

Marta Skrove Nossun

Sammenligning av flybåren og bakkebaserte resistivitetmålinger for å indikere kvikkleire i Orkdal, Trøndelag

Masteroppgave i Tekniske geofag

Veileder: Ola Fredin

Medveileder: Sofie Gradmann

Juni 2023

Marta Skrove Nossum

Sammenligning av flybåren og bakkebaserte resistivetsmålinger for å indikere kvikkleire i Orkdal, Trøndelag

Masteroppgave i Tekniske geofag
Veileder: Ola Fredin
Medveileder: Sofie Gradmann
Juni 2023

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



Kunnskap for en bedre verden



Faculty of Engineering
Department of Geoscience
and Petroleum

TGB4945 INGENIØRGEOLOGI, MASTEROPPGAVE

**Sammenligning av flybåren og bakkebaserte
resistivitetstmålinger for å indikere kvikkleire i
Orkdal, Trøndelag**

Marta Skrove Nossun

Juni 2023

Sammendrag

Denne masteroppgaven er skrevet som en del av et samarbeidsprosjekt mellom Norges geologiske undersøkelse (NGU) og Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), som ble initiert av Orkland kommune, Trøndelag i forbindelse kvikkleirproblematikk i kommunen. Prosjektet har som hovedmål å videreutvikle anvendelsen av geofysiske metoder for tredimensjonal kartlegging av dalfyllinger, med spesielt fokus på marin leire og identifisering av potensielle kvikkleireforekomster. Løsmassene i Orkdal er avsatt i den karakteristiske lagrekkefølgen som oppstår som et resultat av isens tilbaketrekning under siste istid og påfølgende strandforskyving. På dalbunn blir det avsatt sedimenter fra breen, inkludert morene og mulige breelvavsetninger. Disse sedimentene blir deretter dekket av mektige hav- og fjordavsetninger, og på toppen dekkes dalen av elveavsetninger.

På bakgrunn av at de tradisjonelle metodene for å påvise kvikkleire er kostbare, tidkrevende og kun gir punktvis informasjon om undergrunnen, er det de siste tiårene sett nytten av supplerende geofysiske undersøkelser. Denne oppgaven fokuserer hovedsaklig på ulike resistivitetsmålinger, fra helikopter, langs bakken, i borehull og i laboratoriet. Resistivitetsmålinger bygger på prinsippet om at jordarter har naturlig store forskjeller i elektrisk ledningsevne, og kan ved hjelp av det differensiere mellom marin, saltholdig leire og utvasket, mulig kvikkleire. Det mest brukte resistivitetsintervallet for utvasket, mulig kvikkleire er 10-100 Ωm , og bestemmelse av dette intervallet er viktig for tolkningsmulighetene ved bruk av metodene. Resistiviteten til leire påvirkes av en rekke faktorer og videre forskning på dette vil ha stor nytteverdi.

De geofysiske metodene elektrisk resistivitetstomografi (ERT) og helikopterbåren elektromagnetiske (HEM) målinger gir sammenhengende informasjon om undergrunnen og dekker store områder på forholdsvis kort tid. Dette gjør de egnet til tidlig fase kvikkleirekartlegging for å optimalisere borelokasjoner. Resultatene fra bakkebaserte og helikopterbaserte resistivitetsmålinger viser både i denne studien og tidligere studier et godt overordnet samsvar hvis man sammenligner hovedstrukturer. En en-til-en sammenligning blir ofte misvisende på grunn av forskjell i oppløsning og inversjonsprosedyre. Metodene viser også samsvar med resistivitetsmålinger utført i borehull og i laboratoriet, noe som styrker metodenes pålitelighet og anvendbarhet. ERT- og HEM-data viser best lineær korrelasjon ved lave resistivitetsverdier, slik som i leire. Og viser en avtagende trend ved høyere resistivitetsverdier. De største avvikene fra den lineære trenden mellom metodene er funnet til å være i de grunneste 10 meterene i undergrunnen, ofte på grunn av tilstedeværelse av tørrskorpeleire.

Abstract

This master's thesis is written as part of a collaborative project between the Geological Survey of Norway (NGU) and the Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE), initiated by the municipality of Orkland in Trøndelag. The main objective of the project is to further develop the application of geophysical methods for three-dimensional mapping of valley fill deposits, with a specific focus on marine clay and identification of potential quick clay. The sediments in Orkdal reflect the characteristic stratigraphy resulting from the deglaciation during the last glacial period. At the base, sediments from the glacier, including till and glaciofluvial deposits, are deposited. These sediments are then covered by thick layers of marine deposits, and finally the valley floor will be covered by fluvial deposits.

Due to the expensive, time-consuming, and localized nature of traditional methods for detecting quick clay, there has been an increasing recognition in recent decades of the utility of supplementary geophysical investigations. This thesis primarily focuses on various resistivity measurements conducted from helicopters, on the ground, in boreholes, and in the laboratory. Resistivity measurements are based on the principle that different soil types exhibit natural variations in electrical conductivity, allowing for differentiation between marine, saline clay and leached, potentially quick clay. The most common resistivity range for leached, potentially quick clay is 10-100 Ωm , and the determination of this range is crucial for the proper interpretation of results. The resistivity of clay is influenced by various factors and is a promising parameter for further research.

The geophysical methods electrical resistivity tomography (ERT) and helicopter-borne electromagnetic (HEM) measurements provide continuous information about the subsurface and cover large areas in relatively short timeframes. Consequently, they are suitable for early-phase quick clay mapping to optimize drilling locations. The results from both ERT and HEM demonstrate good overall agreement for the main sedimentological structures, both in this and previous studies. One-to-one comparisons can be misleading due to differences in resolution and inversion procedures. These methods also show consistency with resistivity measurements conducted in boreholes and in the laboratory, which strengthens the reliability and applicability of the methods. ERT and HEM data exhibit the strongest linear correlation at low resistivity values, such as those corresponding to clay. As resistivity values increase, the correlation tends to decrease. The largest deviations from the linear trend are found in the shallowest 10 meters of the subsurface, often due to the presence of dry crust clay.

Forord

Denne masteroppgaven er utført ved institutt for geovitenskap og petroleum (IGP) ved Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU) våren 2023. Oppgaven har et omfang på 30 studiepoeng, og er den avsluttende vurderingen av mitt femårige sivilingeniørstudium i Tekniske geofag, med spesialisering innen ingeniørgeologi og bergmekanikk.

Jeg vil rette en stor takk til min hovedveileder professor Ola Fredin for å ha knyttet meg til et spennende prosjekt, for god støtte og verdifulle tilbakemeldinger gjennom hele masterperioden. Jeg vil takke Sofie Gradmann og Vikas Chand Baranwal ved NGU for å ha bearbeidet og delt data med meg. Takk for deres engasjement, god hjelp og interessante diskusjoner knyttet til resultatene underveis i prosessen. Takk til Bjørn Eskil Larsen, Jomar Gellein og Georgios Tassis ved NGU for muligheten til å delta på geofysiske feltmålinger i Orkdal.

Til slutt vil jeg takke min fantastiske medstudenter for gode samtaler og motiverende pauser gjennom masterskrivingen. Takk for 5 uforglemmelige studieår!

Trondheim, 9. juni 2023

Marta Skrove Nossun

Innhold

Figurer	X
Tabeller	X
1 Introduksjon	1
1.1 Bakgrunn for oppgaven	1
1.2 Hensikt med oppgaven	2
1.3 Oppbygging av oppgaven	2
2 Geologisk bakgrunn	3
2.1 Istid og isavsmelting	3
2.2 Isostatisk landheving	4
2.3 Marin grense	5
3 Prosjektområdet	6
3.1 Områdets kvartærgeologiske historie	7
4 Teori	12
4.1 Kvikkleire	12
4.1.1 Dannelse	12
4.1.2 Definisjon	15
4.1.3 Sprøbruddmateriale	15
4.1.4 Typiske terrengområder for kvikkleiredannelse	16
4.2 Kvikkleireskred	18
4.3 Resistivitet	21
4.3.1 Faktorer som påvirker resistiviteten	22
4.3.2 Typiske resistivitetsverdier i jordarter	25
4.3.3 Måling av resistivitet	26
5 Geofysiske og geotekniske metoder	27
5.1 Elektrisk resistivitetstomografi (ERT)	27
5.1.1 Utstyr og konfigurasjon	27
5.1.2 Gjennomføring og invertering	30

5.1.3	Svakheter ved metoden	31
5.2	Helikopterbåren elektromagnetiske målinger (HEM)	32
5.2.1	Elektromagnetisme	33
5.2.2	FEM og TEM	35
5.2.3	Databehandling og inversjonsprosedyre FHEM	38
5.2.4	Svakheter ved metoden	39
5.3	Trykksondering med resistivitetsmåling (R-CPTU)	40
5.4	Saltinnholdmålinger	42
6	Metode	43
6.1	Elektrisk Resistivitet Tomografi (ERT)	44
6.1.1	Metode og datafangst	44
6.1.2	Valg av fargeskala	50
6.2	Helikopterbåren elektromagnetiske målinger (HEM)	51
6.2.1	Datainnsamling	51
6.2.2	Databehandling og 3D-inversjon	52
6.3	Trykksondering med resistivitetsmåling (R-CPTU)	56
6.4	Prøvetaking	59
6.5	Saltinnholdmålinger	60
6.6	Resistivitetsmålinger i laboratoriet	61
6.7	Resistivitetsplott	62
6.7.1	Sammenligning mellom resistivitetsverdier fra ERT-data og HEM-data	62
6.7.2	Sammenligning med R-CPTU og resistivitetsmålinger i laboratoriet	64
7	Resultat	65
7.1	Profil 1	66
7.2	Profil 2	68
7.3	Profil 3	70
7.4	Profil 4	72
7.5	Profil 5	74
7.6	Profil 6	76
7.7	Profil 7	79
7.8	Borehull $P1P2_1$	81

7.9	Borehull $P5_1$	85
7.10	Samlet resultat	87
8	Diskusjon	90
8.1	Tverrfaglige undersøkelser	90
8.2	Sammenligning HEM og ERT-data	91
8.3	Resistivitetsplott med fargekoder for sensorhøyde og dybde i undergrunnen	93
8.4	Sammenligning resistivitetsmålinger fra helikopter, langs bakken, i borehull og laboratoriet	94
8.5	Porevannets saltinnhold og dens innvirkning på resistiviteten	95
8.6	Feilkilder	96
8.7	Videre arbeid	97
9	Konklusjon	98
	Referanser	99
10	Vedlegg	109

Figurer

2.1	Isavsmeltingen i Skandinavia (Vorren og Mangerud 2007)	3
2.2	Relativ havnivåutvikling (Sveian 1995)	5
3.1	Oversiktskart som viser beliggenhet av prosjektområdet <i>Oversiktskart Orkland kommune 2023</i>	6
3.2	Kvartærgeologisk kart over prosjektområdet i Orkdalen (Gradmann mfl. 2022)	7
3.3	Kvartærgeologisk kart Orkdal (Hansen og Gislefoss 2021)	8
3.4	Havnivåkurve for Orkdalsområdet (Fretheim og Sveian 2010)	9
3.5	Illustrasjon av typiske avsetningstyper under marin grense (Hansen og Gislefoss 2021)	10
4.1	Kornstruktur hos marin leire og ferskvannsleire (Wold og Sandven 2016)	13
4.2	Kvikkleireutvikling i fire steg (NVE 2019)	14
4.3	Spenning/Tøyningskurve for sprøbruddmateriale (NVE 2014)	16
4.4	Typiske terrengområder for kvikkleiredannelse (NGI 2014)	17
4.5	Retrogressivt skred (NVE 2019)	19
4.6	Rotasjonsskred (NVE 2019)	20
4.7	Flakskred (NVE 2019)	20
4.8	Spredningsplott for resistivitet og saltinnhold fra (Long mfl. 2017)	23
5.1	Prinsippskisse elektriske målinger (NGI 2023)	28
5.2	Prinsippskisse av oppsett for ulike elektrodekonfigurasjoner(Solberg mfl. 2010)	29
5.3	Inversjonsprosedyre ERT (Solberg mfl. 2010)	31
5.4	Prinsippskisse av elektromagnetisk induksjon (Grant og West 1965)	33
5.5	Prinsippskisse AEM-metoder (http://crclme.org.au/)	34
5.6	Bølgeform på sendt og mottatt signal i et TEM-system (Steuer mfl. 2009)	37
5.7	The Geotech VTEM time domain helicopter EM system (Witherly mfl. 2004)	37
5.8	Eksempel på resultater fra R-CPTU sammenstilt med resultater fra laboratorieundersøkelser (Sandven, Montafia mfl. 2015)	41
6.1	Flytskjema for metodedelen av oppgaven	43
6.3	LUND-systemet med 4 multielektrode kabler (Dahlin 1996)	46
6.4	ERT-profil 1 og 2 på kvartærgeologisk kart. Borehull $P1P2_1$ er også markert.	47
6.5	ERT-profil 3 på kvartærgeologisk kart.	47
6.6	ERT-profil 4 på kvartærgeologisk kart.	48

6.7	ERT-profil 5 og 6 på kvartærgeologisk kart. Borehull $P5_1$ er også markert.	48
6.8	ERT-profil 7 på kvartærgeologisk kart.	49
6.9	Klassifisering av sedimenter fra resistivitetsverdier (Solberg mfl. 2008)	50
6.10	Kart over flylinjer og ERT-profiler i nedre del av Orkdal (Gradmann mfl. 2022)	51
6.11	HEM målelinjer (Gradmann mfl. 2022)	53
6.12	Resistivitetsprofiler fra 3D-modellen av HEM data med markert penetrasjonsdyp (Gradmann mfl. 2022)	55
6.13	Borehull $P1P2_1$ markert plassering i krysningspunkt mellom ERT-profil 1 og 2	56
6.14	Borehull $P5_1$ markert plassering på ERT-profil 5	56
6.15	Geotech R-CPT sonde (Aasland 2010))	58
6.16	Sentrifugeringen av prøver før saltinnholdmålinger av porevannet i laboratoriet	60
6.17	Prinsippskisse for resistivitetsmålinger i laboratoriet (Winardi mfl. 2019)	61
7.1	Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 1 med fargekoder for ulike dybdeintervall	66
7.2	Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 1 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyde	67
7.3	Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 1	67
7.4	Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 2 med fargekoder for ulike dybdeintervall	68
7.5	Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 2 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyde	69
7.6	Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 2	69
7.7	Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 3 med fargekoder for ulike dybdeintervall	70
7.8	Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 3 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyde	71
7.9	Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 3	71
7.10	Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 4 med fargekoder for ulike dybdeintervall	72
7.11	Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 4 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyde	73
7.12	Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 4	73
7.13	Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 5 med fargekoder for ulike dybdeintervall	74
7.14	Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 5 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyde	75
7.15	Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 5	76

7.16	Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 6 med fargekoder for ulike dybdeintervall	77
7.17	Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 6 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyde	78
7.18	Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 6	78
7.19	Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 7 med fargekoder for ulike dybdeintervall	79
7.20	Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 7 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyde	80
7.21	Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 7	81
7.22	Resistivitetskurver fra HEM, ERT, resistivitetsmålinger i laboratorium og R-CPTU for målinger gjort i og i nærheten av borehull $P1P2_1$	83
7.23	Resistivitetskurver fra HEM, ERT, resistivitetsmålinger i laboratorium og R-CPTU. Forenklet	84
7.24	Saltinnholdmålinger utført på prøver fra borehull $P1P2_1$ i ulike dybder.	85
7.25	Resistivitetskurver fra HEM, ERT og R-CPTU for målinger i og i nærheten av (5m avstand) for borehull $P5_1$	86
7.26	Spredningsplott for HEM- og ERT-data for alle profiler. Dataene er filtrert på sensor- høyde og dybde	87
7.27	Spredningsplott for HEM- og ERT-data for alle profiler med resistivitetsverdier 0-100 Ωm . Dataene er filtrert på sensorhøyde og dybde i undergrunnen	88
7.28	Spredningsplott for HEM- og ERT-data for alle profiler med resistivitetsverdier > 100 Ωm . Dataene er også filtrert på sensorhøyde og dybde	88
10.1	Beregnet resistivitet i horisontalt nivå fra 0-2 meter for HEM-data(Gradmann mfl. 2022)	109
10.2	Beregnet resistivitet i horisontalt nivå fra 20-26 meter for HEM-data(Gradmann mfl. 2022)	110
10.3	Beregnet resistivitet i horisontalt nivå fra 52-64 meter for HEM-data(Gradmann mfl. 2022)	111

Tabeller

4.1	Resistivitetsverdier i utvalgte materialer (Reynolds 2011 og Solberg mfl. 2012)	26
5.1	Eksempel på skinndybde og penetrasjonsdybde ved ulike frekvenser for en grønnstein i Trøndelag med resistivitet $\rho = 5000\Omega\text{m}$ (Rønning 2020)	35
6.1	Skinndybde verdier for FHEM frekvenser og typiske resistivitetsverdier (Baranwal mfl. 2015)	54
6.2	Borenr, borenavn, metode og koordinater for BH3 og BH4	57
7.1	Lengde, retning, elektrodeavstand og datakvalitet for de målte ERT-profilene	65
7.2	Labresultater for prøver tatt fra borehull $P1P2_1$. Verdiene er også plottet i graf 7.22 og 7.24	82

1 Introduksjon

1.1 Bakgrunn for oppgaven

En god forståelse av løsmasseforholdene i tre dimensjoner er en nødvendighet for en trygg utvikling av urbane områder (Sauvin mfl. 2014). Kvikkleire likvifiseres ved brudd, noe som fører til ødeleggende skred som utgjør en stor risiko for samfunnet. Statistisk sett går det et stort (flere millioner m^3) kvikkleireskred hvert fjerde år i Norge (Nadim mfl. 2008). Det er derfor viktig å kartlegge og avgrense leiravsetninger med kvikke og sensitive egenskaper. Dette er viktig i forbindelse med hvert enkelt konstruksjonsprosjekt, men også viktig for en regional- og nasjonal faregradsvurdering (Havnen mfl. 2017). De tradisjonelle metodene er både tids- og kostnadskrevende og gir kun punktvis informasjon om grunnen. På bakgrunn av dette har fagfolk de siste tiårene begynt å se på supplerende metoder, som kan minske hyppigheten av de tradisjonelle metodene. Ved å få mer informasjon fra andre mer tidseffektive metoder, vil man minske behovet for å foreta både geotekniske sonderinger og gjennomføre laboratorietester. Geofysiske undersøkelser er noen av metodene som har blitt foreslått og testet for å effektivisere og sikre en trygg kvikkleirekartlegging.

Denne masteroppgaven er skrevet i forbindelse med et samarbeidsprosjekt mellom NGU og NVE, som startet på initiativ av Orkland kommune i Trøndelag. Prosjektet har som mål å videreutvikle bruken av geofysikk til å kartlegge dalfyllinger i tre dimensjoner med særlig fokus på marin leire og potensielle forekomster av kvikkleire. Prosjektet i sin helhet innebærer omfattende geofysiske og geotekniske undersøkelser. Dette inkluderer helikopterbaserte elektromagnetiske målinger, seismikk, georadar, 2D resistivitet, geotekniske sonderinger, prøvetaking og laboratorietester (Gradmann mfl. 2022).

Denne masteroppgaven fokuserer hovedsaklig på ulike resistivitetsmålinger. Det er utført resistivitetsmålinger fra helikopter, fra bakken, ned i borehull og i laboratorium. I tillegg er det utført saltinnholdmålinger i laboratorium. Masteroppgaven har som formål å teste robusthet og anvendbarhet av helikoptermålinger ved å se på samsvaret med elektriske bakkemålinger, borehullsmålinger og laboratoriemålinger. Oppgaven prøver i tillegg å finne mønster knyttet til både høyden helikoptermålingene er samlet inn i og dybden dataene kommer fra.

1.2 Hensikt med oppgaven

Denne oppgaven har som hensikt å besvare noen hovedspørsmål:

- Er det samsvar mellom resultatene fra geofysiske resistivitetmålinger fra Orkdal utført på bakkenivå og fra helikopter?
- Sammenfaller disse resultatene med resistivitetmålinger fra borehull, i laboratoriet og målinger av porevannets saltinnhold?
- Hvilke trender og sammenhenger finner man når man sammenligner de ulike metodene? Og har resultatene noen sammenheng med sensorhøyden de er samlet inn i eller dybden responsen kommer fra?

1.3 Oppbygging av oppgaven

Innledningsvis så vil generell geologisk historie og geologien i prosjektområdet presenteres. Deretter vil oppgaven ta for seg kvikkleiredannelse, definisjon og typiske områder for kvikkleireskred. For å kunne sammenligne resultatene fra de ulike metodene brukt i kvikkleirekartlegging så er det viktig å vite teorien som ligger bak og hva som skiller de fra hverandre i alle faser. Denne oppgaven vil derfor gå inn på teorien bak, metode og etterarbeid til hver metode. Det vil bli gjort en sammenligning og en kvalitativ analyse av resultatene fra de ulike metodene. Resultatene kobles sammen med teori og tidligere studier for å finne en årsak og mulig forklaring på resultatene. Dette diskuteres i en diskusjonsdel før det til slutt konkluderes med noen hovedpunkter.

2 Geologisk bakgrunn

Dette kapitlet er et utdrag fra prosjektoppgaven skrevet høsten 2022 (Nossum 2022)

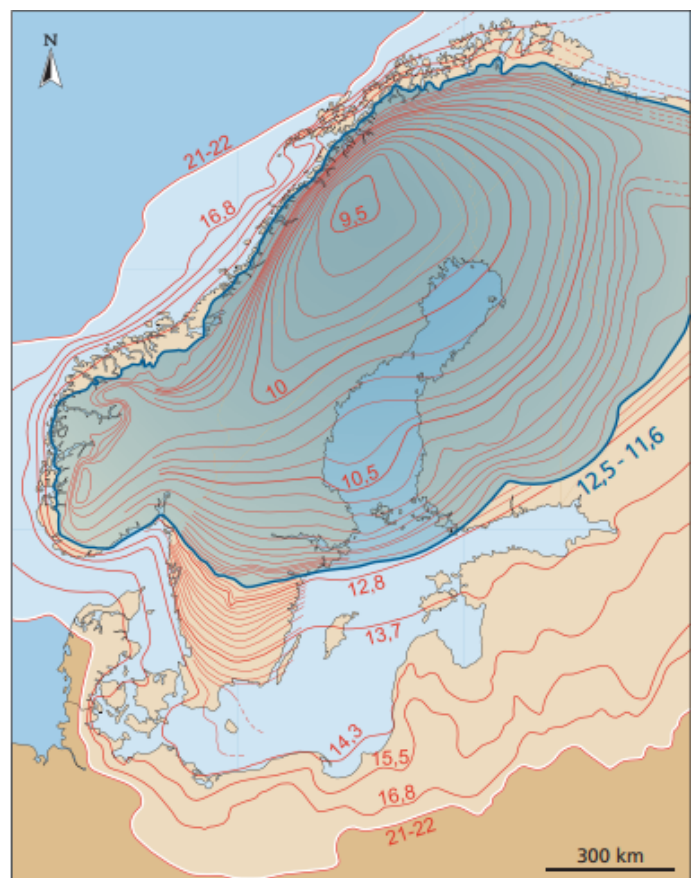
For å kunne kartlegge kvikkleire og bidra til å forhindre kvikkleireskred, så må man forstå de geologiske prosessene og historien som ligger til grunn for dannelsen av kvikkleire. Hovedtrekkene i den viktigste geologiske bakgrunnen vil forklares i dette kapitlet.

2.1 Istid og isavsmelting

Nesten alle løsmassene som finnes i Norge i dag ble dannet under siste istid. Siste istid var en periode fra om lag 117 000 til 10 000 år siden. Brekappen over Norge var på sitt største for omlag 20 000 år siden, kalt siste istids maksimum. På den tiden var hele Skandinavia og Nord-Amerika presset ned under vekten av flere kilometer med is. Innlandsisen som lå over Skandinavia var tykkest i Bottenviken og minst mektig ute ved den vestlige norskekysten (Vorren og Mangerud 2007).

Figur 2.1 viser kart over isavsmeltingen i Skandinavia fra siste istids maksimum til slutten av istiden. Tallene angir alder i tusen kalenderår for randen av innlandsisen. I løpet av istiden hadde den flere fremrykk på grunn av kaldere perioder, men figuren viser enkelt skissert hovedtrekkene under isavsmeltingen.

En isbre vokser så lenge det snør mer om vinteren enn summen av smelting og kalving om sommeren. Kalving er store isblokker eller isfjell som brekker av en isbre hvor fronten står i vann. Denne utviklingen vil være ulikt fra sted til



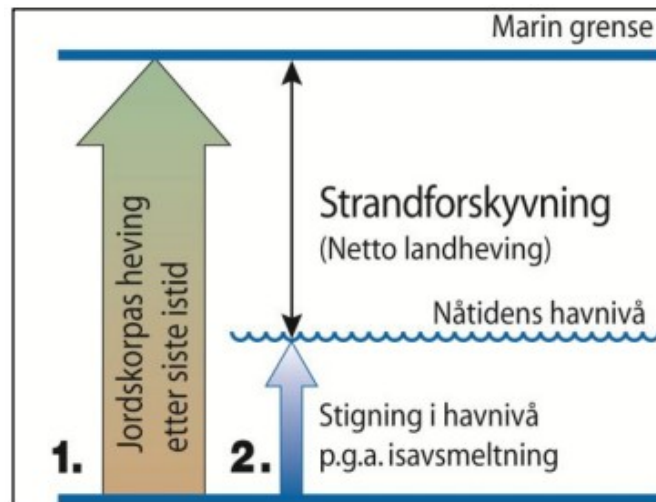
Figur 2.1: Isavsmeltingen i Skandinavia. Tallene angir alder i tusen kalenderår før nåtid for randen av innlandsisen (Vorren og Mangerud 2007)

sted, avhengig av klimaet på stedet. Vendepunktet i Norge kom for omlag 18 000 år siden da isavsmelting begynte som et resultat av klimaendring. Etter en periode på omtrentlig 8000 år med isavsmelting så var isen over Norge borte. Perioden etter siste istid og frem til i dag kalles Holocen (Vorren og Mangerud 2007).

Etter at isen smeltet så flommet havet innover det nedtrykte landet. Både på grunn av det nedtrykte landet (isostasi), men også på grunn av global havnivåendring. Isen bandt opp mye vann som havnet i havet når isbreen smeltet og resulterte i en global økning i havnivå (eustasi). Vi fikk en eustatisk havnivåendring. Denne eustatiske hevingen av det globale havnivået skjer raskt (Peltier 1999). Da isen smeltet i et hav- og fjordmiljø ble løsmasser av ulike størrelser ført med det slamholdige smeltevannet ned i havet. Slammet bestod av finmalte korn som oppstod som et resultat av isbrens erosjon mot bergartene rundt, og sedimenterte til slutt i det salte vannet (Osterman 1963).

2.2 Isostatisk landheving

Når isen, og tyngden av den, blir borte opplever jordskorpen en enorm forandring i belastning. For å skjønne nedpressingen den ble utsatt for under istiden og den hevingen landet opplevde etter isen var borte, må begrepet isostasi forklares. Isostasi er jordskorpens tendens til å oppnå en likevekt mellom litosfæren, som er jordens ytterste skall, og astenosfæren, et jordskall som ligger på omtrent 75-300 km dyp. Astenosfæren er bløt og mer plastisk enn jordskorpen. På den måten kan jordskorpen flyte på og presses ned i astenosfæren. Hvis et område utsettes for eksempel for erosjon og store masser blir fjernet, så vil landområdet bli lettere og dermed heve seg for å oppnå isostatisk likevekt. Det er også dette som skjer når isbremmassene sakte men sikkert forsvinner (Svendsen og Mangerud 1987). Jordskorpen vil prøve å oppnå en likevekt, men dette er en langvarig og saktegående prosess som fortsatt pågår. På grunn av dette fenomenet så har det pågått en landheving helt siden siste istid, og det er fortsatt ikke oppnådd isostatisk likevekt. I motsetning til eustasi, er isostasi en saktegående prosess (Peltier 1999). Den relative havnivåutviklingen (strandforskyvingen) for en tenkt lokasjon er fremstilt i figur 2.2.



Figur 2.2: Den relative havnivåutviklingen (strandforykningen) fremstilt som nettoresultatet av isostasi og eustasi. Netto landheving blir mindre enn jordskorpas heving etter siste istid på grunn av at havet også har steget (Sveian 1995).

Flere områder som var nedpresset under siste istid opplever fortsatt landheving. I praksis betyr dette at områder som tidligere var under vann, nå er tørre land. Dette har ført til at sedimenter som ble avsatt i et marint miljø har blitt løftet opp og over havnivå. Dette er en grunnleggende prosess som ligger til grunn for kvikkleiredannelse (Osterman 1963).

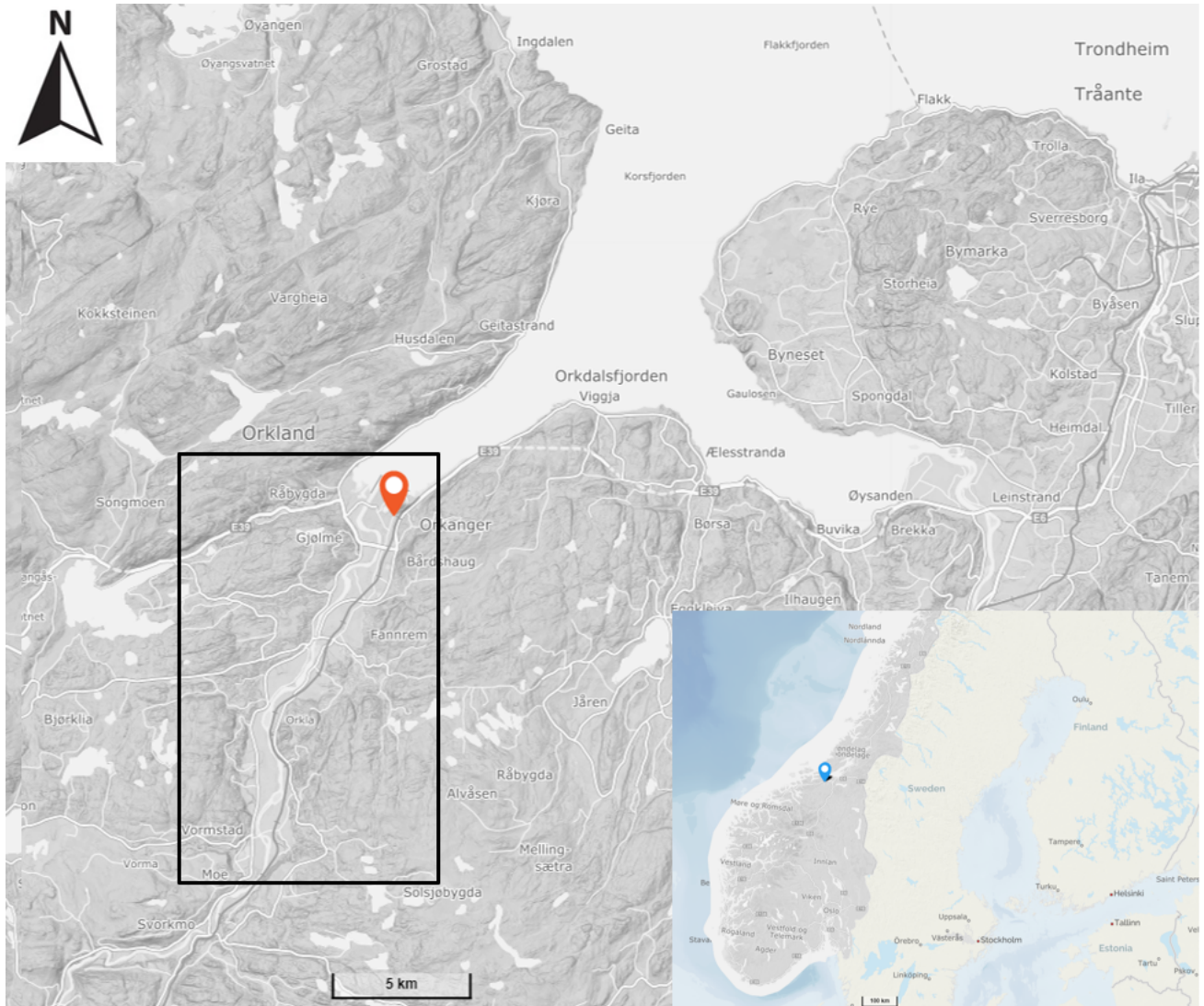
2.3 Marin grense

Det høyeste nivået havet nådde etter siste istid kalles *marin grense*. Dette er som regel det nivået havet fikk etter isen smeltet og havet flommet innover grunnet nedpresset land og stigende globalt havnivå. Hvor mye landet har hevet seg i ettertid avhenger av tykkelsen på isen som dekte hvert område og dermed hvor nedpresset området var. Derfor varierer marin grense i Norge fra 0 moh helt vest langs kysten til 220 moh like utenfor Oslo (Svendsen og Mangerud 1987).

Å kjenne til marin grense i et område er viktig da det kun er under denne grensen at det finnes løsmasser som opprinnelig er avsatt i hav og fjord. Med andre ord; det er kun under denne grensen at det finnes kvikkleire, da det kun er marin leire som kan utvikle seg til å bli kvikkleire. På et kvartærgeologisk løsmassekart vil man hovedsaklig finne marin leire under kategorien "hav- og fjordavsetninger". Det er også vanlig å finne marin leire avsatt under andre løsmassetyper. Det vil imidlertid alltid være en forutsetning at området ligger under den lokale marine grensen (Svendsen og Mangerud 1987).

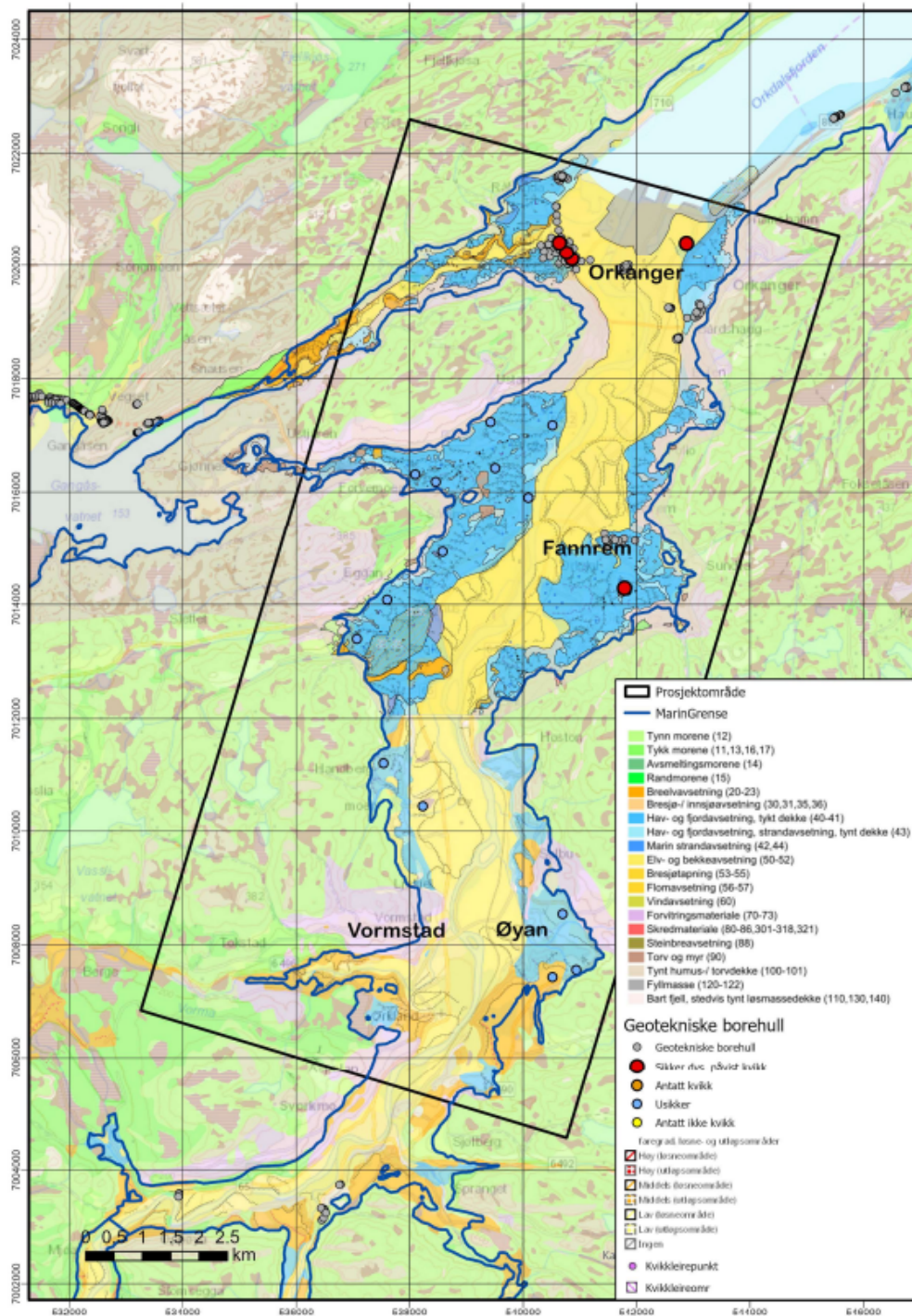
3 Prosjektområdet

Prosjektområdet befinner seg i Orkland kommune i Trøndelag. Området ligger ca. 4 mil sørvest for Trondheim. Et oversiktbilde over plassering på kartet er vist i figur 3.1.



Figur 3.1: Oversiktskart over beliggenheten til prosjektområdet (hentet fra *Oversiktskart Orkland kommune* 2023)

Området strekker seg fra Vormstad i sør til Orkdalsfjorden i nord, se figur 3.2 for kvartærgeologisk kart over området. Prosjektområdet omfatter da blant annet Orkdal sentrum og Fannrem.

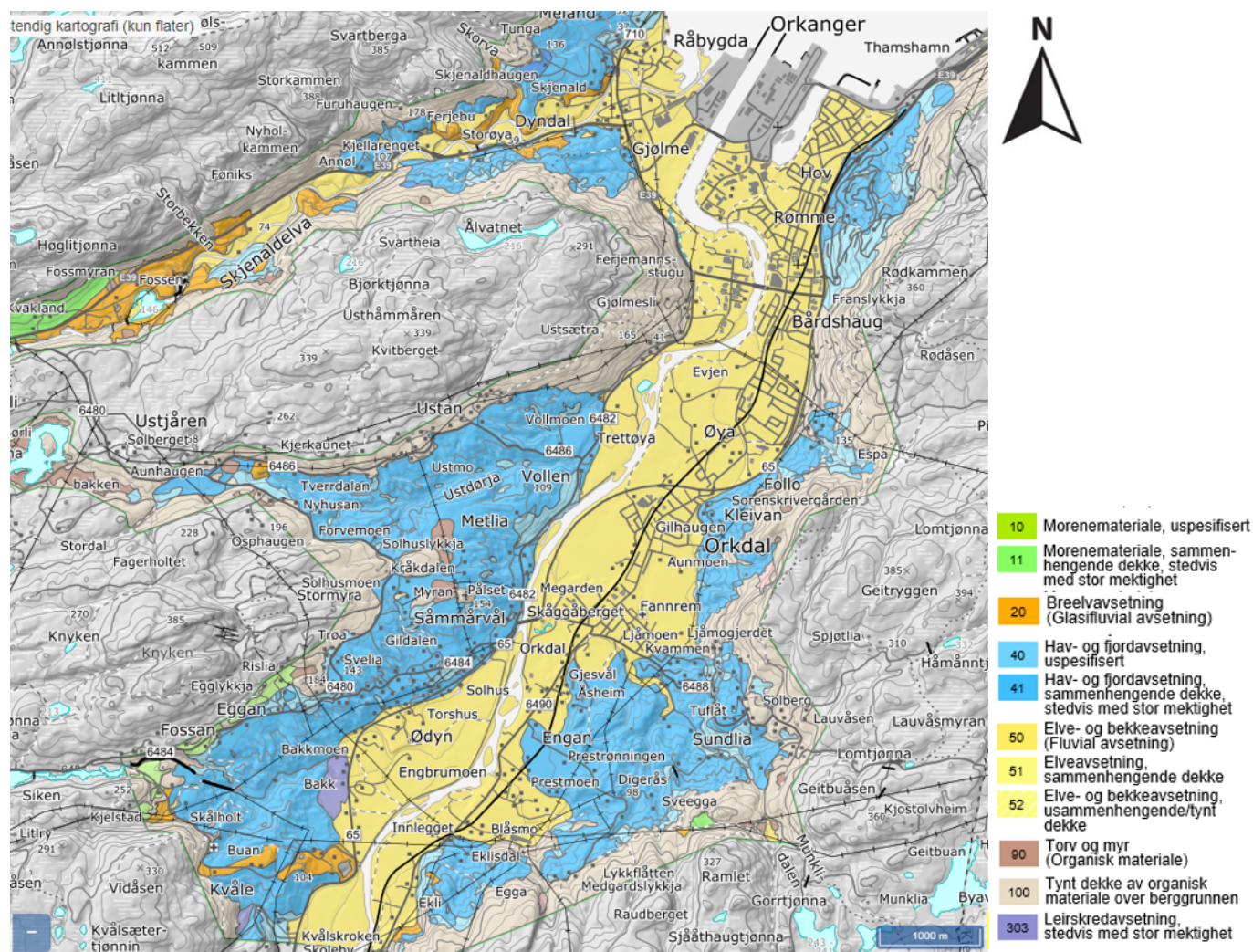


Figur 3.2: Kvartærgeologisk kart over prosjektområdet. Geotekniske borehull og marin grense er også markert (Gradmann mfl. 2022; Hansen og Gislefoss 2021).

3.1 Områdets kvartærgeologiske historie

Det ble gjennomført en overflatenær kvartærgeologisk kartlegging i Orkdalen for 40 år siden (Reite 1977, Reite 1984). Området ble da kartlagt i målestokk 1:50 000, og i forkant av prosjektet ble det

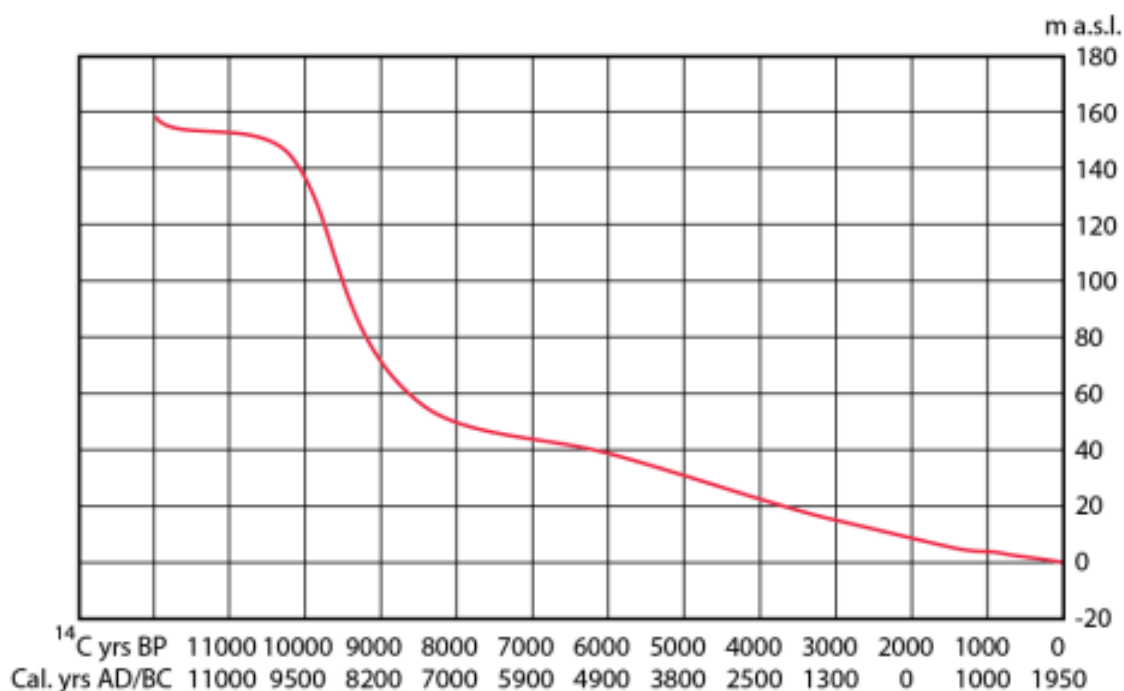
vurdert at en ny kartlegging i større målestokk var nødvendig. Den nordlige delen av Orkdal ble derfor på nytt kartlagt i tidsperioden 2016-2018 i målestokk 1:20 000 (Hansen og Gislefoss 2021). Kartet dekker de nordlige delene av Orkdalen og sidedalen Skjenalddalen. Kvartærgeologiske kart gir informasjon om ulike løsmassetypers utbredelse i landskapet og deres dannelsesmåte. Disse kartleggingene har dannet et viktig grunnlag for videre undersøkelser, og kan brukes i videre arealplanlegging og forvaltning. Kvartærgeologiske kart spiller også en viktig rolle ved vurdering av geofarar. Det kvartærgeologiske kartet utarbeidet av Hansen og Gislefoss (2021) er vist i figur 3.3.



Figur 3.3: Kvartærgeologisk kart over Orkdal, med tilhørende fargeforklaring (Hansen og Gislefoss 2021).

Breen som dekket Orkdalen under siste istid begynte å trekke seg tilbake fra sokkelkanten for omtrent 20 000 år siden og iskanten nådde Trøndelagskysten for 14 000 år siden. Etter tusen år med tilbaketrekning av isbreen så var den nordlige delen av Orkdal fri for breis (Rise mfl. 2006). På grunn av at jordskorpen fortsatt var nedtrykt som følge av vekten av isen og havnivået steg som følge av

bresmeltingen så utviklet det seg en isfjord i Orkdalen. Breen skuret og rensket fjellet i takt med tilbaketrekkingen og morenematerialer ble avsatt. Observasjoner av skuringsstrier på fjelloverflater vitner om at isen beveget seg enten på tvers eller skrått over dalen i Orkdal (Fretheim og Sveian 2010). Tilbaketrekkingen i dette området skjedde raskt, med enkelte opphold hvor det da enten ble avsatt moremateriale eller breelvsedimenter langs brefronten. Marin grense i området er på 160 moh. (Nordahl-Olsen 1984). Havnivåkurve for området er vist i figur 3.4, og er et resultat av deglasiasjonen og påfølgende landheving. Smeltevannet fra breene fraktet med seg mye finkorning materiale, blant annet av partikkelstørrelse leir ($< 2\mu\text{m}$) og tykke lag av marin leire ble avsatt på fjordbunnen.

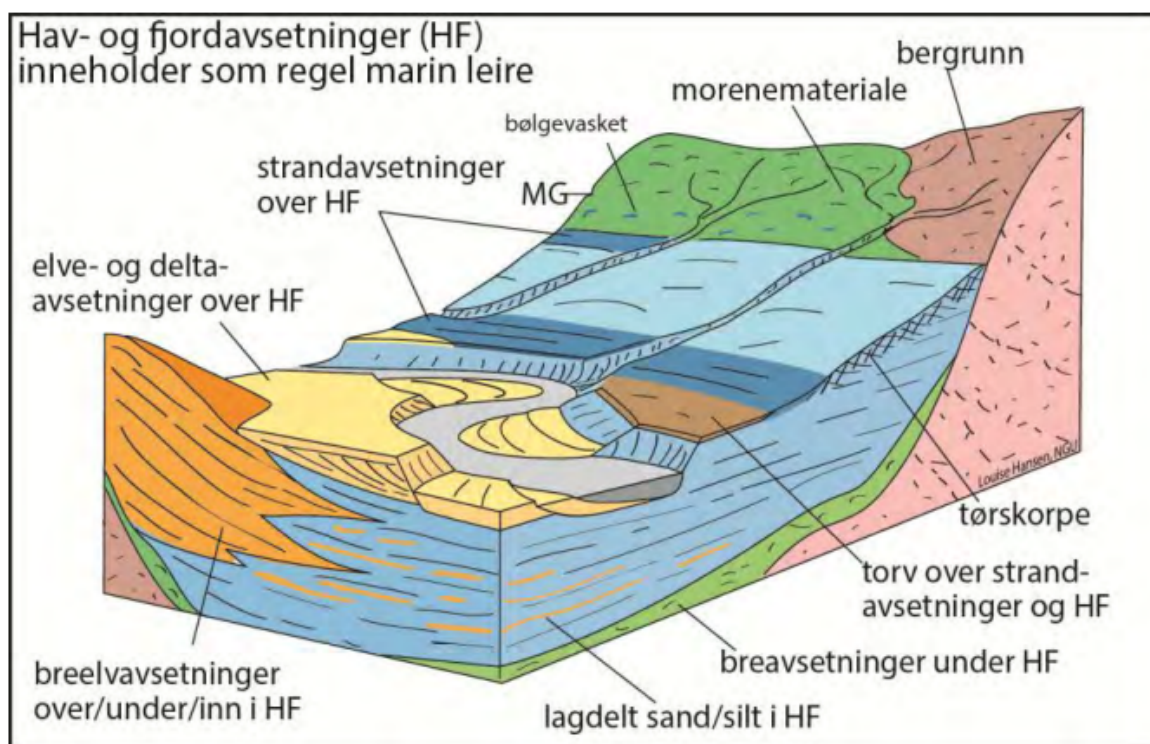


Figur 3.4: Havnivåkurve for Orkdalsområdet. X-aksen er tid, vist både i kalenderår og målte radiokarbon år. Y-aksen er meter over havet (moh) (Fretheim og Sveian 2010).

Fra figur 3.4 kan man se at at det relative havnivået faller raskt i første halvdel av Holocen som følge av rask landheving før det flater ut. Som et resultat av landhevingen så ligger marin leire nå over havnivå langs dalsidene og er avsatt under elveavsetningene sentralt i dalen (Hansen og Gislefoss 2021).

Orkdalen avspeiler, i likhet med mange norske fjorddaler, den typiske lagfølgen som oppstår som følge av isens tilbaketrekking og påfølgende høyt havnivå. Nederst blir det avsatt sedimenter fra breen som morene og eventuelt breelvavsetninger, som deretter dekkes med ofte mektige hav- og

fjordavsetninger før det øverst legger seg elveavsetninger (Stroeven mfl. 2016). Noen ganger er der også skredavsetninger øverst i stratigrafien. Elva Orkla har erodert og flatet ut midtre del av dalbunnen (Hansen og Gislefoss 2021). Sidene av dalen består hovedsaklig av marine leiravsetninger og også flere raviner og skredkanter. Stedvis består dalsidene også av grovere randavsetninger som er avsatt av smeltevann fra breen. En skisse av en typisk avsetningsoppbygning under marin grense er vist i figur 3.5.



Figur 3.5: Illustrasjon av typiske avsetningstyper under marin grense (Hansen og Gislefoss 2021).

Hansen og Gislefoss (2021) viser, i likhet med Reite (1977) at de sentrale delene av Orkdalen domineres av elveavsetninger og at dalsidene domineres for det meste av hav- og fjordavsetninger med enkelte forekomster av brelvavsetninger. Den nye kartleggingen viser dette i bedre detalj og viser også flere blotninger av fjell.

Området bærer preg av skredaktivitet, spesielt i områder med hav- og fjordavsetninger. Her finnes det typisk både leirskredgropene og leirskredavsetninger som vitner om tidligere skredhendelser. Skredgropene varierer i form og utbredelse. Flere av skredene er muligens utløst av elveerosjon. Flere av skredgropene har en smal munning (skredport), noe som er typisk for kvikkleireskred. Slike funn er ikke overraskende da det er påvist kvikkleire flere steder i dalen. Det er med andre ord sannsynlig

at det finnes kvikkleire flere steder i dalen. Flere steder finnes det lag med marin leire over elveter-
rassene som trolig skyldes leirras fra eldre, høyereliggende fjordavsetninger langs dalsidene (Fretheim
og Sveian 2010). I tillegg er det registerert spor etter enkelte steinskred og jordskred. Det er også
sannsynlig at mange av sporene fra skredaktivitet er forsvunnet på grunn av naturlige prosesser og
bakkeplanering (Hansen og Gislefoss 2021).

4 Teori

4.1 Kvikkleire

Dette delkapitlet er delvis gjengitt fra prosjektoppgaven skrevet høsten 2022 (Nossum 2022)

Noen av de mest befolkede områdene i Norge ligger på kvikkleire, og har en utbredt risiko for kvikkleireskred. Ifølge norske standarder så defineres kvikkleire som leire som har en udrenert skjærstyrke under eller lik 0,5 kPa (NGF 1975). Disse sedimentene er originalt avsatt i marine miljø, men som følge av landhevingen etter siste istid og dermed et lavere relativt havnivå så har sedimentene blitt løftet over havnivå. En langvarig prosess med utvasking av salt på grunn av grunnvannsstrømning og overflatevann har endret partikkelbindingene slik at de er svært utsatt for likvifaksjon når de blir forstyrret (Brand og Brenner 1981; Mitchell og Soga 1976).

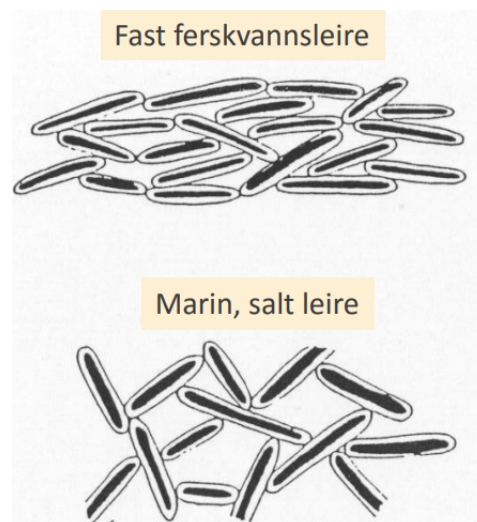
4.1.1 Dannelse

Løsmasser av ulikt slag ble ført med smeltevannet fra isbreene og avsatt i det salte havet etter hvert som isbreene smeltet og havet flommet innover der hvor isen tidligere stod. Blant sedimentene som ble fraktet var det partikler av fraksjonen leir. Leire består av veldig små partikler som er dannet fra berg eller større bergartskorn ved naturlig nedbrytning gjennom forvitring, knusing og sliping. Leirpartikler er definert som partikler som har en størrelse mindre enn 0,002 mm. Leirpartikler er små, lette og relativt flate (Lundström mfl. 2004). Leirpartikler er så små at man ikke hører en knaselyd når man tygger på de mellom tennene. En naturlig leiravsetning betegnes som leire dersom leirinnholdet er høyere enn 30%. Den defineres også som leire hvis leirinnholdet er høyere enn 15%, men da med en tilleggsbetegnelse som for eksempel siltig eller sandig. Det betyr at en leire også inneholder større kornstørrelser som silt og sand. Siltinnholdet og sandinnholdet kan være høyere enn leirinnholdet, da typisk norske marine leirer har et leirinnhold på 15-40%. Betegnelsen leire brukes likevel på grunn av leiras dominerende materialoppførsel (NGF 2011).

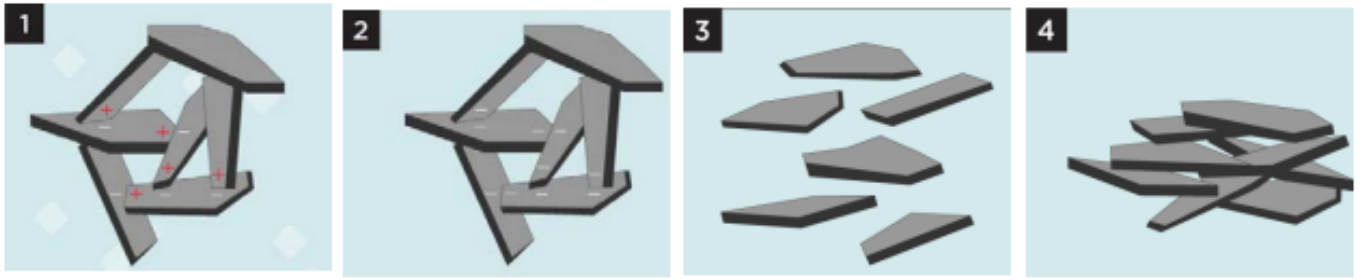
Leirpartikler er så fine at de ikke vil avsettes i rennende vann og ofte heller ikke i stillestående vann. Partiklene vil fraktes med elvene eller breelvene ut i havet. Når leirpartiklene møter det salte sjøvannet så vil saltionene i havet reagere med leirpartiklene og danne såkalte fnokk. Hadde det ikke vært for saltionene i sjøvannet så ville leirpartiklene blitt sedimentert enkeltvis, og på den måten resultert i en tettere struktur. Slik tilfellet er for ferskvannsleire (Mitchell og Soga 1976). Denne forskjellen er vist i figur 4.1. Ettersom fnokkingen fortsetter vil den til slutt ha nok tyngde og

partiklene vil til slutt bli store nok til at de faller til bunn og avsettes (Rosenqvist 1966). Som følge av saltionene i avsetningsmiljøet så vil det oppstå tiltrekkende krefter mellom leirpartiklenes kanter og flater. Leiren sine geotekniske egenskaper er en funksjon av denne korthusstrukturen den danner og ionekonsentrasjonen som finnes i porevannet (Lundström mfl. 2004).

Etter landhevingen har leira blitt hevet og befinner seg derfor ikke lenger i det salte miljøet den ble avsatt i. Forholdene kan da ligge til rette for at ferskvann, i form av grunnvann, strømmer gjennom leira og vasker vekk det salte porevannet som sørger for de elektrostatiske bindingene mellom partiklene. Vanlig sjøvann har et saltinnhold på 35 g/L. Ifølge Torrance (1974) kan kvikkleire dannes hvis porevannets saltinnhold reduseres til 2 g/L. Rosenqvist (1953) mente at hvis porevannets saltinnhold reduseres til 5g/L så kan leira utvikle seg til å bli meget sensitiv eller kvikk. Ferskvann erstatter saltvannet i porene ved at de presser saltvannet ut. Dette er dog en saktegående og gradvis prosess som kan ta tusenvis av år. Grunnen til dette er den lave permeabiliteten til leira. Lav permeabilitet betyr at den har vanskelig for å slippe vann gjennom, altså lav gjennomtrengningsevne. Dette sinker prosessen, da ferskvannet må presse hardere for å erstatte saltvannet (Torrance 1974). Gjennomstrømming av ferskvann endrer leiras mekaniske egenskaper og fører til store forskjeller mellom naturlig salt leire og utvasket leire. Resultatet av denne prosessen er at bindingene mellom leirpartiklene blir svekket og leira er det som kalles kvikk. Slik kvikkleire dannes i lommer eller lag i den marine leira (Brand og Brenner 1981). Strukturen marin leire har før utvasking, etter utvasking og etter et skred har gått er illustrert i figur 4.2.



Figur 4.1: Den marine, salte leira har en åpen korthusstruktur, mens ferskvannleira har en mye tettere kornstruktur (Wold og Sandven 2016).



Figur 4.2: Utvikling av kvikkleire fra fnokkdannelse og korthusstruktur (1) til utvasket og kvikk leire (2) til leirpartikler som flyter i sitt eget porevann som under et skred (3) til stabiliserte skredmasser i en tettere struktur som minner om en ferskvannssleire (4) (NVE 2019).

Etter avsetning resulterer de sterke bindingskreftene mellom flate og kant i en stabil korthusstruktur, vist på steg 1 i figur 4.2. På grunn av den åpne strukturen så har marin leire stort porevolum og høyt vanninnhold. Over tid kan det salte porevannet bli erstattet med ferskvann, slik som på steg 2 i figur 4.2. Bindingskreftene mellom leirpartiklene blir svekket og leira innehar nå kvikke egenskaper. På steg 3 ser man at kvikkleire, som har sprøbruddegenskaper, overbelastes. Da kollapser kornstrukturen slik at det blir et vannoverskudd. Dette resulterer i at partiklene flyter i sitt eget porevann og blir til en tyntflytende suppe. Etter skredet er ferdig og skredmassene avsettes så får leira en tettere og mer stabil struktur som er lik den som er i en ferskvannssleire. Nå vil den ikke inneha de samme sprøbruddegenskapene som den hadde før bruddet. Dette er vist på steg 4 i figur 4.2.

Kvikkleire er stabil så lenge den ikke overbelastes. Kvikkleire kan ha en uforstyrret skjærstyrke lik leirmassene som omgir kvikkleira som har lik avsetningshistorikk. Forskjellen er derimot stor når det gjelder den omrørte skjærstyrken. Kvikkleire har en veldig lav udrenert, omrørt skjærstyrke (Bjerrum 1954). Hvis kvikkleire overbelastes vil gitterstrukturen kollapse. Det som skjer da er at leirmassene blir til en flytende suppe i sitt eget porevann. En slik overbelastning skjer enten på grunn av naturlige årsaker slik som erosjon fra elver og bekker, eller på grunn av menneskeskapte årsaker slik som utgravninger i bunn av skrånninger, utfyllinger på toppen av skrånninger eller andre belastninger av terrenget som svekker stabiliteten (Lacasse mfl. 2017).

Etter et kvikkleireskred har gått har leirstrukturen kollapset og leirflakene lagt seg oppå hverandre. Det vil ikke lenger være en korthusstruktur i leira. Transporten av massene under skredet vil avhenge av terrenget, utbredelsen av kvikkleire og hvor tyntflytende leira er (Thakur mfl. 2017).

4.1.2 Definisjon

Jordartenes skjærstyrke er dens maksimale motstand mot å gå i brudd langs en indre glideflate. Å forstå den aktuelle jordarten sin skjærstyrke er helt essensielt for å vurdere stabilitetsproblemer (Thakur mfl. 2017). Hovedsaklig er det jordartenes sin evne til å motstå hurtige påførte skjærspenninger som avgjør hvor mye jordarten tåler før den bryter sammen. I finkornige jordarter, som leire, brukes parameteren udrenert skjærfasthet. Den udrenerte skjærfastheten deles inn udrenert, uforstyrret skjærfasthet og udrenert, omrørt skjærfasthet. Ved brudd i en finkorning jordart oppstår det betydelige deformasjoner og omrøring. Skjærfastheten svekkes betydelig, og man snakker nå om en såkalt omrørt skjærfasthet, $C_{u,r}$. Kvikkleire er ifølge NGF (1975) definert som leire som i omrørt tilstand har omrørt skjærfasthet $C_{u,r} \leq 0,5kPa$.

Det brukes også ofte en annen geoteknisk parameter sammen med den omrørte skjærfastheten når kvikkleire skal defineres. Kvikkleire er en veldig sensitiv leire, og har som regel sensitivitet høyere enn 30. Sensitivitet er definert etter formel 4.1, og beskriver forholdet mellom leiras udrenerte uforstyrret skjærfasthet og omrørt skjærfasthet (NGF 1975).

$$S_t = \frac{C_u}{C_{u,r}} \quad (4.1)$$

hvor C_u = uforstyrret skjærfasthet og $C_{u,r}$ = omrørt skjærfasthet

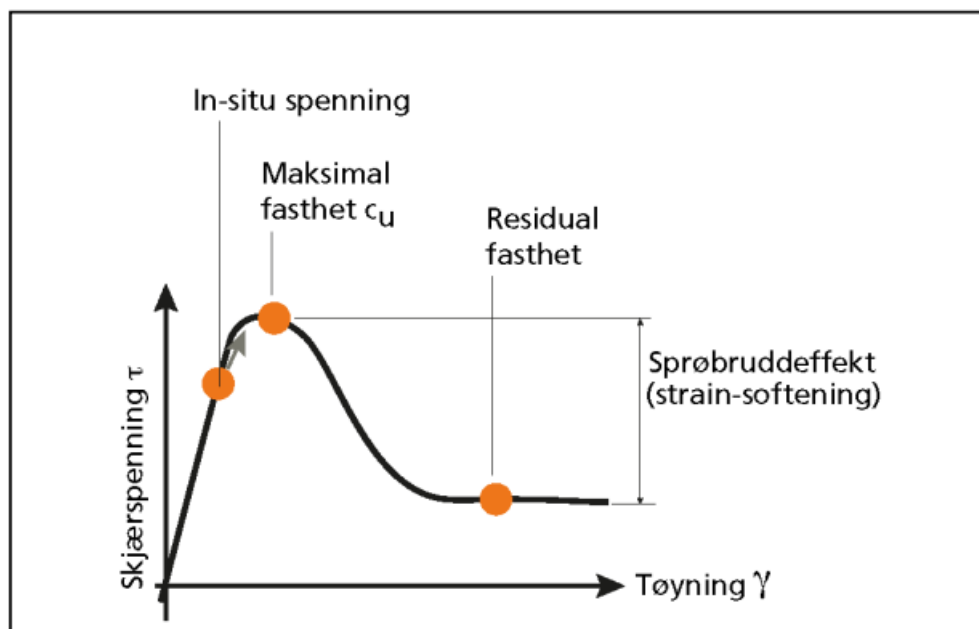
Kort fortalt så er betegnelsen kvikkleire brukt om et leirmateriale som nesten fullstendig mister sin styrke og fasthet ved omrøring. Kvikkleirens spesielle egenskaper kan oppsummeres i at den har en betydelig styrke i uforstyrret tilstand, blir helt tyntflytende ved omrøring og gjenvinner igjen sin styrke og oppførsel igjen ved tilsetning av salt (Torrance 1983).

Kvikkleire er ikke en endelig tilstand. Fortsetter gjennomstrømming av ferskvann kan stabiliserende ioner tilføres kvikkleira, og dermed gjøre leiren mer stabil. Nær overflaten av terrenget utvikles ofte en flere meter tykk tørrskorpeleire som ikke er av kvikk karakter. Tørrskorpeleiren er vanligvis avgrenset til et nivå litt under normal grunnvannsstand (Solberg mfl. 2010).

4.1.3 Sprøbruddmateriale

Sprøbruddmateriale er i følge NVEs kvikkleireveileder en leire som har omrørt skjærfasthet ≤ 2 kPa (NVE 2019). En sensitivitet høyere enn 15 indikerer ofte et sprøbruddmateriale. Et sprøbruddma-

teriale er et materiale som får en betydelig reduksjon i fasthet ved tøyninger utover tøyning ved maksimal fasthet. Fastheten i materiale vil ikke kunne gjenvinnes igjen selv om materialet avlastes. Dette er illustrert i figur 4.3.



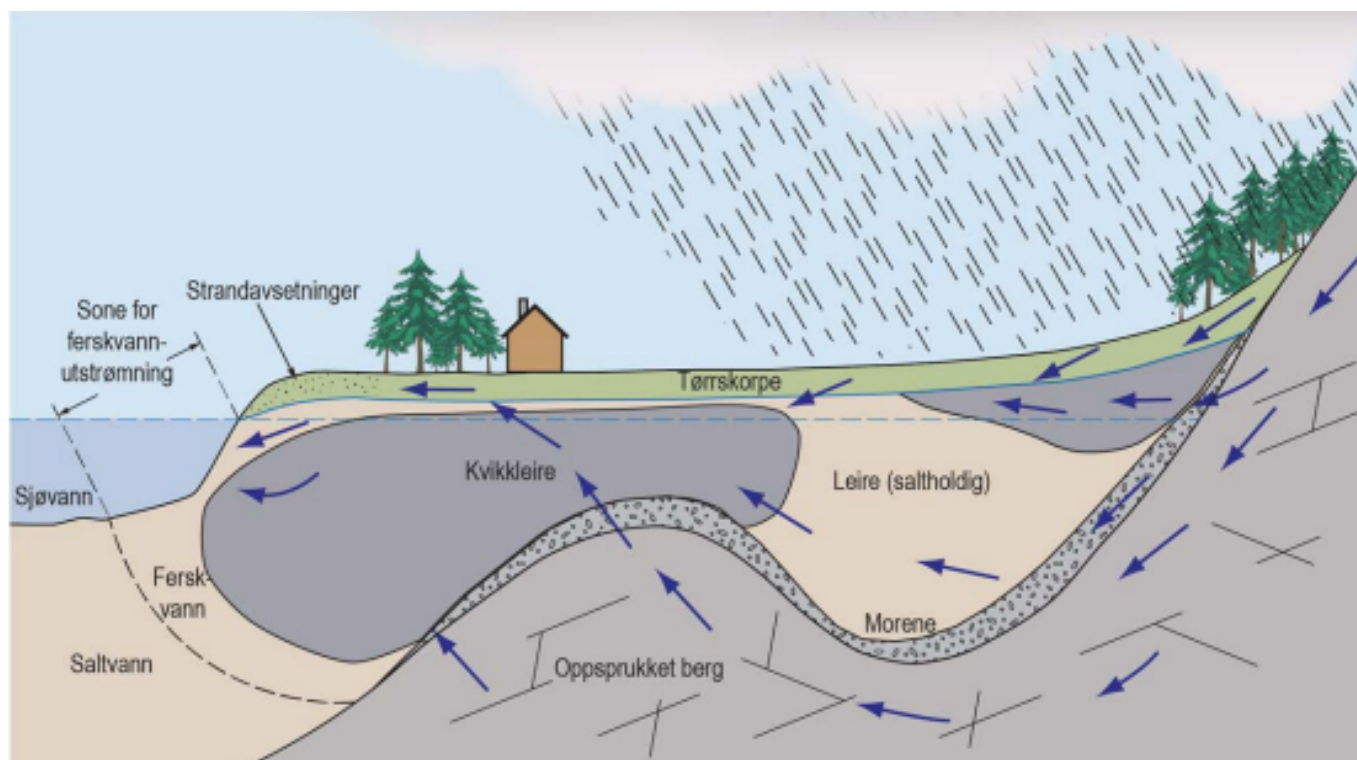
Figur 4.3: Kurven viser hvordan forholdet mellom skjærspenning og tøyning utvikler seg i et sprøbruddmateriale. Ved pålastning utover maksimal fasthet vil et sprøbruddmateriale brått miste skjærfastheten og et brudd oppstår. Ved ytterligere tøyning vil skjærfastheten minke til den når den residuale fastheten (NVE 2014).

Kvikkleire er et sprøbruddmateriale. Sprøbruddmateriale er derimot et bredere begrep enn det kvikkleire er. Kvikkleire er et sprøbruddmateriale, men alle sprøbruddmaterialer er ikke kvikkleire. En vesentlig forskjell mellom marin leire og kvikkleire er at den salte leiren opprettholder sin seighet og deformerbare egenskaper selv etter kraftig omrøring. Denne typen leire kan beskrives som å ha en plastisk oppførsel. På den annen side blir kvikkleire tynnflytende ved omrøring. Den har en sprø oppførsel hvor leirstrukturen kollapser, og leirpartiklene flyter fritt i sitt eget porevann (Mitchell og Soga 1976).

4.1.4 Typiske terrengområder for kvikkleiredannelse

Saltutvasking er hovedsaklig et resultat av grunnvannstrømning over lang tid. Saltutvasking vil avhenge av mange faktorer som topografi, strømningsgradienter, bergtopografi, bergsprekker og forekomsten av vannførende lag, da typisk sand og grus. Med denne bakgrunnskunnskapen kombinert

med erfaringer fra tidligere gjennomførte grunnundersøkelser, så kan kvikkleireforekomster knyttes til tre ulike terrengområder. Dette er illustrert i figur 4.4.



Figur 4.4: Prinsippkisse som viser utvasking av salt og typiske terrengområder for kvikkleiredannelse.

Typiske terrengområder for kvikkleiredannelse er bak en steil ravineskråning, i lommer over leirdekkede fjellkoller og i leirskrån timer mot åssider (NGI 2014).

Man vil typisk få kvikkleiredannelse rett bak en steil ravineskråning, da overflatevann strømmer gjennom leira fra høyereliggende flate partier og ned gjennom avsetningen via sprekker i tørrskorpen. Norske marine leirområder ligger typisk i en kupert fjelltopografi, da leira dekker dype søkk og grunne fjellkoller. Der hvor dybden til fjell er minst, er også vannets gradient størst og derfor er det også her at saltutvasking skjer med høyest hastighet. Dette resulterer i kvikkleiredannelse i lommer over leirdekkede fjellkoller og i leirskrån timer mot åssider, vist i figur 4.4 (NGI 2014).

Det vil kun finnes kvikkleire der den avsatte opprinnelige strukturen opprettholdes. Dette vil ikke være tilfellet der hvor det allerede har gått kvikkleireskred. Kvikkleira har lagt seg i en annen struktur enn den opprinnelige. Skredgroper vil være en tydelig indikator på hvor tidligere kvikkleireskred har gått. I skredgroperne vil det ikke lenger eksistere kvikkleire, mens i områdene rett utenfor skredgroperne vil det kunne være kvikkleire. Kartlegging av skredgroper er derfor en viktig del av arbeidet

når man skal vurdere risiko for kvikkleireskred. Denne kartleggingen kan være utfordrende, da terrengeendringer slik som bakkeplanering er vanlig. Denne kunnskapen vil være en god bakgrunn når det skal gjennomføres grunnboringer og feltundersøkelser, men å se på terrengeformer, skredgroper og topografi vil ikke alene være en fullverdig kvikkleirekartlegging (NGI 2014).

4.2 Kvikkleireskred

Dette delkapitlet er delvis gjengitt fra prosjektoppgaven skrevet høsten 2022 (Nossum 2022)

Det er forholdsvis liten del av Norge som er dekket av marine avsetninger. Imidlertid er det ofte en sammenheng mellom disse områdene og deres gunstige egenskaper som jordbruksarealer, noe som resulterer i en tett befolkningstetthet. Denne uheldige kombinasjonen er årsaken til at kvikkleireskred jevnlig får katastrofale konsekvenser. Den andelen av Norge som faktisk er dekket av kvikkleire er enda mindre. Dette skyldes hovedsakelig at mye av den marine leiren ikke har gjennomgått omdanning til kvikkleire. Utvasking av marin leire er avhengig av flere faktorer. Siden leire er tett og impermeabel, kreves det tilstedeværelse av grovere materialer i de omkringliggende lagene for at ferskvann skal kunne trenge inn i leiren (NGI 2014).

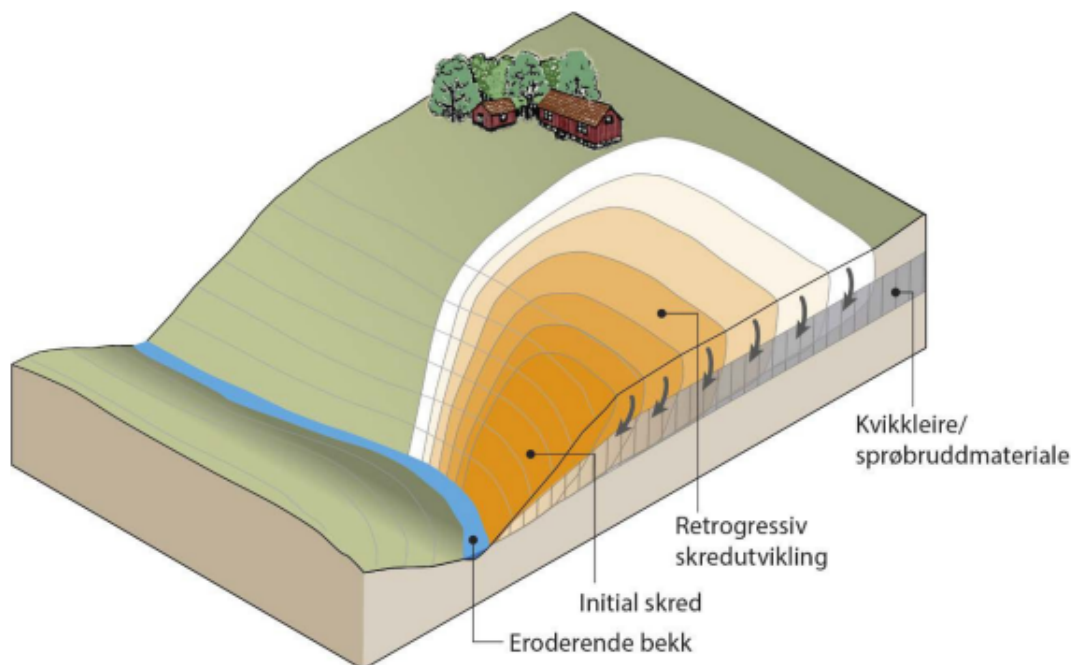
Kvikkleireskred utløses enten av naturlige prosesser eller på grunn av menneskelige inngrep. Den vanligste naturlige årsaken til kvikkleireskred er erosjon i vassdrag. En liten utglidning ned mot en bekk kan være forløperen til et større skred. Kvikkleireskred utløst av menneskelige inngrep blir mer og mer vanlig. Masseforflytninger ved bakkeplanering, graving og utfylling i topp av skråning er eksempler på anleggsarbeid som kan være årsaken til at et kvikkleireskred utløses (NVE 2019).

Utglidninger forårsaket av svekket skråningsstabilitet grunnet erosjon og menneskelige inngrep kan skje i alle typer løsmasser. Slike lokale utglidninger vil normalt begrense seg til skråningen. Konsekvensene av et slikt skred er ofte små, sammenlignet med i en leire med kvikke egenskaper. Slike skred kan derimot være forløperen til et større kvikkleireskred. På grunn av kvikkleira sine sprøbruddegenskaper vil det være stor fare for et progressivt forplantet brudd. Det som skjer ved et progressivt brudd er at den lokale overbelastningen starter en kjedereaksjon av brudd som forplanter seg langs bruddsonen. Belastningen overføres fra punkter som allerede har gått i brudd og hvert punkt kollapser når det etterhvert når sin maksimale fasthet. Prosessen kan sammenlignes med en dominoeffekt. For jordarter med sprøbruddegenskaper vil skredet som oftest strekke seg langt utover skråningsområdet og derfor ofte ha et større skadeomfang. Selv i flatt terrenge så vil kvikkleireskred

oppnå relativ høy hastighet på grunn av dens tyntflytende karakter (NVE 2019).

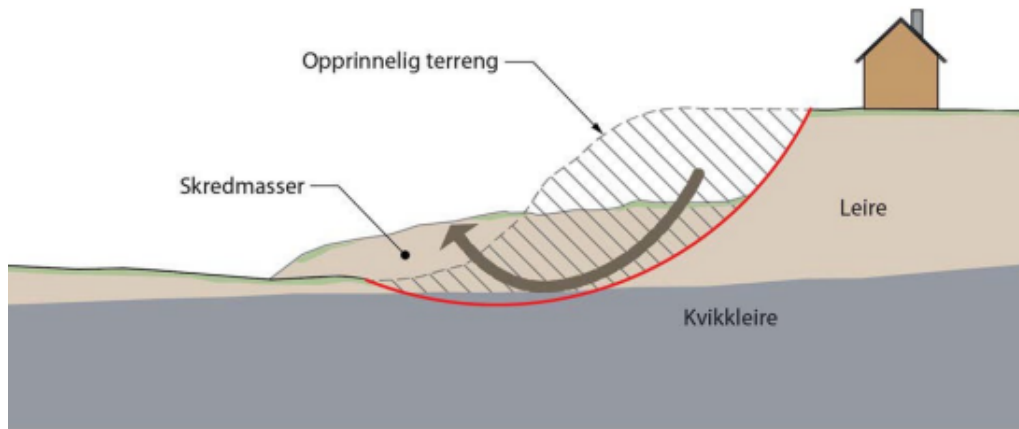
Kvikkleireskred kan utvikle seg på ulike måter. Kvikkleireskred deles hovedsaklig inn i tre typer; retrogressive skred, rotasjonsskred og flakskred.

Retrogressive skred er en av de mest kjente utviklingene av et kvikkleireskred. Denne skredtypen begynner med et initialskred og utvikler seg bakover med flere skred som følge av at støtten nedenfor er fjernet. Skredet vil kunne forplante seg utover områder med minimal helning. Skredet stopper ikke før kvikkleirelomma er tømt eller det oppstår en likevekt ved at massene fra skredet fyller gropa (Thakur mfl. 2017). Slike skred vil ofte etterlate seg en flaskehalsformet skredgrop og prinsippet er illustrert i figur 4.5.



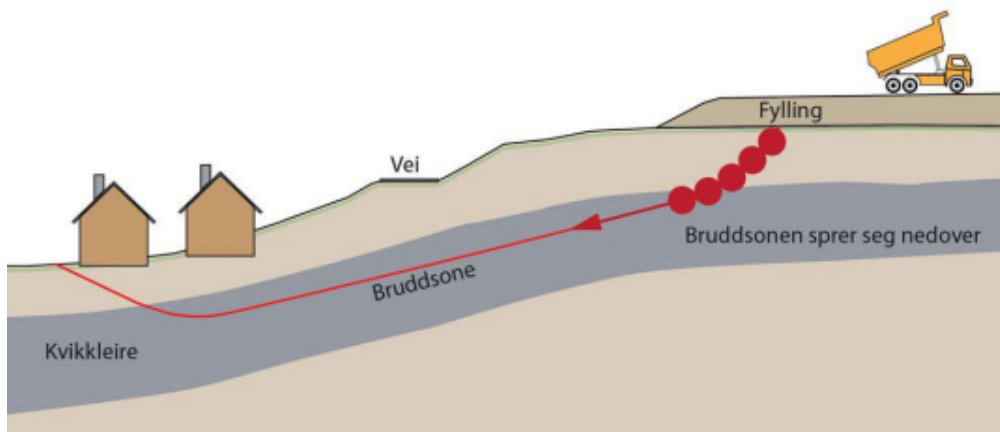
Figur 4.5: Eksempel på utvikling av et retrogressivt skred. Initialskredet utløses på grunn av en eroderende bekk og videre for man en bakoverplantet skredutvikling (NVE 2019).

Rotasjonsskred kan også skje i leire uten sprøbruddegenskaper. Ved et rotasjonsskred beveger skredmassene seg i en tydelig rotasjonsbevegelse. Skredet resulterer i en nedsynkning av toppen av skråningen og en heving i bunn (NVE 2019). En skisse for et typisk rotasjonsskred er vist i figur 4.6.



Figur 4.6: Eksempel på utvikling av et rotasjonsskred. Skredmassene beveger seg i en tydelig rotasjonsbevegelse (NVE 2019).

Flakskred er et skred der hvor et større flak sklir ut i en bevegelse. Flakskred inntreffer gjerne i slakt terreng. Flakskred skjer typisk der hvor det finnes mindre sensitive masser over et tynt kvikkleirelag som er parallellt med overflaten. Det som skjer når kvikkleirelaget kollapser er at de mindre sensitive massene glir ut som et stort flak på den omrørte leira. Flakskred utløses som regel av en overbelastning i forkant eller bakkant av skråningen. En illustrasjon på hvordan et flakskred kan utvikle seg er vist i figur 4.7 (NVE 2019).



Figur 4.7: Eksempel på utvikling av et flakskred, hvor et tynt kvikkleirelag befinner seg under mindre sensitive masser som sklir ut som et flak på den omrørte leira (NVE 2019).

4.3 Resistivitet

Dette delkapitlet er delvis gjengitt fra prosjektoppgaven skrevet høsten 2022 (Nossum 2022)

Når elektrisk strøm strømmer gjennom et materiale, møter den en viss motstand R . Som et resultat av dette så synker potensialet V hvis det måles i to punkter langs strømmeretningen. Fra Ohms lov har vi:

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad [\Omega] \quad (4.2)$$

hvor R = Elektrisk motstand, V = spenning og I = strøm

Motstanden R er motsatt proporsjonal med tverrsnittsarealet A [m^2] og direkte proporsjonal med lengden L [m] av objektet som strømmen beveger seg gjennom, vist i formel 4.3.

$$R = \rho * \frac{L}{A} \quad [\Omega] \quad (4.3)$$

Eller skrevet som et uttrykk for resistiviteten ρ :

$$\rho = R * \frac{A}{L} = \frac{V}{I} * \frac{A}{L} \quad [\Omega.m] \quad (4.4)$$

Resistivitet har benevningen ohmmeter [Ωm]. I homogene materialer er den resistiviteten som måles den reelle resistivitet, mens i inhomogene materialer er målt resistivitet et vektet gjennomsnitt av viste reelle resistivitetsverdier og kalles for tilsynelatende resistivitet. Ohms lov på vektorform er vist i formel 4.5, og er den formelen som benyttes for å beregne den tilsynelatende motstanden i bakken.

$$\rho = \frac{E}{J} \quad [\Omega.m] \quad (4.5)$$

hvor E = elektrisk feltstyrke ($\frac{V}{m}$) og J = strømdensitet ($\frac{A}{m^2}$)

Når man skal beregne bakkens resistivitet må man gjøre noen antagelser. For eksempel at jorda oppfører seg som et homogent, isotropt materiale, at elektrodene fungerer som perfekte ledere, at resistivitetsmodulens strømkrets oppfører seg som en perfekt strømforsyning og at forholdstallet $\frac{A}{L}$

er konstant (Lunne mfl. 1997). Med sistnevnte antagelse for man følgende uttrykk for resistivitet, vist i formel 4.6.

$$\rho = R * \frac{A}{L} = R * K = K * \frac{U}{I} \quad [\Omega.m] \quad (4.6)$$

Konstanten K er en geometrisk faktor og påvirkes av elektrodernes geometri og konfigurasjon. Den kan beregnes ved formel 4.7 (Reynolds 2011).

$$K = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right]^{-1} \quad (4.7)$$

hvor avstandene AM, MB, AN og NB bestemmes av elektrodekonfigurasjonen som velges. Ulike elektrodekonfigurasjoner er vist i figur 5.2.

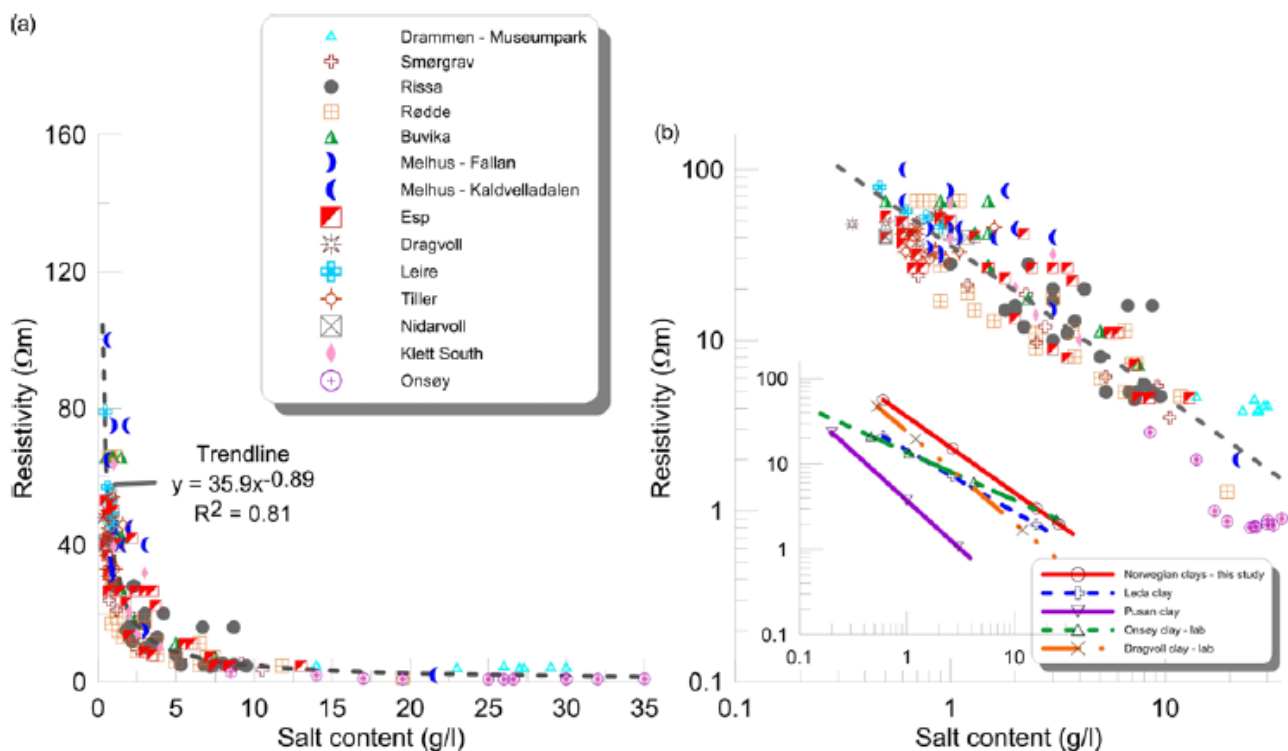
Resistiviteten, ρ , er inversen av konduktivitet, også kalt elektrisk ledningsevne σ , vist ved formel 4.8.

$$\rho = \frac{1}{\sigma} \quad \left[\frac{1}{\text{Siemens}/m} = \Omega.m \right] \quad (4.8)$$

4.3.1 Faktorer som påvirker resistiviteten

Det finnes hovedsaklig tre typer elektrisk konduktivitet, og ved jordklassifisering bruker man hovedsaklig det som kalles ionisk konduktivitet. Kort forklart så er ionisk konduktivitet elektrisk strøm fra bevegelser av ioner. Det er enighet i fagmiljøet om at resistivitet i jord hovedsaklig påvirkes av kornstørrelse, vanninnhold, metningsgrad og porevannskjemi. Faktorer som ionemobilitet i porevannet, temperatur, mineralogi og innhold av organiske stoff vil også påvirke. De fleste mineraler og bergartskorn er dårlige ledere og derfor vil fast berg ha en høy resistivitet. Det finnes derimot eksempler på mineraler som har lav resistivitet, for eksempel grafitt, jernholdige oksider og sulfider (Reynolds 2011). Slike konduktive mineraler kan ha så lav resistivitet som $1 \Omega.m$ (Dobrin 1960). I slike tilfeller strømmer elektrisitet på grunn av bevegelse av elektroner i gitterform. Denne typen konduktivitet kalles elektronisk ledningsevne. For jordarter som derimot ikke inneholder disse mineralene med lav resistivitet så er elektrisitet som regel strømmer av ioner. Disse ionene finnes hovedsaklig oppløst i porevannet og derfor er porevannets ledningsevne av stor betydning for bakkens målte resistivitet (Montafia og Sandven 2014).

Long mfl. (2017) har samlet data fra ulike leirelokasjoner i Norge, og fant en sterk korrelasjon mellom porevannets saltinnhold og resistivitet for leirer. Et spredningsplott for resistivitet og saltinnhold for lokasjonene i studien er vist i figur 4.8. Man kan se tydelig fra plottene at resistiviteten øker med synkende saltinnhold.



Figur 4.8: Spredningsplott for resistivitet [Ωm] og saltinnhold [g/L] fra Long mfl. (2017). a) viser i naturlig skala, mens b) viser i logaritmisk skala

Shevnin mfl. (2007) konkluderte med at for leire generelt, og spesielt for utvaskede leirer, så er det hovedsaklig saltinnholdet som påvirker resistiviteten. Torrance (1974) foreslo at porevannets saltinnholdet må være lavere enn 2 g/L for at leira skal kunne utvikle seg til å bli kvikk. Det vil derimot ikke si at alle leirer med så lavt saltinnhold er kvikk. For eksempel vil leirer som ikke er avsatt i et marint miljø ha veldig lavt saltinnhold, men ikke kunne utvikle kvikke egenskaper. Skal man gjøre en mer detaljert analyse bør man også se på påvirkningen av blant annet den kjemiske sammensetningen i saltene. Elektrisk ledningsevne øker med økende konsentrasjon av kationer (Andersson-Sköld mfl. 2005). I marin, saltholdig leire vil det være både bindende og frastøtende elektriske krefter som virker. De bindende kreftene er derimot sterkest. Ved utvasking på grunn av ferskvann som trenger gjennom og videre utvikling av kvikkeleire så vil både innholdet av flervalente kationer og kaliuminnholdet reduseres. Tilstedeværelsen av natriumioner derimot, er fortsatt høy. I kvikkeleire har de frastøtende

kreftene økt på grunn av utvaskingen av kationer og strukturen er derfor ustabil (Rosenqvist 1953). Fortsetter grunnvannsstrømningen vil man kunne få ioner som virker mer stabiliserte i porevannet, slik som magnesium og kalsium. Resultatet er elektriske krefter av mer bindende karakter. Det er likevel viktig å være klar over at porevannet sitt saltinnhold fortsatt vil være lavt (Hilmo 1989). Porevannets ledningsevne er av stor betydning for bakken sin målte resistivitet. det er imidlertid ikke den eneste faktoren som påvirker resistiviteten.

Til tross for pågående forskning er det fortsatt ikke en fullstendig forståelse av hvilke faktorer som har størst innvirkning på resistivetsverdiene til jordarter. Prosentvis leirinnhold vil påvirke resistiviteten. Hovedsaklig så minker resistiviteten med økende leirinnhold. Dette forklares med at leirpartikler fasiliterer overflatekonduktivitet av elektrisk strøm. De ledende egenskapene til leirpartiklene kompliserer forståelsen av resistiviteten til finkornede jordarter. Mekanismene som styrer grovkornete jordarter er bedre forstått. Det som ikke er forstått når det kommer til finkornete jordarter er hvor stor innflytelse hver faktor har på resistiviteten (Montafia og Sandven 2014). Leirinnholdet ser ikke ut til å påvirke resistiviteten i materialet i stor grad sammenlignet med porevannets saltinnhold. En studie utført av Long mfl. 2017 viser at en endring fra 35% leirinnhold til 40% leirinnhold kan endre resistiviteten med 10%. En endring fra 2 til 7 g/L saltinnhold minker resistiviteten med 50%. Ved lavt saltinnhold vil leirinnholdet ha større innvirkning. I samme studie er det vist at kun ved veldig lave leirinnholdverdier, under 20%, så vil resistiviteten øke betraktelig mot verdier som er mer typisk for silt og sand. I studien så gjenspeiler saltinnholdet de teoretiske prinsippene som er utviklet av Shevchin mfl. (2007).

Long mfl. (2017) gjorde en sammenligning mellom resistivitet og udrenert skjærstyrke, som er selve definisjonsparameteren til kvikkleire. Resultatet viste en tydelig korrelasjon mellom de to parametrene på en indirekte måte, men korrelasjonen var begrenset til prøver som er på en større dybde enn tørrskorpa og forvittringssonen. Den dybden vil variere, men var i denne studien på ca. 7,5 meter. På grunn av den vesentlige kjemiske forvitringen som foregår på disse grunne dybdene så vil den utvaskede leira bli restabilisert og føre til falske negativt. Resistivetsverdiene vil kunne indikere utvasket, mulig kvikkleire, selv om leira ikke er kvikk i dette tilfellet. Tørrskorpeleire dannes fra overflaten ved at leira tørker og dermed sprekker opp. Egenskapene til leira endres på grunn av forvitring, utfelling og sementering, først og fremst av gips, kalsitt, jern- og aluminiumhydroksider (Solberg mfl. 2010). Tørrskorpeleire har ofte resistivetsverdier på over 100 Ωm . Saltinnholdet til den marine leira er nært knyttet til både styrke og elektriske egenskaper. Forholdet mellom resistivitet og styrken til

kvikkleire har blitt studert i Canada (Aylsworth og Hunter 2004), Sverige (Dahlin 1996) og Norge (Rømoen mfl. 2010).

4.3.2 Typiske resistivitetsverdier i jordarter

Ulike jordarter har typiske resistivitetsintervaller som man i teorien kan benytte til å skille de fra hverandre. Dahlin (1996) beskrev studier av svensk kvikkleire og hvordan vi har en resistivitetskontrast mellom marin og utvasket leire. Resistivitetsintervallene for de ulike jordartene er derimot overlappende og kan virke villedende uten sammenstilling og tolkning med andre geofysiske og geotekniske målinger (Montafia og Sandven 2014). Klassifiseringen av løsmasser basert på resistivitetsverdier er hovedsaklig empiriske. Det vil si at de er utledet fra en sammenligning av geotekniske og geofysiske data fra tidlige studier. På grunn av den store innflytelsen porevannets saltinnhold har på resistiviteten og på grunn av det faktum at marin leire har et mye høyere saltinnhold i porevannet enn utvasket leire har så vil man kunne utnytte resistivetsmålinger for å skille mellom marin og utvasket leire. Marin leire med høyt saltinnhold i porevannet vil ha en lavere resistivitet enn hva som er tilfellet i en utvasket leire (Solberg mfl. 2012).

Rømoen mfl. (2010) resulterte i resistivitetsintervaller for ulike norske løsmasser. Solberg mfl. (2008) foreslo et intervall på 10-80 Ωm basert på en undersøkelse i Buvika, Norge, men utvidet øvre grense til 100 Ωm basert på data samlet inn i Rødde, Norge. Lundstrøm mfl. (2009) gir indikasjoner på at kvikkleire kan ha resistivitetsverdier så lave som 5 Ωm . Long mfl. (2017) sine undersøkelser viste at resistivitet $< 10 \Omega\text{m}$ utelukkende peker på at det er stabil, marin leire på alle prøver. Den eksakte plasseringen av denne grensen representerer en betydningsfull faktor for tolkningsmuligheten ved bruk av resistivetsmålinger for kartlegging av kvikkleire. Det mest aksepterte resistivitetsintervallet for kvikkleire er 10-100 Ωm . Resistivitetsintervallene er påvirket av lokale forhold og vil derfor være geografisk betinget. Resistivitetsintervallene er heller ikke unike, da det ofte er overlapp mellom ulike typer løsmasser (Bazin og Pfaffhuber 2013). Løsmasser som faller innenfor resistivitetsintervallet for utvasket leire er blant annet utvasket, kvikk leire, leire blandet med grovere sedimenter eller leire som har gjennomgått ulike forvittringsprosesser (Harrison mfl. 2021). Typiske resistivitetsverdier for ulike løsmasser og berg er vist i figur 4.1. Klassifiseringsskjemaet er en forenklet tilnærming som vil være gjeldende for et avgrenset område med en konsekvent sedimentasjonshistorie.

Tabell 4.1: Resistivitetsverdier i utvalgte materialer (Reynolds 2011 og Solberg mfl. 2012)

Materiale	Resistivitet [Ωm]
Marin leire	1-10
Utvasket marin leire (mulig kvikkleire)	10-100
Tørrskorpeleire	>100
Siltige masser	50-150
Sand og grus	>150
Fjell	1000-10000

4.3.3 Måling av resistivitet

Man kan bruke forskjellige elektriske og elektromagnetiske målemetoder for å kartlegge løsmasser og berggrunn ved å utnytte at ulike materialer har ulik elektrisk ledningsevne. Når resistivitetsmålinger benyttes til ingeniørgeologiske formål er det som oftest ønskelig med god oppløsning i både horisontal og vertikal retning. Derfor er det som regel ønskelig at metoden gir resultater i minst 2 dimensjoner (Dahlin 1996). Målinger i 3 dimensjoner kan også utføres med riktig utstyr, eller ved å sette sammen 2D-profiler til en kvasi-3D-modell av undergrunnen (Solberg mfl. 2010). Den elektriske resistiviteten til grunnen kan måles i laboratoriet, ved punktmåling i jorden, fra overflaten eller fra luften (Sandven, Montafia mfl. 2015). 1D-målinger utført i sonderingshull er spesielt nyttig for kontroll i noen punkter. Ifølge Long mfl. (2017) er resistivitet en konsekvent parameter uavhengig av om dataene er hentet fra borehull, fra overflaten eller fra lufta. Det er likevel viktig å presisere at dette kun er tilfellet hvor metodene overlapper og at prøvevolumet mellom de ulike metodene varierer stort. Alt fra noen få kvadratcentimeter ved borehullsdata til flere hundre kvadratkilometer ved helikoptermålinger. NGU har utarbeidet en veileder for hvordan resistivitetsmålinger bør utføres, prosesseres og tolkes når formålet er karakterisering av marine avsetninger og mulig kvikkleire (Solberg mfl. 2010). Målet med en slik veileder er at det skal gjøre det enklere for fagmiljøet å få en mer samlet forståelse av relevante bruksområder og utførelse av slike målinger.

5 Geofysiske og geotekniske metoder

Dette kapitlet er delvis gjengitt fra prosjektoppgaven skrevet høsten 2022 (Nossum 2022)

Tradisjonelle metoder for å indikere og påvise kvikkleiresoner innebærer sonderboringer, in-citu borehullsmålinger, prøvetaking og laboratorietesting. Ulempene med de fleste metodene er at de er tidkrevende, kostbare og gir kun punktvis informasjon om grunnen. Fagfolk har de siste tiårene tatt i bruk supplerende metoder for å billigere, raskere og mer regionalt kunne indikere kvikkleire. Geofysiske målinger, som 2D resistivitetsmålinger og helikopterbåren elektromagnetiske målinger, er noen av metodene som har vist seg å være både effektive og nyttige i forbindelse med kvikkleirekartlegging. Metodene er også mindre inngripende enn de tradisjonelle metodene (Nossum 2022).

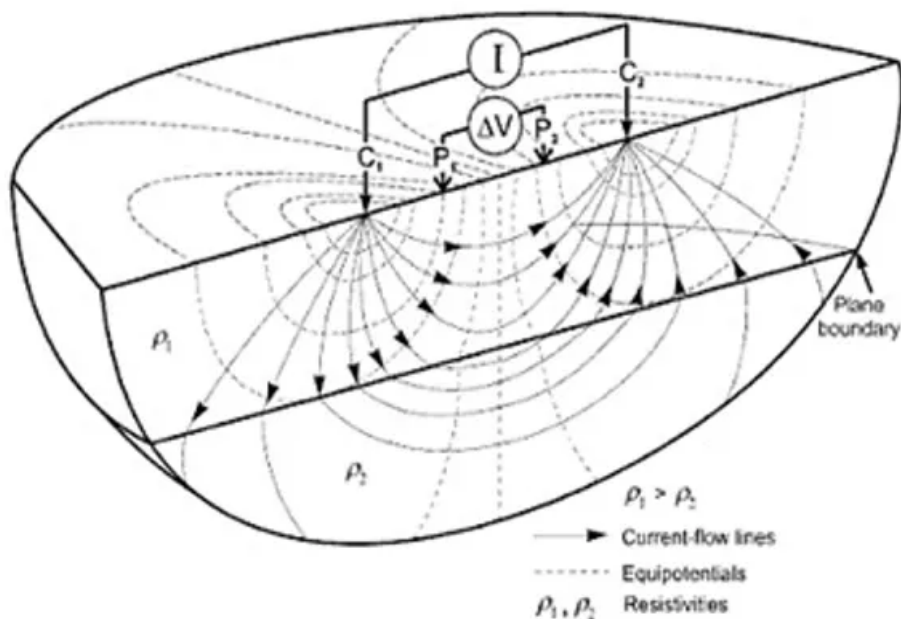
5.1 Elektrisk resistivitetstomografi (ERT)

2D resistivitetsmålinger, også kalt elektrisk resistivitetstomografi (ERT) gir en detaljert oversikt over jordens elektriske resistivitet langs profiler. Profilene kan være mange hundre meter lange og penetrasjonsdybden på målingene kan være mange titalls meter (Sandven, Montafia mfl. 2015).

Bruken av 2D resistivitetsmålinger som et verktøy for å identifisere kvikkleire i Norge, Sverige og Canada har økt de siste tiårene. Videreutviklingen av måleutstyr og programvare til dataprosessering har gjort metoden enklere og raskere, samt resultatene mer pålitelige. I et område uten tidligere undersøkelser vil 2D resistivitetsmålinger resultere i en oversikt over undergrunnen og bidra til å optimalisere borelokasjoner for videre geotekniske undersøkelser (Solberg mfl. 2012).

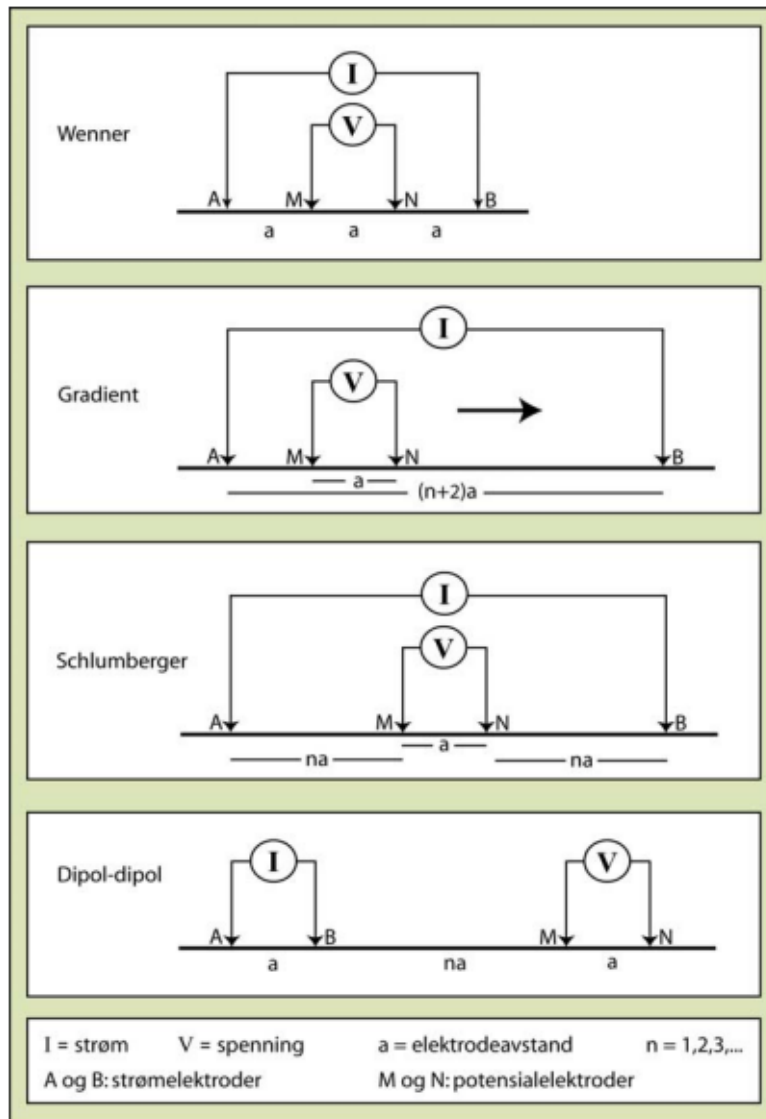
5.1.1 Utstyr og konfigurasjon

Ved ERT vil utstyret bestå av en lang rekke med strømelektroder og potensialelektroder. Den lange kablet kan legges ut hvor enn det er mulig å ferdes til fots. Det er viktig at kablene legges ut i en rett linje. Prinsippskisse for elektriske målinger i felt er vist i figur 5.1.



Figur 5.1: Typisk oppsett og prinsipp for elektriske målinger i felt bestående av strøm- og potensialelektroder. En gitt strøm injiseres gjennom strømelektroden C1 og C2. Det resulterende spenningsfeltet i bakken måles i potensialelektroden P1 og P2. Ekvipotensiallinjene står vinkelrett på strømlinjene (NGI 2023).

Det benyttes som regel 4 kabler med 20-80 elektroder. Elektrodekonfigurasjonen man velger å bruke vil avhenge av formålet, tilgjengelighet av utstyr og undersøkelsesområdet. Hver av konfigurasjonene har styrker og svakheter. Derfor må man vurdere hvert tilfelle for å bruke den mest egnede konfigurasjonen. De mest brukte konfigurasjonene er dipole-dipole, Schlumberger og Wenner. Gradient konfigurasjonen er en kombinasjon av flere konfigurasjoner. Gradientmetoden gir flere datapunkter, høyere oppløsning og flere detaljer. De ulike konfigurasjonene er vist i figur 5.2. Det er også mulig å lage en 3D-modell av grunnforholdene ved å sammenstille parallelle målelinjer (Reynolds 2011).



Figur 5.2: Prinsippskisse av oppsett for ulike elektrodekonfigurasjoner (Solberg mfl. 2010).

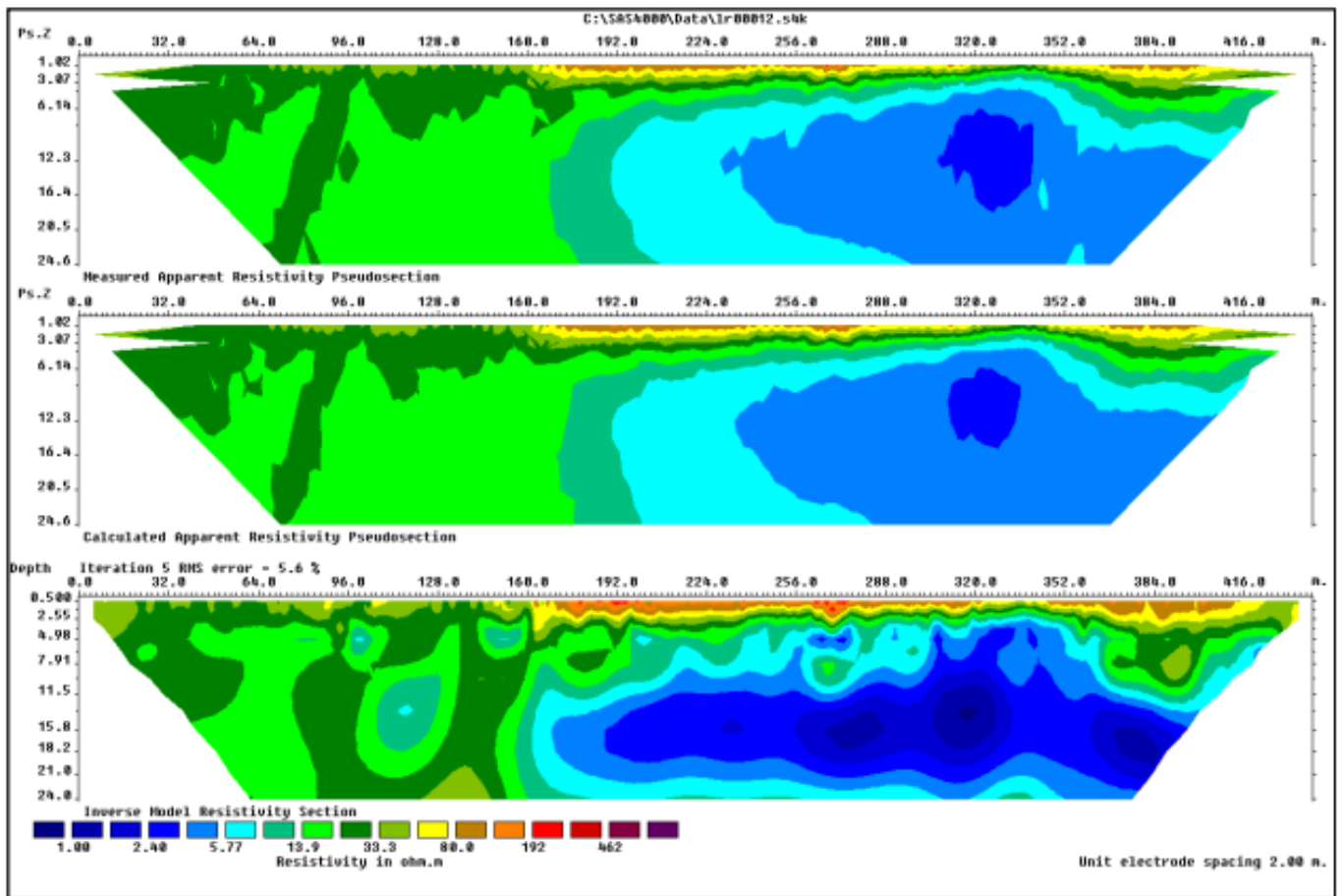
På et generelt grunnlag kan man anta at undersøkelsesdybden er 10-20% av profillengden, men dette vil avhenge av resistivitetsfordeling i grunnen. For å skille mellom salt og utvasket leire så er det viktig med høy oppløsning på profilene som måles. Høy oppløsning går på bekostning av penetrasjonsdybde på målingene. Oppløsningen som oppnås er bestemt av elektrodeavstanden. Lang avstand kan gi dårligere oppløsning, men man oppnår en større måledybde. Ved å korte ned elektrodeavstanden vil oppløsningen øke, mens måledybden vil minske. Derfor må det som regel velges et kompromiss mellom høy oppløsning og måledybde. Det er mulig å måle et ERT-profil flere ganger med forskjellige elektrodeavstander for å få en kombinasjon av høy oppløsning og dyp penetrasjon (Solberg mfl. 2010).

5.1.2 Gjennomføring og invertering

Etter kablene er lagt ut langs en rett profil, starter en automatisk styrt måleprosess der hvor et elektrodepar (A-B) har funksjon som strømelektroder og den oppsatte elektriske spenningen måles mellom et annet elektrodepar (M-N). Strømmen brer seg i grunnen enten ved hjelp av pulserende likestrøm, eller ved vekselstrøm med lav frekvens. Deretter begynner registreringen av hvordan strømmen beveger seg gjennom grunnen. Den tilsynelatende motstanden R kan så beregnes ved hjelp av en variant av ohms lov. Den tilsynelatende resistiviteten ρ_a får man da ved å multiplisere denne motstanden R med en geometrisk faktor, vist i formel 4.6. Den geometriske faktoren avhenger av valgt elektrodekonfigurasjon. Tilsynelatende resistivitet ρ_a representerer et vektet gjennomsnitt av alle resistivitetsverdier som faller innenfor den enkelte målings influensvolum (Solberg mfl. 2010). Den tilsynelatende resistiviteten vil være lik den reelle resistiviteten hvis grunnen er homogen.

Hvis grunnen er inhomogen, noe den som regel er, så vil man kunne beregne tilsynelatende resistivitet fra et vektet resistivitetsgjennomsnitt i hvert enkelt lag (Dahlin 1996). Ved å legge sammen rådataene av tilsynelatende resistivitet oppnår man et pseudosnitt hvor man har plottet tilsynelatende resistivitet mot pseudodybden. Dette resulterer i en pseudoseksjon som på en kvalitativ måte viser grunnen sin resistivitetsfordeling. Fra pseudoseksjon kan man se omtrentlige strukturer og en estimasjon av lagdybder. Deretter benyttes inversjon av rådataene for å få verdiene fra tilsynelatende resistivitet til spesifikk resistivitet ρ . Dette foregår ved at grunnen deles inn i prizmer og hvert prisme får tildelt en start resistivitetsverdi. Prismene har en tykkelse på 0,5 ganger elektrodeavstanden og tykkelsen øker med omtrent 10% nedover i lagene. I praksis betyr dette at oppløsningen er høyest i den øverste delen av profilet. Resistivitetsverdiene itereres helt til responsen fra modellen sammenfaller med de målte verdiene. Sagt på en annen måte, når responsen fra den teoretisk modellen samsvarer på best mulig måte med responsen fra de målte dataene.

Avhengig av formål og hvilken informasjon man vil oppnå kan man velge ulike inversjonstyper, for eksempel “smooth” og “robust”. Robust inversjon er bedre enn standard inversjon til å oppdage skarpe overganger, eksempelvis overgangen mellom leire og berg (Reiser mfl. 2010). Overgangen vil bli skarpere og dermed vil det være lettere å tolke fjelloverflata nøyaktig (Loke 2018). Men denne inversjonsmetoden er ofte mindre geologisk realistisk da variasjonene i resistivitet ofte blir “kantete”. Med smooth/standard inversjonsprosedyre vil man få mykere overganger og mest sannsynlig et riktigere geologisk bilde. Et eksempel på en vellykket inversjon er vist i figur 5.3 (Solberg mfl. 2010).



Figur 5.3: Eksempel på inversjonsprosedyre. Øverst er det en pseudoseksjon med målt tilsynelatende resistivitet. Det midterste bildet viser pseudoseksjonen som er konstruert fra den inverterte modellen som vises nederst på figuren. Dette er en vellykket inversjon, noe man får bekreftet ved at den øverste pseudoseksjonen er ganske lik den midterste (Solberg mfl. 2010).

5.1.3 Svakheter ved metoden

En av svakhetene ved metoden er at etter datainverteringen så vil skarpe overganger fra et geologisk materiale til et annet heller se ut som en gradvis overgang, på grunn av at inversjonen gir en gradient i resistivitetsmodellen. Dette vil for eksempel være misvisende hvis leire ligger over fjell og vi får en stor kontrast i resistivitetsverdier. Fra tidlige studier ser det ut som at når for eksempel leire ligger over berg så blir verdiene i berg lavere enn de reelle verdiene fordi det skapes en gradvis overgang fra de lave resistivitetsverdiene. På grunn av dette blir fjelldypet forskjøvet nedover, og estimeringen av dybde til fjell upålitelig (Reiser mfl. 2010).

Prinsippene om ekvivalens og suppression vil være svakheter ved ERT-målinger. I tilfeller der et

lag med lavere resistivitet befinner seg mellom to lag med høyere resistivitet, vil ikke tykkelsen og resistiviteten til det lavere resistive laget kunne bestemmes uavhengig. På samme måte, når det midterste laget har en resistivitet som ligger mellom det overliggende og underliggende laget, vil responsen fra dette laget ikke være synlig ved ERT-målinger hvis det ikke er tilstrekkelig tykt (Bazin og Pfaffhuber 2013).

ERT-profiler viser data fra et volum langs profillinja. Strømmen brer seg i et halvrom i undergrunnen og ikke i et rett profil slik profilutlegget indikerer. Det vil si at dataene påvirkes lateralt ut fra profilet av et ganske stort område og verdiene som vises på profilet er gjennomsnittlige. Metoden er følsom for små variasjoner i ledningsevnen nær overflaten. Strømmen vil foretrekke å gå gjennom materialer med høy elektrisk konduktivitet, noe som vil påvirke strømbanene. For eksempel vil saltholdig leire med lav resistivitet kunne skjule underliggende lag hvis det ligger øverst i profilet. Godt ledende mineraler som grafitt vil også kunne bidra til misvisende resultater hvis man ikke er klar over tilstedeværelsen. Hvis måleretningen er parallell med godt ledende materialer som ligger til side for profilet vil resistivitetsmålingene bli påvirket og det oppstår 3D-effekter. Slike feilkilder er viktig å vite om når man skal tolke et resistivitetsprofil (Solberg mfl. 2010).

Målingene vil også kunne få nivåfeil hvis det måles langs saltvann eller metalliske objekter som rør, peler, autovern eller togskiner, da dette vil påvirke strømbanene. Også ujevnt terreng og tett vegetasjon vil kunne være en feilkilde ved at elektrodeavstanden blir feil. Strømmen konsentreres gjerne i forsenkninger og spres under høyder, noe som skaper falske terrenganomalier. Dette tas det derimot hensyn til ved datainversjonen hvor man kompenserer for topografien og derfor er effekten minimal (Solberg mfl. 2010).

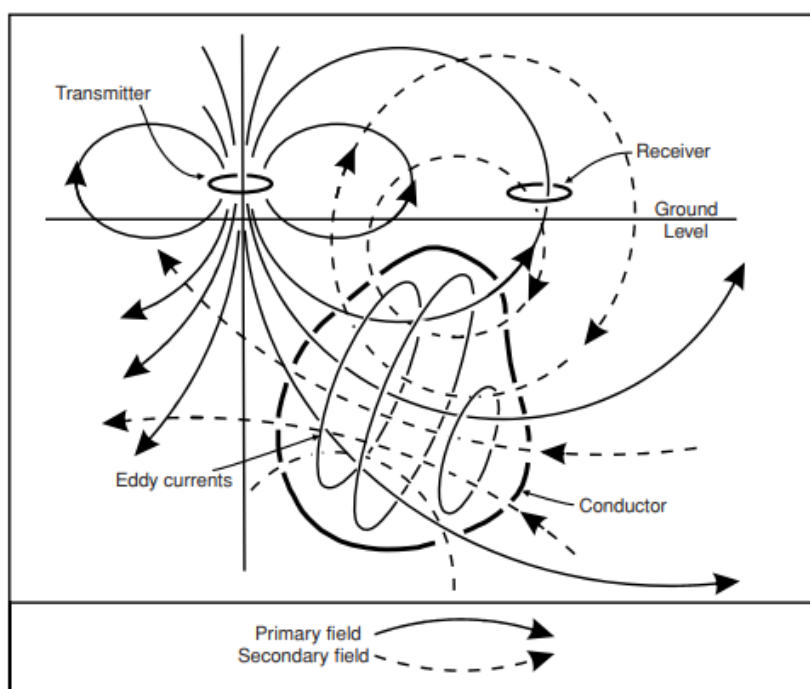
5.2 Helikopterbåren elektromagnetiske målinger (HEM)

Luftbåren elektromagnetiske (AEM, airborne electromagnetic) undersøkelser bruker ulike elektromagnetiske (EM) senderspoler og mottakerspoler festet til et fly eller helikopter (HEM). AEM har i all hovedsak blitt benyttet av gruveindustrien for å kartlegge mineraler, men har de siste årene også blitt benyttet til ingeniørgeologiske formål i løsmasser. Blant annet vil metoden kunne anvendes for å kartlegge forekomster av utvasket, mulig kvikkleire. Ved at man ikke har noen strømelektroder så er det en rask metode, som også kan brukes fra helikopter hvor man kan dekke store arealer på kort tid. HEM-undersøkelser vil egne seg til kartlegging over større områder, slik som en regional

farekartlegging (Sandven, Montafia mfl. 2015). Metoden har derimot dårligere oppløsning, og inversjonsprosedyrene er begrenset da det er vanskelig teori som ligger til grunn (Sandven, Montafia mfl. 2015).

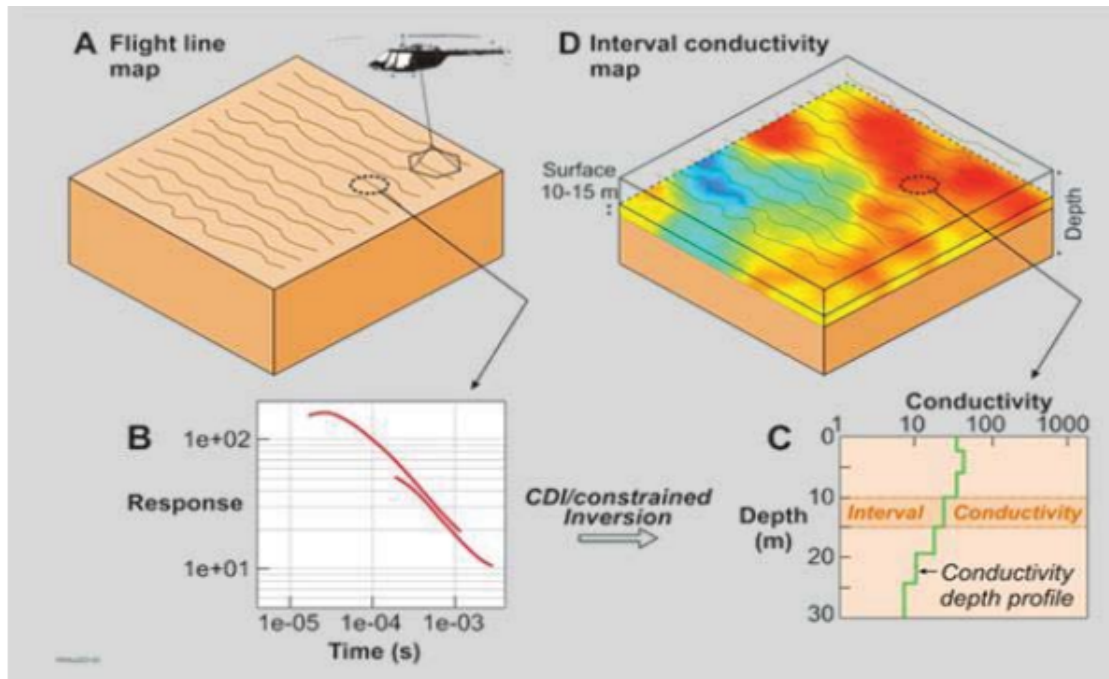
5.2.1 Elektromagnetisme

Teorien som helikopterbåren elektromagnetiske målinger (HEM) baserer seg på et fenomen som kalles for elektromagnetisk induksjon. Helikopteret flyr med en målesonde hengende 30 meter under helikopteret. Det sendes ut et tidsvarierende (fluktuerende) elektromagnetisk felt, som kalles primærfeltet. Når dette magnetfeltet treffer bakken så induseres det elektriske strømmer i ledende materialer i bakken, i henhold til Faradays lov. De elektriske strømmene beveger seg dypere i grunnen og skaper et sekundært magnetfelt i bakken, i henhold til Amperes lov. Det sekundære magnetfeltet skaper elektrisk strøm i mottakerspolen. Endringsraten til sekundærfeltet kan registreres av en mindre sekundærspole i sonden som henger under helikopteret og gir informasjon om bakkens gjennomsnittlige volumetriske resistivitet (Harrison mfl. 2021). Prinsippet er vist i figur 5.4.



Figur 5.4: Generalisert prinsippskisse av en elektromagnetiske (EM) målemetode. Et elektromagnetisk felt sendes ut og induserer elektriske strømmer i ledende materialer i bakken. De elektriske strømmene skaper et sekundært magnetfelt og endringer i dette kan registreres på overflaten og gi informasjon om bakken sin resistivitetfordeling (Grant og West 1965).

Etter datainnsamlingen kan rådataene inverteres til en resistivitetsmodell. En skisse av denne prosessen er vist i figur 5.5.



Figur 5.5: Prinsippskisse av AEM. Datainnsamlingen foregår langs flylinjer og dataene inverteres til en resistivitetsmodell (<http://crleme.org.au/>)

Skinndybde, penetrasjonsdybde og undersøkelsesdybde

Skinndybde δ er dybden hvor den originale amplituden til bølgen er redusert til 37%, vist i formel 5.1.

$$\delta = \frac{1}{e} = \frac{1}{2,71} = 0,37 \quad (5.1)$$

Elektromagnetiske bølgers evne til å trenge ned i et materiale er styrt av materialets elektriske ledningsevne ρ og bølgens frekvens f , og skinndybde kan beregnes ved formel 5.2 (Reynolds 2011).

$$\delta = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (5.2)$$

Penetrasjonsdybde er den dybden hvor målingene er pålitelige. Penetrasjonsdybden er 1/5 av skinndybden, som kan ses fra tabell 5.1. Skinndybde og penetrasjonsdybde øker når frekvensen minker.

Dette vises tydelig fra tabell 5.1, hvor resistiviteten er konstant, men frekvensen varierer. Her er resistivitet konstant på $\rho = 5000\Omega m$.

Tabell 5.1: Eksempel på skinndybde og penetrasjonsdybde ved ulike frekvenser for en grønnstein i Trøndelag med resistivitet $\rho = 5000\Omega m$ (Rønning 2020)

Frekvens [Hz]	100	200	500	1000	2000	5000	10000	20000	50000
Skinn dybde [m]	3535	2515	1590	1124	795	503	355	251	159
Penetrasjonsdybde [m]	707	503	318	225	159	101	71	50	32

Undersøkelsesdybde (DOI, depth of investigation) er et uttrykk som brukes for å beskrive dybden der en geofysisk metode kan oppdage eller karakterisere underjordiske strukturer eller egenskaper. Betegnelsen brukes om den maksimale dybden hvor de produserte modellene er pålitelige. Typiske frekvensdomenesystemer, som for eksempel RESOLVE og Hummingbird har en DOI på omtrent 150 meter. For begge domener er det gjeldende at den laveste frekvensen, dipolmomentet og tilhørende signal-til-støy forholdet som bestemmer DOI. Støy kan være fra menneskeskapte installasjoner i nærheten og fra internt i måleinstrumentene. For å oppnå et kraftigere signal kan man øke enten spolestørrelsen, antall spolerunder eller strømmen som kommer fra senderspølen. Et annet alternativ er selvfølgelig å minske støy fra instrumentene og støy som oppstår fra bevegelse av måleinstrumentene. Et annet alternativ er også å stable flere data over hverandre for å konstruere et kraftigere signal. Ved lavere frekvenser vil HEM-metoder få en lavere signal-til-støy forhold, samtidig som vekten på systemet øker (Steuer mfl. 2009).

5.2.2 FEM og TEM

HEM-målingene kan gjøres enten ved bruk av tidsdomene elektromagnetikk (TEM) eller frekvensdomene elektromagnetikk (FEM) (Siemon mfl. 2009). I begge tilfeller så er det en tidsvarierende strøm i en senderspøle som skaper et elektromagnetisk felt ved å indusere eddystrømmer i bakken. FEM- og TEM instrumenter induserer og måler med ulike tekniske implementeringer (Harrison mfl. 2021).

Frekvensdomene

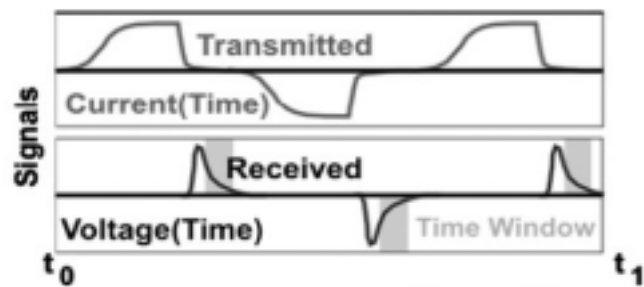
HEM-systemer bruker flere sender- og mottakerspøler samtidig. Instrumenter som måler induerte signaler i frekvensdomene sender som regel ut et eller ett sett av sinusformede, repeterende signaler på bestemte frekvenser som induserer er primært magnetfelt i bakken og mottar en superposisjon

av sendte og induerte bakkesignaler i mottagerspoler (Harrison mfl. 2021). Det primære magnetfeltet inducerer eddystrømmer i konduktive strukturer i bakken. Denne strømmen genererer igjen et sekundært magnetfelt som avhenger av resistivitetsfordelingen i bakken. Frekvensdomenesystemer måler et sekundært magnetisk felt som part per million" (ppm) av det primære magnetiske feltet på forhåndsbestemte frekvenser som sendes ut kontinuerlig fra senderspoler. På moderne HEM-systemer brukes det typisk 4-6 ulike frekvenser. Orienteringen av senderspolene er enten horisontal eller vertikal. Mottakerspolene kan være orientert horisontalt koplanar, vertikal koplanar eller vertikal koaksial (Steuer mfl. 2009).

Frekvensdomene helikopterbåren EM (FHEM) samles som regel inn med å bruke en mottagerspole med 10Hz prøvetakingsfrekvens. Ved en flyhastighet på 100 km/t gir det en datatetthet på omtrent 3 meter. Høy-frekvens EM-signaler dempes raskt i konduktive masser, noe som fører til lavere penetrasjonsdybde. Marin leire er eksempel på konduktive masser og i tilfeller med tykke lag av marin leire så vil FHEM være dårlig til å bestemme geologiske grenser (Baranwal mfl. 2015). Lavere frekvenser gir informasjon om bakken på større dybde, og høyere frekvenser gir mer informasjon om grunnere deler av bakken (Hansen og Gislefoss 2021). FHEM-instrumenter er egnet for undersøkelser som krever høy oppløsning, men hvor man ikke behøver en penetrasjonsdybde på mer enn 100 meter. Hvis man ønsker å nå dypere, er ofte TEM-systemer mer egnet. Frekvensdomene helikopterbåren EM (FHEM) resulterer i en resistivitetsmodell av undergrunnen av høy oppløsning, men ikke så detaljert som en ERT undersøkelse (Baranwal mfl. 2017).

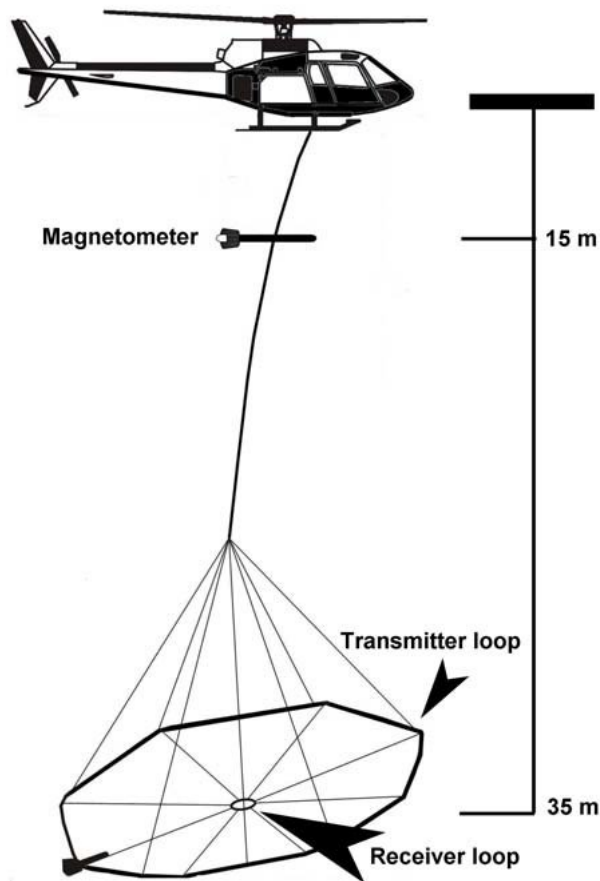
Tidsdomene

Tidsdomeneinstrumenter sender typisk ut en sterk, enkelt puls som inducerer et signal som plukkes opp mens senderen er skrudd av. En strøm strømmer i senderspolen og inducerer et primært magnetfelt. Deretter skrur strømmen brått av i senderspolen. Bakken prøver å opprettholde magnetfeltet ved å inducere strømmer i grunnen. Dette skaper et sekundært magnetfelt, som igjen kan måles i mottagerspolen på ulike kanaler. Bølgeform på sendt og mottatt signal som varierer med tid i et TEM-system er vist i figur 5.6. Tidlig målte signaler representerer grunne dybder, mens senere responser er fra større dybde (Harrison mfl. 2021).



Figur 5.6: Illustrert her er bølgeformen på utsendt og mottatt signal i et TEM-system (Steuer mfl. 2009)

Vanlige tidsdomenesystemer, som for eksempel SKYTEM og VTEM, har en DOI på 500 m til 800 m. Et eksempel på et VTEM system er vist i figur 5.7. Her kan man se at en sekskantet ramme som taues under et helikopter fungerer som senderspøle, mens mottakerspølen er montert 2 meter over senderspølen.



Figur 5.7: Et eksempel på tidsdomene helikopter EM-system (Geotech VTEM) (Witherly mfl. 2004).

I tillegg til høy DOI så har også TEM-systemer den fordel at de er veldig sensitive til konduktive strukturer, slik som leire. De er derimot mye mindre sensitive til resistive lag, slik som berggrunn. Resultater fra Steuer mfl. (2009) viser at TEM-systemet ikke klarte å oppdage en grunn konduktor på omtrentlig 20 meters dybde, i motsetning til FEM-systemet. Studien er gammel og TEM-teknologien har utviklet seg mye og slike systemer vil ha forbedret seg siden denne studien. Generelt kan man likevel si at FEM-systemer er mer sensitive i grunne dybder enn TEM-systemer. FEM-systemet er derimot dårligere til å penetrere konduktive lag på høyere dybder. De primære signalene vil absorberes fullstendig av det konduktive laget.

5.2.3 Databehandling og inversjonsprosedyre FHEM

Under målingene registreres inn-fase og ut-av-fase verdier for hver av frekvensene brukt. For å fjerne og identifisere responser fra instrumental drift på grunn av temperaturvariasjoner i sender- og mottakerspoler så registreres bakgrunnsnivå ved hver flyvning. Dette skjer ved å fly i en høyde hvor elektromagnetisk respons fra bakken vil være lik null. Denne prosedyren gjennomføres med et bestemt tidsintervall og ved å anta en lineær driftrespons av systemet så kan man sette et nullnivå for systemet. Dette kan gjennomføres og filtreres ut før videre dataprosessering. Dataprosesseringen begynner som regel med å filtrere ut uregelmessige data og filtrere ut responser fra instrumentalt støy og bakgrunnsstøy.

Sekundære elektromagnetiske felt minsker raskt i styrke med distansen z (sensorhøyde fra målet) ettersom formelen er $1/z^2$ til $1/z^5$ avhengig av formen på konduktorene. På en viss høyde så blir signalene fra bakkebaserte kilder sammenlignbar med instrumental støy. Når data blir samlet inn i en høy instrumenthøyde kan det føre til kunstige resistivitetsanomalier. Ved å anvende en terskelhøyde er det mulig å ekskludere slike kunstige data fra beregning av tilsynelatende resistivitet, om ikke fullstendig. Det er spesielt merkbart i datasett med lav frekvens. Et annet tiltak som kan gjennomføres er å visuelt inspisere for kunstige anomalier knyttet til målinger i stor høyde (Baranwal mfl. 2015).

Etter databehandlingen så kan tilsynelatende resistivitet beregnes ut ifra inn-fase og ut-av-fase data ved å bruke en homogen halvrommodell av bakken. Behandlet resistivitetsdata plasseres i et bestemt rutenett, hvor cellene typisk har en størrelse på 30x30 meter. HEM inversjon resulterer i et sammenhengende 3D bilde av resistiviteten til undergrunnen over et større område sammenlignet med det som oppnås fra noen få ERT-linjer og borehullslogging (Baranwal mfl. 2020).

5.2.4 Svakheter ved metoden

HEM-målinger har en begrenset oppløsning. HEM verdiene er pålitelig til bruk i 3D-modellering, men bør helst brukes til å se det store bildet og blir for unøyaktig til å tolke detaljerte og lokale strukturer i undergrunnen. Det er ikke mulig å se i detalj hvor de induserte sekundære strømmene kommer fra. Soner med flere parallelle konduktive kropper kan bli seende ut som en sammenhengende kropp. I tillegg vil kropper som ligger ved siden av profilet påvirke målingene. Slike 3D effekter er viktig å være klar over når man bearbeider og tolker målingene (Solberg mfl. 2015).

HEM vil egne seg mer i grisgrendte strøk da målingene vil påvirkes av både installasjoner i undergrunnen og infrastruktur på overflaten. I tillegg er det ikke tillatt å fly over mennesker eller dyr med hengende last, slik som er tilfellet i en HEM måling. Elektromagnetiske metoder fra helikopter påvirkes av konstruksjoner på overflaten som inneholder konduktive metaller slik som enkelte bygninger, gjerder, strømledninger og veier. Støyet fra slike målinger kan imidlertid fjernes og interpoleres under dataprosesseringen (Irwandi mfl. 2021).

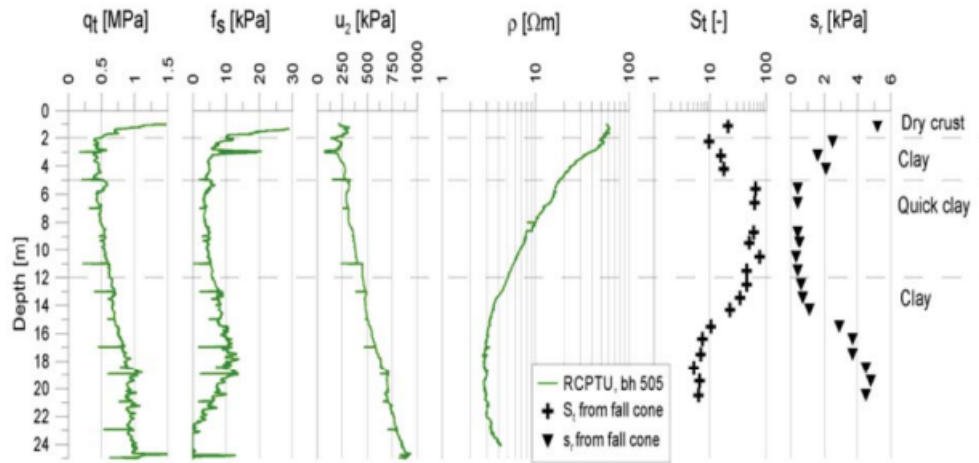
5.3 Trykksondering med resistivitetsmåling (R-CPTU)

Trykksondering med resistivitetsmåling (R-CPTU) er en metode som kombinerer CPTU (Cone penetration test med poretrykksmåling (U)) sonderinger med endimensjonale resistivitetsmålinger. Dette skjer ved å koble en spesialsonde til konvensjonelt CPTU-utstyr (Solberg mfl. 2010). Trykksondering med poretrykksmåling (CPTU) kan brukes for å vurdere type jordart, lagringstetthet, lagdeling og jordartenes mekaniske egenskaper. CPTU blir gjennomført med en instrumentert sylindrisk sonde med konisk spiss som penetreres ned i jorda med konstant gjennomtrengningshastighet. Sonden inneholder ulike interne målere, for måling av kraft mot den koniske delen, friksjonskraft mot friksjonshylsen og poretrykket på sondens overflate. Målingene foregår ved at elektroniske eller akustiske signaler overføres og lagres med en tilstrekkelig målehyppighet for å sikre detaljert informasjon om grunnforholdene. Poretrykket tilsvarer vanntrykket som måles mens trykksonden penetrerer ned i grunnen. Det er også en mulighet å gjennomføre trykksondering uten poretrykksmåling, kalt Cone Penetration Test, CPT (StatensVegvesen 2018).

Ved å inkludere resistivitet som en av testparameterne så gir resultatene samlet en mer sikker indikasjon på kvikkleire enn det de tradisjonelle sonderingsmetodene alene klarer, da man oppnår resultater på elektrisk resistivitet for jordart og porevann. Det er gjennomført studier med dette både i Norge, Sverige og Canada (f.eks: Rømoen mfl. 2010, Dahlin, Löfroth mfl. 2013, Calvert og Hyde 2008, Daniel mfl. 2003). Sonderingsutstyret som brukes for å gjennomføre R-CPTU består av en ordinær CPTU-sonde med en resistivitetsmodul montert bak på sonden. Forskjellen i tidsforbruk mellom gjennomføringen av en R-CPTU-sondering og en konvensjonell CPTU-sondering utgjør kun noen få minutter. R-CPTU utstyr som brukes i Skandinavia består av resistivitetssonder med fire ringelektroder. De to ytre strømelektrodene sender ut elektrisk strøm i grunnen, mens de to potensialelektrodene måler spenningsforskjellen. Elektroden må være i kontakt med jordarten det skal måles i. Resistivitetsmodulen leser, lagrer og sender målte data akustisk via stenger eller kabler til en mottaker på overflaten. Maksimal dybderekkevidde er kun begrenset av borehullets maksimale penetrasjonsdybde, ofte i størrelsesorden 50-70 meter (Long mfl. 2017).

Ved presentasjon av R-CPTU vil det være aktuelt å sammenstille resultater fra aktuelle undersøkelser parallelt. Ved å sammenstille resultater fra sonderboringer, R-CPTU, vingeoring, ERT og laboratorieundersøkelser vil man enklere se helheten i grunnforholdene med et utvidet perspektiv og med et bedre datagrunnlag. Eksempel på et resultat fra en R-CPTU sondering er presentert i figur

5.8, hvor man kan se kurve for spissmotstand, poretrykk, sidefriksjon og resistivitet. I tillegg er disse resultatene sammenstilt med resultater fra laboratorieanalyser for sensitivitet og omrørt skjærstyrke (Rømoen mfl. 2010).



Figur 5.8: Eksempel på resultater fra R-CPTU sammenstilt med resultater fra laboratorieundersøkelser. Parametre fra venstre; spissmotstand q_t , sidefriksjon f_s , poretrykk u , resistivitet ρ , sensitivitet S_t og skjærstyrke s_r (Rømoen mfl. 2010).

Det er ikke nødvendig med en inversjonsprosedyre etter man har målt resistivitet med CPT-R, da den målte resistiviteten representerer et vektet gjennomsnitt av verdiene fra et veldig lite prøvevolum og kan derfor betraktes som sann resistivitet (Dahlin, Löfroth mfl. 2013).

Ifølge Solberg mfl. (2012) så stemmer 1D og 2D data bra under homogene forhold. Ved mer komplekse og heterogene forhold er det mest trolig at R-CPTU vil gi mest pålitelige resistivitetsdata for lokasjonen, siden 2D målinger er mottakelig for 3D effekter. Resultatene fra Dahlin, Löfroth mfl. (2013) viser at en kombinasjon av ERT og CPT-R gir en effektiv tilnærming til kartlegging av mulige kvikkleiresoner.

Det er viktig at resistivitetsmodulen regelmessig blir kalibrert i løsninger av salt og vann for å sikre korrekte målinger (Long mfl. 2017). Når saltkonsentrasjonen er kjent og temperaturen er målt, så kan den elektriske konduktiviteten til løsningen bestemmes. En feilkilde ved slike målinger er at materiale kan klebe seg fast til sonden og bli dratt med ned til underliggende lag (Aasland 2010). Fukue mfl. (1999) viste at omrørt leire har høyere konduktivitet enn uforstyrret leire. Ødeleggelsen av de kjemiske bindingene mellom leirpartiklene som skjer under boring vil derfor kunne minske

resistiviteten, og bidra til feil tolkning.

5.4 Saltinnholdmålinger

Saltinnholdmålinger regnes ikke blant rutineundersøkelsene som utføres i laboratoriet. I forbindelse med kvikkleirekartlegging er bestemmelse av saltinnhold i marine leirer en relevant laboratorietest, da lavt saltinnhold kan indikere utvasket leire. Naturlig saltinnhold i sjøvann er omtrent 35 g/L. Etter ferskvannsgjennomstrømning vil saltinnholdet i leira minke. Bjerrum (1954) mener at den marine leira kan bli sensitiv og utvise kvikk oppførsel med et saltinnhold på 5g/L. Torrance (1974) mener at saltinnholdet må være mindre eller lik 2g/L for at utvasket marin leire skal utvikle seg til å bli kvikk. Den samme forutsetningen støttes av Solberg mfl. (2012). Dette er dog kun en indikasjon. Det finnes tilfeller med marin leire med lavt saltinnhold som ikke utviser kvikk oppførsel, og det finnes marin leire med høyere saltinnhold i porevannet som viser kvikk oppførsel. Til tross for dette vil testen være en god indikator. Testen kan også brukes til å teste og forbedre geofysiske resistivitetsmålinger ved å danne et sammenligningsgrunnlag og en empirisk korrelasjon mellom resistivitet og saltinnhold (Sandven, Montafia mfl. 2015). Long mfl. (2017) samlet inn data fra flere lokasjoner med kvikkleire i Norge, og utarbeidet en korrelasjon mellom resistiviteten R og saltkonsentrasjonen S_c . Korrelasjonen er vist i formel 5.3 og hadde en bestemmende regresjonskoeffisient $R^2 = 0.8$.

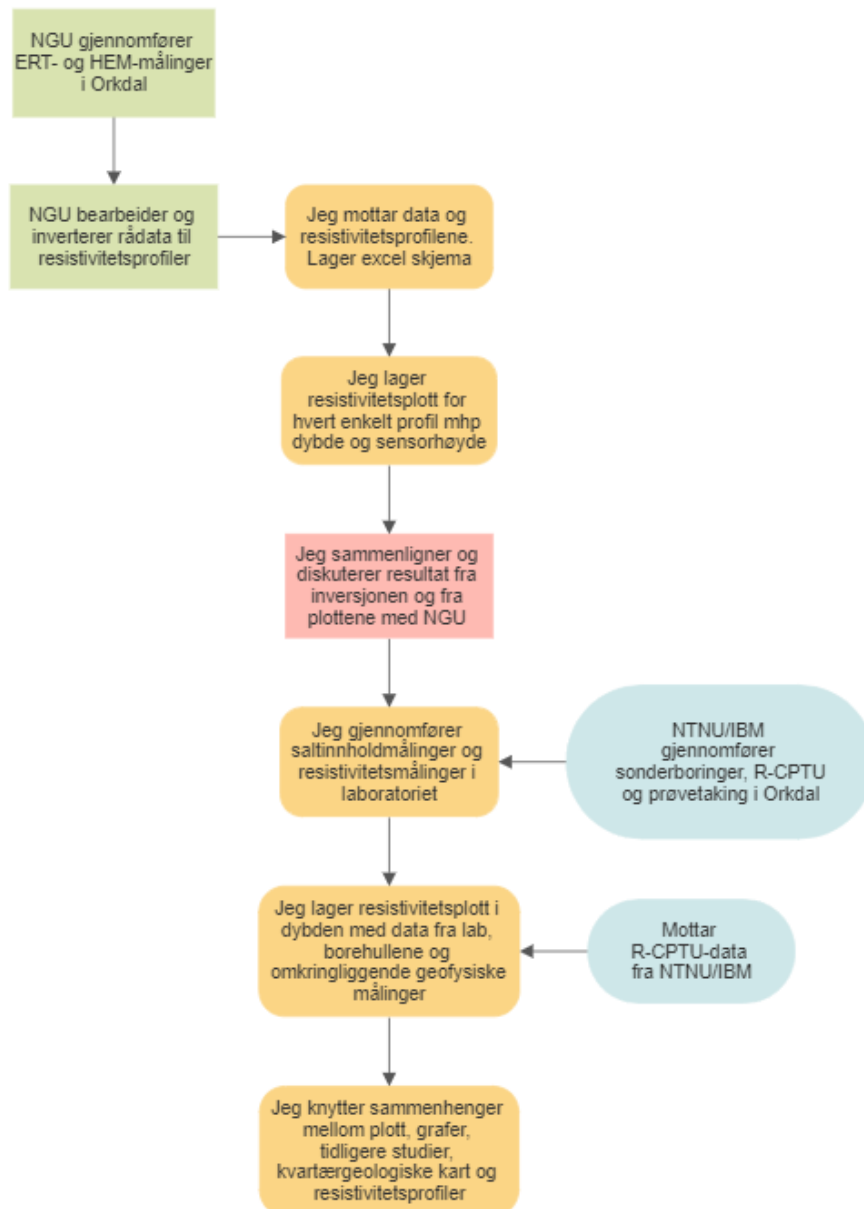
$$R = 49,4 * S_c^{-0,83} \quad (5.3)$$

Porevannets saltinnhold kan måles på forskjellige måter. Kjemiske laboratorieundersøkelser kan undersøke type og mengde elektrolytter som finnes i porevannet. Denne metoden er kostbar og tidkrevende, men gir en mer nøyaktig analyse av porevannets kjemi (Sandven, Senneset mfl. 2017).

Den andre metoden baserer seg på å beregne porevannets saltinnhold basert på vannets ledningsevne. Analysen må da basere seg på empiriske korrelasjoner mot løsninger hvor saltinnholdet er kjent. Dette krever en kalibreringsprosess i forkant hvor den elektriske ledningsevnen måles i løsninger med kjent saltinnhold. Testen gjennomføres ved at en liten leirprøve blir preparert og satt inn i en sentrifuge slik at noe porevann kommer ut fra prøven. Porevannet vil til en viss grad inneholde oppløste saltioner, slik som Na^+ og Cl^- (Sandven, Senneset mfl. 2017). Deretter måles resistiviteten i porevannet ved hjelp av et konduktivimeter og på grunn av en empirisk korrelasjon mellom resistivitet og saltinnhold vil man få en verdi for porevannets saltinnhold.

6 Metode

Metodedelen av denne oppgaven vil gå inn på de ulike spesifikke metodene som er benyttet i forbindelse med denne oppgaven. Kapitlet inneholder ERT, HEM, R-CPTU, saltinnholdmålinger, resistivitetmålinger i lab og spredningsplott av data fra HEM og ERT. Flere av dataene som er inkludert og diskutert i denne oppgaven er hentet inn og bearbeidet av NGU og IBM ved NTNU. For å forenklet vise hvordan gangen i oppgaven har foregått er dette fremstilt ved hjelp av et flytskjema i figur 6.1.



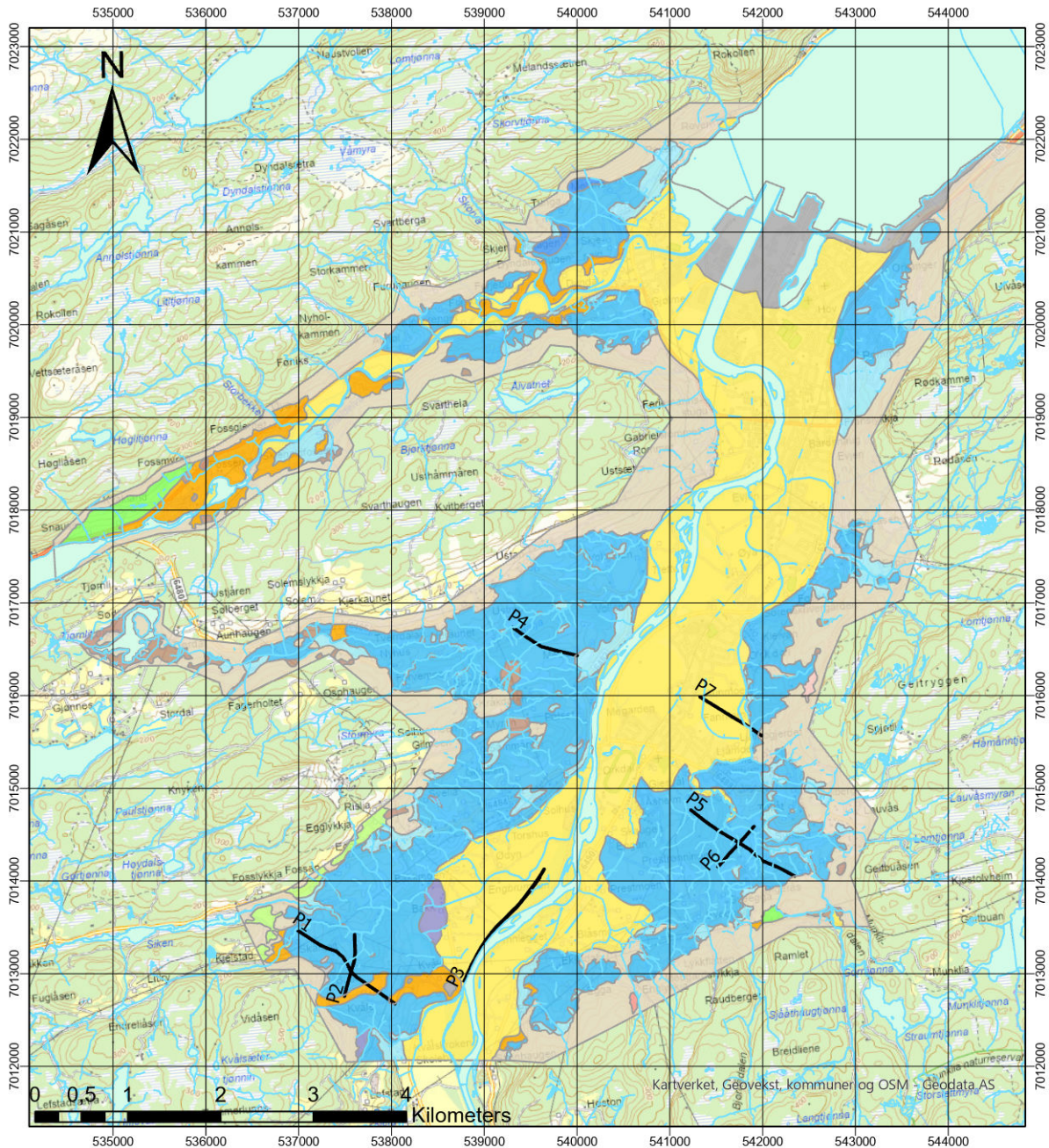
Figur 6.1: Gangen i gjennomføringen av oppgaven. Grønn = NGU, Gul = selvstendig arbeid, Rosa = Samarbeid, Blå = NTNU/IBM (Institutt for bygg- og miljøteknikk)

6.1 Elektrisk Resistivitet Tomografi (ERT)

Dette delkapitlet er delvis et utdrag fra prosjektoppgaven skrevet høsten 2022 (Nossum 2022)

6.1.1 Metode og datafangst

Norges geologiske undersøkelse (NGU) gjennomførte ERT-målinger høsten 2021. Profil 4 og 5 måtte måles på nytt høsten 2022 på grunn av dårlig kvalitet. Figur 6.2 viser inntegnede ERT-profiler på et kvartærgeologisk kart over prosjektområdet.

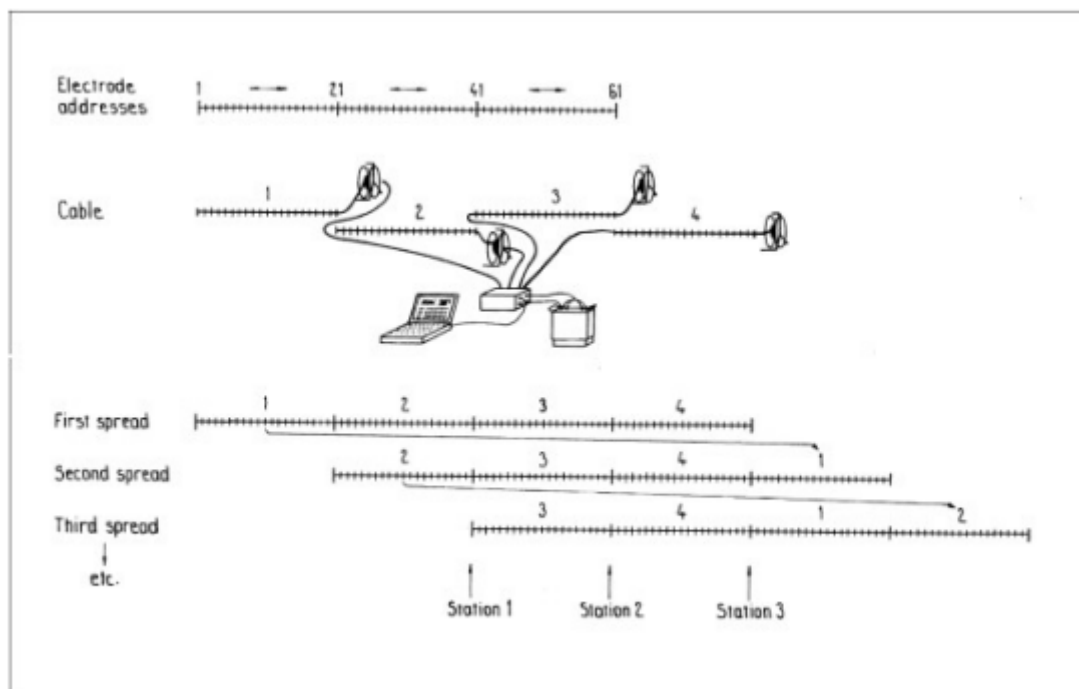


Tegnforklaring

- | | | | | |
|---|--|---|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> — ert_lines_measured 01- Løsmasser/ berggrunn under van, uspesifisert 012-Morenemateriale, usammenhengende dekke 011-Morenemateriale, sammenhengende dekke | <ul style="list-style-type: none"> 050-Elve- og bekkeavsetning (Fluvial avsetning) 020-Breelavsetning (Glasifluvial avsetning) 043-Hav- og fjordavsetning og strandavsetning, usammenhengende dekke | <ul style="list-style-type: none"> 041-Hav- og fjordavsetning, sammenhengende dekke, ofte med stor mektighet 042- Marin strandavsetning, sammenhengende dekke 100-Humusdekke/tynt torvdekke over berggrunn | <ul style="list-style-type: none"> 090-Torv og myr 120-Fyllmasse (antropogent materiale) 122-Menneskepåvirket materiale, ikke nærmere spesifisert 303-Leirskredavsetning, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet | <ul style="list-style-type: none"> 307-Steinsprangavsetning, sammenhengende dekke 311-Fjellskred-/ steinsprangavsetning, sammenhengende dekke |
|---|--|---|--|---|

Figur 6.2: Målte ERT-profiler (tykke svarte streker, P1-P7) på et kvartærgeologisk kart over prosjektorrådet.

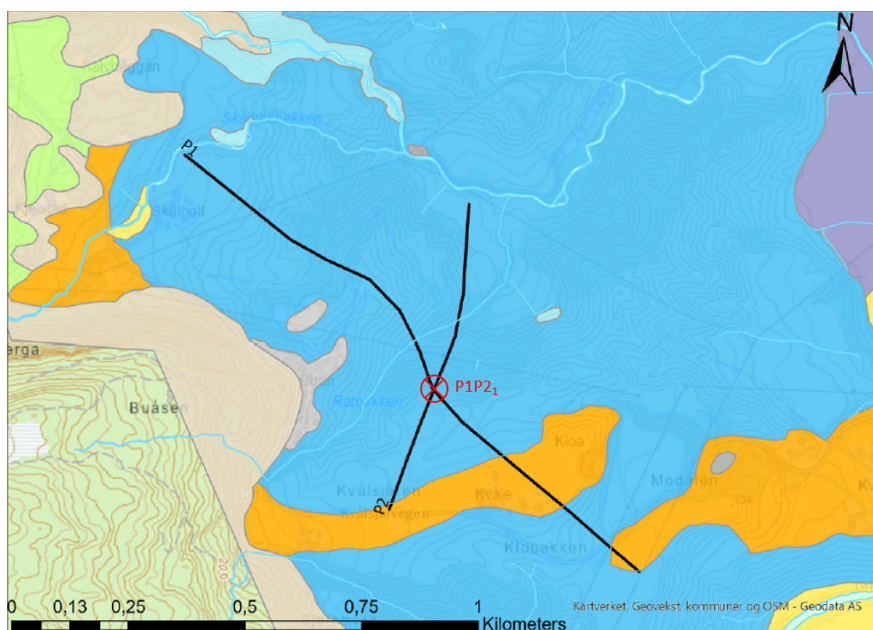
Utstyret brukt i disse undersøkelsene er utført med Lund kabelsystem (Dahlin 1996) og ABEM Terrameter LS (ABEM 2012). Lund-systemet er illustrert i figur 6.3. I dette systemet så kobles 4 multielektrodekabler med 21 elektroder hver til instrumentet. Strøm- og potensialelektroden ble koblet opp etter elektrodekonfigurasjonen "multi-gradient"(Dahlin og Zhou 2006).



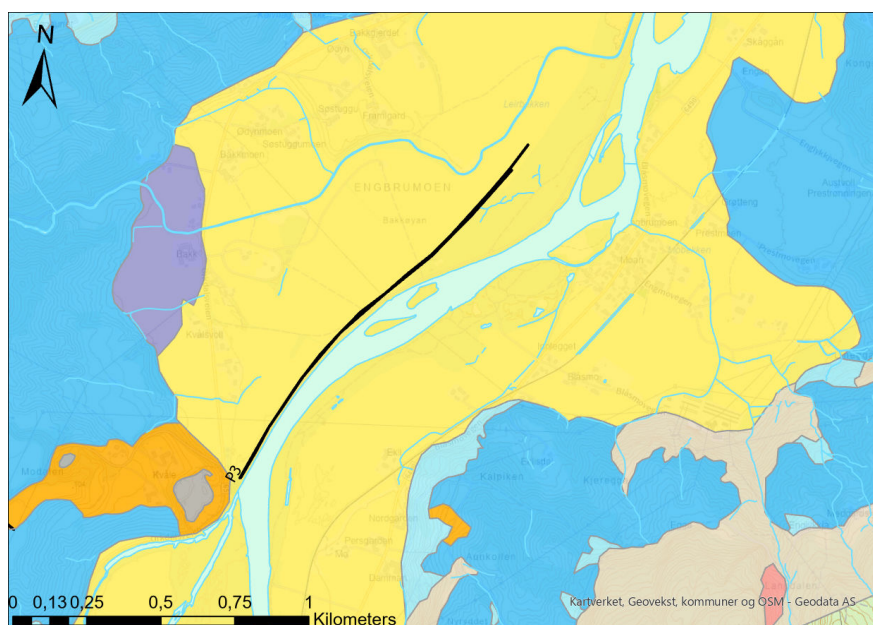
Figur 6.3: LUND-systemet med 4 multielektrode kabler. Figuren illustrerer også hvordan roll-along systemet fungerer (Dahlin 1996).

Datasettene sin oppløsning styres av elektrodeavstanden. Generelt kan man si at mindre avstand på elektrodene gir høyere oppløsning, men dette vil gå på bekostning av dybdepenetrasjonen. Ved målingene i dette prosjektet er elektrodeavstanden stort sett på 5 meter. Profil 7 er målt med en elektrodeavstand på 10 meter. Ved 5 meter elektrodeavstand er pålitelig dybdepenetrasjon på omtrentlig 60 meter, mens ved 10 meter elektrodeavstand dobles denne pålitelige dybdepenetrasjonen til omtrentlig 120 meter. Når man skal tolke et profil er det viktig å være klar over at de mest pålitelige dataene er de som er i toppen og i midten av profilet, dette på grunn av høyere oppløsning. Langs kantene og ved større dybde er det mindre datagrunnlag og de er dermed mindre pålitelige (Solberg mfl. 2010). Fullt utlegg med en elektrodeavstand på 5 meter er ca. 400 meter, og ca. 800 meter med en elektrodeavstand på 10 meter. Ved profiler hvor dette ikke var tilstrekkelig lengde så ble roll-a-long systemet brukt, vist i figur 6.3.

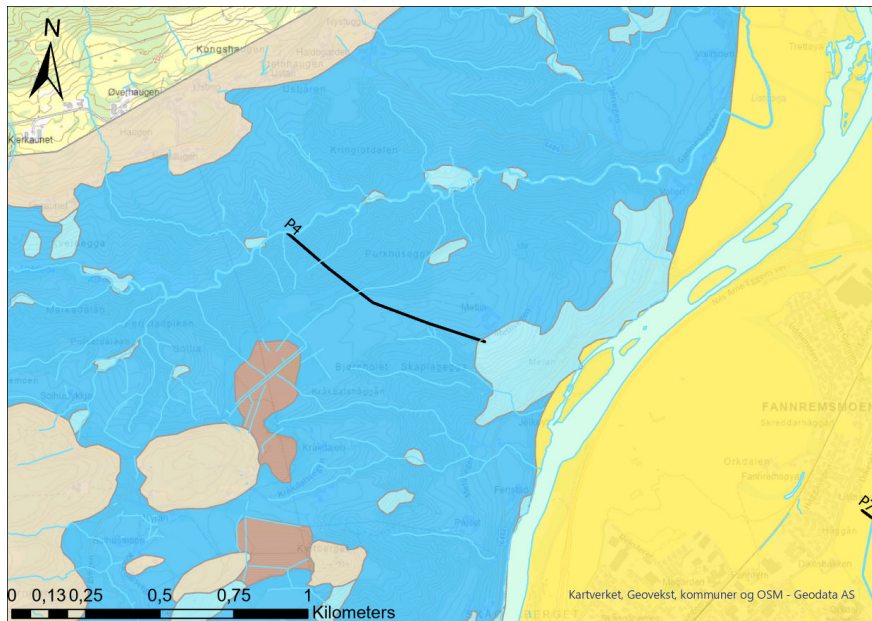
Totalt har det blitt målt 7 ERT-profiler. Figur 6.4 til figur 6.8 viser et mer detaljert bilde av alle 7 profiler på kvartærgeologisk kart.



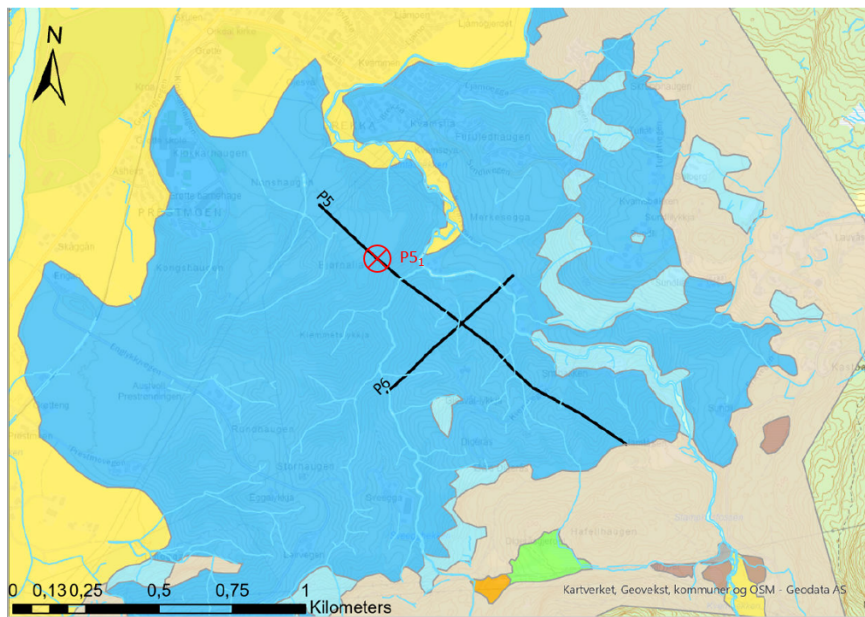
Figur 6.4: ERT-profil 1 og 2 på kvartærgeologisk kart. Borehull $P1P2_1$ er også markert. Se figur 6.2 for tegnforklaring.



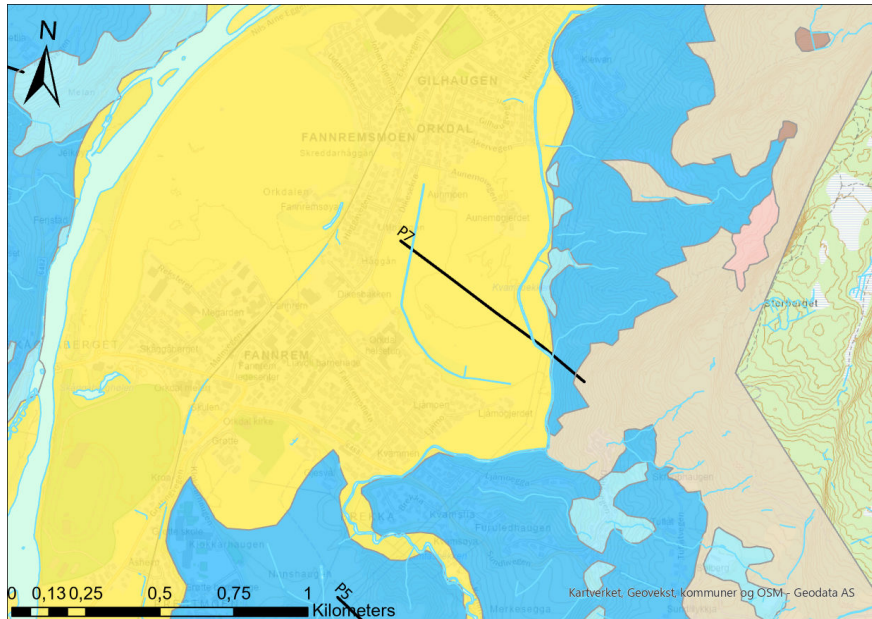
Figur 6.5: ERT-profil 3 på kvartærgeologisk kart. Se figur 6.2 for tegnforklaring.



Figur 6.6: ERT-profil 4 på kvartærgeologisk kart. Se figur 6.2 for tegnforklaring.



Figur 6.7: ERT-profil 5 og 6 på kvartærgeologisk kart. Borehull $P5_1$ er også markert. Se figur 6.2 for tegnforklaring.



Figur 6.8: ERT-profil 7 på kvartærgeologisk kart. Se figur 6.2 for tegnforklaring.

De målte verdiene er tilsynelatende resistivitet (ρ_a), og verdiene må derfor inverteres for å få sann resistivitet. ERT-dataene er invertert med Res2DInv (Loke 2018) med robust databegrensning. Inversjonsprosedyren er nøyere beskrevet i teorikapitlet. I dette prosjektet er robust databegrensning valgt fordi basert på tidligere erfaringer så resulterer dette i en mer realistisk gradering mellom to strukturer med veldig ulik resistivitet, som for eksempel i overgangen mellom leire og berg. Ulempen er at robust inversjon produserer skarpere og mer kantete strukturer, noe som er mer geologisk urealistisk enn de mer avrundete og gradvise strukturene som er tilfellet ved bruk av standard inversjon (muntlig kommunikasjon 22.05.23, Bjørn Eskil Larsen).

Det vil alltid være en gradvis overgang mellom høye og lave resistivitetsverdier i et profil. Skarpe kontraster, som for eksempel mellom saltholdig marin leire og berg, vil på profilet se ut som en gradvis overgang. På grunn av dette så egner resistivitetsverdier seg dårlig til å estimere nøyaktig dybde til geologiske lag. Det er også viktig å være klar over at sedimentlag av mindre tykkelse enn oppløsningen ikke vil kunne vises på resistivitetsprofilet. Dette vil i prinsippet være lik elektrodeavstanden (Solberg mfl. 2010). I dette tilfellet da 5 meter eller 10 meter.

Resistivitetsmålinger vil ikke kunne erstatte geotekniske undersøkelser ved vurdering av tilstedeværelse av kvikkleire og skredfare i områder med marine avsetninger. De vil derimot kunne redusere omfanget av boringer, redusere kostnader og bidra til mer effektiv kartleggingen ved at borehullene

plasseres på riktig sted (Baranwal mfl. 2015). Dette var også hensikten og tilfellet i dette prosjektet. Etter at man så resultatet fra ERT- og HEM profilene, så ble borelokalitene bestemt og en boreplan utarbeidet basert på hvor det så mest hensiktsmessig ut å bore.

6.1.2 Valg av fargeskala

Når man skal presentere et resistivitetsprofil er det viktig at det er nøye tenkt gjennom hva som skal undersøkes og hva som skal formidles med profilet. Valg av fargeskala må gjøres med tanke på formålet av undersøkelsen. Ofte kan det også være hensiktsmessig å vise dataene i flere ulike fargeskala. Ved kvikkleirekartlegging er det naturlig å velge en kortere fargeskala for å visuelt se skillet mellom saltholdig marin leire og utvasket leire. Det er små resistivitetsforskjeller mellom de to løsmassetypene, slik at ved bruk av en stor fargeskala vil de falle under samme farge og profilene vil være vanskeligere å tolke. Ved kort fargeskala vil grove løsmasser og bergrunn falle innunder samme klasse og farge (alt over $700 \Omega m$), men i kvikkleirekartlegging er ikke skillet mellom disse like relevant som ved undersøkelser med andre fokusområder (Solberg mfl. 2010).

Figur 6.9 viser en klassifisering av sedimenter basert på resistivitetsverdier tolket fra 2D resistivitetsmålinger av NGU i ulike prosjekter i områder med marine sedimenter (Baranwal mfl. 2015). Denne klassifiseringen og fargeskalaen brukes også i dette prosjektet.

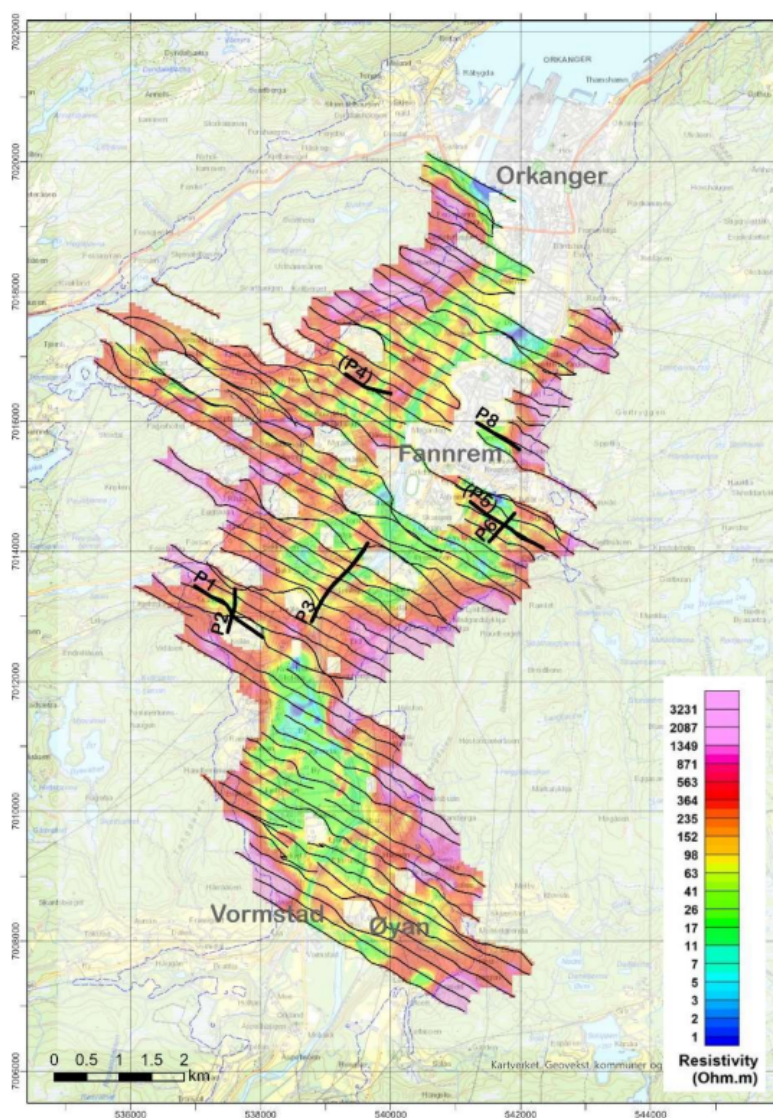


Figur 6.9: Klassifisering av sedimenter fra resistivitetsverdier utviklet fra tolkning av 2D resistivitetsmålinger i ulike prosjekter (Solberg mfl. 2008).

6.2 Helikopterbåren elektromagnetiske målinger (HEM)

6.2.1 Datainnsamling

NGU gjennomførte innsamling av EM-data fra helikopter i Orkdal i juli 2021. Til dette formålet bruker NGU modifisert utstyr fra Canada, en såkalt Geotech Hummingbird (Gradmann mfl. 2022). Figur 6.10 viser prosjektområdet med inntegnede HEM-flylinjer og ERT-profillinjer.



Figur 6.10: Kart over nedre del av Orkdalen med markerte flylinjer og ERT-profiler. Flylinjer er markert med tynne svarte streker, mens ERT-profiler er markert med tykke svarte linjer og nummerert fra P1-P8 (P7). Fargene på kartområdene tilsvarer beregnet resistivitet fra HEM-målinger i en 0-2 meters dybde. Fargeskala og resistivitetsverdier er inkludert i illustrasjonen (Gradmann mfl. 2022).

I Norge og Sverige har det tidligere vært brukt både frekvensdomene helikopterbåren elektromagnetiske (FHEM) (Baranwal mfl. 2015) og tidsdomene helikopterbåren elektromagnetiske (TEM) målinger (Anschütz mfl. 2017) for å avgrense mulig kvikkleireområder basert på resistivitetsverdier. Hummingbird bruker FEM. Hummingbird har en begrenset undersøkelsesdybde (DOI) på grunn av frekvensene som brukes. Et annet system, som for eksempel SkyTEM kan nå dypere i grunnen og gjøre undersøkelser til og under 500 meter under overflaten. Imidlertid så viste resultater fra studien Baranwal mfl. (2012) at lateral oppløsning og dybdeoppløsning av kvikk og marin leire på grunne dybder hadde en bedre oppløsning med Hummingbird system enn et SkyTEM system. Grunne dybder tilsvarer i dette tilfellet 10-100 meter. Det er verdt å nevne at studien er 11 år gammel og at TEM-systemene har hatt stor utvikling i senere år og at det nå finnes TEM-systemer som er mye mer sensitive på grunne dybder enn tidligere (personlig kommunikasjon, Vikas Chand Baranwal 10.05.23).

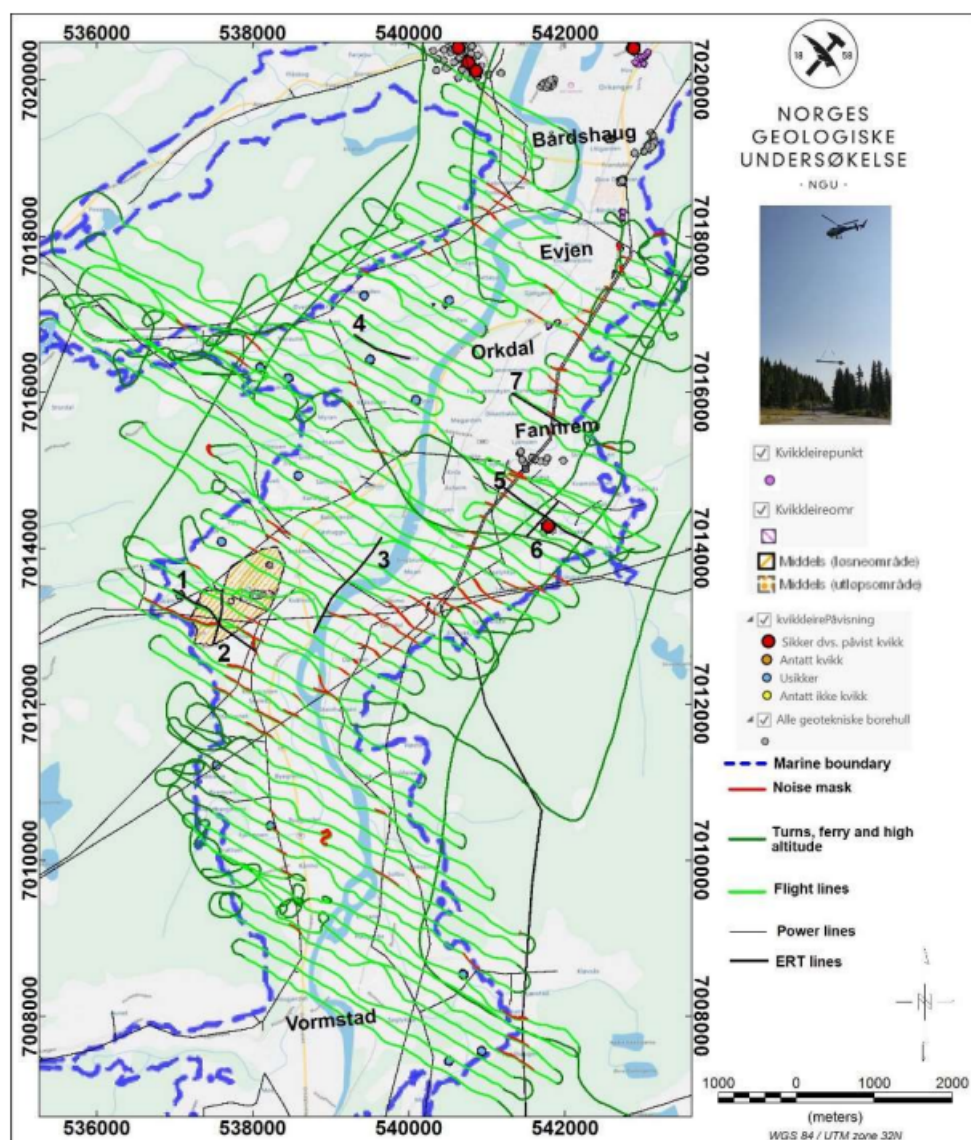
Datainnsamlingen foregår ved at en 7 meter lang sonde taues i luften 30 meter under helikopteret. Sonden har montert sender- og mottagerspoler i hver ende av sonden. Sonden måler med fem frekvenser. To av frekvensene (980 Hz og 7001 Hz) er med koaksial spolekonfigurasjon og tre av frekvensene (880 Hz, 6606 Hz og 34133 Hz) er med koplanar spolekonfigurasjon. Høyere frekvenser gir informasjon om resistiviteten ved grunne dybder, mens lavere frekvenser resulterer i informasjon fra større dybder. Målesystemet registrerer reell- og imaginær komponent for de fem frekvensene 10 ganger hvert sekund (Baranwal mfl. 2015).

Planlagt avstand mellom parallelle målelinjer var 200 meter. Avstanden måtte likevel tilpasses bebyggelse og beitende dyr slik at avvik fra denne avstanden forekommer. Målelinjene ble målt øst-vest med alternerende profilretning, vist i figur 6.10. Det ble samlet inn data hvert 0,1 sekund. Med en flyhastighet på ca. 100 km/t gir det en avstand på 3 meter mellom hvert målepunkt. Helikopteret er utstyrt med en radar høydemåler som registrerte høyde over bakken og en GPS som målte posisjon for hvert enkelt målepunkt (Gradmann mfl. 2022).

6.2.2 Databehandling og 3D-inversjon

Det første steget i databehandlingen var å fjerne støy fra dataene. Det ble fjernet tilfeldig støy fra GPS-data og høydedata ved å bruke et tre-punkt ikke-lineært filter. Data som inneholdt støy fra kraftledninger og tekniske anlegg ble også fjernet. Data som var målt med en høyde på 100 meter eller mer og ustabile måledata i forbindelse med at helikopteret snur ble også fjernet. Elektronisk drift i målesystemet på grunn av variasjoner i temperatur i sender- og mottaker-kretsene ble registrert

hvert 20. minutt. Dette skjer ved at målesonden ble hevet til en høyde på 300 meter over topografisk overflate hvor det er minimal elektromagnetisk respons fra bakken. De registrerte måleverdiene på denne høyden tilsvarer da et bakgrunnsnivå for målesystemet. Hvis driften er ikke-lineær mellom to avlesninger må man foreta en manuell korreksjon. Dette er typisk et problem i områder med høy resistivitet, og var ikke et problem i Orkdalen hvor det er mye marine sedimenter og målesignalene er høye (Solberg mfl. 2015). Etter driften i måledata var fjernet så ble dataene behandlet videre med Oasis Montaj HEM-modul (Geosoftmanual 2005). Figur 6.11 viser helikoptermålelinjene med god kvalitet, samt målelinjene hvor data ble fjernet.



Figur 6.11: HEM målelinjer med god datakvalitet (markert med lys grønn). Slettede data på grunn av støy fra kraftledninger (markert med rød) og i forbindelse med endring av måleretning (markert med mørk grønn) (Gradmann mfl. 2022).

Etter databehandlingen ble HEM-dataen brukt i 3D-inversjon for å beregne resistiviteten i bakken. Tilsynelatende resistivitet beregnes ut fra målte reell- og imaginærkomponent for hver frekvens (Baranwal mfl. 2015). Til dette benytter NGU en 3D-programvare som ble utviklet av Liu mfl. (2018). I det øverste laget i x- og y-retning har cellene en størrelse på 30x30 meter, mens størrelsen på cellene i z-retning er på 2 meter. Cellestørrelsen i z-retning økte med en faktor på 1,2 for hvert nivå nedover. Derfor er også oppløsningen bedre i øvre del av modellen. Ved startmodellen antar man at bakken består av en homogen halvkule med resistivitet lik $1000 \Omega m$. Deretter må dataene inverteres for å finne et tilnærmet riktig bilde av undergrunnens resistivitetsfordeling. Inversjonsrutinen foregår ved at den beregner elektromagnetisk respons fra modellen og endrer modellen iterativt helt til beregnede data fra modellen tilsvarer de målte data på en tilstrekkelig god måte. Inversjonsprosedyren ble avsluttet når RMS (Root-mean-square, kvadratisk middelfeil)-feilen mellom observerte og beregnede data var på 1,2 %. Dette er en evalueringsparameter som reflekterer kvaliteten på inversjonsprosessen for måledataene. (Gradmann mfl. 2022).

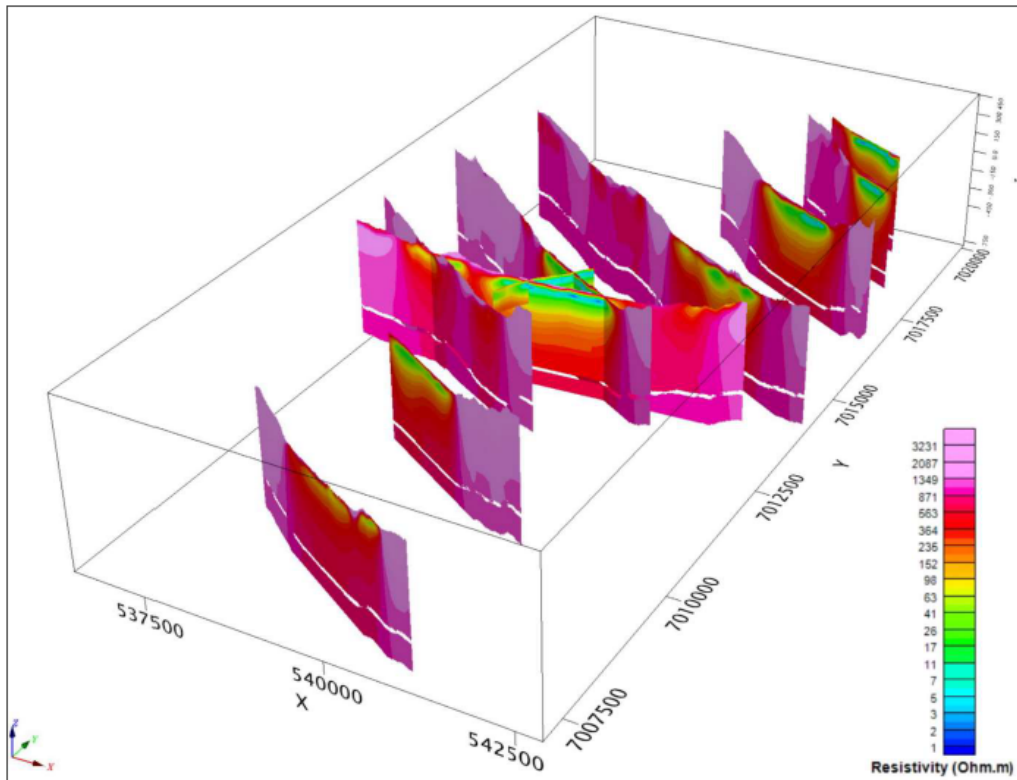
Dybden som definerer om data regnes som pålitelige kalles penetrasjonsdybde. Penetrasjonsdybde defineres som $1/5$ av skinn-dyp (Reynolds 2011). I Orkdalen varierer penetrasjonsdybden fra 47 til 170 meter avhengig av resistivitetsfordelingen i grunnen.

Tabell 6.1 viser skinndybde for de brukte FHEM frekvensene og typiske resistivitetsverdier. Fra tabellen kan man se at skinndybden blir så lav som 9 meter ved den høyeste frekvensen og laveste resistiviteten.

Tabell 6.1: Skinndybde verdier for FHEM frekvenser brukt og typiske resistivitetsverdier (Baranwal mfl. 2015).

Skinndybde [m]						
Frekvens [Hz]		880	980	6606	7001	34133
Resistivitet [$\Omega.m$]	10	54	51	20	19	9
	100	170	161	62	60	27
	1000	536	508	196	190	86

Figur 6.12 viser beregnede penetrasjonsdyp (markert med hvit strek) på enkelte resistivetsprofiler fra 3D modellen av HEM-dataene.

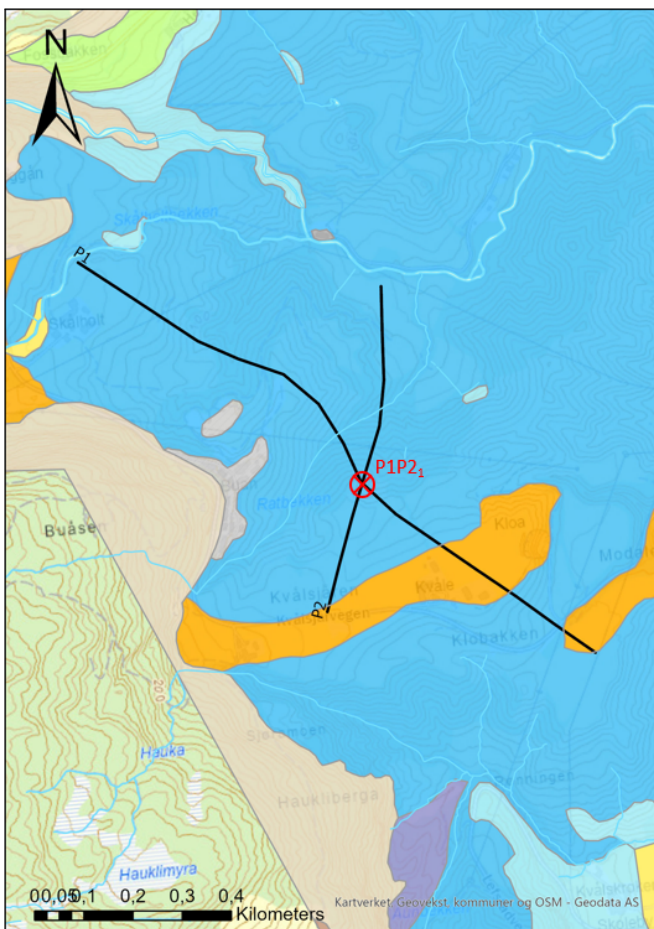


Figur 6.12: Resistivitetsprofiler fra 3D-modellen av HEM data. De hvite linjene er beregnede penetrasjonsdyp (Gradmann mfl. 2022).

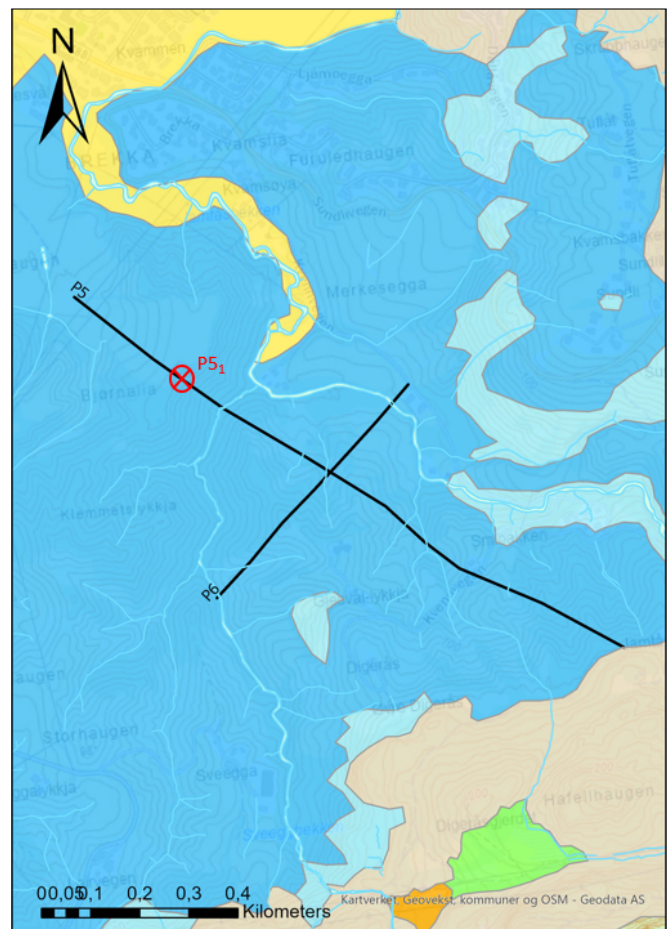
6.3 Trykksondering med resistivitetmåling (R-CPTU)

Resistivetsprofiler vil ikke kunne tolkes absolutt da ulike materialer kan resultere i samme resistivetsverdi, på grunn av at resistiviteten påvirkes av flere faktorer. En tolkning av ulike data vil derimot gi et større datagrunnlag og en sikrere tolkning. Derfor er det en fordel hvis borehull plasseres på profillinjen for å forbedre tolkningene. Det var tilfellet i dette prosjektet.

Det er gjort målinger med R-CPTU i to borehull, ved $P5_1$ og ved $P1P2_1$. Plasseringen av disse borehullene på ulike profil er vist i figur 6.13 og figur 6.14. Plassering av hvert profil i prosjektområdet er vist i figur 6.10.



Figur 6.13: Borehull $P1P2_1$ markert plassering i krysningspunkt mellom ERT-profil 1 og 2



Figur 6.14: Borehull $P5_1$ markert plassering på ERT-profil 5

Ved borehull $P5_1$ ble det gjennomført totalsondering og R-CPTU. Ved borehull $P1P2_1$ ble det gjennomført totalsondering, R-CPTU og prøvetaking. Det ble i boreplanen planlagt ytterligere to

borehull til med R-CPTU målinger og også ytterligere to borehull med prøvetaking. De er foreløpig ikke gjennomført grunnet ulike komplikasjoner og vil derfor ikke behandles i denne oppgaven. Totalt er det planlagt 7 borehull i forbindelse med dette prosjektet. Tabell 6.2 viser borenummer, borenavn, metode og koordinater på de gjennomførte målingene som vil bli behandlet i denne oppgaven. Totalsonderingskurven vil ikke bli tolket og analysert.

Tabell 6.2: Borenr, borenavn, metode og koordinater for BH3 og BH4

Borenr.	Borenavn	Metode	Nord (UTM 32)	Øst (UTM32)
BH3	<i>P1P2₁</i>	Totalsondering, R-CPTU og prøvetaking	7013020	537564
BH4	<i>P5₁</i>	Totalsondering og R-CPTU	7014627	541454

NTNU sin resistivitetssonde er fra Geotech, se figur 6.15. Sonden er satt opp med en Wenner-elektrodekonfigurasjon. Elektrodeavstanden er på 3,5 cm. Sonden er 44mm i diameter, festes til CPT-sonden og skyves ned i borehullet. Hvert 2 sekund, som tilsvarer hver 2 cm, så blir tilsynelatende resistivitet målt. På grunn av at elektrodeavstanden er liten så er også influensområdet til målingene lite. Som et resultat av dette som måler sonden i relativt homogent materiale ved hver avlesning. Dermed blir tilsynelatende resistivitet tilnærmet lik spesifikk resistivitet og en inversjonsprosedyre er dermed ikke nødvendig (Solberg mfl. 2010).



Figur 6.15: Geotech R-CPT sonde som brukes ved NTNU. Fra venstre: CPT-spiss, resistivitetssonde med 4 elektroder satt opp i Wenner elektrodekonfigurasjon og 3,5 cm elektrodeavstand, batteripakke (Aasland 2010).

Etter datainnsamlingen ble Statens vegvesen sitt excelark (StatensVegvesen 2021) brukt for å grafisk fremstille resistivitetsdataene og sammenstille med resistivitetsverdiene fra de andre metodene.

6.4 Prøvetaking

Dette delkapitlet er delvis et utdrag fra prosjektoppgaven skrevet høsten 2022 (Nossum 2022)

Prøvetaking fra felt ble gjort med en 80 cm lang sylindrisk stempelprøvetaker av Institutt for bygg- og miljøteknikk (IBM) ved NTNU. Ved stempelprøvetaking så blir prøvetakeren presset ned i bunnen av et borehull. Jordprøven inne i sylindren vil følge med når sylindren trekker opp som følge av at det påføres vakuum på toppen av sylindren. I dette prosjektet er det brukt 56 mm stempelprøvetaker. Det er tatt opp og gjennomført laboratorieanalyser av prøver fra et borehull, $P1P2_1$. Plassering av dette borehullet er vist i figur 6.13.

Prøvene ble deretter fraktet til IBM sitt laboratoriet og jeg, i samarbeid med masterstudent fra IBM, gjennomførte saltinnholdsmålinger av porevannet og resistivitetsmålinger på prøvene. Resultatene fra disse målingene er presentert i resultater.

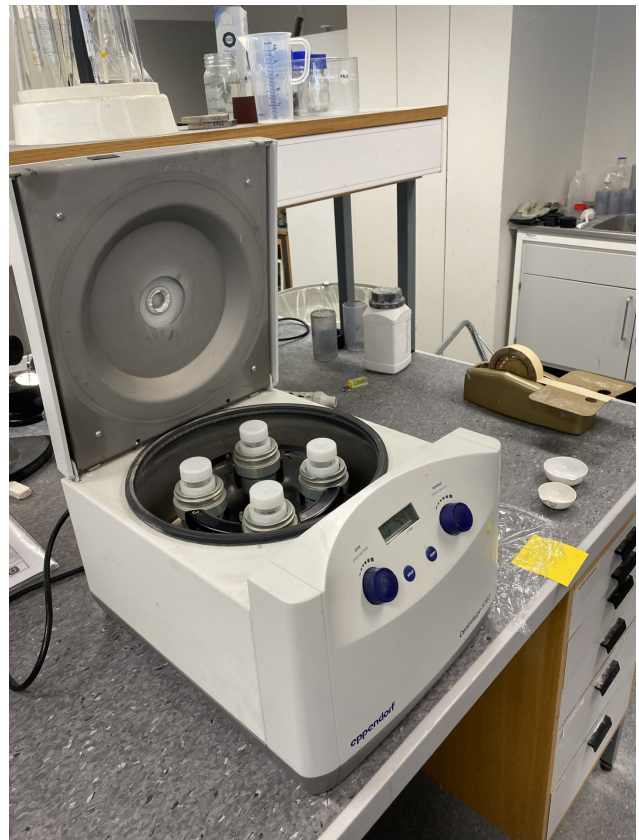
Prøvetakeren sin hensikt er å ta opp uforstyrrede prøver av leire, silt og organisk materiale, slik at materialet sin tilstand minner mest mulig om den tilstanden den har in-situ. Prøvetaking og etterfølgende laboratorieundersøkelser er tidkrevende og det kan forekomme forstyrrelser av prøvene før de ankommer laboratoriet, noe som vil kunne påvirke resultatene i stor grad (StatensVegvesen 2014).

6.5 Saltinnholdmålinger

Når det gjelder kvikkleirekartlegging av marine leirer er bestemmelse av porevannets saltinnhold relevant, da lavt saltinnhold kan indikere utvasket leire. I dette prosjektet var det også interessant å gjennomføre denne testen for å se på samsvar mellom porevannets saltinnhold og resistivitetsverdiene fra de ulike metodene. Porevannets saltinnhold kan måles på ulike måter i et laboratorium. Metoden som er brukt i dette prosjektet er å beregne porevannets saltinnhold empirisk basert på vannets ledningevne, forklart i kapittel 5.4.

Testen foregår ved at man plasserer en liten leirprøve fordelt jevnt i fire rør i en sentrifuge slik at noe porevann skiller seg fra leirprøven, vist i figur 6.16 Porevannet i de fire beholderne tømmes over i en skål. Deretter suges porevannet inn i en sprøyte hvor den elektrisk ledningevnen til vannet måles av en konduktivitetmåler.

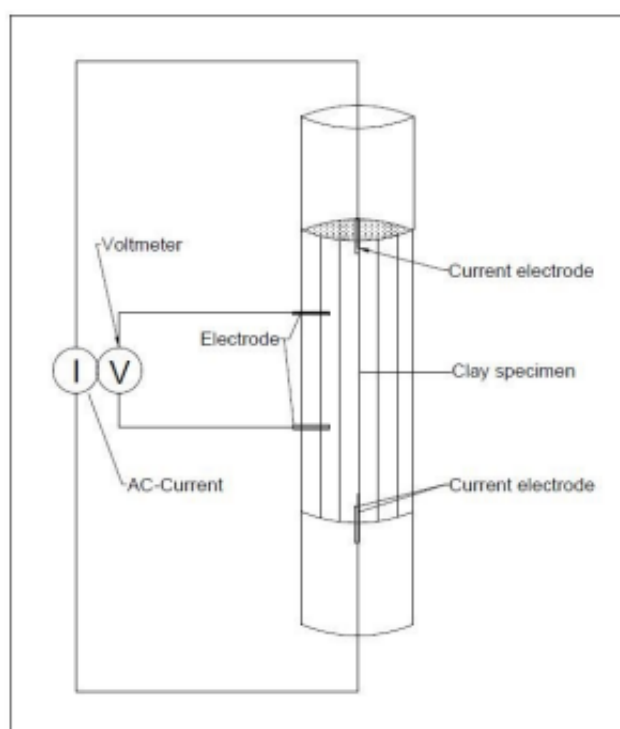
Testen ble utført på laboratorium ved Institutt for Bygg og Miljø, NTNU. Det var planlagt å utføre saltinnholdmålinger på prøver fra flere borehull og i et stort utvalg av dybder. Det ble kun gjennomført prøvetaking av et borehull i tide for denne oppgaven. Det viste seg også vanskelig å sentrifugere ut nok porevann fra de tilgjengelige prøvene. Resultatet ble at det ble kun gjennomført tre saltinnholdmålinger av porevannet. Dette resulterte i et plott av porevannets saltinnhold mot dybden, men er et for lite datagrunnlag til å trekke konklusjoner fra og diskutere rundt. Plottet vil likevel presenteres i resultater og diskuteres noe videre.



Figur 6.16: Sentrifugering av prøver før saltinnholdmålinger av porevannet i laboratoriet. Uten sentrifuge ville ikke fritt porevann kunne prøvetas.

6.6 Resistivitetsmålinger i laboratoriet

Det ble gjennomført resistivitetsmålinger i laboratoriet på prøver fra borehull $P1P2_1$. Det ble gjennomført 4 målinger av prøver i ulike dybder. Testen ble gjennomført ved å først preparere prøven ved å kutte den til en bestemt lengde med jevne flater. Prøven ble deretter plassert mellom to metallplater som fungerte som strømelektroder. Deretter ble spenningselektrodene plassert i prøven med en gitt avstand. Ved å indusere strøm og måle spenningsforskjellen mellom to punkt med en gitt avstand så kan man måle resistiviteten. Et typisk oppsett for en slik måling er vist i figur 6.17.



Figur 6.17: Prinsippskisse for resistivitetsmålinger i laboratoriet (Winardi mfl. 2019)

Etter målingen er gjennomført leser man av verdier for spenning og strøm. Deretter kan resistiviteten beregnes fra formel 4.4. De beregnede resistivitetsverdiene ble plottet i et spredningsplott for sammenligning med andre resistivitetsmålinger fra samme sted.

6.7 Resistivitetsplott

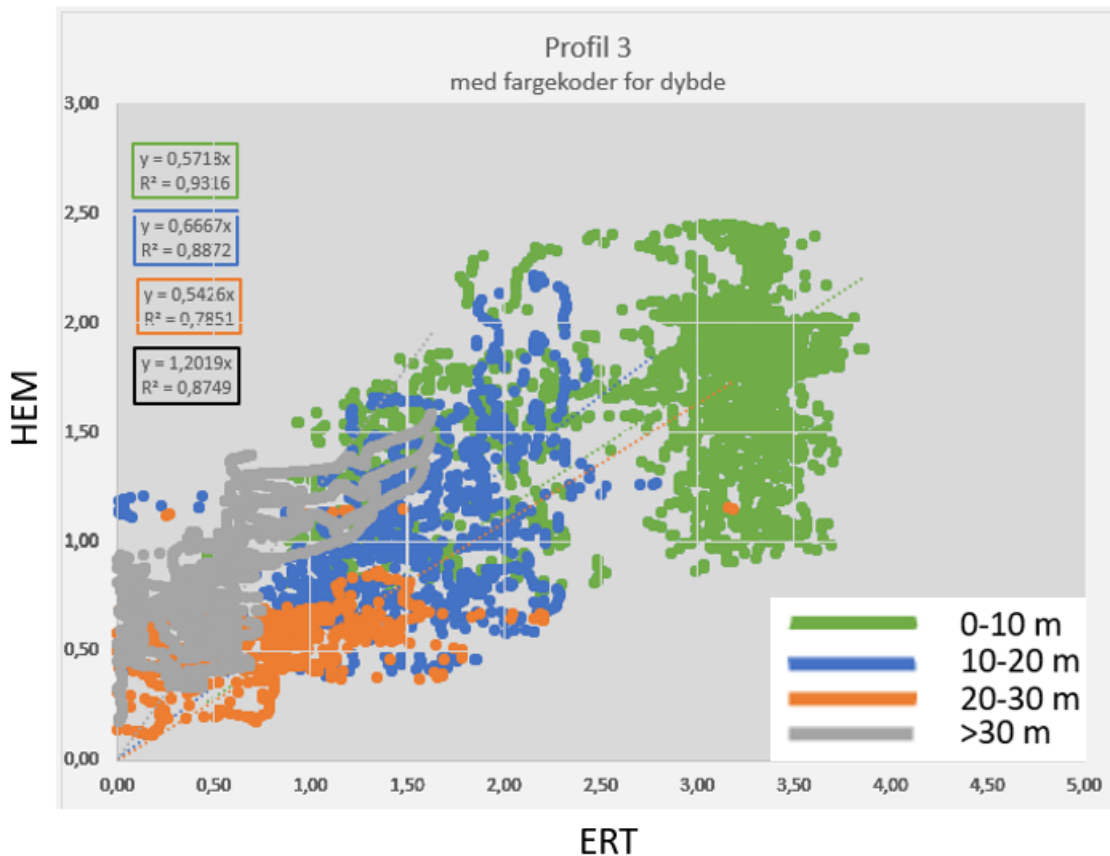
6.7.1 Sammenligning mellom resistivitetsverdier fra ERT-data og HEM-data

Det er samlet inn ERT-data i områder langs og på tvers av noen av HEM-målelinjene. Plasseringen av disse profilene kan man se av figur 6.2. ERT dataene har en høyere oppløsning og inneholder flere datapunkter for resistivitet enn ved HEM. Derfor er flere av resistivitetsverdiene brukt i resistivitetsplottene for HEM generert ved hjelp av interpolasjon fra omkringliggende punkt for å få verdier på tilsvarende koordinater som ERT-data.

Etter interpolasjonsprosedyren var gjennomført så ble alle relevante data lagt inn i Microsoft Excel. Filen inneholdt data om blant annet profilnummer, koordinater, sensorhøyde, dybde i undergrunnen og resistivitetsverdier fra HEM og ERT. Dataene ble først bearbeidet ved å omregne resistivitetsverdiene fra HEM og ERT til logaritmiske verdier. Til slutt ble det laget et spredningsplott med ERT-resistiviteten langs x-aksen og HEM-resistiviteten langs y-aksen. Spredningsplott viser verdien for to variabler fra et datasett. Et slikt plott egner seg derfor for å se sammenhenger og grupperinger i et datasett. Et spredningsplott er et nyttig virkemiddel i denne sammenheng da man enkelt visuelt ser sammenhengen mellom to variabler (Sarikaya og Gleicher 2018).

I tillegg til at hvert punkt hadde hver sin x-verdi og y-verdi for resistivitet fra de to metodene så ble dataene også kategorisert ut fra to parametre til, dybde i undergrunnen og sensorhøyde (gjenspeiler flyhøyde for helikopteret). Hver kategori fikk sin egen farge, slik at man enkelt kunne se trender og mønstre for de forskjellige dataene. Dybde dataene ble delt inn i 4 kategorier; 0-10 meter, 10-20 meter, 20-30 meter og >30 meter. Sensorhøyde ble delt inn i 5 kategorier; 0-20 meter, 20-40 meter, 40-60 meter og >80 meter. Det er ingen datapunkter fra dybdekategori 1 (0-20 meter). Ved noen tilfeller var det interessant å se på alle verdiene som en helhet, mens ved andre ble det laget to plott for hvert profil. Plottene vil bli presentert i resultatene. Deretter ble det gjennomført en kvalitativ analyse av plottene, sammenstilt med resistiviteitsprofiler for ERT og HEM utarbeidet av NGU. Alle plott er presentert i kapittel 7 av denne oppgaven.

Et eksempel på et spredningsplott som ble produsert er vist i figur 6.18. Plottet vil også presenteres i resultater og diskuteres nærmere i diskusjon. Dette plottet er fra profil 3 og med fargekoder for dybde i undergrunnen.



Figur 6.18: Eksempel på et resistivitetsplott med ERT-verdier på x-aksen og HEM-verdier på y-aksen. Dette plottet har fargekoder for ulike dybdekatégorier, som er vist i fargeforklaringen på bildet. Det er også inkludert trendlinjer for hverkategori og tilhørende trendlinjeflikning og bestemmende regresjonskoeffisient

For å beskrive et spredningsplott så ser man på form, retning, styrke og avvik fra trenden. Formen sier noe om sammenhengen mellom dataene er lineær eller ikke. Retningen beskriver man som positiv hvis den øker med økende verdier på x-aksen og negativ hvis den synker med økende verdier på x-aksen. Hvor sterk sammenhengen er kan man også beskrive ved å se på samlingen av datapunkter eller om det er stor spredning rundt trenden. Er det stor variasjon i datapunktene er sammenhengen svakere enn hvis punktene faller tilnærmet på en kurve. Noe annet som er viktig å ta i betraktning er potensielle avvik. Er det noen datapunkter som er usedvanlig langt fra hovedmønsteret. Det kan være flere slike grunner til slike avvik, men ofte ser man bort fra de når man skal finne hovedlinjene og hovedmønstrene i et spredningsdiagram. Det er derimot viktig å anerkjenne at det er avvik i datasettet, og inkludere i beskrivelsen i hvor stor grad dette er tilfellet (Sarıkaya og Gleicher 2018).

Jo nærmere de plottede datapunktene resulterer i en tydelig trend, jo større korrelasjon og sammenheng er det mellom variablene. Regresjonslinjen er den linjen som på best mulig måte minimerer summen av de kvadrerte avstandene mellom hvert punkt og regresjonslinja. Når man kan se en tydelig trend i datasettet, men det likevel er forholdsvis stor spredning i datapunktene beskriver man det som at det er en svak eller middels korrelasjon. Spredningsplott kan også gi konklusjonen at det ikke er noen trend eller sammenheng mellom variablene (Sarikaya og Gleicher 2018).

6.7.2 Sammenligning med R-CPTU og resistivitetsmålinger i laboratoriet

I tillegg til spredningsplottene for ERT- og HEM-data var det interessant å sammenligne de nevnte dataene med resistivitetsverdier fra R-CPTU og målinger i laboratoriet. Disse diagrammene ble produsert ved å bruke HEM- og ERT verdier fra området rundt borehullet. Borehullet har kjente koordinater og dataene ble filtrert med en viss avstand fra borehullet. For borehull $P1P2_1$ ble avstanden satt 50 meter rundt borehullet for å ha nok datagrunnlag. For borehull $P5_1$ var det tilstrekkelig med 5 meter avstand i hver retning. Plottene ble laget med dybde på y-aksen og resistivitet med logaritmisk skala på x-aksen. På den måten var det enkelt å skille mellom de ulike løsmassene. Diagrammene for borehull $P1P2_1$ og $P5_1$ er presentert i kapittel 7.8 og kapittel 7.9.

7 Resultat

I resultatdelen vil resistivitetsplottene fra hvert profil presenteres og sammenstilles med ERT- og HEM-profiler produsert av NGU. Ved å sammenstille plottene med resistivitetsprofiler vil det være enklere å se sammenhenger, trender og mønster for plottene. Samlede plott vil også presenteres der hvor det er hensiktsmessig for videre diskusjon, samt vil data fra R-CPTU, resistivitetsmålinger i laboratoriet og saltinnholdmålinger presenteres. Det vil bli gjort en kvalitativ analyse av diagrammene. Resultatene vil diskuteres i mer detalj i diskusjon.

Figurene 7.3, 7.6, 7.9, 7.12, 7.15, 7.18 og 7.21 viser en sammenligning av resistivitet beregnet fra HEM- og ERT-data. HEM har en lateral oppløsning på ca. 30 meter og ERT data en lateral oppløsning på omtrent 5-10 meter avhengig av elektrodeavstanden. Profilenes topografi er mer detaljert enn hva som kommer frem fra figuren, men er glattet ut fordi det er brukt 5 meters cellestørrelse ved dataprosessering. Resistivitetsmodellen inneholder data helt ned til penetrasjonsdypet eller dypere, men figurene viser re-samplet HEM-data basert på ERT-resistivitetsmodellen.

Lengde, elektrodeavstand og datakvalitet for de 7 profilene er vist i tabell 7.1.

Tabell 7.1: Lengde, retning, elektrodeavstand og datakvalitet for de målte ERT-profilene

Navn	Lengde [m]	Retning [fra-mot]	Datapunkt (fjernet)	RMS-error [%]	Elektrodeavstand [m]
Profil 1	1400	Vest-Øst	5900 (36)	5,4	5
Profil 2	700	Sør-Nord	2612 (32)	7,9	5
Profil 3	1500	Sør-Nord	6203 (377)	8,8	5
Profil 4	800	Vest-Øst	3103 (46)	4,2	5
Profil 5	1000	Vest-Øst	4105 (11)	1,5	5
Profil 6	600	Sør-Nord	2118 (34)	9,5	5
Profil 7	800	Vest-Øst	1107 (61)	27,6	10

Resultatene vil først presenteres profil for profil. Det er viktig å understreke at ikke alle resultatene som presenteres her er mine resultater, men resultatene mine tolkes best sett i sammenheng med kvartærgeologisk kartlegging og resistivitetsprofiler fra ERT og HEM. Derfor anses det som relevant og nødvendig å presentere også disse resultatene fra prosjektet.

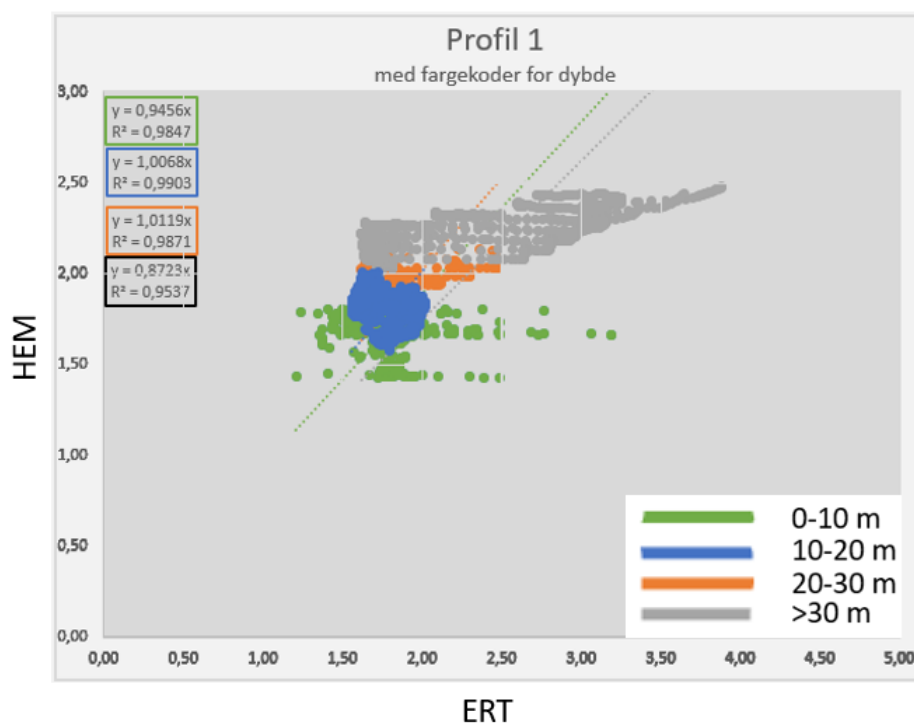
Ved alle plott er det tilpasset en lineær trendlinje som viser den overordnede, generelle trenden. Trendlinjen blir ikke i alle tilfeller representativ da trenden ikke alltid er like tydelig eller representativ for dataene.

7.1 Profil 1

Profil 1 starter i vest på en høyde som ligger i et område som er kvartærgeologisk kartlagt som glasifluvial avsetning. Videre ligger profilet i marine avsetninger før det ved to anledninger krysser glasifluviale avsetninger, se figur 6.4 . Profilet krysser også bekkedaler ved to anledninger.

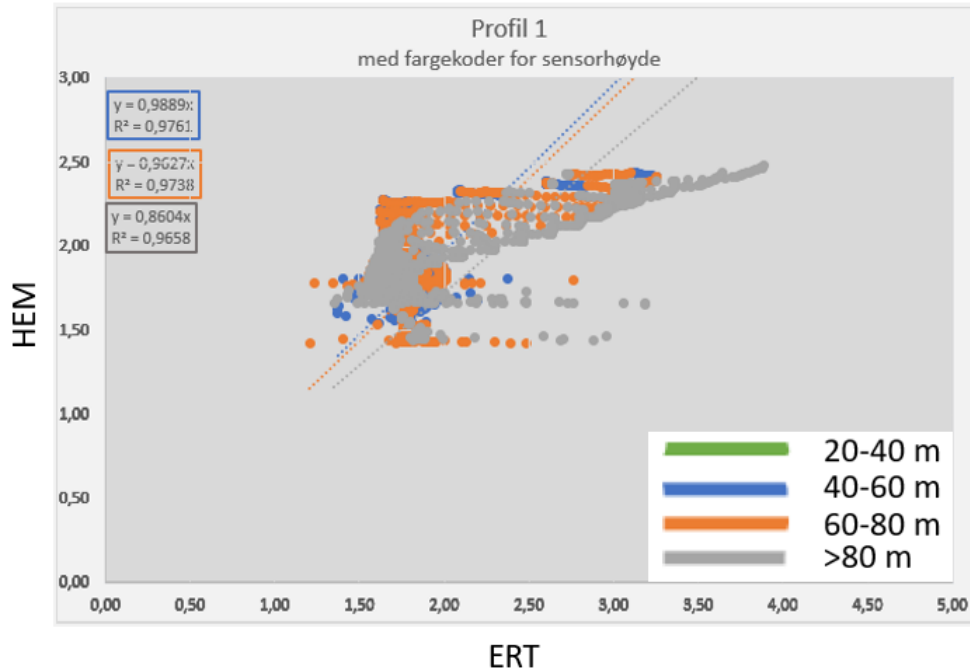
Spredningsplott for HEM- og ERT-data

Figur 7.1 viser et Spredningsplott for HEM- og ERT-data med fargekoder for ulike dybdeintervall. Resistiviteten er beregnet i logaritmiske verdier, for både HEM og ERT. Intervallet for utvasket leire, mulig kvikkleire ($10-100 \Omega.m$) er i dette tilfellet derfor mellom 1 og 2.



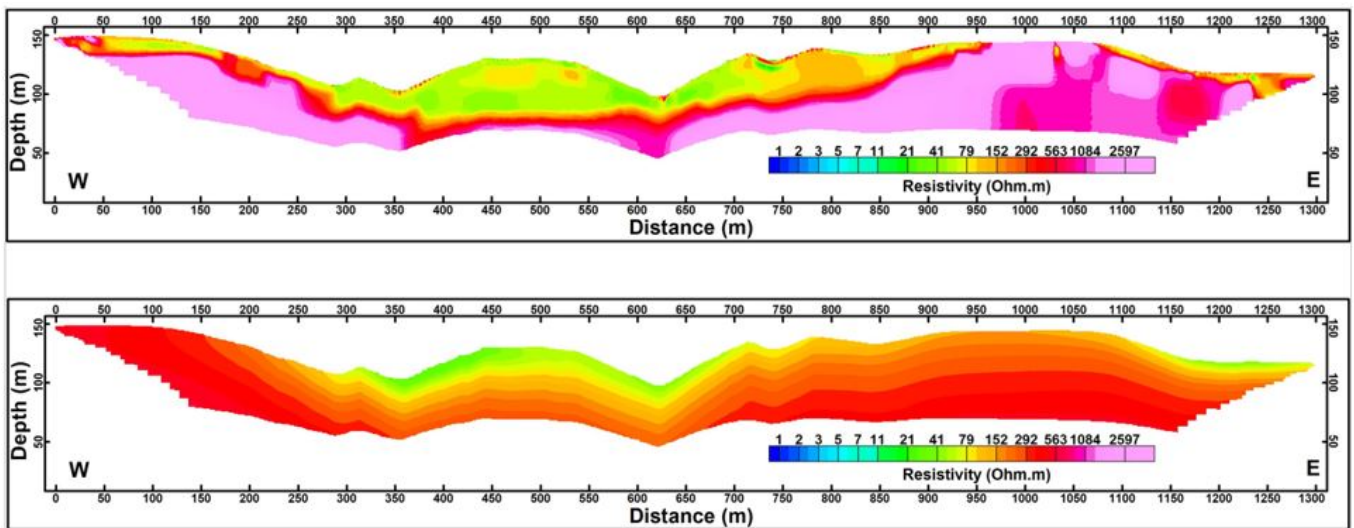
Figur 7.1: Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 1 med fargekoder for ulike dybdeintervall. Beskrivelse for fargekoder er inkludert i beskrivelsen og viser til dybde under overflaten i meter.

Et tydelig resultat er økende resistivitetsverdier med økende dybden.



Figur 7.2: Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 1 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyden dataene ble samlet inn i. Beskrivelse for fargekoder er inkludert i figuren.

Fra plottet for sensorhøyde (figur 7.2) er det ingen tydelig trend fra de ulike sensorhøydene.



Figur 7.3: Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 1.

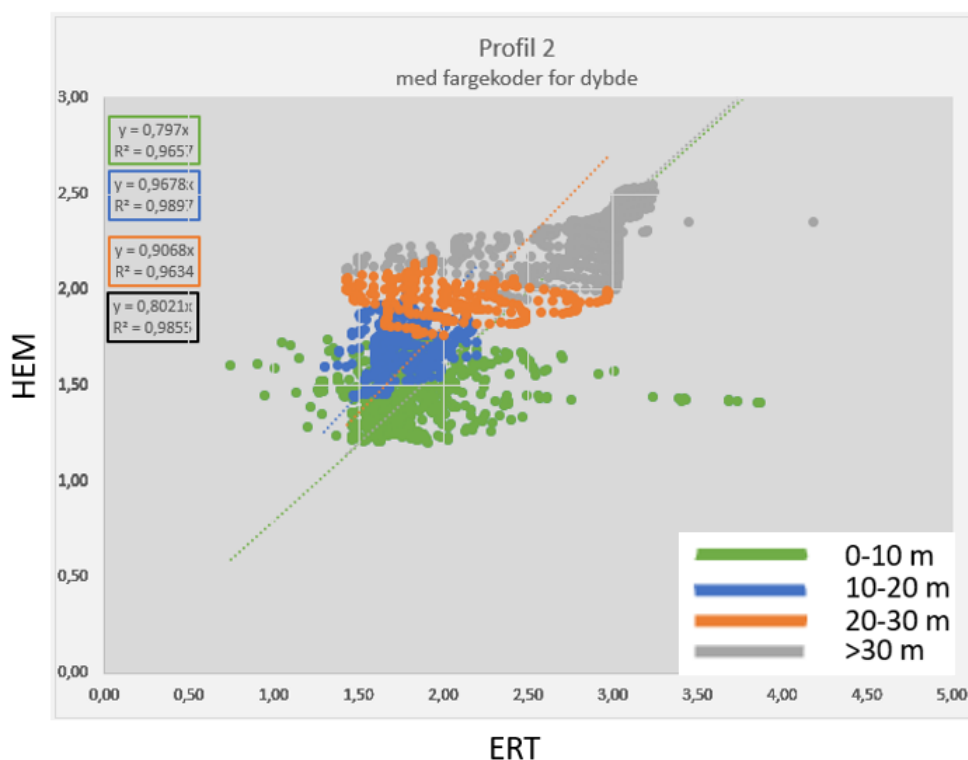
Profilen starter ifølge kvartærgeologiske kart på glasifluviale avsetninger, noe som også bekreftes fra figur 7.3 med resistivitetsverdier som ligger over $300\Omega\text{m}$. Mektigheten på dette laget er omtrent 5 meter og ligger over et lag som har resistivitetsverdier tilsvarende utvasket leire. Maksimal mektighet

av dette laget er 50 meter. Generelt er det en økende resistivitet med dybden, noe man også kan se fra figur 7.1. HEM og ERT resulterer i de samme hovedstrukturene, men ved ERT har man en høyere oppløsning og oppnår høyere resistivitetsverdier. Dette er også enkelt å se på stigningstall og form på plottene. Det er en en flatere trend på resistivitetsverdier høyere enn $100\Omega\text{m}$. enn ved lavere resistivitetsverdier.

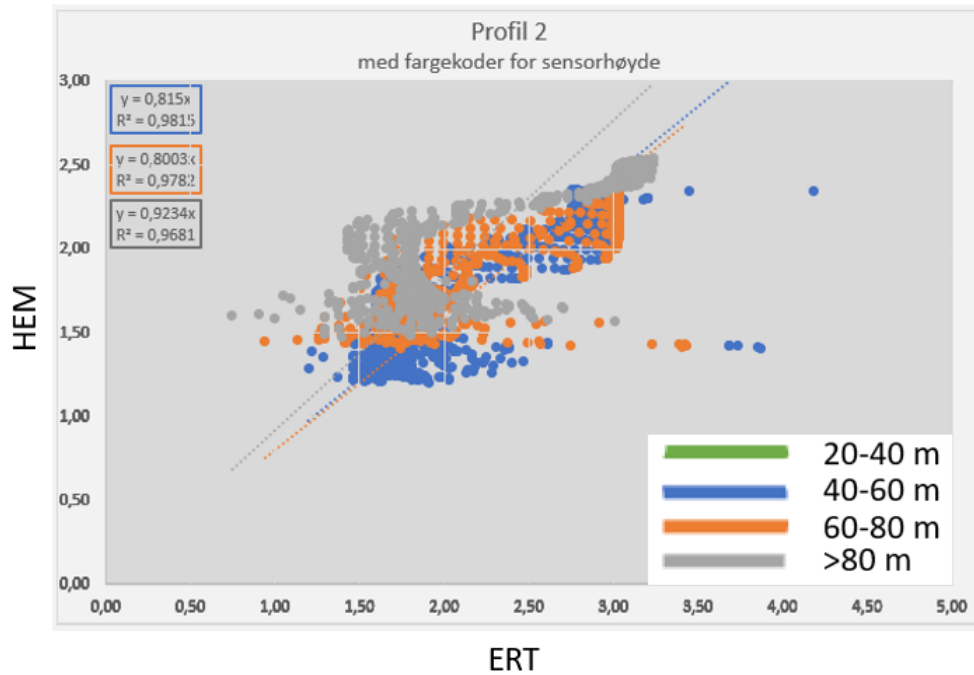
7.2 Profil 2

Profil 2 krysser profil 1 og i følge kvartærgeologiske kart så ligger hele profilet på marine avsetninger, se figur 6.4. Resistivitetmålingene fra figur 7.6 bekrefter også dette, med lave resistivitetsverdier tilsvarende utvasket leire de øverste meterne langs hele profilet.

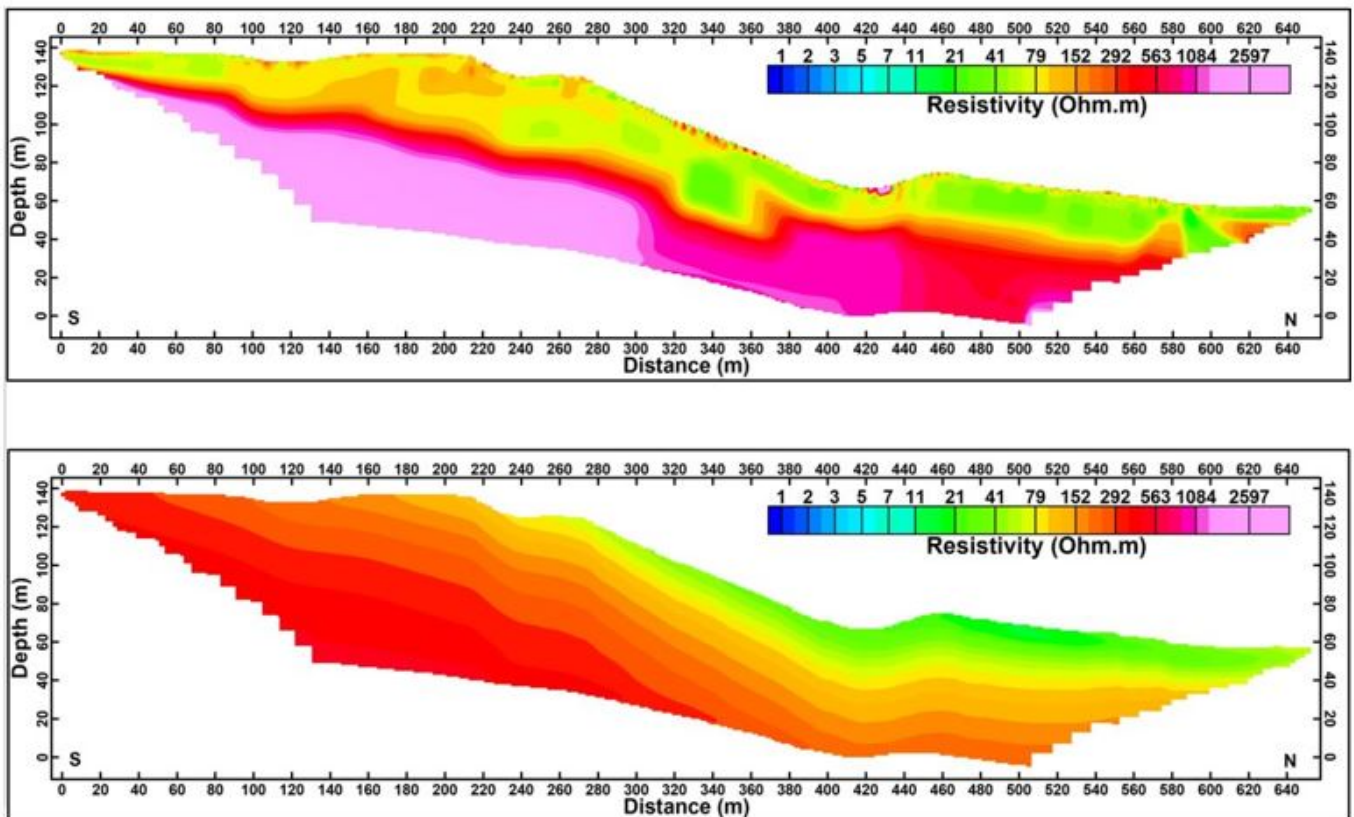
Spredningsplott for HEM- og ERT-data



Figur 7.4: Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 2 med fargekoder for ulike dybdeintervall.



Figur 7.5: Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 2 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyden dataene ble samlet inn i. Beskrivelse for fargekoder er inkludert i figuren.



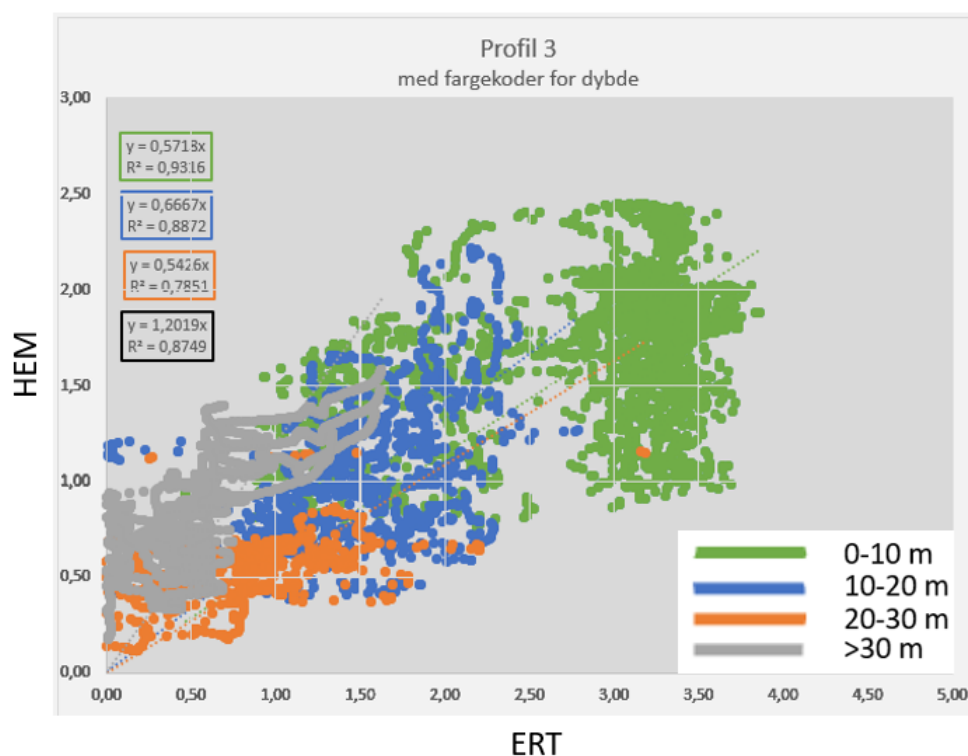
Figur 7.6: Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 2.

De typiske outliners kommer også i dette profilet fra den grunneste dybdekategorien, med unntak av noen få datapunkter fra dybdekategori 4. Dette plottet viser en tydelig økning i resistivitet med økende dybde, som også bekreftes fra resistivitetsprofilene. Figur 7.6 viser at det er samsvar mellom ERT og HEM ved de store strukturene, men at HEM-modellen aldri viser de høyeste resistivitetsverdiene (markert med rosa).

7.3 Profil 3

Profil 3 begynner 100 meter øst for et grustak, går parallellt med Orkla langs en traktorvei til ca. 800 m. Resten av profilet følger grensen mellom skogholt og dyrket mark. Ifølge kvartærgeologiske kart ligger profilet i sin helhet på fluviale avsetninger. Se figur 6.5

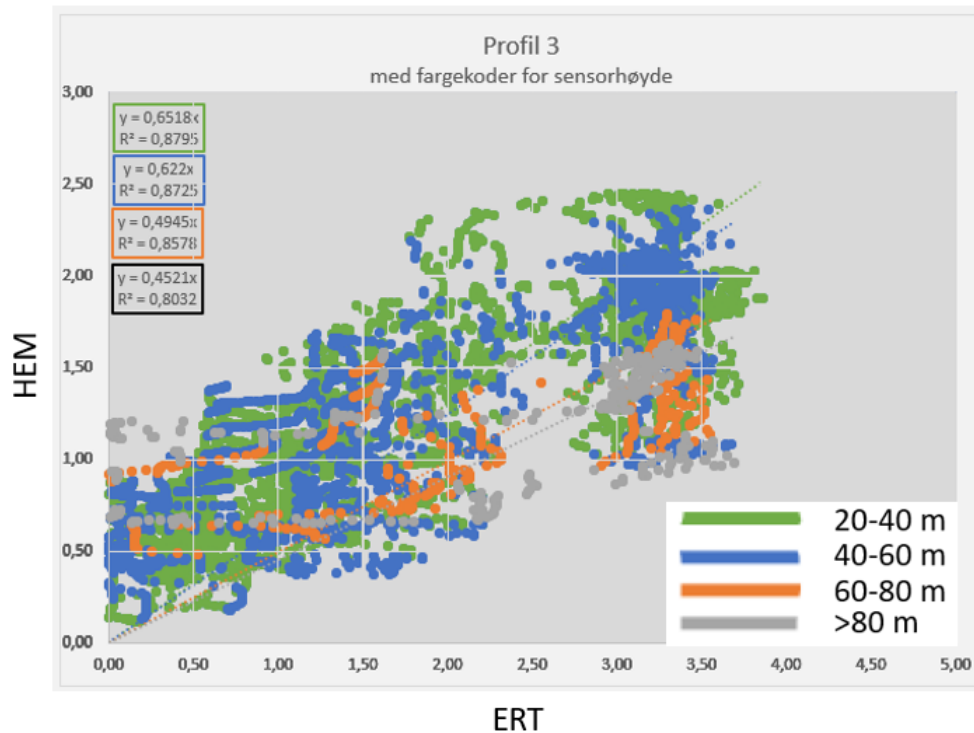
Spredningsplott for HEM- og ERT-data



Figur 7.7: Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 3 med fargekoder for ulike dybdeintervall.

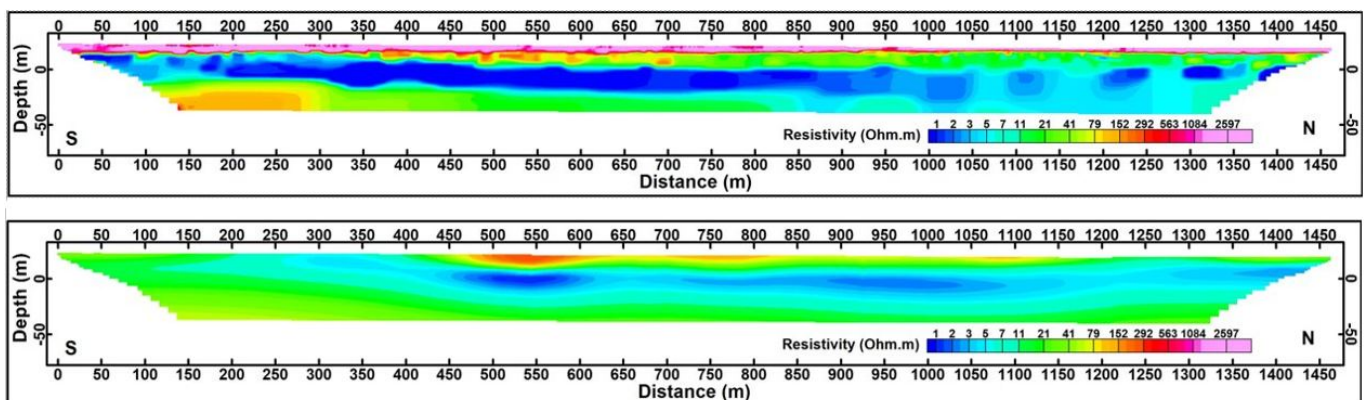
Profil 3 skiller seg fra de andre profilene, med at de typiske outliers med høye ERT-verdier og betydelig lavere HEM-verdier ikke finnes, se figur 7.7. I de andre plottene er disse verdiene typisk i de grunneste 10 meterne ned i undergrunnen. Plottet viser derimot at ERT-verdiene stort sett viser

høyere resistivitetsverdier enn HEM.



Figur 7.8: Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 3 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyden dataene ble samlet inn i. Beskrivelse for fargekoder er inkludert i figuren.

Sensorhøydeplottet (figur 7.8) viser ingen tydelig trend som kan skille de ulike kategoriene fra hverandre.



Figur 7.9: Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 3.

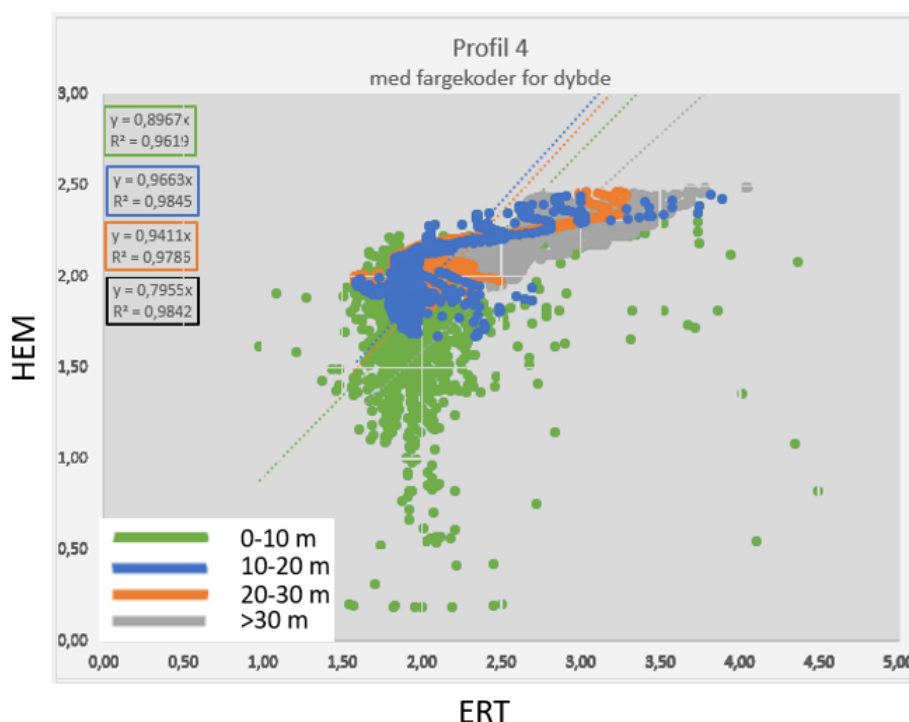
Profilen har en tydelig lagdeling. Ser man på figur 7.9 ser man at de øverste meterene sammenfaller med resistivitetsverdier for typiske høy-resistive fluviale avsetninger ($> 500\Omega m$). Resten av profilen

ligger stort sett i resistivitetsintervallet for marin og utvasket leire. Dette ser man også fra de plottede resistivitetsverdiene i figur 7.7 og figur 7.8. Laget med utvasket leire ligger stort sett mellom de fluviale og de marine avsetningene, med unntak av de første 300 meterne hvor de fluviale avsetningen ligger direkte på den marine leira. Laget med utvasket leire har tidvis noe høyere resistivitet enn hva som er definert som resistivitetsintervallet for utvasket leire. Grunnen til dette er foreløpig uklar og bør undersøkes grundigere ved hjelp av boring. Under den marine leira opptrer det et lag med høyere resistivitet som tolkes som glasifluviale avsetninger eller morene.

7.4 Profil 4

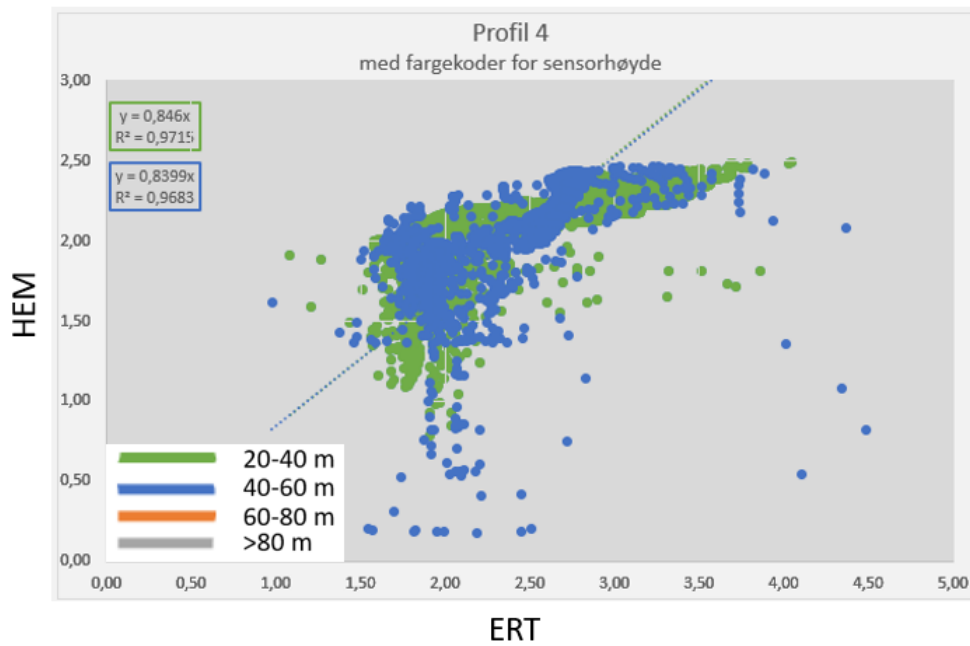
Profil 4 ligger ifølge kvartærgeologiske kart på marine avsetninger. Se figur 6.6.

Spredningsplott for HEM- og ERT-data



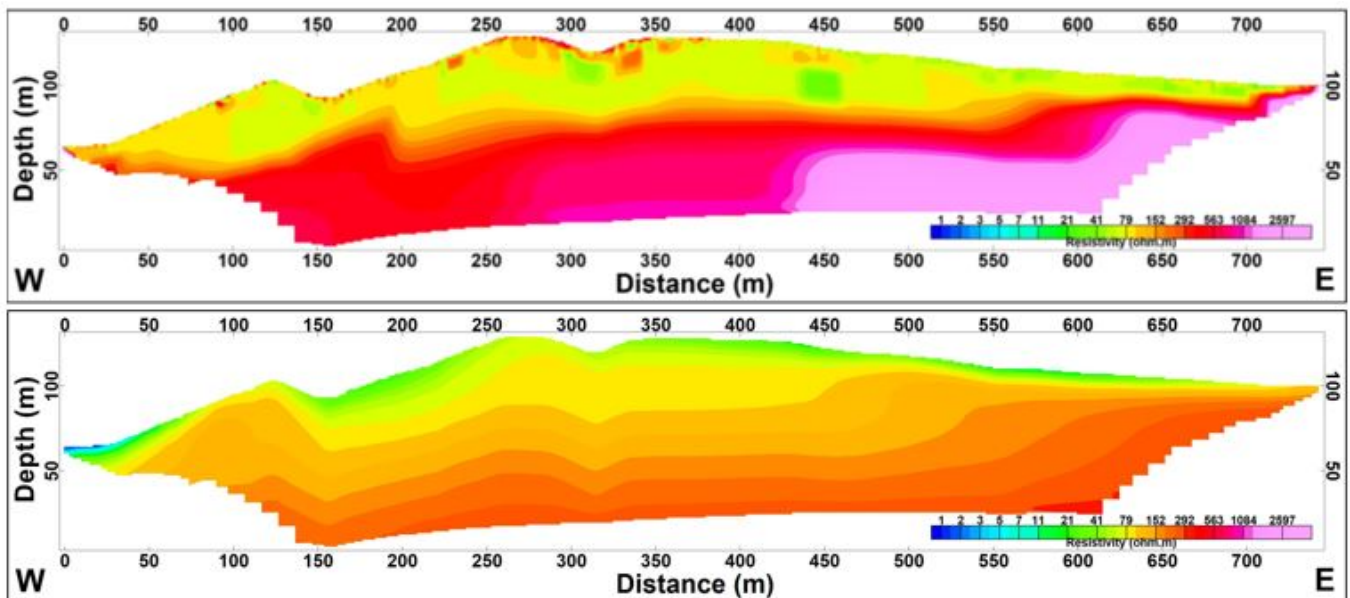
Figur 7.10: Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 4 med fargekoder for ulike dybdeintervall.

Profil 4 bygger videre på trenden sett i tidligere profiler, at resistiviteten øker med dybden. Se figur 7.10. I dette profilet er det også veldig tydelig i hvilken dybde de aller fleste avvik ligger i. Alle punktene har en grønn farge og viser at alle avvik fra trenden ligger i de første 10 meterne i dybden.



Figur 7.11: Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 4 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyden dataene ble samlet inn i. Beskrivelse for fargekoder er inkludert i figuren.

Profil 4 inneholder data med kun to ulike kategorier for sensorhøyde, 2 og 3. Se figur 7.11. Det er ingen sammenheng mellom farge og hvor de plotter i dette tilfellet.



Figur 7.12: Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 4.

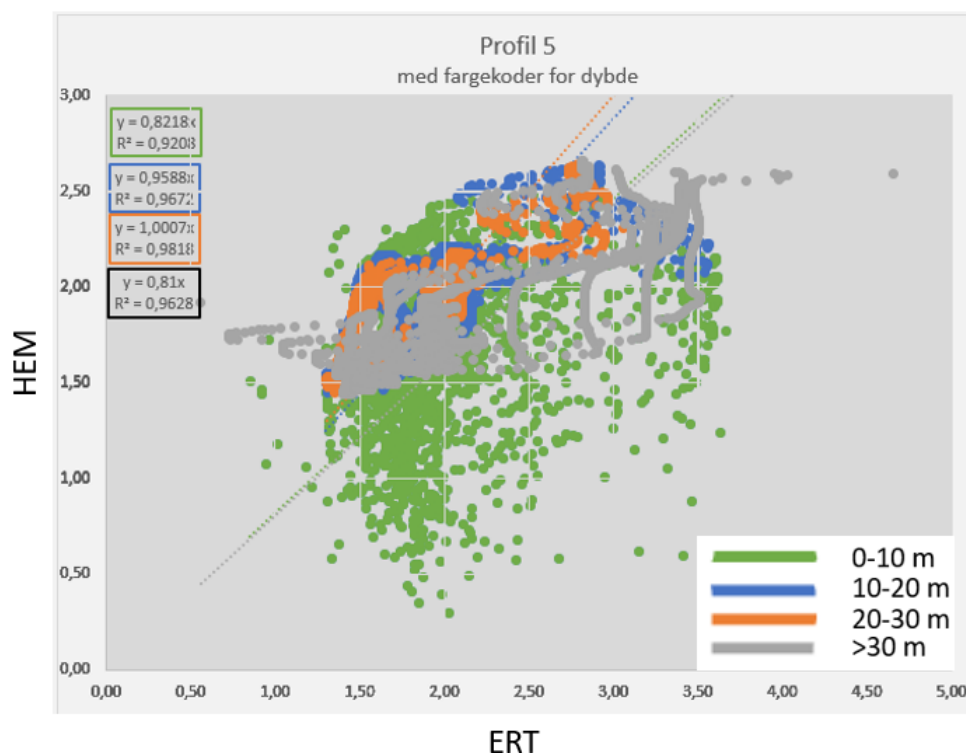
Fra figur 7.12 ser man at mens HEM-dataene viser utvasket leire og en gradvis økning i resistivitet

så viser ERT-dataene også et usammenhengende lag av grovere avsetninger med høyere resistivitet på toppen.

7.5 Profil 5

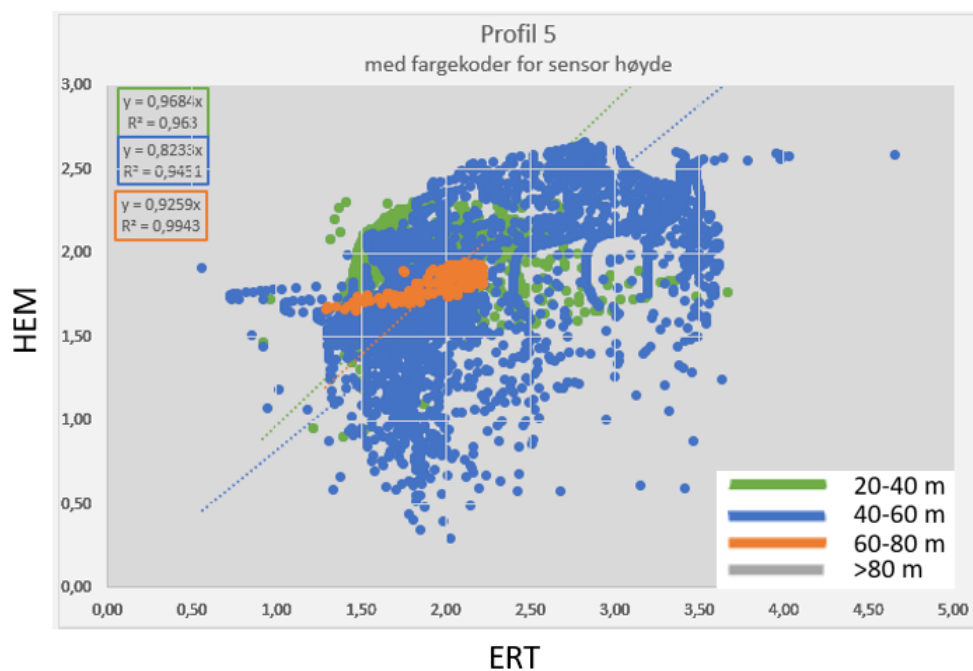
Profil 5 ligger ifølge kvartærgeologiske kart i sin helhet på marine avsetninger. Se figur 6.7.

Spredningsplott for HEM- og ERT-data



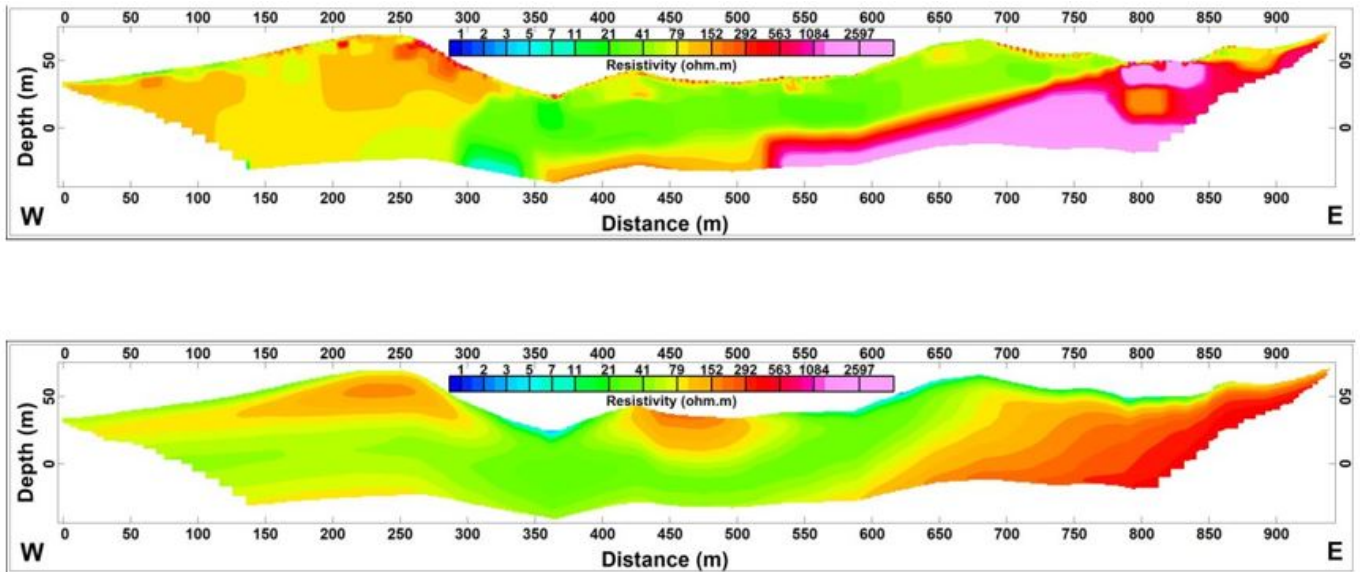
Figur 7.13: Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 5 med fargekoder for ulike dybdeintervall.

Ser man på trendlinjene fra figur 7.13 er det tydelig at det er dybdekategori 2 og 3 som har den største korrelasjon mellom HEM og ERT. Ser man nærmere på dataene derimot så viser begge kategoriene jevnt over høyere ERT verdier enn HEM verdier, men siden man har bestemt at trendlinjen skal gå gjennom origo så ender man opp med stigningstall lik 1 og tilnærmet lik 1.



Figur 7.14: Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 5 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyden dataene ble samlet inn i. Beskrivelse for fargekoder er inkludert i figuren.

Profil 5 har data fra sensorhøydekategori 2, 3 og 4. Se figur 7.14. Trendlinjene for de ulike datasettene viser generelt høye verdier, men det er sensorhøydekategori 2 som har det største stigningstallet og det er sensorhøyde 3 som har de laveste. Det er en stor overvekt av verdier fra sensorhøyde 3 og det er i denne kategorien omtrent alle avvikene kommer fra. Det er usikkert hva som er forklaringen på dette, men samsvaret er såppas dårlig at det blir feil å gjøre en analyse av trendlinjene i dette tilfellet.



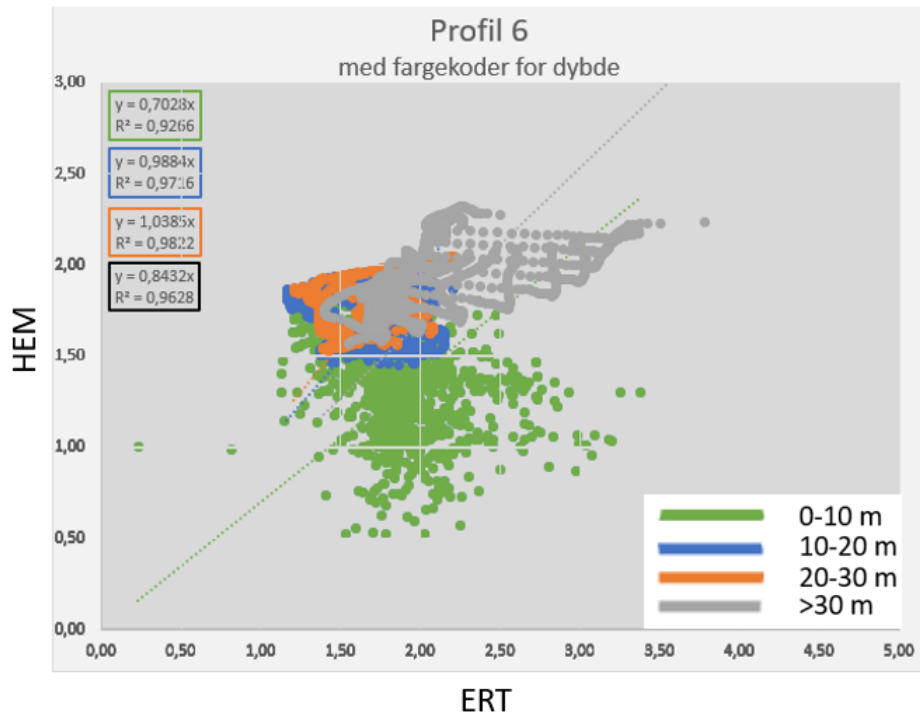
Figur 7.15: Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 5.

Det er bra samsvar mellom resistivitetsplottene oppnådd fra ERT og HEM. De inkluderer de samme hovedstrukturene, selv om ERT har en høyere detaljeringsgrad. Profilet inneholder stort sett jordarter innenfor intervallet for utvasket leire (grønn) og resistivitet for grovere fraksjoner (oransje, rød og rosa).

7.6 Profil 6

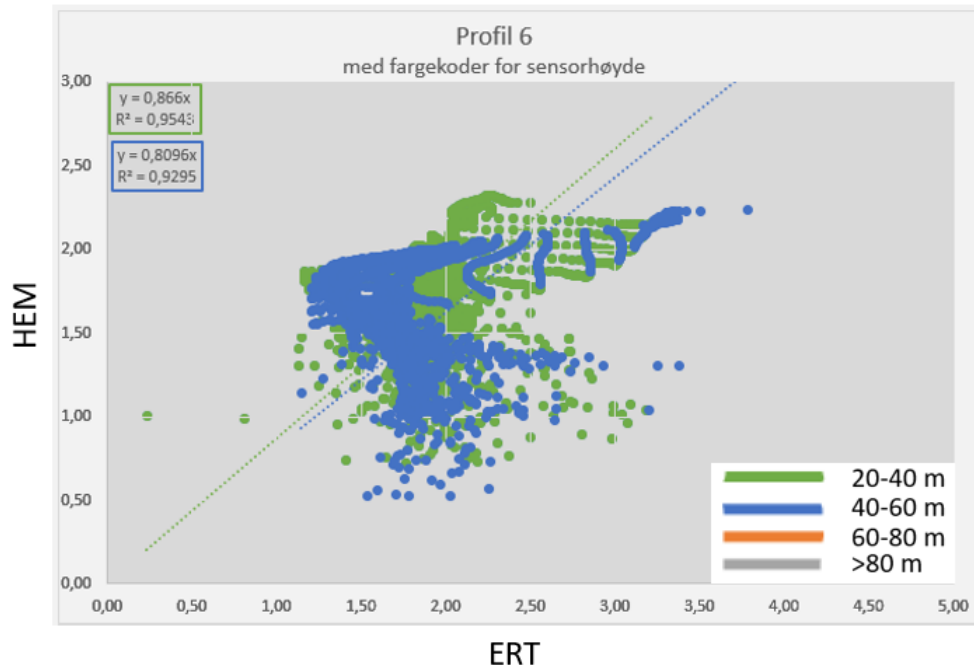
Profil 6 krysser profil 5 og ligger 1 km sørvest for Fannrem. Profilet krysser ved ca. 400 meter en rørgate for et vannforsyningsanlegg. Ifølge kvartærgeologisk kartlegging så ligger profilet i sin helhet på marine avsetninger. Se figur 6.7.

Spredningsplott for HEM- og ERT-data



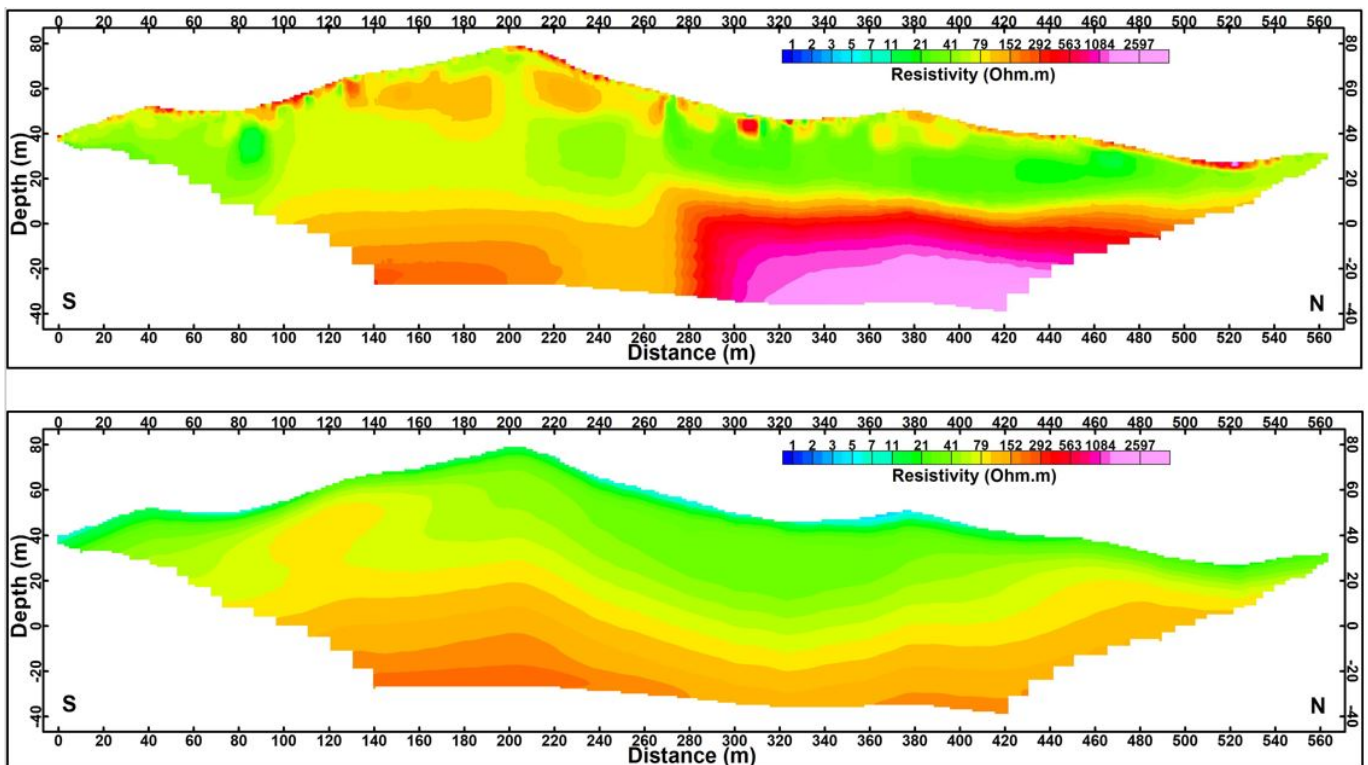
Figur 7.16: Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 6 med fargekoder for ulike dybdeintervall.

Fra figur 7.16 ser man en tydelig trend som også er synlig i flere andre profil; økende resistivitet med dybde, tilnærmet alle tydelige avvik ligger i de øverste 10 meterne og at dybdekategori 2 (blå) og 3 (oransje) har stort sett best samsvar mellom resistivetsverdier fra ERT og HEM.



Figur 7.17: Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 6 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyden dataene ble samlet inn i. Beskrivelse for fargekoder er inkludert i figuren.

Fra figur 7.17 ser man ingen tydelig trend for de ulike sensorhøydekategoriene.



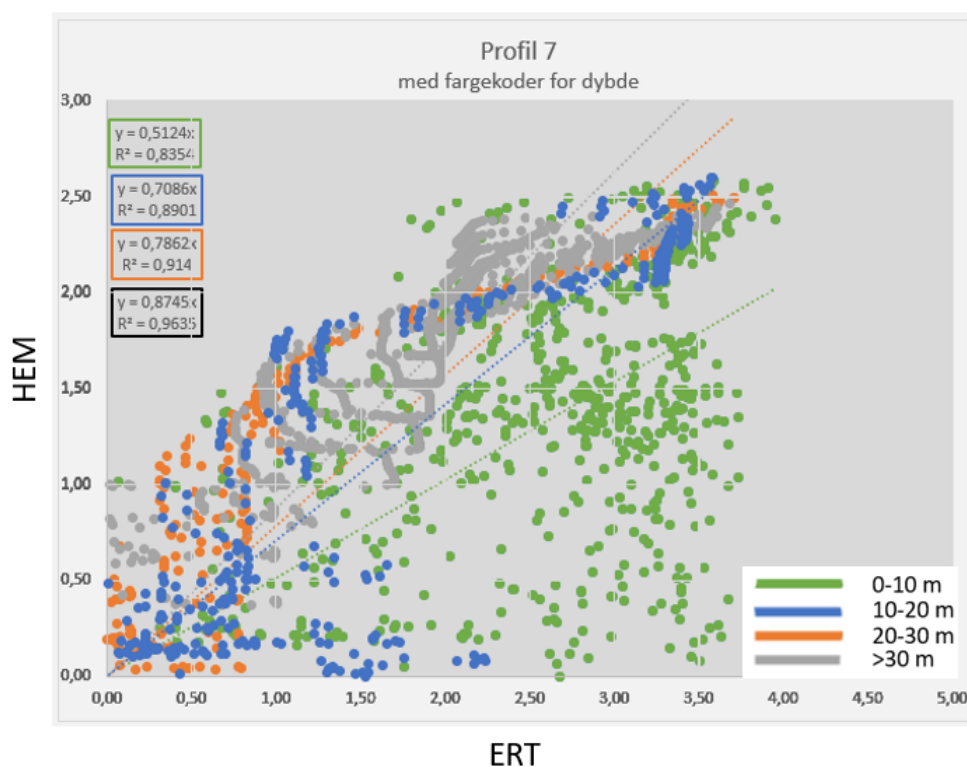
Figur 7.18: Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 6.

Ifølge kvartærgeologisk kartlegging så ligger profilet i sin helhet på marine avsetninger. Dette bekreftes i stor grad fra figur 7.18. Store deler av de øverste meterne er innenfor intervallet for utvasket leire. Den generelle trenden er økende resistivitet med dybden, med skarpere overganger for ERT-profilet. Grunne områder med høyere resistivitet vist på resistivitetsfordelingen fra ERT tyder på tørrskorpeleire.

7.7 Profil 7

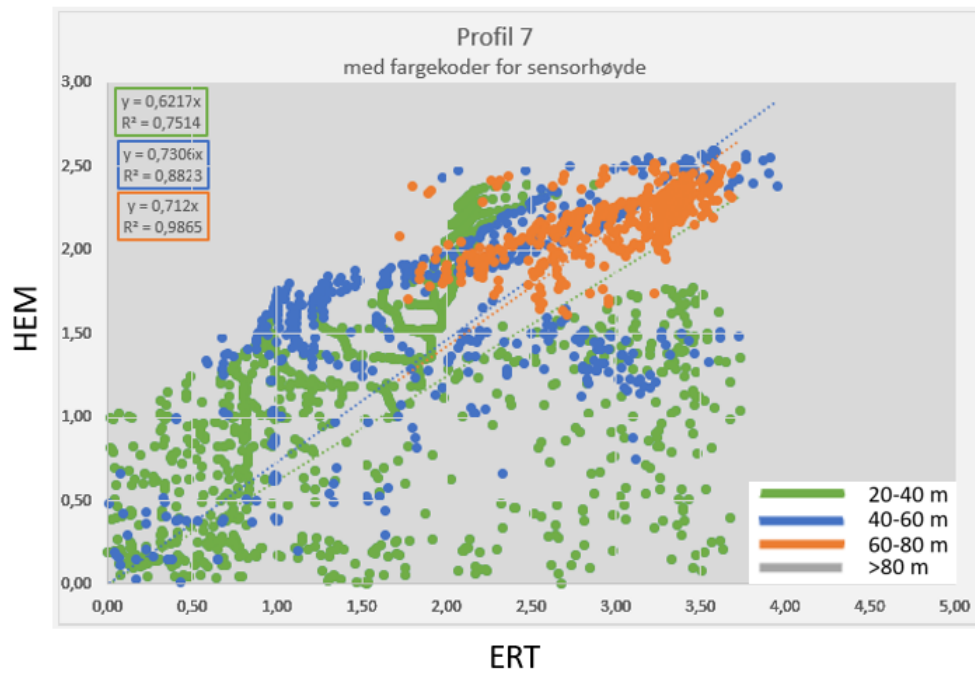
Profil 7 krysser først en dreneringskanal, før den fortsetter over en kornåker. Deretter krysses Kvamsbekken før profilet avsluttes oppe i dalsiden. Ifølge kvartærgeologiske kart så ligger profilet stort sett på fluviale avsetninger, før det så vidt krysser marine avsetninger og avslutter på en fjellblotning. Dette samsvarer fullstendig med resistivitetsprofilene fra ERT og HEM fra figur 7.21.

Spredningsplott for HEM- og ERT-data



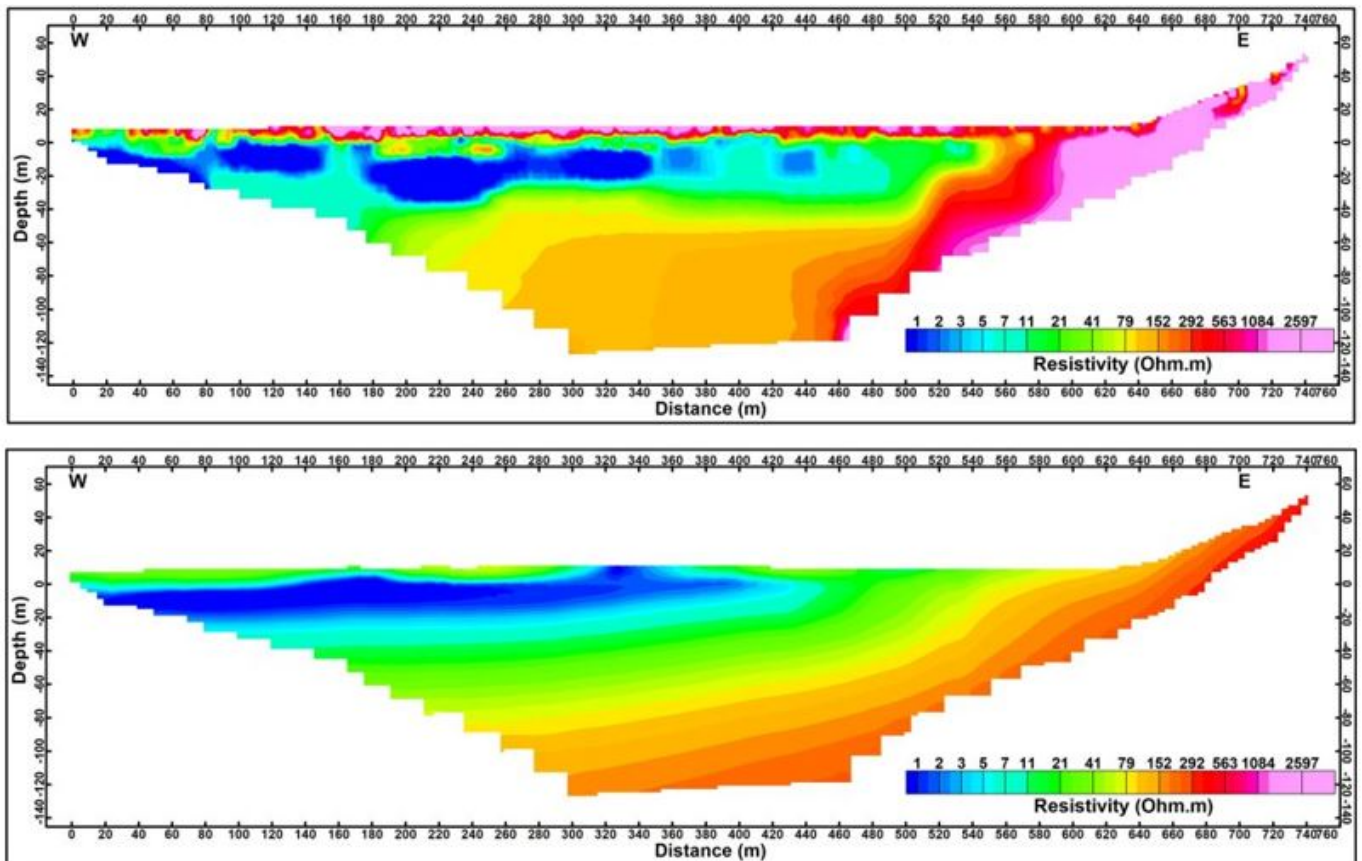
Figur 7.19: Spredningsplott for HEM- og ERT-data profil 7 med fargekoder for ulike dybdeintervall.

Fra figur 7.21 er det veldig tydelig at avvikene kommer fra de øverste 10 meterne (dybdekategori 1). Her er resistivitetsverdiene for ERT mye høyere sammenlignet med HEM-verdiene.



Figur 7.20: Spredningsplott for HEM- og ERT-data fra profil 7 med fargekoder for ulike intervall for sensorhøyden dataene ble samlet inn i. Beskrivelse for fargekoder er inkludert i figuren.

Profil 7 inneholder 3 ulike sensorhøyde kategorier, sensorhøyde 2, 3 og 4. Se figur 7.20. Det er tydelig at alle avvik som viker fra trendlinjen ligger enten i sensorhøyde 2 eller 3. Men det er viktig å merke seg at det er også i disse høydene det er klart mest data.



Figur 7.21: Invertert resistivitetsmodell fra ERT-data (øverst) og HEM-data (nederst) for profil 7.

Profil 7 har en tydelig lagdeling, se figur 7.20. Øverst er det et lag med resistivetsverdier $> 300\Omega\text{m}$ som tolkes som fluviale avsetninger og har en mektighet på omtrent 5 meter. Under dette laget er det et lavresistivt lag som tolkes som marin leire med lommer av utvasket leire. Mektigheten av leirlaget er på det meste 40 meter. Under ligger det et lag som tolkes som morene. Og helt øst i profilet er det en fjellblotning, noe som også bekreftes fra resistivetsprofilet fra spesielt ERT.

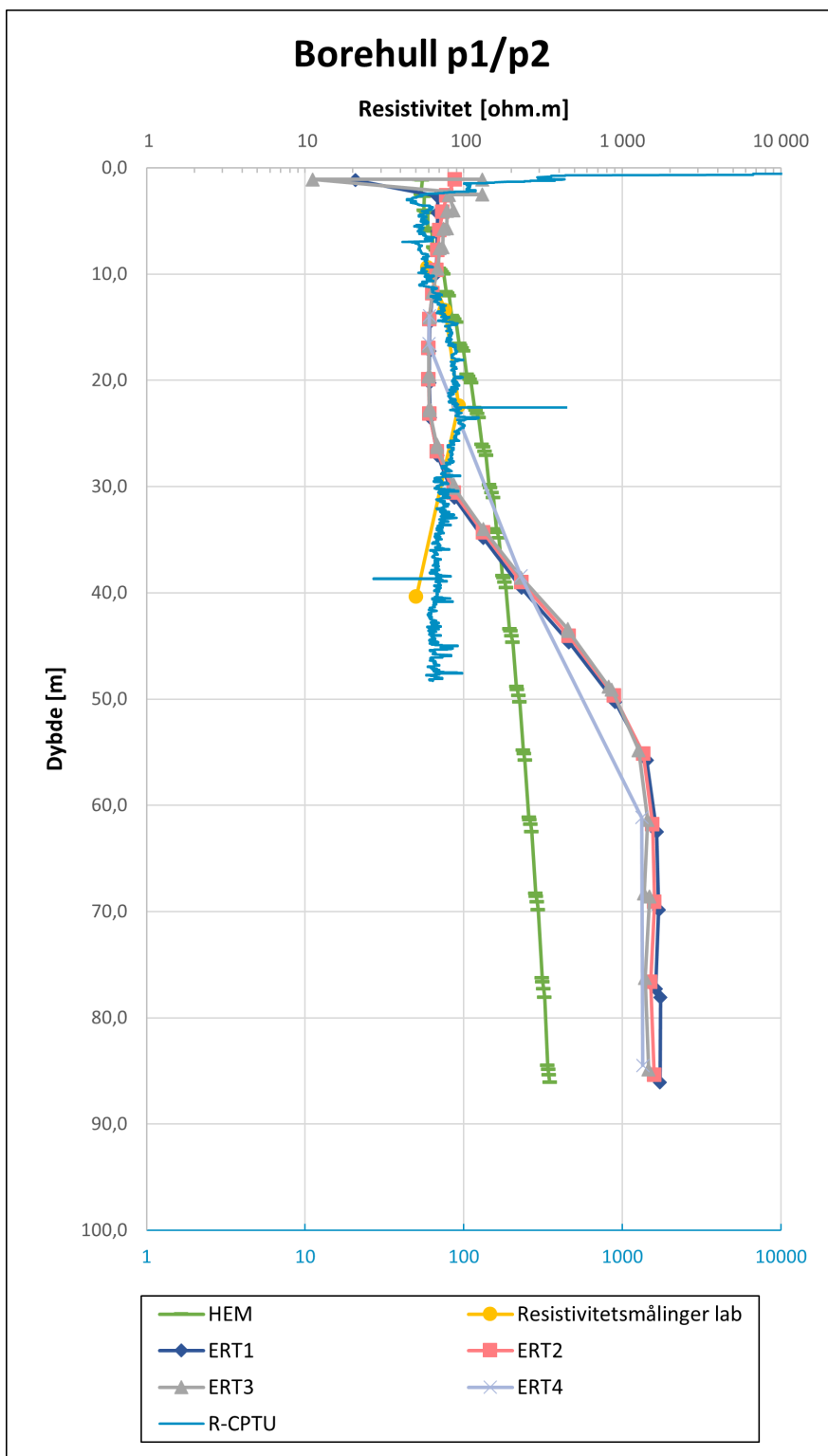
7.8 Borehull $P1P2_1$

I borehull $P1P2_1$ ble det blant annet gjennomført R-CPTU og prøvetaking. Prøvene som ble tatt opp ble senere analysert i laboratoriet. Det ble gjennomført både saltinnholdmålinger og resistivetsmålinger i laboratoriet. Resultatene fra laboratorieanalyser er vist i tabell 7.2.

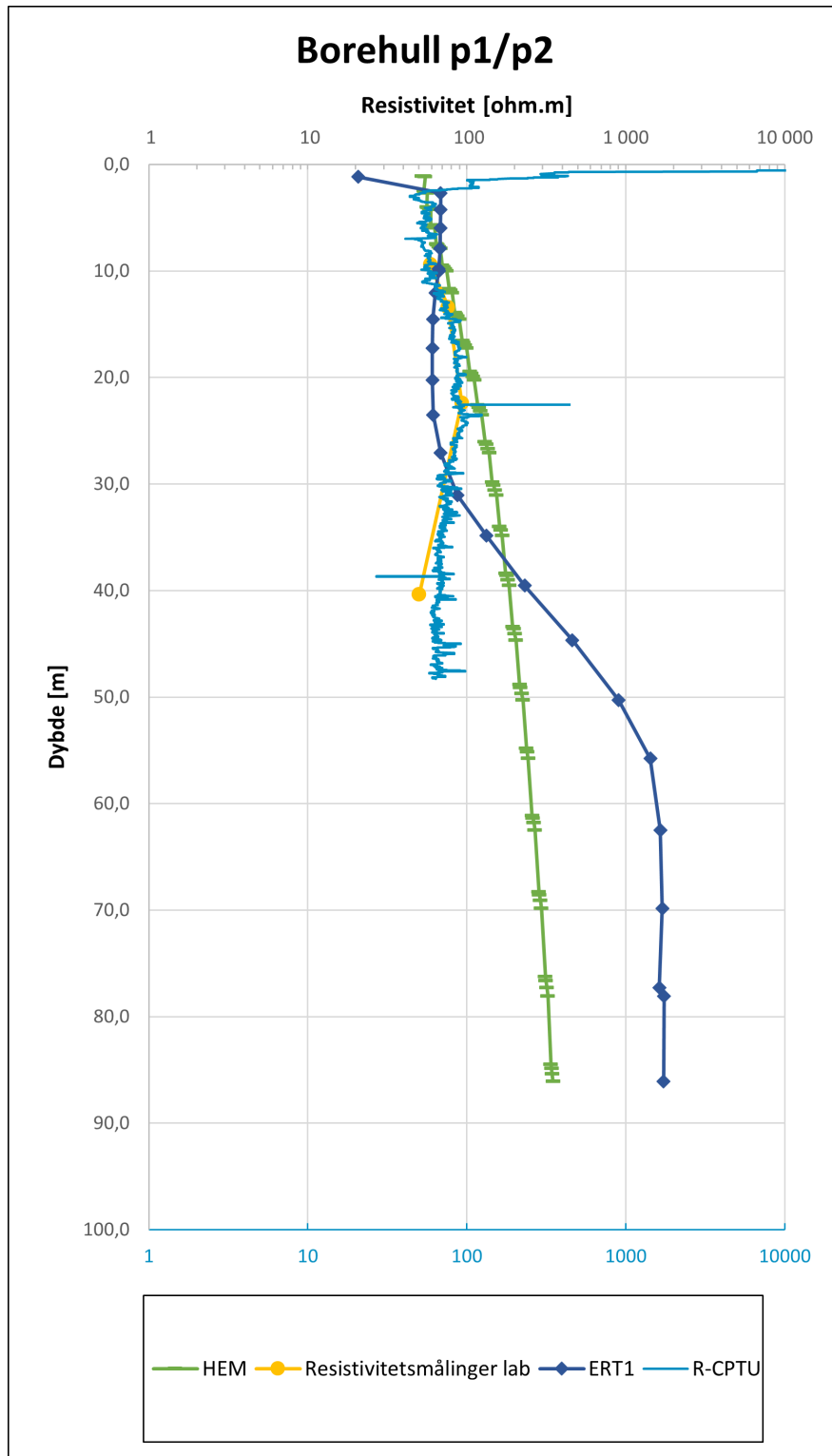
Tabell 7.2: Labresultater for prøver tatt fra borehull $P1P2_1$. Verdiene er også plottet i graf 7.22 og 7.24

Nr.	Dybde fra [m]	Dybde til [m]	Plottet dybde [m]	Saltinnhold [g/L]	Resistivitet fra saltinnholdmålinger [Ωm]	Resistivitet fra målinger i lab [Ωm]
1	9,34	9,43	9,385	0,653	10,4	59,0
2	13,34	13,44	13,390			76,4
3	22,33	22,41	22,370	0,374	18,2	93,1
4	40,34	40,39	40,365	0,463	14,7	50,3

Sammenstilte resistivitetsdata for borehullet og omkringliggende data er vist i figur 7.22. En forenklet versjon med kun en vertikal profil fra ERT-data er vist i figur 7.23. De få saltinnholdmålingene som lot seg gjennomføre er presentert i figur 7.24.



Figur 7.22: Resistivetskurver fra HEM, ERT, resistivetsmålinger i laboratorium og R-CPTU for målinger gjort i og i nærheten av (50 m avstand fra borpunktet) borehull $P1P2_1$.

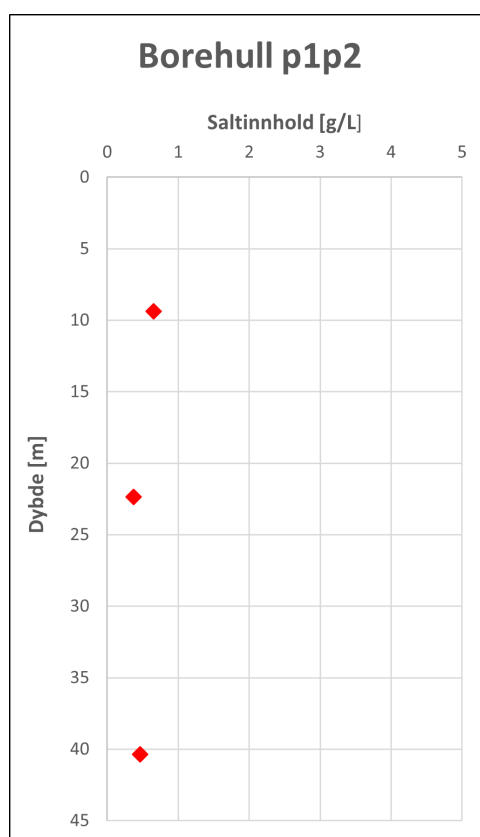


Figur 7.23: Resistivitetskurver fra HEM, ERT, resistivetsmålinger i laboratorium og R-CPTU. I dette diagrammet er kun det ene vertikale ERT-datasettet inkludert for et mer oversiktlig plott.

Figur 7.22 og figur 7.23 viser god korrelasjon mellom metodene på grunne dybder. Resistivitet fra laboratoriet og resistiviteten fra R-CPTU følger hverandre tilnærmet i alle punkt. R-CPTU ble

gjennomført til en dybde på 48,3 meter. Ved omtrent 25 meters dybde viser de ulike metodene ulike mønstre.

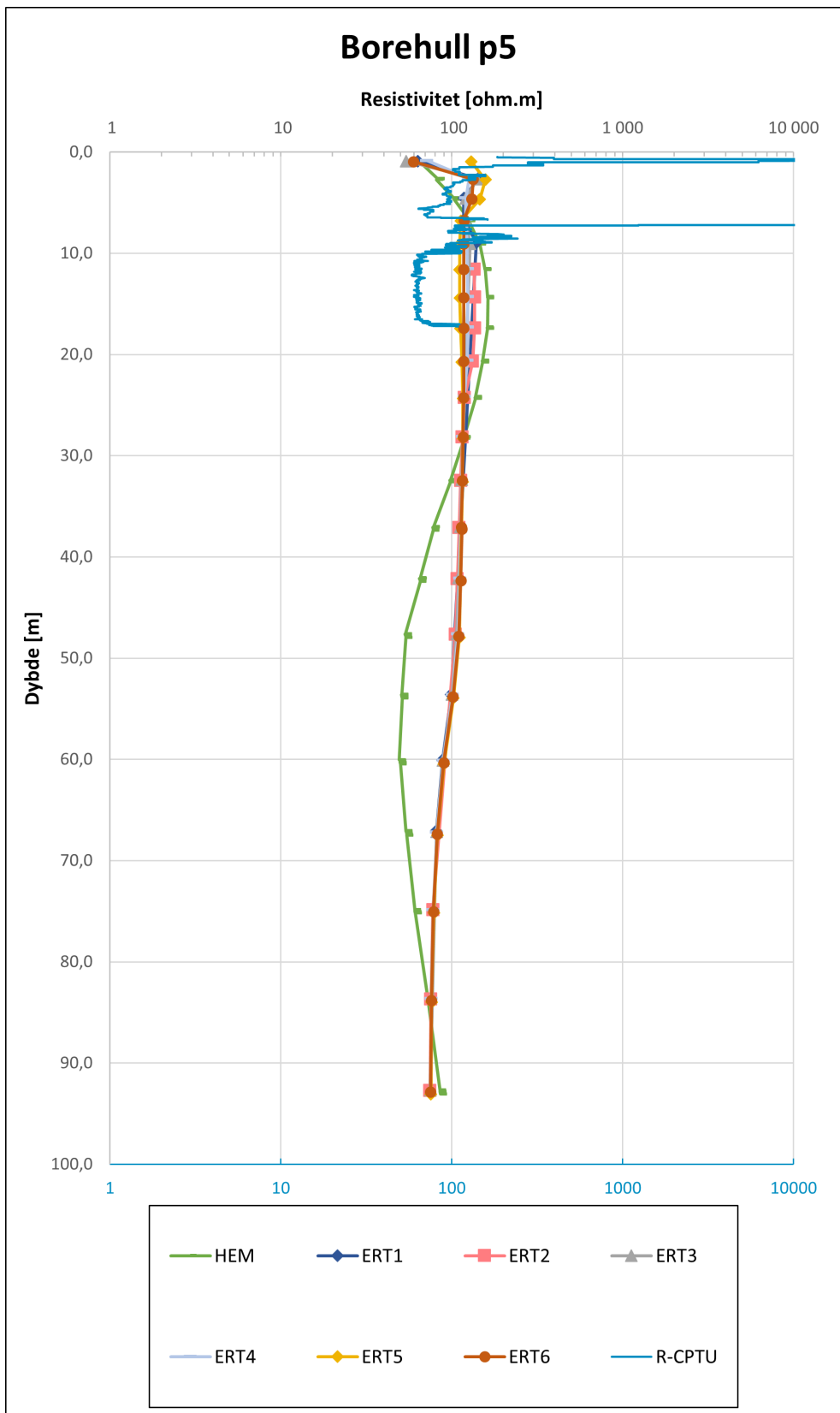
De tre saltinnholdmålingene som ble gjennomført er presentert som et punktdiagram i figur 7.24. Alle målingene viser svært lave saltinnholdverdier ($< 1\text{g/L}$). Dette er godt under saltinnholdet som kreves for at leira skal kunne utvikle kvikke egenskaper og stemmer dermed bra med dataene fra både R-CPTU og resistivitetsmålinger i laboratoriet som viser resistivitet for utvasket leire, vist i figur 7.23. Det er derimot tynt datagrunnlag, og resistivitetsmålingene som benyttes for å oppnå saltinnholdverdiene skiller seg fra resistiviteten oppnådd fra de andre metodene.



Figur 7.24: Saltinnholdmålinger utført på prøver fra borehull $P1P2_1$ i ulike dybder.

7.9 Borehull $P5_1$

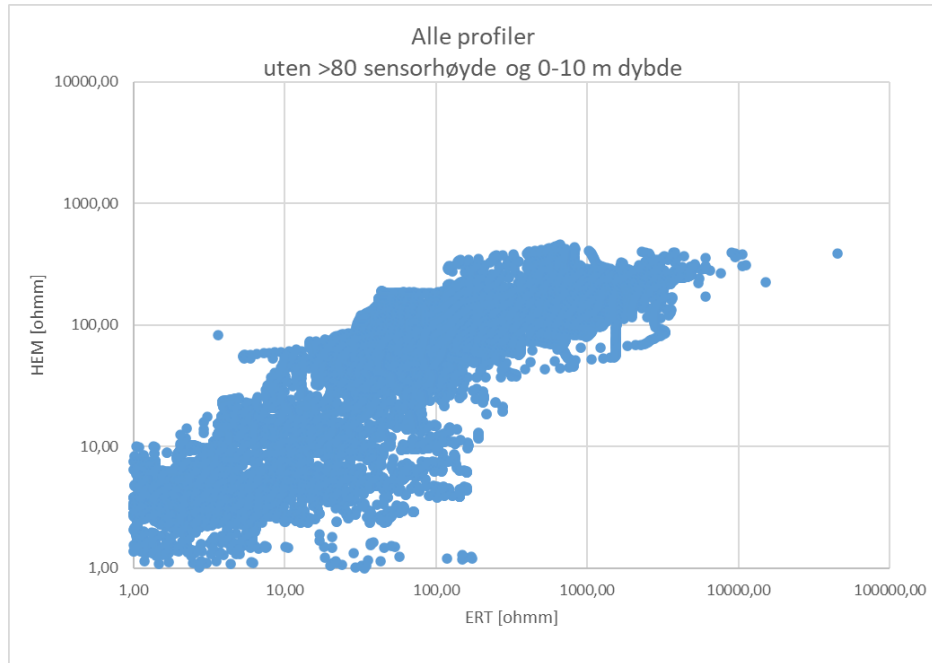
I borehull p5 ble det blant annet gjennomført R-CPTU. Sammenstilte resistivitetsdata for borehullet og omkringliggende data fra ERT og HEM er vist i figur 7.25.



Figur 7.25: Resistivitetskurver fra HEM, ERT og R-CPTU for målinger i og i nærheten av (5m avstand) for borehull $P5_1$.

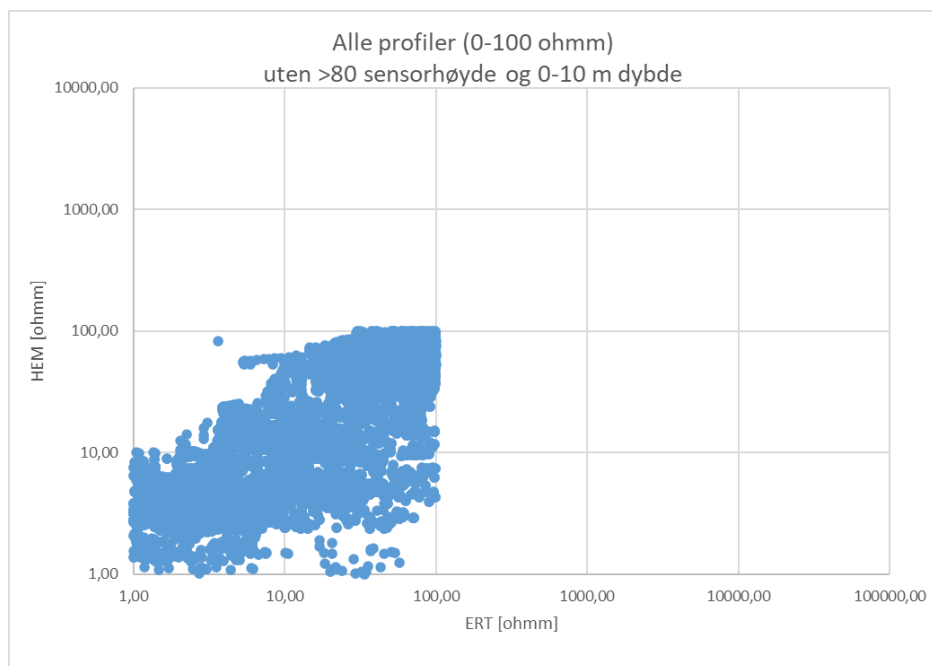
7.10 Samlet resultat

Figur 7.26 er et samlet plott for alle profiler. Data fra sensorhøyde >80 m og data fra dybde < 10 m er filtrert bort, for å fjerne de største avvikene fra den generelle trenden.

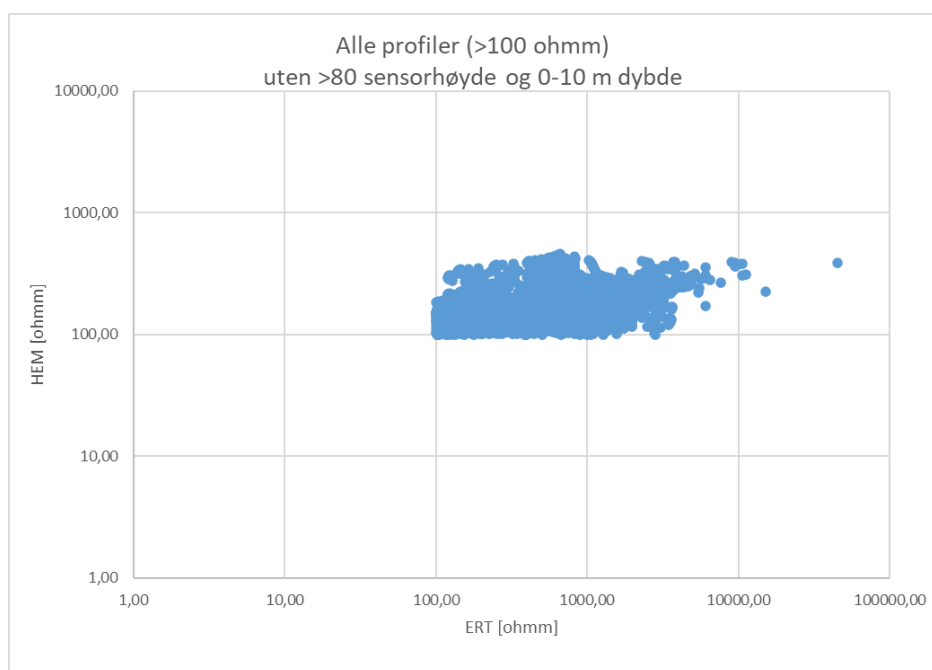


Figur 7.26: Spredningsplott for HEM- og ERT-data for alle profiler. Data fra sensorhøyde >80 m og data fra dybde <10 m er filtrert bort, for å fjerne de største avvikene fra den generelle trenden.

Figur 7.27 viser data fra alle profiler, men er filtrert til å kun vise verdier hvor både HEM- og ERT-dataene tilsier marin eller utvasket leire ($0-100 \Omega\text{m}$). Plottet sin hensikt er å sammenligne forskjellen på trenden fra dette intervallet og høyere resistivitetsverdier.



Figur 7.27: Spredningsplott for HEM- og ERT-data for alle profiler. Plottet viser kun resistivitetsverdier hvor både HEM og ERT har verdi i intervallet 0-100 Ω m. Data fra sensorhøyde > 80 m og data fra dybde < 10 m er filtrert bort, for å fjerne de største avvikene fra den generelle trenden.



Figur 7.28: Spredningsplott for HEM- og ERT-data for alle profiler. Plottet viser kun resistivitetsverdier hvor både HEM og ERT har verdi $> 100\Omega$ m. Data fra sensorhøyde >80 m og data fra dybde <10 m er filtrert bort, for å fjerne de største avvikene fra den generelle trenden.

Figur 7.28 viser data fra alle profiler, men verdier som er mindre enn $100 \Omega\text{m}$ er filtrert bort. Hvis man sammenligner figur 7.27 med figur 7.28 så ser man at ERT-verdiene øker raskere enn HEM-dataene og formen på trenden blir mer avtagende og horisontal sammenlignet med intervallet vist i figur 7.27.

8 Diskusjon

Diskusjonsdelen av denne oppgaven diskuterer presentert teori, resultater og setter funnene opp mot tidligere gjennomførte studier. Diskusjonsdelen er delt opp i underkapitler.

8.1 Tverrfaglige undersøkelser

Ved kvikkleirekartlegging er man helt avhengig av boredata og prøvetaking med påfølgende laboratorieanalyse for å konstatere om leire er kvikk eller ikke. Det er kun på den måten man vil oppnå en sikker påvisning av kvikkleire. Men på grunn av at metoden er kostbar, tidkrevende og gir kun punktvis informasjon er det fordelaktig hvis boringene kan begrenses i omfang ved å benytte supplerende geotekniske og geofysiske metoder. Geologisk kunnskap og bakgrunnsinformasjon om kvartærgeologi, topografi og beliggenhet kan gi god men likevel utilstrekkelig kunnskap om forventet omfang av kvikkleire. Geotekniske sonderinger kan resultere i en indikasjon på hvor det befinner seg sprøbruddmateriale. In-situ metoder vil kunne gi en mer pålitelig indikasjon på sprøbruddmateriale. Geofysiske metoder gir en oversikt over et større område og vil bidra til en bedre tolkning av grunnens geologi mellom borepunkter (Solberg mfl. 2012). Tolkning av de geofysiske dataene gir detaljert stratigrafisk informasjon og en sammenhengende geologisk modell. Denne modellen kan brukes til å fylle tomrommet mellom de 1D geotekniske borehullmålingene. Et tolkningsgrunnlag basert på kvantitative parametre mellom borehull resulterer i en mer pålitelig modell. En mer pålitelig modell vil gjøre det enklere å gjennomføre en sikker risikoanalyse knyttet til kvikkleire (Sauvin mfl. 2014).

Geofysiske resistivitetsmålinger vil ha størst effekt når de gjennomføres i en tidlig fase av kartleggingen. Metodene, da spesielt HEM, dekker store områder på kort tid og er ideell til regional farekartlegging. HEM vil gi en god indikasjon på områder hvor det vil være interessant å gjennomføre mer detaljerte undersøkelser. ERT vil gi en mer detaljert undersøkelse og igjen kunne bestemme ideelle borelokasjoner.

Konklusjonen fra blant annet Nossum (2022) er at ingen av metodene som benyttes ved kvikkleirekartlegging gir en detaljert og pålitelig modell av grunnen alene. Det anbefales å benytte flere utfyllende og overlappende metoder for å oppnå en sikker og pålitelig kvikkleirekartlegging. Det er nettopp dette som er tilfelle i Orkdal Valley Project. Et tverrfaglig samarbeid mellom disipliner, for eksempel geoteknikere, geofysikere og geologer, vil i tillegg føre til en styrking av hvert enkelt fagfelt. Denne konklusjonen støttes også blant annet av Sauvin mfl. (2014). Anbefalingen er en tverrfag-

lig tilnærming til kvikkleirekartlegging, og generell løsmassekartlegging. Fordelene studien peker på er at man ved å bruke tverrfaglig data kan etablere en empirisk korrelasjon mellom geofysiske og geotekniske parametre og at det er mulig å utlede en pålitelig geologisk modell av høy oppløsning.

8.2 Sammenligning HEM og ERT-data

Resultater fra denne oppgaven og tidligere studier viser godt samsvar mellom ERT og HEM når det gjelder å oppdage strukturer i stor skala. Oppløsningen og detaljeringsgraden for de to metodene er derimot ulik. HEM-data er pålitelig til bruk i 3D-modellering, men blir som regel for unøyaktig til å tolke detaljerte og lokale strukturer i grunnen. NGU har også tidligere testet elektromagnetiske helikoptermålinger for kartlegging av leire (f.eks Baranwal mfl. 2015). Studiene viste godt samsvar mellom resultatene fra ERT og HEM, hvor begge metodene grovt sett resulterte i de samme konduktive strukturene i undergrunnen.

Det er hovedsaklig tre grunner til at resistivitetsverdiene oppnådd fra HEM og ERT alltid vil variere i noen grad. Selv om begge metoder resulterer i en resistivitetsfordeling av undergrunnen, er fysikken som ligger bak metodene ulik. ERT er basert på bruk av direkte strøm og deretter spenningsmåling. HEM på sin side er basert på prinsippet om elektromagnetisk induksjon. Elektromagnetisk induksjon har sine begrensninger. Eddystrømmer som oppstår ved metoden vil ikke induseres like enkelt i resistive strukturer som i konduktive strukturer i bakken. Derfor vil ikke metoden være like sensitiv i tilfeller med høye resistivitetsverdier, slik som intakt berg. Dette viser også resultatene fra plottene presentert i resultatdelen. Dataene fra HEM når aldri de virkelige høye resistivitetsverdiene som dataene fra ERT viser. Fra figur 7.28, hvor kun verdier over $100 \Omega\text{m}$, er plottet kan man se en flat trend mellom de to metodene. Mens ERT-verdiene øker, plottes HEM verdiene i det samme resistivitetsintervallet. En forventet lineær korrelasjon mellom metodene er ikke tilfellet ved slike høye resistivitetsverdier. Trenden er mye mer lineær ved lave resistivitetsverdier, vist fra figur 7.27. Det er imidlertid stor spredning mellom datapunktene og flere avvik fra trenden. Dette punktet vil ikke bli et stort problem ved kvikkleirekartlegging, da leire har lave resistivitetsverdier. Det er også mye sannsynlig at forklaringen på at HEM-dataene ikke inneholder høye resistivitetsverdier er fordi verdiene er et vektet gjennomsnitt fra et større volumetrisk område og inversjonsprosedyren resulterer i en gradvis modell. På det dypet metoden er effektiv har ikke modellen oppnådd de høyeste resistivitetsverdiene.

En annen grunn til at ERT og HEM ikke vil resultere i nøyaktig samme resistivitetsmodellene er at selv samme datagrunnlag kan resultere i ulike resistivitetsmodeller. Resultatprofilene viser ikke et direkte bilde av faktiske forhold, men er en syntetisk modell av den fysiske virkeligheten. Det er ikke en unik modell (“fasitsvar”) som vil passe til datagrunnlaget. Flere ulike modeller, med ulike resistivitetsfordelinger og ulik dybde til ulike strukturer, kan være like kompatible til de innsamlede dataene. Benyttet inversjonsmetode og inversjonsparametre vil være avgjørende for resistivitetsfordelingen man ender opp med, og det er ingen entydig fasit. På grunn av dette så er det ikke vanlig å sammenligne resultater fra ERT og HEM en-til-en, men istedet se til hovedmønstrene. I denne oppgaven viser resistivitetsfordelingene at det er godt samsvar mellom de store hovedmønstrene fra de to metodene. Det anbefales alltid å gjennomføre geotekniske undersøkelser med borehull for å verifisere data målt med ERT og HEM (Schrott og Sass 2008).

En tredje vesentlig forskjell på ERT og HEM som metode er oppløsningen. Resistivitetsverdiene fra HEM oppnås ved en gjennomsnittlig resistivitetsverdi over et større område, opp mot noen hundre meter. ERT vil ha en høyere oppløsning, typisk noen få meter basert på elektrodeavstanden. Christensen mfl. (2015) viser at det kan forventes like resistivitetsmønstre for HEM og ERT, men på grunn av at HEM-verdiene er et vektet gjennomsnitt over et større volumetrisk område og ERT-verdiene vil vise mer lokale forskjeller så vil man ikke forvente eksakt like verdier. Solberg mfl. (2010) viser viktigheten av å tolke områder helhetlig. Dette gjøres også enklere med kryssende resistivetsprofiler slik som er tilfellet ved fire av profilene i dette prosjektet.

HEM har generelt en høyere penetrasjonsdybde enn ERT, men en lavere oppløsning. Grunnens resistivitetsfordeling, spesielt nært overflaten, er en bestemmende faktor for penetrasjonsdybden for EM-målinger. Resultater fra Irwandi mfl. (2021) viser at ved lave resistivitetsverdier nær overflaten så vil skinndybdeeffekten forhindre dyp gjennomtrengning av det elektromagnetiske feltet. Ved høy resistivitet nært overflaten så vil EM-feltet penetrere dypere ned i grunnen. Studien viser at den motsatte effekten er observert ved ERT-målinger, da lave resistivitetsverdier fortsatt muliggjør høy penetrasjonsdybde. Dette bekrefter en allerede antatt teori om at elektromagnetiske metoder er sensitive for konduktivitet, mens geoelektriske likestrømsmetoder er sensitive for resistivitet.

8.3 Resistivitetsplott med fargekoder for sensorhøyde og dybde i undergrunnen

Store deler av denne oppgaven innebar å se om det finnes en sammenheng mellom i hvilken høyde resistivitetsdataene er samlet inn i og om det er en sammenheng mellom hvor resistivitetsverdiene plotter og ved hvilken dybde responsen kommer fra. Det er ikke gjennomført tidligere, publiserte studier som ser på sammenheng mellom resistivitetsverdien og sensorhøyden dataene er samlet inn i. Det kom heller ikke frem noen tydelig trend i dataene som er vurdert i denne oppgaven. Helikopteret streber etter å fly i samme høyde under målingene og dataene blir filtrert på målinger som avviker i stor grad fra ideell flyhøyde. Likevel er det mulig å dele sensorhøydedataene inn i 4 kategorier. Det virker som at den variasjonen i høyde som er inkludert i denne studien ikke gir store utslag på resistivitetsverdiene og innsamlede data. Dette forutsetter selvfølgelig at ikke en maksimalhøyde overstiges slik at den elektromagnetiske responsen fra bakken er meget svak eller null. Men sensorhøydene som i denne oppgaven varierer fra omtrent 27-84 meter over bakken vil ha liten betydning for resultatet. Det beste eksemplet på dette vises på figur 7.8, hvor man ser at datapunktene i forskjellige farger går inn i hverandre og på kryss og tvers. Det er ingen konsekvent trend som går igjen i alle plott. De tydeligste avvikene kommer stort sett fra de to laveste kategoriene (20-40 m og 40-60m), men det er også fra disse kategoriene det er klart flest datapunkter. Konklusjonen blir at filtrering og databehandling i stor grad har fjernet avvik fra resistivitetsverdiene forbundet med sensorhøyde. En standard HEM-undersøkelse skal gjennomføres med en sensorhøyde på 30 meter over overflaten (Flyet er 60 meter over bakken med sensor montert hengende 30 meter under). I Baranwal mfl. (2015) beskrives det at undersøkelse ble gjennomført med en gjennomsnittlig sensorhøyde på 60 meter over overflaten på grunn av sikkerhet. Dette kan føre til redusert effekt for de innsamlede data, men virket ikke gi store utslag på resultatene da HEM viste godt samsvar med de fleste andre undersøkelsene som ble gjort i området.

Resultatene viser en tydelig trend når det gjelder dybden til datapunktene. De aller fleste avvikene som fraviker fra den lineære trenden kommer fra det grunneste dybdeintervallet, i kategorien 0-10 meter. En forklaring på denne trend er at det ofte helt øverst i stratigrafien er et tørrskorpelag med høy resistivitet. Laget er som regel tynt og overgang fra høy-resistivt til lave resistive lag som for eksempel marin leire er brå (Solberg mfl. 2012). På grunn av forskjell i oppløsning så blir dette høy-resistive laget oppdaget ved ERT, men HEM klarer ikke å fange det opp grunnet lavere oppløsning og blir påvirket av underliggende, mer konduktive lag. Dette fører til at HEM-verdien plotter ved lav

resistivitet, mens ERT-dataene har en betydelig høyere resistivitet og punktene plotter i det typiske avviksområdet med høye x-verdier og lave y-verdier.

Resistivitetsplottene fra profil 3 og profil 7 skiller seg fra øvrige plott fordi resistivitetsverdiene generelt er lavere og man oppnår derfor en mer lineær trendlinje. Selv om punktene stedvis plotter et stykke fra den generelle trendlinjen, så er den lineære trenden visuelt synlig. Disse plottene innebærer ikke den avtagende trenden med høye ERT-verdier og betydelig lavere HEM-verdier som øvrige plott. Disse profilene innebærer stort sett marin, og utvasket leire med lav resistivitet. I dette intervallet er det godt samsvar mellom metodene. Dette bekreftes også fra figur 6.5 og 6.8. Det tyder på generelt godt samsvar mellom metodene og at begge metodene egner seg til generell løsmassekartlegging, og da spesielt til kvikkleirekartlegging.

8.4 Sammenligning resistivitetsmålinger fra helikopter, langs bakken, i borehull og laboratoriet

Figur 7.22 og figur 7.25 viser en sammenligning av resistivitet fra ERT, HEM, R-CPTU og resistivitetsmålinger i lab. R-CPTU målingene går 48 meter ned i grunnen fordi det ikke var mulig å bore lenger. Resistivitetsmålingene fra laboratoriet er samlet inn i dybder vist i tabell 7.2. Disse to metodene følger hverandre tilnærmet perfekt i alle punkt. Dataene fra ERT og HEM går ned til en dybde på omtrentlig 90 meter. Dataene fra R-CPTU ligger stort sett innenfor intervallet for kvikkleire. Ved omtrent 30 meter for ERT og litt grunnere for HEM så øker resistiviteten. Metodene viser veldig forskjellige resistivitetsverdier etter dette. HEM har en gradvis overgang fra resistivitetsverdier rundt 50 Ωm og til resistivitetsverdier på omtrent 300 Ωm . ERT har en bråere, men fortsatt gradvis overgang med dybden. ERT viser verdier over 1000 Ωm som kan tilsvare berg eller grovere løsmasser, og holder seg stabil rundt disse verdiene fra omtrent 55 meters dybde. Forskjellen fra de tre metodene på disse dybdene kan være et resultat av at R-CPTU treffer et grovere lag med mye høyere resistivitet ved 48 meter. Mens R-CPTU produserer in-situ data, så vil ERT og HEM bli påvirket av strukturer i flere retninger og skape gradvise overganger mellom lag. Derfor vil linjene fra disse metodene gå mot høyere resistivitetsverdier tidligere og forskjellene vil se stor ut når R-CPTU kurven stopper brått på en grunnere dybde. Ved dette borehullet er HEM- og ERT-dataene hentet fra en 50 meters avstand fra selve borehullet. Solberg mfl. (2010) viser at man bør være oppmerksom på avstanden mellom borehullet og 2D resistivitetsmålingene og at hvis avstanden overstiger 25 meter så bør man være ekstra oppmerksom. Dette vil være spesielt gjeldende i områder med varierende og kompleks geologi.

I borehull $P5_1$, se figur 7.25, stopper R-CPTU kurven ved 17 meter, mens HEM- og ERT-kurvene fortsetter til en dybde på omtrent 93 meter. Det ble ikke gjennomført prøvetaking i dette borehullet og dermed heller ikke resistivitetsmålinger i laboratoriet eller saltinnholdmålinger av porevannet. Det er stort sett samsvar mellom ERT- og HEM-målingene til en dybde på 30 meter. Etter dette viser HEM-kurven lavere resistivitetsverdier (i intervallet for utvasket leire) enn ERT-verdiene. Målingene fra R-CPTU er ved to tilfeller ustabile. Dette borehullet viser ikke samsvar i like stor grad som borehull $P1P2_1$. Dette er merkelig da ERT- og HEM-dataene her er hentet fra en kortere avstand enn hva som er tilfellet for borehull $P1P2_1$.

Resultater fra blant annet Baranwal mfl. (2020) viser god korrelasjon mellom resistivitetsdata fra ERT, borehullslogging og HEM. Tidligere studier peker på at metodene ikke viser like godt samsvar i områder med kompleks geologi. Fordelen med at man har flere metoder som bruker resistivitet som en parameter til å indikere utvasket leire er at resultatene kan sammenlignes og man oppnår et større datagrunnlag å gjøre tolkninger på. Dette vil også forbedre utviklingen av empiriske korrelasjoner for videre undersøkelser.

1D- og 2D-målinger skiller seg fra hverandre på både innsamlingsmåte, dataprosessering og detaljeringsgrad. På grunn av dette kan klassifiseringen av resultatene variere noe. Fukue mfl. (1999) viser at omrørt leire vil gi en noe lavere resistivitet enn leire som har de kjemiske bindingene intakt. Leira kan bli omrørt ved nedpressing av sonden ved R-CPTU og de kjemiske bindingene vil da kunne brytes. 1D-målinger vil derfor ved enkelte tilfeller vise lavere resistivitet enn fra ERT. Dette er stort sett også tilfellet i både borehull $P1P2_1$ og borehull $P5_1$, og en mulig forklaring på at metodene varierer noe.

8.5 Porevannets saltinnhold og dens innvirkning på resistiviteten

En del av denne oppgaven skulle se på samsvaret mellom porevannets saltinnhold og resistiviteten, da det er lite etablert i hvor stor grad de ulike faktorene påvirker resistiviteten. Vanskeligheter med å få sentrifugert ut nok porevann fra prøvene førte til at det kun ble gjennomført tre målinger. Datagrunnlaget er derfor begrenset. Tidligere studier (f.eks Long mfl. 2017, Montafia og Sandven 2014) rapporterer om bra samsvar mellom resistivitet og porevannets saltinnhold. Det samme gjelder for resistivitet og leirinnhold. Imidlertid finnes det ingen entydig sammenheng mellom sensitivitet og resistivitet. Dette forholdet vil være avhengig av flere faktorer som for eksempel kornfordeling,

mineralogi og ioneinnhold. Ifølge Torrance (1983) så må saltkonsentrasjonen være under 2 g/L for at en leire skal kunne utvikle seg til å bli kvikk. På grunnlag av dette så kan resistivitetsprofiler invertert fra ERT målinger bli brukt som et nødvendig kriterie for høy-sensitive leirer, basert på saltinnhold.

Målingene som ble gjennomført viste veldig lave saltinnholdverdier. Resultater fra Montafia (2013) viste at ved veldig lavt saltinnhold er bidraget og påvirkningen av resistiviteten minimal, nesten neglisjerbar. Saltinnholdet blir beregnet som en empirisk korrelasjon med resistiviteten. Resistiviteten fra disse målingene skiller seg betraktelig fra resistivitetsverdiene oppnådd fra de andre metodene. Derfor er det også sannsynlig at de målte saltinnholdverdiene er misvisende. Dette vil av den grunn ikke bli videre diskutert i denne oppgaven.

8.6 Feilkilder

I kapittel 5 av denne oppgaven ble det i hvert underkapittel presentert svakheter ved hver av metodene. Alle disse vil kunne være opphav til feilkilder, men vil ikke bli gjentatt i denne delen.

For å kunne ha datapunkter på samme posisjon for HEM som for ERT er det nødvendig å gjennomføre en interpolasjon av omkringliggende resistivitetsverdier. Disse dataene vil derfor ikke være faktiske målte data, men bearbejdede data fra omkringliggende faktiske data fra inversjonen. Dette vil være en betydelig feilkilde for resistivitetsplottene som er basert på disse verdiene. Det resulterer også i veldig mange punkter, hvor ikke alle er like pålitelige. En mulig forbedring av denne metoden vil kunne være å heller interpolere faktiske ERT-verdier til HEM punktene. På den måten oppnår man færre, men mer pålitelige datapunkter. Da vil det mest sannsynlig være lettere å se trender og mønstre enn hva som er tilfellet fra disse plottene. Det vil være å anbefale hvis det skal gjennomføres en slik vurdering av sammenhenger igjen.

I de fleste spredningsplott som er vist i resultatdelen av denne oppgaven er det plottet lineære trendlinjer for dataene og det gjøres vurderinger basert på de. Visuelt sett ser det i noen tilfeller ut som trendlinjen ikke er beskrivende på grunn av at dataene er så spredt og ikke viser noen stor grad av korrelasjon. Den bestemmende regresjonskoeffisienten er likevel ofte høy. Dette kommer av at flesteparten av datapunktene plottes i nærheten av og på trendlinjen. Det er imidlertid viktig å presisere at det finnes mange avvik fra den generelle trenden. Å trekke konklusjoner fra en slik trendlinje vil være opphav til feilkilder og mistolkning.

Resistiviteten som oppnås fra målinger av porevannet skiller seg betydelig ut fra de andre fire metodene som også måler resistiviteten i tilnærmet samme posisjon. Saltinnholdet blir dermed beregnet fra en empirisk korrelasjon med en resistivitet som skiller seg fra resistiviteten oppnådd ved andre metoder. Målingene er som sagt også få, grunnet vanskeligheter med å sentrifugere ut nok porevann fra prøvene. Og når resultatene i tillegg virker upålitelige er det lite grunnlag å diskutere på. Metoden er avhengig av at det er gjennomført en kalibreringsprosess av utstyret. Dette ble ikke gjennomført i denne oppgaven, og man kan stille seg kritisk til om utstyret som benyttes er pålitelig.

8.7 Videre arbeid

Kvikkleirekartlegging er en svært viktig og prioritert oppgave for trygg samfunnsbygging i områder med marine leirer (Regjeringen 2022). Av den grunn er metodikken stadig i utvikling og med forbedrede datainnsamlingsverktøy og inversjonsprosedyrer vil de nevnte metodene mest sannsynlig bli brukt i enda større grad enn hva de er i dag.

For videre arbeid vil jeg blant annet anbefale å se nærmere på porevannets saltinnhold, slik som var tenkt som en del av denne oppgaven. Det er som sagt gjennomført tidligere studier for å finne en korrelasjon mellom resistivitet og saltinnhold, men ved å gjennomføre slike studier i flere områder vil man få et bredere data- og tolkningsgrunnlag. Resistivitet for kohesjonsjordarter er foreløpig en komplisert parameter som ikke er fullstendig forstått.

Vil også anbefale videre at det gjennomføres flere lignende prosjekt som det i Orkdalen. Ved å gjennomføre individuelle geotekniske og geofysiske metoder som overlapper hverandre kan man utvikle empiriske korrelasjoner mellom geotekniske og geofysiske parametre. Dette vil forenkle og effektivisere videre kvikkleirekartlegging.

9 Konklusjon

Områder på Østandet, i Trøndelag og langs deler av norskekysten blir nesten hvert år rammet av kvikkleireskred av varierende omfang. Prøvetaking og etterfølgende laboratorietesting av omrørt skjærstyrke er foreløpig den eneste måten å sikkert påvise kvikkleire på. De tradisjonelle metodene for å indikere kvikkleire inkluderer også sonderboringer og in-situ borehullsmetoder. Metodene gir kun punktvis informasjon om grunnen og er både tidkrevende og kostbare. Geofysiske resistivitetsmålinger har de siste tiårene blitt benyttet, og vist seg nyttig, som supplerende undersøkelser. Metodene gir sammenhengende informasjon og dekker store områder på forholdsvis kort tid. Denne oppgaven ser på samsvaret mellom resistivitetsmålingene utført fra helikopter, på bakken, i borehull og i laboratoriet i Orkdal, for å teste robusthet og anvendbarhet av metodene.

Følgende konklusjoner kan gjøres basert på tidligere studier og resultat samlet inn i forbindelse med denne oppgaven:

- Resistivitet for finkornede jordarter er foreløpig en parameter som har stort potensiale for videre forskning. Det er stort sett enighet om hvilke faktor som påvirker resistiviteten, men hver enkelt faktor sitt bidrag er uklart. Porevannets saltinnhold har blitt pekt på som den faktoren med mest innvirkning på resistiviteten, men grunnet komplikasjoner og lite datagrunnlag kan det ikke konkluderes med noe fra denne oppgaven.
- Å bestemme et resistivitetsintervall for utvasket, mulig kvikkleire er en pågående prosess og intervallet vil alltid i noen grad være lokalt stedsbetinget.
- Å benytte geofysiske metoder til tidlig fase kvikkleirekartlegging har vist seg å være både tidsbesparende og kostnadseffektivt.
- Bakkebaserte og helikopterbaserte resistivitetsmålinger viser et godt overordnet samsvar. Metodene vil aldri være identiske hvis man sammenligner verdier en-til-en, men i stor skala viser både denne studien og tidligere studier godt samsvar.
- Resistivitetsmålinger fra R-CPTU og resistivitetsmålinger fra laboratoriet har stort samsvar i de få målingene som ble gjort i denne studien.
- ERT og HEM har best samsvar når undergrunnen har lave resistivetsverdier. Ved høye verdier viser ERT mye høyere verdier enn HEM, på grunn av faktorer som oppløsning, elektromagnetisk fysikk og inversjonsprosedyre.
- De fleste avvikene fra en lineær trend mellom ERT og HEM er data fra de første 10 meterne

ned i undergrunnen. Forklaringen på dette er som regel høye resistivitetsverdier i et tynt lag mot overflaten, ofte på grunn av tilstedeværelse av tørrskorpeleire.

- Det er ikke funnet noen tydelig trend basert på i hvilken sensorhøydedataene er samlet inn i. I denne studien varierer sensorhøyden, etter filtrering, fra 27-84 meter over bakken, og dette har ikke påvirket resultatene i nevneverdig grad.

Referanser

- ABEM (2012). *ABEM terrameter LS. Instruction Manual, release 1.11*. Hentet 02.02.23. URL: https://www.guidelinegeoc.cdn.triggerfish.cloud/uploads/2016/03/User-Guide-Terrameter-LS-2012-10-25.pdf?fbclid=IwAR1WJkI2C6TyDFyyAGoCPHE_T2hVKv5vnfMLTA8SVMQdR6IvoGwpEuMwY5c.
- Andersson-Sköld, Yvonne mfl. (2005). «Quick clay—A case study of chemical perspective in Southwest Sweden». I: *Engineering Geology* 82.2, s. 107–118. ISSN: 0013-7952. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.09.014>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0013795205002036>.
- Anschütz, Helgard mfl. (okt. 2017). «Airborne mapping of sensitive clay—stretching the limits of AEM resolution and accuracy». I: *Near Surface Geophysics* 15, s. 467–474. DOI: [10.3997/1873-0604.2017018](https://doi.org/10.3997/1873-0604.2017018).
- Aylsworth, J.M. og J.A. Hunter (2004). *A GEOPHYSICAL INVESTIGATION OF THE GEOLOGICAL CONTROLS ON LANDSLIDING AND SOFT DEFORMATION IN SENSITIVE MARINE CLAY NEAR OTTAWA*. URL: <https://mypage.science.carleton.ca/~dariush/Microzonation/Publications/Aylsworth&Hunter-GeoQuebec2004.pdf>.
- Baranwal, V.C. mfl. (2015). «Mapping of marine clay layers using airborne EM and ground geophysical methods at Byneset Trondheim municipality». I: Hentet 15.03.23. URL: https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2015/2015_006.pdf.
- Baranwal, Vikas mfl. (des. 2020). «3D interpretation of helicopter-borne frequency-domain electromagnetic (HEM) data from Ramså Basin and adjacent areas at Andøya, Norway». I: *Earth, Planets and Space* 72. DOI: [10.1186/s40623-020-01177-3](https://doi.org/10.1186/s40623-020-01177-3).
- Baranwal, V. mfl. (mai 2017). «Investigation of a Sensitive Clay Landslide Area Using Frequency-Domain Helicopter-Borne EM and Ground Geophysical Methods». I: s. 475–485. ISBN: 978-3-319-56487-6. DOI: [10.1007/978-3-319-56487-6_42](https://doi.org/10.1007/978-3-319-56487-6_42).
- Baranwal, Vikas, Einar Dalsegg og Jan Rønning (jul. 2012). «Geophysical mapping of clay layers in Numedalen reigion, Norway». I.

-
- Baranwal, Vikas mfl. (mar. 2015). «Delineation of marine sediments in a landslide area in Norway using frequency domain helicopter-borne em and ground geophysical surveys». I: s. 79–83. DOI: 10.4133/SAGEEP.28-011.
- Bazin, S. og A.A. Pfaffhuber (2013). «Mapping of quick clay by electrical resistivity tomography under structural constraint». I: *Journal of Applied Geophysics* 98, s. 280–287. ISSN: 0926-9851. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.09.002>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0926985113001948>.
- Bjerrum, Laurits (1954). «Geotechnical Properties of Norwegian Marine Clays». I: *Géotechnique* 4.2, s. 49–69. DOI: 10.1680/geot.1954.4.2.49. eprint: <https://doi.org/10.1680/geot.1954.4.2.49>. URL: <https://doi.org/10.1680/geot.1954.4.2.49>.
- Brand, E.W. og R.P Brenner (1981). *Soft Clay Engineering*. Hentet 21.01.23. URL: <https://www.elsevier.com/books/soft-clay-engineering/brand/978-0-444-41784-8>.
- Calvert, H. Thomas og Christophe S. B. Hyde (2008). «Assessing Landslide Hazards in the Ottawa Valley Using Electrical and Electromagnetic Methods». I: *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2002*, GAP1–GAP1. DOI: 10.4133/1.2927106. eprint: <https://library.seg.org/doi/pdf/10.4133/1.2927106>. URL: <https://library.seg.org/doi/abs/10.4133/1.2927106>.
- Christensen, Craig William mfl. (2015). «Combining airborne electromagnetic and geotechnical data for automated depth to bedrock tracking». I: *Journal of Applied Geophysics* 119, s. 178–191. ISSN: 0926-9851. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.05.008>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0926985115001585>.
- Dahlin, Torleif, Hjördis Löfroth mfl. (des. 2013). «Mapping of quick clay using geoelectrical imaging and CPTU-resistivity». I: *Near Surface Geophysics* 11. DOI: 10.3997/1873-0604.2013044.
- Dahlin, Torleif og Bing Zhou (apr. 2006). «Multiple-gradient array measurements for multi-channel 2D resistivity imaging». I: *Near Surface Geophysics* 4, s. 113–123. DOI: 10.3997/1873-0604.2005037.

-
- Dahlin, T. (1996). «2D resistivity surveying for environmental and engineering applications». I: *First Break* 14.7. ISSN: 1365-2397. DOI: <https://doi.org/10.3997/1365-2397.1996014>. URL: <https://www.earthdoc.org/content/journals/10.3997/1365-2397.1996014>.
- Daniel, Chris, John Howie og Heraldo Giacheti (mar. 2003). «Specific Depth Cone Resistivity Measurements to Determine Soil Engineering Properties». I: *Journal of Environmental and Engineering Geophysics - J ENVIRON ENG GEOPHYS* 8. DOI: 10.4133/JEEG8.1.15.
- Dobrin, M.B. (sep. 1960). «Introduction to Geophysical Prospecting M. B. Dobrin (2nd edition, 1960, 446 pp., McGraw-Hill, 74s.)» I: *Geophysical Journal International* 3.3, s. 378–379. ISSN: 0956-540X. DOI: 10.1093/gji/3.3.378. eprint: <https://academic.oup.com/gji/article-pdf/3/3/378/2138405/3-3-378.pdf>. URL: <https://doi.org/10.1093/gji/3.3.378>.
- Fretheim, Silje Elisabeth og Harald Sveian (2010). *Kapittel 3: Orkdalslandskapet*. Orkdalshistoria, bind I fra istid til 1600.
- Fukue, M. mfl. (1999). «The micro-structures of clay given by resistivity measurements». I: *Engineering Geology* 54.1, s. 43–53. ISSN: 0013-7952. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(99\)00060-5](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(99)00060-5). URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0013795299000605>.
- Geosoftmanual (2005). *Helicopter electromagnetic data processing, analysis and presentation system for Oasis montaj v. 6.2*.
- Gradmann, Sofie mfl. (2022). *Bruk av geofysikk for å kartlegge kvartære avsetninger i Orkdal i tre dimensjoner med fokus på marin leire og kvikkleire*. Foreløpig rapport. NGU.
- Grant, F.S. og G.F. West (1965). *Interpretation Theory in Applied Geophysics*, New York, USA.
- Hansen, Louise og Lina Gislefoss (2021). *Nordlige Orkdals kvartærgeologi. Beskrivelse til Kvartærgeologisk kart (1:20.000)*. Hentet 07.05.23.
- Harrison, Edward J. mfl. (2021). «AEM in Norway: A Review of the Coverage, Applications and the State of Technology». I: *Remote Sensing* 13.22. ISSN: 2072-4292. DOI: 10.3390/rs13224687. URL: <https://www.mdpi.com/2072-4292/13/22/4687>.
- Havnen, Ingrid mfl. (mai 2017). «Quick-Clay Hazard Mapping in Norway». I: ISBN: 978-3-319-56486-9. DOI: 10.1007/978-3-319-56487-6_50.

-
- Hilmo, Bernt Olav (1989). *Marine sensitive leirers mineralsammensetning, kolloidkjemi og mekaniske egenskaper*. Dr. Thesis, Institutt for geologi og bergteknikk, NTH, Trondheim.
- Irwandi, I mfl. (okt. 2021). «Comparison of Airborne Electromagnetic and Ground-based Resistivity Observations: Case Study Banda Aceh Basin». I: *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* 873.1, s. 012094. DOI: 10.1088/1755-1315/873/1/012094. URL: <https://dx.doi.org/10.1088/1755-1315/873/1/012094>.
- Lacasse, Suzanne mfl. (2017). «Reliability of Slopes in Sensitive Clays». I: *Landslides in Sensitive Clays: From Research to Implementation*. Red. av Vikas Thakur, Jean-Sébastien L'Heureux og Ariane Locat. Cham: Springer International Publishing, s. 511–537. ISBN: 978-3-319-56487-6. DOI: 10.1007/978-3-319-56487-6_45. URL: https://doi.org/10.1007/978-3-319-56487-6_45.
- Liu, Yunhe mfl. (apr. 2018). «Wavelet-based 3-D inversion for frequency-domain airborne EM data». I: *Geophysical Journal International* 213, s. 1–15. DOI: 10.1093/gji/ggx545.
- Loke, M.H. (2018). «Goelectrical Imaging 2D 3D. Instruction Manual. Res2DInv version 4.08.» I: URL: <https://www.geotomosoft.com/>.
- Long, Michael mfl. (nov. 2017). «Glacio-marine clay resistivity as a proxy for remoulded shear strength: Correlations and limitations». I: *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 51, qjegh2016–136. DOI: 10.1144/qjegh2016-136.
- Lundstrøm, K., R. Larsson og T. Dahlin (2009). *Mapping of quick clay formations using geotechnical and geophysical methods*.
- Lundström, Karin mfl. (jan. 2004). «Quick clay in Sweden». I.
- Lunne, Tom, P. Robertson og John Powell (jan. 1997). «Cone Penetration Testing in Geotechnical Practice». I: *Soil Mechanics and Foundation Engineering* 46. DOI: 10.1007/s11204-010-9072-x.
- Mitchell, James K. og Kenichi Soga (1976). *Fundamentals of Soil Behavior*. Hentet 23.01.23.
- Montafia, Alberto (2013). «Influence of physical properties of marine clays on electric resistivity and basic geotechnical parameters». Masteroppg. NTNU.
- Montafia, Alberto og Rolf Sandven (2014). *Detektering av sprøbruddmateriale ved hjelp av R-CPTU*. 415559-RIG-RAP-002rev00. Statens vegvesen, Jernbaneverket og NVE: SINTEF/Multiconsult.

Nadim, Farrokh mfl. (mar. 2008). «Natural hazards in Nordic Countries». I: *Episodes* 31. DOI: 10.18814/epiiugs/2008/v31i1/024.

NGF (1975). *Retningslinjer for presentasjon av geotekniske undersøkelser*. Hentet 07.10.22.

– (2011). *Veiledning for symboler og definisjoner i geoteknikk Identifisering og klassifisering av jord*. Hentet 21.09.22. URL: https://ngf.no/wp-content/uploads/2015/03/2_NGF-ny-melding-2-enedelig-utgave-2011-12-04-med-topp-og-bunntekst-Alt-3.pdf.

NGI (2014). *Skred - Skredfare og sikringstiltak*. Universitetsforlaget.

– (2023). *Resistivitetsmålinger - ERT/IP/EM*. URL: <https://www.ngi.no/forskning-og-radgivning/grunnundersokelser-container/geofysiske-grunnundersokelser/resistivitetsmalinertipem/>.

Nordahl-Olsen, T. (1984). *Samlet plan for forvaltning av vannressursene. Geologiske undersøkelser i Sør-Trøndelag*. Rapport 84.048.

Nossum, Marta Skrove (2022). *Ingeniørgeologi fordypningsprosjekt - Fordeler og begrensninger med ulike geotekniske og geofysiske metoder til kvikkleirekartlegging*.

NVE (2014). *Veileder nr7/2014 Sikkerhet mot kvikkleireskred*. Hentet 10.10.22. URL: https://publikasjoner.nve.no/veileder/2014/veileder2014_07.pdf.

– (2019). *Veileder nr1/2019 Sikkerhet mot kvikkleireskred*. Hentet 29.10.22. URL: https://publikasjoner.nve.no/veileder/2019/veileder2019_01.pdf.

Osterman, Justus (1963). «Studies on the Properties and Formation of Quick Clays». I: *Clays and Clay Minerals* 12, s. 87–108.

Oversiktskart Orkland kommune (2023). Hentet 03.05.23. URL: norgeskart.no.

Peltier, W.R. (1999). «Global sea level rise and glacial isostatic adjustment». I: *Global and Planetary Change* 20.2, s. 93–123. ISSN: 0921-8181. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(98\)00066-6](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(98)00066-6). URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818198000666>.

-
- Regjeringen (2022). *Årsakene til kvikkleireskredet i Gjerdrum 2020*. Hentet 30.10.22. URL: <https://www.regjeringen.no/no/dokumenter/arsakene-til-kvikkleireskredet-i-gjerdrum-2020/id2872948/?ch=4>.
- Reiser, Fabienne mfl. (2010). *Resistivity modelling for clay layer characterisation, possibilities and limitations*. Hentet 02.02.23.
- Reite, A.J (1977). *Orkanger, kvartærgeologisk kart M 1:50 000 (kartblad 1521-1)*.
- (1984). *Hølonde, Kvartærgeologisk kart M 1:50 000 (kartblad 1521-2)*.
- Reynolds, John M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley-Blackwell.
- Rise, Leif mfl. (okt. 2006). «The deglaciation history of Trondheimsfjorden and Trondheimsleia, Central Norway». I: *Norwegian Journal of Geology* 86, s. 419–438.
- Rosenqvist, I. TH. (1953). «Considerations on the Sensitivity of Norwegian Quick-Clays». I: *Géotechnique* 3.5, s. 195–200. DOI: 10.1680/geot.1953.3.5.195. eprint: <https://doi.org/10.1680/geot.1953.3.5.195>. URL: <https://doi.org/10.1680/geot.1953.3.5.195>.
- Rosenqvist, I.Th. (1966). «Norwegian research into the properties of quick clay—a review». I: *Engineering Geology* 1.6, s. 445–450. ISSN: 0013-7952. DOI: [https://doi.org/10.1016/0013-7952\(66\)90020-2](https://doi.org/10.1016/0013-7952(66)90020-2). URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0013795266900202>.
- Rømoe, M. mfl. (jan. 2010). «Resistivity on marine sediments retrieved from RCPTU-soundings: a Norwegian case study». I: *International Symposium on Cone Penetration Testing, 2, CPT'10 2*, s. 289–296.
- Rønning, Jan Steinar (2020). *Powerpoint: ElectroMagnetic methods – general theory*.
- Sandven, Rolf, Alberto Montafia mfl. (2015). *Detektering av sprøbruddmateriale - sluttrapport NIFS 126/2015*. Hentet 28.09.22. URL: https://publikasjoner.nve.no/rapport/2015/rapport2015_126.pdf.
- Sandven, Rolf, Kåre Senneset mfl. (2017). *Geotechnics Field and Laboratory Investigations*. NTNU.

-
- Sarikaya, Alper og Michael Gleicher (2018). «Scatterplots: Tasks, Data, and Designs». I: *IEEE Transactions on Visualization and Computer Graphics* 24.1, s. 402–412. DOI: 10.1109/TVCG.2017.2744184.
- Sauvin, Guillaume mfl. (2014). «On the integrated use of geophysics for quick-clay mapping: The Hvittingfoss case study, Norway». I: *Journal of Applied Geophysics* 106, s. 1–13. ISSN: 0926-9851. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.04.001>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0926985114001025>.
- Schrott, Lothar og Oliver Sass (2008). «Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies». I: *Geomorphology* 93.1. Challenges in Geomorphological Methods and Techniques, s. 55–73. ISSN: 0169-555X. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.024>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X07001559>.
- Shevnin, Vladimir mfl. (feb. 2007). «Estimation of clay content in soil based on resistivity modelling and laboratory experiments». I: *Geophysical Prospecting* 55, s. 265–275. DOI: 10.1111/j.1365-2478.2007.00599.x.
- Siemon, Bernhard, Anders Christiansen og Esben Auken (okt. 2009). «A review of helicopter-borne electromagnetic method for groundwater exploration». I: *Near Surface Geophysics* 7, s. 629–646. DOI: 10.3997/1873-0604.2009043.
- Solberg mfl. (feb. 2008). «Resistivity measurements as a tool for outlining quick-clay extent and valley-fill stratigraphy: A feasibility study from Buvika, central Norway». I: *Canadian Geotechnical Journal* 45, s. 210–225. DOI: 10.1139/T07-089.
- Solberg, I.L mfl. (feb. 2012). «Combined geophysical and geotechnical approach to ground investigations and hazard zonation of a quick clay area, mid Norway». I: *Bulletin of Engineering Geology and The Environment - BULL ENG GEOL ENVIRON* 71. DOI: 10.1007/s10064-011-0363-x.
- Solberg, I.L. mfl. (2010). «Veileder for bruk av resistivitetsmålinger i potensielle kvikkleireområder. Versjon 1.0». I: Hentet 07.11.22. URL: https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2010/2010_048.pdf.

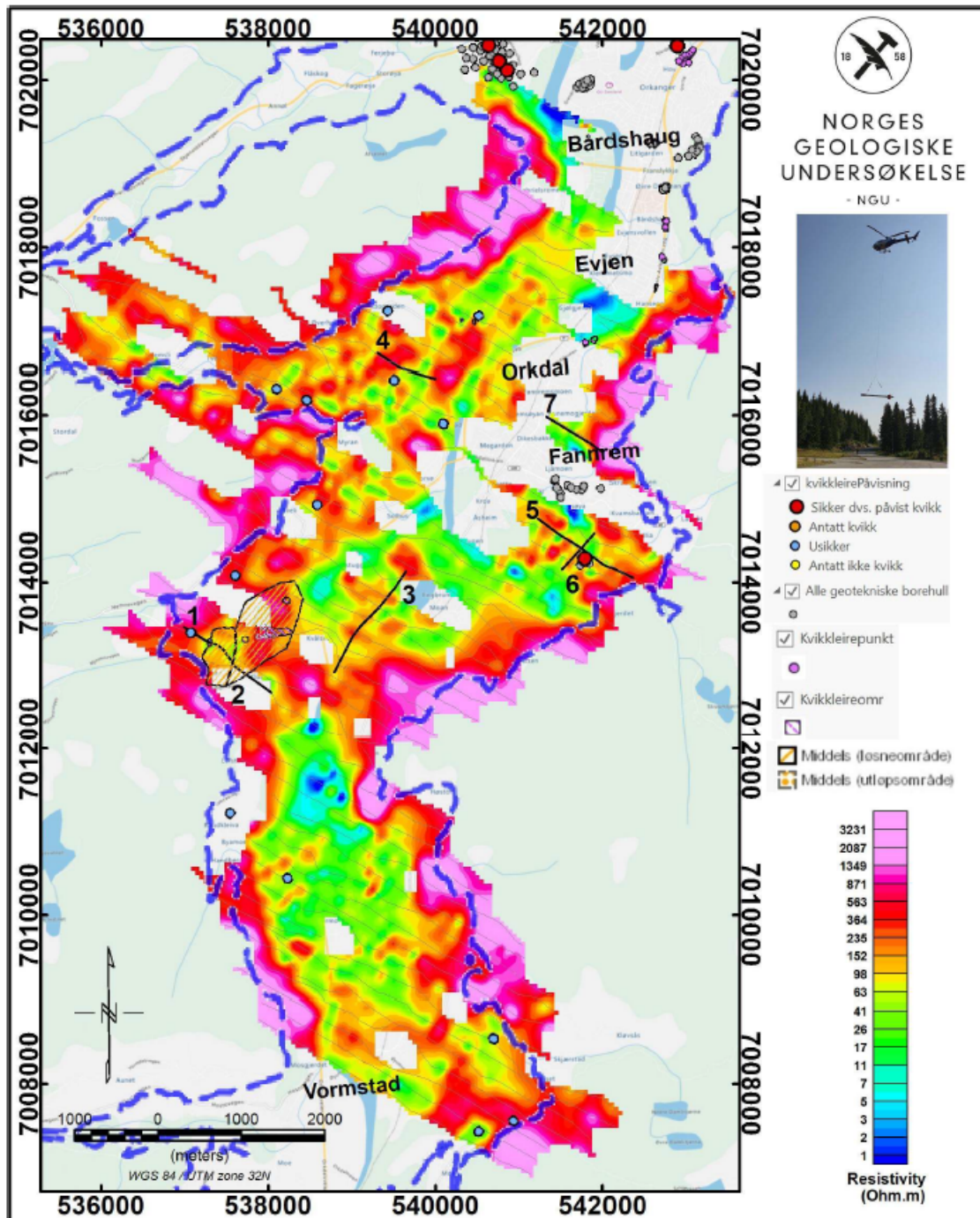
-
- Solberg, I.L mfl. (2015). *Geologi på Byneset: en sammenstilling av geologiske, geofysiske og geotekniske data*. URL: https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2015/2015_002.pdf.
- Solberg, Inger-Lise, Louise Hansen og Einar Dalsegg (2010). *Resistivitetsmålinger for løsmassekartlegging i Namsos, Nord-Trøndelag. Data og tolkninger*. URL: https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2010/2010_046.pdf.
- StatensVegvesen (2014). *Håndbok R210 laboratorieundersøkelser*. Hentet 21.11. URL: <https://www.vegvesen.no/globalassets/fag/handboker/hb-r210-gl-2005.pdf>.
- (2018). «Trykksondering (CPT/CPTU)». I: *Håndbok R211 Feltundersøkelser*. Statens Vegvesen, s. 22–40.
- (2021). *CPTu regneark versjon v.2021.01*. Hentet 20.04.22.
- Steuer, Annika, Bernhard Siemon og Esben Auken (2009). «A comparison of helicopter-borne electromagnetics in frequency- and time-domain at the Cuxhaven valley in Northern Germany». I: *Journal of Applied Geophysics* 67.3. Airborne Geophysics, s. 194–205. ISSN: 0926-9851. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.07.001>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0926985107000717>.
- Stroeven, Arjen P. mfl. (2016). «Deglaciation of Fennoscandia». I: *Quaternary Science Reviews* 147. Special Issue: PAST Gateways (Palaeo-Arctic Spatial and Temporal Gateways), s. 91–121. ISSN: 0277-3791. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379115301141>.
- Sveian, Harald (1995). *Sandsletten blir til : Stjørdal fra fjordbunn til strandsted*.
- Svendsen, John Inge og Mangerud (1987). «Late Weichselian and holocene sea-level history for a cross-section of western Norway». I: *Journal of Quaternary Science* 2.2, s. 113–132. DOI: <https://doi.org/10.1002/jqs.3390020205>. eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/jqs.3390020205>. URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/jqs.3390020205>.
- Thakur, Vikas, Jean-Sébastien L’Heureux og Ariane Locat (2017). «Landslide in Sensitive Clays – From Research to Implementation». I: *Landslides in Sensitive Clays: From Research to Implementation*. Red. av Vikas Thakur, Jean-Sébastien L’Heureux og Ariane Locat. Cham: Springer

-
- International Publishing, s. 1–11. ISBN: 978-3-319-56487-6. DOI: 10.1007/978-3-319-56487-6_1. URL: https://doi.org/10.1007/978-3-319-56487-6_1.
- Torrance, J.K. (sep. 1974). «A laboratory investigation of the effect of leaching on the compressibility and shear strength of Norwegian marine clays». I: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences Geomechanics Abstracts*. DOI: 10.1016/0148-9062(74)93172-6.
- Torrance, J. Kenneth (1983). «Towards a general model of quick clay development». I: *Sedimentology* 30.4, s. 547–555. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00692.x>. eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00692.x>. URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00692.x>.
- Vorren, T. og Mangerud (2007). *Landet blir til*. Norsk geologisk forening, Kapittel 15 –istider kommer og går.
- Winardi, Sarju mfl. (nov. 2019). «Reservoir Resistivity Measurement of Pseudocore Sample at Laboratory Scale Based on Ohm Law's and Wenner Method». I.
- Witherly, Ken, Richard Irvine og Edward Morrison (des. 2004). «The Geotech VTEM time domain helicopter EM system». I: *ASEG Extended Abstracts 2004*, s. 1. DOI: 10.1071/ASEG2004ab162.
- Wold, Magne og Rolf Sandven (2016). *Regler for klassifisering av jord Klassifisering i felt*. Hentet 02.09.22. URL: <https://ngf.no/wp-content/uploads/2016/09/13.-Wold-Klassifisering-i-felt.pdf>.
- Aasland, Rolf Anders (2010). «Kartlegging av kvikkleire med 2D resistivitet og RCPT i Rissa». masteroppgave. Masteroppg. NTNU.

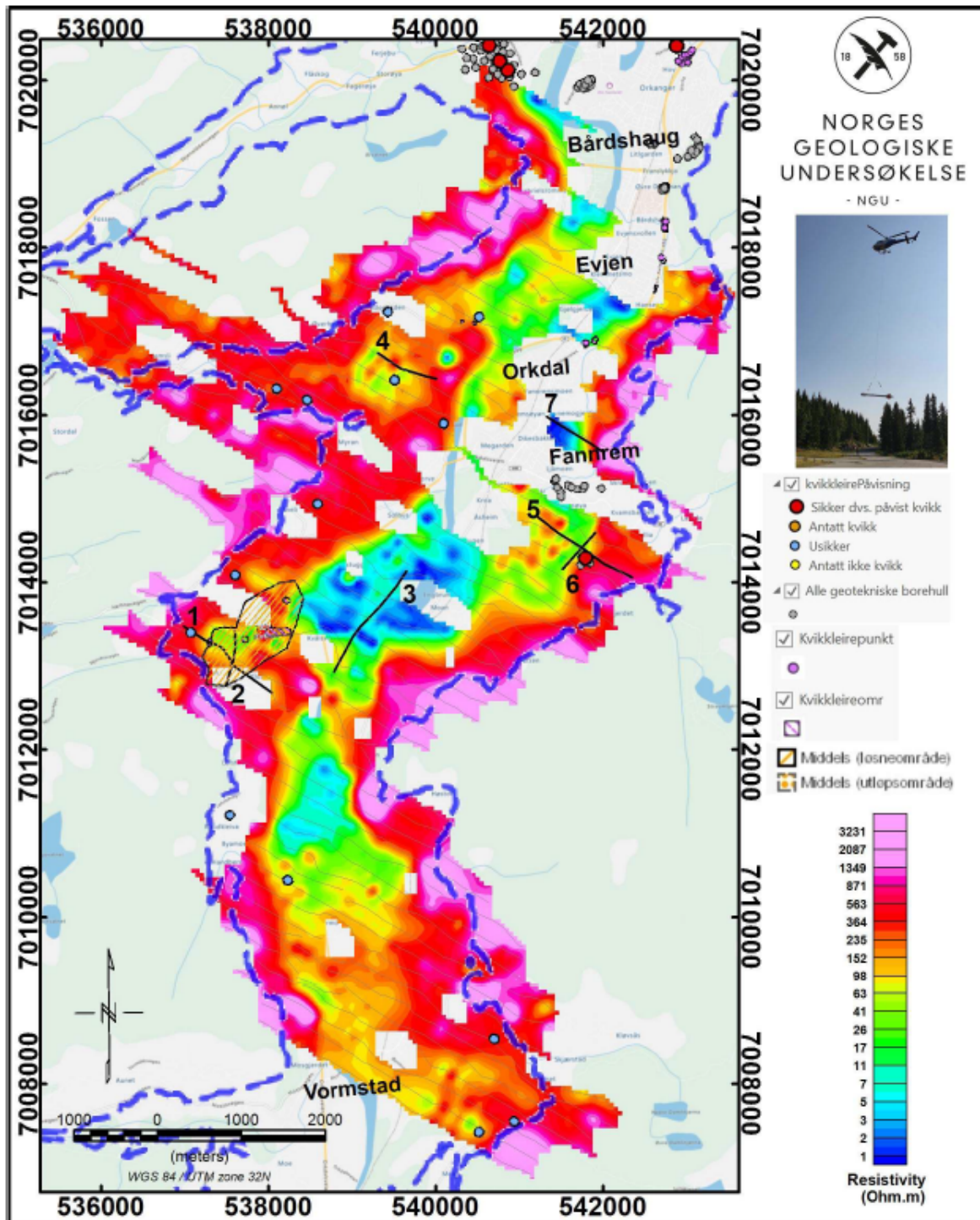
10 Vedlegg

Helikoptermålinger

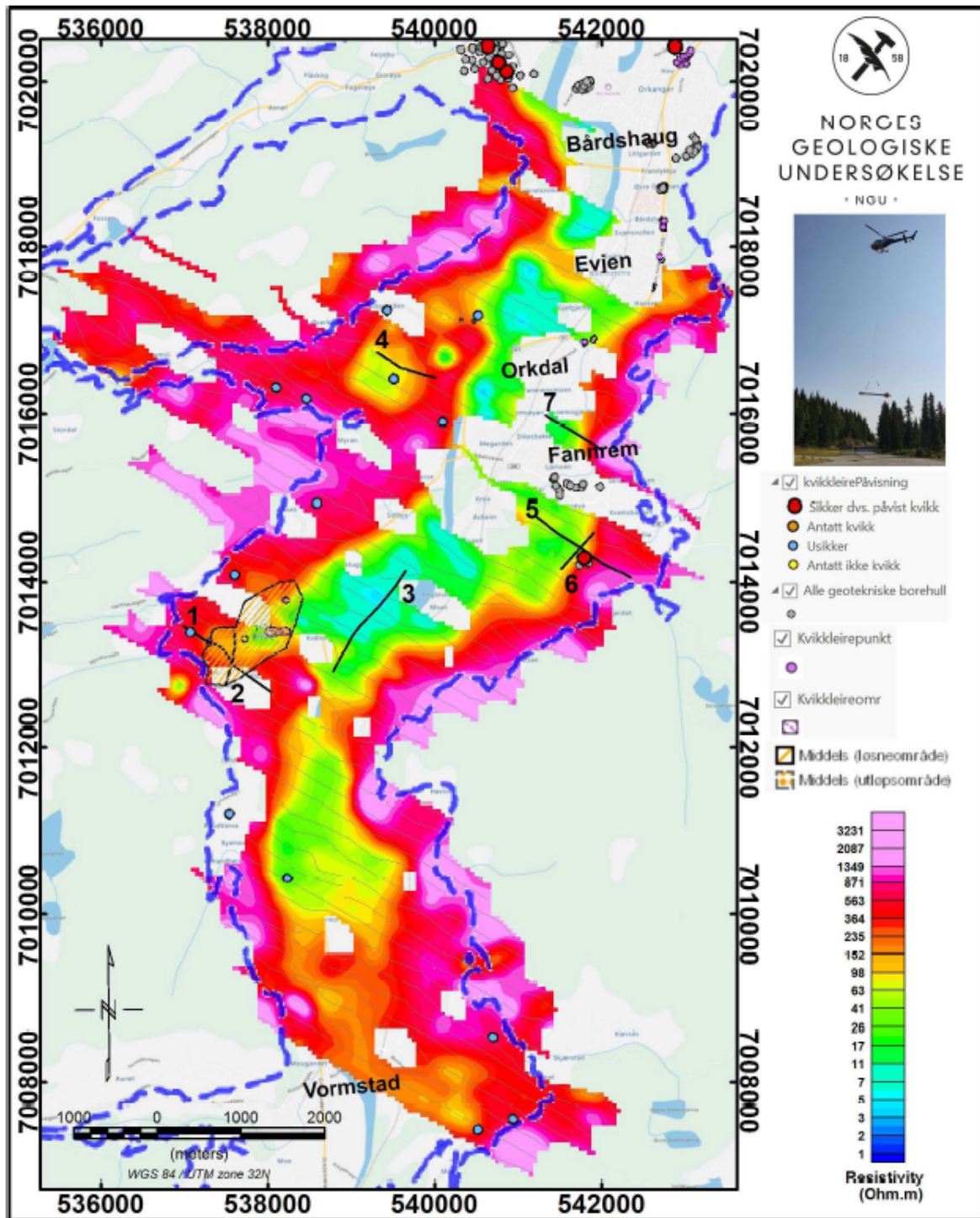
Figur 10.1, figur 10.2 og figur 10.3 viser beregnet resistivitet i tre horisontale nivåer, 0-2 meter, 20-26 meter og 52-64 meter.



Figur 10.1: Beregnet resistivitet i horisontalt nivå fra 0-2 meter for HEM-data (Gradmann mfl. 2022).



Figur 10.2: Beregnet resistivitet i horisontalt nivå fra 20-26 meter for HEM-data (Gradmann mfl. 2022).



Figur 10.3: Beregnet resistivitet i horisontalt nivå fra 52-64 meter for HEM-data (Gradmann mfl. 2022).

