

Johanne Strålberg og Sofie Hartvigsen

Geologiske forutsetninger for uttak av grunnvarme i Trondheimsområdet

Varmeledningsevne og varmeproduksjon

Masteroppgave i Geologi

Veileder: Randi Kalskin Ramstad

Medveileder: Trond Slagstad og Henrik Holmberg

Mai 2022



Johanne Strålberg og Sofie Hartvigsen

Geologiske forutsetninger for uttak av grunnvarme i Trondheimsområdet

Varmeledningsevne og varmeproduksjon

Masteroppgave i Geologi

Veileder: Randi Kalskin Ramstad

Medveileder: Trond Slagstad og Henrik Holmberg

Mai 2022

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet

Fakultet for ingeniørvitenskap

Institutt for geovitenskap og petroleum



Norwegian University of
Science and Technology

Sammendrag

Det er viktig å ha kjennskap til de termiske egenskapene til berggrunnen for å oppnå riktig dimensjonering av grunnvarmesystemer i fjell. God varmeledningsevne i berggrunnen er nødvendig for å kunne hente ut varme fra bakken. Formålet med denne oppgaven var å få bedre kunnskap om varmeledningsevnen og varmeproduksjonen til bergartene i Trondheimsområdet, og hvordan det påvirker dimensjonering av energibrønner i fjell.

Det ble samlet inn 75 bergartsprøver fra Trondheimsområdet. Varmeledningsevnen til alle prøvene ble målt med C-Therm MTPS, og varierte fra 2,4 til 6,0 W/(m·K). For 45 av de 75 prøvene ble varmeproduksjonen beregnet ut ifra XRF- og LA-ICP-MS-analyser, verdiene varierte fra 0,01 til 3,43 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Varmeledningsevnen alene tilsier at det er gode forutsetninger for uttak av grunnvarme i Trondheimsområdet. Varmeproduksjonen er vist til å være av mindre betydning.

Det ble fremstilt to kart basert på målingene av varmeledningsevne og varmeproduksjon, som kan brukes til å vurdere plassering av grunnvarmeanlegg. Det er riktignok ikke anbefalt å bruke de som eneste kilde i dimensjonering av grunnvarmeanlegg, men de kan gi en indikasjon på hva som kan forventes før grundigere undersøkelser gjennomføres.

For å se hvilken påvirkning varmeledningsevnen og varmeproduksjonen har for dimensjonering av ulike systemer ble programvaren EED benyttet. Målte verdier fra Trondheimsområdet ble brukt for å gi en realistisk variasjon. Resultatet viste at en endring i varmeledningsevnen fra 2,9 til 4,1 W/(m·K) reduserte nødvendig brønnlengde med 22 meter i én brønn for en enebolig. For en boligblokk ble den nødvendige brønnlengden redusert med 26 meter hver for 38 brønner, totalt 988 meter.

Studiet har vist at det er vanskelig å forutse varmeledningsevnen og varmeproduksjon i berggrunnen. Det er derfor anbefalt å gjøre tilsvarende studie andre steder, for å kartlegge potensialet for grunnvarme. Det er også store usikkerheter tilknyttet kartene, og de kan med fordel utbedres med flere prøver og målinger.

Abstract

It is important to have previous knowledge of the thermal properties of the bedrock to achieve correct dimensioning of ground source heating systems in the bedrock. Good thermal conductivity in the bedrock is required for heat extraction from the ground. The purpose of this thesis was to gain better knowledge regarding the thermal conductivity and heat production of the rocks in the Trondheim area. Specifically, this thesis investigates how these factors affect the dimensioning of energy wells in bedrock.

75 rock samples were collected from the Trondheim area. The thermal conductivity of all the samples was measured with C-Therm MTPS and varied from 2,4 to 6,0 W/(m·K). For 45 of the 75 samples, the heat production was calculated based on XRF and LA-ICP-MS analyses, the values varied from 0,01 to 3,43 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. The thermal conductivity alone, indicates that there are good conditions for ground heating in the Trondheim area. Heat production is shown to be of less importance.

Two maps were produced based on the measurements of thermal conductivity and heat production, which can be used to locate ideal areas for ground source heating systems. Although it is not recommended to use these maps as the only source when dimensioning ground source heating systems, they can give an indication of expected values before more thorough investigations.

To see what effect the thermal conductivity and heat production have on the dimensioning of different systems, the EED software was used. Measured values from the Trondheim area were included to provide a realistic variation. The results showed that a change in thermal conductivity from 2,9 to 4,1 W/(m·K) reduced the required well length by 22 meters in one well for a single house. For an apartment complex, the required well length was reduced by 26 meters each in 38 wells, for a total of 988 meters.

This study has shown that it is difficult to predict thermal conductivity and heat production in the bedrock. It is therefore recommended to do a similar study elsewhere in order to map the potential for ground heat. There are also large uncertainties associated with the maps, and they can be improved with more samples and measurements.

Forord

Denne masteroppgaven i geologi er utarbeidet høsten 2021 og våren 2022 av Johanne Strålberg og Sofie Hartvigsen. Oppgaven er det avsluttende arbeidet for det toårige masterprogrammet i geologi, ved Institutt for geovitenskap og petroleum på NTNU i Trondheim. Oppgaven har blitt utformet i samarbeid med hovedveileder Randi Kalskin Ramstad og eksterne medveiledere Trond Slagstad og Henrik Holmberg. Oppgaven er en del av Asplan Viak programmet.

Målinger av varmeledningsevne ble gjennomført ved NGU på deres instrument C-Therm MTPS. XRF og XRD-analyser er gjennomført på NTNU. LA-ICP-MS er utført av NGU. Termisk responstest-data er bevilget av Asplan Viak.

Sammen har vi skrevet og levert likeverdig bidrag til denne oppgaven. Vi har hatt et godt og konstruktivt samarbeid gjennom det siste året, og vi er glade for muligheten vi fikk til å skrive sammen. Gjennom hele prosessen, fra planlegging, feltarbeid, labarbeid, og skrivning, har fire hender og to hoder vært en styrke for vår læring. Det har bidratt til bedre forståelse og gode diskusjoner.

Vi vil takke vår hovedveileder Randi Kalskin Ramstad (NTNU og Asplan Viak) og medveileder Henrik Holmberg (Asplan Viak), for eksperthjelp, gode tilbakemeldinger og veiledning gjennom hele året. Vi vil også takke vår medveileder Trond Slagstad (NGU) for alle innspill i prosessen. Takk for engasjementet ditt og tiden du har satt av til å veilede og diskutere med oss.

Videre vil vi takke Marta Osinska på NGU for oppfølging og veiledning på lab med C-Therm og måling av varmeledningsevne. Vi vil takke Torill Sørlokk og Laurentius Tjihuis på kjemisk-mineralogisk laboratorium (NTNU, IGP), for tålmodighet og hjelp gjennom våre mange timer på lab.

Takk til Hans Jacob og Marit for korrekturlesning.

Takk til Asplan Viak for kontorplass gjennom skriveperioden.

Vi vil takke våre medstudenter for samholdet på lesesal om dagen så vel som på kvelden. Takk for at dere holdt ut med oss selv når vi måtte kommunisere oss to imellom.

Til slutt vil vi takke venner og familie for tålmodighet og motiverende ord gjennom det siste året. Vi ser frem til å tilbringe mer tid med dere heretter.



Johanne Strålberg og Sofie Hartvigsen

Trondheim, mai 2022

Innholdsfortegnelse

Figurer	vi
Tabeller	vii
Forkortelser og symboler	viii
1 Introduksjon	1
2 Tidligere arbeid	3
2.1 Bergarters varmeledningsevne og varmeproduksjon i Trondheimsområdet	3
2.2 Termiske responstester (TRT) i Trondheimsområdet	4
2.3 Varmeledningsevne i Oslofeltet	5
2.4 Kartlegging av grunnvarmepotensialet i løsmasser og berggrunn i Alvdal	9
2.5 Kartlegging av energipotensialet i berggrunnen, Bekkestua, Bærum kommune .	9
2.6 Bergarters varmeproduksjon i Norge	10
3 Teori	12
3.1 Grunnens termiske egenskaper	12
3.1.1 Varmeoverføringsmekanismer	12
3.1.2 Varmeledningsevne i bergarter	13
3.1.3 Varmekapasitet i bergarter	16
3.1.4 Tetthet av bergarter	16
3.2 Måling av varmeledningsevne i bergarter	17
3.2.1 Termisk responstest	19
3.3 Varmeproduksjon	22
3.4 Temperatur i grunnen og varmestrøm	23
3.5 Utnyttelse av grunnen til varme og kjøling	24
3.5.1 Energibrønner i fjell	24
3.5.2 Energilager i fjell	27
3.5.3 Dype geotermiske brønner	28
3.6 Beregningsprogram for dimensjonering av grunnvarmeanlegg	29
3.7 Analyser	30
3.7.1 Røntgendiffraksjon (XRD)	30
3.7.2 Røntgenfluorescens-spektrometri (XRF)	31
3.7.3 Laser ablasjon induktivt koblet plasma massespektrometri (LA-ICP-MS) ..	32
4 Områdebeskrivelse, geologien i Trondheimsområdet	33
4.1 Berggrunn	33
4.2 Løsmasser	35
5 Metode	37

5.1	Feltarbeid	37
5.2	Feltarbeid Case - Nardovegen	39
5.3	Lab.....	42
5.3.1	Preparering - saging	42
5.3.2	Tetthet	42
5.3.3	Varmeledningsevne	42
5.4	Anisotropi i bergarter	46
5.5	XRD, XRF og LA-ICP-MS	46
5.5.1	Knusing til XRD, XRF og LA-ICP-MS	46
5.5.2	XRD.....	48
5.5.3	XRF	49
5.5.4	LA-ICP-MS	52
5.6	Teoretisk varmeledningsevne mot labmålt varmeledningsevne.....	52
5.7	Fremstilling av kart i GIS.....	53
5.8	Dimensjonering i EED	57
5.9	Boksplott.....	61
5.10	Oversikt over metoder for varmeledningsevne	62
6	Resultater	63
6.1	Varmeledningsevne	63
6.1.1	Anisotropi	68
6.2	XRD.....	69
6.3	Teoretisk varmeledningsevne mot målt varmeledningsevne.....	70
6.4	Varmeproduksjon, (XRF og LA-ICP-MS).....	71
6.5	Kart for varmeledningsevne og varmeproduksjon	74
6.6	Case – Nardovegen	76
7	Diskusjon	78
7.1	Varmeledningsevne målt i Trondheimsområdet sammenlignet med verdier fra andre steder i Norge	78
7.2	Variasjoner i varmeledningsevne og varmeproduksjon i Trondheimsområdet ...	81
7.3	Sammenligning av labmålt-, teoretisk- og effektiv varmeledningsevne.....	84
7.4	Varmeledningsevnes betydning for dimensjonering i EED	87
7.5	Varmeproduksjonens betydning for dimensjonering i EED	88
8	Konklusjon.....	92
	Referanseliste	94
	Vedlegg	104

Forsidebilde: Trondhemitt ved Blomstertjønnen, Byåsen (Trondheim). Foto: Sofie Hartvigsen.

Figurer

Figur 1.1: Oversiktskart over Trondheimsområdet.	1
Figur 2.1: Varmeledningsevnen til de ti prøvene fra LITO-datasettet i Trondheimsområdet.	3
Figur 2.2: Varmeproduksjonen i de ti prøvene fra LITO-datasettet i Trondheimsområdet	4
Figur 2.3: Boksplokk med tilhørende plott for standardavvik av varmeledningsevnen til bergarter i Oslofeltet med datakvalitet innenfor nivå 1.	6
Figur 2.4: Boksplokk med tilhørende plott for standardavvik av varmeledningsevnen i bergarter i Oslofeltet med datakvalitet innenfor nivå 2 og 3.	7
Figur 2.5: Kart over Oslofeltet som viser varmeledningsevnen i ulike geologiske enheter.	8
Figur 2.6: Verdier for varmeledningsevne på bergartsprøver i Alvdal.	9
Figur 2.7: Boksplokk av målte varmeledningsevner ved Bekkestua	10
Figur 2.8: Forenklet berggrunnskart over Norge	11
Figur 3.1: Prinsippskisse som viser en varmestrøm (Q) gjennom en plate.	13
Figur 3.2: Skisse av en isotrop og en anisotrop bergart	15
Figur 3.3: Prinsippskisse for «Guarded hot plate»-metoden	17
Figur 3.4: Bilde av instrumentet C-Therm MTPS	19
Figur 3.5: Skisse av TRT-rigg som er koblet til et borehull.	20
Figur 3.6: Temperaturprofil av grunnen	23
Figur 3.7: Energibrønn i berg med lukket kollektor.	25
Figur 3.8: Prinsippskisse av innsiden til en varmepumpe.	26
Figur 3.9: System med sesonglagring	27
Figur 3.10: Kart over Norge som viser hvor dypt man må for å oppnå 100 °C.	28
Figur 3.11: To ulike løsninger for dyp geotermisk energi	29
Figur 3.12: Prinsippskisse Braggs lov	31
Figur 4.1: Forenklet berggrunnskart over Trondheimsområdet	33
Figur 4.2: Forenklet løsmassekart over Trondheimsområde.	35
Figur 4.3: Land og hav under isavsmeltingen i Trondheimsområdet.	36
Figur 5.1: Oversikt over prøvelokaliteter markert etter prøve nr.	37
Figur 5.2: Bilder fra fire ulike lokaliteter fra feltarbeidet.	38
Figur 5.3: Utstyr som ble brukt under feltarbeidet.	39
Figur 5.4: Slange mellom borehullet og kontaineren hvor det ble samlet inn kaks.	40
Figur 5.5: Oversikt over de 32 kaksprøvene som ble samlet inn ved boringen av testbrønn i Nardovegen 12-14.	40
Figur 5.6: Prøver valgt ut til XRD-analyse, Nardovegen.	41
Figur 5.7: a) Saging av prøve med diamantsag. b) Eksempel på en saget prøve.	42
Figur 5.8: Skisse av en isotrop og en anisotrop prøve, markert med målepunkter.	43
Figur 5.9: Måling av varmeledningsevne.	43
Figur 5.10: Preparering til XRD, XRF og LA-ICP-MS, knuseprosess.	47
Figur 5.11: XRD-preparering og analyse.	49
Figur 5.12: Preparering XRF hovedelementer.	50
Figur 5.13: Preparering XRF sporelementer.	51
Figur 5.14: Instrument LA-ICP-MS.	52
Figur 5.15: De ulike polygonene det er hentet prøver fra.	54
Figur 5.16: Eksempel på polygon hvor bergartsgruppen er endret	55
Figur 5.17: Varmebehovet for eneboligen over 1 år.	58
Figur 5.18: Varmebehovet for boligblokken over 1 år.	58

Figur 5.19: Brønnoppsett til boligblokk fra EED.	61
Figur 5.20: Eksempel på boksplokk for en serie med 13 prøver.	61
Figur 5.21: Oversikt over de ulike målemetodene for varmeledningsevne og hva metodenes resultater blir omtalt som.	62
Figur 6.1: Boksplokk for gjennomsnittlig varmeledningsevne til alle prøvene inndelt etter bergart.	66
Figur 6.2: Boksplokk for de anisotrope bergartene inndelt etter k_{\perp} , k_{\parallel} , $k_{\#}$	67
Figur 6.3: Anisotropifaktor plottet etter prøve nr. inndelt etter bergartstype.	68
Figur 6.4: Differanse vist i prosent, mellom $k_{teo.min}$ og k_{lab}	70
Figur 6.5: Differanse vist i prosent, mellom $k_{teo.mid}$ og k_{lab}	71
Figur 6.6: Differanse vist i prosent, mellom $k_{teo.max}$ og k_{lab}	71
Figur 6.7: Varmeproduksjon klassifisert etter bergarter i boksplokk.	73
Figur 6.8: Grunnvarmepotensialet i Trondheimsområdet visualisert i tre kart.	76
Figur 6.9: Mineralinnhold i fem borekaksprøver fra Nardovegen 12-14 på fem ulike dybder.	76
Figur 7.1: Boksplokk av datasett fra Trondheimsområdet og Oslofeltet.	78
Figur 7.2: k_{lab} for de magmatiske og metamorfe bergartene plottet mot kvartsinnhold.	80
Figur 7.3: Varmeledningsevne for områder med mer enn én verdi.	82
Figur 7.4: Varmeproduksjon for områder med mer enn én verdi.	83
Figur 7.5: Boksplokk av k_{lab} og k_{eff} for grønnstein og gråvakke i Trondheimsområdet.	86
Figur 7.6: Prinsippskisse for modellen basert på modellen til Slagstad (2006)	89
Figur 7.7: Grafer for temperaturen på 1, 3 og 5 km dyp, som en funksjon av varmeproduksjon.	91

Tabeller

Tabell 2.1: Varmeledningsevnen og varmeproduksjon fra LITO-datasettet tilknyttet bergarter i Trondheimsområdet og NGU sine prøve nr.	4
Tabell 2.2: Uforstyrret temperatur og effektiv varmeledningsevne målt med termiske responstester i Trondheimsområdet.	5
Tabell 2.3: En oversikt over hvilke datasett som er benyttet i Slagstad (2008)	11
Tabell 3.1: Oversikt over varmeledningsevnen til fem vanlige materialer	13
Tabell 3.2 Gjennomsnittlig, minimum og maksimum varmeledningsevne av vanlige bergartsdannede mineraler i Trondheimsområdet.	14
Tabell 4.1: Beskrivelse av utbredte bergarter i Trondheimsområdet.	34
Tabell 5.1: Oversikt over hvilke prøver det er målt varmeledningsevne vinkelrett på foliasjon, parallelt med foliasjon, og uten foliasjon.	44
Tabell 5.2: Eksempel på hvordan k_{min} , k_{mid} og k_{max} er regnet.	53
Tabell 5.3: De ulike bergartsområde i kartutsnittet med tilhørende prøve nr., bergartstype, og om det er beregnet varmeproduksjon (A)	55
Tabell 5.4: k_{teo} regnet fra mineralers middelerverdier for varmeledningsevne og mengden av mineralene i prosent fra XRD-analyse.	58
Tabell 5.5: Varmebehovet for eneboligen og boligblokken.	59
Tabell 5.6: Felles inngangsverdier for dimensjonering av eneboligen og boligblokken som varierer.	59
Tabell 5.7: Inngangsverdiene for dimensjonering av eneboligen og boligblokken.	60
Tabell 6.1: Målinger for varmeledningsevne.	64
Tabell 6.2: Mineralinnhold i vektprosent for hver av de 45 prøvene som er analysert med XRD	69

Tabell 6.3: Beregnet varmeproduksjon etter tetthet, U og Th i ppm. og K-vektprosent..	72
Tabell 6.4: Mineralinnhold fra XRD av prøver fra Nardovegen 12-14.	77
Tabell 6.5: k_{teo} for fem utvalgte prøver fra testborehullet i Nardovegen.	77
Tabell 7.1: Gjennomsnittlige verdier for k_{lab} , k_{eff} , og k_{teo} i grønnstein og gråvakke	84
Tabell 7.2 Oversikt over nødvendig brønnlengde for eneboligen etter tre ulike verdier for varmeledningsevne.....	87
Tabell 7.3: Oversikt over nødvendig brønnlengde for boligblokken etter tre ulike verdier for varmeledningsevne.....	87
Tabell 7.4: Termiske parametere benyttet i temperaturberegning mot dypet.	89
Tabell 7.5: Dimensjoneringsalternativer etter ulik varmestrøm.....	90
Tabell 7.6: Sammenligning av ulike dimensjoneringer for eneboligen og boligblokken. ..	90

Forkortelser og symboler

Forkortelse	Betydning	SI-enhet
A	Varmeproduksjon	$\mu\text{W}/\text{m}^3$
a	Anisotropifaktor	
BTES	Lavtemperatur-borehull-termisk energilager	
EED	Earth Energy Designer	
HT-BTES	Høytemperatur-borehull-termisk energilager	
k	Varmeledningsevne	$\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$
k_{eff}	Effektiv varmeledningsevne (TRT)	$\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$
k_{lab}	Laboratoriemålt varmeledningsevne	$\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$
k_{teo}	Teoretisk beregnet varmeledningsevne	$\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$
Lab	Laboratorium	
LA-ICP-MS	Laser ablasjon induktivt koblet plasma massespektrometri	
NGU	Norges geologiske undersøkelse	
NTNU	Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet	
NVE	Norges vassdrags- og energidirektorat	
rpm	Rotations per minute	
TRT	Termisk responstest	
XRD	X-ray diffraction (Røntgendiffraksjon)	
XRF	X-ray fluorescence (Røntgenfluorescens-spektrometri)	

1 Introduksjon

FNs mål om klimanøytralitet i 2050 gjør at bruken av grunnvarme og dype geotermiske systemer forventes å øke betraktelig i årene som kommer. Beregninger fra NS 3720 viser at full utnyttelse av grunnvarme istedenfor oppvarming med el-kjel og panelovner, kan redusere CO₂-utslipp mellom 0,54 og 3,9 millioner tonn per år i Norge (Ramstad, 2022).

Høye strømpriser det siste året gjør det mer attraktivt å se etter alternativer for dyr strøm til oppvarming. Det er planlagt å legge en strømkabel mellom Midt- og Sør-Norge, som vil innebære at strømprisene i Trondheimsområdet vil øke ytterligere (Ertesvåg, 2022). I tillegg er det oppgitt i § 14-4 i byggteknisk forskrift (TEK 17) at «Bygninger med over 1 000 m² oppvarmet BRA skal ha energifleksible varmesystemer og tilrettelegges for bruk av lavtemperatur varmeløsninger» (Byggteknisk forskrift, 2017). Grunnvarmesystemer i fjell har forutsigbare driftskostnader, lite vedlikehold og vil gi økonomisk gevinst tross høye investeringskostnader (Ramstad, 2011). Dette gjør grunnvarme til et godt og tilgjengelig alternativ. Potensialet for grunnvarme i Norge er stort nok til å dekke hele landets behov for oppvarming og kjøling (Øfsti, 2022).

En økt etterspørsel av grunnvarmesystemer vil gi økt behov for kompetanse om hvordan de bør dimensjoneres, og om berggrunnen der hvor de skal etableres. Varmeledningsevnen er en av de viktigste termiske egenskapene til berggrunnen når det gjelder dimensjoneringen av grunnvarmesystemer i fjell (Spitler & Gehlin, 2015). Oppgaven vil i hovedsak ta for seg varmeledningsevnen til bergartsprøver målt i lab fra Trondheimsområdet. Området som skal undersøkes avgrenses av Byneset i vest og Hell i øst. Et kart over området er vist i figur 1.1. I tillegg til varmeledningsevne vil berggrunnsprøvene undersøkes for varmeproduksjon, og det skal fremstilles to kart for de respektive faktorene over området. Kartene skal indikere hvilke verdier som kan forventes innenfor de ulike bergartene og potensialet for uttak av grunnvarme. Verdiene målt i Trondheimsområdet vil bli vurdert opp mot data fra lignende studier andre steder i Norge, samt mot termiske responstester fra Trondheimsområdet. Det vil også gjennomføres dimensjoneringer i EED hvor hensikten er å undersøke i hvor stor grad varmeledningsevne og varmeproduksjon påvirker lengden på brønnene.



Figur 1.1: Oversiktskart over Trondheimsområdet.

Oppgaven er delt inn i syv deler etter introduksjonen, og er nummerert etter kapittelnummer i videre forklaring:

- 2. Tidligere arbeid:** Det vil først presenteres tidligere prosjekter i Norge innenfor kartlegging av varmeledningsevne og varmeproduksjon i berggrunnen.
- 3. Teori:** Her vil relevant teori tilknyttet varmeledningsevnen og utnyttelse av energi fra grunnen belyses. Dette omfatter grunnens termiske egenskaper, målemetoder for varmeledningsevne i bergarter, varmestrøm og ulike måter å utnytte grunnen til varme og kjøling. Teorien bak beregningsprogrammet EED og analysemetodene XRD, XRF, LA-ICP-MS blir også tatt for seg her.
- 4. Områdebeskrivelse:** Denne delen inneholder informasjon om både berggrunnen og løsmassene i kartleggingsområdet. Både berggrunnens varmeledningsevne, men også løsmassetype og -tykkelse over berggrunnen kan være avgjørende for etableringen av grunnvarmeanlegg.
- 5. Metode:** Her vil fremgangsmåten gjennomgås. Først feltarbeidet der prøvene samles inn, videre til preparering før videre analyse av de ulike metodene nevnt i teoridelen. Her vil det også bli forklart hvordan teoretisk varmeledningsevne er beregnet, hvordan GIS er brukt til å fremstille kart, og EED til dimensjonering av grunnvarmeanlegg. Feltarbeidet for en casestudie fra Nardovegen vil også presenteres her.
- 6. Resultater:** Her vil resultatene presenteres på en oversiktlig måte, og de viktigste resultatene fremstilles i intuitive grafer, resultatene som ikke fremstilles kan finnes i vedlegg.
- 7. Diskusjon:** Diskusjonen består av fem underkapitler, hvor resultatene diskuteres opp mot hverandre, tidligere arbeid og teori.
- 8. Konklusjon:** Det avsluttes med konklusjon hvor de viktigste resultatene gjengis.

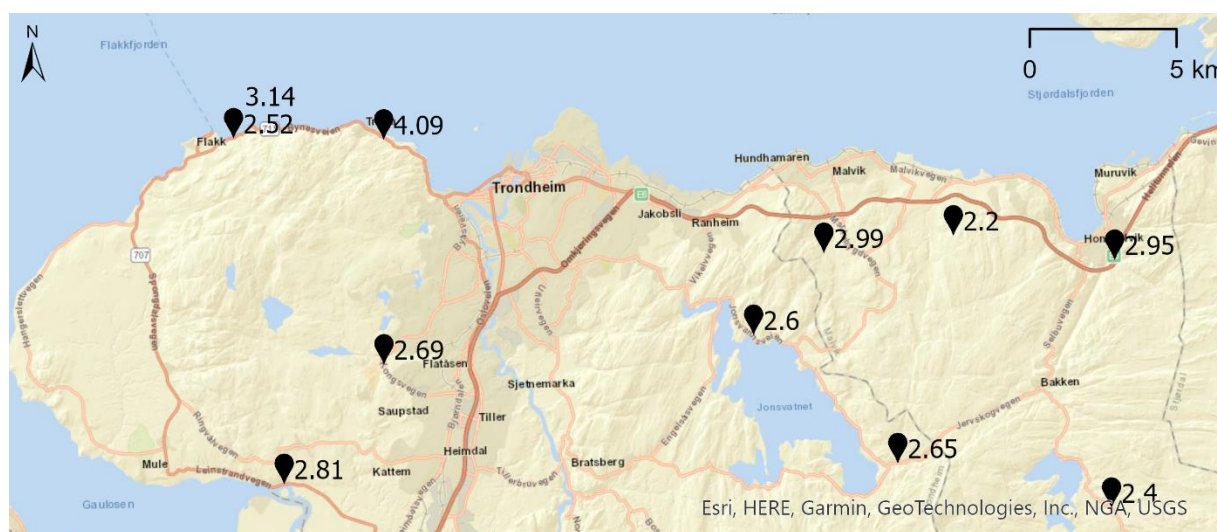
2 Tidligere arbeid

Det er gjennomført en rekke målinger og studier på varmeledningsevne og varmeproduksjon i Norge. Studiene som vil bli gjennomgått videre er:

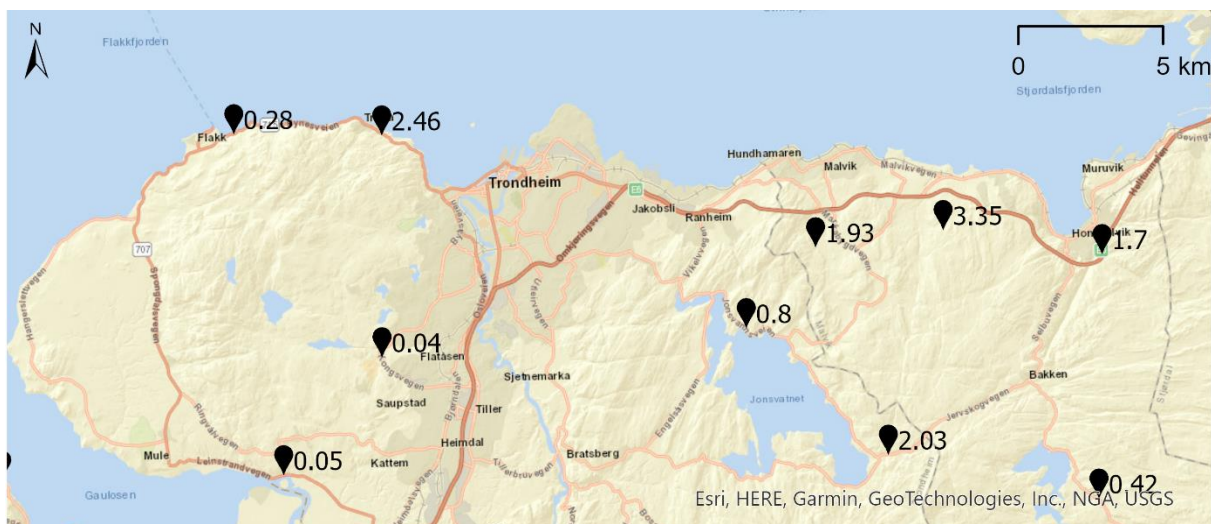
- LITO-prosjektet med data fra Trondheimsområdet, fra 1999 til 2022 (Eian, 2019).
- Termiske responstester gjort av Asplan Viak i Trondheimsområdet, fra 2013 til 2021 (Eggebo, 2020; Eggebo et al., 2020; Holmberg & Tønnesen, 2019; Mørkved & Holmberg, 2016; Ramstad, 2013b, 2013a; Ramstad et al., 2020, 2021; Ramstad & Holmberg, 2020; Riise, 2019; Riise & Ramstad, 2016).
- Varmeledningsevnekart for Oslofeltet basert på diffusiviteten til labmålte kjerneprøver (Ramstad et. al., 2014)
- Kartlegging av grunnvarmepotensialet i løsmasser og berggrunn i Alvdal (Midttømme et al., 2000a).
- Kartlegging av energipotensiale i berggrunnen, Bekkestua Bærum kommune (Midttømme et al., 2000b).
- Varmeproduksjon i geologiske provinser i Norge (Slagstad, 2008).

2.1 Bergarters varmeledningsevne og varmeproduksjon i Trondheimsområdet

LITO-prosjektet består av 2700 analyser av blant annet varmeledningsevne og varmeproduksjon på Norske bergarter. Prosjektet er en geokjemisk og petrofysisk kartlegging av Norges berggrunn som startet opp i 1999. Norge ble delt inn i ca. 3800 ruter med et areal på 9x9 km. Målet var å samle én prøve i hver rute. Prøvene ble tatt ut som tre meter lange borekjerener med en diameter på 35 mm. Det ble tatt borekjerener for å bedre sikre at prøvene var uforvitret (NGU, 2007). Innenfor Trondheimsområdet er det samlet inn ti LITO-prøver. Plasseringen og verdier er vist i figur 2.1 og 2.2 for henholdsvis varmeledningsevne og varmeproduksjon. Verdiene er tilknyttet bergartstype i tabell 2.1.



Figur 2.1: Kartleggingsområdet som viser varmeledningsevne ($W/(m \cdot K)$) i de ti prøvene fra LITO-datasettet (data fra NGU).



Figur 2.2: Kartleggingsområdet som viser varmeproduksjon ($\mu\text{W}/\text{m}^3$) i de ti prøvene fra LITO-datasettet (data fra NGU).

Tabell 2.1: Varmeledningsevnen og varmeproduksjon fra LITO-datasettet tilknyttet bergarter i Trondheimsområdet og prøve nr. til NGU (data fra NGU).

Bergart	Prøve nr. (NGU)	Varmeledningsevne ($\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$)	Varmeproduksjon ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)
Grønnstein	5514	2,4	0,4
	5169	2,7	0,0
	5167	2,8	0,1
Kvartskeratofyr	5165	2,5	0,3
	5166	3,1	
Trondhemitt	5164	4,1	2,5
Gråvakke	5101	2,6	0,8
Ryolitt	5258	3,0	1,9
	5102	2,7	2,0
	5608	2,2	3,4
Glimmerskifer	5256	3,0	1,7

2.2 Termiske responstester (TRT) i Trondheimsområdet

Termiske responstester er gjennomført over hele landet i forbindelse med dimensjonering av grunnvarmesystemer. I Trondheimsområdet er det mellom 2013 og 2021 gjennomført 12 TRT-er av Asplan Viak. Testene måler den effektive varmeledningsevne og den uforstyrrede temperaturen i borehullene (Eggebø, 2020; Eggebø et al., 2020; Holmberg & Tønnesen, 2019; Mørkved & Holmberg, 2016; Ramstad, 2013b, 2013a; Ramstad et al., 2020, 2021; Ramstad & Holmberg, 2020; Riise, 2019; Riise & Ramstad, 2016). Tabell 2.2 viser i hvilken bergart testene er gjennomført i, effektiv varmeledningsevne samt uforstyrret temperatur i brønnen.

Tabell 2.2: Uforstyrret temperatur og effektiv varmeledningsevne målt med termiske responstester i Trondheimsområdet. Siste kolonne viser hovedbergart, med tilleggsbergart i parentes. Verdiene er hentet fra rapporter utarbeidet av Asplan Viak (Eggebø, 2020; Eggebø et al., 2020; Holmberg & Tønnesen, 2019; Mørkved & Holmberg, 2016; Ramstad, 2013b, 2013a; Ramstad et al., 2020, 2021; Ramstad & Holmberg, 2020; Riise, 2019; Riise & Ramstad, 2016).

Brønn	Uforstyrret temperatur (°C)	Effektiv k fra TRT (W/(m·K))	Bergart
Solbakken skole	7,6	3,8	Gråvakke
Saksvik RA	8,2	3,9	Sandstein
Hommelvik	5,5	4,2	Sandstein
Nesset	8,0	3,4	Sandstein (metasandstein, gråvakke)
Fosslia omsorgssenter	8,6	3,8	Gråvakke (sandstein)
Hegra barneskole	8,2	3,7	Sandstein (gråvakke)
Gjennomsnitt	7,7	3,8	
Moholt Allé 9	6,7	4,5	Grønnstein (metabasalt) og grønnskifer udifferensiert
Otto Nilsens Vei 12	7,4	4,0	Grønnstein (og amfibolitt)
Nyhavna 1	8,6	4,2	Grønnstein og kvartskeratofyr
Nyhavna 2	8,6	4,0	Grønnstein og kvartskeratofyr
Heimdal VGS	7,5	3,8	Grønnstein (og grønnskifer)
Nardovegen 12-14	8,7	4,3	Grønnstein
Gjennomsnitt	7,9	4,1	

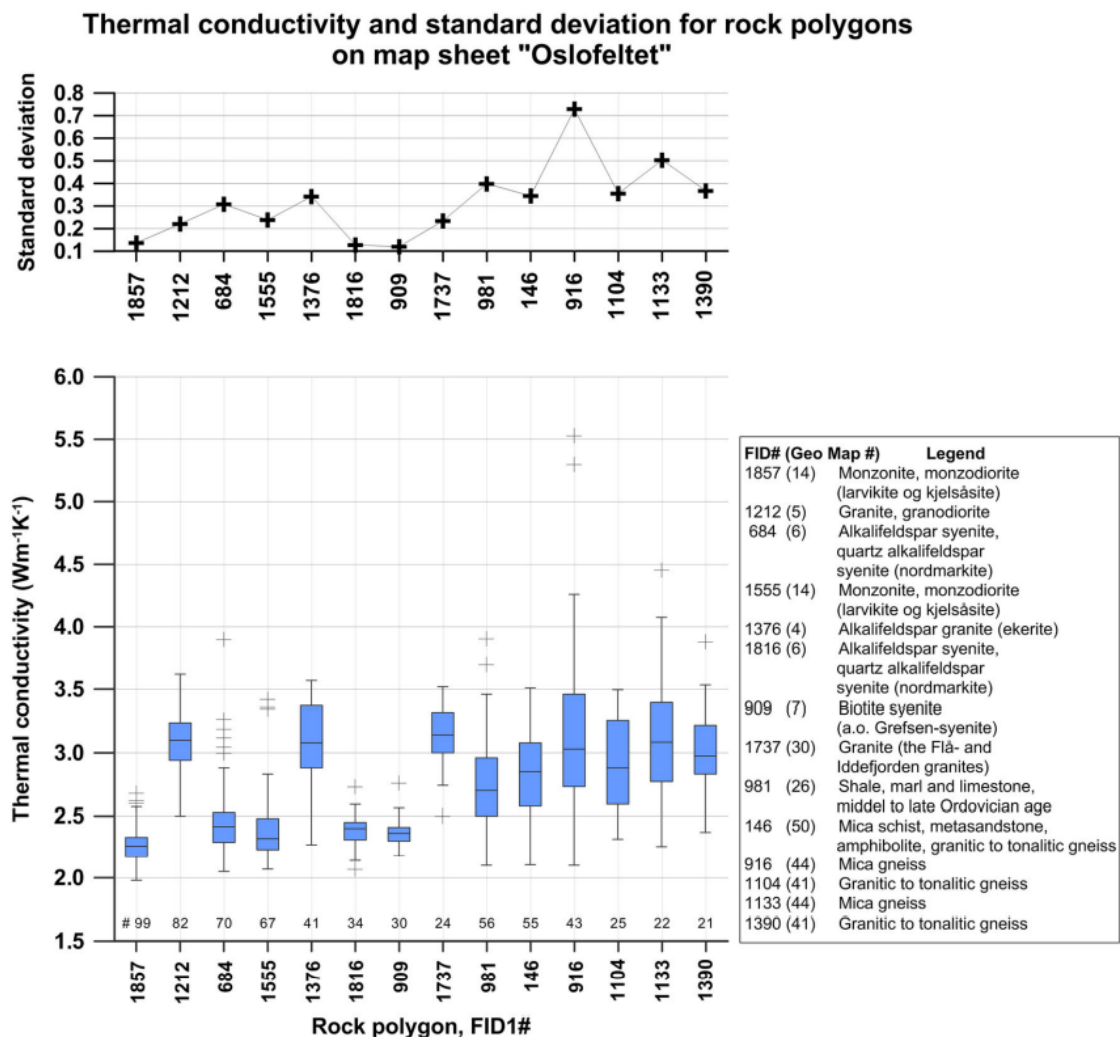
2.3 Varmeledningsevne i Oslofeltet

Ramstad et al. (2014) presenterer egne og andres datasett med lab-målte verdier for varmeledningsevnen til bergarter i Oslofeltet. De inkluderte datasettene er som følger:

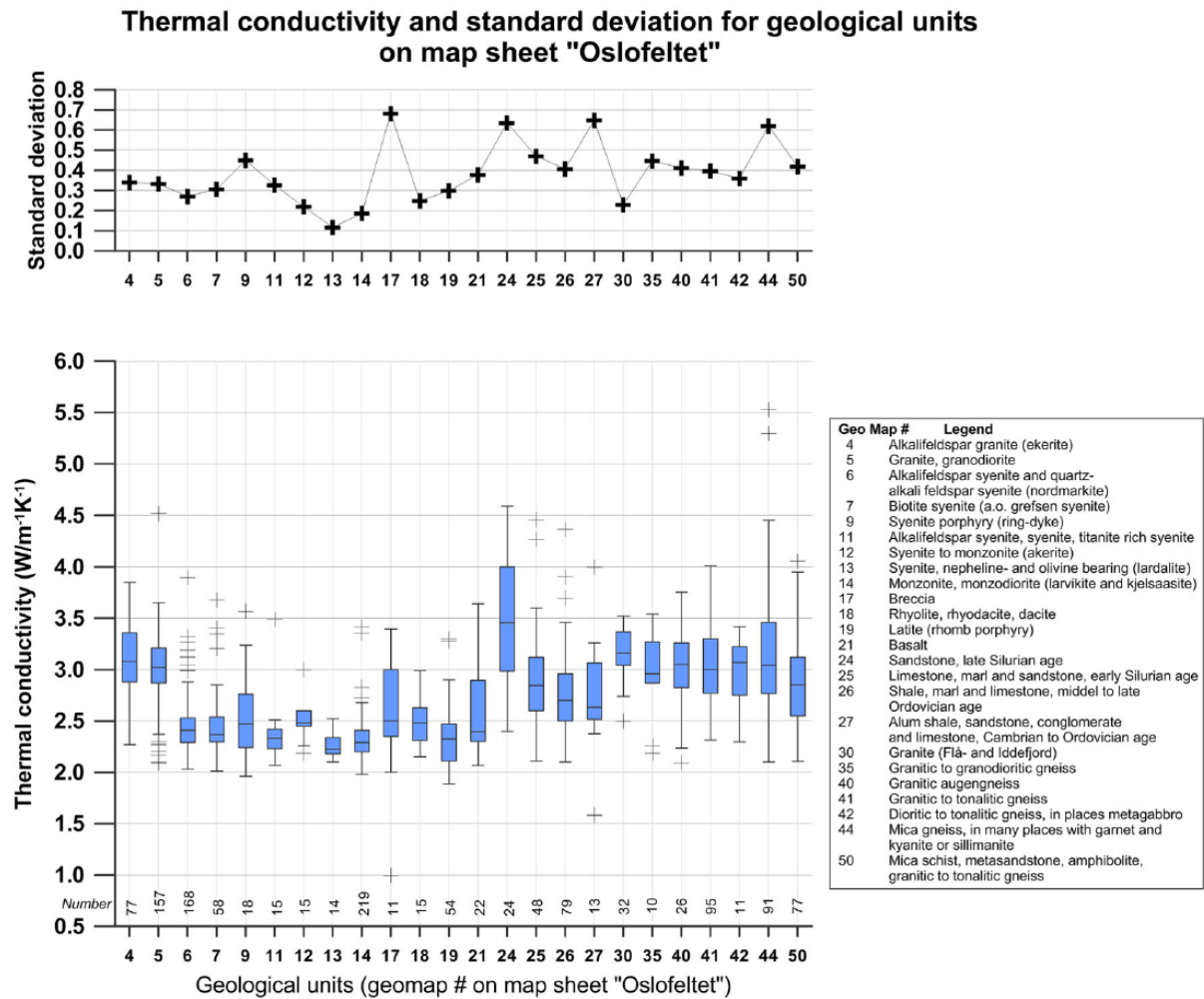
- Midttømme & Hilmo (2000)
- Midttømme et al. (2000)
- LITO-data (Datasett fra NGU)
- Reimann et al. (2007)
- Raade (1973)
- Andre prosjekter på NGU

Studiet dekker totalt 1398 prøvelokaliteter. Kartleggingsområdet Oslofeltet består av 50 geologiske enheter, som igjen består av en eller flere bergarter. Områdene er delt inn i tre ulike nivå basert på antall prøver innenfor den geologiske enheten, og dekker et areal på totalt 29 395 km². Boksplott for varmeledningsevne i de områdene som er innenfor nivå 1 er vist i figur 2.3. Målingene fra områdene som dekker nivå 2 og 3 samlet i figur 2.4. Det er også fremstilt et kart over Oslofeltet (figur 2.5) som indikerer hvilken varmeledningsevne som kan forventes i et område.

Varmeledningsevnen ble beregnet fra målinger gjennomført på Norges geologiske undersøkelse (NGU), med Middletons metode (2006-versjonen ved NGU), forklart i kapittel 3.2.

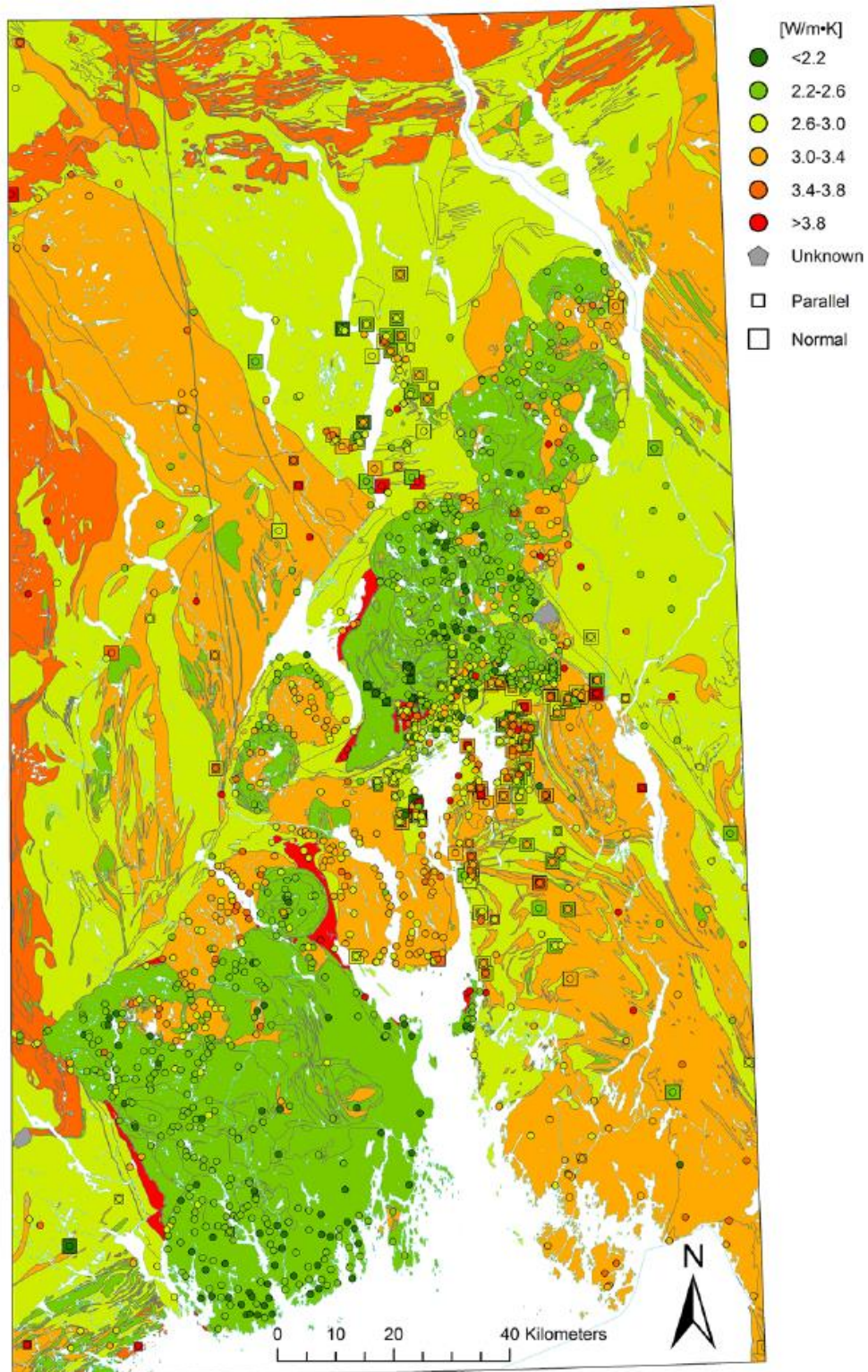


Figur 2.3: Boksplott med tilhørende plott for standardavvik av varmeledningsevnen til de 14 polygonene med datakvalitet innenfor nivå 1. Antall prøver er vist rett over x-aksen med tilhørende bergartspolygon under x-aksen. Figuren er hentet fra Ramstad et al. (2014).



Figur 2.4: Boksplott med tilhørende plott for standardavvik av varmeledningsevnen til de 24 polygonene med datakvalitet innenfor nivå 2 og 3. Antall prøver er vist rett over x-aksen med tilhørende bergartspolygon under x-aksen. Figuren er hentet fra Ramstad et al. (2014).

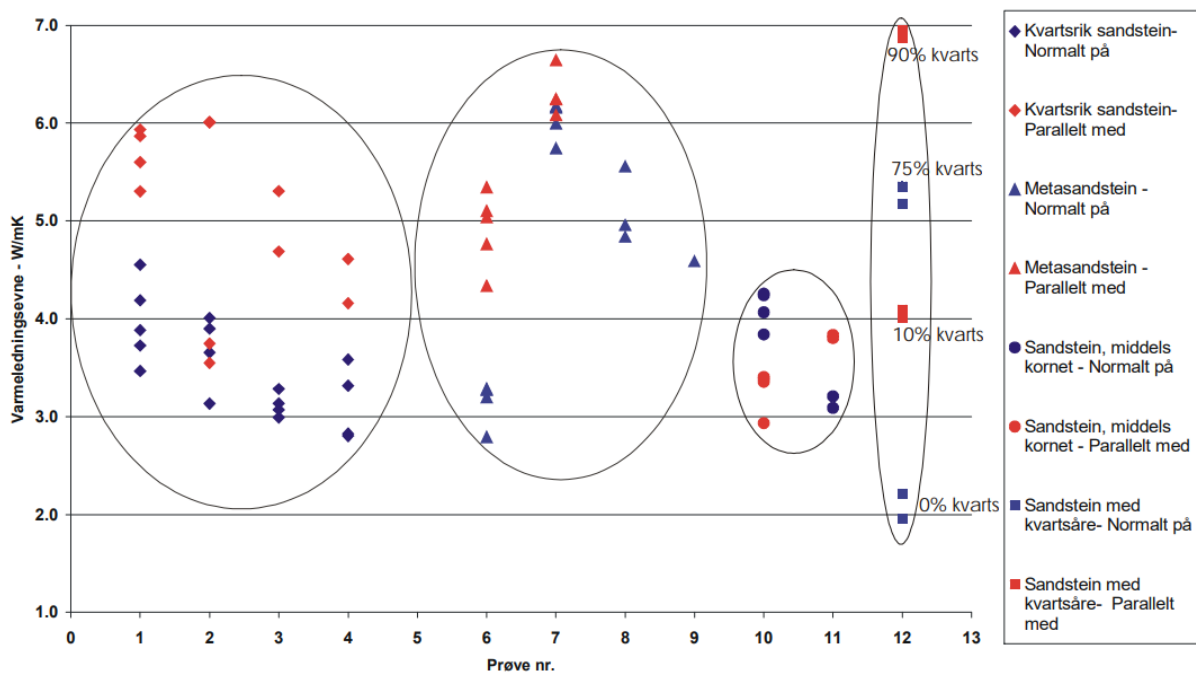
Thermal conductivity map of geological units on map sheet Oslofeltet



Figur 2.5: Kart over Oslofeltet som viser varmeledningsevnen i ulike geologiske enheter. De 1398 prøvelokalitetene er vist som sirkler, med en farge som indikerer hvilket intervall av varmeledningsevne de enkelte punktene er innenfor. På noen lokaliteter er varmeledningsevnen målt både parallelt med og vinkelrett på foliasjon. Figuren er hentet fra Ramstad et al. (2014).

2.4 Kartlegging av grunnvarmepotensialet i løsmasser og berggrunn i Alvdal

Midttømme et al. (2000a) gjennomførte en potensialstudie for grunnvarme i Alvdal kommune. I utgangspunktet var det grunnvarmepotensialet i løsmasser som skulle kartlegges, men det ble også inkludert målinger av varmeledningsevne i bergartsprøver. Varmeledningsevnen ble målt med Middletons transiente metode på 34 kjerneprøver tatt ut fra 11 bergartsprøver. Metoden forklares nærmere i kapittel 3.3. De 11 prøvene besto av kvartsrike sandsteiner og kvartsitter. Rapporten for prosjektet oppgir at berggrunnen har svært god varmeledningsevne og er godt egnet for uttak av grunnvarme. Middelverdien for varmeledningsevnen til prøvene er $4,5 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$, og en oversikt over alle verdiene er vist i figur 2.6 (Midttømme et al., 2000a).

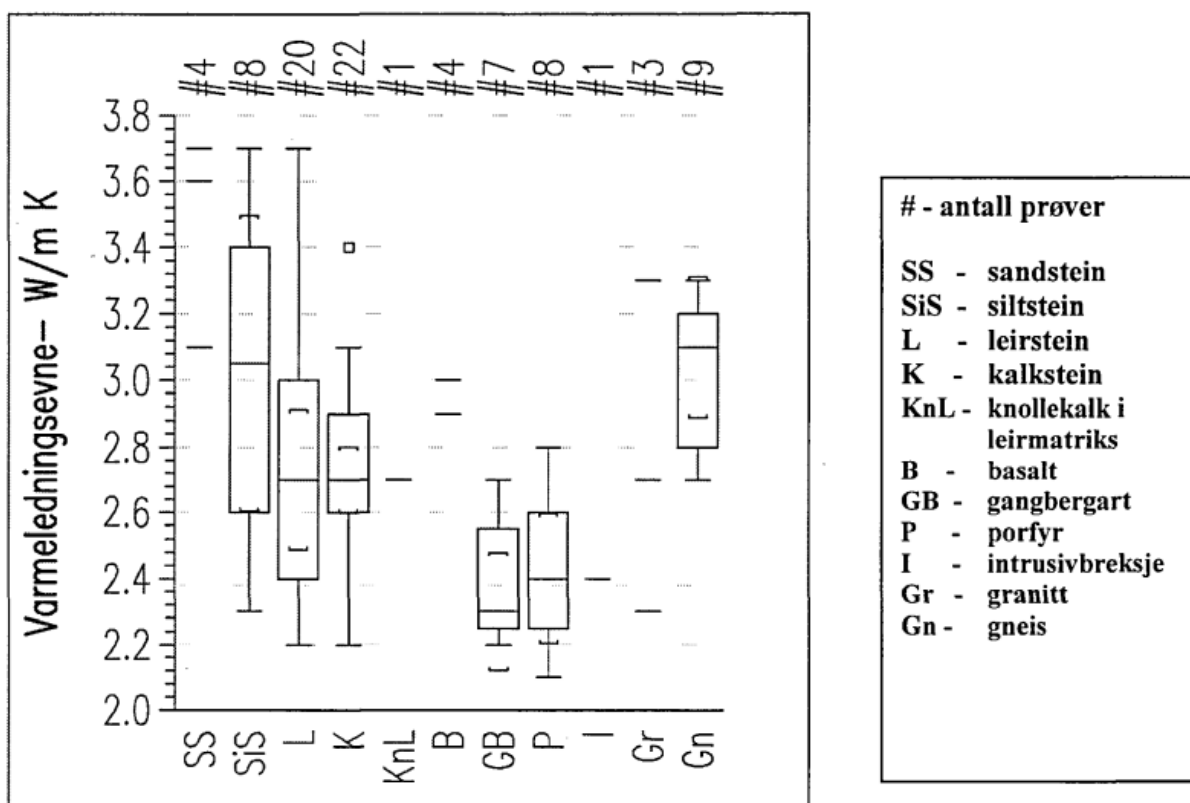


Figur 2.6: Verdier for varmeledningsevne på bergartsprøver i Alvdal. Figuren er hentet fra Midttømme et al. (2000a).

2.5 Kartlegging av energipotensialet i berggrunnen, Bekkestua, Bærum kommune

Midttømme et al. (2000b) presenterer målt varmeledningsevne for 87 ulike bergartsprøver delt inn i 11 bergartstyper ved Bekkestua i Bærum kommune. Disse prøvene er inkludert i kartet for varmeledningsevne for Oslofeltet, som er presentert over i kapittel 2.3 (Ramstad et al., 2014).

Prøvene er forsøkt hentet ut fra lokaliteter uten påvirkning av frostsprengning og forvitring, slik som veiskjæringer og byggegroper. For prøvene med synlig lagdeling ble det preparert prøver både vinkelrett på og parallelt med lagdelingen. Varmeledningsevnen til de ulike bergartstypene er fremstilt som boksplokk i figur 2.7.



Figur 2.7: Boksploott av målte varmeledningsevner ved Bekkestua, inndelt etter bergartstype. Figuren er hentet fra Midttømme et al. (2000b).

I rapporten blir ulike faktorer som kan påvirke variasjonen i målingene av varmeledningsevne gjort rede for. Den sammenligner verdier for tørre og våte prøver, samt påvirkningen av porøsitet, mineralogi, tetthet og tekstur. Rapporten sammenligner også varmeledningsevne på prøver gjennomført av fire ulike laboratorier med forskjellige målemetoder (Midttømme et al., 2000b):

- Universitetet i Aarhus: Needle probe (transient metode).
- NGU: Transient målemetode basert på Middletons metode (Middleton, 1993).
- NTNU: Transient målemetode som baserer seg på samme metode som den benyttet på NGU.
- Sintef energiforskning: Divided bar metoden (stasjonær metode).

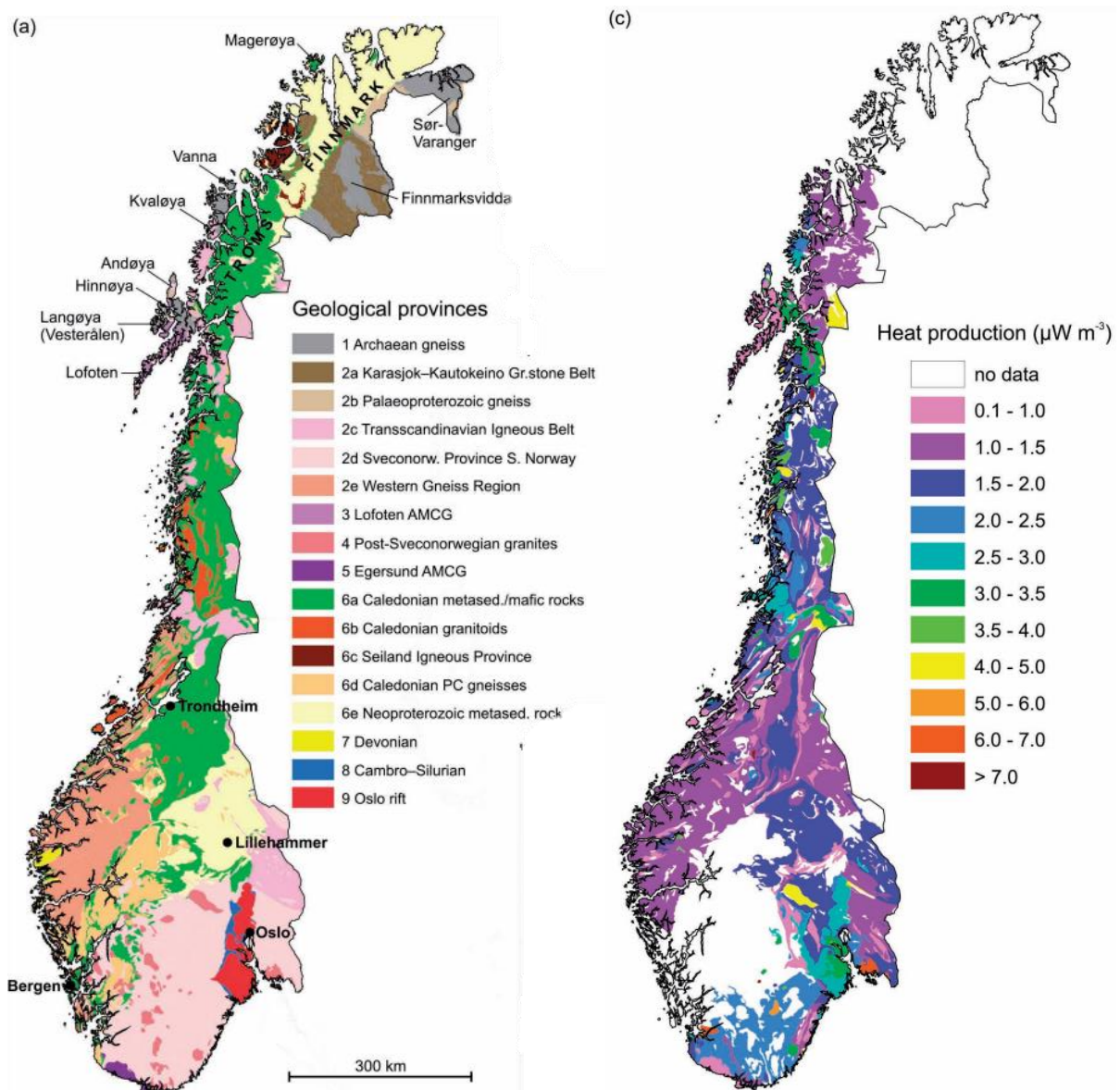
Metodene blir nærmere forklart under kapittel 3.2.

2.6 Bergarters varmeproduksjon i Norge

I Slagstad (2008) er det benyttet fem ulike datasett for å beregne varmeproduksjonen i Norges berggrunn (tabell 2.3). Det ble produsert et kart over store deler av Norge basert på målingene (figur 2.8). Ifølge kartet befinner Trondheimområdet seg innenfor områder med de laveste verdiene for varmeproduksjon, mellom 0,1 og 1,5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Trondheimsområdet ligger i den geologiske provinsen 6a, kaledonske metasedimentære/mafiske bergarter. Den arealvættede, gjennomsnittlige varmeproduksjonen for provinsen er 1,47 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ og medianen er $1,40 \pm 1,39 \mu\text{W}/\text{m}^3$. I LITO-datasettet er den høyeste nasjonale verdien 24,2 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Tredje kvartil for datasettet er 6 $\mu\text{W}/\text{m}^3$.

Tabell 2.3: En oversikt over hvilke datasett som er brukt i Slagstad (2008), hvor mange prøver de ulike datasettene består av og hvilken metode de er analysert med.

Kilde	Antall prøver	Analytisk metode
LITO-prosjektet	1613	XRF, LA-ICP-MS
Ulike prøver fra NGU	623	XRF, LA-ICP-MS
Killeen & Heier (1975)	629	γ -spektrometri
Raade (1973)	967	γ -spektrometri
Ormaasen (1976)	102	γ -spektrometri



Figur 2.8: a) Forenklet berggrunnskart over Norge, modifisert etter Sigmond (1996) c) Gjennomsnittlig varmeproduksjon der data er tilgjengelig i Norge. Figurene er hentet fra Slagstad (2008).

3 Teori

3.1 Grunnens termiske egenskaper

3.1.1 Varmeoverføringsmekanismer

Varme er transport av termisk energi. Overførselen av energi i form av varme fra et system til at annet skjer på grunn av temperaturforskjeller. Energien går alltid mot lavere temperaturer for å oppnå likevekt. Det finnes tre former for varmeoverføringsmekanismer: varmestråling, konveksjon og varmeledning.

Varmestråling er elektromagnetisk stråling. Når temperaturen i et legeme øker, vil det sende ut økt mengde elektromagnetisk stråling. Solen er et legeme med høy temperatur og sender ut elektromagnetisk stråling som når jordas atmosfære. Jordoverflatens refleksjons- og absorpsjonsevner er med på å avgjøre hvor mye av den elektromagnetiske strålingen som føres videre ved varmeledning nedover i grunnen. I tillegg vil solas elektromagnetiske stråling virke inn på de klimatiske prosessene i atmosfæren, som også er med på å avgjøre temperatur i overflaten.

Konveksjon er varmetransport via materialer i bevegelse. Et eksempel på fri konveksjon er oppvarming av væske i en beholder. Høyere temperatur i væsken vil føre til større avstand mellom molekylene, og gjør at den varme væsken får lavere massetetthet enn den kalde væsken. Den mest oppvarmede væsken vil da stige i beholderen og presse ned væsken med lavere temperatur. Om væsken blir drevet rundt av en pumpe vil det kalles tvungen konveksjon.

Varmeledning, også kjent som termisk konduksjon, skjer gjennom vibrerende molekyler. Om to molekyler med ulik termisk energi kolliderer vil varme overføres fra den med høyest energinivå til den med lavest energinivå. Varmestrøm i form av varmeledning kan finnes ved Fouriers lov, formel 1 og figur 3.1:

$$Q = -kA \frac{dT}{dx} \quad (1)$$

Hvor

Q = varmestrøm i joule per sekund ($J/s = W$)

k = varmeledningsevne av materialet ($W/(m \cdot K)$)

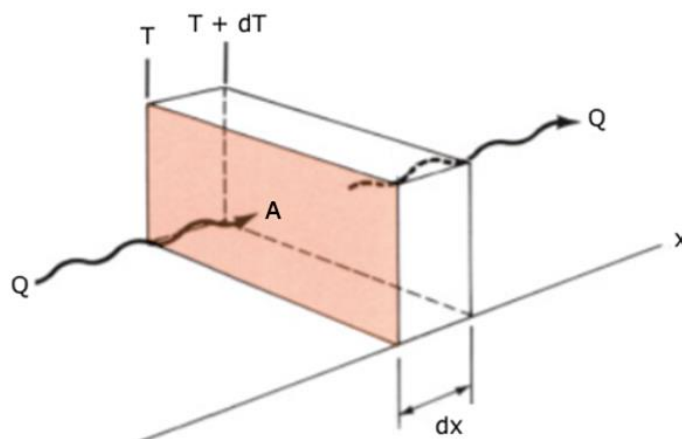
A = arealverrsnitt av prøvematerialet (m^2)

T = temperatur ($^{\circ}C$ eller K)

x = distanse i retning av synkende temperatur

$\frac{dT}{dx}$ = temperaturgradient ($^{\circ}C/m$ eller K/m)

Formelen beskriver varmestrømmen (Q) mellom overflatene til en plate med tykkelsen dx og flateområdet A . Det antas at materialet er homogent og isotropisk med en konstant varmeledningsevne (k). dT er temperaturforskjellen gjennom prøvematerialet.



Figur 3.1: Prinsippskisse som viser en varmestrøm (Q) gjennom en plate med tykkelsen dx . Figuren er hentet fra Arfken et al. (1984).

3.1.2 Varmeledningsevne i bergarter

Varmeledningsevnen (k) er definert fra Fouriers lov, og er et mål på hvor raskt en varmestrøm ledes gjennom et tverrsnitt i et gitt legeme. Et materiale med høy varmeledningsevne vil lede varme bedre enn et materiale med lavere k . Varmeledningsevne målt på bergarter i Norge varierer fra 1,0 til 6,9 $W/(m \cdot K)$ etter målinger gjort gjennom LITO-studiet (datasett fra NGU). Første og tredje kvartil i datasettet er henholdsvis 2,4 og 3,1 $W/(m \cdot K)$, det vil si at 50 % av målingene ligger innenfor dette intervallet.

Varmeledningsevnen til bergarter gjør at varme både kan hentes ut omgående, men også lagres i berggrunnen (Banks, 2012). Hadde varmeledningsevnen i berggrunnen vært like høy som kobber ville ikke lagring av varme vært mulig. Derimot ville den høye varmeledningsevnen ledet varme raskt nok til at et større område hadde blitt tilgjengelig for varmeuttak. En oversikt med varmeledningsevnen for typiske materialer er gitt i tabell 3.1.

Tabell 3.1: Oversikt over varmeledningsevnen til fem vanlige materialer (Banks, 2012).

Materiale	Varmeledningsevne $W/(m \cdot K)$
Luft	0,02
Vann	0,6
Granitt	3-4
Kobber	390

Varmeledningsevnen sier noe om de termiske egenskapene til et legeme. Varmeledningsevnen til en bergart vil variere, både regionalt for samme type bergart med ulikt opphavssted og lokalt i samme geologiske enhet. Samtidig kan det forventes variasjon i målinger innad i en håndprøve. Bergarters varmeledningsevne vil påvirkes av hovedsakelig følgende faktorer (Clauser & Huenges, 1995; Sundberg, 1988):

- mineralinnhold
- anisotropi
- tetthet, porøsitet og sprekker
- temperaturforhold

Videre blir hvert av disse punktene nærmere forklart.

Mineralinnhold

Varmeledningsevnen til bergartsdannende mineraler vil stort sett variere mellom 1 og 8 W/(m·K) (tabell 3.2). Mineralenes kjemiske oppbygning og krystallstruktur vil avgjøre varmeledningsevnen, men kan også påvirkes av andre faktorer som forvitring, sprekker og inneslutninger av andre mineraler. Disse faktorene svekker varmeledningsevnen ved å skape barrierer for varmeoverføringen. Mineraler med enkel kjemisk sammensetning og krystallstruktur leder varme lettere enn mer komplekse mineraler (Palacios et al., 2019). Kornstørrelse vil også være med på å avgjøre bergartens varmeledningsevne. Grensen mellom to mineraler er en hindring for varmeledningen, derfor reduseres varmeledningsevnen ved minkende kornstørrelse (Dong et al., 2014). Kvarts er et vanlig bergartsdannende mineral og har en varmeledningsevne mellom 6 og 10 W/(m·K) (tabell 3.2). Mengden kvarts i bergarten kan derfor ha en betydelig innvirkning på varmeledningsevnen (Robertson, 1988; Sundberg, 1988).

Tabell 3.2: Gjennomsnittlig, minimum og maksimum varmeledningsevne av vanlige bergartsdannede mineraler i Trondheimsområdet. Verdiene for varmeledningsevnen er gjennomsnittsverdier av målinger presentert i Clauser & Huenges (1995)¹.

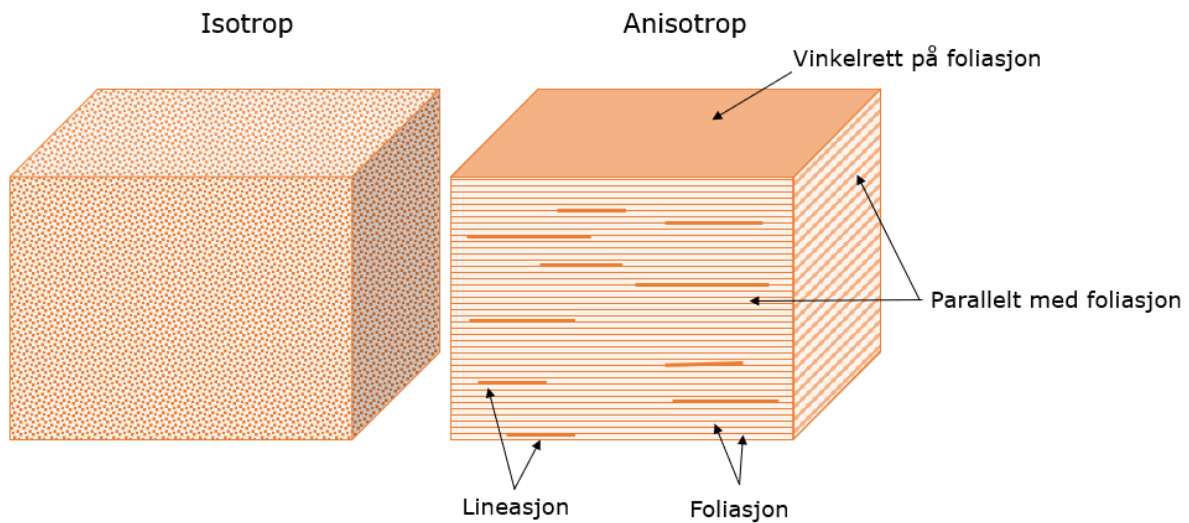
Mineral	K_{\min} (W/(m·K))	K_{mid} (W/(m·K))	K_{\max} (W/(m·K))
Albitt	2,1	2,2	2,3
Biotitt	1,1	1,9	2,7
Diopsid	4,3	4,5	4,6
Dolomitt	4,9	5,1	5,2
Epidot	2,6	2,9	3,1
Hornblende	2,6	2,8	3,1
Kalkopyritt	8,2	8,2	8,2
Kalsitt	3,7	3,9	4,1
Klinozoisitt	2,4	2,4	2,4
Kloritt	3,8	4,5	5,2
Kvarts	6,8	8,3	9,7
Mikroklin	2,2	2,3	2,3
Muskovitt	1,4	2,2	3,1
Ortoklas	2,2	2,4	2,5
Sideritt	2,9	3,0	3,1

1: Clauser & Huenges (1995) har fremstilt sine egne og andres målinger av mineralers varmeledningsevne. Mange av mineralene er anisotrope, og ulike metoder for måling av varmeledningsevne er benyttet. Dette fører til variasjon i resultater, og det er valgt å fremstille gjennomsnittlige verdier for alle kildene benyttet i Clauser & Huenges (1995). En full oversikt over verdier kan finnes i vedlegg A.

Anisotropi

Anisotropi i et materiale betyr at det har ulike egenskaper i ulike retninger. En bergart eller et mineral vil ha anisotrop varmeledningsevne om varme ledes lettere i en retning enn i en annen. For å vite om en bergartsprøve er anisotrop kan varmeledningsevnen måles i ulike retninger. Forholdet mellom disse verdiene vil gi en anisotropifaktor. Hvis forholdet, kalt anisotropifaktoren, avviker fra 1 vil bergarten være anisotrop. I figur 3.2 er en isotrop og en anisotrop bergart skissert. Det er ofte foliasjon og lineasjon som gjør at bergarten er anisotrop. Foliasjon er en planar parallelstruktur i bergarten som følge av deformasjon.

Lineasjon er parallellorientering av ofte nålformede mineraler eller mineralaggregater, og oppstår av samme grunn som foliasjon.



Figur 3.2: Skisse av en isotrop og en anisotrop bergart. Den isotrope bergarten har de samme fysiske egenskapene i alle retninger, i motsetning til den anisotrope bergarten som har ulike egenskaper vinkelrett på foliasjonen, sammenlignet parallelt med foliasjonen.

Målinger presentert av Robertson (1988) viser at varmeledningsevnen generelt er høyere for målinger gjort parallelt med foliasjon enn vinkelrett på foliasjonen. Dette gjelder også målinger gjort på anisotrope mineraler presentert i Clauser & Huenges (1995). Vulkanske- og dypbergarter er som regel tilnærmet isotrope. Derimot er sedimentære og metamorfe bergarter mer anisotrope. Sedimentære bergarter har som regel lagdeling, mens metamorfe bergarter ofte vil ha en form for foliasjon og folding (Clauser & Huenges, 1995). Kun mineraler i det isometriske krystallsystemet er helt isotrope, noe som vil si at de fleste mineralene har en form for anisotropi. Sjiktsilikater er et eksempel på anisotrope mineraler som har en stor variasjon i varmeledningsevnen som følge av strukturen (Pribnow & Umsonst, 1993). Eksempler på sjiktsilikater er glimmer, kloritt og leirmineraler.

Anisotropi vil forekomme i ulik skala. Anisotrope mineraler med tilfeldig orientering i en homogen bergart vil, sett i sammenheng med en flere hundre meter dyp brønn, oppleves som isotrope. Derimot vil anisotropi i større skala som lagdeling, foliasjon og folding i større grad kunne påvirke et brønnsystem om anisotropifaktorene er konsekvent nedover i dypet. For eksempel vil en sedimentær bergart med horisontal lagdeling gjennom hele borehullslengden lettere lede varme til systemet, sammenlignet med om lagdelingen hadde vært vertikal. Prøver tatt i dagen vil nødvendigvis ikke representere geologien nedover i bakken, fordi retningen på eventuell foliasjon, lagdeling og folding kan være varierende (Clauser & Huenges, 1995).

Tetthet, porøsitet og sprekker

Faste stoffer, som mineraler i en bergart, vil lede varme bedre enn fluider (som vann og luft) fordi partiklene er tettere pakket og derfor i mer kontakt med hverandre. Porer og sprekker i bergarter kan være mettet med fluider. Den lave varmeledningsevnen til fluidene (tabell 3.1) vil trekke ned den gjennomsnittlige varmeledningsevnen for hele bergarten. Høyere trykk kan senke porøsiteten og fluider kan føres ut. Dette kan bidra til å øke varmeledningsevnen da mineralene vil føres tettere sammen (Clauser & Huenges, 1995).

Temperaturforhold

Varmeledningsevnen er ikke konstant, men vil avhenge av temperatur (Jaeger & Carslaw, 1947; Cermak & Rybach, 1982). Forholdet mellom varmeledningsevne og temperatur er komplekst og vil variere for ulike materialer. Birch & Clark (1940) har gjennomført målinger for varmeledningsevne på ulike typer bergarter fra 0 °C og opp til 400 °C. Undersøkelsene viser at for de fleste bergartene vil varmeledningsevnen synke med økende temperatur i dette intervallet. Unntakene i målingene hvor varmeledningsevnen øker ved høyere temperatur er anortositt og gabbro (Birch & Clark, 1940).

På 5 km dyp vil en temperatur på 90-130 °C forventes i Norge basert på beregninger fra Pascal et al. (2010). Varmeledningsevnen vil øke med noen få prosent ved 100 °C temperaturstigning ifølge Sundberg et al. (2009), og endringen i varmeledningsevne blir vurdert som ikke signifikant.

3.1.3 Varmekapasitet i bergarter

Spesifikk varmekapasitet (S_C) er evnen et medium (solid, væske eller gass) har til å lagre varme. Det er et mål på hvor mye energi som må tilføres for å øke temperaturen i et system med én grad, og oppgis ofte i enheten J/(kg·K).

Volumetrisk varmekapasitet (S_{VC}) er hvor mye varme som blir frigjort fra en bergart på et gitt volum, som følge av temperatursenkning på 1 K.

$$S_{VC} = \rho \cdot S_C \quad (2)$$

Hvor

S_{VC} = volumetrisk varmekapasitet (J/(m³·K))

ρ = tettheten (kg/m³)

S_C = spesifikk varmekapasitet (J/(kg·K))

Vann har høy volumetrisk varmekapasitet og vanninnholdet i bergmassen vil derfor være avgjørende for den volumetriske varmekapasiteten til bergarten. Porøse bergarter har gode forutsetninger for å ha høy S_{VC} , gitt at de er vannfylte (Banks, 2012).

3.1.4 Tetthet av bergarter

Tettheten til en bergart er en faktor som kan brukes til å regne ut både varmeledningsevne og varmeproduksjon. For å finne tetthet (ρ_b) til en bergartsprøve brukes metoden etter Standard Norge (2006).

$$\rho_b = \frac{m_d}{m_s - m_h} * \rho_{rh} \quad (3)$$

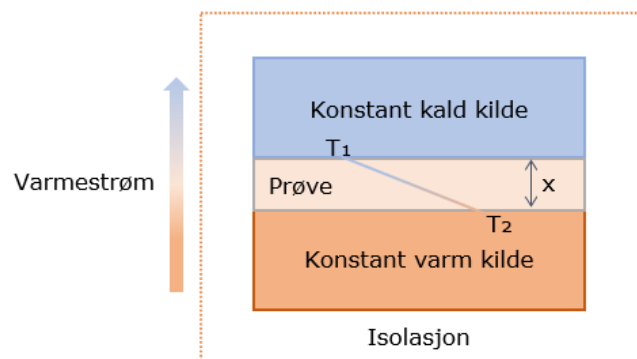
Vekten til prøven måles tørr i luft (m_d), vannmettet i luft (m_s) og nedsenket i vann (m_h). Tettheten til luft er antatt tilnærmet lik 0, og vannets tetthet i romtemperatur (20 °C) er lik 0,998 g/cm³ (ρ_{rh}). Ved Arkimedes lov vil oppdriften være lik massen av vannet som er fortrenget av bergartsprøven (Grimenes, 2011, s.253-255).

3.2 Måling av varmeledningsevne i bergarter

Metodene for å måle varmeledningsevnen til bergarter kan deles inn i stasjonære og transiente metoder.

Stasjonære metoder

I stasjonære metoder er målet å oppnå termisk likevekt i systemet slik at en temperaturgradient i prøven kan finnes. Ved å tilføre en konstant varmestrøm på den ene siden av prøven, og en konstant kjøling på den andre siden på prøven i et isolert system, vil det etter hvert oppstå termisk likevekt i prøven. Varmeledningsevnen regnes så ut ved Fouriers lov (formel 1), når temperaturforskjellen i prøven, prøvens tykkelse og varmestrømmen tilført prøven er kjent. Stasjonære metoder er tidkrevende, men har høy nøyaktighet. Metoden måler store volum av prøvematerialet, som er en fordel om bergarten er anisotrop og/eller heterogen. Den første metoden for måling av varmeledningsevne ble utviklet tidlig på 1900-tallet, og er kjent som «Guarded hot plate» (figur 3.3). Metoden brukes fortsatt i dag på materialer med lav varmeledningsevne, som for eksempel isolasjonsmaterialer (Palacios et al., 2019). For måling av varmeledningsevne på bergartsprøver er den stasjonære metoden «Divided bar» ofte benyttet. Metoden baserer seg på samme prinsipp som «Guarded hot plate», men inkluderer to standardprøver med kjent varmeledningsevne over og under prøven som skal måles. Det er også utviklet en transient versjon av «Divided bar» metoden (Bording et al., 2016).



Figur 3.3: Prinsippskisse for «Guarded hot plate»-metoden. Differansen mellom T_1 og T_2 delt på tykkelsen til prøven (x), vil avgjøre temperaturgradienten i prøven.

Transiente metoder

Transiente, eller ikke-stasjonære metoder går ut på at pulser av en kjent varmestrøm sendes inn på en prøve og temperaturforskjellen i prøven plottes over tid. Transiente metoder er hurtigere, men mindre nøyaktige sammenlignet med stasjonære metoder (Palacios et al., 2019).

Middleton (1993) introduserte en transient metode for å bestemme termisk diffusivitet og varmeledningsevne til bergarter. Termisk diffusivitet (α) forklarer hastigheten til varmeledningen i materialet, og oppgis i m^2/s . Den termiske diffusiviteten kan måles ved å tilføre en konstant varmestrøm på en prøve med et gitt areal og tykkelse. Temperaturen måles av en sensor på undersiden av prøven, og et plott med temperatur over tid kan dermed fremstilles. Ut ifra dette plottet kan den termiske diffusiviteten estimeres, gitt at både spesifikk varmekapasitet (S_C) og tetthet til prøven (ρ) er kjent. Teorien bak metoden er basert på likninger presentert av Carslaw & Jaeger (1959). Varmeledningsevnen er produktet av prøvens tetthet, spesifikke varmekapasitet og termiske diffusivitet.

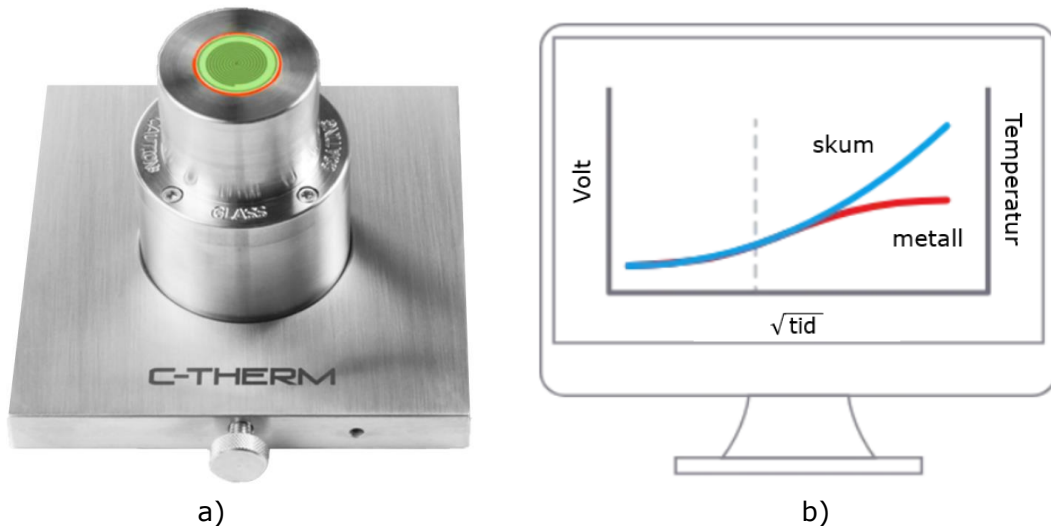
$$k = \rho \cdot S_c \cdot \alpha \quad (4)$$

Ved NGU ble det mellom 1998 og 2006 utviklet utstyr basert på Middletons metode for måling av varmeledningsevne på bergartsprøver. Det resulterte i tre versjoner, 1998, 2001 og 2006. I den siste versjonen ble det benyttet en sort kokeplate (kromkakejern) som varmekilde, med en temperatur på $300 \text{ }^\circ\text{C} \pm 1 \text{ }^\circ\text{C}$. Varmekilden ble plassert 0,7 til 0,8 mm over prøvene som er plassert i en isolert prøveholder. En sensor under prøvene målte temperaturendring. Metoden tillot å måle variasjoner i prøver med anisotropi. Da måtte sylindrerprøver vinkelrett på og parallelt med foliasjon eller lagdeling å bli tatt ut og målt individuelt. Metoden tillot at referanseprøven hadde en diffusivitetsverdi mellom $1,78\text{-}1,93 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, med et konfidensintervall på 95 %. For å kvalitetssjekke målemetoden ble det innført en standardisert prøve av pyroceram, som ble målt sammen med opptil tre andre prøver. Pyroceram-prøven hadde en varmeledningsevne på $3,9 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$. 2006-versjonen av metoden ble bekreftet av tilfredsstillende kvalitet basert på en ringtest mellom Universitetet i Aarhus, Finlands geologiske undersøkelse og NGU (Ramstad et al., 2009).

I dag finnes det mange transiente metoder for måling av varmeledningsevne i bergarter. Den transiente metoden på NGU er i dag oppgradert til *Modified Transient Plane Source* metoden (M. Osinska, personlig kommunikasjon, 1. september 2021). Denne, og to andre kjente transiente metoder er listet nedenfor.

- **Needle-probe:** Needle-probe er en lang tynn varmekilde som tilfører konstant varmestrøm mot mediet som skal måles. Den baseres på linjekildeteorien som er nærmere beskrevet i kapittel 3.3.1. Metoden ble blant annet brukt av Horai (1971), for måling av varmeledningsevnen i pulveriserte mineraler.
- **Termisk responstest (TRT):** Dette er en metode utviklet fra Needle probe av Mogensen (1983), som måler den effektive varmeledningsevnen *in situ* i borehull. Metoden og teorien bak blir nærmere forklart i neste kapittel (3.3).
- **Modified Transient Plane Source (MTPS):** Metoden er implementert i C-Therm Technologies TCi analysator, som har patent på metoden (Mathis & Chandler, 2004). Dette er en flat sensor (figur 3.4 a) som kan måle varmeledningsevnen direkte i både væsker, faste stoffer, pulver og skum (Harris et al., 2014). Sensoren kan ifølge manualen C-Therm Technologies Ltd. (2013) måle varmeledningsevneverdier mellom 0 og $500 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$, i et temperaturspenn fra -50 til $500 \text{ }^\circ\text{C}$.

Metoden fungerer ved at MTPS-sensoren sender ut strømpulser på prøven. En beskyttelsesring rundt spolen sørger for at varmetransporten er endimensjonal ut gjennom sensoren. Spenningsdifferansen over sensoren måles, og spenningen er korrelert med temperaturen etter en kalibrert prøve, hvor varmeledningsevnen er kjent. Varmeledningsevnen er omvendt proporsjonal med temperaturen. Det vil si at en bratt spenning- og temperaturkurve gir en lavere varmeledningsevne. En slakere spenning- og temperaturforskjell gir en høyere varmeledningsevne, som vist i figur 3.4 b (C-Therm, u.å.).

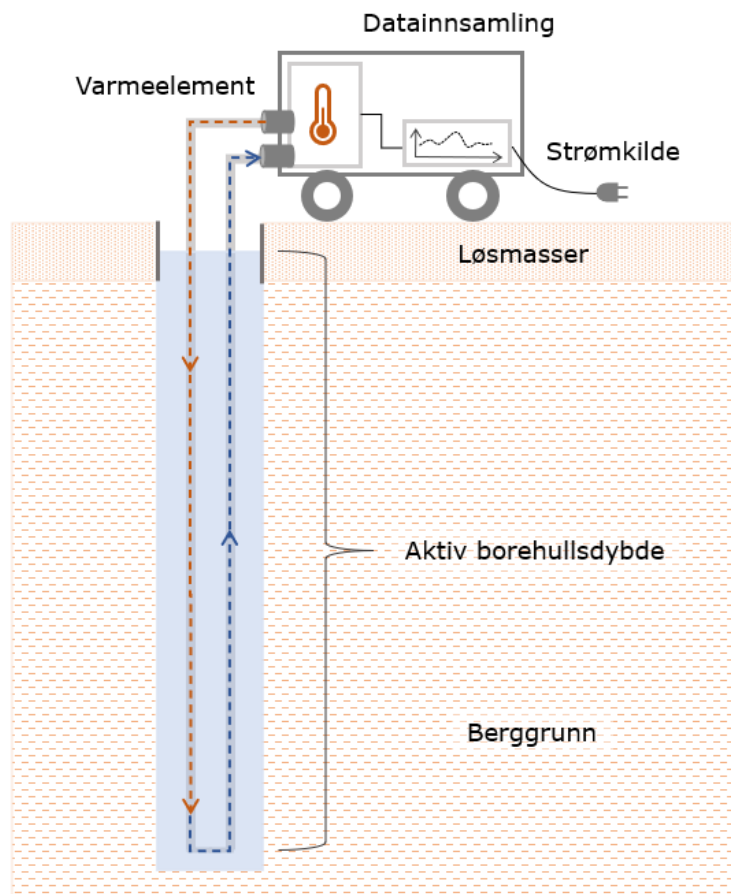


Figur 3.4: a) Bilde av instrumentet C-Therm, hvor diameteren på beskyttelsesringen (rød) rundt sensoren (grønn) er 18 mm. b) Viser parametere som måles på skum og metall. En brattere spenning- og temperaturkurve plottet mot tiden gir lavere varmeledning (skum) enn en slak kurve (metall) (C-Therm, u.å.).

3.2.1 Termisk responstest

Termisk responstest (TRT) er brukt til å måle effektiv varmeledningsevne *in situ* i et borehull. En TRT gjennomføres ofte i prøveborehull som senere skal fungere som en del av en brønnpark ved større grunnvarmeprosjekter (Liebel, 2012). En termisk responstest er kostbar og ofte ikke prioritert ved etablering av en enkeltbrønn i mindre prosjekter.

Prinsippet bak TRT er at et varmelement varmer opp kollektorvæske som sirkulerer i et borehull, og påvirker temperaturlikevekten i grunnen. Testen pågår vanligvis i 72 timer (Gehlin, 2002). Prinsippskisse av systemet er vist i figur 3.5. Temperaturen i kollektorvæsken inn og ut fra borehullet blir logget og brukes til å beregne bakkens termiske egenskaper, som varmeledningsevne og resistans (Liebel, 2012). Det isoleres rundt kollektorslangen i overgangen mellom borehullet og TRT-hengeren for å forhindre varmeutveksling mellom kollektorvæsken og omgivelsene. Varmeutveksling i denne sonen ville gjort at det ikke lenger er kontroll på hvor mye energi som tilføres systemet. Den uforstyrrede temperaturen blir målt før testen startes og blir brukt til å finne borehullsresistansen, og hvor mye energi som kan tas ut av brønnen uten å langsiktig senke temperaturen for mye.



Figur 3.5: Skisse av TRT-rigg som er koblet til et borehull. Figuren er basert på Gehlin (2002), og er kun en prinsippskisse uten riktig størrelsesforhold.

I motsetning til lab-målte verdier vil en termisk responstest registrere påvirkning fra ulike berggrunns lag, sprekkesystemer og grunnvannstrøm. Effektiv varmeledningsevne målt med termisk responstest er generelt høyere enn varmeledningsevnen målt på lab (Liebel, 2012). Tidligere labmålinger av varmeledningsevne gjennomført ved Ramstad et al. (2008) er gjort på tørre prøver. I Norge er borehullene naturlig fylt med grunnvann, og sprekker og porerom i bergartene er vannmettet. Som tidligere nevnt har luft lavere varmeledningsevne enn vann, og er en av grunnene til at labmålte tørre prøver har lavere varmeledningsevne. En annen årsak kan være konveksjonsbidrag i den termiske responstesten. Ifølge Gustafsson (2010) kan varmeoverføringen bli 2,5 ganger høyere om varmeledningen kombineres med konveksjon i grunnvannet, enn ved varmeoverføring kun ved varmeledning.

Feilkilder for en termisk responstest gjengitt etter Liebel (2012) kan være:

- Temperaturtilførsel eller temperaturtap mellom TRT-riggen og borehullet
- Ujevn strømforsyning under testen
- Unøyaktig måling av uforstyrret grunntemperatur før testen gjennomføres
- Fri konveksjon av vann i borehullet som et resultat av varmetilførselen
- Gradientstyrt horisontal grunnvannstrøm
- Tetthetsdrevet vertikal grunnvannstrøm

Responsanalyse

Data fra TRT kan brukes i matematiske modeller til å beregne varmeledningsevnen i grunnen. Det finnes flere modeller og metoder for dette. Linjekilde-metoden (line source method) er mest brukt i Europa (Gehlin, 2002; Sanner et al., 2013). Denne metoden er derfor valgt som eksempel til å videre beskrive hvordan en matematisk modell brukes i analyse av TRT. Beregningen av varmeledningsevne (k) og borehullets termiske resistans (R_b) er gjengitt etter Gehlin (2002) og Signorelli et al. (2007), som er basert på uendelig linje-kilde teorien til (Ingersoll et al., 1948). For at modellen skal stemme er det forutsatt at mediet, i dette tilfellet bakken, er homogent, isotropt og har en uendelig utstrekning. I tillegg er det gitt at det kun er lateral varmestrøm i form av varmeledning, og at temperaturen rundt borehullet kun er avhengig av tid og avstanden til borehullet (Signorelli et al., 2007).

Varmekilden er en uendelig linje og temperaturfeltet går rundt denne linjen. Likningen for temperaturfeltet er en funksjon av radius (r) og tid (t), med en konstant initiert strøm (Carslaw & Jaeger, 1959).

$$T(r, t) = \frac{q}{4\pi k} \int_{\frac{r^2}{4\alpha t}}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du = \frac{q}{4\pi k} E_1\left(\frac{r^2}{4\alpha t}\right) \quad (5)$$

Hvor

q = varmeinjeksjonsraten per meter borehull

k = varmeledningsevnen i bakken

α = termiske diffusiviteten i bakken

E_1 = eksponentialintegral

Eksponentialintegralfunksjonen kan forenkles hvis parameteren $\alpha t/r^2$ er større eller lik 5 og gir et maks avvik på 10 %.

$$E_1\left(\frac{r^2}{4\alpha t}\right) = \ln\left(\frac{4\alpha t}{r^2}\right) - \gamma, \quad \frac{\alpha t}{r^2} \geq 5 \quad (6)$$

Hvor

$\gamma \approx 0,577$, er Eulers konstant.

Den gjennomsnittlige fluidtemperaturen i en bestemt avstand til linjen (borehullet) kan beskrives som en funksjon av kun tiden. Variabelen r blir satt til konstanten r_b , som nå er en spesifikk avstand. I tillegg blir den uforstyrrede temperaturen (T_0), og borehullets termiske resistans (R_b) multiplisert med «varmeinjeksjonsraten per meter borehull» (q), lagt til. Det forenklede uttrykket for eksponentialfunksjonen E_1 (formel 6), blir satt inn i formel 5. Den gjennomsnittlige væsketemperaturen i avstanden r_b til varmekilden kan beskrives som en funksjon av tiden ved:

$$T_f(t) = \frac{q}{4\pi k} \cdot \left(\ln\left(\frac{4\alpha t}{r_b^2}\right) - \gamma\right) + q \cdot R_b + T_0 \quad (7)$$

Uttrykket blir forenklet med hensyn på $\ln(t)$

$$T_f(t) = \frac{q}{4\pi k} \ln(t) + q(R_b + \frac{1}{4\pi k} (\ln(\frac{4\alpha}{r_b^2}) - \gamma)) + T_0, \quad (8)$$

Hvis q (varmeinjeksjonsraten per meter borehull) er konstant, vil de to siste leddene være konstante og settes til en felles konstant m .

$$T_f(t) = \frac{q}{4\pi k} \cdot \ln(t) + m \quad (9)$$

Gjennomsnittstemperaturen i borehullet kan beskrives ved å ta gjennomsnittet av temperaturen i fluidet/væsken inn og ut fra kollektoren ved TRT.

$$T_f(t) = \frac{T_{inn}(t) + T_{ut}(t)}{2} \quad (10)$$

Hvis likning 10 settes inn i likning 9, kan varmeledningsevnen mellom varmeveksler og et borehull finnes ved å plote gjennomsnittstemperaturen mot den naturlige logaritmen av tiden.

$$k = \frac{q}{4\pi} \frac{\ln(t_2) - \ln(t_1)}{T_{gj.snitt}(t_2) - T_{gj.snitt}(t_1)} \quad (11)$$

Varmeledningsevnen (k) kan bestemmes etter å finne regresjonslinjen etter alle tidspunkter mellom t_1 og t_2 . Tiden er normalt mellom 20 og 70 timer (Liebel, 2012). De første timene er ikke en del av regresjonslinjen siden det som blir logget er den termiske responsen til varmeveksleren (Signorelli et al., 2007). Vanligvis varer en TRT i 72 timer, som gjør at linje-kilde modellen får et lavt avvik (Gehlin, 2002).

Den termiske borehullsresistansen (R_b) kan beregnes etter at varmeledningsevnen (k) er funnet.

$$R_b = \frac{m - T_0}{q} - \frac{1}{4\pi k} \cdot \left(\ln\left(\frac{4k}{r_b^2 S_{VC}}\right) + 0,5722 \right) \quad (12)$$

3.3 Varmeproduksjon

Bergarter produserer varme gjennom radioaktiv nedbrytning av isotoper. Varmeproduksjonen kommer hovedsakelig fra nedbrytning av isotopene ^{238}U , ^{232}Th og ^{40}K (Clauser, 2009; Slagstad, 2008). Mengden av disse isotopene i en bergart varierer ut ifra geokjemiske forhold som blir satt ved bergartsdannelsen eller senere omvandling. Dette er prosesser som magmatisk differensiering, sedimentasjon og metamorfose (Rybach, 1976).

Hvor mye varmeproduksjon en radioaktiv isotop gir, er bestemt av strålingsenergi og halveringstiden. Halveringstiden til ^{238}U , ^{232}Th og ^{40}K er henholdsvis $4,5 \times 10^9$, $1,4 \times 10^{10}$, $1,3 \times 10^9$ år (Kofstad et al., 2019; Slagstad, 2008; UiO, 2021). Radioaktive isotoper med kortere halveringstid vil i mindre grad bidra til varmeproduksjon fordi de allerede er nedbrutt. Det finnes også radioaktive isotoper med så lang halveringstid at de ikke gir noe signifikant bidrag til varmeproduksjonen (Slagstad, 2008).

Varmeproduksjonen (A) i en bergart kan bestemmes ved formel 13, etter Rybach (1988).

$$A = \rho \times (9,52C_U + 2,56C_{Th} + 3,48C_K) \times 10^{-5} \quad (13)$$

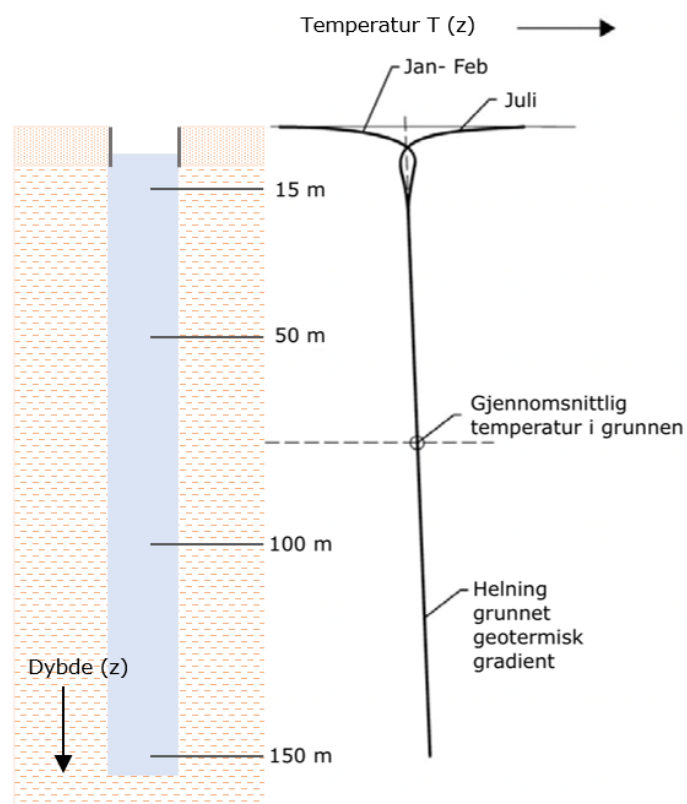
Hvor A er gitt i $\mu\text{W}/\text{m}^3$, ρ er tettheten til bergarten i kg/m^3 , og C_U , C_{Th} , og C_K er henholdsvis konsentrasjonen av uran og thorium i ppm, og kalium i vektprosent.

3.4 Temperatur i grunnen og varmestrøm

Temperaturvariasjonen i grunnen er størst nærmest overflaten som følge av dags- og sesongvariasjoner i temperatur, vist i figur 3.6. Temperaturen i grunnen er bestemt av solinnstråling, men også av varmestrømmen fra jorda, bergmassens termiske egenskaper, varmeproduksjon, og hydrogeologiske forhold (Andersland & Ladanyi, 1994; Slagstad, 2008). Det er høyere temperatur i jordas kjerne som følge av to faktorer; restvarme fra jordas dannelse og radioaktiv nedbrytning av isotoper. Dette gjør at temperaturen øker mot dypet, og resulterer i en geotermisk gradient. Temperaturgradienten varierer over hele verden ut ifra geologiske forhold.

Olesen et al. (2007), har beregnet temperaturgradienten på ulike lokaliteter i Norge til å variere mellom 1,21 °C/100 meter (Arnestad) og 2,46 °C/100 meter (Hamar). Brønnene som temperaturgradienten er regnet fra er mellom 700 og 1000 meter dype. Nærmeste lokalitet til Trondheim i rapporten er Løkken, og har en temperaturgradient på 1,69 °C/100 meter.

I grunne brønner (200 til 300 meter dype) i Trondheimsområdet er gjennomsnittsverdien på temperaturgradienten 1,4 °C/100 meter (basert på syv verdier). Temperaturgradienten er målt fra termiske responstester gjennomført av Asplan Viak, og er beregnet fra 100 meter under overflaten og ned til brønnens fulle dyp. Fra 100 meter er det en stabil gradient i TRT-målingene, og det er derfor valgt å beregne gradienten basert på temperaturen herfra og ned til enden av brønnen (Holmberg & Tønnesen, 2019; Mørkved & Holmberg, 2016; Ramstad et al., 2020, 2021; Ramstad & Holmberg, 2020; Riise & Ramstad, 2016).



Figur 3.6: Temperaturprofil av grunnen. Sesongbaserte variasjoner i temperatur i de øverste ca. 15 meterne. Basert på Gehlin (2002).

For å beregne varmestrømmen må varmeledningsevnen til bergmassen og temperaturgradienten være kjent. Når temperaturen måles, bør den bli justert etter paleoklimatiske faktorer (tidligere tiders klima, som for eksempel istider) og menneskeskapte effekter som avskoging (NGU, 2018). Slagstad et al. (2009) har beregnet overflatevarmestrømmen etter paleoklimatiske korreksjoner til å generelt variere mellom 50 og 60 mW/m² i Norge. Løkken er nærmeste lokalitet til Trondheim inkludert i studiet og den gjennomsnittlige varmestrømmen er beregnet til 57 mW/m². Området består av mye gabbro og grønnstein. De laveste varmestrømsverdiene ligger på rundt 30 mW/m² og er fra et grønnsteinsbelte i Finnmark (Slagstad et al., 2009).

3.5 Utnyttelse av grunnen til varme og kjøling

Grunnvarme kan utnyttes ved uttak av energi lagret i jord, grunnvann eller berggrunn. Andre begreper for grunnvarme er grunn geotermisk energi og lavtemperatur geotermisk energi. Det finnes ulike typer grunnvarmeanlegg for ulike formål og forhold. Det skilles mellom åpne og lukkede systemer. De åpne systemene er vanligvis å finne i løsmasser der opp-pumpet grunnvann blir direkte utnyttet før det pumpes ned igjen i løsmassene. Åpne systemer kan også benyttes i fjell der grunnvannet befinner seg i sprekkesystemer. I lukkede systemer vil en frostsikker væske pumpes rundt i en kollektorslange i borehullene. Lukkede systemer er typisk brønner boret i fjell og er den mest brukte løsningen i Norge (Ramstad, 2011; Skarphagen et al., 2019). Denne oppgaven fokuserer på lukkede systemer i berg, fordi det er i disse systemene parameteren varmeledningsevne og varmeproduksjon innvirker.

3.5.1 Energibrønner i fjell

Lukkede systemer består vanligvis av en eller flere brønner med en dybde på mellom 80 og 300 meter. Utformingen bestemmes først og fremst av varme- og kjølebehov, etterfulgt av de termiske forholdene i berggrunnen. Dimensjoneringen blir nærmere omtalt i kapittel 5.8. Videre vil prinsippene for lukkede systemer bli forklart.

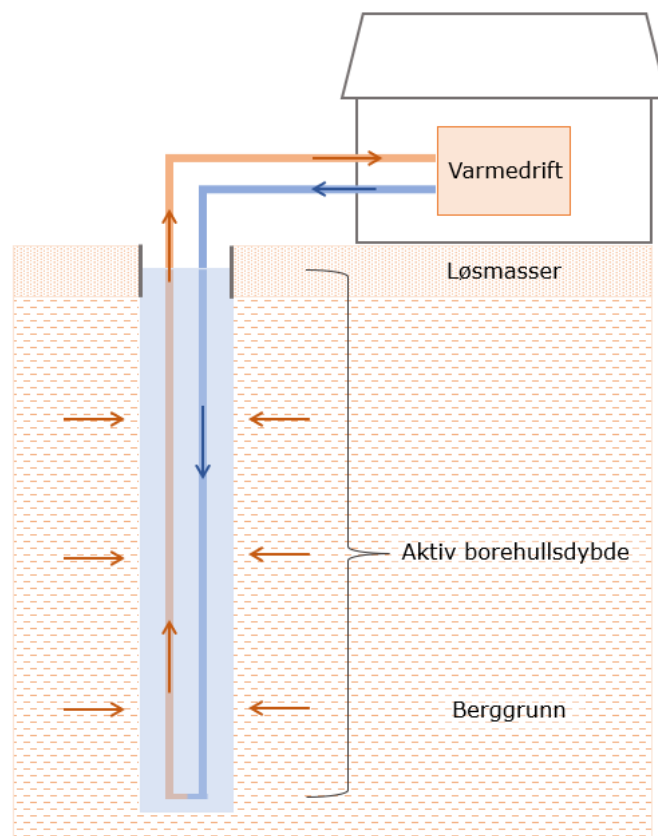
Lukkede systemer består av borehull som inneholder en kollektorslange i plast som igjen inneholder en frostsikker væske, kalt kollektorvæske. Varmevekslingen i systemet skjer mellom kollektorvæsken og berggrunnen. Det finnes ulike utforminger på en kollektorslange. Utformingen som til nå har blitt omtalt er enkelt u-rør. Det består av et oppstrøms- og et nedstrømsrør med kollektorvæske, som er koblet sammen i en u-formasjon nederst. Det finnes også andre utforminger som dobbelt u-rør (to oppstrøms og to nedstrømsrør) eller koaksialt rør (ett nedstrømsrør inni et oppstrømsrør).

Det er grunnvannet mellom kollektorslangen og borehullsveggen som skaper den termiske kontakten. Den delen av borehullet som er fylt med grunnvann vil være den aktive borehullsdybden (figur 3.7), som betyr at det er her varme blir utvekslet. Grunnvannsnivået varierer som følge av klimatiske og topografiske årsaker. Ifølge hydrogeologiske data fra NVE er grunnvannsspeilet i Norge vanligvis mindre enn fem meter under overflaten hele året (NVE, 2022). I Trondheimsområdet er det i forbindelse med termiske responstester registrert grunnvannsnivå mellom 0 og 10,5 meter under overflaten, med et gjennomsnitt på 4,6 meter for 8 brønner (Eggebo, 2020; Holmberg & Tønnesen, 2019; Ramstad, 2013a, 2013b; Ramstad et al., 2020, 2021; Ramstad & Holmberg, 2020; Riise & Ramstad, 2016). Høyt grunnvannsnivå i en brønn er gunstig fordi det gjør at den aktive borehullsdybden opptar størst mulig andel av borehullet. Dette er økonomisk gunstig fordi det reduserer nødvendig boreddybde. Om ikke borehullet er fylt

med vann, kan det alternativt fylles med injeksjonsmasse, som også vil utveksle varme med berggrunnen.

Varmevekslingen mellom kollektoren og borehullet vil reduseres om den termiske borehullsmotstanden er høy. Resistansen beskriver materialets evne til å motstå varmeoverføring. Det er termisk resistans mellom kollektorvæsken og kollektorslangen, mellom kollektorslangen og grunnvannet, og mellom grunnvannet og berggrunnen. Ved turbulent strømning i kollektorvæsken vil varme lettere utveksles med omgivelsene, og redusere den termiske motstanden. Dette kan oppnås ved å benytte en ru kollektorslange og ved å pumpe kollektorvæsken rundt i kollektorslangen med høy nok hastighet. En ru kollektorslange krever lavere hastighet for å oppnå turbulent strømning (Liebel, 2012). Sanner et al. (2005) oppgir at er den termiske kontakten mellom borehullsveggen og kollektorvæsken er kontrollert av:

- Borehullets diameter
- Størrelsen, konfigurasjon og materialet til kollektorslangen
- Mediet mellom kollektorslangen og fjell

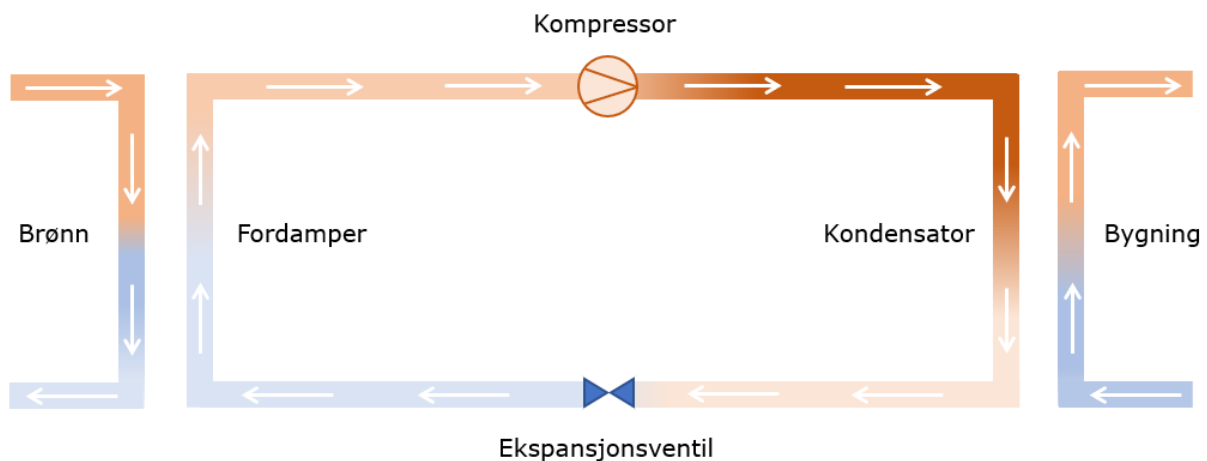


Figur 3.7: Energibrønn i berg med lukket kollektor (enkelt u-rør), et lag med løsmasser over berggrunnen som er stabilisert med foringsrør. Den aktive borehullsdybden er avstanden fra toppen av grunnvannsnivået og ned til bunnen av kollektorslangen. Figuren er basert på NGU (2021b).

For at energi fra berggrunnen skal kunne brukes til oppvarmingsformål, må temperaturen i kollektorvæsken fra brønnen heves. Dette skjer ved hjelp av en varmepumpe som i Norge vanligvis er drevet av elektrisitet (Stene, 2000). Varmepumper består av fire hovedkomponenter: fordampere, kompressor, kondensator og ekspansjonsventil. De er

bundet sammen i en lukket røkrrets hvor et arbeidsmedium sirkulerer. Prosessen i en varmepumpe vil videre bli beskrevet etter Stene (2000), sammen med figur 3.8.

1. Fordamperen: Kollektorvæsken i brønnen henter varme fra berggrunnen og utveksler varme med arbeidsmediet som har en lavere temperatur. Arbeidsmediet har lavt kokepunkt og fordamper som følge av varmeoverføringen fra kollektorvæsken.
2. Kompressor: Videre blir arbeidsmediet i gassfase ført inn i en kompressor. Kompressoren øker trykket slik at temperaturen på arbeidsmediet øker.
3. Kondensator: Arbeidsmediet ledes videre inn i en kondensator, som er den andre varmeveksleren i systemet. Arbeidsmediet i gassfase avgir varme til mediet som brukes i oppvarmingskretsen i huset. Når gassen avgir varme, vil den avkjøles og kondensere til væske.
4. Ekspansjonsventil: Arbeidsmediet er i væskefase ved høyt trykk og temperatur når det strømmer videre til en ekspansjonsventil hvor trykket senkes. Dette gir en temperaturreduksjon i væsken, og gjør arbeidsmediet klar til ny varmeoverføring fra kollektorvæsken.



Figur 3.8: Prinsippskisse av innsiden til en varmepumpe. Basert på Greenmatch (2022).

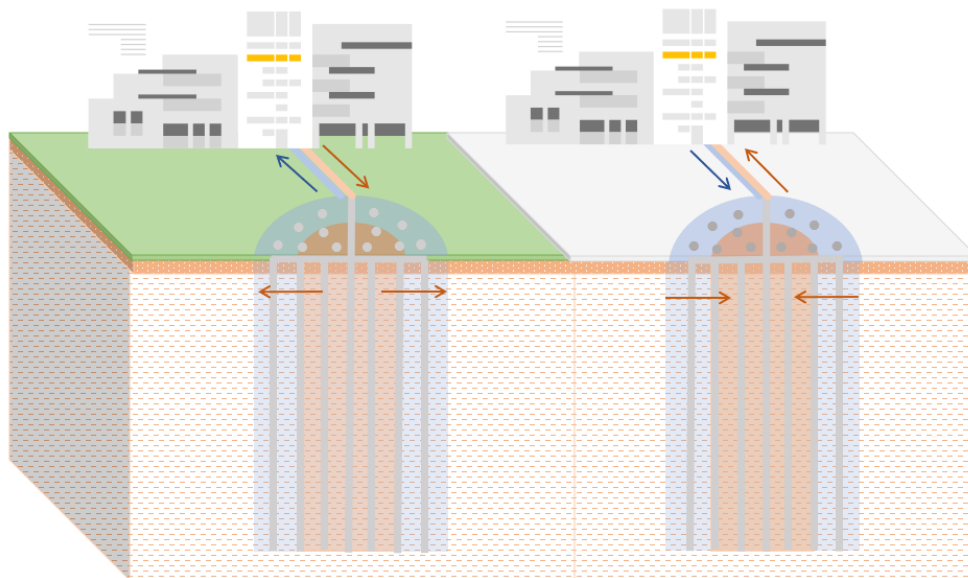
I startfasen av et grunnvarmeuttak vil varmen nærmest borehullet hentes ut først. Etter hvert vil varme ved varmeledning hentes fra områder lengre unna borehullet. Med riktig dimensjonering etter energiuttaket vil varmestrømmen med tiden komme i likevekt. To brønner plassert med et mellomrom på mer enn 20 meter vil vanligvis ikke påvirke hverandres varmeuttak. Flere enn to brønner vil behøve større avstand om de ikke skal påvirke hverandre (Skarphagen et al., 2019). Når brønner er plassert for tett, vil ikke temperaturen i bakken stabilisere seg, men fortsette å synke (Bjørk et al., 2013).

Når en brønnpark skal etableres, vil dybde til fjell være en faktor som er med å avgjøre både utformingen og brønnplasseringen. Løsmasser har lavere varmeledningsevne enn fjell på grunn av høyere porøsitet og det behøves foringsrør når man borer i løsmasser for å støtte opp. Å bore ned foringsrør i løsmasser er 3-5 ganger dyrere enn boring i fjell. En løsning som vil holde kostnadene nede vil være å bore færre, men dypere brønner. I Norge er avstanden fra terrengoverflaten til berggrunnen generelt lav (< 30 m), men med noen unntak i dalfører som i Trøndelag, Østlandet, Jæren og Finnmark (Ramstad, 2011).

3.5.2 Energilager i fjell

Berggrunnen kan benyttes til både å ta ut og injisere varme. I Skandinavia betyr det som regel å hente ut varme av bakken på vinteren og tilføre varme om sommeren. Varmen kan komme fra nedkjølingsbehov i et bygg om sommeren eller overskuddsenergi fra ulike kilder som solceller, forbrenningsanlegg eller annen industri. Ved å både tilføre og hente ut varme fra bakken kan energilageret balanseres, og energibehovet dekkes av færre borehull som følge av bedre temperaturstabilitet i brønnen. Dette reduserer investeringskostnadene og gjør grunnvarmeanlegget mer attraktivt (Ramstad, 2011).

Berggrunnen kan brukes til å lagre energi ved å bore flere brønner i nærheten av hverandre. Optimalt vil brønnene plasseres i et sirkulært mønster med avstand mellom 3 og 7 meter (Skarphagen et al., 2019). På denne måten reduseres forholdet mellom overflatearealet og volumet, slik at varmen holdes konsentrert. Et eksempel på energilager er skissert i figur 3.9. Nydalen i Oslo er et slikt anlegg og består av 180 brønner på 200 meter, som varmer opp 322 000 m² og kjøler ned 312 000 m² (Nydalen energi, 2021). Grunnvann kan også brukes til å lagre energi, men vil ikke bli gått nærmere inn på.



Figur 3.9: System med sesonglagring. Venstre figur illustrerer forholdene på sommeren, hvor kulde hentes ut av systemet og varme sendes ned og lagres i bakken. Høyre figur illustrerer forholdene på vinteren hvor varme lagret gjennom sommeren hentes ut på vinteren. Basert på Underground Energy (u.å.).

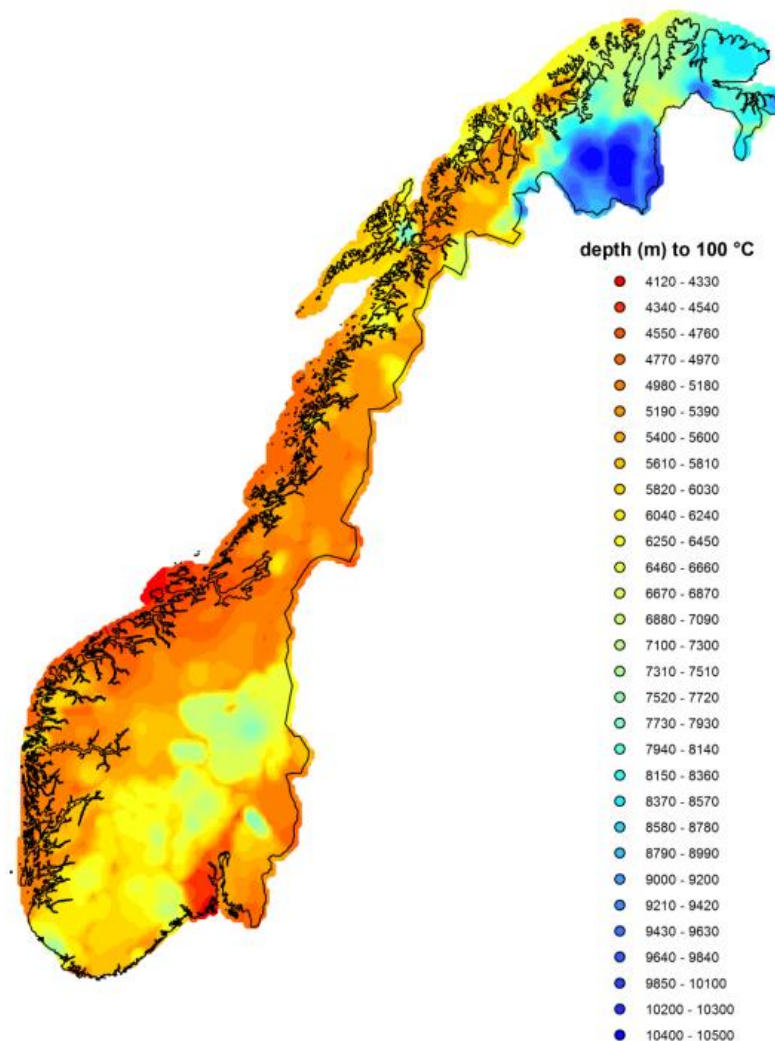
For energilagre i berggrunn skilles det mellom «lavtemperatur borehull termisk energilagre» (ofte forkortet som BTES) og «høytemperatur borehull termisk energilagre» (HT-BTES). I lav-temperatur (BTES) holder berggrunnen rundt borehullet en temperatur på rundt den naturlige uforstyrrede temperaturen. I et høy-temperaturanlegg (HT-BTES) vil berggrunnen tilføres varme og lades opp over flere år for å oppnå en temperatur på typisk over 40 °C. Slike systemer lades opp med overskuddsvarme fra for eksempel industri på sommerhalvåret (Skarphagen et al., 2019; Banks, 2012). Eksempel på HT-BTES anlegg er Emmaboda i Sverige og Fjell skole i Drammen, Norge (Nordell et al., 2015; Ramstad et al., 2017).

Grunnvannstrøm er spesielt viktig å undersøke når energi ønskes lagret i grunnen, fordi grunnvannstrømmen kan føre varmen bort fra energilageret. Grunnvann i fjell strømmer i sprekker og svakhetssoner og er forårsaket av tyngdekraft, topografi og/eller temperaturforskjeller (Banks, 2012).

3.5.3 Dype geotermiske brønner

I motsetning til grunne energibrønner vil dypgeotermiske brønner utnytte den høyere temperaturen lenger nede i skorpen, flere kilometer ned. Fordelen med dypgeotermiske brønner vil være de samme som et HT-BTES system. Temperaturen er så høy at sirkulasjonsmediet i bakken kan brukes direkte og ikke trenger oppvarming fra en varmepumpe. Hvis temperaturen er tilstrekkelig høy, kan også varmen genereres til strøm og ledes inn på strømmettet.

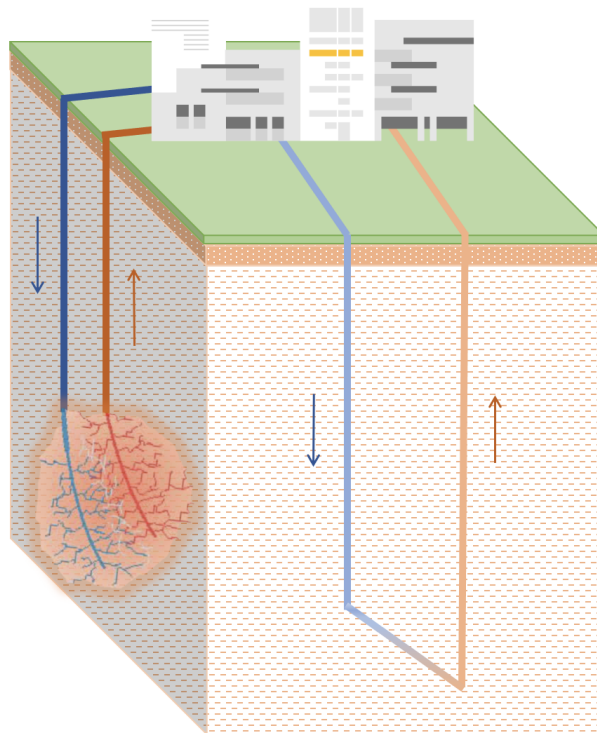
Utfordringen i Norge er å bore langt nok ned for å oppnå en høy nok temperatur. Havellen et al. (2012) har gjort beregninger for hele Norge på hvor langt ned det må bores for at temperaturen skal være 100 °C nederst i borehullet, vist i figur 3.10. Ifølge kartet i figur 3.10 må man i Trondheimsområdet ned på omtrent fem kilometers dyp for å oppnå 100 °C.



Figur 3.10: Kart over Norge som viser hvor dypt man må for å oppnå 100 °C. Hentet fra Havellen et al. (2012).

Dype geotermiske anlegg utnytter permeabilitet mellom to eller flere brønner. Permeabiliteten er nødvendig for at kaldt vann skal kunne injiseres i grunnen, for så å presse opp oppvarmet vann et annet sted. Permeabiliteten kan enten komme av god kontakt mellom porer i en porøs bergart eller etablerte sprekkesystemer. Sprekkesystemene kan være naturlig, eller komme av kunstig oppsprekking (figur 3.11). Det kan alternativt bores en forbindelse mellom brønnene (Falcone et al., 2018; Havellen et al., 2012).

Berggrunnen i Norge består i stor grad av krystalline bergarter som er generelt lite permeable. I disse tilfellene vil et anlegg være avhengig av kunstig oppsprekking mellom brønnene, eller at det bores en forbindelse mellom brønnene, hvor vannet kan ledes. Fordelen med tette bergmasser, som granitt, er at de ofte har en høyere gjennomsnittlig varmestrøm og geotermisk gradient da de som regel inneholder høyere konsentrasjoner av de radioaktive isotopene uran, kalium og thorium (Banks, 2012).



Figur 3.11: To ulike løsninger for dyp geotermisk energi, ved oppsprekking til venstre og boring mellom brønnene til høyre. Figuren er basert på SINTEF (2011).

3.6 Beregningsprogram for dimensjonering av grunnvarmeanlegg

EED - Earth Energy Designer er en programvare som gjør det mulig å designe vertikale grunnvarmeanlegg for utnyttelse og lagring av termisk varme. Brønnsystemene kan designes både for oppvarming og kjøling. Ved å se på ulike designløsninger for brønnparker vil man kunne finne den mest gunstige. Dimensjoneringen er et samspill mellom antall brønner, brønnenes plassering i forhold til hverandre, aktiv borehullslengde, de termiske forholdene i berggrunnen, samt energi og varmeeffekten brønnene skal levere (Blocon AB, 2015). Om anlegget overdimensjoneres vil det ikke bli kostnadseffektivt. Om anlegget underdimensjoneres vil temperaturen synke raskere i grunnen for å hente ut ønsket

energimengde. Det er en risiko for at systemet må stoppes som følge av redusert teknisk levetid for varmpumpen (Borgnes, 2014). Det er vanlig å vurdere dimensjoneringsresultatene ut ifra temperaturen i kollektorvæsken etter 25 år. Hvor lav denne minimumstemperaturen kan være varierer med type anlegg det dimensjoneres for. I Norge og Nordens kalde klima er det varmebehovet og effekten på varmpumpen som i stor grad vil bestemme størrelsen og antall borehull på brønnparken (Borgnes, 2014). I tillegg til effekten og energibehovet, er det viktig å måle faktiske verdier for grunnforholdene. Dette er verdier man ikke kan endre, og må dimensjonere etter. Om en dimensjonering i EED gjøres med en varmeledningsevne i grunnen på $4 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$, når de faktiske forholdene har en varmeledningsevne på $3 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$, vil det bygges færre eller kortere brønner enn det som er nødvendig.

Inngangsverdiene i programmet er delt inn i ulike bolker:

- Grunnforhold
- Energibrønn og kollektor
- Kollektorvæske
- Energi- og effektbelastning mot brønner

Under grunnforhold vil de termiske forholdene i bakken føres inn, blant annet varmeledningsevne, uforstyrret temperatur i grunnen og varmestrøm. Under energibrønn og kollektor bestemmes utforming av brønnene og kollektoren inni dem, samt de termiske egenskapene til kollektoren. For kollektorvæsken er det dens termiske- og fysiske egenskaper som føres inn. Det er kollektorvæsken som vil frakte varmen opp fra borehullet og inni varmpumpen. For energi- og effektbelastning mot brønnene er det viktig å vite energibudsjett for varme- og kjølebehov. Det må også tas hensyn til hvor mye av dette varmpumpen skal dekke, og hvor stor effekt den må ha (varmpumpens ytelse i kW).

Som et resultat av modelleringen gir EED en oversikt over temperaturen i kollektorvæsken over tid. Dette vil indikere hvordan systemet på sikt vil fungere. Om temperaturen synker for mye, vil ikke varmpumpen driftes optimalt.

3.7 Analyser

3.7.1 Røntgendiffraksjon (XRD)

Røntgendiffraksjon (XRD) brukes til kvalitativ og kvantitativ identifikasjon av mineraler. Metoden baserer seg på at en (monokromatisk) røntgenstråle sendes inn på en roterende prøve i ulike vinkler. Strålen reflekteres med samme vinkel som innfallsvinkelen. Braggs lov (formel 14) blir brukt for å finne avstanden (d) mellom atomene i krystallplanene. Hver krystallflate har en bestemt diffraksjonsvinkel (θ). Ved å vite diffraksjonsvinkelen til atomene (gjennom en database med kjente verdier for mineraler), samt at bølgelengden (λ) er kjent (monokromatisk røntgenstråle), vil en kunne regne ut gitteravstand i krystallstrukturen og finne ut av hvilke mineraler prøven er satt sammen av (Khan et al., 2020).

Braggs lov.

$$n\lambda = 2d\sin\theta \quad (14)$$

Hvor

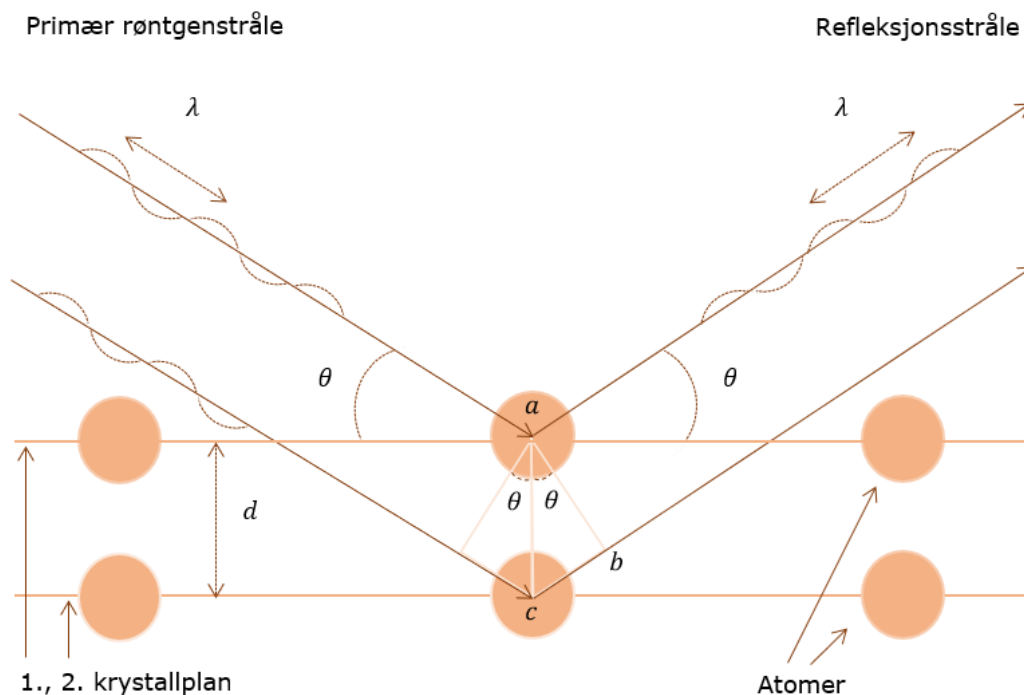
λ = bølgelengde

d = avstand mellom atomer i forskjellige krystallplan

θ = diffraksjonsvinkel

n = positivt heltall, antall hele bølgelengder som får plass mellom strålene reflektert av to nærliggende plan

Prinsippskisse av Braggs lov er fremstilt i figur 3.12.



Figur 3.12: Diffraksjon av røntgenstråler med bølgelengde, λ , og en diffraksjonsvinkel, θ , i et krystallint materiale der lengden mellom krystallplanene er gitt som d . Lengden $c - b$ er motstående katet til vinkelen θ .

Diffraksjonsvinkelen, 2θ , kan plottes mot intensiteten (antall treff per sekund) i et diffraktogram.

3.7.2 Røntgenfluorescens-spektrometri (XRF)

Røntgenfluorescens-spektrometri (XRF) brukes til kvalitativ og kvantitativ deteksjon av den kjemiske sammensetningen av faste, flytende eller pulveriserte stoffer. Metoden går ut på at røntgenstråler sendes inn på prøvene. Når de primære røntgenstrålene treffer atomene i prøven, vil noe av strålen absorberes, og resten reflekteres som sekundære fluorescens røntgenstråler. Fluorescensstrålene treffer så en diffraksjonskrystall, som vil reflektere karakteristiske bølgelengder for de ulike atomene. For å bestemme hvilke elementer som er til stede sammenligner instrumentet bølgelengdene opp mot en database (metode). Intensiteten av de ulike bølgelengdene (atomene) vil registreres og kan fremstilles i et spekter med bølgelengde på x-aksen og intensitet på y-aksen. Høyere bølgetopp tilsvarer høyere andel av atomet i prøven (Potts, 1987).

3.7.3 Laser ablasjon induktivt koblet plasma massespektrometri (LA-ICP-MS)

(LA)-ICP-MS blir brukt til å kvantifisere grunnstoffer i en prøve. Dette kan for eksempel være uran og thorium som senere blir brukt for å beregne varmeproduksjon. Grunnstoff kan også kvantifiseres for å identifisere en forurensningskilde eller til bruk av aldersbestemmelse (Liu et al., 2013). Metoden skiller ulike ioner ut ifra masse og ladning. Instrumentet består av tre deler. Den første delen er LA, som står for *Laser Ablasjon*. I denne prosessen vil en laserstråle ført mot prøvepastillen frigjøre partikler fra prøven. Heliumgass og biter fra prøven, sammen kalt aerosol, blir tilført argongass for så å bli videreført til den andre delen av instrumentet.

ICP, står for *Inductively Coupled Plasma*. Denne prosessen ioniserer atomene i prøvemateriale. Aerosolen blandet med argongassen blir sendt inn i et elektromagnetisk felt som fører gassen opp til 8 000-10 000 °C. Elektronene som sitter løst vil forsvinne og atomene ioniseres. Deretter blir de sendt videre til den tredje og siste delen av instrumentet (NGU, 2020a).

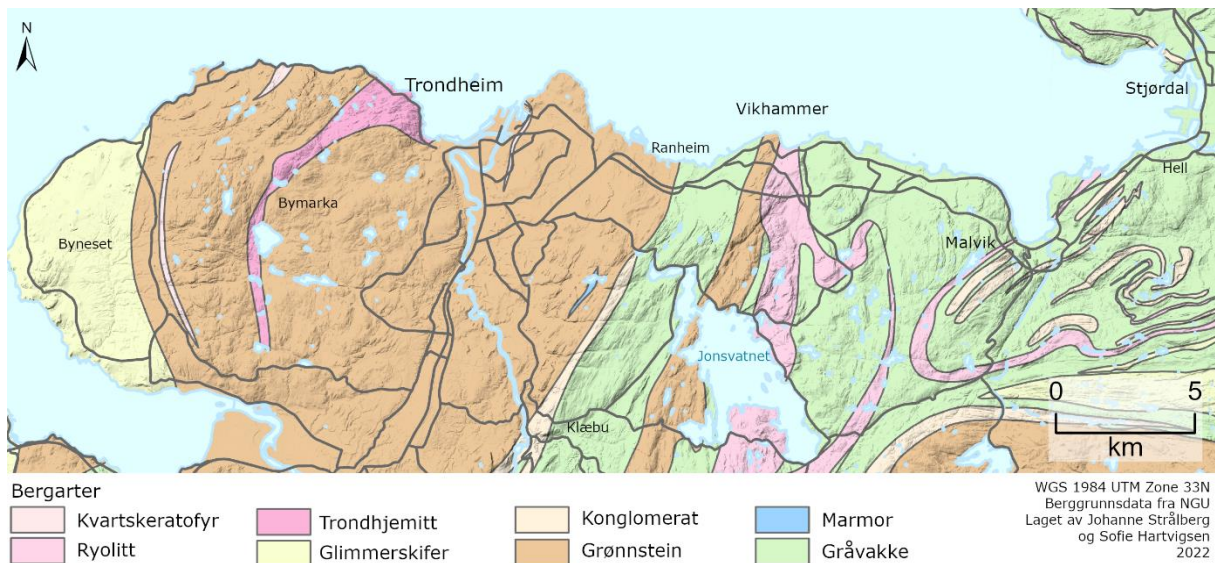
MS, står for *Mass Spectrometry*. Ionene blir sendt gjennom et elektrostatisk felt som virker på samme måte som et magnetfelt. Her blir ionene bøyd av, og avbøyingsgraden vil skille de ulike ionene. Lette ioner vil bøyes mer enn tyngre ioner. Etter avbøyningen treffer ionene en massedetektor som måler massen og ladningen til ionene. Dette vil gi et tall på hvor store mengder av hvert atom det er å finne i prøven. Kvantifiseringsgrensene for thorium og uran er henholdsvis på 0,07 og 0,2 μgg^{-1} , med en usikkerhet på $\pm 10\%$ relativ (1 σ nivå) (Liu et al., 2013).

4 Områdebeskrivelse, geologien i Trondheimsområdet

4.1 Berggrunn

Berggrunnen i Trondheimsområdet består av øvre dekkeserie i den kaledonske fjellkjeden. Dekkeserien er skjøvet opp fra bunnen av Iapetushavet og består av kambrosiluriske bergarter som inneholder ofiolittkomplekser. Et ofiolittkompleks er en sekvens av havbunnskorpen og vil inneholde dypmarine avsetninger som sandsteiner og turbidittavsetninger (gråvakke), samt putelava, diabasganger, gabbro og peridotitt. Disse ofiolittkompleksene ble utsatt for metamorfose under fjellkjededannelsen, noe som resulterte i dannelsen av blant annet grønnstein og grønnskifer (Fossen et al., 2013).

Berggrunnskart fra NGU viser at Trondheimsområdet hovedsakelig består av grønnstein (figur 4.1). Østover finnes det gråvakke (med lag av siltstein og fyllitt) etterfulgt av basalt, som på kartet er vist som grønnstein. Videre er det bergartsenheter med ryolitt og flere gråvakke- og konglomeratsekvenser. Vest for Trondheim finnes det trondhemitt, kvartskeratofyr og glimmerskifer. Det er også et område med kalkspatmarmor sentralt plassert i kartet, vist som marmor (NGU, 2021).



Figur 4.1: Forenklet berggrunnskart over Trondheimsområdet, basert på NGU (2021) sitt 1:250 000 berggrunnskart.

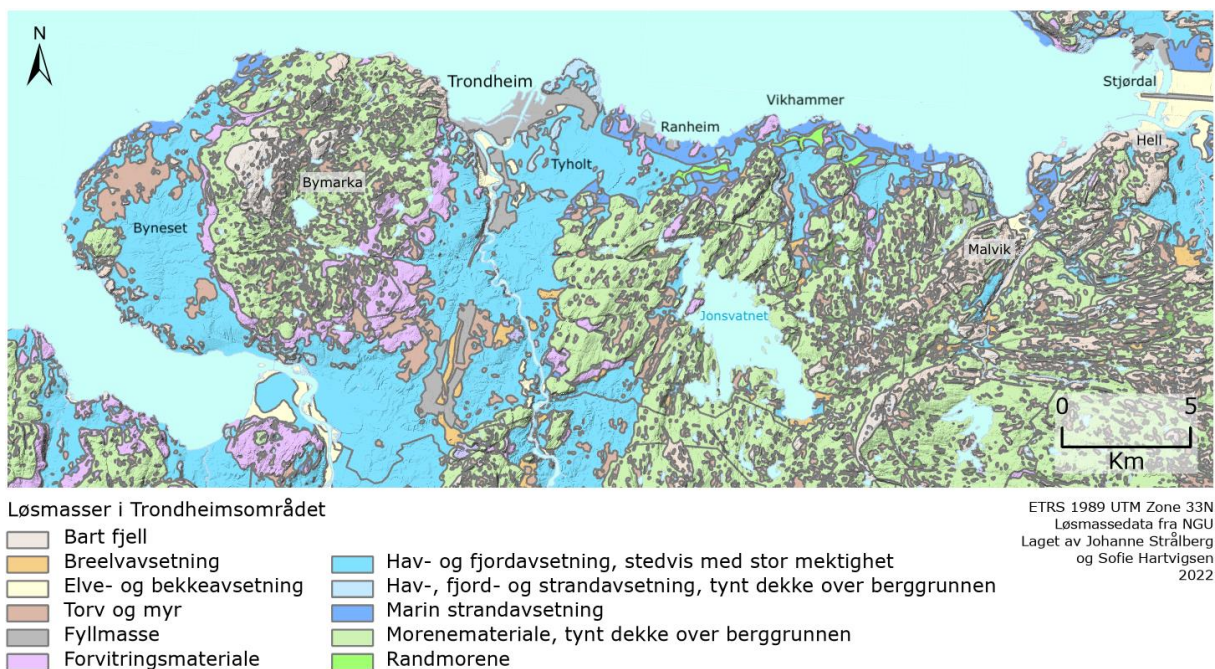
Bergartsbeskrivelsene i tabell 4.1 er basert på NGU (2020b) og Jensen (2016) om ikke annet er oppgitt.

Tabell 4.1: Beskrivelse av utbredte bergarter i Trondheimsområdet.

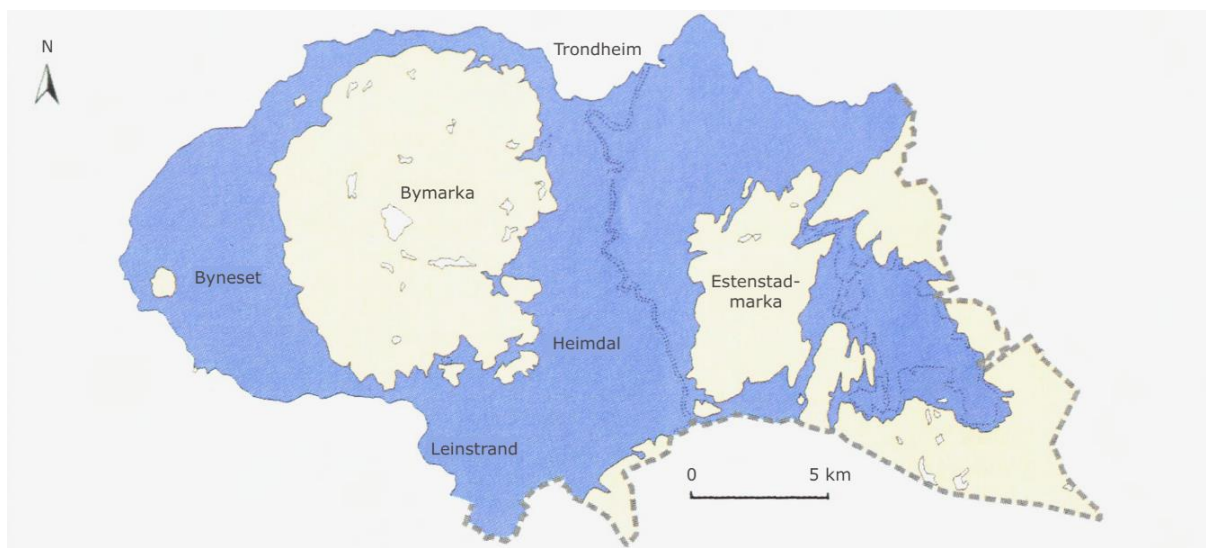
Bergart	Beskrivelse
Grønnstein	Grønnstein er bergarten som dominerer i Trondheimsområdet. Bergarten blir til ved metamorfose av basalt, gabbro eller diabasganger. Innhold av mineralene kloritt, epidot og amfibol gir bergarten den grønne fargen. Plagioklasfeltspat er også vanlig å finne i grønnsteiner.
Gråvakke	Gråvakke er en metasedimentær bergart som blant annet dannes av turbidittavsetninger på havbunnen. Bergarten inneholder i hovedsak mineralene kvarts og feltspat, men også glimmer.
Glimmerskifer	Glimmerskiferen i Trondheimsområdet er omdannet ved regionalmetamorfose av fine sedimenter, under den kaledonske fjellkjededannelsen. Den metamorfe bergarten inneholder kvarts og feltspat i tillegg til glimmermineralene muskovitt og biotitt.
Trondhemitt	Trondhemitt er en felsisk dypbergart og vil i Trondheim ofte finnes som intrusjoner i ofiolittsekvenser fra de kaledonske skyvedekkenene. Felsisk vil si at den inneholder en stor andel lyse, silisumrike mineraler som kvarts og feltspat. Den magmatiske bergarten inneholder også mørke mineraler som biotitt (Selbekk & Askheim, 2020).
Grønnskifer	Grønnskifer i Trondheimsområdet er omdannet ved metamorfose og deformasjon av basalt under den kaledonske fjellkjededannelsen. Den metamorfe bergarten inneholder mineralene kloritt, epidot og aktinolitt, som gir den grønne fargen. Ellers vil grønnskifer ofte inneholde kvarts, feltspat, muskovitt og kalsitt. En del av disse mineralene har til dels blitt tilført under deformasjon. Bergarten stammer som regel fra samme utgangsbergart som grønnstein, men har gjennomgått høyere grad av deformasjon. Grønnstein og grønnskifer finnes derfor ofte i nærheten av hverandre.
Ryolitt	Ryolitt er en finkornet, felsisk dagbergart. Fargen på bergarten varierer fra grålig til rødlig. Mørke mineraler som biotitt og hornblende kan også opptre og skape strømningsstrukturer i bergarten.
Kvartskeratofyr	Kvartskeratofyr er en finkornet, felsisk bergart. Bergarten opptreer ofte som intrusjoner i grønnstein, og består i hovedsak av mineralene kvarts og feltspat i form av albitt (Slagstad, 2021).

4.2 Løsmasser

Under siste istid ble landet presset ned av innlandsisen. Etter hvert som isen smeltet tilbake, la den igjen løsmasser i ulike moreneformer (Vorren & Mangerud, 2013). Moreneavsetningene i kartleggingsområdet vises i grønt i figur 4.2 og finnes stort sett som et sammenhengende, tynt dekke over berggrunnen, men har stedvis større tykkelse (NGU, 2022). En annen følge av isavsmeltingen var at havet fikk tilgang innover i landet. På et tidspunkt dekket havet Trondheim by, Heimdal, Byneset og Ranheim, disse forholdene er illustrert i figur 4.3. Under denne perioden ble det i de havdekte områdene avsatt hav- og fjordavsetninger i form av leire og silt, som vi i dag finner i varierende tykkelser i kartleggingsområdet (Reite et al., 1999). Ifølge NGUs Nasjonale løsmassekart varierer mektighetene på hav- og fjordavsetningene fra mellom en halv til flere ti-talls meter. Utbredelsen av hav- og fjordavsetninger vises i blått i figur 4.2.



Figur 4.2: Forenklet løsmassekart over Trondheimsområde, modifisert etter (NGU, 2022).



Figur 4.3: Land og hav under isavsmeltingen. Alle arealer i blått har på et tidspunkt vært under havnivået. Bymarka og Estenstadmarka var øyer, og Trondheim by, Heimdal, Ranheim og Byneset fjordbunn. Figuren er hentet fra (Reite et al., 1999).

Løsmassers påvirkning på grunnvarmesystemer

Det er viktig å foreta gode forundersøkelser på hvilke typer løsmasser som ligger i området før boringer gjennomføres. I områder med marine løsmasser bør man være klar over at det kan befinne seg leire som kan bli kvikk om den utsettes for mye rystelser eller vekselvis blir varmet opp og fryst. Det ble i 2021 gjennomført en boring i marin leire på Nardo i Trondheim. Her ble det satt ned isolerte rør mellom leiren og kollektorslangen for å unngå at leiren ble påvirket av temperaturendringene. Asplan Viak gjennomførte termisk responstest med fiberoptiske målinger både inni og utenfor foringsrøret. Testen viste at isolasjonen hadde ønsket effekt, og kan derfor anbefales som en løsning for andre brønner i marin leire (Ramstad et al., 2021).

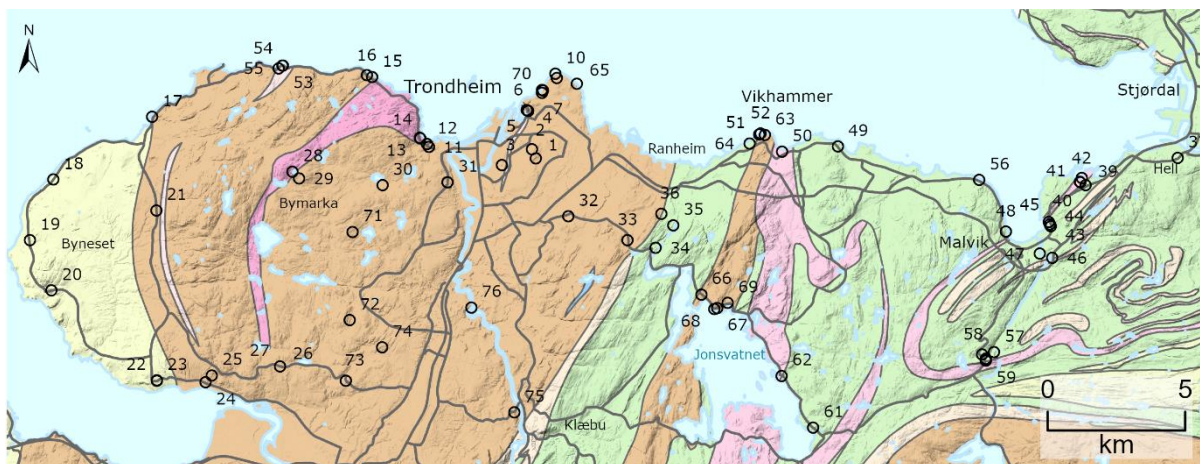
5 Metode

5.1 Feltarbeid

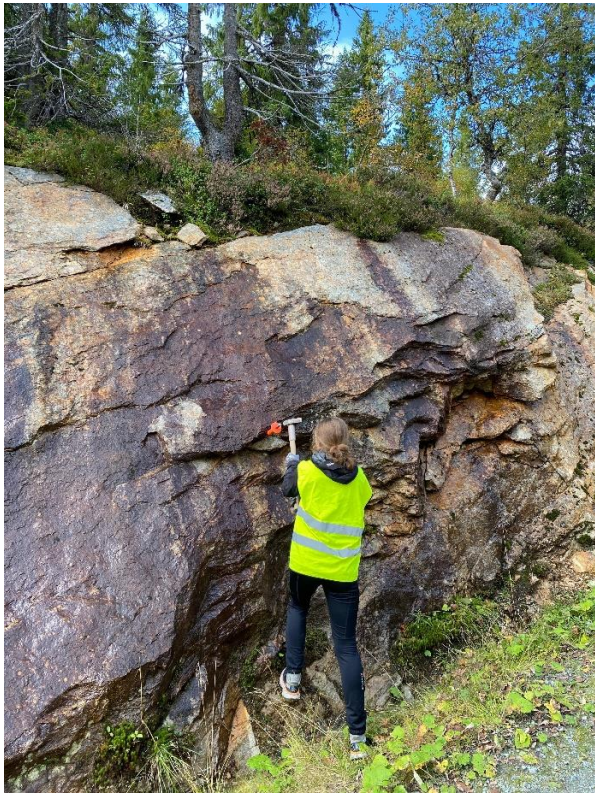
En viktig del av feltarbeidet er planleggingen i forkant. Lokalteter ble valgt for å få prøver fra hele kartområdet, og spesielt bebygde områder fordi det er ønskelig å plassere grunnvarmeanlegg i nærheten av byggene som skal bruke energien. Det ble vektlagt å dekke ulike bergarter for å få med variasjoner fra kartleggingsområdet. Hvor prøvene er hentet fra er vist i figur 5.1

For å finne blotninger ble lokalkunnskap og Google Maps Street View brukt. Google Maps Street View dekker hovedsakelig veier og gjorde det lett å undersøke om det fantes veiskjæringer eller andre blotninger langs veien. Forslag til lokaliteter for å ta prøver ble markert før felt i Google Maps. Begrensningen lå i hvor det var mulig å finne blotninger, og om de var mulig å komme til fra bilvei.

Feltarbeidet ble utført dagene 10. september, 14.-17. september og 8. november, 2021. Første dagen ble lokaliteter i Trondheim sentrum dekket. Deretter Byneset på andre dag og området fra Stjørdalen mot Trondheim tredje dag. Fjerde til sjette dag ble brukt til å oppsøke områder som var lite dekket. Hovedandelen av bergartsprøvene ble hentet fra veiskjæringer for å unngå påvirkning fra frostsprengning og forvitring. Bilder fra fire lokaliteter er vist i figur 5.2 og feltutstyret som ble brukt i figur 5.3. Det ble totalt samlet inn 76 prøver, hvor hver enkelt prøve hadde et volum på rundt 1 liter. Prøvene fikk NGU nr. 112801 til 112876. For enkelthets skyld er bare de to siste sifrene brukt videre, dvs. 1-76. Numrene blir referert til som «prøve nr.». Prøve nr. 38 ble fjernet før videre analyser som følge av at den bestod av nesten bare kvarts, og ikke ble vurdert som representativ for resten av bergarten.



Figur 5.1: Oversikt over prøvelokaliteter markert etter prøve nr. Berggrunnskart fra NGU (2021) brukt som bakgrunn.



a



b



c



d

Figur 5.2: Bilder fra fire ulike lokaliteter fra feltarbeidet. a) Trondhemitt ved Blomstertjønna, prøve nr. 28. b) Gråvakke i en blotning langs Leinstrandvegen, prøve nr. 24. c) Grønnstein i en blotning ved Tillerbrua, prøve nr. 76. d) Kvartskeratofyr i Sponbukta, prøve nr. 65.



Figur 5.3: Utstyr som ble brukt under feltarbeidet. 1. Slegge/hammer, 2. Meisel, 3. Geologisk kompass, 4. Hjelm, 5. Refleksvest, 6. Vernebriller, 7. Hansker.

5.2 Feltarbeid Case - Nardovegen

Det ble samlet inn borekaks fra en brønn boret på tomten Nardovegen 12-14, 13. august 2021. Brønnboringen ble gjort av Båsum Boring AS og holdt på fra 9.-13. august 2021. Innsamling av kaks ble gjort fra en slange hvor borekaket ble ført fra borehullet til en kontainer, vist i figur 5.4. Kontaineren var dekket av en presenning for å beskytte området rundt fra forurensning. Innsamlingen ble først gjort med bruk av spade og deretter bømte. Bøtten viste seg å være lettere å samle kaks med på grunn av høyt trykk fra slangen som blåste bort materialet på spaden. Den oppsamlede kaksen ble deretter tatt over i gjennomsiktige plastposer. Utstyret ble forsøkt rengjort mellom hver prøveinnhenting for at kaksprøvene ikke skulle bli påvirket av hverandre. Siden det ikke var vann tilgjengelig, ble gress og hansker brukt for å få bort resterende materiale fra spade og bømte.

Det ble samlet inn kaks fra hver niende meter av et borehull på totalt 300 meter. Ni meter ble valgt siden lengden på rørene som ble boret var tre meter. Innsamlingen ble gjort fra en stige som stod inntil kontaineren og delvis under en presenning. Dette gjorde oppgaven til dels utfordrende og uoversiktlig.

Videre ble 5 av de totalt 32 kaksprøvene valgt ut til å analyseres med XRD. Prøvene ble valgt ut ifra variasjon i farge og kornstørrelse, og for å få frem variasjonen i borehullet. Alle kaksprøvene er vist i figur 5.5, hvor de utvalgte prøvene er markert med oransje. De fem prøvene i tørket tilstand, klare til XRD-preparering, er vist i figur 5.6.

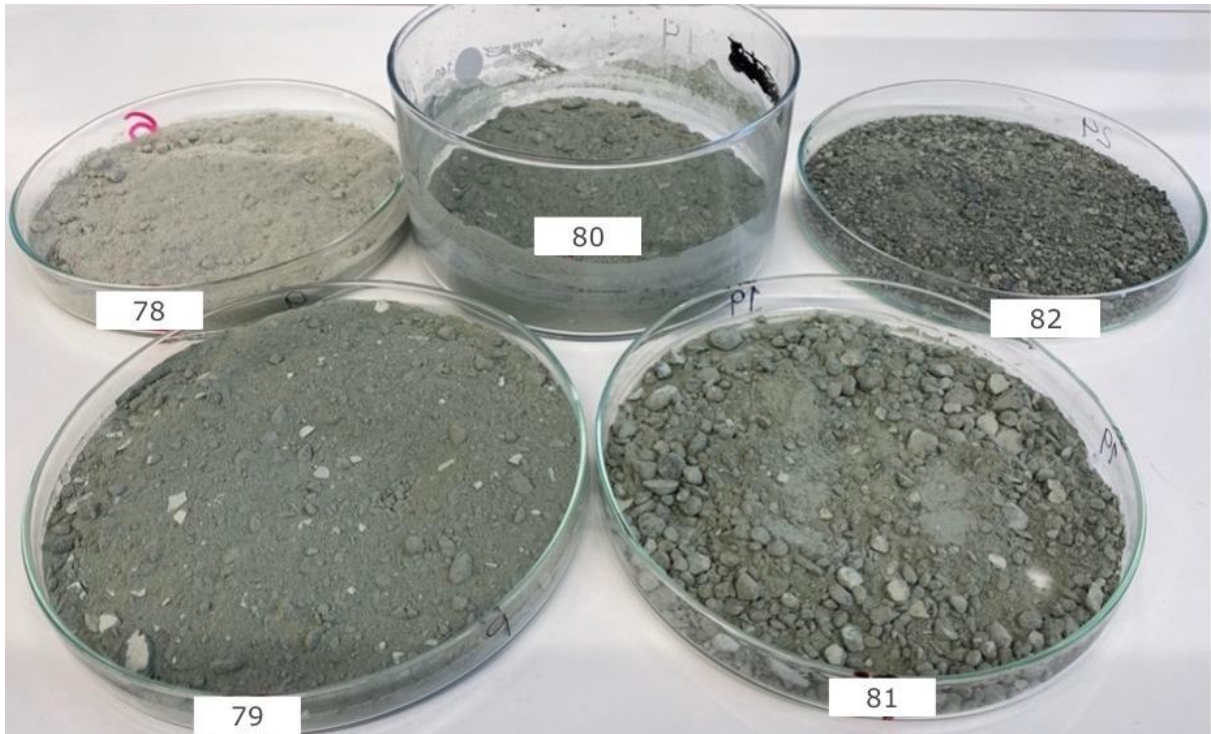
En full beskrivelse av arbeidet som ble gjort i Nardovegen 12-14 er gitt i *Konseptutredning Nardovegen 12-14 – delrapport termisk energi* (Ramstad et al., 2021).



Figur 5.4: Slange mellom borehullet og kontaineren hvor det ble samlet inn kaks. Bildet er satt sammen av tre bilder og derfor ikke i riktig målestokk i forhold til hverandre.



Figur 5.5: Oversikt over de 32 kaksprøvene som ble samlet inn ved boringen av testbrønn i Nardovegen 12-14. Nummeret på hver pose indikerer rekkefølgen de ble hentet inn i. Dvs. at prøve nr. 32 er fra dypest ned. Prøvene markert med oransje (6, 9, 14, 19 og 24) ble valgt ut til XRD-analyse. Disse prøvene vil heretter presenteres med prøve nr.: 78-82.



Figur 5.6: Prøve 78, 79, 80, 81 og 82 ble valgt ut til XRD-analyse. Bildet viser prøvene i tørr tilstand, som er klar for videre preparering.

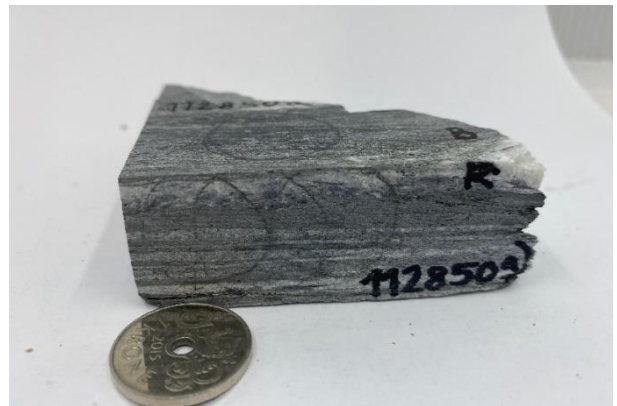
5.3 Lab

5.3.1 Preparering - saging

Bergartsprøvene ble saget med diamantsag på NGU (figur 5.7 a). Hensikten var å skjære bergartsprøvene slik at de fikk to eller tre glatte overflater vinkelrett på hverandre (figur 5.7 b). Disse flatene ble senere brukt til å måle varmeledningsevnen på. Dersom bergartsprøven hadde foliasjon ble prøven kuttet parallelt med og vinkelrett på foliasjonen (om mulig). For hver prøve som ble saget, ble det også tatt vare på et stykke som ble brukt til å gjennomføre XRD-, XRF- og LA-ICP-MS-målinger.



a)



b)

Figur 5.7: a) Saging av prøve med diamantsag. b) Eksempel på en saget prøve. Bilde av alle prøvene finnes i vedlegg B.

5.3.2 Tetthet

Vekten til bergartsprøvene ble målt tørre i luft, vannmettet i luft og deretter nedsenket i vann. Tettheten ble regnet ut fra Arkimedes lov ved hjelp av formel 3 (Standard Norge, 2006).

5.3.3 Varmeledningsevne

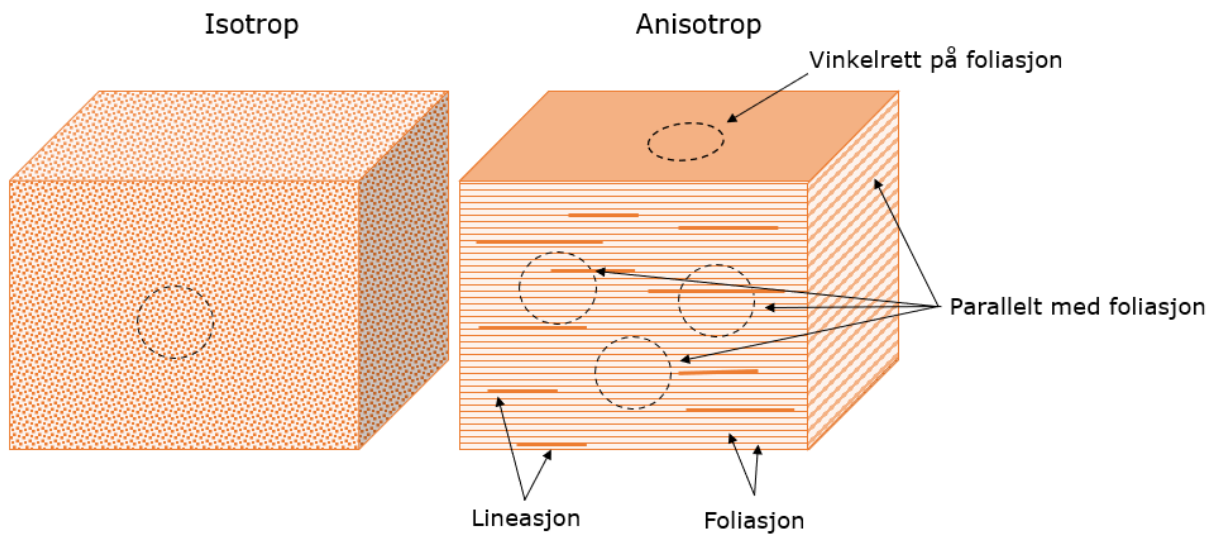
Varmeledningsevnen til bergartsprøvene ble målt med instrumentet C-Therm TCi etter *Modified Transient Plane Source* metoden. Det ble utført etter standarden beskrevet i manualen C-Therm Technologies Ltd. (2013). Målingene ble gjort i romtemperatur (ca. 20 °C), ved atmosfærisk trykk på vannmettede prøver. Det ble anvendt *Ceramics* metode med *Pyroceram* som kontrollprøve.

Målingene gjort med C-Therm MTPS har en presisjon innen 1 % og en nøyaktighet med maksimalt 5 % feilmargin. Prøvene må ha en diameter på minimum 18 mm, der tykkelseskrav er avhengig av varmeledningsevnen. Tykkelsen bør være minimum 1 mm for materialer med varmeledning under 1 W/(m·K) (C-Therm, u.å.). Hver måling tok ca. to minutter, og tre målinger på tre punkter tok omtrent seks minutter.

Varmeledningsevnen ble målt i tre punkter på en overflate av prøven. Sensoren dekket et område på ca. 1,8 cm² for hvert punkt. Programvaren brukte gjennomsnittsverdien for disse tre punktene som gjeldende verdi. De tre punktene var forsøkt målt på tre ulike steder om forholdene på prøven tillot det, vist i figur 5.8. Dette ble gjort for å måle variasjon av mineralsammensetning, eller annen heterogenitet. Der det ikke var mulig å ta tre målinger, eller at bergarten så homogen ut, ble alle tre målingene tatt i samme punkt.

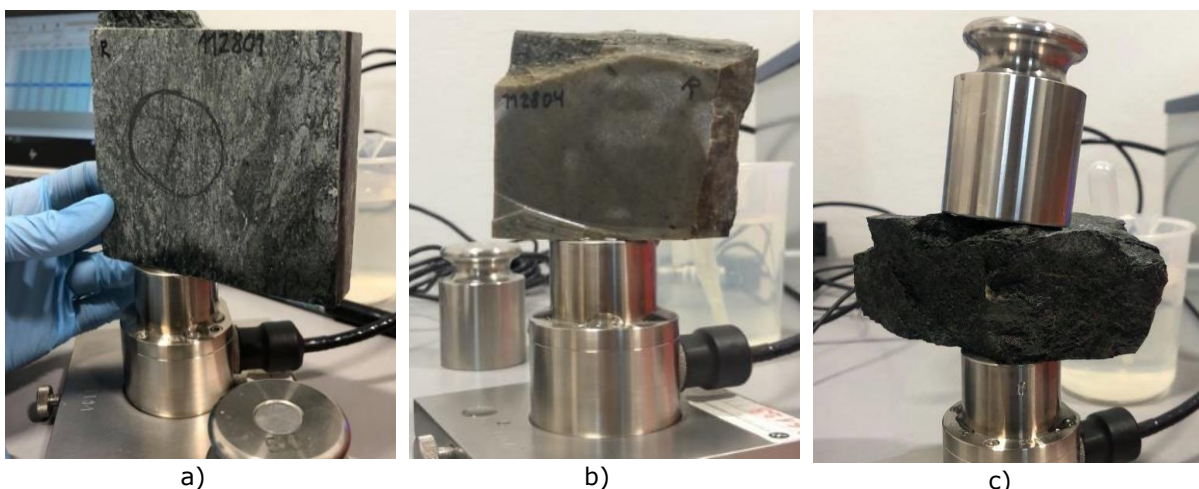
I prøver med foliasjon ble det gjort én gjennomsnittsmåling parallelt med foliasjonen og én gjennomsnittsmåling vinkelrett på foliasjonen. Videre omtales målingene som er gjort

parallelt med foliasjon som k_{\parallel} , og målingene som er gjort vinkelrett på foliasjon som k_{\perp} . Målingene som ble gjort på prøver uten foliasjon blir videre kalt $k_{\#}$. En oversikt over hvilke prøver som ble målt med og uten foliasjon vises i tabell 5.1.



Figur 5.8: Skisse av en isotrop og en anisotrop prøve, markert med målepunkter. I den isotrope prøven er det kun gjennomført målinger i ett punkt på en side av prøven. I den anisotrope prøven er det gjennomført tre målinger i ett punkt vinkelrett på foliasjonen, og tre målinger på tre ulike punkter parallelt med foliasjonen og lineasjonen, for å få med variasjonene i mineralinnhold.

Før hver måling ble sensoren vasket med vann og papir for å fjerne eventuelle rester av forrige prøve. Det ble påført tre dråper romtemperert vann på sensoren for å sikre god kontakt mellom prøven og sensoren. Prøvene ble plassert slik at de stod stabilt på måleinstrumentet. En vekt ble plassert på prøven der det var nødvendig for å oppnå stabilitet. Der det ikke var mulig å balansere prøven alene eller med vekt, ble de stabilisert med hendene (figur 5.9 a, b, c). I prøver med foliasjon ble de ulike sidene markert med bokstavene R og B. R representerer målinger som går vinkelrett på foliasjonen og B representerer målinger som går parallelt med foliasjonen. I tillegg ble hvert målested markert med en sirkel.



Figur 5.9: Måling av varmeledningsevne. a) Håndholdt stabilisering av prøve for å få målt på ønsket område. b) Prøven er stabil. c) Prøven er stabilisert med en vekt for å være i balanse.

Tabell 5.1: Oversikt over hvilke prøver det er målt varmeledningsevne vinkelrett på foliasjon (k_{\perp}), parallelt med foliasjon (k_{\parallel}), og uten foliasjon ($k_{\#}$). Det er markert med x i høyre kolonne der det er gjort XRF og ICP-MS på prøven for å beregne varmeproduksjonen.

Bergart	Prøve nr.	Varmeledningsevne, k	Varmeproduksjon, A
		$\perp, \parallel, \#$	
Glimmerskifer	18	$\perp\parallel$	x
	19	$\perp\parallel$	x
	20	$\perp\parallel$	x
	21	$\perp\parallel$	x
	22	$\perp\parallel$	x
	23	$\#$	x
	50	$\perp\parallel$	x
Grønnskifer	1	$\perp\parallel$	x
	6	\parallel	x
	32	$\perp\parallel$	x
Grønnstein	2	$\perp\parallel$	x
	3	$\#$	
	5	$\#$	x
	8	$\perp\parallel$	
	10	$\#$	
	11	$\#$	x
	13	$\#$	
	15	$\#$	x
	16	$\#$	
	17	$\perp\parallel$	
	25	$\perp\parallel$	
	26	$\perp\parallel$	
	27	$\perp\parallel$	
	29	$\#$	x
	30	$\#$	x
	31	$\#$	
	33	$\perp\parallel$	
	36	$\perp\parallel$	
	52	$\perp\parallel$	x
	63	$\#$	x
	66	$\perp\parallel$	x
	67	$\#$	
	69	$\#$	x
71	$\perp\parallel$		
72	$\perp\parallel$		
73	$\perp\parallel$		
75	$\perp\parallel$		

Bergart	Prøve nr.	Varmeledningsevne, k		Varmeproduksjon, A
		⊥	∥, †	
Grønnstein	76	⊥	∥	
Gråvakke	24	⊥	∥	x
	34	⊥	∥	x
	35	⊥	∥	
	37	⊥	∥	x
	39	⊥	∥	x
	43	⊥	∥	x
	44	†		
	45	†		x
	46	⊥	∥	
	47	†		
	48	⊥	∥	
	49	⊥	∥	
	51	⊥	∥	
	56	⊥	∥	x
	57	⊥	∥	
	58	⊥	∥	x
	59	†		
	60	⊥	∥	
	61	⊥	∥	
64	⊥	∥	x	
68	⊥	∥	x	
Kvartskeratofyr	4	⊥	∥	x
	9	†		x
	53	†		x
	54	†		x
	55	†		x
	65	∥		x
Ryolitt	40	†		x
	41	†		x
	42	†		x
	62	†		x
Trondhemitt	7	†		x
	12	†		x
	14	†		x
	28	†		x
	70	†		x
Blåkvarts	74	⊥	∥	

5.4 Anisotropi i bergarter

For å regne anisotropifaktoren (a) for varmeledningsevne i de ulike prøvene ble forholdet mellom den parallelle og den vertikale målingen på foliasjonen regnet. Den parallelle målingen ble alltid delt på den vertikale målingen, som vil si at når anisotropifaktoren er større enn én er den parallelle målingen høyere enn den vinkelrette. Det var 42 av 75 prøver som hadde målinger både parallelt og vinkelrett på foliasjon. Tabell 5.1 gir en oversikt over hvilke prøver dette gjelder. Prøver med anisotropifaktor mellom 0,9 og 1,1 er valgt å se på som isotrope. Disse prøvene har liten forskjell i målingene på de to sidene. Differansen kan komme av tilfeldigheter i forhold til plassering av sensoren på prøveflaten, og nøyaktigheten til måleinstrumentet (5 %) (C-Therm, u.å.).

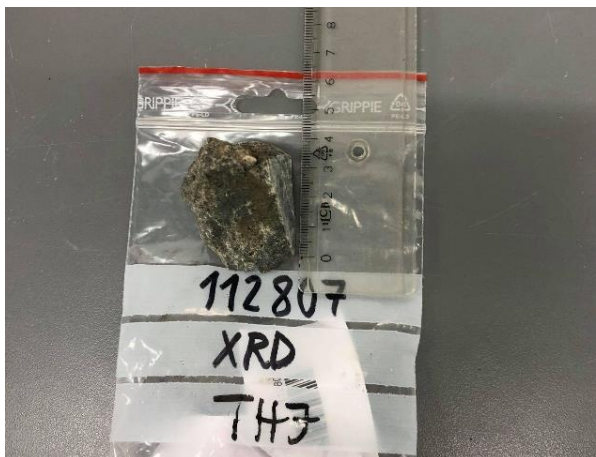
5.5 XRD, XRF og LA-ICP-MS

Det ble valgt ut 45 prøver for XRD- og XRF-analyse. Analysene ble gjennomført på det kjemisk mineralogiske laboratoriet for geoteknologi og petroleum, på NTNU, mellom 26. september og 3. desember 2021. Prøvemateriale fra de 45 utvalgte prøvene ble også sendt til NGU for gjennomføring av LA-ICP-MS. Prøvene ble valgt ut ifra spredning i kartet og synlig variasjon innad i bergartene. Hvilke prøver som ble valgt vises i tabell 5.1.

5.5.1 Knusing til XRD, XRF og LA-ICP-MS

Prøvene hadde et volum mellom 9 og 70 cm³ og var tørre før de ble preparert (figur 5.10 a). Først ble en *skallebanker* (*Fly Press Rock Crusher*) brukt til å knuse ned prøvene til fraksjoner mindre enn 5 mm (Figur 5.10 b, c). Det var forsøkt å fjerne forvitret materiale der det var mulig. Det var ikke hensiktsmessig å ha med for mye av prøven til neste knuser, og det var heller ikke behov for mer enn ca. 30 gram for analysene. Prøvene ble derfor splittet, og hadde en vekt på ca. 38 gram før de skulle videre i neste knuseprosess. Det ble vasket godt mellom hver gang, først ved bruk av støvsuger, deretter etanol og lofritt papir.

I neste prosess ble prøvene nedmalt i skivesvingmøllen *Vibratory Disc Mill RS 200* for å få ned kornstørrelsen til mindre enn 10 µm (figur 5.10 d, e). Maletiden var på 2 minutter med et omdreiningstall på 1200 rpm. Det ble brukt et wolframkarbid møllekammer.



a)



b)



c)



d)



e)



f)

Figur 5.10: Preparering til XRD, XRF og LA-ICP-MS, knuseprosess. a) Kuttet bergartsprøve med pose markert med prøve nr. og bergartstype (THJ - trondhemitt). b) Skallebanker (Fly Press Rock Crusher). c) Nærbilde av skallebanker med oppknust bergart. d) Prøvemateriale i skivesvingmøllekammer før maling. e) Prøvemateriale i skivesvingmøllekammeret etter maling. f) Prøvemateriale i nummererte poser.

5.5.2 XRD

Før prøvene ble analysert med XRD, måtte kornene avrundes. Dette var for at alle krystallsidene i mineralkornet skulle treffes av røntgenstrålene i lik grad. En toppet spatel av prøvemateriale (fraksjon mindre enn 10 μm) og 10 ml etanol ble tilsatt i et møllekammer (*McCrone Micronising Mill*) med 48 stablede agatkuler (figur 5.11 a). Prøven ble nedmalt i *McCrone Micronising Mill* i 2 minutter, før den ble helt over i en petrigrasskål. Etanol ble spylt over agatkulene for å sikre at alt prøvemateriale kom med. Det samme ble gjort med møllekammeret og lokket. Deretter ble petrigrasskålen med prøvemateriale satt i et varmeskap for at prøven skulle tørke (figur 5.11 b). Prøvene ble tørket ved 60 °C til prøven var tørr (5-6 timer).

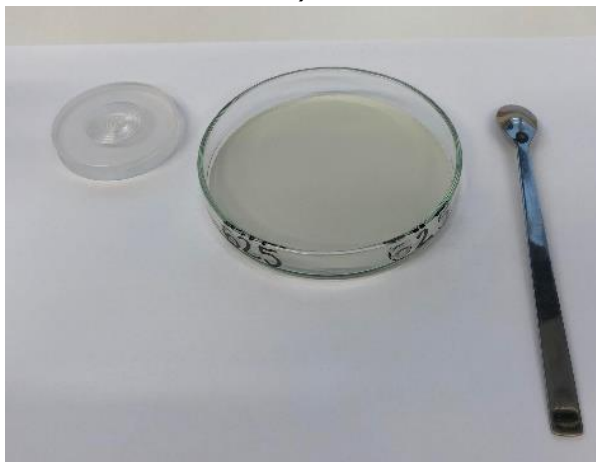
Det tørre prøvematerialet ble tatt over på prøvekopper (figur 5.11 c, d). Deretter ble alle prøvene analysert i *D8 Advance, røntgendifferaksjonsspektrometer* (XRD) (figur 5.11 e, f). Instrumentet sender ut røntgenstråler fra et koboltrør, som har en bølgelengde på 1,79 Å (Ångstrøm, 0,1 nm). Prøvene er analysert med vinklene fra 3 til 80 grader. Innfallsvinkel og utfallsvinkel er altså 1,5- 40 grader. Koboltrøntgenrøret beveget seg 0,01 grad per 0,6 sekund. Det tok 69 minutter å analysere hver enkelt prøve. Prøvene ble til slutt analysert etter programvarene *Diffraction* og *Topas*. *Diffraction* identifiserte mineralene, og *Topas* kvantifiserte mineralene.



a)



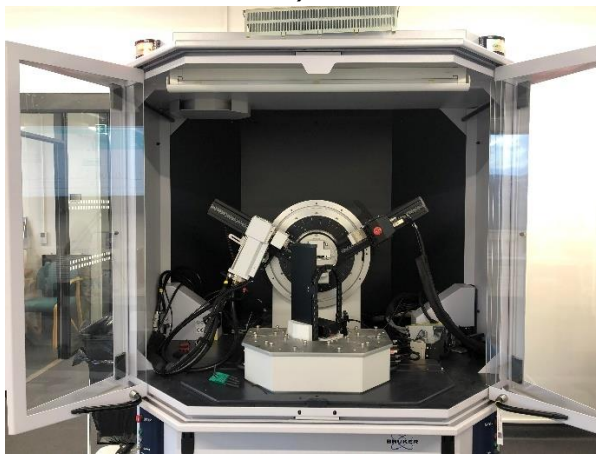
b)



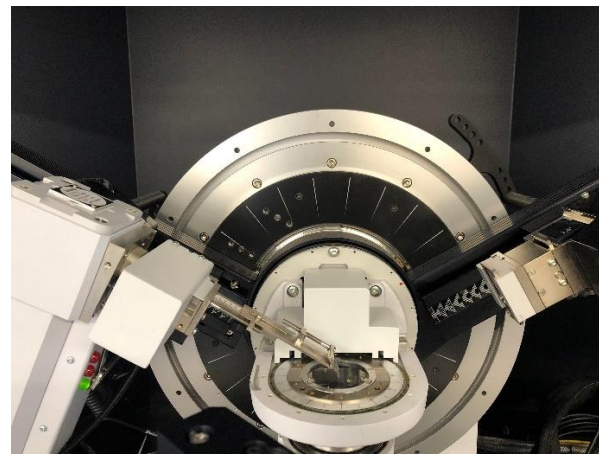
c)



d)



e)



f)

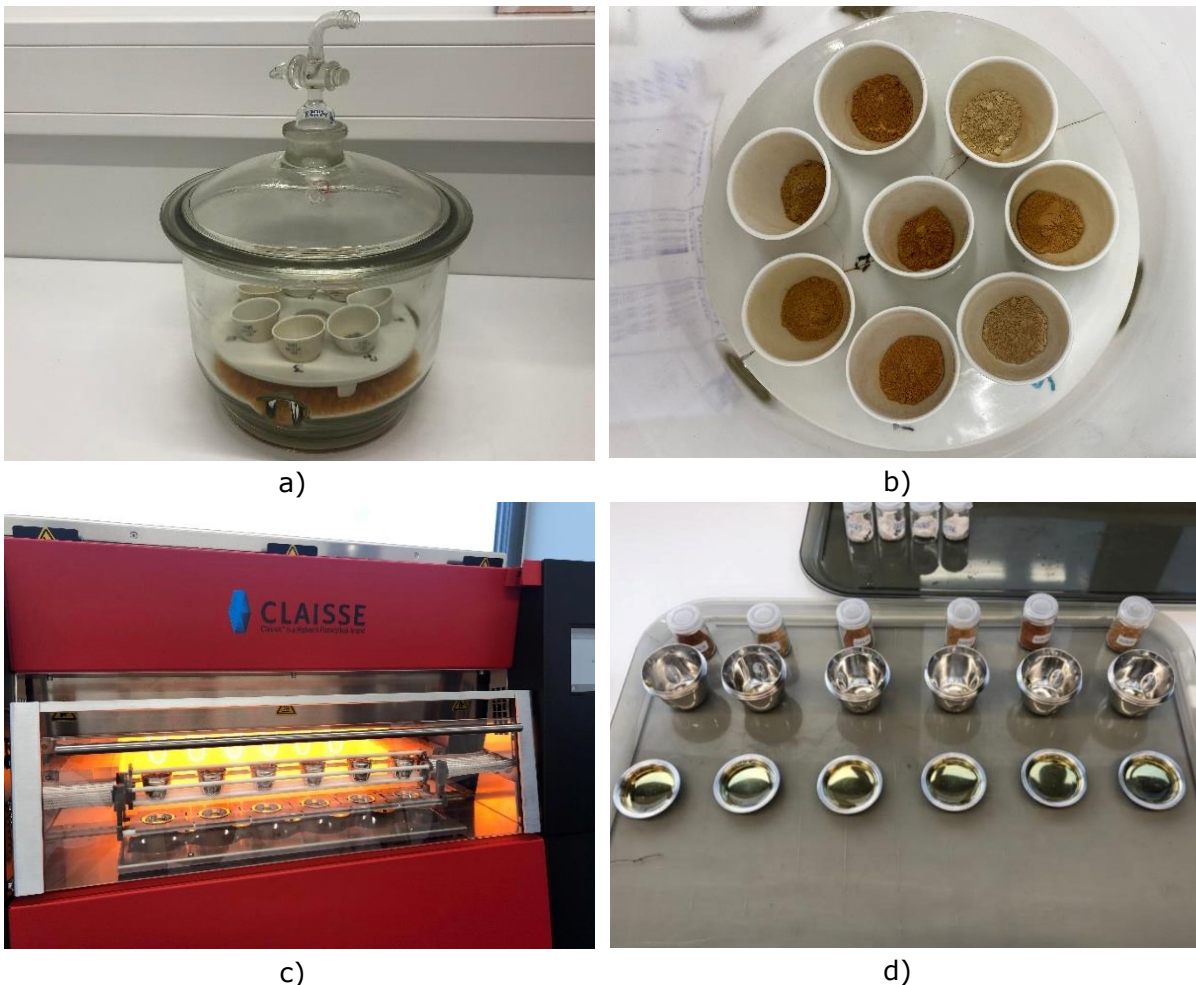
Figur 5.11: XRD-preparering og analyse. a) Spatel med prøvemateriale, 10 ml etanol og et møllekammer med agatkuler. b) Malt prøvemateriale på en petriglasskål i et varmeskap. c) Tørket prøve. d) Prøvemateriale tatt over i en prøvekopp ved bruk av en glassplate. e) XRD instrument. f) Nærbilde av XRD instrument.

5.5.3 XRF

På kjemisk mineralogisk lab på NTNU i Trondheim blir «wavelength dispersive systems» WDXRF benyttet på pulveriserte stoffer. Denne metoden har en deteksjonsgrense fra natrium (atomnummer 11) til uran (atomnummer 92). Prøver prepareres ulikt til deteksjon av sporelementer og hovedelementer.

Preparering til XRF hovedelementer

Det ble veid opp 2,500 gram av mindre enn 10 µm bergartsfraksjon i porselensdigeler som deretter ble satt i en eksikator (figur 5.12 a). Porselensdiglene med prøvemateriale ble glødet i *Nabertherm høytemperaturovn* i 1 time på 1000 °C. Prøvene ble satt inn før ovnen nådde 300 °C. Etter prøvene var glødet (figur 5.12 b), ble glødetapet (hovedsakelig vann og CO₂) beregnet. 0,500 gram av glødemateriale ble veid opp sammen med 5,000 gram borat for at prøven skulle smelte. Boraten som ble brukt bestod av 66 % litiumtetraborat (Li₂B₄O₇) og 34 % litiummetaborat (LiBO₂). Prøven ble veid opp i en platinadigel og blandet forsiktig ved hjelp av MU-XRF-Mixing. Det ble tilsatt 120 µl litiumjodid for at prøven lettere skulle løsne fra platinaformen, og for å forhindre oppsprekking i selve prøven. Prøvene ble smeltet i *Claisse Theox Advanced* (figur 5.12 c, d). Etter avkjøling ble glasstablettene tatt over i analysebeholdere ved hjelp av en sugekopp og markert med prøvenummer, før de gikk inn i XRF-instrumentet *XRF PANalytical Zetium Minerals Edition* (figur 5.13 e, f). Prøvene ble analysert etter WROXI-hovedelementmetoden.



Figur 5.12: Preparering XRF hovedelementer. a) Bergartsprøver i eksikator. b) Bergartsprøver i eksikator etter gløding. c) Bergartsprøver med litiumtetraborat og litiumjodid i smelteovnen *Claisse Theox Advanced*. d) Glasstabletter i platinaform etter smelting.

Preparering til XRF sporelementer

Det ble målt opp 9,6 gram av bergartsprøven (fraksjon mindre enn 10 µm), sammen med 2,4 gram voks (licowax). Dette ble plassert i et plastbeger sammen med en plastkule og satt lokk på. Bergartsprøven og voksen ble blandet i *MU-XRF-Mixing* i 2 minutter (figur 5.13 a).

Blandingen av voks og finknust bergart ble videre helt forsiktig ned i en pillepresse (*Herzog Manual Pellet Press TP40 / 2D*) uten plastkulen. Det ble jekket for hånd slik at massen i kammeret ble påført en kraft på 200 kN (figur 5.13 b). Resultatet ble en rund pellet med 40 mm i diameter (figur 5.13 c, d). Prøvenummer ble markert på den ene siden, mens den andre siden forble uberørt. Prøvene ble deretter analysert i XRF-instrumentet etter metoden Pro-Trace (figur 5.13 e, f).



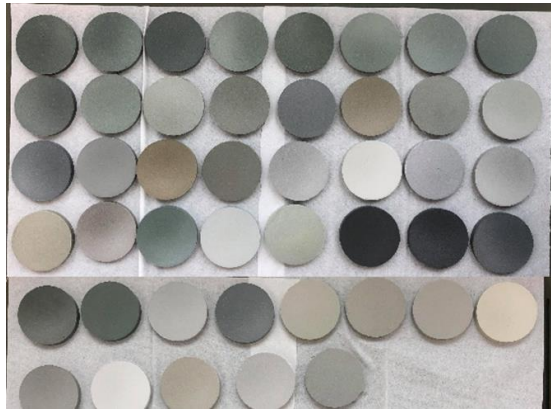
a)



b)



c)



d)



e)



f)

Figur 5.13: Preparering XRF sporelementer. a) Prøve sammen med voks i *MU-XRF-mikser*. b) Pillepresser *Herzog Manual Pellet Press TP40 / 2D*. c) Resultat etter én pressing. d) Viser alle de 45 pressede prøvene. e) XRF-instrumentet fra utsiden. f) Viser XRF-instrumentet innvendig.

5.5.4 LA-ICP-MS

For å kvantifisere innholdet av thorium og uran i bergartsprøvene med lav deteksjonsgrense ble prøvemateriale av bergartene, i fraksjon mindre enn 10 µm, sendt til NGU. Der ble det gjort laser ablasjon induktivt koblet plasma massespektrometri (LA-ICP-MS), med instrumentene *New Wave UP-193 Excimer* til ablasjon av faste stoffer og *Thermo Fischer Scientific ELEMENTXR* til å skille ioner ut ifra deres masse og ladning (figur 5.14 a, b). Bulkanalysen ble gjort etter metodebeskrivelse «Bulkanalyse av Th og U i bergartsprøver med LA-ICP-MS» (Flem et al., 2005).



Figur 5.14: Instrument LA-ICP-MS. a) Lasersystem av type *New Wave UP-193 Excimer* til ablasjon av faste stoffer. b) *Thermo Fischer Scientific ELEMENTXR ICP-MS*.

5.6 Teoretisk varmeledningsevne mot labmålt varmeledningsevne

For 45 av prøvene ble det gjennomført XRD-analyse. Denne analysen ga vektprosent av de ulike mineralene i hver enkel prøve. For å finne en teoretisk varmeledningsevne (k_{teo}) for disse prøvene ble vektprosenten av de ulike mineralene multiplisert med varmeledningsevnen til mineralene. Videre ble verdiene for alle mineralene i prøven addert, og summen delt på 100 for å få den teoretiske varmeledningsevnen (formel 15). Denne varmeledningsevnen er kun basert på mineralinnhold, og utelukker faktorer som porøsitet, fluidinnhold, foliasjon og lagdeling.

$$k_{teo} = \frac{((vt\%_{kvarts} * k_{kvarts}) + (vt\%_{albitt} * k_{albitt}) + (...))}{100} \quad (15)$$

Det ble regnet ut tre verdier for hvert minerals varmeledningsevne: minimumsverdi, middelvei og maksimumsverdi. Videre er de kalt, $k_{teo.min}$, $k_{teo.mid}$ og $k_{teo.max}$. Disse tre verdiene er basert på et gjennomsnitt av verdier hentet fra opptil tre ulike kilder fremstilt i Clauser & Huenges (1995). Et eksempel på hvordan $k_{teo.min}$, $k_{teo.mid}$ og $k_{teo.max}$ er regnet ut er vist i tabell 5.2.

Tabell 5.2: Eksempel på hvordan k_{\min} , k_{mid} og k_{\max} er regnet. Dette eksempelet er for kloritt. Fullstendige utregninger av alle mineralene kan finnes i vedlegg F.

Varmeledningsevne kloritt				
Kilde	Horai (1971) k (W/(m·K))	Diment & Pratt (1988) k (W/(m·K))	Dreyer (1974) k (W/(m·K))	Gjennomsnitt alle kilder k (W/(m·K))
$k_{\text{teo.min}}$	4,38	1,88	5,1	3,79
$k_{\text{teo.mid}}$	5,15	3,06	5,25	4,49
$k_{\text{teo.max}}$	5,92	4,24	5,4	5,19

Det er valgt å benytte tre ulike verdier for hvert mineral på grunn av variasjonen i varmeledningsevne fra de ulike litteraturkildene, men også innad i samme kilde. Det er kun benyttet resultater fra målinger gjort i romtemperatur. Kildene har brukt ulike metoder for å måle varmeledningsevne til mineralene. Verdiene fra Horai (1971) består av individuelle målinger med needle-probe i pulveriserte mineraler, en metode som gjør at all informasjon om anisotropi går tapt. Verdiene fra Diment & Pratt (1988) er en samling av deres egne og ni andre studiers målinger. Målingene er gjennomført på individuelle prøver, og det er oppgitt gjennomsnitt og standardavvik når flere verdier er tilgjengelige for det samme mineralet. Verdiene fra Dreyer (1974) er en samling av data målt av en rekke forskere. Varmeledningsevnen er fremstilt som et gjennomsnitt av et uspesifisert antall individuelle målinger. Det er ikke oppgitt hvilken metode Diment & Pratt (1988) og Dreyer (1974) har benyttet, men det vises til målinger gjort parallelt og vinkelrett på krystallstrukturen i anisotrope mineraler (Clauser & Huenges, 1995). Det er derfor antatt at en annen metode enn needle-probe er benyttet. For de målingene der det gis verdier for både parallelt med og vinkelrett på krystallstrukturen, benyttes den laveste verdien som $k_{\text{teo.min}}$, og den høyeste verdien som $k_{\text{teo.max}}$. Gjennomsnittet av disse to verdiene blir gitt som $k_{\text{teo.mid}}$.

Et eksempel på verdier for varmeledningsevnen til kloritt hentet fra Dreyer (1974) i Clauser & Huenges (1995) er, « $5,25 \pm 0,15$ (2)». Her er det oppgitt et gjennomsnitt for to målinger med et standardavvik på 0,15. Som vist i tabell 5.2, vil middelverdien være 5,25 W/(m·K), mens maksimumsverdi og minimumsverdi vil være henholdsvis 5,25 W/(m·K) pluss og minus 0,15 W/(m·K).

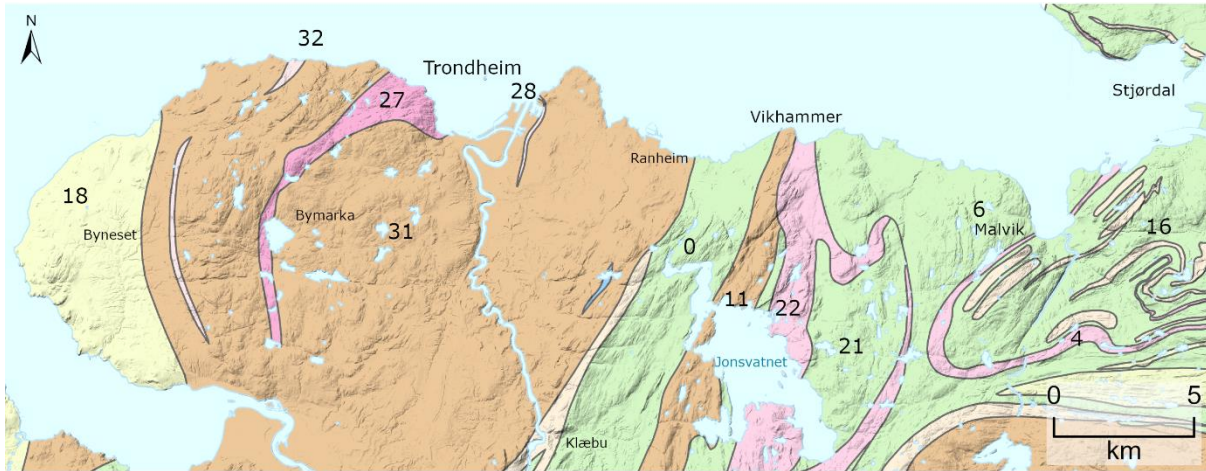
Ut ifra de tre ulike verdiene for hvert mineral vil det være mulig å regne ut tre teoretiske varmeledningsevner for de ulike bergartsprøvene. $k_{\text{teo.min}}$, $k_{\text{teo.mid}}$ og $k_{\text{teo.max}}$ for prøvene vil bli sammenlignet med gjennomsnittsverdiene til den målte varmeledningsevnen for de samme prøvene.

5.7 Fremstilling av kart i GIS

ArcGIS pro versjon 2.9.0. ble brukt for å fremstille to kart, ett for varmeledningsevne og et annet for varmeproduksjon. Det ble brukt egne måledata, berggrunnskart med målestokken 1:250 000 fra (NGU, 2021), samt vann- og veidata fra kartverket gjennom Geonorge (Kartverket, u.å.).

Bergartsprøver ble innhentet som beskrevet i kapittel 5.1 og lagt inn som punktdata etter koordinater i appen Strabospot. Det avgrensede Trondheimsområdet inneholder 33 bergartsflater på berggrunnskartet til NGU, som i ArcGIS behandles som bergartspolygoner. Det er hentet ut totalt 75 prøver som ligger ujevnt fordelt over 12 av polygonene. De 12 polygonene er vist i figur 5.15 med et nummer kalt FID nr. Dette er et

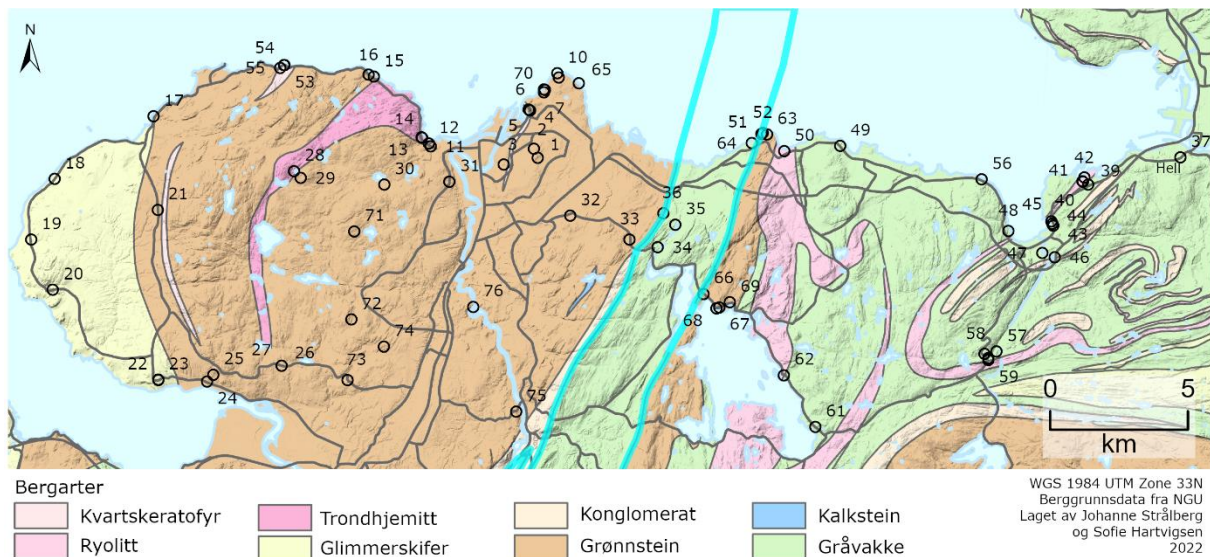
nummer ArcGIS har gitt automatisk til hvert polygon. Selv om 21 av de 33 polygonene ikke har data, så utgjør disse en mindre andel av den totale arealflaten. Polygonene uten data er også områder som ikke har betydelig med bebyggelse og infrastruktur.



Figur 5.15: De ulike polygonene det er hentet prøver fra, er vist med FID nr. Områder uten prøver har ikke noe nr. Berggrunnskart fra NGU som bakgrunn (NGU, 2021).

Ti av de innsamlede prøvene ble neglisjert som følge av at de ikke var vurdert til å være representative for bergartspolygonet de lå innenfor. Eksempelvis ble det tatt en prøve av blåkvarts der det hovedsakelig er grønnstein. Blåkvartsen har langt høyere varmeledningsevne enn grønnsteinen og ville derfor trukket opp medianverdien til grønnstein. Det var forventet å finne andre bergarter enn det som var kartlagt i bergartsenhetene av NGU, siden det ble brukt et grovt berggrunnskart som ikke viser mindre variasjoner i berggrunnen. For eksempel vil mindre enheter av trondhemitt, gråvakke og kvartskeratofyr innenfor grønnsteinspolygonet bli neglisjert. Oversikt over hvilke bergartsprøver som ligger innenfor de ulike polygonene er vist i tabell 5.3. Tabellen viser også hvilke prøver som er neglisjert. Noen bergartsgrenser ble justert slik at bergartsprøver som var fra lokaliteter nærme grensene skulle komme innenfor riktig bergartspolygon. Berggrunnskartet var unøyaktig i enkelte områder som følge av målestokken, og fordi det alltid må gjøres forenklinger i en kartløsning. Justeringene ble av den grunn vurdert som akseptabel.

Bergartsklassene kartlagt av NGU ble i denne oppgaven endret for noen av bergartspolygonene. Bergarten gråvakke omfatter det NGU har kartlagt som: metagråvakke, gråvakkessandstein, metasandstein, sandstein, fyllitt og leirskifer. De 21 prøvene som ble hentet inn fra disse bergarteneområdene ble alle vurdert som tilnærmet like av utseende og de mindre forskjellene mellom bergartsprøvene ble vurdert som neglisjerbare. Eksempel på et slikt polygon er vist i figur 5.16.



Figur 5.16: Eksempel på polygon hvor bergartsområdet er endret. Det markerte polygonet er i NGU sitt 1:250 000 berggrunnskart (NGU, 2021) kartlagt som «Fyllitt og leirskifer i veksling», i 1:50 000 berggrunnskartet er det kartlagt som «Gråvakke med lag av siltstein og fyllitt». I denne oppgaven er det valgt å klassifisere området som gråvakke.

Av de totalt 75 prøvene er 45 av de analysert i XRF og ICP-MS. Varmeproduksjon ble derfor regnet ut for de 45 tilhørende punktene, hvor 6 ble neglisjert da de ikke var representative for det bergartsområdet de ble hentet fra.

Medianen til punktene innenfor et bergartspolygon ble brukt som polygonets verdi for varmeledningsevne og varmereproduksjon. Det ble valgt median fremfor gjennomsnitt for å unngå stor påvirkning fra ytterpunktverdier. Det var fra 1 til 24 varmeledningsevneverdier innenfor hvert polygon, hvor det vanligste var fra 3 til 6 verdier. Det var 12 bergartspolygone som fikk en varmeledningsevneverdi. For varmereproduksjonskartet varierte det fra 1 til 9 punkter med kalkulert varmereproduksjon for hvert polygon. Totalt 11 bergartspolygone fikk en varmereproduksjonsverdi. Oversikt vises i tabell 5.3.

Videre i resultat-, diskusjon-, og konklusjonsdelen vil polygone omtales som område eller bergartsområde.

Tabell 5.3: De ulike bergartsområdene i kartutsnittet med tilhørende prøve nr., bergartstype og om det er beregnet varmereproduksjon (A). Kolonnen «Neglisjert» sier om prøven er med i beregningen av verdien til et bergartspolygon. Om det står ja i kolonnen er ikke verdien tatt med.

FID nr.	Bergart	Prøve nr.	Bergart	A	Neglisjert
0	Gråvakke	51	Gråvakke		
		64	Gråvakke	x	
		35	Gråvakke		
		34	Gråvakke	x	
4	Ryolitt	40	Ryolitt	x	
		41	Ryolitt	x	
		42	Ryolitt	x	
6	Gråvakke	48	Gråvakke		
		56	Gråvakke	x	
		49	Gråvakke		

FID nr.	Bergart	Prøve nr.	Bergart	A	Neglisjert
11	Grønnstein	52	Grønnstein	x	
		63	Grønnstein	x	
		66	Grønnstein	x	
		68	Gråvakke	x	Ja
		67	Grønnstein		
		69	Grønnstein	x	
16	Gråvakke	37	Gråvakke	x	
		39	Gråvakke	x	
		45	Gråvakke	x	
		44	Gråvakke		
		43	Gråvakke	x	
		47	Gråvakke		
		46	Gråvakke		
		58	Gråvakke	x	
		57	Gråvakke		
		60	Gråvakke		
		59	Gråvakke		
18	Glimmerskifer	18	Glimmerskifer	x	
		19	Glimmerskifer	x	
		20	Glimmerskifer	x	
		22	Glimmerskifer	x	
		23	Glimmerskifer		Ja
		21	Glimmerskifer	x	*
21	Gråvakke	61	Gråvakke		
22	Ryolitt	62	Ryolitt	x	
		50	Glimmerskifer		Ja
27	Trondhemitt	14	Trondhemitt	x	
		13	Grønnstein		Ja
		28	Trondhemitt	x	
28	Kvartskeratofyr	4	Kvartskeratofyr	x	
31	Grønnstein	36	Grønnstein		
		33	Grønnstein		
		32	Grønnskifer	x	
		65	Kvartskeratofyr		Ja
		10	Grønnstein		
		9	Kvartskeratofyr		Ja
		70	Trondhemitt		Ja
		8	Grønnstein		
		7	Trondhemitt		Ja
		6	Grønnskifer	x	
		5	Grønnstein	x	
		2	Grønnstein	x	
		1	Grønnskifer	x	
		11	Grønnstein	x	
		31	Grønnstein		
30	Grønnstein	x			

FID nr.	Bergart	Prøve nr.	Bergart	A	Neglisjert
31	Grønnstein	29	Grønnstein	x	
		71	Grønnstein		
		72	Grønnstein		
		74	Blåkvarts		Ja
		73	Grønnstein		
		76	Grønnstein		
		75	Grønnstein		
		26	Grønnstein		
		25	Grønnstein		
		24	Gråvakke		Ja
		16	Grønnstein		
		15	Grønnstein	x	
		17	Grønnstein		
		32	Kvartskeratofyr	55	Kvartskeratofyr
54	Kvartskeratofyr			x	
53	Kvartskeratofyr			x	

*Prøven ligger i et annet bergartspolygon. Det er ikke valgt å flytte bergartsgrensen, men prøven er inkludert i verdien til FID nr. 18, da den er vurdert som representativ for dette polygonet.

5.8 Dimensjonering i EED

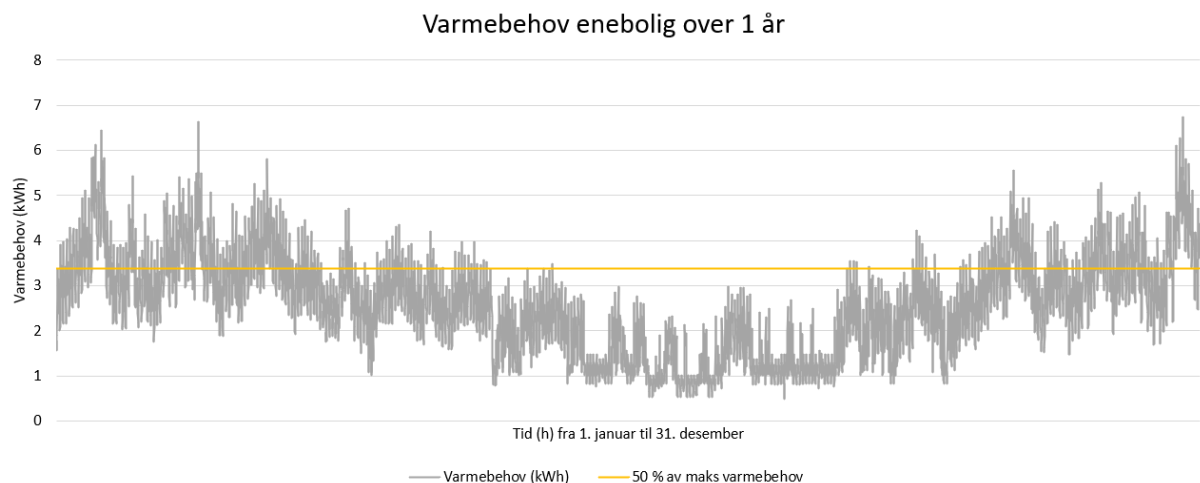
EED versjon 4.2 ble benyttet for dimensjonering av to systemer, en stor enebolig og en boligblokk på 8000 m². Hensikten var å se hvor stor påvirkning varmeledningsevnen i berggrunnen hadde for grunnvarmeanleggenes dimensjonering. Det ble tatt utgangspunkt i varmeledningsevnen til grønnstein i Trondheimsområdet siden det er den mest utbredte bergarten i bebygde områder. Tre ulike verdier for varmeledningsevne ble brukt:

1. 4,1 W/(m·K): Gjennomsnittet av k_{eff} fra 6 termiske responstester målt i grønnstein i Trondheimsområdet, som fremstilt i tabell 2.2.
2. 3,4 W/(m·K): Gjennomsnittet av k_{lab} for de 28 grønnsteinsprøvene fra Trondheimsområdet målt med C-Therm MTPS. Verdiene benyttet for de 28 prøvene er et gjennomsnitt av alle målinger gjennomført på prøven, uavhengig av foliasjon og annen anisotropi. Resultatet av målingene er fremstilt i tabell 6.1.
3. 2,9 W/(m·K): Gjennomsnittet av $k_{teo,mid}$ for de 10 grønnsteinprøvene det ble gjennomført XRD-analyse av. Verdiene er fremstilt i tabell 5.4.

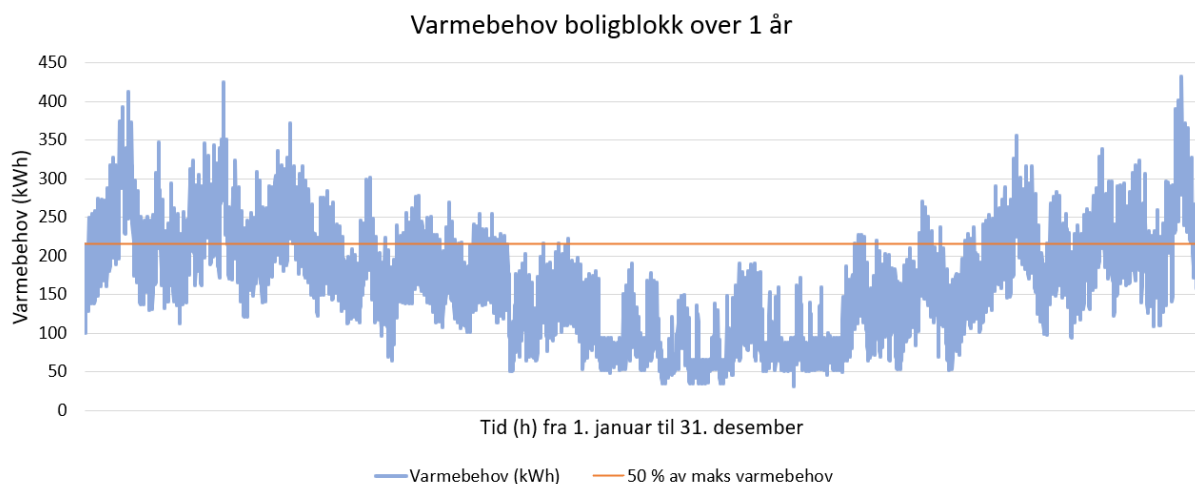
Eneboligen og boligblokken har et årlig varmebehov på henholdsvis 22 073 kWh og 1 412 729 kWh. Omtrent 70 % av varmebehovet skal dekkes av bakken. Varmepumpen ble dimensjonert etter hva 50 % av det maksimale varmebehovet for en time gjennom året var (3,37 kWh og 215 kWh for henholdsvis eneboligen og boligblokken). Figur 5.17 og 5.18 viser varmebehovet gjennom året for henholdsvis eneboligen og boligblokken.

Tabell 5.4: k_{teo} regnet fra mineralers middelværdier for varmeledningsevne og mengden av mineralene i prosent fra XRD-analyse.

$k_{teo.mid}$ grønnstein	
Prøve nr.	$K_{teo.mid}$ (W/(m·K))
2	2,9
5	3,3
11	3,1
15	3,2
29	2,7
30	2,8
52	2,8
63	2,9
66	2,6
69	2,7
Gjennomsnitt	2,9



Figur 5.17: Varmebehovet for eneboligen over 1 år. Den gule linjen ligger på 3,37 kWh, og representerer 50 % av det maksimale varmebehovet det året.



Figur 5.18: Varmebehovet for boligblokken over 1 år. Den oransje linjen ligger på 215 kWh, og representerer 50 % av det maksimale varmebehovet det året.

Gjennom året vil det være tidspunkter hvor energibehovet er større enn hva varmepumpen klarer å levere. Dette ekstra behovet vil bli dekket av strøm. Derfor vil varmebehovet som dekkes av bakken ikke være 70 %, men 65 % for både eneboligen og boligblokken. Det totale varmebehovet dekket av bakken vil være 14,3 MWh for eneboligen og 914,4 MWh for boligblokken (tabell 5.5).

Tabell 5.5: Varmebehovet for eneboligen og boligblokken. Data for varmebehov er oversendt av Asplan Viak.

	Varmebehov (kWh)	Størrelse varmepumpe (kW)	Dekkes av bakken (kWh)	Dekkes av bakken %
Enebolig	22 073	3,7	14 307	65
Boligblokk	1 412 729	215	914 398	65

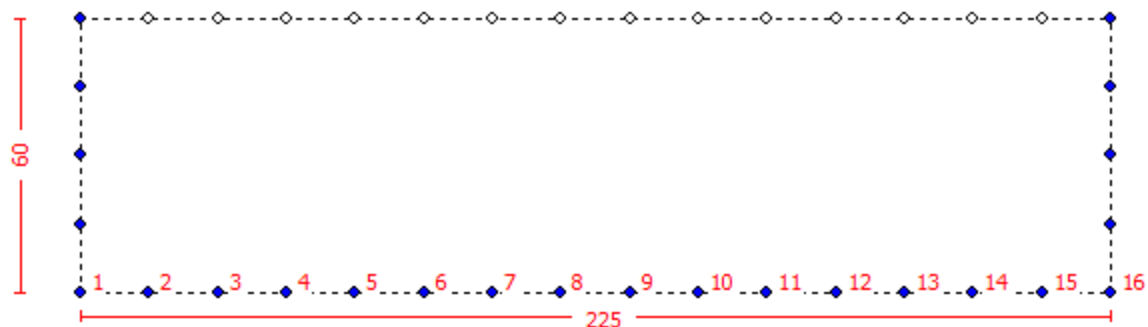
Inngangsverdier utenom grunnforhold, varmebehov og varmetopp er basert på lignende dimensjoneringsprosjekter gjennomført av Asplan Viak i Trondheimsområdet (tabell 5.6 og 5.7). Eneboligen har kun en brønn, mens boligblokken har 38 brønner plassert i et åpent rektangel med 15 meter mellom hver brønn (figur 5.19). Den årlige minimumstemperaturen til kollektorvæsken ble fastsatt at ikke skulle gå under -1 °C over 25 år og brønnlengden ble justert etter hva som var nødvendig ut ifra varmeledningsevnen.

Tabell 5.6: Inngangsverdier for dimensjonering av eneboligen og boligblokken som varierer. Varmeledningsevnen i berggrunnen samt borehullslengde er markert oransje. Disse verdiene er de eneste som ble endret på i dimensjoneringene.

Inngangsverdier som varierer for enebolig og boligblokk				
	Parameter	Enhet	Enebolig	Boligblokk
Berggrunn	Varmeledningsevne	W/(m·K)	2,9 3,4 4,1	2,9 3,4 4,1
Borehull	Konfigurasjon	MJ/(m ³ ·K)	No. 0 (1 BHE)	No. 209 (38 BHE)
	Dyp	°C	134 124 112	304 292 278
	Avstand	m	-	15
Borehullsmotstand	Termisk motstand kollektorvæske/berggrunn	(m·K)/W	0,08	0,11
Grunnlast	Årlig varmebehov	MWh	14,3	914,4
Levert varmeeffekt fra varmepumpen	Topp varmeeffekt (alle mnd)	kW	3,37	215

Tabell 5.7: Felles inngangsverdiene for dimensjonering av enebolig og boligblokken.

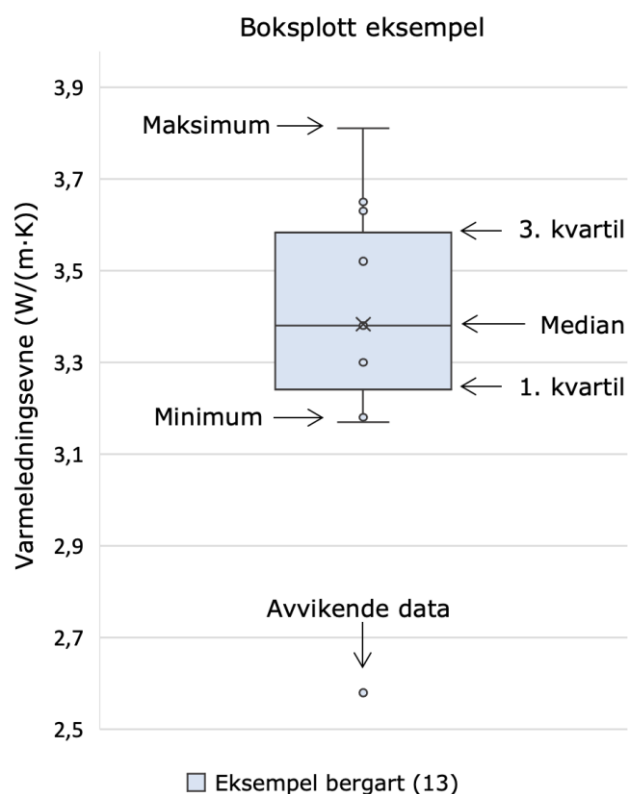
Felles inngangsverdier for enebolig og boligblokk			
	Parameter	Enhet	Verdi
Berggrunn	Volumetrisk varmekapasitet	MJ/(m ³ ·K)	2,1
	Grunntemperatur	°C	7,9
	Varmestrøm	W/m ²	0,04
Borehull	Type		Singel-U
	Diameter	mm	115
	Termisk motstand borehull/borehullsfyll	(m·K)/W	0,1
	Varmeledningsevne borehullsfyll	W/(m·K)	0,6
	Strømningshastighet per borehull	l/s	0,5
U-kollektorslange	Ytre diameter	mm	40
	Tykkelse rørvegg	mm	2,4
	Varmeledningsevne	W/(m·K)	0,22
	Avstand mellom sentrum av opp- og nedløpsrørene i hver U-kollektor	mm	70
Borehullsmotstand	Intern termisk motstand mellom opp- og nedløpsrørene i hver U-kollektor	(m·K)/W	0,5
Kollektorvæske	Varmeledningsevne	W/(m·K)	0,377
	Spesifikk varmekapasitet	J/(kg·K)	4061
	Tetthet	kg/m ³	955
	Viskositet	kg/(m·s)	0,0053
	Frysepunkt	°C	-25
Levert varmeeffekt fra varmepumpen	Antall timer i døgnet med topp varmeeffekt	Timer	
	Januar		24
	Februar		24
	Mars		16
	April		16
	Mai		8
	Juni		8
	Juli		8
	August		8
	September		16
	Oktober		16
	November		24
Desember		24	
Periode for simulering	Tid	År	25



Figur 5.19: Brønnoppsett til boligblokken fra EED. Konfigurasjon 209, åpent rektangel med 38 brønner: 16 x 5. Det er 15 meter mellom hver brønn.

5.9 Boksplott

Flere av resultatene vil fremstilles i boksplott, eksempel vist under i figur 5.20.



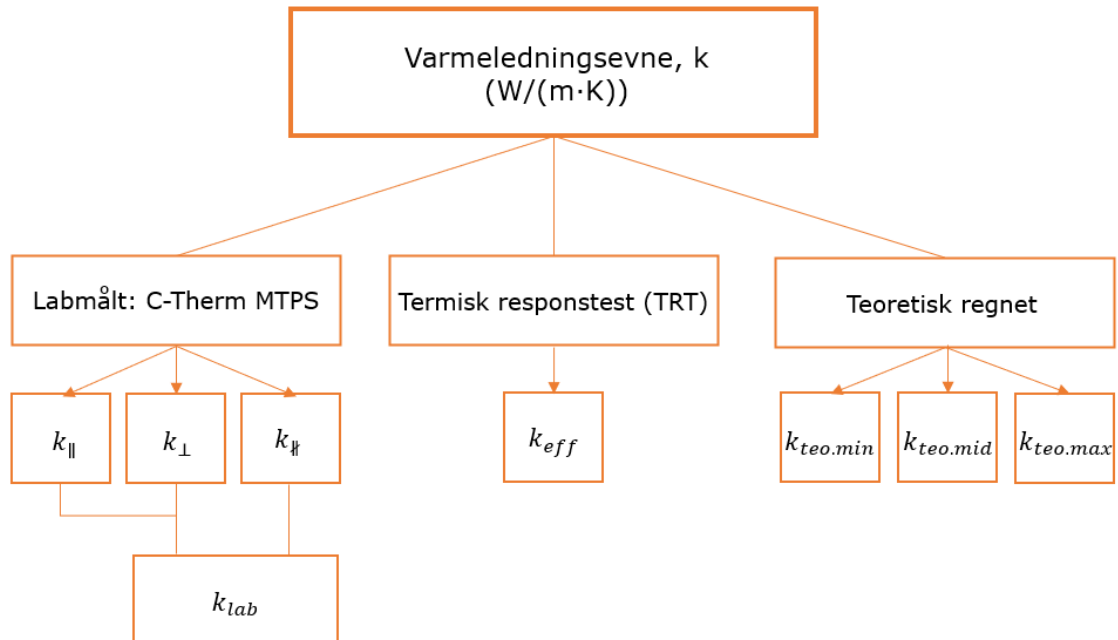
Figur 5.20: Eksempel på boksplott for en serie med 13 prøver.

Boksplottet viser variasjonen i varmeledningsevne innenfor bergarten. Boksplottet viser:

- Median: Horisontal strek i midten.
- Kvartiler: Danner selve boksen og inneholder all data mellom 25 og 75 % av totalen.
- Haler: Vertikale streker som indikerer maksimum- og minimumsverdi.
- Punkter utenfor halene: Avvikende data.

5.10 Oversikt over metoder for varmeledningsevne

Figur 5.21 viser et flytskjema oversikt over de tre ulike metodene som er brukt for varmeledningsevne i denne oppgaven. Den viser også hvilke resultater de ulike metodene gir og forkortelsene som blir benyttet når det henvises til dem.



Figur 5.21: Oversikt over de ulike målemetodene for varmeledningsevne og hva metodenes resultater blir forkortet som.

6 Resultater

6.1 Varmeledningsevne

I tabell 6.1 er det en oversikt over alle målte verdier av varmeledningsevne (k), samt tetthet og anisotropifaktor (a) for de 75 prøvene fra Trondheimsområdet.

Målingene av varmeledningsevne er delt inn etter målinger gjort parallelt med foliasjon (k_{\parallel}), vinkelrett på foliasjon (k_{\perp}), og målinger gjort på prøver uten foliasjon ($k_{\#}$). Gjennomsnittene av alle målingene gjort på hver enkelt prøve er vil omtales som k_{lab} . Varmeledningsevnen i de målte prøvene varierer mellom 2,42 W/(m·K) (gråvakke) og 5,98 W/(m·K) (grønnstein). Prøvenes gjennomsnittsverdier varierer mellom 2,6 W/(m·K) (grønnstein) og 4,6 W/(m·K) (gråvakke). Antall prøver innenfor en bergart varierer fra 3 til 28 stykker.

Tabellen inkluderer en blåkvarts som har den høyeste målte varmeledningsevnen på 6,07 W/(m·K). Blåkvartsen ble forvekslet med grønnstein i felt, og er ikke sett på som nødvendig å ha med i andre figurer, da det kun er én prøve, og bergarten er lite utbredt. En glimmerskifer (prøve nr. 23) er også inkludert i tabell 6.1, men er valgt å ekskluderes i noen resultater fordi den inneholder 95 % kvarts.

Anisotropifaktoren (a) er kun regnet ut for de prøvene som har målinger både vinkelrett og parallelt på foliasjon. Dette gjelder 42 av prøvene. 26 av disse har en anisotropifaktor lavere enn 0,9 eller høyere enn 1,1. Anisotropifaktorer mellom 1,1 og 0,9 er ikke tatt med i tabell 6.1, men er tatt med i figur 6.3. Tettheten til prøvene er inkludert i tabell 6.1, og varierer mellom 2,55 g/cm³ og 3,15 g/cm³.

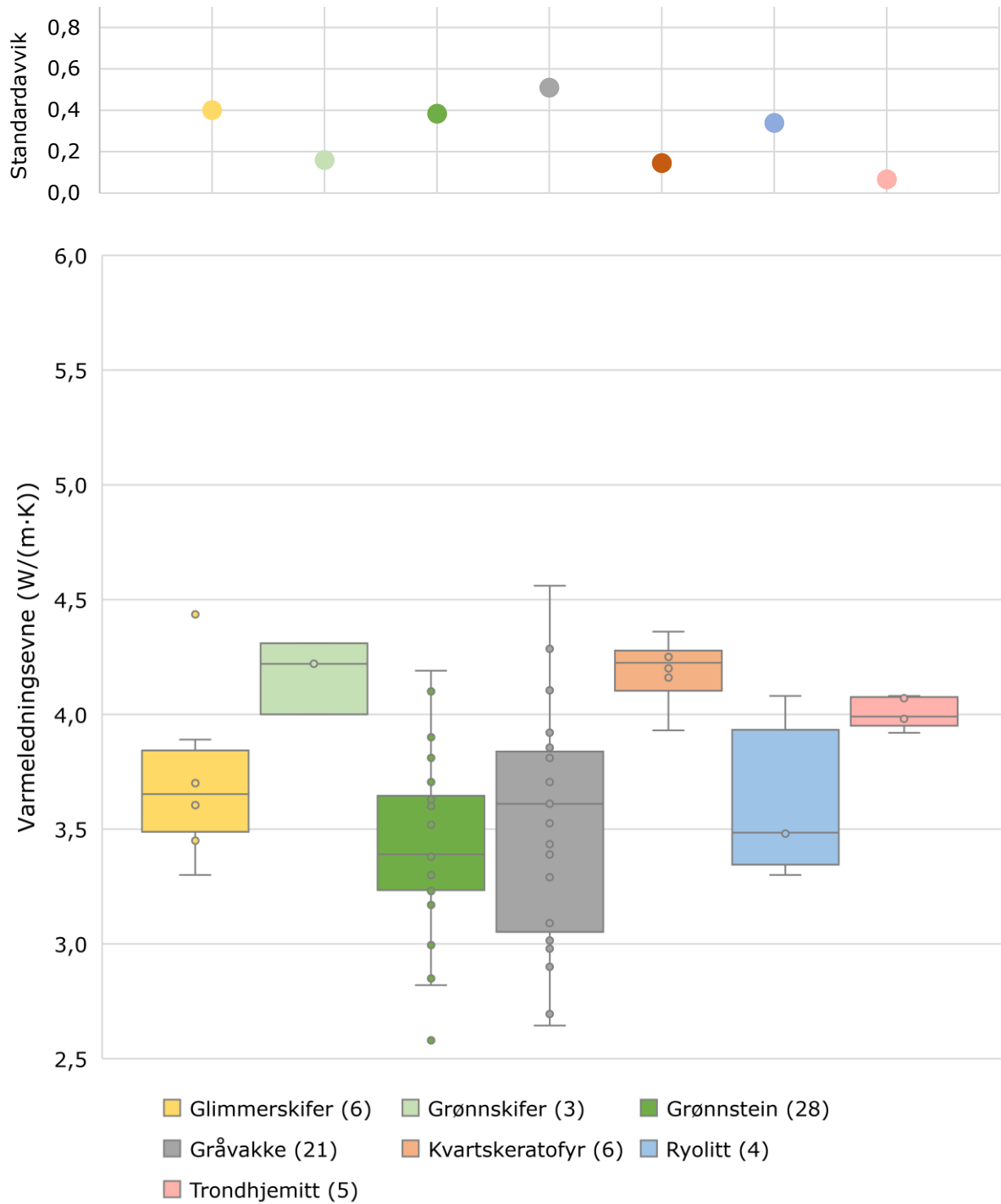
Tabell 6.1: Målinger for varmeledningsevne (k) er delt inn i tre kolonner etter målinger tatt vinkelrett på foliasjon (k_{\perp}) og parallelt med foliasjon (k_{\parallel}), eller om prøven ikke har foliasjon ($k_{\#}$). k_{lab} er et gjennomsnitt av varmeledningsevnen basert på alle målinger gjort på samme prøve. Anisotropifaktor, a , vises i ytterste kolonne til høyre.

Bergart	Prøve nr.	Tetthet (g/cm ³)	k_{\perp} (W/(m·K))	k_{\parallel} (W/(m·K))	$k_{\#}$ (W/(m·K))	k_{lab} (W/(m·K))	Anisotropi a
Glimmerskifer	18	2,78	3,75	3,63		3,69	
	19	2,77	4,37	4,50		4,44	
	20	2,77	3,19	3,71		3,45	1,16
	21	3,01	3,08	4,13		3,61	1,34
	22	2,94	2,90	4,88		3,89	1,68
	23	2,73			5,40	5,40	
	50	2,73	2,58	3,93		3,26	1,52
Grønnskifer	1	2,71	3,53	4,91		4,22	1,39
	6	2,65		4,31		4,31	
	32	2,84	4,11	3,87		3,99	
Grønnstein	2	2,83	2,97	3,49		3,23	1,18
	3	3,10			3,65	3,65	
	5	2,90			3,81	3,81	
	8	2,92	3,24	3,37		3,31	
	10	2,99			3,31	3,31	
	11	2,85			3,38	3,38	
	13	3,01			2,58	2,58	
	15	3,15			3,38	3,38	
	16	3,01			3,18	3,18	
	17	2,97	3,36	3,50		3,43	
	25	2,88	3,08	3,72		3,40	1,21
	26	2,75	4,24	4,14		4,19	
	27	2,92	3,15	4,26		3,71	1,35
	29	2,92			3,17	3,17	
	30	2,96			3,54	3,54	
	31	3,06			3,63	3,63	
	33	2,96	3,29	3,20		3,25	
	36	2,86	3,26	2,44		2,85	0,75
	52	2,90	2,71	3,28		3,00	1,21
	63	2,92			3,53	3,53	
	66	2,76	2,77	2,87		2,82	
	67	2,92			3,30	3,30	
	69	2,86			3,52	3,52	
	71	2,71	4,27	3,92		4,10	
	72	2,94	4,15	4,01		4,08	
	73	2,94	3,50	4,30		3,90	1,23
75	2,83	3,28	3,88		3,58	1,18	
76	2,94	3,24	3,53		3,39		

Bergart	Prøve nr.	Tetthet (g/cm ³)	k_{\perp} (W/(m·K))	k_{\parallel} (W/(m·K))	$k_{\#}$ (W/(m·K))	k_{lab} (W/(m·K))	Anisotropi a
Gråvakke	24	2,84	3,78	4,43		4,11	1,17
	34	2,67	2,51	5,11		3,81	2,04
	35	2,71	2,89	4,82		3,86	1,67
	37	2,75	3,12	3,75		3,44	1,20
	39	2,69	2,81	2,48		2,65	0,88
	43	2,76	3,46	3,76		3,61	
	44	2,73			3,29	3,29	
	45	2,74			4,56	4,56	
	46	2,72	3,68	3,78		3,73	
	47	2,71			3,53	3,53	
	48	2,74	2,95	4,46		3,71	1,51
	49	2,62	3,06	4,21		3,64	1,38
	51	2,59	2,59	5,98		4,29	2,31
	56	2,80	2,42	3,61		3,02	1,49
	57	2,67	3,67	4,17		3,92	1,14
	58	2,65	3,98	3,65		3,82	
	59	2,70			3,09	3,09	
	60	2,72	2,51	2,88		2,70	1,15
	61	2,77	2,50	3,46		2,98	1,38
64	2,66	2,79	3,01		2,90		
68	2,71	2,59	4,19		3,39	1,62	
Kvartskeratofyr	4	2,65	3,83	4,03		3,93	
	9	2,70			4,20	4,20	
	53	2,66			4,16	4,16	
	54	2,66			4,36	4,36	
	55	2,65			4,25	4,25	
	65	2,55		4,25		4,25	
Ryolitt	40	2,63			4,08	4,08	
	41	2,69			3,30	3,30	
	42	2,64			3,49	3,49	
	62	2,69			3,48	3,48	
Trondhemitt	7	2,64			3,92	3,92	
	12	2,66			3,98	3,98	
	14	2,63			4,08	4,08	
	28	2,64			3,99	3,99	
	70	2,70			4,07	4,07	
Blåkvarts	74	2,75	5,27	6,07		5,67	1,15

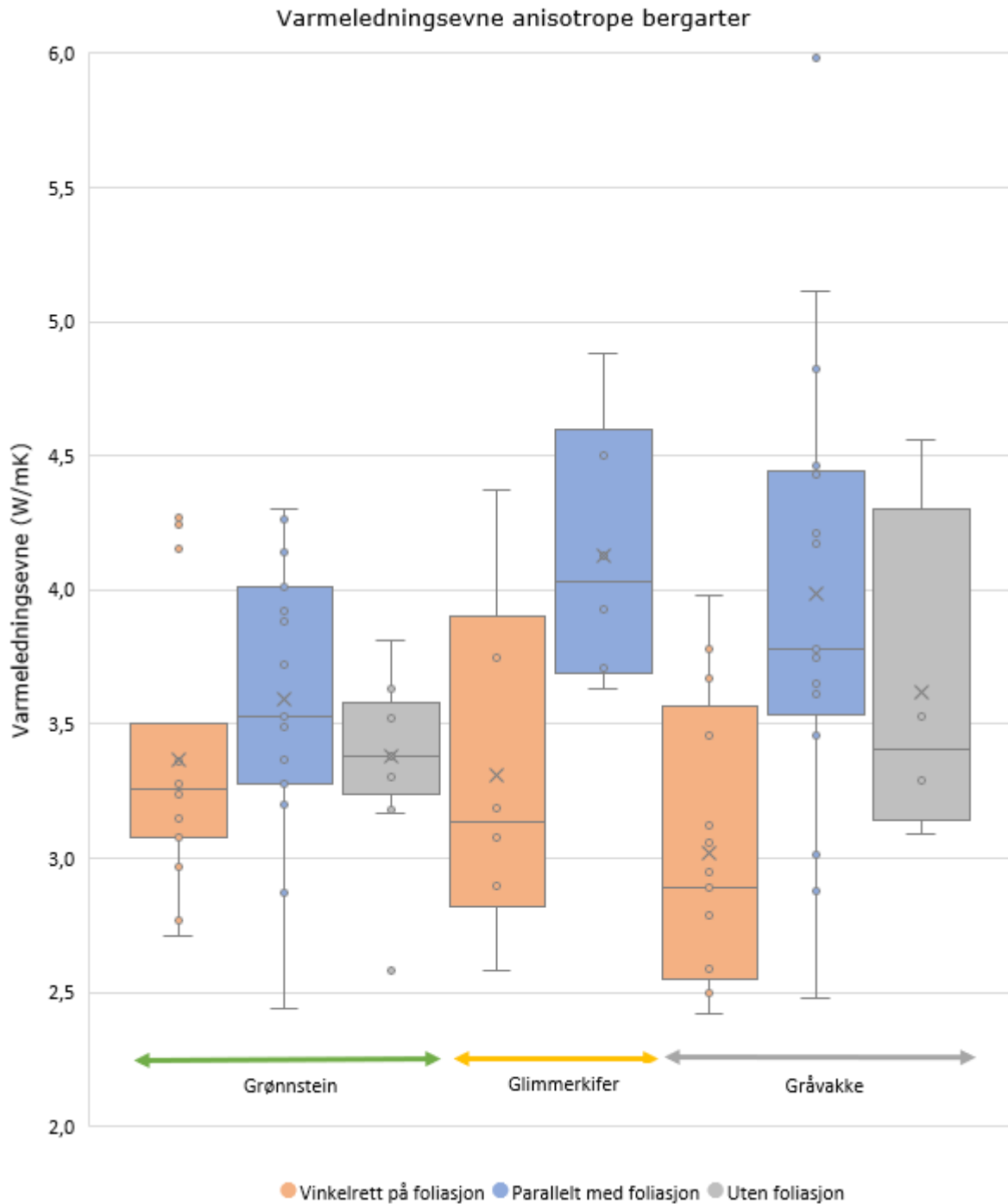
Gjennomsnittsverdier for hver bergartsprøve, inndelt etter bergart, er fremstilt i boksplottet i figur 6.1, med tilhørende standardavvik. Medianverdien i de ulike bergartene varierer mellom 3,4 W/(m·K) i grønnstein, og 4,2 W/(m·K) i grønnskifer og kvartskeratofyr. Standardavviket er minst for trondhemitten på 0,07 W/(m·K) og størst i gråvakken på 0,51 W/(m·K).

Varmeledningsevne og standardavvik for de ulike bergartsgruppene



Figur 6.1: Boksplott for gjennomsnittlig varmeledningsevne til alle prøvene inndelt etter bergart. Antall målinger er vist i parentes bak bergartsnavnet. Boksplottet viser variasjonen i varmeledningsevne innenfor hver bergart uavhengig av om det er målt vinkelrett på eller parallelt med foliasjon og lagdeling. Standardavviket mellom alle prøvene innenfor hver bergart er vist over boksplottet i et punktdiagram. Boksplottet er forklart i kapittel 5.9.

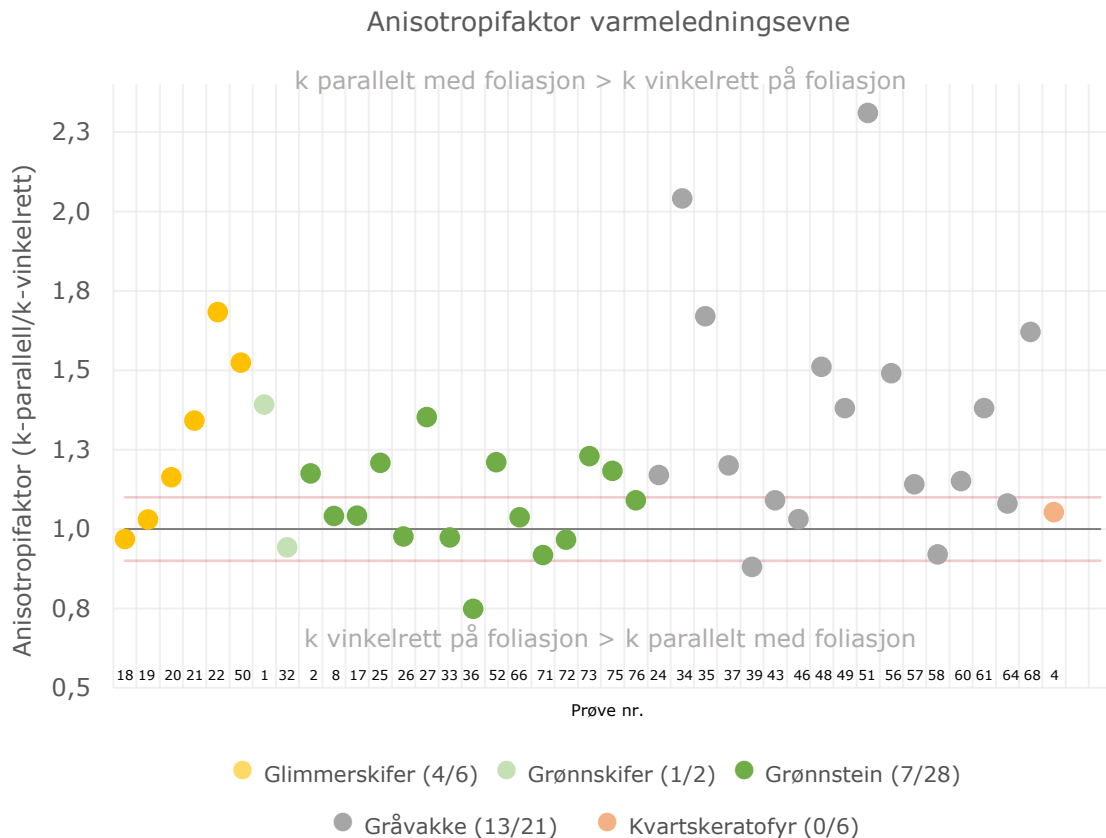
For å vise interne variasjoner i bergartene med foliasjon er det lagd et boksplott for k_{\perp} , k_{\parallel} , $k_{\#}$, for bergartene, glimmerskifer, gråvakke og grønnstein (figur 6.2). Målinger gjort parallelt med foliasjonen har generelt høyere varmeledningsevne enn målinger gjort vinkelrett på foliasjonen. Dette er sett ut ifra 1. og 3. kvartil i boksplottene.



Figur 6.2: Boksplott for de anisotrope bergartene inndelt etter k_{\perp} , k_{\parallel} , $k_{\#}$.

6.1.1 Anisotropi

Det ble regnet ut en anisotropifaktor for 42 av de 74 prøvene. Av de 42 prøvene var det 26 som hadde en anisotropifaktor mindre enn 0,9 eller mer enn 1,1. Figur 6.3 viser alle prøvene det ble regnet anisotropifaktor for. 13 av 21 gråvakkeprøver er anisotrope, for glimmerskifer er 4 av 7 prøver anisotrope og grønnstein 7 av 28. Gråvakken har de høyeste anisotropifaktorene, etterfulgt av glimmerskifer. De parallelle målingene er generelt høyere enn de vinkelrette for bergartene med anisotropi. Kun to av prøvene har en anisotropifaktor på mindre enn 0,9, nr. 39 (gråvakke) og nr. 36 (grønnstein).



Figur 6.3: Anisotropifaktor plottet etter prøve nr. inndelt etter bergartstype. 25 av 75 prøver har en anisotropifaktor større enn 1,1 eller mindre enn 0,9, disse grenseverdiene er markert med røde horisontale linjer. Prøve nr. 6 grønnskifer er ikke tatt med fordi det ikke var mulig å måle k_{\perp} , men det er forventet at den har anisotropifaktor siden det er en skifer.

6.2 XRD

I tabell 6.2 er resultatene fra XRD-analysen fremstilt. Oversikten viser hvor stor andel i vektprosent de ulike mineralene utgjør i hver enkelt prøve.

Tabell 6.2: Mineralinnhold i vektprosent for hver av de 45 prøvene som er analysert med XRD. Alle mineraler med vektprosent under 1 % er ikke tatt med. Prosentandelene er rundet opp eller ned, og totalsummen varierer derfor litt over og under 100. XRD-diffraktogrammene er vist i vedlegg C.

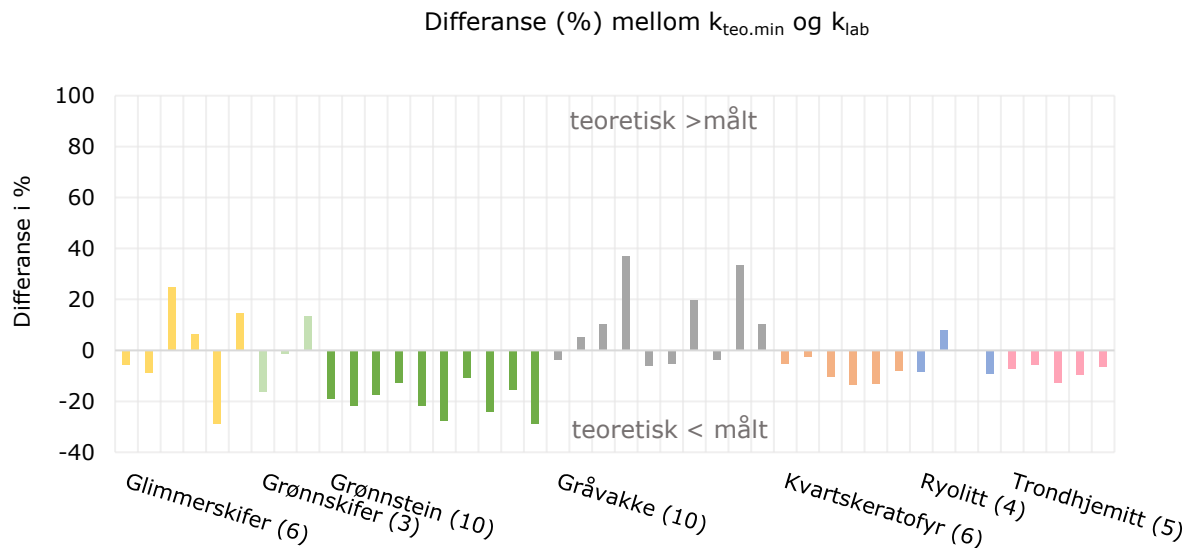
Resultater XRD, i vektprosent																
Bergart	Prøve ID	Kvarts	Albitt	Diopsid	Kloritt	Epidot	Ortoklas	Hornblende	Kalsitt	Biotitt	Muskovitt	Mikroklin	Klinzoisitt	Dolomitt	Sideritt	Kalkopyritt
Glimmerskifer	18	30	30		7			9		5	17	2				
	19	41	18		5			15		2	15	4				
	20	44	10		3			23	5	3	8	4				
	21	27	4	3	8	31		24	1	2		1				
	22	2	30	4	22	14		23		4						
	23	95	2		1					1						
	50	24	14		19				22		19	2				
Grønnskifer	1	11	33		32				24			1				
	6	48	12		6	4					31					
	32	42	2		5	22			20		8	2				
Grønnstein	2	2	42	1	15	5	0	34								
	5	4	29	3	27		2	34	1							
	11	11	51		6	5		23		4						
	15	7	8	4	4	35	1	40	1							
	29		31	2	2	15		49				1				
	30		30	2	9	26		32				1				
	52		38	2	11	23		15	9							1
	63		33	3	23			27					14			
	66		71	4	16	2				2	3					
69		48	3	10	3		36									
Gråvakke	24	34	25	7	1	23		6		3		1				
	34	36	22		21						17	4				
	37	23	17		16				25		14	1		3		
	39	31	34		13						19	3				
	43	28	29		12						26	4				
	45	34	10		16				29		10					
	56	26	30		9				14		12		9			
	58	32	18	14							31	5				
	64	35	16		19		6				23					
68	22	17		33		5		9		15						
Kvartskeratofyr	4	36	56		1				0		7					
	9	43	51			5										
	53	36	56	1		1					5					
	54	36	57			3		3								
	55	34	58		3			1			4					
	65	39	50	3						1	7					

Resultater XRD, i vektprosent																
Bergart	Prøve ID	Kvarts	Albitt	Diopsid	Kloritt	Epidot	Ortoklas	Hornblende	Kalsitt	Biotitt	Muskovitt	Mikroklin	Klinzoisitt	Dolomitt	Sideritt	Kalkopyritt
Ryolitt	40	36	39		3						10	11				
	41	35	29		1					3	24	9				
	42	31	40			2				2	8	17				
	62	18	58		2						10			9	3	
Trondhemitt	7	33	58		4						4					
	12	36	57		1	2					4					
	14	32	61		1	2				1	3					
	28	34	48		1						9	7				

6.3 Teoretisk varmeledningsevne mot målt varmeledningsevne

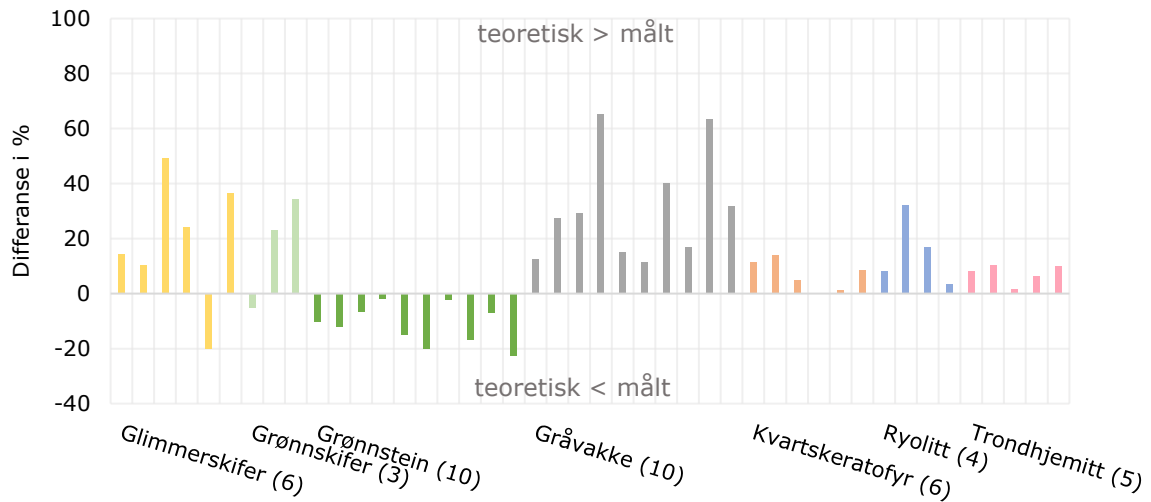
De tre teoretiske varmeledningsevnene $k_{\text{teo.min}}$, $k_{\text{teo.mid}}$, og $k_{\text{teo.max}}$ for prøvene sammenlignes med gjennomsnittsverdiene til den målte varmeledningsevnen for de samme prøvene (k_{lab}). Sammenligningen er fremstilt som differansen i prosent mellom k_{teo} og k_{lab} i figur 6.4 til 6.6.

For de fleste bergartsgruppene er det k_{lab} og $k_{\text{teo.min}}$ som har lavest differanse (figur 6.4). Unntaket er grønnsteinene, hvor den laveste differansen er mellom k_{lab} og $k_{\text{teo.max}}$ (figur 6.6).



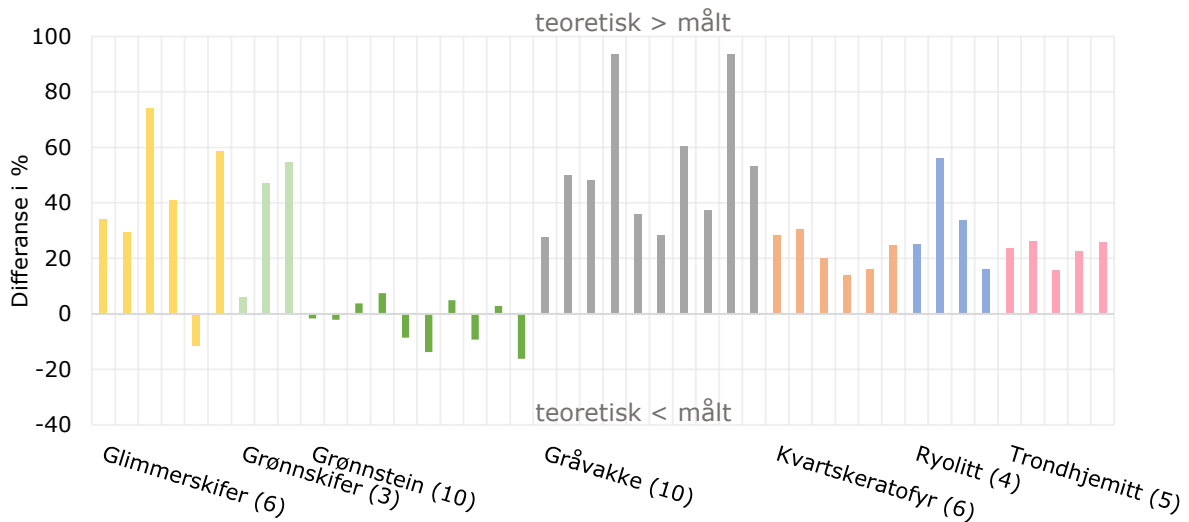
Figur 6.4: Differanse vist i prosent, mellom $k_{\text{teo.min}}$ og k_{lab} .

Differanse (%) mellom $k_{\text{teo.mid}}$ og k_{lab}



Figur 6.5: Differanse vist i prosent, mellom $k_{\text{teo.mid}}$ og k_{lab} .

Differanse (%) mellom $k_{\text{teo.max}}$ og k_{lab}



Figur 6.6: Differanse vist i prosent, mellom $k_{\text{teo.max}}$ og k_{lab} .

6.4 Varmeproduksjon (XRF og LA-ICP-MS)

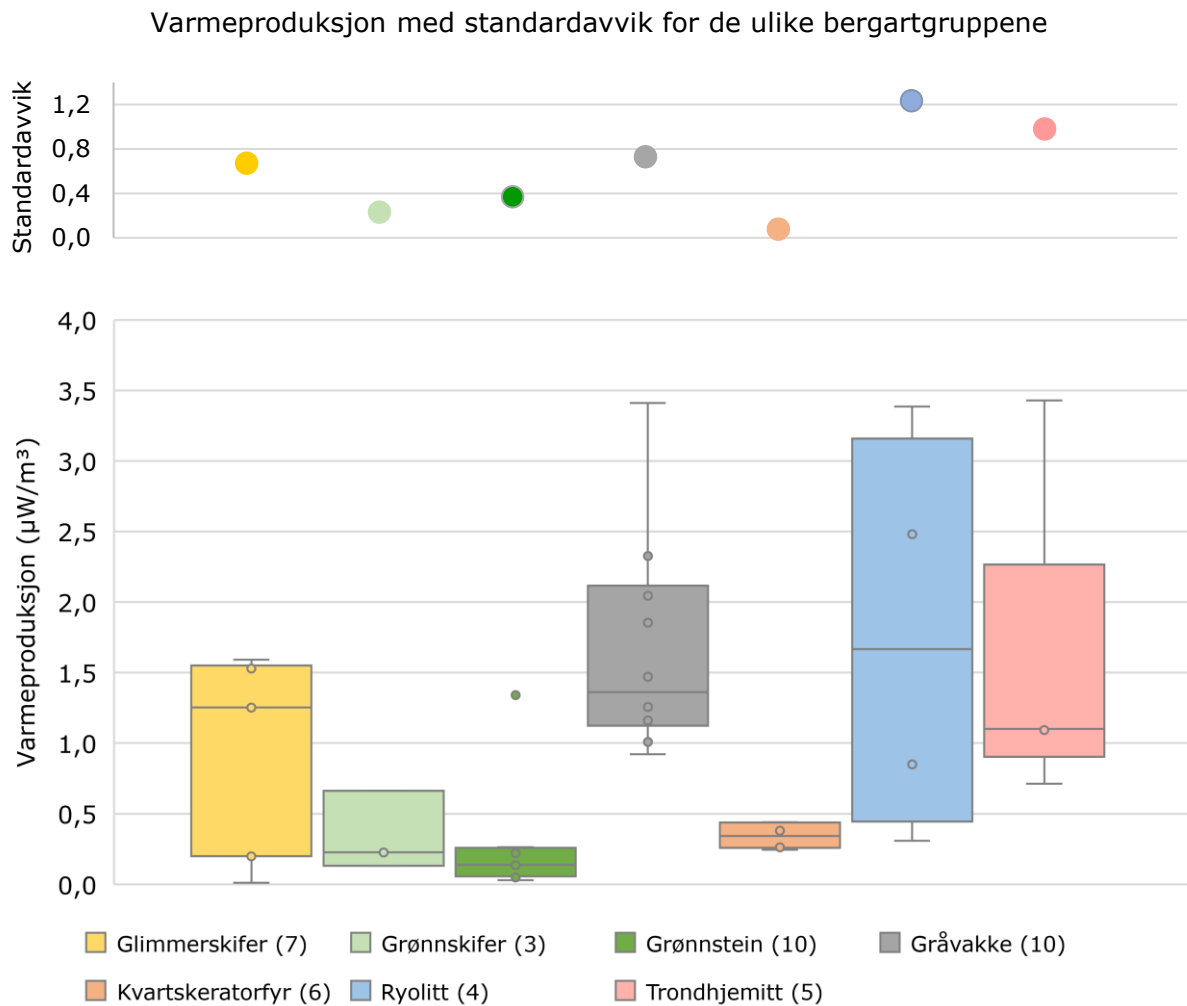
XRF resultatene viste at konsentrasjonene av uran og thorium var så lave at deteksjonsgrensen ikke var tilstrekkelig og det derfor måtte gjøres LA-ICP-MS-analyser.

Kaliumverdier fra XRF, uran- og thoriumverdier fra LA-ICP-MS, tetthet og beregnet varmeproduksjon (A) er gitt i tabell 6.3. Varmeproduksjonen varierer mellom $0,01 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (glimmerskifer) og $3,43 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (trondhemitt). Medianverdien er $0,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$.

Tabell 6.3: Beregnet varmereproduksjon etter tetthet, U og Th i ppm. og K-vektprosent. Dataen er delt inn etter bergart og prøve nr. for de 45 prøvene. Resten av resultatene fra XRF og ICP-MS er vist i vedlegg D og E.

Utregning av varmereproduksjon, A						
Bergart	Prøve nr.	Tetthet (g/cm ³)	U (ppm)	Th (ppm)	K (vektprosent)	A (μW/m ³)
Glimmerskifer	18	2,78	2,58	9,28	2,56	1,59
	19	2,77	2,14	7,15	1,88	1,25
	20	2,77	2,42	10,80	1,31	1,53
	21	3,01	0,34	1,10	0,16	0,20
	22	2,94	0,34	1,04	0,38	0,21
	23	2,73	0	0	0,08	0,01
	50	2,73	2,59	9,83	2,00	1,55
Grønnskifer	1	2,71	0,41	0,30	0,05	0,13
	6	2,65	0,51	3,23	3,42	0,66
	32	2,84	0,44	0,30	0,86	0,23
Grønnstein	2	2,83	0,08	0,44	0,11	0,06
	5	2,90	2,21	9,71	0,10	1,34
	11	2,85	0,35	1,06	0,49	0,22
	15	3,15	0,79	0,25	0,06	0,26
	29	2,92	0,30	0,38	0,21	0,13
	30	2,96	0,05	0,13	0,06	0,03
	52	2,90	0,68	0,77	0,10	0,26
	63	2,92	0,08	0,26	0,08	0,05
	66	2,76	0,13	0,69	0,64	0,14
	69	2,86	0,10	0,27	0,12	0,06
Gråvakke	24	2,84	2,00	8,12	0,31	1,16
	34	2,67	1,49	5,50	1,80	0,92
	37	2,75	2,55	8,94	1,80	1,47
	39	2,69	3,76	13,20	1,86	2,05
	43	2,76	3,64	15,40	2,94	2,33
	45	2,74	1,72	6,62	1,00	1,01
	56	2,80	2,26	7,43	1,25	1,26
	58	2,65	6,06	22,70	3,71	3,41
	64	2,66	3,06	12,00	2,83	1,85
	68	2,71	1,95	7,14	1,86	1,17
Kvartskeratofyr	4	2,65	0,55	2,58	0,70	0,38
	9	2,70	0,88	3,03	0,05	0,44
	53	2,66	0,72	1,16	0,46	0,30
	54	2,66	0,73	1,04	0,07	0,26
	55	2,65	0,56	1,37	0,10	0,24
	65	2,55	0,67	2,93	0,93	0,44
Ryolitt	40	2,63	4,78	14,80	3,15	2,48
	41	2,69	5,86	21,20	4,53	3,38
	42	2,64	0	0	3,36	0,31
	62	2,69	1,66	4,19	1,47	0,85
Trondhemitt	7	2,64	2,07	8,06	0,40	1,10
	12	2,66	1,17	5,72	0,29	0,71
	14	2,63	1,99	8,44	0,28	1,09
	28	2,64	7,52	20,30	1,81	3,43
	70	2,70	1,99	7,98	0,41	1,10

Variasjonen innenfor hver bergart er vist i figur 6.7, fremstilt som boksplokk med standardavvik over. Figuren viser at ryolitt har størst standardavvik for varmeproduksjon på 1,2 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, og kvartskeratorfyr har minst standardavvik på 0,1 $\mu\text{W}/\text{m}^3$.



Figur 6.7: Varmeproduksjon klassifisert etter bergarter vist i boksplokk. Antall målinger er vist i parentes bak bergartsnavnet. Boksplokket viser variasjonen innenfor hver bergart. Standardavviket ($\mu\text{W}/\text{m}^3$) innenfor hver bergartsgruppe er vist øverst.

6.5 Kart for varmeledningsevne og varmeproduksjon

Målte verdier for varmeledningsevne og varmeproduksjon i bergarter fra Trondheimsområdet er fremstilt i kart i figur 6.8. Dette er kun en todimensjonal fremstilling, og tar ikke hensyn til at berggrunnen varierer nedover i jordskorpen.

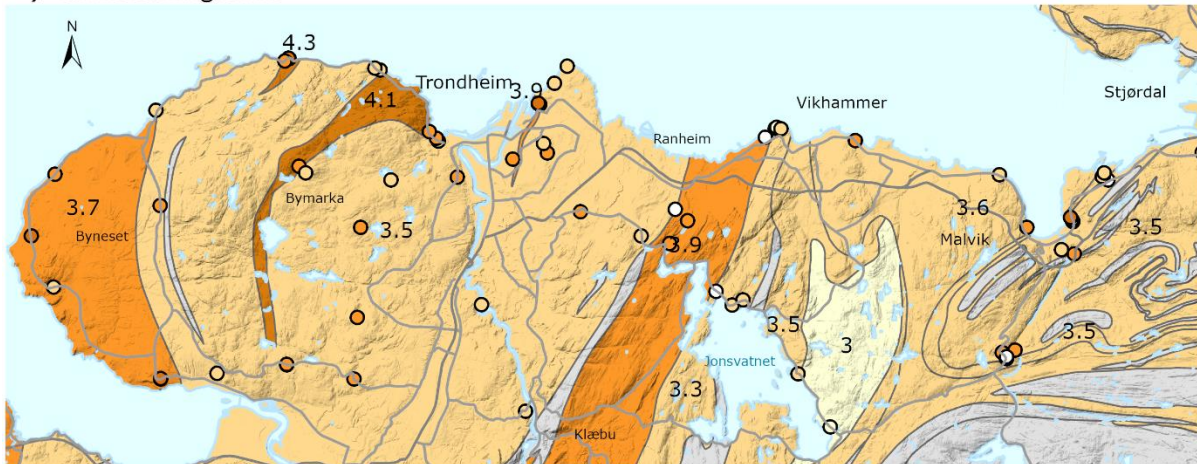
Varmeledningsevnen (medianverdien) varierer mellom 3,0 og 4,3 W/(m·K) for bergartsområdene. Den høyeste medianverdien er målt i trondhemitt og kvartskaratofyr. De laveste medianverdiene er beregnet for gråvakke, 3,0 W/(m·K), men andre områder av samme bergart viser høyere verdier som 3,6 W/(m·K). Dette kommer av at bergartsområdene har fått verdi etter målinger gjort på bergartsprøver innenfor enheten. Medianverdien kan derfor variere i ulike bergartsområder med samme bergartstype.

Verdier for grønnskifer er inkludert i grønnsteinsområdene da bergarten ikke var utbredt nok til å vises på kartet. Verdiene var vurdert som representative for grønnsteinsområdene etter varmeledningsevne og mineralogi. Det er ikke målt varmeledningsevne innenfor kalkstein og konglomeratområder. De har derfor fått fargen grå, slik at de ikke kobles sammen med en varmeledningsevne- eller varmeproduksjonsverdi.

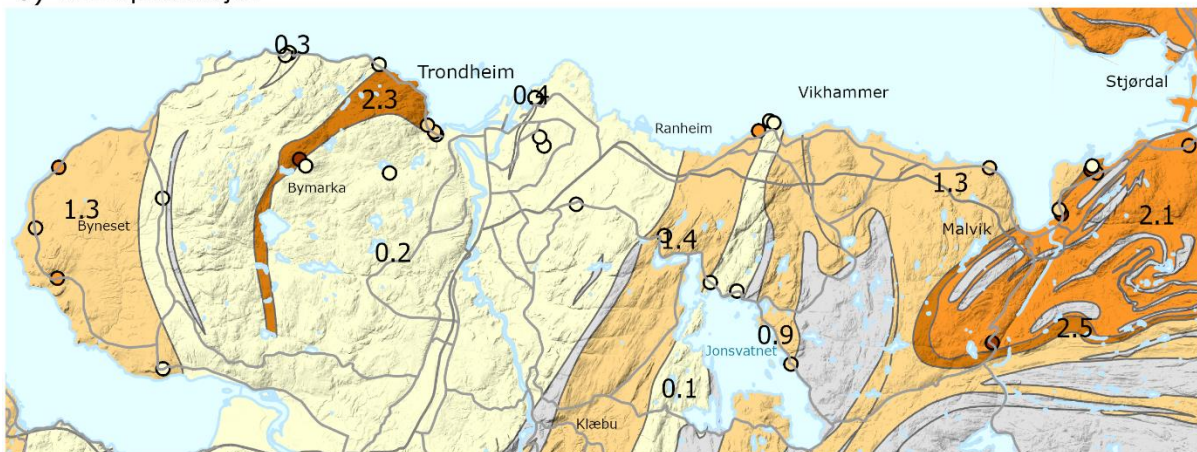
Varmeproduksjonen i et område varierer fra 0,1 til 2,5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Den høyeste varmeproduksjonen er i et ryolittområde (2,5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$) og nest høyeste i et trondhemittområde (2,3 $\mu\text{W}/\text{m}^3$). De laveste verdiene er for to grønnsteinsområder (0,1 og 0,2 $\mu\text{W}/\text{m}^3$) etterfulgt av et kvartskaratofyrområde (0,3 $\mu\text{W}/\text{m}^3$).

Grunnvarmepotensiale ved varmeledningsevne og varmeproduksjon, Trondheimsområdet.

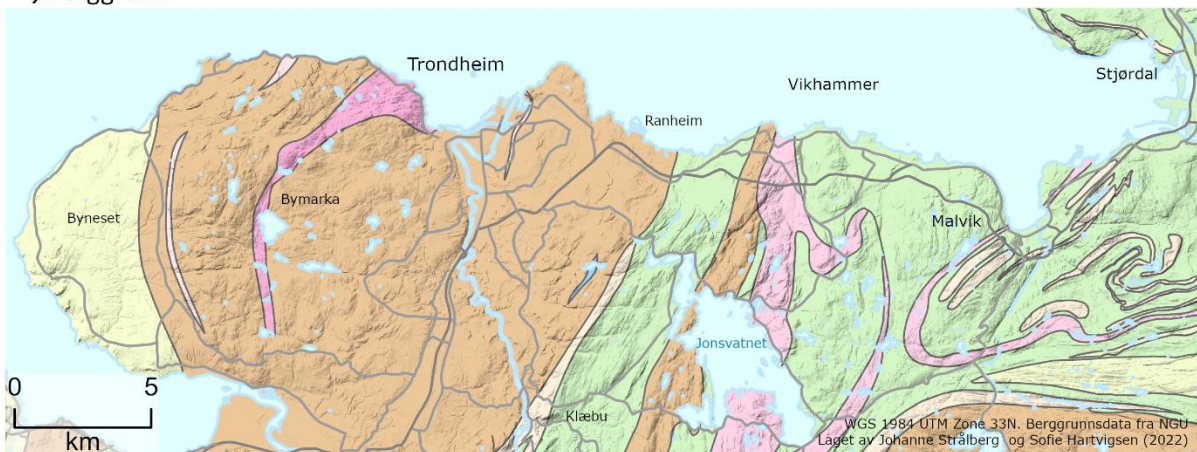
a) Varmeledningsevne



b) Varmeproduksjon



c) Berggrunn



Trondheimsområdet, Norge
 Varmeledningsevne / varmeproduksjon
 $W/(m \cdot K)$ / $\mu W/m^3$

Bergartspolygoner

	Ingen data
	3,0 - 3,4 / 0,1 - 0,6
	3,5 - 3,7 / 0,7 - 1,4
	3,8 - 4,0 / 1,5 - 2,1
	4,1 - 4,3 / 2,2 - 2,8

Prøvepunkter

	2,6 - 3,0
	3,01 - 3,4 / 0,03 - 0,70
	3,41 - 3,7 / 0,71 - 1,40
	3,71 - 4,0 / 1,41 - 2,10
	4,01 - 5,7 / 2,11 - 3,43

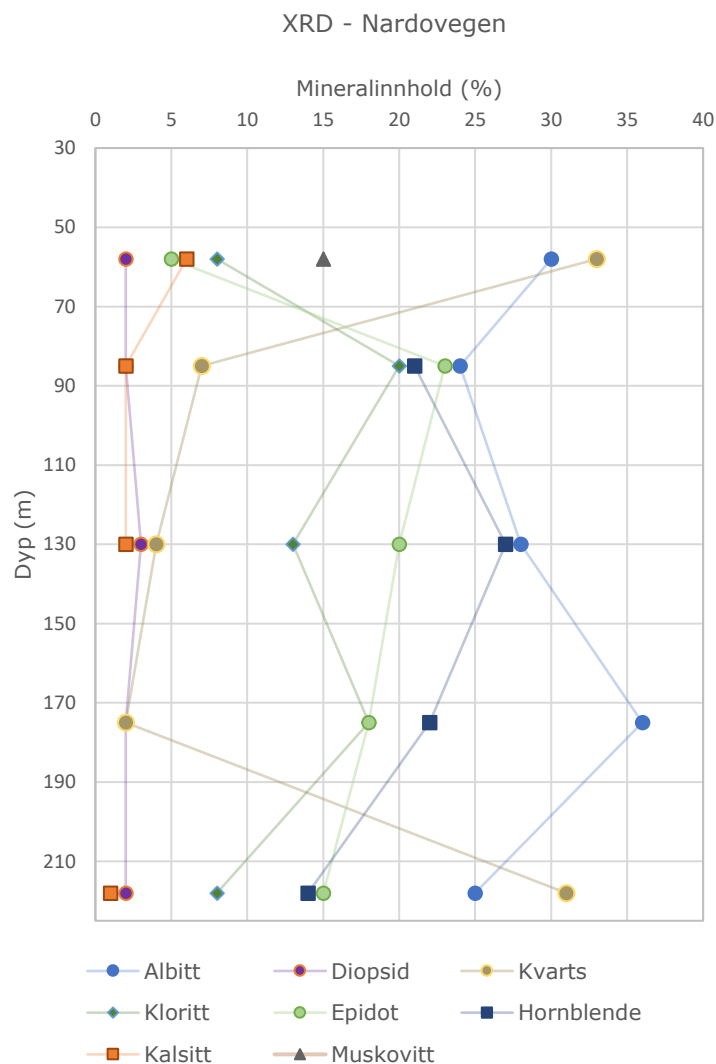
Bergarter

	Kvartskeratofyr
	Ryolitt
	Trondhjemit
	Glimmerskifer
	Gråvakke
	Grønnstein
	Marmor
	Konglomerat

Figur 6.8: Grunnvarmepotensialet i Trondheimsområdet visualisert i tre kart. Det øverste kartet viser forventet varmeledningsevne i ulike bergarter, og det midtre viser forventet varmeproduksjon. Punktene i varmeledningsevne- og varmeproduksjonskartet viser hvilken verdi det er målt i punktlokaliteten. Det nederste kartet er det samme berggrunnskartet som vist i kapittel 4.1.

6.6 Case – Nardovegen

Mineralinnholdet fra XRD-analysen av de fem kaksprøver fra Nardovegen er fremstilt i figur 6.9 og tabell 6.4. Resultatet tilsier at tre av prøvene er grønnstein. To av prøvene, fra rundt 60 og 220 meters dyp, inneholder over 30 % kvarts. Utenom kvartsinnholdet er mineralinnholdet i de fem prøvene tilnærmet likt. Kvartsinnholdet i prøve nr. 78 og 82 kommer sannsynligvis fra kvartsårer. En oversikt over k_{te0} for de fem kaksprøvene er fremstilt i tabell 6.5.



Figur 6.9: Mineralinnhold i fem borekaksprøver fra Nardovegen 12-14 på fem ulike dybder. Mineralinnholdet er vist i prosent på x-aksen, og y-aksen viser borehullsdybden fra 30 m under overflaten.

Tabell 6.4: Mineralinnhold fra XRD av prøver fra Nardovegen 12-14.

		Mineralinnhold (%)										
Prøve nr.	Dyp (m)	Kvarts	Albitt	Diopsid	Kloritt	Epidot	Hornblende	Kalsitt	Biotitt	Muskovitt	Mikroclin	Pyritt
78	58	33	30	2	8	5		6		15	1	
79	85	7	24	2	20	23	21	2				1
80	130	4	28	3	13	20	27	2	1			
81	175	2	36	2	18	18	22		1			
82	218	31	25	2	8	15	14	1	1		2	1

Tabell 6.5: k_{teo} for fem utvalgte prøver fra testborehullet i Nardovegen. De er regnet fra prosentvis andel av de ulike mineralene fra XRD-data og varmeledningsevnen til hvert enkelt mineral, hentet fra Clauser & Huenges (1995).

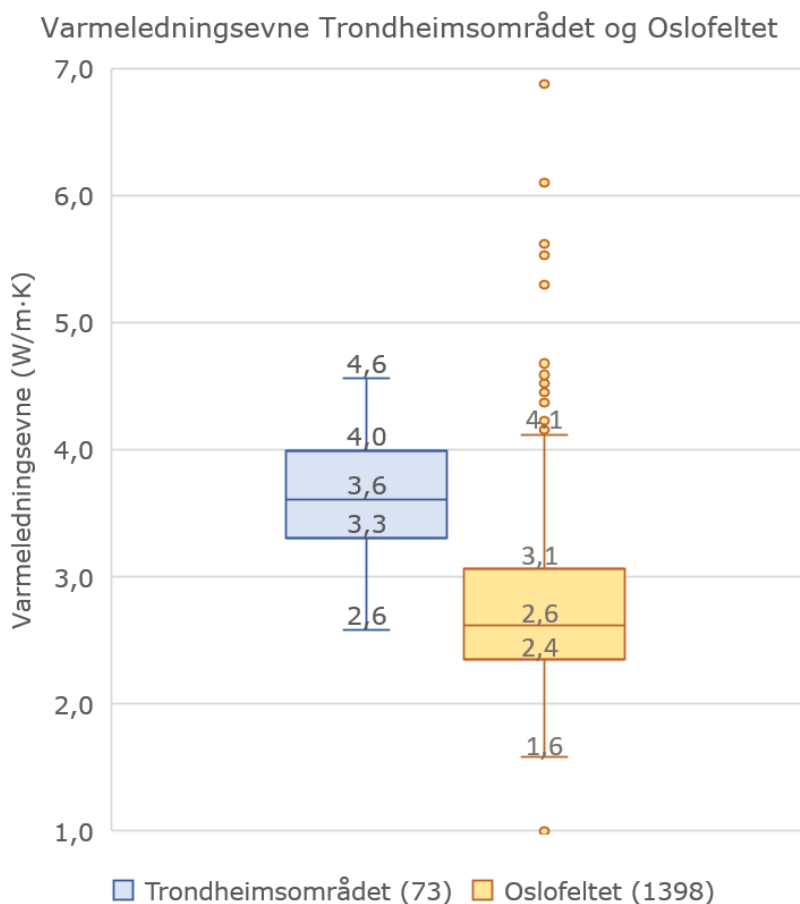
		k_{teo} (W/(m·K))					
	78	79	80	81	82	Gjennomsnitt	
$k_{\text{teo.min}}$	3,82	3,10	2,76	2,68	3,92	3,26	
$k_{\text{teo.mid}}$	4,55	3,50	3,09	3,00	4,56	3,74	
$k_{\text{teo.max}}$	5,28	3,87	3,40	3,30	5,18	4,20	

7 Diskusjon

7.1 Varmeledningsevne målt i Trondheimsområdet sammenlignet med verdier fra andre steder i Norge

Den varierte geologien i Norge gjør at det forventes store, lokale forskjeller i varmeledningsevnen og potensialet for uttak av grunnvarme. En sammenligning av varmeledningsevnen for Trondheimsområdet og andre steder kan avdekke om det er behov for tilsvarende studier andre steder i landet.

I figur 7.1 er målinger for varmeledningsevne på bergarter i Oslofeltet presentert av Ramstad et al. (2014) sammenlignet med denne oppgavens målinger for bergarter i Trondheimsområdet. Medianverdien for Trondheimsområdet ligger 1 W/(m·K) over Oslofeltet, og differansen er også omtrent det samme for 1. og 3. kvartil. Områdene har blitt utsatt for ulike typer geologiske prosesser som resulterer i at bergartene er forskjellige. Dette gjør at varmeledningsevnen er forventet å avvike, selv om enkelte bergartstyper går igjen begge steder.

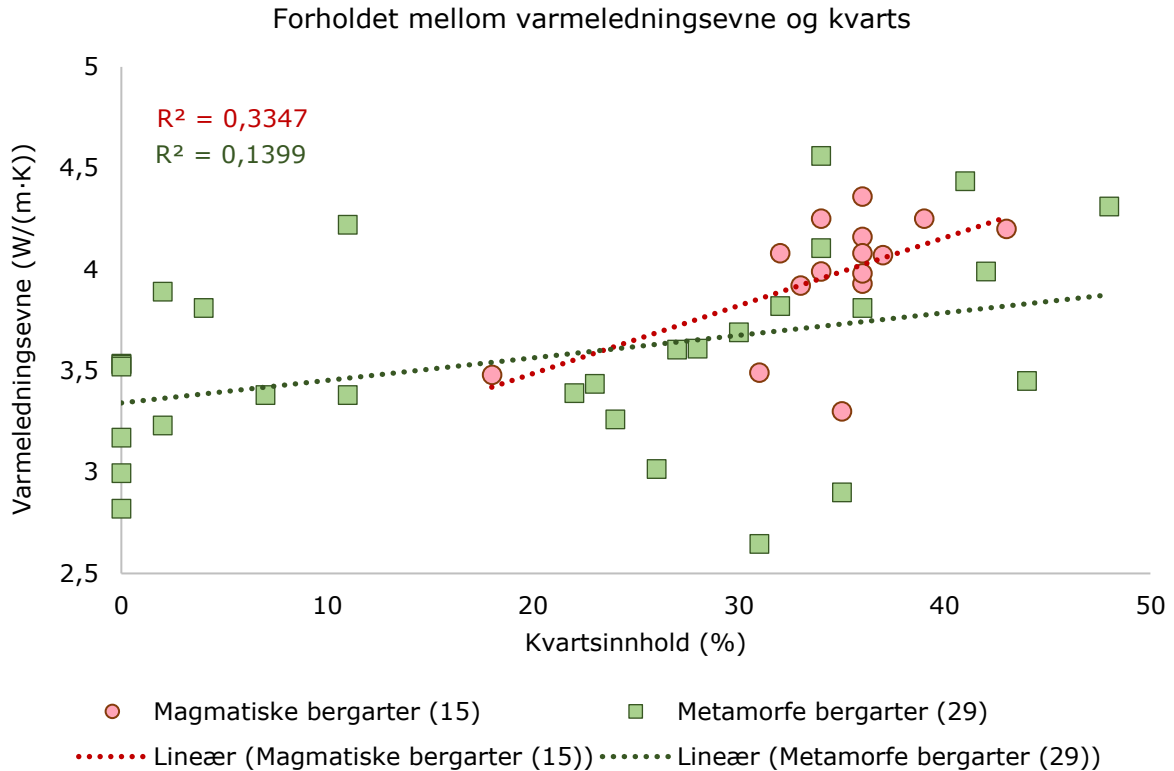


Figur 7.1: Boksplott av datasett fra Trondheimsområdet og Oslofeltet. Datasettet er gjennomsnittsverdier av varmeledningsevnen målt i hver prøve. Antall prøver er vist i parentes. Oslofeltdata fra (Ramstad et al., 2014).

Middletons metode (2006-versjonen ved NGU) er brukt for Oslofeltet og C-Therm MTPS er brukt for Trondheimsområdet. Prøvene fra Oslofeltet er ikke vannmettet, mens prøvene fra Trondheimsområdet er målt i vannmettet tilstand. Midttømme et al. (2000) har gjennomført en studie på bergarters varmeledningsevne ved Bekkestua i Bærum kommune, og inngår som en del av Oslofeltet. I studien er det anbefalt å korrigere målt varmeledningsevne på tørre prøver med å legge til 10 % for å estimere varmeledningsevne i vannmettet tilstand. Likevel opplyser Ramstad et al. (2014) at porøsiteten til datasettet er mindre enn 1-2 %, og så lavt at det er valgt å se bort ifra dette. Det eventuelle avviket porøsiteten gir, har blitt vurdert til mindre enn kompleksiteten ved å gjennomføre målinger på vannmettede prøver (Ramstad et al., 2014). MTPS-metoden, som er benyttet på prøvene fra Trondheim, sikret god termisk kontakt mellom sensor og prøve ved at det ble tilført noen dråper vann på sensoren. Dette ble ikke gjort i Middletons metode for Oslofeltet, noe som kan gjøre at målingene for Trondheimsområdet ligger generelt høyere enn Oslofeltet. Det er i Ramstad et. al. (2014) anbefalt å måle prøvene igjen med C-therm MTPS, som NGU nå planlegger å gjennomføre (T. Slagstad, personlig kommunikasjon, 17. april 2022). Dette vil avdekke om valg av målemetode er utslagsgivende for verdien til varmeledningsevnen.

Studien fra Alvdal presentert av Midttømme et al. (2000) måler varmeledningsevne med Middletons transiente metode (1998 versjon på NGU) på 11 ulike sandsteiner. Middelveiene for de ulike sandsteinene er 3,6, 4,2, 4,7 og 5,0 W/(m·K), mens medianverdien til k_{lab} for gråvakkeprøvene i Trondheimsområdet er 3,6 W/(m·K). Gråvakkemedianen samsvarer med den laveste medianen for sandsteinene i Alvdal. Gråvakke og sandstein er to ulike sedimentære bergarter, og sandstein inneholder som regel mer kvarts enn gråvakke. At varmeledningsevnen på sandsteinen i Alvdal er høyere enn gråvakken i Trondheim er derfor ikke uventet.

Midttømme et al. (2000), Robertson (1988) og Eckstein et al. (1983) har en korrelasjon mellom kvartsinnhold og målt varmeledningsevne i sine datasett. Midttømme et al. (2000) sitt datasett har en korrelasjonskoeffisient, R^2 , på 0,50. Datasettet inkluderer både sedimentære, metamorfe og magmatiske bergarter. For hele datasettet i denne oppgaven er korrelasjonskoeffisienten 0,25. Dersom datasettet deles inn etter metamorfe og magmatiske bergarter, vil korrelasjonskoeffisientene være henholdsvis 0,14 og 0,33, fremstilt i figur 7.2. Bedre korrelasjon i de magmatiske bergartene kan skyldes at kvartsen er jevnere fordelt i bergarten. Et høyere kvartsinnhold vil gi økt kontakt mellom kornene og lede varme bedre. I de metamorfe bergartene kan kvartsen sitte i sprekker eller langs foliasjonsplan. I disse bergartene vil det være mer avgjørende hvordan målingen eller brønnen treffer sprekker og foliasjoner, enn mengden kvarts. Dette kan forklare en høyere korrelasjonskoeffisient med kvarts for sedimentære og magmatiske bergarter, i forhold til metamorfe.



Figur 7.2: k_{lab} for de magmatiske bergartene (trondhemitt, ryolitt og kvartskeratofyr) og de metamorfe bergartene (glimmerskifer, grønnskifer, grønnstein og gråvakke) plottet mot kvartsinnhold. R^2 er korrelasjonskoeffisienten, gitt fra regresjonsanalysen (presentert som de stiplede linjene).

For prøvene i Trondheimsområdet var det 44 prøver med synlig anisotropi. Det ble forsøkt gjennomført målinger vinkelrett og parallelt på foliasjonen i disse prøvene. For 80 % av tilfellene var målingene av k_{\parallel} høyere enn k_{\perp} . Denne trenden var forventet, og samsvarer med studier gjennomført på både anisotrope bergarter og mineraler presentert av Clauser & Huenges (1995), Diment & Pratt (1988), Midttømme et al. (2000) og Ramstad et al. (2014). Den største forskjellen mellom vinkelrette og parallelle målinger finnes i gråvakkeprøvene, hvor den høyeste differansen mellom k_{\perp} og k_{\parallel} er 3,4 W/(m·K).

At varmeledningsevnen parallelt med foliasjon generelt er høyere enn målinger vinkelrett på foliasjon, kan skyldes at varmen ledes bedre med den parallelle mineralorienteringen. Folierte bergarter som gråvakke, glimmerskifer og grønnskifer har høyere innhold av sjiktsilikatene glimmer og kloritt. Gray & Uher (1977) har målt varmeledningsevnen for muskovitt til 4,05 W/(m·K) parallelt med kløvplanene, og 0,46 W/(m·K) vinkelrett på kløvplanene. Dersom mineralene er likt orientert ved foliasjon, vil det gi utslag med stor differanse mellom varmeledningsevne målt vinkelrett og parallelt på foliasjonen. Sjiktsilikatene og kvarts har også stor differanse i varmeledningsevne ut ifra retning på krystallstrukturen. Disse mineralene kan ligge spredt rundt i bergartene med tilfeldig orientering, og kan være forklaringen på at det kun er funnet en liten korrelasjon mellom glimmer-, kloritt-, kvartsinnhold og anisotropifaktor. Dette vil si at en bergartsprøve med høyt innhold av glimmer og/eller kloritt ikke nødvendigvis har høy anisotropifaktor.

Vinkelrette målinger kan ha høyere varmeledningsevne enn parallelle i tilsynelatende sterkt folierte bergarter, ved for eksempel tilstedeværelse av kvarts på flaten det måles vinkelrett på. Flere unntak fra trenden hvor k_{\parallel} er høyere enn k_{\perp} , viser at det er vanskelig å forutse hvilke underliggende faktorer som er avgjørende for hvilken av målingen som blir høyest.

Hvordan et borehull treffer eventuell lagdeling og foliasjon nedover i jordskorpa, kan innvirke på varmeledningsevnen rundt borehullet. Uten omstendelig kartlegging av geologien under overflaten, vil det kun bli gjort antagelser av berggrunnen utenfor borehullet. Det er viktig å kjenne til dette som et usikkerhetsmoment og videre ta høyde for det ved dimensjonering av grunnvarmeanlegg.

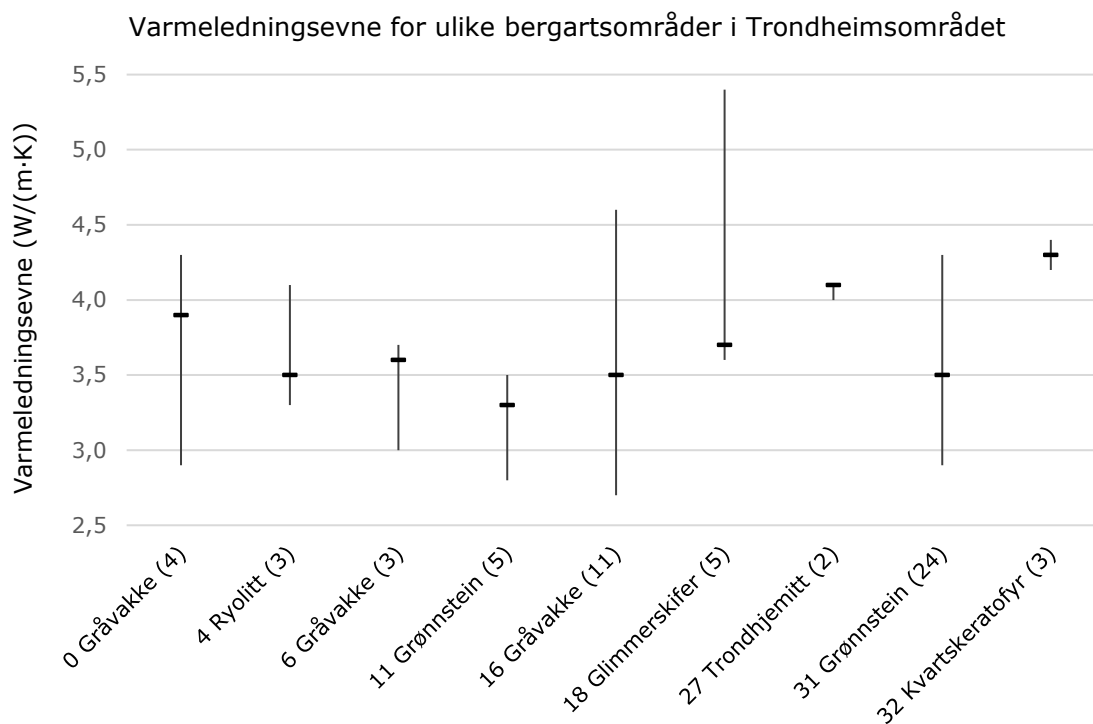
LITO-data for Trondheimsområdet ligger generelt lavere enn målingene gjort i denne oppgaven. Middletons transiente metode (1998-versjon på NGU) er benyttet for måling av varmeledningsevnen til disse prøvene. Avviket kan støtte opp om at denne metoden muligens måler lavere enn C-Therm MTPS. Samtidig ligger målingene på trondhemittprøvene nærme $4,1 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$, som kan indikere en direkte likhet i målemetodene. Det er kun gjort én måling for trondhemitt i LITO-datasettet for Trondheimsområdet som gjør at det kan være en tilfeldig likhet. Videre kunne målingene vært grundigere sammenlignet mineralogisk for å se om mineralinnholdet er hovedårsaken til avviket. Ved å måle LITO-prøvene fra Trondheimsområdet med C-Therm MTPS, kan de sammenlignes mer direkte fordi bergartene er hentet i samme område.

Verdiene for varmeledningsevne i Trondheimsområdet varierer fra verdiene for Oslofeltet, Alvdal og LITO-datasettet. Det viser at det vil være vanskelig å forutse varmeledningsevnen til berggrunnen i områder, som enda ikke er målt, som en følge av geologiske ulikheter. For å vite hva varmeledningsevnen er, bør det derfor gjøres egne målinger overalt hvor man ønsker å prosjektere et anlegg. Det er også viktig å være bevisst på at målemetoder kan avvike fra hverandre.

7.2 Variasjoner i varmeledningsevne og varmeproduksjon i Trondheimsområdet

Kartene er fremstilt for å vise grunnvarmepotensialet ved å se på faktorene varmeledningsevne og varmeproduksjon i Trondheimsområdet.

I kartet for varmeledningsevne har bergartsområdene verdier fra 3,0 til $4,1 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$. For å vise variasjonen mellom målingene i ett og samme område er medianen, samt høyeste og laveste verdi, plottet i figur 7.3. Bergartsområdene som bare har én verdi er ikke inkludert da de kun ville blitt vist som et punkt, og ikke gitt informasjon om variasjonen i et område. Enkelte av bergartsområdene har lite avvik mellom prøvene. En sannsynlig årsak til dette kan være et lavt antall prøver. Bergartsområdene trondhemitt og kvartskeratofyr (FID nr. 27 og 32) har de laveste standardavvikene. Årsaken kan være at bergartene er isotrope og har liten variasjon i mineralogien. Noe kan også skyldes at det er få prøver av bergartene og at det er en større variasjon som ikke er fanget opp.

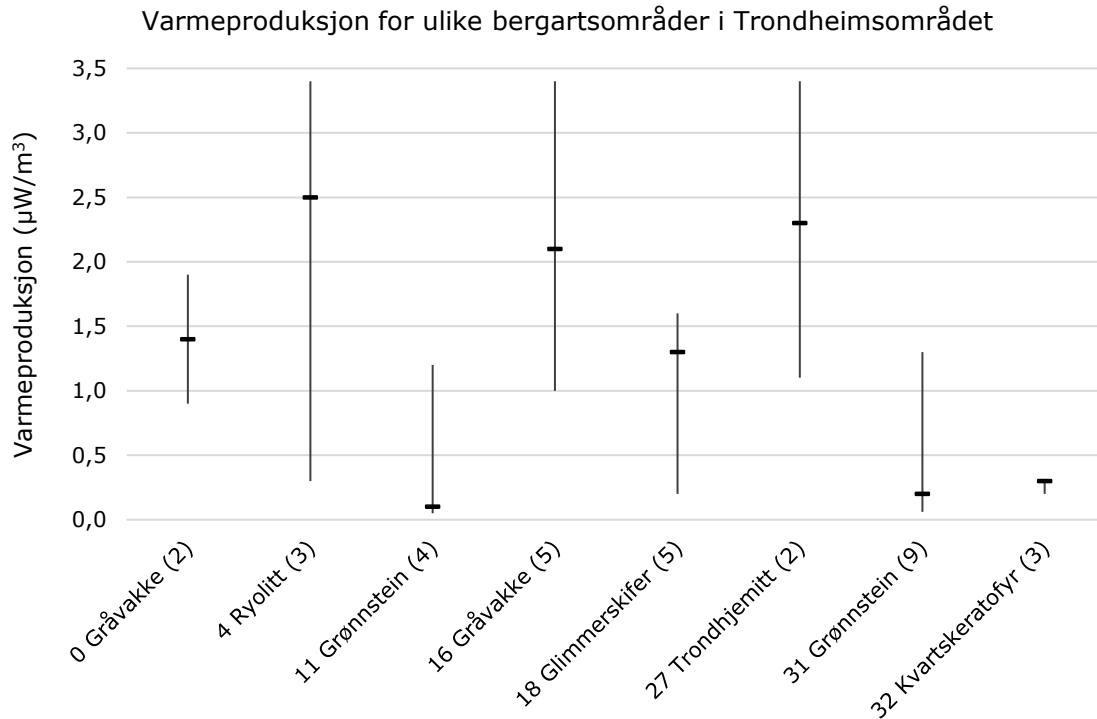


Figur 7.3: Varmeledningsevne for områder med mer enn én verdi. Bergartsområdene er vist etter FID nr., med antall inkluderte prøveverdier i området i parentes. De vertikale strekene går fra laveste til høyeste verdi og medianverdien er vist som kryssende horisontal strek. Det er medianverdien som utgjør verdien for området i kartet. Det er tre gråvackeområder og to grønnsteinområder, mens de andre bergartene bare har ett område. Grønnskifermålinger er inkludert i grønnstein.

Variasjonen for varmeledningsevne innad i noen områder er større enn variasjonen mellom medianverdiene til alle områdene. Dette vil si at verdiene innad i enkelte områder har stor spredning. Selv om et område har høyere medianverdi enn et annet er det ikke sikkert at et borehull plassert i området med den høyeste verdien, vil ha den høyeste varmeledningsevnen. Enkeltmålinger er derfor også vist i kartet og skal vise til variasjoner innad i området.

Variasjonen i varmeproduksjon, i og mellom områdene, er vist i figur 7.4. Områdene har en medianverdi for varmeproduksjon som varierer mellom 0,1 og 2,5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Noen områder har større spredning innad i området enn spredningen mellom medianverdiene til de ulike bergartsområdene. Eksempelvis har område med FID nr. 4, ryolitt, et spenn på 3,1 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (standardavvik på 1,3 $\mu\text{W}/\text{m}^3$), mens spennet mellom alle bergartenes medianverdier er 2,4 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Det betyr at kartet gir lite sikkerhet i sine verdier fordi det er delt inn etter bergarter som har veldig varierende varmeproduksjon. Ti prøver har blitt neglisjert i fremstillingen av kartet som følge av at de ikke representerer bergarten i området de ligger i. Siden det er mange bergartsområder med få verdier, kunne det vært vurdert å slå sammen områdene med samme bergart. På den måten hadde hvert område hatt mer datagrunnlag. En slik sammenslåing kunne også blitt gjort for varmeledningsevnekartet, men det har derimot flere prøver og større datagrunnlag.

Prøvene for LITO-datasettet kunne også vært inkludert i kartet som et annet alternativ for å få større datagrunnlag. Prøvene burde i så fall blitt målt på nytt med C-Therm MTPS, slik at alle prøvene i kartet er målt med samme metode. Varmeproduksjonsverdier fra LITO-dataen kan bli inkludert da begge datasettene er målt ved XRF og LA-ICP-MS og målingene samsvarer.



Figur 7.4: Varmeproduksjon for områder med mer enn én verdi. Bergartsområdene er vist etter FID nr., med antall inkluderte prøveverdier i området i parentes. De vertikale strekene går fra laveste til høyeste verdi og medianverdien er vist som kryssende horisontal strek. Det er medianverdien som utgjør verdien for området i kartet. Det er to gråvakkeområder og to grønnsteinområder, mens de andre bergartene bare har ett område. Grønnskifermålinger er inkludert i grønnstein.

En svakhet i begge kartene er at berggrunnen kun fremstilles todimensjonalt. Når det bores en brønn, er den vertikale berggrunnsprofilen mest relevant. Kartene kunne med fordel vært utbedret ved å ta mer stilling til geologien mot dypet ved å for eksempel inkludere strøk og fallmålinger. Alternativt kunne det også vært inkludert en profiltегning av et snitt gjennom Trondheimsområdet.

Berggrunnskartet 1:250 000 er grovt og er valgt fordi det virket hensiktsmessig med tanke på antall prøver. Et berggrunnskart med flere detaljer kunne gitt en falsk nøyaktighet. Det hadde også inkludert langt flere bergartsområder som ikke hadde fått en verdi.

Det er store overlapp mellom de ulike områdene, men det er likevel klare forskjeller som tyder på at enkelte bergarter er bedre egnet for uttak av grunnvarme. For varmeledningsevne vil eksempelvis områdene med FID nr. 3 (kvartskeratofyr) og FID nr. 27 (trondhemitt) være bedre enn området med FID nr. 11 (grønnstein). For varmeproduksjon vil eksempelvis området med FID nr. 16 (gråvakke) være bedre enn området med FID nr. 11 og 31 (grønnstein).

Totalt sett er det andre faktorer enn geologi som vil avgjøre hvor et grunnvarmesystem plasseres. Selv om grønnsteinen har lavest varmeledningsevne i Trondheimsområdet, er den ikke betydningsfullt lavere og den er høy sammenlignet med verdier fra Oslofeltet. I tillegg viser TRT fra grønnstein verdier over 4 W/(m·K). Områder med grønnstein blir derfor ikke mindre aktuelt for energibrønner, men kan være blant de mest aktuelle siden bergarten dekker store, bebygde deler av Trondheimsområdet.

7.3 Sammenligning av labmålt-, teoretisk- og effektiv varmeledningsevne

Varmeledningsevnen ved labmålinger (k_{lab}) er stort sett lavere enn varmeledningsevnen ved termisk responstest (k_{eff}) i Trondheimsområdet. Det er kjent at k_{lab} kan påvirkes av sprekker, porer og forvitring som vil redusere den målte varmeledningsevnen. Den teoretiske varmeledningsevnen (k_{teo}), er gitt som tre verdier ($k_{teo.min}$, $k_{teo.mid}$ og $k_{teo.max}$), og tar ikke hensyn til slike effekter. Det er derfor valgt å sammenligne k_{teo} med k_{eff} for å se om disse målingene samsvarer bedre. En oversikt over verdiene for de tre ulike metodene er gitt i tabell 7.1.

Tabell 7.1: Gjennomsnittlige verdier for k_{lab} , k_{teo} og k_{eff} i grønnstein og gråvakke. Det er tre verdier for k_{teo} : $k_{teo.min}$, $k_{teo.mid}$ og $k_{teo.max}$. Prøveantallet er vist i parentes.

Bergart	k_{lab} (10)	$k_{teo.min}$ (10)	$k_{teo.mid}$ (10)	$k_{teo.max}$ (10)	k_{eff} (6)
Grønnstein	3,3	2,7	2,9	3,2	4,1
Gråvakke	3,5	3,8	4,5	5,3	3,8

Verdiene til k_{lab} og $k_{teo.mid}$ er begge basert på gjennomsnittsverdier. Ut ifra mineralogien er det forventet å være minst differanse mellom disse, sammenlignet med $k_{teo.min}$ og $k_{teo.max}$. k_{lab} kan som nevnt svekkes av porer og annen porøsitet, og vil være en mulig forklaring på hvorfor de fleste bergartene korrelerer best med $k_{teo.min}$. Grønnstein er den eneste bergarten der k_{lab} har lavest differanse med $k_{teo.max}$. Dette kan være en følge av den høye varmeledningsevnen til kvarts, og at kvartsinnholdet i grønnsteinene er lavt. Grønnsteiner inneholder i utgangspunktet ikke kvarts, men det kan opptre i form av årer som følge av hydrotermale prosesser. Seks av ti grønnsteinsprøver har ikke kvarts, mens de resterende har under 12 %. I de andre bergartsprøvene inneholder de fleste over 20 % kvarts og gjennomsnittet er på 34 %. På grunn av at kvarts har en høy varmeledningsevne, kan det være rimelig å anta at den vil trekke opp k_{teo} betydelig for prøvene som inneholder dette mineralet. Dette gjør at k_{lab} vil ligge nærmere $k_{teo.min}$ som er beregnet ut ifra den laveste varmeledningsevnen til kvarts.

Når kvartskorn er spredt rundt i en bergart, vil ikke nødvendigvis den høye varmeledningsevnen til mineralet representere varmeledningsevnen mineralet har i bergarten, fordi kornene ikke er i kontakt med hverandre. Dette kan være årsaken til at alle k_{teo} er høyere enn k_{lab} for kvartsrike bergarter.

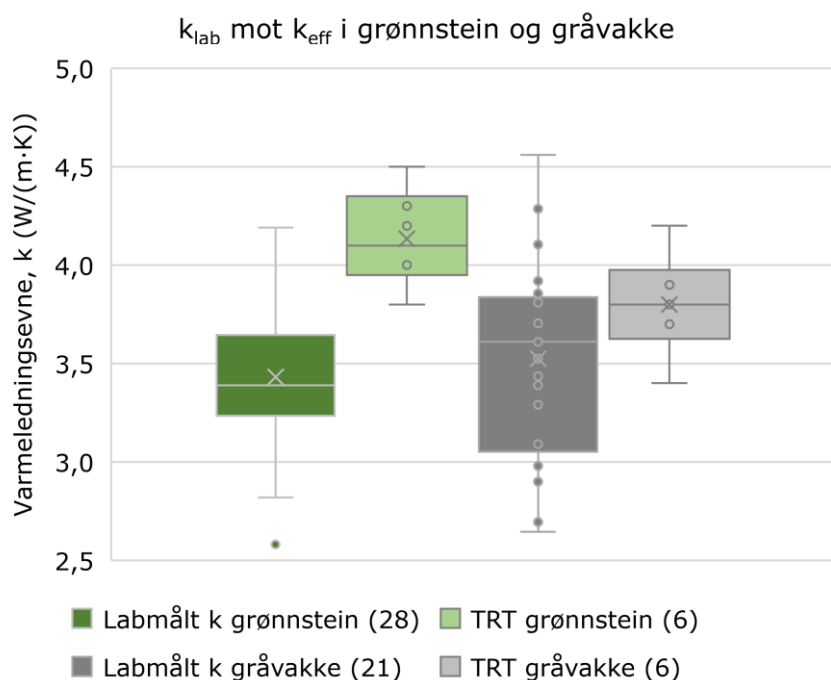
Kun gjennomsnittsverdiene for k_{lab} er brukt til å sammenligne med de teoretiske verdiene. Alternativt kunne tre verdier for k_{lab} vært brukt til sammenligning. De parallelle og vinkelrette målingene på lab kunne fungert som henholdsvis maksimum og minimumsverdier. Dette ville gitt korrelasjoner mellom $k_{teo.max}$ og maksimum k_{lab} , og $k_{teo.min}$ og minimum k_{lab} . Korrelasjonene kunne vært bedre enn de nåværende sammenligningene mellom k_{teo} og k_{lab} . Et annet alternativ kunne vært å sammenligne to intervaller, som

eksempelvis gikk fra minimums- til maksimumsverdien. Ved å sammenligne intervaller ville det vært lettere å få sammenlignet variasjoner.

En korrelasjon mellom k_{teo} og k_{eff} kan gjøre det mulig å beregne varmeledningsevne kun ut ifra mineralinnhold og kjennskap til hvert enkelt minerals varmeledningsevne. De tilgjengelige k_{eff} ved TRT og k_{lab} i Trondheimsområdet vil bli sammenlignet videre.

Liebel (2012) viser til at k_{eff} er høyere enn k_{lab} i 82 % av tilfellene. I gjennomsnitt er k_{eff} mellom 10 og 20 % høyere enn k_{lab} . Den samme trenden kan ses i Trondheimsområdet, hvor k_{eff} er 21 og 9 % høyere for henholdsvis grønnstein og gråvakke. Liebel (2012) forklarer at grunnen til høyere k_{eff} kan sees i sammenheng med grunnvannsstrømning og konveksjon i borehullet, men også at borehullet er vannmettet. De oppgitte TRT-ene i Trondheimsområdet indikerer ingen tegn til grunnvannsbevegelse eller konveksjon i borehullene (Eggebo, 2020; Eggebo et al., 2020; Holmberg & Tønnesen, 2019; Mørkved & Holmberg, 2016; Ramstad, 2013b, 2013a; Ramstad et al., 2020, 2021; Ramstad & Holmberg, 2020; Riise, 2019; Riise & Ramstad, 2016). Liebel (2012) konkluderer også med at ordinære TRT-er ikke kan oppdage grunnvannstrømning i krystalline bergarter om det kun er få eller små soner. Dette kan bety at det i de oppgitte TRT-ene likevel er små soner med grunnvannstrøm som er med på å øke den effektive varmeledningsevnen. De labmålte prøvene er målt i vannmettet tilstand, men om permeabiliteten var lav kunne det hindret porene å bli fylt med vann, som kan forklare avvik. Prøven målt i lab vil ikke representere geologien i hele borehullet, og kan også forklare hvorfor verdiene avviker fra hverandre. Denne årsaken nevner Witte et al. (2002), som også skriver at konfigurasjonen i borehullet kan gi ulik varmeledningsevne.

For å tydeligere sammenligne k_{eff} og k_{lab} er verdiene fremstilt som boksplokk i figur 7.5. Grønnsteinen og gråvakken avviker ved at spennet mellom k_{lab} og k_{eff} er større for grønnstein. En forklaring kan være at kvartsen i grønnstein opptrer i årer og ikke som enkle korn spredt rundt i bergarten. Barrieren mellom kvartskorn og andre mineralkorn med lavere varmeledningsevne vil være høyere enn barrieren mellom kornene i en kvartsåre. Kvartsårer ble i felt observert i stort sett alle grønnsteinsblotninger. Det er av den grunn antatt at slike årer også kan forekomme nedover i berggrunnen i borehullet. Kvartsårer har generelt bedre varmeledningsevne enn resten av berggrunnen, og kvartsårer i borehullet kan være årsaken til at k_{eff} er høyere en k_{lab} .



Figur 7.5: Boksplott av k_{lab} og k_{eff} for grønnstein og gråvakke i Trondheimsområdet. Antall verdier vist i parentes.

I Nardovegen ble det samlet inn kaksprøver hvor det ble regnet ut k_{teo} for fem av dem. De fem prøvene ble valgt for å få frem variasjonen i farge og kornstørrelse, samt en viss avstand i dybde mellom dem. To av fem prøver inneholdt deler av kvartsårer som førte til at den teoretiske gjennomsnittsverdien ble høyere. Gjennomsnittlig $k_{teo,max}$ for grønnsteinskaksen ble beregnet til en varmeledningsevne på 4,2 W/(m·K). Dette samsvarer godt med den effektive varmeledningsevnen på 4,3 W/(m·K) fra samme borehull. Dette kan skyldes at de utvalgte prøvene fikk frem variasjonen i borehullet. På denne måten ble den mer representativ enn det rene grønnsteinsprøver ville vært. Dette kan være helt tilfeldig, men det kan også tyde på at det å samle prøver fra ulike dybder i borehullet kan være mer representativt. En slik case hadde vært interessant å gjennomføre flere plasser hvor det bores nye brønner og det er mulighet for å samle kaks.

Det er mulig at det er en korrelasjon mellom k_{teo} , k_{lab} og k_{eff} , men det er i denne oppgaven lite datagrunnlag for å påvise en slik sammenheng. Det er mange usikkerhetsmomenter tilknyttet utregning av enkeltmineralers varmeledningsevne, målemetodene og hvilke verdier som er valgt å sammenligne. Videre kunne k_{lab} og k_{teo} blitt sammenlignet med k_{eff} fra TRT-er i resten av bergartene i Trondheimsområdet, for å gi et større datagrunnlag. Et større datagrunnlag med tydelige korrelasjoner kunne resultert i en faktor for forholdet, slik at k_{lab} og k_{teo} kan justeres til å ligge nærmere k_{eff} .

Liebel (2012) konkluderer med at labmålte verdier ikke kan forutse effektiv varmeledningsevne fordi det er store lokale variasjoner i varmeledningsevne og hydraulisk ledningsevne. Dette vil nok også gjelde k_{teo} , da de er basert på labmålte varmeledningsevne til hvert mineral hentet fra litteratur og heller ikke kan erstatte k_{eff} fra termiske responstester.

7.4 Varmeledningsevnenes betydning for dimensjonering i EED

For å se hvor stor påvirkning varmeledningsevnen kan ha for dimensjonering av grunnvarmeanlegg ble det gjennomført modelleringer i programvaren EED. Ved å kun endre på inngangsparameteren, varmeledningsevne, kan man se hvordan faktoren påvirker temperaturen i kollektorvæsken som returneres til brønnen. Brønnlengden ble justert slik at minimumstemperaturen i kollektorvæsken som ble returnert i brønnen etter 25 år var $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Det ble sett på to bygninger med forskjellige energibehov, en enebolig og en boligblokk.

Resultatet for dimensjonering til eneboligen ved tre forskjellige varmeledningsevner og nødvendig brønnlengden er vist i tabell 7.2. For eneboligen kan endring i varmeledningsevnen fra 2,9 til 4,1 W/(m·K) gi en brønnlengdereduksjon på 22 meter. Det utgjør 16 % av en brønn på 134 meter.

Tabell 7.2: Oversikt over nødvendig brønnlengde for eneboligen etter tre ulike verdier for varmeledningsevne.

Dimensjonering	k (W/(m·K))	Brønnlengde (m)
1	2,9	134
2	3,4	124
3	4,1	112

Med energibehovet til en boligblokk ble det dimensjonert med 38 brønner. Resultatet med tre forskjellige varmeledningsevner og nødvendig brønnlengde i hver enkelt brønn er vist i tabell 7.3. En endring fra 2,9 til 4,1 W/(m·K) i varmeledningsevne ga en nødvendig brønnlengdereduksjon på 26 meter per brønn og totalt 988 meter for alle 38 brønnene. Det utgjør 9 % av en brønn på 304 meter.

Tabell 7.3: Oversikt over nødvendig brønnlengde for boligblokken etter tre ulike verdier for varmeledningsevne. Det er dimensjonert for 38 brønner hvor brønnlengden er vist for hver enkelt brønn.

Dimensjonering	k (W/(m·K))	Brønnlengde (m)
4	2,9	304
5	3,4	292
6	4,1	278

De tre varmeledningsevneverdiene, 2,9, 3,4 og 4,1 W/(m·K) representerer verdier for grunnstein fra tre forskjellige metoder. Differansen mellom de tre verdiene kan også gjenspeile differansen mellom ulike bergarter, ulike områder (Oslofeltet, Trondheimsområdet, Alvdal) eller variasjonen mellom k_{\perp} , $k_{\#}$, k_{\parallel} .

Det er vist at en høyere varmeledningsevne i berggrunnen vil være kostnadsbesparende fordi den totale brønnlengden i systemet kan reduseres. Derimot er det vanlig å bore noen ekstra meter, siden det ikke vil påvirke de totale investeringskostnadene i stor grad, sammenlignet med konsekvensen for underdimensjonering (Ramstad, 2011). Inngangsverdiene som ble benyttet i denne oppgaven vil være spesielt for eneboligen og boligblokken, og endring i hvilken som helst faktor vil påvirke dimensjoneringsresultatet. Dimensjoneringen er et samspill mellom alle inngangsverdiene, og det er viktig å ta dette i betraktning.

Ved hjelp av flere prøvelokaliteter med måling av varmeledningsevne, og forståelsen av påvirkende faktorer kan feildimensjonering unngås. Selv om denne oppgaven kun fokuserer på variasjonen i varmeledningsevnen i bakken, er det andre parametere som også kan resultere i feildimensjonering i EED. Ramstad et al. (2021) nevner i tillegg til varmeledningsevne tre punkter som gir usikkerhet i beregningene:

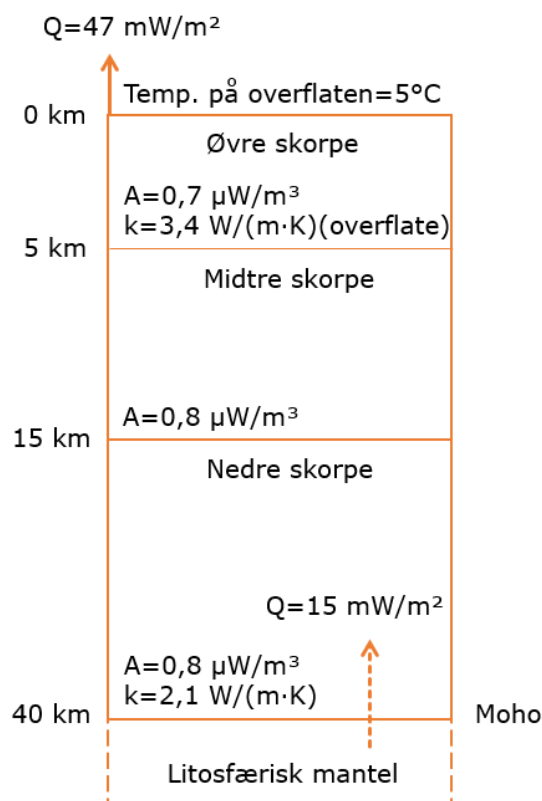
- Bygningens energi- og effektforbruk
- Fordeling og samtidighet av varmebehovet
- Samsvar mellom beregnet og reell plassering av energibrønnene

7.5 Varmeproduksjonens betydning for dimensjonering i EED

For å se hvordan varmeproduksjon i berggrunnen påvirker dimensjoneringen av et grunnvarmesystem ble programvaren EED brukt. Varmeledningsevnen ble satt til en konstant verdi, $3,4 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$, mens varmeproduksjonen i berggrunnen ble endret ved å endre verdien til inngangsparameteren for varmestrøm.

Målingene av varmeproduksjon i Trondheimsområdet varierte fra $0,01$ til $3,43 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Den øvre og nedre verdien ble valgt til dimensjonering i EED for å se hva differansen på representative verdier for Trondheimsområdet ville utgjøre. Det nasjonale LITO-datasettet har en tredje kvartil på $6,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$, som er valgt å sammenligne med for å se om det er større potensiale av varme andre steder i landet med høyere varmeproduksjon.

For å regne ut varmestrømmen med ulike bidrag av varmeproduksjon er det brukt en modell fra Slagstad (2006) av jordskorpen. Prinsippskisse for modellen er vist i figur 7.6, og en oversikt over parametere for de ulike lagene er vist i tabell 7.4. Modellen tar utgangspunkt i en varmestrøm fra moho (grensen mellom mantel og skorpe) på $15 \text{ mW}/\text{m}^2$. I nedre skorpe er varmeledningsevnen satt til $2,1 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ og varmeproduksjonen er $0,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$ for både nedre og midtre skorpe. Temperatur på overflaten er satt til $5 \text{ }^\circ\text{C}$, og en varmeledningsevne på $3,4 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$. Modellen beregner varmestrømmen ut ifra varmestrømmen fra moho, varmeproduksjon og dybde. En varmeproduksjon på $0,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$, sammen med de andre parameterne gir en varmestrøm på $47 \text{ mW}/\text{m}^2$ i overflaten.



Figur 7.6: Prinsippskisse for modellen basert på modellen til Slagstad (2006).

Tabell 7.4: Termiske parametere benyttet i temperaturberegning mot dypet. x betyr at verdien ikke er fastsatt, men blir endret på.

Termiske parametere	
Temperatur på overflaten (°C)	5
Varmestrøm ved Moho (mW/m ²)	15
Lag 1 Øvre skorpe	
Topp av lag (km)	0
Bunn av lag (km)	10
Varmeproduksjon (µW/m ³)	x
Varmeledningsevne (W/(m·K))	Temp. dyp. ¹
Lag 2 Midtre skorpe	
Topp av lag (km)	10
Bunn av lag (km)	15
Varmeproduksjon (µW/m ³)	0.8
Varmeledningsevne (W/(m·K))	Temp. dyp. ¹
Lag 3 Nedre skorpe	
Topp av lag (km)	15
Bunn av lag (km)	40
Varmeproduksjon (µW/m ³)	0.8
Varmeledningsevne (W/(m·K))	2.1

¹Temperaturavhengig varmeledningsevne $k(T)$ av øvre og midtre skorpe, med k ved en overflatetemperatur (5 °C) på $3,4 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$, regnet fra: $k(T) = A+B/(350+T(z))$, hvor $A=1,41$ og $B=705$.

En varmeproduksjon på 0,01, 3,43, 6,0 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ resulterer i en varmemestrøm på henholdsvis 0,043, 0,060, 0,073 W/m^2 på overflaten. Varmestrømmen blir videre brukt for dimensjonering i EED.

Inngangsparameterne i EED er de samme som for dimensjoneringene i metodekapittel 5.8, med unntak av at varmeledningsevnen er konstant 3,4 $\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ og varmemestrømverdien varierer. Brønnlengden blir justert etter hva som er nødvendig for at minimumstemperaturen på kollektorvæsken etter 25 år skal være $-1\text{ }^\circ\text{C}$. Resultatene er gitt i tabell 7.5.

Tabell 7.5: Dimensjoneringsalternativer etter ulik varmemestrøm for en enebolig og en boligblokk. Boligblokken har 38 brønner.

Dimensjonering	Varmeproduksjon ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)	Varmestrøm (mW/m^2)	Brønnlengde enebolig (m)	Brønnlengde boligblokk (m)
1	0,01	0,043	123	289
2	0,70	0,047	122	285
3	3,43	0,060	119	274
4	6,0	0,073	116	265

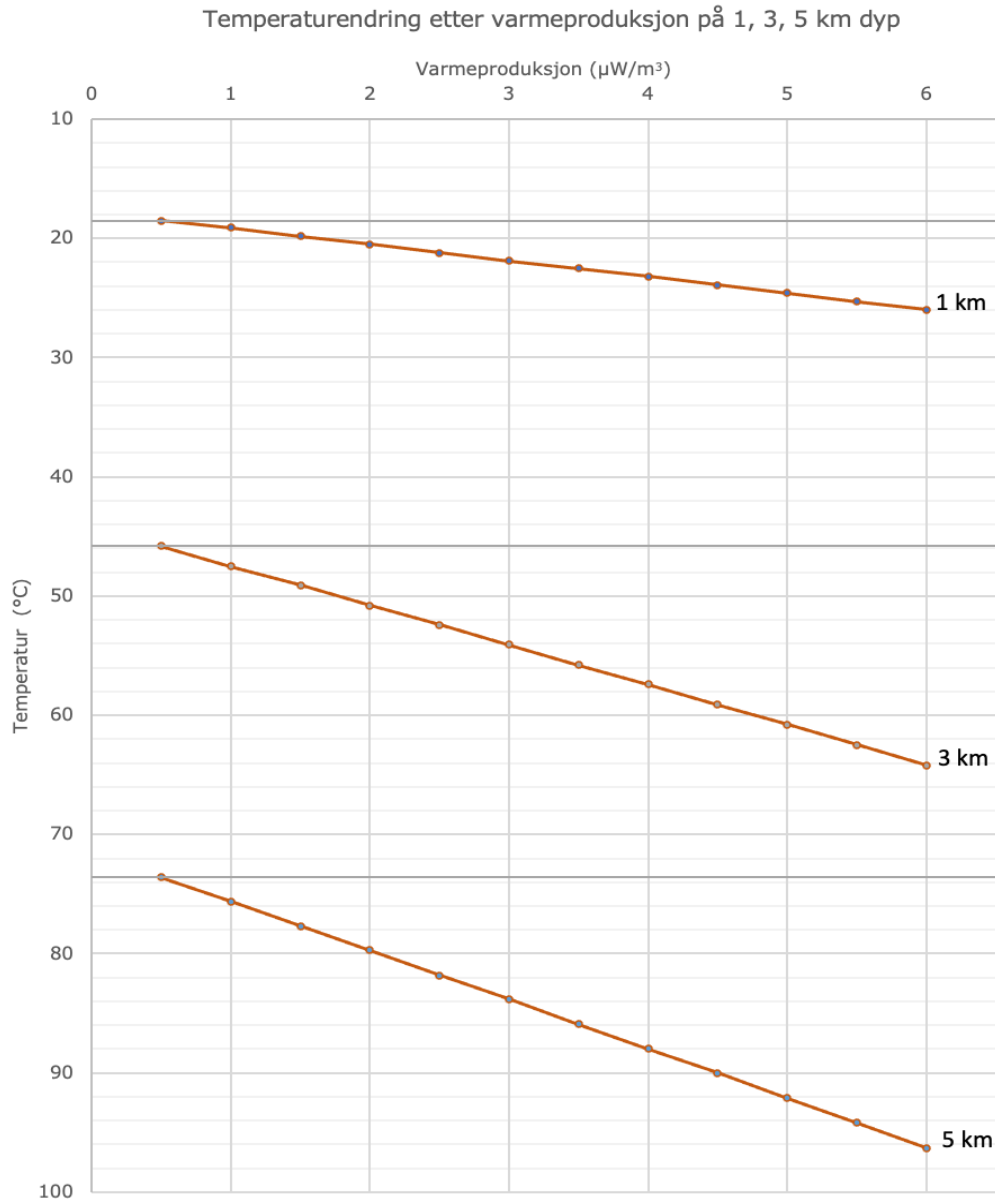
Brønnlengden kan reduseres med 4 meter for dimensjonering (3) sammenlignet med dimensjonering (1). Dimensjonering (1) og (3) baserer seg på laveste og høyeste varmeproduksjon målt i Trondheimsområdet og gir en indikasjon på hvor stor differanse som maksimalt forventes. Medianverdien til målingene gjort i Trondheimsområdet er $0,7\text{ }\mu\text{W}/\text{m}^3$, dimensjonering (2), og er en forventet verdi på varmeproduksjon. Den resulterer i 1 meter reduksjon i brønnlengde sammenlignet med dimensjonering (1). Ut ifra alle beregningene vil varmeproduksjonen ha lite å si ved dimensjonering til en enebolig, da boredybden er så kort at varmeproduksjonsbidraget ikke er signifikant.

Ved å sammenligne differansen mellom dimensjoneringen i eneboligen og boligblokken, er prosentandelen for hvor mye brønnlengden kan reduseres, høyere for boligblokken enn eneboligen (tabell 7.6). Det forteller at varmeproduksjonen har mer å si for dypere brønner, da boligblokken har over dobbelt så dype brønner som eneboligen, henholdsvis rundt 120 og 280 meter.

Tabell 7.6: Sammenligning av ulike dimensjoneringsalternativer for eneboligen og boligblokken. Differansen er delt på brønnlengden til dimensjonering (1) og vist i %.

Sammenligning av brønnlengde for ulike dimensjoneringsalternativer (%)			
Dimensjonering	1 med 2	1 med 3	1 med 4
Enebolig	0,8	3,3	5,7
Boligblokk	1,4	5,2	8,3

Temperaturen vil være høyere ved større varmeproduksjon i berggrunnen og øke mot dypet. En dypere brønn vil derfor kunne ha større utnyttelse av en høyere varmeproduksjon. Modellen i figur 7.6 og tabell 7.4 er brukt til å plote forholdet mellom varmeproduksjon og temperatur for 1, 3, og 5 km dyp i figur 7.7. Figuren viser at temperaturen øker mer i dypet for høyere varmeproduksjon, og visualiseres ved at grafen for 5 km dyp er brattere enn 1 og 3 km grafen.



Figur 7.7: Grafer for temperaturen på 1, 3 og 5 km dyp, som en funksjon av varmeproduksjon. Diagrammet viser at høyere varmeproduksjon øker temperaturen mer på større dyp. Beregningene for fremstillingen av grafene er vist i vedlegg G.

På 5 km dyp, og en varmeproduksjon på $0,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$, beregnes temperaturen til å være $74 \text{ }^\circ\text{C}$. Hvis varmeproduksjonen blir satt til $3,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$, vil temperaturen være $86 \text{ }^\circ\text{C}$. Det gir en differanse på $12 \text{ }^\circ\text{C}$. Ved 1 og 3 km vil den samme forskjellen i varmeproduksjon tilsvare en differanse på henholdsvis ca. $4 \text{ }^\circ\text{C}$ og $10 \text{ }^\circ\text{C}$. Varmeproduksjonen blir mer utslagsgivende ved en dypere brønn. I Trondheimsområdet er den beregnede medianverdien for varmeproduksjonen lav, sammenlignet med det nasjonale datasettet, og vil være av mindre betydning. Derimot vil det andre steder i landet, hvor varmeproduksjonen er høyere, være mer utslagsgivende å bore dypere. I disse områdene vil det være relevant å vurdere dype geotermiske systemer.

8 Konklusjon

I oppgaven er det sett på hvilken påvirkning varmeledningsevne og varmeproduksjon har for energibrønner i fjell, og hvilke korrelasjoner det finnes mellom de ulike måle metodene for varmeledningsevne.

- I Trondheimsområdet varierte k_{lab} fra 2,4 til 6,0 W/(m·K). Verdiene for varmeledningsevnen er vurdert som generelt høye i området. Målinger parallelt med foliasjonen er hovedsakelig høyere enn målinger vinkelrett på foliasjonen, og det er funnet en liten korrelasjon mellom økt kvartsinnhold og høyere varmeledningsevne. Dette samsvarer med tidligere studier. Det er vist at varmeledningsevnen avhenger av flere faktorer, som mineralogi, tekstur, foliasjon og kornstørrelse.
- To kart, ett for varmeledningsevne og ett for varmeproduksjon, er fremstilt for å kunne gi en indikasjon på grunnvarmepotensialet i Trondheimsområdet. Områder med kvartskeratofyr og trondhemitt er forventet å ha høyere varmeledningsevne enn gråvakke- og grønnsteinsområder. Varmeproduksjonen er derimot forventet å være høyest for ryolitt- og trondhemittområder, og lavest i områder med grønnstein og kvartskeratofyr. Siden varmeproduksjonen generelt er lav, vil den totalt sett ikke være avgjørende for hvor energibrønner etableres. Kartene kan brukes i planleggingsfasen av et grunnvarmeanlegg, men bør ikke brukes som eneste kilde til å finne hvilken varmeledningsevne og varmeproduksjon det er i berggrunnen ved en bestemt lokalitet. Det er gjort mange forenklinger ved fremstilling av kartet, og av den grunn kan det være store avvik fra realiteten.
- Trondheimsområdet viser høy varmeledningsevne sammenlignet med Ramstad og Midtømmes datasett for Oslofeltet. Medianen for datasettet ligger rundt 1 W/(m·K) høyere enn for Oslofeltet. Differansen skyldes trolig geologi, men kan også komme av at det er brukt ulike måle metoder. TRT-målinger for Trondheimsområdet kan vise at de labmålte verdiene i denne oppgaven er realistiske, og at uttak av grunnvarme i Trondheimsområdet er gunstig i forhold til varmeledningsevnen. Det er vanskelig å forutse varmeledningsevnen til berggrunnen i områder som ikke er undersøkt fordi geologien varierer. For å vite varmeledningsevnen bør det derfor gjøres egne målinger i alle områder.
- Det er vist at det finnes en korrelasjon mellom k_{teo} og k_{lab} . k_{teo} er beregnet ut ifra mineralogi og tar ikke hensyn til andre faktorer. I tillegg er det stort spenn for den målte varmeledningsevnen til mineraler oppgitt i litteraturen. Dette kan sammen forklare avviket mellom k_{teo} og k_{lab} . Den beregnede $k_{teo,min}$ har lavest differanse med k_{lab} for alle bergartene med unntak av grønnstein. Dette kan skyldes at den teoretiske varmeledningsevnen til kvarts er urealistisk høy og at k_{teo} til alle bergartene, utenom grønnstein som ikke inneholder kvarts, blir høyere enn k_{lab} .
- K_{eff} fra termiske responstester i Trondheimsområdet ligger 9 og 21 % over k_{lab} for henholdsvis gråvakke- og grønnsteinsprøvene. Dette samsvarer med data presentert av Liebel (2012), men er basert på lite data. Det er også vist at $k_{teo,max}$

for kaksprøver og k_{eff} fra TRT i samme borehull samsvarer godt. Kaksprøver kan fange opp variasjoner nedover i et borehull, i motsetning til prøver fra overflaten målt på lab, som kan gi bedre korrelasjon med k_{eff} .

- Dimensjonering i programvaren EED har vist at en endring i varmeledningsevne fra 2,9 til 4,1 W/(m·K) kan endre nødvendig brønnlengde med 22 meter i én brønn for en enebolig, og 26 meter hver for 38 brønner for en boligblokk (totalt 988 m). Det er vist at varmeledningsevnen er avgjørende for hvor lang brønn som er nødvendig for å dekke energibehovet.
- Varmeproduksjonen for Trondheimsområdet varierer fra 0,01 til 3,43 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ og samsvarer med LITO-data fra Trondheimsområdet. Sammenlignet med den nasjonale LITO-dataen ligger verdiene i nedre sjikt. Ved dimensjonering i EED ble det vist at varmeproduksjonen fra 0,01 til 3,43 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ hadde liten betydning for brønnlengden i grunne systemer. I Trondheimsområdet ses derfor ikke varmeproduksjonen på som spesielt betydningsfull. I andre områder i landet med høyere varmeproduksjon, kan den gi et signifikant bidrag til dype geotermiske systemer.

Følgende punkter foreslås som videre arbeid:

- Måle varmeledningsevnen til flere prøver i Trondheimsområdet. Kjerneprøver kan være å foretrekke for å unngå forvitring. Flere prøver vil gjøre at kartene får større prøvetetthet, blir mer nøyaktige og gjøre det enklere å finne korrelerende faktorer.
- Måle prøver for Oslofeltet og LITO med C-Therm MTPS og sammenligne de nye verdiene med de gamle.
- Inkludere kostnadsanalyser i EED for å se hvor stor effekt endring i varmeledningsevnen har å si for investeringskostnader.
- Gjennomføre tilsvarende studier i andre bebygde områder i Norge.

Referanseliste

- Andersland, O. B., & Ladanyi, B. (1994). *An Introduction to Frozen Ground Engineering*. Springer New York, NY. <https://doi.org/10.1007/978-1-4757-2290-1>
- Arfken, G. B., Griffing, D. F., Kelly, D. C., & Priest, J. (1984). Heat Transfer. I G. B. Arfken, D. F. Griffing, D. C. Kelly, & J. Priest (Red.), *International Edition University Physics* (s. 430–443). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-059858-8.50028-5>
- Banks, D. (2012). *An Introduction to Thermogeology: Ground Source Heating and Cooling* (2. utg.). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781118447512>
- Birch, A. F., & Clark, H. (1940). The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition. *American Journal of Science*, 238(8), 529–558. <https://doi.org/10.2475/ajs.238.8.529>
- Björk, E., Acuña, J., Granryd, E., Mogensen, P., Nowacki, J. E., Palm, B., & Weber, K. (2013). *Bergvärme på djupet: Boken för dig som vill veta mer om bergvärmepumpar*. KTH Kongl. tekniske høyskole. <http://kth.diva-portal.org/smash/get/diva2:619184/FULLTEXT01.pdf>
- Blocon AB. (2015). *EED Manual v3.2 Earth energy designer*. <https://buildingphysics.com/manuals/EED3.pdf>
- Bording, T. S., Nielsen, S. B., & Balling, N. (2016). The transient divided bar method for laboratory measurements of thermal properties. *Geophysical Journal International*, 207(3), 1446–1455. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw278>
- Borgnes, B. G. (2014). *Modellering av brønnparker: EED - Earth Energy Designer* [Lysarkpresentasjon]. Futurum Energi AS. <https://docplayer.me/76070-Modellering-av-bronnparker-eed-earth-energy-designer.html>
- Byggteknisk forskrift. (2017). *Forskrift om tekniske krav til byggverk*. (FOR-2017-06-19-840/§14-4). Lovdata. <https://lovdata.no/forskrift/2017-06-19-840/§14-4>
- Carslaw, H. S., & Jaeger, J. C. (1959). *Conduction of heat in solids* (2. utg.). Oxford University Press.

- Cermak, V., & Rybach, L. (1982). Thermal Conductivity and Specific Heat of Minerals and Rocks. I G. Angenheister (Red.), *Physical Properties of Rocks* (s. 305–343). Springer. https://doi.org/10.1007/10201894_62
- Clauser, C. (2009). Heat transport processes in the Earth's crust. *Surveys in geophysics*, 30(3), 163-191. <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9058-2>
- Clauser, C., & Huenges, E. (1995). Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. I T., Ahrens (Red.), *Rock Physics and Phase Relations. A Handbook of Physical Constants* (s. 105–126). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/RF003p0105>
- C-Therm Technologies Ltd. (u.å.). *Trident Thermal Conductivity Instrument*. C-Therm Technologies Ltd. Hentet 15. desember 2021 fra <https://ctherm.com/thermal-conductivity-instruments/trident/>
- C-Therm Technologies Ltd. (2013). *C-Therm TCi Operator Manual*. C-Therm Technologies Ltd.
- Diment, W. H., & Pratt, H. R. (1988). *Thermal conductivity of some rock-forming minerals: A tabulation* (88–690). US Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/ofr88690>
- Dong, H., Wen, B., & Melnik, R. (2014). Relative importance of grain boundaries and size effects in thermal conductivity of nanocrystalline materials. *Scientific Reports*, 4(1), 7037. <https://doi.org/10.1038/srep07037>
- Dreyer, W. (1974). *Materialverhalten anisotroper Festkörper: Thermische und elektrische Eigenschaften Ein Beitrag zur Angewandten Mineralogie* [Properties of Anisotropic Solid-State Materials: Thermal and Electric Properties]. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-7091-8344-1>
- Eckstein, Y., Dahl, P. S., & Vitaliano, C. J. (1983). Petrographic and physical factors controlling thermal conductivity of granitic rocks in Illinois deep holes UPH 1, 2, and 3. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B9), 7381–7385. <https://doi.org/10.1029/JB088iB09p07381>
- Eggebo, T. (2020). *Termisk responstest – Saksvik*. Asplan Viak.
- Eggebo, T., Holmberg, H., & Ramstad, R. K. (2020). *Termisk responstest – Fossli omsorgssenter*. Asplan Viak.
- Eian, R. (2019, 9. september). *I over 20 år har denne bilen tatt prøver frå heile Noreg, men no er det slutt*. NGU. <https://www.ngu.no/nyheter/i-over-20-ar-har-denne-bilen-tatt-prover-fra-heile-noreg-men-no-er-det-slutt>

- Ertesvåg, F. (2022, 7. februar). *Statnett: Vurderer raskere utjevning av strømpris mellom nord og sør*. E24. <https://e24.no/i/G3Jr86>
- Falcone, G., Liu, X., Okech, R. R., Seyidov, F., & Teodoriu, C. (2018). Assessment of deep geothermal energy exploitation methods: The need for novel single-well solutions. *Energy*, *160*(1), 54–63. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2018.06.144>
- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S., & Andersen, A. (2013). En fjellkjede blir til. I I. B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, K. Rangnes (Red.), *Landet blir til: Norges geologi* (2. utg., s. 180–233). Norsk Geologisk Forening.
- Flem, B., Grimstvedt, A., Slagstad, T., & Skaar, Ø. (2005). *Bulkanalyse av Th og U i bergartsprøver med LA-ICP-MS. Metodebeskrivelse* (NGU-rapport 2005.031). Norges geologiske undersøkelse NGU. https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2005/2005_031.pdf
- Gehlin, S. (2002). *Thermal response test: Method development and evaluation* [Doktorgradsavhandling, Luleå tekniska universitet]. Publikationsdatabasen. <https://www.diva-portal.org/smash/get/diva2:991442/fulltext01.pdf>
- Gray, A. S., & Uher, C. (1977). Thermal conductivity of mica at low temperatures. *Journal of Materials Science*, *12*(5), 959–965. <https://doi.org/10.1007/BF00540978>
- Greenmatch. (2022). *Varmepumpe*. Hentet 13. April 2022 fra <https://www.greenmatch.no>
- Grimenes, A. A. (2011). Fluidmekanikk. I A., Grimenes, P., Jerstad, B., Sletbak (Red.) *Grunnleggende fysikk for universitet og høyskole* (1. utg s. 243–272). Cappelen Damm.
- Gustafsson, A.-M. (2010). *Thermal response tests: Influence of convective flow in groundwater filled borehole heat exchanger* [Doktorgradsavhandling, Luleå tekniska universitet]. Publikationsdatabasen. <https://ltu.diva-portal.org/smash/record.jsf?pid=diva2%3A990084&dsid=7342>
- Harris, A., Kazachenko, S., Bateman, R., Nickerson, J., & Emanuel, M. (2014). Measuring the thermal conductivity of heat transfer fluids via the modified transient plane source (MTPS). *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry*, *116*(3), 1309–1314. <https://doi.org/10.1007/s10973-014-3811-6>
- Havellen, V., Eri, L. S., Andersen, A., Tuttle, K. j., Bartucz, D., Ruden, F., Rigler, B., Pascal, C., & Larsen, B. T. (2012). *Studie dypgeotermisk energi*. Enova. <https://www.osti.gov/etdeweb/servlets/purl/22017642>

- Holmberg, H., & Tønnesen, J. (2019). *Neset Varmeanlegg*. Asplan Viak.
- Horai, K. (1971). Thermal conductivity of rock-forming minerals. *Journal of Geophysical Research*, 76(5), 1278–1308. <https://doi.org/10.1029/JB076i005p01278>
- Ingersoll, L. R., Zobel, O. J., & Ingersoll, A. C. (1948). *Heat conduction: With engineering, geological, and other applications*. McGraw-Hill Book Company, Inc.
- Jensen, E. S. (2016). *Bergarter og mineraler* (2. utg.). Cappelen Damm.
- Kartverket. (u.å.). Geonorge. Hentet 21. mars 2022 fra <https://www.geonorge.no/>
- Khan, H., Yerramilli, A. S., D'Oliveira, A., Alford, T. L., Boffito, D. C., & Patience, G. S. (2020). Experimental methods in chemical engineering: X-ray diffraction spectroscopy—XRD. *The Canadian Journal of Chemical Engineering*, 98(6), 1255–1266. <https://doi.org/10.1002/cjce.23747>
- Killeen, P. G., & Heier, K. S. (1975). Radioelement distribution and heat production in Precambrian granitic rocks, Southern Norway. *Nor Vidensk-Akad, Skr.* 7(10), 32. https://inis.iaea.org/search/search.aspx?orig_q=RN:7242068
- Kofstad, P. K., Bjørnstad, T., & Alstad, J. (2019). *Uran*. Store norske leksikon. <http://snl.no/uran>
- Liebel, H. T. (2012). *Influence of Groundwater on Measurements of Thermal Properties in Fractured Aquifers* [Doktorgradsavhandling, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet]. NTNU Open. <https://ntnuopen.ntnu.no/ntnu-xmlui/handle/11250/236006>
- Liu, Y., Hu, Z., & Li, M. (2013). Applications of LA-ICP-MS in the elemental analyses of geological samples. *Chin. Sci. Bull.* 58(1), 3863-3878. <https://doi.org/10.1007/s11434-013-5901-4>
- Mathis, N., & Chandler, C. (2004). *U.S. Patent nr. 6,676,287 B1*. U.S. Patent and Trademark Office.
- Middleton, M. F. (1993). A transient method of measuring the thermal properties of rocks. *Geophysics*, 58(3), 357–365. <https://doi.org/10.1190/1.1443419>
- Midttømme, K., & Hilmo, B. O. (2000). *Kartlegging av grunnvarme fra fjell – Sluttrapport* (NGU-rapport 2000.034). Norges geologiske undersøkelse. <https://hdl.handle.net/11250/2665418>
- Midttømme, K., Hilmo, B. O., & Kalskin, R. (2000a). *Kartlegging av grunnvarmepotensialet i løsmasser og berggrunn i Alvdal* (NGU-rapport

- 2000.063). Norges geologiske undersøkelse.
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2000/2000_063.pdf
- Midttømme, K., Hilmo, B. O., Skarphagen, H., & Nissen, A. (2000b). *Kartlegging av energipotensialet i berggrunnen på kartblad Bekkestua, Bærum kommune: Varmeledningsevnen til bergarter* (NGU-rapport 2000.036).
https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2000/2000_036.pdf
- Mogensen, P. (1983). Fluid to duct wall heat transfer in duct system heat storages. *Document-Swedish Council for Building Research, 16, 652–657.*
- Muller, J. (2020). *2020 Norway Country Report*. IEA Geothermal. <https://iea-gea.org/about-us/members/norway/>
- Mørkved, A., & Holmberg, H. (2016). *Otto Nielsens vei 12—Analyse av termisk responstest og dimensjonering av grunnvarmeanlegg*. Asplan Viak.
- NGU. (2007, 8. september). *LITO, prøvetaking / sampling procedure*.
<https://www.ngu.no/lito/provetaking.htm>
- NGU. (2018, 18. februar). *Varmestrøm*. Norges geologiske undersøkelse.
<https://www.ngu.no/emne/varmestrom>
- NGU. (2020a, 21. desember). *(LA)-ICP-MS*. Norges geologiske undersøkelse.
<https://www.ngu.no/fagomrade/icp-ms>
- NGU. (2020b, 25. mars). *Norske bergarter*. Norges geologiske undersøkelse.
<https://www.ngu.no/emne/norske-bergarter>
- NGU. (2021a). *Berggrunnskart*. Norges geologiske undersøkelse.
https://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/
- NGU. (2021b, 11. august). *Lukkede systemer*. Norges geologiske undersøkelse.
<https://www.ngu.no/grunnvanninorge/bore-en-bronn/energibronn/lukkede%20systemer>
- NGU. (2022, 25. mars). *Løsmassekart*. Norges geologiske undersøkelse.
http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/
- Nordell, B., Andersson, O., Rydell, L., & Scorpo, A. L. (2015). Long-term performance of the HT-BTES in Emmaboda, Sweden. *International Conference on Underground Thermal Energy Storage, proceedings of the 13th Greenstock Conference, May 19-21, 2015, Beijing, Kina.*
- NVE. (2022, 18. februar). *Målestasjoner med grunnvannsnivå – Dyp under bakken*.
<https://www2.nve.no/h/hd/plotreal/GRW/index.html>

- Nydalen energi. (2021, 25. mars). *Energisentraler for levering av fjernvarme og fjernkjøling*. <https://www.nydalenenergi.no/varme-og-kjoling/>
- Olesen, O., Balling, N., Barrère, C., Breiner, N., Davidsen, B., Ebbing, J., Elvebakk, H., Gernigon, L., Koziel, J., Lutro, O., Midttømme, K., Nordgulen, Q., Olsen, L., Osmundsen, P.T., Pascal, C., Ramstad, R.K., Rønning, J.S., Skilbrei, J.R., Slagstad, T., & Wissing, B. (2007). *KONTIKI final report, Continental Crust and Heat Generation in 3D* (NGU-rapport 2007.042). Norges geologiske undersøkelse. https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2007/2007_042.pdf
- Ormaasen, D. E. (1976). *Geochemistry and petrology of the mangeritic rocks in Lofoten-Vesterålen* [Upublisert hovedoppgave]. Universitetet i Oslo.
- Palacios, A., Cong, L., Navarro, M. E., Ding, Y., & Barreneche, C. (2019). Thermal conductivity measurement techniques for characterizing thermal energy storage materials – A review. *Renewable & Sustainable Energy Reviews*, 108, 32–52. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2019.03.020>
- Pascal, C., Elvebakk, H., & Olesen, O. (2010). An assessment of deep geothermal resources in Norway. *Proceedings World Geothermal Congress, 25–29 April 2010, Bali, Indonesia*.
- Potts, P. J. (1987). X-ray fluorescence analysis: principles and practice of wavelength dispersive spectrometry. I P. J. Potts, *A Handbook of Silicate Rock Analysis* (226–285). Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-015-3988-3>
- Pribnow, D., & Umsonst, T. (1993). Estimation of thermal conductivity from the mineral composition: Influence of fabric and anisotropy. *Geophysical Research Letters*, 20(20), 2199–2202. <https://doi.org/10.1029/93GL02135>
- Raade, G. (1973). *Distribution of radioactive elements in the plutonic rocks of the Oslo region*. [Hovedoppgave, Universitetet i Oslo]. Naturhistorisk museum, <https://www.nhm.uio.no/english/about/organization/research-collections/people/rtronnes/4/oslorift-excursion-articl/jpet80-neumann-larvikites.pdf>
- Ramstad, R. K. (2011). *Grunnvarme i Norge–Kartlegging av økonomisk potensial*. Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/oppdragsrapportA/2011/oppdragsrapportA2011_05.pdf
- Ramstad, R. K. (2013a). *Resultater fra termisk responstest og dimensjonering av energibrønner—Solbakken skole*. Asplan Viak.

- Ramstad, R. K. (2013b). *Termisk responstest og dimensjonering—Hommelvik*. Asplan Viak.
- Ramstad, R. K. (2022, 22. mars). *Grunnvann og energi – grunnvarme i et økonomisk, bærekraftig og folkelig perspektiv* [Lysarkpresentasjon].
https://vannforeningen.no/wp-content/uploads/2022/03/05-Ramstad_Randi-Kalskin.pdf
- Ramstad, R. K., Beer, H. de, Midttømme, K., Koziel, J., & Wissing, B. (2009). *Thermal diffusivity measurements at NGU - Status and method development 2005-2008* (NGU-rapport 2008.050). Norges Geologiske Undersøkelse.
<https://www.ngu.no/en/publikasjon/thermal-diffusivity-measurements-ngu-status-and-method-development-2005-2008>
- Ramstad, R. K., & Holmberg, H. (2020). *Rapport termiske responstester—Nyhavna Grunnvarme*. Asplan Viak.
- Ramstad, R. K., Holmberg, H., Bugge, L., & Riise, M. H. (2017). *Sluttrapport Fjell2020 konseptutredning miljøløsninger*. Asplan Viak.
https://www.enova.no/download?objectPath=upload_images/5DF3063DABAD44CE9ED28EE7D4688DD7.pdf&filename=Fjell%202020,%20Drammen%20Eiendom%20KF.pdf
- Ramstad, R. K., Holmberg, H., & Eggebø, T. (2020). *Moholt Allé 9—Prosjekteringsrapport grunnvarme*. Asplan Viak.
- Ramstad, R. K., Holmberg, H., & Syljuåsen, M. (2021). *Konseptutredning Nardovegen 12-14 – delrapport termisk energi*. Asplan Viak.
- Ramstad, R. K., Midttømme, K., Liebel, H. T., Frengstad, B. S., & Willemoes-Wissing, B. (2014). Thermal conductivity map of the Oslo region based on thermal diffusivity measurements of rock core samples. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 74(4), 1275–1286. <https://doi.org/10.1007/s10064-014-0701-x>
- Reimann, C., Arnoldussen, A., Englmaier, P., Filzmoser, P., Finne, T. E., Garrett, R. G., Koller, F., & Nordgulen, Ø. (2007). Element concentrations and variations along a 120-km transect in southern Norway – Anthropogenic vs. Geogenic vs. Biogenic element sources and cycles. *Applied Geochemistry*, 22(4), 851–871.
<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2006.12.019>
- Reite, A. J., Erichsen, E., & Sveian, H. (1999). *Trondheim fra istid til nåtid: Landskapshistorie og løsmasser*. Gråsteinen, 5, Norges geologiske undersøkelse.
https://urn.nb.no/URN:NBN:no-nb_digibok_2009041700016

- Riise, M. H. (2019). *Termisk responstest og dimensjonering—Hegra barneskole*. Asplan Viak.
- Riise, M. H., & Ramstad, R. K. (2016). *Heimdal VGs—Analyse av responstest og dimensjonering av energibrønner*. Asplan Viak.
- Robertson, E. C. (1988). *Thermal properties of rocks* (Open-File Report Nr. 88-441). United States Department of the Interior Geological Survey.
<https://pubs.usgs.gov/of/1988/0441/report.pdf>
- Rybach, L. (1976). Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 114(2), 309–317. <https://doi.org/10.1007/BF00878955>
- Rybach, L. (1988). Determination of heat production rate. I Hänel, R., Rybach, L. & Stegena, L. (Red.), *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Determination* (s. 125-142). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Sanner, B., Hellström, G., Spitler, J. D., & Gehlin, S. (2013, juni). More than 15 years of mobile Thermal Response Test—a summary of experiences and prospects. *Proceedings of the European Geothermal Congress, 3-7 June 2013, Pisa, Italy*. European Geothermal Energy Council.
- Sanner, B., Hellström, G., Spitler, J., & Gehlin, S. (2005, april). Thermal Response Test – Current Status and World-Wide Application. I R. Horne, E. Okandan (Red.), *Proceedings of the World Geothermal Congress, 24-29 April 2005, Antalya, Turkey*. International Geothermal Association.
- Selbekk, R. S., & Askheim, S. (2020, 9. mars). Trondhemitt. I *Store norske leksikon*.
<http://snl.no/trondhemitt>
- Sigmond, E. M. O. (1996). Geologisk kart over land- og havområder i Nordvest-Europa [Kart]. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Signorelli, S., Bassetti, S., Pahud, D., & Kohl, T. (2007). Numerical evaluation of thermal response tests. *Geothermics*, 36(2), 141–166.
<https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2006.10.006>
- SINTEF (2011, 16. desember). *Norsk satsing på dyp geotermisk energi*.
<https://www.sintef.no/siste-nytt/2011/norsk-satsing-pa-dyp-geotermisk-energi/>
- Skarphagen, H., Banks, D., Frengstad, B. S., & Gether, H. (2019). Design Considerations for Borehole Thermal Energy Storage (BTES): A Review with Emphasis on Convective Heat Transfer. *Geofluids*, 2019, 1–26.
<https://doi.org/10.1155/2019/4961781>

- Slagstad, T. (2006). Did hot, high heat-producing granites determine the location of the Oslo Rift? *Tectonophysics*, 412(1), 105–119.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.09.012>
- Slagstad, T. (2008). Radiogenic heat production of Archaean to Permian geological provinces in Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 88(3), 149–166.
- Slagstad, T., Balling, N., Elvebakk, H., Midttømme, K., Olesen, O., Olsen, L., & Pascal, C. (2009). Heat-flow measurements in Late Palaeoproterozoic to Permian geological provinces in south and central Norway and a new heat-flow map of Fennoscandia and the Norwegian–Greenland Sea. *Tectonophysics*, 473(3-4), 341–361.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.03.007>
- Spitler, J. D., & Gehlin, S. E. (2015). Thermal response testing for ground source heat pump systems—An historical review. *Renewable & Sustainable Energy Reviews*, 50, 1125–1137. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2015.05.061>
- Standard Norge. (2006). *Prøvningsmetoder for naturstein: Bestemmelse av netto- og bruttodensitet, total og åpen porøsitet* (NS-EN 1936:2006).
- Stene, J. (2000). *Varmepumper for oppvarming og kjøling av bygninger*. SINTEF Energiforskning AS.
<http://www.ivt.ntnu.no/ept/fag/tep4120/innhold/Laboppgaver/Varmepumpe%20notat%20J%20Stene.pdf>
- Sundberg, J. (1988). *Thermal properties of soils and rocks*. [Doktorgradsavhandling].
- Sundberg, J., Back, P.-E., Ländell, M., & Sundberg, A. (2009). *Modelling of temperature in deep boreholes and evaluation of geothermal heat flow at Forsmark and Laxemar*. (SKB-TR-09-14). Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co.
<https://www.osti.gov/etdeweb/servlets/purl/963482>
- UiO. (2021, 11. november). *Radioaktiv isotop*. Universitetet i Oslo. Hentet 6. februar 2022 fra
<https://www.mn.uio.no/ibv/tjenester/kunnskap/plantefys/leksikon/r/radioaktiv.html>
- Underground Energy. (u.å.). *BTES - Borehole Thermal Energy Storage*. Applied Hydrogeology Geothermal Innovation. Hentet 15. mars 2022 fra
<https://underground-energy.com/our-technology/btes/>

Vorren, T. O., & Mangerud, J. (2013). Istider kommer og går. I I. B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, K. Rangnes (Red.), *Landet blir til: Norges geologi* (2. utg., s. 494–547). Norsk Geologisk Forening.

Witte, H. J. L., van Gelder, G. J., & Spitier, J. D. (2002). In situ measurement of ground thermal conductivity: A Dutch perspective. *ASHRAE Transactions*, 108(1), 263–272.

Øfsti, A. W. (2022, 19. januar). Slik kan du kutte strømregninga di. *NRK*.
<https://www.nrk.no/trondelag/grunnvarme-fra-jorda-kan-kutte-bade-stromregning-og-klimautslipp-og-spare-utbygging-av-stromnett-1.15712862>

Vedlegg

En digital zip-fil med alle vedleggene ligger i NTNU Open. Zip-filen inneholder følgende dokumenter:

- A. Utregning av mineralers varmeledningsevne
- B. Bilder av alle prøvene
- C. XRD av prøver fra Trondheim og kaks fra Nardovegen
- D. XRF av prøver fra Trondheim
- E. ICP-MS av prøver fra Trondheim
- F. Utregning av teoretisk varmeledningsevne for bergartsprøver
- G. Varmestrømmodell

