

GEOFYSIKSAMARBEJDET

**Geofysisk Afdeling
Geologisk Institut
Aarhus Universitet**

**ANVENDELSE AF TEM-METODEN VED
GEOLOGISK KORTLÆGNING**

MAJ 2003

RESUME (1)	(1.1) 5
INDLEDNING OG BAG-GRUND (2)	(2.1) 6
TEM-METODEN (3)	TEM-metodens udvikling i Danmark (3.1) 7 Anvendelse og standarder i Danmark (3.2)..... 8 Teoretisk grundlag for TEM-metoden (3.3) 9 Anvendte TEM-metoder (3.4)..... 9 Supplerende litteratur (3.5)..... 11
DATABASEHANDLING (4)	Dataprocessering (4.1)..... 12 Modellering (4.2)..... 13 Supplerende litteratur (4.3)..... 16
GEOLOGISK TOLKNING AF TEM-DATA (5)	Sedimenters elektriske modstande (5.1) 17 Opløsning af sedimentære enheder (5.2) 20 Supplerende litteratur (5.3)..... 21
PRÆSENTATION AF DATA I FORHOLD TIL GEOLOGI (6)	Kort over den gode leder (6.1)..... 23 Minimumsdybdekort og maksimumskotekort (6.2) 24 Middelmotstandskort (6.3)..... 26 Middelledningsevnekort (6.4) 27 Profiler (6.5)..... 27 3-D visualisering (6.6) 28 Skalavalg (6.7) 28 Gridningsprocedurer og konturering (6.8) 30 Supplerende litteratur (6.9)..... 33

**PLANLÆGNING AF TEM-
KORTLÆGNING I FOR-
HOLD TIL FORVENTET
GEOLOGI (7)**

Sonderingstæthed (7.1)	34
Valg af metode (7.2)	35
Supplerende litteratur (7.3)	37

**GEOLOGIENS RESPONS I
TEM-DATA (8)**

(8.1)	38
-------------	----

FORKASTNINGER (9)

(9.1)	39
-------------	----

KALK OG KRIDT (10)

(10.1)	42
--------------	----

SALTSTRUKTURER (11)

(11.1)	45
--------------	----

PALÆOGEN (12)

(12.1)	48
--------------	----

NEOGEN (13)

(13.1)	51
--------------	----

**PRÆKVARTÆROVERFLA-
DEN (14)**

(14.1)	54
--------------	----

BEGRAVEDE DALE (15)

(15.1)	55
--------------	----

SMELTEVANDSLER (16)

(16.1)	61
--------------	----

INTERGLACIALE AFLEJRINGER (17)	(17.1) 63
SEN- OG POSTGLACIALE AFLEJRINGER (18)	(18.1) 64
HEDESLETTER (19)	(19.1) 66
RANDMORÆNER (20)	(20.1) 67
DØDISOMRÅDER (21)	(21.1) 69
REFERENCER (22)	(22.1) 70

1 RESUME

1.1

I denne rapport belyses anvendelsen af TEM-metoden ved geologisk kortlægning. Der fokuseres på metodens styrker og begrænsninger; der gives en gennemgang af, hvordan databehandling og tolkning udføres optimalt i forhold til forskellige geologiske forhold, og der vises, hvordan forskellige præsentationsformer kan anvendes og opfattes. Endelig vises der, hvordan TEM-metoden kan kortlægge udvalgte geologiske formationer og strukturer, der er dominerende i den danske overfladenære geologi.

Efter en kort gennemgang af selve TEM-metoden i kapitel 3, handler kapitel 4 om, hvordan procesering og modellering af data foregår, og hvordan den geologiske tolkning og anvendelse af forhåndsviden allerede her spiller en rolle for det endelige resultat. I kapitel 5 omtales forskellige sedimentære enheders elektriske modstande og TEM-metodens muligheder for at opløse disse enheder i

færdige modeller. I kapitel 6 gennemgås forskellige præsentationsformer af TEM-kortlægninger. Heri omtales af forskellige slags kort og profiler, skala-valg, gridning og konturering. Kapitel 7 handler om planlægning af TEM-kortlægning, med valg af metode, kombination af metoder og sonderingstæthed som centrale emner.

I kapitlerne 8 - 21 omtales de forskellige geologiske formationer og strukturer, der kan forventes kortlagt med TEM-metoden. Eksempler er inddraget, hvor sådanne forekommer på en let præsentabel måde. I nogle kapitler er der ikke vist konkrete eksempler, da sådanne ikke findes, eller fordi de ikke umiddelbart er egnede til en kortfattet præsentation. Ved nogle af formationstyperne omtales blot, hvad der ud fra en mere teoretisk synsvinkel vil kunne forventes ved en TEM-kortlægning, uden at der pt. er et egentligt erfaringsmæssigt grundlag herfor.

2

INDLEDNING OG BAGGRUND

2.1

TEM-metoden er udbredt i kortlægningen af de danske grundvandsressourcer. Indtil midten af 1990'erne blev metoden primært benyttet af vandværker og vandforsyninger i deres søgen efter nye egnede kildepladser, men amterne benyttede den også i stigende grad i deres mere generelle ressourcekortlægninger. Inden for de seneste 5 år er anvendelsen af TEM-metoden, bl.a. som et resultat af gebyrkortlægningen, blevet yderligere intensiveret og foregår nu i store dele af landet.

Resultaterne af TEM-kortlægningerne præsenteres normalt i form af modstandsmodeller, som ikke umiddelbart kan oversættes til egentlige geologiske og hydrogeologiske formationer. De modeller, der uden videre bearbejdning kan udtrækkes af TEM-data, opløser ikke altid de geologiske forhold tilstrækkeligt i en efterfølgende hydrogeologisk modellering. Opløsningsevnen er begrænset, og desuden er sedimenternes elektriske modstande afhængig af både ler-, vand- og saltindhold og dermed ikke alene af de hydrauliske parametre.

For optimal udnyttelse af TEM-data er det nødvendigt først at "oversætte" TEM-data til geofysiske modeller. Disse geofysiske modeller tolkes til geologiske modeller, som dernæst på bedre vis vil kunne udgøre grundlaget for den hydrogeologiske modellering. I arbejdet med "oversættelsen" inddrages erfaringer og geologisk baggrundsviden. Dette arbejde omfatter dels de generelle regionale

geologiske forhold, dels erfaringer med, hvordan forskellige typer af geologiske formationer responderer i TEM-modellerne. Denne rapport fokuserer på at formidle sidstnævnte erfaringer, således at TEM-metodens resultater i højere grad er anvendelige i praksis. Desuden fokuseres der på databehandling, tolkning og data-præsentation i relation til danske geologiske forhold.

Rapportens målgruppe er geologer med begrænset indsigt i TEM-metoden samt geofysikere, der i højere grad ønsker at kunne udføre geologiske tolkninger af TEM-sonderinger. Rapporten skal ses som et led i udviklingen af et mere anvendeligt link mellem TEM-data og danske geologiske forhold. En sådan udvikling har stor betydning for, hvor megen information der vil kunne udtrækkes i både eksisterende og i fremtidige TEM-kortlægninger.

Rapporten er udarbejdet af cand. scient. Flemming Jørgensen. PhD Esben Auken og lic. scient. Kurt Sørensen har læst faglig korrektur. Peter Sandersen, WaterTech a/s har bidraget med faglig erfaring, diskussion og korrekturlæsning i de afsnit, der omhandler geologiske formati-onstyper.

Denne rapport samt andre rapporter fra GeoFysikSamarbejdet kan downloades fra www.geofysiksamarbejdet.au.dk.

GeoFysikSamarbejdet, Aarhus Universitet, Geologisk Institut. Maj 2003.

3

TEM-METODEN

3.1

TEM-METODENS UDVIKLING
I DANMARK

Indtil begyndelsen af 1990'erne anvendte man hovedsageligt Schlumberger-sonderinger (DC-sonderinger) til kortlægning af dybereliggende jordlag i forbindelse med hydrogeologiske undersøgelser. Feltarbejdet var mandskabskrævende, produktionen lav og usikkerheden omkring tolkningen af Schlumberger-sonderingerne var relativ stor. På den baggrund blev TEM-metoden introduceret i Danmark i den første halvdel af 1990'erne. TEM-metoden er oprindeligt udviklet i Australien og Canada til mineralefterforskning og er derfor ikke i udgangspunktet designet til hydrogeologisk kortlægning og specielt ikke under danske geologiske forhold. Det viste sig imidlertid, at metoden gav bedre resultater end de ældre geoelektriske sonderinger, og da TEM-metoden samtidig er billigere at udføre, vandt den indpas som den foretrukne metode til grundvandsressourceefterforskning.

Introduktionen og anvendelsen af TEM-metoden under de danske forhold har dog ikke været uden problemer. Da den danske geologi er kompliceret og samtidig kun udviser relativt små modstandskontraster, skulle der gennem flere år først opbygges et betydeligt erfaringsmæssigt grundlag fra en lang række kortlægningsprojekter, inden det for alvor var muligt at udnytte metoden tilfredsstillende. I områder, hvor fedt tertiært ler fandtes relativt tæt under terræn, kunne man dog umiddelbart se metodens fordele, men i andre områder fik man ofte resultater, der

kunne være svære at verificere geologisk. Efterhånden blev de udførende firmaer bedre til at anvende metoden, men også med amternes iværksættelse af GeoFysikSamarbejdet i samarbejde med Aarhus Universitet er metoden nu blevet mere anvendelig – også i områder af Danmark, hvor den tidligere havde problemer. Dette skyldes primært erkendelsen af, at sonderinger let kobler sig til kulturelle elektriske ledere, udvikling af standarder for feltarbejde, dataprocessering og tolkning, udvikling af tolkningssoftware, samt undersøgelser af, hvor metodens begrænsninger med hensyn til geologisk tolkning befinder sig.

De nyeste tiltag indebærer indberetning af bl.a. TEM-data til den nationale geofysiske database, GERDA. Selvom denne proces først lige er påbegyndt, vil den standardiserede adgang til data og modeller komme til at bevirke endnu et stort spring fremad i den geologiske tolkning af TEM-data.

På grund af TEM-metodens komplekse virkemåde og på grund af den varierede danske geologi, har det været vanskeligt på forhånd at modellere sig frem til, hvad TEM-metoden kan kortlægge. Da der derfor ingen facitliste har været, bygger vores viden omkring geologisk tolkning af TEM-målinger hovedsageligt på erfaringer sammenholdt med teoretiske modelstudier. Modelstudierne foretages ved, at der opbygges komplekse geologiske modeller, hvorpå der efterfølgende udføres simuleringer. På denne måde kan man undersøge,

hvordan forskellige geologiske strukturer kommer til at se ud på de geofysiske modelsektioner. Dette, sammen med en optimeret anvendelse, er primært årsagen til, at metoden til stadsighed forbedres.

Konventionelle 40*40 TEM sonderinger udføres med Protem 47 modtagere og sendere fra firmaet Geonics Ltd. Protem 47 modtagere eksisterer i to udgaver, hvoraf hovedsageligt den nyeste digitale modtager anvendes. Modtagerspølen er enten fra Geonics eller Groundwater Instruments. Højmoment metoderne, BøvTem og HMTEM, udføres med Protem 47 modtager, men med en højmoment-sender fra Groundwater Instruments. Modtagerspøle i disse udstyr er også fra dette firma.

Der har været udført forsøgskortlægning i Danmark med TEM-kortlægning fra fly, men da denne metode

ikke har vundet indpas vil den ikke blive omtalt videre.

TEM-data processeres med programmet SiTEM og tolkes med Semdi. Semdi er en brugerflade til inversionskernen eminv (tidligere em1dinv). SiTEM og Semdi kommer fra Geofysisk Afdeling, Aarhus Universitet, mens eminv er udviklet i forskellige forskningsprojekter i GeofysikSamarbejdet, på Geofysisk Afdeling, Aarhus Universitet, på Danmarks Tekniske Universitet og på University of California, Berkely. Processering af de målte data foretages i SiTEM. I dette program foretages dataeditering og forskellige filtreringer, der alle er med til at give et bedre grundlag for den videre tolkning i eminv.

SiTEM/Semdi vil på sigt blive lagt ind under det nye programsystem GGG Workbench (GGG: Geophysics, Geology, GIS).

3.2 ANVENDELSE OG STANDARDER I DANMARK

TEM-kortlægning af grundvandsforhold har i stigende grad fundet sted i Danmark inden for de seneste 10 år. TEM er primært blevet benyttet i søgningen efter nye velegnede kildepladser til vandværker og til at tilvejebringe et grundlag opbygning af grundvandsmodeller omkring allerede eksisterende kildepladser. I de første år var det som regel vandforsyningerne der stod for at gennemføre TEM-kortlægningerne, men efter Vandforsyningslovens ændring i 1998 har amterne, via gebyrpenge fra vandværkerne stået for størstedelen af grundvandskortlægningen i Danmark. I alt er der skønsmæssigt til dato udført omkring 60.000 sonderinger i Danmark.

I grundvandskortlægningen benyttes også andre kortlægningsmetoder end TEM. Anvendelsen af andre metoder, så som geoelektrik, borin-

ger, logs, seismik m.v., giver andre typer informationer, end TEM kan give. Dette har særligt i de senere år været medvirkende til, at der er opnået en bedre forståelse af TEM-metodens resultater.

TEM-metodens styrke i forhold til de øvrige metoder er, at den er prisbillig at udføre og kan kortlægge til stor dybde. Desuden har det vist sig at TEM-målinger kan bestemme dybden til en godt elektrisk ledende overflade med stor nøjagtighed, ligesom lagfølgen til en vis grad kan opløses imellem denne og jordoverfladen. Ulemperne er derimod, at metoden er følsom over for ydre kulturelle støjpåvirkninger, at højmodstandslag og jordlag tæt under terræn er vanskelige at opløse, og at opløseligheden, som for alle elektriske og elektromagnetiske metoder, aftager med dybden.

Metodens styrker gør, at den ofte anvendes i de indledende faser af en hydrogeologisk kortlægning. Da metoden er prisbillig og der dermed er mulighed for at indsamle data over store geografiske områder, fås et godt overblik over de geologiske forhold i et undersøgelsesområde.

Da TEM-metoden er meget følsom over for støjpåvirkninger, instrumentelle og målemæssige forhold og i øvrigt normalt opfattes som vanskelig

at forstå og tildels at arbejde med, har GeoFysikSamarbejdet udarbejdet en vejledning til, hvordan TEM-kortlægninger og TEM-sonderinger bør gennemføres /15/. Vejledningen benyttes nu ved de fleste kortlægningsprojekter. Den beskriver, hvorledes data skal indsamles og håndteres efterfølgende. Hvis vejledningen følges, vil mange af de tidligere problemer, med bl.a. koblede sonderinger og svigtende datakvalitet blive reduceret.

3.3 TEORETISK GRUNDLAG FOR TEM-METODEN

En TEM-sondering udføres ved at sende en jævnstrøm rundt i en ledning udlagt i et kvadrat på jordoverfladen. Typisk anvendes en senderloop med en kantlængde på 20 - 100 m. Jævnstrømmen giver anledning til et statisk magnetfelt i luften og i jorden. Så længe strømmen ikke ændres, induceres der ikke strømme i jorden.

Når strømmen slukkes meget hurtigt (transient slukning), induceres hvirvelstrømme i jorden. Disse strømme diffunderer nedad og udad i jorden. Dette sker samtidig med, at deres amplitude falder pga. jordens elektriske modstand. Hvirvelstrømmene danner et sekundært magnetfelt. Det

er det tidlige henfald af det sekundære magnetfelt, der måles i modtagerspølen. Modtagerspølen, som er placeret på jordoverfladen, er i princippet en tynd ledning vundet op som en kvadratisk spole med en kantlængde på 0.5 - 1 m.

En enkelt måling af det sekundære magnetfelt foretages fra ca. 7 millionte dele af et sekund til ca. 8 tusinde dele af et sekund, efter at strømmen er slukket. Feltet, der måles på jordoverfladen, er meget støjfyldt. Det er derfor nødvendigt at gentage målingerne mange gange. Typisk tager den endelige måling op til 10 minutter, og den består af mange tusinde enkeltmålinger.

3.4 ANVENDTE TEM-METODER

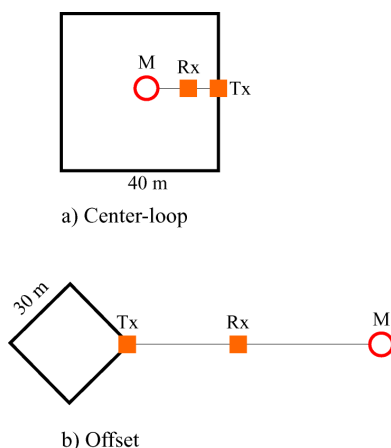
KONVENTIONEL 40*40 TEM

Den mest anvendte TEM-metode er "40*40" eller "standard-TEM". Navnet "40*40" stammer fra senderspølen, der udlægges i et kvadrat på 40*40m², se Figur 3.1. I midten af dette kvadrat placeres modtagerspølen. Udstyret er bærbart, og to personer kan derfor opnå en høj dagsproduktion på op til 25 sonderinger. Med konventionel 40*40 TEM

kan der under gode forhold måles til dybder på op til 150 m.

DYBDETEM / "BØV"-TEM

Med dybde-TEM / "bøv"-TEM sendes et væsentligt større strømmoment ud i jorden end med konventionel 40*40 TEM. Måledybden bliver således forbedret kraftigt, og der kan med denne metode under gunstige forhold kortlægges til over 250 m



Figur 3.1 a) Konventionel 40*40 TEM-konfiguration. b) DybdeTEM/BøvTEM-konfiguration

dybde. I felten foregår det ved, at strømmen sendes ud i et udlæg på 30*30 m², men i denne opstilling placeres modtageren uden for sender-spolen (offset). Den kraftige strøm forstyrrer dataresponset til tidlige tider og dermed fra de terrænnære jordlag, hvilket betyder, at der øverst opnås en dårligere opløsning. En anden ulempe ved dybde-TEM i forhold til konventionel 40*40 er, at den er dyrere at udføre, da feltarbejdet kun kan foregå med et terrængående køretøj, som bærer nogle store batterier. Dagsproduktionen er typisk omkring 15 sonderinger.

HØJ-MOMENT TEM (HMTEM)

For at opnå fordelene fra både konventionel 40*40 TEM og dybde-TEM er HMTEM blevet udviklet. HMTEM udføres som en kombination mellem

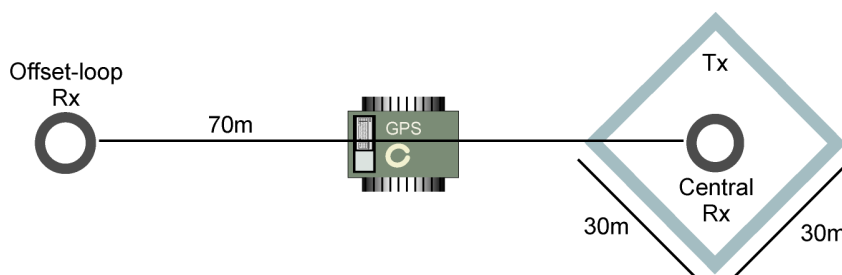
konventionel 40*40 TEM og dybde-TEM. I felten udføres begge slags målinger på samme lokalitet, se Figur 3.2. Dataene herfra processeres og samtolkes til én model. Herved fås modeller, som opløser både de terrænnære lag og de dybereliggende lag. Fremgangsmåden er først taget i brug i 2001, og der er således ikke udført så mange HMTEM sonderinger endnu. Men HMTEM metoden vinder frem og anvendes nu flere og flere steder.

PATEM (PULLED ARRAY TEM)

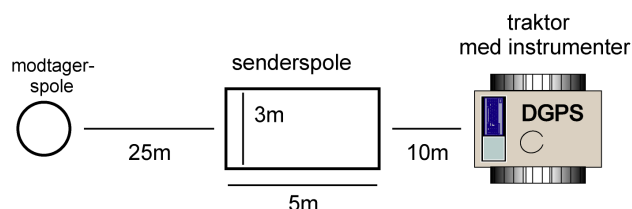
Ved Aarhus Universitet er der siden udviklet et TEM-udstyr, der kan trækkes efter et terrængående køretøj. Udstyret indeholder en sender-spole på 3*5 m² og en modtagerspole placeret i offset position, se Figur 3.3. Der måles, mens udstyret trækkes hen over jorden, og dermed opnås en kontinuert 2-dimensional opløsning. Dette betyder, at koblinger træder tydeligere frem i data.

LUFTBÅREN TEM

Flere steder i Danmark har luftbåren TEM fra fastvingefly været testet. Resultaterne heraf er dog endnu ikke færdigevalueret. Der er både fordele og ulemper ved flybåren TEM. Fordele er, at store områder kortlægges på kort tid, og at der ikke laves afgrødeskader på marker. Ulemperne er bl.a., at der ikke kan måles til tidlige tider, og at måleudstyret befinder sig i stor højde. Dette betyder ringe opløsning af de øverste lag og kraftigt



Figur 3.2 HMTEM-feltkonfiguration



Figur 3.3 PATEM-feltkonfiguration.

indflydelse fra elektrisk ledende installationer. Disse problemer er i øjeblikket ved at blive løst med kortlægning fra helikopter. De første resultater heraf viser positive resultater, og der er meget stor forventning til meto-

den, da den opløsningsmæssigt kommer til at kunne sammenlignes med HMTEM. Kortlægningen foretages fra meget lav flyvehøjde. Metoden kaldes for SkyTEM.

3.5 SUPPLERENDE LITTERATUR

Auken, E., Sørensen, K., Søndergaard, V. og Sørensen, B. 2000. Geofysik og grundvandskortlægning. GeoFysikSamarbejdet, 111 p.

Auken, E., Danielsen, J. E., Sørensen, K. I., Larsen, G. 2002. Kortlægning af Skarø. Geologisk Nyt, 2, pp. 14-18.

Christensen, N. B., Christiansen, A. V., Poulsen, L. H., Rasmussen, T. M., Sørensen, K. I. 2000. En vurdering af flybårne transiente metoders anvendelse til hydrogeofysisk kortlægning i Danmark. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse, Rapport nr. 2000/41, 240 p.

Christensen, N. B., Møller, I., Rasmussen, T. M., Sørensen, K. I., Tølbøll, R. J. 2002. En vurdering af luftbårne elektromagnetiske frekvensdomænemetoders anvendelse til hydrogeofysisk kortlægning i Danmark. GEUS, Rapport nr. 2002/77, 240 p.

Danielsen, J. 2001. Høj-Moment-TEM - udvikling af en ny metode. Geologisk Nyt, nr 5, pp. 11-13.

GeoFysikSamarbejdet 2002. Vejledning i udførelse af TEM-målinger. 18 p.

4

DATABEHANDLING

4.1

DATAPROCESSERING

I felten måles henfaldet i det inducerede magnetfelt (dB/dt). Dette henfald kan omregnes til tilsyneladende modstande (Rho_a). Både dB/dt og rho_a plottes i log-log plot som funktion af tiden. Dataprocesseringen har, specielt for erkendelsen af koblinger og støj, stor betydning for dataenes kvalitet og modelleringen af disse.

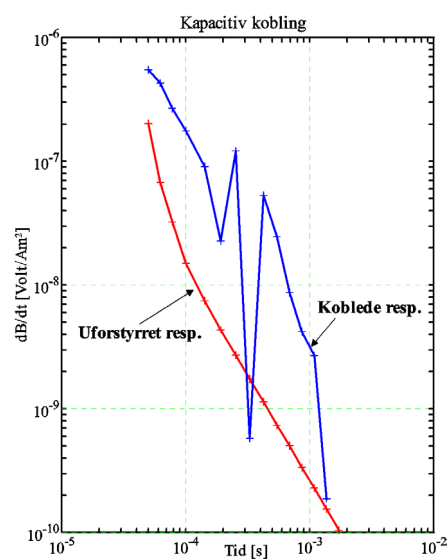
Koblinger fremtræder i data som kapacitive og induktive koblinger. Begge typer koblinger stammer fra menneskeskabte elementer som jordledninger, højspændingsledninger, hegn, metalgenstande i, på og over jorden. Erfaringerne viser, at målingerne ikke bør foretages inden for afstande af 100-150 m fra disse elementer.

Kapacitive koblinger genkendes alene ved at betragte data. En kapacitiv koblet sonderingskurve har et svingende forløb på hele eller blot dele af kurveforløbet, se Figur 4.1. Hvis et sådant svingende forløb erkendes, er det sandsynligt at sonderingen er koblet og skal kasseres. Dette bør også gøres, når kurver blot er delvist forstyrrede af koblinger. Tidligere har det været praksis, at de dårlige dele af kurven blot blev skåret væk, men da der er erfaringer for, at de resterende data i sådanne tilfælde også kan være koblet induktivt, tilrådes nu at hele sonderingen kasseres.

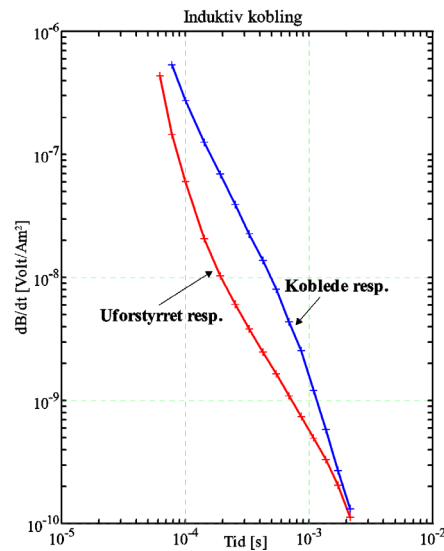
De induktive koblinger er sværere at erkende i data. De skjuler sig, fordi de ligesom de geologiske dataresponser har bløde kurveforløb, se Figur 4.2. Altså kan induktive koblinger let forveksles med responser fra geologiske formationer, hvilket naturligvis er pro-

blematiske i det efterfølgende tolkningsforløb. Den eneste måde, hvorpå sonderinger med induktive koblinger kan frasorteres, er ved en sammenligning med den lokale geologi og nabosonderingerne. Meget ofte betyder den induktive kobling, at der fremkommer en god leder relativt højt i modellen. Dette bliver f.eks. tydeligt i et kort over koten for den gode elektriske leder.

Ved dataprocesseringen vurderes baggrundsstøjen også. Ved sene tider/store dybder aftager signalstyrken og baggrundsstøjen får overvægt. De sene datapunkter skal derfor skæres bort på baggrund af en vurdering af støjniveauets indflydelse. Støjniveauet kendes fra støjmålinger, der udføres rutinemæssigt under feltar-



Figur 4.1 Eksempel på kapacitiv kobling (blå kurve), der let skelnes fra uforstyrrede data (rød kurve).



Figur 4.2 Eksempel på induktiv kobling (blå kurve), der er svær at skelne fra ikke-koblede data (rød kurve).

bejdet. Desuden påføres datapunkterne automatisk usikkerheder, som svarer til måleusikkerheden. Der kan også tilføjes usikkerheder manuelt. På de tidligste (øverste) data tilføjes automatisk større usikkerheder end ellers, da disse målepunkter generelt er usikre. Denne usikkerhed skyldes ikke den naturlige støj, men instrument usikkerhed til tidlige tider. Korrekt tilskrivelse af støj er meget vigtig i den geofysiske tolkningsproces. Tilskrives der for meget støj, får man ikke alle informationer ud af data. Omvendt, hvis man tilskriver for lidt støj, risikerer man at misfortolke sine data. Støjen indgår også i beregningen af modelparameterusikkerheden.

4.2 MODELLERING

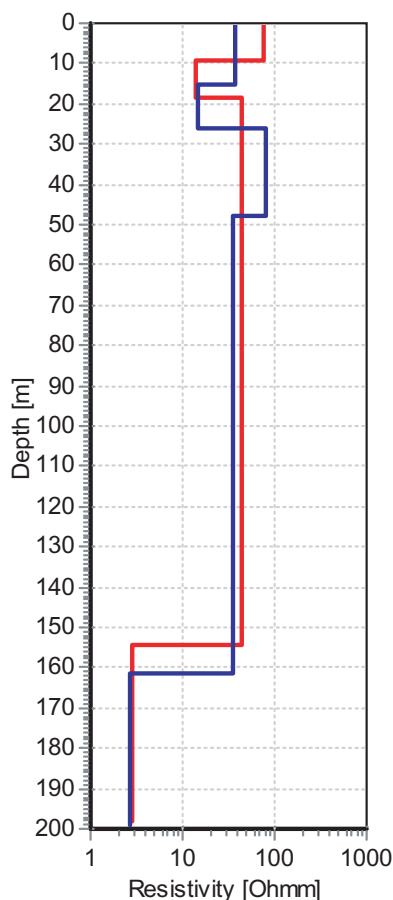
Det er vigtigt, at der skelnes mellem "automatisk modellering" af data eller modellering af data med forhåndsviden. Forhåndsviden kan f.eks. være information om dybder til bestemte laggrænser eller niveauet af formationsmodstande. Denne viden kommer typisk fra borer og andre geofysiske undersøgelsesmetoder. Begge måder at modellere på er relevante under forskellige omstændigheder. Den automatiske modellering bør altid gennemføres som et grundlag for det videre arbejde, idet det er vigtigt at have et overblik over, hvordan geologien grundlæggende responderer i sonderingerne, uden at der er lagt forhåndsviden ind i tolkningen. Derved bliver en TEM-kortlægning mere gennemskuelig for brugeren. Hvis personen, der har processeret og modelleret data og i den forbindelse har benyttet forskellig mere eller mindre subjektiv forhåndsviden, afrapporterer data uden nøje beskrivelser og dokumentation af arbejdsgangen, vil modtageren/bru-

geren ikke være i stand til at arbejde videre med kortlægningen. Det er meget vanskeligt at beskrive og dokumentere denne anvendelse af forhåndsviden i arbejdsprocessen, og det er derfor næsten altid nødvendigt også at afrapportere den automatiske modellering, hvis modtageren skal kunne arbejde videre med en geologisk tolkning.

Det er altså nødvendigt altid at udføre en automatisk modellering på et grundlag, der er så objektivt som muligt. I praksis er dette dog ofte vanskeligt at gøre helt uden anvendelse af forhåndsviden, da der for de fleste sonderingers vedkommende skal vælges mellem flere mulige og sandsynlige modeller. Ved denne udvælgelse findes der en generel retningslinje om, at den udvalgte model skal have bedst mulig tilpasning til data med færrest mulige lag. I nogle tilfælde kan udvælgelsen uden videre foretages alene på baggrund af data-tilpasningen. Ofte vil man dog

komme ud for, at f.eks. en 5-lagsmodel kun tilpasser data en smule bedre end 4-lagsmodellen, og her vil man være tilbøjelig til, at lade sin subjektive viden om geologien i området spille ind. Denne viden kan komme fra en mere generel opfattelse af, hvilke naturlige begrænsninger der eksisterer for forekomstmåden af geologiske lag, men også fra de informationer, der er uddraget fra nabosonderingerne. Det er normalt, at sonderinger inden for større områder bliver ensrettet i tolkningerne, fordi det forventes, at geologien ikke varierer, men dette er også at gøre brug af en form for forhåndsviden.

I figur 4.3 ses modelplots af en 4-lagsmodel og en 5-lagsmodel fra en



Figur 4.3 4-lags- og 5-lagsmodel fra en HMTEM-sondering. Dataresidualerne er hhv. 0,30 og 0,25.

HMTEM-sondering fra en kortlægning ved Viuf. De to modeller er væsentligt forskellige med hensyn til den fremkomne lagfølge, men der er kun lille forskel i datatilpasningen. Dataresidualet i 4-lagsmodellen er 0,25 mens den i 5-lagsmodellen er 0,30. 4-lagsmodellen vil være at foretrække, hvis der ikke anvendes forhåndsviden, fordi forskellen i datatilpasningen ikke er stor nok til at fosvare valget af 5-lagsmodellen. 5-lagsmodellen kan vælges, hvis der er belæg for dette rent geologisk set, eller evt. hvis nabosonderingerne viser tendenserne fra 5-lagsmodellen med større sikkerhed. Forskellen på de to modeller er markant i de øvre dele. 5-lagsmodellen viser et 21 m lag på 80 ohm-m som ikke findes i 4-lagsmodellen.

Det er altså altid nødvendigt at modellere sine data med brug af så lille en mængde forhåndsviden som muligt, hvis datamodellerne senere skal anvendes af andre personer i en videre geologisk tolkning. Det er på dette niveau den geologiske tolker skal indblandes og være en part i den fortsatte modellering og tolkning, for at den bedste geologiske slutmodel opnås.

Da data fra en TEM-sondering næsten altid kan modelleres på flere forskellige måder, gælder det naturligvis om at udvælge den model, der tilpasser de geologiske forhold bedst. Arbejdet med at finde den bedste model er af vital betydning for anvendelsen af TEM-sonderinger under danske forhold. I forhold til den automatiske modellering kan der i de fleste tilfælde hentes meget supplerende geologisk information ved brug af forhåndsviden i modelleringen, men da både geologi og geofysik er integreret i denne proces, er den ofte kompliceret at gennemføre. I det følgende beskrives nogle af de måder, hvorpå dette kan gøres, og hvorfra den anvendte forhåndsviden kan komme.

ÆKVIVALENS

Forekomst af ækvivalens viser sig ved, at flere forskellige modeller med samme antal lag tilpasser data lige godt inden for datausikkerhederne. Tykkelser og modstande af interne lag i modellerne kan som følge af dette variere kraftigt mellem modellerne. I sådanne tilfælde er det nødvendigt subjektivt at vælge én af modellerne, og dette gøres bedst ved at anvende forhåndsviden om de geologiske forhold. Lagundertrykkelse er også et fænomen, der kan håndteres ved anvendelse af forhåndsviden. Den anvendte forhåndsviden kan enten være i form af oplysninger om dybder til laggrænser eller modstande af et eller flere af de opløste lag. Oplysningerne indføres med bindinger i tolkningsprocedurens udgangsmodel, og en ny model, der inkluderer de kendte parametre, kan vælges.

FORHÅNDSVIDEN

En mere direkte måde at anvende sin forhåndsviden på, er at modellere data præcis efter den geologiske opfattelse, man er i besiddelse af. Man kan herved "checke", om TEM-sonderingerne viser det, man tror eller forventer. I praksis binder man alle lag og modstande og kører inversionen med disse bindinger. Tilpasningen mellem data og model giver herefter et fingerpeg, om opfattelsen af geologien er korrekt. Ofte vil man dog kun være usikker på nogle af parametrene i den forventede geologi, og her kan TEM-sonderingerne måske i særlig grad komme til sin ret. Alle de kendte parametre båndlægges, mens de ukendte parametre bibeholdes uden bånd i udgangsmodellen, og modelleringen vil herefter kunne give et indtryk af disse.

For indledningsvis at vurdere, om en TEM-sondering vil kunne opløse den forventede geologi, kan man anvende programmet EMMA (ElectroMagnetic Model Analysis). EMMA kan simulere dataresponsen på en kendt geologisk model, og det kan herved afgøres, om den givne geologiske model over-

hovedet kan opløses i data. Således vil man f.eks. også kunne få et indtryk af, om et påtænkt lag alligevel kan eksistere, selvom det ikke kan ses i data.

Ved den automatiske modellering bliver modellen med det lavest mulige antal lag med den samtidig bedste tilpasning valgt. I praksis tilpasser modeller med flere lag lige så godt eller kun lidt bedre, men da der pga. størrelsen på datausikkerhederne ikke er belæg for at udvælge disse, er dette ikke gjort i udgangspunktet. Med andre ord er der ikke datagrundlag for at indføre flere lag i modellen, men omvendt tilpasses data mindst lige så godt, når flere lag indføres. For at vælge en model med flere lag skal der være belæg for det i form af forhåndsviden stammende fra andre kilder.

KILDER TIL FORHÅNDSVIDEN

Den anvendte forhåndsviden kan som nævnt stamme fra den generelle geologiske opfattelse eller fra konkrete undersøgelser af forskellig art. Borningsoplysninger med tilhørende modstandslogs er naturligvis meget anvendelige til formålet. Heri fås et estimat af formationernes modstande. Ved sammenligning mellem modstande bestemt ud fra modstandslogs og modstande bestemt ud fra TEM-sonderinger skal man være opmærksom på følgende forhold: Logmodstande skal korrigeres, så de angiver den "sande" modstand i formationen. Den "sande" formationsmodstand er ofte 20-30 % højere end logmodstanden målt med 64"-128" normallog. Boreoplysninger alene fortæller dog ikke umiddelbart noget om jordlagenes rumlige udbredelse. Ved MEP-kortlægning fås et billede af både jordlagenes laterale udbredelse og deres modstandsniveauer. MEP kan dermed også være med til at supplere med forhåndsviden, men kun i de øverste 40-60 m under terræn. Den laterale udbredelse træder tydeligere frem i seismiske undersøgelser, men her kendes hverken modstand eller lithologi af jordlagene.

For at opnå de bedste resultater er det nødvendigt at kombinere flere forskellige metoder og dermed få oplysninger om så mange parametre som muligt. I tolkningsarbejdet bør informationer fra TEM-dataene selv også anvendes undervejs, således at processen foregår gradvist. Man kan f.eks. forestille sig, at kort lavet på baggrund af den automatiske model-

lering viser nogle overordnede geologiske strukturer i undersøgelsesområdet, og at disse geologiske strukturers forekomst fører til, at dele af geologien dermed kan forudsiges. Denne forhåndsviden kan så anvendes aktivt i en efterfølgende geologisk tolkning af TEM-data, og på denne måde kan processen gentages flere gange.

4.3 SUPPLERENDE LITTERATUR

Auken, E., Sørensen, K., Søndergaard, V. og Sørensen, B. 2000. Geofysik og grundvandskortlægning. GeoFysikSamarbejdet, 111 p.

Auken, E. and Sørensen, K., 2001. Processering og tolkning af TEM data: GeoFysikSamarbejdet, 21 p.

GeoFysikSamarbejdet 2002. Retolkning af TEM-målinger.

SiTEM, Getting started. www.geofysiksamarbejdet.au.dk.

5

GEOLOGISK TOLKNING AF TEM-DATA

5.1

SEDIMENTERS ELEKTRISKE MODSTANDE

Sedimenters elektriske modstande kan bestemmes og defineres på forskellige måder med deraf følgende forskellige resultater. Modstandene på veldefinerede prøver og lag kan naturligvis bestemmes på laboratorium og i borehulslogs, men disse resultater er ikke direkte anvendelige i det praktiske arbejde med geologisk tolkning af TEM. Dette skyldes bl.a. TEM-metodens begrænsede opløsningsevne og dermed, at de lag, der er defineret i TEM-modellerne, næsten aldrig består af homogene sedimenter. TEM-modellerne består af overordnede lag, hvori der angives gennemsnitsmodstande. Geologisk set er det sjældent, at der i de danske sedimenter findes lithologisk homogene lag med tykkelser, der er store nok til at kunne opløses med TEM. F.eks. vil en tyk lagpakke af moræner i TEM måske blive opfattet som et lag, men da der næsten altid forekommer sand og gruslag internt i tykke lagpakker af moræner, vil modstanden blive påvirket i retning af højere elektrisk modstand. Tilsvarende vil tynde lerlag i sand trække gennemsnitsmodstanden nedad.

For at opnå et indtryk af niveauet for gennemsnitsmodstandene af de overordnede geologiske formationer, kan man ud fra borehulslogs estimere typiske gennemsnitsmodstande for sådanne. Logmodstande er dog normalt lidt lavere end de "sande" formationsmodstande.

Når geologiske modeller opstilles på baggrund af TEM-data, er det nød-

vendigt at kende modstandsniveauerne (gennemsnitsmodstandene målt med TEM) for forskellige geologiske formationer og enheder. Kendskabet til modstandsniveauerne bygger dels på måling i laboratorium og i borehulslogs (se bl.a. /25/, /26/, /37/ og /41/), dels på erfaringer fra TEM-kortlægninger i hele landet. I Tabel 5.1 ses forskellige geologiske formationers modstande, som de måles og opløses med TEM-metoden, hvis de fremtræder forholdsvis homogen og i tilstrækkelig mægtighed. Modstandsniveauerne er primært erfaringsmæssige og er angivet for ferskvandsmættede sediment.

Sedimenters elektriske modstande afhænger af vandindhold, indhold af opløste salte i vandet samt indholdet af lerminerale. I sediment, der indeholder ler, er lerindholdet styrende for den elektriske modstand. I lerfri sediment er det indholdet af ioner i porevæsken der bestemmer modstanden.

LEREDE SEDIMENTER

Lerminerale smectit og vermiculit har den bedste ledningsevne, mens kaolinit, illit og chlorit har lavere ledningsevner. I de palæogene sediment har fordelingen af lermineraltyperne relativ stor betydning for formationsmodstandene. I kvartære sediment veksler fordelingen kun i mindre grad, og lermineralfordelingen spiller her kun en mindre rolle i forhold til lerandelen.

Aflejrning	Modstand [Ω m]
Ferskvandstørv, -gytje, -ler	10-35
Diatomit	20-80
Marint tørv, gytje, ler (saltvandsholdigt)	1-15
Moræneler	20-50 (typisk 40)
Morænesand og -grus	>40
Smeltevandsgrus	>80
Smeltevandssand	>60
Smeltevandssilt	40-80
Smeltevandsler	10-40 (typisk 25)
Miocænt kvartssand/glimmersand	>80
Miocænt glimmersilt	40-80
Miocænt-Oligocænt glimmerler	10-40
Oligocænt fed ler (bl.a. Viborg Form.)	3-12
Søvindmergel (fed ler)	3-8
Paleocænt-Eocænt plastisk ler (Lillebæltler/Røsnæsler m.m.)	1-3
Kertemindemergel	5-30
Lellinge Grønsand	25-80
Kalk	>80
Skrivekridt	30-60

Tabel 5.1 TEM-modstande af typiske danske aflejringer.

For en typisk dansk moræneler (lerindhold på >12 %, typisk 12-20 %) ses meget ofte målte gennemsnitsmodstande på omkring 40 ohm-m. Denne værdi er en gennemsnitsværdi, hvori mindre sand- og gruslag vil være medregnet. Modstanden på en homogen moræneler må således forventes at være lidt lavere. Modsat er modstanden højere, hvis moræneleren indeholder store andele af sand- og gruslag. For morænesand og -grus, hvori lerindholdet er mindre (<12 %), bliver modstanden højere, men morænesand og -grus er ikke lige så hyppigt forekommende som moræneler.

Smeltevandsler forekommer mange steder som tykke lagpakker, der kan opløses med TEM. Smeltevandsleret kan have modstande på under 10 ohm-m, men så lave modstande er dog relativt sjældne, da dele af lagpakkerne ofte fremtræder mere siltede og sandede med højere gennemsnitsmodstande til følge. Lag

af smeltevandsler fremtræder i TEM modellerne med modstande på mellem 10 og 40 ohm-m og typisk omkring 25 ohm-m.

Glimmerlerets modstande afhænger både af lerandelen i sedimentet og af mængden af indlejrede sand- og siltlag. De marine forekomster i neogenet bestående af Gram, Hodde og Arnum Formationerne har normalt modstande på mellem 10 og 40 ohm-m. Modstandene må generelt antages at være faldende i sydvestlig retning. Glimmerleret, der findes i Vejle Fjord Formationens øvre dele, er ofte siltet og kan i virkeligheden nok bedre betegnes som glimmersilt. Endvidere findes der heri typisk adskillige indslag af tykke og tynde sandlag.

De palæogene lerlag er generelt meget lerholdige og har derfor lave modstande. Viborgformationens lerlag, der generelt er mere grovkornede end de ældre palæogene lerformationer, har modstande på mellem 5 og

ca. 12 ohm-m. Den kalkholdige Sø-vindmergel har normalt modstande på mellem 3 og 8 ohm-m, mens det plastiske ler, der med sine store andele af især smectit har modstande under 2-3 ohm-m. Det paleocæne moler, der er en diatomit med ca. 25% ler og derved adskiller sig fra de øvrige palæogene lag, har skønsmæssigt modstande på mellem 10 og 40 ohm-m.

LERFATTIGE SEDIMENTER

Modstanden af smeltevandssand afhænger både af porevandets saltindhold og af lerindholdet. Der vil i tykke lag smeltevandssand næsten altid forekomme lerlag, som har betydning for gennemsnitsmodstanden. Helt lerbri forekomster vil generelt have modstande på over 80 ohm-m, men lerindslag kan trække gennemsnitsmodstanden ned. I tykke grusforekomster er lerlag generelt sjældnere forekommende, og modstanden er derfor højere end i sand og silt, dog under forudsætning af at porevandets ionindhold er det samme. For smeltevandssilt spiller både forekomsten af indlejrede lerlag og lerandelen i silten en rolle. Silt med lavt lerindhold kan have lige høje modstande som sand og grus, men påvirkning af lerlag og lerindhold trækker normalt modstanden ned.

Modstanden af tertiært kvartssand og -grus kan sammenlignes med modstandene for smeltevandssand og -grus. Indslag af tynde glimmerlerslag kan bevirke lavere gennemsnitsmodstande end for tykke lerbri lagpakker. Nogle steder optræder Tertiært glimmersilt med et lavt lerindhold, og da det samtidig kan udgøre relativt tykke lag, kan det fremtræde i TEM-modellerne som højmodstandslag med modstande på samme niveau som sand- og grusholdige sedimenter.

Modstanden i kalk er, som for sand- og grusforekomster, afhængig af porevandets indhold af ioner. Generelt måles modstande over 80 ohm-m

i kalk. Da de øvre dele af kalken er knust og opsprækket, vil strømning af grundvand primært ske langs sprækker og knuste zoner. Dette bevirker, at saltvandsgrænsen i områder med kraftige vertikale trykgradienter vil være ujævn pga. lokale bevægelser af saltvand opad og ferskvand nedad langs sprækkezonerne. Ved TEM-kortlægning, hvor man kun sjældent vil kunne opløse sådanne detaljer, vil saltvandsgrænsen derfor ikke fremstå særlig skarpt. Detaljerne vil blive udjævnet, og en jævn overgang til de lave modstande i saltvandet vil her kunne ses.

Modstanden af skrivekridtet er derimod generelt lavere, fordi det har et vist indhold af lerminerale som smectit og illit (0,5-10 %).

POREVANDETS INDFLYDELSE

Porevandets indhold af ioner bidrager ligesom lerindholdet til jordlagenes elektriske ledningsevne/modstand. Særligt betydningsfulde er Na^+ og Cl^- , men også ioner som SO_4^{2-} , HCO_3^- og Mg^{++} er medvirkende til at gøre porevandet elektrisk ledende. Porevandets ionindhold har størst betydning for ledningsevnen i de lerbattige sedimenter, hvor ledning af strøm primært foregår gennem porevandet.

Sammenhængen mellem porevandets elektriske modstand og formationsmodstanden er bestemt af aflejringens formationsfaktor, som afhænger af bl.a. porøsitet. F.eks. vil formationsmodstanden være 100 ohm-m, hvis porevandet har en modstand på 20 og formationsfaktoren er 5. Formationsfaktorer i danske sand- og grusaflejringer på omkring 5 er blevet målt flere steder (se bl.a. /25/).

I Århus Amt ses variationer i porevandsmodstandende at veksle fra egn til egn. I de centrale dele af amtet er modstanden gennemsnitligt omkring 15 ohm-m, mens den i de vestlige dele er oppe på over 30 ohm-m. Med en formationsfaktor på 5 bliver formationsmodstandene hhv. 75 ohm-m

og 150 ohm-m alene som en følge af forskelle i porevandets ionindhold. Begge disse modstandsniveauer ville i TEM-sonderinger dog blive tolket som værende lerfattige aflejringer, men ionindholdet kan lokalt være væsentligt højere, således at porevandsmodstanden kommer under 10 ohm-m, uden at der er tale om egentlige saltvandsforekomster. Ved en porevandsmodstand på f.eks. 8 ohm-m og en formationsfaktor på 5 bliver modstanden 40 ohm-m, og dette modstandsniveau vil, under forudsætning af at der ikke er særlig kendskab til porevandets ionindhold, blive betragtet som en leret aflejring.

Formationsfaktoren for opsprækkede kalkaflejringer er normalt højere end den er for sand- og grusaflejringer. Dette medfører, at problemerne omkring porevandets indflydelse på formationsmodstanden har mindre betydning i kalkaflejringer end i sand- og grusaflejringer.

Som det fremgår af ovennævnte, spiller porevandets ionindhold i sandede og grusede aflejringer og til en vis grad også i kalk en stor rolle for den geologiske tolkning af TEM-sonderinger. Jordlag med høje modstande kan betragtes som værende lerfattige, mens den omvendte slutning ikke kan drages for jordlag med lave modstande. Lave modstande beskriver ikke nødvendigvis lerholdige jordlag, da årsagen til den lave modstand også kan skyldes ionholdigt porevand.

Modstanden af saltvand med saltkoncentrationer på 2 - 3,5 % (havvand) er mellem en kvart og en halv ohm-m. Salt grundvand med sådanne koncentrationer vil således medføre, at formationsmodstanden vil være mellem 1,25 og 2,5 ohm-m ved en formationsfaktor på 5. Eventuelle forekomster af salt grundvand vil derfor fremtræde som et markant lavmodstandslag nederst i TEM-sonderingerne.

5.2 OPLØSNING AF SEDIMENTÆRE ENHEDER

TEM-metoden har nogle begrænsninger, der medfører, at kun overordnede geologiske forhold kan kortlægges. Det er generelt ikke muligt at benytte TEM-dataene til detaljerede stratigrafiske betragtninger, og det er normalt heller ikke muligt at kortlægge inhomogeniteter i form af f.eks. glacialteknik. Hertil er de geologisk/stratigrafiske enheder for små og tynde. TEM kan derimod bruges til at kortlægge overordnede strukturelle forhold, som kan ligge til grund for og også ofte støtte mere detaljerede geologisk/stratigrafiske tolkninger, der er baseret på f.eks. boringer og blotninger m.m.

Når TEM-data skal tolkes geologisk, er det vigtigt at have et overblik over og en fornemmelse af, hvor metodens begrænsninger befinder sig. Kun på

denne måde er det muligt at tolke data fuldt ud, uden at der overfortolkes vel at mærke. I det følgende gennemgås de vigtigste begrænsninger.

Som tommelfingerregel kan det siges, at lag, der er tyndere end halvdelen af dybden til laget, ikke kan opløses. Dermed aftager opløsningsevnen med dybden. F.eks. vil et lag, der er tyndere end 50 m, ikke kunne opløses, hvis det befinder sig på 100 m dybde. Der er dog afvigelser fra denne tommelfingerregel, idet lag med lave modstande er lettere at opløse end lag med høje modstande. På 100 meters dybde kan det således i nogle tilfælde godt lade sig gøre at opløse væsentlig tyndere lag, hvis modstanden af disse er lav. Tommelfingerreglen gælder heller ikke i de øverste lag, hvor teknisk/fysiske

begrænsninger forringer optagelsen af præcise data. TEM-metodens laterale opløsningsevne afhænger af dybden, hvori der fokuseres, da opløsningsevnen er afhængig af størrelsen på responsrummet. Responsrummet omfatter det jordvolumen, der bidrager med respons tilbage til jordoverfladen. Dette volumen stiger med dybden. Under normale geologiske forhold har det næsten dobbelt så stor radius som dybden. Dvs. at responsrummet i 25 m dybde har en radius på næsten 50 m, og i 150 m dybde er radius på mellem 250 og 300 m. Opløsningsevnen af rumlige variationer falder dermed markant med dybden, og inhomogeniteter vil derfor være lettere at kortlægge tæt under terræn end på større dybder.

Normalt kortlægges der med en arealtæthed på ca. 16 sonderinger pr. km². I de dybere liggende lag (> ca. 100 m) midles over store jordvolumener der tildels er overlappende, mens der i de øvre lag kun midles over mindre men ikke-overlappende jordvolumener (se også kap. 6). Hvis der f.eks. skal fokuseres på detaljer i 25 m dybde med fuld datadækning, kan det betale sig at kortlægge med en tæthed på mellem 100 og 200 sonderinger pr. km². De 16 sonderinger pr. km² er baseret på en afvejning af økonomi og på en samtidig passende opløsning af geologien.

TEM-metodens laterale følsomhed betyder bl.a., at stejlstående laggrænser ikke kan opløses. F.eks. vil en lodret begravet dalflanke, der består af lavmodstandssedimenter og findes i en dybde fra 10 til 80 m under terræn, blive reproduceret med en hældning på max. ca. 30°. Undersøgelser har vist, at sådanne flanker ikke kan kortlægges korrekt, hvis hældningen er større end ca. 30° /16/.

Indtrængningsdybden er også en faktor, der skal tages højde for ved geologisk tolkning af TEM. Generelt kan man sige, at en konventionel 40*40 TEM-sondering har en indtrængningsdybde på 100-150 m og en HMTM-sondering på 200-270 m. Indtrængningsdybden afhænger af støjniveau og sedimenttyper. Et højt niveau af baggrundsstøj forringer signal-støjforholdet og medfører en lille indtrængningsdybde. Tilstedeværelsen af godt ledende lag nederst i den gennemtrængte lagserie medfører en stor indtrængningsdybde. Det modsatte gælder, hvis den gode leder befinder sig tæt under terræn. Såfremt den gode leder har en meget lav modstand og er af en vis tykkelse, opnås der her kun en ringe indtrængningsdybde. Hvis den gode leder består af fedt tertiært ler, er det dog i grundvandssammenhæng også ofte irrelevant at måle dybere, men hvis den gode leder f.eks. udgøres af fedt smeltevandsler, er der normalt behov for at kunne gennemtrænge dette.

5.3 SUPPLERENDE LITTERATUR

Auken, E., Sørensen, K., Søndergaard, V. og Sørensen, B. 2000. Geofysik og grundvandskortlægning. GeofysikSamarbejdet, 111 p.

Auken, E., Danielsen, J. E., Sørensen, K. I., Larsen, G. 2002. Kortlægning af Skarø. Geologisk Nyt, 2, pp. 14-18.

Christensen, N. B., Christiansen, A. V., Poulsen, L. H., Rasmussen, T. M., Sørensen, K. I. 2000. En vurdering af flybårne transiente metoders anvendelse til

hydrogeofysisk kortlægning i Danmark. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse, Rapport nr. 2000/41, 240 p.

Christensen, N. B., Møller, I., Rasmussen, T. M., Sørensen, K. I., Tølbøll, R. J. 2002. En vurdering af luftbårne elektromagnetiske frekvensdomænemeters anvendelse til hydrogeofysisk kortlægning i Danmark. GEUS, Rapport nr. 2002/77, 240 p.

Danielsen, J. 2001. Høj-Moment-TEM - udvikling af en ny metode. Geologisk Nyt, nr 5, pp. 11-13.

GeoFysikSamarbejdet 2002. Indflydelsen af tredimensionale modstandsfordelinger på den endimensionale tolkning af TEM-data. 29 p.

Lykke-Andersen, H. 1974. Kortlægning af undergrunden i omegnen syd og vest for Århus. I: Undersøgelser af Århusegnens undergrund. p 57-101.

Schrøder, N. 1974. De geofysisk geologiske undersøgelser. I: Undersøgelser af Århusegnens undergrund. p 11-55.

Skov og Naturstyrelsen 1987. Geofysik og råstofkortlægning. 213 p

6

**PRÆSENTATION AF DATA I
FORHOLD TIL GEOLOGI**

Der findes flere forskellige måder at præsentere TEM-undersøgelser på. Normalt præsenteres undersøgelserne på kort og i tværprofiler, men i nogle tilfælde også i fence-diagrammer. Den bedste præsentationsmåde afhænger af, hvilke geologiske forhold, der findes i undersøgelsesområdet, samt hvilke geologiske forhold,

der søges fremhævet. Det er vigtigt at præsentationsformen og –måden vælges i koordination med den person, der skal benytte TEM-kortlægningens resultater i det geologiske tolkningsarbejde. I det følgende vil forskellige præsentationsformer blive gennemgået i relation til anvendelse og lokale geologiske forhold.

6.1

**KORT OVER DEN GODE
LEDER**

Den mest anvendte type fladekort ved præsentation af TEM-undersøgelser er "koten for den gode leder". Meget ofte opløser TEM-sonderinger nederst et lavmodstandslag, og i mange områder vil TEM-modellerne derfor indeholde en "god leder" i bunden. Den gode leder består oftest af lag med modstande på mellem 1 og 20-30 ohm-m. Den gode leder udgør ikke i sig selv en geologisk enhed, men derimod en geofysisk enhed. Den gode leder består i nogle områder af fed plastisk Tertiær ler, mens den i andre områder består af glimmerler, smeltevandsler eller saltvand. Den gode leder kan veksle mellem flere forskellige geologiske enheder inden for samme undersøgelsesområde, hvilket dog af og til kan afsløres i vekslen mellem modstandsniveauer.

Dybden til den gode leder måles normalt relativt præcist, og i de fleste tilfælde ses den som en mere eller mindre jævn flade. Den jævne flade forstyrres somme tider af andre højereliggende uigennemtrængelige lavmodstandslag eller af geologiske strukturer som nedskårne begravede dale og tektoniske forstyrrelser. Den dybtliggende geologi er oftest uden relationer til terrænoverfladen, og

derfor omregnes dybden til den gode leder til koten for den gode leder og præsenteres som sådan. På denne måde undgås terrænets indflydelse når den dybereliggende geologi skal vurderes. Ved anvendelse til sårbarhedskortlægning i de øvre jordlag, er det dog relevant at præsentere kortet over dybden til den gode leder, da sårbarheden primært er afhængig af dybden fra terrænoverfladen.

Når et kort over den gode leder fremstilles, vælges der et modstandsniveau, som definerer den maksimale modstand, som den gode leder må antage. Dybden eller koten af den gode leder registreres der, hvor det dybeste lag i modellen, med en modstand mindre end det valgte niveau, har sin overflade. På denne måde registrerer man den gode leder nedefra, men i hydrogeologisk sammenhæng kan det også være relevant at registrere den fra oven. Herved får man i stedet det øverste lag i modellen, der har en modstand mindre end det valgte niveau. Et kort over den gode leder registreret fra oven kan være relevant i tilfælde, hvor der findes flere lavmodstandslag i modellerne, og man ønsker et kort over overfladen af det øverste lavmodstandslag.

Valget af modstandsniveau til kortet over den gode leder afhænger af, hvad der ønskes præsenteret. Ønsker man f.eks. et kort over overfladen af tertiært plastisk ler eller saltvandsforekomster, placeres niveauet normalt omkring eller under 10 ohm-m. Udgøres den gode leder af Oligocænt og Miocænt fedt glimmerler eller smeltevandsler sættes grænsen typisk omkring 30 ohm-m. I områder, hvor der både forekommer plastisk ler og saltvand, kan kortet over den gode leder gengive begge dele i samme

flade, og tilsvarende gælder det for fedt glimmerler og smeltevandsler. Ofte findes smeltevandsleret højere i lagserien end fedt glimmerler, hvilket medfører, at indslag af smeltevandsler over fedt glimmerler træder frem som højtliggende rygge eller øer på kortet. Dette gælder også, selvom den gode leder er registreret nedefra. Årsagen til dette er, at de enkelte sonderinger ikke altid kan trænge igennem smeltevandsleret og se glimmerleret som den nederste gode leder.

6.2 MINIMUMSDYBDEKORT OG MAKSIMUMSKOTEKORT

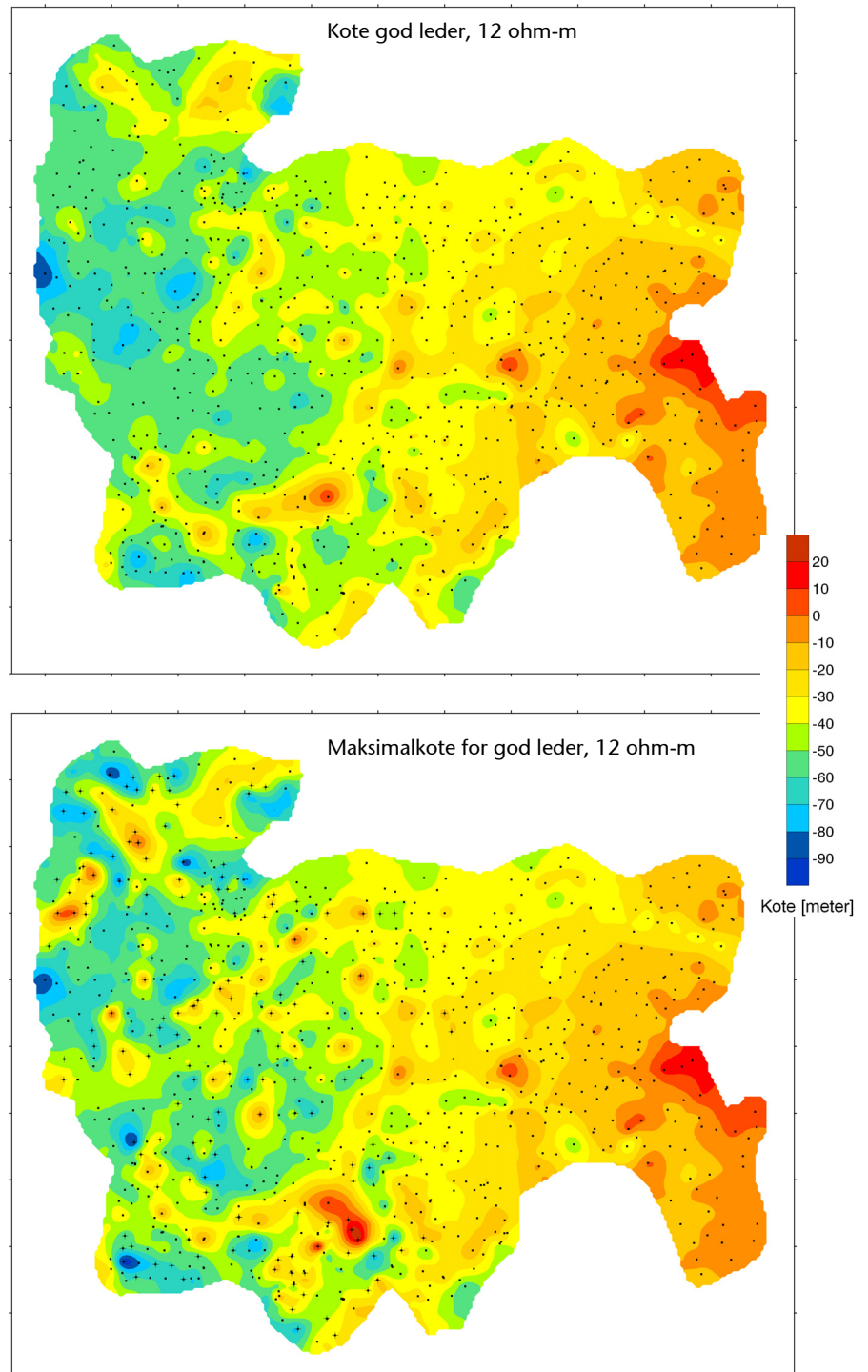
Datagrundlaget for kort over koten for en god leder bygger på de sonderinger, der indeholder en god leder med en modstand under det fastsatte modstandsniveau. I sådanne kort udnyttes datamaterialet fra en TEM-undersøgelse dog ikke optimalt, idet der f.eks. kan findes sonderinger, som på større dybde ikke når et godt ledende lag. Hvis man forestiller sig en TEM-undersøgelse udført i et område med en god leder i målbar afstand fra terrænoverfladen, men hvor en eller flere sonderinger er placeret over en lokal fordybning i den gode leder, uden at sonderingerne her når ned i denne, vil fordybningen ikke kunne ses i det resulterende kort over koten for den gode leder. Fordybningen vil måske alligevel kunne spores, hvis sonderingerne over fordybningen kan indikere, at den gode leder findes dybere end det generelle niveau for denne i området. Hertil er det nødvendigt at have et indtryk af tykkelsen af det nederste lag i modellen og således også af indtrængningsdybden. Hvis indtrængningsdybden lokalt er stor, uden at der ses en god leder, er det tegn på, at der findes en fordybning. Indtrængningsdybden er i ovennævnte tilfælde det samme som minimumsdybden for en god leder, idet den angiver den minimale

dybde som en fiktivt valgt god leder ifølge data kan eksistere i.

Minimumsdybdeberegning anvendes med fordel i områder, hvor der er dybt til en god leder, eller hvor indtrængningsdybden er lille som følge af et stort signal-støjforhold. Minimumsdybden benyttes også med fordel ved udarbejdelsen af middelmodstands- og middelledningsevnekort. Her bliver sonderingerne blændet af i niveau med minimumsdybden, som i realiteten er et estimat af indtrængningsdybden. På denne måde medtages kun de sonderinger, der i de forskellige dybdeintervaller indeholder målte data.

Relateres minimumsdybden for en god leder til havniveau, fås maksimumskoten for den samme gode leder. Hvis f.eks. en sondering viser, at en god leder befinder sig på minimum 100 m dybde, og dette samtidigt svarer til kote -30 m, vil -30 m være den maksimale kote (højest mulige kote) for den gode leder. Derfor maksimumskoten. I Figur 6.1 ses et eksempel på et kort over den maksimale kote.

Der er væsentlig forskel på et kort over koten for en god leder og et kort



Figur 6.1 Forskellen på koten for den gode leder og maksimalkoten for den gode leder i et område vest for Hedensted. Der er god overensstemmelse i de østlige dele, hvor den gode leder ligger højt og befinder sig indenfor indtrængningsdybden. I de vestlige dele kan sonderingerne ikke altid nå ned til den gode leder. Sonderinger, der ikke når den gode leder er markeret med krydser. Modificeret efter /29/.

over maksimumskoten for en god leder. Maksimumskotekortet indeholder flere oplysninger, men angiver kun, i hvilket niveau den gode leder maksimalt kan befinde sig i. Koten for den gode leder angiver den eksakte kote for den gode leder, men uden at tage højde for, at denne ifølge andre sonderinger lokalt kan befinde sig dybere. Maksimalkotekortet kan derfor ikke anvendes på samme måde, som kortet over den gode leder anvendes. Maksimalkotekortet benyttes kun som et supplement til forståelsen af kortet over den gode leder samt middelmodstandskortene.

Beregning af indtrængningsdybde/minimumsdybde for TEM-sonderinger har været forsøgt på flere forskellige måder. Ingen af disse måder har dog været specielt stabile eller fysisk

korrekte, idet de alle har været baseret på en helrumsdiffusionsdybde for TEM samt late time approksimation for ρ_{ho} .

GeoFysikSamarbejdet har udviklet et koncept, som udnytter de fysiske og statistiske egenskaber, der er indbygget i inversionsprocessen. Minimumsdybden beregnes ved, at der i bunden af en given sondering, som ikke har fundet en god leder nederst, kunstigt indlægges et lavmodstandslag. Modstanden og dybden af dette lag bliver bundet. Inversionen vil søge at opnå ligevægt mellem den dybde, som data forsøger at skubbe laget ned til, og den dybde, som båndet prøver at trække det op til. Ligevægtsdybden kaldes for minimumsdybden.

6.3 MIDDELMODSTANDSKORT

For at skabe overblik over de lithologiske forhold i rummet er det nyttigt at udtegne middelmodstandskort. Den normale form for middelmodstandskort viser TEM-modellernes gennemsnitlige modstande i koteintervaller på 20 m. For de øvre jordlag, hvor der ofte er behov for at belyse sårbarheden, vises middelmodstandskort også i dybdeintervaller, da sårbarheden bl.a. er afhængig af dybden. Geologiske formationer er derimod kun i mindre grad afhængige af de eksisterende topografiske forhold, og derfor anvendes der koteintervalkort og ikke dybdeintervalkort ved geologiske tolkninger.

Intervaltykkelsen på 20 m er valgt ud fra en vurdering af TEM-metodens opløsningsevne. I nogle tilfælde, i de øvre dele af TEM-modellen, hvor opløseligheden er bedst, kan der være belæg for at vælge f.eks. 10 m intervaltykkelse eller mindre, mens der i de dybere dele kan vælges større intervaltykkelse. Små intervaltykkelser giver mere præcise kort, men enkelt-

afvigelser, der visuelt skal frasorteres, bliver mere udprægede. Man skal her, ved detaljerede tolkninger, i højere grad være opmærksom på TEM-metodens begrænsninger. Dette er mindre nødvendigt, når der anvendes store intervaltykkelser, som giver mindre præcise kort med færre tydelige enkeltafvigelser.

Middelmodstandskort giver generelt det bedste bidrag til den geologiske forståelse af TEM-kortlægninger. Sammenholdes de forskellige niveauer (intervaller) med hinanden, får man en god tre-dimensional forståelse af de geologiske forhold, hvilket er essentielt i tolkningsproceduren.

Langt fra alle geologiske formationer fremstår dog af middelmodstandskortene, da formationerne jo selvfølgelig kun kan identificeres, hvis der findes modstandskontraster, og hvis de er tilstrækkeligt store til at kunne blive opløst. Nogle geologiske formationers udbredelse veksler desuden i

lithologi, og dermed veksler modstandskontrasterne til naboformationerne også. Dvs. at man ikke blot kan forvente at se de geologiske formationers udbredelse som homogene, gennemgående modstandsstrukturer lateralt og vertikalt i middelmodstandskortene. Undertiden veksler også grundvandets indhold af ioner både på tværs og inden for de geologiske formationer, hvilket naturligvis yderligere komplicerer billedet.

Den geologiske tolkers opgave er at identificere geologiske formationer i et komplekst billede af modstandsforhold og metodebegrænsninger og deraf opstille rumlige modeller for formationernes udbredelse, form og lithologi. Erfaringsmæssigt gøres dette bedst på baggrund af middelmodstandskort, men ved samtidig brug af kort over den gode leder, profiloptegninger og selvfølgelig også andre tilgængelige datatyper.

6.4 MIDDELLEDNINGSEVNE- KORT

Ledningsevnen af et materiale svarer til den reciproke værdi af materialets modstand, og ved beregning af $1/\text{middelledningsevnen}$ fås derfor et anderledes udtryk for middelmodstanden. $1/\text{middelledningsevnen}$ adskiller sig fra middelmodstanden, når der forekommer et eller flere lagskift i modellen inden for det beregnede interval. $1/\text{middelledningsevnen}$ s værdi er følsom over for lave modstande, hvilket betyder, at $1/\text{middelledningsevnen}$ er lavere end middelmodstanden, når der inden for intervallet medregnes informationer fra flere lag. Forholdet mellem middelmodstanden og $1/\text{middelledningsevnen}$ er derfor et udtryk for modstandskontrasterne

mellem de lag, der findes i intervallerne.

Normalt beregner man middelmodstand over intervaller af 20 m, og det er således kun i de øverste dele af TEM-modellerne, at et helt lag, dvs. to laggrænser, kan blive indesluttet i et interval. Længere nede i modellerne vil der maksimalt kunne forekomme en enkelt laggrænse inden for hvert interval. Dette betyder, at et udslag i forholdet mellem middelmodstanden og $1/\text{middelledningsevnen}$ i de dybere dele blot er et udtryk for, om lagfølgen skifter, og at et nyt lag vil være til stede enten over eller under det pågældende interval.

6.5 PROFILER

TEM-sonderinger vises også ofte med fordel på vertikale profiler. Herved bliver det let at sammenholde modellerne med f.eks. boreoplysninger fra nærliggende borer og seismiske profiler m.m. Udtegnings af profiler benyttes primært ved sammenligning med andre typer data og som støtte ved den geologiske tolkning af middelmodstandskortene. Profiler anvendes også med fordel som værktøj, når den resulterende geologiske model skal digitaliseres. Ved profiloptegning

er der særligt to forhold der skal tages højde for. Det ene er overhøjningen, og det andet er afstanden, hvorfra data bliver projiceret ind på profilet.

Optimalt set bør der ikke være overhøjning på profiler. Dog er det sådan, at uden overhøjning er det i de fleste tilfælde ikke muligt at overskue data, da disse derved visualiseres meget langt fra hinanden. Derfor arbejdes der stort set altid med overhøjning. Ved tolkning af overhøjede profiler er

det nødvendigt, at tolkeren hele tiden husker på overhøjningen og forestiller sig de geologiske formationers udseende i overhøjet tilstand. Erfaringsmæssigt er en overhøjning på maksimalt 10 x det bedste, når der arbejdes med TEM-undersøgelser, der er udført med en normal måletæthed. Større overhøjninger giver ofte anledning til, at de geologiske strukturers dimensioner reelt ikke kan vurderes, samtidig med at det bliver "lettere" fejlagtigt at korrelere laggrænser, fordi afstanden mellem sonderingerne formindskes visuelt.

Den optimale projektionsafstand for TEM-sonderinger afhænger af de lokale geologiske forhold samt den geografiske tæthed af sonderinger. Store variationer i de geologiske forhold fordrer en lille projektionsafstand, og det samme gør en stor tæthed af sonderinger. Ved mere ensartede geologiske forhold og stor spredning af sonderinger kan projektionsafstanden udmærket være stor. Ved en normal tæthed af sonderinger (ca. 16/km²) og under normale geo-

logiske forhold, vil en maksimal afstand på 150-250 m være at foretrække.

Profiler med TEM-sonderinger præsenteres som farvelagte stavprofiler og bør normalt ikke kontureres, hvis der efterfølgende skal udføres geologiske tolkninger af profilet. Ved konturering sker der en form for automatisk tolkning eller korrelation af sammenhængen mellem de enkelte modellers modstandsværdier. Ofte er denne konturering misvisende, når den geologiske tolkning af profilet skal foretages. Ved normal dækningsgrad med 16 sonderinger/km² er den indbyrdes afstand mellem de enkelte TEM-sonderinger generelt for stor, og sammenhængen er for usikker til direkte konturering af modellernes modstande. Konturering af profiler kan foretages, hvis TEM-resultaterne ikke skal tolkes geologisk, eller hvis de geologiske forhold er homogene, og sonderingerne står tæt, som f.eks. langs PATEM sektioner.

6.6 3-D VISUALISERING

Ved at sammenholde flere profilinier eller middelmodstandskort med hinanden opnås et 3-dimensionalt indtryk af data og geologi. Dette er helt afgørende for at kunne udføre geologiske tolkninger. Profilinier kan visuelt opstilles perspektiveret i

fencediagrammer, mens middelmodstandskortene kan anbringes i perspektiv stakning. Flere computerprogrammer kan visualisere i 3-D, men tolkningsarbejdet kan ikke udføres direkte i et 3-D-miljø.

6.7 SKALAVALG

DISKRET OG KONTINUERT SKALA

Modstandskort, dybdekort og kote-kort præsenteres ved hjælp af tematiserede grids eller konturerede farvekort. Til farvekortene benyttes kontinuerte eller diskrete farveskalaer, se eksempel i Figur 6.2. Oftest ses diskrete skalaer med 8-15 farveintervaller med adskilte konturlinier.

Fordelen ved diskrete farveskalaer frem for kontinuerte er, at laterale variationer fremhæves, og at overordnede strukturer træder tydeligere frem. Omvendt kan små variationer omkring intervalgrænser give tydeligere udslag end ønsket, da bratte farveskift vil afhænge af, om værdien er på den ene eller den anden side af

intervalgrænsen. Foruden disse ting afhænger valget, om man skal benytte diskret eller kontinuert farveskala, også af den anvendte gridningsprocedure. Hvis der ved gridningen er anvendt en stor søgeradius, således at de konturerede datapunkter er blevet udjævnet/midlede, vil det typisk være mere relevant at benytte en diskret farveskala, mens en kontinuert farveskala med fordel kan benyttes ved lille søgeradius. Senest er der ved GeoFysikSamarbejdet udarbejdet kontinuerte standardskalaer, der også indeholder enkelte konturlinier. Denne standard tilgodeser de fleste ønsker vedr. brug af skalaer.

KOTESKALA

Koteskalaer bør normalt ikke være faste i forhold til koten, således at alle kortlægninger viser samme farver for samme koter. Dette giver i de fleste tilfælde et for smalt farvespektrum, og dybdevariationerne kan ikke vises detaljeret nok. Det er mest hensigtsmæssigt, at koteskalaen tilpasses på en måde, så de højeste punkter i enkelte kortlægningsområder er røde, mens de dybeste er blå. Skalaen løber gradvist hen over farverne rød-gul-grøn-blå som er normal anvendt praksis for visualisering af højder/dybder. Herved er der mulighed for udnyttelse af stort set hele farvespektret. En fast koteskala vil dog være anvendelig, når flere forskellige kortlægninger indbyrdes skal sammenlignes. Hydrogeologisk set har de eksakte koter imidlertid kun lille relevans - det relevante er variationerne og dybderne fra terræn.

DYBDESKALA

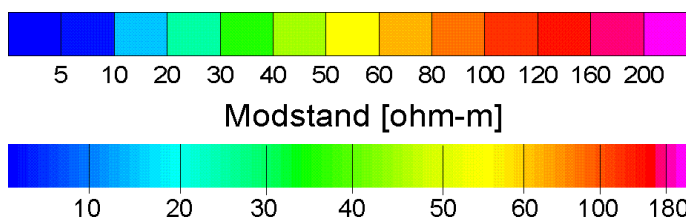
Til dybdeskalaer anvendes samme farvespektrum som til koteskalaer. Det vil sige, at de mindste dybder er røde, mens de største er blå. Skalaen løber over farverne rød-gul-grøn-blå. For dybdeskalaens vedkommende kan det i nogen grad være hensigtsmæssigt at arbejde med en fastlagt standardskala, da dybder fra terræn over større områder kan være relevante at sammenligne.

MODSTANDSSKALA FOR TEM

Derimod er det vigtigt som hovedregel at arbejde med en fast og standardiseret modstandsskala. Det kan dog undertiden, særligt i områder der domineres af lavmodstandssedimenter, være en fordel at afvige fra dette for at få en bedre visualisering af variationerne i den lave del af modstandsskalaen. En standardiseret modstandsskala er udarbejdet af GeoFysikSamarbejdet og kan findes på samarbejdets hjemmeside, se også Figur 6.2. Spektret på denne skala spænder fra rødlig, over gule og grønne til blå farver. Sandede og grusede sedimenter er rødlig, mens lerede sedimenter er grønne og blå. Moræneler vil generelt antage grønne farver, smeltevandsler lyseblå farver og fedt tertiært ler mørkeblå farver.

Fordelen ved at arbejde med en fast standardskala for modstande er, at den kan huskes, og at der derfor hurtigt kan skabes et overblik over en kortlægning.

Modstandsskalaen er specielt tilpasset TEM-metoden, og man skal være



Figur 6.2 GeoFysikSamarbejdets standarder for modellerede TEM-modstande. Øverst ses en diskret skala og nederst ses en kontinuert skala med intervalgrænser.

opmærksom på, at der ved f.eks. MEP og slæbegeoelektriske metoder anvendes andre skalaer.

6.8 GRIDNINGSPROCEDURER OG KONTURERING

Geostatistiske analyser bliver i vidt omfang anvendt ved behandling af de modellerede TEM-data. Herved visualiseres tendenser og fordelinger i datamaterialet, og trends gøres tydelige. Det mest normale er at fremstille grids ved hjælp af bestemte interpolationsrutiner, hvorefter disse grids kontureres eller farvetematiseres.

Proceduren kan foretages på mange forskellige måder og har stor betydning for den efterfølgende tolkning af data. Den foregår stort set altid automatisk på computer. Der findes ingen generelle retningslinier for, hvordan gridning og konturering bedst foretages, fordi procedurerne ideelt set afhænger af parametre som lokale geologiske forhold, datatæthed, måledybde og ikke mindst formålet hvortil kort fremstilles. Brugen af grid-dede og konturerede kort er endvidere en vanesag, som er individuel fra person til person. I det følgende vil de mest anvendte procedurer for gridning og konturering inden for TEM-kortlægning blive omtalt, og efterfølgende vil der blive fulgt op med en omtale af, hvordan procedurerne kan optimeres i forhold til ovennævnte parametre.

GRIDNINGSPROCEDURE

Den hyppigst anvendte gridningsrutine ved fremstilling af fladekort er Kriging. Kriging er næsten altid anvendelig til formålet, og kun i særlig tilfælde giver andre rutiner bedre resultater.

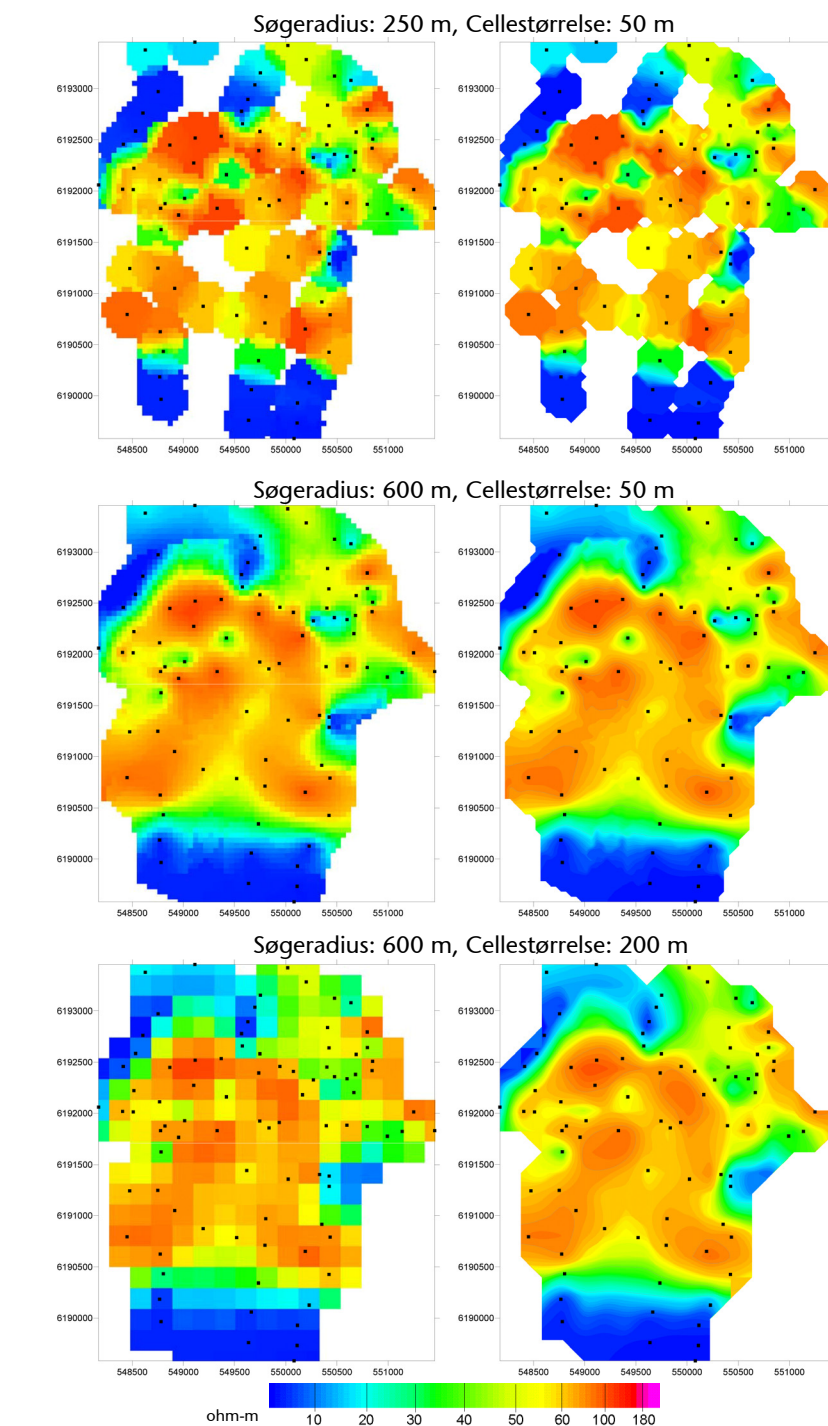
Ved gridning med Kriging anvendes variogrammer, som bestemmer, hvorledes datapunkternes værdier skal vægtes som funktion af afstand

og retning. Ofte anvendes et lineært variogram, men det er muligt også at anvende tilpassede variogrammer, som mere præcist passer på de data, der skal griddes. Tilpassede anisotropiske variogrammer kan f.eks. benyttes, når geologiske strukturer i bestemte retninger ønskes frehævet.

Anvendelsen af variogrammer og forskellige gridningsrutiner vil ikke blive omtalt yderligere i denne rapport.

CELLESTØRRELSE OG SØGERADIUS

Derimod omtales betydningen af "cellestørrelse" og "søgeradius". Valget af både celestørrelse og søgeradius bør varieres i forhold til den undersøgte geologi m.m. Ved krigingproceduren beregnes en vægtet middelværdi for hver celle eller gridliniekryds. Beregningen foretages på baggrund af de data, der befinder sig inden for søgeradiusen fra hvert enkelt datapunkt. Ved stor søgeradius medtages altså informationer fra mange nabosonderinger, mens der ved en lille søgeradius kun tages få informationer med herfra. Den store søgeradius midler værdierne ud, og ekstremiteter dæmpes, mens en lille søgeradius i højere grad fremhæver ekstreme værdier. Figur 6.3 viser eksempler på forskellig gridning af et sæt TEM-middelmodstandsdata. Gridningen er foretaget med Kriging og lineært variogram. Valget af celestørrelse er mindst lige så vigtig som valget af søgeradius og har derfor også stor indflydelse på det færdige resultat. Ved en lille celestørrelse fremhæves uregelmæssigheder i data, mens en stor celestørrelse udjævner uregelmæssighederne.



Figur 6.3 Eksempel på indflydelsen af søgeradius størrelse og cellestørrelse ved gridning af middelmotstandsdata. Dataene stammer fra et område ved Horsens i koteintervallet -40 til -60 m. Samme data er gridnet på 3 forskellige måder. Øverst ses lille søgeradius (250 m) og lille cellestørrelse (50 m), i midten ses stor søgeradius (600 m) og lille cellestørrelse (50 m) og nederst ses stor søgeradius (600 m) og stor cellestørrelse (200 m). Til venstre er vist tematiserede gridceller, mens der til højre er vist konturerede grid. Koordinater er angivet i meter (utm).

Der kan fra kortlægning til kortlægning og etapevist i individuelle kortlægninger være forskellige formål med at grille sine data. Måske vil man søge at fremhæve større overordnede strukturer eller modsat fokusere på detaljer i de overfladenære jordlag for at kortlægge sårbarhed og variationer. Til disse formål kan søgeradius og cellestørrelse altså med fordel tilpasses.

Parametrene for valget af cellestørrelse og søgeradius er som nævnt primært de lokale geologiske forhold, datatæthed, måledybde og formålet med gridningen. Valget i forhold til forskellige parametre beskrives i det følgende.

Den forventede geologiske variation spiller ind, fordi det er vigtigt at vide noget om sandsynligheden for, at afvigende data skyldes målefejl, koblinger m.v., eller reelt har rod i naturlige variationer. Hvis det ikke kan lade sig gøre at skelne fejlagtige data fra fejlfri data, kan det være en fordel at vælge stor søgeradius og cellestørrelse for at få en tilpas midling, som kan fremhæve overordnede geologiske strukturer. Lille søgeradius og cellestørrelse kan i sådanne tilfælde sløre disse strukturer. Forventes en homogen geologi kan det være fordelagtigt at bruge lille søgeradius og cellestørrelse for lettere visuelt at kunne skelne dårlige data fra de øvrige.

Foruden de geologiske variationer er det relevant at forholde sig til, om den lokale geologi modstandsmæssigt er kontrastrig og dermed let at opløse med TEM. En kortlægning af et område med små modstandskontraster i jorden kan resultere i, at de modellerede data varierer, selv om der kun er små laterale variationer i geologien. Her er det også en fordel at anvende stor søgeradius og cellestørrelse og således midle informationerne fra de enkelte sonderinger.

Tætheden, hvormed sonderingerne er foretaget, spiller også en rolle. Ved lille datatæthed kan en stor cellestør-

relse og søgeradius med fordel vælges, mens en mindre cellestørrelse og søgeradius kan vælges ved stor datatæthed. Cellestørrelse og søgeradius bør afpasses til datatætheden.

En optimal gridning bør også foretages under hensyntagen til, hvilken måledybde de griddede data stammer fra. Dette skyldes, at responsrummet bliver større med dybden. Som en følge af dette kan dataresponsen fra de øvre jordlag naturligt variere meget mellem de enkelte sonderinger, mens variationerne på stor dybde, på grund af dataresponsernes overlap, ikke kan variere i samme omfang, forudsat at datatætheden er den samme. Derfor kan det være en fordel at øge cellestørrelse og søgeradius med dybden.

Ved gridningen anvendes der normalt søgeradius på mellem 250 og 1000 m og cellestørrelser på mellem 25 og 250 m. Ved flade-TEM-kortlægning af danske geologiske forhold vil det generelt være inden for disse intervaller, værdierne skal vælges.

BLANKING

For at undgå tolkninger i områder med manglende datagrundlag er det hensigtsmæssigt at "blanke" dele af gridnet, hvor der mangler datapunkter, samt i randområderne. Ved blanking blændes gridnet af, således at de blankede områder på de endelige kort fremtræder uden konturering eller tematisering. Blanking bør foretages i de tilfælde, hvor søgeradiusens størrelse overstiger responsrummets omtrentlige størrelse. Hvis der anvendes konstant søgeradius ned gennem lagserien, er blanking derfor særlig relevant at gennemføre på de øverste koteintervaller.

TEMATISERING OG KONTURERING

På baggrund af de griddede data kan der udtegnes kortmateriale. Selve gridnet kan f.eks. direkte visualiseres ved, at hver enkelt celle farvetematiseres efter sin beregnede værdi (se

Figur 6.3). Mest normalt er det dog at griddet bliver kontureret, og at konturintervallerne bliver farvelagt. Farveskalaerne, som er beskrevet i "Skalavalg" på side 28, benyttes ved kontureringerne. Fordelen ved at få udtegnet konturer er, at eventuelle trends og forskelle fremhæves og bliver lettere at se umiddelbart. Ulem-

pen er modsat, at kunstige strukturer således også kan blive fremhævet (se Figur 6.3). Farvetematisering af grid-celler er i nogle tilfælde en god måde at visualisere usikkerheder på. Der bliver ikke trukket klare grænser op på kortet, men derimod giver størrelsen af de firkantede celler et indirekte indtryk af databaggrunden.

6.9 SUPPLERENDE LITTERATUR

Borrough, P. A., McDonnel, R. A. 1998. Principles of Geographical Information Systems.

Chambers, R., L., Yarus, J., M., Hird, K., B. 2000. Petroleum geostatistics for non-geostatisticians, Part 1 and 2. The Leading Edge, May, pp. 474-479 and June pp. 592-599.

Polfeldt, T. 1999. On the quality of contour maps. Environmetrics, 10, pp. 785-790.

7

PLANLÆGNING AF TEM-KORTLÆGNING I FORHOLD TIL FORVENTET GEOLOGI

7.1

SONDERINGSTÆTHED

TEM-metodens målinger repræsenterer ikke på samme måde som boringer en vertikal søjle af måledata og oplysninger. Målingerne midler over et jordvolumen, der i størrelse primært afhænger af dybden. Størrelsen af det midlede jordvolumen kan for specifikke dybder defineres som responsrummet. Responsrummet er det areal, hvorfra der i en bestemt dybde optages data. Responsrummet breder sig ud i jorden med en vinkel på ca. 30° i forhold til jordoverfladen. Vinklen afhænger dog meget af den geologiske lagfølges modstande.

Det voksende responsrum med dybden bevirker, at der teoretisk set er behov for færre sonderinger på stor dybde end på lille dybde. Med forhold for stor variation i, hvordan responsrummet udbreder sig, bliver der med 16 sonderinger pr. km^2 først optaget data fra hele jordvolumenet fra omkring 100 m dybde og nedefter. På større dybder overlapper de enkelte responsrum hinanden. På dybder omkring 250 m er responsrummet meget stort, og for at udføre en fyldig kortlægning af geologien i denne dybde er der teoretisk set ikke behov for en tæthed på 16 sonderinger pr. km^2 . Men det er alligevel nødvendigt at have flere sonderinger end lige det antal der akkurat favner hele jordvolumenet. Dette skyldes primært usikkerhederne omkring koblinger. Koblinger erkendes lettere, hvis der er stor tæthed af sonderinger, fordi store tætliggende variationer ikke kan forekomme naturligt i data, når responsrummene overlapper store

jordvolumener. Tætliggende sonderinger kan derfor afsløre induktive koblinger. Et andet problem med at gå på kompromis med sonderingstætheden er, at højereliggende formationer har indflydelse på responset fra dybere strukturer og kan f.eks. skærme for disse.

For at udnytte TEM-metodens muligheder fuldt ud i opløsningen af de mere jordnære lag, er der her behov for en væsentlig større sonderingstæthed end de 16 per km^2 . I 25 m dybde er responsrummets diameter nemlig så lille at det kunne være relevant at udføre 100-200 sonderinger pr. km^2 . Metoden kan opløse langt flere detaljer her end i 250 m dybde. Med de normale 16 sonderinger pr. km^2 skal man således ikke forvente, at det man ser i data er midlinger af hele jordvolumenet men derimod kun brudstykker heraf. Eventuelle induktive koblinger vil derfor blive "skjult" blandt naturlige variationer i modstandsresponset i disse dybder, hvis ikke tætheden optimeres. For at opnå fuld dækning af jordvolumenet, skal der udføres mere end de 16 sonderinger pr. km^2 , allerede når der fokuseres på jordlagene, der ligger højere end omkring 100 m dybde.

PATEM-metoden, som måler kontinuert, er en effektiv metode i kortlægningen af de mere jordnære lag. Denne metode afslører effektivt koblinger, da dens målinger ligger meget tæt. Men linierne, hvormed der køres, placeres dog normalt i en afstand af 250 m, således at de øvre lags jordvo-

lumener herimellem ikke bliver opmålt.

Den benyttede tæthed på 16 sonderinger pr. km² er således ikke den optimale tæthed set ud fra et geologisk og tolkningsmæssigt synspunkt. Det er imidlertid andre aspekter, som de økonomiske og tidsmæssige der

her sætter grænsen. I det geologiske tolkningsarbejde er det blot vigtigt at forholde sig til relationen mellem dybden og tætheden af sonderingerne. På små dybder kan variationer både skyldes koblinger og geologi, mens de på større dybde i højere grad skyldes koblinger, hvis sonderingerne ligger tæt.

7.2 VALG AF METODE

Som tidligere beskrevet har den konventionelle 40*40 TEM dårligere indtrængningsdybde end HMTEM og ringere lateral opløsningsevne end PATEM. På trods af disse forhold er der ofte alligevel gode argumenter for at benytte denne metode. I forhold til HMTEM-metoden opnår man en større fladedækning for samme økonomi, hvilket specielt er en fordel, hvis der fokuseres på øvre jordlag, og hvis der findes en god leder (>15 ohm-m) på dybder, der ikke overstiger omkring 100 m. Med en god leder højere end ca. 100 m er fordelene ved at benytte HMTEM begrænsede, og det vil generelt være fordelagtigt at gøre gavn af den tættere fordeling af målepunkter, som konventionel 40*40 TEM og PATEM giver mulighed for. Der kan for den samme økonomi udføres omkring 16 konventionelle 40*40 sonderinger eller ca. 10 HMTEM sonderinger. Valget mellem disse to metoder afhænger naturligvis af den tilgængelige økonomi, da HMTEM i langt de fleste tilfælde vil være at foretrække, hvis økonomien er ubegrænset.

Den konventionelle 40*40 TEM-metode har i øvrigt en væsentlig fordel i nogle områder, fordi den kan udføres med bærbart udstyr, hvilket HMTEM og PATEM ikke kan. Målinger i f.eks. kuperede områder, marker med sårbare afgrøder, i moseområder og i andre svært tilgængelige områder kan derfor lettere, eller måske kun udføres med bærbart udstyr. Ofte vil større kortlægningsområder inde-

holde sådanne vanskeligt tilgængelige områder, og det kan her måske være en fordel at kombinere metoderne.

HMTEM

HMTEM-metoden benyttes med fordel, hvor de geologiske forhold i mere end 100-120 m dybde også skal belyses. HMTEM kan kortlægge gode ledere på op til 270 m dybde og har også vist sig at være god til at opløse geologien selv i de øvre jordlag. DybdeTEM ("BøvTEM") kan også kortlægge til stor dybde, men her får man ikke særligt detaljerede oplysninger om de øvre dele af lagserien. Da DybdeTEM udføres med stort set samme udstyr som HMTEM og ikke er væsentlig billigere, er HMTEM næsten altid at foretrække frem for den ældre DybdeTEM-metode.

PATEM

Ulemperne ved at kortlægge i vanskeligt tilgængelige områder og på dyrkede marker er også gældende for PATEM. PATEM har derimod sine fordele, når de mere terrænnære dele med en varieret geologi skal kortlægges (< 100 m). Der foretages kontinuerlige målinger, hvilket gør det muligt at skelne koblinger fra geologisk heterogenitet, ligesom det i højere grad bliver muligt at følge variationerne lateralt. Med PATEM-metoden kan der køres med en linieafstand på ca. 250 m for nogenlunde den samme økonomiske ramme, som skal til for at

udføre 16 konventionelle 40*40 TEM-sonderinger pr. km. Det vil sige, at fladedækningen for PATEM på tværs af profillinierne bliver den samme ved konventionel 40*40 TEM, men på langs bliver den meget større. I praksis opstår der dog ofte "huller" i kortlægningen, fordi PATEM-udstyret har begrænsningerne i vanskeligt tilgængelige områder. Her bør der således suppleres med konventionelle 40*40 TEM-sonderinger. Ønskes fokus specifikt på jordlagene højt i lagserien, kan afstanden mellem kørelinierne med fordel gøres mindre, således at de geologiske variationer herimellem også opløses. PATEM-metoden er klart at foretrække frem for de øvrige TEM-metoder, hvis målet er at detaljere sin kortlægning i de øvre dele af lagserien.

SKYTEM

P.t. tester Aarhus Universitet et nyt TEM-udstyr, der skal bæres af en helikopter (SkyTEM). De første egentlige kortlægningsprojekter med dette udstyr er blevet gennemført. SkyTEM kan i første omgang kortlægge til dybder der ligger ca. midt imellem HMTEMs og den konventionelle 40*40 TEM-metodes indtrængningsdybde. Udviklingen fortsætter i retning af at anvende et moment af samme størrelse som HMTEM og dermed opnå samme indtrængningsdybde. Metoden foregår ved, at der opmåles kontinuert langs profiler. Dette er efter samme princip som ved PATEM, og der opnås derfor de samme fordele som ved denne metode. Ved at opmåle fra helikopter kan der kortlægges store arealer på kort tid, uden at der opstår skader på marker og afgrøder.



Figur 7.1 SkyTEM i funktion set fra jorden. Den store ramme danner senderspolen. Modtagerspolen er placeret i det bagerste hjørne.

KOMBINATIONER

Selvom det ikke har været særligt almindeligt, kan der være fordele ved at kombinere de forskellige metoder. F.eks. kan PATEM og HMTEM kombineres, således at der først udføres PATEM, som en mere detaljeret fladekortlægning af de øverste lag (4 km/km²), og herefter placeres en række HMTEM-sonderinger (4-6 stk./km²) langs PATEM-profilerne, hvorved den dybereliggende geologi kortlægges. Foruden fordelene ved at opnå en god kombination af en detaljeret overfladenær kortlægning sammen med en dybdekortlægning, er der ved den fremgangsmåde den særlige fordel, at HMTEM sonderingerne med stor sikkerhed kan placeres på steder, hvor der ikke er set koblinger i PATEM-opmålingerne. Dette betyder naturligvis, at HMTEM-målingerne har en høj grad af sikkerhed, og at man derfor kan nøjes med at udføre færre af disse, for at få en fyldestgørende dækning af de dybereliggende jordlag.

Der kan også være fordele ved at kombinere konventionelle 40*40 sonderinger med HMTEM-sonderinger. Pr. kvadratkilometer kan der f.eks. udføres 6 HMTEM-sonderinger og 10 konventionelle sonderinger. Begrundelsen for at "spare" på HMTEM-son-

deringerne er her, at disse alligevel midler over store jordvolumener på store dybder, og at der dermed ikke er behov for f.eks. 16 HMTEM-sonderinger på en kvadratkilometer. Imidlertid kan der ved bare få koblete HMTEM-sonderinger forekomme tolkningsmæssige problemer, når der går på kompromis med sonderings-tætheden, som der bliver ved denne kombination. Omvendt må det siges, at der herved kan hentes vigtige oplysninger hjem om den dybereliggende geologi i forhold til en kortlægning, der kun er foretaget med konventionelle 40*40 sonderinger.

Endelig bør det nævnes, at ovennævnte kombination mellem konventionelle 40*40 sonderinger og HMTEM-sonderinger med stor fordel kan overvejes i områder, der allerede er kortlagt med førstnævnte metode. Særligt i kortlægninger, der ikke på tilfredsstillende måde har givet oplysninger om de dybereliggende forhold, vil det være en fordel, blot at udføre få ekstra HMTEM-sonderinger pr. kvadratkilometer. En eventuel gentolkning af de eksisterende sonderinger sammen med de nye HMTEM-data vil kunne bidrage betydeligt til udnyttelsen af data og forståelsen af undersøgelsesområdet.

7.3

SUPPLERENDE LITTERATUR

Auken, E., Sørensen, K., Søndergaard, V. og Sørensen, B. 2000. Geofysik og grundvandskortlægning. GeoFysikSamarbejdet, 111 p.

8 GEOLOGIENS RESPONS I TEM-DATA

8.1

Geologiske dannelser og strukturer af en vis størrelse kan kendes og tolkes ud fra TEM-data. Den minimale størrelse for en geologisk struktur eller formation, der kan opløses, afhænger dels af dybden, hvori den findes, dels af måletætheden. I det følgende beskrives forskellige geologiske strukturers responser i TEM-kortlægninger.

Når geologiske modeller skal opbygges på baggrund af TEM-data, er det nødvendigt at have metodens begrænsninger og muligheder for øje, idet det langt fra er alle lag og strukturer, der ses. Man kan ikke forvente, at enkelte lithologiske enheder bliver opløst, hvis tykkelsen i forhold til den dybde, de er begravet i, er lille, eller hvis modstandskontrasterne til omgivelserne er små. Man kan heller ikke forvente at se små strukturelle formationer, som f.eks. mindre glacialtektoniske forstyrrelser eller hyp-pige faciesvariationer i miocæne aflejringer.

TEM-metoden opløser jorden i overordnede gennemsnitlige enheder. Ønskes geologiske modeller derefter opstillet, skal TEM-modellerne tolkes, vurderes og sammenstilles. Dette skal naturligvis gøres i samspil med boringsoplysninger og evt. andre undersøgelser. Ofte benyttes TEM dog som en indledende undersøgelsesmetode, hvilket betyder, at supplerende data specielt på større dybder kan være sparsomme. Det har imidlertid vist sig, at en lang række forskellige geologiske strukturer og dannelser kan kortlægges alene ud fra TEM.

I det følgende beskrives status for opnåede erfaringer med, hvorledes forskellige typer geologiske strukturer og formationer kan tolkes ud fra TEM-data.

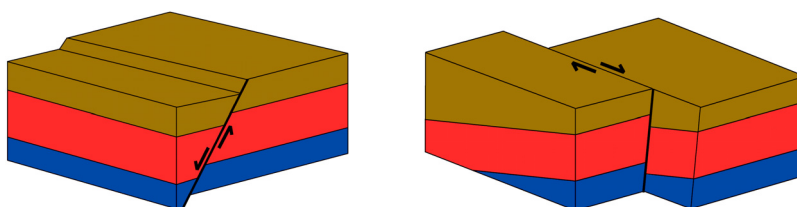
9

FORKASTNINGER

9.1

Forkastninger træder kun indirekte frem i data. De kan typisk erkendes på grund af to forskellige forhold – foretrukken bevægelse af saltholdigt

grundvand og vertikal forskydning af lag ved revers og normal forkastninger eller ved sideværts forkastninger gennem hældende lag, se Figur 9.1.



Figur 9.1 Normal forkastning til højre og sideværts forkastning til venstre. Forkastningerne gennemskærer en god leder i bunden, et sandlag i midten og moræneler i toppen. Forkastningerne vil kunne kortlægges med TEM, hvis forskydningerne er tilstrækkeligt

Den vertikale hydrauliske ledningsevne i forkastningszoner er i mange tilfælde bedre end i selve de gennemforkastede lag, hvilket både kan resultere i, at ferskt vand trænger ned i underliggende saltholdigt grundvand, og at salt mineralvand trænger op i det ferske miljø. Oppresset salt mineralvand vil typisk vise sig som en lavmodstandsryg på få ohm-m langs forkastningszonen. Det modsatte kan være gældende for nedtrængning af ferskt vand i salt grundvand. Her vil man kunne se en struktur, der ligner en dalstruktur i den gode leder, som består af salt grundvand. Da salt grundvand ofte befinder sig på relativ stor dybde, vil TEM-sonderingerne midle de fremkomne strukturer ud. Dette betyder, at strukturerne vil forekomme fladere og bredere, end de typisk er i realiteten.

Optrængende salt mineralvand langs forkastningszoner vil ikke altid fremstå som strukturer formet som rygge. I tilfælde af at saltvandet på sin vej op langs forkastningen når sand- og

gruslag med stor horisontal hydraulisk ledningsevne, vil saltvandet kunne udbrede sig lateralt ud i disse, og formationerne kommer herved til at fremstå som lavmodstandslag i de områder, hvor det salte grundvand får sin udbredelse. Optrængende salt mineralvand ses hyppigt i områder med saltstrukturer i undergrunden.

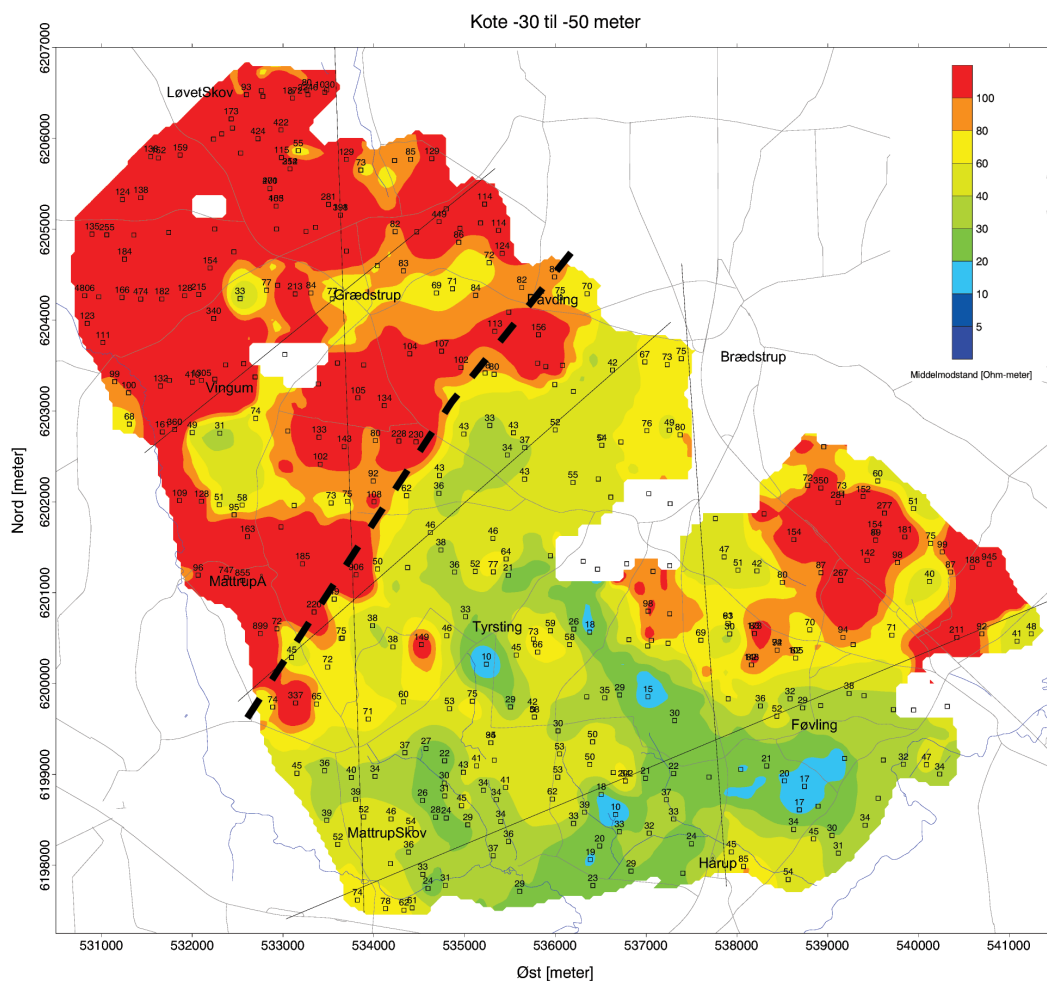
Forkastninger gennem lavmodstandslag, som f.eks. den palæogene leroverflade kan kortlægges, hvis forkastningen har et relativt stort offset. TEM-sonderingerne kan kortlægge dybden til en sådan godt ledende overflade relativt præcist og højdeforskelle på 10-20 m vil derfor kunne spores. Selve forkastningsplanet vil ofte have en meget stejl hældning og kan derfor ikke opløses af TEM-metoden. Hældningen vil maksimalt kunne måles til omkring 30°. Med disse begrænsninger bliver det uden supplerende datasæt generelt vanskeligt at iagttage, om der er tale om markante forkastningsplaner, der gennemskærer undergrunden, eller om

det man ser f.eks. er mere jævne erosionsformer. Et andet karakteristikum, der kan tyde på eksistensen af en forkastning i undergrunden, er graden af linearitet. Forkastninger forekommer mere retlinede end f.eks. erosionsformer.

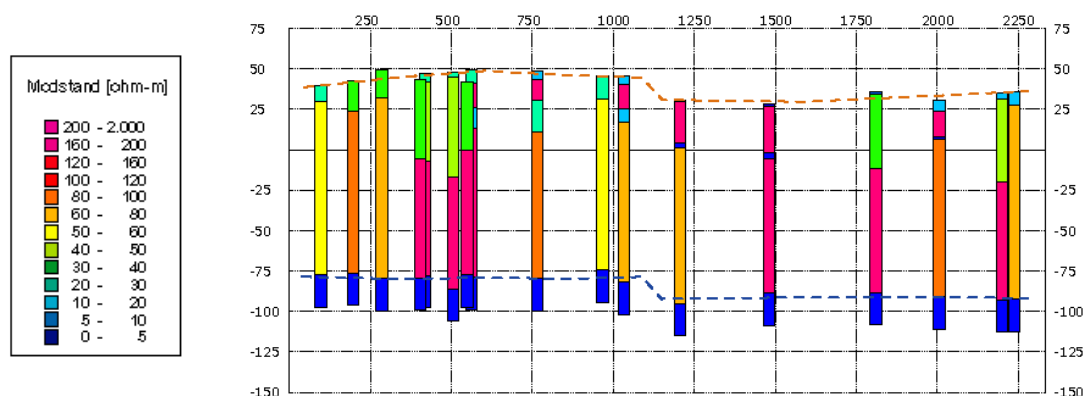
I Figur 9.2 ses et eksempel på en forkastning, der gennemskærer et lavmodstandslag, som udgøres af miocænt glimmerler. Forkastningen ses i middelmodstandskortet, fordi overlejrende tertiært sand er blevet nedforkastet på den nordvestlige side af forkastningen. Derfor findes der hovedsageligt højmodstandslag i

dette koteinterval nordvest for forkastningen, og lag med relativt lave modstande sydøst for forkastningen. Figur 9.3 viser en forkastning i et TEM-profil fra Koldingområdet. Der ses et tydeligt spring i den dybe gode leder, som i dette tilfælde udgøres af Søvind Mergel. Forkastningen synes også at afspejle sig i terrænet.

Sidværts forkastninger kan iagttages i TEM-data, hvis forkastningen gennemskærer en hældende lagflade bestående af en god leder, og hvis de laterale forskydninger er store nok til, at der bliver skabt en målbart vertikal forskydning, se Figur 9.1. Størrelsen



Figur 9.2 Middelmodstandskort (kote -50 m til -30 m) over et område ved Brædstrup, Midtjylland, /20/. En kraftig forkastning er markeret med stiplede linie. Den nordvestlige del af området består af nedforkastet tertiært sand (Miocæn), mens den sydøstlige del består af tertiært glimmerler/-silt (Miocæn).



Figur 9.3 Profil af TEM-sonderinger ved for Kolding, /38/. Midt på profilet ses et spring på 10-15 m i den gode leder, som her består af Søvind Mergel. Springet er sammenfaldende med et fald i terrænet og muligvis også i de mellemliggende lag. Springet er tolket som en forkastning.

at den vertikale forskydning afhænger også af lagenes hældning i forkastningsretningen. Den sideværts forkastningen vil i TEM kunne ses som lange, retlinede og skarpe modstandskontraster i middelmodstandskort og retlinede topografiske spring i den hældende gode leder. Sideværts

torkastninger er vanskelige at skelne fra forkastninger med vertikal offset. I middelmodstandskort vil forkastningen dog kunne følges gennem forskellige niveauer, da lagserien er hældende.

10 KALK OG KRIDT

10.1

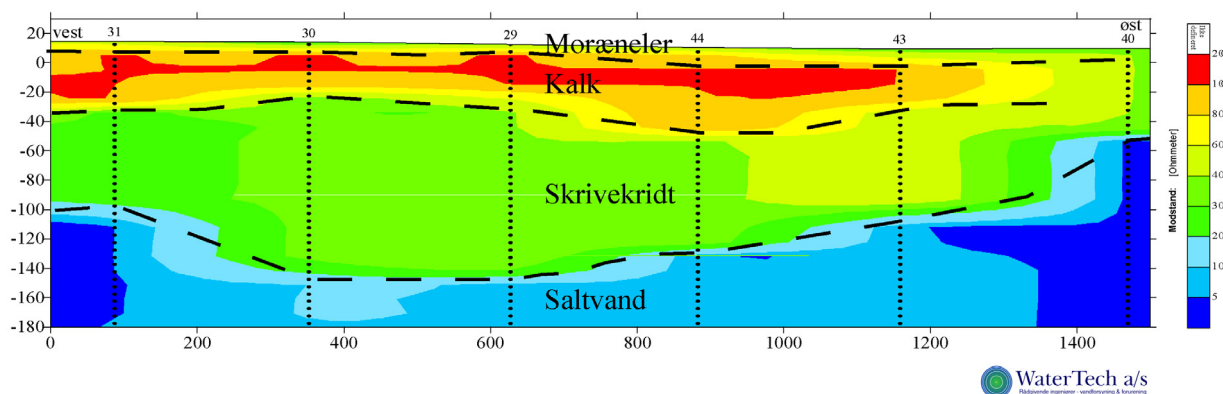
Modstanden i ferskvandsholdigt kalk (Danien) er generelt høj (> 80 ohm-m), og den kan ikke uden videre skelnes fra sand og grus. På store dele af Sjælland, på det østlige Fyn og i det nordlige Jylland findes kalkaflejringerne blottet under kvartære aflejringer. De varierende kvartære dæklag medfører her vekslende modstands-kontraster til den underliggende kalk. Under Danienkalken findes skrivekridtet, som typisk har lavere modstande på grund af et vist lerindhold (30-80 ohm-m). Skrivekridtet kan undertiden identificeres i TEM-data under Danienkalken som et lag med lavere modstand, se Figur 10.1.

I resten af landet er kalken dækket af palæogene, fede lerlag, hvilket betyder, at der her normalt ikke er mulighed for at nå kalken med TEM-sonderinger.

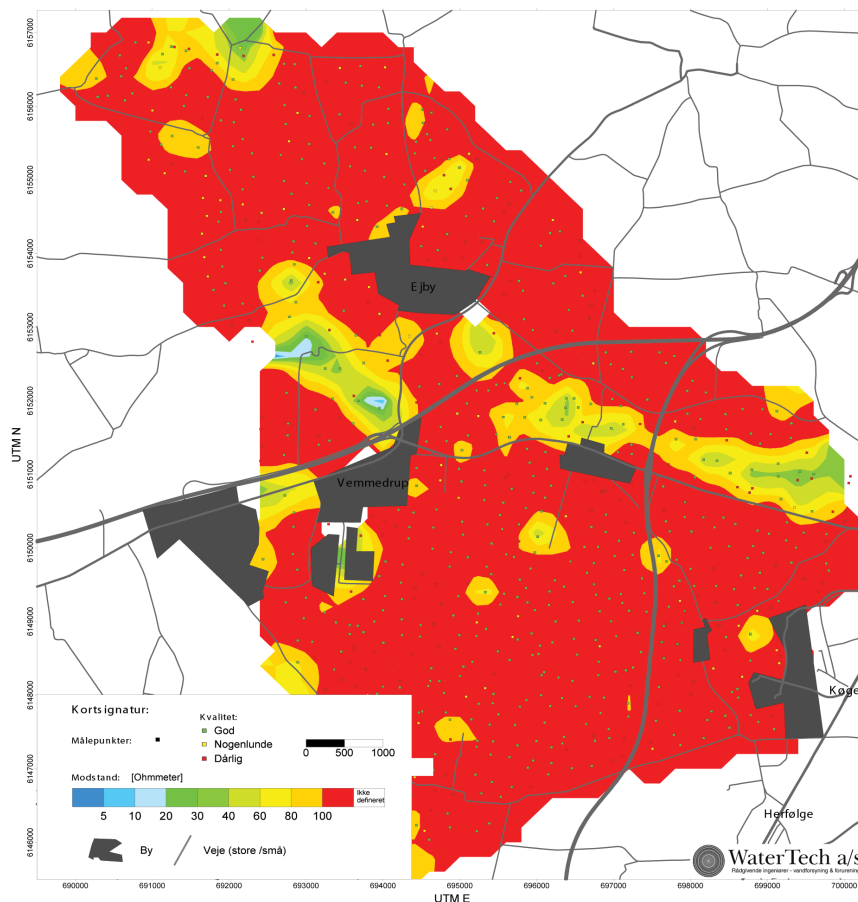
Kalk- og kridtmiljøet er ofte præget af saltvandsforekomster. Hvor kalk- og kridtmiljøet findes overfladenært og

er dækket af kvartære aflejringer, er der dog normalt en fersk zone i de øvre dele. Overgangen til det salte grundvand kan da kortlægges ret præcist, hvis dette ikke ligger dybere end TEM-metodens indtrængningsdybde. Komplicerede hydrauliske forhold bl.a. styret af omfattende forekomster af sprækkesystemer i kalken er medbestemmende for denne overgangs beliggenhed. Formerne af den gode leder kan derfor afspejle strukturelle forhold internt i kalken eller kridtet. I Figur 10.2 ses et eksempel fra Køge, hvor en lavmodstands-ryg tolkes som optrængende saltvand langs strukturer i kalkmiljøet. Saltvandsoptrængningen er muligvis også forårsaget af vandindvinding.

Anderledes er forholdene i områder, hvor kalken er dækket af tykke palæogene leraflejringer. Her indeholder kalken normalt saltvand. Således vil kalken her helt fra toppen fremstå som et lavmodstandslag med modstandsværdier, der kan sammenlig-



Figur 10.1 Modstandsprofil af TEM-sonderinger udført ved Greve. Tolkningen af lagfølgen er fra oven: Moræneler, kalk, skrivekridt og nederst saltvandsholdigt skrivekridt. Grænsen mellem kalk og kridt kan skelnes. Fra /39/.



Figur 10.2 Middelmodstandskort (kote -40 til -60 m) fra en TEM-undersøgelse ved Køge, /40/. Lavmodstandsryggen, der ses stryge ØSØ-VNV gennem området, tolkes som værende forårsaget af optrængende saltvand i det ellers ferskvandsholdige kalk- og kridtmiljø.

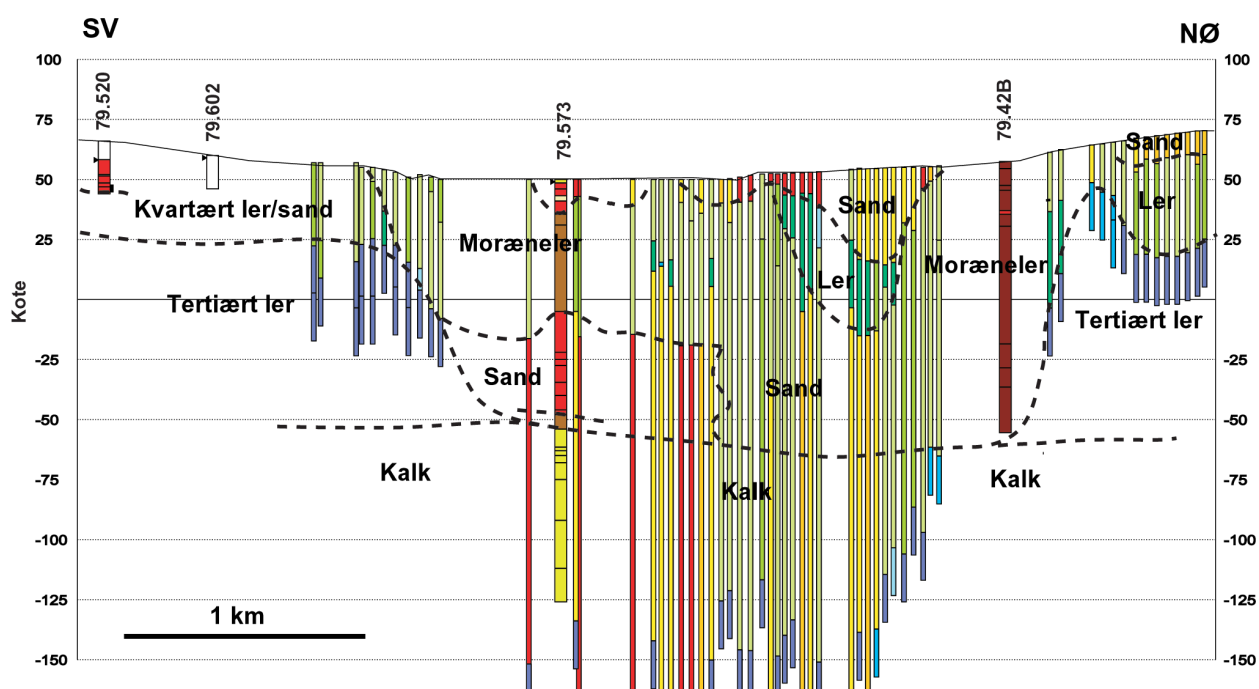
nes med palæogene aflejringer. Det er dog relativt sjældent, at de dækkende godt ledende palæogene aflejringer er så tynde og højtliggende, at TEM-sonderingerne kan trænge igennem, og hvis det kan lade sig gøre, er kontrasten generelt for lav til, at kalken/saltvandet kan identificeres som et selvstændigt lag. Med et tyndt lag af Kertemindemergel alene oven på kalken uden de dækkende yngre lerlag fra Palæogen, vil der imidlertid være mulighed for, at en kortlægning vil kunne ske. Desuden er der eksempler på, at nederoderede begravede dale bryder igennem barrieren af palæogent ler, og her er det også muligt, at sonderingerne kan måle modstandsforholdene i kalken. Hvis

ferskt vand fra dalen trænger ned i den underliggende kalk, vil dalen, der måske ses tydeligt i det godt ledende palæogene ler, kunne komme til at fremstå dybere, end den er i virkeligheden. Det omvendte vil selvfølgelig ske, hvis saltvand er blevet trukket eller presset op i dalsedimenterne. I Figur 10.3 ses et eksempel fra Todbjerg nord for Århus, hvor en begravet dal gennemskærer palæogenet ned til kalken. Bunden af dalen ses ikke i TEM-sonderingerne, fordi ferskvand er infiltreret i de øvre dele af kalken under dalen.

Kalk- og kridtmiljøet er opsprækket i de øverste dele, men fremstår i øvrigt - sammenlignet med kvartære aflej-

ringer - horisontalt set som ret homogene aflejringer. Der ses ikke så ofte større glacialtektoniske forstyrrelser heri. Aflejringerne er strukturelt set relativt homogene, men forkastningsaktivitet forårsaget af tektoniske bevægelser i undergrunden, bevæ-

gelser omkring saltstrukturer og varierende aflejringsmiljøer m.m. har betydet, at lagene alligevel varierer meget over større afstande. Der ses naturligvis også kraftige variationer ved selve forkastningszonerne.



Figur 10.3 Infiltration af ferskvand i kalklag under en begravet dal, der gennemskærer tertiært ler med lave modstande. Sonderingerne finder en meget dyb god leder i kalken - sandsynligvis saltvand. Brede søjler er borer. Smalle søjler er sonderinger. Standardfarver for modstande og lithologi er benyttet. Eksemplet er fra Todbjerg. Fra /36/.

11 SALTSTRUKTURER

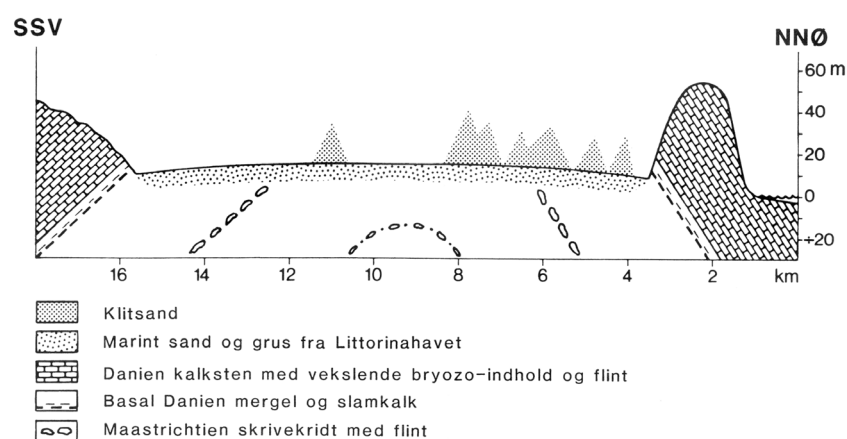
11.1

Saltstrukturer i form af salthorste og saltpuder består af salt, der er presset op igennem yngre lag fra Jura, Kridt og Tertiær. Nogle steder er kalk- og kridtaflejringer blevet løftet med op oven på saltstrukturene, og saltet dækkes derfor ofte helt eller delvist af disse aflejringer. I områder over saltstrukturer findes kalk- og kridtaflejringer derfor ofte helt op til terræn, og typisk ses de yngre tertiære lag at hælde ud til alle sider fra saltstrukturene. Kalk- og kridtaflejringerne er på nogle af saltstrukturene eroderet af bl.a. gletschere. Dette betyder, at de centrale dele af strukturernes toppe kan bestå af af skrivekridt, mens resterne af den hårdere Danienskalk findes som en hældende skal rundt i kanten af strukturen, se eksempel i Figur 11.1. Saltet i nogle saltstrukturer når dog så tæt på overfladen at cirkulerende grundvand har kunnet opløse dele af dette. Den hyppige forekomst af saltvand i og ved salt-

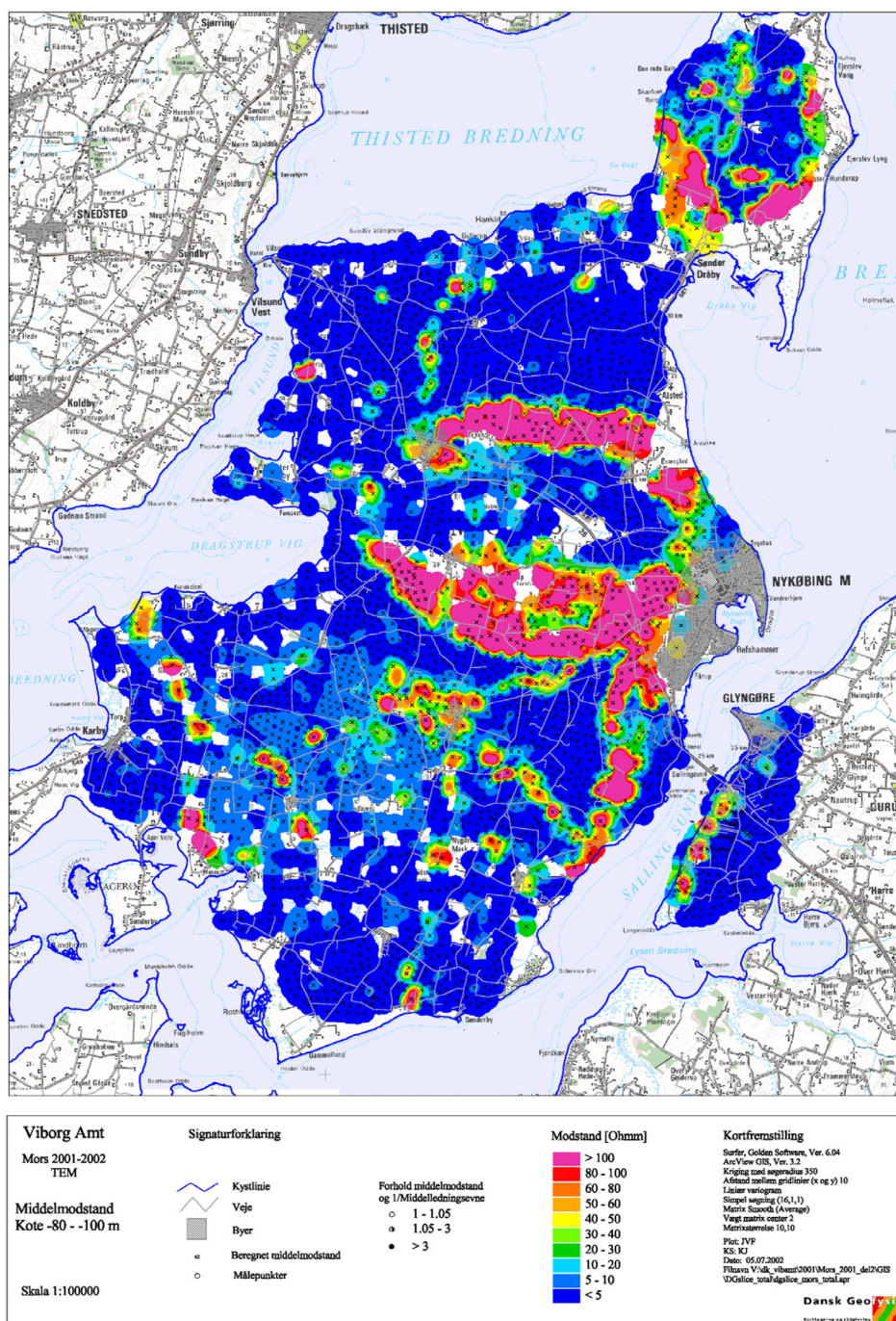
strukturer spiller en væsentlig rolle for den geologiske tolkning af TEM-kortlægninger i områder berørt af saltbevægelser. Forkastninger omkring strukturerne spiller også en væsentlig rolle ligesom de hældende og eroderede tertiære lag omkring strukturerne også er et særligt karakteristiskum, der skal tages højde for.

Saltstrukturerne, der primært findes i Midt-, Vest- og Nordjylland, er typisk cirkulære eller aflange med diameter/længde på mellem 2 og 10 km. Det er således koncentriske strukturer af betragtelige størrelser, der kommer til at fremstå i TEM-data.

I nogle tilfælde ses strukturerne som en fordybning i koten for den gode leder. Et sådant billede fremkommer, når palæogent ler pålejer flankerne af kalk og kridt, der befinder sig oven på saltstrukturen. Over strukturen er den gode leder derfor fraværende i



Figur 11.1 Tværsnit gennem de øvre dele af Thisted-saltstruktur. Skrivekridtet er blottet under marint sand og grus i de centrale dele af strukturen. Danienskalken er blottet som en skal rundt i kanten af strukturen. Fra /1/ efter /17/.



Figur 11.2 TEM-kortlægning af Mors. Middelmodstandskort kote -80 til -100. Nykøbing Mors saltstrukturen ses tydeligt som en oval ring af høje modstande. De lave modstande inde i ringen er saltvand i kridt, mens de lave modstande udenfor er palæogent ler. De høje modstande i ringen markerer, hvor ferskvand er trængt ned i kalklagene.

samme niveau som i omgivelserne. Ferskvand vil typisk have infiltreret de øvre dele af kalken, og høje modstande ses derfor over saltstrukturen. På større dybder over saltstrukturen vil eventuelle gode ledere udgøres af salt eller saltvand i de dækkende aflejringer. De omgivende lags hyppige hældning op ad strukturerne kan også nogle gange registreres. F.eks. hvis den gode leder stiger op mod strukturen.

Hvor Danienkalken er borteroderet, kommer skrivekridtet i de centrale dele til at underleje de dækkende kvartære lag. I Figur 11.2 ses et eksempel på et middelmodstands-

kort (-80 m til -100 m) fra en TEM-kortlægning af Mors, hvor Nykøbing Mors salthorsten træder meget tydeligt frem som en oval ring af høje modstande. De lave modstande inde i ringen er saltvand i kridt, mens de lave modstande udenfor er palæogent ler. De høje modstande i ringen markerer, hvor ferskvand er trængt ned i kalklagene.

Saltstrukturer bliver ofte gennemskåret af begravede dale. Dette kan betyde, at billedet af både saltstruktur og dale bliver komplekst. Bemærk, at begravede dale flere steder skærer salthorsten i Figur 11.2.

12 PALÆOGEN

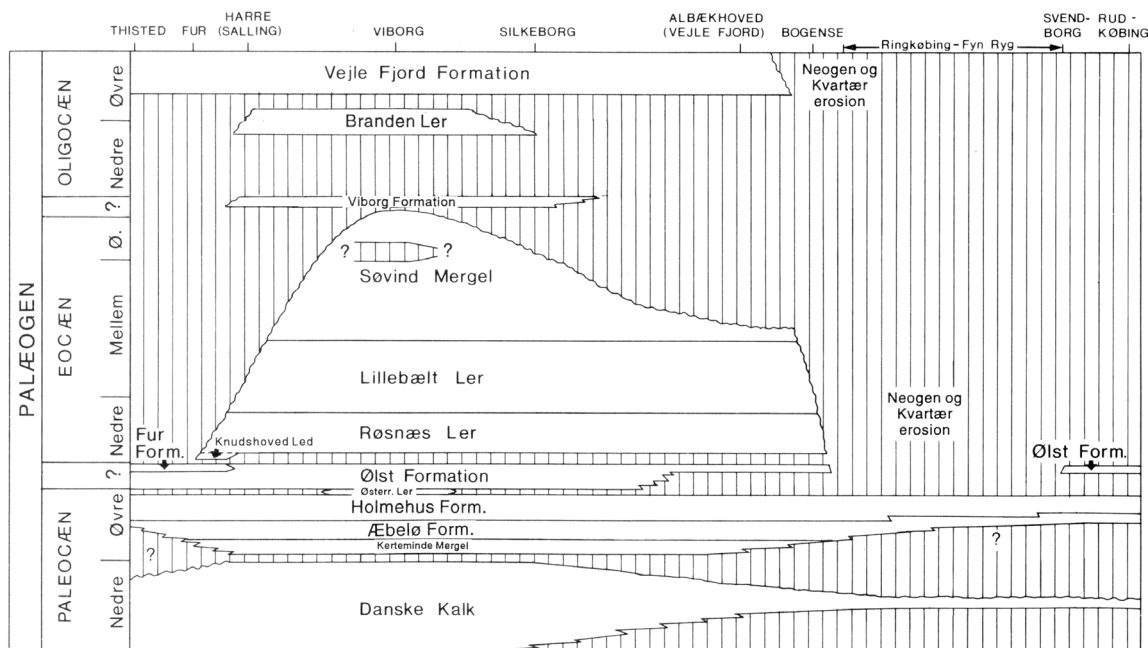
12.1

Palæogenet omfatter Paleocæn, Eocæn og Oligocæn. I Palæogen blev der i det danske område aflejret tykke lagpakker af marint fedt ler og mergel /18/.

De lerede dele af Paleocænet består nedefra af bl.a. Kerteminde Mergel, Holmehus Formationen, Ølst Formationen og Fur Formationens moler, mens Eocænet består af Røsnæs Ler, Lillebælt Ler og Søvind Mergel. Formationerne indeholder primært fedt og plastisk ler med vekslende indhold af kalk. Oligocænet omfatter Viborg Formationen, Branden Ler og Vejle Fjord Formationen.

Fjord Formationen. Lithologien af disse formationer er kendetegnet ved at være grovere end det plastiske ler med indhold af glimmer og silt. Se Figur 12.1.

Det eocæne plastiske ler har normalt modstande på 1-3 ohm-m. Dette gælder dog ofte ikke for Søvind Mergel, som på grund af kalkindholdet kan have lidt højere modstande (3-8 ohm-m). De paleocæne lag varierer modstandsmæssigt mere. Kerteminde Mergel har modstande på mellem 5 og 30 ohm-m, og omtrent det samme vurderes moleret at have. I de nedre dele af Paleocæn findes Dani-



Figur 12.1 Geografisk og tidsmæssig placering af de palæogene aflejringer langs en linie fra Thisted til Bagenkop. Bemærk, at den vertikale skala ikke repræsenterer lagtykkelser, men tid. Fra /18/.

enkalk og Lellinge Grønsand/grønsandskalk. Disse aflejringer er lerfattige, hvilket betyder at modstandene er høje under ferske forhold. Danienkalken er omtalt i afsnit 10.

De oligocæne lag, der generelt er lidt grovere, har normalt modstandsværdier på mellem 3 og 12 ohm-m.

I store dele af de palæogene lerlags udbredelsesområde findes lerlagene inden for TEM-metodens indtrængningsdybde. I Nordjylland og på dele af Sjælland er de palæogene lerlag borteroderet og er således ikke tilstede, mens de i nogle dele af Vest- og Sydjylland findes dybere end indtrængningsdybden for TEM (> 250-300 m). Palæogenet er overlejet af neogene aflejringer i Midt og Sydjylland og af kvartære aflejringer iøvrigt.

De palæogene lerlag udgør altid en markant og letopløselig, men næsten uigennemtrængelig god leder. I nogle tilfælde er det dog muligt skelne oligocæne lerlag fra eocæne lerlag og der fås således to gode ledere.

I områder, hvor de palæogene lerlag befinder sig inden for TEM-metodens indtrængningsdybde, kan der konstrueres meget præcise kort over palæogen overfladens topografi ved at udtegne kort over koten for den gode leder. Hvis målet er at fremstille lithostratigrafisk korrekte kort, som bedst angiver specifikke geologiske lagfølger og strukturer og understøtter den geologiske forståelse, er det vigtigt, at grænseværdien for udvælgelsen af den gode leder vælges korrekt. I Midtjylland, hvor det oligocæne ler findes som en del af palæogenet, eller på Fyn og Sjælland, hvor Kerteminde Mergel forekommer, kan grænsen f.eks. vælges til 12 eller 15 ohm-m. I andre områder, hvor palæogenets øverste dele består af plastisk ler, vil en grænseværdi på 7-8 ohm-m være passende. At den skal vælges så lav som muligt, skyldes at også neogene og kvartære aflejringer kan have lave modstande, og

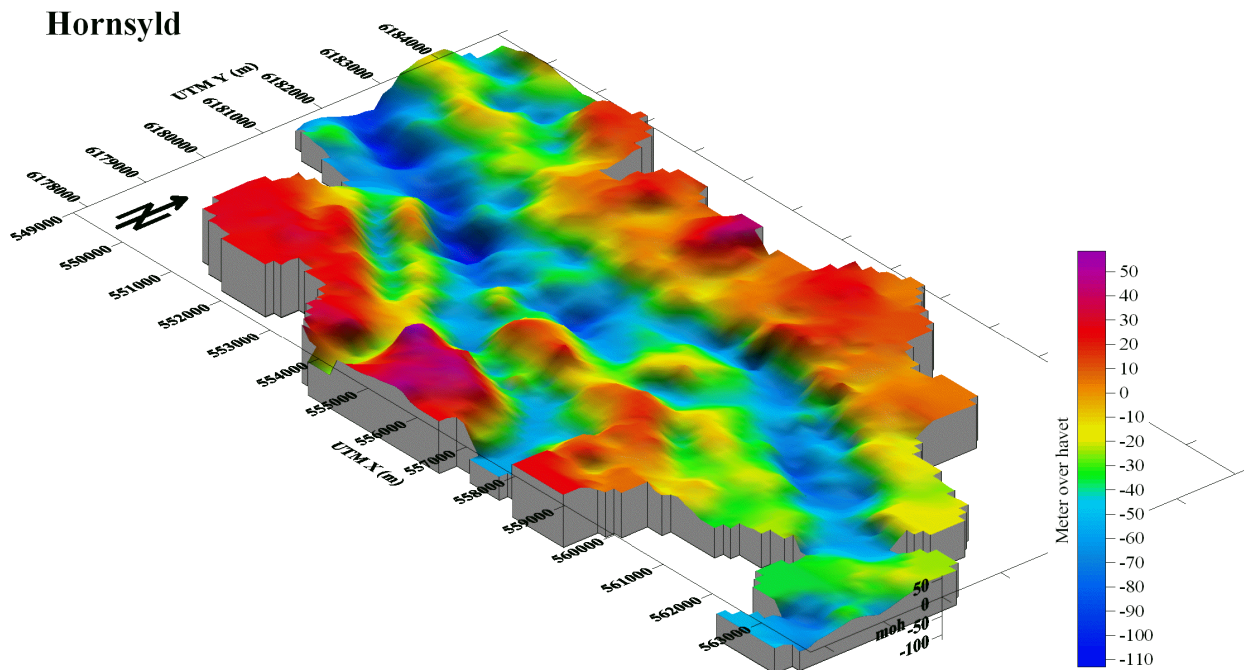
forekomster af sådanne bør undgås medtaget i den beregnede overflade. Under palæogent ler findes normalt ikke anvendelige grundvandsmagasiner, men det gør der under både neogene og kvartære aflejringer. Overfladen af det palæogene ler angiver derfor normalt den nedre afgrænsning for forekomsten af grundvandsmagasiner. I Midtjylland, på Fyn og Sjælland, hvor der anvendes højere grænseværdier for udvælgelsen af den gode leder, kan det derfor ikke undgås, at forekomster af f.eks. fede kvartære smeltevandssaflejringer bliver inkorporeret i kort over gode ledere, som derefter opfattes som overfladen af palæogent ler.

Et andet problem, der skal tages højde for under den geologiske tolkning, er forekomsten af opskudte flager af palæogent ler samt forekomsten af overlejrende moræner, der er lokalt beriget med plastisk ler. Opskudte flager af palæogent ler er et hyppigt fænomen, der kan forekomme overalt og særligt internt i randmoræner (se afsnit 20). Disse forekomster forstyrrer forståelsen af geologien, som den ses i TEM-data, og kan give store lokale variationer i den gode leders højdeforhold. Sondringer, der er påvirket heraf kan endvidere være svære at skelne fra induktivt koblede sonderinger.

Det palæogene ler er let genkendeligt på grund af de meget lave modstande. Det kan dog i nogle områder forveksles med forekomster af saltvand som beskrevet i afsnit 10.

Det palæogene ler er aflejret på relativt dybt hav og har derfor oprindeligt været vidt udbredt med horisontal lagdeling. De strukturelle former, der kan observeres i leret, er derfor alle dannet ved senere erosioner og tektoniske bevægelser af forskellig art. Forkastningsstrukturer, foldninger og eroderede begravede dale ses ofte i overfladen.

I Figur 12.2 ses et eksempel på en kortlægning af Palæogen-overfladen



Figur 12.2 Overfladen af palæogenet i et område ved Hornsyld. Kortlægningen er baseret på udtræk af den gode leder under 7 ohm-m i 734 TEM-sonderinger. Højdeforskellen i området er ca. 150 m. Koordinaterne er angivet i meter (utm).

ved Hornsyld, hvor den består af fedt plastisk eocænt ler. Der ses tydelige erosionsstrukturer (begravede dale) i overfladen. Kortlægningen er baseret

på udtræk af den gode leder under 7 ohm-m i 734 TEM-sonderinger.

13 NEOGEN

13.1

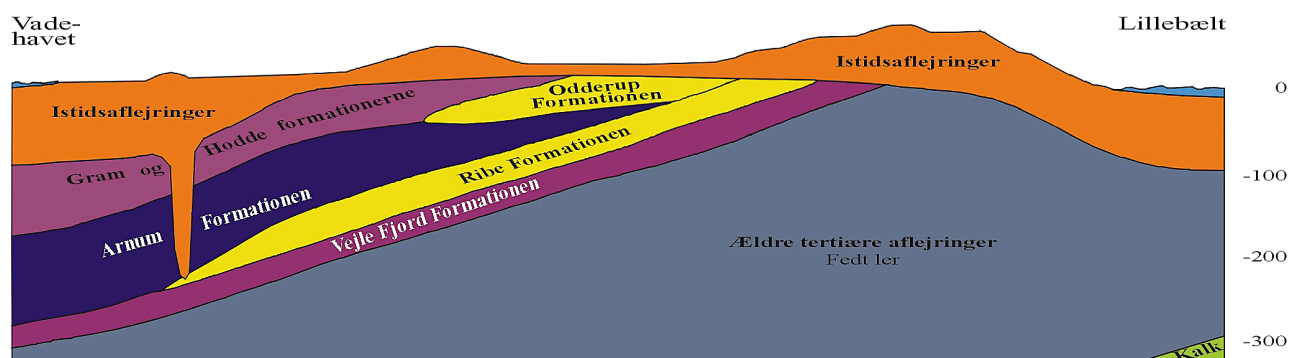
Neogenet indeholder marine aflejringer, kystaflejringer, laguneaflejringer, tidevandsaflejringer, deltaaflejringer samt lakustrine og fluviale aflejringer. De marine aflejringer omfattes nedefra af Arnum Formationen, Hodde Formationen og Gram Formationen. Disse formationers udbredelse knytter sig primært til de sydvestlige dele af Jylland og består af siltet til sandet glimmerler. Modstandsmæssigt befinder de sig generelt mellem 10 og 40 ohm-m og kan derfor skelnes fra det fede palæogene ler.

De kystnære aflejringer og fluviale aflejringer er delvist indlejret som kiler fra nordøst ind i og imellem de nævnte marine formationer. Disse aflejringer består nedefra af Vejle Fjord Formationen, Hvidbjerg Sand, Billund Sand, Ribe Formationen, Bastrup Sand og Odderup Formationen /13/, /14/, /30/, /31/, /32/, /33/. I Figur 13.1 ses et skematisk tværsnit af Jylland med nogle af de overordnede formationer. Lagserien er dog væsentligt mere kompliceret, da

enheder som Vejle Fjord Sand og -Ler, Billund Sand, Hvidbjerg Sand og Bastrup Sand ikke er med på tværsnittet.

Gennem Neogen har kysten i skiftende positioner været lokaliseret fra nordvest mod sydøst tværs igennem Danmark. Jo længere man kommer mod sydvest, jo mere er neogenet præget af de marine aflejringer, og jo længere mod nordøst man kommer jo mere er det præget af kystnære og fluviale aflejringer.

For de marine aflejringer gælder, at lerindholdet generelt stiger mod sydvest, således at modstanden må forventes at være lavere her end tættere ved kysten mod nordøst. I Sydvestjylland er der endvidere færre indslag af kystnære og fluviale aflejringer. Dette betyder, at den samlede mægtighed af marine lag er stor. Længere mod nordøst bliver indslagene af sandede og siltede aflejringer hyppigere og neogenets opbygning mere kom-



Figur 13.1 Skematisk tværsnit af det sydlige Jylland med overordnede neogene formationer. Tværsnittet her indeholder ikke enheder som Bastrup Sand, Hvidbjerg Sand og Billund Sand, og lagserien er således væsentligt mere kompliceret. Figuren er fra /13/.

pleks. I Odderup Formationen er der indslag af glimmersilt og brunkul.

De kystnære og fluviale aflejringer består bl.a. af store sandkiler dannet ved kyst- og deltaudbygning, aflange sandformationer skabt ved odde- og barriereødannelse, vekslende ler-, silt- og sandsekvenser dannet af tidevand i laguner og sandede og grusede indslag skabt af flettede floder bag ved kysten. De kystnære og fluviale aflejringer har på grund af det lavere lerindhold generelt højere modstande end de marine aflejringer. Siltede og sandede aflejringer uden væsentlige indslag af lerlag har modstande større end 60-80 ohm-m, mens de mere lerdominerede sekvenser kan have modstande ned under 40 ohm-m.

TEM-kortlægning af neogene aflejringer er vanskelig. For det første er faciesvariationerne i væsentlige dele af lagserien komplekse. For det andet er modstandskontrasterne ofte små mellem de forskellige lag og strukturer, og for det tredje er lagserien gennemskåret af både forkastninger og begravede dale. Sidst men ikke mindst er kendskabet til de neogene formationers udbredelse og forekomst stadig relativt sparsomt, hvilket også medfører, at data er svære at tolke. Kendskabet er dog øget væsentligt de senere år med de jyske amters kortlægning af Ribe Formationen og med anvendelsen af sekvensstratigrafiske og biostratigrafiske metoder /13/, /30/.

Konkret er der dog alligevel erfaring for at udbredte marine lag, delta- og kystudbygninger samt oddekomplekser/barriereøer kan lade sig identificere ved TEM-kortlægning.

De udbredte marine lag ses som lavmodstandslag, hvis tykkelsen heraf er tilstrækkelig stor i forhold til dybden, og hvis lagene ovenover og nedenunder afgrænses af højmodstandslag, eller nedenunder af palæogent ler.

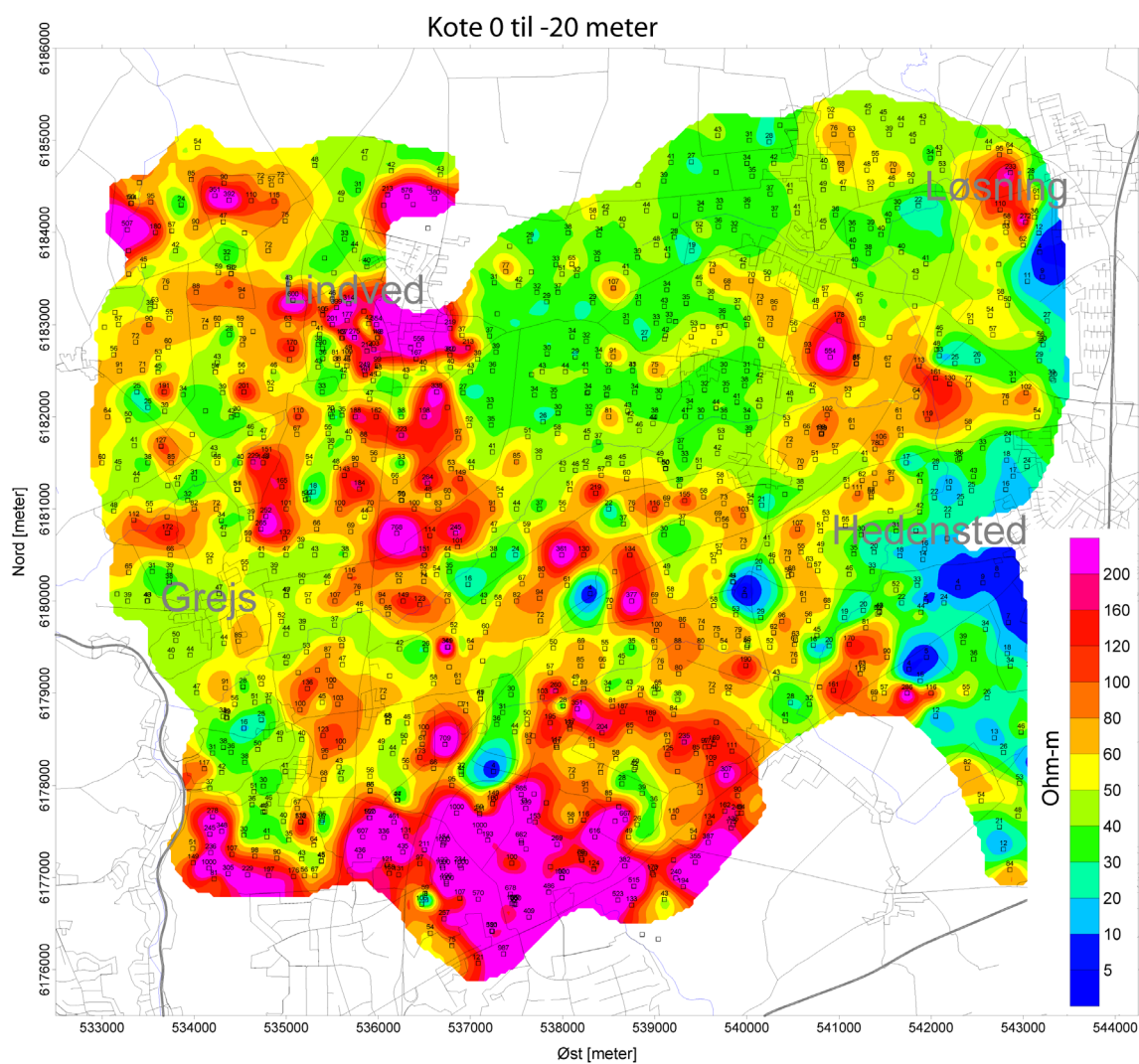
Ofte gennemskærer begravede dale og forkastninger de marine lag, hvilket kan gøre dem vanskelige at identificere. Lagene har typisk modstande på mellem 10 og 30 ohm-m, men højere modstande forekommer også i tilfælde, hvor væsentlige dele af lagserien er siltet og sandet. Tykkelsen af de enkelte formationer er ofte mellem 20 og 50 m.

Delta- og kystudbygningerne kiler sig typisk ind imellem de marine lag. Det betyder, at disse kan identificeres som højmodstandslag, hvis tykkelsen er tilstrækkelig stor i forhold til dybden. Udbygningerne kan være op til 50-60 m tykke. De afgrænses relativt pludseligt ved at tynde ud og forsvinde i sydlige, sydvestlige og vestlige retninger. De kan have stor lateral udbredelse og kan således følges over adskillige kilometer.

Oddekomplekser og barriereøannelser findes i vidt omfang i de neogene kystrelaterede aflejringer. Disse strukturer består af sandede aflejringer og er relativt homogene. Formerne er aflange med bredder på op til 5-10 km og med længder, der generelt er væsentlig større. Tykkelserne er fra få op til 30-40 m. Oddekomplekser og barriereøannelser må imidlertid forventes ofte at være vanskelige at kortlægge med TEM på grund af lave modstandskontraster til de omkringliggende vekslende kystnære aflejringer. I tilfælde af, at de er omkranset af lerede sedimentter, er der sandsynlighed for, at de kan opløses i TEM-data, hvis de vel at mærke er tilstrækkeligt tykke i forhold til dybden.

Lagune- og tidevandsaflejringerne karakteriseres ved at udvise stor kompleksitet. Lerede, siltede og sandede facies optræder tæt side om side, ligesom lagserien også kan forventes at veksle meget. TEM-kortlægninger i områder, der præges af lagune- og tidevandsaflejringer giver store modstandsvariationer i TEM-modellerne,

hvilket bl.a. giver sig til kende i sprag-
lede mønstre, som i Figur 13.2.



Figur 13.2 Lagune- og tidevandsaflejringer fra området vest for Hedensted. Middelmodstandskort fra kote 0 til - 20 m. Fra /29/. Lagserien er komplekst opbygget af sedimentære enheder med vekslende modstandsforskelle. TEM-kortlægningen giver ikke grundlag for en egentlig geologisk tolkning og modellering af de sedimentære enheder. Området kompliceres iøvrigt yderligere af gennemskærende begravede dale.

14 PRÆKVARTÆROVERFLADEN

14.1

Prækvartæroverfladens lithologi er meget afvekslende. Den består af kalk og kridt på store dele af Sjælland, på Djursland og i det nordlige Jylland, palæogene aflejringer på Vestsjælland, på Fyn og i et bælte over Øst- og Nordvestjylland og neogene aflejringer i Midt-, Vest- og Sydjylland. Prækvartæroverfladen fremstår derfor ikke ensartet i forskellige TEM-kortlægninger udført forskellige steder i landet. Prækvartæroverfladen er let at kortlægge som en god leder i områder, hvor den består af palæogent ler. Andre steder, hvor den består af andre sedimenter kan den, bl.a. på grund af mindre modstandskontraster

og vekslende modstandskontraster i de dækkende kvartære sedimenter, være svær at kortlægge. Vekslende modstandskontraster findes desuden i prækvartærets sedimenter, som lithologisk set kan veksle over selv korte afstande - også inden for enkelte kortlægningsområder. F.eks. har begravede dale mange steder eroderet sig ned gennem både neogene og palæogene lag. I sådanne tilfælde vil et kort over en god leder typisk kun være sammenfaldende med prækvartæroverfladen i de nederste dele af dalene, hvor neogenet er borteroderet.

15 BEGRAVEDE DALE

15.1

Begravede dale består i de fleste tilfælde af erosive strukturer, der gennemskærer de underliggende kvartære, tertiære og kretassiske lag. Dalene er oftest helt begravede og kan ikke ses i det nuværende terræn. Der findes dog også mange steder begravede dale under de dale, der kan ses i det nuværende terræn. Dalene er normalt mellem 0,5 og 4 km brede og har dybder fra få m til mere end 300 m. De fremtræder typisk med ujævn bund, pludselige dalafbrydelser og med stejle sider. De findes i stort tal i undergrunden, og flertallet af dem er endnu ukendte. Der er forskellige generationer med forskellige foretrukne retninger, som kan gennemskære hinanden. I nogle områder er dalene fra de enkelte generationer flettet sammen og danner således tætte netværk i undergrunden. De fleste begravede dale er opbygget af overordnede dalstrøg, bestående af en række erosionskanaler, der er skabt ved gentagne hændelser af erosion og aflejring. Disse erosionskanaler kan være både brede og smalle med varierende dybder.

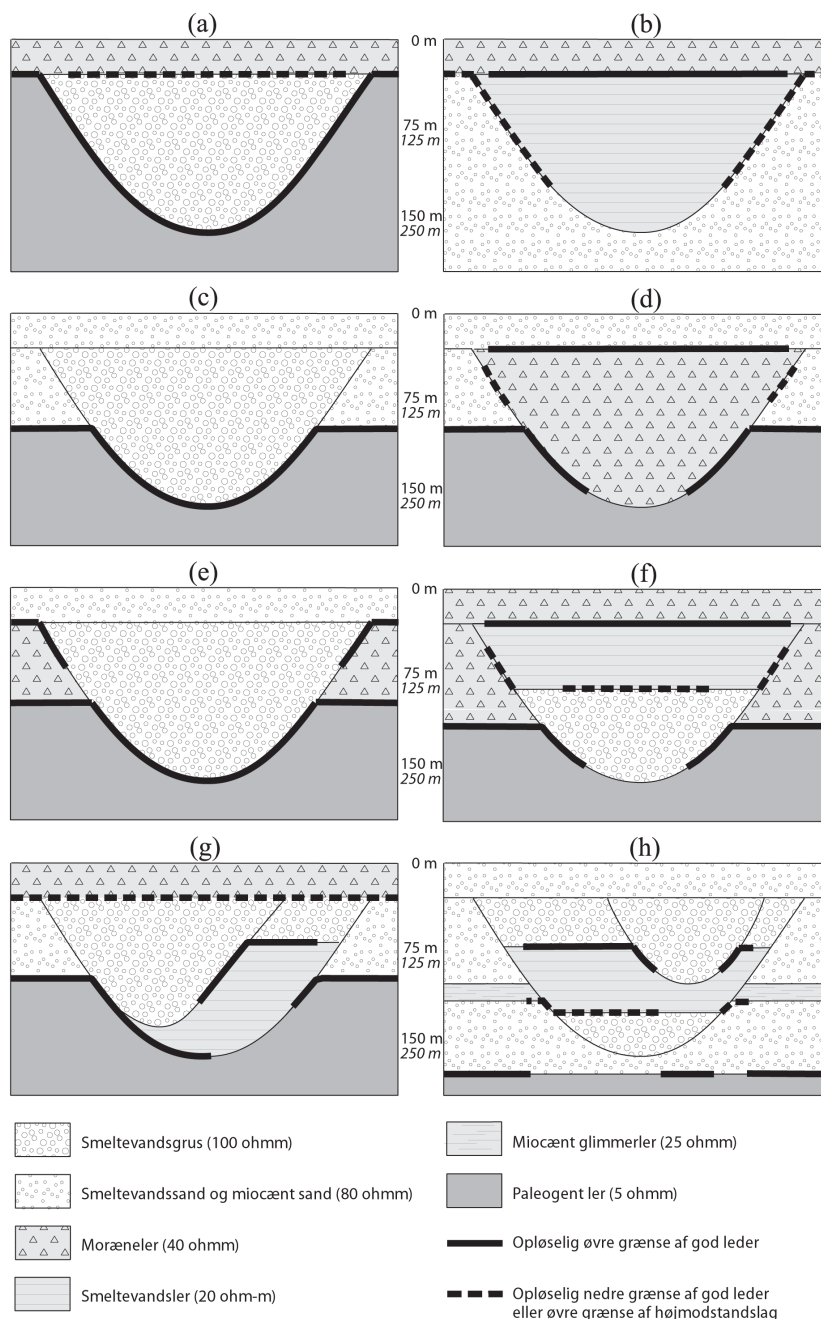
Dalstrøgene og deres erosionskanaler er som regel fyldt op med forskellige sedimenttyper, som altid er af glacial eller interglacial oprindelse. Sedimenttyper som smeltevandssand og –grus, moræneler og smeltevandssler er hyppige i dalene. Modstandsmæssigt adskiller disse sig fra hinanden, da smeltevandssleret normalt har modstande omkring 20-30 ohm-m, moræneleret lidt højere (ca. 40 ohm-m) og smeltevandssand og –grus over 60-80 ohm-m. Dette betyder, at der internt i dalfyldet ofte findes opløselige modstandskontraster, dette dog

under forudsætning af, at forholdene iøvrigt er gunstige med hensyn til lagtykkelser, dybder og homogenitet. Da de enkelte kanalstrukturer er fyldt op med de varierende sedimenttyper, ses der inden for dalstrøgene typisk aflange højmodstands- og lavmodstandsstrukturer i skiftende niveauer. Sådanne strukturer iagttages bedst i middelmodstandskort. Ovenstående beskrivelser af begravede dale er refereret fra /21/ og /35/.

Dalenes erosive natur medfører, at underlagets beskaffenhed generelt veksler meget op og ned langs flankerne. Dette resulterer i varierende modstandskontraster mellem dalfyld og underlag, men alligevel kan det mange steder lade sig gøre at se begravede dale eller dele deraf i kort over gode ledere. Det er dermed de underliggende og eroderede lag, der kortlægges, og når begravede dale har eroderet sig ned i f.eks. palæogent ler eller måske marint neogent ler, vil dalene fremtræde i kort over gode ledere. I mange tilfælde er det ved TEM-kortlægning på denne måde begravede dale opdages, men hvis data undersøges nøjere, kan det, som allerede omtalt, ofte lade sig gøre også at identificere dalenes tilstedeværelse ved at studere dalfyldet i middelmodstandskort højere i lagserien. Typisk ses nemlig kun de nedre dele af dalene i kort over gode ledere. Modstandskontrasterne mellem dalfyld og underlag er tit for små langs dalflankerne højere oppe i lagserien. Følgen af dette er, at dalene typisk breder sig mere ud i den højere liggende lagserie og dermed er større og bredere end blot antaget på baggrund af kortet over den gode leder.

For at illustrere, hvordan begravede dale kan blive kortlagt med TEM-sonderinger, er der opstillet tværsnit af 8 forskellige simplificerede modeller af begravede dale, se Figur 15.1. Tykke streger repræsenterer horisonter, der

kan opløses med TEM: Fuldt optrukne streger repræsenterer toppen af en god leder, mens stiplede streger repræsenterer bunden af en god leder/toppen af et højmodstandslag, som er vanskeligere at opløse.



Figur 15.1 Tværsnit af begravede dale. Laggrænser, der kan kortlægges med TEM, er markeret med fed streg. Se tekst for gennemgang af de enkelte profilsnit.

Figur 15.1a viser en simpel model af en begravet dal, der er nedskåret i en god leder på 5 ohm-m bestående af palæogent ler. Dalen er fyldt ud med smeltevandsgrus med en modstand på 100 ohm-m og dækket af moræneler med en modstand på 40 ohm-m. TEM-sonderingerne kan præcist kortlægge overfladen af det palæogene ler med hensyn til både dybde og modstand. Benyttes konventionelle sonderinger, kan bunden kortlægges, så længe dalens dybde er under ca. 150 m, mens HMTEM kan kortlægge dalbunden ned til under 250 m. Grænsen mellem det dækkende moræneler og det underliggende grus kan også blive kortlagt, omend med mindre præcision. Dog skal tykkelsen være mindst 10-15 m, idet TEM-metoden har begrænsninger helt i overfladen.

Dalen i Figur 15.1b er skåret ned i miocænt sand (80 ohm-m), fyldt ud med smeltevandsser (20 ohm-m) og igen dækket med moræneler. De øvre dele af smeltevandsseret er let kortlagt som et lavmodstandslag beliggende under moræneleret med højere modstand. Strukturen kan genkendes som en dal, fordi den bliver smallere med dybden. Undersiden er dog vanskelig at kortlægge præcist, og fordi hvirvelstrømsystemet bevæger sig langsomt gennem smeltevandsseret med den lave modstand, opnås der ikke den samme indtrængningsdybde som i det foregående tilfælde, og bunden af dalen bliver derfor ikke kortlagt her.

I Figur 15.1c er dalen dækket af smeltevandssand (80 ohm-m), fyldt ud med smeltevandsgrus (100 ohm-m) og nedskåret i miocænt sand øverst og palæogent ler nederst. I dette tilfælde kan kun overfladen af det palæogene ler kortlægges. Modstandskontrasten mellem de øvrige aflejringer i modellen er for små til at kunne blive registreret. Kun den nederste del af dalen kan ses i data.

Det næste dalprofil, 15.1d, er identisk med det foregående bortset fra fyldet, som her består af moræneler.

Bortset fra de marginale dele af dalen, hvor moræneleret er tyndt, kan store dele af dalen kortlægges. Moræneleret fremtræder som en øvre god leder over den nederste gode leder bestående af palæogent ler. Dalens eksistens erkendes i det palæogene ler, men tilstedeværelsen af et bredere strøg af moræneler højere i lagserien viser, at den også findes her.

Dalen i Figur 15.1e er skåret ned i moræneler øverst og palæogent ler nederst. Den er udfyldt med smeltevandsgrus og dækket af smeltevandssand. Her er det muligt at kortlægge grænsen til det palæogene ler og til de øverste dele af moræneleret samt grænsen mellem det palæogene ler og moræneleret. Dalens tilstedeværelse er tydelig. Grænsen mellem grusfyldet og det nederste af moræneleret ses ikke, da moræneleret her er for tyndt. I stedet for ses palæogent her på grund af den kraftigere kontrast.

I Figur 15.1f er dalen omsluttet af moræneler øverst og til siderne og palæogent ler i bunden. Dalfyldet består af smeltevandsser i toppen og smeltevandsgrus i bunden. Som det kan ses, kan det meste af dalstrukturen kortlægges. Smeltevandsseret ses som en højtliggende god leder som i Figur 15.1b, og smeltevandsseruset/undersiden af smeltevandsseret kan også ses i de centrale dele af dalen. Dalsiderne kan ses der, hvor både smeltevandsseret og det underliggende moræneler er tilstrækkeligt tykt. Der ses en smal dalstruktur i det palæogene ler, og sammen med identifikationen af skrånende dalsider kan tilstedeværelsen af en begravet dal afsløres.

Et mere komplekst og samtidig også mere naturligt eksempel på en begravet dal ses i profilsnit 15.1g. En yngre kanalstruktur udfyldt med smeltevandsgrus er nedskåret i et ældre dalstrøg, som er udfyldt med smeltevandsser i bunden og smeltevandsgrus i toppen. Hele dalstrøget er dækket af moræneler. Den gamle

dal er nedskåret i miocænt sand i toppen og palæogent ler i bunden. Undersiden af moræneleret kan ligesom i Figur 15.1a kortlægges af TEM-sonderingerne, hvis dette er tilstrækkeligt tykt. Det palæogene ler kan kortlægges der, hvor smeltevandsleret ikke er for tykt til at hæmme indtrængningsdybden, og kun i det palæogene ler kan den ældre dal ses. Den yngre dal kan ses, fordi den gennemskærer dele af smeltevandsleret, som findes nederst i den ældre dal. Kun en lille del af den ene flanke kan dog identificeres, da smeltevandsleret i bunden bliver for tyndt og på grund af manglende modstandskontraster i resten af dalsnittet. Som i Figur 15.1c kan det ikke lade sig gøre at kortlægge hele dalens bredde, men tilstedeværelsen af smeltevandsleret viser dens eksistens højere i lagserien.

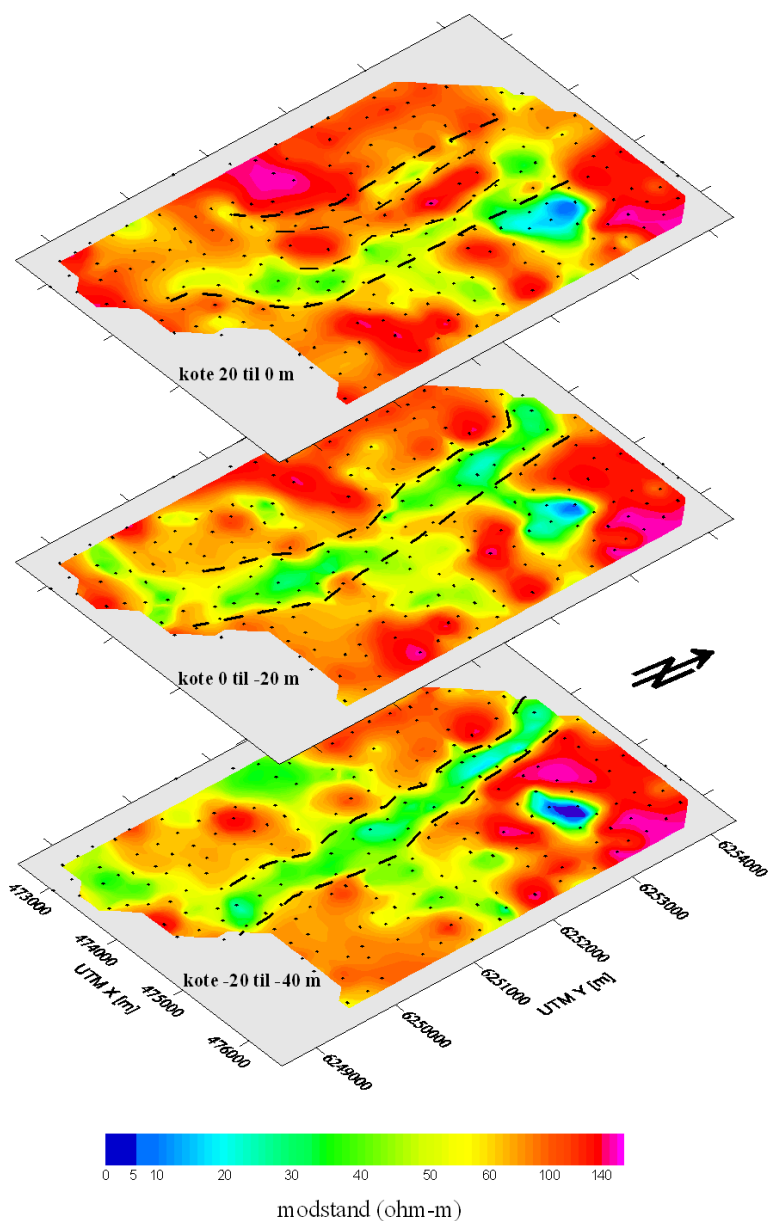
Endelig, i profilsnit 15.1h, ses en dal, der ikke er nedskåret i det palæogene ler, men i stedet kun i neogene lag af sand og ler. Dalen er udfyldt med smeltevandsgrus i bunden, smeltevandsgrus i midten og igen smeltevandsgrus i toppen. En yngre dal er nederoderet i den øverste halvdel af dalstrøget, og denne dal er ligeledes udfyldt med smeltevandsgrus. Det palæogene ler, som ligger tæt op under dalen, kan ses på steder hvor smeltevandsleret ikke er så tykt, at det maskerer responset. Det neogene glimmerler er for tyndt til at blive opløst. Bortset fra det sted, hvor den yngre dal skærer sig ned, kan overfladen og til dels undersiden af smeltevandsleret opløses. Tykkelsen af smeltevandsleret bliver for lille under den yngre dal. Det kan i dette profilsnit være svært at tolke strukturerne som et dalstrøg, men tilstedeværelsen af de nederste dele af den yngre og mindre dal i smeltevandsleret kan lede opmærksomheden hen på, at det samme smeltevandsleret eksisterer som fyld i en større dal nedenunder. I Figur 15.2 ses et eksempel på en begravet dal, som kan identificeres ved hjælp af lavmodstandsfyld bestående af ler. Øverst bliver dalen bre-

dere og en yngre sandfyldt dal er nedskåret i lerfyldet.

Undersøgelser viser, at stejltstående laggrænser, deriblandt dalflanker, ikke kan opløses korrekt med 1D-tolkninger /16/. En lodret dalflanke f.eks., der består af lavmodstandssedimenter og findes i en dybde fra 10 til 80 m under terræn, vil blive reproduceret med en hældning på ca. 30°. Flankerne bliver ikke kortlagt korrekt, hvis hældningen er større end 20-30°. De vil fremstå mindre stejle end i virkeligheden. Det samme gælder i endnu højere grad, når underlaget er højmodstandslag og dalfyldet har lave modstande. Erfaringerne viser, at mange begravede dale fremstår i TEM-kortene med dalflanker, der hælder mellem 20° og 30°, hvilket blot angiver minimumshældninger. Flere steder indikerer tætstående borer, at dalsiderne kan være stejlere, og undersøgelser fra Tyskland viser, at flankerne kan være tæt på lodrette.

Begravede dales udtryk i TEM-kortlægninger veksler generelt meget, hvilket til en vis grad kan tilskrives regionale forskelle i den geologiske opbygning. På store dele af Sjælland, på Djursland og i dele af Nordjylland hvor kalken ligger højt, kan det være meget svært at identificere begravede dale, hvis de er nederoderet heri og udfyldt med sand og grus. Kun hvis dalene er udfyldt med moræneler eller smeltevandsleret, kan de på baggrund af modstandskontraster kortlægges. På resten af Sjælland, på store dele af Fyn og i Jylland, hvor de nedre dele af dalene ofte er nederoderet i højtliggende palæogent ler og til dels glimmerler, er de lette at registrere i kort over den gode leder. Dette gælder i de fleste tilfælde også, hvis fyldet består af moræneler og smeltevandsleret. Smeltevandsleret i dale, der er skåret ned i eksempelvis Kertemindemergel eller glimmerler, kan dog være vanskeligt at opløse på grund af lave modstandskontraster.

I Syd- og Vestjylland, hvor der ofte er tykke lagpakker af både tertiært og



Figur 15.2 Eksempel på lerfyldt begravet dal fra området nord for Holstebro. Dalens udbredelse er markeret med stiplede linie. Øverst ses en yngre dal med høje modstande nedskåret i lerfyldet. Fra [23].

kvartært sand, kan dalene kortlægges, når de er udfyldt med smeltevandsser, moræner eller interglaciale sedimenter. Men da mange dale her også er udfyldt med smeltevandssand og -grus, kan ikke alle dale i sådanne områder kortlægges med TEM.

Som tidligere nævnt findes der forskellige generationer af begravede dale. Disse generationer kan have forskellige foretrukne retninger, hvilket medfører, at dalene sommetider krydser hinanden. Hvis dette sker i samme niveau, vil den ældste dals fyldsedimenter være borte og erstattet med den yngste dals fyld på det

sted, hvor dalenes kryds findes. På denne måde kan man afgøre dalenes relative aldre. Et eksempel herpå er vist i Figur 16.1. Sydøst for Holstebro ses en begravet dal, der er fyldt ud med smeltevandsler med modstande

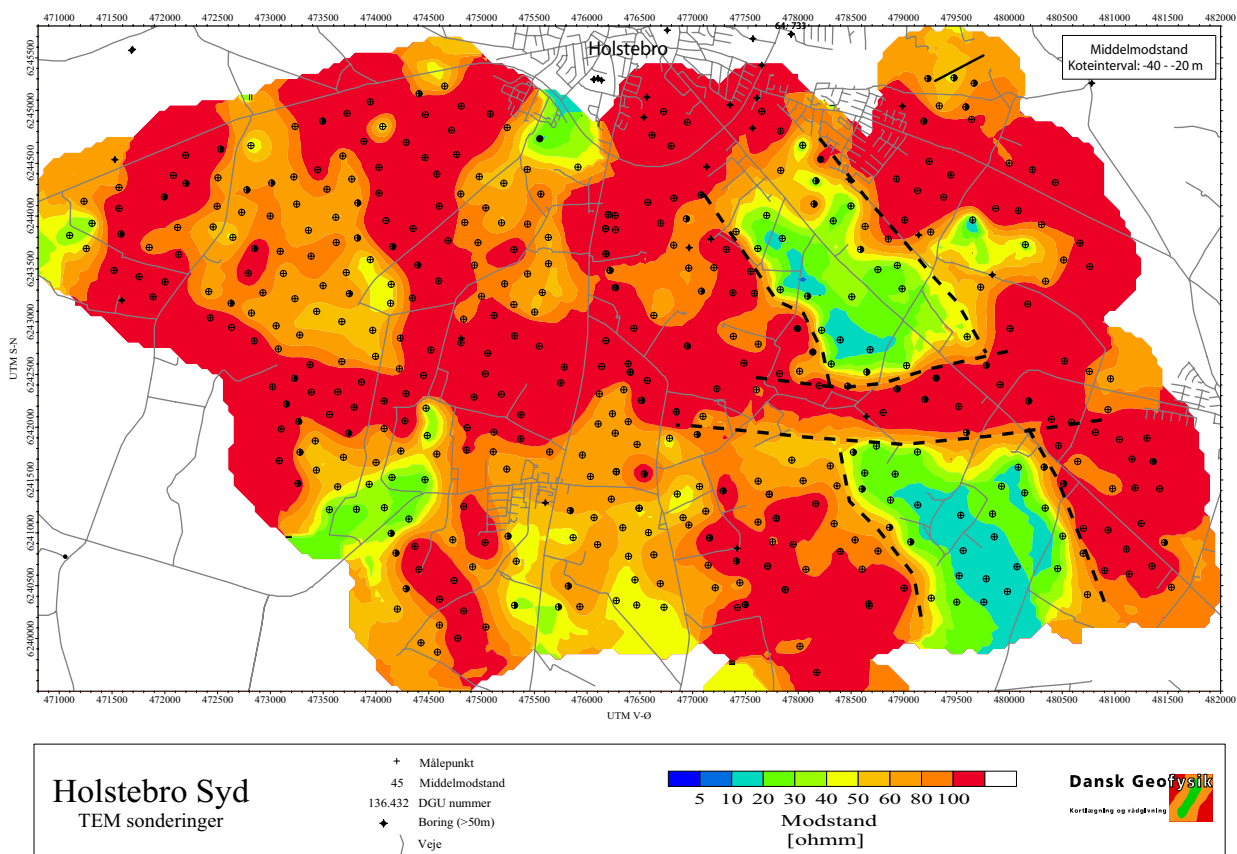
på mellem 10 og 30 ohm-m. Denne dal gennemskæres af en yngre dal, som er fyldt med sandede lag med høje modstande.

16 SMELTEVANDSLER

16.1

Smeltevandsler er et hyppigt forekommende sediment i Danmark. Det består typisk af siltet ler aflejret i bassiner af forskellig størrelse foran istidernes gletschere. Bassinerne udgøres mange steder af erosionsdale, som er smeltet fri af isen under gletschernes tilbagetog. At smeltevandsleret er

aflejret i bassiner betyder, at lagpakkerne generelt har store tykkelser, og at de derfor i mange tilfælde kan kortlægges med TEM-sonderinger. Smeltevandsleret er typisk homogent med kun få indlejrede sandlag og spredte dropsten.



Figur 16.1 Eksempel på to begravede dale, der krydser hinanden i et middelmodstandskort, /8/. Den ældste dal ses som en lavmodstandsstruktur, da den er fyldt op af smeltevandsler med modstande på mellem 10 og 30 ohm-m. Dalen gennemskæres af en yngre Ø-V-strygende dal, som er fyldt op med sandede lag med høje modstande.

Den elektriske modstand er generelt mellem 10 og 40 ohm-m, men typisk omkring 25 ohm-m. Som beskrevet i afsnit 15 ses smeltevandsleret ofte som fyld i begravede dale, der således i TEM-kortlægninger fremtræder som aflange lavmodstandsstrukturer, se også Figur 16.1. Smeltevandsleret kan også optræde i mere lateralt udbredte søbassiner. Desuden findes der særligt i Limfjordsområdet store mængder af senglacialt ler af både lakustrin og marin oprindelse. Dette ler har modstande, der kan sammenlignes med smeltevandslerets.

Uforstyrrede forekomster af smeltevandsler viser sig i TEM-kortlægninger som gode elektriske ledere med stort set horisontale overflader. Meget ofte er smeltevandsleret dog eroderet eller glacialtektonisk forstyrret, hvilket naturligvis gør det sværere at kortlægge. Flere TEM-kortlægninger i Nordvestjylland viser, at overfladen af smeltevandslersforekomsterne findes omkring eller få meter over kote 0 m / 35/.

17 INTERGLACIALE AFLEJRINGER

17.1

De danske interglaciale og interstadi-ale aflejringer består af en lang række forskellige typer aflejringer fra både ferskvandsmiljøer og marine miljøer. Fra ferskvandsmiljøerne findes bl.a. ler, kalkgytje, kiselgytje og tørv, og fra de marine miljøer forekommer primært lerede, siltede og finsandede aflejringer.

De interglaciale ferskvandsaflejringer findes fortrinsvist i spredte og ofte usammenhængende forekomster. Større sammenhængende forekomster ses dog undertiden i begravede dale, som har været åbne i en eller flere mellemistider /35/. På grund af sedimenternes forskellighed varierer modstandene af interglaciale ferskvandsaflejringer fra at være lave for lers vedkommende, til at være relativt høje for kalk- og kiselgytjens vedkommende. Kun på få lokaliteter er egentlige lag af interglaciale ferskvandsaflejringer blevet kortlagt med TEM.

De marine aflejringer, derimod, forekommer mere udbredt og i større tykkelser og er flere steder blevet kortlagt med TEM-metoden. Større forekomster finder man bl.a. i det sydlige Lillebælts-område, på dele af Sjælland, i Sydvestjylland, i Limfjordsområdet og i Vendsyssel. I Vendsyssel findes Skærumhedeserien, som bl.a. udgøres af det Ældre Yoldialer, som er ret fedt og aflejret på relativt dybt hav i Mellem Weichsel. Dette ler kan have en modstand på under 10 ohm-m og er derfor flere steder blevet kortlagt som en god leder, se feks. Figur 20.1. I Sydvestjylland og i Limfjordsområdet findes tykke lagpakker (op til 100 m) af Sen Elsterler og Holsteinler, som ligeledes træder igennem med lave modstande i TEM-kortlægningerne (10-40 ohm-m). Disse lerforekomster optræder i udbredte bassiner, men udgør ofte også, som det er tilfældet med smeltevandsler, fyld i begravede dale /35/.

18 SEN- OG POSTGLACIALE AFLEJRINGER

18.1

De senglaciale aflejringer er primært sandede, siltede og lerede og er aflejret i både marine miljøer og i ferskvandsmiljøer. De marine forekomster ses meget udbredt i Vendsyssel, hvor der under den seneste Weichsel-is' tilbagesmeltning er blevet aflejret udbredte og ofte ret tykke lag af både sand, silt og ler. Det Yngre Yoldialer blev aflejret langt fra kysterne, mens Nedre og Øvre Saxicavasand blev aflejret tæt på kysten, der først rykkede mod nordøst for derefter igen at rykke frem mod sydvest /1/. Nedre Saxicavasand, der dækker de glaciale og interglaciale aflejringer, er overlejret af det Yngre Yoldialer, som igen er dækket af Øvre Saxicavasand /1/. I store dele af Vendsyssel findes denne lagdeling i grove træk i de øvre dele af lagserien, og da lagenes tykkelse mange steder er betragtelig (op til ca. 20 m), må det forventes, at kontrasterne mellem de lerdominerede lag og de silt- og sanddominerede lag vil kunne kortlægges med TEM. Det Yngre Yoldialer kan evt. kortlægges som en god leder under Øvre Saxicavasand og over Nedre Saxicavasand samt de glaciale og interglaciale aflejringer.

Når der ses bort fra Vendsyssel, forekommer de marine sen- og postglaciale aflejringer normalt kun i begrænsede tykkelser. De udgøres primært af områder med hævet havbund i den nordlige del af Jylland og Sjælland og af inddæmmede marine flader. Lithologien kan variere meget fra sandede og grusede lag til silt, ler, gytje og dynd. Modstanden i lagene afhænger primært af lerindholdet, men også af indholdet af salte i porevandet. Da de marine sen- og post-

glaciale aflejringer generelt er relativt tynde og altid findes i overfladen, kan de normalt ikke kortlægges med TEM. Ved kortlægning bør man dog være opmærksom på sådanne forekomster, da tynde lag med lave modstande øverst i lagserien alligevel kan have indflydelse på måleresultaterne. Men her kan man, bl.a. ud fra oplysninger om aflejringerens laterale udbredelse hentet fra terrænstudier, jordbunds-kort og eksempelvis slæbegeoelektriske målinger, evt. binde dybde og modstand af det øverste lag for at få en bedre tilpasning til geologien også i de dybereliggende lag. Løvrigt kan de sen- og postglaciale aflejringer stedvist have udfyldt lavninger m.m. og således være af en tykkelse, der dog kan registreres med TEM.

Ferskvandsaflejringerne knytter sig til afgrænsede bassiner og er derfor generelt mindre udbredte end de marine. Sandede ferskvandsaflejringer finder man nogle steder som fyld i bunden af dale, men kun enkelte steder er disse af væsentlig tykkelse. Ellers består de sen- og postglaciale ferskvandsaflejringer primært af lag af gytje og tørv, men også med indslag af lag af flydejord, sand og silt. Aflejringeren er sket i søbassiner i større og mindre lavninger i landskabet. Ofte vil også disse lag være for tynde til en egentlig kortlægning med TEM, men nogle steder er tykkelsen dog alligevel stor nok hertil. En kortlægning kræver, at sedimenterne modstandsmæssigt er homogene, og at der nedenunder er aflejringer med en betydelig modstands-kontrast. Modstanden for postglaciale ler-, gytje- og tørveaflejringer befinder sig i intervallet 10-35 ohm-m, og de underlig-

gende aflejringer skal derfor udgøres af f.eks. plastisk ler eller sand, grus eller kalk, hvis modstandskontrasterne skal være store nok.

19 HEDESLETTER

19.1

Istidernes mange gletschere, der gang på gang har overskredet og opholdt sig i det danske område, har årsag til dannelsen af mange hedesletter. De senest dannede hedesletter ses tydeligt i nutidens landskab som vidtstrakte sandede og grusede flader. På topografiske kort ses normalt en svag hældning mod et toppunkt ved israndens udstrømningsområde. Hedesletterne dækker ældre landskaber, som ikke nødvendigvis også har været plane. Størrelsen er varierende fra få til over 100 km på tværs og tykkelserne kan være op til 50-100 m. Disse mål er selvfølgelig afhængige af det underliggende landskabs topografiske forhold og dermed af det aflejringsrum, der har været til stede for sedimenterne. De kendte vidtstrakte hedesletters tykkelse er dog skønsmæssigt generelt mellem 10 og 30 m tykke.

Hedesletter forekommer naturligvis ikke kun i det eksisterende landskab, men også i rigt omfang i begravet tilstand. Eksempler på sådanne "begravede hedesletter" er Tebbestrup Formationen ved Randers /24/ og den nedre del af Tinglev Hedeslette /12/.

De ikke-begravede hedesletter kan kortlægges med TEM som et højmodstandslag i toppen, hvis tykkelsen er større end 10-15 m. Dette afhænger dog naturligvis også af, om der eksisterer en modstandsmæssig kontrast til de underliggende aflejringer. Da

man bl.a. ud fra terrænstudier, jordbundskort og eksempelvis slæbegeo-elektriske målinger kan hente oplysninger om hedeslettens laterale udbredelse, vil man i områder, hvor hedeslettens tykkelse er mindre end 10-15 m, kunne binde dybde og modstand af det øverste lag i data-modelleringen for at få en bedre tilpasning til geologien også i de dybereliggende lag under hedesletten.

Også de begravede hedesletter kan kortlægges med TEM, hvis tykkelsen er tilstrækkelig i forhold til dybden. Det vil sige, at en hedeslette, der er mere end f.eks. 20 m tyk og befinder sig på 20 m dybde, vil kunne opløses som et højmodstandslag. Dette vel at mærke kun, hvis der er lag med lavere modstande både over og under hedesletteaflejringerne, således at der eksisterer en modstandskontrast herimellem. Begravede hedesletter er meget ofte forstyrrede af senere opstået glacialtektonik og erosion og kan derfor fremtræde usammenhængende i data. Vandløb og subglaciale smeltevandsstrømme har kunne skære dale ned i hedesletterne, og gletschere har kunnet skabe store horisontale erosionsplaner, hvorved eventuelle overfladeformer, som kegletoppunkter og de senere skabte dale og glacialtektoniske strukturer, helt eller delvist er blevet fjernet. Begravede hedesletter er blevet kortlagt mange steder i landet og udgør ofte store grundvandsmagasiner.

20 RANDMORÆNER

20.1

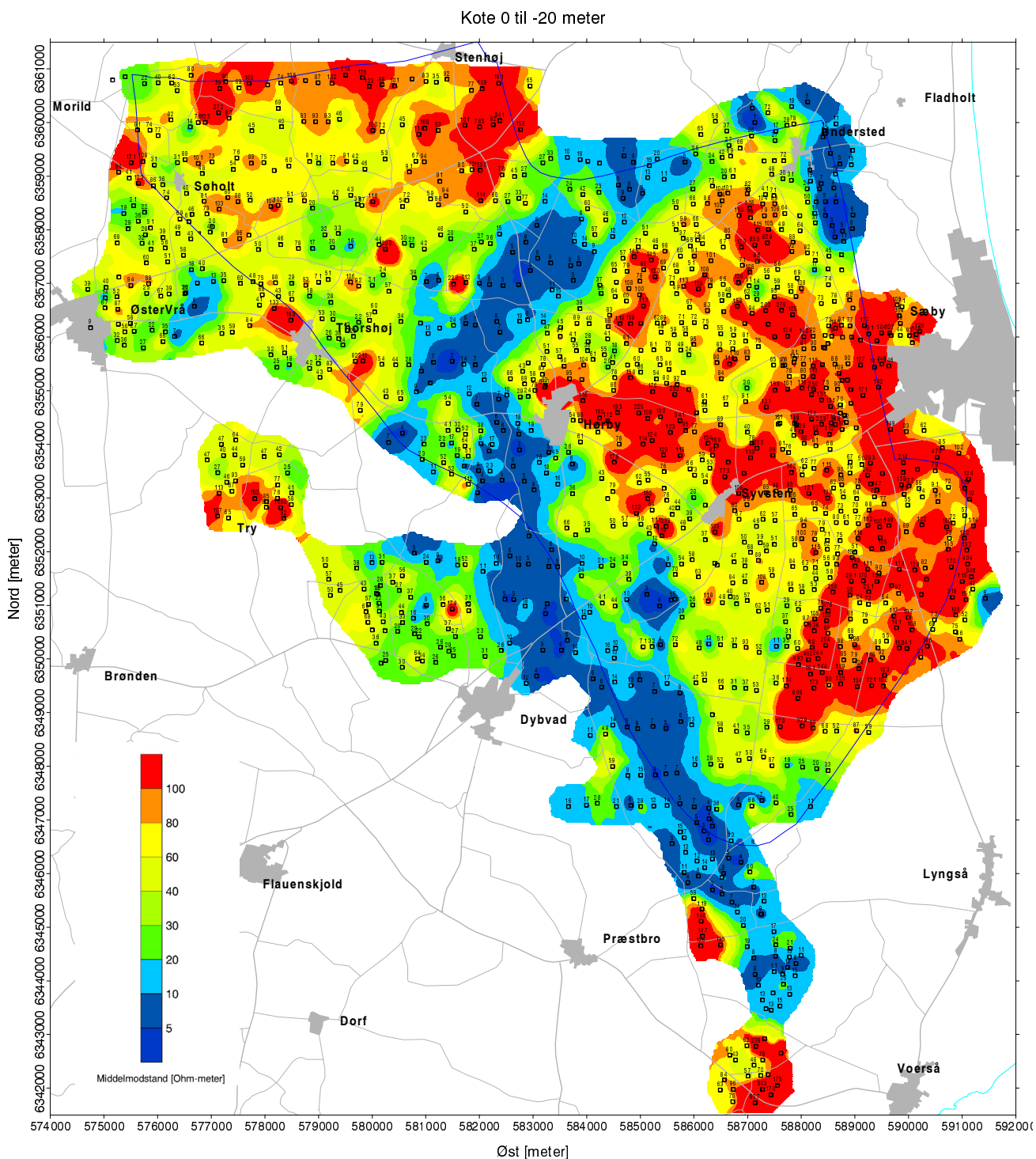
De landskabeligt set store randmoræner, der findes i Danmark, er primært opstået, når gletschere har skubbet flager af underliggende lag op foran isfronten. Flagerne bliver foldet eller stakket på skrå, og der opstår en vold rundt om isranden. Oven på de opskudte flager aflejres typisk et dække af sedimenter som stammer fra isens overflade. Randmorænerne er generelt 1-10 km brede og buede med en radius på mellem 5 og 50 km. Bakkerne består hovedsageligt af oppressede lag fra området foran bakkerne. Efter at isen er smeltet tilbage, findes der således foran randmorænen en inderlavning, hvor de opskubbede flager mangler.

Randmoræner kan senere være blevet overskredet af nye gletscherfremstød og være påvirket heraf. Isen kan have borteroderet de øvre dele af bakkerne for derefter at dække området igen med moræner og smeltevandsaflejringer, hvorefter randmorænen muligvis ikke længere kan ses i landskabet. Men de nedre dele af de opskubbede flager findes stadig og er begravet under det nye sedimentdække. De senere isfremstød kan også have begravet randmorænen delvist, uden at den er blevet særligt forstyrret, eller have fjernet det hele.

Om randmoræner kan kortlægges eller ej, afhænger naturligvis af, om lagene i de opskubbede flager modstandsmæssigt kan skelnes fra hinanden, eller om flagerne kan skelnes fra det omgivende landskab/aflejringer. Opskubbede flager kan være over 100 m tykke, og typisk består hver enkelt flage af flere forskellige lag. I skrå stilling vil de forskellige lag vertikalt set kunne have betragtelige tyk-

kelser, og hvert enkelt lag vil, afhængigt af modstandskontrasterne, kunne fremstå i TEM-kortlægninger som aflange høj- og lavmodstandsstrukturer. De skrå lagplaner vil dog sjældent kunne kortlægges, fordi de strukturelle dimensioner i de fleste tilfælde vil være for små. Forestiller man sig, at en række tykke flager, som hver består af et sandlag (f.eks. 100 ohm-m) og et lerlag (f.eks. 10 ohm-m), bliver stakket op på skrå i en randmoræne, vil de fra oven i en TEM-kortlægning kunne fremstå som aflange strukturer med skiftevis høje og lave modstande, der delvist følger randmorænen på langs. Denne situation vil også kunne forekomme i områder, hvor der i landskabet ikke er spor af en randmoræne, fordi de øverste dele senere er blevet borteroderet og dækket med yngre sedimenter. Her vil ovennævnte mønster i en TEM-kortlægning kunne afsløre eksistensen af en ældre og begravet randmoræne og dermed også glacialtektoniske forstyrrelser i undergrunden.

Randmoræner, der kun delvist fremtræder i landskabet, er blevet kortlagt med TEM-sonderinger flere steder i landet. Det typiske eksempel er, hvor flagerne primært består af fedt ler af den ene eller anden art, og hvor kernen i randmorænen således for størstedelens vedkommende består af dette ler. Her bliver eksistensen af randmorænen afsløret ved, at der fremkommer en ryg i undergrunden med lave modstande, se Figur 20.1. I inderlavningen foran randmorænen ses, at lerlagene, der nu befinder sig i randmorænen, mangler.



Figur 20.1 Begravet Sen Weichsel randmoræne ved Sæby (fra /19/) Randmorænen fremstår som et bælte af lavmodstandslag bestående af opskudte flager af Ældre Yoldialer /21/ og /35/.

21 DØDISOMRÅDER

21.1

I dødisområder findes både lerede og sandede aflejringer tæt side om side i en lang række forskellige former og strukturer. Lithologisk set findes der meget store variationer inden for korte afstande. Landskabsformerne er skarpt adskilte, og deres sedimenter har et meget vekslende lerindhold - fra fed ler til grus. Landskabselementerne består typisk af runde bakker og lavninger samt i nogen grad af åse. Landskabsformerne kan undertiden være over 30 m høje og op til få km i horisontal udbredelse, men normalt er formerne væsentligt mindre. Dødisprægede områder er derfor vanskelige at håndtere i TEM-undersøgelser. Dette gælder for både dødisområder, der eksisterer i nutidens landskab, og for ældre begravede dødisområder. Dødisaflejringerne findes blandt den kvartære lagserie og derfor oftest rela-

tivt overfladenært, og da aflejringerne som regel også forekommer i begrænsede tykkelser, antages de primært at påvirke de øvre dele af TEM-sonderingerne.

De vekslende rumlige og lithologiske forhold betyder, at sonderingernes øvre dele kan variere fra at måle på sedimenter med modstande under 10 ohm-m til over 100 ohm-m på meget korte afstande. Sådanne variationer mellem tætliggende sonderinger kan forplante sig ned igennem TEM-modellerne og også skabe forskelle i de dybereliggende lag. Det er derfor være nødvendigt så vidt muligt at tage højde for de geologiske variationer i de overfladenære lag, som især geologien i dødisområder udviser.

22 REFERENCER

22.1

- /1/ Andersen, S., og Sjørring, S. 1992. Geologisk Set. Det nordlige Jylland. Geografforlaget, 209 p.
- /2/ Auken, E., Sørensen, K., Søndergaard, V. og Sørensen, B. 2000. Geofysik og grundvandskortlægning. GeofysikSamarbejdet, 111 p.
- /3/ Auken, E., Danielsen, J. E., Sørensen, K. I., Larsen, G. 2002. Kortlægning af Skarø. Geologisk Nyt, 2, pp. 14-18.
- /4/ Borrough, P. A., McDonnel, R. A. 1998. Principles of Geographical Information Systems.
- /5/ Chambers, R., L., Yarus, J., M., Hird, K., B. 2000. Petroleum geostatistics for nongeostatisticians, Part 1 and 2. The Leading Edge, May, pp. 474-479 and June pp. 592-599.
- /6/ Christensen, N. B., Christiansen, A. V., Poulsen, L. H., Rasmussen, T. M., Sørensen, K. I. 2000. En vurdering af flybårne transiente metoders anvendelse til hydrogeofysisk kortlægning i Danmark. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse, Rapport nr. 2000/41, 240 p.
- /7/ Christensen, N. B., Møller, I., Rasmussen, T. M., Sørensen, K. I., Tølbøll, R. J. 2002. En vurdering af luftbårne elektromagnetiske frekvensdomænemetoders anvendelse til hydrogeofysisk kortlægning i Danmark. GEUS, Rapport nr. 2002/77, 240 p.
- /8/ Dansk Geofysik 2000. Geofysisk kortlægning i et område syd for Holstebro. TEM-kortlægning. Udført for Ringkjøbing Amt.
- /9/ Dansk Geofysik 2000. Geofysisk kortlægning ved Oure. Udført for Fyns Amt.
- /10/ Danielsen, J. 2001. Høj-Moment-TEM - udvikling af en ny metode. Geologisk Nyt, nr 5, pp. 11-13.
- /11/ Danielsen, J., Auken, E., Jørgensen, F., Søndergård, V. og Sørensen, K., 2003. The application of the Transient Electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. Journal of Applied Geophysics, accepted.
- /12/ Friborg, R., 1996: The landscape below the Tinglev outwash plain. A reconstruction. Bulletin of the Geological Society of Denmark, Vol. 43, pp. 34-40.
- /13/ Friborg, R. og Thomsen, S. 1999. Kortlægning af Ribeformationen. Teknisk rapport. Et fællesjysk grundvandssamarbejde. 76 p.

- /14/ Friis, H. 1995. Neogene aflejringer. I: Nielsen, O., B. Danmarks geologi fra Kridt til i dag. Århus Geokompender nr. 1, pp. 115-127.
- /15/ GeoFysikSamarbejdet 2002. Vejledning i udførelse af TEM-målinger. 18 p.
- /16/ GeoFysikSamarbejdet 2002. Indflydelsen af tredimensionale modstandsfordelinger på den endimensionale tolkning af TEM-data. 29 p.
- /17/ Hansen, J., M. og Håkansson, E. 1980. Thisted-strukturens geologi. Et "neotektonisk" skoleeksempel. Dansk Geol. Foren. Årsskrift for 1979.
- /18/ Heilmann-Clausen, C. 1995. Palæogene aflejringer. I: Nielsen, O., B. Danmarks geologi fra Kridt til i dag. Århus Geokompender nr. 1, pp. 70-114.
- /19/ HOH Vand & Miljø 2001. Kortlægning af grundvandsforholdene i Sæby Kommune. Delrapport, Fase 2, TEM kortlægning. Udført for Nordjyllands Amt, oktober 2001.
- /20/ HOH Vand & Miljø 2002. Geofysisk kortlægning med dybdeTEM. Indsatsområde Våbensholm. Udført for Vejle Amt.
- /21/ Jørgensen, F. & Sandersen, P. 2000. Kortlægning af begravede dalsystemer i Jylland. Opdatering 1999-2000. De jysk-fynske amters grundvandssamarbejde. Vejle Amt, WaterTech a/s.
- /22/ Jørgensen, F., Lykke-Andersen, H., Sandersen, P.B.E., Auken, E. & Nørmark, E. 2003. Geophysical studies of buried valleys in Jutland, Denmark - examples of integrated application of TEM-soundings, reflection seismics and exploratory wells. Journal of Applied Geophysics, accepted.
- /23/ Jørgensen, F., Sandersen, P. B. E. & Auken, E. 2003. Buried valley images in TEM surveys. Journal of Applied Geophysics, accepted.
- /24/ Larsen, G. & Kronborg, C. 1994. Geologisk Set. Det mellemste Jylland. Geografforlaget, 272 p.
- /25/ Lykke-Andersen, H. 1974. Kortlægning af undergrunden i omegnen syd og vest for Århus. I: Undersøgelser af Århusegnens undergrund. p 57-101.
- /26/ Miljøstyrelsen 2001. Udvidet geologi og grundvand. 67 p.
- /27/ Nielsen, T., 1984. Undersøgelse af molerets elektriske egenskaber og udnyttelsen af disse til DC-geoelektrisk kortlægning af forekomsterne på Fur. Upubliceret specialeafhandling, Århus Universitet.
- /28/ Polfeldt, T. 1999. On the quality of contour maps. Environmetrics, 10, pp. 785-790.
- /29/ Rambøll 2003. TEM-kortlægning ved Lysholt - Hedensted. Udført for Vejle Amt.
- /30/ Rasmussen, E., S. 2001. Tertiære grundvandsmagasiner i Jylland. Geologi - Nyt fra GEUS, nr. 1, pp. 7-9.
- /31/ Rasmussen, E.S. 2003: Regeologisk kortlægning af miocæne grundvandsmagasiner i Ringkøbing Amt. GEUS 2003/1.

- /32/ Rasmussen, E.S. 2003: Miocæn stratigrafi i den nordøstlige del af Ribe Amt. 48 pp, GEUS rapport 2003/2.
- /33/ Rasmussen, E.S. 2003: Korrelation af miocæne grundvandsmagasiner i Vejle Amt med speciel fokus på Give – Brædstrup området. 33 pp, GEUS rapport 2003/3.
- /34/ Schrøder, N. 1974. De geofysisk geologiske undersøgelser. I: Undersøgelser af Århusegnens undergrund. p 11-55.
- /35/ Sandersen, P. & Jørgensen, F. 2002. Kortlægning af begravede dale i Jylland - opdatering 2000-2001. 62 pp. De jysk-fynske amters grundvandssamarbejde. Vejle Amt, WaterTech a/s.
- /36/ Sandersen, P. & Jørgensen, F. 2003. Buried Quaternary valleys in western Denmark - occurrence and inferred implications for groundwater resources and vulnerability. Journal of Applied Geophysics, accepted.
- /37/ Skov og Naturstyrelsen 1987. Geofysik og råstoftkortlægning. 213 p
- /38/ WaterTech a/s 1999. Hydrogeologiske forhold langs motorvejen vest for Kolding. Udført for Kolding Kommune.
- /39/ WaterTech a/s 1999. Slæbegeoelektrisk og TEM-kortlægning ved Greve Landevej. Udført for Roskilde Amt.
- /40/ WaterTech a/s 2001. Geofysisk kortlægning ved Køge, Ejby, og Vemmedrup. Udført for Roskilde Amt.
- /41/ Willumsen, A., Lykke-Andersen, H. 1976. Late- and Post-glacial sediments in the Randers fjord area. DGU, II rk, Nr. 107. 124 p.