



Notat GCM timelapse erfaringer

Rapport nummer 12-19-2022, December 2022





Indholdsfortegnelse

1. Projekt information	2
2. DUALEM-421S Metoden	3
2.1 Begrænsninger / ulemper	6
2.2 Modstand af forskellige jordtyper	7
3. Data Indsamling	8
3.1 Data drift kvalitetssikring	9
4. Processering	11
5. Inversion	12
5.1 SCI-metoden	12
5.2 Kortlægningsdybde	14
5.3 Middelmodstandskort	15
6. Timelapse erfaringer og konklusioner	17



1. PROJEKT INFORMATION

T-Rex projektet vil udvikle ny teknologi, metode og operationelle modeller til terrænær redox- og retentionskortlægning til differentiering af marker i kvælstofretentionsklasser indenfor delvandoplande (ID15oplande). Projektet vil samtidig demonstrere, hvordan kortlægningen af kvælstofretention på markskala kan anvendes til en differentieret målrettet placering af virkemidler, med det formål at opnå en mere miljøeffektiv og omkostningseffektiv virkemiddelsindsats.

I projektet omhandler arbejdsplan 2 kortlægning af den terrænære rumlige geologi og vandmætningsprofiler ved den geofysiske metode Ground Conductivity Meter (GCM metoden). De geofysiske målinger skal anvendes som input til detaljerede hydrologiske modeller, og op skaleres til ID15 oplande. Dette notat dokumenterer erfaringerne med timelapse GCM målinger i TREX projektet. Kapitel 1 indeholder en beskrivelse af GCM metoden, og kapitel 2 indeholder et overblik over de indsamlede data i projektet. Kapitel 4 og 5 dokumenterer data behandlingen i form af processering og inversion af de indsamlede data. Kapitel 6 opsummerer timelapse erfaringerne og konklusionerne på GCM arbejdet udført i arbejdsplan 2.

Projekt information	
Projekt	TREX
Kontakt person	Senior Geofysiker, Jesper B. Pedersen, Aarhus Universitet Professor Anders V. Christansen, Aarhus Universitet
Lokalitet	Gedved og Fensholt
Felt periode	21 August 2020 til 4 marts 2021.
Rapport	Udarbejdet af: Senior Geofysiker, Jesper B. Pedersen Professor Anders V. Christansen

Tabel 1. Projektinformation



2. DUALEM-421S METODEN

DUALEM-421S er et GCM-instrument (Ground Conductivity Meter) som benytter elektromagnetisk induktion til at estimere den specifikke elektriske modstand (kaldet resistivitet) og tykkelse af lagene i jorden.

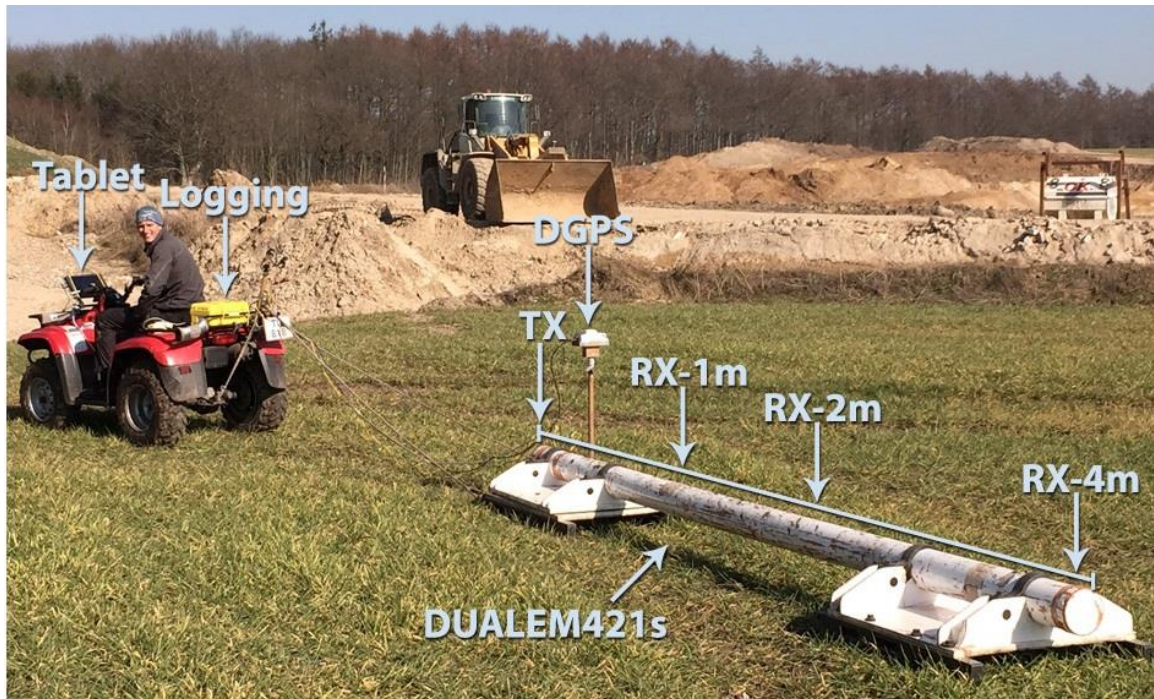
Instrumentet består af en horisontal senderspole som er fastsat i den ene ende af et 4 meter langt rør. I den anden ende af røret sidder der tre par af modtagerspoler i henholdsvis 1, 2 og 4 meters afstand fra senderspølen. I hvert par er den ene spole horisontal (HCP) og den anden er vertikal (PRP). Se Figur 1 og Figur 2 for en skitse af DUALEM-421S instrumentet. DUALEM-421S instrumentet trækkes bag en ATV. Der er cirka 4 m fra instrumentet og til ATV'en for at sikre at den ikke påvirker målingerne (se Figur 3).



Figur 1. Skitse af sender- (TX) og modtagerspøler (RX) i et DUALEM-421S system. For HCP er spølen i samme horisontale plan som senderspølen. For PRP er spølen vinkelret og centreret omkring senderspølen's horisontale plan.



Figur 2. Skitse af DUALEM-421S instrumentet. Senderspølen (TX) sidder i den ene ende af røret og de 3 modtagerspølepar (RX) sidder i ca 1, 2 og 4 meters afstand fra senderspølen.



Figur 3. Felt setup. DUALEM-421S instrumentet trækkes af en ATV. På instrumentet sidder en GPS så positionen af målingerne kan indsamles kontinuert.

Elektromagnetisk induktion

Ved elektromagnetisk induktion udsendes der en vekselstrøm igennem senderspølen hvilket danner et primært magnetisk felt i jorden der varierer med samme frekvens som strømmen. Variationen i magnetfeltet inducerer et varierende elektrisk felt i jorden som igen danner et varierende sekundært magnetisk felt, der måles af de forskellige modtagerspøler simultant. Dette sekundære magnetiske felt indeholder information om jordens elektriske egenskaber.

DUALEM-421S er et frekvensdomæne-system der kontinuert sender et primært felt ud med en frekvens på 9 kHz og modtagerspølerne måler derefter det sekundære felts amplitude og fase. Amplituden og fasen er målt i forhold til det primære felt.

Følsomheden til jordlagene i forskellige dybder, afhænger af resistiviteten i jordlagene (geologien), frekvens-valget, afstanden mellem sender- og modtagerspølerne samt orienteringen af spølerne i forhold til hinanden. For DUALEM-421S-systemet er frekvensen samt den indbyrdes geometri af spølerne faste, men da der er to geometrisk forskellige modtagerspøler som hver sidder to forskellige afstande fra senderspølen, opnås totalt 6 konfigurationer. For



hver af disse 6 konfigurationer måles der både en amplitude og en fase, men traditionelt er faserne svære at kalibrere på disse instrumenter og vi har valgt ikke at inddrage dem i tolkningen. Vi opnår derfor 6 datapunkter pr. måling. De 6 datapunkter indeholder information om forskellige dele af jorden da de har forskellige følsomheder vertikalt set. HCP-konfigurationen trænger dybere ned end PRP og konfigurationer med længere spoleafstand trænger ligeledes længere ned end konfigurationer med kortere spoleafstand.

For HCP er en 1D følsomheds-funktion beskrevet som:

$$S^{HCP}(z) = \frac{4z}{(1 + 4z^2)^{\frac{3}{2}}}$$

For PRP er 1D følsomheds-funktionen udtrykt ved:

$$S^{PRP}(z) = \frac{2}{(1 + 4z^2)^{\frac{3}{2}}}$$

For begge ligninger er z en normaliseret dybde: $z = d/r$, hvor d er dybden og r er afstanden mellem sender- og modtagerspole. Følsomhedsfunktionerne for de 6 konfigurationer er vist grafisk i Figur 4, hvor plottet til venstre viser ovenstående ligninger (normaliseret med den totale følsomhed) og plottet til højre viser de kumulerede følsomheder.

Ud fra følsomhedsfunktionerne kan det ses at PRP-opsætningerne har mest information helt i overfladen hvorimod HCP-konfigurationerne har lille følsomhed helt i toppen med et distinkt maksimum et stykke under overfladen. For PRP-konfigurationen med 1,1 meter spoleafstand er den maksimale følsomhed ca. 0,35 meter, og tilsvarende for 2,1 meters spoleafstand i 0,70 meter. For PRP konfigurationen med 4,1 meters spoleafstand er den maksimale følsomhed i 1 meters dybde. HCP konfigurationerne har betydelig større følsomhed end PRP konfigurationerne ned til ca. 1,5 meters dybde.

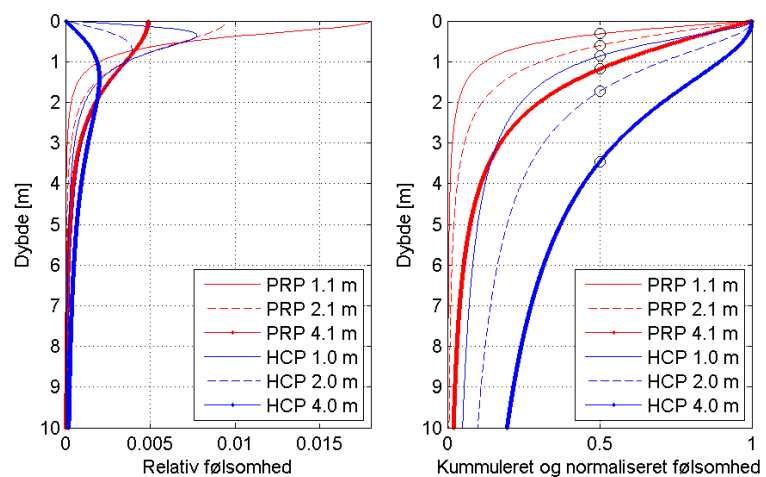
Ud fra den summerede følsomheds-funktion i Figur 4, kan man aflæse et mål for fokusdybden, som typisk angives i den dybde hvor 50% af følsomheden ligger over, henholdsvis under. For HCP-konfigurationen på 1 meter er fokusdybden ca. 0,87 meter (1,73 meter for 2 meter spoleafstand og 3,5 meter for 4 meter spoleafstand) og for PRP-konfigurationen på 1,1 meter er det ved en dybde på ca.



0,32 meter (ca 0,61 meter ved 2,1 meter spoleafstand og ca 1,1 meter ved 4,1 meter spoleafstand).

Disse angivne maksimale følsomheder og fokusdybder er ud fra antagelsen at udstyret måler fra jordoverfladen. Da dette GCM udstyr måler 28,5 cm over jordfladen vil værdierne være en smule mindre da noget af følsomheden går tabt i luften.

GCM-systemet monteres på en slæde der trækkes efter en ATV, hvorved man opnår et hurtigt og naviger-bart system der kan kortlægge mange kilometer per dag.



Figur 4. *Venstre*: Følsomheds-funktion for HCP (blå kurver), og PRP (rød kurver). *Højre*: Den integrerede følsomheds-funktion for HCP (blå kurver), og PRP (rød kurver).

2.1 Begrænsninger / ulemper

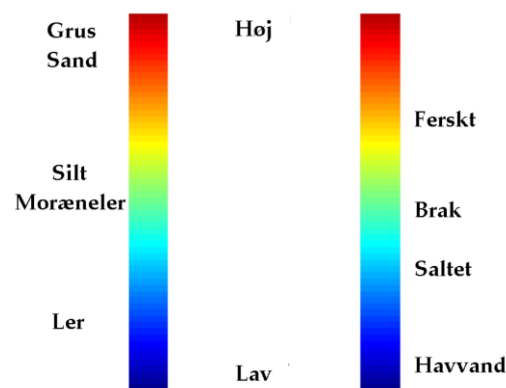
GCM metoden er som alle andre elektromagnetiske metoder, påvirket af eksterne støjkluder, såsom hegn, metalrør i jorden, højspændingsledninger osv., og man skal være et stykke væk fra disse støjkluder for at de ikke påvirker målingerne. Jo større støjklude, jo længere væk.

DUALEM-421S instrumentet har seks modtagerspøler og derved opnås der seks datapunkter for hver måling. Med seks datapunkter kan man ideelt set opløse seks parametre – f.eks. resistiviteten i 6 lag med faste laggrænser. I praksis tolkes dog med mere end seks lag, hvor lagene bindes sammen både vertikalt og lateralt for stadig at kunne frembringe en robust løsning. De få datapunkter og forventede indtrængningsdybder skal tages i betragtning når man evaluerer resultaterne fra inversionen.

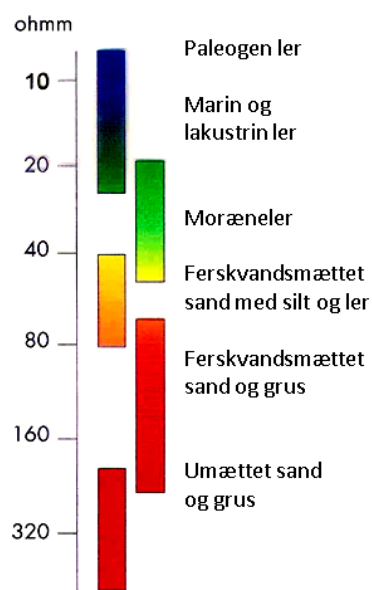


2.2 Modstand af forskellige jordtyper

Med GCM metoden måles modstanden af jorden ned til cirka 7 meters dybde. Den målte modstand afhænger af flere faktorer herunder jordtype, vandindhold og vandets ionindhold. Figur 5 viser den relative modstand i forhold til jordtype og vandkvalitet. Figur 6 viser den typiske modstand af forskellige danske jordtyper. Grundet den kemiske opbygning er ler-aflejringer kendetegnet ved at have en lav resistivitet, mens og sand- eller gruslag har en høj resistivitet.



Figur 5. Modstand af forskellige jordtyper og modstand i forhold til vandkvalitet.

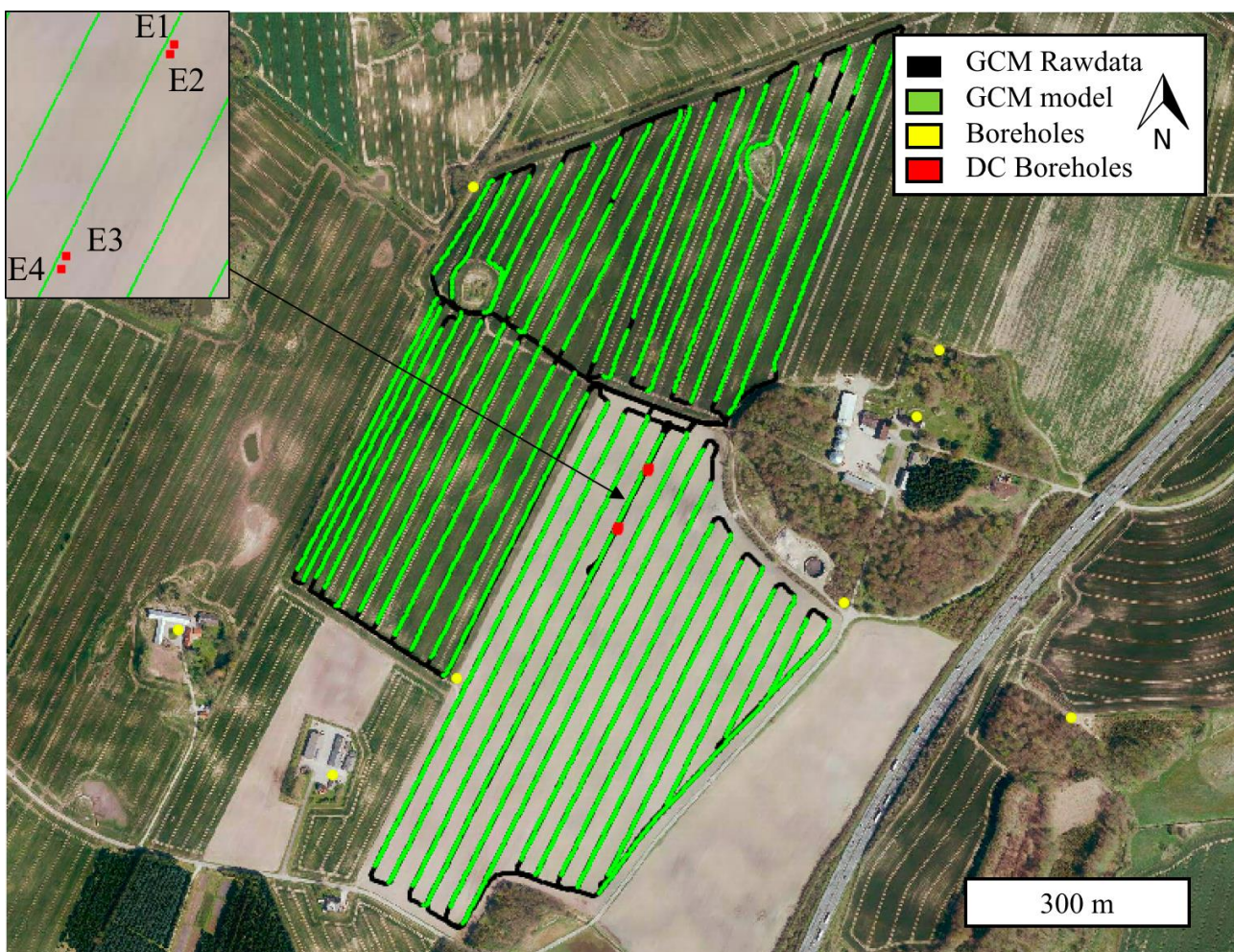


Figur 6. Modstand af forskellige danske jordtyper.



3. DATA INDSAMLING

Data indsamlingen foregik over en tidsperiode på et år. Det første datasæt blev indsamlet den 21 august 202 og det sidste blev indsamlet den 4 marts 2021. I løbet af denne periode blev der målt på begge lokaliteter Fensholt og Gedved engang om måneden. November og December, 2020 blev der dog ikke målt grundet COVID-19 restriktioner. I alt er der dermed målt 6 gange på hver lokalitet. Der er målt 1 sprøjtespor på hver lokalitet, og dermed er linjeafstanden cirka 25-30 meter. Der er cirka 2 meter mellem hver målepunkt langs med kortægningslinjerne.



Figur 7. Oversigtskort fra Gedved med GCM målinger. GCM målinger er vist med grønne punkter. Gule punkter markerer boringer i området. Røde punkter markerer DC målinger i jorden på kalibreringslinjen.



Figur 8. Oversigtskort fra Fensholt med GCM målinger. GCM målinger er vist med grønne punkter. Gule punkter markerer borer i området. Røde punkter markerer DC målinger i jorden på kalibreringslinjen, og blå punkter er fugtigheds sensorer som måler jordens fugtighed.

3.1 Data drift kvalitetssikring

DUALEM421s system geometrien, dvs. senderspøle-modtager-spøle afstandene, antages at være konstante når man tolker de målte data. Ændringer i den formodede system geometri kan potentielt resultere i fejlbehæftede tolkninger, da den udregnede modstand af jordlagene i så fald kan være enten for høj eller lav



(kaldet data drift). Det sker at man ser ændringer i system geometri, men det kan ske hvis der f.eks. er store temperaturændringer i instrumentet. Høje temperaturer kan resultere i at modtagerspølerne vil udvide sig, hvilket giver data drift da den formodede system geometri i så fald ændrer sig. En anden årsag til data drift er hvis der kortlægges i hårdt terræn. Hvis instrumentet får slag og bump kan det påvirke den interne placering af sender og modtagerspølerne. For at verificere at data ikke er påvirket af data drift opsættes der en kvalitetssikrings linje for hvert kortlægningsområde. Kvalitetssikrings linjen er en 100 m lang GPS refereret linje, som måles to gange med GCM instrumentet; en gang før og en gang efter data indsamling. Resultaterne af de to målinger burde være tæt på identiske for alle seks modtagerspøle konfigurationer. Såfremt dette ikke er tilfældet, kan man applicere et data skift til data fra den modtagerspøle som er påvirket af data drift.

Endvidere blev der installeret DC elektroder i jorden på kalibreringslinjen, så vi kunne validere GCM målingerne. Placeringen af disse DC elektroder fremgår af figur 7 og 8. I Fensholt blev der tilmed installeret fugtighedsmålinger i jorden, så man kunne relatere eventuelle forskelle i timelapse GCM målinger til jordens vandindhold.



4. PROCESSERING

Processeringen af GCM-dataene er gjort med Aarhus Workbench. Målet med processeringen er at gøre data klar til inversion og tolkning. Kun amplituden fra målingerne er brugt. Generelt er kvaliteten af data god og kun negative data og støjede data er blevet fjernet i processeringen. Det negative og støjede data forekommer hovedsageligt i enden af en linje hvor instrumentet bliver drejet rundt i et sving for at komme ind på næste linje. Endvidere er data blevet midlet vha. af et median-filter. Med det nuværende GCM setup opnår vi cirka en måling per 30 centimeter, men for at forbedre signal-støj forholdet er der midlet så vi opnår en måling for hver meter.

Derudover er der estimeret usikkerhed på data. Dette er gjort for at give større usikkerhed ved større resistiviteter, hvor signalniveauet er lavest. Støjen fra et GCM-instrument er typisk additiv ift. det direkte målte respons som almindeligvis angives i ppm (parts per million). Fra instrument-software angives målingerne dog som tilsyneladende resistivitet (ρ_a):

$$\rho_a = \frac{1}{\sigma_a} = \frac{4}{\omega\mu_0 s^2} ppm \cdot 10^{-6}$$

Hvor s er spoleafstanden, $\omega = 2\pi f$ er vinkelfrekvensen for frekvensen f og $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$. For at udregne usikkerheden er dataværdierne for hvert enkelt datapunkt derfor omregnet fra tilsyneladende resistivitet til ppm ved omskrivning af udtrykket ovenfor:

$$ppm_{m\ddot{a}lt} = \frac{197,4 \cdot f \cdot s^2}{\rho_a}$$

Der er tilføjet 1 ppm som absolut usikkerhed og derudover er der tilføjet 5 % uniform usikkerhed. Den totale relative datausikkerhed, $\Delta\rho_a$ på det enkelte datapunkt er således givet ved:

$$\Delta\rho_a = \sqrt{0,05^2 + \left(\frac{1}{ppm_{m\ddot{a}lt}}\right)^2}$$



5. INVERSION

Inversion og evaluering af inversionsresultater er gjort med Aarhus Workbench som bruger inversionskoden AarhusInv, begge udviklet af HydroGeofysik-Gruppen, Aarhus Universitet.

Data er blevet inverteret med en 1D SCI 12-lagsmodel setup. Indstillingerne for inversionen er vist i Tabel 2.

		Værdi
Software	Aarhus Workbench Version	6.6.0.0
Startmodel	Antal lag	12
	Start resistivitet [Ωm]	40
	Lagtykkelse første lag [m]	0.1
	Dybde til sidste lag [m]	10
	Lagtykkelses-distribution	Logaritmisk stigende med dybde
SCI bånd	Horisontale bånd på resistiviteter [faktor]	1.3
	Referenceafstand [m]	1
	GCM højde over jord	28,5 cm
	Vertikale bånd på resistiviteter [faktor]	2.0
	Prior, tykkelse	Fast
	Prior, resistiviteter	None
	Antal SCI celler	1

Tabel 2. Inversions-indstillinger, smooth SCI setup.

5.1 SCI-metoden

SCI inversionsmetoden (Spatially Constrained Inversion) anvender bånd mellem 1D modellerne både langs med og på tværs af målelinjerne (Figur 8). Inversionen er en 1D non-lineær dæmpet mindste kvadraters metode (least squares), hvor instrumentets transfer-funktion bliver fuldt modelleret i det omfang den er kendt (filtre, bølgeformer, geometri).

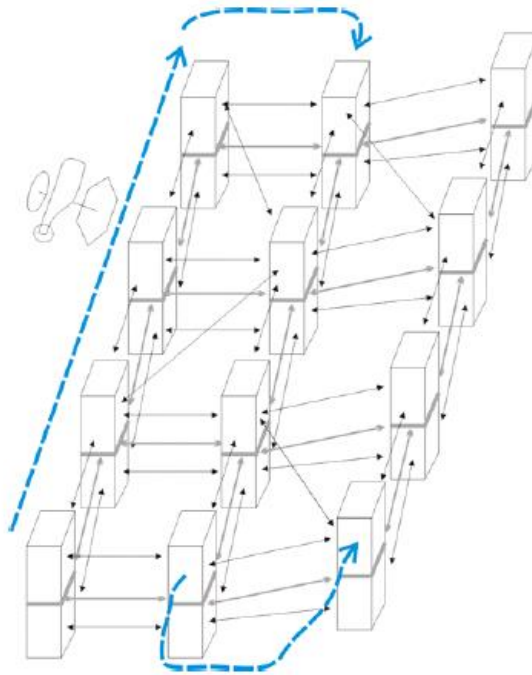
Instrumenthøjden kan bruges i inversionen som en modelparameter, hvilket gøre rutinemæssigt for luftbårne målinger. For GCM-målingerne her har vi dog ikke egentlige målinger af instrumenthøjden, hvorfor denne er fikseret i inversionen.

Modelparametrene i modellerne i SCI-tolkningen er bundet sammen med en afstandsafhængig varians. Båndene mellem målingerne er dannet ud fra Delaunay trekanter (Figur 9), hvorved hver eneste måling er bundet til sine "bedste naboer". Delaunay triangulering forbinder altid nabo-linjer hvilket har den primære funk-



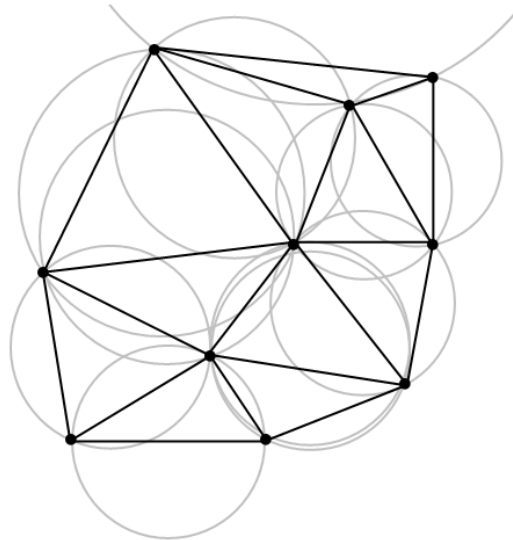
tion at den nedbryder linjeorienteringen i data. Derved undgås effekter hvor inversionsresultaterne er påvirket af data som er opmålt i linjer.

Ved at binde modelparametrene sammen på denne måde, giver det en bedre opløsning af resistiviteter og laggrænser, end hvis man lavede en inversion af hver enkelt måling alene.



Figur 8. Skematisk koncept af en SCI-inversion. I inversionen er der brugt bånd både langs og på tværs af kørelinjerne.

SCI-inversion kan bruges både til en fålags-model (3-6 lag) med frie parametre, samt en mangelags-model (10-30 lag) med faste tykkelser men frie resistiviteter. For en mangelags-model bruges der vertikale bånd mellem lagene for at få en mere stabil inversion. Her er der udelukkende brugt mangelags-modeller.



Figur 9. Eksempel på Delaunay-triangulering af punkter i et plan.

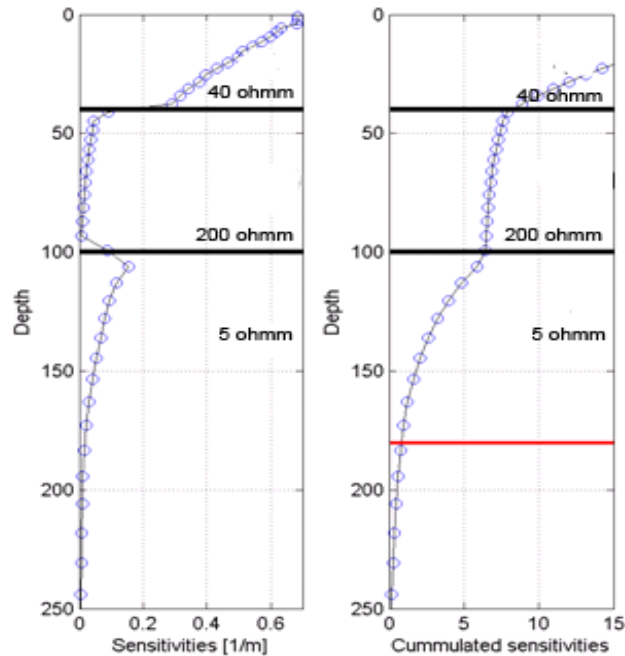
5.2 Kortlægningsdybde

For hver model udregnes der en øvre og nede kortlægningsdybde (Depth Of Investigation - DOI), hvor systemparametre, alle datapunkter og datausikkerheder bliver taget i betragtning. De modeldele som ligger over den øvre DOI kan antages at være velfunderede i data. Estimerede værdier som ligger under den nedre DOI skal man ikke bruge til tolkning af data, og værdier imellem øvre og nedre DOI kan man bruge med varsomhed.

DOI beregnes ud fra den beregnede følsomhedsmatrice (Jacobian) fra den endelige model. Den er kun databaseret, så a priori information og bånd har ikke indflydelse på udregningen af DOI. Et eksempel på DOI er vist i Figur 11 til venstre, hvor følsomhedsfunktionen er plottet ud fra en 3-lags model fra en TEM-sondering. Funktionen er beregnet ud fra følsomhedsmatricen og viser at der er større følsomhed i de lag med lave resistiviteter (lag 1 og 3).

Plotter man den integrerede følsomhedsfunktion fra dybden og op får man plottet til højre i Figur 11. I dette eksempel er der sat en DOI-grænse ved en kumuleret følsomhed på 0,8. Dvs. at der i målingerne ikke er følsomhed nok under denne dybde, til at information herfra kan bruges til fortolkning.

Øvre og nedre DOI angivet i Workbench er sat til henholdsvis 0,6 og 1,2. For GCM-tolkninger anvender vi den nedre DOI værdi som grænse.



Figur 10. Udregnede følsomheder for en 3-lags model lavet med TEM. Venstre: Følsomheds-funktionen hvor følsomheden er størst for de lag med lave resistiviteter. Højre: Den integrerede følsomheds-funktion. Den røde linje angiver DOI ved en følsomhed på 0,8.

5.3 Middelmodstandskort

Resultaterne fra inversionen er 1D-modeller som beskriver dybdeintervaller (lag) og resistiviteter i hvert dybdeinterval. For at visualisere resultaterne laves middelmodstandskort som viser en udregnet middelresistivitet i et givet dybdeinterval. Udregningen af disse middelresistiviteter for hver model er vist i Figur 11, hvor [A,B] er den ønskede dybdeinterval, [d0:d3] er dybden til laggrænserne og $[\rho_1:\rho_4]$ er resistiviteterne for hvert lag. Det ønskede dybdeinterval er her inddelt i 3 tykkelser $[\Delta t_1: \Delta t_3]$ og middelresistiviteten er udregnet ved:

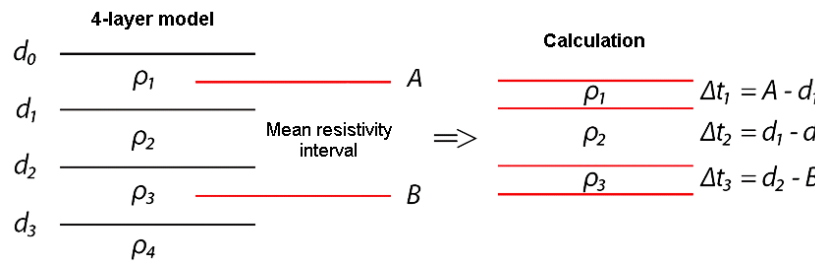
$$\rho_{vertical} = \frac{\rho_1 \cdot \Delta t_1 + \rho_2 \cdot \Delta t_2 + \rho_3 \cdot \Delta t_3}{\Delta t_1 + \Delta t_2 + \Delta t_3}$$

Et generelt udtryk for middelresistiviteten i et givet dybdeinterval er:

$$\overline{\rho_{vertical}} = \frac{\sum_{i=1}^n \rho_i \cdot \Delta t_i}{\sum_{i=1}^n \Delta t_i}$$



Hvor i går fra 1 til antallet af tykkelser i det givne dybdeinterval. Denne udregnede middelresistivitet er lig den gennemsnitlige resistivitet hvis en strøm sendes vertikal igennem intervallet.



Figur 11. Udregning af middelresistivitet for dybdeintervallet [A,B].

Middelresistiviteten kan også udregnes hvor strømmen går horisontalt igennem dybdeintervallet, og kaldes da den horisontale middelresistivitet. Den udregnes som den reciprokke af middelkonduktiviteten σ_{mean} og er givet ved:

$$\rho_{horizontal} = \frac{1}{\sigma_{mean}} = \left[\frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{\rho_i} \right) \cdot \Delta t_i}{\sum_{i=1}^n \Delta t_i} \right]^{-1}$$

Forskellen mellem disse to udregnede middel-resistiviteter er oftest lille, men den horisontale middelresistivitet lægger større vægt på de lavere resistiviteter, og hvilket ofte er dem man er interesseret i.

For GCM data er middelmodstandskortene udregnet med horisontal middelresistivitet. Der er brugt Kriging til interpolation med en søgeradius på 20 m.



6. GCM TIMELAPSE ERFARINGER OG KON- LUSIONER

Den rumlige hydrostratigrafi er kortlagt i 3D vha. GCM-metoden kombineret med boringer integreret med geofysikken igennem ACT-konceptet (Accumulated Clay Thickness) og clustering. De geofysiske målinger er yderligere brugt til at udpege områder på markerne, hvor de hydrologiske målinger (piezometerrør) skal foretages. På basis af udpegningen er der opsat et omfattende hydrologisk måleprogram, som giver tidlige målinger af vandspejlsdynamikken og drænastrømning kombineret med indsamlede vandprøver til kemisk analyse.

Til timelapse-GCM er områderne blevet målt seks gange med GCM for at undersøge om disse datasæt kan bruges til at forstå de tidlige variationer. Dette viste sig yderst vanskeligt da måleusikkerheden fra instrumentet selv ofte er større end variationen fra jordlagene. Der er desuden målt tilhørende datasæt af geoelektriske data (DC) fra overfladen, DC-målinger i borehuller, data fra sensorer for jordfugtighed, temperatur og resistivitet. Borehulsmålingerne blev brugt til at understøtte GCM-målingerne og blev nedsat i forbindelse med piezometerrørene. I disse punkter opnås detaljerede målinger af de geofysiske forhold, hvor også de hydrologiske forhold kendes. 3D billedet af den rumlige hydrogeologi og de hydrologiske målinger er anvendt til at opstille en detaljeret terrænnær hydrologisk model for Fensholt og Gedved.

GCM Timelapse erfaringerne viser at:

- Den rumlige geologisk variation og jordopfugtning kan kortlagt vha omfangsrige geofysiske, geologiske og hydrologiske målinger målt som tidsserier igennem projektets levetid. Den genererede kan kobles med information om drængeometri og topografi og der kan dermed opstilles en model for hvad den styrende faktor for drænfraktionen er.
- Der kan på basis af de geofysiske målinger udvikles en model til terrænnær hydrologi