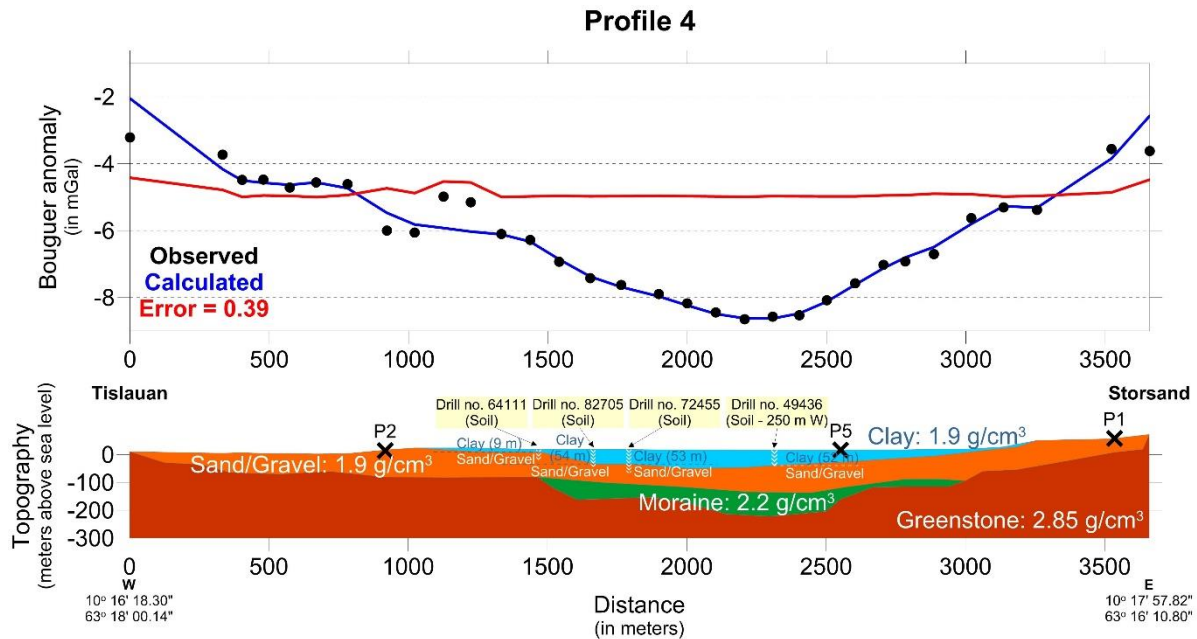


## 4. Resultater

### 4.1 Feltarbeid

I dette avsnittet presenteres resultatene fra feltarbeidet gjort høsten 2015 og våren 2016.

#### 4.1.1 Gravimetri på Melhus

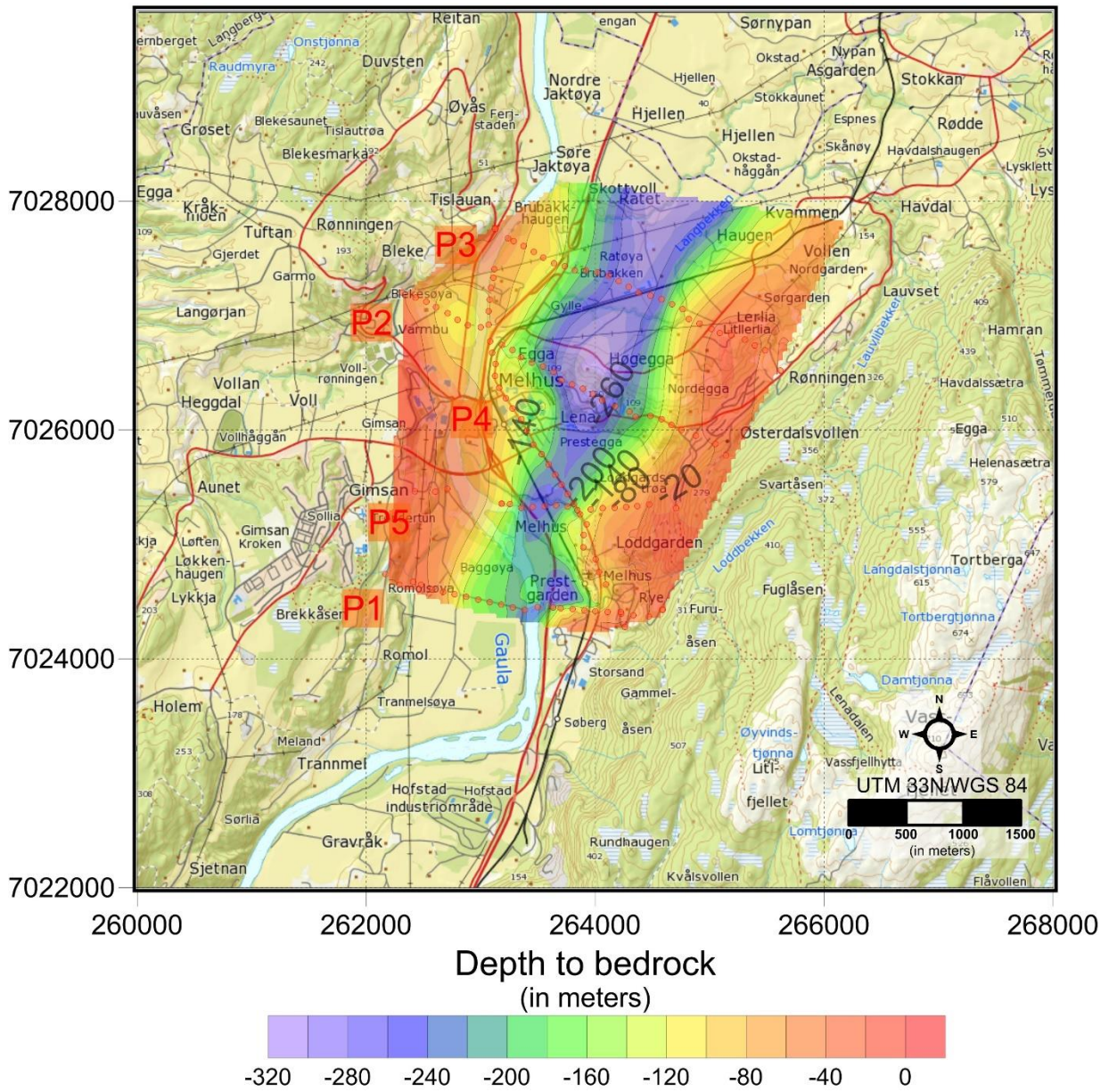


Figur 4.1. Beregnet dyp til fjell for profil 4 i Melhus. Det er også vedlagt et snitt med tolket lagdeling i området og tettheten som er benyttet for de ulike massene (Tassis et al. 2016).

Ved å sammenligne gravimetrimålingen med resultater fra borehull 64111, 82705, 72455 og 49436 ble det for profil 4 (P4) tolket et lag med leire over et tykkere lag med sand og grus. Morene ble tolket til å ligge i bunnen av dalen over grunnfjellet. Maksimal dybde til fjell ble beregnet til 240 meter under overflaten. Tolkningen av løsmassefordelingen ble så brukt til å korrigere gravimetrimålingene. Grafen i figur 4.1 viser beregnet gravitasjonsverdi (blå linje) og observert gravitasjonsverdi (svarte prikker) vist. Den røde linjen viser feil mellom observert og kalkulert, og det er en gjennomsnittlig feil på 0,39 mGal mellom de (Tassis et al. 2016).

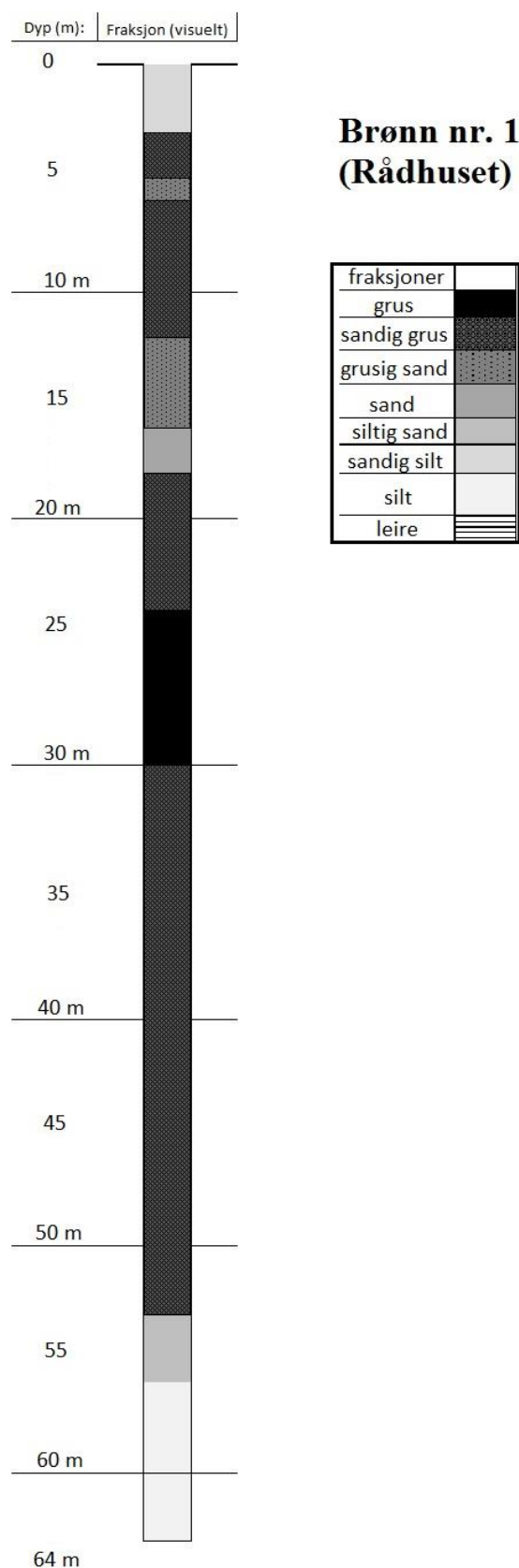
Alle profilene satt sammen viser tykkere sedimentlag i nord (litt over 300 meter ned til fjell) enn i sør (ca. 250 meter ned til fjell) i undersøkelsesområdet. Tolket dyp til fjell under overflaten er illustrert i figur 4.2.





Figur 4.2. Dyp til fjell målt i avstand fra overflaten (Tassis et al. 2016).

#### 4.1.2 Borelogg fra brønn nr. 1 på Melhus



Boreloggen for brønn nr. 1 er illustrert i figur 4.3. Den viser et sandig siltlag i toppen ned til 3 meter, etterfulgt av lagvis sandig grus og grusig sand ned til 16 meter. Deretter følger et 2 meter tykt siltig sandlag, over et 5 meter tykt sandig gruslag. Fra 24 til 30 meter er det et rent gruslag etterfulgt av et 23 meter tykt lag med sandig grus. Fra 54 til 56 meter ble det registrert sand og de resterende 7 meterne bestod av silt. Fraksjonene i boreloggen er basert på visuelle inntrykk i felt (Gjengedal 2016).

Kornfordelingskurvene fra alle prøvene tatt i brønn 1 er beskrevet i vedlegg C.

Figur 4.3. Illustrasjon av boreloggen fra brønn 1 ved rådhuset i Melhus (Modifisert etter Gjengedal (2016, in prep.)).

### 4.1.3 Grunnvannstand i nye brønner på Melhus

Registrert grunnvannstand i de 4 brønnene i Melhus er listet i tabell 4.1. Det ble satt ut loggere i de 4 brønnene i starten av 2016. Disse gikk mens det ble prøvepumpet i brønnen ved Losjeveien. Det var ønskelig å samle inn lengre dataserier med vannstand i brønnene over tid for å kunne sammenligne disse med vannføring i Gaula. Det ble dessverre ikke tid til dette og resultatene er derfor ikke tatt med i oppgaven.

Tabell 4.1. Vannstandsmålinger i de fire brønnene boret i Melhus sentrum før jul 2015.

Brønn	Dato	Avstand til vannspeil fra terrenget (m)	UTM32 ØV	UTM32 NS	Terreng (moh)	Vannstand (moh)
<b>Brønn 1 (Rådhuset)</b>	03.12.15	15,09	564096.7	7018285.7	19,56	4,47
<b>Brønn 2 (Idrettshallen, ved Gaula)</b>	03.12.15	7,42	563541.0	7017939.7	9,03	1,61
<b>Brønn 5 (Losjeveien 2)</b>	10.12.15	14,94	564343.8	7017869.0	16,87	1,93
<b>Brønn 6 (Brannstasjonen)</b>	03.12.15	14,55	564664.9	7017978.6	16,42	1,87

### 4.1.4 Grunnvannstand i eksisterende brønner i Elverum

Det ble kun gjort målinger for en av brønnene i Elverum, brønn nummer 8304. Vannstanden i brønnen ble målt til 10,35 meter fra toppen av røret og røret sto 40 cm over bakken. Vannflaten var lavere i røret enn i Stavåsbekken som lå ca. 10 meter vekk fra brønnen. Det var ikke mulig å måle vannflaten i bekken men det ble gjort en vurdering på dette basert på skjønn.

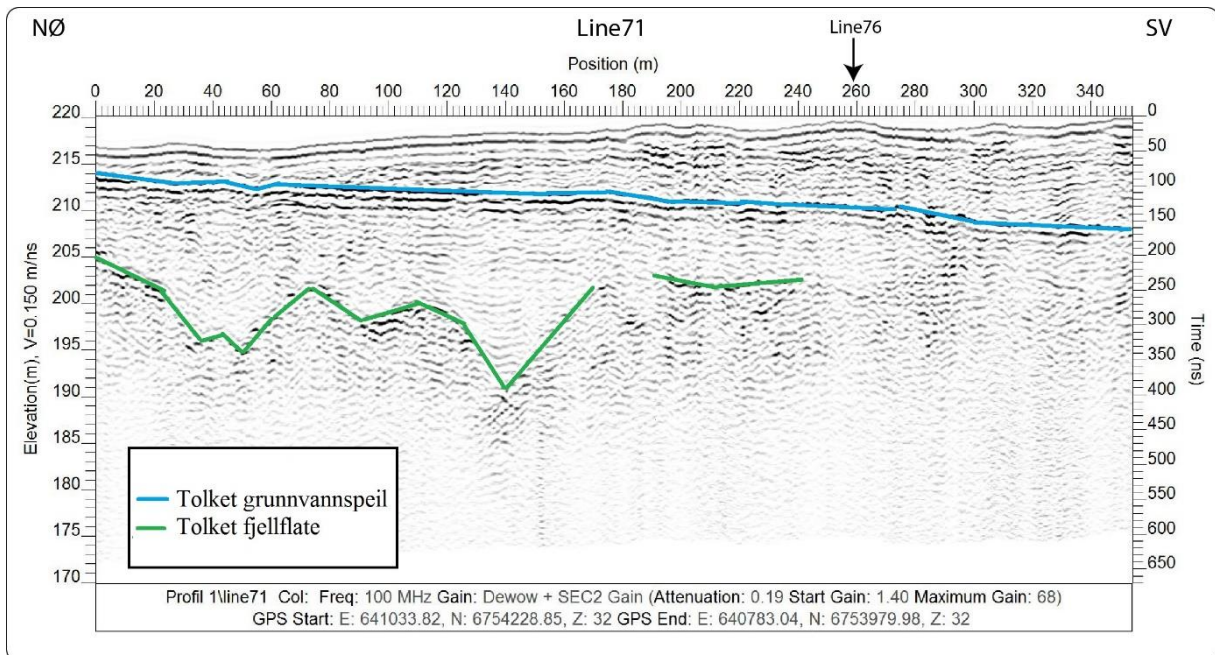
### 4.1.5 Georadarprofiler fra Elverum

Figurer av alle profilene uten tolkning er beskrevet i vedlegg B. Alle profilene er terrengkorrigerte og den vertikale akselen er større enn den horisontale (dette varierer fra profil til profil). Oversiktsbilde av alle profilene er vist i figur 3.7.

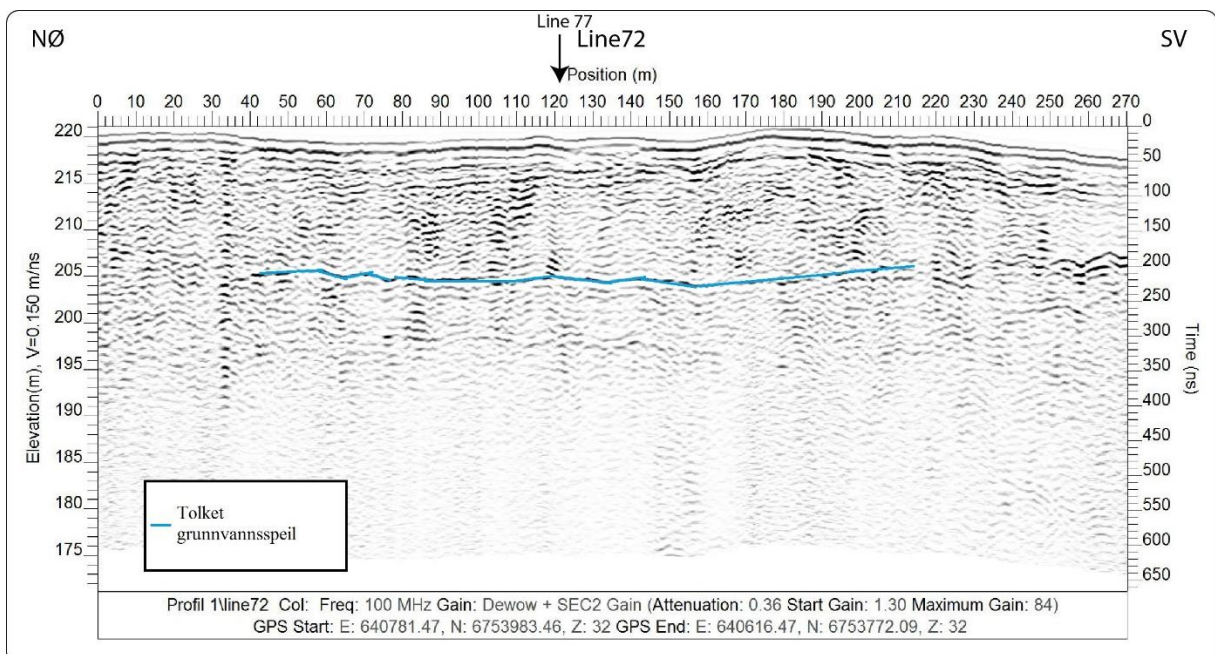
Profil 71 er den nordligste av linjene og går i sørvestlig retning. Profilet viser en tydelig helning på grunnvannsspeilet fra nordøst til sørvest, se figur 4.4. I starten av profilet ligger det ca. 3 meter under overflaten og i enden ligger det rundt 6,5 meter under overflaten. Den undulerende flaten under grunnvannsspeilet er tolket til å være fjelloverflaten. Profil 72 viser en svak, rett



reflektor ca. 15 meter under overflaten, se figur 4.5. Denne er tolket til å være grunnvannsspeilet. Profilet krysses av profil 77 og tolkningen sammenfaller med resultatet fra profil 77 (figur 4.9).

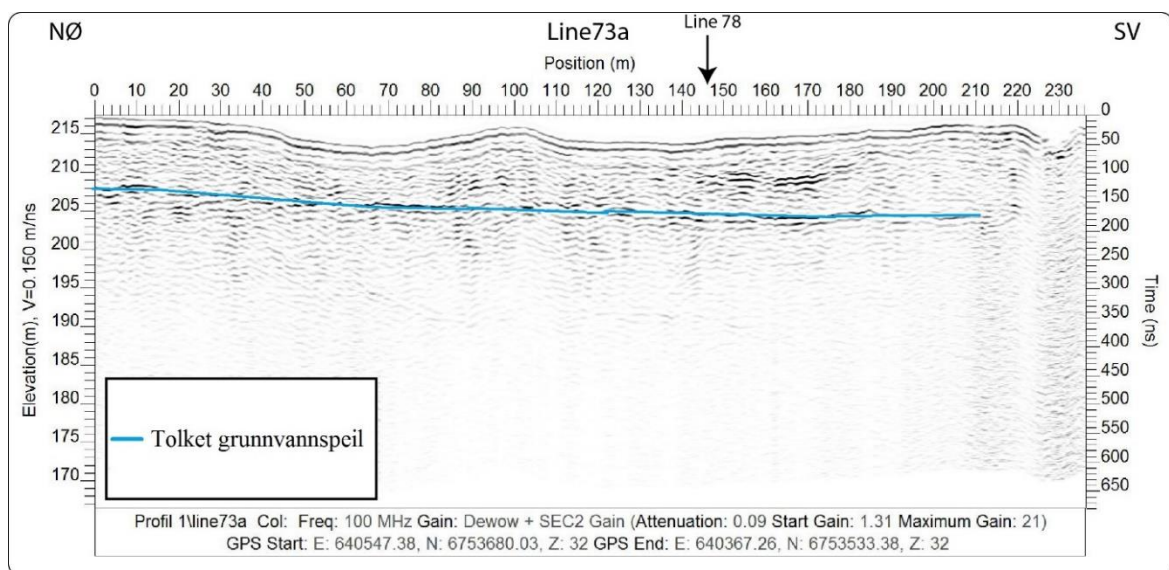


Figur 4.4. Radiogram for profil 71 med tolket grunnvannspeil og fjellflate.

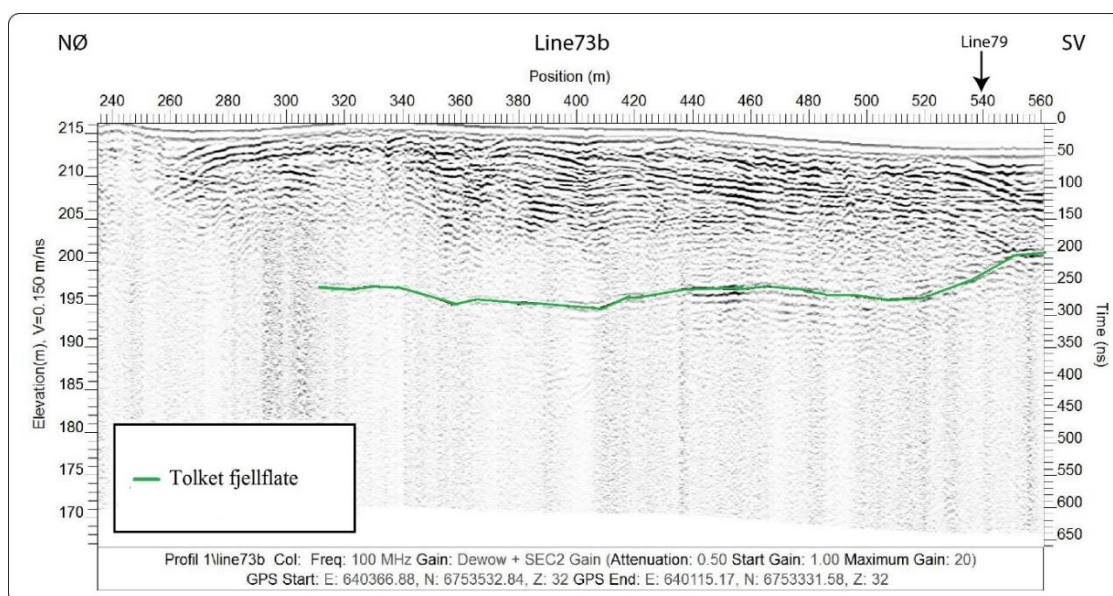


Figur 4.5. Radiogram fra profil 72 med tolket grunnvannspeil.

Profil 73 a er den nordligste delen av profil 73 og går i sørvestlig retning. Den krysses av profil 78 ved 147 meter (figur 4.6). Grunnvannspeilet har en svak helning fra 10 meter under overflaten i nordøst til 12 meter under overflaten etter 210 meter. Den sørvestlige enden av profilet viser ikke en tydelig reflektor og det er derfor usikkert hvor dypt det er til grunnvannet. Profil 73 b har samme retning som profil 73 a, og går langs ryggen til grustaket i området. Ved 540 meter krysses profilet av profil 79. Profilet viser en tydelig reflektor fra 310 meter og ut profilets lengde (figur 4.7). Denne er tolket til å være fjelloverflaten (Larsen et al. 2016). Ved 310 meter ligger fjelloverflaten 20 meter under overflaten mens den i sørvest ligger 12 meter under overflaten.



Figur 4.6. Radiogrammet til profil 73a med tolket grunnvannsspeil.



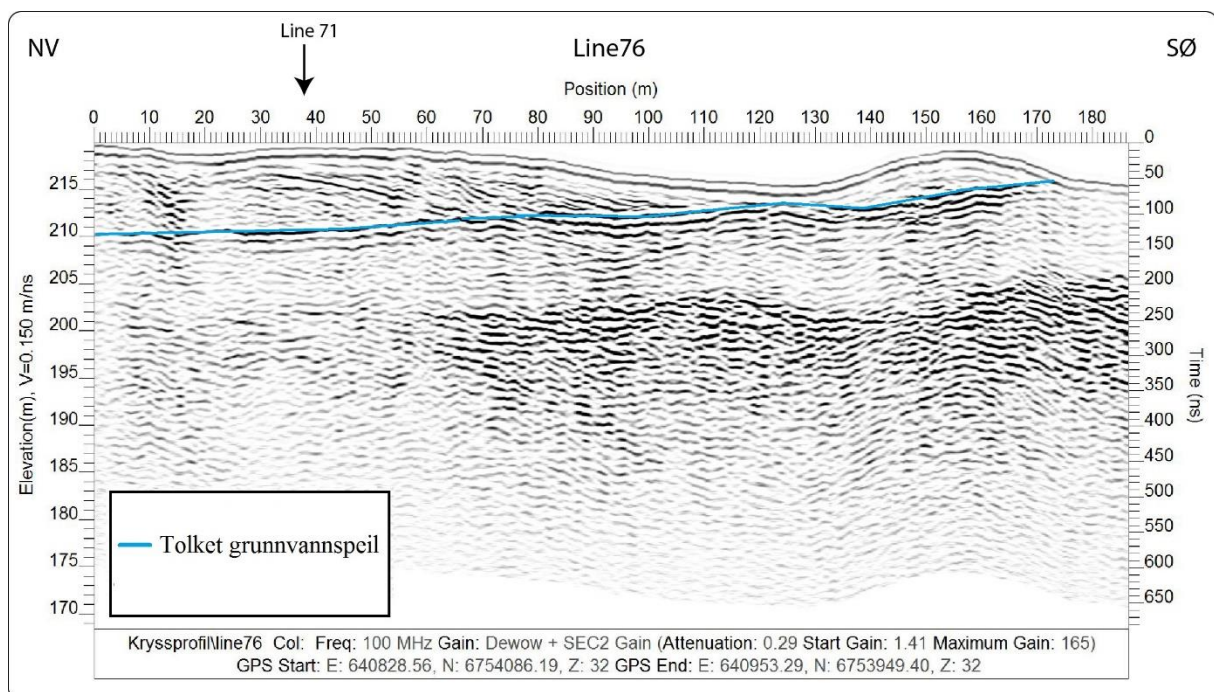
Figur 4.7. Radiogram fra profil 73b med tolket fjellflate. Modifisert etter Larsen et al. (2016).



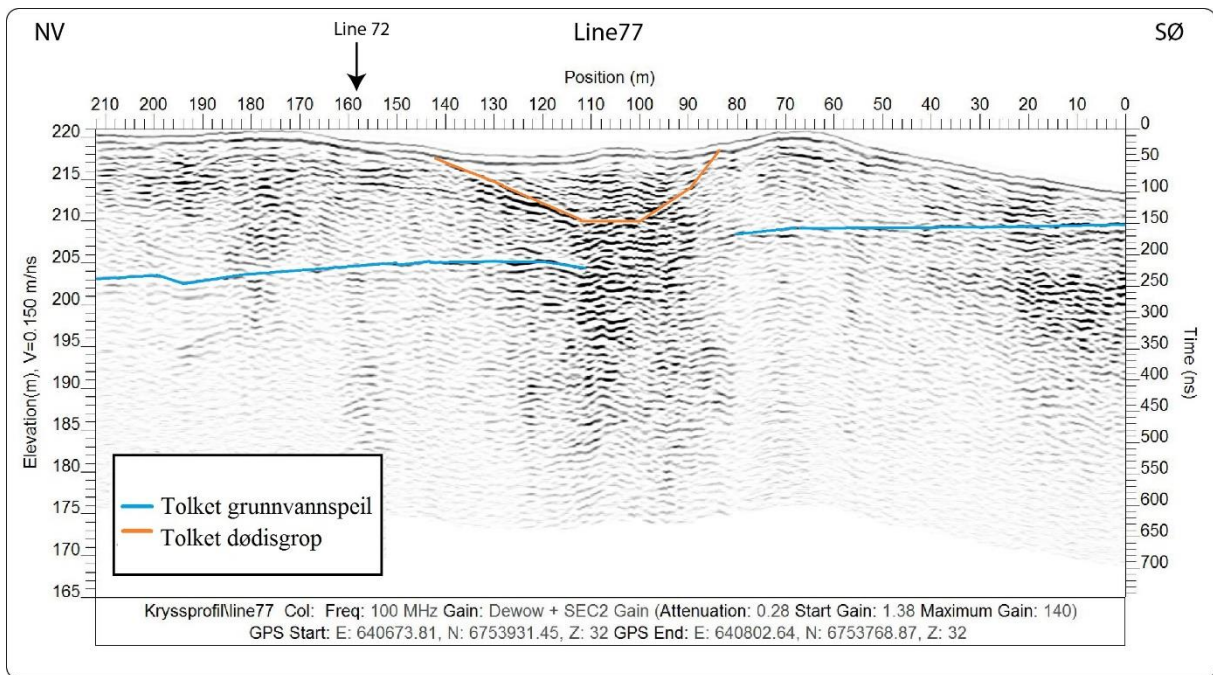
Profil 76 (figur 4.8) krysser profil 71 og har en sørøstlig retning. Profilet viser et svakt hellende grunnvannspeil fra 0 – 170 meter. De siste 15 meter av profilet viser ikke en tydelig reflektor. I nordvest ligger grunnvannspeilet ca. 8 meter under overflaten og ved 160 meter, ligger det rundt 4 meter under overflaten.

Profil 77 krysser linje 72 og går i nordvestlig retning (figur 4.9). Profilet viser en fordypning midt i som er tolket til å være en dødisgrop. En tydelig reflektor følges gjennom hele profilet og er tolket til å være grunnvannspeilet. Det har en svak helning fra sørøst til nordvest. I den nordvestlige enden av profilet ligger grunnvannet ca. 16 meter under overflaten. Ved starten av profilet er grunnvannspeilet tolket til å ligge 4 meter under overflaten.

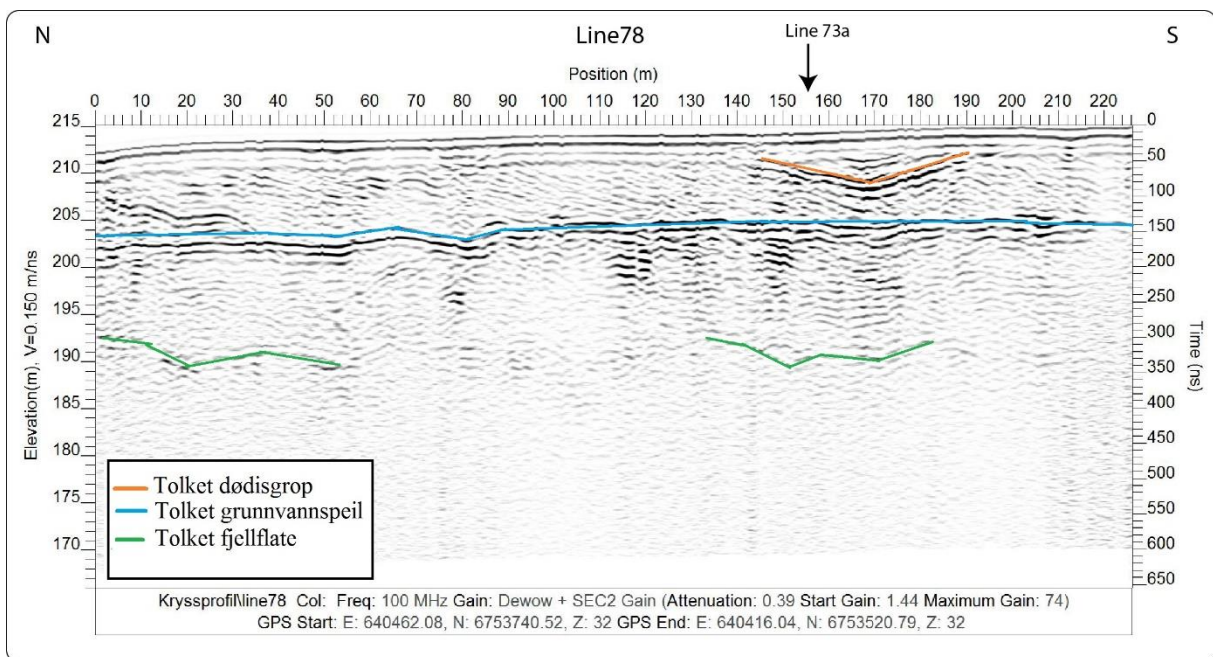
Profil 78 krysser profil 73 a og går i en sørlig retning. En tydelig reflektor kan følges langs hele profilet og er tolket til å være grunnvannspeilet (figur 4.10). I starten av profilet ligger det ca. 4 meter under overflaten og det har en svak senkning mot 8 meter under overflaten i den sørlige enden av profilet. Fra 150 til 190 meter viser profilet en skålformet reflektor som er tolket til å være en dødisgrop. Stedvis er det også reflektorer som er tolket til å være fjelloverflaten.



Figur 4.8. Radiogram til profil 76 som viser tolket grunnvannspeil.

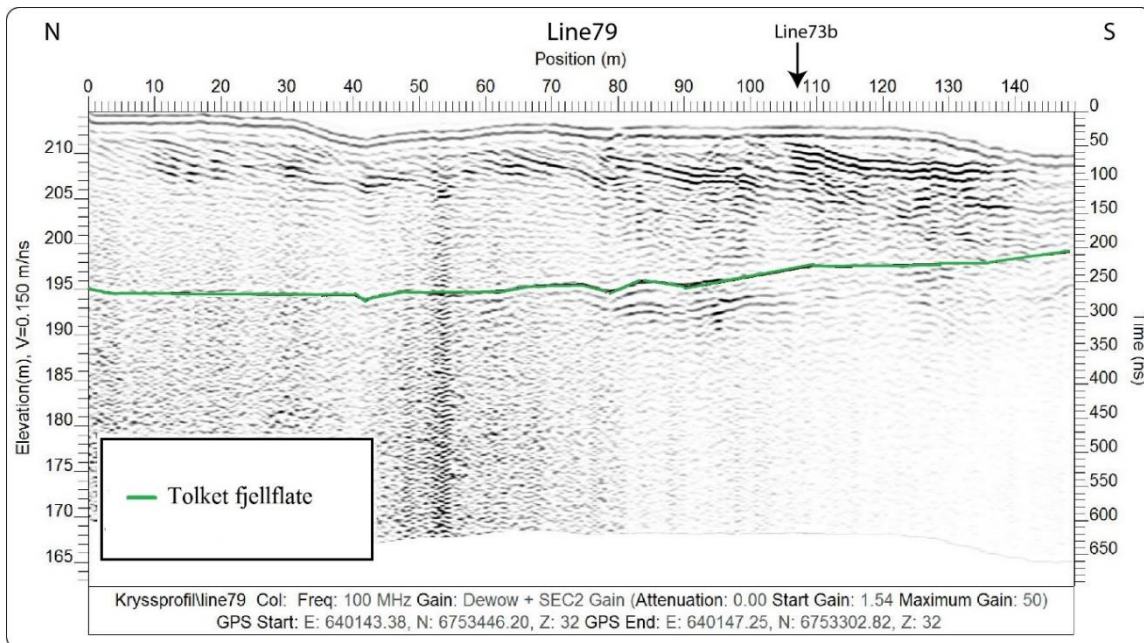


Figur 4.9. Radiogram fra profil 77 som viser en tolket dødisgrop og grunnvannspeil.

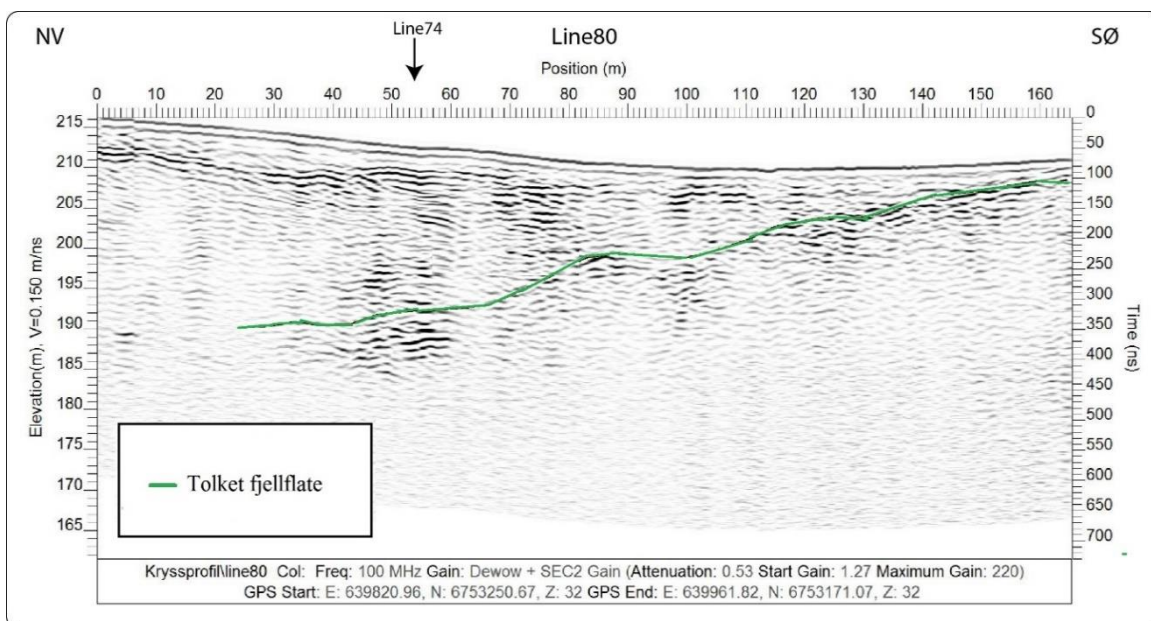


Figur 4.10. Radiogram fra profil 78 med tolket fjellflate, grunnvannspeil og en dødisgrop.

For profil 79 og 80 var det ikke mulig å tolke grunnvannsspeilet, men begge profilene viste dyp til fjell (Larsen et al. 2016). Profil 79 (figur 4.11) krysses av profil 73 b og viser en relativt flat fjelloverflate ca. 16 m under overflaten i starten av profilet. Fjellflaten øker deretter gradvis til 11 meter under overflaten i sørenden. Profil 80 (figur 4.12) krysses av profil 74, og radiogrammet viser en undulerende flate fra ca. 25 meter ut profilet. Flaten stiger fra 25 meter i nordvest til 3 meter under overflaten i sørøst.



Figur 4.11. Radiogram fra profil 79 , viser tolket fjellflate. Modifisert etter Larsen et al. (2016).



Figur 4.12. Radiogram fra profil 80 , viser tolket fjellflate. Modifisert etter Larsen et al. (2016).

## **4.2 Sammenstilling av eksisterende data**

### **4.2.1 Kartlegging av brønner som potensielt kan brukes til overvåking av grunnvannsstand**

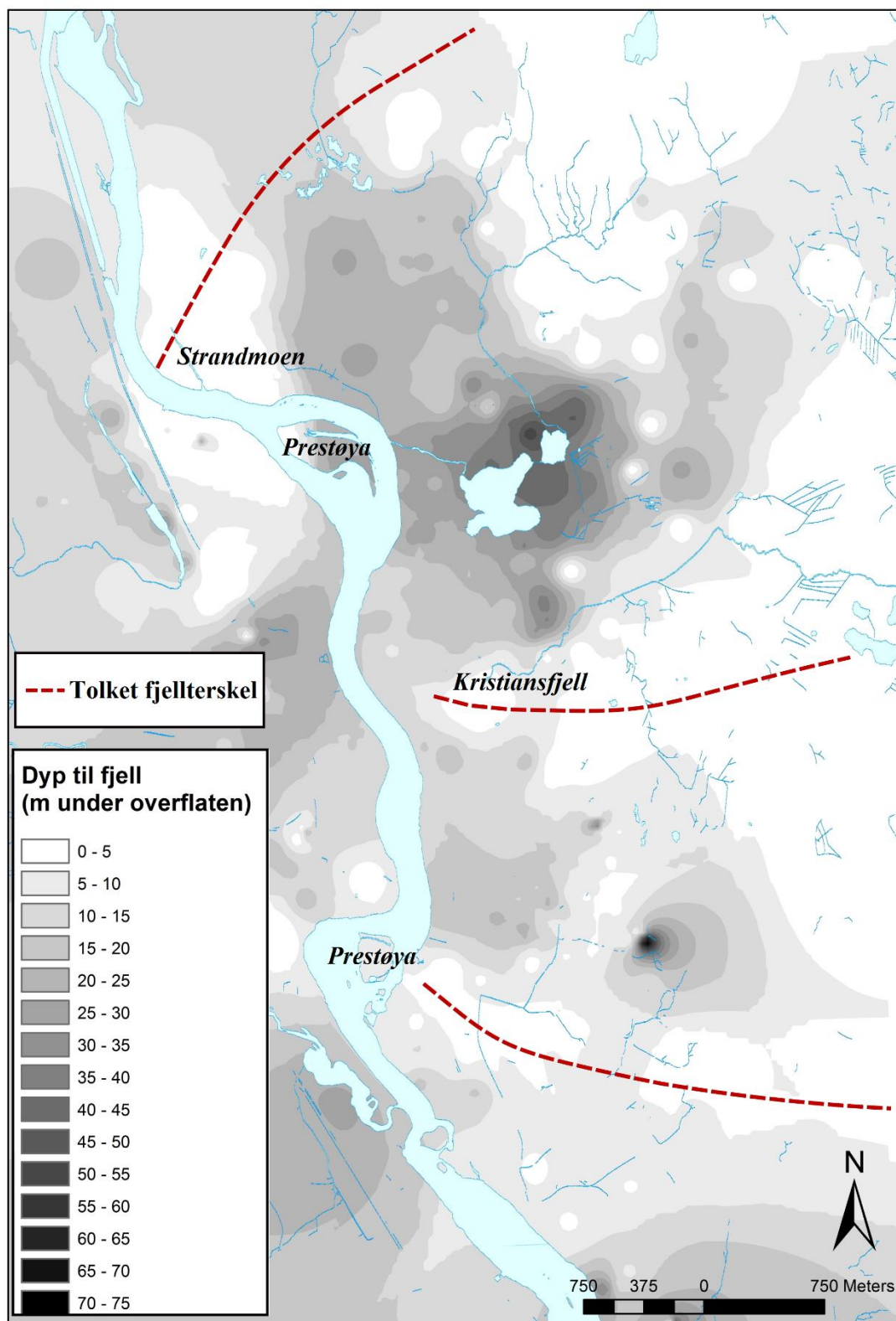
Ved bruk av GRANADA ble det funnet 12 løsmassebrønner i interesseområdet som kunne være aktuelle for overvåking av grunnvannsstand. Videre undersøkelser viste at 5 av disse var dratt opp igjen etter boringen og kunne dermed ikke benyttes.

Under feltarbeidet våren 2016 ble 3 av brønnene funnet etter nøye leting. 2 av disse ligger ved Søbakken skole og var sveiset igjen. Begge brønnene var rørbrønner med god plass til en logger. Det er ikke funnet informasjon om at det er noe feil med brønnene så de skal kunne brukes som overvåkningsbrønner, om de åpnes igjen. Den siste brønnen som ble funnet, og den eneste som ble målt var et 5/4" damprør som også kan fungere som overvåkningsbrønn. Det ble ikke funnet informasjon om hva som har skjedd med de resterende 4 brønnene som aldri ble funnet under feltarbeidet. De er trolig dratt opp igjen eller blitt kuttet ved bakkenivå og lukket igjen.

### **4.2.2 Dyp til fjell**

Resultatet viser flere fjellterskler i Elverum, en i nord (Strandmoen) og to lengre sør (Kristiansfjell og ved den sørlige Prestøya) når man følger østsiden av Glomma, se de stiplede linjene i figur 4.13. Disse var med på å bestemme interesseområdet og deler inn den østlige grunnvannsforekomsten Elverum sentrum i to grunnvannsmagasiner som begge grenser til Glomma i vest. Den midterste fjellterskelen som går ut ved Kristiansfjell, ble valgt som sørlig grense i området og det er dermed det nordligste grunnvannsmagasinet som er av interesse for denne oppgaven. De største løsmassemektighetene er å finne rundt Sagtjernet hvor dyp til fjell er størst. Ut mot fjelltersklene er det kun noen meter ned til fjell og noen steder stikker fjellet frem i dagen.





Figur 4.13. Kart som viser modellert dyp til fjell i Elverum. De tre fjelltersklene er tegnet inn med rød, stiptet linje.

### 4.3 Beregning av K-verdi

Formlene benyttet i beregningen er gjennomgått i avsnitt 3.4.1 og resultatet for alle delberegningene er beskrevet i vedlegg E.

#### 4.3.1 Elverum

Siktekurvene benyttet i beregningene av K-verdi i Elverum er lagt ved i vedlegg D. Verdier for  $d_{10}$  og  $d_{60}$  er lest av manuelt fra kurvene. Resultatene fra beregningene for prøvene tatt ved Sagtjernet er listet i tabell 4.2 og ved Grindalsmoen i tabell 4.3. Alle beregningene er plottet i figur 4.14. Ved Sagtjernet er prøvene tatt fra to brønner (sted 3.1 og 3.4) og ved Grindalsmoen er prøvene tatt fra fire brønner (sted 2.7, 2.8, 2.10 og 2.17). I brønn 3.1 ved Sagtjernet gikk ikke siktekurve for prøve 43, 44 og 45 helt opp til 60 % og ble derfor ikke inkludert i beregningene.

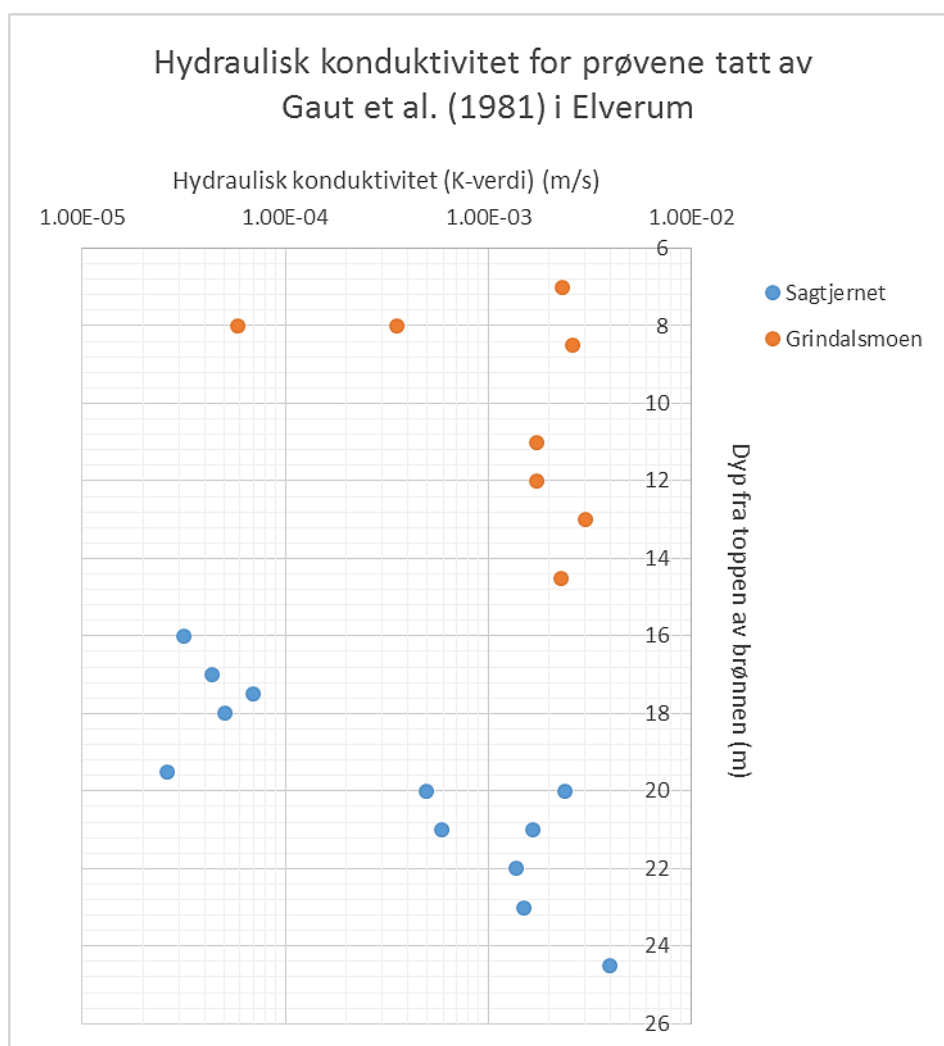
Resultatene viser verdier som strekker seg fra  $2,63 \cdot 10^{-5}$  m/s til  $4,01 \cdot 10^{-3}$  m/s. Aritmetisk gjennomsnitt for alle prøvene er  $1,32 \cdot 10^{-3}$  m/s.

Tabell 4.2. Beregnet K-verdi for prøver tatt ved Sagtjernet i Elverum.

Prøve ID	Sted	Dyp (m)	$d_{10}$ (mm)	$d_{60}$ (mm)	U	g(U)	e	E(U)	$K_{50}$ (m/s)
36	3.1	16	0,095	4,75	50,00	1,6725	0,1019	3504,14	<b>3,16E-05</b>
37	3.1	17	0,11	5,3	48,18	1,6760	0,1029	3585,30	<b>4,34E-05</b>
38	3.1	17,5	0,065	0,19	2,92	3,0536	0,2669	16411,52	<b>6,93E-05</b>
39	3.1	18	0,055	0,15	2,73	3,1562	0,2744	16603,75	<b>5,02E-05</b>
40	3.1	19,5	0,085	4	47,06	1,6783	0,1035	3638,03	<b>2,63E-05</b>
41	3.1	20	0,18	0,7	3,89	2,7007	0,2379	15207,20	<b>4,93E-04</b>
42	3.1	21	0,2	0,85	4,25	2,6101	0,2300	14731,28	<b>5,89E-04</b>
46	3.1	24,5	0,57	3,6	6,32	2,2892	0,1965	12335,68	<b>4,01E-03</b>
47	3.4	20	0,38	1	2,63	3,2121	0,2784	16684,17	<b>2,41E-03</b>
48	3.4	21	0,32	1	3,13	2,9616	0,2598	16184,69	<b>1,66E-03</b>
49	3.4	22	0,3	1,15	3,83	2,7161	0,2393	15280,71	<b>1,38E-03</b>
50	3.4	23	0,3	0,575	1,92	3,8139	0,3156	16756,47	<b>1,51E-03</b>

Tabell 4.3. Beregnet K-verdi for prøver tatt ved Grindalsmoen i Elverum.

Prøve ID	Sted	Dyp (m)	d <sub>10</sub> (mm)	d <sub>60</sub> (mm)	U	g(U)	e	E(U)	K <sub>50</sub> (m/s)
3	2.7	8	0,145	0,34	2,34	3,4076	0,2915	16849,77	<b>3,54E-04</b>
4	2.8	11	0,32	0,72	2,27	3,4707	0,2955	16869,54	<b>1,73E-03</b>
5	2.8	12	0,32	0,72	2,27	3,4707	0,2955	16869,54	<b>1,73E-03</b>
6	2.8	13	0,425	0,85	2	3,7205	0,3104	16819,13	<b>3,04E-03</b>
7	2.8	14,5	0,37	0,95	2,57	3,2518	0,2811	16731,85	<b>2,29E-03</b>
8	2.10	7	0,38	1,2	3,16	2,9477	0,2587	16145,70	<b>2,33E-03</b>
9	2.17	8	0,075	0,65	8,67	2,1065	0,1744	10388,52	<b>5,84E-05</b>
10	2.17	8,5	0,4	1,2	3	3,0171	0,2641	16327,95	<b>2,61E-03</b>



Figur 4.14. Beregnet hydraulisk konduktivitet (K-verdi) for sedimentprøvene i Elverum plottet mot dypet fra overflaten. Prøvene er tatt av Gaut et al. (1981).



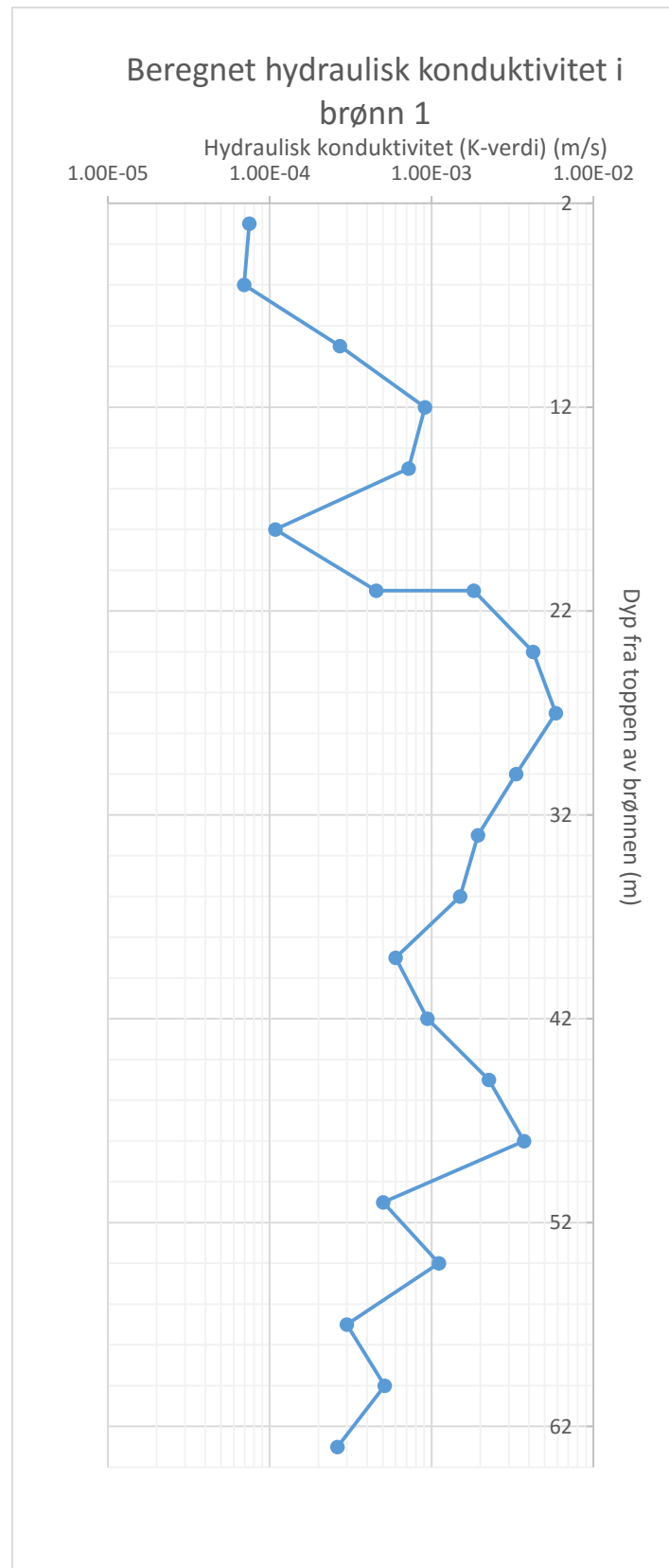
### 4.3.2 Melhus

Siktekurvene fra sedimentprøvene tatt fra boringen ved rådhuset (brønn 1) er beskrevet i vedlegg C. Resultatene fra beregningene er listet i tabell 4.4 og plottet mot dypet i figur 4.15.

Tabell 4.4. Beregnet K-verdi for prøvene tatt i brønn nr.1 (rådhuset) på Melhus.

Prøve ID	Dyp (m)	d <sub>10</sub> (mm)	d <sub>60</sub> (mm)	U	g(U)	e	E(U)	K <sub>50</sub> (m/s)
1	3	0,13	4,47	34,4	1,7155	0,1124	4426,28	7,48E-05
2	6	0,127	4,56	35,9	1,7096	0,1111	4308,33	6,95E-05
3	9	0,171	1,79	10,5	2,0197	0,1629	9295,16	2,72E-04
4	12	0,294	2,48	8,4	2,1193	0,1761	10540,33	9,11E-04
5	15	0,249	1,76	7,1	2,2190	0,1883	11642,53	7,22E-04
6	18	0,124	2,04	16,5	1,8641	0,1398	7036,69	1,08E-04
7	21	0,226	2,53	11,2	1,9923	0,1591	8925,29	4,56E-04
8	21	0,379	2,27	6,0	2,3245	0,2004	12659,96	1,82E-03
9	24	0,595	3,98	6,7	2,2527	0,1923	11983,81	4,24E-03
10	27	0,694	4,52	6,5	2,2691	0,1942	12144,36	5,85E-03
12	30	0,526	3,47	6,6	2,2607	0,1932	12062,72	3,34E-03
13	33	0,377	1,94	5,1	2,4403	0,2128	13612,64	1,93E-03
15	36	0,369	2,89	7,8	2,1600	0,1812	11007,57	1,50E-03
16	39	0,234	1,84	7,9	2,1562	0,1807	10964,86	6,00E-04
17	42	0,292	2,26	7,8	2,1648	0,1818	11060,74	9,43E-04
18	45	0,388	1,57	4,1	2,6566	0,2339	14985,29	2,26E-03
19	48	0,498	2,00	4,0	2,6649	0,2346	15028,35	3,73E-03
20	52	0,213	1,64	7,7	2,1680	0,1822	11095,99	5,03E-04
21	54	0,285	1,45	5,1	2,4514	0,2140	13695,55	1,11E-03
22	57	0,138	0,483	3,5	2,8192	0,2482	15718,04	2,99E-04
23	60	0,179	0,587	3,3	2,8990	0,2548	15997,94	5,13E-04
24	63	0,136	0,637	4,7	2,5196	0,2208	14174,29	2,62E-04

Resultatene viser en varierende K-verdi nedover i brønnen (figur 4.15). De første 6 meterne har en lav konduktivitet før den øker til en topp ved 12 meter. Deretter avtar konduktiviteten igjen ved 18 meter, før det kommer et lengre parti fra 21 til 54 meter hvor konduktiviteten er relativt høy. I dette partiet er det to topper som utmerker seg. Den første ved 27 meter og den siste ved 48 meter. Fra 54 meter og ned til bunnen av brønnen, som er på 63 meter, avtar konduktiviteten igjen, men den er ikke like lav som helt i toppen av brønnen.



Figur 4.15. Beregnet hydraulisk konduktivitet (K-verdi) i brønn 1 på Melhus.

#### 4.4 Vannbalansen for nedbørsfeltet i Elverum

Først ble avrenningen fra feltet (Q) beregnet. Beregning av vektet avrenningsfaktor ( $C_{felt}$ ) er vist i tabell 4.5 og overflatefordelingen er vist i figur 3.19 med grensen til nedbørsfeltet.

Tabell 4.5. Tabell med beregning av vektet avrenningsfaktor for hele nedbørsfeltet.

Overflate	Avrenningsfaktor (C)	Areal m <sup>2</sup> (A)	A <sub>x</sub> /A <sub>tot</sub>	C*(A <sub>x</sub> /A <sub>tot</sub> )
Skog	0,4	15080000	0,75	0,3
Bebygd område	0,8	3900000	0,19	0,152
Myr	0,5	1260000	0,06	0,03
	<b>A<sub>tot</sub></b>	<b>20240000</b>	<b>C<sub>felt</sub></b>	<b>0,482</b>

$$Q = (P - ET) * C_{felt}$$

$$Q = (670 - 387)mm * 0,482 = 136 mm$$

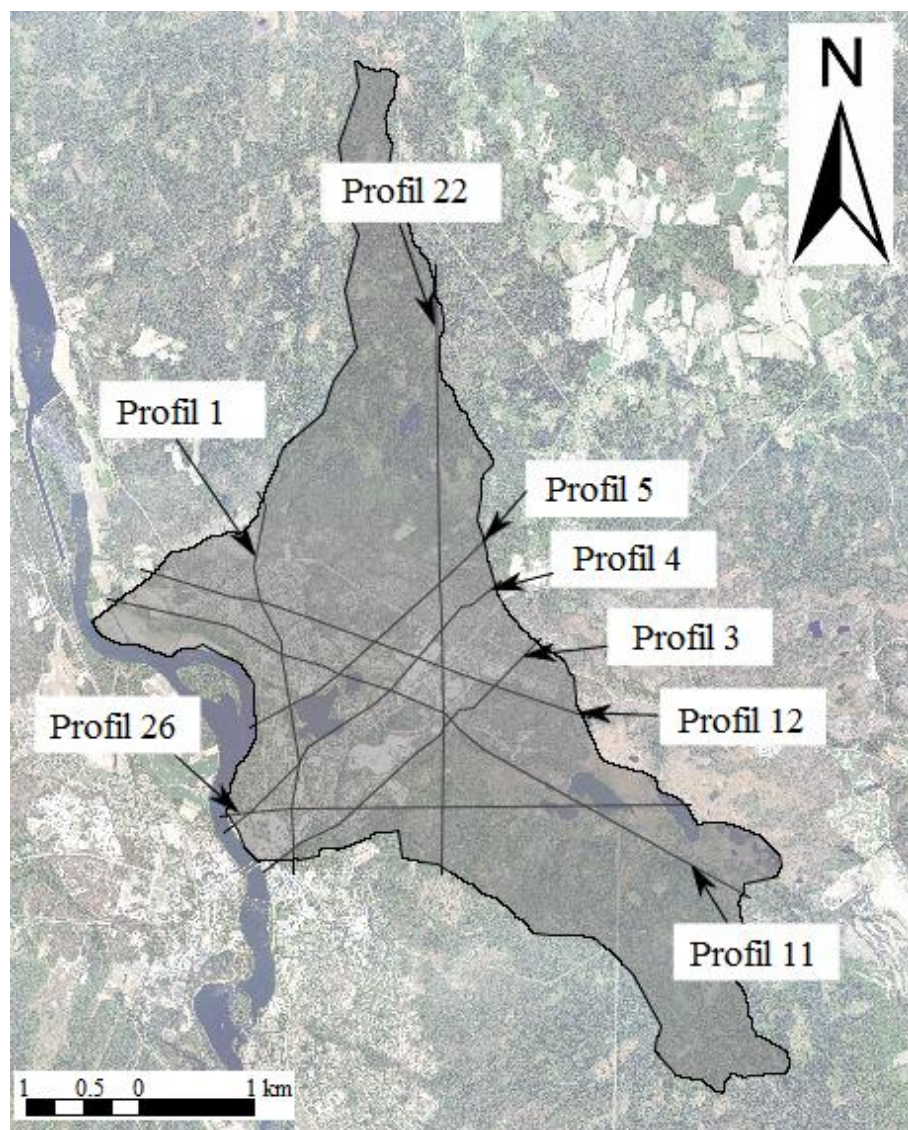
Deretter ble magasinert vann beregnet. Formelen benyttet for beregning av magasinert vann er gjennomgått i avsnitt 3.5.2 og verdiene benyttet i kalkuleringen samt beregnet magasinert vann ( $\Delta M$ ) er listet i tabell 4.6. Beregningene viser en positiv vannbalanse i feltet på 147 mm per år.

Tabell 4.6. Verdier benyttet for å beregne vannbalansen til nedbørsfeltet.

Nedbør (P)	Evapotranspirasjon (ET)	Overflateavrenning (Q)	Magasinert vann ( $\Delta M$ )
670 mm	387 mm	136 mm	<b>147 mm</b>

#### 4.5 3D visualisering av grunnvannsmagasinet i Elverum

I dette avsnittet vil den tredimensjonale modellen av grunnvannsmagasinet i Elverum bli presentert sammen med 8 av 35 profiler tegnet i SubsurfaceViewer. Et oversiktskart over profilene er vist i figur 4.16. Profilene er valgt på grunnlag av plassering i feltet, slik at man får et inntrykk av hvordan grunnvannsmagasinet varierer i området. Noen av profilene går i tillegg gjennom flere punkter med informasjon om tykkelsen til tørr sand, grunnvannet og morenen. I alle profilene er det tegnet et oversiktskart som viser hvor profilet går. Informasjonspunktene (tabell 3.6) er markert med ID-nummer og bunnen til de ulike lagene er markert med S (tørr sand), GV (grunnvann) og MO (morene). Trekantene i profilene markerer lagenes dybde i kryssende profiler ved dette punktet. Større bilder av de 8 profilene er lagt ved i digitalt vedlegg A og hele prosjektfilen til modellen er lagt ved i digitalt vedlegg C.

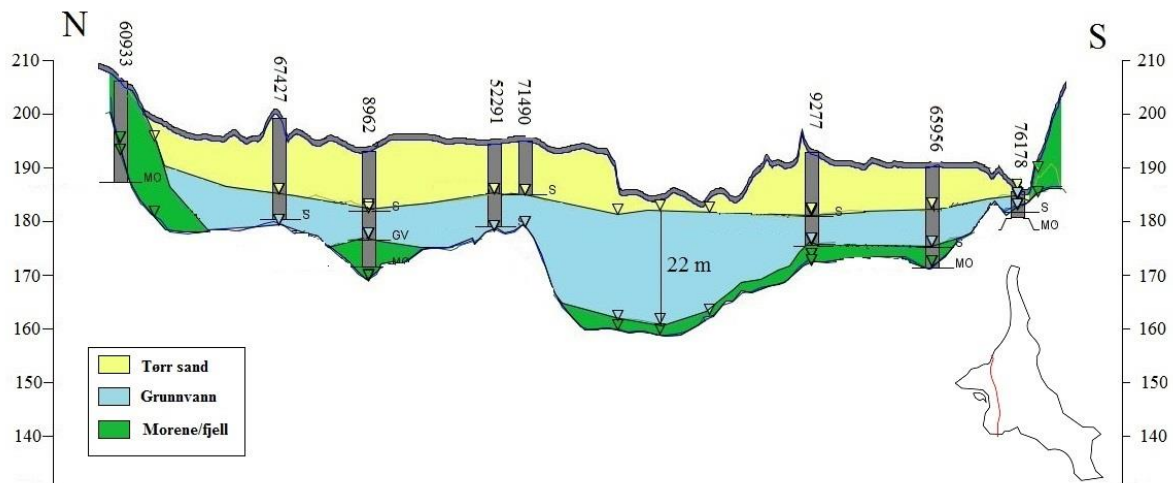


Figur 4.16. Oversiktskart over 8 av 35 profiler i SubsurfaceViewer.

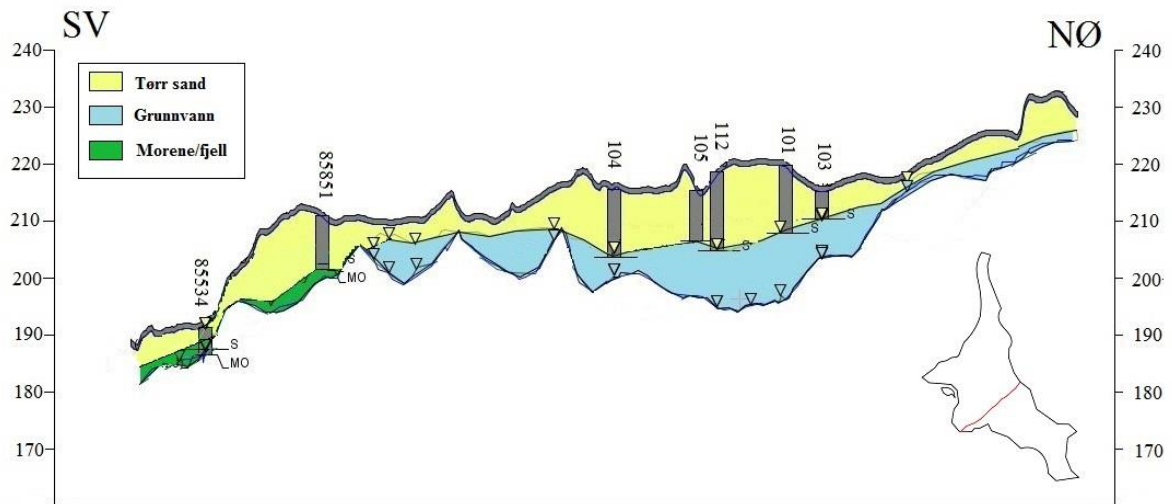
Profil 1 viser morene i deler av bunnen i profilet samt på begge sidene (figur 4.17). Grunnvannsstanden holder seg relativt lineær langs hele profilet. I midten av profilet er grunnvannsstanden bare noen meter under overflaten og mektigheten er stor, 22 meter. I dette området går profilet like vest for Sagtjernet.

Profil 3, figur 4.18, går langs ryggen i grustaket på Ydalir hvor det ble gjort georadarundersøkelser høsten 2015 (punkt 104, 105, 112, 101 og 103). Grunnvannsspeilet følger topografien i stor grad og tynner ut mot nordøst. I sørvest er profilet like ved Kristiansfjell og det er morene under den tørre sanden. Det er ikke registrert noe grunnvann i løsmassene her.

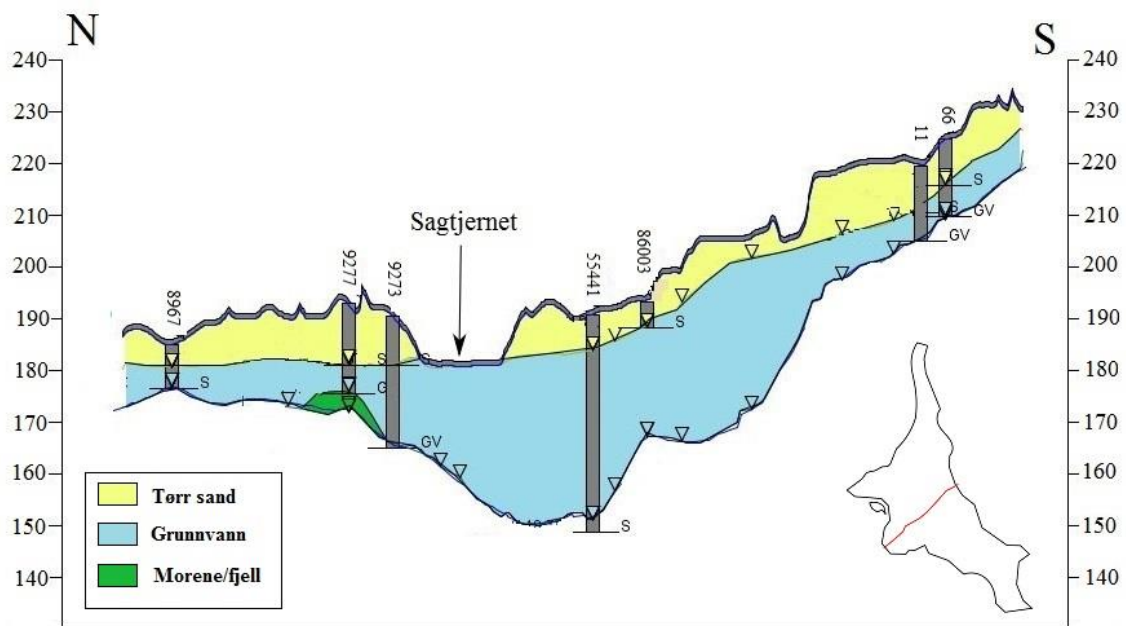
Profil 4 krysser nedbørsfeltet diagonalt og går gjennom Sagtjernet. Den største mektigheten til grunnvannsmagasinet i profilet finner man i området rundt Sagtjernet, se figur 4.19. Her har det en mektighet opptil 33 meter, før det tynnet ut både nord- og sørover. Grunnvannstandsmålingene i brønn 9273 og 9277 tydet på at Sagtjernet viser grunnvann i dagen.



Figur 4.17. Profil 1. Profilet har en vertikal overdrivelse på 20.

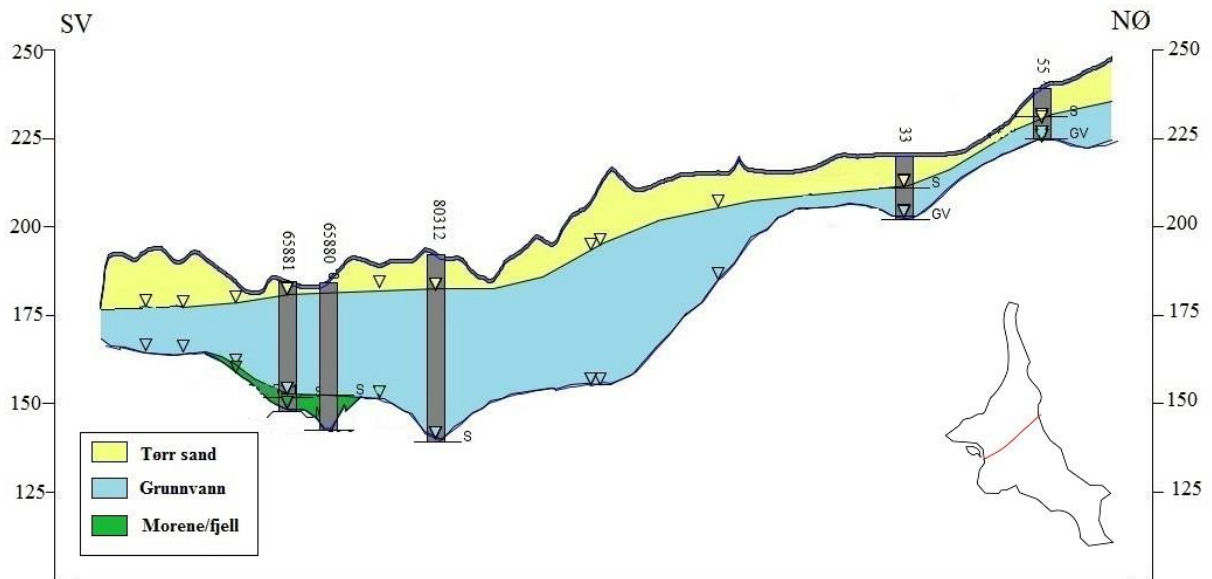


Figur 4.18. Profil 3. Profilet har en vertikal overdrivelse på 20.

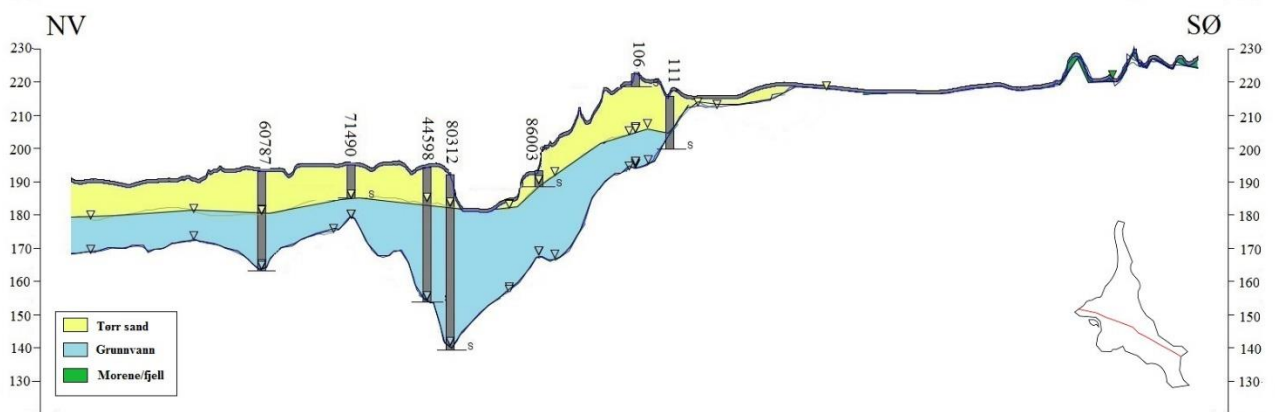


Figur 4.19. Profil 4. Profilet har en vertikal overdrivelse på 20.

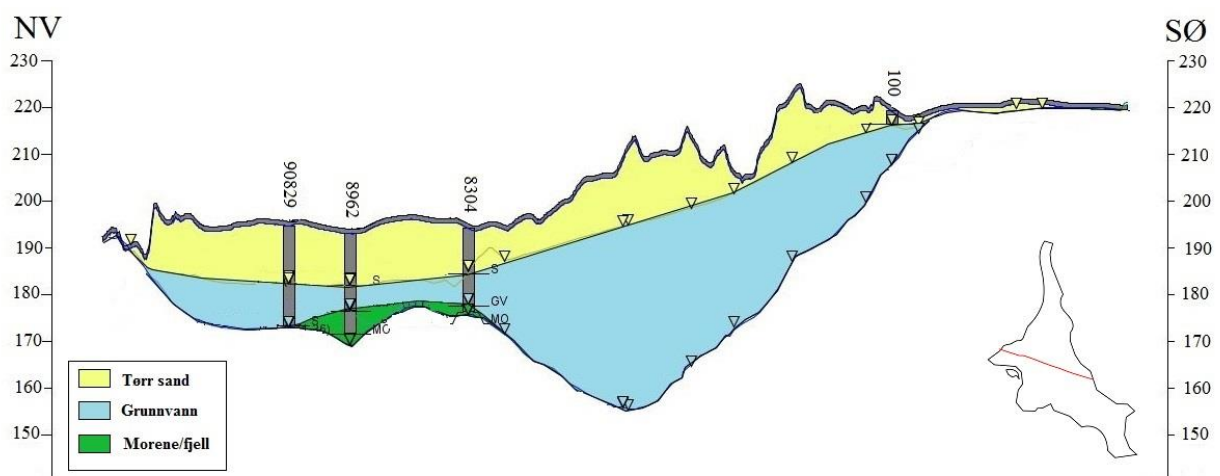




Figur 4.20. Profil 5. Profilet har en vertikal overdrivelse på 10.



Figur 4.21. Profil 11. Profilet har en vertikal overdrivelse på 20.



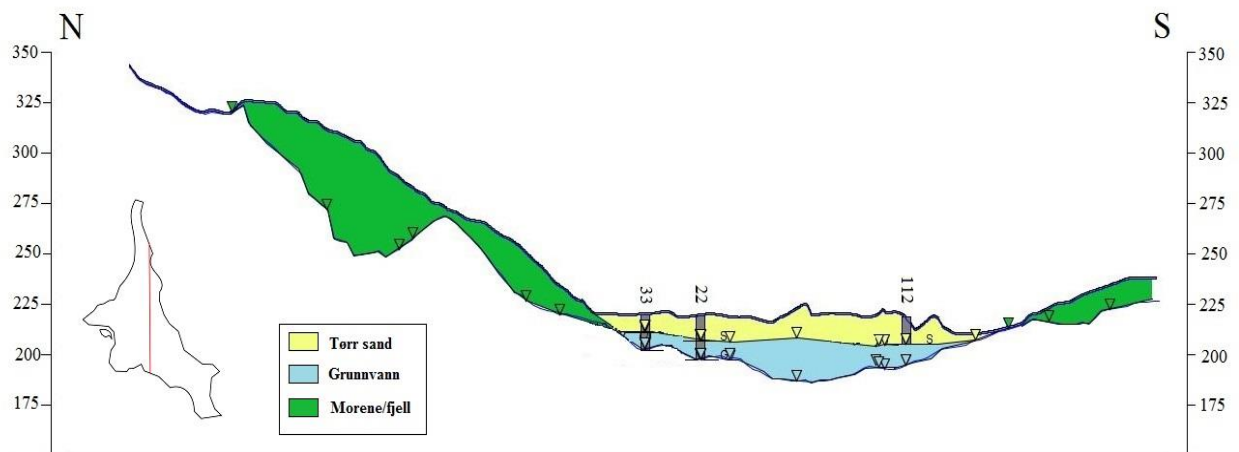
Figur 4.22. Profil 12. Profilet har en vertikal overdrivelse på 20.



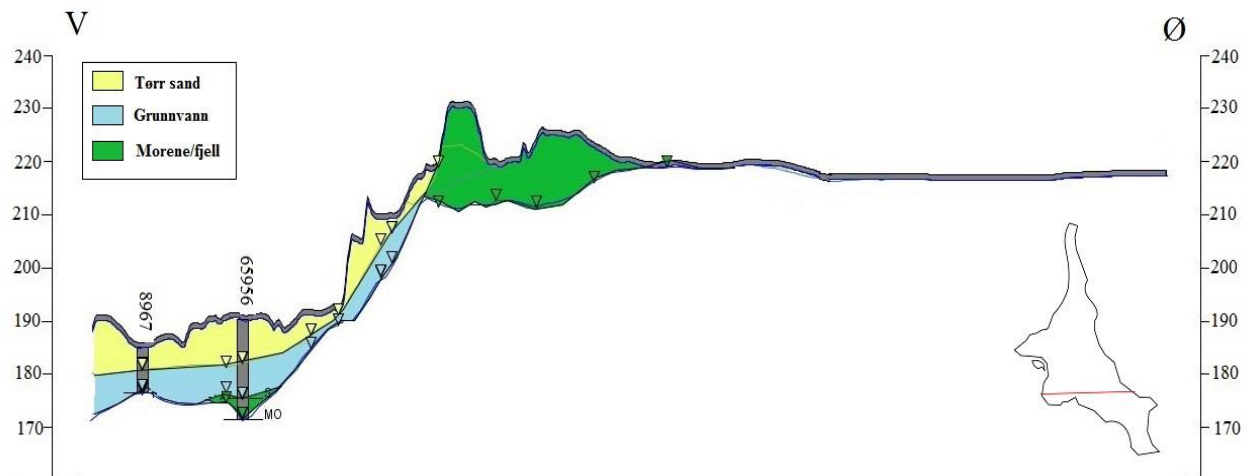
Profil 5 går fra Glomma i sørvest og man ser grunnvannsspeilet følger terrenget gjennom hele profilet, se figur 4.20. Den største mektigheten finner man ved borehull 80312 (fjellbrønn) hvor det er 54 meter til fjell. Borehullet er plassert i den nordvestlige enden av Vesletjernet.

Figur 4.21 viser profil 11. Her kommer grunnvannet frem i dagen ved Vesletjernet og følger ellers topografien til løsmassene tynnes ut etter målepunkt 111. De største løsmassemektighetene er å finne under Vesletjernet og borehull 80312 hvor det er registrert 54 meter ned til fjell. Profil 12 går gjennom 3 borepunkter hvor to av de, 8304 og 8962, har informasjon om dyp til grunnvannsspeilet. Etter borehull 8304 øker tykkelsen på løsmassene opp mot målepunkt 100. Grunnvannet følger også her topografien i området og er tolket til å ikke være tilstede etter målepunkt 100 hvor det kun er tynne lag med løsmasser.

Profil 22 (figur 4.23) viser morene i begge sidene til nedbørsfeltet og fordypning i midten hvor det er permeable løsmasser. Grunnvannstanden i løsmassene er relativt flat og følger terrenget. Målingene i profilet kommer fra refraksjonsseismikk (22 og 33) og georadarundersøkelsen høsten 2015 (112). Profil 26, figur 4.24, viser et grunnvannsnivå som går fra Glomma i vest og følger terrenget østover. I midten av profilet kommer det opp en topp som består av morenemateriale. Etter toppen tynner løsmassedekket ut og det er fjell i dagen.

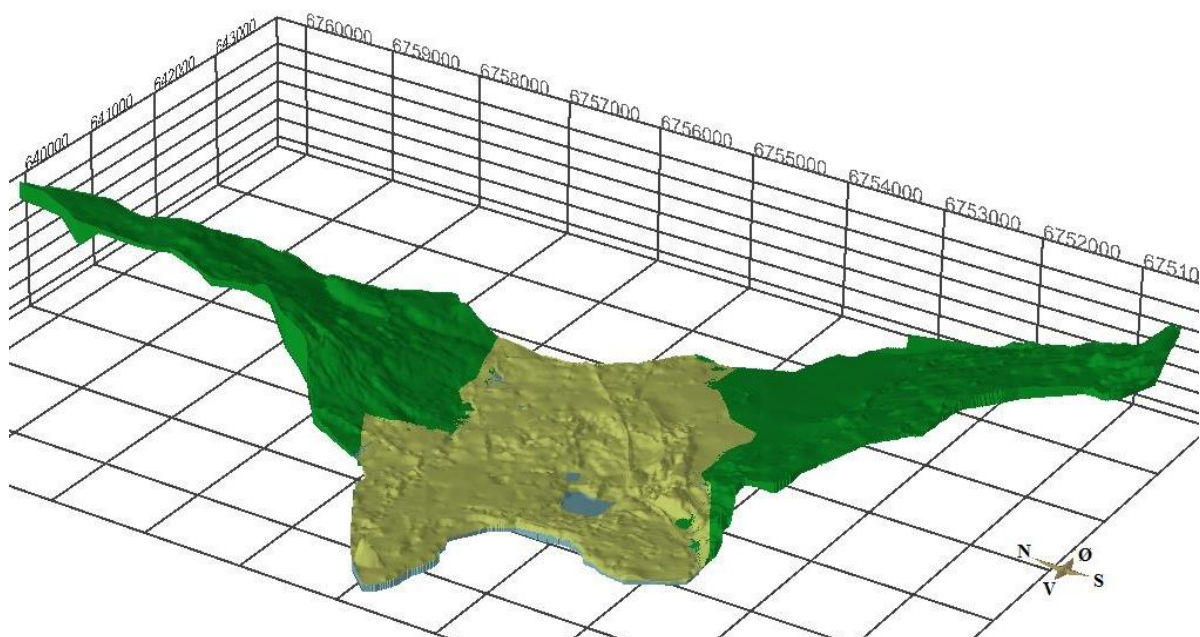


Figur 4.23. Profil 22. Profilet har en vertikal overdrivelse på 10.

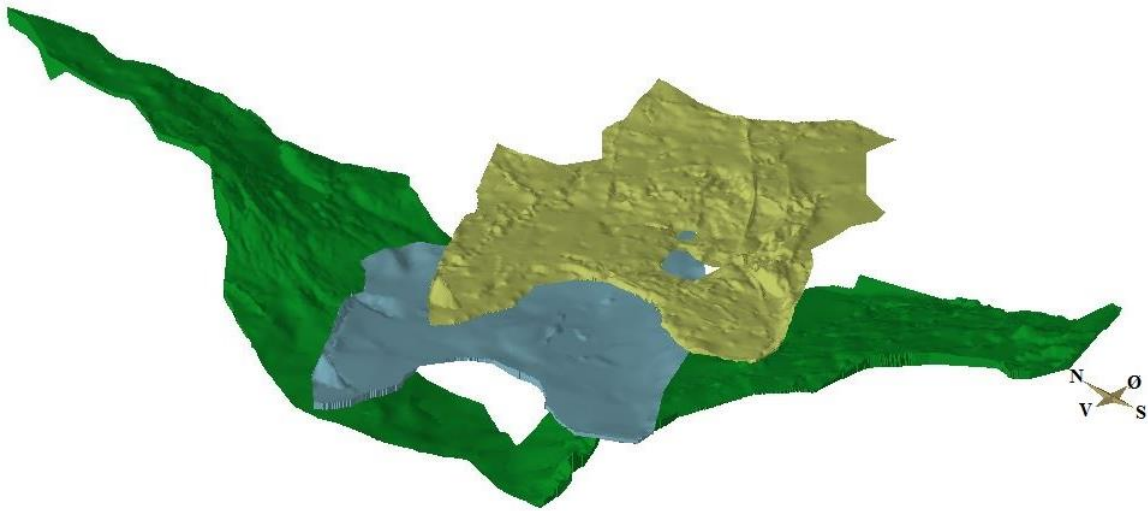


Figur 4.24. Profil 26. Profilet har en vertikal overdrivelse på 20.

Den ferdige modellen er vist i figur 4.25. Her ser man at Sagtjernet og Vesletjernet er vist som grunnvann i dagen. Modellen har en skålformet fasong med fjell og morene på nord- og sørsiden. Grunnvannsmagasinet er plassert i midten av området, dekket av tørr sand. Magasinet er tykkest i området under Sagtjernet og Vesletjernet. De tre lagene kan tas fra hverandre for å studer hver enkelt av de, dette er vist i figur 4.26. Volumet til grunnvannsmagasinet ble beregnet til å være 88692881 m<sup>3</sup>.



Figur 4.25. Fullstendig modell i 3D, sett fra vest. Figuren har en vertikal overdrivelse på 5.



*Figur 4.26. Fullstendig modell tatt fra hverandre, her ser man hvert lag med både en vertikal og horisontal forskyvning. Figuren har en vertikal overdrivelse på 5.*

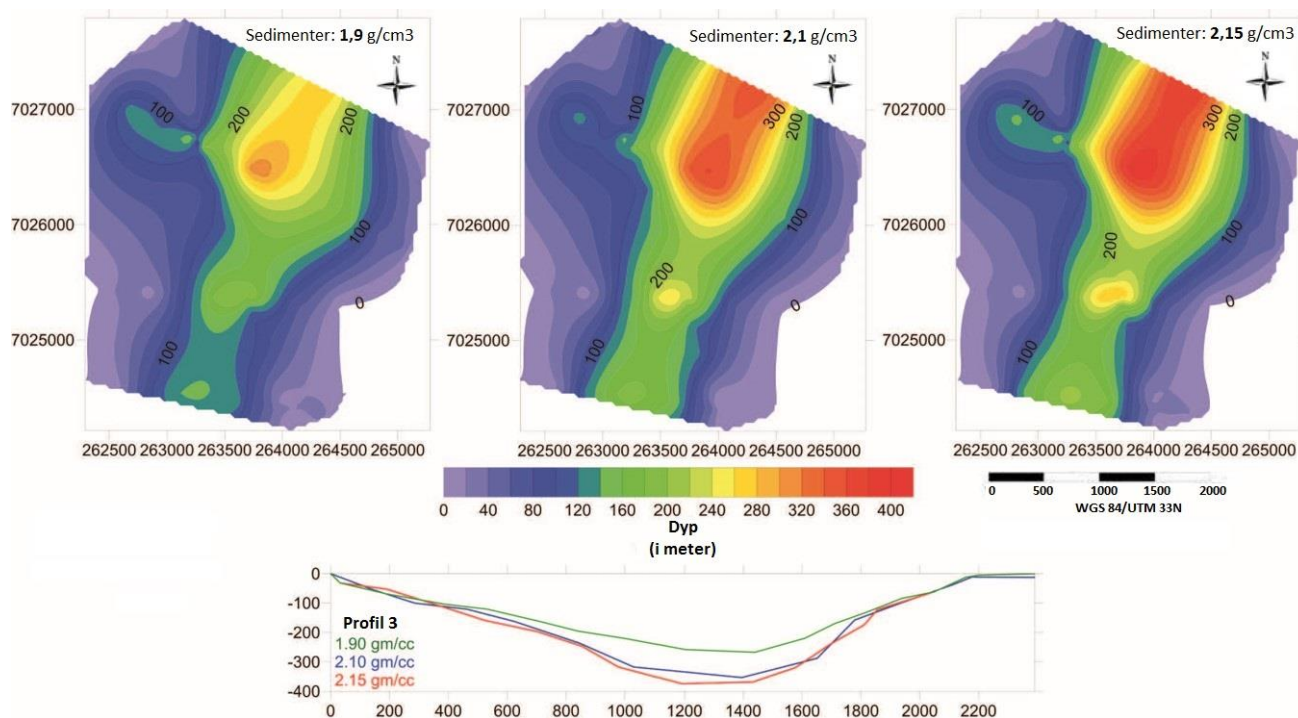


## 5. Diskusjon

### 5.1 Geofysiske metoder

#### 5.1.1 Gravimetrimålingene i Melhus

Gravimetriresultatene må sees på med en viss skepsis og gir ikke et entydig resultat på hvor dyp Gauldalen er rundt Melhus sentrum. Det er mye korrelering som inngår i tolkningen av dyp til fjell. Den mest usikre parameteren i beregningen av dyp til fjell er den antatte tettheten til sedimentene. Som vist i figur 5.1 vil høyere tetthet på massene gi større dyp til fjell. Det skiller nesten 100 meter mellom tolket dyp når det benyttes en tetthet på  $1.9 \text{ g/cm}^3$  kontra en tetthet på  $2.15 \text{ g/cm}^3$ . Man kan dermed feilberegne dypet med flere titalls meter. Usikkerheten i tettheten kan gi en variasjon på  $\pm 25$  meter i dyp til fjell (Tassis et al. 2016). Borehullene langs profil 4 går ikke helt til fjell. Disse gir derfor bare en minimumsverdi til hvor dypt det er til fjell.



Figur 5.1. Gravimetriresultater etter tolkning. Det er brukt 3 ulike tettheter til sedimentene (Modifisert etter Ramstad et al. (2016)).

Gravimetri gir ingen informasjon om lagdelingen i området og bør derfor suppleres med andre geofysiske data. I Melhus ble resultatene sammenlignet med seismikkprofiler fra Sindre (1980), resistivitetsmålinger fra Solberg et al. (2014) og 7 borehull med dyp til fjell (tatt fra

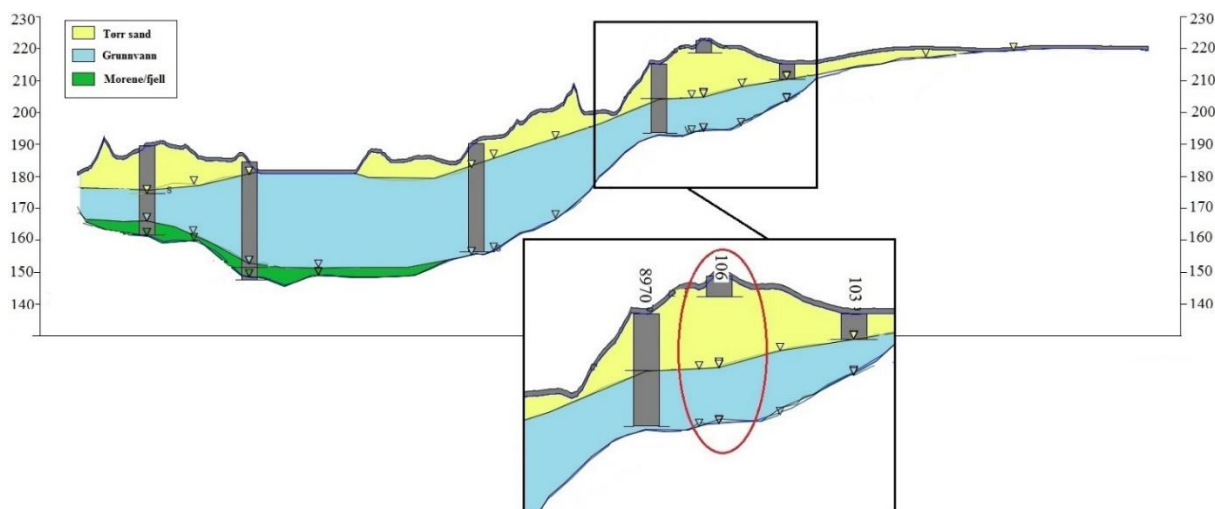
GRANADA) for å finne den mest sannsynlige dybden (Tassis et al. 2016). Det ferdige resultatet fra gravimetrimålingene viser imidlertid en god antakelse på fordelingen av sedimentene i undersøkelsesområdet. Gravimetri er også av de beste metodene man har for å estimere tykkelsen til sedimenter. Den er billig og kan enkelt gjennomføres i urbane områder, noe som er gunstig for både Melhus og Elverum.

### **5.1.2 Georadar i Elverum**

Georadar kan ikke si noe om kornfordeling og materialsammensetning og bør suppleres med grunnboringer for å kalibrere resultatene. For å konvertere profilene fra tid til dyp må man vite hastigheten til radarbølgene. For å gjøre en hastighetsanalyse trenger man tydelige hyperbler eller borehullsdata. Slike var ikke tilgjengelige i denne undersøkelsen og den estimerte bølgehastigheten er derfor noe usikker. Det ble gjort en antakelse om at bunnen av sandtaket ved Ydalir lå like over grunnvannspeilet. Profilene ble derfor hastighetsjustert til å gi riktig dybde til vannspeilet noe som resulterer i at dybden til fjell ligger noe dypere enn det faktisk er (Larsen et al. 2016). Dette vil derfor være en feilkilde til de punktene som ble laget i forbindelse med beregningen av dyp til fjell.

Det var varierende kvalitet på radiogrammene fra feltarbeidet høsten 2015. Langs Glomma er resultatene påvirket av infrastrukturen i området (Larsen et al. 2016) og det var dermed vanskelig å identifisere skillet mellom tørre og våte masser samt overgangen til fjell.

For profil 77 (figur 4.9) ble grunnvannet tolket til å ligge 4 meter under overflaten i den sørøstlige enden av profilet. Dette er trolig en feil tolkning og grunnvannspeilet ligger sannsynligvis dypere. Når informasjonen fra alle profilene ble satt sammen i SubsurfaceViewer skilte dette punktet seg ut med en grunnvannstand som var mye høyere enn de omkringliggende punktene, se figur 5.2. Det ble derfor valgt å se bort ifra dette punktet under tegningen av profiler i SubsurfaceViewer. Feilen i målingen kan skyldes forstyrrende infrastruktur i området.



Figur 5.2. Punkt 106 i profil 13. Punkt 106 (rød sirkel) viser til georadarmålingen ved 0 m i linje 77. Her er grunnvannet vurdert til å ligge lavere enn hva som ble tolket fra georadarprofilet. Valget ble gjort på grunnlag av dyp til grunnvannsspeil i nærliggende punkter.

## 5.2 Beregning av K-verdi

### 5.2.1 Kornfordelingsanalyser

For å kunne si noe om representativiteten av de beregnede K-verdiene må man først se på hvor representative prøvene som blir brukt i beregningene er. Prøvene i Melhus og Elverum ble hentet ved vannspyling fra rotasjonsboring. Andersson et al. (1984) beskriver studie gjort av Perers (1973) hvor ulike prøvetakningsmetoder for en glasifluvial avsetning i Skåne ble sammenlignet. Det ble tatt en uforstyrret slangekjerne på 28 m som referansemateriale. Ved å sammenligne kornfordelingskurven fra spylevannsprøven fra rotasjonsboringen med referansematerialet (figur 5.3) ser man at materialet virker mer sortert enn hva det er i virkeligheten (Andersson et al. 1984). Både finstoffet og det grovere materialet er underrepresentert i prøven. Dette kommer av at det grove materialet knuses av borkronen og at filteret i observasjonsbrønnene stopper de groveste kornene. Finstoffet forsvinner med overskuddsvannet fra spylingen og blir dermed ikke en del av prøvematerialet (Colleuille et al. 2004b).

Andersson et al. (1984) anbefaler at prøvetakningen tas via rørboring med en spiss med hull store nok til å transportere kornene i massen. Det bør benyttes luft til spylingen fordi det er mye finmateriale som tapes ved vannspyling.



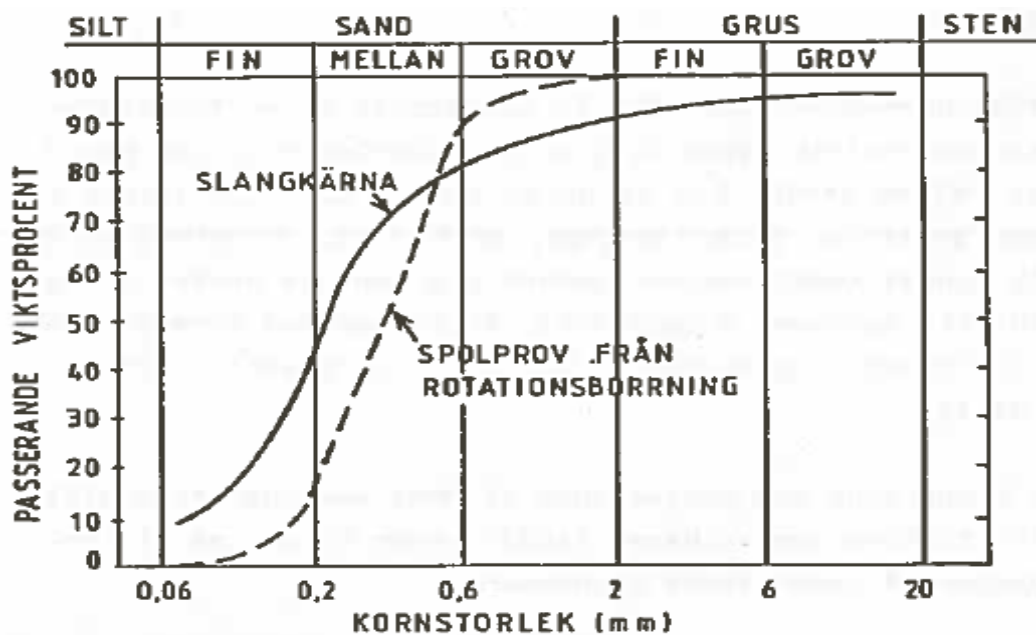


Fig 7.6 Olika provtagningsmetoder, 19 - 21 m.

Figur 5.3. Kornfordelingskurver av samme materiale, innhentet ved to ulike metoder. Den stipla linjen viser kornfordelingskurven for spyleprøven fra rotasjonsboringen mens den heltrukne viser kornfordelingskurven fra kjerneprøven (Andersson et al. 1984).

En annen potensiell feilkilde er at antall prøver ikke er representative for grunnvannsmagasinet (Colleuille et al. 2004b). Det kan være lokale variasjoner i løsmassene og det er derfor hensiktsmessig med flere prøver fra ulike steder for å kunne si noe om hele magasinet. Både fluviale og glasifluviale avsetninger kan ha store lokale variasjoner i kornstørrelse på grunn av lagdelingen i avsetningene

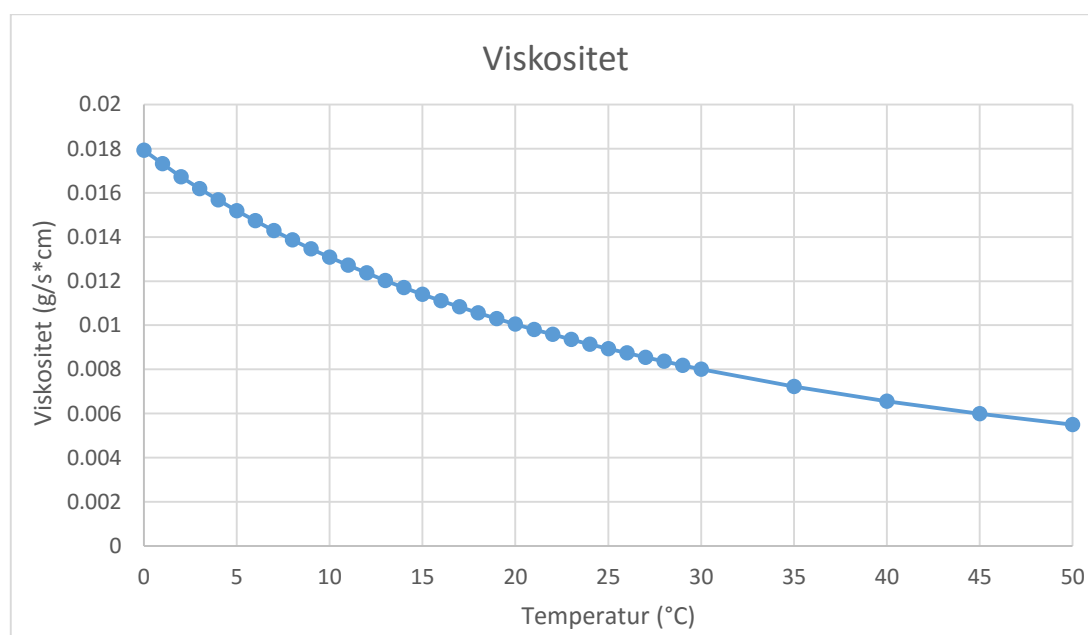
### 5.2.2 Bruk av Gustafssons metode

Gustafssons metode er, sammen med Hazen, en av de mest brukte ligningene for estimering av hydraulisk konduktivitet. I motsetning til Hazen er det ikke noe krav om at sorteringsgraden må være under 5 og metoden er mer komplisert. Colleuille et al. (2004) har gjort beregninger med begge metodene og fant et begrenset avvik mellom resultatene. En hydrogeologisk undersøkelse som ble gjort i forbindelse med energilagring ved Akkerhaugen, presenterte beregninger gjort med både Hazen og Gustafssons metode. Metodene viste kun små avvik fra hverandre (De Beer & Ramstad 2008).

Det er mange ulike metoder for beregning av hydraulisk konduktivitet. Odong (2007) har sammenlignet flere metoder. Resultatene viste at Kozeny-Carmans formel ga den beste estimeringen, etterfulgt av Hazen. Gustafssons metode var ikke inkludert i dette studiet.

I Gustafssons metode har  $d_{10}$  en sentral rolle siden den opphøyes i andre potens ved beregning av den hydrauliske konduktiviteten. Metoden vil derfor være veldig sensitiv til riktig avlesning av siktekurven. Eksempelvis vil en prøve med avlest  $d_{10}$  på 0,3 mm egentlig ha en  $d_{10}$ -verdi mellom 0,05-0,55, om man regner en avlesningsfeil på 0,25 mm. Antar man samme  $d_{60}$ -verdi (1,15 mm) vil K-verdien kunne variere mellom  $1,4 \cdot 10^{-5}$  til  $5,1 \cdot 10^{-3}$  m/s. Det vil derfor være en stor usikkerhet knyttet til manuell avlesning av kornfordelingskurver.

En annen potensiell feilkilde er at antakelsene i de empiriske formlene ikke er tilfredsstillende. Gustafssons metode antar at temperaturen på vannet er 10 °C, men grunnvannet i Melhus har en temperatur på rundt 7-10 °C (Riise 2015) og i Elverum ligger temperaturen rundt 5-6 °C (Kalskin & Hilmo 1999). Temperaturforskjellen er ikke spesielt stor men har en påvirkning på viskositeten til vannet (figur 5.4). Vann ved 10 °C har en viskositet på 0.013 g/s\*cm mens vann på 6 °C har en viskositet lik 0.015 g/s\*cm (Fetter 2001). Det kaldere vannet vil derfor flyte saktere enn hva man har antatt og den hydrauliske konduktiviteten vil dermed være noe lavere i virkeligheten enn hva som er estimert. Det vil derfor kunne være nyttig å korrigere beregningene med tanke på viskositeten til vannet. Dette er ikke gjort i forbindelse med utregningene i denne oppgaven.



Figur 5.4. Viskositeten til vann ved ulike temperaturer. Figuren er modifisert etter Fetter (2001).

### 5.2.3 *K-verdi for sedimentprøvene fra Melhus (brønn 1)*

For disse beregningene er avlesningsfeilen fra kurven minimalisert ved å benytte ettpunktsformelen, se avsnitt 3.4.2. Beregningene er ikke representative for hele akviferen men de gir en indikasjon på lagdelingen og hvor godt vannet strømmer innenfor lagene.

Figur 4.15 viser hvordan den hydrauliske konduktiviteten varierer med dypet i brønnen. Dette er en lukket akvifer og man ser at det er et tettere lag i toppen, med en lav hydraulisk konduktivitet. Ved å studere beregningene ser man at det er to områder som utmerker seg som godt egnet til å sette filter. Den første ved 27 meter under overflaten, hvor det er beregnet en K-verdi på  $5.85 \cdot 10^{-3}$  m/s, og den andre ved 48 meter under overflaten, hvor det er beregnet en K-verdi på  $3.73 \cdot 10^{-3}$  m/s. Resultatene viser godt permeable masser fra 21-54 meter under overflaten (figur 4.15). Det anbefales å sette filter fra 54 meter og opp, selv om K-verdien er høyere ved 27 meter. Om filteret settes lengre ned i akviferen vil man kunne tillate større senkning i brønnen og man får utnyttet større deler av grunnvannsmagasinet. Under 54 meter ser man av figur 4.15 at det igjen er tettere masser som ikke egner seg til filtersetting.

### 5.2.4 *K-verdi for sedimentprøvene fra Elverum*

Det er generelt mangelfull informasjon om kornfordelingen i løsmassene i Elverum. Det er få kornfordelingsanalyser i området og det vil derfor være en usikkerhet knyttet til hvor representative prøvene er for hele grunnvannsmagasinet. For prøvene tatt ved Sagtjernet er det ikke funnet noen siktekurver for de øverste 16-20 metrene av borehullene og ved Grindalsmoen er det ikke registrert noe fra de 7-8 øverste meterne (Gaut et al. 1981).

Siden prøvene ble lest av manuelt vil det kunne være en beregningsfeil i resultatene på grunn av dette, se avsnitt 5.2.2. Det er vanskelig å få lest av helt korrekt, spesielt når grafene ikke er digitale. Avlesningsfeilen ble målt opp på grafen og det må regnes en feil mellom 0-0,25 mm.

I Elverum ble det hydrauliske konduktiviteten beregnet til å være mellom  $2.63 \cdot 10^{-5}$  -  $4.01 \cdot 10^{-3}$  m/s, med en gjennomsnittlig K-verdi på  $1.37 \cdot 10^{-3}$  m/s. Gjennomsnittsverdien ligger i den øverste sjiktet for sand og det nederste for grus og det vil være gode strømmingsegenskaper i massene.

Ved å studere variasjonen i K-verdien for prøvene i Elverum (

figur 4.14) ser man at det er tatt tre prøver ved ca. 8 m under overflaten på Grindalsmoen som viser svært forskjellig verdi for hydraulisk konduktivitet.  $5,85 \cdot 10^{-5}$ ,  $3,54 \cdot 10^{-4}$  og  $2,61 \cdot 10^{-3}$  m/s. Dette kommer trolig av at det er lokale variasjoner i avsetningen. Variasjonene kan også komme

av feil i prøvetakingsmetoden, se avsnitt 5.2.1. Resten av prøvene fra Grindalsmoen viser god hydraulisk konduktivitet mellom  $1,73 \cdot 10^{-3}$  og  $3,04 \cdot 10^{-3}$  m/s.

Prøvene tatt ved Sagtjernet viser større variasjoner i K-verdi. Det ser ut til å være en generell trend med tettere masser mellom 16-19 meter under bakken, og mer permeable masser fra 20 ned til 24,5 meter. Dette kan komme av lagning i sedimentene fra avsettingsprosessen. Prøvene viser også variasjoner i K-verdi ved samme dyp, eksempelvis ved 19,5-20 meter under overflaten. Variasjonene kan komme av de samme årsakene som omtalt i avsnittet ovenfor.

### **5.3 Samspill elv og grunnvannsmagasin**

#### **5.3.1 Glomma og grunnvannsmagasinet i Elverum**

Det var antatt at det skulle finnes lengre dataserier med målt grunnvannstand i området, men det var dessverre ikke tilfelle. Under feltarbeidet ble det kun funnet en gunstig observasjonsbrønn i området, noe som gjorde det vanskelig å studere samspillet mellom Glomma og grunnvannsmagasinet. Vannverket i Elverum hadde heller ikke dataserier med grunnvannsmålinger i sine brønner. Feltarbeidet viser viktigheten med å ikke stole blindt på informasjonen man finner i store databaser som GRANADA. Det var kun 3 av totalt 12 brønner som kunne benyttes til overvåkning av grunnvannsnivået.

Brønnen som ble funnet lå 800 meter unna elva og vil derfor ha en viss faseforskyvning i forhold til vannstanden i elva. Den ligger også rett ved Stavåsbekken og kan bli påvirket av vannføringen i bekken. Ved måletidspunktet var vannstanden i brønnen lavere enn i bekken, noe som tyder på at bekken ikke er i kontakt med grunnvannet. Målingen ble tatt like etter at snøen hadde forsvunnet og det manglende samsvaret kan skyldes frost i bakken som hindret infiltrering av vannet. Det ble dessverre ikke tid til å samle inn gode dataserier for grunnvannstanden i denne brønnen. Samspillet mellom elv og grunnvannsmagasin blir derfor vurdert ut fra tidligere studier.

Akviferen i Elverum er en åpen akvifer som trolig står i direkte kontakt med Glomma. Den hydrauliske konduktiviteten som ble funnet for massene, se avsnitt 5.2.4, viser en gjennomsnittlig verdi på  $1,37 \cdot 10^{-3}$  m/s noe som tilsier at vann vil strømme relativt lett gjennom massene. Det vil trolig ikke være lang responstid mellom grunnvannsnivået og vannstanden i elva, men det avhenger av hvor permeabel elvebunnen er i området. Man kan anta at vannstanden i elva vil påvirke grunnvannstanden i stor grad, spesielt i områdene nært elva.

Studier gjort på Grindalsmoen av Bryn (1980) viser at elva mates av akviferen. Grindalsmoen ligger på vestsiden av Glomma i forhold til interesseområdet og begge grunnvannsmagasinen består av de samme fluviale og glasifluviale avsetningene. Man kan dermed forvente å finne tilsvarende oppførsel i grunnvannsmagasinet i interesseområdet. Siden Glomma ligger i bunnen av dalen og skiller de to grunnvannsmagasinen, vil trolig begge ha en grunnvannsstrømning mot elven.

I forbindelse med en prøvepumping på Terningmoen (Rohr-Torp 2003), sør for Grindalsmoen, ble det gjort observasjoner av samspillet mellom Glomma og akviferen. Resultatene viste at vannstanden på Terningmoen ble styrt av vannstanden i Glomma og at grunnvannet har en sørøstlig strømningsretning, mot Glomma. Generelt var senkningen i grunnvannsstanden liten gjennom hele pumpeperioden (1.april-20.juni). Til og med i perioden april til starten av mai, er senkningene i peilerørene svært lave. I denne perioden er grunnvannstanden generelt lav på grunn av mangel på nydannelse av grunnvann og lav vannføring i elven. Den lave senkningen tyder på at magasinkoeffisienten er stor.

Observasjoner gjort på vannverket i Elverum viser at grunnvannstemperaturen ikke er påvirket av temperaturen i Glomma fordi grunnvannet strømmer mot elva. Temperaturen holder seg stabil mellom 5,5-6.3 °C (se avsnitt 2.5.2) og er dermed gunstig til bruk i en varmepumpe basert på oppumpet grunnvann.

Colleuille et al. (2004a) la frem en analyse av interaksjonen mellom et grunnvannsmagasin på Rena i Hedmark og Glomma. Rena ligger oppstrøms for Elverum og grunnvannsmagasinet består også her av glasifluviale og fluviale avsetninger. På Rena ble det observert god kommunikasjon mellom elva og grunnvannsmagasinet. Vannstandvariasjoner i elva forårsaket samsvarende variasjoner i grunnvannsnivået. Det ble observert en faseforskyvning på 2 timer mellom endringene i Glomma og grunnvannet. Dette indikerer at avsetningen består av grove materialer med høy permeabilitet og porøsitet. Avsetningene på Rena er relativt like de man finner i Elverum og man kan anta at grunnvannsmagasinet i Elverum vil ha mange likhetstrekk med magasinet på Rena.

Det er imidlertid ikke nok tilgjengelige data i den østlige delen av Elverum sentrum til å konkludere med at dette grunnvannsmagasinet oppfører seg på samme måte som magasinene som er studert på Rena, Grindalsmoen og Terningmoen. For å kunne konkludere med at også dette grunnvannsmagasinet mater elva, må man gjennomføre en grundigere undersøkelse av samspillet mellom elv og grunnvannsmagasin. Her bør man sammenligne vannføringen i

Glomma med grunnvannstanden i flere observasjonsbrønner plassert på forskjellige steder i akviferen og se etter like trender og eventuelt faseforskyvninger. Det bør også tas flere sedimentprøver fra området for å beregne de hydrauliske egenskapene. Samt en prøvepumpning for å se på vanngiverevnen til magasinet.

### 5.3.2 *Gaula og grunnvannsmagasinet i Melhus*

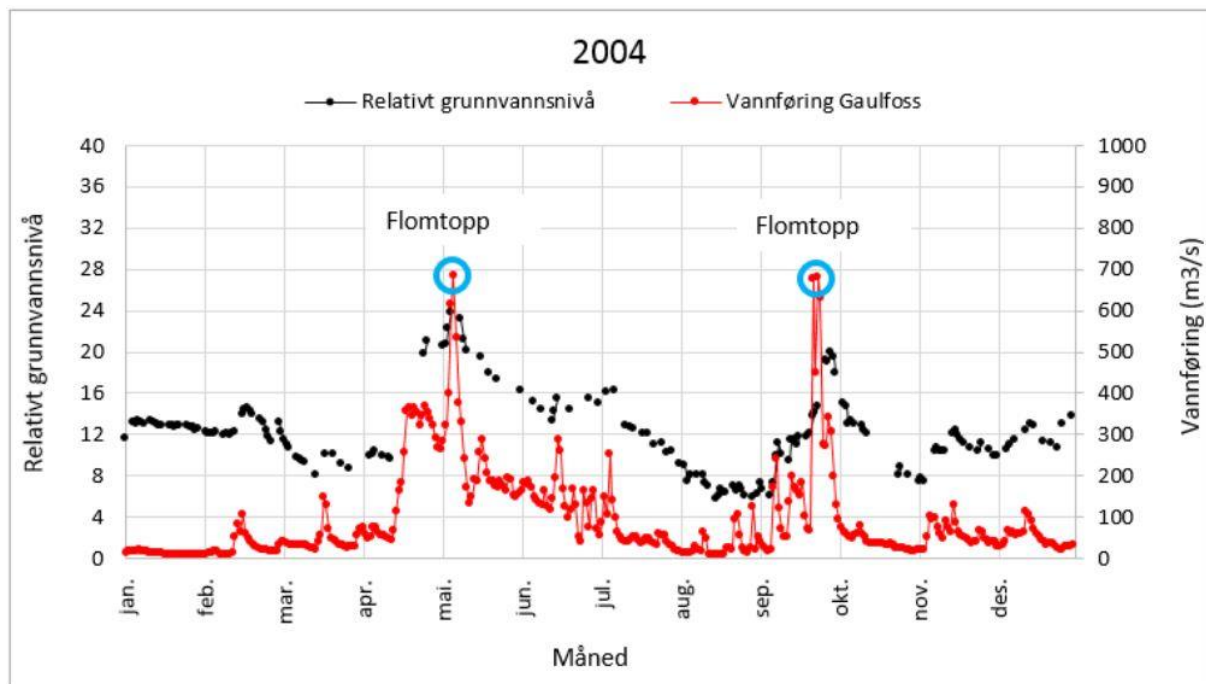
Det var ønskelig å se på samspillet mellom Gaula og grunnvannsmagasinet i Melhus. Det ble satt ut loggere i brønnene som ble boret før årsskiftet, i forbindelse med prøvepumpning av brønnen i Losjeveien 2. Resultatene vil derfor i stor grad være preget av pumpingen og det er dermed ikke hensiktsmessig å sammenligne disse med vannføringen i Gaula. Det ble for kort tid til å få samlet inn data etter prøvepumpingen var avsluttet. Samspillet mellom Gaula og grunnvannsmagasinet vil derfor være basert på observasjonene gjort etter endt boring samt tidligere studier.

Riise (2015) presenterte resultater som viste samsvar mellom vannføringen i Gaula ved Gaulfoss og grunnvannsnivået i Melhus, se figur 5.5. Dette ble tolket som et tegn på kontakt mellom elva og grunnvannsmagasinet. Målingene benyttet i studiet er tatt etter det har blitt pumpet ut vann av magasinet og det er dermed ikke grunnlag til å si noe om pumpeaktivitetens påvirkning på det naturlige grunnvannsnivået. Resultatene viser en svak nedadgående trend i grunnvannsnivået, men dette kan komme av at nedbørsmengden har avtatt i 2013 og 2014 (tabell 5.1). Riise (2015) påpeker at de samsvarende resultatene også kan komme av trykkpåvirkning mellom Gaula og akviferen.

Tabell 5.1. Årsnedbør i Melhus de siste 10 årene. Tabellen viser verdier fra nedbørstasjonen Leinstrand (Trondheim kommune) (eKlima 2016).

År	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Leinstrand (mm)	1015	1482	1087	1205	1027	1385	1254	1132	853	1170





Figur 5.5. Relativt grunnvannsnivå målt ved Melhuset i Melhus og vannføringen i Gaulamålt ved Gaulfoss. Målingene er fra 2004 (Riise 2015).

Vannstandsmålingene tatt på Melhus etter endt boring viser en lavere vannstand i brønn 2 enn i elva. Brønnen er plassert 15 meter fra elva og man skulle forventet en vannstand som var mer samsvarende med vannstanden i Gaula. Denne observasjonen indikerer at det ikke er en hydraulisk kontakt mellom elva og grunnvannsmagasinet ved brønn 2. Grunnundersøkelser fra Lenamelen boligfelt, oppstrøms fra brønn 2, viser et tykt lag (minst 30 meter dypt) med grove masser under et 2-3 meter tykt løsere topplag (Gagnås 2007). Disse undersøkelsene viser at elva og grunnvannsmagasinet er i kontakt oppstrøms for brønn 2.

Forskjellen i vannstand i brønn 2 og Gaula kan komme av at bunnen av elven er tettere i området rundt denne brønnen. I perioder med lav vannføring vil man få sedimentering i elvebunnen og dette kan redusere permeabiliteten kraftig. Infiltrasjon av vann fra eller til akviferen vil derfor også reduseres (Colleuille et al. 2004a). Hvor tett elvebunnen er kan variere langs elveløpet og kan derfor forklare hvorfor det er kontakt oppstrøms for brønn 2.

Ved å studere grunnvannstanden i alle brønnene ligger det relativt flatt mellom brønn nr. 2, 5 og 6 (tabell 4.1). Her ligger vannspeilet mellom 1,6 - 2 moh., før det øker til 4,5 moh. i brønn 1. Dette kan komme av at grunnvannstanden følger topografien opp mot dalsiden ved rådhuset. Men, det kan også indikere at brønnen ved rådhuset står i en annen akvifer enn de andre brønnene. Rådhuset ligger 3 meter høyere over havet enn Losjeveien og brannstasjonen, og

differansen vil mest sannsynlig skyldes terrenget. Målinger gjort av Gjengedal (2016) 17.02.2016 viser imidlertid en lavere vannstand i brønn 1. Her er vannstanden målt til å ligge 2,14 moh. Denne målingen er relativt lik vannstandene målt i de tre andre brønnene. Dette kan tyde på at det har blitt gjort en feil ved måling av grunnvannstand i brønn 1, og at grunnvannsspeilet ligger rundt 2 moh i hele området.

I løpet av våren 2016 blir det målt grunnvannstand i alle brønnene over en lengre tidsperiode. Det vil være mulig å se nærmere på samspillet mellom elv og grunnvannsmagasinet når disse målingene er avsluttet.

#### **5.4 Vannbalanseberegning for nedbørsfeltet i Elverum**

Vannbalansen som er beregnet i denne oppgaven er en forenkling av virkeligheten. Det er antatt et lukket system hvor det ikke kommer vann inn fra sidene i feltet og hvor det heller ikke strømmer vann ut fra feltet. Antagelsen er gjort på grunn av fjelltersklene langs sidene av feltet og mangel på informasjon om hvor mye grunnvann som eventuelt strømmer inn eller ut av feltet. Fjelltersklene vil hindre vann i å komme inn fra sidene. Sprekker i fjellet kan imidlertid tilføre vann til magasinet, men det er ikke tilgjengelige data for å kunne si noe om dette og det er derfor ikke inkludert i beregningene.

Avrenningsfaktoren er inkludert for å ta hensyn til overflateforholdene i feltet. Overflatefordelingen er målt inn ved å studere ortofoto og tilgjengelige kart. Det vil derfor være en viss usikkerhet knyttet til at kartene som er benyttet ikke er helt oppdaterte. Det kan ha blitt gjort utbygginger eller hogst i området som har endret vegetasjonsdekket.

Det er brukt en regional tilnærming når vannbalansen ble beregnet i Elverum. Feltet var for stort til å kunne bruke den rasjonelle formel, som benyttes for felt under 5 ha (Sæterbø et al. 1998). Verdiene brukt i beregningene har også visse usikkerheter. Fordampningen er basert på simuleringer gjort av NVEs HBV-modell og representerer kun en antakelse. Det er også vanskelig å estimere overflateavrenning og grunnvannsdannelse i bebygde områder siden store deler er asfaltert og drenert i andre avløp. Det vil også kunne forekomme lekkasje fra ledninger (Colleuille et al. 2004a).

Ved å studere årsnedbøren i Elverum fra 2006 til 2012 ser man en generell økning (tabell 5.2) fra normalen på 670 mm/år (eKlima 2016). Grunnvannsmagasinet er i tillegg en åpen akvifer med godt permeable masser, og vann vil lett kunne infiltrere ned i magasinet. Nedbørsfeltet er

også stort og vannbalansen er positiv. Man kan derfor anta at det er god nydannelse av grunnvann i feltet. Siden nedbørsmengden ser ut til å øke, vil det trolig være en større nydannelse av grunnvann i fremtiden enn hva som er beregnet, sett at trenden fortsetter. Glomma er også stor i området og vil trolig mate akviferen om grunnvannstanden synker.

Tabell 5.2. Årsnedbør i Elverum fra 2006-2012 . Dataene er hentet fra nedbørstasjonen Elverum-Fagertun (eKlima 2016).

År	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
Nedbør (mm)	858	680	785	817	714	917	1003

Vannbalansen som er beregnet for nedbørsfeltet i Elverum er en forenklet tilnærming og vil ha avvik fra virkeligheten. Det er imidlertid en enkel metode til å få et raskt overblikk over hvor mye vann som er i omløp i området, og om det er nydannelse av grunnvann.

## 5.5 3D visualisering av grunnvannsmagasinet i Elverum

### 5.5.1 Defineringsområde

Modelleringsområdet ble definert manuelt ved å tegne inn et nedbørsfelt hvor hele Ydalir var inkludert. Det ble også sett på dyp til fjell for å finne eventuelle fjellterskler i området som kunne dele opp grunnvannsforkomsten. Glomma ble satt som den nedre hydrauliske grensen i feltet. I dette området er elva bred, 130-460 meter, og det ble antatt at vann ikke vil migrere under elva fra vestsiden. Pumper man i toppen av akviferen på østsiden av elva er det lite sannsynlig at vann vil migrere under elva fra vestsiden. Her vil det heller trekkes inn vann fra elva. Pumper man derimot dypt nede i akviferen vil det kunne komme vann inn fra motsatt side av elva og i det tilfellet vil ikke elva være en hydraulisk grense. For å finne ut om elva er en hydraulisk grense, bør det gjøres en testpumping med observasjon av endring i grunnvannsstand på begge sider av elven.

Fjellterskelen ved Kristiansfjell vil hindre vann i å migrere fra nord til sør (og motsatt). Den deler dermed den østlige delen av Elverum sentrum i to grunnvannsmagasiner som ikke vil påvirkes av hverandre.

Ved bruk av denne metoden blir resultatet i stor grad preget av bakgrunnskunnskapen til og valgene den som lager modellen tar. Man kan derfor få ulike nedbørsfelt om det er forskjellige

personer som tegner de inn. Det vil derfor kunne være en feilkilde knyttet til størrelsen og utformingen på feltet. I denne oppgaven er det tatt hensyn til topografien og det som var tilgjengelig av informasjon i kartet. Det er ikke sett på eventuelle grøfter eller stikkrenner fra Statens vegvesen som kan føre vannet ut av feltet.

### **5.5.2 Dyp til fjell**

For de løsmassebrønnene og sonderboringene som ikke stoppet i fjell ble det lagt til 2 meter fra bunnen av brønnen. Dette ble gjort for å passe på at tykkelsen på løsmassene i området ble med i beregningen av dyp til fjell, men på samme tid ikke introdusere en overestimert dyp til fjell. Ved å ikke inkludere punktene i beregningen av fjelloverflaten, kunne ArcGIS kalkulert en fjelloverflate som var nærmere overflaten enn hva tykkelsen på løsmassene i brønnen tilsier. 2 meter er ikke en spesielt høy økning i et så stort område. Dette er imidlertid en introdusert feil i beregningen av fjelloverflaten og det kan være mye dypere ned til fjell enn antatt i modellen.

Et fiktivt punkt ble lagt inn i nordenden av simuleringsområdet. Dette ble gjort for å dekke hele utstrekningen av modellen. Verktøyet IDV beregner bare innenfor områder med definerte punkter og det var ingen observasjonspunkter i den nordligste enden av nedbørsfeltet. I denne enden er det en fjelltopp og dyp til fjell ble satt til 0.5 meter. Dybden ble vurdert ved å se på punkter i nærheten som alle viste kort avstand til fjelloverflaten, fra 1 til 0 meter. I dette området er det også bare morene og dermed ingen gode muligheter for å benytte grunnvannet. Det blir derfor ikke sett på som en stor feil i modelleringen.

Det er ikke gjort geofysiske undersøkelser øst i interesseområdet ved Damtjernet, Stortjernet og Holmtjernet og det er usikkert om tjernene er i direkte kontakt med grunnvannet. NGU har registrert flere fjellblotninger i området og dermed ble fjelloverflaten beregnet til å være i dagen ved tjernene. Kwartærgeologisk kart over området viser torv og myr over et tynt morenedekke (figur 2.13), noe som indikerer at det ikke er signifikante løsmassetykkelser i området. Trolig er tjernene type 2 innsjøer uten direkte kontakt med grunnvannet, men med overflatetilløp. Det er imidlertid ikke gjort noen studier på om de tre tjernene er i kontakt med grunnvannet eller ikke. Grunnvannsmagasinet kan derfor ha blitt underestimert i denne delen av interesseområdet.

Refraksjonsseismikken fra Løvbergsmoen ble brukt til å lage 7 nye punkter. Dette ble gjort for å øke informasjonsgraden denne delen av interesseområdet. Her var ikke gjort noen boringer eller andre observasjoner tidligere. Det var ikke oppgitt koordinater på profilene og

plasseringen av punktene er derfor ikke være helt korrekte. Det må regnes en feilplassering på 5 - 10 meter fra det satte punktet. Profilene viste imidlertid liten variasjon i dyp til fjell og feilplasseringen vil trolig ikke være en stor feilkilde i modellen.

Beregningen av fjelloverflaten gir kun en indikasjon på hvor stort grunnvannsmagasinet er. Det er en matematisk beregning og representativiteten avhenger av mengden data som finnes i området. Ved å studere profil 3 fra SubsurfaceViewer (figur 4.18), ser man at fjelloverflaten stikker opp som smale tagger flere steder i profilet. Dette kommer av små endringer i fjelloverflaten som ser mye større ut i profilet på grunn av den vertikale overdrivelsen.

### **5.5.3 Valg av modellstruktur**

Det ble valgt å lage en modellstruktur som viste tørr sand over grunnvannsmagasinet med morene i bunnen. Området består i hovedsak av glasifluviale og fluviale avsetninger med noen eoliske avsetninger i dalføret og morene i dalsidene. Glasifluviale og fluviale avsetninger dominerer i den delen av feltet hvor man antar at det er grunnvann. Det er vanskelig å skille disse ved å se på informasjon fra borehull, seismikk og georadar. Begge avsetningene har samme dannelsesmekanikk. De har lagdelinger og kan bestå av de samme kornstørrelsene (sand- og grusfraksjoner). Begge er også sortert etter kornstørrelse. De glasifluviale avsetningene vil kunne vise noe grovere masser, men begge avsetningene er gode vanngivere (Gaut et al. 1981). Det er også vanskelig å skille morene og fjell i seismikk- og georadarundersøkelser. Basert på tolkninger fra tidligere rapporter ble det antatt at de viste fjell og ikke morene.

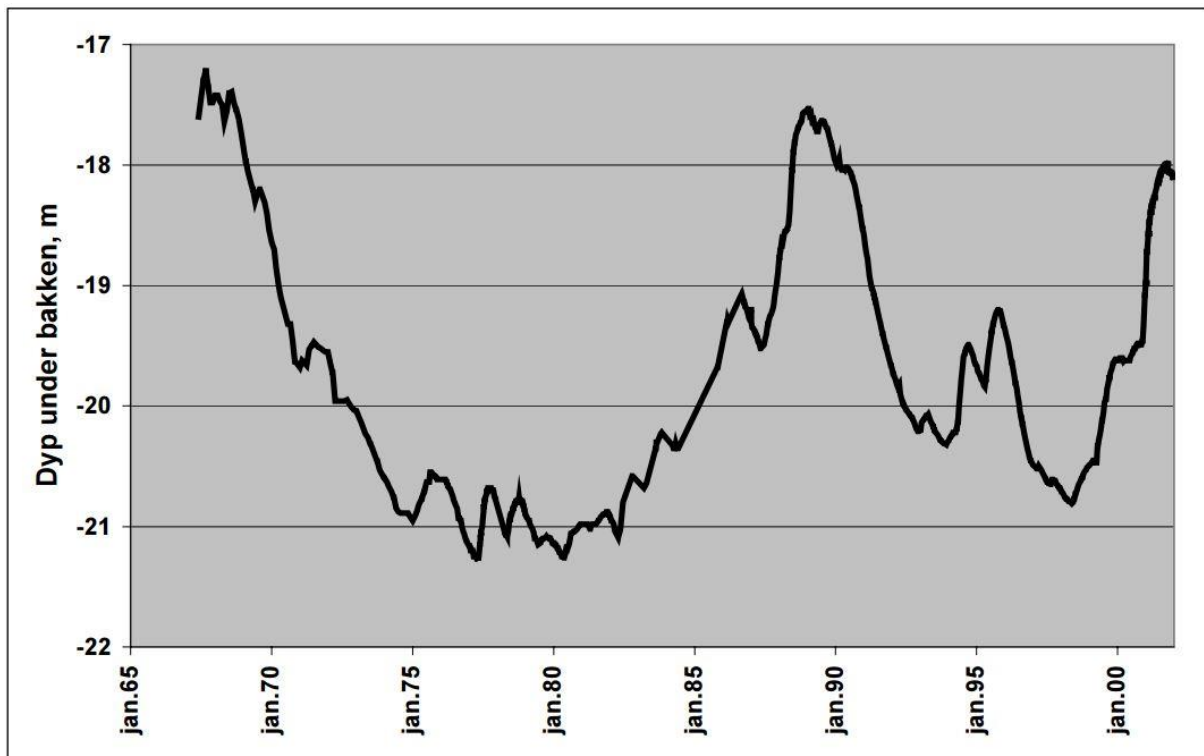
Innenfor interesseområdet er det for få borepunkter til å få en god oversikt over utstrekningen på de glasifluviale og fluviale avsetningene. Brønnskjemaene fra GRANADA er i mange tilfeller lagt inn av borefirmaet og det har sjeldent vært en geolog tilstede ved registrering av løsmassene. De bør derfor brukes med en viss skepsis. Koordinatene til brønnene kan også være feil. Å lage en visualisering basert på kvartærgeologiske avsetninger ville i dette tilfellet blitt meget usikker. Det ble derfor valgt å heller lage en visualisering av grunnvannsmagasinet med sammenstilling av alle tilgjengelige data i området.

#### 5.5.4 *Grunnvannsstand*

Det var sparsommelig med grunnvannsdata fra den østlige delen av Elverum sentrum og dybde til grunnvannsspeilet ble funnet ved å sette sammen informasjon fra flere kilder. Det var også alt for få løsmassebrønner i området som var egnet til å få samlet inn gode data for grunnvannsstanden på dette tidspunktet. Målingene som ble brukt representerer derfor ikke samme grunnvannstilstand. De er både fra forskjellige år og tatt på ulike tidspunkt på året. Elverum er, som nevnt, et lavlandsområde og vil ha to minimum og maksimum i grunnvannstanden hvert år. Dermed vil en måling tatt på sommeren representere en topp i grunnvannstanden, mens en måling tatt på våren vil representere en bunn. Det er heller ikke tatt hensyn til nedbørsvariasjonene fra år til år. Noen år er tørrere og varmere enn andre, her vil vannbalansen kunne bli negativ om fordampningen er større enn nedbørsmengden. Noe som vil resultere i lavere grunnvannstand. Motsatt vil man få en økning i grunnvannstanden i år hvor nedbørsmengden er større enn normalt. I denne visualiseringen er det ikke tatt hensyn til disse variasjonene noe som gir en viss usikkerhet i modellen. Modellen vil derfor ikke vise den faktiske stabile grunnvannstanden men en antakelig grunnvannstand.

På grunn av de glasifluviale og fluviale avsetningene i området vil det mest sannsynlig ikke være de største vannstandsvariasjonene i akviferen. Disse avsetningene har høy effektiv porøsitet og vil dermed ikke gi like store variasjoner som eksempelvis morene, som kan ha variasjoner på 1-3 meter (Kirkhusmo & Sønsterud 1988). Kirkhusmo og Sønsterud (1988) sier imidlertid at det fremdeles kan være store langtidsvariasjoner i disse avsetningene og henviser til observasjoner gjort på Romerike fra 1967 til 1985 i forbindelse med det Landsomfattende grunnvannsnett (LGN). Her ble det observert en nedgang i grunnvannstanden fra 17 meter under overflaten i 1967, til 21 meter under overflaten i 1980, før trenden snudde og man fikk en økning til 20 meter under overflaten i 1985. Pedersen et al. (2003) presenterer en forlengelse av disse dataene frem til 2003, se figur 5.6, hvor man ser flere grunnvannstopper. Resultatene viser en endring i grunnvannstand på hele 4 meter, til tross for at det er godt permeable masser. Akviferen i Romerike består av fluviale og eoliske avsetninger (Pedersen et al. 2003) og har dermed likhetstrekk til avsetningen i Elverum. Man kan derfor anta at samme variasjoner kan forekomme her.





Figur 5.6. Langtidsvariasjoner i grunnvannsnivå på Romerike/Hauer seter (Pedersen et al. 2003).

For å få et bedre estimat på den stabile grunnvannsstanden bør man sette ned loggere som står over lengre tid. Gjerne et helt år for å få med alle sesongene og flomtoppene. Det er også ønskelig med lengre dataserier på flere år for å kunne se på de klimatiske variasjonene i grunnvannsforekomsten (Pedersen et al. 2003). Brønnene bør også være fordelt over hele området for å få en bedre oversikt over hele akviferen. Sammenlignes disse målingene med vannføringen i Glomma vil man kunne fått et godt bilde på hvordan samspillet mellom elva og grunnvannsmagasinet.

### 5.5.5 Den tredimensjonale visualiseringen i SubsurfaceViewer

Hvor god den tredimensjonale visualiseringen av grunnvannsmagasinet blir avhenger i stor grad av hvor gode dataene man benytter er, samt modellørens egne vurderinger. Visualiseringen vil derfor kun være en tolkning av hvordan grunnvannsmagasinet ser ut.

SubsurfaceViewer fungerer godt til å sammenstille punktdata hvor fordelingen nedover i bakken er kjent. Mye av tolkningen er opp til personen som lager modellen, noe som kan være

svært positivt for en person med god kjennskap til området og til hydrogeologiske prinsipper. Dette kan imidlertid også gi mange manuelle feil.

Programmet beregner blant annet volumet til de ulike lagene. I grunnvannssammenheng er dette nyttig for å få et anslag på størrelsen til det aktuelle grunnvannsmagasinet. Størrelsen vil gi en indikasjon på hvor mye vann det er i området og hvor mye som kan benyttes.

SubsurfaceViewer fungerer sammen med andre modelleringsverktøy, som MODFLOW. Det er også mulig å legge inn verdier for hydraulisk konduktivitet i hvert av lagene før flatene eksporteres til MODFLOW og dermed tilegne de hydrogeologiske egenskaper. Programmet kan på denne måten brukes til å bygge opp skjelettet til en mer avansert grunnvannsmodell.



## 6. Konklusjon

Gjennom arbeidet kan følgende konklusjoner trekkes for grunnvannsmagasiner i Elverum og Melhus:

- Det finnes svært lite grunnvannsdata for grunnvannsmagasinet på den østlige siden av Elverum sentrum. Det er kun 3 løsmassebrønner som per dags dato kan benyttes til overvåkningsformål og det er dermed vanskelig å studere samspillet mellom elva og grunnvannsmagasinet.
- Vannbalanseberegningene for nedbørsfeltet viser at det er tilsig av vann til magasinet hvert år. Modellen av grunnvannsmagasinet viser også stedvis store mektigheter av løsmasser, opp til 54 meter under Sagtjernet og Vesletjernet. Studier av lignende grunnvannsmagasin i nærområdet viser gode forhold for etablering av grunnvarmeanlegg. Blant annet viser observasjoner gjort ved vannverket i Elverum at grunnvannstemperaturen ser ut til å være stabil og lite påvirket av temperaturen i elva. Studier av grunnvannsmagasinet på Grindalsmoen, viser gode vanngiveregenskaper og dette magasinet består av de samme avsetningene man finner i undersøkelsesområdet. Man kan derfor anta at de samme forholdene vil gjelde for grunnvannsmagasinet i undersøkelsesområdet og at magasinet vil være gunstig for etablering av grunnvarmeanlegg basert på oppumpet grunnvann.
- Beregnet K-verdi (hydraulisk konduktivitet) i Elverum viser en gjennomsnittlig verdi på  $1,37 \cdot 10^{-3}$  m/s og det er dermed gode strømningssegenskaper i løsmassene. Resultatene må imidlertid sees på med en viss skepsis siden det er analysert få sedimentprøver i området. Prøvene som finnes er også gamle, og man må derfor regne med en avlesningsfeil fra kornfordelingskurvene brukt i beregningene.
- SubsurfaceViewer er en god programvare for visualisering av et grunnvannsmagasin. Programvaren er tilpasset geologer og personen som lager modellen er i stor grad involvert i tolkningen av magasinet. Den gir også beregnede topp- og bunntlaser for alle lagene som kan brukes som skjelett i andre hydrogeologiske modelleringsverktøy som MODFLOW.
- Visualiseringen fra SubsurfaceViewer er bare en tolkning av grunnvannsmagasinet form og størrelse. Dataene benyttet i beregningen er få og tatt på forskjellige tidspunkt. Det er dermed ikke tatt hensyn til sesongvariasjoner i grunnvannsstanden i magasinet.

- Beregnet K-verdi for brønn 1 på Melhus viser varierende konduktivitet nedover i brønnen. Det er relativt høy konduktivitet fra 21 til 54 meter under overflaten, og det anbefales å sette filteret fra 54 meter og opp for å få utnyttet hele akviferen.
- Grunnvannstandsmålingene etter endt boring på Melhus viser et relativt flatt grunnvannsspeil i bunnen av dalen. Mot siden (brønn 1) er det registrert en høyere vannstand enn de andre brønnene. Dette kan komme av at grunnvannet følger topografien opp mot dalsiden bak borepunktet eller en feil i målingene.
- Resultater fra grunnvannstansmålinger i brønn 2 like ved Gaula viste at grunnvannstanden lå under vannstanden i Gaula. Dette tyder på at det ikke kontakt mellom elv og grunnvannsmagasin ved denne brønnen. Andre studier i området viser imidlertid grunnvannstandsvariasjoner som samsvarer med vannføringen i elva. Samspillet mellom grunnvannsmagasinet og Gaula er derfor trolig komplekst med flere akviferer og varierende kontakt mellom magasin og elvebunn.
- Det er en generell usikkerhet til de fleste geofysiske metodene som benyttes til forundersøkelser av et grunnvannsmagasin. For å få de beste tolkningene bør man benytte flere metoder og supplere de med geotekniske rapporter og borelogger.
- Man bør være kritisk til informasjon fra store databaser som GRANADA. Brønnskjemaene er sjeldent fylt ut av geologer og plasseringen av brønnene kan avvike. Det er også viktig å dra ut i felt for å inspisere brønnene og for å se om det faktisk er en brønn der, og om den kan brukes.

### 6.1 Videre arbeid

I Elverum bør det gjøres en grundigere overvåkning av grunnvannsmagasinet. Det bør bores nye brønner, gjerne på flere steder i akviferen, for å kunne se på samspillet mellom elv og grunnvannsmagasin. ORMEL-prosjektet skal starte boring av nye brønner våren 2016. I forbindelse med boringene bør det tas sedimentprøver som analyseres og benyttes til å beregne hydrologiske parametere for akviferen, eksempelvis hydraulisk konduktivitet. Loggere bør også plasseres i brønnene for å samle inn en lengre serie med måling av grunnvannstand. Det vil være interessant å måle grunnvannstanden en stund før det settes i gang en prøvepumping av brønnene. I dag er det ikke noe uttak av vann i dette grunnvannsmagasinet og man vil da kunne samle inn data over den uforstyrrede grunnvannstilstanden i magasinet. Disse dataene kan da senere sammenlignes med målinger under pumping og man vil få en god oversikt over utviklingen i grunnvannsmagasinet.

Etter det er samlet inn dataserier med grunnvannstand kan modellen av grunnvannsmagasinet benyttes som et skjelett til en hydrogeologisk modell i MODFLOW. Her vil man kunne kalibrere modellen til å simulere samspillet mellom Glomma og grunnvannsmagasinet. Denne modellen vil så kunne brukes til å evaluere hvor stor belastning grunnvannsmagasinet tåler.

Våren 2016 blir det samlet inn dataserier med grunnvannstand i de nye brønnene på Melhus. Etter innsamlingen vil det være interessant å sammenligne disse dataene med vannføringen i Gaula. Resultatene vil trolig gi bedre svar på samsvaret mellom elva og grunnvannsmagasinet.

Det vil også være interessant å kunne se på hvordan temperaturen endrer seg i grunnvannsmagasinet over tid for å få en indikasjon på en eventuell grunnvannsbevegelse. Dette kan gjøres ved bruk av DTS-teknikk (Distributed Temperature Sensing), en metode hvor man benytter fiberoptikk til å måle temperaturen nedover i borehullet. Metoden gjør det mulig å måle temperaturen i hele borehullet med jevne mellom gjennom døgnet, og gjør det dermed mulig å studere temperaturvariasjonen i hele profilet.





## 7. Referanser

- Andersson, A.-C., Andersson, O. & Gustafson, G. (1984) *Brunnar : undersökning, dimensionering, borrning, drift. Rapport R42:1984*. Stockholm: Statens råd för bygnadsforskning.
- Andersson, O., Johansson, I. & Perers, J. (1982) *Utnyttjande av överskottsvärme i grundvatten vid konstjord infiltrasjon. Rapport R121:1982*. Stockholm: Statens råd för bygnadsforskning.
- Aschenbrenner, F., Richter, G., Richter, J. & Aschenbrenner, F. (1992). Modelling groundwater quality in an agriculturally used water catchment. *Environmental Geology and Water Sciences*, 20 (1): 43-55.
- Banks, D. (2012) *An Introduction to Thermogeology*. 2nd utg. Oxford: Wiley-Blackwell. 526 s.
- Bargel, T. H. (1983) *Elverum: Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 2016 IV*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 46 s.
- Brassington, R. (2007) *Field Hydrogeology*. 3utg. Field Hydrogeology. Chichester: Wiley.
- Brattli, B. (2009a) 'Definisjoner av viktige begreper brukt i hydrogeologi', i Brattli (red.) *Kompendium TGB4205 Hydrogeologi Anvendelse og metodikk*, s. 6. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Institutt for geologi og bergteknikk.
- Brattli, B. (2009b) *Fysisk og kjemisk hydrogeologi*. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Institutt for geologi og bergteknikk. 233 s.
- Brattli, B. (2015) *Ingeniørgeologi løsmasser*, 2.utg. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Institutt for geologi og bergteknikk. 155 s.
- Bryn, K. Ø. (1980) *Rapport vedrørende grunnvannsførekosten på Grindalsmoen i Elverum kommune, Rapport nr.: 79064*. Oslo: Norges geologiske undersøkelse. 6 s.
- Carlsson, L. & Gustafson, G. (1984) *Provpumpning som geohydrologisk undersøkningsmetodik. Rapport R41:1984*. Stockholm: Statens råd för bygnadsforskning.
- Colleuille, H., Pedersen, T. S. & Dimakis, P. (2004a) *Elv og grunnvann : analyse av interaksjon mellom et grunnvannsmagasin og Glomma på Rena, Hedmark (002.Z) : Rapport 1 : Formål og metoder*. Rapport miljøbasert vannføring (trykt utg.), nr 1-2004. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Colleuille, H., Pedersen, T. S., Panagiotis, D. & Frengstad, B. (2004b) *Elv og grunnvann : analyse av interaksjon mellom et grunnvannsmagasin og Glomma på Rena, Hedmark (002.Z) : Rapport 2 : Materiale og feltmålinger*. Rapport miljøbasert vannføring (trykt utg.), nr 2-2004. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

- Colleuille, H., Wong, W. K. & Dimakis, P. (2004c) *Elv og grunnvann : analyse av interaksjon mellom et grunnvannsmagasin og Glomma på Rena, Hedmark (002.Z) : Rapport 3 : Grunnvannsmodellering*. Rapport miljøbasert vannføring (trykt utg.), b. nr 3-2004. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Colleuille, H., Wong, W. K. & Dimakis, P. (2005) *Elv og grunnvann : sluttrapport - oppsummering og anbefalinger*. Rapport miljøbasert vannføring (trykt utg.), b. nr 8-2005. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Davis, S. N. & De Wiest, R. J. M. (1966) *Hydrology*. New York: John Wiley & Sons, Inc. 463 s.
- De Beer, H. & Ramstad, R. K. (2008) *Hydrogeologiske undersøkelser ifm energilagring ved Akkerhaugen Gartneri, Akkerhaugen, Sauherad. Rapport 2008.006*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Dingman, S. L. (2008) *Physical hydrology*. 2nd ed. utg. Long Grove, Ill: Waveland Press.
- Eckholdt, E., Finsrud, R. & Snekkerbakken, A. M. (1992) *Grunnvann : kunstig infiltrasjon*. Skrifter (Norges geologiske undersøkelse : trykt utg.), b. 109. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- eKlima (2016) 'Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner' i: *Meteorologisk institutt*. Tilgjengelig fra: [www.eklima.met.no](http://www.eklima.met.no) (Hentet: 18.03.2016).
- Ellingsen, K. (1992) *Grunnvannskvalitet : problemer og tiltak*. Skrifter (Norges geologiske undersøkelse : trykt utg.), b. 106. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Ensby, S. (1990) *Grunnvannsundersøkelser i løsmasser*. Skrifter (Norges geologiske undersøkelse : trykt utg.), b. 99. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Erikstad, L. & Halvorsen, G. (1992) *Områder med nasjonal og internasjonal naturverdi ved Hauerseter-trinnet, Akershus fylke*. Oslo: Norsk institutt for naturforskning.
- ESRI. (2007) *How Inverse Distance Weighted (IDW) interpolation works*: ESRI. Tilgjengelig fra: [http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/index.cfm?TopicName=How\\_Inverse\\_Distance\\_Weighted\\_\(IDW\)\\_interpolation\\_works](http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/index.cfm?TopicName=How_Inverse_Distance_Weighted_(IDW)_interpolation_works) (Hentet: 28.04.2016).
- Fetter, C. W. (2001) *Applied Hydrogeology*. 4. utg. Upper Saddle River, N.J: Prentice-Hall. 598 s.
- Fitts, C. R. (2013) *Groundwater science*. 2nd ed. utg. Groundwater Science. Amsterdam: Elsevier Academic Press.
- Fredin, O., Bergstrøm, B., Eilertsen, R., Hansen, L., Longva, O., Nesje, A. & Sveian, H. (2013) *Glacial landforms and Quaternary landscape development in Norway*. 22. Tilgjengelig fra: [http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Special%20publication/SP13\\_s5-26.pdf](http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Special%20publication/SP13_s5-26.pdf). (Hentet: 15.12.2015).

- Førde, M. J. (2015) *Numerisk 3D-modellering av kvartærgeologi og hydrogeologi i Melhus sentrum - En vurdering av uttakskapasitet, optimal utnyttelse og forvaltning til energiformål*. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Institutt for geologi og bergteknikk.
- Gagnås, B. A. (2007) *Grunnundersøkelser og geotekniske vurderinger*. : Rambøll
- Gaut, A., Klemetsrud, T. & Rohr-Torp, E. (1981) *Elverum : beskrivelse til vannressurskart "Grunnvann i løsavsetninger" - blad 2016 IV, 1:50 000*. Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Spesielle rapporter, b. 31. Oslo: Norges geologiske undersøkelse.
- Gaut, S. & Frengstad, B. (2011) *Beskyttelse av grunnvannsanlegg - en veileder*. 47 s.
- Gjengedal, S. (2016) *Borelogg Melhus*. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Institutt for geologi og bergteknikk. Upublisert manuskript.
- Gustafson, G. (1983) *Brunnsystem för värmelagring och värmeutvinning i akviferer*. Rapport (Statens råd för byggnadsforskning : 1975 : trykt utg.), b. 39:1983. Stockholm.
- Hansen, L., Rohr-Torp, E., Tønnesen, J. F., Rønning, J. S. & Muring, E. (2005) *Grunnvann og grunnvarme fra dype dalrytninger langs Glåma*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 45 s.
- Hansen, L., Eilertsen, R. S., Solberg, I.-L., Sveian, H. & Rokoengen, K. (2007) Facies characteristics, morphology and depositional models of clay-slide deposits in terraced fjord valleys, Norway. *Sedimentary Geology*, 202 (4): 19.
- Heywood, D. I., Cornelius, S. & Carver, S. (2011) *An introduction to geographical information systems*. 4th ed. utg. Harlow: Prentice Hall.
- Hillestad, G. (1991) Seismisk grunnundersøkelse Løvbergsmoen, Elverum, 1681. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 8s.
- Hongve, D. & Løvstad, Ø. (1991) *Verneverdige innsjøer i Gardermo-området*. Oslo: Limnoconsult. Upublisert manuskript.
- Indiana University (2014) *Introduction to Vector Data*: Indiana University Tilgjengelig fra: <http://www.indiana.edu/~gisci/courses/g338/images/chapter2figs/fig2-11.gif> (Hentet: 11.05.2014).
- INGISHT. (2014) *Manual, SubsurfaceViewer version 6.0*. Köln, Tyskland: INSIGHT Geologische Softwaresysteme GmbH.
- Kalskin, R. & Hilmo, B. O. (1999) *Kartlegging av potensialet for grunnvarmeuttak fra løsmasser i Elverum*. Rapport nr. 99.008. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 68 s.
- Kirkhusmo, L. A. & Sønsterud, R. (1988). *Overvåkning av grunnvann - Landsomfattende grunnvannsnett (LGN), Rapport 88.046*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 74 s.

- Larsen, B. E., Ganerød, G. V. & Høgaas, F. (2016) *Bakkegeofysiske undersøkelser ved Ydalir og Elverum sentrum, Elverum kommune, Hedmark. Rapport nr. 2016.020*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Lauritsen, T. (1998) *Georadarundersøkelse av flomutsatte områder nær Glåma ved Braskereid, Våler, Kveset og Stemsrud, 1998. Rapport nr. 98.121*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Lauritsen, T. (1999) *Georadarmålinger i forbindelse med kartlegging av grunnvarmepotensialet i løsmasser ved Elverum. Rapport nr. 99.024*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 16 s.
- Lindblad-Påsse, A. (1986) *Järnutfällningsproblem i grundvattenvärmsystem. Rapport R109:1986*. Stockholm: Statens råd för byggnadsforskning.
- Longva, O. & Thoresen, M. K. (1991) 'Iceberg scours, iceberg gravity craters and current erosion marks from a gigantic Preboreal flood in southeastern Norway'. *Boreas*, 20(1), s. 47-62.
- McCuen, R. H. (2005) *Hydrologic analysis and design*. 3rd ed. utg. Upper Saddle River, N.J: Pearson/Prentice Hall.
- NGU (2015a) *Gravimetri*. Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/fagomrade/gravimetri> (Hentet: 03.11.2015).
- NGU (2015b) *Grunnvarme*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://www.ngu.no/fagomrade/grunnvarme> (Hentet 30.04.2016).
- NGU (2015c) *Hva er grunnvann?*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: [http://www.grunnvanninorge.no/grunnvann\\_hva\\_er.php](http://www.grunnvanninorge.no/grunnvann_hva_er.php) (Hentet: 14.12.2015).
- NGU (2015d) *Kornfordelingsanalyser*. Tilgjengelig fra: <http://www.ngu.no/fagomrade/kornfordelingsanalyser> (Hentet: 11.02.2016).
- NGU (2016a) *Nasjonal grunnvannsdatabase (GRANADA)*. Tilgjengelig fra: <http://download.ngu.no/download/ShoppingServlet?dataset=1800> (Hentet: 01.02.2016).
- NGU (2016b) *Nasjonal løsmassedatabase*. Tilgjengelig fra: <http://download.ngu.no/download/ShoppingServlet?dataset=600> (Hentet: 01.02.2016).
- NGU (2016c) *Dybde til fjell (kart)*. Norges geologiske undersøkelse. (Hentet 20.01.2016). Upublisert manuskript.
- Odong, J. (2007) 'Evaluation of empirical formulae for determination of hydraulic conductivity based on grain-size analysis' *Journal of American Science*, 3 (3): s. 54-60.
- Payne, F. C., Quinnan, J. A. & Potter, S. T. (2010) *Remediation Hydraulics*. Hoboken: Taylor and Francis.

- Pedersen, T. S., Kirkhusmo, L. A. & Kannick, H. (2003) *Overvåkning av grunnvann. Landsomfattende grunnvannsnett. Rapport nr. 1/2003*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. 159 s.
- Ramstad, R. K. (2011) *Grunnvarme i Norge - kartlegging av økonomisk potensial. Rapport nr.5/2011*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengelig fra: [http://webby.nve.no/publikasjoner/oppdragsrapportA/2011/oppdragsrapportA2011\\_05.pdf](http://webby.nve.no/publikasjoner/oppdragsrapportA/2011/oppdragsrapportA2011_05.pdf) (Hentet: 26.10.2015).
- Ramstad, R. K., Gjengedal, S. & Ganerød, G. V. (2016) *ORMEL – Optimal Ressursutnyttelse av grunnvann til oppvarming og kjøling i Melhus og Elverum*. Upublisert paper presentert på Workshop ORMEL. Trondheim.
- Reite, A. J., Sveian, H. & Erichsen, E. (1999) *Gråsteinen 5: Trondheim fra istid til nåtid*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Reynolds, J. M. (2011) *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 2nd ed. utg. Hoboken: Wiley.
- Riise, M. H. (2015) *Praktisk guide for grunnvarmeanlegg basert på oppumpet grunnvann - Hydrogeologiske forundersøkelser, etablering, drift og oppfølging med utgangspunkt i erfaringer fra etablerte anlegg i Melhus sentrum*. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Institutt for geologi og bergteknikk.
- Rohr-Torp, E. (2003) *Terningmoen - infrastruktur, vurdering av prøvepumpingsresultater og anbefaling for videre fremdrift, Rapport 0800-3416*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 14 s.
- Rueslåtten, H. & Velsegard, G. (1991) *Grunnvannsbrønner i løsmasser. Dimensjonering og utforming*. Trondheim: NTNU. 18 s. Upublisert manuskript.
- Rønning, J. S. (2014) *Gravimetric method - Dependent on variations in a materials density*. Trondheim: NTNU. 34 s. Upublisert manuskript.
- seNorge (2016) *Kart over snø-, vær- og vannforhold og klima for Norge*. Norges vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengelig fra: <http://www.xgeo.no/>. (Hentet: 06.04.2016)
- Solberg, I.-L., Dagstad, A. & Dalsegg, E. (2014) *2D resistivitetmålinger ved Brubakken, Melhus sentrum og Skjerdingsstad i Melhus kommune, Sør-Trøndelag. Data og tolkninger. Rapport 2014.022*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 44 s.
- Sonnenborg, T. O. & Henriksen, H. J. (2005) *Håndbog i grundvandsmodellering*. Danmarks og Grønlands geologiske undersøkelse. 316 s.
- Statens kartverk (2007) *Topografisk norgeskart 2*. Tilgjengelig fra: <http://www.arcgis.com/home/item.html?id=5e7223e85add4ed1830450247b94c02a> (Hentet: 01.01.2016).
- Statens vegvesen (2005) *Laboratorieundersøkelser. Rapport 014*. Oslo: Statens vegvesen.
- Statens vegvesen (2014) *Håndbok R211 Feltundersøkelser*. Oslo: Statens vegvesen.

- Stene, J. (2000) *Varmepumper for oppvarming og kjøling av bygninger*. SINTEF Energiforskning. 19 s.
- Storrø, G. (2000) *Grunnvannsundersøkelse i tilknytning til planlagte energibrønner i Lenaområdet, Melhus sentrum. Rapport 2000.069*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 18 s.
- Sulebak, J. R. (2007) *Landformer og prosesser : en innføring i naturgeografiske tema*. Bergen: Fagbokforlaget.
- Sæterbø, E., Syvertsen, L., Tesaker, E. & Norges vassdrags og energidirektorat. (1998) *Vassdragshåndboka : håndbok i forbygningsteknikk og vassdragsmiljø*. Trondheim: Tapir.
- Tassis, G., Gellein, J. & Rønning, J. S. (2016) *Depth to bedrock and bedrock morphology from gravity measurements at Melhus, Melhus Municipality, Sør-Trøndelag. Report 2016.011*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 43 s.
- Thoresen, M. K. (1991) *Kvartærgeologisk kart over Norge : tema: jordarter*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Weight, W. D. & Sonderegger, J. L. (2001) *Manual of applied field hydrogeology*. New York: McGraw-Hill.



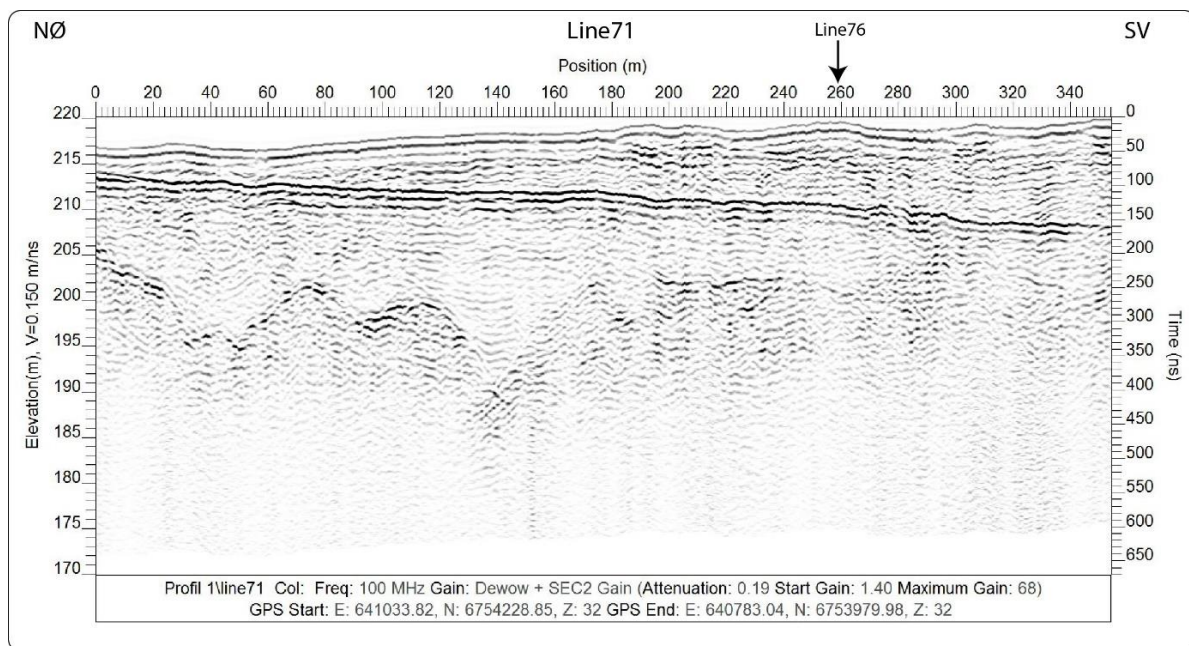
# Vedlegg A – Oversikt over digitale vedlegg

Tabell A.1. Oversikt over alle digitale vedlegg med navn, beskrivelse og hvilken mappe de ligger i.

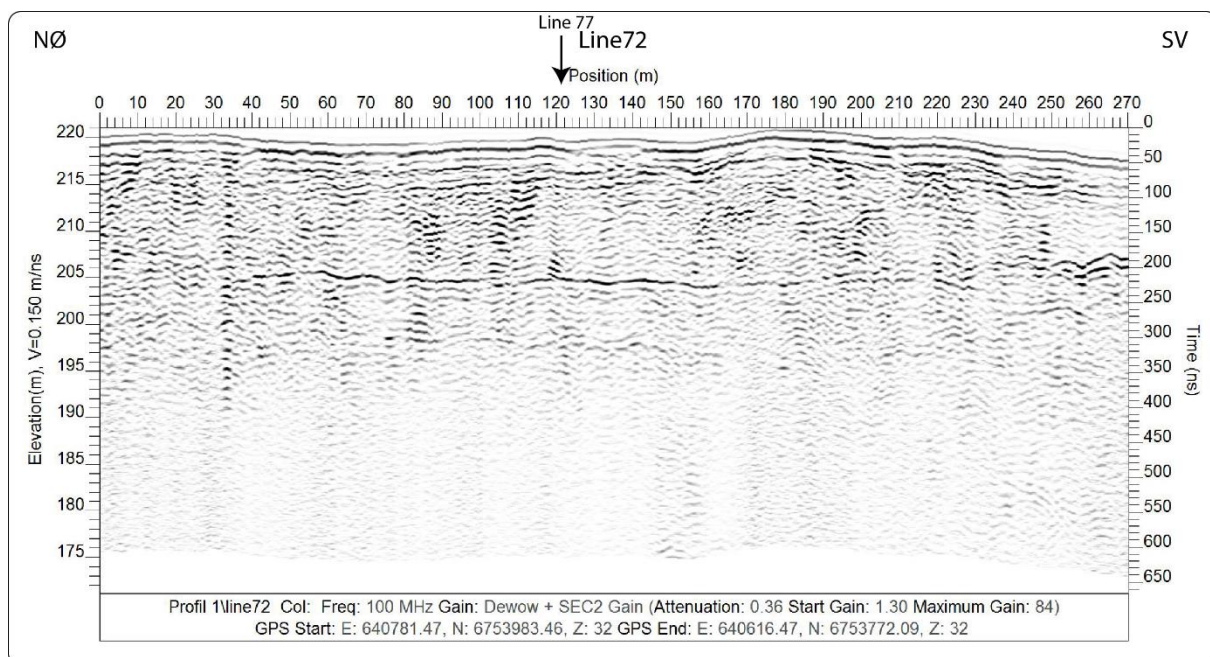
<b>Navn:</b>	<b>Mappe:</b>	<b>Beskrivelse:</b>
Profil 1.jpg	Vedlegg A - Figurer	Profil 1 fra SubsurfaceViewer
Profil 3.jpg	Vedlegg A - Figurer	Profil 3 fra SubsurfaceViewer
Profil 4.jpg	Vedlegg A - Figurer	Profil 4 fra SubsurfaceViewer
Profil 5.jpg	Vedlegg A - Figurer	Profil 5 fra SubsurfaceViewer
Profil 11.jpg	Vedlegg A - Figurer	Profil 11 fra SubsurfaceViewer
Profil 12.jpg	Vedlegg A - Figurer	Profil 12 fra SubsurfaceViewer
Profil 22.jpg	Vedlegg A - Figurer	Profil 22 fra SubsurfaceViewer
Profil 26.jpg	Vedlegg A - Figurer	Profil 26 fra SubsurfaceViewer
Elverum_SV.xlsx	Vedlegg B - Excel-filer	Excelfil med *.BLG, *.BID, *.GVS og *.GLEG filene brukt i modelleringen i Subsurface Viewer.
Elverum.SVP	Vedlegg C - 3D modell	Prosjektfil fra Subsurface Viewer med 3D modellen av grunnvannsmagasinet i Elverum.

# Vedlegg B – Georadarprofiler fra Elverum uten tolkning

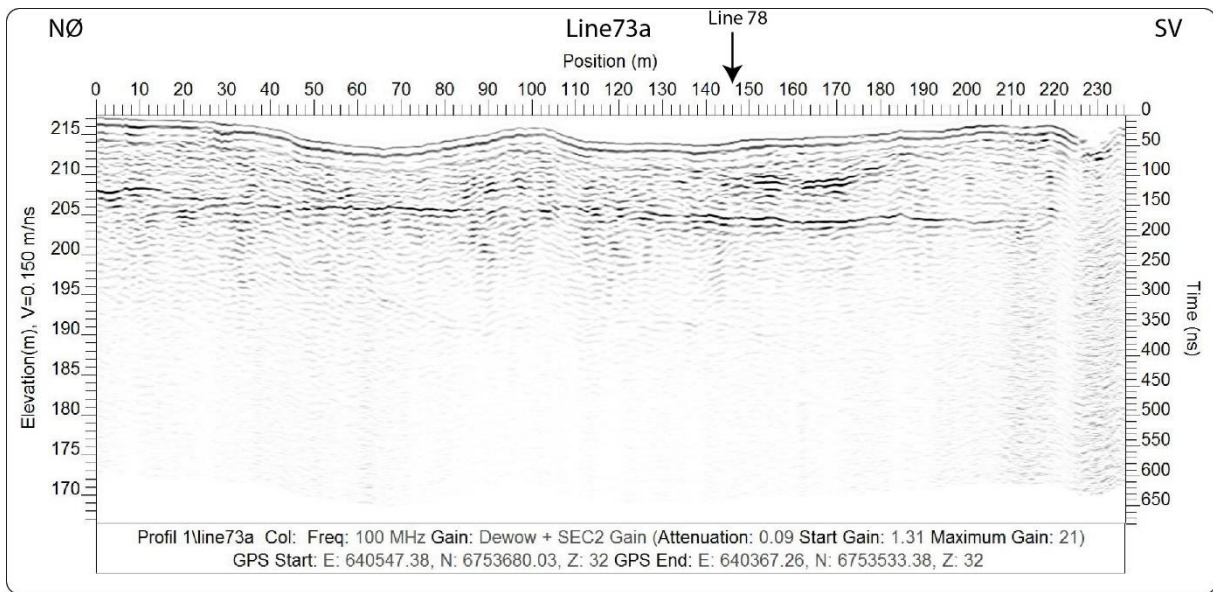
I profil 73b, 89 og 90 er berggrunnen tolket av Larsen et al. (2016) og er dermed ikke vedlagt uten tolkning.



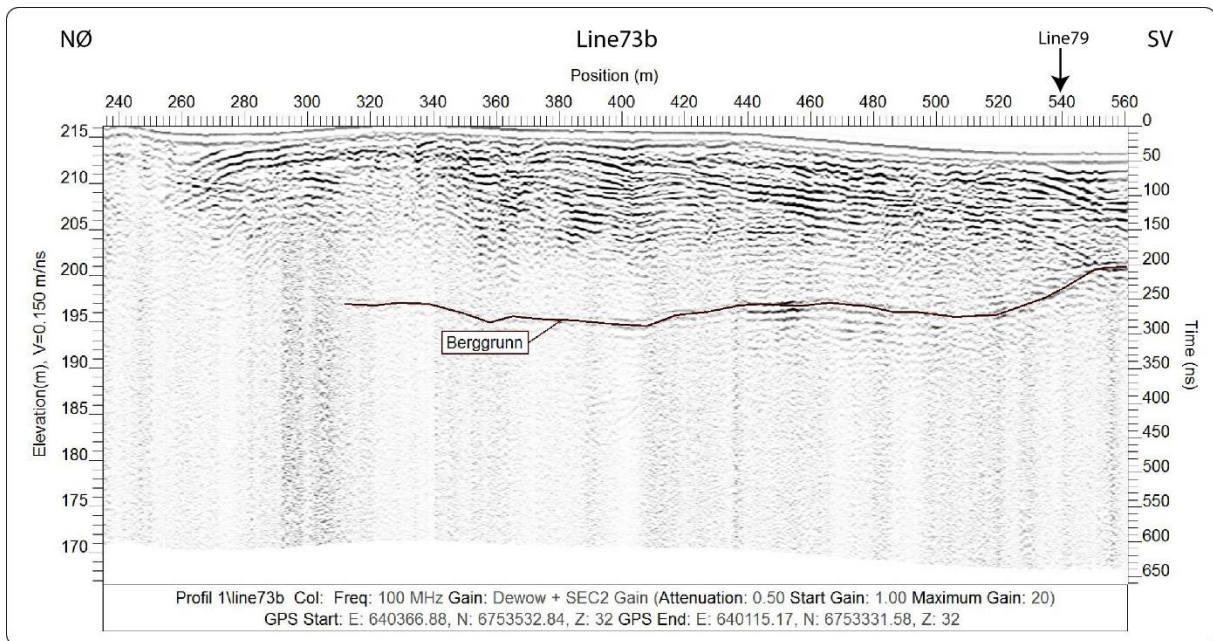
Figur B.1. Georadarprofil 71 uten tolkning.



Figur B.2. Georadarprofil 72 uten tolkning.

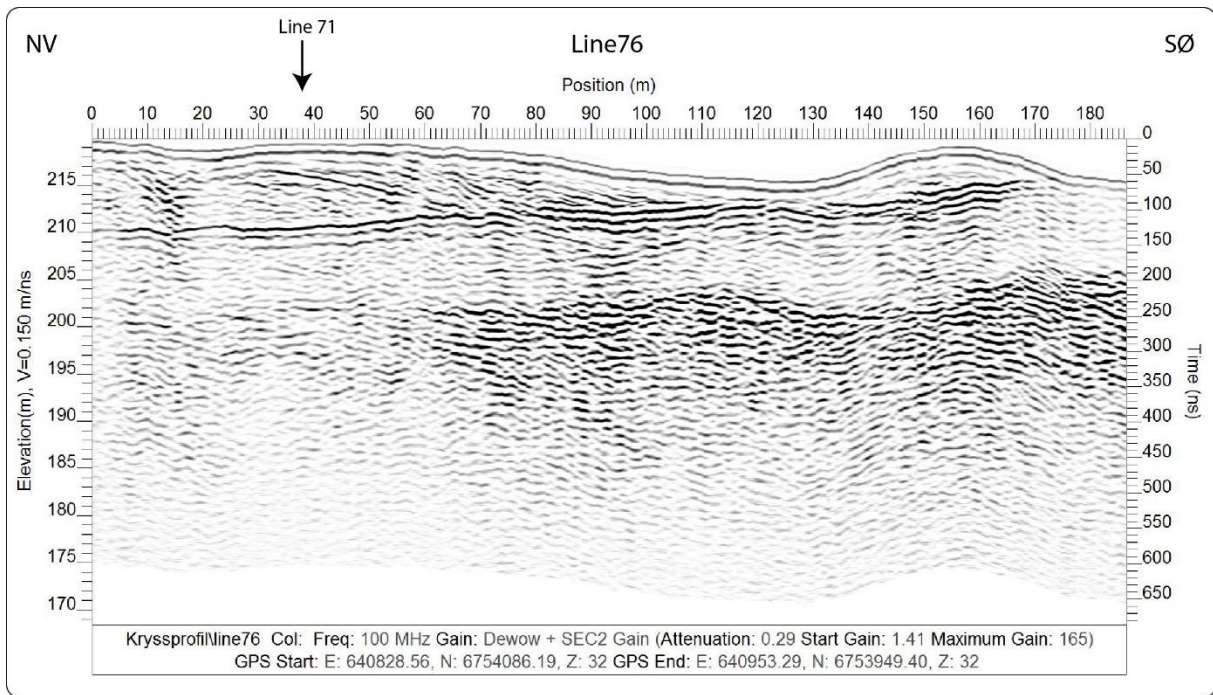


Figur B.3. Georadarprofil 73a uten tolkning.

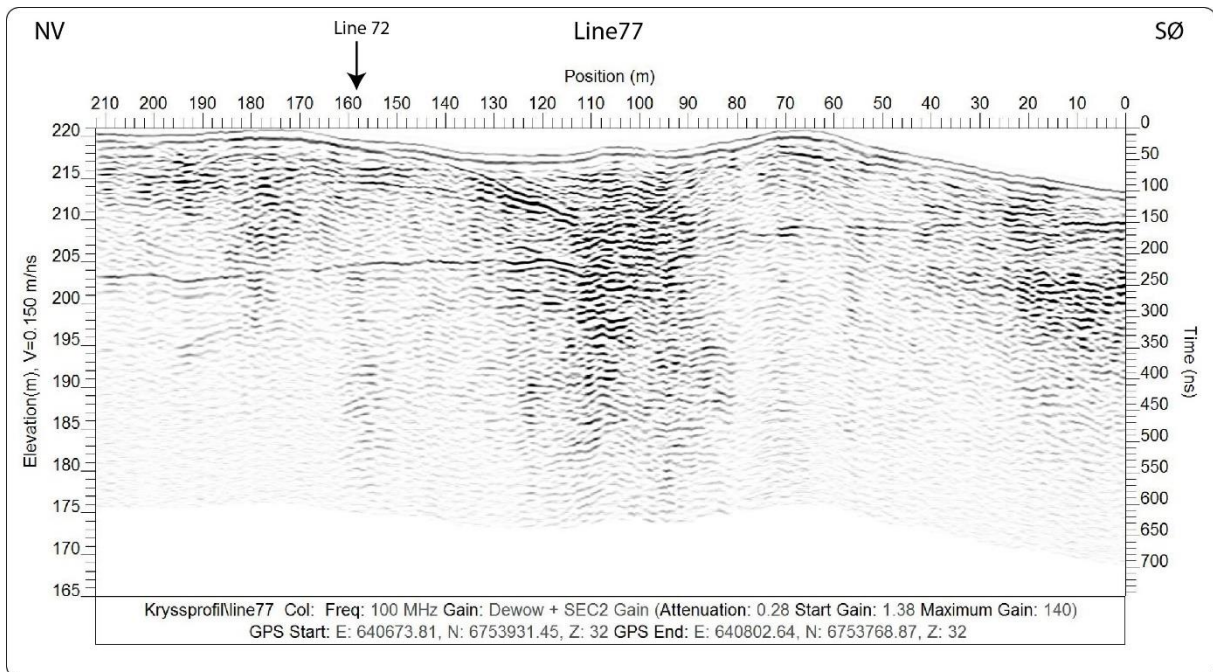


Figur B.4. Georadarprofil 73b med tolkning av berggrunn fra Larsen et al. (2016).

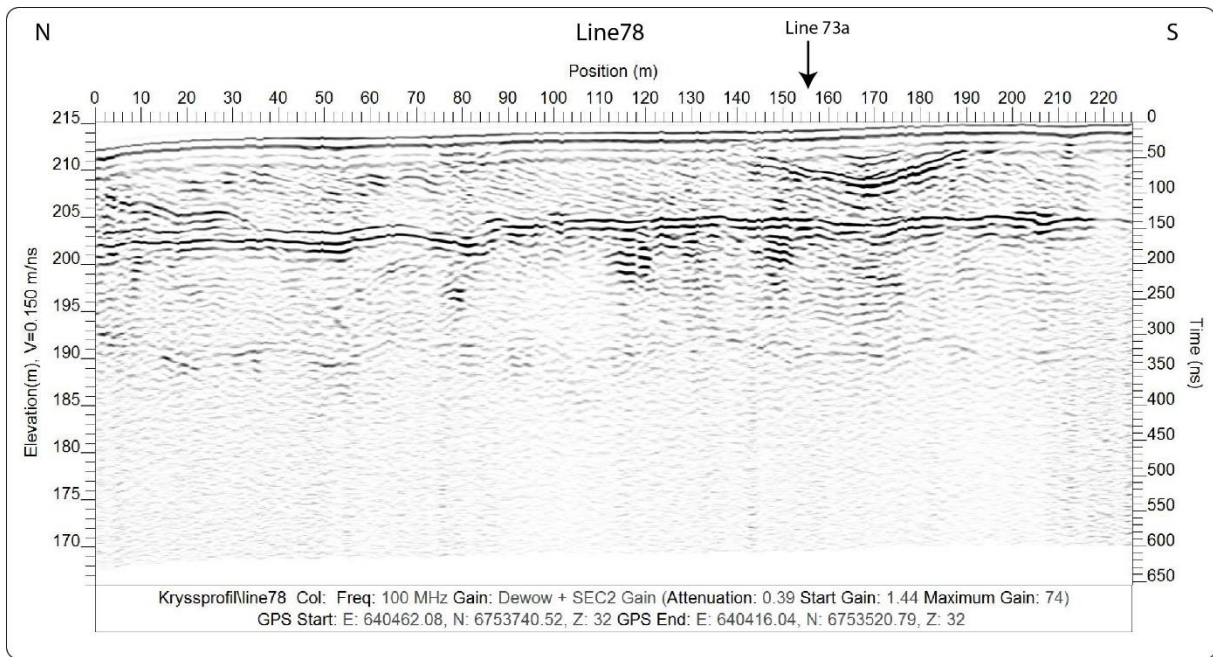




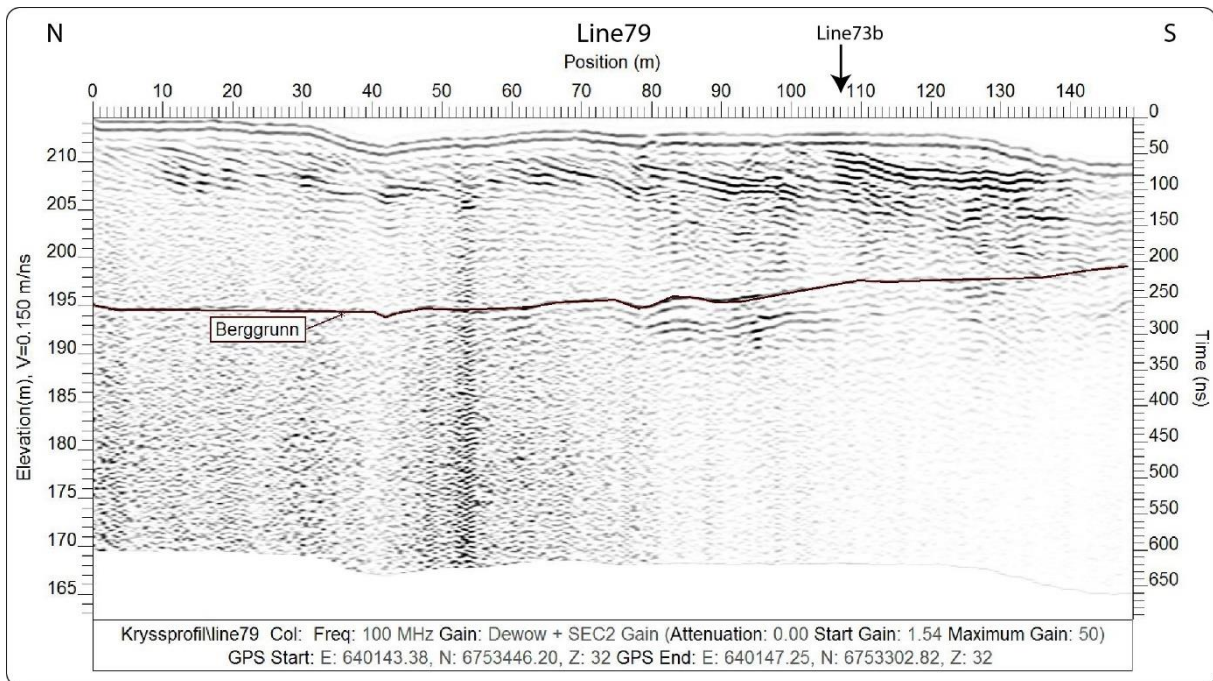
Figur B.5. Georadarprofil 76 uten tolkning.



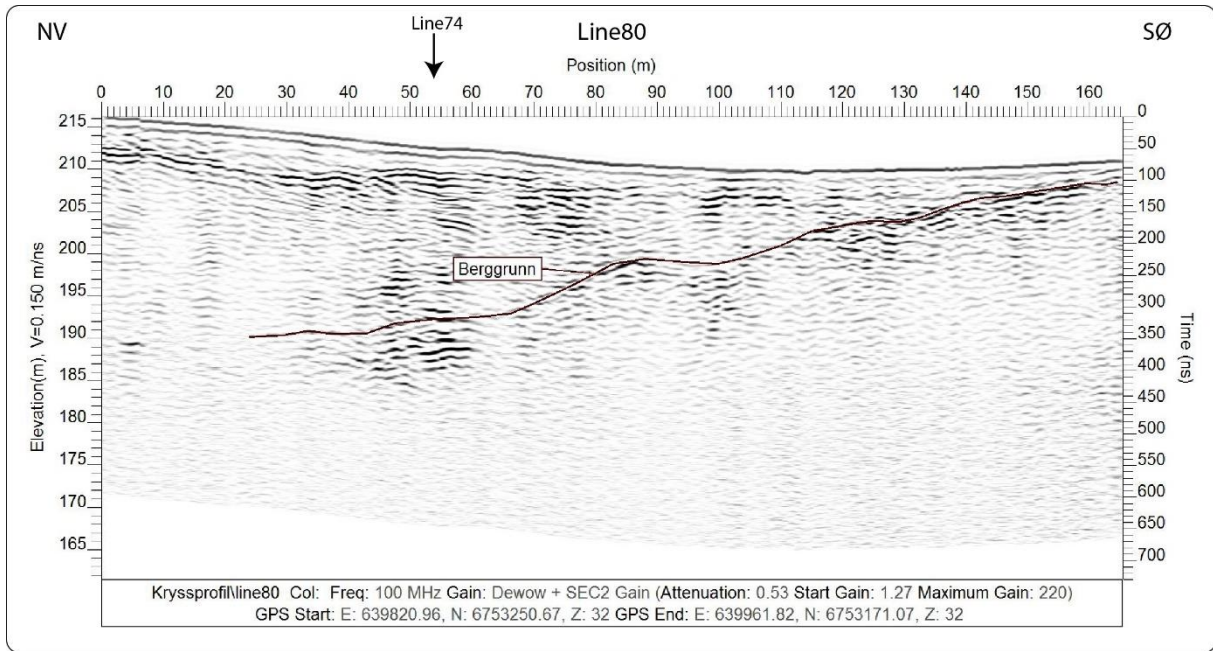
Figur B.6. Georadarprofil 77 uten tolkning.



Figur B.7. Georadarprofil 78 uten tolkning.

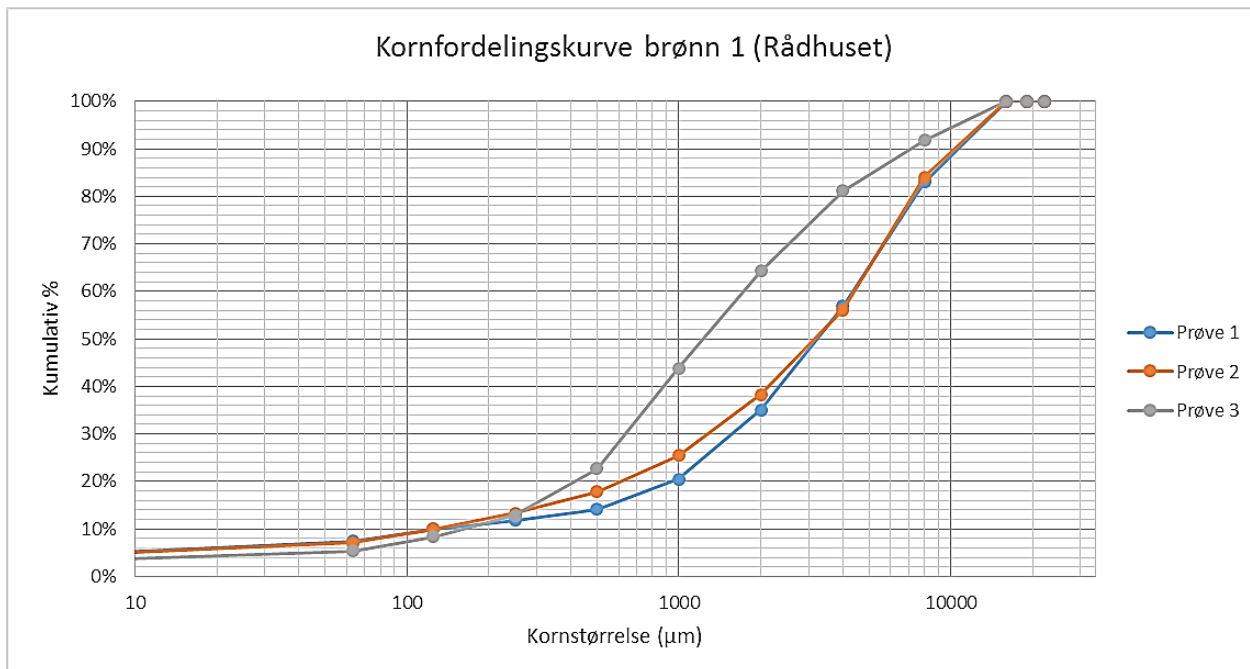


Figur B.8. Georadarprofil 79 med tolkning av berggrunn fra Larsen et al. (2016).

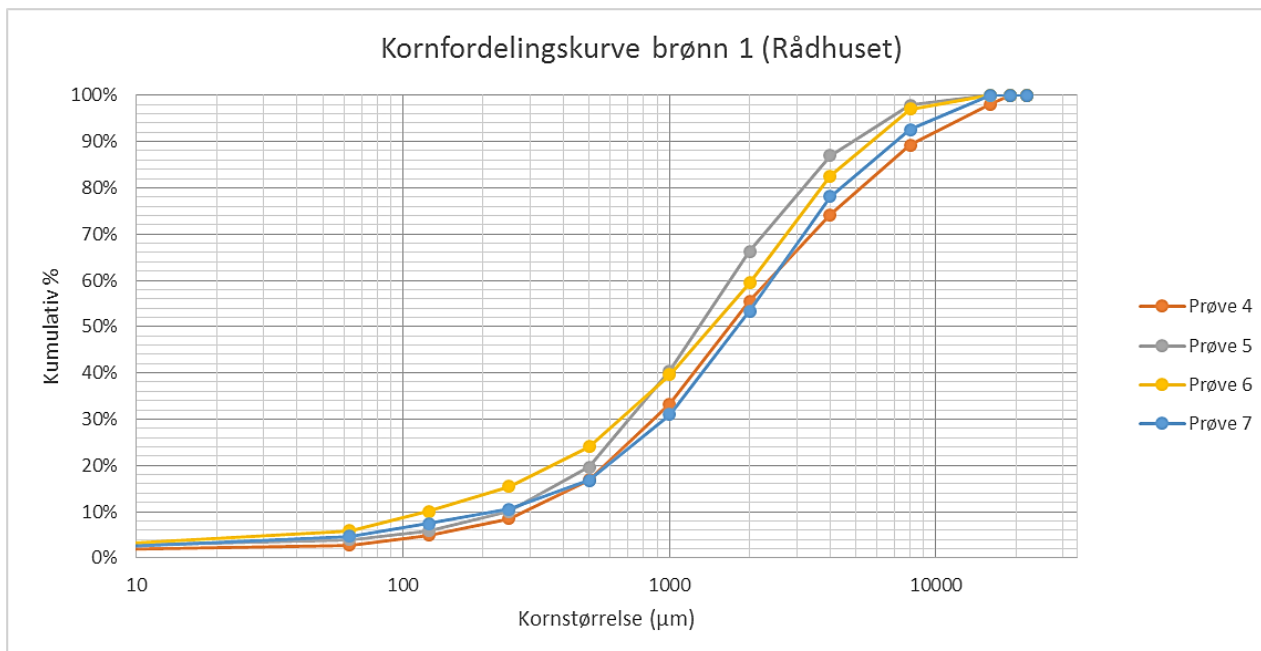


Figur B.9. Georadarprofil 80 med tolkning av berggrunn fra Larsen et al. (2016).

## Vedlegg C – Kornfordelingskurver av sedimentprøvene fra brønn 1 i Melhus

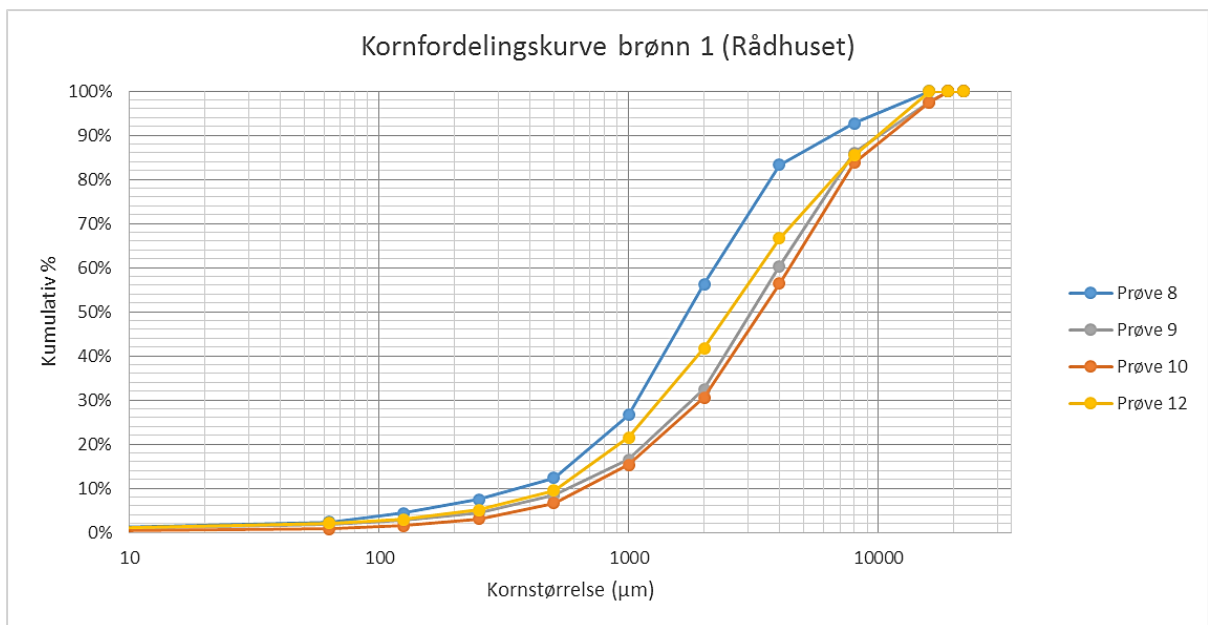


Figur C.1. Kornfordelingskurve for sedimentprøve 1-3.

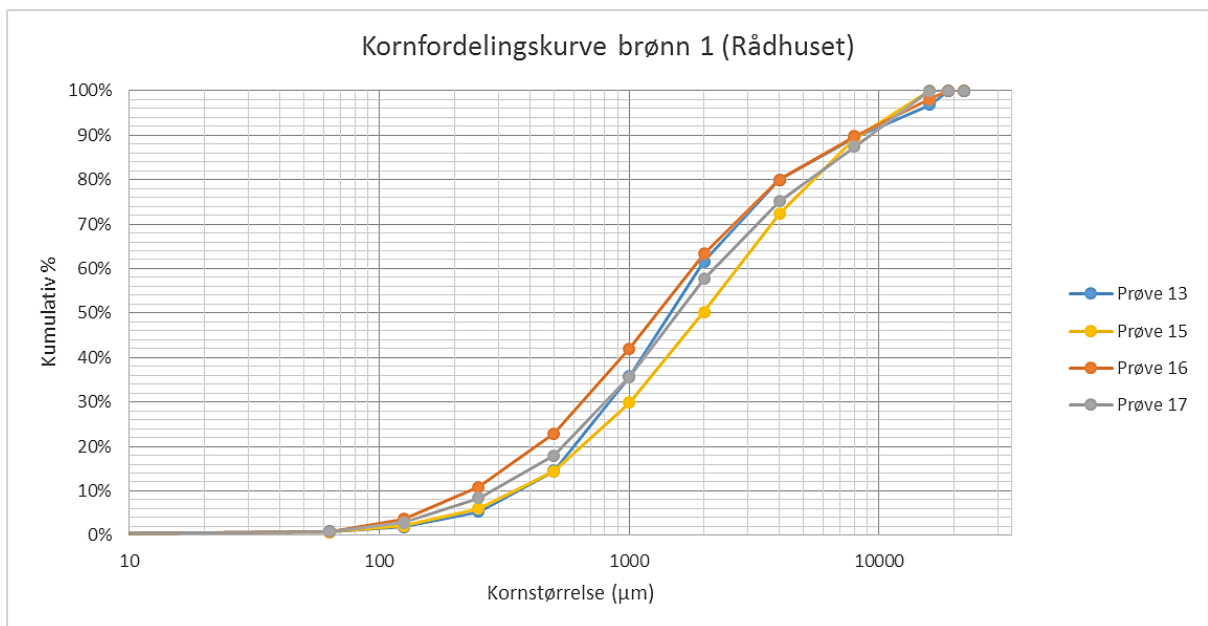


Figur C.2. Kornfordelingskurve for sedimentprøve 4-7.

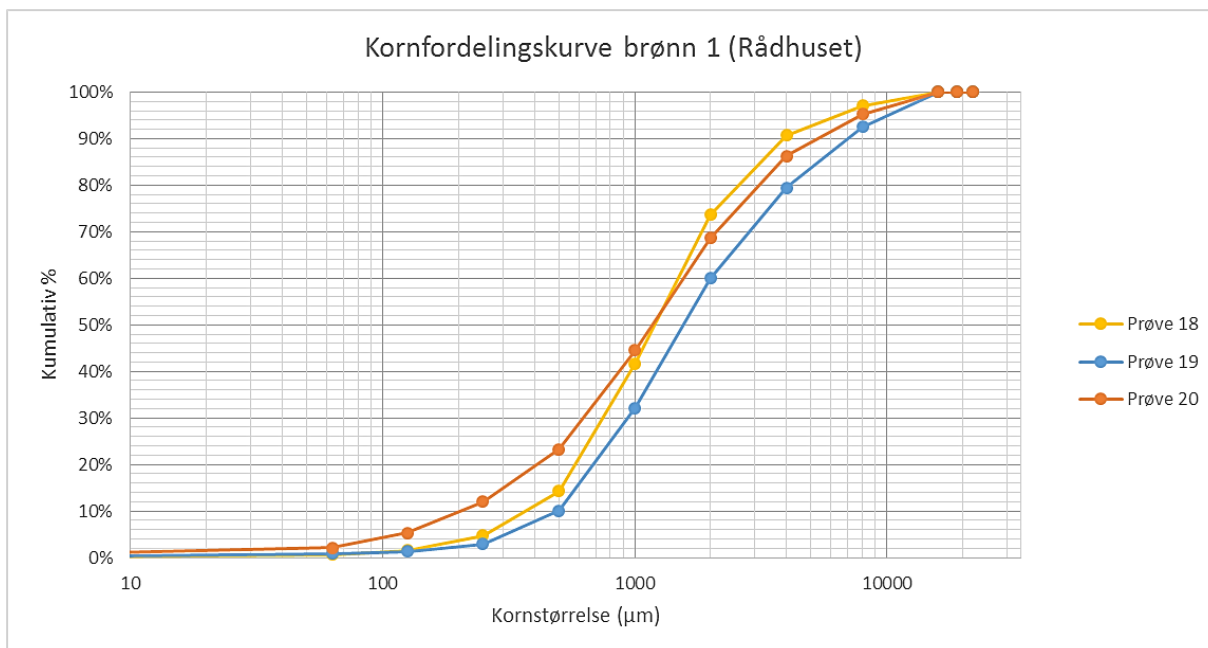




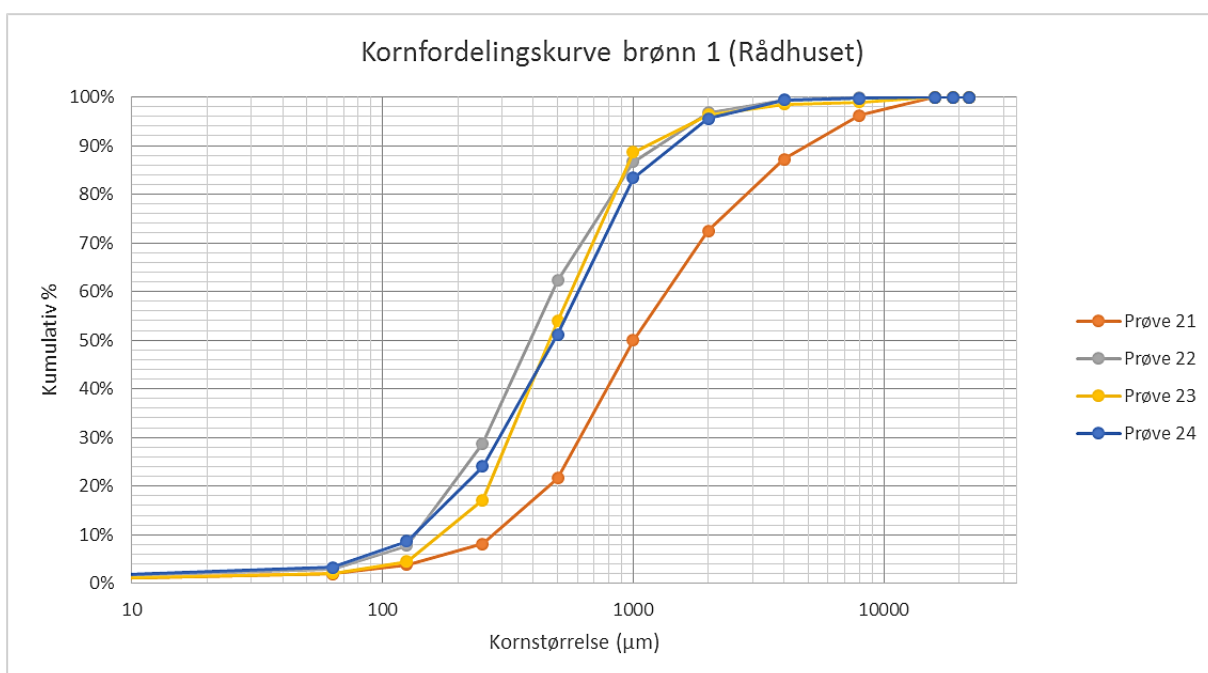
Figur C.3. Kornfordelingskurve for sedimentprøve 8-12.



Figur C.4. Kornfordelingskurve for sedimentprøve 13-17.



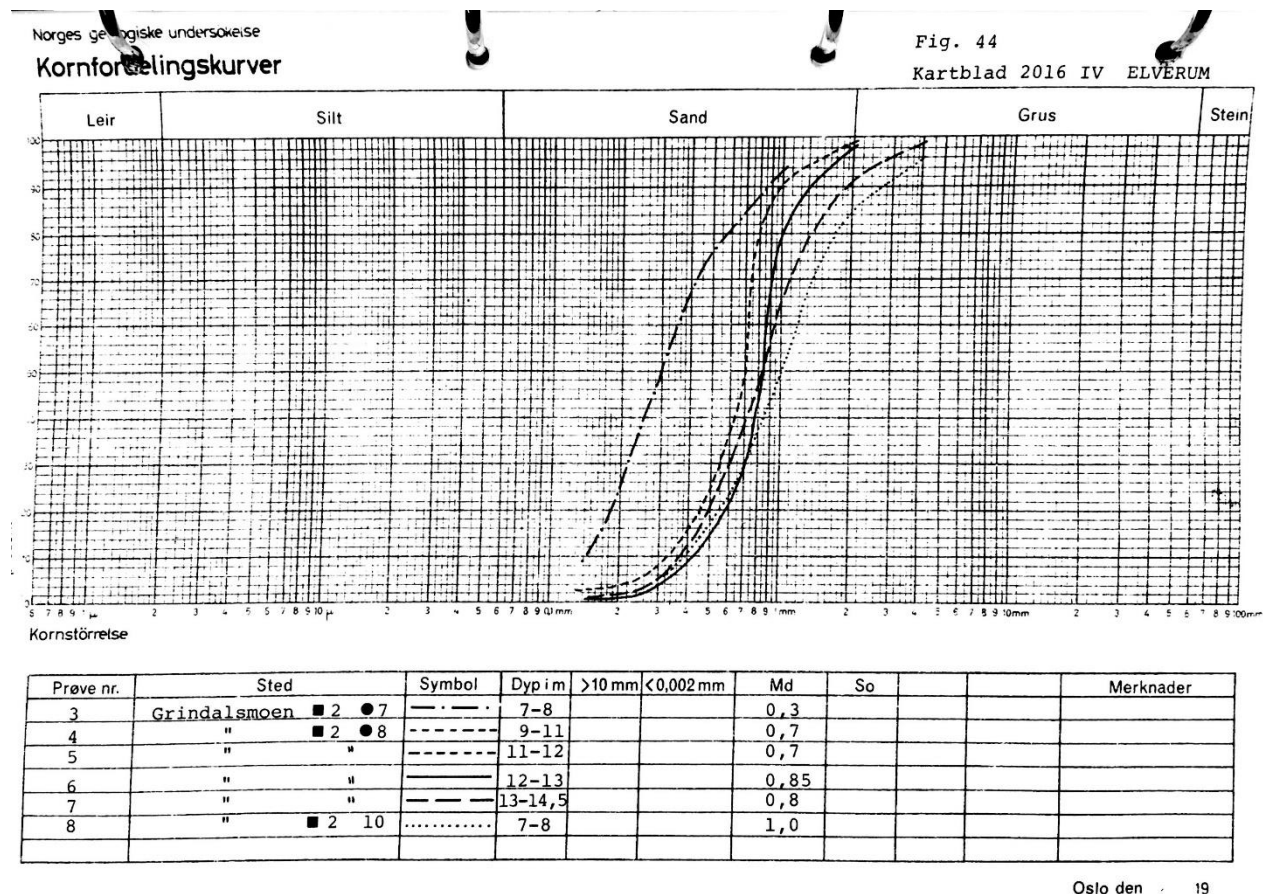
Figur C.5. Kornfordelingskurve for sedimentprøve 18-20.



Figur C.6. Kornfordelingskurve for sedimentprøve 21-24.

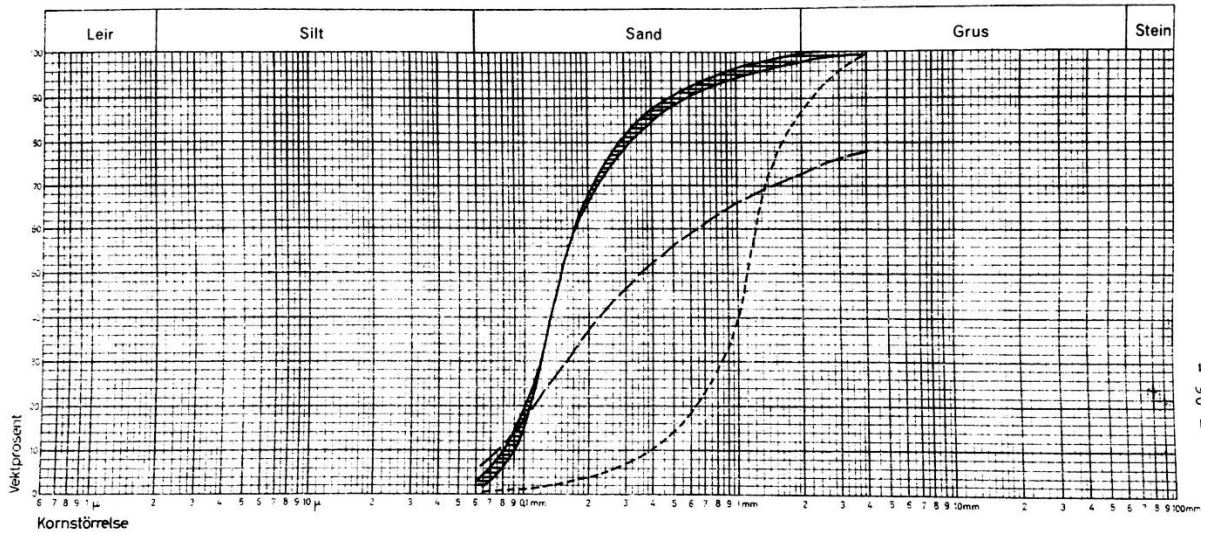
# Vedlegg D – Kornfordelingskurver av sedimentprøvene fra Sagtjernet og Grindalsmoen

Kornfordelingskurvene er scannet inn fra Gaut et al. (1981).



Figur D.1. Kornfordelingskurver for sedimentprøvene 3-8 fra brønn 7, 8 og 10 på Grindalsmoen.

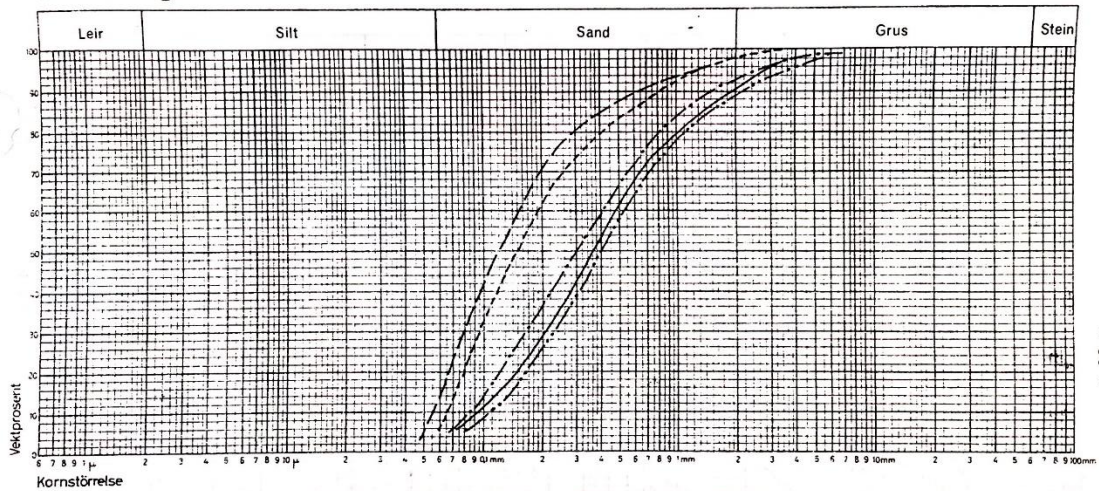
Kornfordelingskurver



Prøve nr.	Sted	Symbol	Dyp i m	>10 mm	<0,002 mm	Md	So	Merknader
9	Grindalsmoen ■ 2 ● 17	—	8			0,360		
10	" " " "	- - - -	8,5			1,100		
11-15	" " " "	▨				0,145		9,9.5,10.5 og 11m

Figur D.2. Kornfordelingskurver for sedimentprøvene 9-10 fra brønn 17 på Grindalsmoen. Prøve 11-15 ble ikke benyttet i beregningene.

Kornfordelingskurver

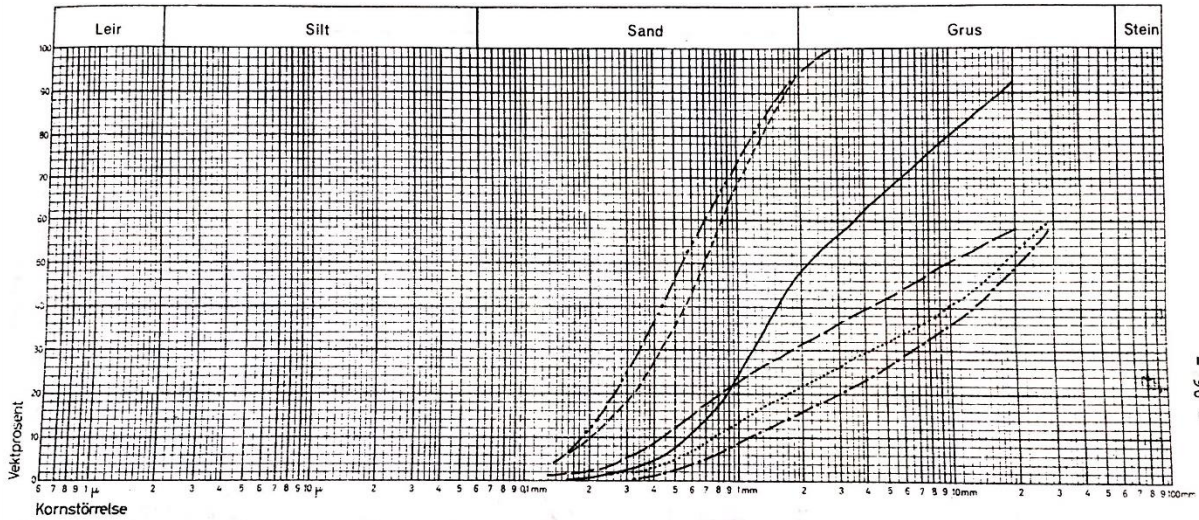


Prøve nr.	Sted	Symbol	Dyp i m	>10 mm	<0,002 mm	Md	So	Merknader
36	Sagtjernet ■ 3 ● 1	—	16					
37	" " " "	- - - -	17					
38	" " " "	▨	17,5					
39	" " " "	—	18					
40	" " " "	- - - -	19,5					

Figur D.3. Kornfordelingskurver for sedimentprøvene 36-40 fra brønn 1 ved Sagtjernet.



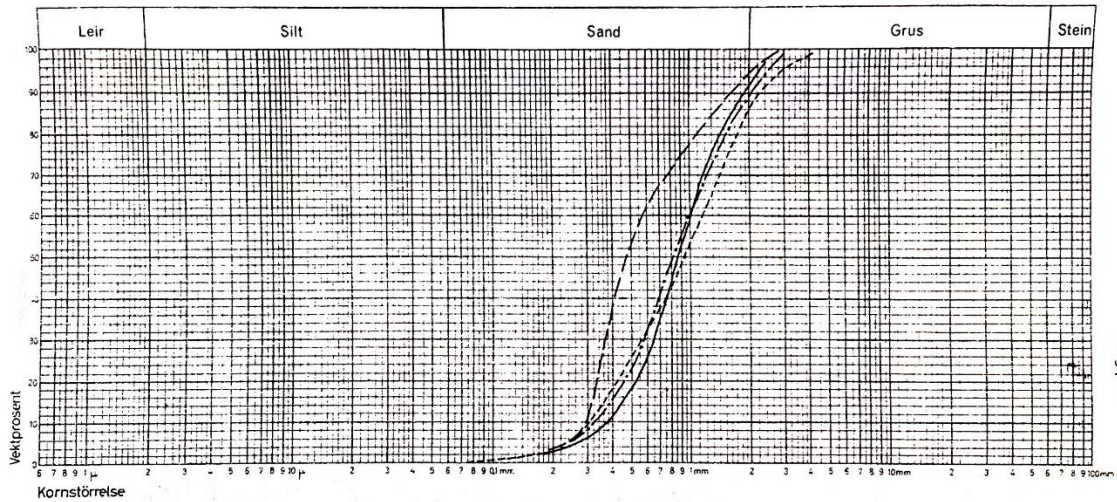
Kornfordelingskurver



Prøve nr.	Sted	Symbol	Dyp i m	>10 mm	<0,002 mm	Md	So			Merknader
41	Sagtjernet ■ 3 ● 1	---	20							
42	" " " "	- · - · -	21							
43	" " " "	.....	22							
44	" " " "	.....	23							
45	" " " "	---	24							
46	" " " "	---	24,5							

Figur D.4. Kornfordelingskurver for sedimentprøvene 41-46 fra brønn 1 ved Sagtjernet.

Kornfordelingskurver



Prøve nr.	Sted	Symbol	Dyp i m	>10 mm	<0,002 mm	Md	So			Merknader
47	Sagtjernet ■ 3 ● 4	---	20							
48	" " " "	- · - · -	21							
49	" " " "	.....	22							
50	" " " "	---	23							

Oslo den 19

Figur D.5. Kornfordelingskurver for sedimentprøvene 47-50 fra brønn 4 ved Sagtjernet.

# Vedlegg E – Beregning av K-verdi for alle prøvene fra Elverum og Melhus

Tabell E.1. (t.v.) Beregningene av K-verdien til prøvene fra Sagtjernet (Elverum).

Tabell E.2. (t.h.) Beregningene av K-verdien til prøvene fra Grindalsmoen (Elverum).

Dyp (m)	prøve id	d10 (m)	d60 (m)	U	g(U)	log(U)	ln(U)	e	E(U)	K <sub>50</sub> (m/s)	K <sub>50</sub> (m/dag)
8	3	1.45E-04	3.40E-04	2.34	3.4076	0.3701	0.8522	0.2915	16849.7672	3.54E-04	30.61
11	4	3.20E-04	7.25E-04	2.27	3.4707	0.3552	0.8179	0.2955	16869.5392	1.73E-03	149.25
12	5	3.20E-04	7.25E-04	2.27	3.4707	0.3552	0.8179	0.2955	16869.5392	1.73E-03	149.25
13	6	4.25E-04	8.50E-04	2.00	3.7205	0.3010	0.6931	0.3104	16819.1335	3.04E-03	262.48
14.5	7	3.70E-04	9.50E-04	2.57	3.2518	0.4095	0.9430	0.2811	16731.8537	2.29E-03	197.91
7	8	3.80E-04	1.20E-03	3.16	2.9477	0.4994	1.1499	0.2587	16145.6991	2.33E-03	201.44
8	9	7.50E-05	6.50E-04	8.67	2.1065	0.9379	2.1595	0.1744	10388.5184	5.84E-05	5.05
8.5	10	4.00E-04	1.20E-03	3.00	3.0171	0.4771	1.0986	0.2641	16327.9451	2.61E-03	225.72
16	36	9.50E-05	4.75E-03	50.00	1.6725	1.6990	3.9120	0.1019	3504.1371	3.16E-05	2.73
17	37	1.10E-04	5.30E-03	48.18	1.6760	1.6829	3.8750	0.1029	3585.3028	4.34E-05	3.75
17.5	38	6.50E-05	1.90E-04	2.92	3.0536	0.4658	1.0726	0.2669	16411.5239	6.93E-05	5.99
18	39	5.50E-05	1.50E-04	2.73	3.1562	0.4357	1.0033	0.2744	16603.7467	5.02E-05	4.34
19.5	40	8.50E-05	4.00E-03	47.06	1.6783	1.6726	3.8514	0.1035	3638.0327	2.63E-05	2.27
20	41	1.80E-04	7.00E-04	3.89	2.7007	0.5898	1.3581	0.2379	15207.1983	4.93E-04	42.57
21	42	2.00E-04	8.50E-04	4.25	2.6101	0.6284	1.4469	0.2296	14731.2772	5.89E-04	50.91
24.5	46	5.70E-04	3.60E-03	6.32	2.2892	0.8004	1.8431	0.1965	12335.6826	4.01E-03	346.28
20	47	3.80E-04	1.00E-03	2.63	3.2121	0.4202	0.9676	0.2784	16684.1733	2.41E-03	208.15
21	48	3.20E-04	1.00E-03	3.13	2.9616	0.4949	1.1394	0.2598	16184.6938	1.66E-03	143.19
22	49	3.00E-04	1.15E-03	3.83	2.7161	0.5836	1.3437	0.2393	15280.7142	1.38E-03	118.82
23	50	3.00E-04	5.75E-04	1.92	3.8139	0.2825	0.6506	0.3156	16756.4725	1.51E-03	130.30

Tabell E.3. Beregningene av K-verdien til prøvene fra brønn 1 ved Rådhuset i Melhus.

Prøve id	d10 (m)	d60 (m)	U	g(U)	log(U)	ln(U)	e	E(U)	K <sub>50</sub> (m/s)	K <sub>50</sub> (m/dag)
1	1,30E-04	4,47E-03	34,4	1,7155	1,5361	3,5369	0,1124	4426,28	7,48E-05	6,46
2	1,27E-04	4,56E-03	35,9	1,7096	1,5548	3,5800	0,1111	4308,33	6,95E-05	6,00
3	1,71E-04	1,79E-03	10,5	2,0197	1,0203	2,3494	0,1629	9295,16	2,72E-04	23,48
4	2,94E-04	2,48E-03	8,4	2,1193	0,9268	2,1340	0,1761	10540,33	9,11E-04	78,72
5	2,49E-04	1,76E-03	7,1	2,2190	0,8486	1,9539	0,1883	11642,53	7,22E-04	62,37
6	1,24E-04	2,04E-03	16,5	1,8641	1,2168	2,8019	0,1398	7036,69	1,08E-04	9,35
7	2,26E-04	2,53E-03	11,2	1,9923	1,0497	2,4170	0,1591	8925,29	4,56E-04	39,39
8	3,79E-04	2,27E-03	6,0	2,3245	0,7780	1,7913	0,2004	12659,96	1,82E-03	157,12
9	5,95E-04	3,98E-03	6,7	2,2527	0,8248	1,8992	0,1923	11983,81	4,24E-03	366,56
10	6,94E-04	4,52E-03	6,5	2,2691	0,8137	1,8736	0,1942	12144,36	5,85E-03	505,37
12	5,26E-04	3,47E-03	6,6	2,2607	0,8193	1,8866	0,1932	12062,72	3,34E-03	288,36
13	3,77E-04	1,94E-03	5,1	2,4403	0,7112	1,6377	0,2128	13612,64	1,93E-03	167,16
15	3,69E-04	2,89E-03	7,8	2,1600	0,8933	2,0568	0,1812	11007,57	1,50E-03	129,50
16	2,34E-04	1,84E-03	7,9	2,1562	0,8963	2,0638	0,1807	10964,86	6,00E-04	51,87
17	2,92E-04	2,26E-03	7,8	2,1648	0,8895	2,0481	0,1818	11060,74	9,43E-04	81,48
18	3,88E-04	1,57E-03	4,1	2,6566	0,6082	1,4004	0,2339	14985,29	2,26E-03	194,91
19	4,98E-04	2,00E-03	4,0	2,6649	0,6047	1,3923	0,2346	15028,35	3,73E-03	322,02
20	2,13E-04	1,64E-03	7,7	2,1680	0,8870	2,0424	0,1822	11095,99	5,03E-04	43,49
21	2,85E-04	1,45E-03	5,1	2,4514	0,7053	1,6241	0,2140	13695,55	1,11E-03	96,11
22	1,38E-04	4,83E-04	3,5	2,8192	0,5441	1,2528	0,2482	15718,04	2,99E-04	25,86
23	1,79E-04	5,87E-04	3,3	2,8990	0,5158	1,1876	0,2548	15997,94	5,13E-04	44,29
24	1,36E-04	6,37E-04	4,7	2,5196	0,6706	1,5441	0,2208	14174,29	2,62E-04	22,65



## Vedlegg F – Modifiserte brønner brukt i modelleringen av fjelloverflaten

Tabell F.1. Oversikt over alle brønnene som ble modifisert ved modelleringen av dyp til fjell.

Brønn ID:	Type brønn:	Bunn av brønn (m):	Fiktiv verdi til fjell (m):
8961	Grunnvannsbrønn	35,7	37,7
9276	Grunnvannsbrønn	23	25
9275	Grunnvannsbrønn	(Ingen info, satt til samme dyp som 9276 som er rett ved)	25
9274	Grunnvannsbrønn	(Ingen info, satt til samme dyp som 9276 som er rett ved)	25
9277	Grunnvannsbrønn	17,5	19,5
8962	Grunnvannsbrønn	21,7	23,7
18456	Sonderboring	19	21
18600	Sonderboring	21,2	23,2
18620	Sonderboring	22	24
18517	Sonderboring	17,5	19,5
18579	Sonderboring	14,5	16,5

# Vedlegg E – Alle punktene brukt i modelleringen av fjelloverflaten

Tabell E.1. Alle punktene benyttet til modellering av fjelloverflaten med koordinater, type brønn eller punkt og dyp til fjell (meter under overflaten). Tabellen strekker seg over 9 sider.

BRØNN ID	BRØNNTYPE	UTM32 ØV	UTM32 NS	DYP TIL FJELL (m)
	Fjellidagen	641463.66	6755287.39	0
	Fjellidagen	641452.79	6751588.69	0
	Fjellidagen	643633.75	6752214.05	0
	Fjellidagen	639872.21	6753452.40	0
	Fjellidagen	640255.37	6754090.32	0
	Fjellidagen	640350.33	6754827.22	0
	Fjellidagen	641645.44	6754479.47	0
	Fjellidagen	640720.16	6753109.29	0
	Fjellidagen	639606.75	6755239.13	0
	Fjellidagen	639344.62	6755592.19	0
	Fjellidagen	640454.64	6756127.14	0
	Fjellidagen	641864.73	6753807.17	0
	Fjellidagen	640964.48	6753784.09	0
	Fjellidagen	639329.83	6752598.89	0
	Fjellidagen	639735.14	6754950.25	0
	Fjellidagen	640505.46	6755544.05	0
	Fjellidagen	639512.94	6759236.73	0
	Fjellidagen	642017.66	6754338.09	0
	Fjellidagen	641293.42	6754190.93	0
	Fjellidagen	641685.95	6751542.06	0
	Fjellidagen	641299.74	6752328.84	0
	Fjellidagen	639722.45	6752912.98	0
	Fjellidagen	640363.70	6754361.14	0
	Fjellidagen	640556.28	6753733.24	0
	Fjellidagen	639836.77	6755736.63	0
	Fjellidagen	640200.54	6755731.28	0
	Fjellidagen	640551.88	6758117.61	0
	Fjellidagen	639589.64	6758145.50	0
	Fjellidagen	643796.37	6752199.70	0
	Fjellidagen	640008.83	6752809.06	0
	Fjellidagen	640406.50	6755255.18	0
	Fjellidagen	639505.10	6755822.22	0
	Fjellidagen	639989.24	6755800.82	0
	Fjellidagen	640139.02	6755506.60	0
	Fjellidagen	639920.84	6758162.93	0
	Fjellidagen	640353.16	6758291.93	0

BRØNN ID	BRØNNTYPE	UTM32 ØV	UTM32 NS	DYP TIL FJELL (m)
	Fjellidagen	639617.53	6758804.42	0
	Fjellidagen	640203.24	6757793.38	0
	Fjellidagen	638850.53	6756025.79	0
	Fjellidagen	641746.43	6753980.30	0
	Fjellidagen	640997.31	6752892.20	0
	Fjellidagen	639796.66	6755391.59	0
	Fjellidagen	642236.95	6754023.58	0
	Fjellidagen	643428.39	6750435.44	0
	Fjellidagen	641639.32	6751348.36	0
	Fjellidagen	641194.52	6752228.40	0
	Fjellidagen	639941.09	6755597.54	0
	Fjellidagen	637850.62	6755280.07	0
	Fjellidagen	638899.34	6756255.89	0
	Fjellidagen	639296.79	6756053.68	0
	Fjellidagen	641807.02	6753625.39	0
	Fjellidagen	639973.19	6754803.14	0
	Fjellidagen	640936.10	6755273.90	0
	Fjellidagen	640652.57	6756263.56	0
24171	EnergiBrønn	637117.00	6752767.00	15
24170	EnergiBrønn	638961.00	6752363.00	15.5
24426	EnergiBrønn	639121.00	6752311.00	19
34379	EnergiBrønn	640403.00	6750047.00	8
33741	EnergiBrønn	640500.00	6750147.00	4.5
32865	EnergiBrønn	638948.00	6750485.00	11
32723	EnergiBrønn	638935.00	6753589.00	18
24146	EnergiBrønn	641985.00	6755712.00	10
25912	EnergiBrønn	638437.00	6751885.00	10
25914	EnergiBrønn	638443.00	6751883.00	14
26006	EnergiBrønn	639084.00	6752919.00	15
26046	EnergiBrønn	638827.00	6750418.00	7
26090	EnergiBrønn	639597.00	6751539.00	16.5
62483	EnergiBrønn	639885.00	6751450.00	4.5
40694	EnergiBrønn	640296.00	6751207.00	5.5
34306	EnergiBrønn	639198.00	6750651.00	3.5
34308	EnergiBrønn	639198.00	6750652.00	2
34309	EnergiBrønn	639198.00	6750653.00	2
34589	EnergiBrønn	639455.00	6752896.00	4.5
34604	EnergiBrønn	638838.00	6755376.00	21
45447	EnergiBrønn	640115.00	6751386.00	4
45464	EnergiBrønn	638906.00	6753647.00	28
45465	EnergiBrønn	638908.00	6750627.00	3.5
45466	EnergiBrønn	639591.00	6754634.00	25
45467	EnergiBrønn	639964.00	6751421.00	4.5

BRØNN ID	BRØNNTYPE	UTM32 ØV	UTM32 NS	DYP TIL FJELL (m)
45468	EnergiBrønn	640149.00	6751379.00	4.5
48408	EnergiBrønn	640175.00	6751832.00	4.5
46503	EnergiBrønn	637076.00	6753346.00	5
46593	EnergiBrønn	639359.00	6754478.00	14
46588	EnergiBrønn	638824.00	6750466.00	8
46579	EnergiBrønn	639711.00	6751105.00	12.5
46578	EnergiBrønn	639733.00	6751171.00	11
48713	EnergiBrønn	640026.00	6751944.00	1.5
42050	EnergiBrønn	639577.00	6753612.00	37
43409	EnergiBrønn	640281.00	6753041.00	4
43397	EnergiBrønn	640473.00	6750171.00	5
43396	EnergiBrønn	640467.00	6750161.00	4.5
45078	EnergiBrønn	639728.00	6750033.00	5
44745	EnergiBrønn	640233.00	6753420.00	6.5
44598	EnergiBrønn	639501.00	6754383.00	40.5
54093	EnergiBrønn	639588.00	6752267.00	20
54006	EnergiBrønn	636426.00	6754009.00	10.5
54007	EnergiBrønn	639691.00	6751095.00	13.5
54092	EnergiBrønn	639541.00	6751404.00	14
54104	EnergiBrønn	637968.00	6753018.00	33
51126	EnergiBrønn	636444.00	6753970.00	12
54105	EnergiBrønn	637953.00	6753012.00	33
54106	EnergiBrønn	640178.00	6751493.00	3.5
54107	EnergiBrønn	639733.00	6753713.00	40
54088	EnergiBrønn	639661.00	6751045.00	2
52291	EnergiBrønn	639078.00	6754614.00	15.5
55978	EnergiBrønn	638967.00	6755395.00	21
48536	EnergiBrønn	636489.00	6753845.00	12
51234	EnergiBrønn	639794.00	6751223.00	8
51233	EnergiBrønn	639794.00	6751233.00	7.5
51757	EnergiBrønn	639054.00	6753404.00	15.5
51752	EnergiBrønn	639678.00	6751172.00	16.5
51750	EnergiBrønn	639742.00	6751229.00	10.5
51745	EnergiBrønn	639655.00	6751069.00	7.5
51721	EnergiBrønn	636638.00	6753920.00	15
51706	EnergiBrønn	638654.00	6753377.00	10.5
51702	EnergiBrønn	639890.00	6754418.00	46
51700	EnergiBrønn	638473.00	6755382.00	27
51698	EnergiBrønn	640464.00	6750248.00	1
51697	EnergiBrønn	640579.00	6750105.00	8
48317	EnergiBrønn	639723.00	6751012.00	7
48261	EnergiBrønn	638652.00	6753432.00	13
60045	EnergiBrønn	639683.00	6751056.00	2

BRØNN ID	BRØNNTYPE	UTM32 ØV	UTM32 NS	DYP TIL FJELL (m)
59749	EnergiBrønn	639284.00	6755046.00	21
59743	EnergiBrønn	639196.00	6755097.00	25
59731	EnergiBrønn	640162.00	6751338.00	4
59730	EnergiBrønn	639750.00	6751273.00	9
59799	EnergiBrønn	639787.00	6752268.00	2
59723	EnergiBrønn	639693.00	6751179.00	16
59721	EnergiBrønn	639529.00	6751355.00	16.5
59720	EnergiBrønn	639582.00	6753544.00	19
59686	EnergiBrønn	639192.00	6754270.00	34
59685	EnergiBrønn	636536.00	6751054.00	12.5
60840	EnergiBrønn	640529.00	6750147.00	1.5
60787	EnergiBrønn	638592.00	6754768.00	30
55745	EnergiBrønn	639402.00	6753109.00	19
59917	EnergiBrønn	637947.00	6752461.00	25
55747	EnergiBrønn	639706.00	6751042.00	6
55748	EnergiBrønn	639723.00	6751235.00	10
60706	EnergiBrønn	639450.00	6751028.00	10
59725	EnergiBrønn	639698.00	6751071.00	7.5
53871	EnergiBrønn	640596.00	6750423.00	2
55441	EnergiBrønn	639972.00	6754022.00	40
57366	EnergiBrønn	639266.00	6754614.00	35
56428	EnergiBrønn	639109.00	6753000.00	15
56205	EnergiBrønn	639984.00	6754092.00	34
56155	EnergiBrønn	639474.00	6751281.00	20
57646	EnergiBrønn	640225.00	6751155.00	4.5
78527	EnergiBrønn	639176.00	6755053.00	22
78801	EnergiBrønn	638881.00	6754915.00	23
78832	EnergiBrønn	639464.00	6752346.00	10
78833	EnergiBrønn	639844.00	6751053.00	4
80312	EnergiBrønn	639620.00	6754312.00	53
71421	EnergiBrønn	638935.00	6750262.00	17
61755	EnergiBrønn	639272.00	6754304.00	32.5
61750	EnergiBrønn	640173.00	6754237.00	28
61748	EnergiBrønn	640151.00	6754251.00	29
64477	EnergiBrønn	638858.00	6750484.00	7.5
62480	EnergiBrønn	639756.00	6751257.00	10
64589	EnergiBrønn	640357.00	6750896.00	12
64586	EnergiBrønn	640147.00	6751840.00	5
64585	EnergiBrønn	639070.00	6755647.00	15.5
64584	EnergiBrønn	637880.00	6752956.00	32
64581	EnergiBrønn	639357.00	6751430.00	17.5
64580	EnergiBrønn	639646.00	6750477.00	2
64579	EnergiBrønn	639690.00	6750371.00	1.5

BRØNN ID	BRØNNTYPE	UTM32 ØV	UTM32 NS	DYP TIL FJELL (m)
64577	EnergiBrønn	639670.00	6751487.00	14.5
64571	EnergiBrønn	639534.00	6751550.00	20.5
64570	EnergiBrønn	638908.00	6755604.00	18
62055	EnergiBrønn	639123.00	6750967.00	0
61326	EnergiBrønn	639013.00	6753156.00	15
61327	EnergiBrønn	640195.00	6751672.00	6
61329	EnergiBrønn	640019.00	6751103.00	4
61405	EnergiBrønn	639739.00	6751423.00	21
61794	EnergiBrønn	638703.00	6753132.00	17
61793	EnergiBrønn	639721.00	6752910.00	7
61792	EnergiBrønn	639685.00	6751355.00	14
64603	EnergiBrønn	639109.00	6750373.00	10
80002	EnergiBrønn	638988.00	6755607.00	18
64495	EnergiBrønn	639596.00	6751227.00	24
83205	EnergiBrønn	639421.00	6750376.00	2.5
83207	EnergiBrønn	639470.00	6752008.00	12.5
83213	EnergiBrønn	639990.00	6750474.00	5
83224	EnergiBrønn	639209.00	6750442.00	2
71665	EnergiBrønn	639982.00	6752219.00	2
71671	EnergiBrønn	639771.00	6754011.00	45
71678	EnergiBrønn	639436.00	6751416.00	16.5
63857	EnergiBrønn	639119.00	6755609.00	20
63858	EnergiBrønn	639105.00	6754863.00	17
82035	EnergiBrønn	639909.00	6754491.00	42
79732	EnergiBrønn	636547.00	6753887.00	13
77745	EnergiBrønn	636568.00	6753888.00	18
80318	EnergiBrønn	639332.00	6752650.00	0.5
80319	EnergiBrønn	639328.00	6752641.00	0.5
76139	EnergiBrønn	638986.00	6755566.00	18.5
76140	EnergiBrønn	639482.00	6753229.00	16
76175	EnergiBrønn	639188.00	6752673.00	0.6
76176	EnergiBrønn	639207.00	6752679.00	2
76177	EnergiBrønn	639197.00	6752688.00	4
76178	EnergiBrønn	639180.00	6752684.00	5
76179	EnergiBrønn	638431.00	6750102.00	27.5
76180	EnergiBrønn	638421.00	6750113.00	26
76181	EnergiBrønn	638433.00	6750119.00	27
76182	EnergiBrønn	638440.00	6750107.00	27.5
76183	EnergiBrønn	639937.00	6750837.00	7
76184	EnergiBrønn	639712.00	6751167.00	11
76185	EnergiBrønn	639526.00	6750456.00	2
76186	EnergiBrønn	639023.00	6754213.00	31
76282	EnergiBrønn	639741.00	6750385.00	10



BRØNN ID	BRØNNTYPE	UTM32 ØV	UTM32 NS	DYP TIL FJELL (m)
76350	EnergiBrønn	638805.00	6753090.00	13
76358	EnergiBrønn	639794.00	6751002.00	6
77538	EnergiBrønn	638829.00	6755295.00	19.5
77586	EnergiBrønn	638982.00	6753320.00	19
68011	EnergiBrønn	639370.00	6751093.00	14.5
68012	EnergiBrønn	639379.00	6751057.00	13.5
68013	EnergiBrønn	639703.00	6753270.00	37
68031	EnergiBrønn	639487.00	6751095.00	15
63834	EnergiBrønn	638557.00	6755101.00	22
67427	EnergiBrønn	638805.00	6755354.00	19
71578	EnergiBrønn	639600.00	6751169.00	21
82373	EnergiBrønn	640165.00	6750430.00	9
82375	EnergiBrønn	640003.00	6750520.00	5.5
76649	EnergiBrønn	639653.00	6753074.00	31
71479	EnergiBrønn	639630.00	6751015.00	1
71485	EnergiBrønn	639730.00	6751387.00	22.5
72560	EnergiBrønn	639544.00	6752886.00	10
71550	EnergiBrønn	639000.00	6755600.00	19
71564	EnergiBrønn	639712.00	6753233.00	37
65401	EnergiBrønn	639280.00	6750190.00	18
70680	EnergiBrønn	636461.00	6753852.00	13
76051	EnergiBrønn	636430.00	6753909.00	12
85850	EnergiBrønn	638951.00	6753658.00	29
85851	EnergiBrønn	639622.00	6752848.00	9.5
85852	EnergiBrønn	640193.00	6750443.00	6.5
85854	EnergiBrønn	640106.00	6753106.00	3
86002	EnergiBrønn	638836.00	6753435.00	13
86016	EnergiBrønn	640345.00	6751146.00	75
76909	EnergiBrønn	639005.00	6754630.00	17
85236	EnergiBrønn	639090.00	6755105.00	19
85366	EnergiBrønn	639907.00	6750536.00	2
85534	EnergiBrønn	639255.00	6752665.00	5
85662	EnergiBrønn	639889.00	6750479.00	2
85663	EnergiBrønn	639984.00	6750426.00	5
86024	EnergiBrønn	639416.00	6751291.00	22.5
86029	EnergiBrønn	639601.00	6749931.00	5
86033	EnergiBrønn	640655.00	6753972.00	23
86034	EnergiBrønn	640058.00	6751851.00	1.5
86035	EnergiBrønn	640038.00	6751876.00	45
68452	EnergiBrønn	636714.00	6753895.00	9
68451	EnergiBrønn	636390.00	6753905.00	12
74372	EnergiBrønn	637984.00	6752932.00	25
74373	EnergiBrønn	638000.00	6752926.00	25

BRØNN ID	BRØNNTYPE	UTM32 ØV	UTM32 NS	DYP TIL FJELL (m)
74374	EnergiBrønn	638013.00	6752930.00	25
67970	EnergiBrønn	639190.00	6755599.00	22
67992	EnergiBrønn	638909.00	6750476.00	11
74009	EnergiBrønn	640010.00	6752368.00	0.3
74045	EnergiBrønn	638815.00	6754684.00	22
74046	EnergiBrønn	639383.00	6751433.00	19.5
73995	EnergiBrønn	639027.00	6755623.00	19.5
74002	EnergiBrønn	639722.00	6754041.00	42
67993	EnergiBrønn	640563.00	6754081.00	28
67995	EnergiBrønn	639028.00	6755586.00	15.5
74076	EnergiBrønn	640151.00	6754179.00	27
73951	EnergiBrønn	639528.00	6752327.00	10
73952	EnergiBrønn	639589.00	6752300.00	16
73954	EnergiBrønn	639163.00	6755631.00	22.5
73956	EnergiBrønn	638947.00	6755636.00	22.5
73957	EnergiBrønn	639094.00	6755602.00	18.5
73958	EnergiBrønn	638855.00	6754736.00	20
73961	EnergiBrønn	639669.00	6753999.00	44
72750	EnergiBrønn	639721.00	6753146.00	36
74007	EnergiBrønn	639773.00	6752238.00	0.5
65956	EnergiBrønn	639175.00	6753004.00	19
67998	EnergiBrønn	638891.00	6755574.00	17
67999	EnergiBrønn	639108.00	6755643.00	19
68000	EnergiBrønn	639148.00	6755642.00	19.5
68007	EnergiBrønn	639438.00	6751145.00	17
68008	EnergiBrønn	639422.00	6751141.00	17
89231	EnergiBrønn	639745.00	6752157.00	4
87181	EnergiBrønn	640128.00	6751651.00	4
89155	EnergiBrønn	636933.00	6753287.00	10
89156	EnergiBrønn	639905.00	6752385.00	1.5
89046	EnergiBrønn	640125.00	6750361.00	8
90825	EnergiBrønn	639926.00	6752956.00	0.3
90829	EnergiBrønn	638587.00	6755051.00	21.5
90830	EnergiBrønn	639625.00	6752889.00	12.5
89108	EnergiBrønn	639039.00	6754253.00	32
89123	EnergiBrønn	639966.00	6750460.00	5
88636	EnergiBrønn	639471.00	6751993.00	10
88637	EnergiBrønn	639867.00	6749799.00	10
88638	EnergiBrønn	638988.00	6750465.00	6.5
90720	EnergiBrønn	639451.00	6750373.00	9
90727	EnergiBrønn	638991.00	6754229.00	28
8312	GrunnvannBrønn	638219.00	6751408.00	18.5
8970	GrunnvannBrønn	640533.00	6753927.00	21.7

BRØNN ID	BRØNNTYPE	UTM32 ØV	UTM32 NS	DYP TIL FJELL (m)
8969	GrunnvannBrønn	637360.00	6753117.00	13.4
8967	GrunnvannBrønn	638764.00	6752964.00	8.4
8966	GrunnvannBrønn	639100.00	6752824.00	15.6
8965	GrunnvannBrønn	638232.00	6751826.00	20.7
8304	GrunnvannBrønn	639329.00	6754859.00	18
8959	GrunnvannBrønn	639170.00	6751338.00	18.4
8960	GrunnvannBrønn	639500.00	6751744.00	11
8963	GrunnvannBrønn	636939.00	6753125.00	11
8964	GrunnvannBrønn	636880.00	6754933.00	14.2
5490	GrunnvannBrønn	637568.94	6754277.74	34
27345	GrunnvannBrønn	644673.00	6751959.00	11
8420	GrunnvannBrønn	637667.00	6751803.00	30
8421	GrunnvannBrønn	637688.00	6752069.00	27.5
8422	GrunnvannBrønn	637749.00	6752172.00	24.5
8424	GrunnvannBrønn	637548.00	6752296.00	17.5
7074	GrunnvannBrønn	637729.00	6752248.00	24
24486	GrunnvannBrønn	638173.00	6751782.00	1
9272	GrunnvannBrønn	637863.00	6753201.00	17
9273	GrunnvannBrønn	639328.00	6753596.00	25.5
9278	GrunnvannBrønn	637988.00	6751482.00	14
9270	GrunnvannBrønn	637968.00	6753091.00	27
9271	GrunnvannBrønn	637923.00	6753136.00	28
27057	GrunnvannBrønn	638884.00	6753091.00	16
8423	GrunnvannBrønn	637568.00	6752092.00	19
8311	GrunnvannBrønn	638115.00	6751605.00	18
8971	GrunnvannBrønn	638899.00	6752343.00	14.8
9265	GrunnvannBrønn	638290.00	6752944.00	24
9269	GrunnvannBrønn	639291.00	6750152.00	10
26103	GrunnvannBrønn	636653.00	6755324.00	19
8310	GrunnvannBrønn	638027.00	6751702.00	20
38031	GrunnvannBrønn	640313.00	6755762.00	12
55429	GrunnvannBrønn	637373.00	6754357.00	27
61497	GrunnvannBrønn	645086.00	6753402.00	8
65880	GrunnvannBrønn	639381.00	6754123.00	42
71490	GrunnvannBrønn	639060.00	6754498.00	15.5
86003	GrunnvannBrønn	640135.00	6754155.00	25
65881	GrunnvannBrønn	639274.00	6754077.00	37
65882	GrunnvannBrønn	637781.00	6752762.00	25.5
65883	GrunnvannBrønn	637801.00	6752688.00	25
65884	GrunnvannBrønn	638014.00	6752732.00	23
11102	Sonderboring	640200.00	6749800.00	7.7
11156	Sonderboring	639530.00	6750050.00	7
11314	Sonderboring	639960.00	6750452.00	7

BRØNN ID	BRØNNTYPE	UTM32 ØV	UTM32 NS	DYP TIL FJELL (m)
11399	Sonderboring	639320.00	6750915.00	3.7
11415	Sonderboring	637420.00	6752690.00	7.2
11479	Sonderboring	638865.00	6752649.00	10.3
18275	Sonderboring	638313.00	6752967.00	21.5
18396	Sonderboring	637482.00	6753513.00	23.2
18398	Sonderboring	637353.00	6753761.00	30
18453	Sonderboring	637018.00	6754413.00	25
18637	Sonderboring	638271.00	6749983.00	20
26381	Sonderboring	637695.00	6751631.00	10
26354	Sonderboring	637695.00	6751631.00	29
26353	Sonderboring	637624.00	6752175.00	27.5
26379	Sonderboring	637717.00	6752357.00	11
18449	Sonderboring	637156.00	6754078.00	18.5
26380	Sonderboring	637068.00	6752069.00	11.7
11	Seismikk	640818.14	6754962.00	14.5
22	Seismikk	640619.70	6754892.80	22
33	Seismikk	640616.40	6755190.40	18
44	Seismikk	640781.80	6755544.30	15.5
55	Seismikk	640890.90	6755471.50	14.5
66	Seismikk	640910.70	6754988.70	15
77	Seismikk	640672.60	6754906.00	20
200	georadar99	639923.807	6755320.474	13
201	georadar99	640098.433	6755459.38	22
115	georadar15	640143.514	6753446.689	20
116	georadar15	640147.252	6753302.828	12
118	georadar15	639961.824	6753171.082	3
117	georadar15	639846.775	6753239.525	23
113	georadar15	640299.584	6753479.058	20
114	georadar15	640124.557	6753336.553	12
666	Fiktivt	639657.322	6760864.903	0.5