GEOFYSIKSAMARBEJDET

Geofysisk Afdeling Geologisk Institut Aarhus Universitet

INDFLYDELSEN AF TREDIMENSIONALE MODSTANDSFORDELINGER PÅ DEN EN-DIMENSIONALE TOLKNING AF TEM DATA

NOVEMBER 2002

RESUME

Nærværende rapport er en afrapportering af et specialearbejde udført af Mads Toft, som blev kandidat fra Aarhus Universitet i november 2001. Det overordnede formål med specialet var at undersøge og kvantificere hvordan, modstandsvariationer i den overfladenære geologi indvirker på de data, der måles med TEM metoden, når de tolkes med endimensionale modeller. Specialet indeholder derudover også en analyse af hældende dalstrukturer og deres indvirkning på TEM målingerne til sene tider.

Undersøgelsen består af tre hovedområder:

- Modeller med hældende laggrænse. Denne modeltype er særdeles relevant i forbindelse med detekteringen af begravede dale. Modellerne skal belyse de problemer, man står overfor, når man bevæger sig henover begravede dales flanker med TEM-metoden.
- Modeller med en enkelt overfladenær inhomogenitet. Disse modeller belyser to forskellige målekonfigurationers egenskaber over en overfladenær inhomogenitet (den konventionelt anvendte central loop konfiguration samt den mindre anvendte offset loop konfiguration). Disse modeller har haft stor betydning for udviklingen af HMTEM-metoden samt tolkning af HMTEM-data. Yderligere har de bidraget en bedre forståelse af de to målekonfigurationer.
- 3. Modeller med stokastisk variation af modstanden i øverste lag. Hvormodeller under 2. var holdt simple for at forstå principperne er disse modeller en simulering af f.eks. et morænelandskab med

variende ler-, sand- og fugtindhold i de øverste ca. 30 m. Igen sammenlignes central loop og offset loop målekonfigurationerne.

KONKLUSIONER

- Generelt ses de kraftigste effekter af flerdimesionalitet ved stejlt hældende laggrænser. Omkring den hældende laggrænse findes områder med over- eller underskud af respons som følge af TEM metodens følsomhed i lateral retning. For modellen med et lavmodstandshalvrum er den endimensionale tolkning i stand til at opløse hældninger på 45 grader og derunder.
- Lavmodstandsinhomogeniteter udviser større indflydelse end højmodstandsinhomogeniteter. Central loop konfigurationen er ikke i stand til at opløse inhomogeniteterne, men omvendt skaber inhomogeniteten ikke nævneværdige problemer for tolkningen. Offset konfigurationen er følsom over for inhomogenieten, men det er ikke muligt at opnå en tilfredsstillende datatilpasning. I en kortlægningssituation vil det betyde, at data må beskæres, med tab af overfladenær opløsning tol følge.
- I dette mere komplicerede tilfælde kan samme konklusioner drages som under punkt 2. Central loop konfigurationen er mindre følsom over for overfladenære inhomogeniteter end offset loop konfigurationen. De er mindre synlige i den tolkede endimensionale sektion, og data kan tilpasses uden problemer igennem hele profilet.

HYDROGEOPHYSICS GROUP

RESUME (1)

INDLEDNING (1)

TEM-METODEN (2)

Inversion af TEM data (2.1)	
Inversion (2.2)	
Residualer (2.3)	
Supplerende litteratur (2.4)	7

HÆLDENDE STRUKTURER - BEGRAVEDE DALE (3)

9
13
16

OVERFLADENÆRE MOD-STANDSVARIATIONER (4)

Modellerne (4.1)	
Højmodstandsinhomogenitet - central loop (4.2)	
Højmodstandsinhomogenitet - Offset loop (4.3)	
Lavmodstandsinhomogenitet (4.4)	
Stokastisk resistivitetsvariation (4.5)	
Opsummering (4.6)	
Perspektivering (4.7)	
Supplerende litteratur (4.8)	

1 INDLEDNING

Denne rapport er en afrapportering af et specialearbejde udført af Mads Toft, som blev kandidat fra Aarhus Universitet i november 2001. Titlen på specialet er "Three-dimensional TEM modelling of near-surface resistivity variations".

Det overordnede formål med specialet, var at undersøge og kvantificere, hvordan modstandsvariationer i den overfladenære geologi indvirker på de data, der måles med TEM metoden. Specialtet indeholder derudover en analyse af hældende dalstrukturer og disses indvirkning på TEM målingerne til sene tider.

Specialet har i væsentlig grad bidraget til en mere tilbundsgående forstålelse af de tolkningseffekter, der ofte ses på tolkninger af TEM data.

Specialet er skrevet som et led i de undersøgelser og udviklinger af TEM metoden i forbindelse med hydrogeologiske undersøgelser, der udføres i GeoFysikSamarbejdet og på Geofysisk Afdeling, Aarhus Universitet.

SPECIALEARBEJDET

En ikke uvæsentlig del af specialearbejdet har været at forstå den tredimensionale forward algoritme, TEMDDD, som venligst blev stillet rådighed af Knútur Árnason fra National Energy Authority of Iceland. Algoritmen udregner TEM data for en given tredimensional (3D) modstandsfordeling. Algoritmen benytter sig af de nyeste numeriske teknikker og giver, inden for den nøjagtighed der kan forventes af så komplekse algoritmer, yderst nøjagtige TEM responser.

Mads Toft har, efter det grundlæggende arbejde med TEMDDD koden, opstillet en række 3D modeller, som han har udregnet forward responser for. Derved har han skabt syntetiske data for sine modeller. Det er vigtigt at forstå, at denne process er yderst tidskrævende. For flere af de profiler, der præsenteres i denne rapport, har regnetiden været mellem to og fire uger.

Ud af disse tredimensionale datasæt er der udtaget data i punkter langs profiler. Disse data er underkastet inversion med den endimensionale tolkningsalgoritme "em1dinv", udviklet af Esben Auken, Aarhus Universitet.

em1dinv danner rygraden i tolkningsprogrammet SEMDI, som er det mest anvendte til tolkning af TEM-data i Danmark. Tolkede profiler, bestående af sidestillede endimensionale modeller, er herefter sammenlignet med den tredimensionale udgangsmodel, den sande model.

Der er opstillet tre hovedtyper af modeller:

- Modeller med hældende laggrænse. Denne modeltype er særdeles relevant i forbindelse med detekteringen af begravede dale. Modeller skal belyse de problemer vi står overfor, når vi bevæger os hen over dalens flanker med TEMmetoden.
- 2. Modeller med en enkelt overfladenær inhomogenitet. Disse modeller sammenligner to forskellige målekonfigurationers egenskaber over en overfladenær inhomogenitet (den konventionelt anvendte central loop konfiguration samt den mindre anvendte offset loop konfiguration). Disse modeller har haft stor betydning for udviklingen af HMTEM-metoden samt tolkning af HMTEM-data. Yderligere har de bidraget med opbygning af en bedre forståelse af de to målekon-

figurationer. Dette har naturligt ført videre til:

3. Modeller med stokastisk variation af modstanden i øverste lag. Hvor modeller under 2. var holdt simple for lettere at forstå principperne, er disse modeller en simulering af f.eks. et morænelandskab med variende ler-, sand- og fugtindhold i de øverste ca. 30 m. Igen sammenlignes central loop og offset loop målekonfigurationerne.

HVORDAN ER VI BLEVET KLOGERE? På det akademiske plan har specialet bidraget til en væsentlig forståelse af flerdimensionale effekter ved måling med TEM-metoden.

På det praktiske plan har det bidraget til en bedre forståelse af, hvor god den endimensionale modelantagelse er – den foreløbig eneste brugbare inden for inversion af TEM-data. Hvornår holder den, hvornår gør den ikke? Er den god nok til at imødekomme de krav, vi stiller til metoden som helhed? Derudover har specialet været med til at forme HMTEM-metoden samt tolkning af HMTEM-data.

RAPPORTEN

I denne rapport præsenteres først og fremmest en diskussion af modelleringsresultaterne. Forinden redegøres dog i korte vendinger for fysikken bag TEM-metoden samt andre principper, som læseren kan drage nytte af under gennemlæsning.

Mads Tofts speciale er vedlagt denne rapport som bilag.

Rapporten er skrevet af cand. scient Jens E. Danielsen og redigeret af Ph.D. Esben Auken. Ba. Lone Davidsen har læst den sproglige og grammatiske korrektur.

Århus, d. 26. november 2002

Jens E. Danielsen, GeoFysikSamarbejdet

2 TEM-METODEN









I dette kapitel forklares nogle af de grundlæggende principper for TEM metoden. Det er ment som en hjælp til at få fuldt udbytte af de modelleringer, der præsenteres i de senere afsnit af denne rapport.

I TEM genereres en jævnstrøm i en ledning (senderspolen), som er lagt ud i et kvadrat på jorden. Derved skabes et primært magnetfelt i omgivelserne. Når strømmen har stabiliseret sig, slukkes den hurtigt - i størrelsesordenen 2.5 µs. Derved forsvinder det primære felt, hvilket bevirker, at hvirvelstrømme induceres i jorden. Da jorden har en elektrisk modstand, henfalder hvirvelstrømmene, efterhånden som tiden går. Samtidig med at de henfalder, udbredes de også i jorden. Hvirvelstrømmene skaber et sekundært magnetfelt, som inducerer en spænding i modtagerspolen. Den målte spænding er et udtryk for, hvor hurtigt hvirvelstrømmene henfalder, og dermed et mål for modstandsfordelingen i jorden. Det målte felt kaldes for jordens respons.

De inducerede hvirvelstrømme (strømsystemet) bevæger sig som koncentriske cirkler. Som tiden går, bliver diameteren i disse koncentriske cirkler større og større, samtidig med at de bevæger sig til stadig stigende dybde.

Til tidlige tider har strømsystemet lille diameter og er skarpt aftegnet, mens det til sene tider har stor diameter og er mere diffust aftegnet. En tommelfingerregel siger, at hvirvelstrømmene bevæger sig dobbelt så langt ud som ned.

Udbredelsen af strømsystemet i tid og rum er vist i Figur 2.1. Læg mærke



Figur 2.1 Udbredelse af strømsystemet til tiderne 0.01, 0.1 og 1 ms i et 30 Ω m halvrum. Amplituden af strømsystemet er kun relativ inden for plottet af hver enkelt tid. Maksimumamplituden for nederste plot er flere størrelsesordener mindre end maksimum for øverste pga. strømsystemets svækkelse forårsaget af jordens ohmske modstand.

til, i hvor høj grad strømsystemet bevæger sig udad. Når maksimum er nede i 125 m dybde, for t=1 ms, har det også bevæget sig 250 m væk fra senderspolen i horisontal retning. Hvirvelstrømmene er altså induceret i et stort jordvolumen. Metodens følsomhed er naturligvis stærkt knyttet til denne udbredelse af strømsystemet. Derfor fortæller signalet målt til tidlige tider (0.01 ms) hovedsagligt om jorden i umiddelbar nærhed af senderspolen, mens de senere tider (1 ms) hovedsagligt bidrager med gennemsnitsinformation om jorden længere væk fra spolen.



Central loop

Offset loop

Figur 2.2 Principskitse af central loop og offset loop konfigurationerne. Rx og Tx er hhv. modtager og sender, mens M markerer modtagerspolen. Senderspolen er de sorte kvadrater med kantlængden I. I offset loop befinder centrum af modtagerspolen sig i afstanden h fra det punkt hvor senderspolens diagonaler krydser.

2.1 INVERSION AF TEM DATA

Sammenlignet med inversion af geoelektriske data er inversion af TEMdata meget kompliceret og krævende. Derfor har man p.t. kun mulighed for at tolke data endimensionalt. En-dimensionalt betyder, at modellen består af homogene og planparallelle lag.

Jorden er imidlertid ikke planparallel og homogen. Den kan godt være det i et afgrænset område, men det er klart, at det relativt store jordvolumen, der måles over i TEM, ofte vil indeholde tredimensionale strukturer. Nærværende rapport skal netop belyse effekterne af forskellige afvigelser fra modelantagelsen.

Følsomheden afhænger også af, hvilken målekonfiguration der anvendes. I denne rapport belyses to målekonfigurationer, central og offset loop. De to konfigurationer er skitseret i Figur 2.2.

I central loop konfigurationen placeres modtagerspolen i midten af senderspolen. Denne konfiguration har været den mest anvendte ved brug af metoden i Danmark op gennem 90'erne. Fra centrum af senderspolen vil strømsystemet bevæge sig væk fra modtagerspolen (observationspunktet), som tiden går efter at strømmen er slukket i senderspolen (jvf. Figur 2.1). Derfor vil det målte felt være monotont faldende.

I offset loop konfigurationen flyttes modtagerspolen uden for senderspolen. I denne konfiguration vil strømsystemets maksimum bevæge sig ud under observationspunktet (modtagerspolen), og det inducerede felt vil ændre fortegn, når strømsystemets maksimum er lige under observationspunktet. Herefter vil feltet falde, efterhånden som strømsystemet bevæger sig længere ud og væk fra observationspunktet. Når strømsystemet er blevet meget stort (til sene tider), vil det målte respons langsomt gå imod det respons, der ville måles, hvis modtagerspolen var placeret i midten af senderspolen. Dvs. til sene tider opfører offset konfigurationen sig på samme måde som central loop konfigurationen.

I TEM måles ændringen af feltet som funktion af tid. Derfor vil målingen være positiv, indtil strømsystemet passerer under observationspunktet. Herefter vil det være negativt, eftersom strømmaksimum bevæger sig væk. I en offset måling vil der altså være et fortegnsskift.

2.2 INVERSION

Data beregnet i TEMDDD data tolkes på samme måde som et rigtigt datasæt, og til geofysisk tolkning af et hvilket som helst datasæt benytter man inversion.

De fysiske love muliggør, at data kan udregnes (et forward respons eller modeldata) for en given geofysisk model, med en given målekonfiguration. Det er ikke muligt direkte at udregne en geofysisk model for et givet datasæt. I inversion opstiller man en startmodel, som opdateres i en iterativ proces. Den opdaterede model vil producere et datasæt, som ligger tættere på et evt. målt datasæt eller i højere grad opfylder andre betingelser, end den forrige model. Iterationerne fortsætter, indtil det ikke er muligt at komme tættere på de målte data inden for nogle brugerdefinerede rammer. En inversion kan i princippet udføres i op til tre dimensioner, men den eksisterende computerkraft er ikke tilstrækkelig til at invertere TEM data i mere end en dimension.

DE INVERTEREDE MODELLER De anvendte endimensionale modeller er mangelagsmodeller med faste laggrænser. Tykkelsen af lagene forøges ned gennem modellerne, hvilket reflekterer TEM-metodens opløsningsevne med dybden. Resistiviteten mellem to nabolag bindes indbyrdes med en faktor 1.3.

Mangelagsmodeller har den fordel, at de er "automatiske", idet der ikke på forhånd skal specificeres en startmodel med et antal lag samt modstande og tykkelser. Ulempen ved modellerne er, at de ikke kan gengive en laggrænse skarpt. Dette ses f.eks. i Figur 3.2 (1b) ved profilkoordinat 700 m eller 1300 m. På denne koordinat er modellen endimensional, men tolkningen viser en gradvis overgang mellem toplaget og halvrummet. Dette skyldes, at inversionen, med bånd mellem nabolag, har brug for flere lag en ét for at kunne "skifte" fra 80 til 10 Ωm.

Det er vigitgt at påpege, at ovenstående tolkningseffekt på ingen måde skyldes 2D effekter eller TEM-DDD.

2.3 RESIDUALER

Totalresidualet (markeret med blå i f.eks. Figur 3.2. plot 1a på side 10) er den størrelse, inversionsprocessen forsøger at minimere. Det er typisk et vægtet gennemsnit af andre residualer, og totalresidualet af den sidste iteration i inversionsprocessen anvendes som en indikator for, hvor vellykket inversionen var. I denne sammenhæng er totalresidualet sammensat af to residualer: Dataresidualet og det vertikale residual.

Førstnævnte er et mål for, hvor tæt forward responset for den inverterede model ligger på det målte (eller i dette tilfælde beregnede) datasæt. Et lavt dataresidual (markeret med grøn i f.eks. Figur 3.2. plot 1a) betyder, at der er god overensstemmelse med data. For at have tiltro til en inverteret model må forward responset nødvendigvis ligge tæt på data.

Det vertikale residual (markeret med rød i f.eks. Figur 3.2. plot 1a) er et mål for, i hvilken grad de vertikale bånd mellem to lag i mangelagsmodellen er opfyldt. Båndet indgår i optimeringen på samme måde som datatilpasning, og båndet kan brydes for at opnå en bedre datatilpasning.

GEOFYSIKSAMARBEJDET

På samme måde kan datatilpasningen forringes for at opfylde de vertikale bånd.

2.4 SUPPLERENDE LITTERATUR

Auken, E., Sørensen, K., Søndergaard, V. H., og Sørensen, B.. Geofysik og grundvandskortlægning. 1, 1-111. 2000. GeoFysikSamarbejdet.

Farquharson, C. G. and Oldenburg, D. W., 1993, Inversion of time-domain electromagnetic data for a horizontally layered Earth: Geophys. J. Int., 114, 433-442.

Hoversten, G. M. and Morrison, H. F., 1982, Transient fields of a current loop source above a layered earth: Geophysics, 47, 1068-1077.

Menke, W., 1989, Geophysical data analysis discrete inverse theory: Academic Press, San Diego.

Nabighian, M. N. and Macnae, J. C., 1991, Time domain electromagnetic prospecting methods *in* Electromagnetic methods in applied geophysics: Nabighian, M. N., Ed., Society of exploration geophysicists.

3 HÆLDENDE STRUKTURER -BEGRAVEDE DALE

I dette kapitel undersøges betydningen af endimensional tolkning af en model med hældende laggrænse.

Først undersøges modeller, hvor det nederste lag har en lav modstand; dernæst modeller, hvor det nederste lag har høj modstand. Disse to modeltyper simulerer TEM responset, når det måles over den ene side af f.eks en begravet dal. Dalen er modelleret med forskellige hældninger af dalsiden, startende fra lodret (90 grader). Den anden type modeller simulerer et udtyndende lerlag over en aquifer.

3.1 MODELLERNE

Modellerne består af et homogent halvrum overlejret af et toplag. Minimumtykkelsen af toplaget er 10 m og maksimumtykkelsen er 70 m. Overgangen mellem de to dybder varierer mellem 90, 45, 22.5 og 11.25 graders hældninger. Figur 3.1 viser en model med 45 graders hældning. Modeller, der har lavmodstandshalvrum har toplag med høj modstand og vice versa.

Forward responser (modeldata) for modellerne er udregnet med TEM-DDD koden. Der er i alle tilfælde anvendt central loop konfigurationer. Forward responserne er beregnet langs et profil vinkelret på modellen. Afstanden mellem de enkelte sonderingspunkter er 20 m. Modellen er i alle tilfælde gjort meget lang i strygningsretningen og den simulerer således en todimensional struktur - dvs modellen varierer ikke "ind og ud" af snitfladen. Hver sondering er tolket endimensionalt (1D) med em1dinv.

Modeldata er for hver sondering beregnet i intervallet fra 7 μ s til ca. 1 ms.



Figur 3.1 Model med 45 graders hældning. Øverste lag har en modstand på 80 Ω m mens halvrummet (nederste lag) har en modstand på 10 Ω m.

3.2 LAVMODSTANDSHALVRUM -BEGRAVEDE DALE

Først betragtes modellerne med 10 Ω m halvrum og 80 Ω m toplag (Figur 3.2). Modellen simulerer f.eks en flanke på en begravet smeltevandsdal eroderet ned i tertiært ler. Dalen er efterfølgende fyldt op og overlejret med kvartære sedimenter med relativ høj modstand.

Figur 3.2 viser modellen, den 1D inverterede model og den relative forskel mellem den sande og den inverterede model. De fire forskellige hældninger i 10 Ω m halvrummet er nummereret fra (1) til (4), hvor (1) er en lodret hældning og (4) den svageste hældning på 11.25 grader. (a), (b) og (c) angiver hhv. sand model, 1D inverteret model og relativ forskel. Eksempelvis er (2a) den sande model for en hældning på 45 grader, mens (2b) viser den inverterede model.

90 GRADERS HÆLDNING

Af alle modellerne giver modellen med 90 graders hældning anledning til den største effekt på 1D tolkningen. Modellen, 1D tolkningen og den relative forskel er vist i Figur 3.2 (1a -1c)

Den 1D inverterede model i Figur 3.2 (1b) viser en flanke hældende ca. 30 grader. I flanken optræder et mellemmodstandslag med gradvist faldende modstand.

DE TRE ZONER - ZONE I

I plottet med relativ forskel i Figur 3.2 (1c) er profilet opdelt i tre zoner. Tilsvarende zoner kan defineres for de tre andre flankehældninger, men de er mest udtalt ved 90 graders hældning.

Helt i starten af profilet, ved profilkoordinat 700 m, er modellen nærmest endimensional, da der er 290 m til flanken. Som tidligere nævnt bevæger strømsystemets maksimum, og dermed fokus af det sekundære felt, sig dobbelt så langt til siden som ned. Når maksimum når flanken (i ca. 1000 m), vil strømsystemets maksimum være i 120 -150 m. Det ses, at den inverterede sektion ved lave profilkoordinater afspejler den sande model, når der ses bort fra effekten af de sammenbundne lag i mangelagsmodellen.

Omkring profilkoordinat 800 m bevæger man sig ind i den zone, der er markeret med I i Figur 3.2 (1c). Det er en zone med for høj resistivitet i forhold til den sande model. For høj resistivitet er en følge af, at responset er for lavt i forhold til den modsvarende 1D model.

Zonen ses i halvrummet og er diffus på stor dybde, men bliver gradvist mere markeret og overfladenær, efterhånden som vi nærmer os flanken, der ligger i 990 m.

Det for lave respons skyldes, at efterhånden som man nærmer sig flanken, befinder en stadig større del af strømsystemet sig til højre for denne, dvs i laget med høj modstand. Jo nærmere man kommer flanken, til jo tidligere tider bevæger feltet sig ind i højmodstandslag. De tidlige tider svarer til lave dybder og skarpere fokus i den inverterede model.

ZONE II

Zone I går over i zone II ved 990 m. Denne zone korresponderer zone I, men med modsat effekt.

I den inverterede model er resistiviteten i zonen omkring 25 Ω m, hvilket er det samme som i zone I. Da man nu befinder sig til højre for flanken, er der tale om for lav resistivitet og dermed for højt respons i forhold til modellen i z-retningen. "Responsoverskuddet" opstår ved stadig større dybde, efterhånden som man bevæger sig væk fra flanken. Analogt med zone I, skyldes dette, at når målekon-



Figur 3.2 Sande modeller (a), inverterede modeller (b) og den relative forskel mellem dem (c) for modeller med en flanke hældende med 90 grader (1), 45 grader (2), 22.5 grader (3) og 11.25 grader (4). Læg mærke til inddelingen i tre zoner i (1c).

figurationen bevæger sig væk fra flanken, er strømbilledet påvirket af lavmodstandslagene til venstre for flanken til stadigt senere tider.

ZONE III

Overgangen til lavmodstandshalrummet i 80 m dybde markerer overgangen til zone III. I modsætning til zone I er denne zone karakteriseret ved for lave resistiviteter i den inverterede sektion. Dog er den relative forskel mellem den sande model og den inverterede sektion væsentligt mindre end i zone I og II.

"Responsoverskuddet" i forhold til den endimensionale model kommer fra den del af responset, der er induceret i lavmodstandslagende til venstre for flanken. Derfor ses det også, at den relative forskel bliver lavere og mere diffus, efterhånden som man bevæger sig væk fra flanken. Bidraget bliver mindre og optræder til stadig senere tider.

Mellem zone I og III, lige under flanken, findes et område, hvor der kun er lille forskel på den sande model og den inverterede sektion. Der er formentlig tale om en overgangszone, hvor der er balance mellem underskuddet af repons i zone I og overskuddet af respons i zone III.

RESIDUALER

Residualerne vist i nederste del af Figur 3.2 (1b) er rimeligt konstante. Dataresidualet er omkring 0.25, og det vertikale resistivitetsresidual (Vres) er omkring 0.7.

I området omkring flanken, mellem profilkoordinaterne 950 og 1100 m, falder residualerne drastisk. Umiddelbart skulle man forvente, at den mere komplekse model i dette interval skulle betyde et højere residual end i de områder, hvor den sande model er næsten endimensional.

Faldet i residual skyldes, at kombinationen af over- og underskud af respons i denne del af modellen leder til intermediære modstande. De intermediære modstande giver den lidt stive mangelagsmodel mulighed for at skabe en blødere overgang fra 10 til 80 Ω m. Derved strækkes båndet mellem resistiviteterne mindre, hvilket også reducerer presset på datatilpasningen. Det understøttes af den brede overgang fra høj til lav modstand.

HÆLDNING 45, 22.5 OG 11.25 GRA-DER

Inddelingen i tre zoner, som beskrevet ovenfor, kan overføres til de øvrige modeller.

Generelt kan det siges, at når hældningen bliver mindre, bliver også 2D effekterne mindre, men til gengæld spreder effekten sig over en større del af profilet. Dette ses tydeligt på plottene med den relative forskel. En stadigt faldende flankehældning betyder, at den sande model bliver mere og mere endimensional, men til gengæld optager den en relativt større del af profilet.

Med en lille hældning af flanken falder residualerne mindre markant i omegnen af flanken. En mindre hældning betyder, at området med intermediær resistivitet (zone II) bliver mindre. I Figur 3.2 (4b) er det faktisk ikke eksisterende, og dermed mister inversionen mulighed for en overgang fra høj til lav resistivitet, som er "gratis" i vertikalt residual VRes (se evt. "Residualer" på side 6.).

Som nævnt ovenfor formår en endimensional tolkningen ikke at reproducere den sande model for en flanke på 90 grader.

En flanke på 45 grader er næsten modelleret korrekt, hvis man ser bort fra lagene med overgang fra høj til lav resistivitet. Vinklen på flanken er ikke helt stor nok. Sammenlignes Figur 3.2 (3a) og (3b), der viser en flankehældning på 22.5 grader, ses, at en 1D model er i stand til at reproducere

GEOFYSIKSAMARBEJDET

den todimensionale flanke. En flanke på 22.5 grader svarer til en hældning i terræn på 41 %, og dem er det formentligt ikke mange af i det danske, sedimentære, geologiske miljø.



Figur 3.3 Model med 45 graders hældning. Øverste lag har en modstand på 10 Ω m, mens halvrummet (nederste lag) har en modstand på 80 Ω m.

3.3 HØJMODSTANDSHALVRUM -UDTYNDENDE LERDÆKKE

l det følgende undersøges modeller svarende til dem, som er gennemgået i sidste afsnit, men med omvendt resistivitetsforhold. Det betyder, at halvrumsmodstanden er 80 Ω m, mens toplaget er 10 Ω m. Modellen simulerer en situation, hvor et aquiferlag er overlejret af et udtyndende lerdæklag.

Modellen er i mindre grad typisk for den danske lagserie, men den bidrager i høj grad til forståelse af fysikken bag TEM metoden. Modeltypen er vist i Figur 3.3.

De fire flanker, med hældninger 90, 45, 22.5 og 11.25 grader, er nummereret fra (1) til (4). De sande modeller (a), de 1D inverterede sektioner (b) og den relative forskel mellem dem (c) er vist i Figur 3.4.

Sammenlignet med modellerne med lavmodstandshalvrum (Figur 3.2 på side 10) afviger de inverterede modeller i langt højere grad fra udgangsmodellerne. Effekten kan deles op i to komponenter, en der stammer fra 2D effekter og en der stammer fra 1D strukturen. 1D komponenten ligger i TEM metodens manglende evne til at opløse lag med relativ høj modstand. Inden for det anvendte måleinterval kan metoden ikke bestemme, om modstanden af halvrummet er 80 eller 90 Ω m. End ikke ved profilkoordinat 700 m (venstre ende), hvor modellen praktisk talt er 1D, opløses modstanden korrekt, og der er tendens til, at modstanden overestimeres.

Komponenten, der stammer fra 2D strukturen, skyldes, at hovedparten af det elektromangetiske respons til tidlige tider "produceres" i toplaget. Dette respons er "dominerende" i forhold til halvrumsresponset, hvilket i forhold til den tilsvarende 1D model giver et responsoverskud. Effekten af den hældende struktur ses derfor som et stort område med for lav modstand midt i sektionen.

DE TRE ZONER

Ligesom det var tilfældet for modellerne med lavmodstandshavrum, kan sektionerne med relativ forskel inddeles i tre zoner. Zonerne lægger sig på nogenlunde samme måde i modellen,



Figur 3.4 Modeller med resistiv base og en flanke hældende med 90 grader (1), 45 grader (2), 22.5 grader (3) og 11.25 grader (4). For hver model er de sande modeller benævnt med (a), de inverterede modeller (b) og den relative forskel mellem dem med (c).

men afvigelserne fra de sande modeller har omvendt fortegn. Inddelingen er vist i Figur 3.4. En tilsvarende inddeling kan foretages på differensplottene for de tre øvrige hældninger.

ZONE I

Zone I er det område, hvor 1D tolkningen giver for lave modstandsværdier. Den præger hele den venstre og centrale del af modellen.

Dette skyldes, at strømsystemet bevæger sig udefter, hvorved der induceres et kraftigt respons i det tykke lavresistivitive toplag til højre for flanken.

Jo længere man bevæger sig til venstre for flanken (profilkoordinater mindre end 1000 m), jo senere tider ses responsbidraget. Ved 1D inversion vil det bevirke, at et fiktivt lavmodstandslag rykker ned i stadig større dybde. Således befinder overgang til zone I sig i 100 m dybde ved profilkoordinat 800, altså 200 m fra hældningens begyndelse.

ZONE II

Zone II befinder sig til højre for flanken, i det lavresistive toplag. Zonen er karakteriseret ved underskud af respons, dvs. modstandene i de inverterede 1D modeller er for høje.

Generelt for alle modeller ses, at når hældningen af flanken bliver fladere, bliver de tre ovennævnte zoner mindre karakteristiske, og den 2D dimenionale effekt på 1D tolkninger bliver mindre udtalt.

ZONE III

Zone III ligger til højre for flanken i det resistive halvrum. Ligesom Zone II er denne zone præget af et responsunderskud. F.eks. er modstandene i Figur 3.4 (1b) mellem 80 og 150 Ω m.

Det relative underskud af respons (i forhold til den tilsvarende 1D model) skyldes, at der "mangler" respons fra den venstre del af modellen.

RESIDUALER

Ligesom for modellerne med lavmodstandshalvrum ses effekter, der skyldes valg af tolkningsmodel. Båndene mellem lagmodstandende bevirker, at der ikke kan opstå et hurtigt skift i modstande fra 10 til 80 Ω m. Dette ses f.eks. i dybden 10 m ved profilkoordinat 700 m i Figur 3.4 (1b), hvor modellen i praksis er endimensional.

Disse overgange afspejles yderligere i residualerne. Det mest markante residual er Vres, der som før nævnt kan tolkes som et udtryk for presset på de vertikale bånd mellem lagene. Som tidligere set mindskes residualerne, når man bevæger sig ind i de zoner, der er præget af flerdimensionalitet. De intermediære modstande i disse zoner giver mindre træk i de vertikale bånd, hvilket også sænker presset på datatilpasningen og dermed dataresidualet.

GEOFYSIKSAMARBEJDET

3.4 SUPPLERENDE LITTERATUR

.

Toft, M.. Three-dimensional modelling of near-surface resistivity variations, kapitel 8, 65-78. 2001. Kandidatafhandling, Aarhus Universitet.

Goldman, M., Tabarovsky, L., and Rabinovich, M., 1994, On the influence of 3-D structures in the interpretation of transient electromagnetic sounding data: Geophysics, 59, 889-901.

Auken, E., Hoversten, G. M., og Morrison, F.. Study of configuration dependent resolution of 3-D burried conducters. 131-134. 1997. Aarhus, Denmark, EEGS. Proceedings of the 3rd Meeting of the Environmental & Engineering Geophysical Society (European Section).

Newman, G. A., Anderson, W. L., og Hohmann, G. W., 1987, Interpretation of transient electromagnetic soundings over three-dimensional structures for the central-loop configuration: Geophys. J. R. astr. Soc., 89, 889-914.

4 OVERFLADENÆRE MOD-STANDSVARIATIONER

I dette kapitel vil vi undersøge indflydelsen fra overfladenære modstandsvariationer på en 1D tolkning af TEM data.

Overfladenære modstandvariationer vil have indflydelse på data til tidlige tider. I faglitteraturen har det ikke tidligere været kvantificeret, hvor store forstyrrelser der kan forventes, ligesom forskellen mellem central loop og offset loop konfigurationen heller ikke er beskrevet.

Motivationen for dette studie, trods store vanskeligheder med at få TEDDD koden til at regne nøjagtigt og meget lange regnetider, er, at det har været problematisk at tilpasse offset loop feltdata med 1D modeller. Problemerne har ikke kunnet forklares med fejl i instrumenterne eller i 1D koden. Først med modelleringen af de overfladenære modstandsvariationer har vi kunnet forklare de fænomener, vi ser i feltdata.

I dette kapitel betragtes en homogen jord med en kasseformet inhomogenitet. Denne inhomogenitet simulerer en sedimentpakke med f.eks. et lokalt forøget lerindhold. I kapitlet "Stokastisk resistivitetsvariation" på side 26, udvides denne ene kasse til en række kasser med en stokastisk fordeling af deres elektriske modstande. Dette kunne f.eks simulere en situation med vekslende ler- eller fugtindhold i den meget overflade-nære geologi.

4.1 MODELLERNE

Modellen består af et tredimensionalt, homogent, isotropt halvrum med en resistivitet på 50 Ω m. Inhomogeniteten er en homogen og isotrop kasse med kantlængden 20 m. Kassens massemidtpunkt er placeret midt i halvrummet i x- og y-retningen og i en dybde på 15 m. Kassens modstand varieres med en faktor 2, dvs. den sættes til henholdsvis 100 Ω m og 25 Ω m. Modellerne set i xz-planet er vist i Figur 4.2(a) og Figur 4.5(a).

3D forward responser (modeldata) udregnes for begge modeller med central loop konfigurationen og for en 55 m offset loop konfiguration. Senderspolen er i begge tilfælde et kvadrat på 40 x 40 m². Til sammenligning med 3D responserne er der udregnet et respons for et 50 Ω m halvrum - dvs. uden inhomogeniteten. Disse to responser sammenlignes i fire udvalgte punkter

På samme profil udtages data og inverteres med Em1dinv. Den anvendte endimensionale model indeholder tyve lag. Data er inverteret med en uniform usikkerhed på 5 %.

På plottene er plotpunktet for central loop konfiguration lig med modtagerspolens koordinat, mens koordinaten for offset konfigurationerne er fastsat til midt mellem sender- og modtagerspolen.



Figur 4.1 Central loop konfiguration og 100 Ω m inhomogenitet. Responser er udregnet på fire lokaliteter for modellen med inhomogenitet (blå linie) og for halvrumsmodellen (rød stiplet linie). Den relative forskel mellem de to responser er plottet med grøn linie. Profilkoordinaterne henviser til plottet af den sande model vist i Figur 4.2(a).

4.2 HØJMODSTANDSINHOMO-GENITET - CENTRAL LOOP

Først betragtes 100 Ω m inhomogeniteten i 50 Ω m halvrummet.

Responser for modellerne med og uden inhomogenitet for central loop konfiguration er vist i Figur 4.1. Den relative forskel mellem de to responser er angivet med grøn linie. Ved x1 (se profilkoordinaternes placering i forhold til inhomogeniteten i Figur 4.2 (a)) omkranser senderspolen inhomogeniteten i xy-planet. Modtagerspolen er placeret over inhomogeniteten, 5 m fra den ene ende. Til de tidligste tider er der 5% forskel på de to responser. Efter 0.1 ms er den relative forskel faldet til under 1%. Det betyder, at inhomogeniteten som forventet yder størst indflydelse på de tidlige tider, da den befinder sig tæt på senderspolen. Indflydelsen er fraværende til sene tider hvor strømsystemet har fordelt sig over et stort jordvolumen. Når konfigurationen rykkes 20 m – til x^2 – får den relative forskel et maksimum ved 0.01 ms. Dette skyldes, at modtagerspolen har bevæget sig væk fra inhomogeniteten, hvorved det tager længere tid for det udsendte felt at nå den. Responsets amplitude er i samme størrelse som for x1.

For x3 er maksimum for den relative forskel rykket ud til 0.02 ms. Derudover har maksimum mistet noget af sin amplitude; således er den relative forskel mindre end 2%. Rykkes konfigurationen yderligere 20 m, til x4, er maksimum for den relative forskel rykket til endnu senere tider, og amplituden er under 1 %.

Generelt kan det siges, at jo længere væk man bevæger sig fra inhomogeniteten, jo lavere bliver responset fra den, og til jo senere tider er responset pertuberet. I de viste modeller er der til tider senere end 0.1 ms praktist talt ikke noget respons fra inhomogeniteten, uanset hvor man befinder sig i forhold til den.

INVERSION

I Figur 4.2 ses den sande model (a), data inverteret med em1dinv (b), og forskellen mellem den sande model og resultatet af 1D inversionen (c).

Det fremgår tydeligt af (b), at den sande model ikke kan erkendes umiddelbart på baggrund af 1D-inversionen. På plottet af residualerne, umiddelbart nedenunder 1D modellen, ses, at der ikke er problemer med at tilpasse data med en 1D model. Der er kun lille variation, og residualerne er generelt under 0.1. Dette lave residual indikerer en overordentlig god tilpasning af data og de vertikale bånd på modstandene.

På baggrund af (b) er det ikke nogen overraskelse, at inhomogeniteten dukker op i Figur 4.2(c). Når kassen træder så tydeligt frem, skyldes det, at den ikke er opløst af 1D tolkningerne, og den efterlader således et område med for lav resistivitet.

Ud fra klodsen strækker der sig nogle bånd nedad og udad med for høj modstand. Betragtes Figur 4.2(b) igen i disse områder, aner man, at modstanden her er højere. Det er blot mindre tydeligt. Disse effekter er de eneste der peger i retning af, at 1D forudsætningen er brudt. Strukturerne kaldes i litteraturen for "bukseben". Den uopløste højmodstandsinhomogenitet forårsager et responsunderskud gennem hele profilet i forhold til responset fra halvrummet. I 1D tolkningerne træder de frem som lag med lidt højere modstand. Jo længere væk fra inhomogeniteten man bevæger sig, jo dybere ligger kompensationslagene, og jo mere nærmer modstanden sig den for halvrummet.

4.3 HØJMODSTANDSINHOMO-GENITET - OFFSET LOOP

For at sammenligne forskellen mellem central loop og offset loop konfigurationen, er der beregnet responser for den samme model som ovenfor, men med modtagerspolens offset 55 m i forhold til senderspolen.

Responser for de fire sonderingspunkter ses i Figur 4.3. Sonderingspunkterne er skitseret øverst i figuren. I forhold til responserne i Figur 4.1, side18, for central loop konfigurationen, ses det, at offset loop kurverne har et fortegnsskift ved ca. 0.01 ms. Forklaringen på dette fortegnsskift er givet i kapitlet "TEM-metoden", side 4.



Figur 4.2 (a) viser den sande model bestående af 50 Ω m halvrum med en 100 Ω m inhomogenitet. (b) viser en sektion sammenstykket af inversionsresultater fra em1dinv for central loop, mens (c) viser den relative forskel mellem (a) og (b).

POSITION X1 - X4

Ved position x1 deler sendespolens højre kant profilkoordinat med inhomogenitetens venstre kant. Modtagerspolen er placereret 75 m til venstre for senderspolen.

Til tider før fortegnsskiftet er halvrumsresponset større end 3D responset. Den relative forskel stiger hen imod fortegnsskiftet. Ved selve fortegnsskiftet bliver 3D responset størst, og den relative forskel skifter fortegn og stiger til ca. 15%. Den relative forskel falder hurtigt umiddelbart efter fortegnsskiftet og skifter igen fortegn, således at halvrumsresponset atter er størst med et maksimum ved 0.03 ms på ca. 2%. Herefter falder forskellen, og ved 0.1 ms er den under 1%.



Figur 4.3 Offset loop konfiguration og højmodstandsinhomohenitet. For fire profilkoordinater er responser udregnet for modellen med inhomogenitet (blå linie) og for halvrumsmodellen (rød stip-let linie). Den relative forskel mellem de to responser er udregnet og plottet med grøn linie. Øvserst ses profilaksen, hvorover de fire konfigurationer er placeret. Inhomogeniteten er placeret imellem profilkoordinater 500 og 520 m.

Ved position x2 rykkes konfigurationen hen over inhomogeniteten, således at senderspolens venstre side ligger på samme koordinat som inhomogenitetens venste side. Forskellen mellem de to responser har samme forløb som i x1, men har en størrre amplitude.

Omkring fortegnsskiftet springer den relative forskel fra under -20% til over 20%. Efter det positive ekstremum falder forskellen, og ved 0.1 ms er den under 1%.

Ved x3 er inhomogeniteten midt mellem sender- og modtagerspole, og dermed placeret, hvor konfigurationen har maksimal følsomhed. Dette ses ved, at den relative forskel mellem responserne er stor.

Ved x4 er indflydelsen af inhomogeniteten mindre, og forløbet af den relative forskel er modsat x1 til x3. I x4 er 3D responset størst før fortegnsskiftet, og halvrumsresponset er størst efter fortegnsskiftet. Før fortegnsskiftet er der tale om et meget spidst maksimum, mens det negative maksimum efter fortegnsskiftet er fladere. I forhold til x3 skyldes dette, at konfigurationens maksimale følsomhed er flyttet bort fra inhomogeniteten, hvorved indflydelsen observeres til senere tider.

Grunden til det fluktuerende udseende af plottet af den relative forskel ses tydeligst illustreret ved x3. Da gradienterne omkring fortegnsskiftene er meget stejle, og skiftene ikke er sammenfaldende, skal der en relativt lille forskydning til at skabe en væsentlig forskel i responserne for de to kurver. Dette skal sættes i forhold til modelkurverne for central loop konfigurationen, hvor de relative forskelle mellem 1D baggrundsreponset og 3D modellen var væsentligt lavere.

Den sande model, resultatet af 1D inversion og forskellen mellem ovenstående er vist i Figur 4.4. I forhold til tilsvarende sektioner for central loop konfigurationen opløses inhomogeniteten. Den er dog noget "udtværet", og som det ses i Figur 4.4 (c), forplanter inhomogeniteten sig i hele halvrummet.

Residualplottet, umiddelbart under Figur 4.4 (b), viser et dataresidual op imod "1" for profilkoordinater imellem 500 og 520 m. Det betyder, at den inverterede model er i dårlig overenstemmelse med data.

4.4 LAVMODSTANDSINHOMO-GENITET

På samme måde betragtes modellen med lavmodstandsinhomogeniteten. Modellen har samme form, som modellen undersøgt ovenfor, men i dette tilfælde har kassen en resistivitet på 25 Ωm.

Denne del af undersøgelsen afrapporteres her mindre grundigt end modellen med en højmodstandsinhomogenitet. Der drages tilsvarende konklusioner, omend effekterne af inhomogeniteten har omvendt fortegn. Undersøgelsen er alligevel nævnt for at fjerne enhver tvivl om, hvorvidt de iagttagede effekter kun stammer fra inhomogeniteten og ikke er numeriske effekter fra en af regnekoderne.

CENTRAL LOOP

Den sande model for lavmodstandsinhomogeniteten, den endimensionale inverterede sektion og forskellen mellem de to er vist i Figur 4.5 på side 24. Som det var tilfældet for modellen med højresistivitetskontrast, opløser central loop konfigurationen ikke inhomogeniteten. Forstyrrelserne i modstanden af halvrummet, forårsaget af den tilstedeværende inhomogenitet i den sande model, er her mere markante end modellen med en højmodstandsinhomogenitet. Der er tydelige bukseben med for høj modstand ud fra området på profilet, hvor inhomogeniteten er placeret. De ses tydeligere i plottet af den relative differens i Figur 4.5 (c). Fraværet af inhomogeniteten i den endimensionalt inverterede sektion medfører, at den er aftegnet i differenssektionen med blåt. Herfra strømmer buksebenene ned- og udefter. Som set tidligere er de mest markerede tæt på inhomogeniteten, og de svækkes og spredes, efterhånden som man bevæger sig væk. Lige over inhomogeniteten findes en zone, hvor den endimensionale inversion gav en for lav resistivitet. Responset induceret i den lavresistive inhomogenitet er større end i den højresistive. Derfor påvirker den også i højere grad den 1D inverterede sektion.



Figur 4.4 (a) viser den sande model, (b) viser resultatet af endimensional inversion af det beregnede tredimensionale datasæt for offset loop konfigurationen. (c) er den relative forskel imellem (a) og (b).

Betragtes residualerne, ses det, at der heller ikke er problemer med at tilpasse data for modellen med lavresistivitetskontrast. Residualerne kommer ikke over 0.1.

OFFSET LOOP

Samme model undersøges nu for en 55 m offset loop konfiguration.

Den sande model, sektionen sammenstykket af 1D inversioner, samt forskellen mellem den sande model og inversionssektionen findes i Figur 4.6. Af Figur 4.6 (b) fremgår det, at endimensional inversion af det tredimensionale syntetiske datasæt er i stand til at give et diffust billede af inhomogeniteten. Den bliver trukket ud langs profilet og angives med for høj modstand og for lav tykkelse. Derudover er der uønskede effekter over og under inhomogeniteten, hvor resistiviteten er for høj. I differenssektionen i Figur 4.6 (c) fremgår det, at resistiviteten 25 m under inhomogeniteten sættes for højt med over 50%.



Figur 4.5 (a) er den sande model og (b) er inversion med Em1dinv af de beregnede data. Den nedre del af (b) viser residualer af de endimensionale inversioner for central loop konfigurationen langs med profilet. På (c) er forskellen mellem den sande model og den inverterede sektion plottet.

Den udstrakte inhomogenitet er årsag til for små modstande på begge sider af lavmodstandskassen. Symmetrisk, i 40 m afstand fra midtpunktet for inhomogeniteten, ses effekter på stor dybde: I ca. 100 m dybde overdrives resistiviteten med ca. 10%. En tilsvarende effekt gjorde sig gældende for central loop konfigurationen umiddelbart under inhomogeniteten, omend i mindre målestok. Det må derfor forventes, at afvigelser fra modelantagelsen, selv i lav dybde, kan forplante sig både lateralt og dybt i den inverterede model.

Opløsning af det omkringliggende halvrum forstyrres i højere grad for offset loop konfigurationen. Offset loop konfigurationens vanskeligheder fremgår tydeligt ud af residualplottet på Figur 4.6 (b). Fra profilkoordinater 490 til 530 er dataresidualet over 0.6, og i positiv retning skal 560 m passeres, før dataresidualet falder under 0.3. Der



Figur 4.6 Sektioner for model med lavresistivitetskontrast ved offset loop konfiguration. (a) er den sande model, (b) er endimensional inversion af de beregnede data for offset loop og (c) er den relative forskel mellem (a) og (b)

er således problemer med at tilpasse data. 1D-modellerne i dette område svinger i modstand med dybden, fordi inversionsprogrammet strækker sig til yderligheder for at tilpasse det problematiske datasæt.

Sammenlignes modelsektionerne for hhv. høj- og lavmodstandsinhomogeniteterne, er det tydeligt, at sidstnævnte medfører de største forstyrrelser. Inhomogenitetens modstand er dog af mindre betydning for central loop end for offset loop konfigurationen. Betragtes differensplottene fremgår det, at ikke alene er de tredimensionale effekter større, men de har også modsat fortegn.

I det efterfølgende kapitel betragtes mere komplicerede modeller.

4.5 STOKASTISK RESISTIVITETSVARIATION

En model bestående af et halvrum samt en enkelt inhomogenitet gør det nemt at overskue konsekvenserne af afvigelser fra endimensionalitet i den sande model. Omvendt afspejler de i ringe grad det scenario der kan forventes i naturen. I dette kapitel betragtes en 3D model med stokastisk variation af resistvitet i de overfladenære lag.

MODEL

Modellen består, som tidligere, af et baggrundshalvrum på 50 Ω m, men i 5 - 25 m dybde udgøres modellen af kuber på 20 x 20 x 20 m³. Kubernes resistivitet har en middelværdi på 50 Ω m og en spredning på en faktor 1.41. Model ses i fugleperspektiv i Figur 4.8 (a) og i xz-planet i Figur 4.8 (b). Selve fordelingen af resitiviteter er vist i Figur 4.7.



Figur 4.7 Relativ fordeling af resistiviteten af kuberne i modellen med stokastisk resistivitetsvariation. Middelværdien er 50 Ω m og spredningen 1.41. Fordelingen er baseret på logritmen til resistiviteterne.

Forward responser udregnes for både central loop og 55 m offset konfiguration. Langs med x-aksen udtages data på et profil, og disse data inverteres med em1dinv – altså samme fremgangsmåde som for de tidligere modeller. CENTRAL LOOP KONFIGURATION Plots af den sande model, inverterede sektioner, relativ differens mellem sand model og inversionsresultatet samt residualer er vist i Figur 4.8. I venstre side af figuren, (c) og (d), ses inversion foretaget af central loop data, mens inversion af offset loop data ses i højre side af figuren, (e) og (f).

Figur 4.8 (c) viser den inverterede sektion for central loop konfigurationen. Ved profilkoordinat 375 m og 600 m ses klare flerdimensionale effekter: en for lav resistivitet ved overfladen afløst af for høj resistivitet på lidt større dybde, i dette tilfælde ca. 50 m. En tilsvarende fluktuerendeeffekt observeres i mere udpræget grad i Figur 4.8 (c). Det er ikke muligt at henføre disse to flerdimensionale effekter til et bestemt sted i modellen pga. kompleksiteten.

Kontrasterne er store og skarpe, og det giver et komplekst billede med vekslende over- og underskud i respons (i forhold til halvrummet). Generelt dog en tendens til, at resistiviterne på blokkene op til profilkoordinat 300 m er højere end resistiviteterne på blokkene mellem 575 og 675 m. Betragtes differenssektionen under disse to lokaliteter, viser den førstnævnte sig at være mindre fokuseret, men mere udstrakt end den anden.

Bortset fra de to nævnte lokaliteter er central loop konfiguration "blind" over for overfladevariationerne. Differenssektionen i Figur 4.8 (d) viser da også, at den relative forskel under det inhomogene lag i 5 - 25 m dybde generelt er mindre end 10%. Således vil de overfladenære inhomogeniteter næppe ændre noget på en eventuel geologisk tolkning af halvrummet. Det er dog vigtig at notere sig, at de overfladenære inhomogene lag giver anledning til små variationer i 1D tolkningen ned til 150 m dybde.



Figur 4.8 Den sande model set i fugleperspektiv (a): Den sorte linie markerer lokalisering af profilet i xy-planet. Profilet set i et tværsnit langs med den sorte linie er vist i (b). (c) er den inverterede sektion af central loop data og (d) er den relative forskel mellem den sande model og den inverterede sektion. Tilsvarende sektioner for offset loop findes i (e) og (f).

OFFSET LOOP KONFIGURATIOEN Offset konfigurationen er som forventet stærkere påvirket af de overfladenære inhomogeniteter.

I modelsektionen i Figur 4.8 (e) ses de flerdimensionale effekter tydeligt. Der er tale om skiftevis en over- og undervurdering af resistiviteten. Det afspejles naturligvis i differenssektionen. Især i tre områder under det inhomogene lag, ved profilkoordinater 400 m, 600 m og 675 m, overvurderes resistiviten med over 25%. Som det var tilfældet for central loop konfigurationen, findes de største modelafvigelser i intervallet 575 til 675 m, hvor inhomogeniteterne er forholdsvis lavresistive.

I bunden af modellen giver offsetkonfiguratioen en lidt ringere modelgengivelse end central loop modellen, men forskellen er ikke af signifikant størrelse.

Derimod er der signifikant forskel på residualerne. Total- og dataresidua-

lerne er generelt over 0.3. Der er dog "toppe", hvor residualet stiger over 0.9. I et enkelt tilfælde, ved 575 m, stiger også residualet på det vertikale bånd.

Sammenholdes disse plot med plottene for en enkelt inhomogenitet i "Overfladenære modstandsvariationer" på side 17, må det forventes, at det store residual stammer fra dårlig datatilpasning omkring fortegnsskiftet, eftersom alle tilfælde viser konvergering mod halvrumsresponset til sene tider (se Figur 4.4 på side 23 og Figur 4.6 på side 25). Den dårlige tilpasning omkring fortegnsskiftet, betyder, at data må beskæres til tidlige tider med tab af opløsning til følge.

4.6 OPSUMMERING

4.7 PERSPEKTIVERING På baggrund af undersøgelsen omkring tilstedeværelse af overfladenære inhomogeniteter kan følgende konkluderes:

- Lavmodstandsinhomogeniteter har større indflydelse end højmodstandsinhomogeniteter. Tredimensionale effekter fra de to typer inhomogeniteter har omvendt fortegn i forhold til hinanden.
- Central loop konfigurationen kunne ikke opløse inhomogeniteterne. Til gengæld gav endimensionale inversioner fin datatilpasning, og der var relativt små 3D effekter i halvrummet.
- Offset loop konfigurationen sporede i højere grad tilstede-

Med de systemer og tolkningsmetoder, der anvendes idag, kan effekten af overfladenære inhomogeniteter på offset loop konfigurationen ikke håndteres. Ud fra responserne i Figur 4.3 på side 21, ser der dog ikke ud til at være problemer med offset data for tider senere end 0.1 ms for en model med højresistivitetskontrast. Herefter er forskellen i forhold til halvrumsresponset så lille, at den ligger under den usikkerhed, der tilføjes målingerne fra andre forhold.

Dette ses yderligere på Figur 4.9, hvor TEMDDD responset for 3D modellen og den tilsvarende endimensionale inversion med em1dinv værelsen af inhmogeniteter. I det område, hvor tilstedeværelse indikeres, var det ikke muligt at tilpasse data til tidlige tider med en endimensional model. Derudover var der tydelige 3D effekter i halvrummet. Den større følsomhed skyldes de store gradienter omkring fortegnsskiftet.

Offsetkonfigurationens følsomhed over for overfladenære inhomogeniteter kan vendes til noget positivt. Den indeholder mere information ved de tidlige tider end central loop konfigurationen. Dette kan muligvis anvendes konstruktivt i eventuel toeller tredimensional inversion af data på sigt.

er udtaget for profilkoordinat 510 m på modellen med en højmodstandsinhomogenitet. På TEMDDD datakurven ses errorbars på +/- 5%, som det er kutyme at anvende i en kortlægningssituation. Selve fortegnsskiftet ser ud til at være nogenlunde tilpasset, men på bekostning af datatilpasning, hvor responset når sit maksimum efter fortegnsskiftet. Inversionsresultatet ligger under ud til cirka 0.1 ms. Herefter ligger det inden for usikkerheden på 5%, og man skal helt ud efter 0.2 ms for at kunne tale om et egentligt sammenfald af kurverne. I en tolkningssituation vil dette betyde, at tolkeren nødvendigvis må fjerne data tidligere end 0.1 ms for at

opnå en tilfredsstillende datatilpasning.



Figur 4.9 TEM3DDD respons og Em1dinv inversionsreultat udtaget ved profilkoordinat 510 m på modellen med en højmodstandsinhomogenitet. Errorbars på TEM3DDD respons har en længde af +/-5%.

4.8 SUPPLERENDE LITTERATUR

.

Toft, M.. Three-dimensional modelling of near-surface resistivity variations, kapitel 9 og 10, 79-108. 2001. Kandidatafhandling, Aarhus Universitet.

Krivochieva, S. og Chouteau, M., 2001, Improvement in 1D TDEM Interpretation by Simultaneous Inversion of Data from Two Loop Configurations: Journal of environmental & engineering geophysics, 6, 19-31.

GEOFYSIKSAMARBEJDET

BILAG: THREE-DIMENSIONAL TEM MODEL-LING OF NEAR-SURFACE RESISTIVITY VARIA-TIONS

.