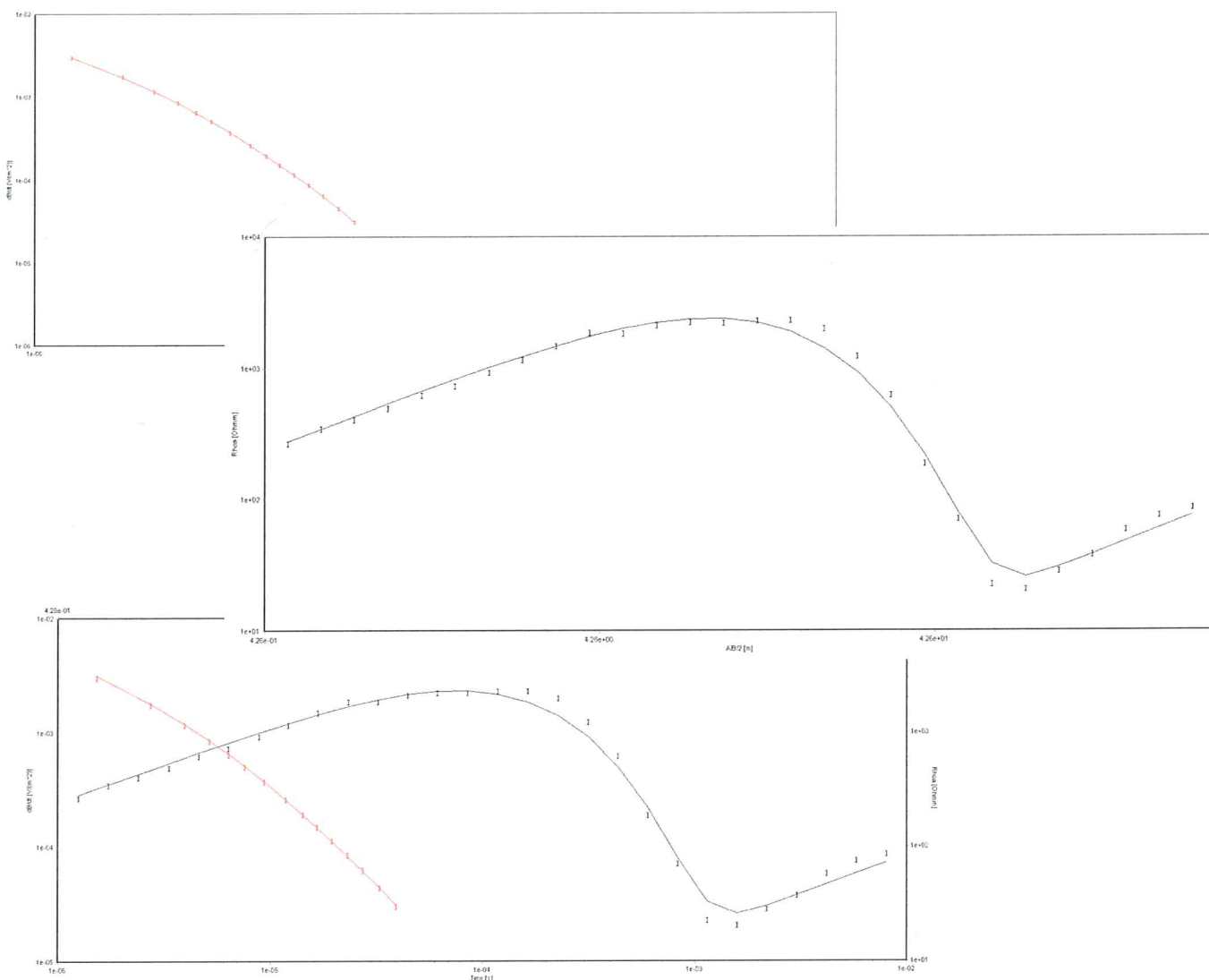


Kortlægning af permafrost i arktiske egne med geoelektrik og EM metoder



Af Bo Kempel Christensen

Bo Christensen

Christian Fredborg Brædstrup

Christian Brædstrup

Nikolaj Kruse Christensen

Nikolaj Kruse Christensen 29/11/10

Vejleder: Thomas Ingeman

Abstrakt

Byggeri i aktiske egne er ofte en udfordring. Dette skyldes, at jorden ofte indeholder permafrost. Disse områder giver en særlig problemstilling, da optøning af permafrost kan give sætningsskader på bygninger. Dette skyldes, at jorden mister sin bæreevne, hvis permafrosten tør og derved ikke længere kan opretholde den samme vægt som tidligere. Omfanget af permafrosten i et område er derfor en vigtig information for alle bygningsrelaterede aktiviteter. Det er i øjeblikket mere undtagelsen end reglen, at denne parameter indgår i overvejelserne ved projekter i disse områder. Ofte skyldes det, at der ikke findes nogle metoder der kan bestemme omfanget af permafrosten endnu.

Formålet med projektet er, at undersøge muligheden for kortlægning af permafrosten med geofysiske metoder, hvor GCM, TEM, VES, DC/IP og MEP er de anvendte geofysiske målemetoder. Metoderne er alle blevet anvendt i området omkring byen Ilulissat på Grønlands vestkyst. I området optræder en særlig geologi og der forventes en lagdelt struktur bestående af 4 lag. Øverst findes et aktiv lag, der tør i sommerperioden. Under aktivlaget findes permafrost, der er underlagt af et ikke frossen salinlag. Nederst forventes grundfjeldet at optræde. Ud fra denne geologi er de geofysiske metoder valgt, da de forventes at kunne bestemme tykkelsen af permafrosten. Grundet den særlige lagdeling vil det forventes, at en fælles inversion af de valgte metoder vil kunne bestemme laggrænserne bedre end en enkeltstående inversion. Det tilstræbes at metoderne til bestemmelse af lag grænserne er både mobile og nemt anvendelige.

Undersøgelserne har udvist god anvendelighed og bestemt realistiske permafrosttykkelser. De bedste resultater vurderes at stamme fra fællesinversionen mellem TEM og VES. Den fælles inversion mellem TEM og MEP har potentiale for sammentolkning, men elektrodeafstanden har vist sig afgørende for opløsningen af de øvre lag. I området er der også observeret induceret polarisationseffekter, der har forstyrret TEM sonderingen i sådan en grad at de ikke kan anvendes til inversion. Sådanne effekter er tidligere blevet observeret i aktiske egne, og kan derfor i visse område gøre metoden ubrugelig.

Indholdsfortegnelse

1	Geologisk baggrund	4
2	Hensigt	5
3	Data indsamlingsområder	6
4	De geofysiske metoder	7
4.1	Den geoelektriske metode.....	7
4.1.1	Vertikal elektrisk sondering (VES).....	8
4.1.2	VES anvendt i praksis	10
4.1.3	Induceret polarisation (IP)	13
4.1.4	Multi Elektrode Profilering (MEP).....	16
4.2	Elektromagnetiske metoder	19
4.2.1	Transient elektromagnetisk metode (TEM).....	19
4.2.2	TEM metoden	20
4.3	IP effekter på tidsdomæne elektromagnetisk data	24
4.4	Ground Conductivity Meter (GCM).....	30
4.4.1	GCM metoden.....	31
4.4.2	Modelanalyse.....	34
5	Ækvivalenser og anisotropi	41
5.1	Høj resistivitets ækvivalenser	41
5.2	Lav resistivitets ækvivalenser	41
5.3	Anisotropi	42
6	Processing	43
7	Inversion med lateralt sammenbundne modeller (LCI).....	45
8	Resultater.....	47
8.1	Valg af sender Tx og modtager Rx konfiguration for TEM	47
8.2	Databehandling af geoelektrik (VES og MEP) og TEM samt inversion og tolkning.....	48
8.3	Mose01 – VES og TEM	57
8.4	Mose02 –VES og TEM	60
8.5	Airport01 - MEP	63
8.6	Airport02 - MEP	65
8.7	Airport_temp - MEP.....	67
9	Konklusion.....	69
10	Litteraturliste	70

10.1	Bøger/noter	70
10.2	Internetsider	71
11	Bilag.....	71

1 Geologisk baggrund

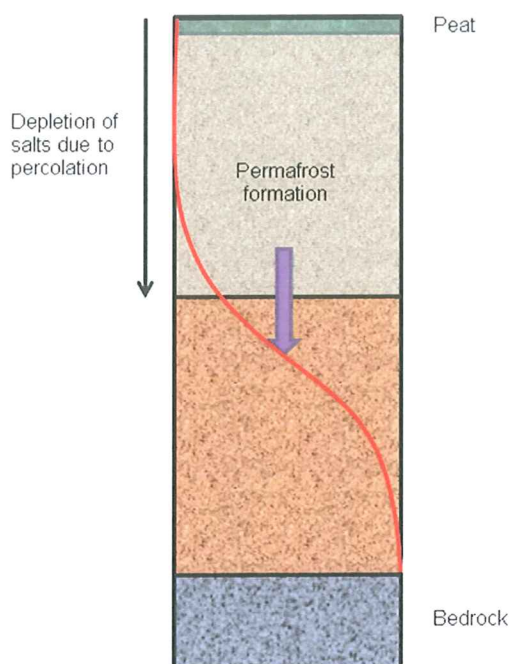
Området omkring Ilulissat skal ses i lyset af geologiske processer, som har stået på i mere end 3.9 milliarder år. Karakteristisk for Vestgrønland er, at grundfjeldet med sin lyse, foldende gnejsjer og granitter er blottet flere steder.



Figur 1 Syd for Ilulissat ses en is tunge som strækker sig flere km fra indlandsisen. Indlandsisen har gennem de sidste 100 år trukket sig markant tilbage (Geus)

Største delen af det eroderede sediment fra Sermeq Kujalleq og Kangia er gennem tiden blevet aflejret i kystområdet ved Ilulissat. For ca. 9500 år siden opstod de første moræneaflejringer. På dette tidspunkt var havet 60-70 meter over dets nuværende niveau. Sedimenteringen fortsatte så længe afsmeltningen stod på. I takt med afsmeltningen blev sediment båret med smeltevandet og eroderede grundfjeldet. Der opstod flere steder små bassiner ved denne erosion. Bassinerne, som både var et resultat af isens fremstød og smeltevandet, kom pga. vandstandssænkningen over havniveau, indholdene sediment med varierende kornstørrelse, men overvejende silt, sand og ler. Udover sedimentet medvirkede landhævningen også til at en stor del af sedimentet var infiltreret med salt vand. Den efterfølgende periode var medvirkende til at smeltevandet fra bl.a. Kangia udvaskede de øverste lag for salt og aflejrede et tyndt lag sediment øverst i bassinerne. Denne geologiske struktur af sedimentet i disse bassiner er i vores tilfælde interessante¹.

¹ http://www.geus.dk/viden_om/voii/voii05-dk.html



Figur 2 Skitse for overgangen mellem ikke saline og saline lag. Koncentration af salt angives af den røde kurve, og stiger mod højre (TIN slides 2010)

Efter udvaskningen af saltet faldt frysepunkts temperaturen og eftersom sedimentet var aflejret i et bassin havde det ikke stor mulighed for at undslippe. Derfor opstod der en grænse mellem det salinesediment og ikke salinesediment. I det ikke salinesediment opstod fænomenet permafrost². Det salinelag er for dybt og temperaturen kan ikke komme langt nok ned til at fryse dette lag. Overgangen mellem det saline- og ikke salinelag er en flydende overgang, som den røde linje på Figur 2 indikerer, da den ikke foretager et pludselig spring.

2 Hensigt

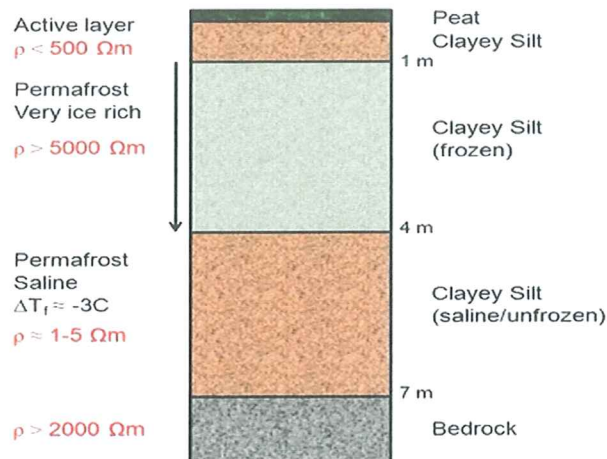
Formålet med dette projekt er, at undersøge muligheden for fælles inversion, af data fra forskellige geofysiske målinger i arktisk egene, med denne særlige geologiske struktur. Projektet fokuser på de transiente og geoelektriske metoder. Den forventede gevinst ved, at benytte sammentolkning af forskellige geofysiske teknikker er bedre at kunne opløse tykkelsen af permafrosten. Den geologiske problemstilling er, at finde dybden til det salinelag og dybden til grundfjeldet. Det salinelag er overlageret af et ikke salint permafrostlag. På Figur 3 ses en model af hvordan den forventede geologiske struktur vil se ud for interesseområdet og en kvalificeret vurdering på de geofysiske parametre (resistiviteten).

Specielt vil TEM metoden (Se evt. afnit 4.2.1) være egnet til, at finde dybden til den gode leder, der i dette tilfælde vil være det salinelag. Idéen er at sammentolke geoelektriske målinger med TEM målinger og sammenholde resultatet fra borelogger nær eller på undersøgelsesstedet.

² Definitionen på permafrost er et lag der er permanent frosset i mere end 2 år

Et problem vil være, at overgangen mellem permafrosten og det salinelag ikke er en diskret overgang, men er en gradvis overgang, som også ses på Figur 3.

I første omgang vil boringer blive brugt, som á priori information til tolkningen. I sidste ende ønskes det, at undersøge om dybden til de forskellige lag kan opløses udelukkende på baggrund af de geofysiske målinger og uden á priori information fra boringer.

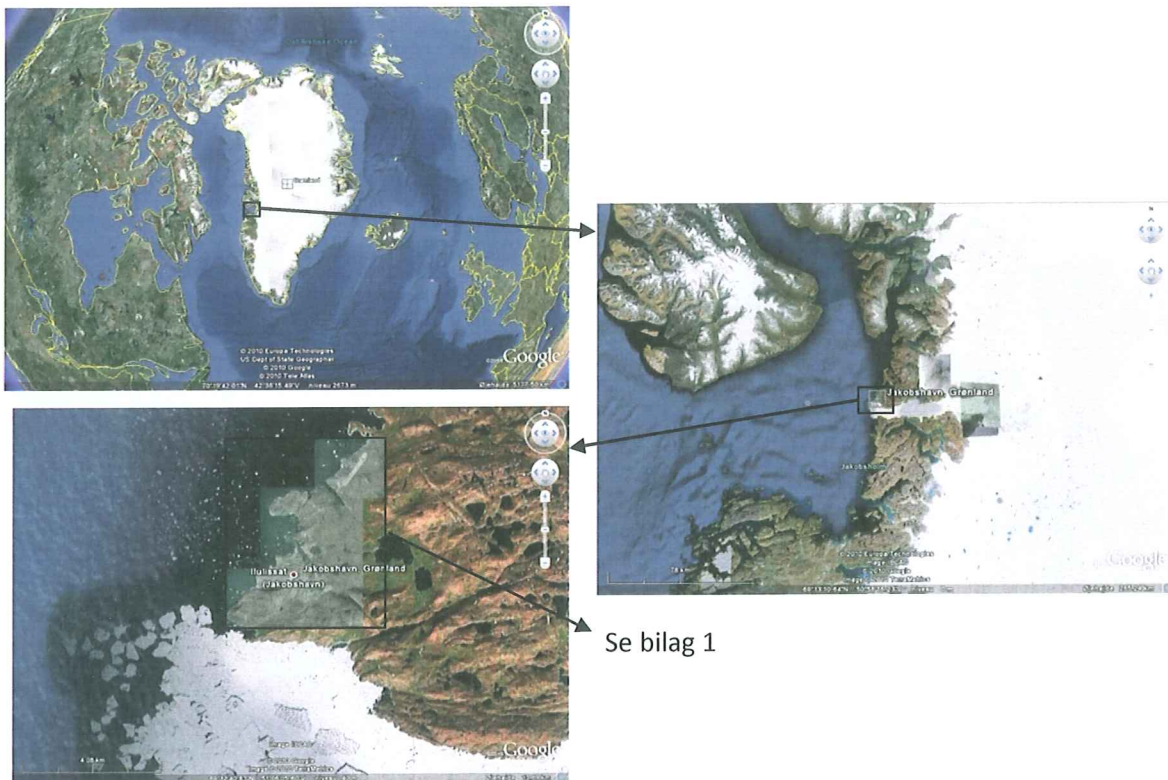


Figur 3 Illustration af den forventede geologiske struktur samt estimer af resistiviteten af de enkelte lag (TIN slides 2010)

3 Data indsamlingsområder

Undersøgelser samt målinger blev udført uden for byen Ilulissat på Grønlands vestkyst. Ud fra den før omtalte model for sedimentstrukturen ville det have stor interesse blandt området bygningsingeniører og kommune, at have en metode til bestemmelse af tykkelsen af permafrosten. På den måde ville det være muligt, at sikre bygninger for at sætte sig idet permafrosten langsomt tør. På Figur 4 er overordnet markeret hvor i verden undersøgelserne har fundet sted, og på de vedlagte kort bilag 1 ses samtlige målinger, som blev udført sommeren 2010 i forbindelse med dette projekt.

Det anbefales, at læseren gør sig fortrolig med kortene fra bilag 1, da dette vil overskuelig gøre navne på måle områderne omkring byen.



Figur 4 Dataindsamlingsområde (Kort fra: GoogleEarth 2010)

4 De geofysiske metoder

Ved dataindsamlingen blev der anvendt TEM, MEP, VES, GCM og IP. I de følgende afsnit vil den bagvedliggende teori blive gennemgået samt anvendelsesmetode for måleteknikkerne.

4.1 Den geoelektriske metode

Den geoelektriske metode muliggør at måle de geofysiske parametre af jorden. De interessante parametre geoelektrikken har mulighed for at opløse er, resistiviteten af sonderingsområdet. Resistiviteten af undergrunden er i de fleste tilfælde en god indikator for hvilke geologiske materialer området er opbygget af. Med denne metode er det også muligt, at bestemme laggrænserne og derved udstrækningen af geologiske formationer. Når der foretages en geoelektrisk måling er det ikke den sande resistivitet der bestemmes, men en tilnærmelse kaldt den tilsyneladende resistivitet (ρ_a). Ved en geoelektrisk undersøgelse skelnes mellem sondering (undersøgelse af resistiviteten med dybden) og profilering (undersøgelse af resistiviteten i det horisontale plan).

4.1.1 Vertikal elektrisk sondering (VES)

Den vertikale elektriske sonderings metode benyttes, hvis et vertikalt snit af jordens resistivitet ønskes. Resistiviteten (ρ), måles i ohmmeter (Ωm). En geoelektrisk måling foretages med fire elektroder. To strømmelektroder, hvorimellem der sendes en jævn strøm (DC), og to modtager elektroder hvor i mellem det elektriske potentiale måles ΔV . Potentialeforskellen i jorden afhænger af den udsendte strømstyrke og konfigurationen af elektroderne.

I de følgende relationer antages at jorden er 1 dimensional og består af planparallelle lag. For alle disse udledninger gælder der at jordlagene er homogen og isotropisk. Endvidere antages at Ohms lov er gyldig for et sådan halvrum.

Resistiviteten af jorden findes ved at måle sammenhørende værdier af den udsendte strøm og spændingsforskellen mellem potentiale elektroderne. Fra Ohms lov:

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad (1)$$

hvor I er strømmen, R er modstanden og ΔV er spændingsforskellen målt over modstanden. For et udvidet medium, som jorden, kan Ohms lov formuleres på følgende måde:

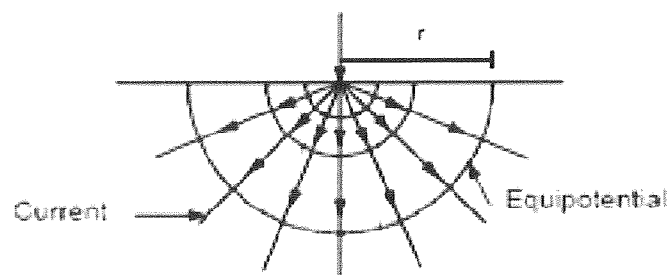
$$\vec{E} = \rho \cdot \vec{j} \quad (2)$$

hvor \vec{E} (V/m) er det elektriske felt, ρ (Ωm) er resistiviteten og \vec{j} (A/m^2) er strømtætheden. DC målinger bunder i en indsigt i hvordan strøm spreder sig, og heraf følgende konsekvenser for potentialfladerne. To basale ligninger er:

$$\rho = \frac{R \cdot A}{L} \quad (3)$$

$$j = \frac{I}{2 \cdot \pi \cdot r^2} \quad (4)$$

I ligning (3) er der tale om resistiviteten af en cylinder med tværsnitsareal A , længde L og modstand R . Ligning (4) giver strømtætheden j , i en afstand r , fra en elektrode der udsender strømmen I .

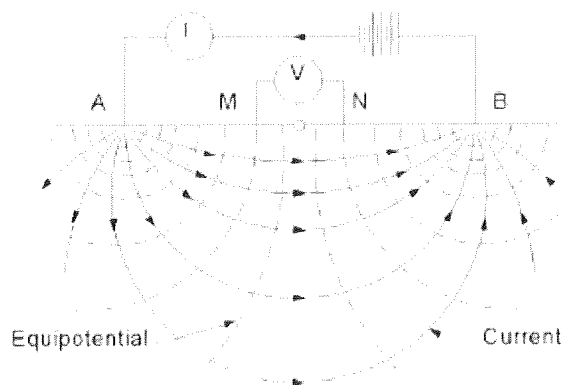


Figur 5 Strømmens udbredelse fra en elektrode hvor den anden elektrode er placeret "uendeligt" langt væk (Christensen, 2008)

På Figur 5 ses hvordan strømlinjerne bevæger sig i alle retninger, hvilket er baggrund for symmetriargument der giver ligning (3). Det ses også hvordan de sorte ækvipotentialflader ligger vinkelret på strømlinjerne. Værdien af disse er givet som funktion af afstanden, r:

$$V(r) = \rho \frac{I}{2 \cdot \pi \cdot r} \quad (5)$$

Det er specielt interessant at se på hvor meget potentialet falder ned gennem jorden. For ikke at skulle grave huller i jorden og placerer en potentialelektrode i afstand, r, for at måle netop denne forskel, betragtes symmetrien i Figur 5. Heraf ses, at man kan placerer elektroden på jordoverfladen i samme afstand, r, fra strømlektroden og få det samme resultat.



Figur 6 Strøm og ækvipotentialflader i homogen jord. A og B er strømlektroder og M og N er potentialelektroder. (Christensen, 2008)

Med udgangspunkt i Figur 6 findes et udtryk for potentialet ΔV , givet ud fra geometrien af elektrodekonfigurationen. Ved brug af ligning (5) og superposition princippet kan det elektriske potentiale bestemmes for et homogent halvrum:

$$\begin{aligned} \Delta V &= V_M - V_N = (V_{AM} - V_{BM}) - (V_{AN} - V_{BN}) \\ &= \frac{\rho \cdot I}{2 \cdot \pi} \left[\frac{1}{|AM|} - \frac{1}{|BM|} - \frac{1}{|AN|} + \frac{1}{|BN|} \right] \end{aligned} \quad (6)$$

Ligning (6) kan med fordel omskrives til:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} 2 \cdot \pi \left[\frac{1}{|AM|} - \frac{1}{|BM|} - \frac{1}{|AN|} + \frac{1}{|BN|} \right]^{-1} = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (7)$$

Ved anvendelse af 4 elektrode konfiguration, over andre overflader end et halvrum, bruges ligning (7) til at udregne den tilsyneladende resistivitet (ρ_a). At der er tale om en tilsyneladende resistivitet skal forstås sådan, at når der foretages en måling, er der aldrig tale om et ægte homogent halvrum. Den tilsyneladende

resistivitet angiver hvilken resistivitet et homogent halvrum skulle have for at give de samme målingsresultater, som de målte ΔV .

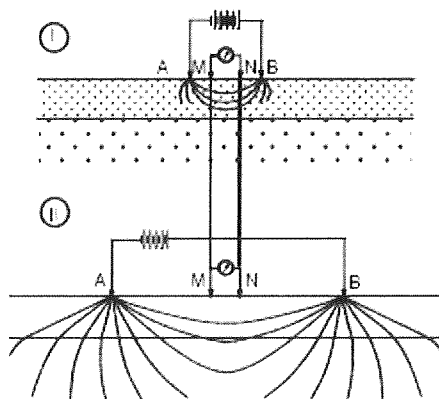
$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (8)$$

Hvor

$$K = 2 \cdot \pi \left[\frac{1}{|AM|} - \frac{1}{|BM|} - \frac{1}{|AN|} + \frac{1}{|BN|} \right]^{-1} \quad (9)$$

K kaldes den geometriske faktor og afhænger af geometrien af elektrodekonfigurationen. Ved en geofysisk måling er det resistiviteten der er den ukendte størrelse. Man ved hvor meget strøm, der sendes ud og potentialforskellen kan måles. Derved kan den tilsyneladende resistivitet udregnes.

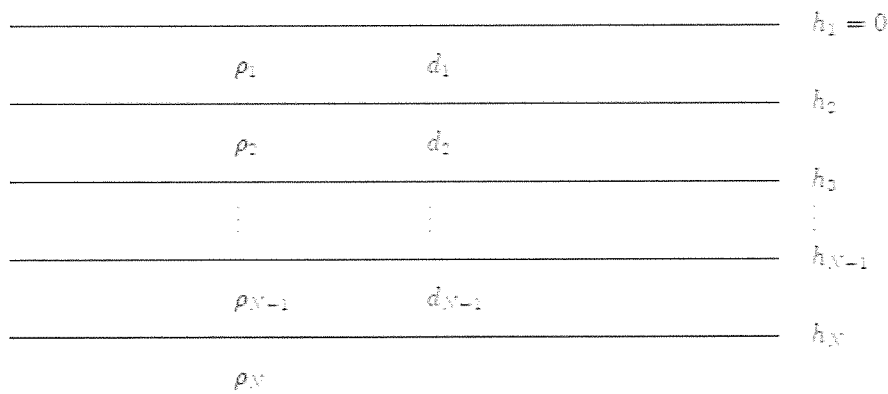
På Figur 7 ses en Schlumberger konfiguration. Det ses hvordan en øget afstand mellem strømoelektroderne giver en øget indtrængningsdybde (Christensen, 2008).



Figur 7 Schlumberger opstilling: Model for strøm udbredelse i en 2 lags jord. Indtrængningsdybden er stigende når strømoelektroderne rykkes længere fra hinanden. (Christensen, 2008)

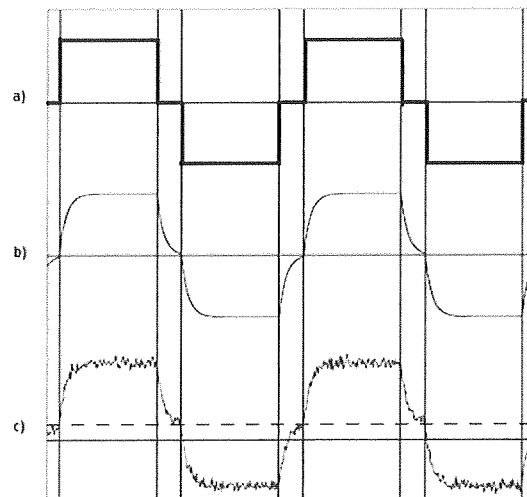
4.1.2 VES anvendt i praksis

Når der foretages en undersøgelse med et VES udlæg, er det muligt at finde jordens elektriske opbygning i et specifikt punkt. Ændringer i jordens elektriske opbygning afspejler ofte jordens geologiske opbygning. De oplysninger man ønsker at uddrage fra den geofysiske sondering er de samme, der kan uddrages fra en boring. Ofte vil den lagdeling der observeres med en VES være tilsvarende den lagdeling man vil observere i en boring. Anvendes VES, kan der uddrages viden om jordens én dimensionale opbygning, hvor det antages at jorden er homogen og planparallel, som set i Figur 8.



Figur 8 Illustration af 1D jord model. (Christensen, 2008)

Ved en VES måleserie anvendes en speciel måleteknik. Den spænding der afsendes mellem strømelektroderne har form som en step funktion. Dvs. at strømmen tændes for et givet tidsinterval, hvorefter signalet slukkes og lidt efter udsendes strømmen i den modsatte retning, se Figur 9 a). Pga. den lave frekvens kan man betragte den skiftende polaritet som værende en jævnstrøm. Polariteten skifter for at reducere fejl i instrumentets kalibrering og selvpotentialeffekt³ af det målte signal. Selvpotentialeffekter ses som en parallelforskydning til niveau markeret med den stiplede linje, se Figur 9 c). På Figur 9 b) er strømmen mellem strømelektroderne illustreret. Strømmen når ikke sit niveau med det samme, men et stationært niveau efter et stykke tid, ligesom det tager strømmen et stykke tid at falde af. Dette skyldes IP-effekter⁴, som yderligere bliver omtalt i afsnittet om Induceret polarisation (IP) 4.1.3.

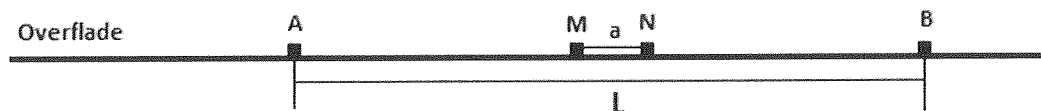


Figur 9 Illustration af hvordan det udsendte og målte signal ved en VES måleserie. a) illustrerer spændingen der er sat over strømelektroderne. b) illustrere strøm der løber mellem strømelektroderne. Her ses tydeligt hvordan IP effekter indvirker på den transmitterede strøm. c) illustrerer spændingen der måles ved potential elektroderne. Kurven er parallelforskyd opad pga. selvpotentialeffekter og måleintervaller markeret med gråt (Christensen, 2008)

³ Selvpotentialeffekter (SP): potentialeforskel mellem potentialelektroder når der ikke udsendes en strøm. SP skyldes bl.a. naturlig kemi i jorden (Christensen, 2008)

⁴ IP-effekter: Skyldes at jorden udover at virke som en modstand også har capacitive egenskaber (Christensen, 2008)

Ved vertikale elektriske sondering anvendes oftest Schlumberger konfigurationen. I en Schlumberger konfiguration opstilles elektroderne symmetrisk omkring midtpunktet af sonderingen.



Figur 10 Principskitse for Schlumberger konfiguration. A og B er strømelektroderne, M og N er potentialelektroderne. L er afstanden mellem strømelektroderne og a er afstanden mellem potentialelektroderne

Schlumberger er en klassisk opstilling med tilsyneladende resistivitet.

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \frac{\pi}{a} \left(\frac{L}{2}\right)^2 \left(1 - \left(\frac{a}{L}\right)^2\right) \quad (10)$$

Og geometriskfaktor.

$$K = \frac{\pi}{a} \left(\frac{L}{2}\right)^2 \left(1 - \left(\frac{a}{L}\right)^2\right) \quad (11)$$

Hvis $L/2 \gg a$ gælder der at

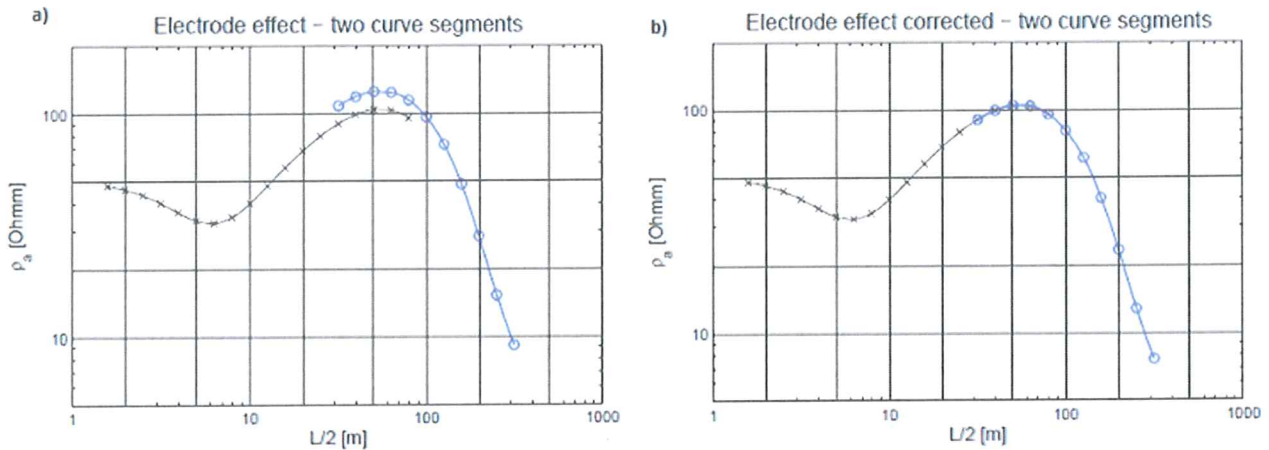
$$K \approx \frac{\pi}{a} \left(\frac{L}{2}\right)^2 \quad (12)$$

$L/2$ er den halve afstand mellem strømelektroderne. Den angiver afstanden fra centrum af Schlumberger konfigurationen til en af strømelektroderne. Fordi elektroderne er placeret symmetrisk omkring konfigurationsmidtpunkt er potentialelektroderne M og N stationære og placeres tæt ved hinanden omkring midtpunktet, imens strømelektroderne flyttes skridtvis længere og længere fra hinanden. $L/2$ ændrer sig for hver måling og skal derfor udregnes for måleserien.

For en måleserie i felten noteres modstanden (R) for hver måling og den tilsyneladende resistivitet udregnes. Sammenhørende værdier af ρ_a og $L/2$ plottes i et dobbeltlogaritmisk koordinatsystem, se Figur 11.

Det kan under måling være nødvendigt at øge potential elektrode afstanden (a), hvis de observerede målepunkter ikke længere danner en kontinuert sonderingskurve og for at få et fornuftigt signal til støj forhold. Når elektrodeafstanden for potentialet øges vil den målte spændingsforskel ændres. Dette vil resultere i et skift i sonderingskurven. Sonderingskurven vil have samme form og hældning og det er derfor muligt, at korrigere for dette skifte ved, at parallelforskyde sonderingskurven med den øget potential elektrodeafstand. Alt dette kan tilskrives elektrodeeffekter⁵ pga. nær overflade inhomogenitet, (Christensen, 2008).

⁵ Elektrodeeffekter: Stammer fra nær-overflade inhomogeniteter. Inhomogeniteterne er små sammenlignet med elektrode afstanden.



Figur 11 Illustration af elektrodeeffekter. Ved øget potentialelektrodeafstand vil kurven skifte pga. elektrodeeffekter Figur 11a). Ved at have målinger der overlapper kan man korrigerer for elektrodeeffekter Figur 11 b) (Christensen, 2008)

4.1.3 Induceret polarisation (IP)

Motivationen for at foretage IP-målinger er at få flere data om den samme mængde jord, så man kan opnå et mere kvalificeret bud på undergrundens geologi. I det følgende gøres rede for jordens IP-egenskaber og hvordan de er udnyttet under disse undersøgelser.

Induceret polarisation er en overfladeeffekt, der knytter sig til overgangen fra et materiale til et andet snarere end til volumen af det enkelte materiale. Polarisationen betyder at man orienterer de elektriske dipoler i en given retning og dette opnås ved at have eksterne tidsvarierende E-felter. I polarisationsfasen kommer alle ladninger med ens fortegn til at pege i samme retning, og man kan sige at der i forhold til ligevægtspositionen er sket en forskydning af ladninger. Når det eksterne elektriske felt brat fjernes, vil ladningerne søge tilbage til ligevægtspositionen, og der vil for en kort stund løbe en strøm. Det er denne ladningsbevægelse man måler ved en IP-sonderinger, og man får derved et billede af jordens opladningsevne (chargeability).

I geofysiske kredse er der enighed om at de kapacitative egenskaber kan tilskrives to effekter, membran og elektrode polarisation.

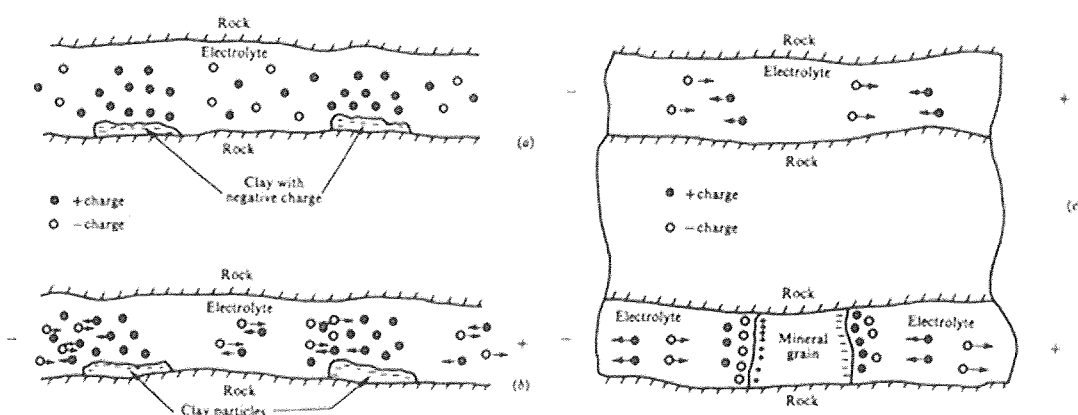
Membran polarisation

Membran polarisation kan tilskrives lerpartikler i jorden. Overfladen af en lerpartikkel er negativt ladet, og tiltrækker derfor positive ioner fra elektrolytterne⁶, som er repræsenteret i porerummene i leret. Derved opstår et elektrisk dobbelt lag på overfladen af lerpartiklen. Det positivt ladede område frastøder

⁶En elektrolyt er en væske, der f.eks. muliggør den elektrokemisk proces, at op- og aflade et batteri og indeholder desuden frie ioner

indkommende positive ioner, når overfladen af lerpartiklen er fyldt op. Der opstår den situation, at de positive ioner danner en barriere for bevægelsen af andre positive ioner da de frastødes af de positive ioner på ler overfalden.

Idet en elektrisk strøm sendes gennem leret, bliver de positive ioner revet ud af deres pladser og ved at afbryde strømmen reetablere de sig til deres oprindelige position. Denne proces hvor reetableringen finder sted udviser et henfald i potentialet, som kan måles via to elektroder, som er i kontakt med leret. Denne effekt af membran polarisation omtales normalt som baggrunds IP og vanskeliggøre ofte tolkninger af IP data og derfor bør fjernes fra datasættet hvis muligt⁷.



Figur 12 (a) Membranpolarisation: Upåvirket miljø for membran fænomenet. Positive ioner er op koncentreret på overfalden af den negative ler partikel. (b) Membran polarisation: Efter strømmen er slået til forskydes de positive ioner fra deres positioner omkring den negative ler partikel. (c) Elektrode polarisation: Øvre del illustrere omstændigheder hvor mineralgrain ikke optræder. Nedre del illustrer hvordan et mineral bliver polariseret og ionerne fordeler sig på mineralets overflade. (Telford, W.M & Geldart, L. P. & Sheriff, R. E. (1990))

Elektrode polarisation

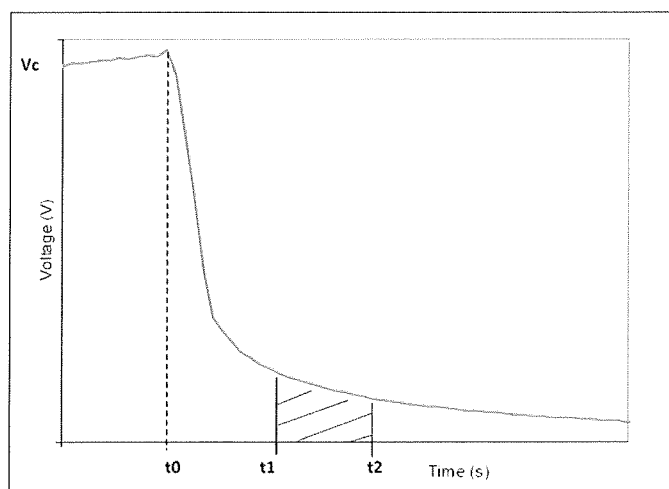
Den elektriske strøm bæres normalt i elektrolytten, som er repræsenteret i den geologiske formations porerum. Hvis passagen for ionerne spærres af et ledende mineraler hvorigennem strømmene bæres af elektronerne, opstår der en ophobning af hhv. positive og negative ioner på overfalden af mineralet. De positive ioner ophobes, hvor strømmen kommer ind i minelaret, og de negative ophobes hvor strømmen forlader mineralet. Opdelingen skaber en spændingsforskel, som påvirker strøm som løber gennem mineralet. Mineralet siges at være polariseret når dette fænomen opstår. Idet strømmen afbrydes opretholds egen spændingen over partiklen pga. ophobningen af de positive og negative ladninger på mineralets overfalde. Spændingen falder derefter langsomt i takt med at ionerne diffunderer ud i

⁷Butler, Dwain K. p.268-269

elektrolytten væk fra mineralet. Denne proces kan tage sekunder eller i speciale tilfælde minutter, og giver den inducerede polarisations effekt⁸.

Tids-domæne målinger

Ved en måling af jordens opladningsevne anvendes den aftagende kurve (Figur 9 b), som netop skyldes IP effekter når strømmen slukkes. På Figur 13 ses et forstørret billede af den aftagende del af et IP resons.



Figur 13 Der fokuseres på et interval t1 til t2 efter t0, hvor strømmen slukkes. Endvidere ses start spændingen Vc der benyttes i udregning

Når man skal finde opladningsevnen gøres dette ved, at vælge et tidsvindue fra t1 til t2, hvor man integrerer op over spændingen og ved ligning (13) kan opladningsevnen findes.

$$M_a = \frac{1}{\Delta t V_c} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt \quad (13)$$

Den type af målinger hvor man måler værdier til bestemte tider, kaldes tidsdomæne-målinger. Modsat frekvensdomæne-målinger, hvor man måler værdier som funktion af en frekvens af den vekslende strøm.

En tidsvarierende strøm inducerer strømme i kabler og i udstyret. Idet man slukker strømmen genereres der en hel del højfrekvent støj. Denne undgår man ved først at begynde sin måling nogle hundrededele sekunder efter strømmen slukkes.

Når man i praksis benytter IP-metoden i forbindelse med geofysiske undersøgelser er det fordi metoden har en høj kvalitativ værdi. Det skyldes, at overgange mellem forskellige geologiske strukturer meget

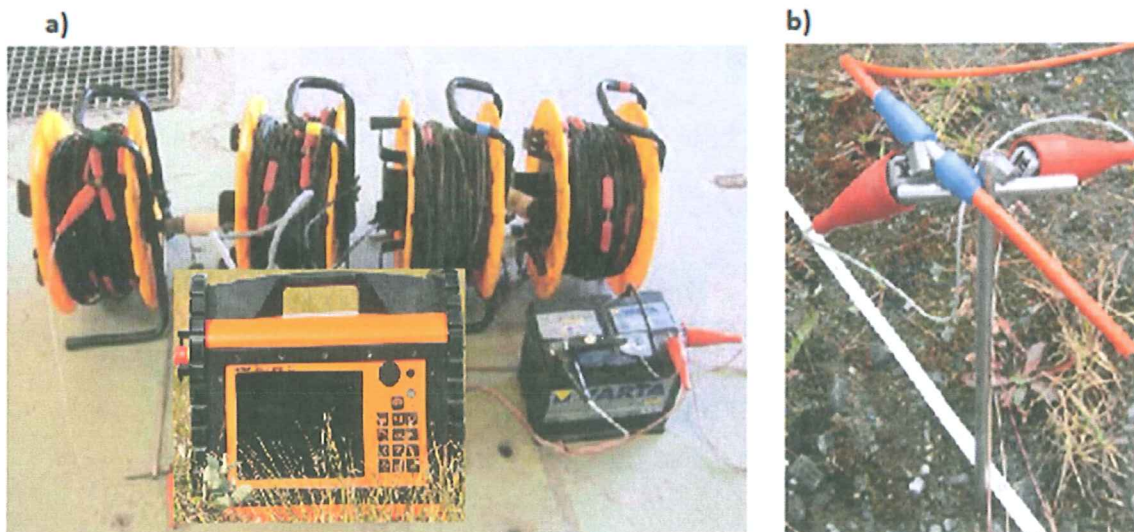
⁸Butler, Dwain K. p.269-270

tydeligt detekteres. Derudover kan IP målinger udføres i forbindelse med normale geoelektriske metoder og der behøves derfor ikke særligt udstyr eller ekstra opsætningstid.

4.1.4 Multi Elektrode Profilering (MEP)

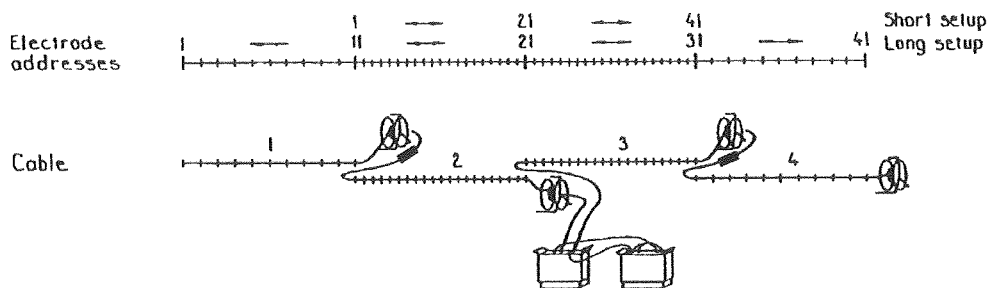
MEP er en avanceret metode til at bestemme jordens resistivitet. Med et MEP udlæg kan man finde jordens elektriske opbygning. Det smarte ved anvendelsen af MEP er, at man har mulighed for at studerer vertikale samt horisontale ændringer i jordens resistivitet. På denne måde fås en 2 dimensional opløsning af jorden og ved tolkning fås en 2D model af jordens geologiske struktur. Med et MEP instrument har man også mulighed for at måle induceret polarisation (IP).

Hvor man ved VES kun har brug for 4 elektroder, anvendes der adskillige elektroder til en MEP måling. Til en MEP måleserie anvendes ofte 2-4 kabeltromler der hver er 100 meter. For hver 5 meter er der et udtag til en elektrode og der er 21 elektrodeudtag på hvert kabel. Elektroderne er stål spyd på ca. 40 cm, der sættes i jorden hvor der er et elektrodeudtag på kablerne. Se Figur 14 a og b.



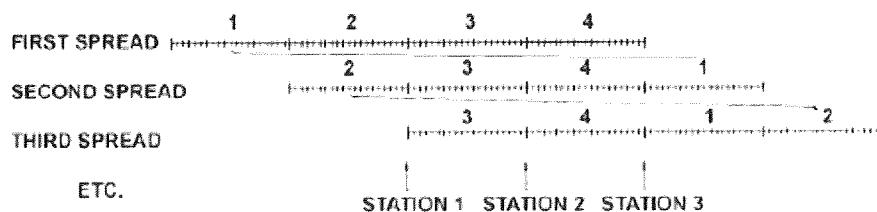
Figur 14 Billeder af måleudstyr. I billede a) ses kabeltromler og ABEM terrameter LS måleinstrumentet. I billede b) ses en elektrode hvor kablet er tilsluttet kablet via et jumber stik (TIN, MEP)

De fire kabler placeres i forlængelse af hinanden, med overlap mellem sidste udtag på første kable og første udtag på andet kable osv. På denne måde får man et udlæg på 400 meter. Kabler og instrument opsættes som vist i Figur 15.



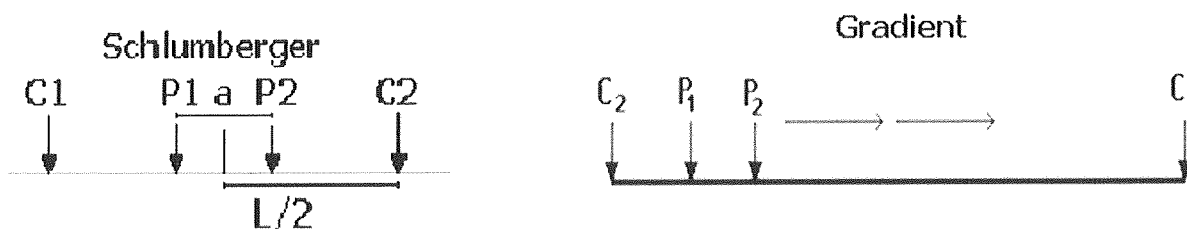
Figur 15 Principskitse af MEP udlæg. Kablerne er nummereret fra 1 til 4 og elektroderne positionerne er nummereret fra 1 til 41. (TIN, MEP)

Med et MEP udlæg er det muligt, at laver profilering der er længere end 400 meter. Dette kan gøres ved den så kaldte roll a long metoden. Efter man har endt sin måling ved det første udlæg, flyttes kabel 1 op i forlængelse af kabel 4 og måleinstrumentet flyttes op til mellem kabel 3 og 4. Dette kan gøres flere gange hvis man ønsker det, (TIN, MEP).



Figur 16. Princippet ved roll a long metoden (TIN, MEP)

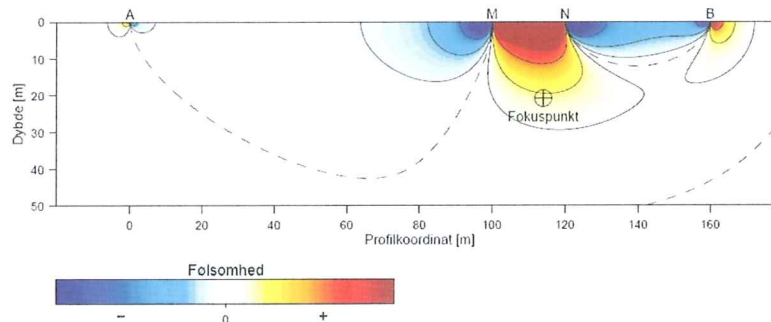
Fremgangsmåden for en MEP måleserie er tilsvarende en VES måling. Bølgeformen af det udsendte signal er den samme, som ved VES, for igen at fjerne den uønskede støj fra data. Den store forskelle skal findes i måleinstrumentet, som er "fuld automatiseret". Man vælger en protokol (elektrodekonfiguration) og starter sine målinger. I forbindelse med dette projekt er anvendt 2 protokoller. Schlumberger, der har samme geometri som en VES, og en GradientPlus. Ved en gradient måling har man strømelektroderne yderst og potentialelektroderne imellem. Her er strømelektroderne stationære og potentialelektroderne flyttes. Med et MEP instrument flyttes potentialelektroderne ved at ændre på hvilket elektrodeudtag man måler på.



Figur 17 Illustration af de to valgte måleprotokoller. C er strømelektroderne og P er potentialelektroderne (TIN, MEP)

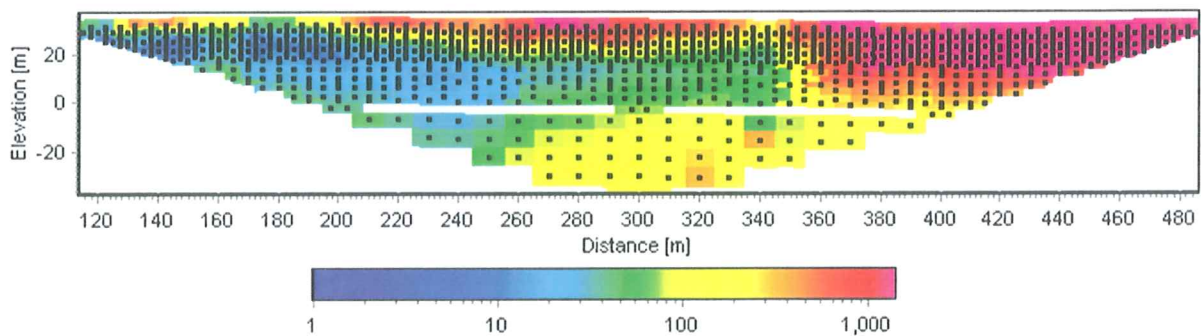
Ved en måling skal man også definere i hvilken dybde og til hvilken x-position, de enkelte resistansmålinger knytter sig. Når man har fundet en konvention for hvordan målinger knytter sig til position, kan dataene plottes i en graf over jorden kaldet pseudosektionen, Figur 19. Denne afbildning, kaldes pseudo i det, den ikke er et rigtigt billede af undergrunden, men blot danner grundlaget for vores inversion.

Det er ikke umiddelbart til at se hvordan målingerne med gradient associeres til et bestemt punkt, og førend det kan lade sig gøre defineres følsomhedsfunktionen. Denne er en funktion, der for både den vertikale og laterale retning definerer i hvor høj grad de enkelte koordinatpunkter har betydning for den givne måling. Et eksempel på en graf for en asymmetrisk opstilling er:



Figur 18. Følsomhedsfunktion for en asymmetrisk funktion (E. Auken slides)

Fokuspunktet der angiver dybde og x-koordinat for hvor den pågældende måling skal plottes i pseudosektionen er fundet ved at integrerer den normaliserede følsomhedsfunktion, og finde det koordinatsæt for hvilket integrationen giver en halv. (Christensen, 2008)



Figur 19 Eksempel på pseudo sektion. De sorte punkter indikerer måledata. Farve skalaen indikere tilsyneladende resistivitet

4.2 Elektromagnetiske metoder

I dette afsnit vil den basale teori for den transiente elektromagnetiske metode (TEM) blive gennemgået. Denne metode bliver ofte anvendt til at kortlægge modstanden og dybden til et lag med lav elektrisk modstand, som f.eks. ler og saltvandsholdige aflejringer. Inden for dette felt arbejder man enten i frekvens eller i tidsdomænet.

4.2.1 Transient elektromagnetisk metode (TEM)

Alle elektrodynamiske problemer kan beskrives ud fra Maxwells ligninger. For magnetiske og elektriske felter, der penetrerer materialer, skal de klassiske Maxwell ligninger for vakuum ændres, så man i stedet bruger de specifikke permeabilitet og permittiviteter. Der er imidlertid valgt, at transformere elektriske og magnetiske felter ud fra følgende relationer:

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (14)$$

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \quad (15)$$

Af dette får man, at Maxwells ukoblede første ordens differentiale ligninger i tidsdomænet er givet som (Griffiths, 2008):

$$\nabla \times \vec{E} + \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0 \quad (16)$$

$$\nabla \times \vec{H} - \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = \vec{J}_f \quad (17)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (18)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho_f \quad (19)$$

Hvor de relevante vektorfunktioner er:

\vec{E} : Den elektriske feltstyrke (V/m)

\vec{B} : Den magnetiske fluxtæthed (Wb/m²)

\vec{D} : Den elektriske forskydning (C/m²)

\vec{H} : Den magnetiske feltstyrke (A/m)

\vec{J}_f : Den elektriske strømtæthed (A/m²)

ρ_f : Den elektriske ladningstæthed (C/m³)

Ligninger (16)-(19) kan nu løses med et passende valg af grænsebetingelser og vha. Schelkunoff potentiale⁹.

For et halvrøm fås et udtryk for $\frac{\partial B_z}{\partial t}$, hvor modtagerspølen er centralt beliggende i senderspølen.

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = -\frac{I}{\sigma a^3} \left(\frac{3}{\pi^{1/2} \theta a} e^{-\theta^2 a^2} + \left(1 - \frac{3}{2\theta^2 a^2} \right) \text{erf}(\theta \cdot a) \right) \quad (20)$$

Til sene tider fås et approksimativt udtryk for $\frac{\partial B_z}{\partial t}$, hvor modtagerspølen er centralt beliggende i senderspølen.

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} \approx -\frac{I \sigma^{3/2} \mu_0^{5/2} a^2}{20 \pi^{1/2}} t^{-5/2} \quad (21)$$

Udtrykket $\frac{\partial B_z}{\partial t}$ er ikke særlig illustrativt. Man kan derfor finde et udtryk for den tilsyneladende resistivitet ved omskrivning af ligning (21), (Kirsch, 2006).

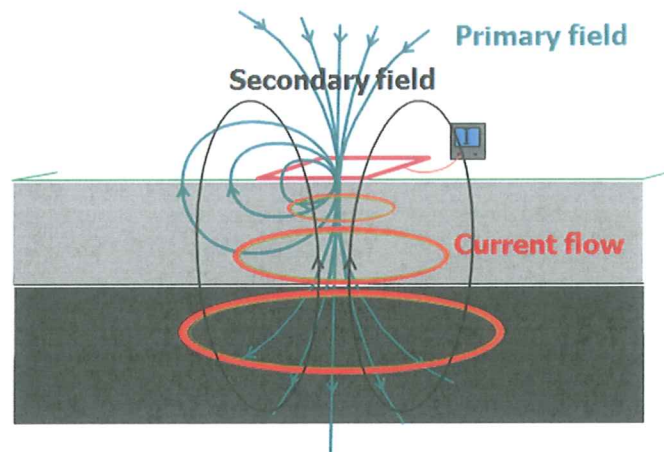
$$\rho_a = \left(\frac{I a^2}{20 \frac{\partial B_z}{\partial t}} \right) \frac{\mu_0^{5/3}}{\pi^{1/3}} t^{-5/3} \quad (22)$$

4.2.2 TEM metoden

TEM metoden består i sin simpleste form af en senderspøle og en modtagerspøle. Der sendes en jævnstrøm (DC) gennem senderspølen, som generer det der kaldes det primært B-felt. Til et tidspunkt slukkes for strømmen i senderspølen. Herved forekommer der en ændring i den magnetiske flux. Fra Faradays induktionslov fås, at antallet af feltlinjer falder, pga. strømmen i senderspølen slukkes, vil der induceres strømme i en leder med feltlinjer i samme retning, som feltlinjerne fra primærfeltet. Ved at måle på responset af det sekundære magnetiske felt, som skabes qua Faradays induktionslov, kan der udtrages viden om de ønskede geofysiske parametre, f.eks. elektriske modstand af underliggende jordlag.

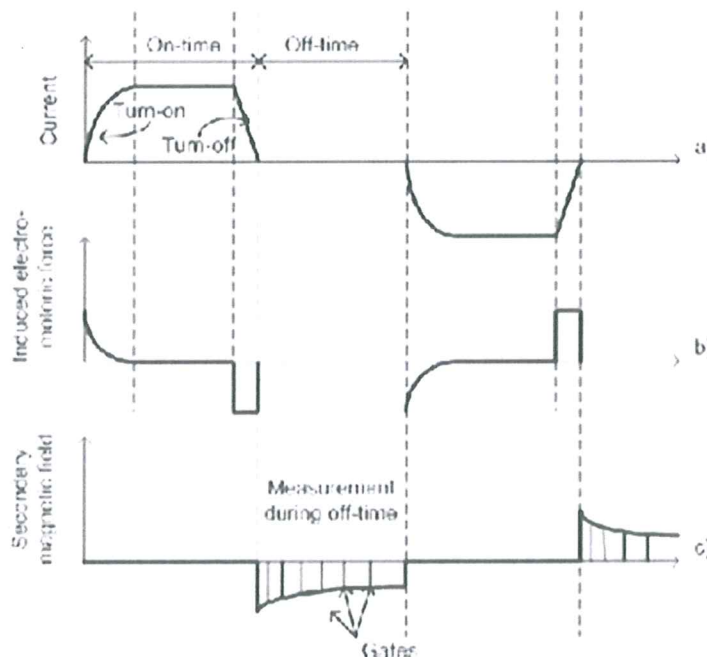
De hvirvelstrømme, som det primærfelt generer, kan betragtes som et system af horisontalt cirkulerende strømme. Maksimum af fluxtætheden fra det primære felt er størst til tidlige tider. Som tiden går, vil primære feltet udbrede sig ned og udad i et halvrøm med en vinkel på 30° i forhold til den horisontale akse, hvilket vil sige, des dybere hvirvlestrømmene induceres desto større et volumen midles der over. Der er tale om en reduktion af opløsningsevnen af jordlagene med dybden. Denne udbredelse betyder, at det primære felt henfalder med dybden, hvilket igen betyder at responset fra det sekundære felt også henfalder med dybden. Dette koncept er skitseret på Figur 20.

⁹ (Nabighian, 1988)



Figur 20 Principskitse for TEM. Figuren illustrer hvordan det primærfelt udbreder sig, inducere strøm i jordlagende og sekundærfeltet herfra (Sørensen)

På Figur 21 ses tre diagrammer af de parametre, der er interessante ved TEM måleteknikken. På Figur 21 a) ses strømmen i senderspølen. Tændetiden for jævnstrømmen er lang, sammenlignet med slukketiden, typiske omkring 50-200 μ s, hvilket gøres for at undgå at der induceres strømme til disse tider. Slukketiden (ca. 1-30 μ s), er modsat tændetiden, kort for at få en høj flukstæthed af det primære felt Figur 21 b) viser den inducerede elektromotoriske kraft i modtagerspølen. I Figur 21 c) ses det sekundære magnetiske felt, som måles i modtagerspølen.



Figur 21 Grafisk skitse af målefrequens. a) Her ses den udsendte strøm og primærfelt som funktion af tiden. On-time og off-time er vist samt turn-on og turn-off tiderne. b) her ses den induceret elektromotoriske kraft i modtagerspølen. c) det sekundære magnetisk (Kirsch, 2006)

Signalstyrken er kraftigst i starten og aftager til senere tider. Målinger foretages i tidsvinduer, kaldt "gates". Vinduernes brede stiger logaritmisk med tiden for at forbedrer signal- støj forholdet til senere tider. Signal- støj forholdet er problematisk til sene tider, da det sekundære felt henfalder og bliver svagere. Signalet til

tidlige tider indeholder information og de øverste jordlag, mens information om de nedre jordlag ses til senere tider.

Der måles på det magnetiske felt, som stammer fra de inducerede hvirvelstrømme. Det er et faktum, at der er forskel på jordlags resistivitet. Der må forventes, at sedimentære lag med en høj-resistivitet ikke har samme potentiale for at inducerer strømme, som sedimentære ag med lav-resistivitet. Den transiente elektromagnetiske metode er derfor god til bestemmelse af lag med resistiviteten under ca. 80-100Ωm og dårlig til at bestemme lag med resistiviteten på over 80-100Ωm. Dette betyder, at metoden er god til at "se forskel" på kontraster i ledningsevnen, men dårlig til at "se forskel" på laggrænser mellem højresistive lag.

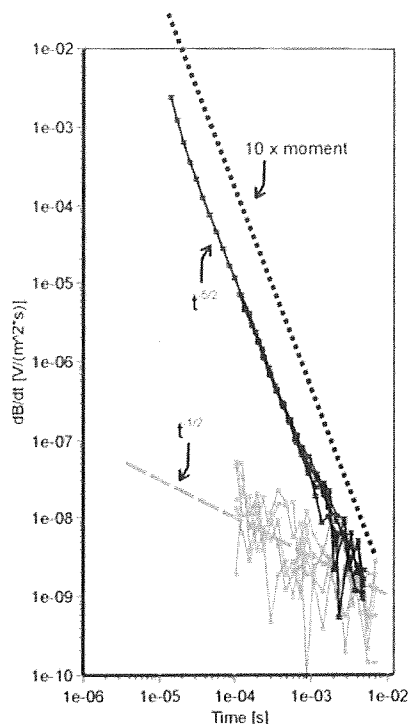
Data, støj og koblinger

Det signal der måles i modtagerspølen er den elektromotoriske kraft der induceres i modtagerspølen fra det sekundære magnetfelt. Fordi den elektromotoriske kraft er proportional med $\frac{\partial B_z}{\partial t}$, er det signal der måles den tidsafledte af den magnetiske fluks, der passerer modtagerspølen. For sene tider giver dette en potens funktion af formen (Kirsch,2006):

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} \approx \frac{-I\sigma^{3/2}\mu_0^{5/2}a^2}{20\pi^{1/2}} t^{-5/2} \quad (23)$$

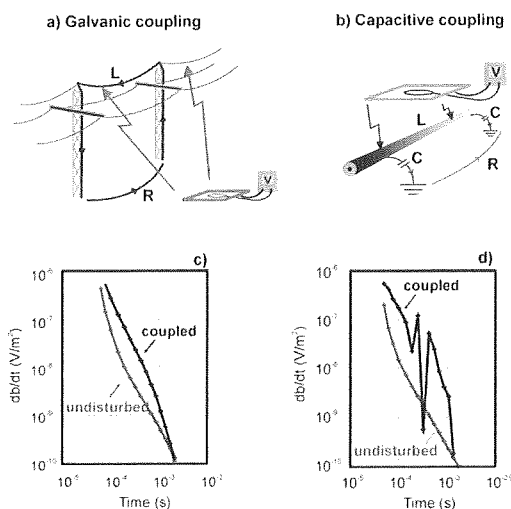
Støj på data har forskellig oprindelse. Nogle er naturligt forekommende og andre er menneskeskabte. F.eks. et lynnedslag, variation i jordens magnetfelt, solvinde, er naturligt forekommende støj, hvorimod 50 og 60 Hz støj fra elværker og elektromagnetiske baggrundsstøj fra kommunikationsudstyr er menneskeskabte. Disse støjklender karaktereres som tilfældigstøj og er lokalitetsbestemt. Støj fra selve instrumentet er negligabelt sammenlignet med de ovenfor beskrivende støjklender.

Tages en måling, består data af et nyttefelt og et baggrundsfelt. Nyttefeltet er det der skal bestemmes og indeholder de relevante geofysiske parametre, mens baggrundsfeltet er støjen på data. Den tilfældige støj kan imidlertid reduceres ved at fortage mange målinger og derved "stacke" den tilfældige støj væk fra data. Den tilfældige støj på data må forventes, at forsvinde, når der midles over mange datapunkter, fordi den netop er tilfældig. Herved opnås bedre signal-støj forhold. Fortages en baggrundsmåling af den tilfældige støj, fås en støjkurve som er proportional med $t^{-1/2}$. Sammenlignes dette med signalet fra nyttefeltet, som er proportionalt med $t^{-5/2}$ kan man ikke længere bruge data når disse to kurver krydser hinanden, da signalet indeholder mere støj end signalet fra jordens respons. Et eksempel herpå er illustreret i Figur 22.



Figur 22 Sammenligning af baggrundstøj og data. Til senere tider vil støj være for stor til at man kan måle på nyttefeltet og data kan ikke længere anvendes (Kirsch, 2006)

Når der foretages målinger i feltet, skal man overveje at den transiente elektromagnetiske metode kobler til menneskeskabte installationer. Det skyldes, at der kan induceres strømme i installationer som, elhegn, kabler af metal, højspændingsledninger osv. Disse koblinger kan ødelægge data, så de må kasseres. Der skelnes mellem to slags koblinger. Der er det de kapacitive koblinger, som giver sig til kende ved at være et L-C-R kredsløb, som er nemme at genkende. Responset ses som en svingende amplitude, Figur 23 b). Der er også de galvaniske koblinger, som er karakteristisk ved at være et L-R kredsløb. Disse er svære at identificere, fordi hele sonderingskurven er skiftet. Responset herfra ses som eksponentielt faldende med tiden, Figur 23 a) (Kirsch, 2006).



Figur 23 Data fra henholdsvis galvaniske (a og c) og kapacitive (b og d) koblinger.(Kirsch, 2006)

4.3 IP effekter på tidsdomæne elektromagnetisk data

Den traditionelle model for henfaldet af det elektromagnetiske felt fra en TEM måling kompliceres hvis det undersøgte område har tendens til polarisationseffekter. Disse effekter opstår f.eks. når et eller flere lag i undergrunden indeholder ladede ioner. I det tidligere afsnit om induceret polarisation blev der gennemgået tilfældet hvor strøm sendes direkte ned i undergrunden gennem metalspyd. I tilfældet med TEM målingen er der ingen galvanisk kontakt mellem jorden og opstillingen. Alt strømmen må derfor blive induceret gennem udbredelsen af det magnetiske felt.

Efter strømmen i sender spolen afbrydes, vil der induceres strømme i undergrunden. Hvis undergrunden indeholder materialer med frie ioner vil der induceres strøm som resultere i en transport af ionerne i strømmens retning. Det sekundære felt, som opfanges i modtager spolen, vil derfor være større end hvis der ikke var nogen IP effekt. På et tidspunkt vil ionerne ophobe sig ved grænserne mellem to områder med forskellig ion mobilitet. Når dette stadige er opnået vil de ikke længere bidrage til feltet i modtager spolen. Når feltet fra sender spolen er henfaldet til et niveau, hvor det ikke længere er muligt at opretholde den nye ligevægtstilstand, vil ionerne falde tilbage til deres udgangsposition. Dette vil resultere i en ladningsvanding, der bevæger sig i den modsatte retning i forholdt til den inducerede strøm. Til dette punkt vil strømmen i modtager spolen skifte fortegn, da systemet nu er domineret af responset fra IP effekten og signalet fra den inducerede strøm er ubetydelig. Dette vil resultere i et signal, som det der kan ses i Figur 25

Disse effekter blev observeret ved flere af TEM målingerne der blev udført i forbindelse med denne rapport.

Fortegnes skiftet på TEM data kan produceres syntetisk ved numeriske beregninger, f.eks. er Cole-cole modellen ofte anvendt i forbindelse med forward modellering. For at undersøge den teoretiske effekt af det forventede IP signal fra området er der blevet udført en række forward beregninger på en lagdelt jord der har den samme geologiske opbygning som man vil forvente for området. Den komplekse resistivitet for Cole-cole modellen er givet ved:

$$\rho^* = \rho_0 \left(1 - m \left(1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right) \quad (24)$$

Hvor ρ_0 er resistiviteten for en jævnstrøm, ω er frekvensen, m er opladningsevnen, τ er IP tidskonstanten, og c beskriver variationen af fasen med hensyn til frekvensen.

På Figur 25 ses et data sæt for en TEM sondering ved boring B78018 hvor der optræder IP effekter. Ud fra denne boring er fundet tykkelserne til en fire lagsmodel. Tilsvarende er resistiviteter bestemt fra MEP udlægget ved Airport02 og Airport01. Der er lavet forward modeller for to forskellige geologiske områder. Fælles for dem er, at IP effekterne er moduleret i henholdsvis 1., 2., 3. og 4. lag. Modellen for boringen kaldes FM1 (forward model 1) og kan ses i Figur 26. I Figur 27 ses den standardiseret model for de geofysiske parametre som ses i Figur 3. Denne kaldes FM2.

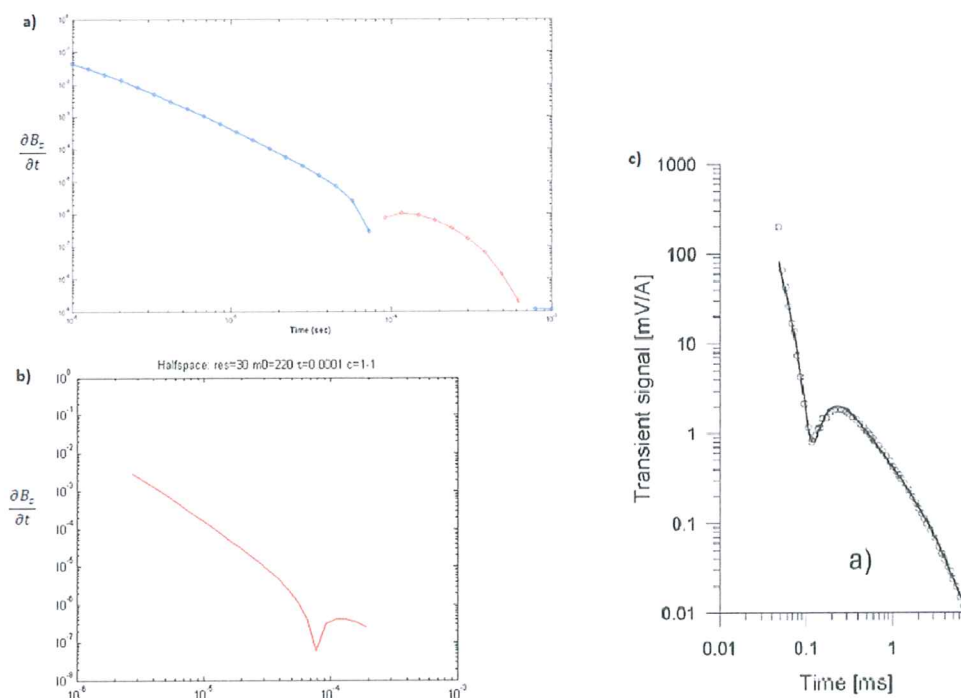
Validering af TEM IP forward model kode

For at få et idé om hvordan TEM data med IP effekter vil se ud i data, kan der laves en vifte af forward modeller over de geofysiske parametre, der er repræsentative for området. For at kunne producere disse forward modeller er der i samarbejde med Hydrogeofysik gruppen fra Århus universitet blevet udviklet en udvidelse til det eksisterende modulering og inversionsprogram EM1DINV, som kunne producere disse responser. Denne kode er relativ ny og skal derfor forinden valideres mod eksisterende kode. Til dette formål benyttes CR1DMOD, som anvendes ved centeret for arktisk teknologi ved DTU (Ingeman Nielsen et al.,2004). Til validering anvendes modellen fra (Kozhevnikov et al.,2006), på denne måde opnås større sikkerhed for anvendelsen af de forskellige forward koder.

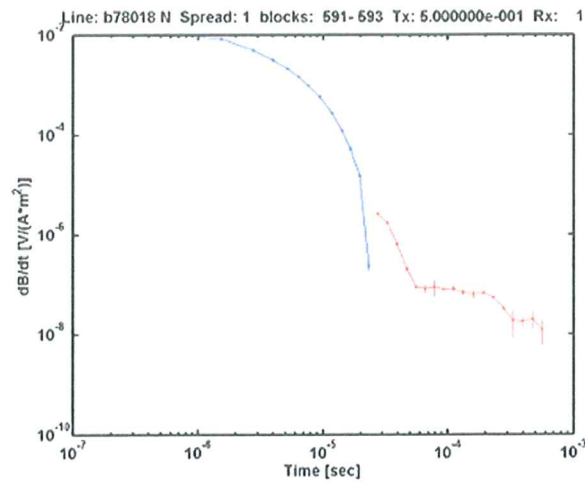
IP effekten er placeret i første lag og de anvendte geofysiske og Cole-cole er:

Lag 1	Lag 2	Lag 3	Lag 4
$h1 = 41 \text{ m}$	$h2 = 130 \text{ m}$	$h3 = 152 \text{ m}$	$\rho4 = 73 \Omega\text{m}$
$\rho1 = 30 \Omega\text{m}$	$\rho2 = 500 \Omega\text{m}$	$\rho3 = 11,5 \Omega\text{m}$	
$m1 = 220 \text{ mV/V}$			
$\tau1 = 100 \cdot 10^{-6}$			
$c1 = 1$			

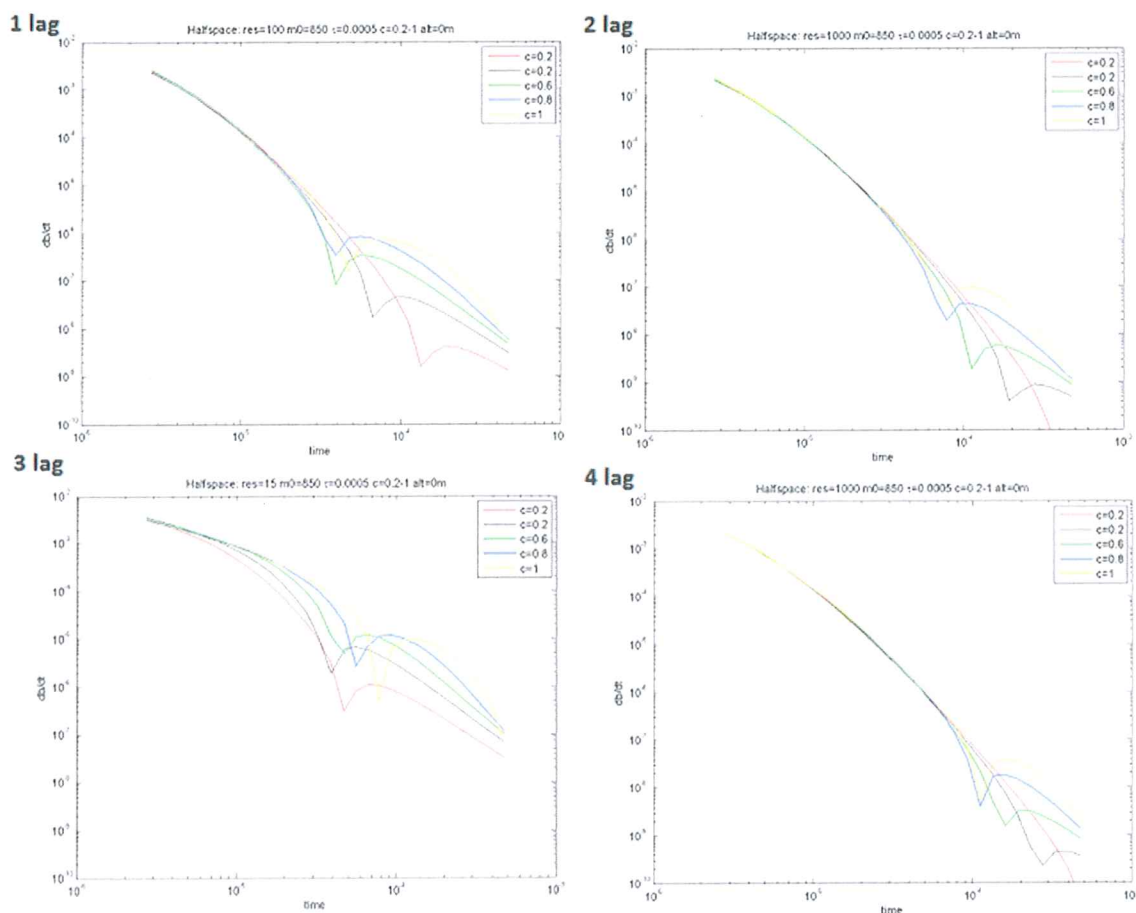
Tabel 1 Modelparametre fra artiklen (Kozhevnikov et al.,2006). Der er IP effekt i 1 lag



Figur 24 a) er forward responset fra CR1DMOD, b) er responset fra EM1DINV og c) er Kozhevnikov resultat. De forwards beregninger vi har kørt med CR1DMOD og EM1DINV giver til sammenligning det samme respons. Dette er også konsistent med Kozhevnikov. Responset har sammen størrelse og komme næsten til samme tid. De små forskelle kunne skyldes, at forskellige bølgeformer kan være brugt i forward koden



Figur 25 TEM data fra sondering ved boring B78018. På denne sondering ses at der kommer et fortegnsskifte i det modtagne signal. Dette fortegnsskifte skyldes formentlig IP effekter.

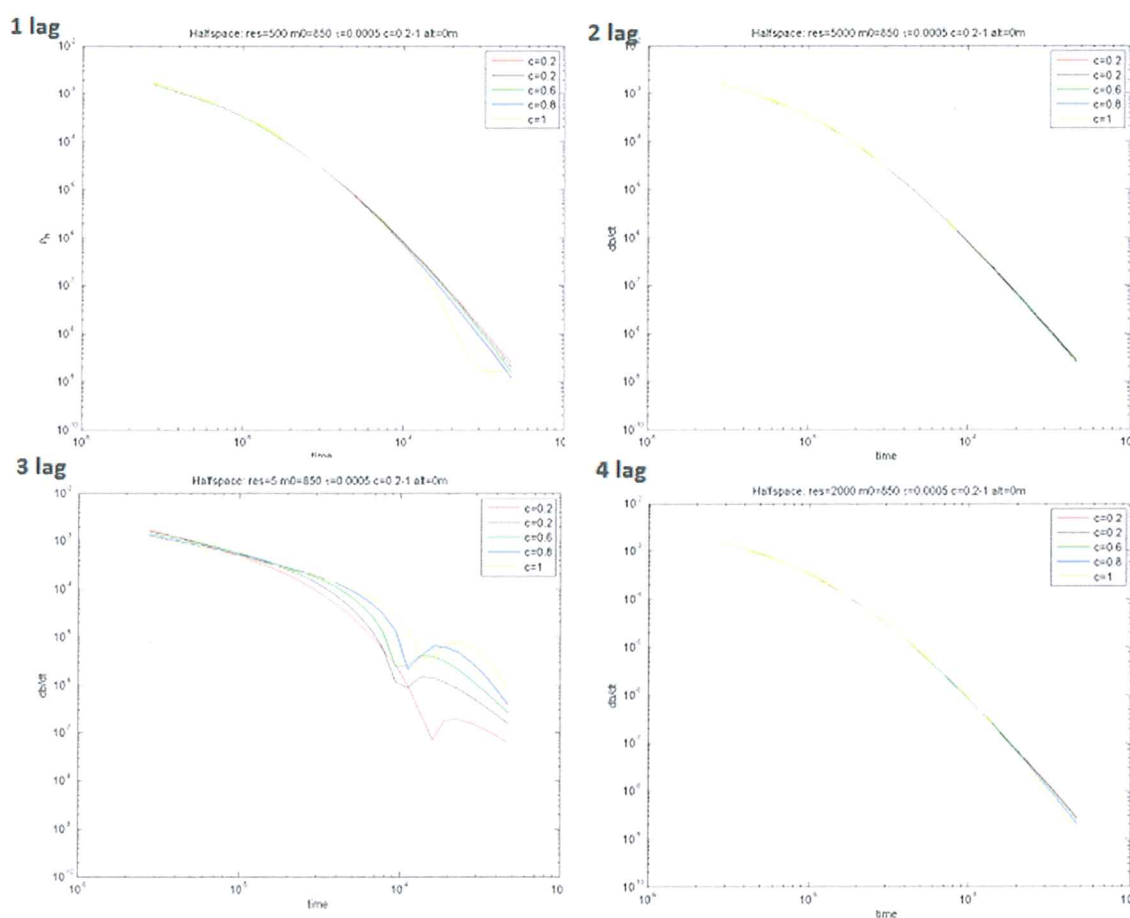


Figur 26 Illustrationer fra FM1. På x-aksen er vist tiden i intervallet $10^{-6} - 10^{-3}$ s. På y-aksen er vist db/dt i intervallet $10^{-2} - 10^{-10}$ tesla/s. Af dette ser vi resultatet for de fire forward beregninger med IP effekter i henholdsvis 1., 2., 3. og 4. Lag. $m=850$, $\tau=0.0005$ og c varierer fra 0,2-1 og er plottet med forskellige farver

Lag 1	Lag 2	Lag 3	Lag 4
$h1 = 0.7 \text{ m}$	$h2 = 2.3 \text{ m}$	$h3 = 7.5 \text{ m}$	$\rho4 = 1000 \Omega\text{m}$
$\rho1 = 100 \Omega\text{m}$	$\rho2 = 1000 \Omega\text{m}$	$\rho3 = 15 \Omega\text{m}$	

Tabel 2 I tabellen ses resistiviteter og dybder for FM1 til de respektive lag. Fælles for modellerne er følgende parametre $m1 = 850 \text{ mV/V}$ $\tau1 = 0.005$ $c1 = 0.2 - 1$. IP effekten flyttes fra hhv. 1-4 lag, og ses på Figur 26

I FM1 har lagene tykkelserne 0,7 meter, 2,3 meter og 7,5 meter og resistiviteter på 100, 1000, 15 og 1000 ohmmeter (Tabel 2). Med FM1 er der lavet en række forward modeller med forskellige Cole-cole parameter. Den kombination af Cole-cole parametre der matcher de målte TEM data bedst (Figur 25), har $m=850$, $\tau=0.005$ og c varierer fra 0,2-1 og er plottet med forskellige farver.



Figur 27 Illustrationer fra FM2. På x-aksen er vist tiden i intervallet $10^{-6} - 10^{-3}$ s. På y-aksen er vist db/dt i intervallet $10^{-2} - 10^{-10}$ tesla/s. Af dette ser vi resultatet for de fire forward beregninger med IP effekter i henholdsvis 1., 2., 3 og 4. Lag. $m=850$, $\tau=0.005$ og c varierer fra 0,2-1 og er plottet med forskellige farver.

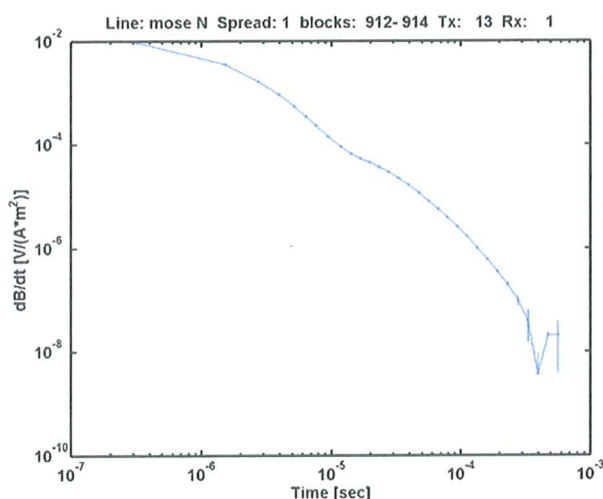
Lag 1	Lag 2	Lag 3	Lag 4
$h1 = 1 \text{ m}$	$h2 = 3 \text{ m}$	$h3 = 7 \text{ m}$	$\rho4 = 2000 \Omega\text{m}$
$\rho1 = 500 \Omega\text{m}$	$\rho2 = 5000 \Omega\text{m}$	$\rho3 = 5 \Omega\text{m}$	

Tabel 3 I tabellen ses resistiviteter og dybder for FM2 til de respektive lag. Fælles for modellerne er følgende parametre $m1 = 850 \text{ mV/V}$ $\tau1 = 0.005$ $c1 = 0.2 - 1$. IP effekten flyttes fra hhv. 1-4 lag, og ses på Figur 27

I FM2 har lagende tykkelserne 1, 3 og 7 meter og resistiviteter på 500, 5000, 5 og 2000 ohmmeter (Tabel 3). Med FM2 er der lavet en række forward modeller med forskellige Cole-cole parameter. Den kombination af Cole-cole parametre der matcher de målte TEM data bedst (Figur 26) er $m=850$, $\tau=0.005$ og c varierer fra 0,2-1 og er plottet med forskellige farver.

Ud fra disse forwards beregninger er det ikke muligt at give et entydigt svar på i hvilket lag IP effekterne har sin oprindelse. Det har ikke været muligt, at konstruere modeller, der viser fortegnsskiftet til de tidlige tider som de målte data viser. De værdier for opladningsevnen der er anvendt, er næsten en faktor 20 større end hvad man kan observere på lossepladser, der generelt har en høj opladningsevne. Den høje opladningsevne kan eventuelt godt beskrives af geologiske strukturer, der har et højt indhold af jern eller andre mineraler, som besidder en stor opladningsevne. Det man kan se er, at lag med lav resistivitet har tendens til at generere de største IP effekter, men at jordmodels generelle opbygning har stor betydning for det responset der ses i forward modellerne.

Det teoretiske respons der kommer tættest på det målte er når effekten placeres i det salinelag. Det ville ikke forventes, at det salinelag skulle udvise en så høj opladningsevne. På baggrund af forward beregningerne må det derfor konkluderes, at modellen enten ikke beskriver den faktiske geologi i området eller at det observerede respons ikke skyldes IP effekter. En mulig forklaring kunne være, at IP effekterne i området ikke er lagdelte men præget af 3D effekter. Det viste data sæt for TEM sonderingen er fortaget relativt tæt på blottede grundfjeld. Til at underbygge denne teori kan inddrages resultaterne fra (Flis, 1989). Artiklen omhandler IP effekter på TEM data fra en begravet 3D struktur. På nogle af de observerede data ses et såkaldt crossover. Dette er når TEM responset har et lille lokalt minimum til tidlige tider. Det har ikke været muligt at genskabe denne effekt på nogle af de teoretiske responser. I (Flis, 1989) har de været i stand til at skabe et syntetisk respons med crossover effekt. En mulig forklaring op hvorfor de har kunne genskabe den, når det ikke har været muligt med den anvendte model kan være 3D effekter. Et sådan anomal forløb kan ses i Figur 28. Det kunne være en jernåre der gav anledning til effekten på de målte data. Denne konklusion underbygges af, at der i området var et fremspring af klippe med et stort indhold af jern.

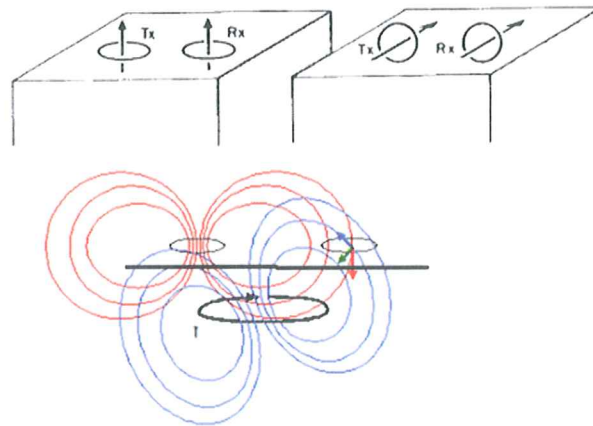


Figur 28 Data fra TEM måling fra Mose04

Der blev af samme grund indsamlet stenprøver i området hvor effekterne blev observeret. Prøverne er stadig under behandling og derfor forelægger der på nuværende tidspunkt ikke nogen resultater, som kan underbygge denne formodning.

4.4 Ground Conductivity Meter (GCM)

Ved anvendelse af TEM arbejdes der i tidsdomænet. Når man arbejder med en GCM arbejder man i frekvens domænet. Dvs. at man i en sender spole (Tx) udsender et konstant elektromagnetisk signal med diskrete frekvenser, som varierer i tiden. Jordlagen vil respondere på samme måde som ved en TEM måling. Fordi det elektromagnetiske signal der sendes ud er svingende, vil der induceres strømme i jorden. Det udsendte signal kaldes primærfeltet. Den strøm der induceres i jorden, vil generere et magnetisk felt der kaldes det sekundære feltet. Man kan derfor måle det primærfelt samt sekundærfeltet i en modtager spole (Rx). Der vil være en lille faseskifte mellem det primær og sekundære felt qua induktionseffekter. Der måles på både den horisontale og vertikale komponent af jordresponsen. Dette gøres fordi man ved at der er forskel i jordlagens respons i de to forskellige retninger. (Kirsch, 2006) se Figur 29.



Figur 29 Principskema for GCM. Øverste ses henholdsvis den horisontale og vertikale koplans konfiguration. Nederst ses primærfeltet i rød og det sekundære felt fra jorden i blå. (GEM2 feltguide, TIN)

Responsen som måles i modtagerspølen indeholder to komponenter, $H_p + H_s$, som er det primær- og sekundærfelt

$$Respons = \frac{H_p + H_s}{H_p} = 1 + \frac{H_s}{H_p} \quad (25)$$

Hvis man kender H_p kan man finde den tilsyneladende konduktivitet, σ_a , på følgende måde (TIN, GCM, 2009).

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega \mu_0 r^2} \text{Im} \left(1 + \frac{H_s}{H_p} \right) \quad (26)$$

4.4.1 GCM metoden

Ved GCM anvendes ofte et slimgram system. Med slingrammen er det muligt at kortlægge variationer i jordens tilsyneladende specifikke modstand. Som for TEM metoden antages at de inducerede strømme er horisontale.

Indtrængningsdybden er karakteriseret ved skinddybden. Skinddybden er defineret til dybden, hvor amplituden af det sendte signal er aftaget med en faktor e^1 .

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\sigma\omega\mu}} \quad (27)$$

Hvor ω er vinkelfrekvensen, $\omega = 2\pi f$, σ er konduktiviteten og μ er den magnetiske permeabilitet.

Konduktiviteten kan omskrives til en resistivitet på følgende måde, og som tommelfingerregel kan man få et simplere udtryk for skinddybden.

$$\rho = \frac{1}{\sigma} \quad \delta = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (28)$$

For en lagdelt jord vil den målte konduktivitet være en vægtet middel af konduktiviteten af alle lagene, hvori der induceres strømme.

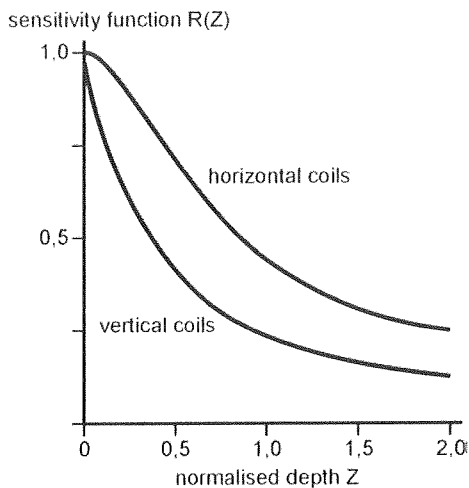
Ved at se på de integrerede følsomhedsfunktioner for en horisontal og vertikal sende-modtagerspole konfiguration, kan man finde ud af hvor meget de enkelt lag bidrager ved en måling som en funktion af dybden.

$$R_H(Z) = \frac{1}{\sqrt{4 \cdot Z^2 + 1}} \quad (29)$$

$$R_V(Z) = \sqrt{4 \cdot Z^2 + 1} - 2 \cdot Z \quad (30)$$

$$Z = \frac{d}{s} \quad (31)$$

Hvor $R_H(Z)$ er for en horisontal spolekonfiguration og $R_V(Z)$ for en vertikal spolekonfiguration. Z er den normaliseret dybde, s er sender modtager spole afstande og d er dybden til det bidragende lag. Et plot af disse funktioner er vist i Figur 30



Figur 30 Plot af integrerede følsomhedsfunktioner for horisontale og vertikale spolekonfigurationer. Z er den normaliseret dybde mht. sender-modtager afstanden. (Kirsch, 2006)

For en lagdelt jord med konduktivitet σ_i og tilhørende normaliserede dybder $Z_{i,}$, vil den tilsyneladende konduktivitet være givet som:

$$\sigma_a = \sigma_1[1 - R(Z_1)] + \sigma_2[R(Z_2) - R(Z_1)] \dots + \sigma_n R(Z_{n-1}) \quad (32)$$

Ved at kombinere den målte tilsyneladende konduktivitet fås fra ligning (26), at det er muligt at finde de ukendte parametre i ligning (32), (Kirsch, 2006).

Indsamling af Data

På grund af nære sammenhæng mellem GCM og TEM systemer kan disse i visse tilfælde benyttes, som en erstatning for TEM sonderinger. Fordelen ved at anvende GCM metoden er, at det er meget hurtigere at indsamle data på denne måde. Til sammenligning tog det to mand flere dage, at lave TEM sonderinger i interesseområdet, mens GCM målingerne blev udført på en formiddag af en mand. Det ville derfor både være en økonomisk og tidsmæssig fordel, hvis denne metode giver resultater tilsvarende til TEM.

For at få dannet et ordentligt sammenligningsgrundlag mellem TEM og GCM målingerne blev der udført både TEM og GCM sonderinger for hver 20 m på Mose04 og GCM for hver 20 meter på Airport01. Derudover blev der også udført GCM målinger ved de tre sonderingsområder (Mose01, Mose02 og Mose03) og ved boring B78061. Ved hver af disse positioner er der både udført en måling hvor instrumentet lå horisontalt og stod vertikalt på positionen. Disse to geometrier betyder, at både den horisontale og vertikale følsomhedsfunktion kan benyttes til inversionen på hvert punkt. Dette giver en bedre opløsning af parametrene af den geologiske model.

Instrumentet blev indstillet til, at indsamle 20 frekvenser logaritmisk fordelt fra 1025 Hz til 60025 Hz.

Geophex GEM-2 Instrumentet

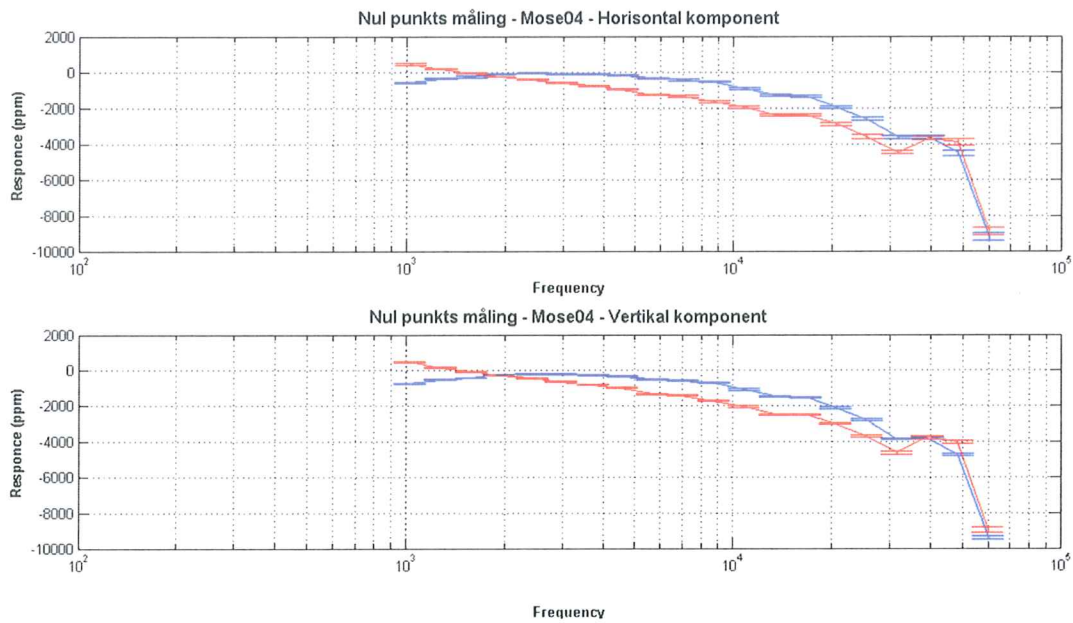
GEM-2 GCM instrumentet udviklet af Geophex er blevet benyttet til alle målingerne i interesseområderne. Instrumentet består af en rektangulær planke, den såkaldte ski, med to horisontale koplancer spoler placeret i hver ende af instrumentet. Derudover har instrumentet også en såkaldt bucking spole, som benyttes til at fjerne signalet fra det primære felt i modtager spolen.

For at kunne udsende det store antal forskellige frekvenser kombineres disse til en kompleks bølgeform, der indeholde alle frekvenserne. Dette gøres ved at danne en såkaldt bit-stream. Instrumentet måler derefter responset i modtager spolen, som et tidsdomæne respons. For at udtrække real og imaginærdelen af bølgeformen foretages en foldning mellem tidsserien og en række sinus og cosinus for hver udsendt frekvens. Efter foldningen omregnes signalet til parts-per-million (ppm) gennem følgende udtryk

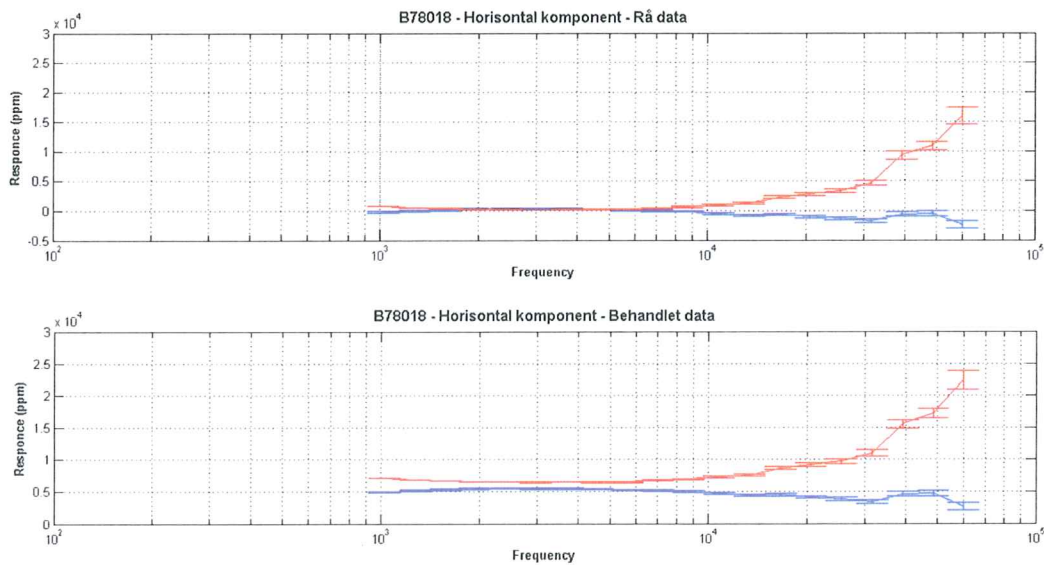
$$ppm = 10^6 \times \frac{\text{sekundært magnetisk felt i modtager spolen}}{\text{primært magnetisk felt i modtager spolen}} \quad (33)$$

Resultatet af målingerne er størrelsen af henholdsvis den reale og imaginære komponent i ppm.

Når man arbejder med instrumenter der måler i frekvensdomænet er det essentielt, at instrumentet er kalibreret korrekt. For at opnå en ordentlig kalibrering af GEM-2 instrumentet placeres først en ferrit kerne foran på instrumentet. Denne sikre en god kalibrering af fasen. Dernæst kalibreres amplituden med en såkaldt Q-spole. Den sidste del af kalibreringsprocessen består i at bestemme et passende nul niveau. Dette gøres ved at placerer instrumentet i 6-10 m højde. Ved at placerer instrumentet i denne højde formindskes responset fra jorden så meget, at det eneste man vil måle er baggrundsstøj fra instrumentet. Dette signal kan så efterfølgende trækkes fra det målte respons ved jord overfladen, som beskrevet i (Mitsuhata, 2009). For at kunne skaffe instrumentet så højt op i luften benyttes samme metode, som beskrevet i (Mitsuhata, 2009), hvor instrumentet placeres vertikalt i toppen af et 5 m høj plastisk rør. Under målingerne af de lange profiler (Airport01 og Mose04) blev der udført kalibreringer ved 0m, 200m og 400m. Det samlede nul punkts kalibrering bestemmes som middelværdien af disse tre kalibreringer for hvert profil.



Figur 31 Nul punkts målinger udført langs Mose04. Datapunkterne er middelværdien af de udførte målinger ved 0 m, 200 m og 400 m. Den blå linje er real delen og rød er den imaginære komponent.



Figur 32 Øverst ses det rå data målt 100 m inde af Airport01 profilet (Tæt ved boring B78018). Nederst ses det samme datasæt efter kalibreringen er blevet trukket fra målingerne. Den blå linje er real delen og rød er den imaginære komponent.

4.4.2 Modelanalyse

Ved at antage den generelle model for området, der er blevet præsenteret i Figur 3, kan et forward respons for GCM instrumentet beregnes for både den horisontale og vertikale geometri. Dette gøres på basis af den generelle geologiske og geofysiske model, samt de frekvenser, som det faktiske system har målt ved. Disse syntetiske responser kan efterfølgende benyttes til at foretage en analyse af modellen. På baggrund af denne analyse kan metodens relevans for at opløse modellens parametre bestemmes. Som mål for hvor

godt metoden kan opløse parametrene benyttes standart afvigelsen af parametrene. For parameteren p beregnes denne som,

$$STD_p = \exp\left(\sqrt{cov(p,p)}\right) - 1 \quad (34)$$

Hvor $cov(p,p)$ er covariancen af den p'te parametre i covariance matricen (EM1DINV manual, HGG 2008). For at danne et ordentligt sammenligningsgrundlag mellem de forward beregninger, der er udført i EM1DINV og de inversioner, der er foretaget i SEMDI, angives standart afvigelse i det følgende som

$$STD_p = \exp\left(\sqrt{cov(p,p)}\right) \quad (35)$$

Da det er denne måde SEMDI angiver standart afvigelse på.

I det følgende analyseres der udelukkende på syntetisk data uden støj. Dette gøres dels for at undersøge opløseligheden i det optimale tilfælde og fordi funktionen til at danne syntetisk støj i moduleringsprogrammet EM1DINV har vist sig, at give visse problemer.

Horisontal koplener

Lag	STD Res	STD Tyk	STD Dyb
Aktivlag	-	-	-
Permafrost	-	-	3.67
Salin	2.11	6.08	9.58
Grundfjeld	-	-	-

Tabel 4 Model analyse for den horisontale konfiguration af GCM instrumentet.

Tabel 4 viser resultatet af analysen for den horisontale komponent alene. Her ses, at alle parametrene faktisk er fuldstændig ubestemte. Den eneste parameter der kommer tæt på at være bestemt er resistiviteten af tredje lag. Pga. resistivitetsens lave værdi vil små ændringer i denne give en stor forskel på responset. Denne parameter er derfor også i realiteten ubestemt.

Vertikal koplener

Lag	STD Res	STD Tyk	STD Dyb
Aktivlag	-	-	-
Permafrost	-	-	2.92
Salin	1.66	3.29	7.6
Grundfjeld	-	-	-

Tabel 5 Model analyse for den vertikale konfiguration af GCM instrumentet.

For den vertikale opstilling ses en lidt anden tendens end for den horisontale. Parametrene er generelt bedre bestemt. De fleste parametre er dog stadig ubestemte, men resistiviteten af det saline lag har nu en usikkerhed på 1.66.

Sammentolkning af horisontal og vertikal geometri

Lag	STD Res	STD Tyk	STD Dyb
Aktivlag	-	-	-
Permafrost	-	-	2.54
Salin	1.5	2.95	6.27
Grundfjeld	-	-	-

Tabel 6 Model analyse for både den horisontale og vertikale konfiguration af GCM instrumentet.

Hvis der produceres et forward respons for både den horisontale og vertikale konfiguration og begge datasæt analyseres sammen opnås resultatet som set i Tabel 6. Her ses, at resistiviteten af det saline lag nu er lidt bedre bestemt. Den parameter, der er interessant for disse undersøgelser, (dybden til bunden af permafrosten) er stadig til en vis grad ubestemt. Modellen sætter denne grænse til 5 m hvilket betyder, at den vil kunne variere dybden meget når standart afgivelsen er på 2,54.

Disse resultater er selvfølgelig kun for GCM inversionen og tager ikke højde for muligheden, at sammentolke med geoelektrik. Det giver umiddelbart en idé om hvilke parametrene der vil kunne opløses og til hvilken grad.

For at få en idé omkring hvordan de syntetiske GCM målinger vil opløse parametrene i forholdt til en TEM sondering, er et teoretisk data sæt for en TEM sondering på samme model blevet produceret. Opstillingen er tilsvarende den der blev benyttet for NanoTEM instrumentet. I forward beregningen er der ikke taget højde for hverken den præcise bølgeform af NanoTEM instrumentet eller de filtre der er påført de målte data. Grunden til at dette ikke er gjort er fordi disse parametre ikke kendes. Beregningerne er derfor udført med en impuls bølgeform og uden nogle filtre. Dette er også den måde de målte TEM data er blevet inverteret.

Lag	STD Res	STD Tyk	STD Dyb
Aktivlag	-	-	-
Permafrost	-	-	2.25
Salin	1.08	2.16	-
Grundfjeld	3.05	-	-

Tabel 7 Model analyse af TEM instrumentet for samme model, som de ovenstående analyser.

Her ses, at TEM responset ikke opløser laggrænsen meget bedre end GCM responset. Det samme gælder for tykkelsen af det saline lag. TEM er derimod i stand til at give en meget præcis værdi er resistiviteten af

det saline lag. Den foreslår også en standart afvigelse på resistiviteten af grundfjeldet, men da denne forventes at være over 2000 Ωm er parameteren i praktisk forstand ubestemt.

Disse estimater af de forskellige parametre er sammenlignelig med dem, der observeres ved Mose01, Mose02 og Mose03, når der kun inverteres TEM data. Det forventes derfor, at størrelserne ikke er helt forkerte. Analysen bestemmer imidlertid, at dybden af det salinelag er fuldstændig ubestemt, hvilket ikke er tilfældet i de faktiske målinger og ikke er hvad man ville forvente fra teorien. Det forventes derfor, at være en vis sandhed af parametrene i Tabel 7, men også at de ikke beskriver det observerede til fulde.

På baggrund af sammenhængen mellem analyserne af TEM og GCM responserne ville det forventes, at GCM instrumentet vil kunne opløse bunden af permafrosten til en grad som er sammenligning med TEM sondering. Det skal imidlertid huskes, at disse værdier er beregnet ud fra støjfri data og at støj signalet på henholdsvis TEM og GCM data ikke er ens. Så i visse områder kan det ene instrument stadig have en bedre opløsningsevne end det andet og vice versa.

Realistiske data

En måde at bedømme kvaliteten af GCM data, er ved at udregne et forward respons ud fra kendskab til den geologiske struktur i interesseområdet. Denne viden kendes til dels fra boringer og resultaterne fra de andre anvendte metoder. Med denne information beregnes et teoretiske respons, der viser hvad man ville måle hvis instrumentet faktisk målte på den teoretiske model. Ved at sammenholde dette respons med de målte data kan man få en idé om datakvaliteten.

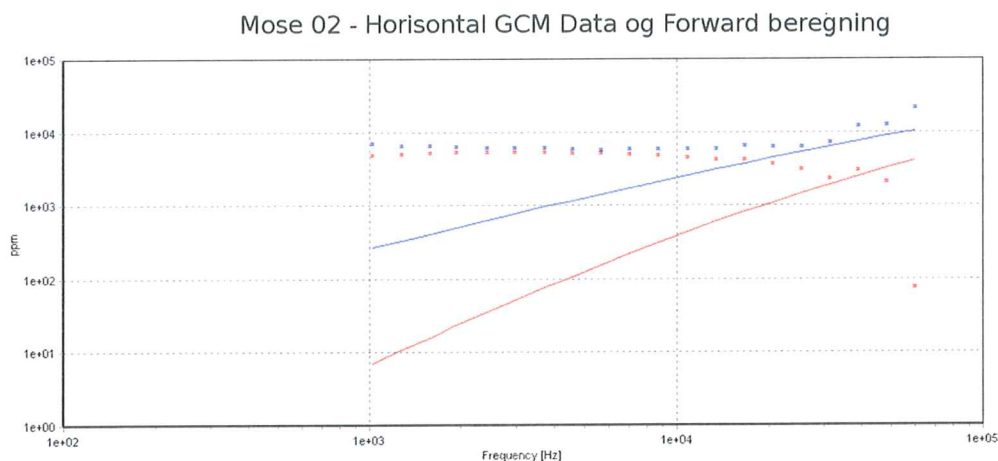
Mose02

For at genskabe det geologiske miljø bedst er der udvalgt modeller der beskriver området omkring Mose02. Modellen bestemt ved Mose02 er baseret på de geofysiske inversioner der er udført på sonderingen. Disse ses på Figur 70 For området er følgende model bestemt

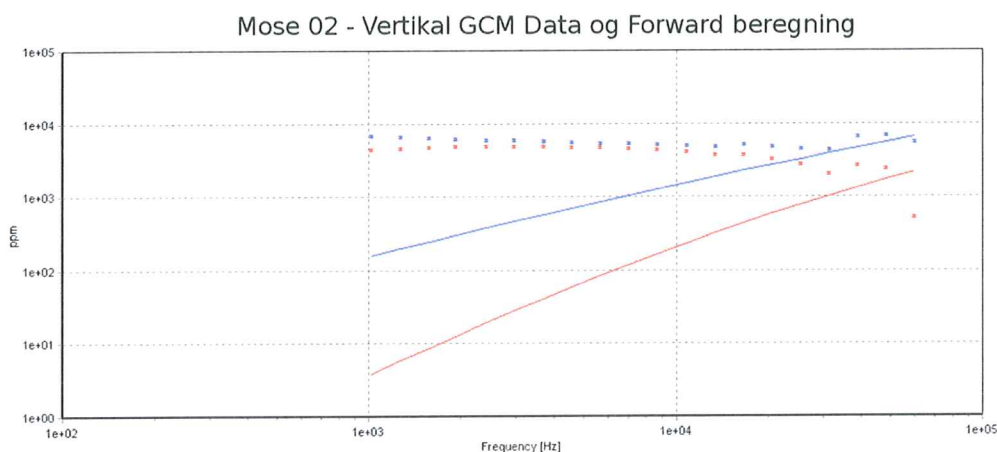
Lag	Restivitet ($\Omega\cdot\text{m}$)	Tykkelse (m)	Dybte (m)
Aktivlag	150	0.5	0.5
Permafrost	4000	1	1.5
Salin	10	10	11.5
Grundfjeld	1000	-	-

Tabel 8 Geofysisk model for Mose02.

Ud fra overstående model produceres en forward modeller for de indsamlede GCM data.



Figur 33 Indsamlet GCM data (rød: real og blå: imaginær komponent) fra Mose02 for den horisontale co-planer geometri. Punkterne er data og de fuldt optrukne linjer er det beregnede forward respons.



Figur 34 Indsamlet GCM data (rød: real og blå: imaginær komponent) fra Mose02 for den vertikale co-planer geometri. Punkterne er data og de fuldt optrukne linjer er det beregnede forward respons.

På Figur 33 og 34 ses en meget dårlig overensstemmelse mellem de målte data og det teoretiske respons. Dette tyder enten på, at den geologiske model er forkert eller at de målte data er behæftet med fejl. Den geofysiske model underbygges af målingerne udført ved 210 m på Mose04, der ligger ca. 20 m fra Mose02 sonderingen. Det antages derfor, at denne model beskriver geologien i området til en tilfredsstillende grad. Det må derfor antages, at der for GCM målingerne ved Mose02 er fejl på data. Disse fejl kan enten skyldes en dårlig kalibrering eller en fejl i instrumentet. Alle data taget i området langs Mose04 profilet udviser den samme flade tendens med et svagt udslag ved høje frekvenser. Der må derfor konstateres, at det ikke kun er en fejlmåling ved Mose02 der giver anledning til den meget dårlige overensstemmelse.

Boring - B78018

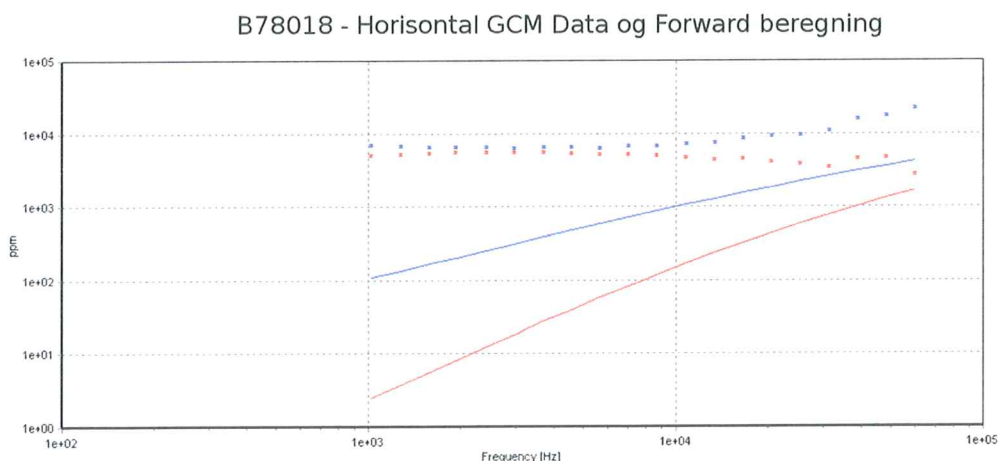
Udover målingerne ved Mose02 og på Mose04 profilet blev der også udført GCM målinger langs Airport01 profilet. I dette område kunne TEM målingerne ikke benyttes pga. IP effekter og det er derfor vigtigt, at undersøge om GCM instrumentet ser samme effekter. Airport01 profilet er lagt gennem boringen B78018, der ligger 110 m inde på profilet. Der er udført GCM målinger ved 100 m og 120 m, men desværre ikke direkte oven på boringen. Da geologien ikke forventes, at ændre sig drastisk indenfor 10 m og de to målinger ligne hinanden meget benyttes målingen ved 100 m til den følgende analyse.

Ud fra informationen fra borerapporten er tykkelserne af de forskellige lag bestemt. Et skøn for resistiviteterne er bestemt ud fra de geoelektriske 2D inversioner, der er udført på det lange Airport01 og det korte Airport02 profil. Her er Airport02 brugt til, at bestemme resistiviteten af de øverste lag, mens Airport01 er benyttet til at bestemme resistiviteten af grundfjeldet. På basis af disse informationer er følgende geofysiske model opstillet.

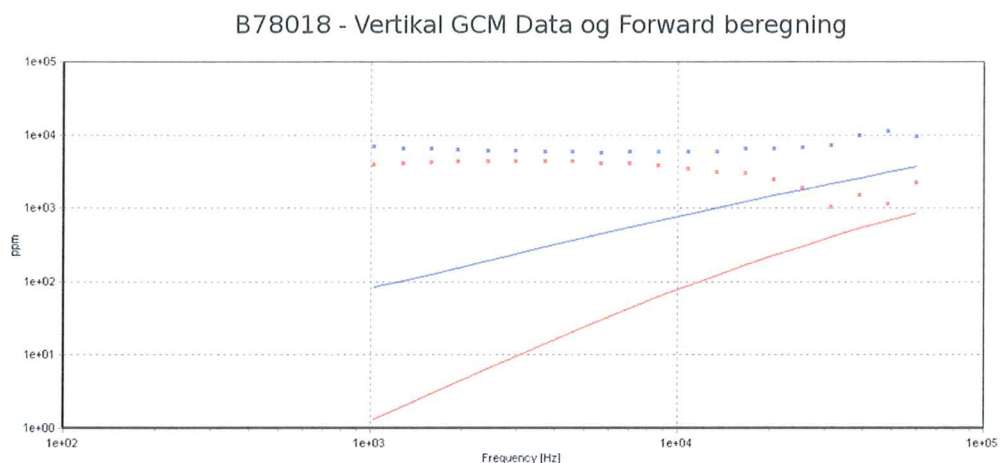
Lag	Restivitet ($\Omega\cdot m$)	Tykkelse (m)	Dybte (m)
Aktivlag	100	0.7	0.7
Permafrost	1000	2.3	3.0
Salin	15	7.5	10.5
Grundfjeld	1000	-	-

Tabel 9 Geofysisk model for området under boring B78018

Ud fra disse parametre er et passende forward respons bestemt Figur 35.



Figur 35 Indsamlet GCM data (rød:real og blå:imaginær komponent) fra 100 m på Airport01 (10 m fra B78018) for den horisontale koplener. Punkterne er data og de fuldt optrukne linjer er det beregnede forward respons.



Figur 36 Indsamlet GCM data (rød:real og blå:imaginær komponent) fra 100 m på Airport01 profilet (10 m fra B78018) for den vertikale koplancer geometri. Punkterne er data og de fuldt optrukne linjer er det beregnede forward respons.

I stil med målingerne fra Mose02 ses igen et meget dårligt sammenlignings grundlag mellem data og teoretisk model. Tilsvarende resultater ses langs resten af Airport01 profilet. Det tyder derfor på, at det ikke blot har været på Mose02 og Mose04 der har været fejl, men at der har været en gennemgående effekt.

Det skal også nævnes, at der ikke observeres nogen synderlig forskel i respons fra de indsamlede data i hele området. Hverken på størrelsen af responset eller formen af kurven ændres imellem målingerne. Hvis det meget anomale signal skyldes en kalibreringsfejl ville man muligvis forvente, at se et større udslag hvis der blev observeret IP effekter på GCM data. Da dette ikke er tilfældet efterlades to mulige konklusioner. **1)** Instrumentet måler faktisk et signal fra jorden, men pga. en dårlig kalibrering giver instrumentet ikke det korrekte signal, når der omregnes til ppm. Dette underbygges af kalibreringerne (Figur 31), der viser et betydeligt anderledes respons, når GCM fjernes fra jorden. Dette vil også betyde, at der ikke er IP effekter indenfor GCM opløsningsdybde (ca. 5-10 m). **2)** Der er en fejl med sender eller modtager spolen, som gør at instrumentet ikke sender det magnetfelt det skal eller at det ikke er i stand til at måle det korrekte respons.

Med udgangspunkt i forskellen mellem nul punkts målingerne og de målte data forventes konklusion 1, at være den rigtige.

For yderligere, at undersøge den dårlige overensstemmelse mellem de teoretiske og faktiske responser er der blevet beregnet en model suite. Denne er vedlagt som bilag 4. Ingen af de modeller, der er blevet beregnet i suiteen udviser samme tendens, som de målte data. Det antages derfor at være meget usandsynligt, at uoverensstemmelsen skyldes en forkert geofysisk model.

5 Ækvivalenser og anisotropi

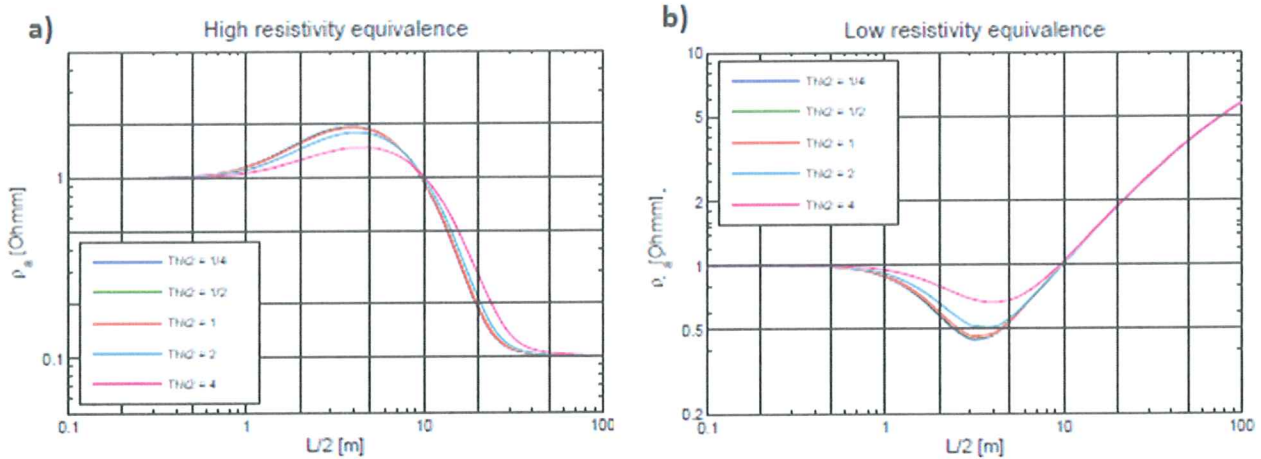
De geofysiske modeller af jordlagene der vil blive produceret, på baggrund af de målinger der er foretaget i Grønland, vil alle være ækvivalente med tilsvarende modeller der kan produceres inden for måleusikkerheden. Når data skal inverteres vil der være en risiko for at man kan få en serie af ækvivalente modeller for det samme data sæt. I nogle tilfælde vil meget forskellige modeller tilsvarende det samme data sæt, med stor usikkerhed på modelparameteren. I sådanne tilfælde har de forskellige modeller fået navn efter hvilken form for ækvivalens de er præget af.

5.1 Høj resistivitets ækvivalenser

Hvis man betragter en 3-lags model med følgende resistivitets fordeling $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$, se Figur 37 a). For disse modeller er produktet af tykkelsen og resistiviteten af 2. lag den samme, $\rho_2 \cdot d_2 = 8$. For små tykkelser er det ikke muligt at skille mellem de forskellige modeller, de er så at sige ækvivalente. Det er først når tykkelsen af 2. lag er dobbelt så tykt som første lag ($d_2 \geq 2 \cdot d_1$), at man kan skille en model fra de andre og bestemme resistivitet og tykkelse uafhængigt af hinanden. Resistansen ($T_i = \rho_i \cdot d_i$), er produktet mellem et lags resistivitet og tykkelse, kan derfor bestemmes nøjagtigt selvom begge parametre er dårligt bestemt (Christensen, 2008).

5.2 Lav resistivitets ækvivalenser

Hvis man betragter en 3-lags model med følgende resistivitets fordeling $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$, se Figur 37 b). For disse modeller er forholdet mellem tykkelsen og resistiviteten af 2. lag det samme, ($d_2/\rho_2 = 8$). For små tykkelser er det ikke muligt at skille mellem de forskellige modeller, de er så at sige ækvivalente. Det er først når tykkelsen af 2. lag er dobbelt så tykt som første lag ($d_2 \geq 2 \cdot d_1$), at man kan skille en model fra de andre og bestemme resistivitet og tykkelse uafhængigt af hinanden. Konduktansen ($S_i = d_i/\rho_i$), er produktet mellem et lags resistivitet og tykkelse, kan derfor bestemmes nøjagtigt selvom begge parametre er dårligt bestemt (Christensen, 2008).



Figur 37 Illustrationer af normaliseret ρ_a -model kurver for henholdsvis høj og lav resistivitets ækvivalens modeller. I a) ses at det først er muligt at skelle mellem de forskellige modeller når $d_2 \geq 2 \cdot d_1$. I b) er det ligeledes først muligt at skelle de individuelle modeller fra hinanden når $d_2 \geq 2 \cdot d_1$ (Christensen, 2008)

5.3 Anisotropi

Indtil videre har det været antaget at resistiviteten af de jordlag der arbejdes med er homogene og isotropiske. Det er i midlertidig ikke altid tilfældet ved rigtige målinger. I forbindelse med aflejring af ler kan disse deponeres på sådan en måde at strøm har sværere ved at bevæge sig i den vertikale retning end i den horisontale retning. I sådan et tilfælde kan man redefinere resistiviteten af et jordlag.

$$\lambda = \sqrt{\rho_v / \rho_h} \quad \rho_m = \sqrt{\rho_v \cdot \rho_h} \quad d' = \lambda \cdot d \quad (36)$$

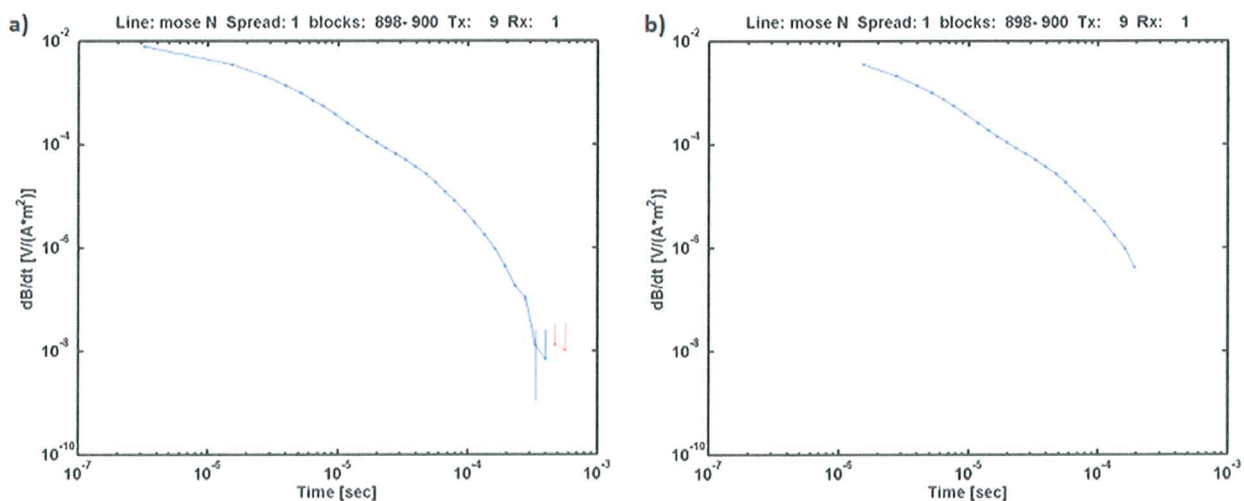
Hvor λ kaldes for anisotropi koefficienten, ρ_m for middelværdi resistiviteten, og hvor ρ_v er den vertikale resistivitet og ρ_h er den horisontale resistivitet.

Et anisotropisk lag med tykkelse d er ækvivalent med et lag der har resistivitet ρ_m og tykkelse d' , og disse to forskellige modeller vil producere præcis sammen kurve for ρ_a . Af dette ser vi at tykkelsen af et anisotropisk lag er altid vil blive overestimeret med en faktor λ (Christensen, 2008).

6 Processing

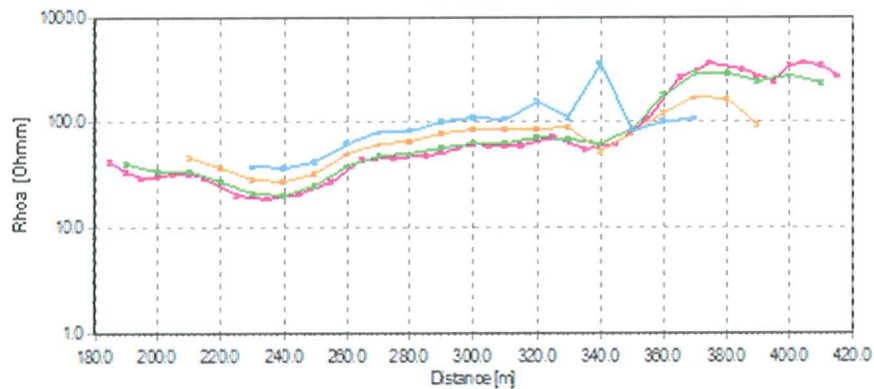
Ved processing skal det forstås at data klargøres til en inversion. Det der i praksis sker under en processing er, at data fra de enkelte metoder ses igennem for støj og dårlige målinger. Sommetider er det ikke muligt at processere data fra en måleserie i tilstrækkelig grad, eller data er præget af effekter der ikke giver mening af lave en inversion på og hele måleserien må forkastes. Dette forekommer f.eks. ved TEM målinger, hvor der optræder IP effekter på data. Hvis der er støj på data, fjernes disse datapunkter og datapunkter, der ikke følger den generelle tendens som et data sæt udviser.

I Figur 38 a) ses data fra en TEM måling. Det ses, at kurven for $\frac{dB}{dt}$ aftager pænt. Til sene tider er signaler $\frac{dB}{dt}$ for så svagt at man er kommet ned i støjen. Når der foretages en processing af TEM data fjernes det første datapunkt samt de sidste datapunkter, som man forventes er præget af støj. De processerede data ses i Figur 38 b)



Figur 38 I a) ses en data fra en TEM måling. Til sene tider ser vi at data er præget af støj. I b) ser vi resultatet efter en processing. Det første datapunkt er fjernet samt de sidste som er præget af støj.

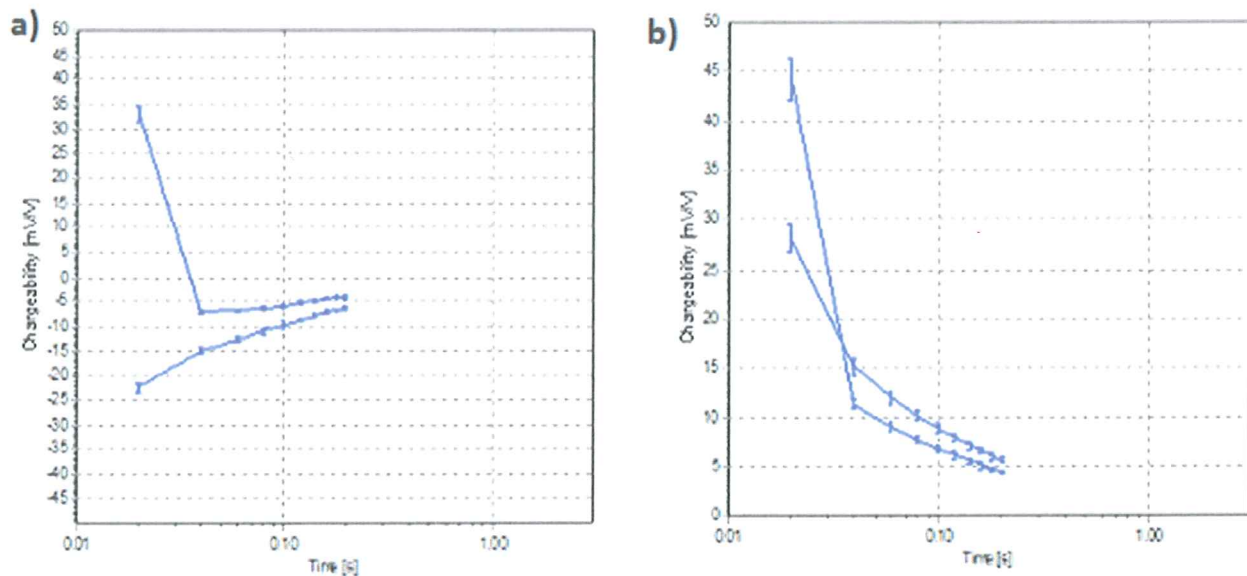
Ved et MEP udlæg ses et eksempel for ρ_a kurver i Figur 39. Alle kurverne følger samme tendens langs hele profilet. Ved 340 m, identificeres en anomali i forhold til tendens linjen. En sådan anomali bør fjernes fra data under processing.



Figur 39 Eksempler på ρ_a kurver fra et MEP udlæg. Hver kurve beskriver ændringer i rhoa langs en given dybde. Det ses hvordan to af kurverne fint følger en tendens hvorimod den blå kurve afviger fra denne tendens. Ved 340 m ses hvordan den får en meget højre værdi end de andre kurver. Sådant en anomali bliver processeret væk.

Ved IP målinger opfattes jorden, som en kapacitor. Derfor skulle den også gerne opføre sig på den måde. Det signal, der modtages i feltet, skal være en eksponentiel aftagende kurve, da det vides fra elektrodynamikken, at en kondensator aflader sit opladte potentiale på denne måde (Griffiths, 2008). Derfor gælder det om, at undersøge de målte data efter noget der ikke ligner en eksponentiel aftagende kurve og undersøge om punktet skal fjernes som støj eller kan forklares på anden vis.

På Figur 40a) ses eksempler på hvordan data ikke skal se ud. Den første kurve aflades fint til en start, men begynder så at oplades igen mod slutningen af tidsserien. Den anden kurve opfører sig slet ikke som en kapacitor. Denne aflades fra en negativ start værdi. De to figurer er eksempler på meget fejlagtigt data og det vil ikke være muligt, at tolke noget rigtig geologi ud fra disse målinger. Det kunne være forårsaget af at kun et kabel benyttes til at føre strøm- og modtagersignaler. Dette medfører, at der inducerer en strøm i det modsatte kabel pga. det magnetfelt, der opstår når strømmen udsendes. Det forventes, at undergrunden vil aflade når potentialet fjernes, men her sker det modsatte, hvilket betyder, at noget stadig tilfører spænding selv efter apparaturet er stoppet med at sende. Det er derfor vigtigt, at undersøge de målte kurver for undgå denne støj. I Figur 40b) ses to kurver, som er et fint eksempel på godt data. Kurven aftager på den måde det forventes fra teorien og det er muligt at bestemme det samlede potentiale, som integralet under kurven. Når man ønsker at bestemme opladningsevnen (M) fjernes anomale data først og dernæst integreres kurven mellem to tider.



Figur 40 i a) ses to kurver der ikke følger det forventede eksponentielle henfald. Den første kurve aflades fint til en start, hvorefter den oplades igen. Den anden kurve starter ved negative startværdier, hvorefter den oplades. I b) ses to kurver som fint følger den eksponentiel aftagende tendens som det forventes for en kapacitor.

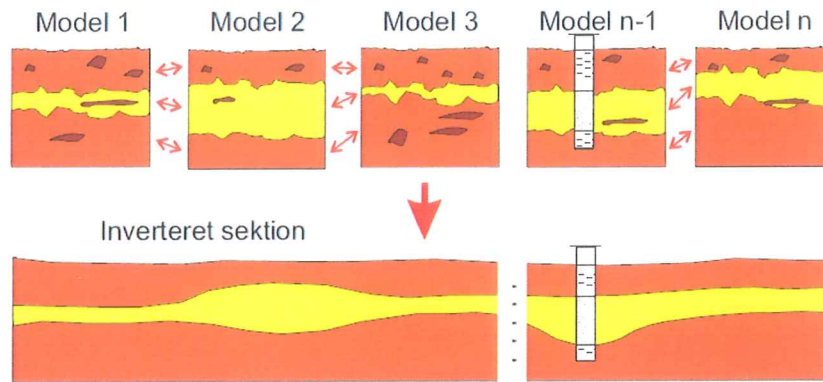
7 Inversion med lateralt sammenbundne modeller (LCI)

Ved anvendelse af geofysiskdata fra sonderinger, kan disse tolkes som 1 dimensionale modeller. Ved 1D resistivitetsmodeller antages af jorden består af planparallelle lag med uendelig udstrækning, se Figur 8. Findes der MEP-data vil disse ofte blive inverteret med 2D-inverison, og tolket med en 2D resistivitetsmodel.

Har man flere geoelektriske data fra en sondering langs et profil er det muligt, at lave lateralt sammenbundne modeller af disse data (LCI). LCI-inversionen er en stykkevis 1 dimensional inversion. Dvs. at det er muligt at sammenkæde hver enkelt sondering med laterale bånd mellem hverandre, og fortage en inversion på alle enkelte sonderinger i et stort ligningssystem. Man kan tillade sig dette hvis man forventer, at den geologiske struktur varierer langsomt. Når man har opstillet det store ligningssystem for alle sine modeller kan disse bindes til hinanden lateralt på passende vis og der kan nu fortages en inversion. Den inverterede sektion vil fremstå som en udglatte modelsektion af de enkelte modeller.

Ved at tolke geoelektriske data fra en sondering med LCI er det muligt at sammenholde en LCI resistivitetsmodel mod en 2D resistivitetsmodel. Disse to modeller skulle tilnærmelsesvis give den sammen 2 dimensionale opløsning af jorden, hvis der er målt langs samme profil og som antaget at geologien varierer langsomt (Foged, 2001).

En principskitse for hvordan en LCI- inversion fungerer er illustreret i Figur 41.



Figur 41 Et eksempel på N uafhængige modeller. Lagene bindes til hinanden, som vist med de røde pile. Nederst ses den samlede geofysiske model efter en LCI inversion. (foged,2001)

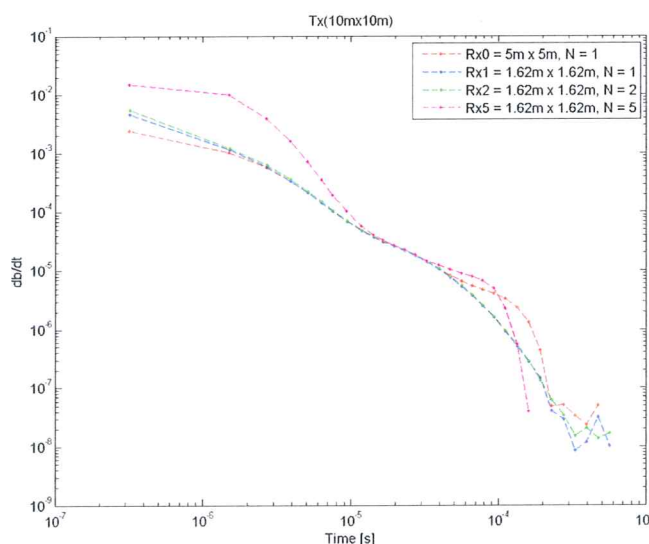
8 Resultater

8.1 Valg af sender Tx og modtager Rx konfiguration for TEM

Idet vores baggrundsviden omkring området baserede sig på borehulslogger og kun en enkelt TEM sondering fra 2009, foretog vi en række prøvemålinger. Målingerne blev udført for at bestemme den sender-modtager spolekonfiguration, som kunne give de bedste resultater. Lokaltiteten kan ses på bilag 1 og er navngivet Mose04_loop_test. Der blev i alt udført 8 målingerne, med 2 forskellige sender konfigurationer og 4 modtager konfigurationer. De forskellige konfigurationer kan ses i Tabel 10.

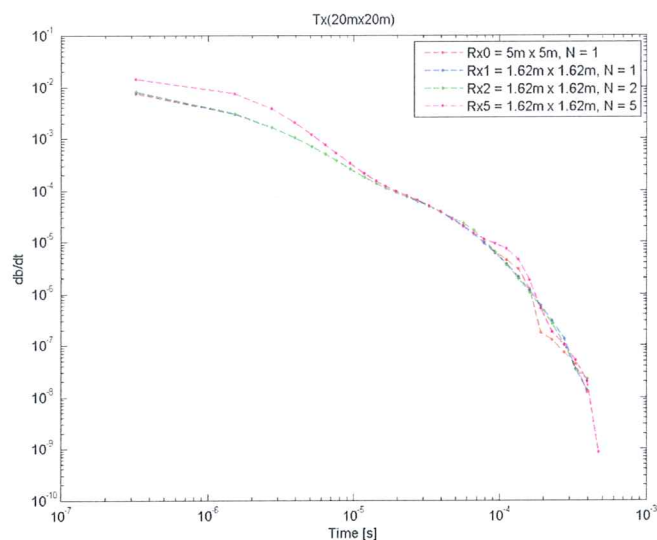
Senderspole:	Geometri (m ²)	Modtagerspole:	Geometri (m ²)	Vindinger (N)	Moment (Am ²)
Tx1	20x20	Rx0	5x5	1	250
Tx2	10x10	Rx1	1.62x1.62	1	25.6
		Rx2	1.62x1.62	2	51.48
		Rx5	1.62x1.62	5	131.2

Tabel 10 Information omkring sender (Tx) og modtager (Rx) konfigurationer.



Figur 42 TEM målinger fra lokation Mose04_loop_test er fortaget med en 10x10 m² senderspole. I figuren ses responset fra 4 forskellige modtager spoler. Bemærk det markante udsving som modtager spolerne Rx5 og Rx2 registrerer umiddelbart efter begyndt dataoptag og kort tid før signalet bevæger sig ned i baggrundsstøjen

På Figur 42 og Figur 43 ses resultaterne. Datasættet som blev målt med en 10m x 10m sender spolen, udviste tendenser for modtagerspolerne Rx5 og Rx2 der afveg i for stor en grad til at kunne bruges til inversioner. Fænomenet kan tilskrives selvinduktion som opstår i spolerne idet vi måler til så tidlige tider og vindinger på mere end en bevirker at dette fænomen opstår.



Figur 43 TEM målinger fra lokation Mose04_loop_test. Test af sender loop med 4 forskellige modtager spoler. Bemærk at selvinduktion i spolerne for mere end en vending giver en betydelig indvirkning på det optagede datasæt

Betragtes Figur 43 hvor der er anvendt et sender loop på 20m x 20m, ses tendensen igen som er mere fremtrædet for modtager spolerne Rx5 og Rx2. Idet fænomenet ikke ses så markant ved et senderloop på 20m x 20m, skyldes at signalet for den lille sender konfiguration vil selvinduktion i modtagerspølen være større end for den store konfiguration. Dette skyldes den ekstra afstand fra sender til modtager, så det primære felt vil overdøve responset fra jorden. Ved den store konfiguration vil signalet fra det primære felt i modtager spølen være mindre og selvinduktion vil derfor være tilsvarende mindre.

Ud fra ovenstående undersøgelser blev det besluttet at den bedste konfiguration var et sender loop på 20m x 20m med Rx1. Idet datasættene for hhv. Rx1 og Rx0 med god tilnærmelse var sammenfaldene, var det mere praktisk at anvende Rx1 idet loopet kunne konstrueres ud fra 4 PVC-rør hvor spole var påmonteret og derfor nem at transportere.

8.2 Databehandling af geoelektrik (VES og MEP) og TEM samt inversion og tolkning

Mose04 – MEP/VES og TEM

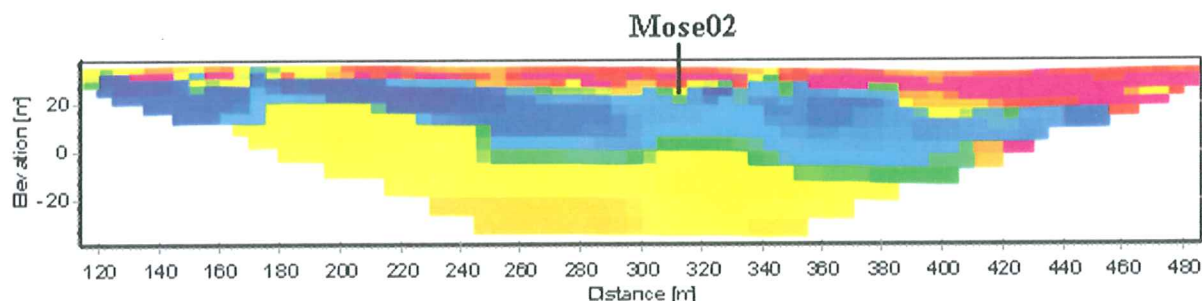
Følgende gennemgang af data indsamlet på og omkring Mose04 danner den præmire baggrund for de tolkninger og konklusioner som senere i rapporten vil blive opsat. Hovedformålet med undersøgelserne på Grønland var at undersøge muligheden for at kortlægge tykkelsen af permafrosten. Ved hjælp af de geofysiske målemetoder TEM og MEP/VES er følgende resultat opnået.

Udgangspunktet er i første omgang MEP profilet Mose04 som også ses på kort bilag 1 kort 2. Her blev udlagt et 400m MEP, som skulle danne baggrund for geoelektrikken. Efterfølgende blev der hver 20m meter startende fra 0 distance meter på profilet foretaget en TEM soundering.

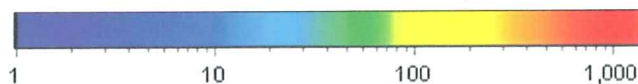
Profil Navn	Elektrode afstand	Protocol
Mose04	5m	GradientPlus

Tabel 11 Mose04 MEP info

Den efterfølgende processering og inversion af resistivitets datasættet gav os følgende RES2D resultat, som ses af Figur 44.

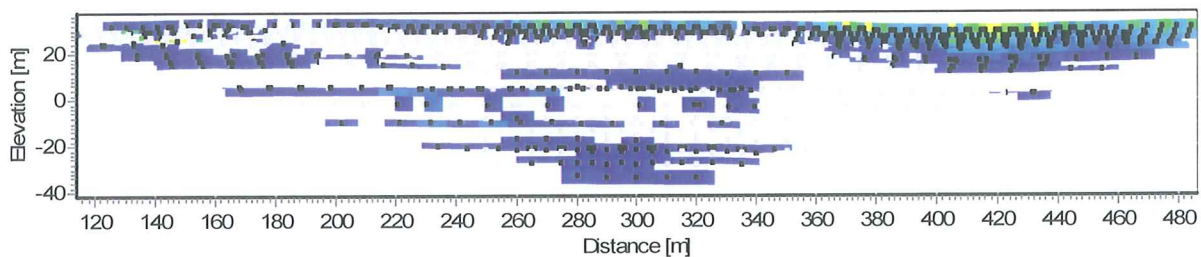


Figur 44 Res2D, robust inversionresultat for Mose04. VES sondering Mose02 er markeret på figur. 120m: SV. 490m: NØ.

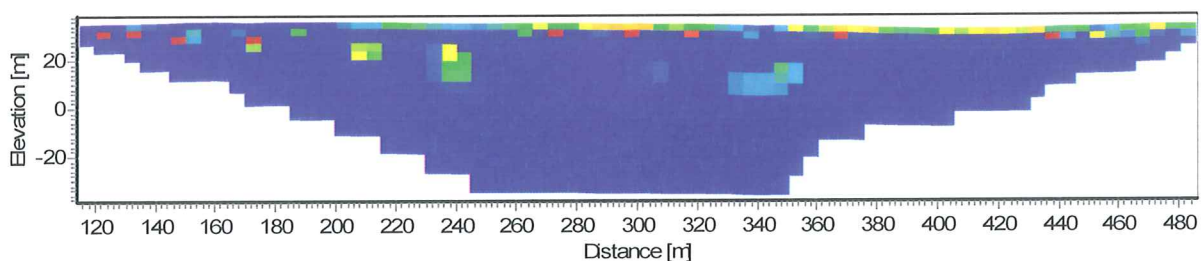


Figur 45 Resistivitet (ohmm)

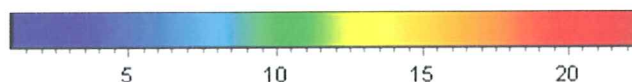
Dataprofilet for den tilsyneladende resistivitet udviste at datakvaliteten var god og næsten hele det indsamlede datasæt er med i inversionen. Af inversionen Figur 44 skal det bemærkes at indtrængningsdybden er på ca. 80m. Dette betyder at baggrund af foregående teori afsnit omkring områdets geologi, opløser metoden mere end vi er interesseret i at undersøge. Ellers stemmer inversionen tilfredsstillende overens med hvad der forventes, idet det øverste lag er et højresistivt lag som tolket til at være permafrosten. Herunder optræder et gennemgående mindre resistivt lag, som tolkes til at være det saline lag. I bunden af profilet forventes det at se grundfjeldet, som har en høj resistivitet. Grunden til at grundfjeldet ikke får tildelt en højere resistivitet ved inversionen, skyldes måleteknikken inden for geoelektrik. Der måles over et halvrum og resistiviteten af målingerne for dybderne, hvor grundfjeldet befinder sig, ikke registreres som værende så høje. For yderligere detaljer henvises til teori afsnittet. Sluttelig bemærkes det der ikke er opløst et tyndt lag øverst i profilet. Idet feltarbejdet blev foretaget i sommerhalvåret opstår der et aktiv lag på ca. 70cm tykkelse fra jordoverfladen. MEP udlægget er ikke i stand til at registrere dette lag så længe der benyttes en elektrode afstand på 5m. Af samme grund blev aktivlag tykkelsen målt ved at stikke et tyndt spyd i jorden og måle hvor dybt vi stak, når det ramte permafrost overfladen.



Figur 46 Pseudo sektion for Mose04. Integreret IP gate 4-8. 120m: SV. 490m: NØ.



Figur 47 RES2D robust inversions resultat for Mose04. Integreret IP gate 4-8. 120m: SV. 490m: NØ.

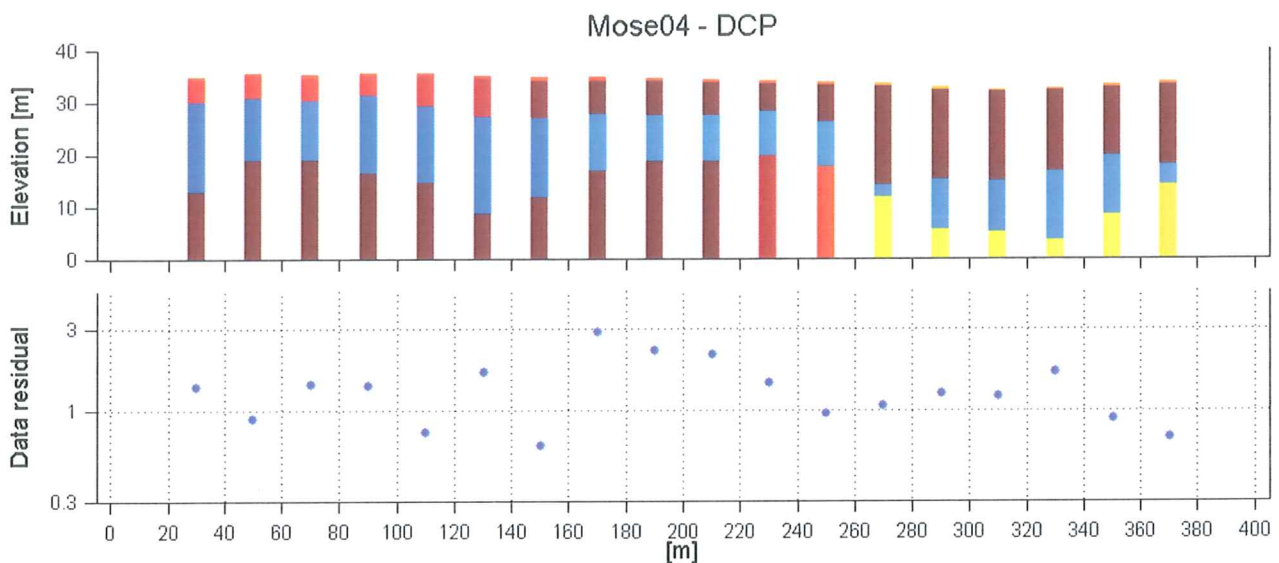


Figur 48 opladningsevne (mV/V)

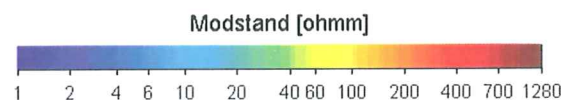
I modsætning til geoelektrik metoden er TEM følsom over for IP-effekter, som tidligere omtalt. Derfor blev der udført IP målinger på profil Mose04. Af Figur 47 ses RES2D inversions resultatet for den integreret IP. Sammen med inversionen, Figur 47, er på Figur 46 vist pseudo sektionen, som danner baggrund for RES2D inversionen. Henfaldskurverne for IP målinger var generelt af dårlig kvalitet og derfor er store dele af pseudo sektionen processeret væk, hvilket bevirker at Figur 47 skal tolkes med et hvis forbehold. Det interessante udslag forventes at blive set i den nedre del af profilet, hvor der kan tænkes at være et jernholdigt grundfjeld, som kan give IP-effekten.

Da det var første gang vi betjente ABEM instrumentet, og ikke kendte til den gate konfiguration for IP målingerne, som kunne give det bedste resultat for dette område, blev der målt til større tider end nødvendigt. Dette er også en af årsagerne til at der er foretaget inversion af den integreret IP, for at opnå en større værdi for opladningsevnen i de områder, hvor der måtte være registreret et IP signal. På baggrund af forestående overvejelser, vurderes det at profilet Mose04 ikke udviser variationer i opladningsevnen. De lokale variationer som fremstår, vil ikke blive udelukket for at være korrekte, men absolut ikke tilstrækkelig store til at påvirke TEM målingerne med IP-effekter.

På baggrund af resistivitetsmålingerne for Mose04 inddeltes profilet i intervaller på 20m, og derved fås sonderingskurver som beskriver jorden i 1D.



Figur 49 1D LCI inversionsresultat for Mose01. Nederst ses det totale data residual.

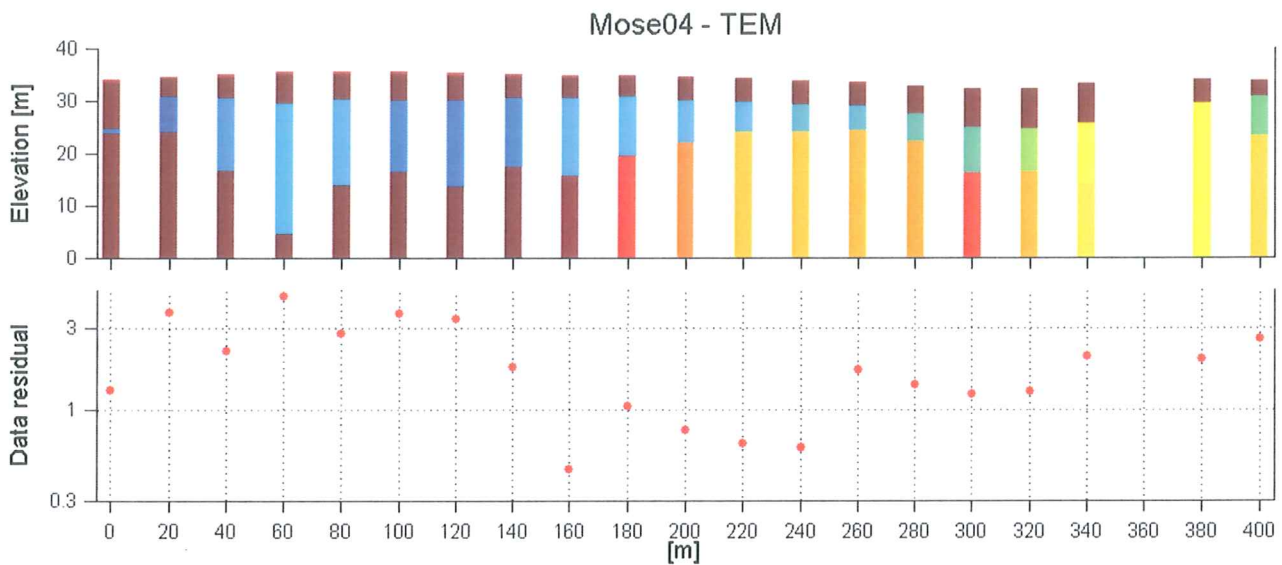


Figur 50 Resistivitet

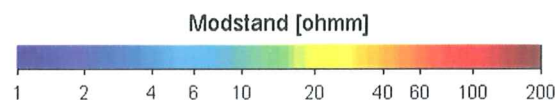
På Figur 49 er LCI inversionsresultatet vist. Alle sonderinger er tilpasse til en 4 lags model hvor det øverste lag er aktivlaget og den kendte lagtykkelse er indsat som á priori information. Derudover er modellerne bundet internt til de to næste nabomodeller. Det bevirker at modeller, der måtte udvise en anderledes tendens end de restende tvinges til at tilpasse sig sine naboer. På den måde sikres at enkelte fejlmålinger eller usikre data bliver domineret af modeller, som bygger på gode datapunkter.

Skematisk fremstilling af opsat constrain mellem modellerne kan ses af Figur 53. Efter gentagende undersøgelser med forskellige bindinger, gav disse bindinger de bedste inversions resultater. Binded modellerne for hårdt til hinanden opnås et resultat som i større grad ikke afspejler det data som inversionen bygger på. Samtidigt skal modellerne ikke have så meget frihed at de ikke vejes op imod de omkring liggende modeller. Inversionsresultatet som ses af Figur 49, der udelukkende bygger på geoelektrikdata, stemmer i nogen grad overens med hvad RES2D inversionen Figur 44. Uoverensstemmelserne skal formentlig findes i de to inversions metoder, og igen at kontrasten mellem det saline lavresistive lag og det høj resistive grundfjeld ikke er tilstrækkelig bestemt. Fra omkring 260-380 distance meter registrerer data sættet intet højresistivt. Dette kunne tyde på at dybden til grundfjeldet er større i området, men dette skyldes formentlig anisotropi. Hvis man bevæger sig 120 meter ind fra venstre mod højre på Figur 49, ses det i inversionens resultat, at geoelektrik metoden registrerer en forhøjede resistivitet. Generelt synes data residuallet at være tilfredsstillende for inversionen, på basis af at inversionen udelukkende bygger på geoelektrik.

Efter at have skabt en bred vifte af forward modeller for TEM data med IP effekter, kan det konkluderes at data indsamlet langs profil Mose04 med sikkerhed kan anvendes og inverteres jf. forward model afsnit for TEM. Resultatet bør med rimelig sikkerhed afbilde den underliggende geologi, i en grad som er tilfredsstillende.

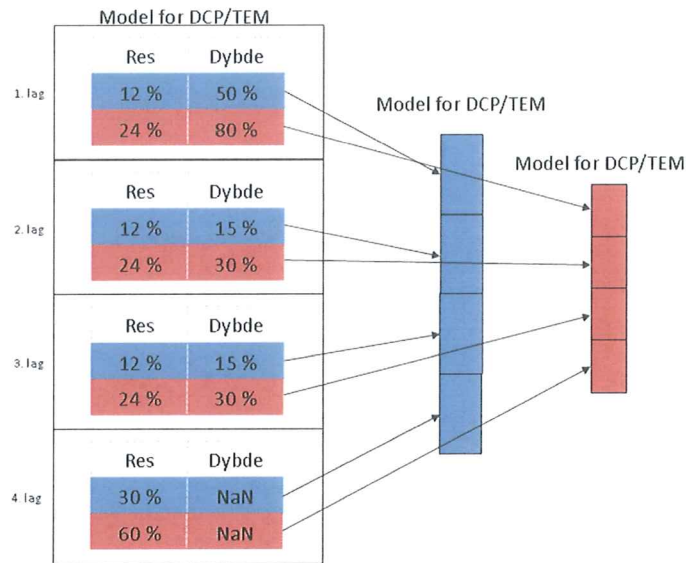


Figur 51 LCI Inversions resultat for TEM på Mose04 profil. Nederst ses det totale data residual.



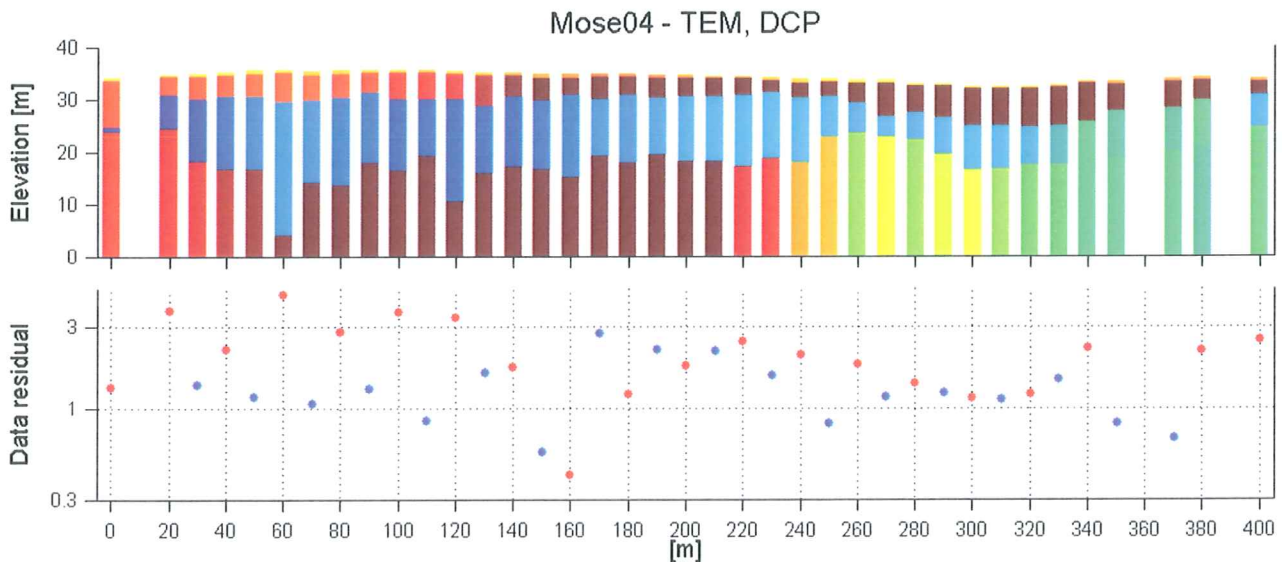
Figur 52 Resistivitet

Overordnet bør det bemærkes at Figur 49 og Figur 51 i nogen grad stemmer overens. Geoelektrikken vil have svært ved at opløse grænse mellem 2 og 3 lag for denne MEP konfiguration, og dette gør den fælles inversion mellem TEM og MEP helt ideel. Sammenlignes Figur 49 og Figur 51 skal det bemærkes at farveskalaerne bevidst ikke er ens. TEM metoden er jf. teori afsnit blind for resistiviteter over ca. 80-100 ohmm, og derfor er skalaen ændret for bedre at indikere variationer i det interval hvor metoden er stærkes. Til højre for midten (200 m distance) på Figur 51 antydes det at metoden ikke modtager signal fra grænsen mellem det saline lag og grundfjeldet, hvilket også er karakteristisk for geoelektrik målingen i dette område Figur 49. Data residualen for TEM sonderingerne er generelt acceptable. Det kan vurderes om tendensen på de første 20-140 distance meter er på grænsen til tvivlsomme, men adskillige forsøg med andre startmodeller og bindinger mellem modellerne udviste en tendens som var mindre acceptabel.

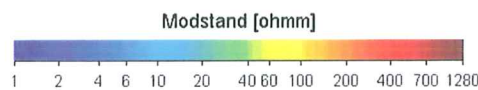


Figur 53 Skematisk fremstilling af hvorledes modellerne for den fælles inversion er bundet sammen. Figuren illustrer hvordan en enkelt model er forbundet til de to efterfølgende modeller. Disse constrain er generelle for 1D modellerne DCP, TEM og TEMDCP Figur 49, Figur 51 og Figur 53

Den fælles inversion mellem TEM og DCP ses af Figur 54. Data residualen er ikke bemærkelsesværdigt blevet bedre og det viser at de inversionersresultater fra hhv. TEM og DCP alene er tilfredsstillende, dvs. der findes ikke nye modeller i modelrummet som fitter bedre med den valgte startmodel. Forskellen er nu at inversionresultatet bygger på to forskellige geofysiske målemetoder, som hver især har sine styrker. De steder hvor modellen passer data godt kommer med i resultatet, hvilket betyder i dette tilfælde at TEM er bedst til at identificere lag grænser, omkring det saline lag og geoelektrik er bedst til resistiviteter.



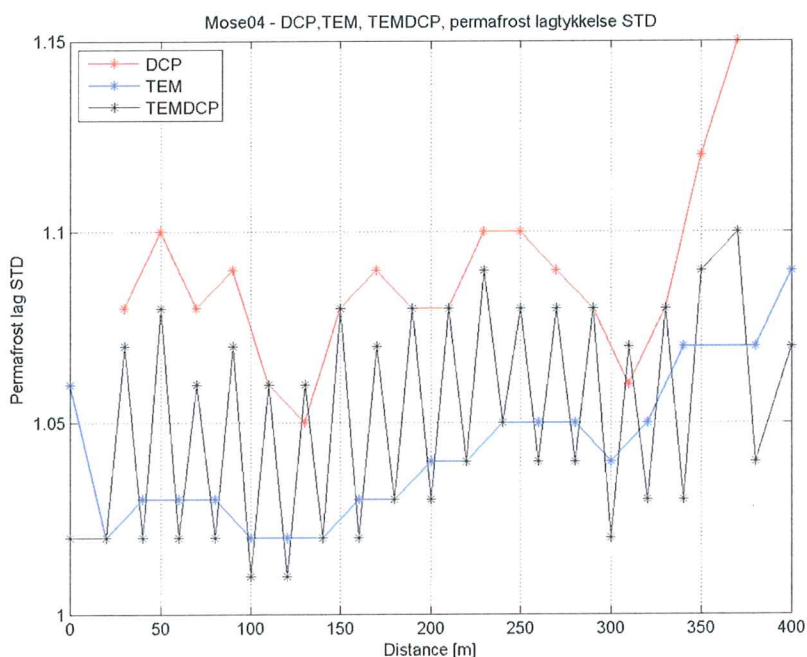
Figur 54 Blå punkter i data residual plot indikere model bygget på DCP data, og røde på TEM data.



Figur 55 Resistivitet

Indsynkningen ved 60 distance m på Figur 54 viser, at selv med de bindinger som er valgt her, vil modellen helst tilpasses med en tykkelse af det saline lag, som afviger fra de omkringliggende modeller. Det var kun muligt at fjerne denne anomali ved at binde denne model hårdere end de omkring liggende, men det resulterede i at modellen ikke passede med data, også blev det vurderet at et bedre datafit var mere korrekt.

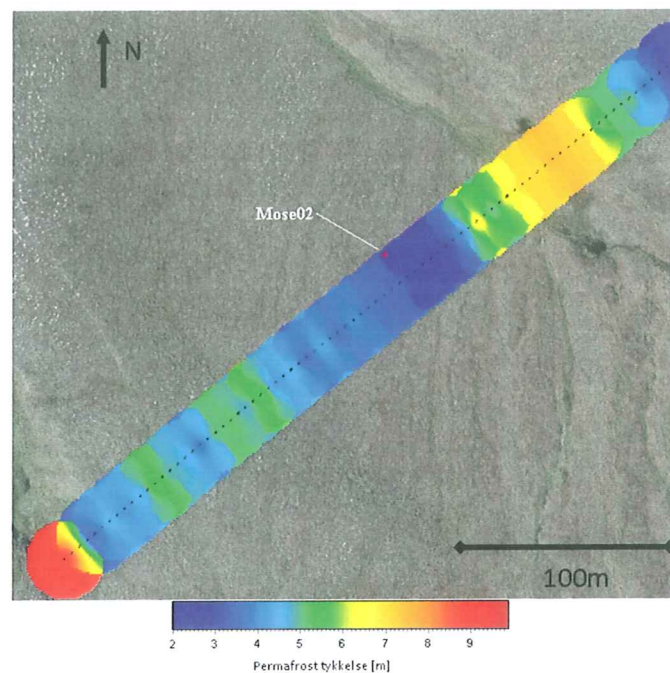
For at få et overblik på hvordan standard afvigelsen for tykkelsen af permafrosten varierer langs profilet betragtes Figur 56. Inversionsresultatet alene bygget på geoelektrik (DCP) udviser en generelt tendens til at ligge højere end den bestemte for TEM. Efter den fælles inversion mellem DCP og TEM, ses det at STD generelt falder langs hele profilet.



Figur 56 STD for lagtykkelse af permafrostlag langs profilet Mose04. Den røde linje viser hvordan STD afvigelsen variere langs profilet for inversionsresultatet der udelukkende bygger på geoelektrik data. Den blå viser samme for TEM resultatet. Den sorte linje viser STD for fælles inversionsresultat for TEM og geoelektrik. De trukkelinjer indikere hvordan modellerne er bundet sammen

Dette betyder at lagtykkelsen for permafrost nu vurderes til at være yderligere godt bestemt. Stregene mellem datapunkterne indikere hvordan modellerne er bundet i forhold til hinanden, og forbedringer i STD for en enkelt model ses ved at betragte et datapunkt og følge grafen lodret op eller ned i y-aksens retning.

På basis af den fælles inversion mellem TEM og geoelektrik, er Figur 57 fremstillet. Figuren viser hvordan permafrost tykkelsen baseret på de målte data og inversioner variere langs profilet. Der er benyttet inverse distance med r^2 , og søge radius på 20m.



Figur 57 Mose04. Permafrosttykkelse langsprofilet. Metoden for interpolation er inversedistance, med en søge radius på 20m

Delkonklusion for Mose04

Ud fra inversionsresultaterne er der ikke tvivl om at modellerne beskriver data. Der kan stilles spørgsmål ved om denne beskrivelse også beskriver virkeligheden. Betragtes resultaterne i et geologisk perspektiv kan der drages følgende konklusion. På Figur 54 ses hvordan tykkelsen af permafrosten variere langs profilet. Undersøgelser foretaget omkring optøningen af permafrosten har vist at optøningen nede fra er hurtigere en oppefra, grundet den store salt koncentration i det underliggende lag¹⁰. Desuden er mose profilet trukket over en mindre å løb, som befinder sig centralt omkring 320 distance meter. Dette er sammenfaldene med at permafrosten er tykkere netop over dette område. Desuden ses det at hverken geoelektrikken eller TEM metoden får et respons fra grundfjeldet, formentligt grundet ækvivalensfænomener og anisotropi. En mulig forklaring kunne være at afstrømningen lang tid før permafrosten opstod har eroderet grundfjeldet og dermed forøget dybden hertil. Det ville forklare hvorfor ingen af metoderne kan bestemme grænsen mellem det saline lag og grundfjeldet i den del af profilet. Derudover er saltkoncentrationen en smule mindre, hvilket ses i den lidt højere resistivitet. Derved sker optøningen nedefra en smule langsommere, hvilket også ses af den tykkere permafrost, sammenlignet med området tættere på 0 distance meter som er uforstyrret.

¹⁰ Thomas Ingeman

Boringer langs Mose04 profilet

Idet der blev udført en lang række målinger på Mose04 profiler forsøgte udført flere boringer. Gentagenden gange måtte arbejdet stoppe da boreudstyret er overfølsomt over for større sten og hårde objekter, som den ikke kan komme gennem.

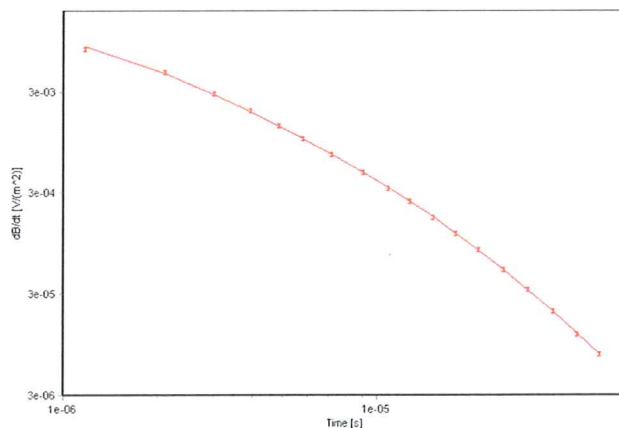
På nuværende tidspunkt er vi kun i besiddelse af boredagbogen som blev ført i takt med arbejdet. De endelig analyser af borekerne er ikke færdiggjort og denne gren var ikke en del af vores projekt. Derfor tages udgangspunkt i boredagbogen som kan fortælle at der ved boring ILU2010-03 var den største dybde opnået før en sten stoppede boreprocessen.

Igen af boringerne beretter om at være nået gennem permafrosten, hvilket understøtter inversionsresultatet for bl.a. den fælles inversion mellem TEM og geoelektrik. Ved ca. 110 distance meter beretter inversionsresultatet om at permafrosttykkelsen i dette område er ca. 5 m tykt.

8.3 Mose01 – VES og TEM

På bilag 1 side 3 ses placering af Mose01. Der er foretaget en Schlumberger sondering, med 3 forskellige afstande mellem elektroderne der målte potentialet.

Først vil datasættet for TEM blive gennemgået, og parametrene for modellen vil blive analyseret. Herefter sonderingen for geoelektrikken, og slutteligt en fælles inversion mellem de to datasæt. Derudover kommer en vurdering af constrain mellem de to datasæt og hvilken indvirkning det har på inversionen



Figur 58 TEM sondering Mose01. Sender loop: 20m x 20m, modtagerRx1 = 1.62m x 1.62m.

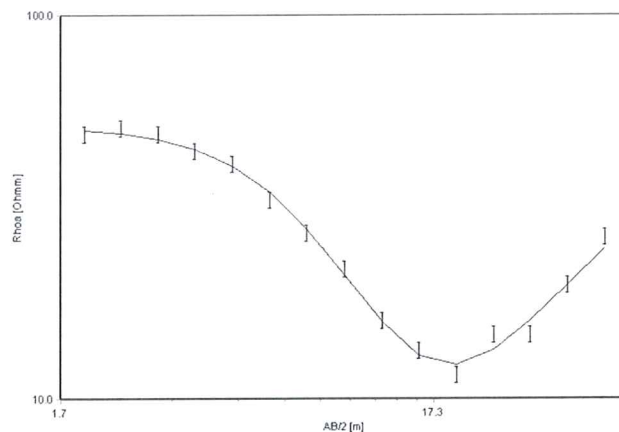
Figur 58 viser hvordan overensstemmelsen mellem model og data er sammenfaldene. Modellen afviger en smule fra det førstepunkt, men det skyldes at der indsat a priori information i form af tykkelsen af aktiv laget. Den er indsat med en STD på 10% som det også ses af Figur 59.

Analysis		Res	Thk	Dep	ResSTD	ThkSTD	DepSTD	
<input checked="" type="radio"/> Coupled								
<input type="radio"/> Uncoupled								
Residuals:								
Total:	0.42	Layer 1	535.2	0.4	0.4	99.00	1.10	1.10
Data:	0.43	Layer 2	392.5	0.8	1.2	99.00	2.86	1.67
		Layer 3	5.5	11.5	12.7	1.05	1.22	1.14
		Layer 4	102.9			99.00		

Figur 59 Modelparametre og analyse af TEM for Mose01. Indsat a priori information i øverste lag (aktiv lag tykkelse).

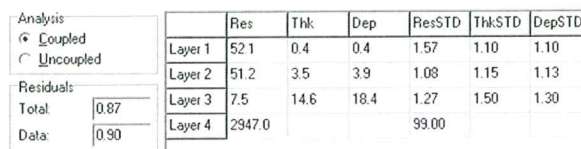
Ud fra Figur 59 ses det at parametrene i 3 laget er godt bestemt. Det skyldes modtages signalet fra 3 laget, som forventes at være højt fra det saline lag. Resistiviteten er tilpas lav til at TEM metoden kan bestemme denne parameter godt, hvilket også er tilfældet for tykkelsen og grænserne til de omkring liggende lag.

På samme lokalitet Mose01 blev der udført en geoelektrisk Schlumberger sondering. Resultatet ses af Figur 60, sammen med den bedst tilpassede model. Idet potentiale målt på 3 forskellige konfigurationer med følgende afstand 0.2m, 0.5m og 1m kunne meget overflade nære målinger foretages.



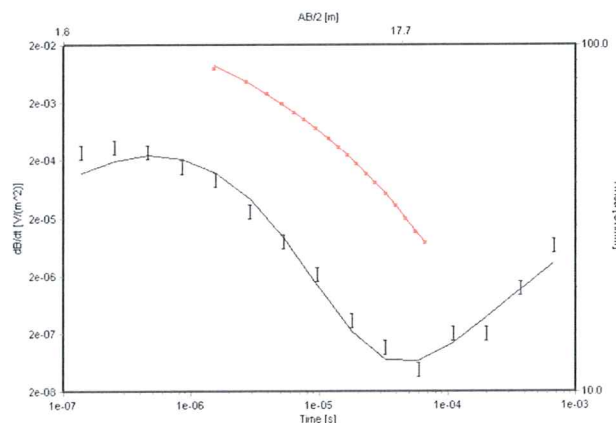
Figur 60 VES for Mose01.

Det interessante ved Figur 60 er at ud fra vores baggrundsviden forventes det at kurven bevæger sig mod højere tilsyneladende resistivitet, grundet forskellen mellem aktiv lag og permafrost. Ud fra datapunkterne tyder det på at en 3 lags model ville passe datasættet bedst.



Figur 61 VES modelparametre og analyse for Mose01. Indsat a priori af tykkelsen for 1 lag

Det samme giver sig til udtryk i Figur 61 hvor 1 og 2 lag uden tvivl bør samles til et lag hvis ikke der var indsat a priori information for aktiv lag tykkelsen. Aktiv lag tykkelsen er med god sikkerhed korrekt, eftersom tykkelsen af aktiv laget blev målt 4 forskellige steder omkring centrum for sonderingen. Derfor tolkes modelanalysen på Figur 61 til at indeholde en højmodstands ækvivalens.



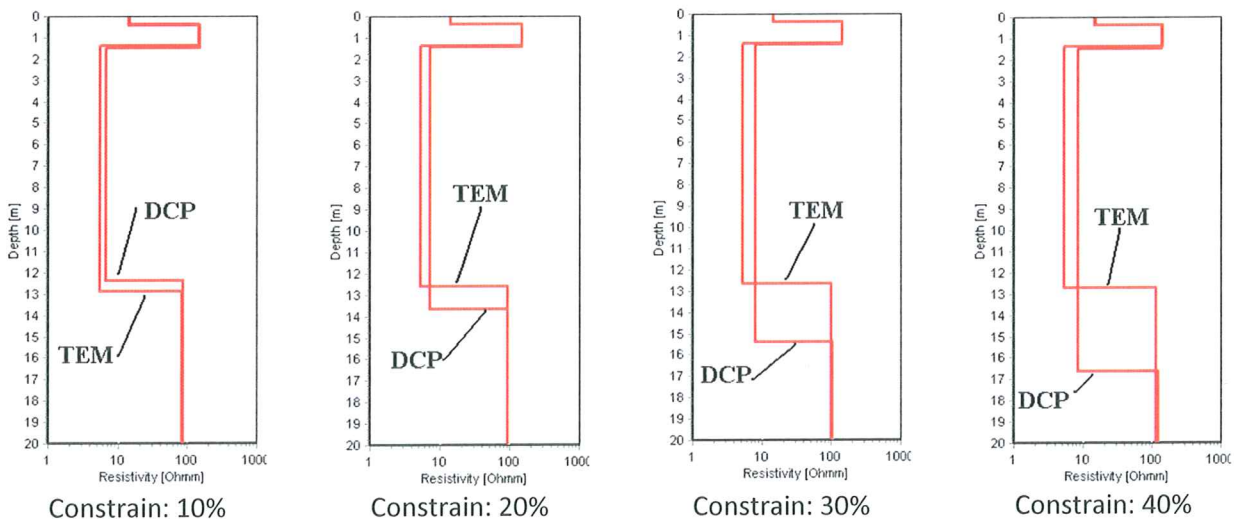
Figur 62 TEM og VES for Mose01. Binding mellem modeller 20 %. Sort linje: model til VES data. Rød linje: model til TEM data.

Mose01 sonderingen er derfor et eksempel på at TEM og geoelektrik støtter hinanden i sådanne situationer. Ved at betragte den fælles model mellem TEM og geoelektrikken på Figur 62, ses at VES datasættet er tvunget til forlade modellen med kun 3 lag og indsætter et ekstra lag i toppen. Det giver sig til udtryk ved at modellen afbøjes i starten fra datasættet.

Analysis		Res	Thk	Dep	ResSTD	ThkSTD	DepSTD
<input checked="" type="radio"/> Coupled		Layer 1	15.0	0.4	0.4	1.11	1.08
<input type="radio"/> Uncoupled		Layer 2	148.9	1.0	1.4	1.15	1.08
Residuals		Layer 3	5.6	11.5	12.9	1.03	1.06
Total	0.95	Layer 4	85.6		1.56		
Data	1.11						

Figur 63 VES modelparametre og analyse for Mose01 med constrain på 20 %. Indsat a priori information i øverste lag af aktiv lagtykkelse

Modelparameter analysen på Figur 63 udviser at stort set alle parametre er rigtig godt bestemt. Resultatet skal ses i lyset af data sættene, og data residuallet for modellerne som generel et lav og derved tilpasser data. Den fælles model fortæller os, at der findes et lag 2 med en højere resistivitet end de omkring liggende lag 1 og 3. Resistiviteterne kan ikke regnes for at være korrekte i forhold til virkeligheden, men korrekte i forhold til datasættene. Derimod vurderes det at laggrænserne med sandsynlighed stemmer overens med virkeligheden.



Figur 64 Linemodel for hhv TEM og VES på lokation Mose01. Fire forskellige bindinger mellem dybder og resistiviter. Øverste lag er fast bundet med a priori information omkring tykkelsen af det aktive lag

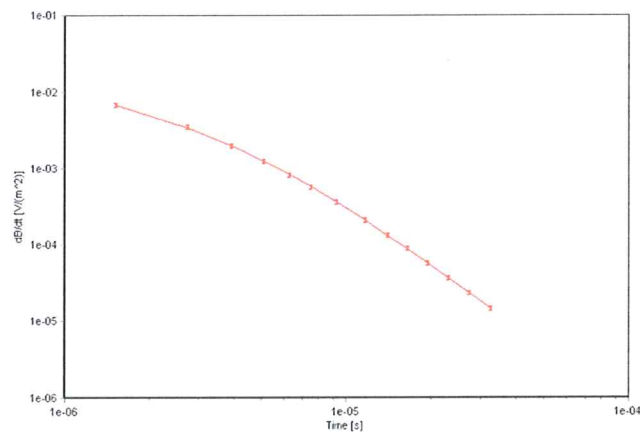
Betragtes Figur 64 er illustreret hvordan modellerne for hhv. TEM og VES sonderingerne variere idet bindingerne mellem modellerne variere mellem 10 % -40 %. Bemærk at modellen for DCP ikke er tilfreds med den fundne model og ved at give den mere frihed bevæger den sig væk fra den fundne grænse mellem 3 og 4 lag som TEM datasættet holder fast i selvom bindingen slækkes. Figur 63 viser modelparametre og analyse for en binding mellem modeller på 20 %. Modellen til DCP datasættet til grænsen mellem 3 og 4 lag har ikke nogen betydning for Figur 63 idet denne model parameter slet ikke tilpasser den del af datasættet.

Ydermere skal det bemærkes at begge modeller udviser god overensstemmelse for tykkelsen af permafrosten inden for de givne bindinger, hvilket tolkes denne ikke kan ligge mange andre steder indenfor det nærliggende modelrum.

8.4 Mose02 -VES og TEM

Lokalitet Mose02 befinder sig tæt ved Mose04 profilet. På bilag 1 side 3 ses at VES sonderingen er målt næsten vinkelret på Mose04 profilet, og Mose02 befinder sig ca. 20m fra centrum af profilet. For Mose02 VES sonderingen er benyttet samme elektrode konfiguration for potentiale som Mose01.

Datasættet for TEM sonderingen ses på Figur 65. Modellen tilpasser data selv efter der er indsat á priori information omkring det første lags tykkelse.



Figur 65 TEM sondering for lokation Mose02.

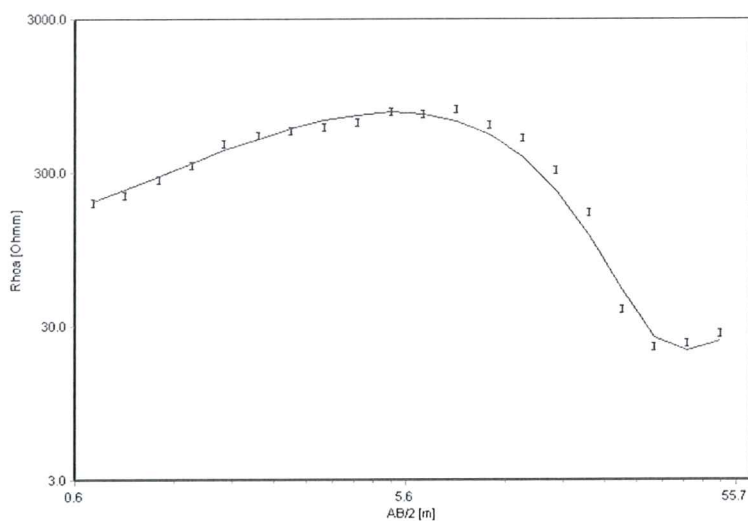
Ud fra Figur 66 fremgår det at de bedste parametre for modellen er bestemt i det lavresistive 3 lag.

Analysis		Res	Thk	Dep	ResSTD	ThkSTD	DepSTD	
<input checked="" type="radio"/> Coupled		Layer 1	166.4	0.5	0.5	99.00	1.10	1.10
<input type="radio"/> Uncoupled		Layer 2	239.9	1.6	2.1	99.00	99.00	3.83
Residuals:		Layer 3	8.4	5.0	7.1	1.73	4.36	1.27
Total	0.28	Layer 4	26.8			1.26		
Data:	0.29							

Figur 66 TEM modelparametre og analyse for Mose02. Indsat a priori for lagtykkelse af 1 lag

Det er bemærkelsesværdigt, at data residualen er lavt og modellen derved tilpasser datasættet. Trods det lave data residual er model parametrene mindre godt bestemt, og kun for lag 3 kommer et bud på modelparametre.

Modellen for det geoelektriske data sæt ses på Figur 67. Data residualen har problemer med at blive mindre idet kurven falder markant umiddelbart efter $AB/2 = 5.6$ m. Efterfølgende fortager kurven et skarpt sving og antyder at den tilsyneladende resistivitet stiger igen. På baggrund af vores kendskab til området, formodes denne stigning at være forårsaget af grundfjeldet.

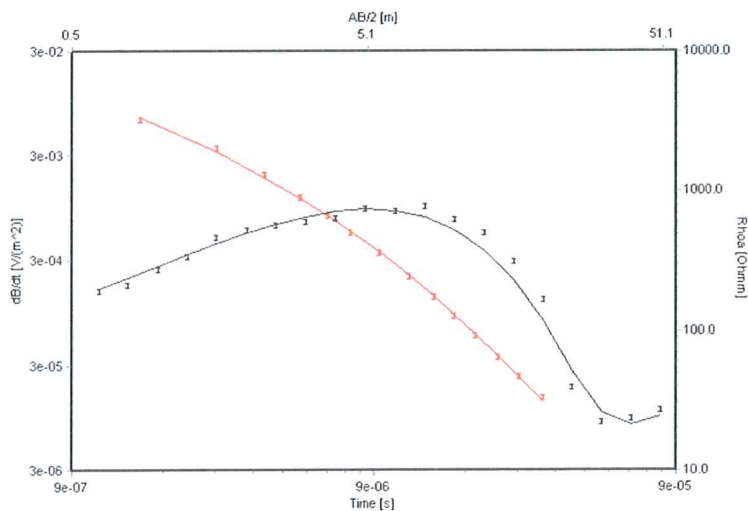


Figur 67 VES fra Mose02

Analysis		Res	Thk	Dep	ResSTD	ThkSTD	DepSTD
<input checked="" type="radio"/> Coupled							
<input type="radio"/> Uncoupled							
Residuals							
Total	3.02						
Data	3.07						

Figur 68 Resultatet fra inversion af Mose02

Ifølge Figur 68 er ingen af modelparametrene bestemt, og det eneste kendte er den indsatte a priori information omkring 1 lags tykkelse.



Figur 69 Fælles inversions model for VES og TEM Mose02. Indsat a priori om lagtykkelsen af 1 lag

Efter at have kørt individuelle inversioner på de to data sæt, køres en fælles inversion som kan ses i Figur 69. Resultatet underbygger hvad der forventes at vi ville få ud af inversionen mellem de to metoder. Modelparametrene og analysen ses på Figur 70. Størstedelen af parametrene er bestemt tilfredsstillende.

Resistiviten i lag 4 er ikke korrekt hvilket skal findes i den ringe datainformation omkring dette lag i forhold til det geoelektriske data sættet.

Analysis		Res	Thk	Dep	ResSTD	ThkSTD	DepSTD
<input checked="" type="radio"/> Coupled	Layer 1	134.8	0.5	0.5	1.12	1.08	1.08
<input type="radio"/> Uncoupled	Layer 2	4096.2	1.1	1.6	1.42	1.17	1.11
Residuals		Layer 3	10.7	9.8	11.3	1.05	1.13
Total	1.98	Layer 4	179.9		5.36		
Data	2.48						

Figur 70 Modelparametre og analyse af TEM og VES modellen. Indsat a priori information af tykkelse 1 lag. Constrain mellem datasæt 20 %

Modelparametrene og analysen for modellen der beskriver data har tilfredsstillende bestemt en stor del af modelparametrene.

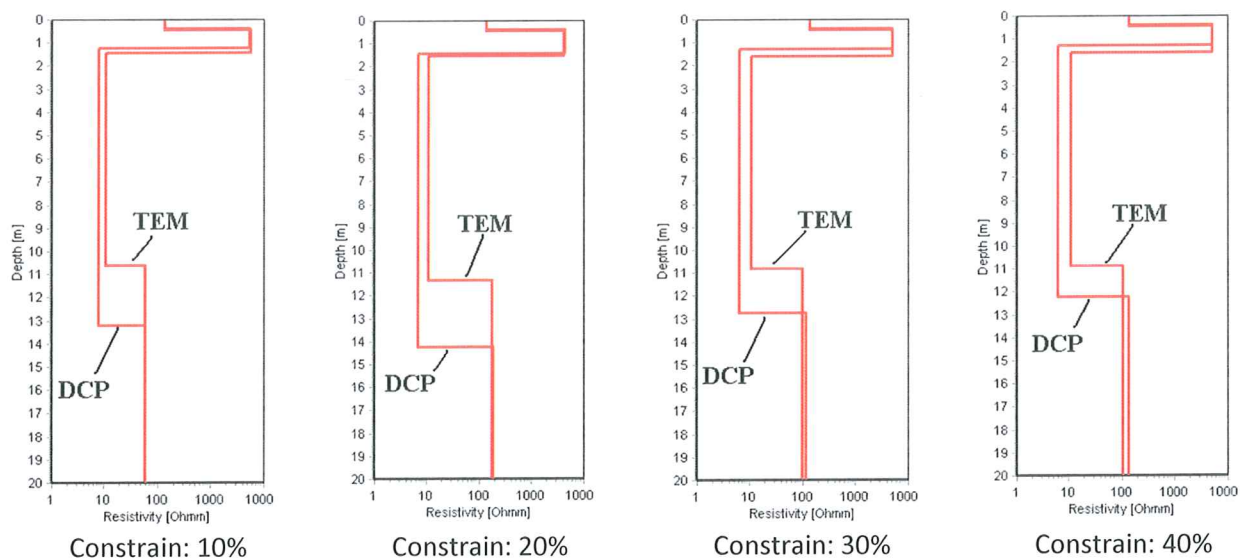
Delkonklusion

Eftersom formålet er at finde en metode der kan give informationer om permafrosten skal følgende overvejes. Tages der udgangs i permafrost tykkelsen for Mose01, Mose02 og den 1D model fra Figur 54 som befinder sig tættest på Mose04 profilet, opnås følgende resultat.

Location	Permafrost tykkelse	STD
Mose01	1.0	1.08
Mose02	1.1	1.17
Mose04 profil (210 distance m)	3.4	1.08

Tabel 12 Usikkerheder på tykkelsen af permafrosten på sonderingsområderne

Af Tabel 12 ses at permafrosttykkelsen ved Mose01 og Mose02 tilnærmelsesvis stemmeroverens. Det er ikke tilfældet for 1D modellen for Mose04 ved 210 distance meter. Årsagen til forskellen skal findes i geoelektrikkens indtrængningsdybde. Et MEP profil med en elektrode afstand på 5m er ikke i stand til at give information om den tilsyneladende resistivitet til så små dybder. Derudover kan der stilles spørgsmål ved om NanoTEM instrumentet kan måle til så tidlige tider, og hvis ikke det er tilfældet afhænger opløsningen af så overfladenære grænser af geoelektrikken. Derfor skal tykkelsen af permafrostlaget Figur 57 læses med forbehold, da tykkelsen formentlig er overbestemt.



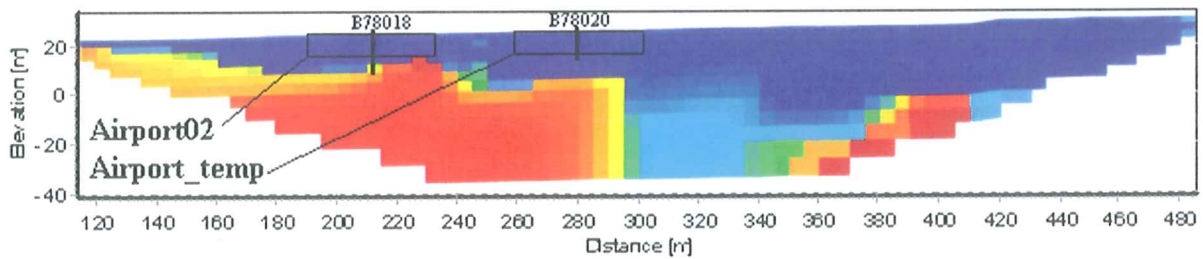
Figur 71 Selvom der slækkes på bindingerne mellem modellerne, ses det at TEM modellen generelt ikke flytter på grænsen mellem 3 og 4 lag. Hvorimod DCP modellen har svært ved at finde sig tilfreds i dette område af modelrummet. Det bør bemærkes, at tykkelsen af permafrosten ikke ændres betydeligt med ændring i constrain

Igen er der opstillet linemodeller for geoelektrikken og TEM sonderingen Figur 71. Samme tendens som for Figur 64 giver sig til udtryk her. Data sætterne for TEM har ikke problemer med den fundne model, og holder sig fast på grænsen mellem 3 og 4 lag. Hvorimod DCP ikke syntes at have fundet sig helt tilfreds med den fundne model. Tykkelsen af permafrost laget syntes ikke at variere meget, og modellen må derfor være tilfredsstillende på dette punkt.

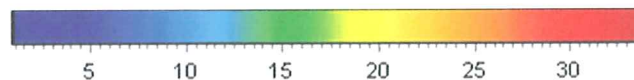
8.5 Airport01 - MEP

Tæt ved lufthavnen i Ilulissat blev der udført 3 MEP profiler hvor 2 af dem havde en elektrode afstand på 0,5m. Alle 3 profiler kan ses på bilag 1 side 2.

De TEM sonderinger der blev foretaget i dette område har ikke kunne inverteres grundet IP-effekter. Årsagen til at pseudo sektionen for hverken IP eller RES er vist skyldes at kun få procent data er processeret væk. På Figur 72 ses inversionen for den integrede IP for profil Airport01. Som før nævnt har IP målingerne for profilerne ikke været konsistent og derfor kan de ikke sammenlignes direkte. Trods dette kan variationer i opladningsevnen over profilet stadig evalueres og på Figur 72 er det tydeligt, at der i det røde markerede område findes en forhøjet opladningsevne sammenlignet med den resterende del af profilet.

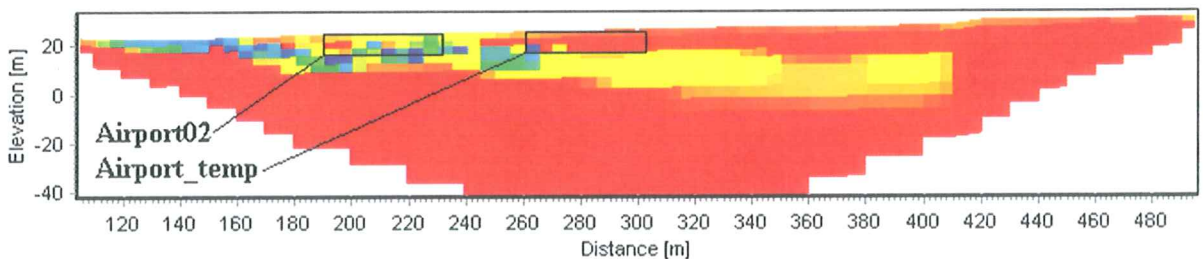


Figur 72 RES2D robust inversion resultat af IP, integret fra gate 6-12. Protocol: Gradient. Elektrode afstand: 5m. 480m: NØ. 120m: SV. På figuren er markeret hvor profilerne Airport02 og Airport_temp er lokaliseret

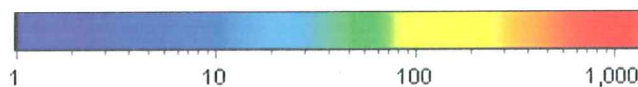


Figur 73 Opladningsevne (mV/V)

Det er bemærkelsesværdigt, at den forhøjede opladningsevne ikke er gennemgående der hvor grundfjeldet forventes at forløbe. Sammenlignes det med Figur74 ses det tydeligt at det nedre røde område kan tolkes til at være grundfjeldet. På baggrund af denne observation kan det konkluderes at der findes lokale variationer i opladningsevnen for grundfjeldet.



Figur74 RES2D robust inverionsresultat af resistivitet.Protocol: Schlumberger. 120m:SV. 480m: NØ.



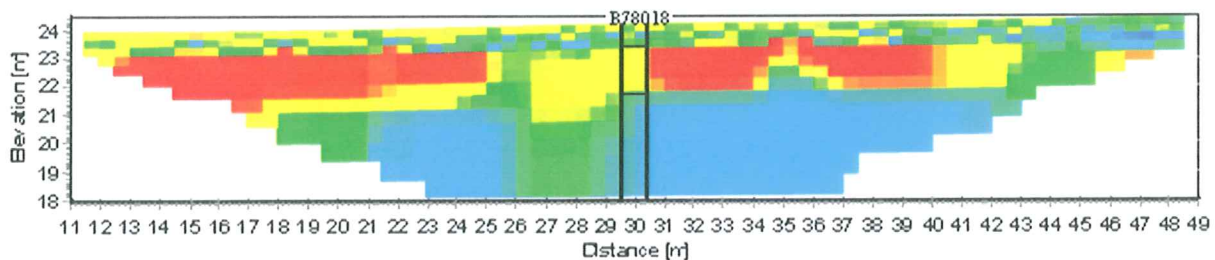
Figur 75 Resistivitet ohmm

2D inversionen for resistiviteten på Figur74 viser at der gennemgående i profilet befinder sig et mindre resistivt lag som inversionsmæssigt er påvirket af de omkringliggende høje resistiviteter. Indtrængningsdybden for profilet er omkring 60 meter, og det bevirker at opløsningen i den øvre del af profilet er ringe. Derfor blev profilerne Airport02 og Airport_temp udført. Længst til højre på profilet ses at det højresistive lag bevæger fra bunden mod toppen af profilet, hvorved det antydes at det saline lag ikke længere findes i det givende område. Betragtes bilag 1 kort 1 er det ikke usandsynligt at det saline lags udbredelse stopper her da grundfjeldet kommer til syne på jordoverfladen.

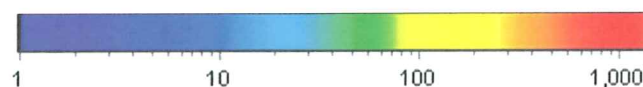
8.6 Airport02 - MEP

MEP profil Airport02 er udført efter 90 distance meter på MEP profilet Airport02. På bilag 1 kort 1 kan profilernes placering ses, her er også noteret fra hvilken side profilerne skal læses i forhold til geografien.

Eftersom samtlige TEM sonderingerne fra området nær lufthavnen er påvirket af enten koblinger eller IP-effekter kan der ikke udføres inversioner på TEM datasættene som giver en troværdig model. Af samme grund blev der udført 2 mindre MEP profiler med en elektrode afstand på 0,5m.



Figur 76 MEP profil Airport02.RES2D robust inversion. Elektrode afstand: 0,5m. Protokol: GradientPlus. 11m: SV. 49m: NØ. Indsat på profilet er information fra boring B78018 (bilag 2). 1 lag i B78018: aktiv lag. 2 lag: permafrost. 3 lag: saltholdig sediment. Bemærk overensstemmelsen mellem geoelektrikken og borehulsinformationer



Figur 77 Resistivitet ohmm

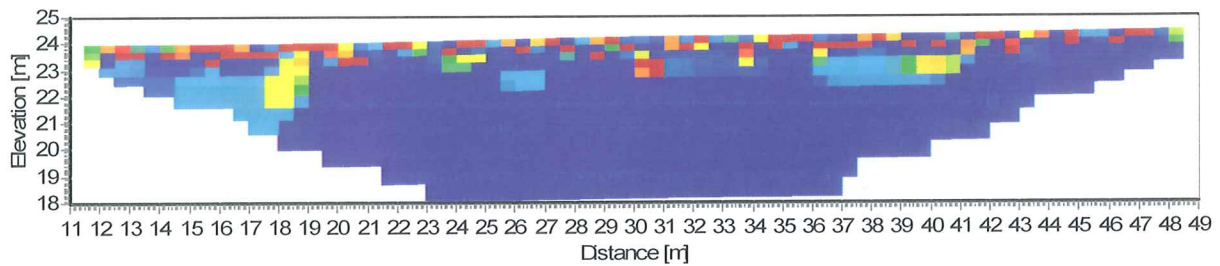
På Figur 76 ses RES2D inversionensresultatet for Airport02. Trods den begrænsede indtrængningsdybde sammenlignet med f.eks. Airport01, er denne konfiguration i stand til at opløse det aktive lag, permafrosten og den øvre del af det saline lag. Sammenholdes denne tolkning med boreloggen B78018¹¹ Figur 76, ses det umiddelbart at der er en overensstemmelse mellem lag grænserne fra boringen og inversionsresultatet. Den fornuftige overensstemmelse mellem boring og inversion skyldes bl.a. at permafrostlaget har en tilpas tykkelse til at ækvivalens problemer ikke skal overvejes her.

Mellem 25-30 distance meter antydes det at permafrost laget helt eller delvist mangler. Der er ikke tvivl om at permafrost laget befinder sig i dette interval grundet vores manuelle undersøgelser, men formentlig er laget så tyndt her at metoden ikke er i stand til at opløse grænsen, pga. høj resistivitetækvivalenser. Antages det at TEM metoden kan benyttes i større omfang i dette geografiske område, kunne det have været muligt at opløse den formodede ækvivalens.

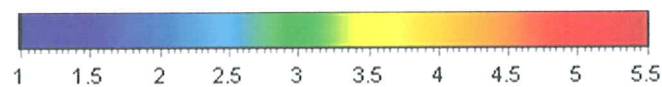
Inversionsresultatet for den integrede IP for hhv. Airport02 Figur 78 og Airport_tempFigur 82, afkræfter teorien om at IP effekten kunne stamme fra permafrostlaget i vores måleområde. I artiklen (Kozhevnikov et al.,2006) diskuteres det om IP effekten for arktiske egne kan tilskrives til underliggende permafrost lag.

¹¹ Bilag 2

Idet to profiler med høj opløselighed af de øverste meter ikke indikere en betydelig IP effekt, kan denne teori bortkastes.



Figur 78 RES2D robust inversionsresultat for MEP profil Airport02, bilag 1 kort 1. Integreret IP: G4-11. Protocol: Gradient Plus. 11m: Sv. 49m. NØ.



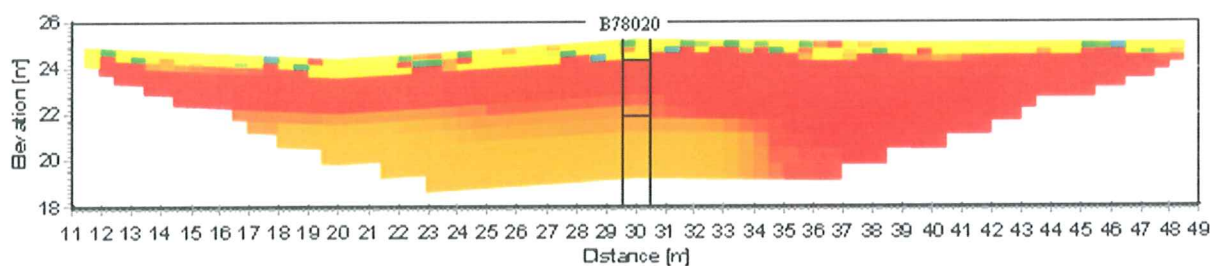
Figur 79 Opladningsevne mV/V

Ud fra Airport02 kan det konkluderes at umiddelbart kunne MEP profiler med tilstrækkelig lille elektrodeafstand opløse tykkelsen af permafrosten. Ækvivalens problemet antydes idet resistiviteten falder markant i et område hvor det forventes at se permafrosten, og metoden ikke kan opløse det tynde høj resistive lag.

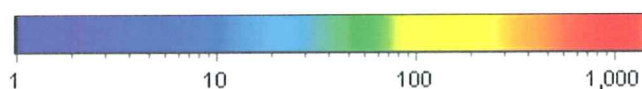
Derudover afkræftes teorien om at IP-effekten for det område målingerne blev foretaget i kan tilskrives permafrosten. På det grundlag fastholdes ideen om IP-effekten stammer fra grundfjeldet som det ses af Figur 72.

8.7 Airport_temp - MEP

MEP profil Airport_temp er udført parallel med Airport01. Placeringen ses på bilag 1 kort 1. Idet profilet er udført tæt ved Airport01 antages det at Airport_temp med god tilnærmelse bekræfter den øvre del af Airport01. På Figur 80 fremtræder et markant høj resistivt gennemgående lag. Inversionsresultatet antyder at sammenlignes Figur 80 med Airport02 Figur 76 er permafrosten tykkere på denne del af profilet.

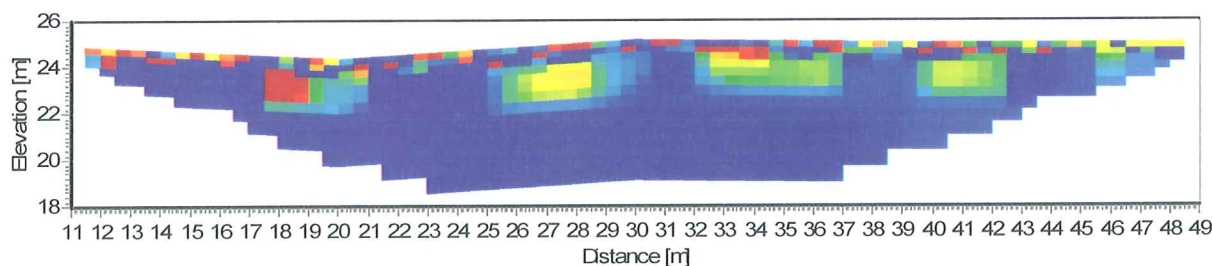


Figur 80 RES2D robust inversionsresultat for Airport_temp. Protokol: Indtegnet er laggrænser for boring B78020 (bilag 3). 11m: SV. 49m: NØ.

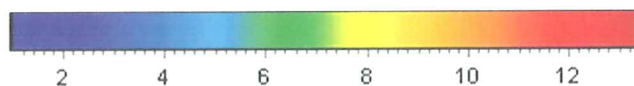


Figur 81 Resistivitet ohmm

Boring B78020¹² er indsat på Figur 80 og grænserne mellem lagene på baggrund af boringen er indsat. Overensstemmelsen er slående, men at det orange område indikerer at den geoelektriske målemetode ikke har fået godt fat i det nederste lag. Permafrostlaget er tykkere i denne del af profilet hvilket har indflydelse på de målte dataværdier.



Figur 82 RES2D robust inversionsresultat for Airport_temp. Integereret IP: G2-8. Protokol: GradientPlus. 11m: SV. 49m: NØ.



Figur 83 Opladningsevne mV/V

¹² Bilag 3

På Figur 82 antydes det at der lokalt i permafrosten alligevel skulle findes små IP-effekter. Umiddelbart vurderes det at disse effekter tilskrives clayballs, som er karakteristisk for området. Bedre udviklede clayballs kan ikke udelukkes for at give en IP-effekt, grundet mineral og ion sammensætningen i sådanne strukturer.

9 Konklusion

De geofysiske undersøgelser i området omkring Ilulissat viste generelt et tilfredsstillende resultat. Inversionerne der alene baserede sig på TEM data, udviste ofte en tilfredsstillende bestemmelse af parametrene for det saline lag. Hvorimod geoelektrikken ofte udviste inkonsistente inversionsresultater, for laggrænserne mellem 3 og 4 lag. Tilsvarende bestemte geoelektrikken resistiviteten i de højresistivelag, hvilket TEM metoden ikke var i stand til.

Problemet med IP effekten og koblinger på det indsamlede TEM data, nær lufthavnen, bevirkede at det ikke kunne bruges i inversionerne. Derved var det ikke muligt, at sammenholde de geofysiske parametre for det fælles inversionsresultat med borloggen fra sonderingslokaliteten. Til trods for omfattende forward modelleringer af IP effekter på TEM data fra området, har det ikke været muligt at genskabe de målte responser. Det vurderes derfor, at den lagdelte struktur ikke gælder IP responset for TEM data, men muligvis kan forklares ud fra 3D effekter i grundfjeldet.

TEM sonderingerne for Mose04 udviste overordnet en tilfredsstillende datakvalitet. Derfor har det været muligt, at benytte disse data til en større fælles inversion med de geoelektriske måldata. Inversionens resultatet er tolket med et hvis forbehold, da den nærliggende Mose02 model ikke udviser samme resultat i forhold til tykkelsen af permafrosten. Derfor er det vurderet, at tykkelsen af permafrosten for Mose04 ikke er korrekt, men formentlig kan korrigeres med en faktor.

På Figur 54 ses at omkring halvdelen af profilet udviser den forventede struktur jf. afsnittet om områdets geologi. Profilet fra ca. 200-400 distance m afviger derimod fra dette. Den præcise årsag kendes ikke, men en mulige forklaringer kunne være effekter fra åløbet i denne del af området. Blandt disse effekter kan nævnes, indsynkning af grundfjeld, erosion af grundfjeld, udvaskning af saltforbindelser fra 3 lag, hvilket vil øge lagets resistivitet og nedsætte nedre optøningshastigheden af permafrosten.

Idet TEM sonderingerne ved lufthavnen var koblede kunne disse ikke anvendes til en fælles inversion. Derfor forligger der kun inversioner af det geoelektriske data. Det har vist sig, at elektrodeafstanden for MEP profilerne er afgørende for opløsningen af de øverste laggrænser. Problemet ved udelukkende, at basere inversionerne på geoelektrisk data, er opløsningen af ækvivalensproblemet mellem 2. og 3. lag. Derfor bør man tage forbehold for dette på de inverterede dybder.

For GCM metoden skal der foretages yderligere undersøgelser af instrumentet, da de indsamlede data udviste en tendens, der på ingen måde stemte overens med de opstillede forward modeller. Ud fra de teoretiske beregninger forventes GCM metoden, at kunne opløse ækvivalensen mellem 2. og 3. lag. Da metoden er væsentlig hurtigere end TEM metoden, ville det være ønskværdigt hvis metoden kunne anvendes. I sin nuværende form har GCM metoden ikke kunne levere brugbart data fra området.

Afslutningsvis kan det siges, at fælles inversionerne fra området giver konsistente og realistiske resultater i forhold til det forventede. Desværre er manglen på borerer ved lokaliteterne, hvor fælles inversion er muligt, en begrænsende faktor for valideringen af de geofysiske parametre fra fælles inversionerne.

10 Litteraturliste

10.1 Bøger/noter

- Kirsch, Reinhard (editor), 2006. Groundwater Geophysics. Springer (Kirsch, 2006)
- Christensen, N.B, 2008. Environmental applications of geoelectrical methods. Noter (Christensen, 2008)
- Griffiths, D.J., 2008. Introduction to electrodynamics. Pearson. (Griffiths,2008)
- Foged Nicolaj, oktober 2000, Inversion med lateralt sammenbundne modeller af 2-dimensionale stokastiske resistivitetsfordeling (Foged,2001)
- Ingeman Nielsen, Thomas: Feltguide: Ground Cundutivity Meter (GCM) (TIN,GCM)
- Ingeman Nielsen, Thomas, Feltguide: Multi Elektrode Profilering (MEP) (TIN, MEP)
- Marcus F. Flis, 1989, Induced polarization effects in time-domain electromagnetic measuremets (Flis,1989)
- Telford, W.M &, Geldart, L. P. &, Sheriff, R. E.: *Applied Geophysics, Second Edition*. Cambridge University Press, 1990
- Butler, Dwain K. Investigations in geophysics no. 13, Near-Surface Geophysics. Society Of Exploration Geophysicists
- Nabighian Misac, Electromagnetic Methods Vol.1: Theory, ISBN: 9780931830518 (13), ISBN: Publisher: Society of Exploration Geophysicists
- Mitsuhata, yuji, On-site bias Noise correction on multi-frekuensi slingram-type electromagnetic induction measurements (Mitsuhata, 2009)
- N.O. Kozhevnikov and E.Y. Antonov, *Fast-decaying IP in frozenunconsolidated rocks and potentialities for its use in permafrost-related TEM studies* (Kozhevnikov, 2005)

10.2 Internetsider

Figur 19: <http://hgg.au.dk/> (E. Auken)

Figur 20: <http://hgg.au.dk/page751.aspx> (Kurt Sørensen, Hvad kan man nu med SkyTEM systemet)

Geologisk baggrund: http://www.geus.dk/viden_om/voii/voii05-dk.html

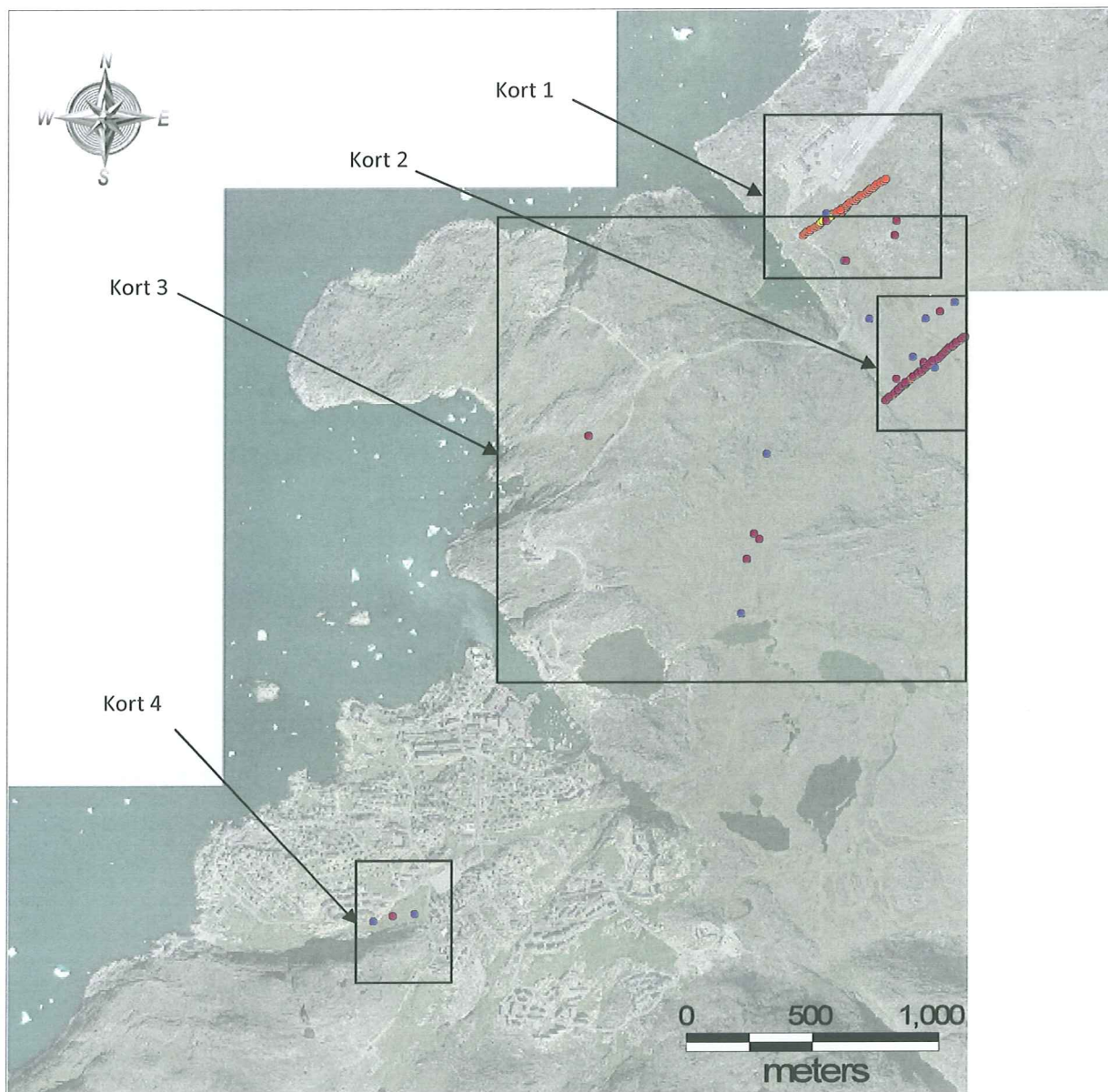
EM1DINV: http://www.hgg.geo.au.dk/HGGsoftware/em1dinv/em1dinv_manual.pdf

11 Bilag

1. Oversigtskort for data indsamlingsområdet
2. Borelog for B78018
3. Borelog for B78020
4. GCM forward modeller
5. Borelog for B78061

Bilag 1

Oversigtskort

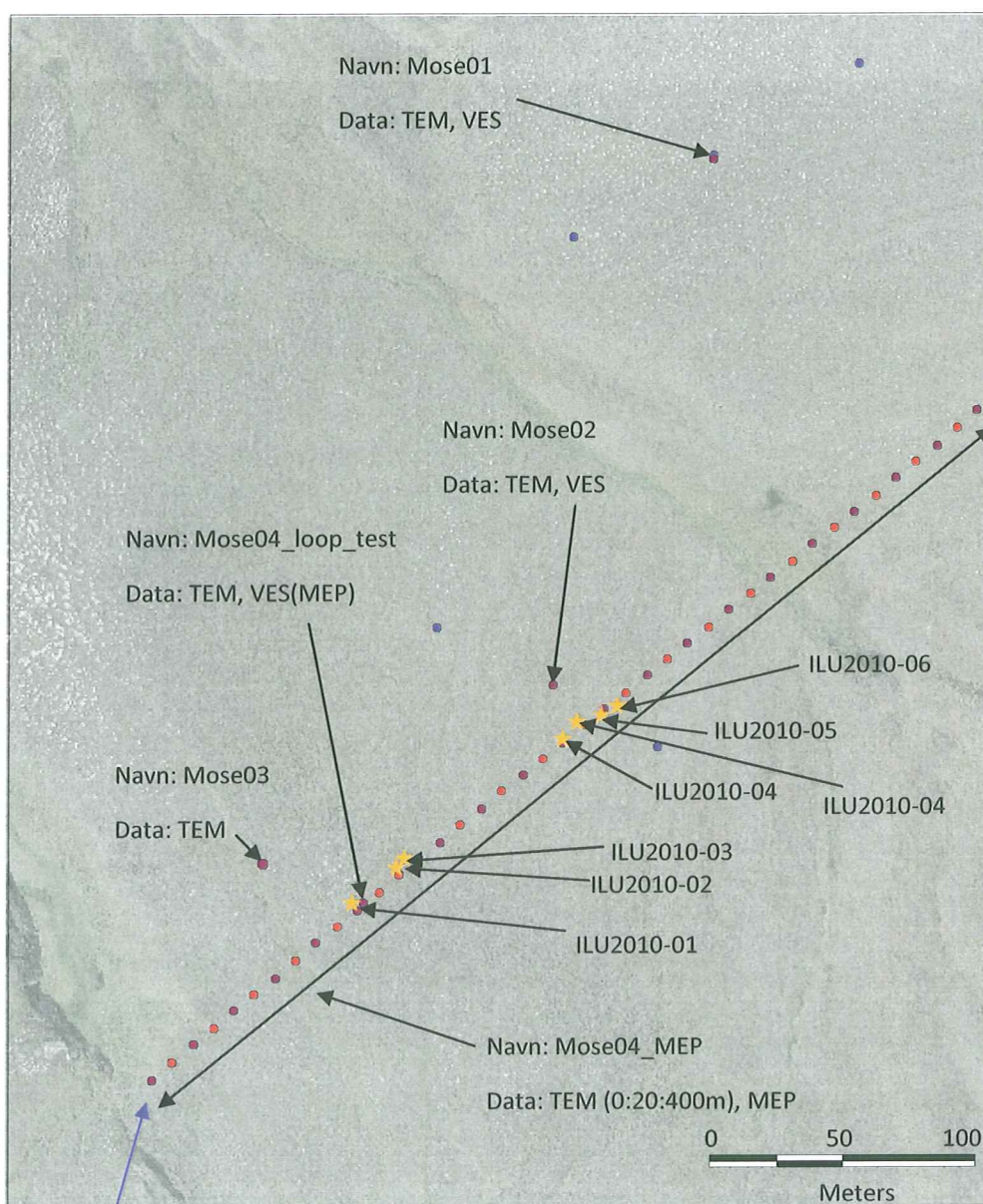


Bilag 1

Kort 2

Signaturbeskrivelse

- Rød cirkel** MEP
- Grøn stjerne** Boring
- Lilla cirkel** TEM
- Blå Cirkel** VES udlæg
- Gul stjerne** Boring fra 2010



I rapporten er dette start position for MEP profilet. Dvs. værdier med laveste distance meter begynder her.

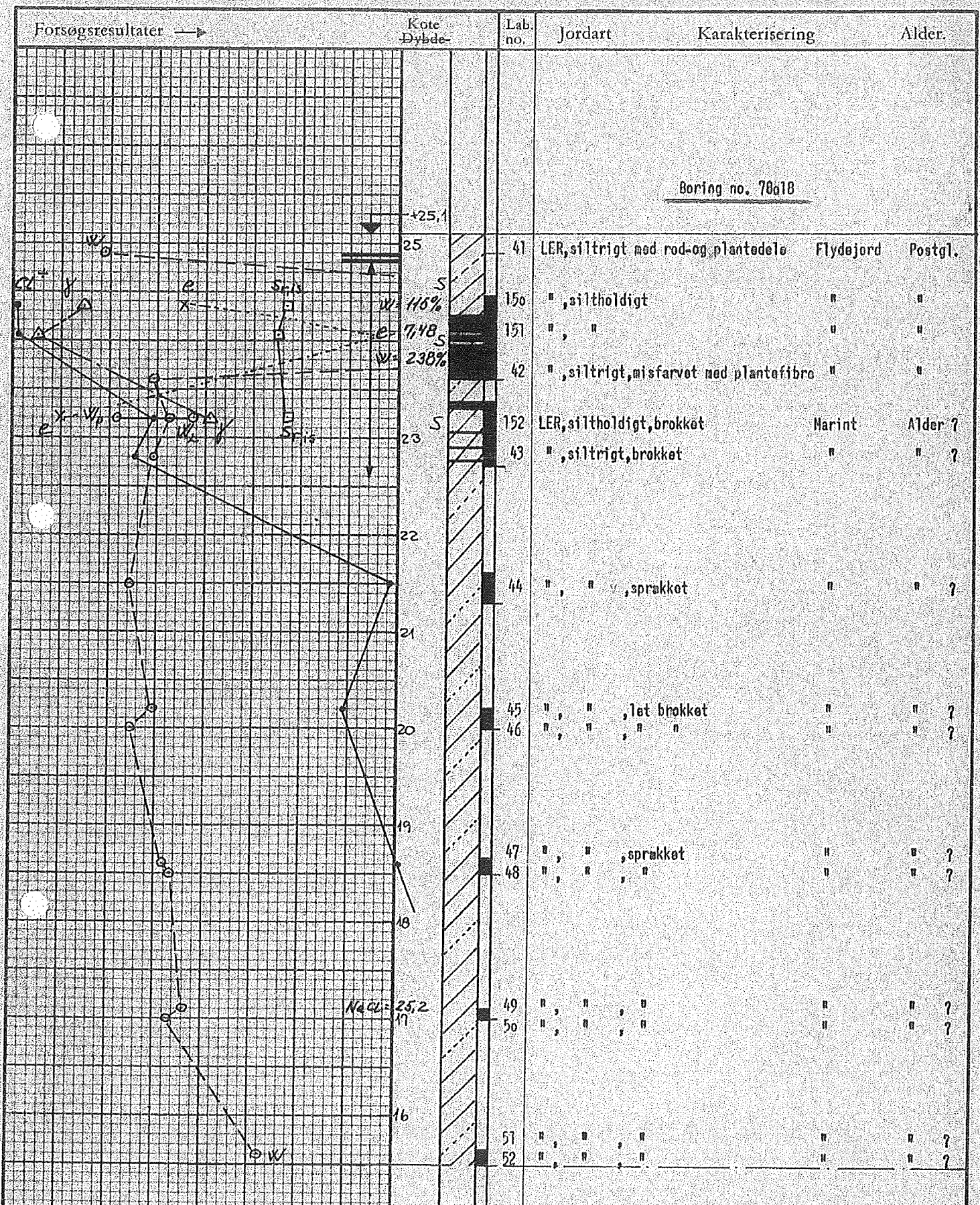
Bilag 1

Kort 4

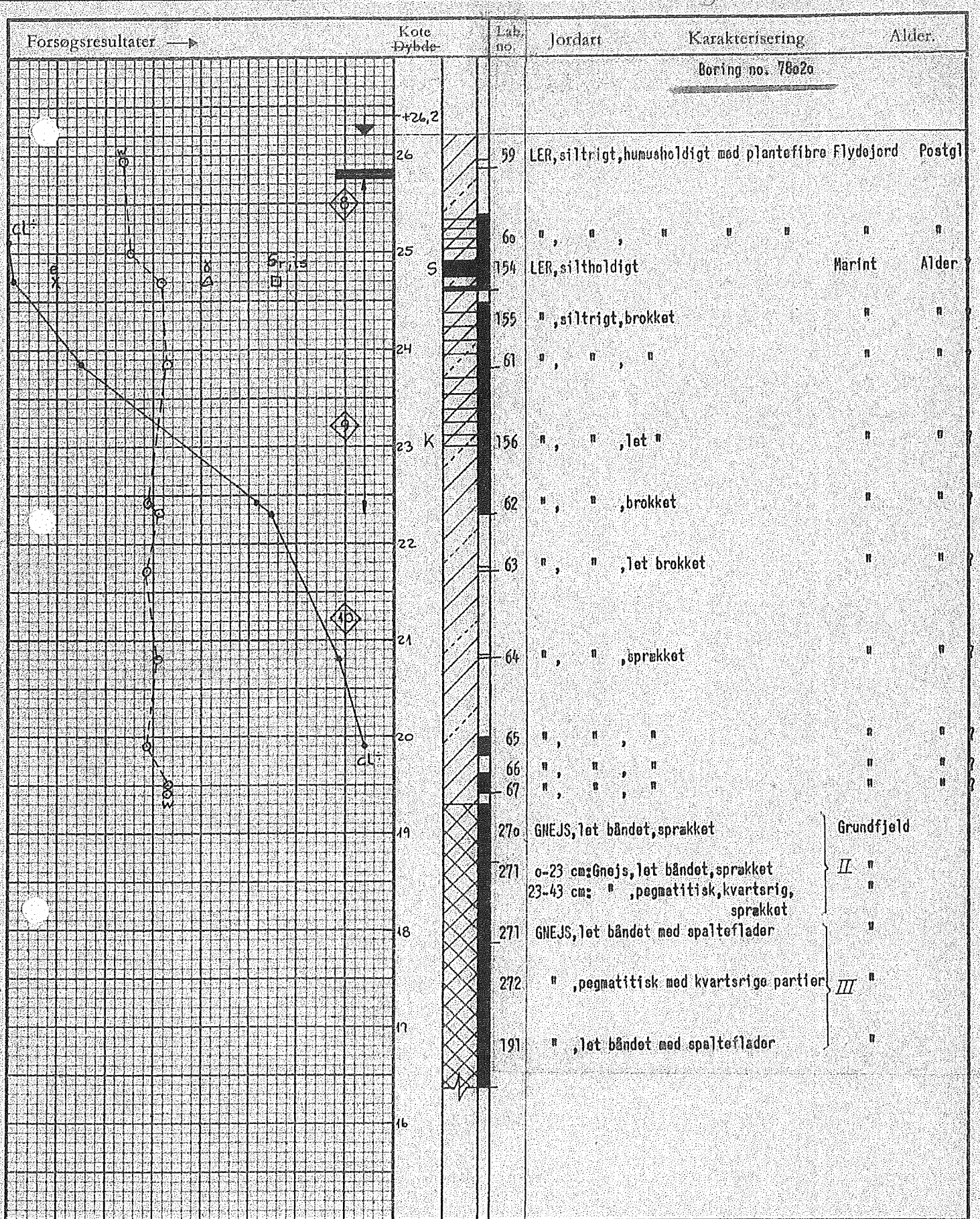
Signaturbeskrivelse

- Rød cirkel MEP
- Grøn stjerne Boring
- Lilla cirkel TEM
- Blå Cirkel VES udlæg





20	40	60	% w	GEOTEKNISK INSTITUT	BOREPROFIL	
5	10	15	% CL			
14	18	22	kN/m ² Y	Bor. udf. 78-07-25	Sag: K 78216	
1	2	3	90 100 110%	af: AC/HA	Jakobshavn	
10	20	30	40 50 60 70	Sond. modstand	Tegn.: u.s.	Boring no. 78a18 (fortsættes)
Signaturforklaring på bilag no. 2				Godk.: <i>[Signature]</i>	Kontr.: <i>[Signature]</i>	Bilag no. 4
					d. 79-01-31	



20	40	60	%	w	GEOTEKNISK INSTITUT	BOREPROFIL	
5	10	15					
14	18	22	kN/m ²	γ	Bor. udf. 1978-07-26	Sag: K78216	
1	2	3	90	100	110%	af: AC/HA	Jakobshavn
10	20	30	40	50	60	70	Sond. modstand
Signaturforklaring på bilag no. 2					Godk.: <i>[Signature]</i>	d. 79.01.31	Boring no. 78020
							Bilag no. 7

Bilag 4 - GCM Forward Beregninger

De følgende teoretiske responser for GCM instrumentet er beregnet ud fra den teoretiske model samt de faktiske geofysiske parametre.

Tabel 1 Geofysisk model benyttet til at udregne responserne for GCM instrumentet. Parameterne har varieret mellem de angivende værdier. Værdierne angivet i parentes er parameterens standart værdi, når den holdes konstant.

Lag	Resistivitet (Ω m)	Tykkelse (m)	Dybte (m)
Aktiv	100-500 (500)	0.5-2.5 (1)	0.5-2.5 (1)
Permafrost	1000-5000 (5000)	3-7 (4)	4.5-8.5 (5)
Salin	0.1-20 (5)	5-13 (7)	10-18 (13)
Grundfjeld	500-10000 (2000)	-	-

I de beregnede responser ændres kun en parameter i ét givet lag, mens alle de andre holdes konstant ved den værdi der er angivet i parentes i Tabel 1. Alle responser er beregnet for et realistisk GEM-2 respons.

Kort gennemgang af effekter på respons

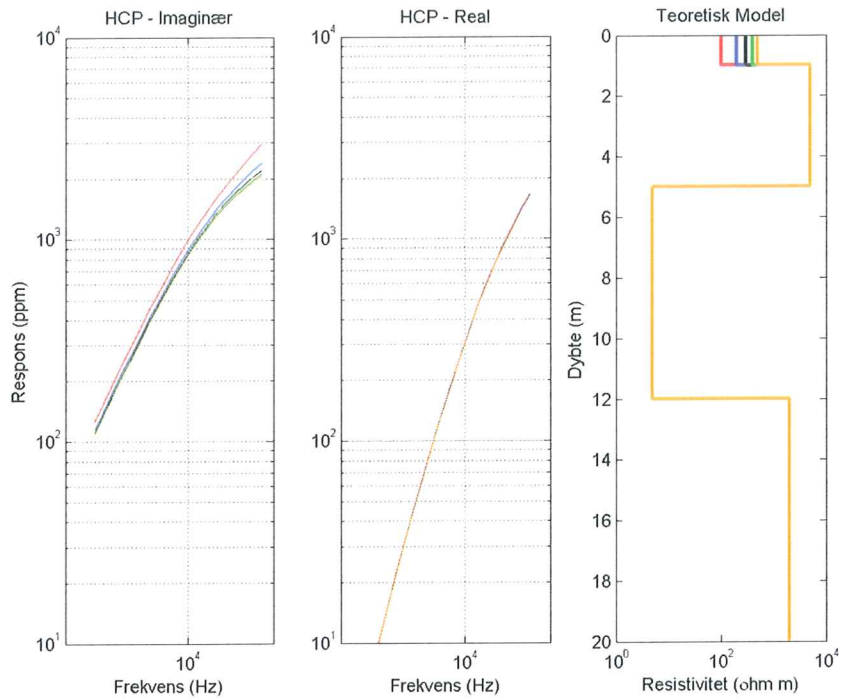
I det følgende gennemgås kort hvilken effekt de forskellige parametre har på responset.

For den horisontale koplener ses, at ændringer i resistiviteten af første, andet og fjerde lag næsten ingen effekt har. Der sker en smule i første lag, men ellers er de næsten helt ens. Resistiviteten af tredje lag har derimod en rigtig stor indflydelse på responset. En lavere resistivitet giver et større respons. Dette er også præcis hvad man ville forvente ud fra teorien. Hvis tykkelsen varieres ses det største respons ved andet lag. Her skal laget gerne være tyndt for at opnå et maksimalt respons. Dette giver mening, da et tyndt permafrost lag vil bringe det saline lag tættere på overfladen og derfor medfører et øget bidrag fra dette lag.

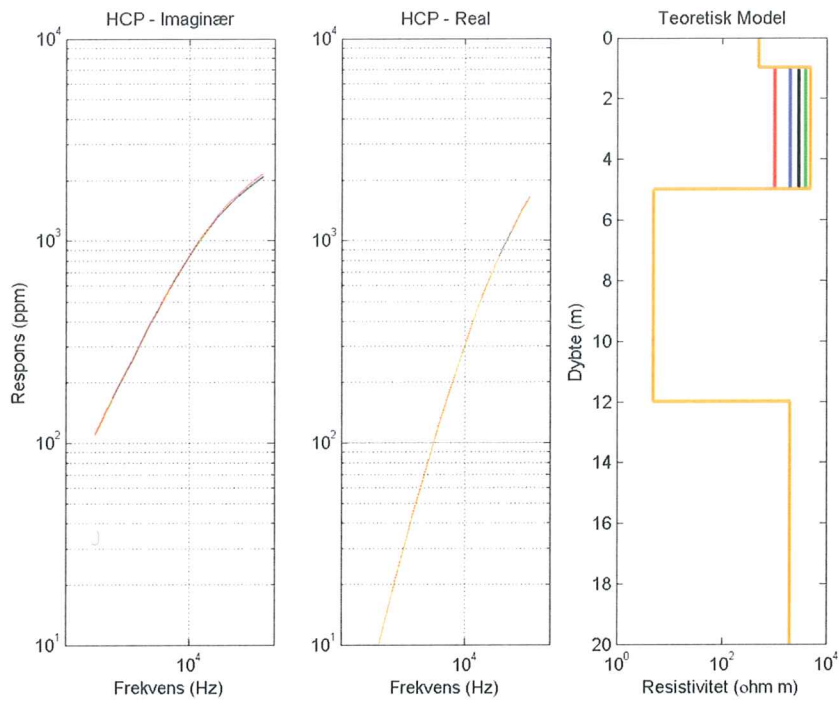
For den vertikale koplener ses det samme, som for den horisontale koplener. Igen har resistivitets ændringer af andet og fjerde lag ikke betydelig indflydelse på responset. På udslaget fra ændringer i første lag ses dog en større afstand mellem de forskellige kurver. Igen er det ændringer i tredje lag der giver de største forskelle imellem signalerne.

Den generelle tendens er, at signalet fra den horisontale koplener er større end for den vertikale. Ellers har kurverne generelt samme tendens.

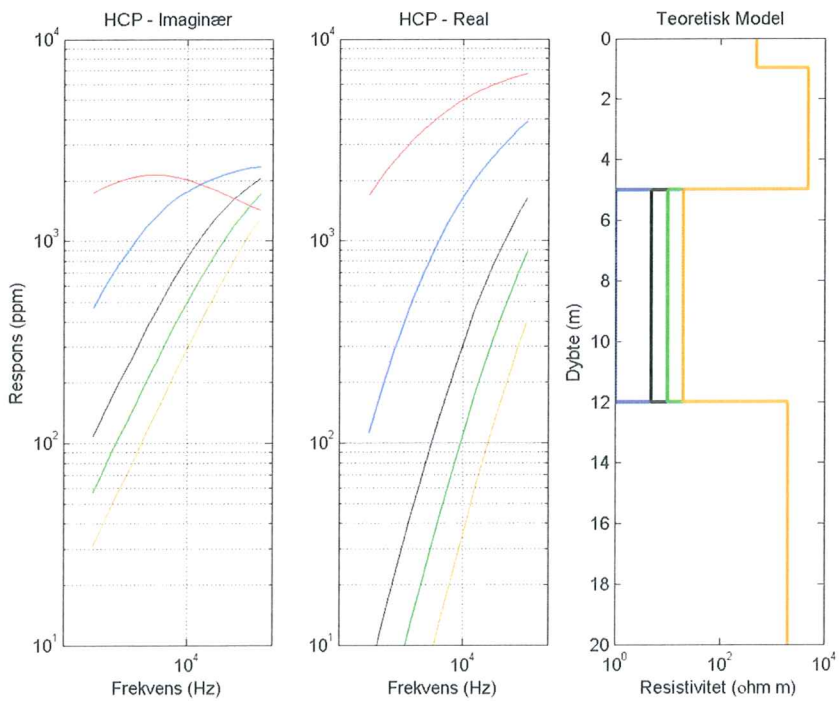
Horizontal koplaner (HCP)



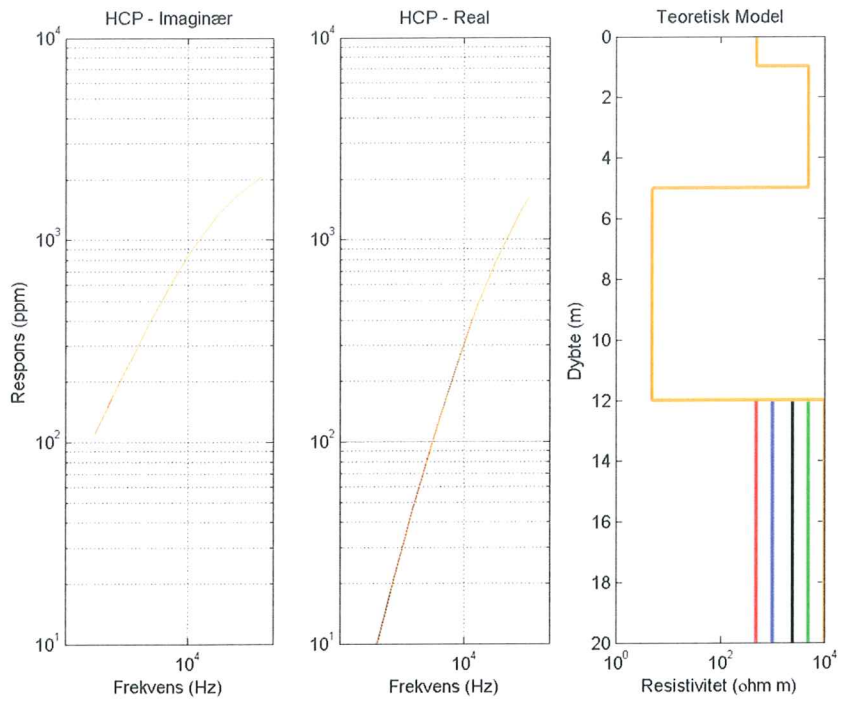
Figur 1 Responset fra HCP konfigurationen. Resistiviteten af første lag har værdierne rød: 100, blå: 200, sort: 300, grøn: 400 og orange: 500 Ω m.



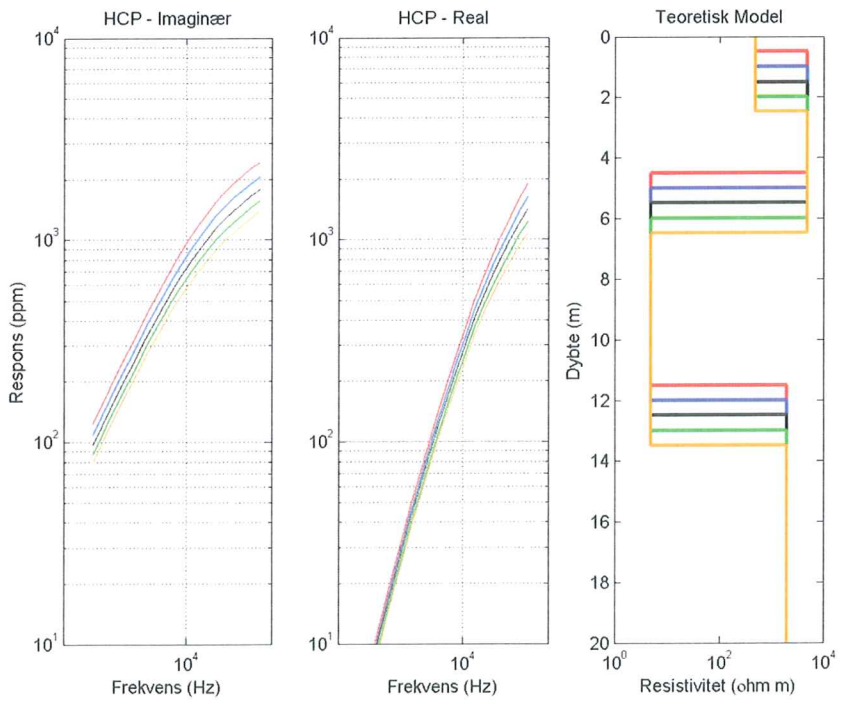
Figur 2 Responset fra HCP konfigurationen. Resistiviteten af andet lag har værdierne rød: 1000, blå: 2000, sort: 3000, grøn: 4000 og orange: 5000 Ω m.



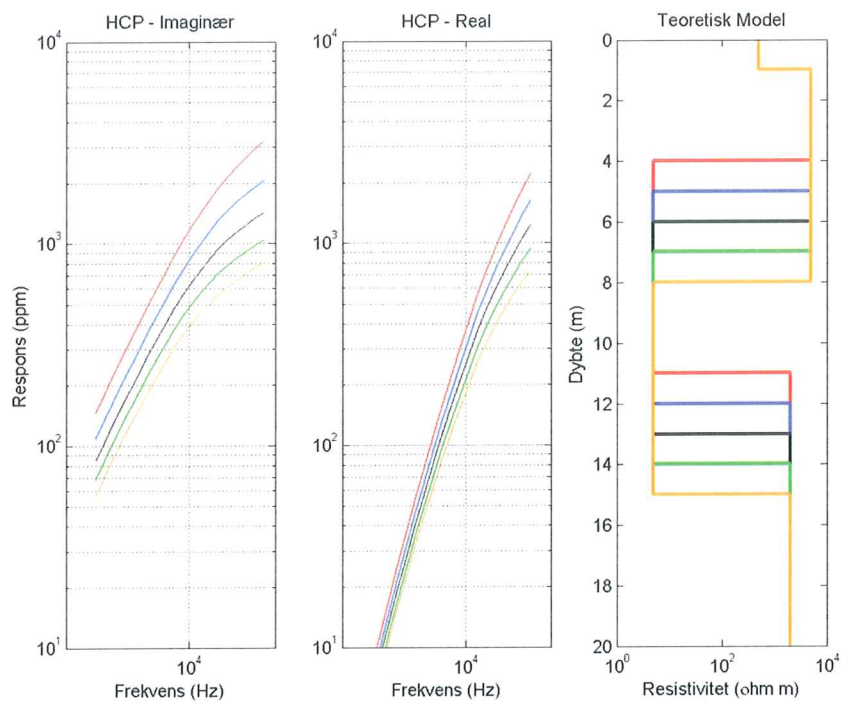
Figur 3 Responset fra HCP konfigurationen. Resistiviteten af tredje lag har værdierne rød: 0.1, blå: 1, sort: 5, grøn: 10 og orange: 20 Ω m.



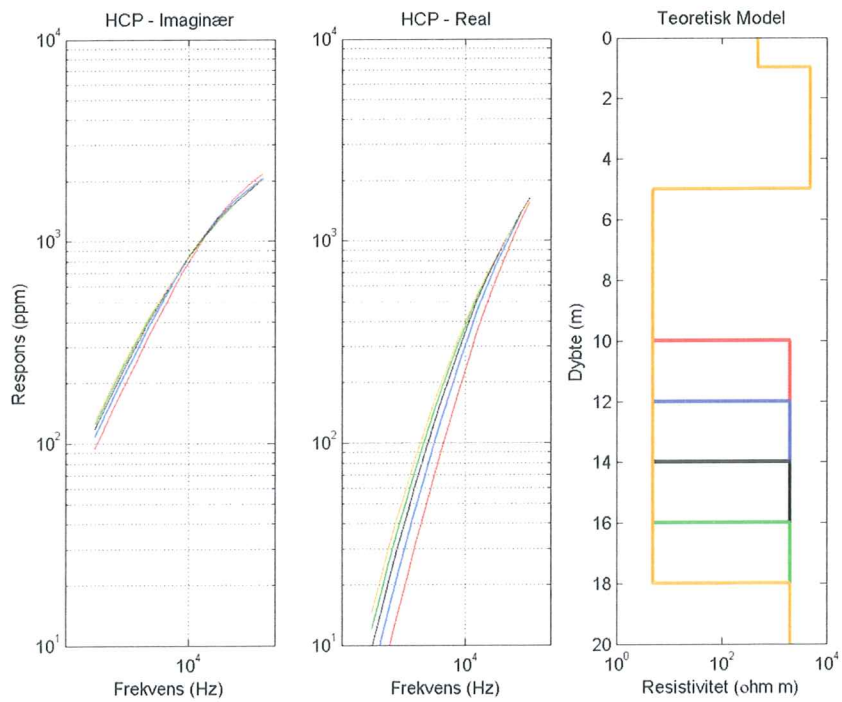
Figur 4 Responset fra HCP konfigurationen. Resistiviteten af fjerde lag har værdierne rød: 500,blå: 1000,sort: 2000,grøn: 5000 og orange: 10000 Ω m.



Figur 5 Responset fra HCP konfigurationen. Tykkelserne af første lag har værdierne rød: 0.5,blå: 1,sort: 1.5, grøn: 2, orange 2.5 m.

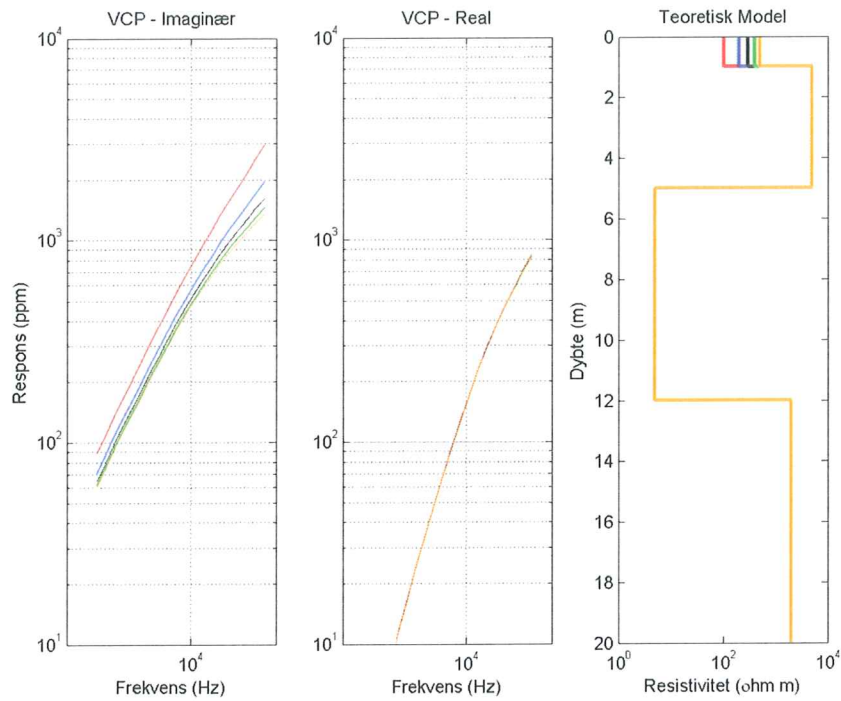


Figur 6 Responset fra HCP konfigurationen. Tykkelserne af andet lag har værdierne rød: 3, blå: 4, sort: 5, grøn: 6, orange 7 m.

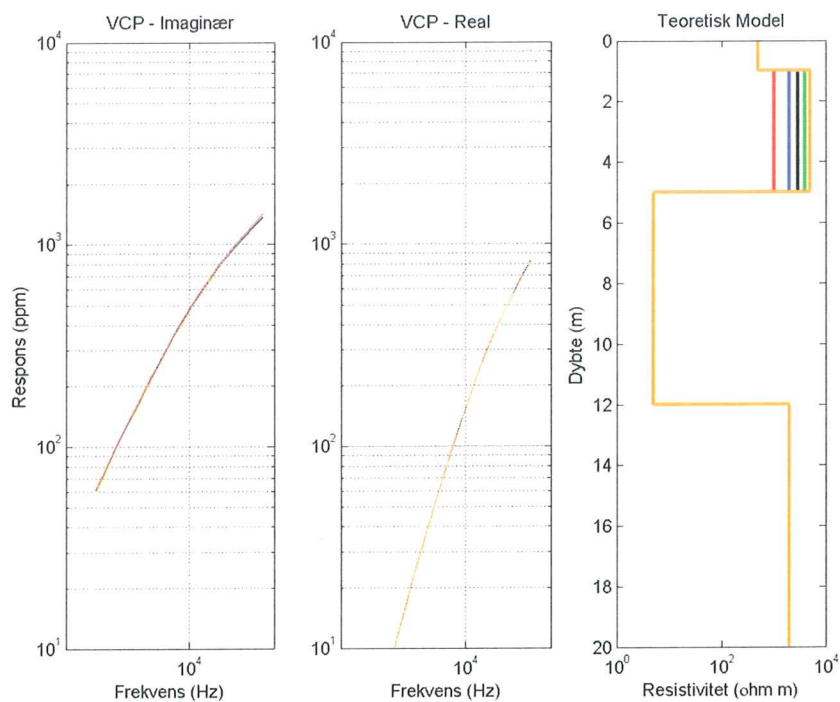


Figur 7 Responset fra HCP konfigurationen. Tykkelserne af tredje lag har værdierne rød: 5, blå: 7, sort: 9, grøn: 11, orange: 13 m.

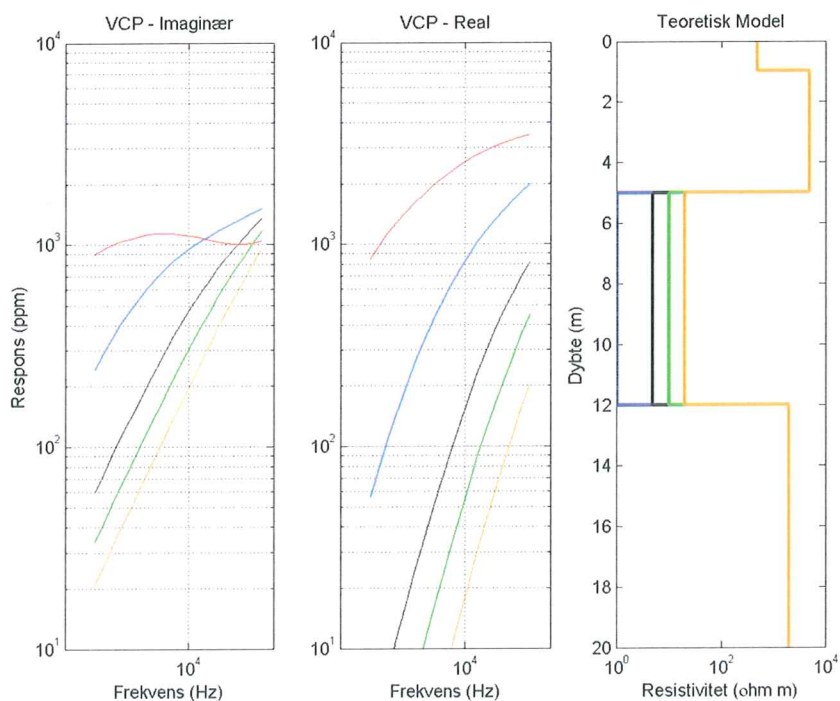
Vertikal Koplaner (VCP)



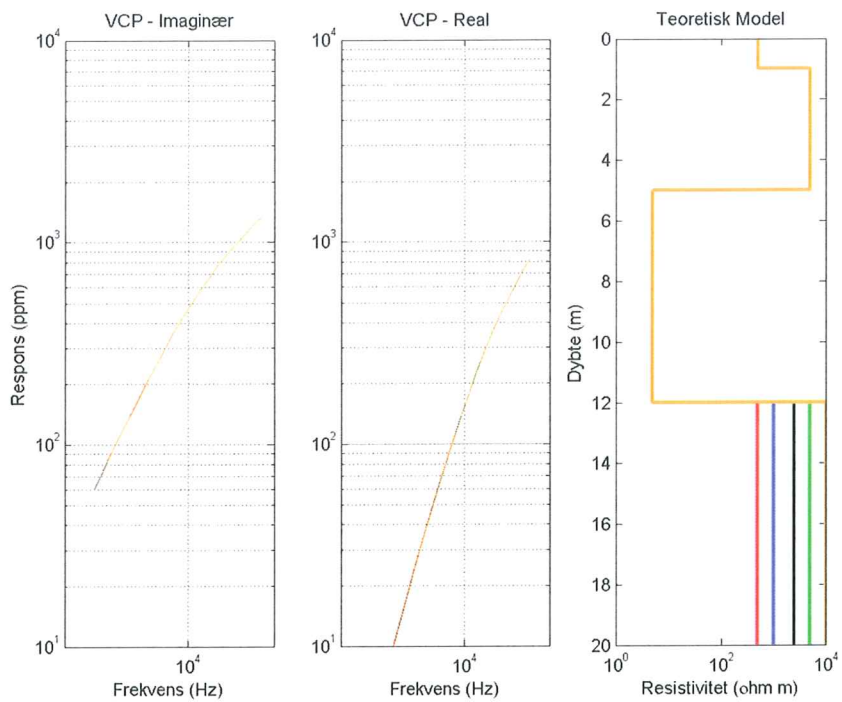
Figur 8 Responset fra VCP konfigurationen. Resistiviteten af første lag har værdierne rød: 100, blå: 200, sort: 300, grøn: 400 og orange: 500 Ω m.



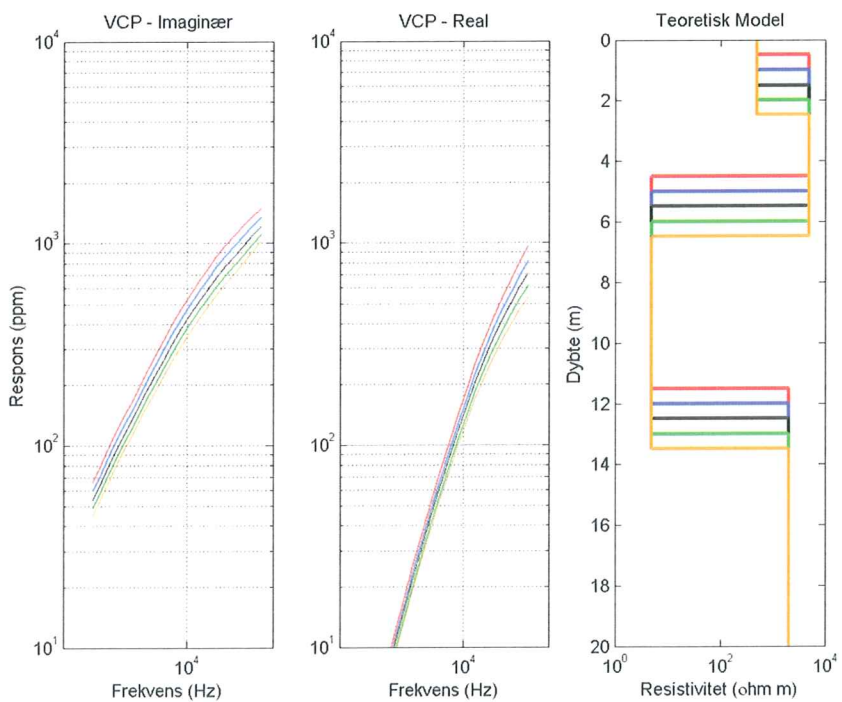
Figur 9 Responset fra VCP konfigurationen. Resistiviteten af andet lag har værdierne rød: 1000, blå: 2000, sort: 3000, grøn: 4000 og orange: 5000 Ω m.



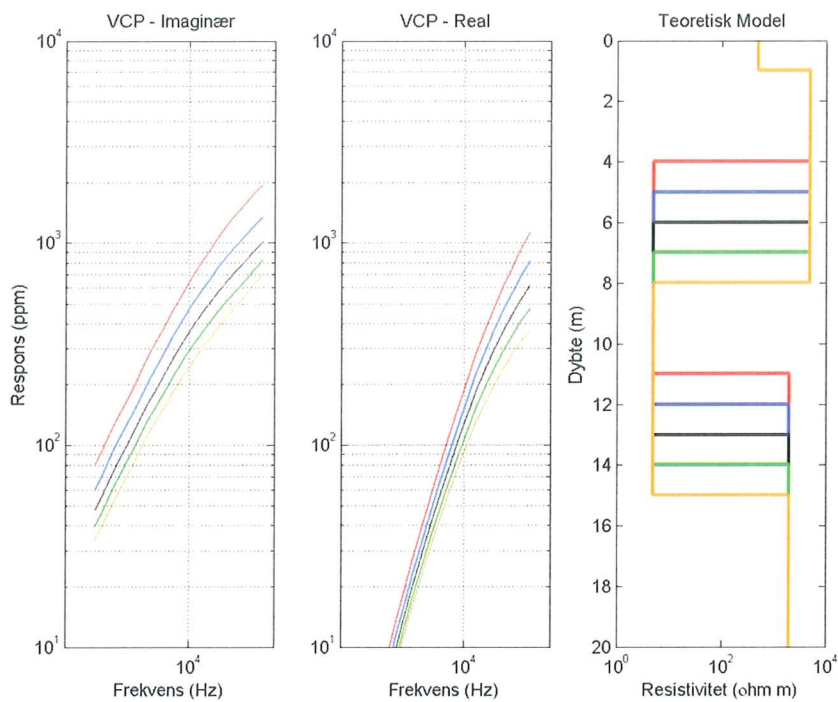
Figur 10 Responset fra VCP konfigurationen. Resistiviteten af tredje lag har værdierne rød: 0.1, blå: 1, sort: 5, grøn: 10 og orange: 20 Ω m.



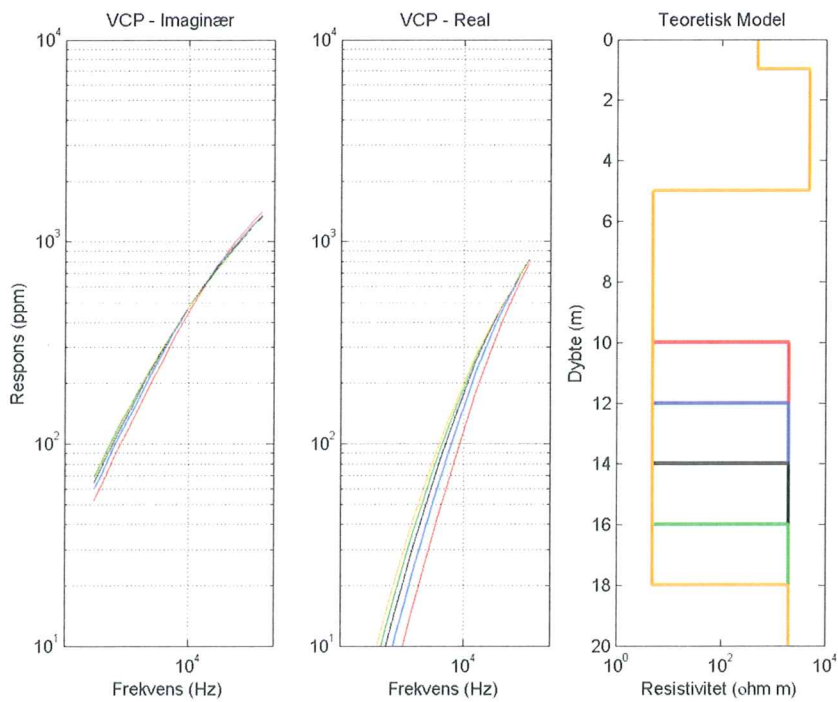
Figur 11 Responset fra VCP konfigurationen. Resistiviteten af første lag har værdierne rød: 500, blå: 1000, sort: 2000, grøn: 5000 og orange: 10000 Ω m.



Figur 12 Responset fra VCP konfigurationen. Tykkelserne af første lag har værdierne rød: 0.5, blå: 1, sort: 1.5, grøn: 2, orange: 2.5 m.



Figur 13 Responset fra VCP konfigurationen. Tykkelserne af andet lag har værdierne rød: 3, blå: 4, sort: 5, grøn: 6, orange: 7 m.



Figur 14 Responset fra VCP konfigurationen. Tykkelserne af tredje lag har værdierne rød: 5, blå: 7, sort: 9, grøn: 11, orange: 13 m.

