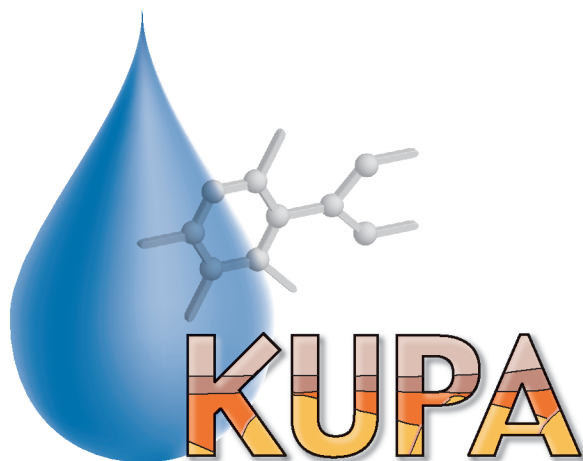


**Geofysik i umættet zone:
En vurdering af metoder og instrumentsystemers
egnethed til kortlægning af den umættede zone**

Ingelise Møller



Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse
Miljø- og Energiministeriet

Danmarks JordbrugsForskning
Ministeriet for Fødevarer, Landbrug og Fiskeri



Redaktion: Heidi Christiansen Barlebo

Omslag: Kristian Rasmussen

Oplag: 100

Udgivelsesår: 2001

ISBN 87-7871-089-8

© Miljø- og Energiministeriet

Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse, GEUS

Thoravej 8,

DK-2400 København NV

Telefon: 38 14 20 00

Telefax: 38 14 20 50

E-post: geus@geus.dk

Internet: www.geus.dk

Indhold

Forord	4
Resume	5
1 Indledning	10
2 Eksempler på geofysisk kortlægning i forskellige landskabselementtyper	12
2.1 Marin flade	13
2.2 Hedeslette	13
2.3 Randmoræne	16
2.4 Bakkeø	19
2.5 Moræneplateau	22
2.6 Litteraturliste	26
3 Integreret brug af geofysiske metoder	27
3.1 Geofysik – geofysik	27
3.2 Geofysik – andre målemetoder	29
3.3 Geofysik – eksisterende data	29
3.4 Litteraturliste	30
4 Beskrivelse af geofysiske metoder	33
4.1 Geoelektriske metoder	34
4.1.1 Slæbegeoelektrik	36
4.1.2 MEP	40
4.1.3 OhmMapper	43
4.1.4 CORIM	46
4.1.5 Azimutal resistivitetsmåling	49
4.2 Induceret polarisationsmetoder	52
4.3 Elektromagnetiske metoder	54
4.3.1 Magnetiske dipol-dipol frekvensdomæne metoder	56
4.3.2 EM38-systemet specielt	60
4.3.3 EM31-systemet specielt	64
4.3.4 Kontrolleret kilde og radiomagnetotelluriske metoder	67
4.3.5 Transient elektromagnetisk metode	71
4.3.6 EM61	72
4.4 Georadar	73
4.5 Refleksionsseismik	79
4.6 Refraktionsseismik	81
4.7 Gravimetrisk metode	84
4.8 Magnetiske metoder	85

Forord

Denne rapport sammenfatter et udredningsarbejde angående geofysiske metoders anvendelighed til kortlægning af den umættede zone.

Udredningsarbejdet er gennemført som et delprojekt under projektet: Koncept for udpegning af pesticidfølsomme arealer, KUPA, der har til formål at tilvejebringe den nødvendige viden og udvikle et operationelt koncept til klassificering af arealer, som er særlig følsomme overfor pesticidnedsivning til grundvandet. Opgaven er stillet af regeringen under Pesticid-handlingsplan II. Undersøgelserne udføres i samarbejde mellem Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse (GEUS) og Danmarks JordbrugsForskning (DJF).

En række personer har været meget behjælpelige under udfærdigelsen af rapporten. Specielt i forbindelse med udarbejdelsen af eksempel-kataloget i Kapitel 2 har Christian Abildtrup, GEUS, og Henrik Vosgerau, GEUS, været behjælpelige med eksempler fra Varslings-systemet for udvaskning af pesticider til grundvandet, Peter Roll Jakobsen, GEUS, har bidraget med et par georadareksempler og Peter Thomsen, Geofysisk Afdeling Aarhus Universitet, har fundet slæbegeoelektrikeksempler frem. Holger Nehmdahl, DJF, har fremstillet EM38 eksemplerne og har desuden bidraget til beskrivelsen af EM38 systemet med DJF's erfaringer.

Resume

På baggrund af den viden, man på nuværende tidspunkt har om pesticiders nedbrydning og sorption, må zoneringsindsatsen over for pesticider rettes mod den umættede zone. Amerterne anvender i vidt omfang geofysiske metoder i kortlægningen i forbindelse med grundvandsbeskyttelse. De anvendte metoder er primært rettet mod kortlægning af ler-dæklagstykkelser og grundvandsmagasiners udstrækning og indre struktur. Den nuværende kortlægning sigter dybere end den umættede zone. Denne rapport forsøger ud fra et studie af dansk og udenlandsk litteratur at give en samlet oversigt over hvilke geofysiske metoder, der er velegnede til kortlægning af den umættede zone. Denne strækker sig hyppigst til ca. 5–10 m under terrænoverfladen og sjældent dybere end ca. 20 m i Danmark.

Alle metoder og instrumentsystemer, der har udbredelse i Danmark, samt en række metoder og instrumentsystemer, der kun anvendes i udlandet, er blevet vurderet. Metoderne er beskrevet i Kapitel 4. Tabel 1 opsummerer vigtige punkter i beskrivelserne af metoder og instrumentsystemer.

Følgende geofysiske metoder og instrumentsystemer er velegnede til kortlægningsopgaver i den umættede zone:

Georadar, i områder der hovedsagelig består af sand- og grusaflejringer eller andre resistive aflejringer, dvs. hvor leraflejringer, andre konduktive aflejringer eller aflejringer med konduktiv (salt) porevæske ikke ligger umiddelbart under jordoverfladen.

Geoelektriske instrumentsystemer, såsom slæbegeoelektrik og multi-elektrodeprofilering, MEP (hvor de mindste elektrodeafstande er 1–2 m) samt CORIM-systemet og OhmMapper-systemet, som er to nye udenlandske instrumentsystemer. Disse instrumentsystemer fungerer på alle aflejringstyper.

Elektromagnetiske metoder og instrumentsystemer, såsom EM38, EM31 og andre lignende "små-spole" systemer, samt radiomagnetotellurik (RMT) og kontrolleret-kilde magnetotellurik (CSMT). De to sidstnævnte metoder benyttes endnu ikke i Danmark. Disse instrumentsystemer fungerer på alle aflejringstyper, der ikke er meget resistive.

Refraktionsseismik, som fungerer bedst, hvor lagfølgen har seismiske hastigheder, der generelt stiger med dybden.

Indtrængningsdybden for metoderne og instrumentsystemerne er meget varierende. Nogle systemer rækker kun over de øverste 1–5 m, medens andre dækker de øverste 10–20 m og andre igen endnu dybere. Nogle metoder og instrumentsystemers indtrængningsdybde kan varieres, f.eks. ved at ændre elektrodeafstande eller skifte senderfrekvens.

Metoder med en fast indtrængningsdybde er EM38-systemet med en indtrængningsdybde på ca. 1,5 m, CORIM systemet med 2–3 m, EM31-systemet med 3 m og 6 m for henholdsvis horisontal og vertikal dipol-orientering samt slæbegeoelektrik med ca. 15 m.

Georadarsystemets indtrængningsdybde afhænger dels af antennerens centerfrekvens og dels af hvor hurtigt signalet dæmpes. I aflejringer med lille dæmpning, såsom tørt sand og grus, er indtrængningsdybden på 5–12 m, 10–20 m og ned til ca. 30 m for centerfrekvenser på henholdsvis 200, 100 og 50 MHz.

MEP systemets indtrængningsdybde afhænger af de valgte elektrodeafstande og –konfigurationer, således at Wennerkonfigurationer med f.eks. elektrodeafstande på 1–20 m og 2–40 m giver indtrængningsdybder ned til henholdsvis 10 m og 20 m.

OhmMapper-systemet har indtrængningsdybder på 10–20 m eller dybere, alt efter valget af elektrodeafstande og jordens resistivitetsstruktur, da resistive aflejringer giver mulighed for øget indtrængningsdybde.

RMT og CSMT systemerne har indtrængningsdybder på mere end 10 m. Denne afhænger af senderfrekvens og jordens resistivitetsstruktur, således at indtrængningsdybden er lille ved høj frekvens og i konduktive aflejringer og større ved lavere frekvens og i resistive aflejringer. RMT og CSMT metoder er rettet mod kortlægning, hvor den umættede zone er noget tykkere end 10 m.

Refraktionsseismik har en indtrængningsdybde på 10–30 m eller mere afhængigt af geofonintervalafstand og skud-geofon afstand samt seismiske hastigheder og -hastighedskontraster.

Dagproduktionen for de forskellige metoder varierer meget (jf. Tabel 1). Det er således f.eks. muligt for én person at producere 50–150 linie-km med EM38-systemet, medens to personer kan producere 10–20 linie-km med georadar eller 7–15 linie-km med slæbegeoelektrik. MEP og refraktionsseismik tilhører gruppen af metoder med en lav produktivitet, hvilket vil sige omkring 0,5 linie-km pr. dag. Dertil kommer, at data fra alle metoder, på nær EM38 og EM31 systemet, skal gennem en databehandling og tolkning, der mindst tager lige så lang tid som dataindsamlingen.

Informationsindholdet i data fra de forskellige metoder varierer meget. Det er således muligt at opløse strukturer på decimeter størrelse gennem den umættede zone med georadar. Udover georadarmetoden giver de geoelektriske metoder, RMT og CSMT metoderne samt refraktionsseismik information om variationer med dybden langs profiler. EM38 og EM31 systemerne giver kun et vægtet gennemsnit af jordens elektriske ledningsevne i henholdsvis de øverste ca. 1,5 m eller 3–6 m for hvert målepunkt.

På baggrund af litteraturstudiet, fremstår georadarmetoden som det oplagte metodevalg på lokaliteter, der hovedsagelig består af sand- og grusaflejringer.

Der er ikke på samme vis et oplagt metodevalg på lokaliteter, der hovedsageligt består af lerede aflejringer. De geoelektriske og elektromagnetiske metoder vil oftest være bedst egnede.

Ved undersøgelser, der har til formål at kortlægge hele den umættede zones udstrækning, må anbefalingen være at benytte en metode, der dækker et passende dybdeinterval og giver information om dybdevariationer i den umættede zone.

Det er vanskeligt for de fleste geofysiske metoder at give en præcis bestemmelse af grundvandsspejlet. I områder med sand- og grusaflejringer samt andre resistive aflejringer kan georadar dog give information om dybden til grundvandsspejlet, idet det i mange tilfælde optræder som en markant reflektor på radargrammerne. Refraktionsseismik kan også under gunstige geologiske betingelser give information om dybden til grundvandsspejlet.

Hvor det er økonomisk muligt, kan det være en fordel af kombinere flere metoder. Dette kan være særligt aktuelt, hvor den umættede zone er tyk.

En geofysisk undersøgelse kan ikke anses for afsluttet, før der er foretaget en boringskontrol enten ved brug af eksisterende boringer eller ved brug af nye boringer. Dette er oftest reglen både ved olieeftersforskning og grundvandseftersforskning. Det bør også være reglen ved undersøgelser af den umættede zone, især da det pga. små dybder er relativt billigt at bore.

Metoder	Anvendes i umættet zone		Indtrængningsdybde	Giver variation med dybden	Databehandling	Udbredelse	Dagsproduktion (profil km)	
	Sand	Ler						
Elektriske	Instrumenter							
	PACES	Ja	Ja	Ca. 20 m	Ja (8 elektrode afstande)	1D, LCI, (2D) tolkning	Stor	7–15 km
	MEP a: 1m-20m	Ja	Ja	Ca. 10 m	Ja (ca. 10 elek. afstande)	1D, 2D tolkning	Stor	Ca. 0,3 km
	MEP a: 2m-40m	Ja	Ja	Ca. 20 m	Ja (ca. 10 elek. afstande)	1D, 2D tolkning	Stor	Ca. 0,6 km
	OhmMapper	Ja	Ja ¹	15–20 m	Ja, hvis profilet gentages med forskellig elek. konf	1D, 2D tolkning, hvis flere elek. konf måles	Udland (lille)	10–20 km antal elek. konf
CORIM	Ja	Ja	2–3 m	Ja (6 elektrode afstande)	1D, 2D tolkning	Udland (lille)	15–30 km	
Azimutal resistivitet	Nej	? ²	Variabel	Nej		Udland (lille)	Variabel	
Induceret polarisation	? ³	? ³	Som MEP	Ja	1D, 2D tolkning	Udland	Ca. 2–5 gange mindre end MEP	
Elektromagnetiske	EM38	Ja	Ja	0,7–1,5m	Nej, ikke alene ⁴	1D tolkning ⁴	Moderat	50–150 km
	EM31	Ja	Ja	3–6 m	Nej, ikke alene ⁴	1D tolkning ⁴	Lille – moderat	10–50 km
	Multifrekvens FEM	Ja	Ja	Variierer	Nej ⁵		Udland (mod)	?
	RMT	Ja ⁶	Ja	Variierer, dog > 10 m	Ja	1D, 2D, (3D) tolkning i planbølgetilnærmelsen	Udland (lille)	0,5–1 km (5–10 m mellem sonderinger)
	EnviroMT (RMT og CSMT instrument)	Ja ⁶	Ja	Variierer, dog > 10 m	Ja	1D, 2D, (3D) tolkning i planbølgetilnærmelsen	Udland (lille)	RMT: 0,5–1,5 km CSMT: 0,3–1 km
	TEM	Nej	Nej	For dybt ⁷	Ja	1D tolkning	Stor	Variierer
	EM61	Nej ⁸	Nej ⁸	?	Ja	-	Moderat	10–20 km
	Georadar 40-50 MHz	Ja	Begrænset ⁹	Ned til ca. 30 m	Ja (med vertikal struktur opløsning på ca. 1 m)	Filtering, dybdekonvertering m.v.	Moderat (udland stor)	10–20 km (gå) > 20 km (køretøj)
	Georadar 100 MHz	Ja	Begrænset ⁹	10–20 m	Ja (med vertikal struktur opløsning på ca. 0,5 m)	Filtering, dybdekonvertering m.v.	Moderat (udland stor)	> 20 km (gå) > 20 km (køretøj)
	Georadar 200 MHz	Ja	Begrænset ⁹	5–12 m	Ja (med vertikal struktur opløsning på ca. 0,15 m)	Filtering, dybdekonvertering m.v.	Moderat (udland stor)	10–20 km (gå) > 20 km (køretøj)
Refleksionsseismik (U = ultra, Sh = shallow)	Nej ¹⁰	Nej ¹¹	USh > 1 m ? Sh > 10–30 m ?	Ja	Filtering, stakning, migration, dybdekonvertering	Sh. Moderat USh (udland lille)	USh ca. 0,1 km ?	
Refraktionsseismik	Ja ¹²	Ja	Ned til ca. 30 m	Ja	Afæs 1. ankomster. Hastigheds- og dybdeberegning. Evt. 2D inversion	Lille	0,2–0,5 km ?	
Gravimetri	Nej ¹³	Nej ¹³	-	-	-	-	-	
Magnetik	Nej ¹³	Nej ¹³	-	-	-	-	-	

Table 1. Opsummering af de i rapporten behandlede geofysiske metoder og instrumentsystemer. En **blågrøn tabelbaggrund markerer, at metoderne kan anvendes på alle lokaliteter og at metoderne er udbredt i Danmark. En **gul** tabelbaggrund markerer, at metoderne kan anvendes på alle lokaliteter og at metoderne er udbredt i Danmark. En **grå** tabelbaggrund markerer, at metoderne ikke kan anvendes på nogen lokaliteter eller at der er tvivl om metoderne kan bruges.**

- ¹ Med indtrængningsdybden reduceret til mindre end 10 m for resistiviteter under 30 Ωm
- ² Det er uvist om metoden kan anvendes til at finde sprækkeorientering i en morænelersaflejring
- ³ Det er uvist om metoden kan anvendes i umættet zone.
- ⁴ Der arbejdes på at lave rutiner, så man ved at samtolke EM38 og EM31, kan få en tolagsmodel eller 3–4 lagsmodeller med faste laggrænser.
- ⁵ Instrumenter som GEM-2 og GEM300 benytter frekvenser, som giver redundante data og kan derfor ikke give information om variationer med dybden.
- ⁶ Da indtrængningsdybden øges med øget elektrisk modstand vil metoden have størst interesse på sandlokaliteter med en umættet zone, der er tykkere end 10 m.
- ⁷ Med de TEM instrumenter der er på markedet midler det første datapunkt over de øverste 10–20 m af jordoverfladen.
- ⁸ EM61 systemet er designet til at være metaldetektor og at undertrykke responser, der skyldes variationer i geologi.
- ⁹ Georadar signalet kan maksimalt trænge 1 m ind i et lerlag, men vil kunne kortlægge sandlinser/legemer, der har kontakt til overfladen
- ¹⁰ De høje frekvenser i det seismiske signal dæmpes meget hurtigt i løst, tørt sand og grus. Desuden kan der være en dårlig kobling mellem jord og geofon.
- ¹¹ Seismiske hastigheder i moræneler vil for høje til at det er muligt at skelne reflektorer i de øverste 1–2 m fra den direkte bølge. Geofonerne skal sandsynligvis graves ned under pløjelaget for at sikre en god kobling mellem jord og geofon.
- ¹² Refraktionsseismik fungerer bedst, hvor lagfølgen har seismiske hastigheder, der generelt stiger med dybden.
- ¹³ Metoden kan ikke anvendes alene, da flertydighed ved modellering af signalet, gør det vanskeligt at lave en pålidelig geologisk tolkning.

1 Indledning

Geofysiske metoder benyttes i stort omfang i amterne til hjælp for udpegning af følsomme områder i forbindelse med grundvandsbeskyttelsen, hvor de især anvendes til fastlæggelse af dæklagstykkelser og –sammensætning samt den rumlige opbygning af grundvandsmagasiner. De i den forbindelse hyppigt anvendte metoder er kortfattet beskrevet i zoneringsvejledningens appendiks om geofysisk kortlægning (Miljøstyrelsen 2000). Dette appendiks indeholder også en beskrivelse af de væsentligste forudsætninger for anvendelse af geofysiske metoder i forbindelse med kortlægning af lerdæklag og grundvandsmagasiner. Beskrivelsen er dog primært rettet mod elektriske og elektromagnetiske metoder.

En kommende følsomhedskortlægning over for pesticider vil blive rettet mod forhold i den umættede zone, hvor nedbrydning og sorption af pesticider primært finder sted (Albrechtsen 2000, Albrechtsen et al. 2001). I forbindelse med en sådan følsomhedskortlægning må man forvente, at geofysik vil blive et benyttet kortlægningsværktøj. Der findes ikke en samlet oversigt over, hvilke geofysiske metoder, der er anvendelige til kortlægning af hele eller dele af de øverste 20–30 meter af jorden og hvilke af disse metoder, der er velegnede til kortlægning af den umættede zone.

Hovedsigtet med denne rapport er at give en oversigt over geofysiske metoder, som er velegnet til kortlægning af umættet zone. Rapporten er udarbejdet på baggrund af et omfattende studie af dansk og udenlandsk litteratur. Der er gennemgået en væsentlig større mængde litteratur end rapportens litteraturlister afspejler, idet disse for overskuelighedens skyld kun indeholder centrale referencer.

Rapporten er begrænset til kun at omfatte geofysiske metoder, der udføres på jordoverfladen. Der skal dog nævnes, at der findes borehulstomografiske metoder, der anvendt i udlandet har givet gode resultater i forbindelse med undersøgelser af den umættede zone. Ved borehulstomografiske undersøgelser placeres kilder og modtagere i borehuller. Geoelektriske, elektromagnetiske eller georadar tomografimetoder kan give detaljeret information om geologiske strukturer i den umættede zone i et område på 25–100 m². De tomografiske metoderne har også et monitoringspotentiale i forbindelse med infiltrations- eller tracerforsøg.

Opbygningen af denne rapport er bevidst gjort utraditionelt i forhold til en lærebogsopbygning.

Kapitel 2 indeholder et mindre eksempel-katalog over geofysiske undersøgelser. Disse er inddelt efter landskabsselementtyper i stedet for efter metoder, da landskabsselementtype er et overordnede inddelingskriterium i KUPA projektet.

Kapitel 3 indeholder forslag til, hvorledes geofysiske metoder kan kombineres indbyrdes, med andre målemetoder og med eksisterende data.

Kapitel 4 indeholder beskrivelser af geofysiske metoder, der kan eller har et potentiale for at kunne anvendes til kortlægning af den umættede zone. Beskrivelserne er inddelt i en

række punkter, som skulle gøre kapitlet egnet til hurtige opslag. Geofysiske metoder, der benyttes i Danmark, men ikke egner sig til kortlægning af umættet zone, omtales kort. Det begrundes, hvorfor de ikke er velegnede.

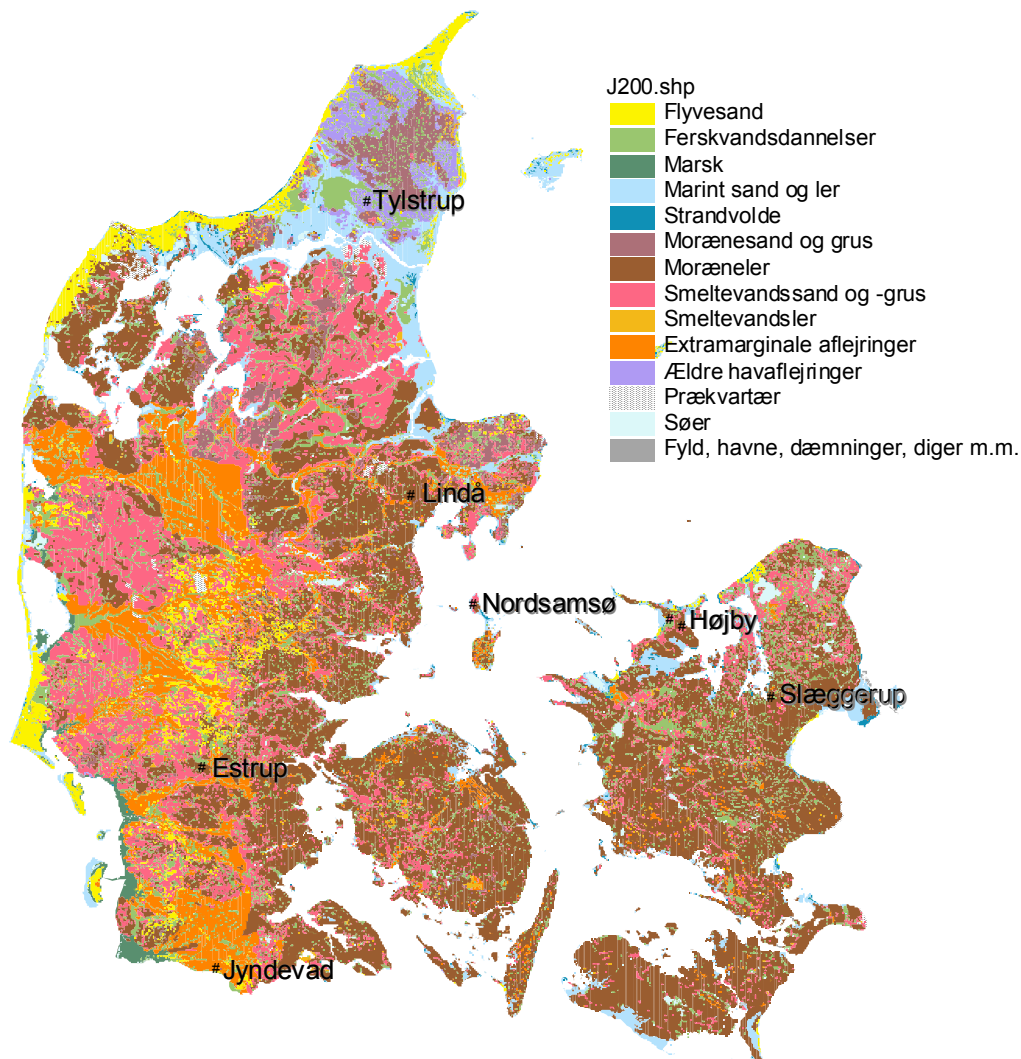
Albrechtsen H.-J., 2000: Afrapportering af Det strategiske Miljøforskningsprogram SMP96 om 'Pesticider og grundvand'. Vandforsyningsteknik **49**, 69–82.

Albrechtsen H.-J., Mills M., Aaman J. & Bjerg P.L., 2001: Degradation of herbicides in shallow Danish aquifers - an integrated laboratory and field study. Pest Management Science, accepteret.

Miljøstyrelsen, 2000: Zonering – detailkortlægning af arealer til beskyttelse af grundvandsressourcen. Vejledning fra Miljøstyrelsen **3**, Miljøstyrelsen.

2 Eksempler på geofysisk kortlægning i forskellige landskabselementtyper

Dette kapitel indeholder eksempler på geofysisk kortlægning. Eksemplerne er valgt således, at de dækker nogle af de forskellige landskabselementtyper, der bliver arbejdet på i KUPA-projektet. Figur 2.1 viser et kort med placeringen af de udvalgte eksempler.



Figur 2.1. Placering af lokaliteter, hvor de geofysiske undersøgelser, som vises i de følgende afsnit, er udført. Baggrundskortet er en nedskaleret version af GEUS' jordartskort i målestok 1:200 000.

Eksemplerne er udvalgt mere efter, hvad der er umiddelbart tilgængeligt på GEUS og hos nogle kontaktpersoner end efter, hvad der måtte være de bedste eksempler. Det har ikke været muligt inden for rammerne af projektet at lave et større opsøgende arbejde efter de

mest repræsentative eksempler. Mange faktorer spiller ind i valget af geofysiske metoder. Det vil bl.a. være økonomi, dagsproduktion, undersøgelsesområdets størrelse og tilgængelighed. I nogle eksempler er der anvendt den for stedet optimale geofysiske metode. Andre eksempler illustrerer, hvordan de valgte metoder fungerer i udvalgte områder.

Flere af eksemplerne er taget fra geofysiske undersøgelser, der er udført i forbindelse med etableringen af forsøgsmarker der benyttes i Varslingsystemet for udvaskning af pesticider til grundvandet. I de følgende afsnit bliver disse forsøgsmarker også kaldt VAP-markeringer. Der findes omfattende beskrivelser af markeringerne i Lindhardt et al. (2001).

I de følgende afsnit nævnes hvilke instrumenter, der er benyttet i de geofysiske undersøgelser uden at medtage en beskrivelse af metoderne, da en sådan findes i Kapitel 4.

2.1 Marin flade

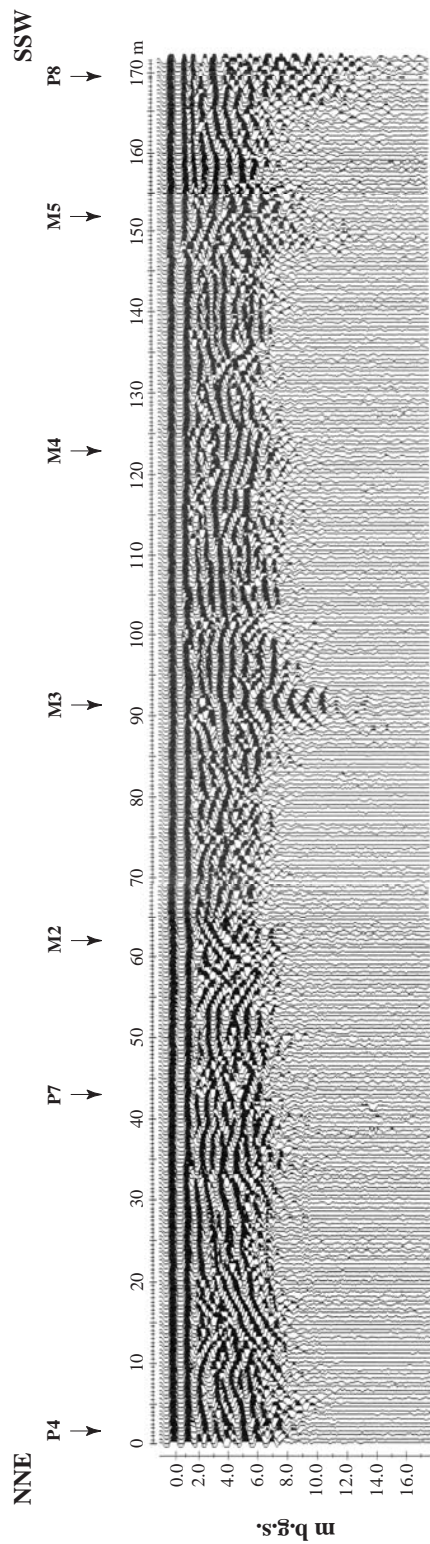
I Nordjylland findes glaciale og senglaciale sandede og lerede havaflejringer lige under muldlaget. I et område med finkornede sandede aflejringer er der udpeget en VAP-mark. I forbindelse med etableringen af forsøgsmarken blev der bl.a. foretaget en georadarundersøgelse (Lindhardt et al. 2001). Der blev benyttet et Sensors & Software pulseEKKO™ 100 system med 100 MHz antenner. Figur 2.2 viser det vestligste georadarprofil. Overalt i profilet findes kontinuerte reflektorer. Flertallet af reflektorerne tolkes som interne strukturer i sand. Enkelte steder er der tydelig indikation på onlap.

2.2 Hedeslette

Det første eksempel er taget fra en VAP-mark på Tinglev hedeslette. Der blev foretaget en georadarundersøgelse i forbindelse med etablering af forsøgsmarken (Lindhardt et al. 2001). Undersøgelsen blev udført med et Sensors & Software pulseEKKO™ 100 system med 100 MHz antenner. Figur 2.3 viser det vestligste georadarprofil fra udkanten af markering, hvor der er lavet en række borer. Et par af reflektorerne kan korreleres med tynde lerlag observeret i borerne M3 og M4.

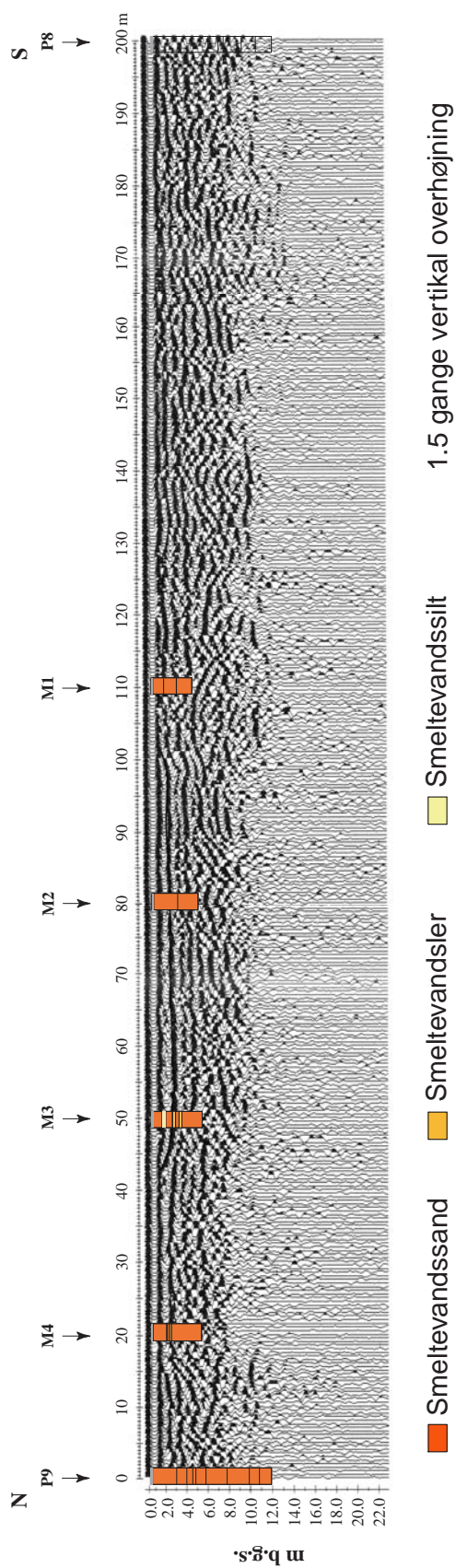
Det andet eksempel stammer fra en hedeslette ved Højby i Odsherred. I forbindelse med en råstofundersøgelse er der lavet en georadarundersøgelse med henblik på at kortlægge tykkelsen af og de laterale variationer i aflejringer af smeltevandssand og -grus. Undersøgelsen blev udført med et Sensors & Software pulseEKKO™ IV system. Figur 2.4A og B viser radargrammer opmålt med henholdsvis 100 MHz og 200 MHz antenner (Jakobsen & Overgaard 2001). I radargrammet optaget med 100 MHz antennerne optræder grænsen mellem sand- og grusaflejringen og den underliggende morænelersaflejring som en markant reflektor. Interne strukturer i sand- og grusaflejringerne træder tydeligst frem i radargrammet optaget med 200 MHz antenner.

Ground penetrating radar cross section



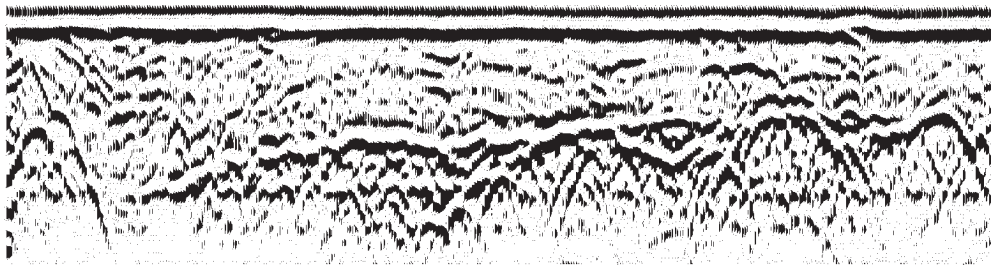
Figur 2.2. Georadarprofil fra VAP-mark ved Tylstrup. Radargrammet er optaget med pulseEKKO 100 systemet med 100 MHz antenner. Tovejstid er konverteret til dybde med en hastighed på 0,1 m/ns (Fra Lindhardt et al. (2001)).

Ground penetrating radar cross section

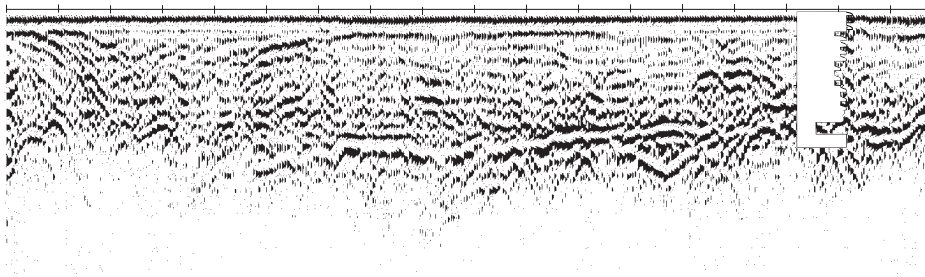


Figur 2.3. Georadarprofil fra VAP-mark ved St. Jyndeved. Radargrammet er optaget med pulseEKKO 100 systemet med 100 MHz antenner. Tovejstid er konverteret til dybde med en hastighed på 0,13 m/ns. Lithologisk information fra borerer langs profilet er afsat på radar-grammet. (Modificeret fra Lindhardt et al (2001)).

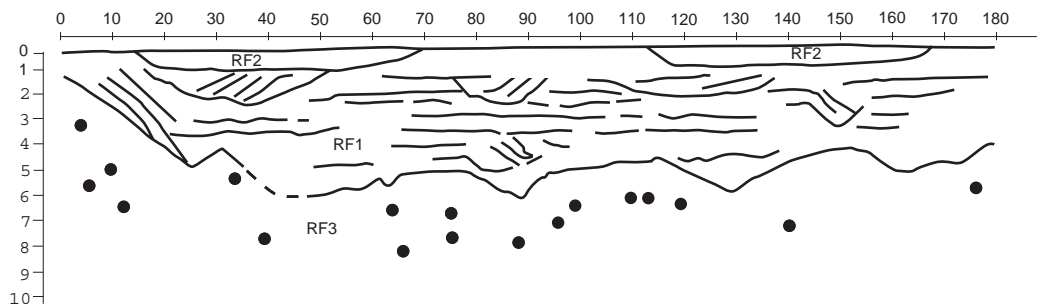
A



B



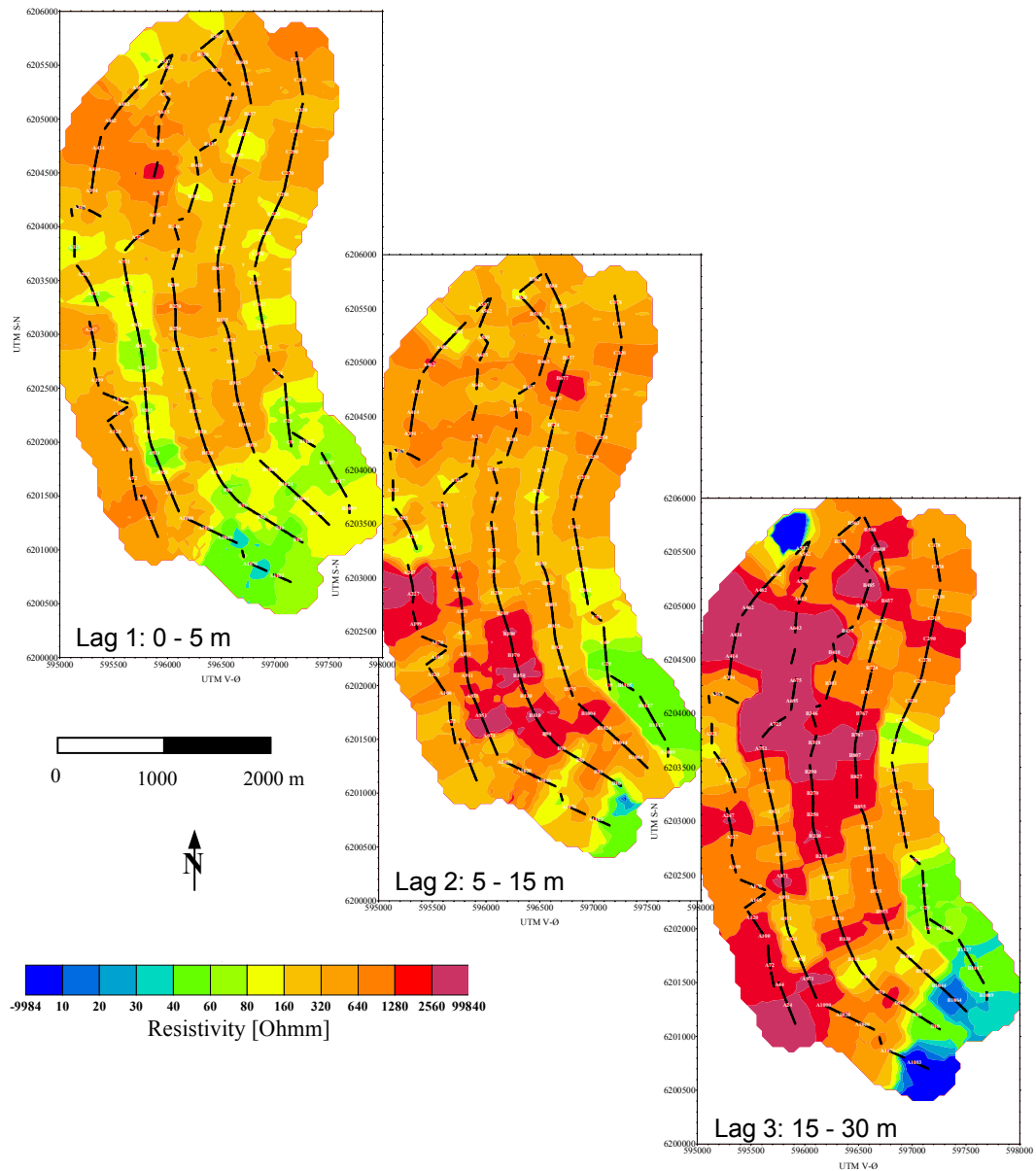
C



Figur 2.4. Georadarprofiler fra hedeslette ved Højby, Odsherred. Radargrammerne er optaget med pulseEKKO IV systemet med A) 100 MHz og B) 200 MHz antenner. C) Skitse med tolkning af radarfacies. Tovejstid er konverteret til dybde med en hastighed på 0,11 m/ns. (Fra Jakobsen & Overgaard (2001)).

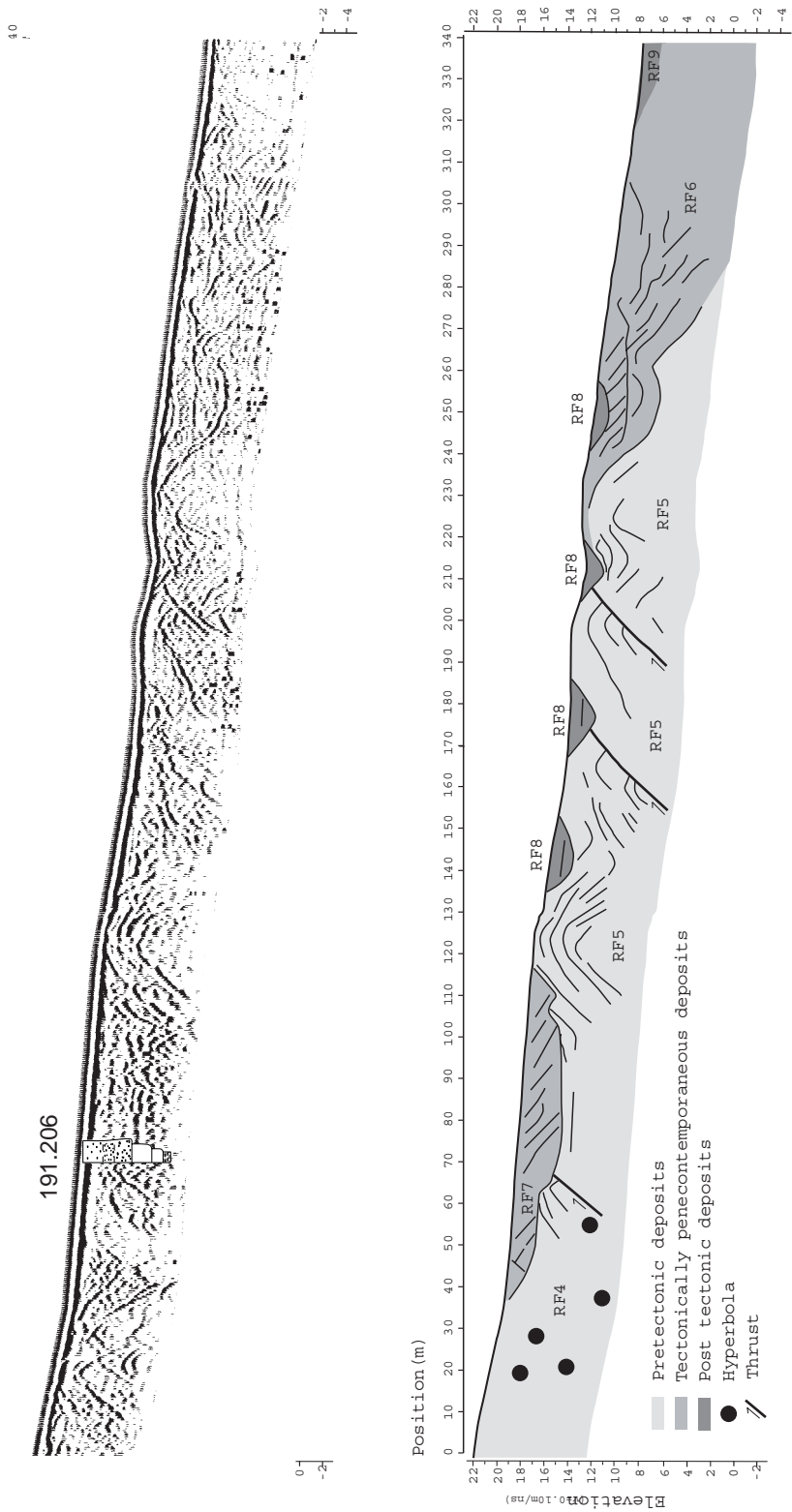
2.3 Randmoræne

I forbindelse med en kortlægning af det nordlige Samsøes grundvandsressourcer er der udført en slæbegeoelektrisk undersøgelse (Geofysisk afdeling 1999a). De slæbegeoelektriske profiler er placeret med en indbyrdes afstand på 300–500 m. Data har været gennem en fysisk tolkning, hvor der er anvendt sammenbundne 1D modeller med faste laggrænser, hvilket resulterer i 3 intervalresistiviteter. Disse intervalresistiviteter er kontureret og præsenteres som kort (Figur 2.5). Området er domineret af høje elektriske modstande, hvilket indikerer, at sand- og grusaflejringer dækker det meste af området.



Figur 2.5. Slæbegeoelektrisk kortlægning fra det nordlige Samsø. De slæbegeoelektriske data er tolket med sammenbundne 1D modeller med faste laggrænser og præsenteret som intervalresistivitetskort for dybderne 0–5 m, 5–15 m og 15–30 m. (Modificeret fra Geofysisk Afdeling (1999b)).

Umiddelbart efter en råstofundersøgelse ved Højby i Odsherred er der lavet et georadarprofil i kanten af den nærliggende randmoræne. Profilet er optaget med et Sensors & Software pulseEKKO™ IV system med 100 MHz antenner. Radargrammet (Figur 2.6) viser reflektorer, som indikerer at sedimenterne er svagt foldede og overskudte (Jacobsen & Overgaard 2001).

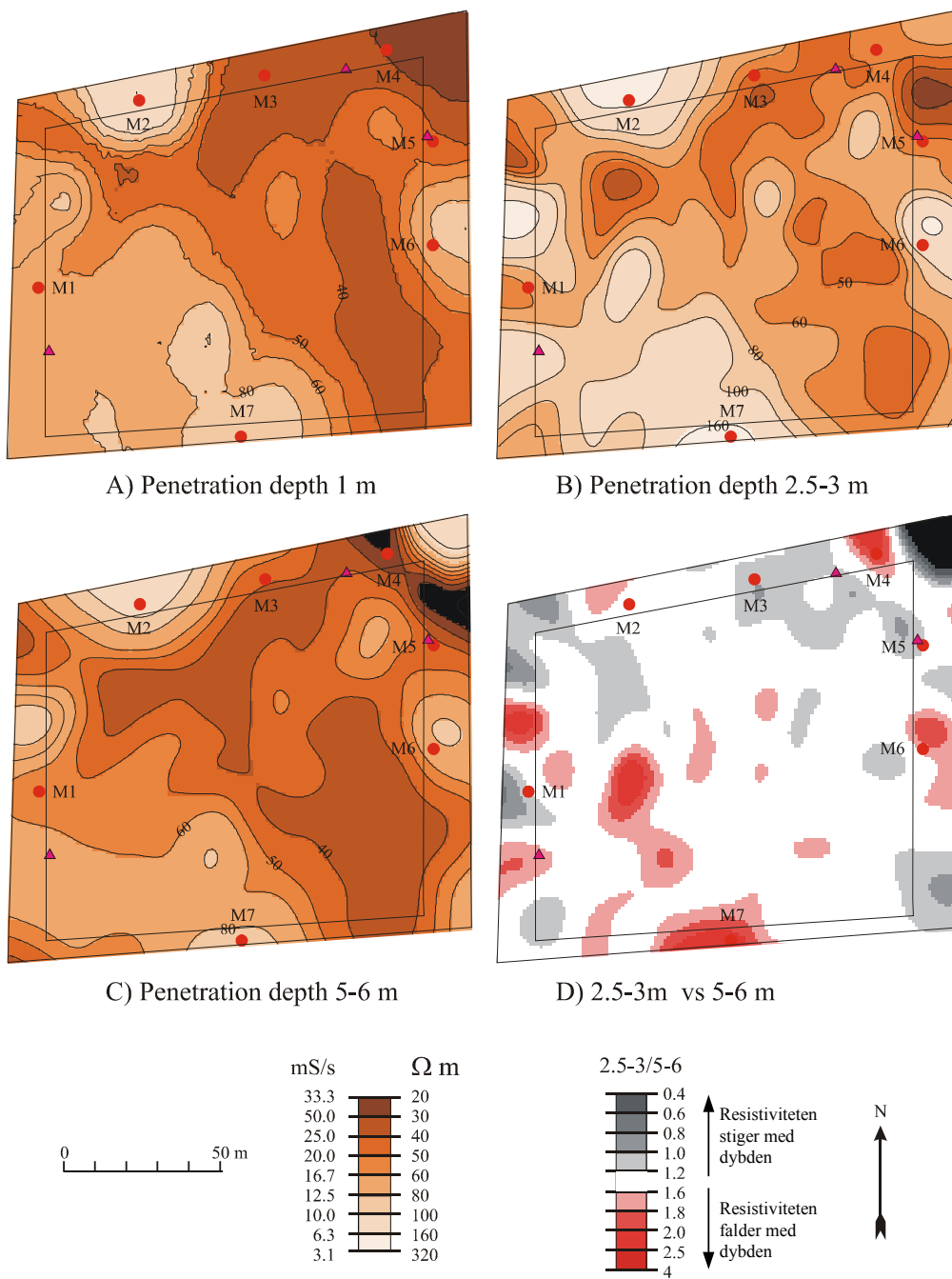


Figur 2.6. Georadarprofil fra kanten af randmørene ved Højby, Odsherred. Radargrammet er optaget med pulseEKKO IV systemet med 100 MHz antenner. Skitse med tolkning af radarfacies. Tovejstid er konverteret til dybde med en hastighed på 0,10 m/ns. (Fra Jakobsen & Overgaard (2001)).

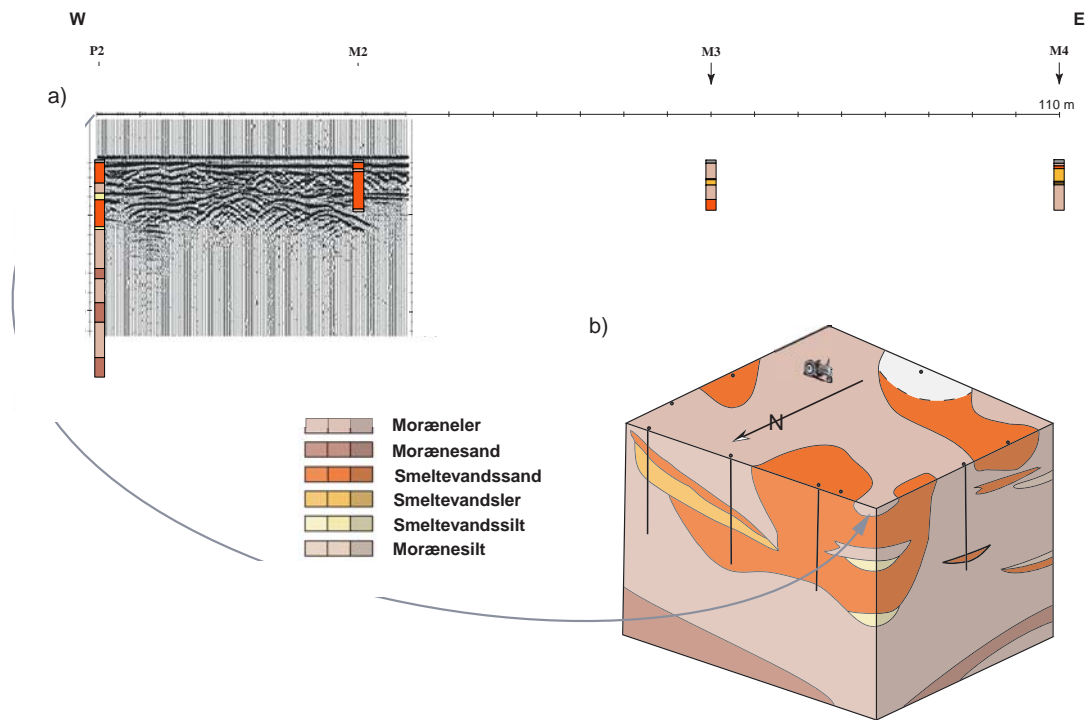
2.4 Bakkeø

På en bakkeø ved Estrup, Vejen, er udpeget en VAP-mark. I forbindelse med etableringen af forsøgsmarken er der udført geofysiske undersøgelser med georadar, Geonics EM38-systemet og et målesystem (Geofyzika CM-031), som svarer til Geonics EM31-systemet. Figur 2.7 viser målinger optaget med EM38-systemet samt CM-031-systemet i både vertikal og horisontal dipol-dipol orientering, som konturerede kort af tilsyneladende elektrisk modstand (1/ledningevne). Man kan ikke umiddelbart sammenligne modstandsværdierne fra de 3 kort, da instrumenterne ikke er kalibreret mod hinanden og der er ikke korrigeret for, at der er målt ved forskellig højde over jordoverfladen. Alle tilsyneladende resistivitetskort indikerer, at der er relativt store laterale variationer inden for forsøgsmarken.

Georadarundersøgelsen blev udført med Sensors & Software pulseEKKO™ 100 systemet med 100 MHz antenner. Et udsnit af et georadarprofil samt geologiske boreoplysninger langs den nordlige rand af forsøgsmarken er vist i Figur 2.8a. Med støtte fra de geofysiske undersøgelser er der ud fra boringer og udgravninger opstillet en 3D geologisk model af forsøgsmarken (Figur 2.8b) (Lindhardt et al. 2001). Modellen viser, at lagfølgen varierer meget. Marken består overvejende af morænelersaflejringer, dog findes der store linser med smeltevandsaflejringer, som primært er sandaflejringer.



Figur 2.7. EM38 og CM-031 (~ EM31) målinger fra VAP-mark ved Estrup, Vejen. A) EM38 målinger med vertikal dipol-dipol orientering. CM-031 målinger med B) horisontal og C) vertikal dipol-dipol orientering. D) Forholdet mellem CM-031 målinger i horisontal og vertikal dipol-dipol orientering, som er en indikation på om den tilsyneladende resistivitet stiger eller falder med dybden. Da målingerne ikke er korrigeret for, at de er udført i en højde på 1 m over terrænoverfladen, er det et forhold på ca. 1,5, som indikerer skiftet fra faldende til stigende resistivitet med dybden. (Fra Lindhardt et al. (2001)).

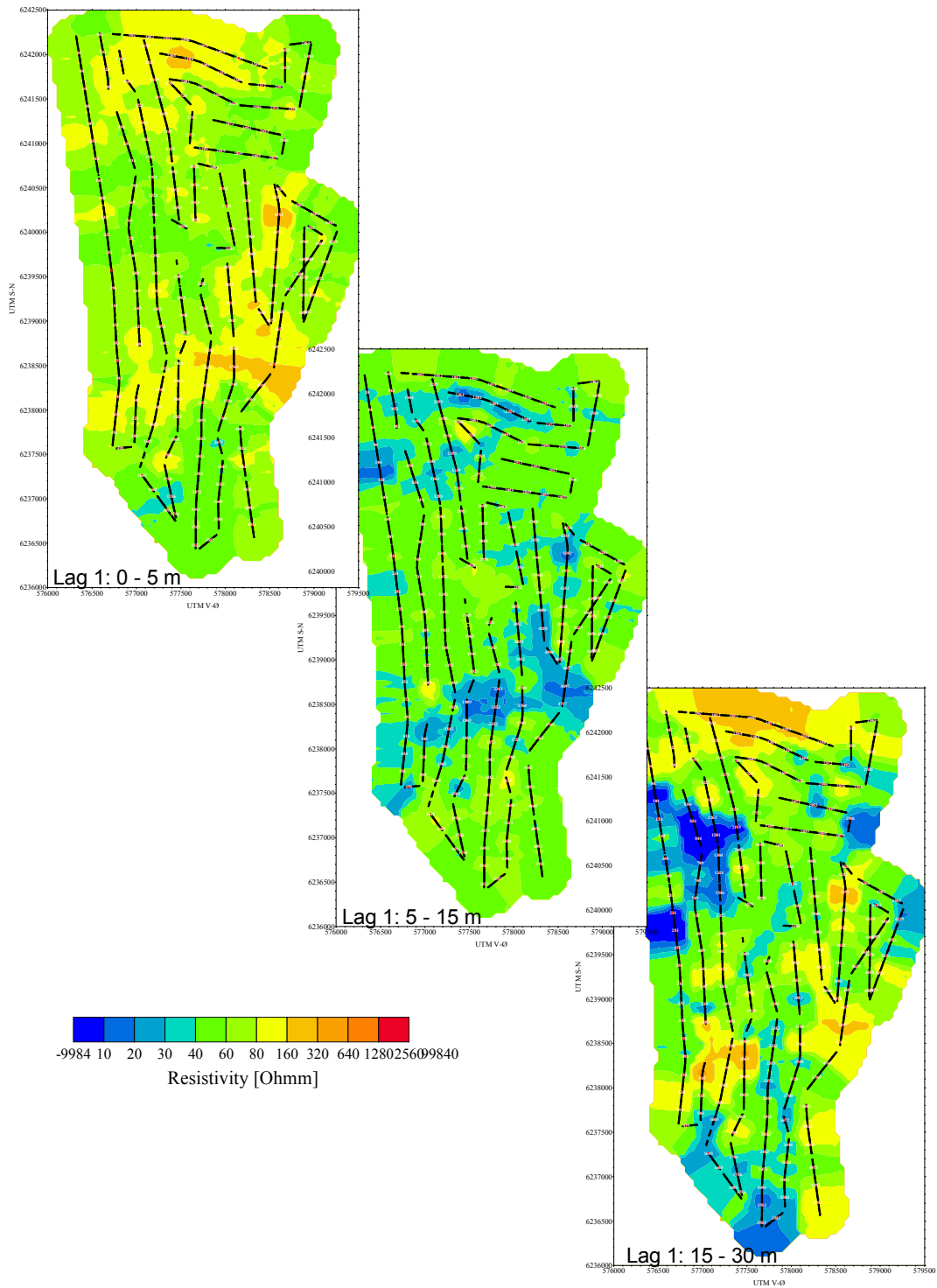


Figur 2.8. VAP-mark ved Estrup, Vejle. a) Udsnit af georadar profil langs nordlige kant af forsøgsmarken er sammenstillet med det nordlige boreprofil. Radargrammet er optaget med pulseEKKO 100 systemet med 100 MHz antenner. Tovejstid er konverteret til dybde med en hastighed på 0,09 m/ns. b) 3D geologisk model set fra nord og vest. Bemærk at georadarprofilet ses fra syd. (Modificeret fra Lindhardt et al (2001)).

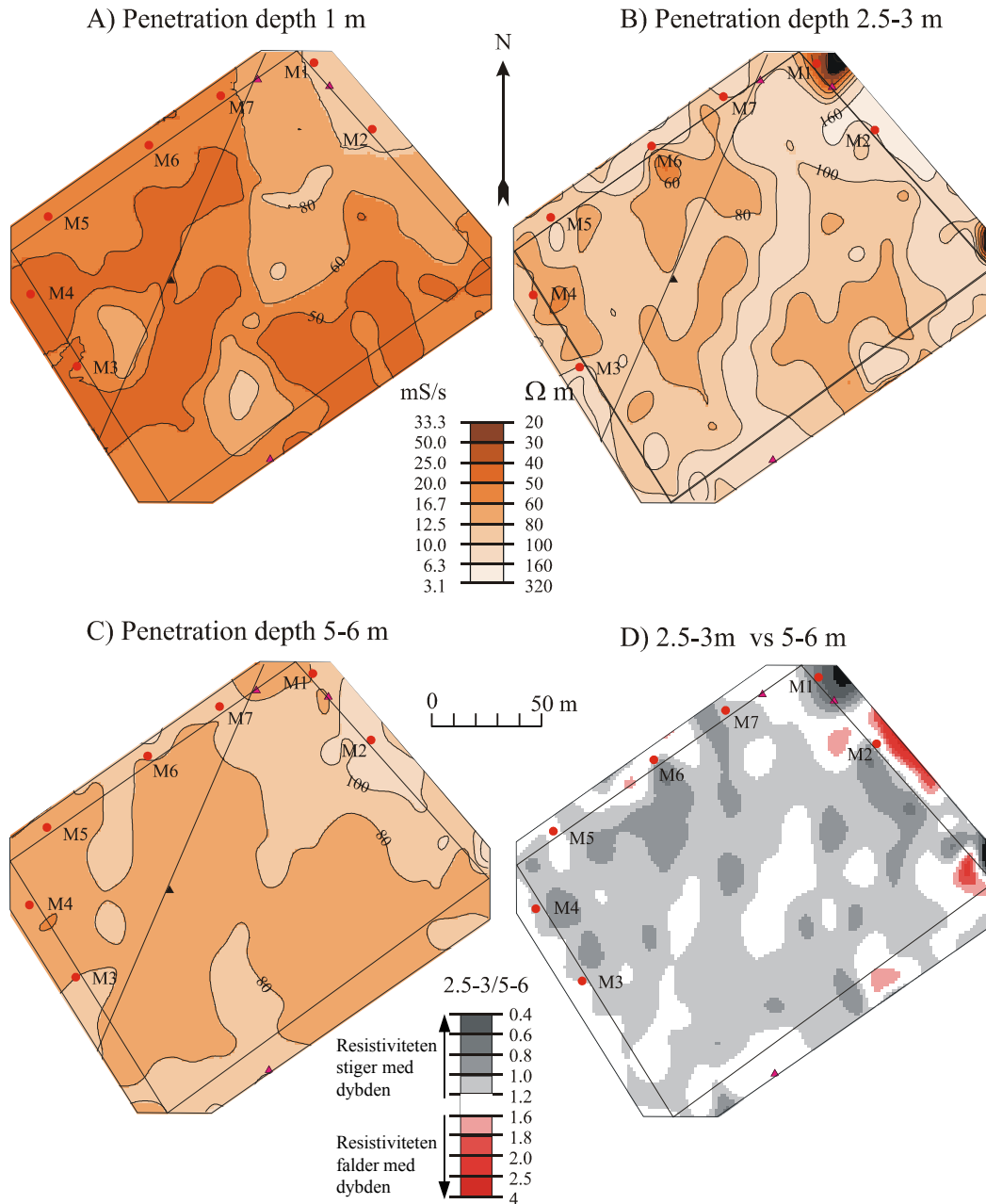
2.5 Moræneplateau

I forbindelse med Århus Amts sårbarhedskortlægning er der udført større fladedækkende slæbegeoelektriske undersøgelser. De slæbegeoelektriske profiler er lagt ud i området med en afstand på ca. 250 m. En delundersøgelse er lavet ved Lindå mellem Mejlby og Hornslet (Geofysisk afdeling 1999b). Data fra delundersøgelsen er behandlet på samme måde som de slæbegeoelektriske data fra Samsø i forrige afsnit. Figur 2.9 viser konturerede resistiviteter fra 3 dybdeintervaller. Intervalresistiviteterne i de øverste 5 m af jorden ligger overvejende under 60 Ω m, medens noget lavere intervalresistiviteter er til stede i interval 5–15 m under jordoverfladen. I det dybest liggende interval fra 15–30 m dybde findes der de fleste steder igen en højere intervalresistivitet. Boringer viser at området overvejende består af leraflejringer til dybder af mere end 30 m. Der findes sandaflejringer med tykkelser på mindre end 5 m i de fleste boringer. I et mindre område findes sandaflejringer af større mægtighed.

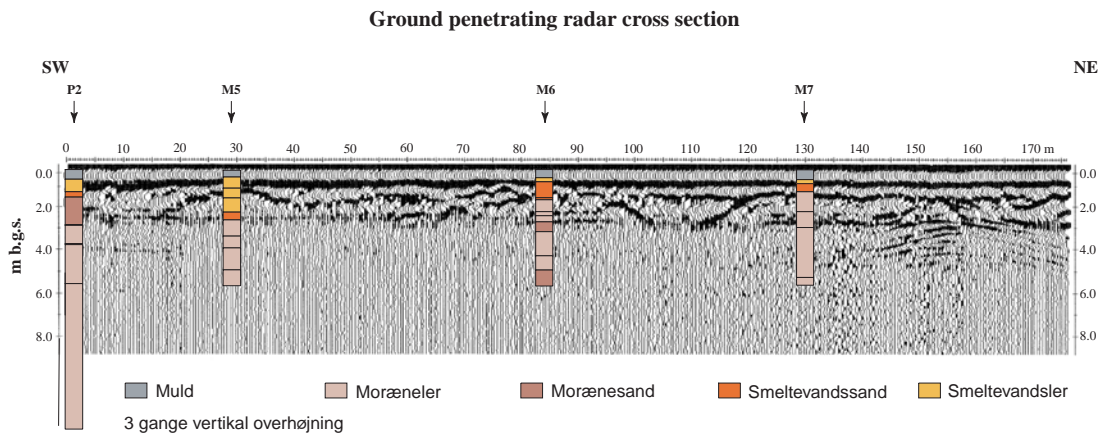
Ved Slæggerup øst for Roskilde ligger en VAP-mark på en lokalitet med morænelersdække. I forbindelse med etableringen af forsøgsmarken er der udført elektromagnetiske målinger med Geonics EM38-systemet og et målesystem (Geofyzika CM-031) svarende til Geonics EM31-systemet. Derudover er der foretaget en georadarundersøgelse, hvor man har brugt et Sensors & Software pulseEKKO™ 100 system med 100 MHz antenner. EM38 og CM-031 målingerne er præsenteret som konturerede kort af tilsyneladende resistivitet (Figur 2.10). Der er ikke foretaget en kalibrering af instrumenterne i forhold til hinanden og der er ikke korrigeret for instrumenthøjden, hvilket gør, at man ikke kan sammenligne tilsyneladende resistivitetsværdier kortene imellem. Figur 2.11 viser det nordligste georadarprofil, som er et eksempel på, at man kan finde dybden til leraflejringer, der er dækket af sandaflejringer. Boreoplysninger og observationer fra en udgravning støttet af de geofysiske undersøgelser har ledt til opstilling af en 3D model over forsøgsmarken (Figur 2.12) (Lindhardt et al. 2001).



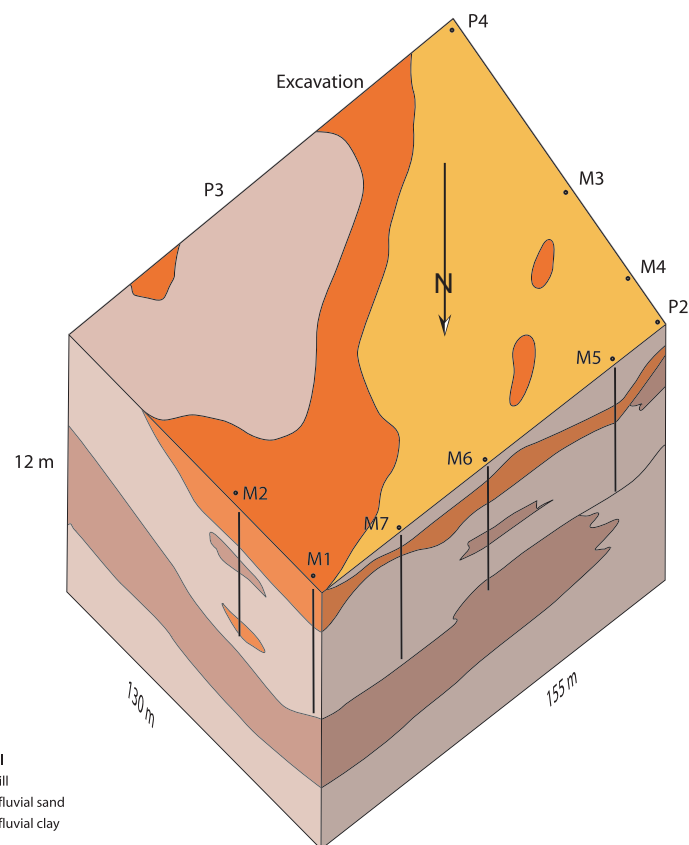
Figur 2.9. Slæbegeoelektrisk kortlægning fra Lindå mellem Mejlby og Hornslet. De slæbegeoelektriske data er tolket med sammenbundne 1D modeller med faste laggrænser og præsenteret som intervalresistivitetsskort for dybderne 0–5 m, 5–15 m og 15–30 m. (Modificeret fra Geofysisk Afdeling (1999a)).



Figur 2.10. EM38 og CM-031 (~ EM31) målinger fra VAP-mark ved Slæggerup. A) EM38 målinger med vertikal dipol-dipol orientering. CM-031 målinger med B) horisontal og C) vertikal dipol-dipol orientering. D) Forholdet mellem CM-031 målinger i horisontal og vertikal dipol-dipol orientering, som er en indikation på om resistiviteten stiger eller falder med dybden. Da målingerne ikke er korrigeret for, at de er udført i en højde på 1 m over terrænoverfladen, er det et forhold på ca. 1,5, som indikerer skiftet fra faldende til stigende resistivitet med dybden. (Fra Lindhardt et al. (2001)).



Figur 2.11. Georadarprofil fra den nordlige kant af VAP-mark ved Slæggerup. Radargrammet er optaget med pulseEKKO 100 systemet med 100 MHz antenner. Tovejstid er konverteret til dybde med en hastighed på 0,07 m/ns. Lithologisk information fra boringer langs profilet er afsat på radargrammet. (Modificeret fra Lindhardt et al (2001)).



Figur 2.12. 3D geologisk model af VAP-mark ved Slæggerup set fra nordøst og nordvest. Bemærk at georadarprofil i Figur 2.11 er set fra syd. (Fra Lindhardt et al. (2001)).

2.6 Litteraturliste

- Geofysisk Afdeling, 1999a: 8-kanals slæbegeoelektrisk kortlægning på Nordsamsø. Rapport 1999 06 001, Geofysisk Afdeling, Aarhus Universitet.
- Geofysisk Afdeling, 1999b: 8-kanals slæbegeoelektrisk kortlægning ved Lindå. Rapport 1999 05 001, Geofysisk Afdeling, Aarhus Universitet.
- Jakobsen, P. R. & Overgaard T., 2001: Georadar facies and Glaciotectonic structures in an ice marginal environment. *Quaternary Science Review*. Accepteret
- Lindhardt, B., Abildtrup, C., Olsen, P., Torp, S., Vosgerau, H., Iversen, B. V., Gravesen, P., Jørgensen, O., Plauborg, F. & Rasmussen, P., 2001: The Danish Pesticide Leaching Assessment Programme. Sites Characterization and Monitoring Design. Geological Survey of Denmark and Greenland, Ministry of Environment and Energy.

3 Integreret brug af geofysiske metoder

I dette kapitel diskuteres, hvordan geofysiske metoder kan integreres med hinanden, med andre ikke-geofysiske målemetoder og med eksisterende data. Kun de geofysiske metoder, der anses for velegnede til kortlægning af umættet zone, er inddraget i diskussionen. Denne diskussion skal langt fra betragtes som udtømmende. Der findes mange målemetoder og typer af eksisterende data, som ikke er medtaget her, som måske også kan understøttes eller suppleres af geofysiske målinger. KUPA projektet kan eventuelt kaste lys over flere anvendelser.

Geofysiske data kan supplere andre målemetoder og eksisterende data. Nogle tilfælde diskuteres i afsnittene *Geofysik – andre målemetoder* samt *Geofysik – eksisterende data*.

Det er også vigtigt at udnytte, at eksisterende viden kan støtte geofysiske metoder og at geofysiske metoder kan supplere hinanden. Det kan reducere flertydigheden i såvel den fysiske som den geologiske tolkning af geofysiske data. Tolkning af geofysiske data bl.a. ved hjælp af inversionsprocedurer fører ofte til, at en lang række fysiske modeller kan tilpasse data inden for datausikkerheden. For geoelektriske data skyldes denne flertydighed f.eks. højmodstandsækvivalens, hvor et relativt tyndt resistivt lag er indlejret mellem to konduktive lag. I dette tilfælde vil det nogen gange være muligt at bestemme resistansen, dvs. produktet af lagtykkelse og lagets elektriske modstand, men ikke lagtykkelse og -modstand uafhængigt. Hvis man i den fysiske tolkning kan anvende viden om lagfølgen fra anden side, såkaldt a priori viden, f.eks. i form af kendskab til laggrænser ud fra boringer, kan man evt. opløse ækvivalensen.

Dette er et eksempel på, at det er vigtigt at kunne inddrage eksisterende viden i den fysiske tolkning. Eksisterende viden er også vigtig for den geologiske tolkning af den endelige fysiske model, hvor f.eks. elektrisk modstand skal omsættes til geologiske aflejringer eller reflektorer på radargrammer skal korreleres med laggrænser og tolkes som sedimentære facies.

3.1 Geofysik – geofysik

Eksempler i litteraturen på integreret brug af geofysiske metoder til meget overfladenære undersøgelser eksisterer stort set ikke. Der er for tiden et projekt i gang om samtolkning af EM38 og EM31 data. Det vil jeg beskrive kort i det følgende. Derudover opridses nogle betragtninger om, hvordan elektromagnetiske (EM31, EM38) og geoelektriske (slæbegeoelektrik, MEP) data samt georadar data kan støtte og supplere hinanden.

EM31 og EM38

Ud fra målinger foretaget med EM31 eller EM38 kan man få information om resistivitetsvariationer med dybden, hvis målingerne gentages med instrumentet roteret 90°, så man optager data i to dipol-orienteringer. Ud fra to dataværdier pr. målepunkt er det muligt kvalitativt at vurdere, om den elektriske modstand er stigende eller faldende med dybden inden

for de øverste ca. 6 m af jorden, når man anvender EM31 systemet (se f.eks. Figur 2.7 eller 2.10). Hvis man kæder målinger fra både EM31 og EM38 systemerne sammen får man 4 relativt uafhængige dataværdier pr. målepunkt. Derved vil det være muligt at lave en kvantitativ vurdering af den elektriske modstand i op til to lag i de øverste ca. 6 m af jorden. De 4 dataværdier vil kunne tolkes med et 1D inversionsprogram, hvorved man vil kunne estimere den elektriske modstand i de øverste to lag og dybden til det andet lag. For at en kvantitativ tolkning giver mening, skal de to instrumenter være kalibreret mod hinanden.

EM31/EM38 eller slæbegeoelektrik og georadar

Kortlægning med EM31/EM38 eller slæbegeoelektrik kan følges op af georadarundersøgelser, hvor de øverste jordlag udgøres af elektrisk resistive områder (sand-, grus og kalkaflejringer). Dermed kan man få detaljeret information om disse områders aflejringer med hensyn til interne strukturer og undergrænse, hvor de underliggende lag er leraflejringer. Denne information kan også forbedre tolkningen af de geofysiske målinger i de tilstødende områder.

Slæbegeoelektrik/MEP og georadar

Geoelektriske data såsom slæbegeoelektriske eller MEP data kan normalt ikke give en særlig præcis information om skarpe laggrænser. Dette gælder i høj grad, når der anvendes 2D inversionsprogrammer i tolkningen af data. På lokaliteter, hvor der er sandaflejringer lige under terrænoverfladen, som dækker leraflejringer, vil georadardata give en nøjagtig dybde til overgrænsen af leraflejringerne. Denne laggrænse kan derefter benyttes som a priori viden i tolkningen af geoelektriske data, hvorved man kan få en model med bedre bestemte parametre.

Overfladegeofysiske metoder og geofysiske logs

Geofysiske logs kan inddrages i tolkningen af overfladegeofysiske data. Det kan enten gøres direkte ved at inkludere logs som a priori viden, når data tolkes ved brug af inversionsprocedurer, eller indirekte i en kvalitativ vurdering af den geofysiske models pålidelighed. Generelt vil det være log-information om placering af laggrænser, der benyttes som a priori viden.

Hvor loggingmetoden responderer på de samme (uforstyrrede) petrofysiske egenskaber som den anvendte overfladegeofysiske metode, kan loggens absolutværdier evt. også anvendes som a priori viden. Et eksempel på dette vil være, at resistivitetsmålinger foretaget med Ellog metoden (Sørensen 1989a, 1989b) eller i forbindelse med CPT (cone penetration testing) boring, kan anvendes i forbindelse med tolkning af slæbegeoelektriske, MEP eller andre geoelektriske data. Når logs sammenlignes med overfladegeofysiske metoder, er det vigtigt, at man husker, at logs strukturopløsning er meget højere end den strukturopløsning, der generelt opnås med overfladegeofysiske metoder.

3.2 Geofysik – andre målemetoder

Der findes nogle eksempler i litteraturen på, hvorledes andre målemetoder suppleres af geofysiske målinger/modeller. Enkelte omtales herunder.

Faciesanalyser foretaget i udgravninger eller grusgrave suppleret med georadarundersøgelser

Forskellige sedimentære facies giver mere eller mindre karakteristiske refleksionsmønstre i radargrammerne, hvorved det er muligt at inddеле radargrammerne i radarfacies. Figur 2.4 og 2.6 er to eksempler fra Jakobsen & Overgaard (2001), der viser hvorledes radargrammer kan inddeles i radarfacies. Disse kan korreleres med sedimentære facies i sandaflejringer (se f.eks. Beres et al. 1999, van Overmeeren 1998).

Vandindhold i umættet zone i sandaflejringer bestemt ud fra georadar målinger

En hollandsk undersøgelse (van Overmeeren et al 1997) har vist, at man ved hjælp af georadar CMP (common mid point) målinger, der benyttes til at finde dybdevariationer i radarbølgens udbredelseshastighed, kan bestemme vandindholdet i jorden. Det kan lade sig gøre i sandaflejringer, hvor det stort set kun er vandindholdet, der kontrollerer dielektricitets-tallet og dermed radarbølgens udbredelseshastighed.

Infiltrationsforsøg i umættet zone monitoreret med TDR (time domain reflectometry) og geoelektriske profilmålinger

I en tysk undersøgelse af en meget heterogen umættet zone er et traditionelt infiltrationsforsøg med TDR målinger blevet suppleret med geoelektrisk multielektrodeprofilering, MEP (af Hagrey & Michaelsen 1999). MEP målingerne er gentaget før, under og efter vandingsperioden. Da den elektriske modstand i jorden falder, når vandindholdet øges, har det været muligt langs et profil at kortlægge, hvor vandindholdet er øget under og efter vandingsperioden.

Sprækkeopmålinger suppleret af azimutal resistivetsmålinger

Flere udenlandske undersøgelser rapporterer, at man kan finde orienteringen af sæt af vertikale sprækker i grundfjeldsområder (se f.eks. Skjernaa & Jørgensen 1994), områder med kalkaflejringer (Ritzi & Andolsek 1992) eller moræneler (Taylor & Fleming 1988). Der må tages forbehold over for metodens anvendelighed, da man kun kan opnå brugbare resultater, hvor de geologiske aflejringer er homogene og afsat i horisontalt liggende lag, hvoraf det kun er et lag, der må være opsprækket (se f.eks. Watson & Barker 1999).

3.3 Geofysik – eksisterende data

Diskussionen i dette afsnit begrænses til at omhandle, hvorledes geofysiske data kan supplere geologiske og hydrologiske data i form af lithologiske beskrivelser fra borer og pejledata fra f.eks. Jupiter (GEUS' boringsdatabase for vandindvindings-, råstof-, miljø- og geotekniske borer) samt GEUS' jordartskort.

Opstilling af geologiske modeller

Geofysiske data kan inddrages, når geologiske modeller opstilles på baggrund af boringsdata og evt. daglokaliteter (se f.eks. Miljøstyrelsen 2000, appendiks a; Hansen & Gravesen 1996). Geofysiske data vil efter en geologisk tolkning kunne bidrage med information om f.eks. laggrænser og hovedjordartstyper (ler, sand etc.), hvilket kan støtte korrelationen af lag mellem borerne. Figur 2.8b og 2.12 er eksempler på 3D geologiske modeller, der er genereret på baggrund af boringsdata, udgravninger og geofysiske data.

Dybden til grundvandsspejl

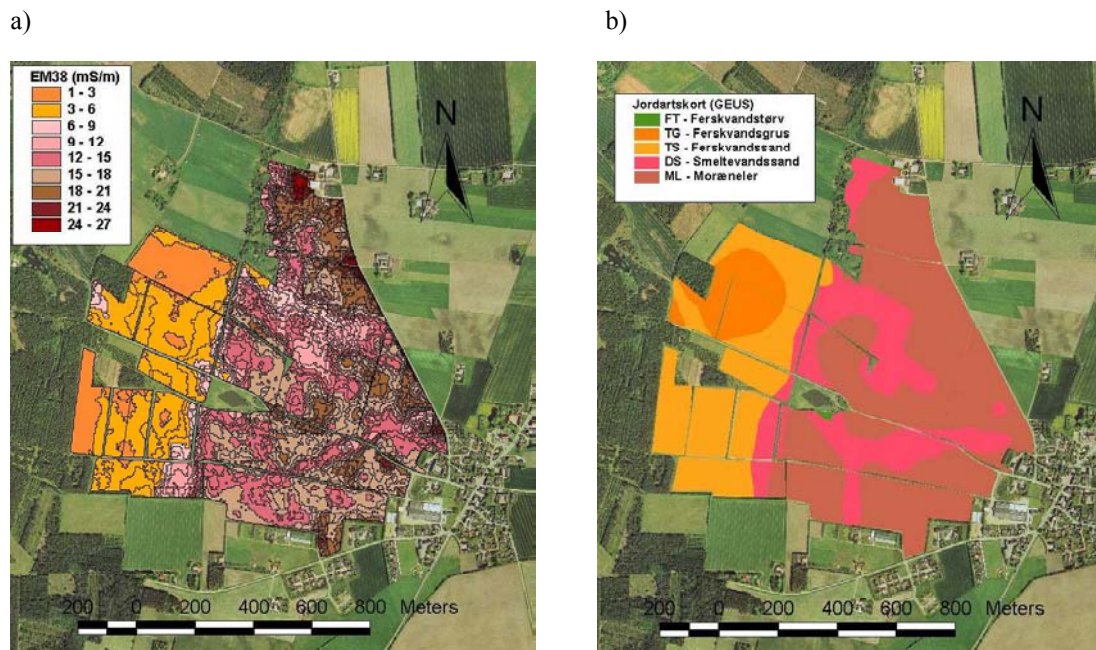
Pejledata kan suppleres af geofysiske målinger. I områder med sand- og grusaflejringer samt andre resistive aflejringer, kan georadar give information om grundvandsspejlet. I mange tilfælde vil grundvandsspejlet optræde på radargrammer som en markant reflektor (se f.eks. van Overmeeren 1994). Det kan dog være vanskeligt at adskille grundvandsspejlsreflektoren fra andre reflektorer, hvor der hovedsagelig er tale om vandrette lag. Refraktionsseismik kan også give information om dybden til grundvandsspejlet, da en vandmættet aflejring har en markant højere seismisk hastighed end den umættede del af aflejring (se f.eks. Klitten 1987).

Detaljerede jordartskort ved hjælp af EM38

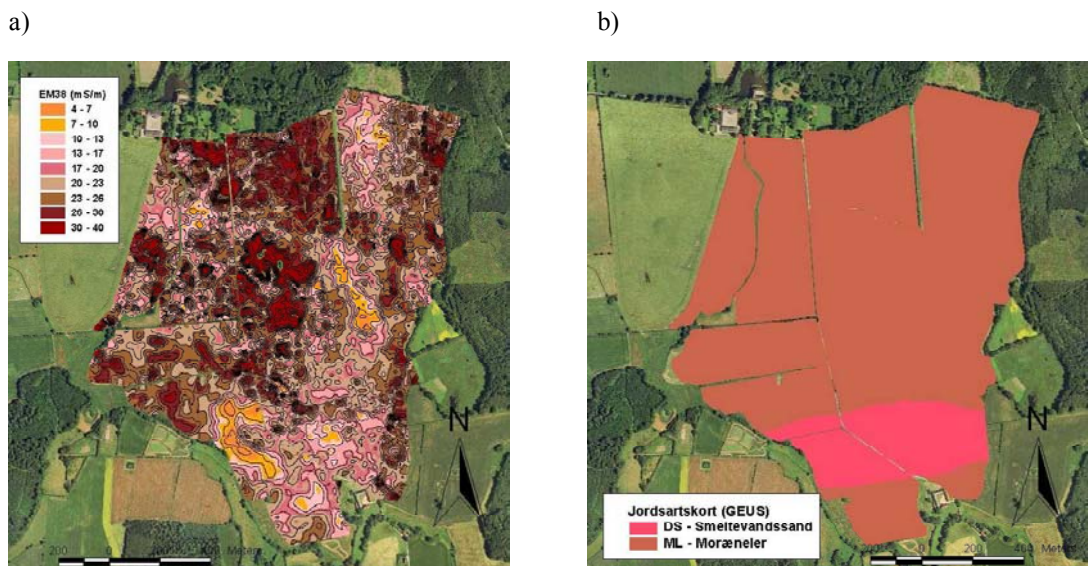
EM38 systemet måler et vægtet gennemsnit af jordlagenes elektriske modstand (ledningsevne) i de øverste ca. 1,5 m af jorden. Under danske forhold har det vist sig, at det specielt er jordens lerindhold, som har betydning for den målte elektriske ledningsevne. Mellem 60 og 80% af variationen i måletallet kunne forklares med jordens rumlige variation i lerindholdet (Nehmdahl 2000). Figur 3.1 viser resultatet af en EM38 undersøgelse ved Sahl, Bjergeringbro, hvor der ses god overensstemmelse mellem GEUS jordartskort og elektrisk ledningsevnefordeling. En EM38 undersøgelse, som er udført i et område med dødislandskab ved Egeskov på Fyn, viser, at den elektriske ledningsevne er meget kompleks (Figur 3.2).

3.4 Litteraturliste

- al Hagrey, S. A. & Michaelsen, J., 1999: Resistivity and percolation study of preferential flow in vadose zone at Bokhorst, Germany. *Geophysics* **64**, 746–753.
- Beres, M., Huggenberger, P., Green, A. & Horstmeyer, H., 1999: Using two- and three-dimensional georadar to characterize glaciofluvial architecture. *Sedimentary Geology* **129**, 1–24.
- Hansen, M. & Gravesen, P., 1996: Geological modelling. I Abbott, M.B & Refgaard, J.C. (eds.): *Distributed hydrological modelling*, 193–214. Kluwer Academic Publishers.
- Jakobsen, P. R. & Overgaard T., 2001: Georadar facies and Glaciotectonic structures in an ice marginal environment. *Quaternary Science Review*. Accepteret.
- Klitten, K., 1987: Refraktionsseismik. I: *Geofysik og råstofkortlægning*. Råstofkontorets kortlægningsserie **5**, 135–163. Skov- og Naturstyrelsen.



Figur 3.1. a) Kontureret kort af tilsyneladende elektrisk ledningsevne (mS/m) af målinger foretaget med EM38 systemet ved Sahl, Bjerringbro. b) GEUS' Digitale Jordartskort original målestok 1:25 000.



Figur 3.2. a) Kontureret kort af tilsyneladende elektrisk ledningsevne (mS/m) af målinger foretaget med EM38 systemet ved Egeskov, Fyn. b) GEUS' Digitale Jordartskort original målestok 1:25 000.

- Miljøstyrelsen, 2000: Zonering – detailkortlægning af arealer til beskyttelse af grundvandsressourcen. Vejledning fra Miljøstyrelsen **3**, Miljøstyrelsen.
- Nehmdahl, H., 2000: Kortlægning af jordbundsvariationen. Geoelektriske målinger med EM38. *Geologisk Nyt* **2**, 18–19.
- Ritzi, R.W., Jr. & Andolsek, R.H., 1992: Relation between anisotropic transmissivity and azimuthal resistivity surveys in shallow, fractured, carbonate flow systems. *Ground Water* **30**(5), 774–780.
- Skjernaa, L. & Jørgensen, N.O., 1994: Evaluation of local fracture systems by azimuthal resistivity surveys: examples from south Norway. *Applied Hydrogeology* **2**, 19–25.
- Sørensen, K. I., 1989a: Ellog boring. Miljøministeriet, Skov- og Naturstyrelsen, Kortlægningsserien 8, 88 pp.
- Sørensen, K., 1989b: A method for measurement of the electrical formation resistivity while auger drilling. *First Break* **7**(10), 403–407.
- Taylor, R.W. & Fleming, A.H., 1988: Characterizing jointed systems by azimuthal resistivity surveys. *Ground Water* **26**(4), 464–474.
- van Overmeeren, R. A., 1994: Georadar for hydrogeology. *First Break* **12**(8), 401–408.
- van Overmeeren, R. A., 1998: Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. *Journal of Applied Geophysics* **40** 1–18.
- van Overmeeren, R.A., Sariowan, S.V. & Gehrels, J.C., 1997: Ground penetrating radar for determining volumetric soil water content; results of comparative measurements at two test sites. *Journal of Hydrology* **197**, 316–338.
- Watson, K.A. & Barker, R.D., 1999: Differentiating anisotropy and lateral effects using azimuthal resistivity offset Wenner soundings. *Geophysics* **64**(3), 739–745.

4 Beskrivelse af geofysiske metoder

Dette kapitel indeholder beskrivelser af alle geofysiske metoder eller instrumentsystemer, der har nogen udbredelse i Danmark. Derudover er metoder og instrumentsystemer, der kun benyttes i udlandet, medtaget, hvis de kan eller har et potentiale for at kunne anvendes til kortlægning af den umættede zone.

Kapitlet er traditionelt opdelt i geoelektriske metoder, induceret polarisationsmetoden, elektromagnetiske metoder, georadarmetoden, reflektionsseismik, refraktionsseismik, gravimetri og magnetik. Afsnittene om geoelektriske og elektromagnetiske metoder er yderligere opdelt i afsnit for specifikke instrumentsystemer eller metoder.

Beskrivelserne af de specifikke instrumentsystemer og metoder indledes med hvilke anvendelsesmuligheder, der er i umættet zone. Derudover er beskrivelserne inddelt i punkterne: andre betegnelser, første anvendelse og udbredelse, generel anvendelse, metodebeskrivelse, indtrængningsdybde, vertikal og lateral strukturopløsning, undersøgelsesdesign og feltprocedurer, dagsproduktion, databehandling og præsentation, fordele, ulemper samt litteraturliste.

Beskrivelsen af metoder, som anvendes i Danmark, og som ikke er velegnede til kortlægning i eller af den umættede zone, er reduceret til kun at indeholde en beskrivelse af, hvilke principper metoderne baserer sig på, deres udbredelse og generelle anvendelse samt en begrundelse for, hvorfor de ikke er velegnede til kortlægning i eller af den umættede zone.

4.1 Geoelektriske metoder

Geoelektriske metoder har været anvendt siden 1950'erne i hydrogeologisk og almen geologisk kortlægning samt råstofeftersforskning. De geoelektriske metoder har undergået en meget betydelig udvikling siden midten af 1980'erne, hvor man begyndte at lade computere styre dataindsamlingen. Linieprofilering (Wennerprofilering med én eller to elektrodeafstande) og punktprofilering (Schlumbergersonering), benyttes nu stort set ikke længere, da de er afløst af slæbegeoelektrik og multi-elektrode-profilering (MEP). Disse to "gamle" metoder medtages ikke i dette kapitel, men der henvises til beskrivelser i zoneringsvejledningen (Miljøstyrelsen 2000) og Christensen (1987).

Princippet i en geoelektrisk måling er, at 4 elektroder placeres på linie i jordoverfladen. Derefter sendes en strøm gennem jorden via de yderste elektroder og potentialforskellen måles mellem de to inderste elektroder. Potentialet afhænger af den påtrykte strømstyrke, elektrodeafstande og den elektriske modstand i det jordvolumen, strømmen udbreder sig gennem. Ud fra den udsendte strømstyrke, elektrodeafstande og den målte potentialforskel, beregnes den tilsyneladende specifikke modstand. Mere uddybende beskrivelser af elektriske metoder findes f.eks. i Christensen (1987), Sharma (1997) og Ward (1990).

Beskrivelsen af de geoelektriske metoder er opdelt i instrumentsystemer. Nogle systemer (slæbegeoelektrik og CORIM) benytter faste elektrodekonfigurationer, mens man med andre systemer (MEP og OhmMapper) frit kan vælge elektrodekonfigurationer eller elektrodeafstande. To af instrumentsystemerne (OhmMapper og CORIM) anvender kapacitive elektroder (antenner), hvorved der sendes en strøm ud i jorden. Disse metoder er egentlig elektromagnetiske, men medtages her, da data under de passende omstændigheder er sammenlignelige med galvaniske data og kan tolkes med traditionelle geoelektriske tolkningsprogrammer.

Det sidste led i databehandlingen af geofysiske data er som regel en fysisk tolkning af data ved hjælp af computerprogrammer, de såkaldte inversionsprogrammer. Et sådant program finder ud fra forskellige principper den fysiske model, som tilpasser data bedst. Den fysiske model kan være én-, to- eller tredimensional, alt afhængig af om data er indsamlet som enkeltstående sonderinger, langs profiler eller med fladedækning. For at opnå overkommelige regnetider kan modeldimensionen reduceres, således at profilorienterede data tolkes med 1D modeller eller fladedækkende målinger tolkes med 2D modeller.

Siden 1970'erne har geoelektriske data været tolket med 1D modeller, hvor resistiviteten og tykkelsen af de enkelte lag estimeres samtidig med at parametrene usikkerhed bestemmes. Auken et al. (2000) benytter denne velkendte teknik med at tilpasse sonderinger med 1D modeller på profilorienterede data, medens der samtidig stilles krav om, at nabo-modeller ikke må afvige for meget fra hinanden.

De fleste 2D tolkningsteknikker benytter en parameterisering, hvor modellen opdeles i mange små celler, der hver får estimeret en resistivitetsværdi. Da der findes mange modeller, som tilpasser data, skal den resulterende model f.eks. have den blødeste resistivi

tetsstruktur eller tilpasse en anden form for a priori viden (se f.eks. Oldenburg and Li 1994). Da 2D inversion af meget lange profiler er tidskrævende, kan der benyttes approksimative inversionsprocedurer (se f.eks. Loke & Barker 1995, Loke & Barker 1996, Møller et al. 2001).

Litteraturliste

Dansk litteratur:

Christensen, N.B., 1987: Den geoelektriske resistivitetmetode. I: Geofysik og råstofkortlægning. Råstofkontorets kortlægningsserie **5**, 25–72. Skov- og Naturstyrelsen.

GeofysikSamarbejdet, 2000: Geofysik – grundvandskortlægning. Kursusnoter, Sandbjerg, 111 pp. GeofysikSamarbejdet, Geofysisk Afdeling, Geologisk Institut, Aarhus Universitet. Kursusnoterne kan hentes ned fra www.geofysiksamarbejdet.au.dk.

Miljøstyrelsen, 2000: Zonering – detailkortlægning af arealer til beskyttelse af grundvandsressourcen. Vejledning fra Miljøstyrelsen **3**, Miljøstyrelsen.

International litteratur:

Auken, E., Thomsen, P. & Sørensen, K., 2000: Lateral constrained inversion (LCI) of profile oriented data – the resistivity case. I: Proceedings, 6th meeting, Environmental and engineering geophysics, EL06. Environmental and Engineering Geophysical Society, European Section,

Loke, M.H. & Barker, R.D., 1995: Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics* **60**(6), 1682–1690.

Loke, M.H. & Barker, R.D., 1995: Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting* **44**, 131–152.

Møller, I., Jacobsen, B.H. & Christensen, N.B., 2001: Rapid inversion of 2-D geoelectrical data by multichannel deconvolution. *Geophysics* **66**(3). In press.

Oldenburg, D.W. & Li, Y., 1994: Inversion of induced polarization data. *Geophysics* **59**(9), 1327–1341.

Sharma, P.V., 1997: Environmental and engineering geophysics. Cambridge University Press.

Ward, S.H., 1990: Resistivity and induced polarization methods. I: Ward, S.H., (ed.). *Geotechnical and Environmental Geophysics* **1**, Investigations in Geophysics **5**, 147–189. Society of Exploration Geophysicists.

4.1.1 Slæbegeoelektrik

Anvendelighed i umættet zone

Metoden kan anvendes til kortlægning af den umættede zones laterale og vertikale elektriske modstandsforhold i indtil ca. 20 meters dybde.

Andre betegnelser på dansk eller engelsk

PACES (Pulled Array Continuous Electrical Sounding).

Første anvendelse og udbredelse

Metoden er anvendt siden 1988 i Danmark. Slæbegeoelektrikmetoden anvendes meget. Metoden er udviklet ved Aarhus Universitet og benyttes endnu stort set kun i Danmark. Udstyret sælges ikke, men kan leases hos visse firmaer. Slæbegeoelektrikundersøgelser udbydes af flere rådgivere.

Generelle anvendelsesområder

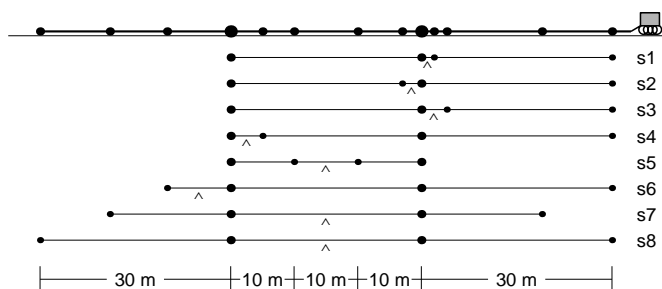
Metoden anvendes inden for råstofkortlægning til afgrænsning af sand- og gruslag eller lerlag og inden for ingeniørgeologi til kortlægning af blødbundsområder, overfladenært plastisk ler og lignende i forbindelse med linieføring af veje, jernbaner eller større røranlæg. Desuden anvendes metoden til affaldsdepotundersøgelser og i vid udstrækning til kortlægning af grundvandsmagasiners sårbarhed.

Metodebeskrivelse

Den slæbegeoelektriske metode kombinerer geoelektrisk sondering med profilering, således at man måler, hvorledes jordens resistivitet varierer både lateralt og med dybden ned til ca. 15 meter.

Måleproceduren for den slæbegeoelektriske metode består i, at en række elektroder slæbes hen over jorden af et lille trækkøretøj (Figur 4.1). Der sendes uafbrudt en strøm gennem et elektrodepar, medens potentialet måles over en række elektrodepar samtidigt. Der er typisk efter filtrering ca. 1 meter mellem datapunkterne.

Der anvendes normalt et "slæb", hvor afstanden mellem strømelektroderne er 30 m, og hvor 8 potentialelektrodepar er fordelt således, at der er elektrodeafstande mellem 2 m og 30 m. Elektrodekonfigurationerne med de korte elektrodeafstande er pol-pol agtige konfigurationer, medens de med længere elektrodeafstande er Wenner eller Wenner-lignende konfigurationer (Figur 4.1). Indtil 1998 blev der benyttet et "slæb" med 3 elektrodekonfigurationer.



Figur 4.1. Foto (til venstre) af det slæbegeoelektrisk system anvendt i feltet. I forgrunden ses en af elektroderne og det kabel, elektroderne er påmonteret. Øverst på fotoet ses det lille bæltekøretøj, som trækker elektrokablet og transporterer instrumentel. (Fra GeofysikSamarbejdet (2000)). Skitse (til højre) af slæbegeoelektriske elektrodekonfigurationer. Linierne s1, ..., s8 viser elektrodekonfigurationerne hver for sig. Linierne s1, .. s4, s6 er pol-pol-agtige opstillinger, s5 og s8 er Wenner opstillinger og s7 er en symmetrisk opstilling. (Fra Møller et al. (2001)).

Indtrængningsdybde

Indtrængningsdybden er ca. 15 m. Den afhænger i nogen grad af resistivetsstrukturen.

Vertikal og lateral strukturopløsning

Den laterale og vertikale strukturopløsning afhænger dels af elektrodekonfigurationerne og dels af jordens resistivetsstrukturer og disses resistivetskonstraster. Der er foretaget en systematisk undersøgelse af den vertikale strukturopløsning for 1-dimensionale modeller (Christensen & Sørensen 2001). Systematiske studier af den laterale strukturopløsning findes ikke. Enkelte 2-dimensionale modelleringsstudier viser, at strukturopløsningen aftager hurtigt med dybden (se f.eks. Dahlin & Loke 1998).

For den vertikale strukturopløsning findes en generel tommelfingerregel om, at det ikke er muligt at bestemme hverken et lags modstand eller tykkelse, med mindre det er mindst lige så tykt som de overliggende lag tilsammen.

For den laterale strukturopløsning gælder almene principper om, at det ikke er muligt at opløse strukturer, som er mindre end afstanden mellem målepunkterne.

Undersøgelingsdesign og feltprocedurer

Data indsamles langs profiler. Afstanden mellem profillinierne afhænger dels af de laterale resistivetsvariationer dels af opgavens detaljeringsgrad.

Profillinierne position fastlægges ved, at fikspunkter langs linierne stedbepstmmes vha. GPS. Mellem fikspunkterne bestemmes afstanden mellem målepunkterne vha. af et odometer.

Dagsproduktion

Der kan indsamles 7–15 km linieprofil. Produktiviteten afhænger af fremkommeligheden i terrænet og profillinierne længde. Det er mest produktivt at måle lange profiler, da det tager tid at vende systemet. Feltarbejdet udføres af to personer.

Databehandling og præsentation

Inden en fysisk tolkning udsættes data ofte for yderligere processering. Denne vil typisk medføre, at data midles og samles i sonderinger med en indbyrdes afstand på 10 meter. Derefter tolkes hver sondering med en 1-dimensional jordmodel, hvis modelparametre er koblet til nabomodellernes modelparametre.

Hvor man ønsker at opnå bedst mulig lateral strukturopløsning, bør en yderligere midling af data undgås, og der bør foretages en 2-dimensional fysisk tolkning (2D inversion) af data.

Resultatet af en fysisk tolkning (inversion) af de målte data præsenteres som resistiviteitsprofiler eller som konturerede isoresistiviteitskort af intervalresistiviteits for givne dybdeintervaller.

Fordele

Metoden er hurtig. Den kontinuerlige dataindsamling sikrer en stor datatæthed og en god datakvalitet. Der samles data ind i flere elektrodeafstande, så data indeholder information om variationer med dybden.

Ulemper

Metoden kan ikke anvendes, når det er meget tørt eller når jorden er frosset, da det ikke er muligt at skabe galvanisk kontakt til jorden. Metoden er rettet mod kortlægning i det åbne land. Der optræder høj- og lavmodstandsækvivalens samt lagundertrykkelse ved inversion af data.

Litteraturliste

Dansk litteratur:

GeofysikSamarbejdet, 2000: Geofysik – grundvandskortlægning. Kursusnoter, Sandbjerg, 111 pp. GeofysikSamarbejdet, Geofysisk Afdeling, Geologisk Institut, Aarhus Universitet. Kursusnoterne kan hentes ned fra www.geofysiksamarbejdet.au.dk.

Sørensen, K.I. & Pedersen, F.F., 1991: Den slæbegeoelektriske metode. Råstofkontorets kortlægningsserie **9**, Skov- og Naturstyrelsen.

Sørensen, K., Søndergaard, V. & Thomsen, 1995: Overvågning af grundvandressourcen baseret på nye geofysiske målemetoder. Projekt om jord og grundvand fra Miljøstyrelsen **11**. Miljøstyrelsen.

International litteratur:

Christensen N.B. & Sørensen, K.I., 2001: Pulled array continuous electrical sounding with an additional inductive source. An experimental design study. *Geophysical Prospecting* **49**, 241–254.

Dahlin, T. & Loke, M.H., 1998: Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics* **38**, 237–249.

Møller, I., Jacobsen, B.H. & Christensen, N.B., 2001: Rapid inversion of 2-D geoelectrical data by multichannel deconvolution. *Geophysics* **66**(3). In press.

Sørensen, K.I., 1996: Pulled array continuous electrical profiling. *First Break* **14**, 85–90.

4.1.2 MEP

Anvendelighed i umættet zone

Metoden kan anvendes til kortlægning af den umættede zones laterale og vertikale elektriske modstandsforhold. Dybdeintervallet kan varieres ud fra valget af elektrodeafstande. Til kortlægning af den umættede zone vil man sandsynligvis vælge den korteste elektrodeafstand til at være 1–2 m.

Andre betegnelser på dansk eller engelsk

MEP er et akronym for multielektrodeprofilering, CVES (continuous vertical electrical sounding), 2D-geoelektrik.

Første anvendelse og udbredelse

Metoden blev anvendt første gang i 1993 i Danmark og er anvendt i stigende grad siden 1995. Metoden er udviklet i udlandet op gennem 1980'erne. Metoden anvendes meget. Der findes en lang række internationale instrumentfabrikater på markedet, heraf flere multikanalsinstrumenter. MEP undersøgelser udbydes af flere rådgivere.

Generelle anvendelsesområder

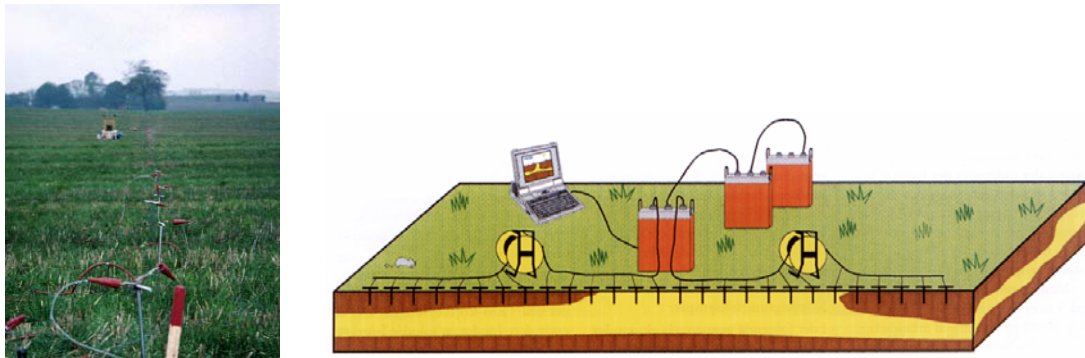
MEP metoden anvendes inden for grundvandsundersøgelser til afgrænsning af grundvandsmagasiner, vurdering af deres sårbarhed og udpegning af kildepladser, inden for forureningsundersøgelser til kortlægning af forureningsfaner og deres strømningsveje samt inden for råstofprospektering og meget andet.

Metodebeskrivelse

MEP metoden kombinerer geoelektrisk profilering og sondering, således at man måler, hvorledes jordens resistivitet varierer både lateralt og vertikalt. Måleproceduren for MEP metoden består i, at en lang række elektroder opstilles på linie med ens indbyrdes afstand. Alle elektroder forbindes via multilederkabler til en omskifterboks og et måleinstrument, som kontrolleres af en computer (Figur 4.2). Et udlæg består af 3–4 kabelsekvenser. Et længere profil opmåles ved at den bageste kabelsekvens flyttes frem til forreste ende af udlæget efter alle de valgte elektrodeopstillinger er målt. Så fremdeles måles og flyttes der, til den ønskede profillængde er nået. Et computerprogram styrer hvilke to elektroder, der sendes strøm igennem og hvilke to potentialet måles over. Med nyere instrumentversioner er det muligt at måle potentialet over flere elektrodepar samtidigt (et multikanalsudstyr).

MEP systemer kan indsamle data i vilkårlige elektrodekonfigurationer. Wennerkonfigurationer bliver anvendt mest. Et datasæt består af data fra ca. 10 elektrodeafstande, hvor den mindste elektrodeafstand er én enhedselektrodeafstand og den maksimale elektrodeafstand er 16–24 enhedselektrodeafstande. En enhedselektrodeafstand er typisk 5 m, men kan også i detailundersøgelser være 1 m eller 2 m. Nyere multikanalssystemer anvender

evt. også Schlumberger-agtige opstillinger sammen med Wenner opstillingerne. Af andre væsentlig mindre brugte elektrodekonfigurationer kan nævnes dipol-dipol, pol-dipol og pol-pol konfigurationer.



Figur 4.2. Foto (til venstre) fra MEP undersøgelse. Linien med stålspydselektroder ses i forgrunden, instrumenterne er placeret på en sækkevogn i mellemgrunden. (Foto Ingelise Møller). Skitse af MEP opstilling og instrumentering. (Fra Halkjær & Pedersen (1996)).

Indtrængningsdybde

Indtrængningsdybden afhænger af de valgte elektrodekonfigurationer og deres elektrodeafstande. Et sæt af Wennerkonfigurationer som ovennævnte vil have en indtrængningsdybde på ca. halvdelen af den maksimale elektrodeafstand. Ved et valg af elektrodeafstande fra 1–20 m vil indtrængningsdybden være ca. 10 m. Indtrængningsdybden afhænger dog også af jordens resistivetsforhold.

Vertikal og lateral strukturopløsning

Den laterale og vertikale strukturopløsning afhænger dels af elektrodekonfigurationerne og dels af jordens resistivetsstrukturer og disses resistivetskonstraster. Der er ikke foretaget systematiske undersøgelser af den laterale og vertikale strukturopløsning. Enkelte modelleringstudier viser, at strukturopløsningen aftager hurtigt med dybden (se f.eks. Dahlin & Loke 1998).

For den vertikale strukturopløsning findes en generel tommelfingerregel om, at det ikke er muligt at bestemme både modstand og tykkelse for et lag, med mindre det er mindst lige så tykt som de overliggende lag tilsammen.

For den laterale strukturopløsning gælder almene principper om, at det ikke er muligt at opløse strukturer, som er mindre end afstanden mellem målepunkterne (den korteste elektrodeafstand).

Undersøgelingsdesign og feltprocedurer

Data indsamles langs profiler. Afstanden mellem profilinier afhænger dels af de laterale resistivetsvariationer dels af opgavens detaljeringsgrad.

Profilerne stedbestemmes vha. GPS eller ud fra kort. Afstanden mellem elektroderne måles ud enten vha. målebånd eller markeringer (elektrodeudtag) på kablerne.

Dagsproduktion

Antallet af profilkilometre, der kan produceres pr. dag, afhænger af den mindste elektrodeafstand og i mindre grad af antallet af elektrodekonfigurationer. Der kan måles ca. 0,3 km, ca. 0,6 km og ca. 1,5 km med en mindste elektrodeafstand på henholdsvis 1 m, 2 m og 5 m. Feltarbejdet udføres af to personer.

Databehandling og præsentation

Data nonspike-filtreres om nødvendigt inden en fysisk tolkning. Data tolkes typisk ved hjælp af 2D inversionsprogrammer. Der anvendes også et 1D inversionsprogram, der benytter 1D modeller, hvis modelparametre er koblet til nabomodellernes modelparametre.

Resultatet af en fysisk tolkning (inversion) af de målte data præsenteres som resistivetsprofiler. Hvor profillinierne ligger tæt kan tolkningsresultaterne også præsenteres som konturerede isoresistivetskort af intervalresistiviteter for givne dybdeintervaller.

Fordele

Der indsamles data med en stor datatæthed, som er velegnet til tolkning med inversionsprogrammer. Metoden kan anvendes i bebyggede områder. Metoden er ikke særlig følsom over for støj. Der indsamles data med flere elektrodeafstande, så data indeholder information om variationer med dybden.

Ulemper

Dagsproduktionen er moderat. Metoden kan ikke anvendes når jorden er frossen. Der optræder lav- og højmodstandsækvivalenser samt lagundertrykkelse ved inversion af data.

Litteraturliste

Dansk litteratur:

Halkjær, M. & Pedersen, F.F., 1996: MEP – en ny geoelektrisk metode til geologisk detailkortlægning. *Vandteknik* **8**, 443–447.

Pedersen, F. F., 1997: MEP – ny metode til geologisk detailkortlægning i forbindelse med grundvandsforurening. *Vintermøde om grundvandsforurening*, 299–306. ATV-komiteen vedrørende grundvandsforurening.

International litteratur:

Dahlin, T., 1996: 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break* **14**, 275–283.

Dahlin, T. & Loke, M.H., 1998: Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics* **38**, 237–249.

4.1.3 OhmMapper

Anvendelighed i umættet zone

Metoden kan anvendes til kortlægning af den umættede zones laterale og vertikale elektriske modstandsforhold.

Første anvendelse og udbredelse

Metoden har været under udvikling i Rusland siden 1970'erne med henblik på kortlægning i permafrostområder. Senere er der sket instrumentudvikling i Canada og USA, hvor det første kommercielle instrument nu er på markedet. Metoden er testet i Danmark i efteråret 2000. Instrumentet har hidtil kun haft en begrænset anvendelse.

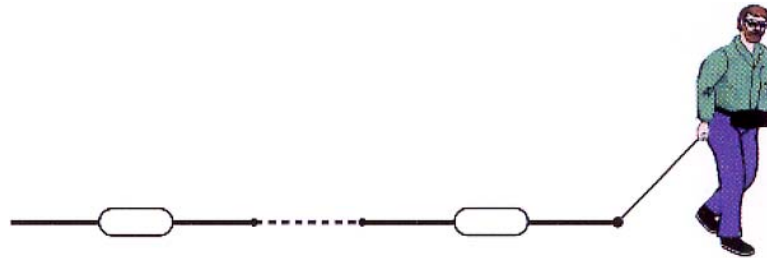
Generelle anvendelsesområder

Metoden anvendes til kortlægning af permafrostområder og islinser i arktiske områder, generel geologisk kortlægning, specielt i områder med høje elektriske modstande i overfladen, hvor det ikke er muligt at få galvanisk kontakt til jorden.

Metodebeskrivelse

Metoden kan kombinere geoelektrisk profilering og sondering. OhmMapper-systemet benytter vekselstrøm (~16,5 kHz), som udbreder sig ned gennem jorden gennem kapacitivt koblede linieelektroder (antenner) og potentialet måles ligeledes ved hjælp af kapacitivt koblede linieelektroder. Linieelektroderne lægges på jordoverfladen og hele systemet trækkes hen over jorden, medens der måles, hvorved data indsamles hurtigt og tæt (Figur 4.3). Datatætheden afhænger af hastigheden, hvormed instrumentet trækkes, da dataindsamlingsraten kan stilles i intervallet 0,5 s til 2 s.

OhmMapper'en anvender colineære dipol-dipol elektrodekonfigurationer, hvor dipollængderne typisk er 2 m, 5 m, 10 m eller 20 m. Dipolafstandene er typisk 0,5, 1, 2, ... gange dipollængden. Den maksimale dipolafstand må ikke overskride 1–2 skindybder ($\delta = 503 \sqrt{\rho/f}$ [m], hvor ρ er resistivitet i Ωm og f er frekvens i Hz). Dette giver en begrænsning i indtrængningsdybden på jorde med lave resistiviteter. Hvis det er muligt at modtage et signal for dipolafstande på mere en 1–2 skindybder, afviger jordresponset så meget fra et galvanisk respons, at det vil medføre for store fejl i resistivitetsmodeller fremstillet med (DC) geoelektriske tolkningsprogrammer (Timofeev et al. 1994).



Figur 4.3. Foto (til venstre) af Geometrics OhmMapper anvendt i felten. (Foto Thomas Røntved). Skitse (til højre) af OhmMapper-systemet. Sender og antennerne, som udgør den kapacitivt koblede sender-dipol er placeret bagest og styres fra modtageren med radiolink. Modtager og den kapacitivt koblede modtager-dipol er placeret tættest på personen, som trækker udstyret og bærer styringspanel og skærm.

Indtrængningsdybde

Indtrængningsdybden afhænger af jordlagenes elektriske modstand, dipollængder og -afstande. Indtrængningsdybden vil typisk lige i intervallet 10–20 m. I meget konduktive jorde vil indtrængningsdybden være mindre og i meget resistive jorde kan indtrængningsdybden være større, da det er muligt at benytte store dipollængder og -afstande.

Vertikal og lateral strukturopløsning

Den laterale og vertikale strukturopløsning afhænger dels af elektrodekonfigurationerne og dels af jordens resistivetsstruktur og disses resistivetskonstraster. Der er ikke foretaget systematiske undersøgelser af den laterale og vertikale strukturopløsning. Enkelte modelleringstudier viser, at strukturopløsningen aftager hurtigt med dybden (se f.eks. Dahlin & Loke 1998).

For den vertikale strukturopløsning findes en generel tommelfingerregel om, at det ikke er muligt at bestemme både modstand og tykkelse for et lag, med mindre det er mindst lige så tykt som de overliggende lag tilsammen.

For den laterale strukturopløsning gælder almene principper om, at det ikke er muligt at opløse strukturer, som er mindre end afstanden mellem målepunkterne.

Undersøgelingsdesign og feltprocedurer

Data måles langs profiler. Der kan måles med én eller to elektrodekonfigurationer ad gangen. For at få information om den vertikale resistivetsstruktur, skal samme profil passeres et antal gange svarende til antallet af anvendte dipolafstande og -længder. Profiltætheden vælges ud fra den ønskede detaljeringsgrad.

Profilerne stedbestemmes vha. GPS eller ud fra kort. Data samples per tidsenhed. Positionen af hvert enkelt datapunkt omsættes til sted ved lineær interpolation mellem en række fikspunkter langs profilet. Det er vigtigt at man bevæger sig med konstant hastighed mellem fikspunkterne.

Dagsproduktion

Data indsamles i ganghastighed, hvorved der kan optages 10–20 km profildata totalt. Længden af det undersøgte profil afhænger af antallet af anvendte dipolafstande. Feltarbejdet kan udføres af én person.

Databehandling og præsentation

Processering af data indebærer filtrering, midling og en resampling, så alle datapunkter er ækvidistante.

Hvor data er målt med flere elektrodeafstande, tolkes disse med 2D inversionsprogrammer eller et 1D inversionsprogram, der benytter 1D jordmodeller, hvis modelparametre er koblet til nabomodellernes modelparametre.

Når der er målt med flere elektrodeafstande, præsenteres resultatet af en fysisk tolkning (inversion) af de målte data som resistivitetsprofiler. Hvor profillinierne ligger tæt kan data også præsenteres som konturerede isoresistivitetskort enten af intervalresistiviteter for givne dybdeintervaller, eller af tilsyneladende resistiviteter.

Fordele

Metoden er forholdsvis hurtig og der indsamles data kontinuerligt. Metoden kan anvendes på frossen eller meget tør jord, da der ikke skal opnås galvanisk kontakt med jorden. Udstyret kan trækkes af én person.

Ulemper

Data indsamles kun med én eller to elektrodeafstande ad gangen. Indtrængningsdybden er begrænset i elektrisk godt ledende aflejringer.

Litteraturliste

International litteratur:

Dahlin, T. & Loke, M.H., 1998: Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics* **38**, 237–249.

Geometrics, 2001: OhmMapper information på fabrikantens hjemmeside: www.geometrics.com.

Timofeev, V.M., Rogozinske, A.W., Hunter, J.A. & Douma, M., 1994: A new ground resistivity method for engineering and environmental geophysics. *Proceedings of SAGEEP*, 701–715. Environmental and Engineering Geophysical Society.

4.1.4 CORIM

Anvendelighed i umættet zone

Metoden kan anvendes til kortlægning af elektriske modstandsforhold lateralt og vertikalt i de øverste 2–3 meter af den umættede zone.

Første anvendelse og udbredelse

Instrumentet er anvendt i udlandet, hovedsageligt i Frankrig, siden ca. 2000. Metoden bygger på en instrumentudvikling der er foregået i Frankrig gennem 1990'erne (se f.eks. Pannissod et al., 1998). Prototyper har nogen anvendelse i Frankrig, primært inden for arkæologiske undersøgelser.

Generelle anvendelsesområder

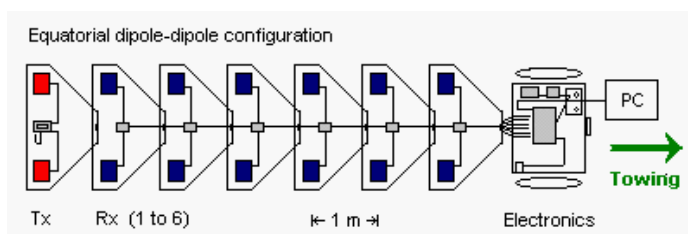
Metoden anvendes til jordbundsundersøgelser, kortlægning af arkæologiske levn og hulrum og andet inden for de øverste 2–3 meter af jorden.

Metodebeskrivelse

CORIM systemet kombinerer geoelektrisk profilering og sondering. Sonderingerne er dog meget korte (6 punkter).

CORIM systemet benytter vekselstrøm (~ 12 kHz), som udbreder sig ned i jorden gennem kapacitivt koblede pladeelektroder og potentialet måles ligeledes ved hjælp af kapacitivt koblede pladeelektroder. Pladeelektroderne lægges på jordoverfladen og hele systemet trækkes hen over jorden, hvorved data kan indsamles hurtigt og tæt (Figur 4.4). Afstanden mellem målepunkterne kan være mellem 0,2 og 2 meter.

CORIM systemet anvender 6 ækvatorial dipol-dipol konfigurationer med dipollængder på 1 eller 1,5 meter og dipol afstande på 1 m, 2 m, og op til 6 m (Figur 4.4).



Figur 4.4. Foto (til venstre) af Iris Instruments CORIM system. Skitse (til højre) af CO-RIM system. Systemet benytter ækvatorial dipol-dipol elektrodekonfigurationer med 6 dipolafstande. (Fra Iris Instruments' hjemmeside).

Indtrængningsdybde

Indtrængningsdybden er ca. 2 meter. Denne bliver kun påvirket i aflejringer med resistivitet på under ca. $2 \Omega\text{m}$, hvor skindybden bliver mindre end den maksimale dipol-dipol afstand på 6 m.

Vertikal og lateral strukturopløsning

Den laterale og vertikale strukturopløsning afhænger dels af elektrodekonfigurationerne og dels af jordens resistivitetsstrukturer og disses resistivitetskonstraster. Der er ikke foretaget systematiske undersøgelser af den laterale og vertikale strukturopløsning. Enkelte modelleringstudier viser, at strukturopløsningen aftager hurtigt med dybden (se f.eks. Dahlin & Loke 1998).

For den vertikale strukturopløsning findes en generel tommelfingerregel om, at det ikke er muligt at bestemme både modstand og tykkelse for et lag, med mindre det er mindst lige så tykt som de overliggende lag tilsammen.

For den laterale strukturopløsning gælder almene principper om, at det ikke er muligt at opløse strukturer, som er mindre end afstanden mellem målepunkterne.

Undersøgellesdesign og feltprocedurer

Data indsamles langs profiler. Afstanden mellem profillinierne afhænger dels af de laterale resistivitetsvariationer dels af opgavens detaljeringsgrad.

Profillinierne stedbestemmes vha. GPS eller ud fra kort. Afstanden mellem de enkelte målinger bestemmes vha. et odometer.

Dagsproduktion

Der kan indsamles 15–30 km linie profil eller evt. mere. Produktiviteten afhænger af terrænforhold. Feltarbejdet kan udføres af én person.

Databehandling og præsentation

Data filtreres for at reducere kulturel støj og elektrostatisk spikes. Data kan tolkes med konventionelle 2-dimensionelle tolkningsprogrammer (inversionsprogrammer).

Resultatet af en fysisk tolkning (inversion) af de målte data præsenteres som resistivitetsprofiler eller som konturerede iso-resistivitetskort af intervalresistiviteter for givne dybdeintervaller.

Fordele

Metoden er hurtig og giver en kontinuerlig dataindsamling. Metoden kan anvendes steder, hvor det normalt ikke er muligt at udføre geoelektriske målinger pga. manglende galvanisk kontakt med jordoverfladen.

Ulemper

Indtrængningsdybden er forholdsvis begrænset.

Litteraturliste

International litteratur:

Dahlin, T. & Loke, M.H., 1998: Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics* **38**, 237–249.

Iris Instruments, 2001: CORIM information på fabrikantens hjemmeside, www.iris-instruments.com.

Panissod, C., Dabas, M., Hesse, A., Jolivet, A., Tabbagh, J. & Tabbagh, A., 1998: Recent developments in shallow-depth electrical and electrostatic prospecting using mobile arrays. *Geophysics* **63**, 1542–1550.

4.1.5 Azimutal resistivitetsmåling

Anvendelighed i umættet zone

Metoden kan under de passende forudsætninger bestemme orientering af hydraulisk aktive sprækker. Forudsætningerne er, at aflejringerne er homogene og afsat i horisontalt liggende lag, samt at det kun er et lag, der er opsprækket. Metoden kan skelne mellem flere sæt af sprækker.

Metoden har endnu ikke været afprøvet på tilstrækkelig mange lokaliteter, at det er muligt at vurdere, om metoden kan anvendes på danske morænelersaflejringer.

Andre betegnelser på dansk eller engelsk

Metoden betegnes på engelsk: azimuthal resistivity.

Første anvendelse og udbredelse

Metoden er anvendt siden 1980'erne bl.a. i USA. Metoden har lille udbredelse. Den er afprøvet på nogle få feltlokaliteter i Danmark (Skjernaa & Jørgensen 1993). Målingerne udføres med traditionelt geoelektrik udstyr eller MEP udstyr.

Generelle anvendelsesområder

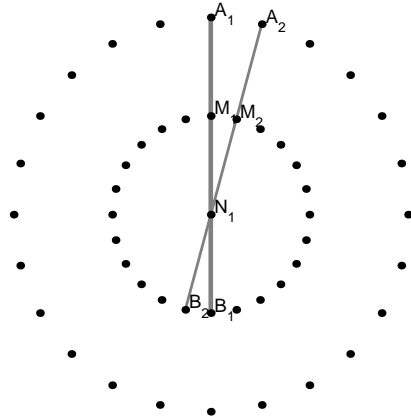
Metoden benyttes til at finde orientering af vertikal elektrisk anisotropi, hvilket kan relateres til orienteringen af hydraulisk aktive sprækker. Metoden er anvendt i grundfjeldsområder (se f.eks. Skjernaa & Jørgensen 1994), områder med kalkaflejringer (se f.eks. Ritzi & Andolsek 1992) og morænelersaflejringer (Taylor & Fleming 1988).

Metodebeskrivelse

Målingerne foretages ved, at en linie med 4 elektroder, typisk i Wenner elektrodekonfigurationen roteres 180° eller 360° i skridt af 10° – 20° omkring opstillingsmidtpunktet eller en af opstillingens inderste elektroder (Figur 4.5). Den sidst nævnte teknik bør anvendes, da det dermed er muligt at vurdere, om der er tale om anisotropi eller inhomogeniteter (Watson & Barker 1999, Busby 2000). Eksempler i litteraturen viser, at anisotropien kun giver udslag i variationer på ca. 10% i resistiviteten rundt i cirklen. Det er derfor vigtigt at holde måleusikkerheden på et minimum.

Indtrængningsdybde

Indtrængningsdybden afhænger af elektrodeafstand og den valgte elektrodekonfiguration samt resistivetsstruktur. For en Wennerkonfiguration vil indtrængningsdybden være mindre end en halv elektrodeafstand.



Figur 4.5. Skitse af azimuthal resistivitetmålingers elektrodeopstilling, hvor opstillingerne er roteret omkring en af de inderste elektroder. De to første måleopstillinger er markeret på figuren.

Dagsproduktion

Dagsproduktionen afhænger af målesystemet og af, hvor mange elektrodeafstande man vælger hvert sted. En azimuthal resistivitetmåling med flere elektrodeafstande kan udføres på ca. 1 time ved brug af MEP-udstyr.

Databehandling og præsentation

Data plottes typisk i et rosettediagram.

Fordele

Det er en af de meget få geofysiske metoder, som under optimale forhold giver mulighed for at kortlægge sprækkeorientering. Metoden er langt mindre tidskrævende end en sprækkeopmåling.

Ulemper

Metoden er meget følsom over for inhomogeniteter. Det vil være svært at tolke data rigtigt, hvis der er flere lag med forskellig sprækkeorientering. Der er i øvrigt mange muligheder for fejltolkning af data.

Litteraturliste

Dansk litteratur:

Skjernaa, L. & Jørgensen, N.O., 1993: Azimuthale resistivitetmålinger – en metode til vurdering af lokale sprækkesystemer i krystalline bjergarter, sandsten og ler. ATV møde, Forskningsprojekter vedr. Grundvandsforurening, 1–17. ATV-komiteen vedrørende grundvandsforurening.

International litteratur:

- Busby, J.P., 2000: The effectiveness of azimuthal apparent-resistivity measurements as a method for determining fracture strike orientations. *Geophysical Prospecting* **48**, 677–695.
- Ritzi, R.W., Jr. & Andolsek, R.H., 1992: Relation between anisotropic transmissivity and azimuthal resistivity surveys in shallow, fractured, carbonate flow systems. *Ground Water* **30**(5), 774–780.
- Skjernaa, L. & Jørgensen, N.O., 1994: Evaluation of local fracture systems by azimuthal resistivity surveys: examples from south Norway. *Applied Hydrogeology* **2**, 19–25.
- Taylor, R.W. & Fleming, A.H., 1988: Characterizing jointed systems by azimuthal resistivity surveys. *Ground Water* **26**(4), 464–474.
- Watson, K.A. & Barker, R.D., 1999: Differentiating anisotropy and lateral effects using azimuthal resistivity offset Wenner soundings. *Geophysics* **64**(3), 739–745.

4.2 Induceret polarisationsmetoder

Anvendelighed i umættet zone

Det er uvist om metoden er egnet til kortlægning af den umættede zone. Det har ikke været muligt at finde eksempler i litteraturen.

Andre betegnelser på dansk eller engelsk

Forkortelsen IP.

Første anvendelse og udbredelse

IP metoden er anvendt siden 1950'erne inden for mineralråstofefterforskning. I de seneste 10–15 år er metoden anvendt i miljørelaterede opgaver.

Metoden har stor udbredelse i udlandet til mineralprospektering og vinder mere og mere frem inden for miljørelaterede opgaver. Metoden har hidtil ikke været anvendt i Danmark ud over enkelte afprøvninger (se f.eks. Sandberg et al. 2000). Der findes flere forskellige IP instrumenter på markedet.

Generelle anvendelsesområder

Den traditionelle anvendelse har været efterforskning efter sulfidmineraliseringer. I de senere år har metoden vist stor styrke inden for kortlægning af affaldsdepoter, lossepladser og forureningsfaner. Metoden er vurderet af Krom (1990) med henblik på kortlægning af metalforurening. IP-metoden bruges også i forbindelse med hydrogeologisk kortlægning og kortlægning af arkæologiske levn.

Metodebeskrivelse

IP målinger er geoelektriske målinger, som kan udføres i tidsdomænet eller i frekvensdomænet. Hvis målingerne udføres ved flere frekvenser bruges betegnelsen spektral IP. Ved IP målinger registreres både resistivitet og IP-effekt.

IP-effekt opstår under en geoelektrisk måling, hvis større mængder af elektriske ladninger ophobes, idet aflejringerne påtrykkes en strøm. IP-effekten måles ved at detektere det henfaldende spændingsfelt, der genereres, idet de elektriske ladninger spredes efter at strømmen slukkes. En uddybende beskrivelse af IP metoden findes f.eks. i Ward (1990) og Sharma (1997).

Der findes specielt to vigtige typer af induceret polarisation. En type relateres til elektronophobning f.eks. i en sulfidmineralisering. En anden type relateres til ionophobning i aflejringer, som indeholder nogle få procent ler.

Undersøgellesdesign og feltprocedurer

IP målinger foretages typisk i dipol-dipol konfiguration med flere dipolafstande langs et profil. Målingerne kan også foretages i enkeltstående sonderinger.

Dagsproduktion

Dagsproduktionen varierer alt efter valg af metode (tidsdomæne eller spektral målinger), antal af dipol-dipol afstande og instrument.

Databehandling og præsentation

Data tolkes typisk med inversionsprogrammer inden præsentationen (se f.eks. Oldenburg & Li 1994).

Litteraturliste

Dansk litteratur:

Krom, D.T., 1990: Induceret polarisation – en geofysisk metode til brug ved kortlægning af metalforurening i jord og grundvand. Vintermøde om grundvandsforurening, 191–210. ATV-komiteen vedrørende grundvandsforurening.

International litteratur:

Oldenburg, D.W. & Li, Y., 1994: Inversion of induced polarization data. *Geophysics* **59**(9), 1327–1341.

Sandberg, S.K., Slater, L., Sørensen, K. & Auken, E., 2000: A field test of the induced polarization method in Aarhus County, Denmark. *Proceedings of SAGEEP*, 1095–1104. Environmental and Engineering Geophysical Society.

Sharma, P.V., 1997: *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge University Press.

Ward, S.H., 1990: Resistivity and induced polarization methods. I: Ward, S.H. (ed.): *Geotechnical and environmental geophysics* **1**, *Investigations in Geophysics* **5**, 147–189. Society of Exploration Geophysicists.

4.3 Elektromagnetiske metoder

De første elektromagnetiske, EM, metoder, som var frekvensdomæne metoder, blev udviklet omkring 1930 i Sverige, USA og Canada til mineralråstofefterforskning. Senere i 1960'erne og 1970'erne lykkedes det at lave tidsdomæne (transient) EM instrumentel. EM instrumenter har gennem de seneste tiår været i en rivende udvikling på grund af indføring af digital teknik og computerstyring.

I løbet af de seneste 20–30 år har anvendelsen af EM metoder bredt sig til en lang række anvendelser inden for miljø og grundvandsrelaterede opgaver. I Danmark er den mest udbredte elektromagnetiske metode den transiente EM metode, som primært anvendes til kortlægning af grundvandsmagasiner; andre instrumentsystemer som EM38 og EM31 vinder frem inden for ler- og jordbundskortlægning, medens EM61 anvendes bl.a. på depotområdet som 'metaldetektor'.

En beskrivelse af den elektromagnetiske teori og metoder på lærebogsniveau findes f.eks. i Sharma (1997), medens der henvises til Nabighian (1987) for en avanceret gennemgang af teori og metoder.

Elektromagnetiske metoder kan grupperes efter forskellige principper. I dette kapitel inddeles de efter kildetype, således at der er to hovedgrupper: transiente (tidsdomæne) EM metoder og frekvensdomæne EM metoder. Frekvensdomæne EM metoderne inddeles yderligere efter om modtageren er placeret tæt ved kilden, de såkaldte magnetiske dipol-dipol metoder eller langt fra kilden, de såkaldte magnetotelluriske, audiomagnetotelluriske, radiomagnetotelluriske og kontrolleretkilde magnetotelluriske metoder eller VLF metoden.

EM metoder og instrumentsystemer, der kun anvendes i udlandet og/eller er helt uanvendelige til kortlægning af terrænnære strukturer eller sedimentære strukturer er i det følgende enten udeladt helt eller omtalt kort.

VLF metoden, kaldet VLF, da metoden anvender VLF (very low frequency) radiosendere som kilde, er måske den EM metode, der har haft størst udbredelse på verdensplan. Metoden egner sig stort set kun til at kortlægge langstrakte elektrisk konduktive strukturer beliggende i en resistiv bjerg- eller jordart (se f.eks. Klitten 1987). Metoden må derfor anses for uinteressant for kortlægning af den umættede zone.

Litteraturliste

Danske litteratur:

Klitten, K., 1987: VLF-metoden. I: Geofysik og råstofkortlægning. Råstofkontorets kortlægningsserie **5**, 119–122. Skov- og Naturstyrelsen.

International litteratur:

Nabighian, M.N. (ed.), 1987: Electromagnetic methods in applied geophysics **1–2**. Investigations in Geophysics **3**. Society of Exploration Geophysicists.

- Pellerin, L. & Alumbaugh, D.L., 1997: Tools for electromagnetic investigation of the shallow subsurface. *The Leading Edge* **16**(11), 1631–1638.
- Sharma, P.V., 1997: *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge University Press.

4.3.1 Magnetiske dipol-dipol frekvensdomæne metoder

Dette afsnit dækker en lang række instrumentsystemer, der alle benytter princippet om at et magnetfelt genereret af en lille spole inducerer strømme i jorden, der giver anledning til et sekundært magnetfelt, som detekteres af en tilsvarende spole. Derved kan man kortlægge resistivitetsvariationer i jorden.

To systemer, EM31 (stangslingram) og EM38, bliver brugt mere og mere i Danmark. De resterende systemer har så vidt det vides ikke været i brug i Danmark ud over en evt. afprøvning i en kortere periode. Punkter, som er fælles for alle metoder, beskrives i dette afsnit, medens punkter, der er specifikke for EM31 og EM38, bliver behandlet i to følgende afsnit. Gennem denne rapport vil der være en inkonsekvent brug af betegnelserne EM31 og EM38 således, at de dels går på systemerne specifikt, dels dækker andre systemer, der ligner EM31 eller EM38 systemet meget med hensyn til senderfrekvens og dipol-dipol afstand og dermed indtrængningsdybde.

Andre betegnelser på dansk eller engelsk

Betegnelserne slingram, stangslingram, HLEM (akronym for horizontal loop EM) og VLEM (akronym for vertical loop EM) dækker undergrupper af instrumentsystemer. Betegnelser som GEM-2, GEM-3, GEM-300, MaxMin, EM31 og EM38 er fabrikatnavne for instrument-systemer. GEM er akronym for Ground EM.

En gruppe af systemer bliver på engelsk generelt betegnet som ground conductivity meters og dækker bl.a. instrumentsystemerne EM31, EM34 og EM38.

Første anvendelse og udbredelse

Metoden har været anvendt til mineralråstofefterforskning siden 1930'erne i Sverige og i stort omfang siden 1950'erne i Nordamerika. Siden 1980'erne er nogle instrumentsystemer afprøvet eller benyttet sporadisk i Danmark, herunder EM31-systemet, som nu vinder mere og mere frem. EM38-systemet har været anvendt siden 1999.

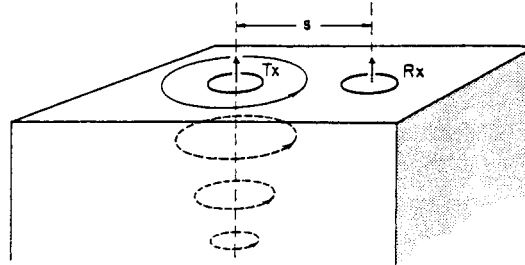
Generelle anvendelsesområder

Instrumentsystemerne anvendes mest som anomali-detektorer inden for mineralråstofefterforskning og som metal-detektorer i kortlægning af gamle affaldsdepoter og industrigrunde. Nogle systemer anvendes også til geologisk kortlægning. Systemer med meget lille indtrængningsdybde, såsom EM38, anvendes til jordbundskortlægning bl.a. i landbrugssektoren.

Metodebeskrivelse

Den magnetiske dipol-dipol metode er en elektromagnetisk frekvensdomæne metode, der benytter små spoler som sender og modtager. En avanceret gennemgang af metoderne findes i Frischknecht et al. (1991).

Princippet i en måling er, at der udsendes en vekselstrøm med en eller flere frekvenser i en spole placeret på eller over terrænoverfladen. Derved genereres et magnetisk dipolfelt over og i jorden. Dette primære magnetfelt inducerer svage strømme i jordlagene, som genererer et sekundært magnetfelt, der sammen med det primære magnetfelt inducerer en vekselstrøm i modtageren (Figur 4.6).



Figur 4.6. Principskitse af elektromagnetiske dipol-dipol målinger, her med vertikale magnetiske dipoler. De stiplede kurver indikerer strømmønsteret, der genereres af det sekundære magnetfelt. (Fra McNeill (1980)).

Signalet, som optages i modtageren, splittes op i to dele. Den ene del repræsenterer den del af signalet, som er i fase med det primære magnetfelt, denne del kaldes real eller in-phase komponenten. Den anden del repræsenterer den del af signalet, som er 90° fase-drejet i forhold til det primære magnetfelt, denne del kaldes imaginær, out-of-phase eller quadrature komponenten.

Den elektromagnetiske dipol-dipol metodes respons er følsom over for absolut elektrisk ledningsevne og ikke relative ændringer i elektrisk ledningsevne, som er tilfældet for elektriske metoder. Når den elektriske modstand bliver højere end nogle hundrede Ωm , bliver responset meget lille og vil ligge på grænsen af instrumentets målenøjagtighed, hvorfor bestemmelsen af ledningsevnen bliver dårlig.

De fleste systemer opererer under lavfrekvenstilnærmelsen (low induction number), hvor forholdet mellem quadrature komponenten af det sekundære felt og det primære felt er en lineær funktion af elektrisk ledningsevne. Systemerne kalibreres ofte til direkte at vise tilsyneladende elektrisk ledningsevne. Dette forklarer den engelske betegnelse: ground conductivity meters. Under lavfrekvenstilnærmelsen afhænger instrumentets følsomhed over for det jordvolumen, der bliver inddraget ved en måling, kun af dipol-dipol-afstanden, højden over jordoverfladen og orienteringen af dipolerne. Følsomheden er uafhængig af frekvensen og jordens ledningsevne. En uddybende beskrivelse af teorien bag systemer, der opererer under lavfrekvenstilnærmelsen findes f.eks. i McNeill (1980).

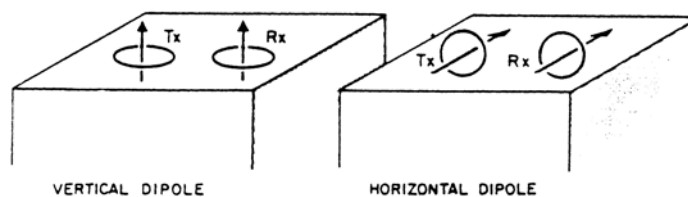
Lavfrekvenstilnærmelsen gælder, når dipol-dipol-afstanden er væsentlig mindre end skin-dybden ($503\sqrt{\rho/f}$) [m], som afhænger af frekvens f , og jordlagenes resistivitet ρ , (omvendt proportional af ledningsevne).

Nogle systemer med en dipol-dipol-afstand på ca. 1 meter benytter adskillige frekvenser samtidig (Won 1996, Won 1997). Desværre ligger alle frekvenser stort set inden for lavfrekvenstilnærmelsen for det resistivitetsinterval, der er kendetegnende for danske jordarter.

Det betyder, at data fra forskellige frekvenser er redundante og ikke indeholder information om dybdevariationer (McNeill & Bosnar 1999).

Information om dybdevariationer kan opnås ved at foretage målinger med forskellig dipol-dipol afstand og orientering. Det kaldes ofte en geometrisk sondering.

De fleste systemer benytter den samme dipol-orientering af sender og modtager (Figur 4.7). Der er dog systemer der anvender en horisontal senderspøle sammen med en vertikal modtagerspøle eller omvendt. Dette giver en såkaldt minimumskobling, hvilket betyder, at en jordmodel med horisontale lag intet respons giver.



Figur 4.7. Skitse af de to mest anvendte dipol-dipol orienteringer. (Fra McNeill (1980)).

Sekundærfeltets to komponenter måles under tilstedeværelsen af det tusind til million gange større primærfelt. For at sekundærfeltets komponenter og heraf specielt realkomponenten kan adskilles tilstrækkeligt nøjagtigt fra primærfeltet til at data kan bruges kvantitativt, er det nødvendigt, at primærfeltet udkompenseres meget præcist eller dets størrelse kan beregnes meget præcist. Dette er kun muligt, hvis afstanden mellem sender- og modtagerspøle kendes meget præcist. Denne præcision kan normalt kun opnås, hvis spolerne er monteret i enderne af en bom eller stiv stang.

Hvis data skal behandles kvantitativt f.eks. i et inversionsprogram, er det vigtigt at instrumentet er kalibreret, så nulpunktet ligger rigtigt. Hvis data fra flere instrumenter skal anvendes sammen kvantitativt, er det nødvendigt, at instrumenterne er kalibreret i forhold til hinanden.

Instrumentssystemer

GEM-300, GEM-2, GEM-3 og lignende systemer har dipol-dipol-afstande på mindre end 2 m og benytter flere frekvenser samtidig. Som nævnt i ovenstående afsnit vil danske jordarters resistiviteter ligge i et interval, hvor målingerne er uafhængige af frekvensen. Systemerne kommer derved til at svare til EM38-systemet.

EM34 og lignende systemer er designet, således at dipol-dipol afstanden kan varieres. Der benyttes dipol-dipol-afstande mellem 10 og 40 m. Systemerne opererer under lavfrekvens-tilnærmelsen. Disse systemer er rettet mod undersøgelser ned til dybder af 60 m.

MaxMin og lignende systemer benytter dipol-dipol-afstande fra 10 m til flere hundrede meter og frekvenser i intervallet 10 Hz til ca. 500kHz. Hvor vidt disse systemer er egnet til en geologisk kortlægning af de øverste 10–20 m af jorden er uklart.

Litteraturliste

International litteratur:

- Frischknecht, F.C., Labson, V.F., Spies, B.R. & Anderson, W.L., 1991: Profiling methods using small sources. I: Nabighian, M.N. (ed.): *Electromagnetic methods in applied geophysics* **2**. *Investigations in Geophysics* **3**, 105–270. Society of Exploration Geophysicists.
- McNeill, J.D., 1980: Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Technical note **TN-6**, Geonics Limited, Mississauga, ON, Canada. (Kan hentes ned fra www.geonics.com).
- McNeill, J.D. & Bosnar, M., 1999: Application of “dipole-dipole” electromagnetic systems for geological depth sounding. Technical Note **TN-31**, Geonics Limited, Mississauga, ON, Canada. (Kan hentes ned fra www.geonics.com).
- Won, I.J., Keiswetter, D.A., Fields, G.R.A. & Sutton, L.C., 1996: GEM-2: A new multifrequency electromagnetic sensor. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* **1**(2), 129–137.
- Won, I.J., Keiswetter, D.A., Hanson, D.R., Novikova, E. & Hall, T.M., 1997: GEM-3: A monostatic broadband Electromagnetic induction sensor. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* **2**(1), 53–64.

4.3.2 EM38-systemet specielt

Dette afsnit beskriver EM38 systemet. Beskrivelsen dækker også andre dipol-dipol frekvensdomæne systemer med en dipol-dipol afstand på ca. 1 m.

Anvendelighed i umættet zone

Metoden kan benyttes til målinger af jordens elektriske ledningsevne i de øverste 1–1,5 m af den umættede zone.

Andre betegnelser på dansk eller engelsk

EM38-systemet tilhører en gruppe af systemer, der på engelsk kaldes ground conductivity meters.

Første anvendelse og udbredelse

Systemet er anvendt siden 1999 i Danmark. Siden da har EM38-systemet vundet større og større udbredelse. Der er således allerede kortlagt ca. 8000 ha landbrugsjord på kommerciel basis.

EM38 systemet kan købes hos fabrikanten i Canada. Der findes andre lignende systemer på markedet. EM38 målinger udbydes af flere danske rådgivere.

Generelle anvendelsesområder

Målemetoden er stadig meget ny i Danmark, dog har den hurtigt fundet anvendelse inden for jordbruget til jordbundskortlægningen og amternes kortlægning af ler til teglværksbrug. I jordbruget benyttes fladedækkende målinger med EM38 til detaljerede inddelinger af marker i mere ensartede behandlingsenheder og til strategisk udtagning af jordprøver.

Metodebeskrivelse

De generelle principper, der ligger til grund for en EM38-måling er beskrevet i det foregående afsnit (Magnetiske dipol-dipol frekvensdomæne metoder) under punktet Metodebeskrivelse. EM38-systemet hører til gruppen af systemer, der opererer under lavfrekvenstilnærmelsen.

EM38-systemet kan anvendes i to dipol-dipol opstillinger; en hvor der anvendes en vertikal dipol og en hvor der anvendes en horisontal dipol (Figur 4.7). Dipol-dipol-afstanden er 1 m. Systemet anvender en frekvens på 14,6 kHz.

Adskillige faktorer har indflydelse på den målte ledningsevne: jordvæskens ionindhold, lerindholdet, CEC (cation exchange capacity), lermineralogien, jordens porestørrelsesfordeling, jordens vandindhold og temperatur (McNeill 1992). Under danske forhold har det vist sig, at det specielt er jordens lerindhold, som har betydning for den målte tilsyneladende

de elektriske ledningsevne. Mellem 60 og 80% af variationen i måletallet kunne forklares med jordens rumlige variation i lerindholdet (se f.eks. Nehmdahl 2000).

Indtrængningsdybde

Indtrængningsdybden er afhængig af dipol-dipol orientering og instrumenthøjden i forhold til jordoverfladen. For en vertikal dipol-orientering er indtrængningsdybden ca. 1,5 m, medens den halveres for en horisontal dipol-orientering, når instrumentet holdes tæt ved jordoverfladen. Instrumentresponset i forhold til jordens ledningsevne (sensitivitet) varierer som en ikke-lineær funktion af dybden. Sensitiviteten i den vertikale dipol-orientering er højest ca. 0,4 m under instrumentet, medens sensitiviteten i den horisontale dipol-orientering er størst lige under instrumentet.

Vertikal og lateral strukturopløsning

Lateralt er en måling et vægtet gennemsnit over et område, der omtrent svarer til indtrængningsdybden (0,75 eller 1,5 m). Den laterale strukturopløsning begrænses til afstanden mellem målepunkterne, hvis denne er større end indtrængningsdybden.

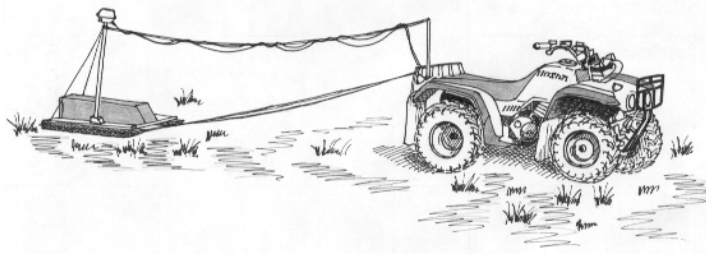
Det giver ikke mening at tale om en vertikal strukturopløsning for EM38 alene, da systemet kun giver et eller to datapunkter pr. målepunkt.

Undersøgelingsdesign og feltprocedurer

Alle målinger med EM38 indledes med en nulstilling og kalibrering af instrumentet, som tager 2–5 min. Proceduren gentages 4–5 gange i løbet af en hel arbejdsdag.

EM38 er oprindeligt designet til opsamling af data i punkter langs en profillinie. Dataværdien aflæses enten direkte på et integreret display eller lagres på en datalogger. Instrumentet bruges dog i stigende grad med en kontinuert dataopsamling til fladedækkende målinger af jordens elektriske ledningsevne. Hertil bliver instrumentet spændt fast på en slæde fabrikeret af PVC (Figur 4.8).

Slæden trækkes af en terrængående motorcykel, hvorpå der er monteret en DGPS-modtager og en datalogger. Data fra instrument og DGPS-enhed indsamles synkront med en frekvens på 1 Hz. Målinger foretages med en hastighed på maksimalt 25–30 km/t. Afstanden mellem profillinierne afhænger af hvilket geologiske regime målingerne foretages på. I områder med stor jordbundsvariation som f.eks. dødislandskaber, køres med 10–12 m mellem profillinierne. I områder med en mindre jordbundsvariation køres med op til 25–30 m mellem profillinierne. Antallet af målinger langs profillinierne kan tilpasses ved at ændre målefrekvensen eller køretøjets hastighed.



Figur 4.8. Foto (til venstre) af Geonics EM38 systemet anvendt håndbåret i feltet. Skitse (til højre) af EM38-systemet rigget op med GPS og trukket af en terrængående motorcykel.

Dagsproduktion

Dagsproduktionen afhænger af målemetoden og fremkommeligheden i terrænet. EM38 kan benyttes til manuel dataindsamling langs enkelte linieprofiler eller til fladedækkende målinger, hvor instrumentet er monteret på en slæde, som bliver trukket af en terrængående motorcykel. Dagsproduktionen er maksimalt 150 ha pr. dag med 40–80 målinger pr. dag (50–150 liniekilometre). Hvis EM38-systemet er håndbåret, ligger dagsproduktionen på 10–20 liniekilometre. Feltarbejdet kan udføres af én person.

Databehandling og præsentation

Data kan indlæses direkte i GIS-programmer hvor der foretages en filtrering af data mht. åbenbart urimelige dataværdier (outliers). Data præsenteres typisk som konturerede kort over tilsyneladende elektrisk ledningsevne eller resistivitet.

Fordele

Instrumenterne er enkle mht. betjening og kan bruges til fladedækkende målinger med en meget høj dagskapacitet. Der kræves ikke en fysisk kontakt mellem jord og instrument.

Ulemper

Lav sensitivitet ved målinger foretaget i horisontal dipol-orientering over områder med høj elektrisk modstand. Det er ikke muligt at få information om resistivitetsvariationer med dybden. EM38-systemet er ikke særlig følsomt over for støj, men målingerne kan blive forstyrret af højspændingsledninger eller nedgravede kabler og metalrør ved elektromagnetisk kobling.

Litteraturliste

Dansk litteratur:

Nehmdahl, H., 2000: Kortlægning af jordbundsvariationen - geoelektriske målinger med EM38. *Geologisk Nyt* 2, 18–19.

Nehmdahl, H & Hansen, O.M., 2000: Ny metode til jordbundskortlægning. *Agrologisk* **7**, 16–17.

Ditlevsen, C. & Laursen, S., 1999: Ny målemetode til kortlægning af rødbrændende teglværksler. *Geologisk Nyt* **6**, 12–13.

International litteratur:

McNeill, J.D., 1980: Electrical conductivity of soils and rocks. Technical Note **TN-5**, Geonics Limited, Mississauga, ON, Canada. (Kan hentes ned fra www.geonics.com).

McNeill, J.D. 1992. Rapid, accurate mapping of soil salinity by electromagnetic ground conductivity meters. I: *Advances in measurements of soil physical Properties: Bringing theory into practice*, Spec. Publ. 30, SSSA, Madison, WI, 209–229.

4.3.3 EM31-systemet specielt

Dette afsnit beskriver EM31 systemet. Beskrivelsen dækker også andre dipol-dipol frekvensdomæne systemer med en dipol-dipol afstand på 3,5–4 m.

Anvendelighed i umættet zone

Metoden kan benyttes til målinger af jordens elektriske ledningsevne i de øverste 3–6 m af jorden.

Andre betegnelser på dansk eller engelsk

EM31-systemet kaldes også stangslingram på dansk. EM31-systemet tilhører en gruppe af instrumentsystemer, der på engelsk kaldes ground conductivity meters.

Første anvendelse og udbredelse

EM31-systemet er anvendt siden begyndelsen af 1980'erne i Danmark, hvor dets potentiale i råstokortlægning blev undersøgt (se f.eks. Klitten 1987). Systemet har ikke opnået noget særlig udbredelse. Der er nu fra flere parter vist en fornyet interesse for EM31-systemets nye versioner med kontinuert dataopsamling, da disse systemer har et potentiale for en høj dagsproduktion.

EM31-systemet kan købes hos fabrikanten. Der findes andre lignende systemer på markedet.

Generelle anvendelsesområder

EM31-systemet anvendes til generel geologisk kortlægning, råstokortlægning og kortlægning af affaldsdepoter.

Metodebeskrivelse

De generelle principper, der ligger til grund for en EM31-måling er beskrevet i det foregående afsnit (Magnetiske dipol-dipol frekvensdomæne metoder) under punktet Metodebeskrivelse. EM31-systemet hører til gruppen af systemer, der opererer under lavfrekvenstilnærmelsen.

EM31-systemet kan anvendes i to dipol-dipol opstillinger: en hvor der anvendes en vertikal dipol og en hvor der anvendes en horisontal dipol (Figur 4.7). Dipol-dipol-afstanden er ca. 3,7 m. Systemet anvender en frekvens på 9,8 kHz.

Indtrængningsdybde

Indtrængningsdybden er afhængig af dipol-dipol orientering og instrumenthøjde i forhold til jordoverfladen. For en vertikal dipol-orientering er indtrængningsdybden ca. 6 m, medens den halveres for en horisontal dipol-orientering, når instrumentet holdes ca. 1 m over jord

overfladen. Instrumentresponset i forhold til jordens ledningsevne (sensitivitet) varierer som en ikke-lineær funktion af dybden. Sensitiviteten i den vertikale dipol-orientering er højest ca. 1,5 m under instrumentet, medens sensitiviteten i den horisontale dipol-orientering er størst lige under instrumentet.

Vertikal og lateral strukturopløsning

Lateralt er en måling et vægtet gennemsnit over et område, der omtrent svarer til indtrængningsdybden (3 eller 6 m). Den laterale strukturopløsning begrænses til afstanden mellem målepunkterne, hvis denne er større end indtrængningsdybden.

Det giver ikke mening at tale om en vertikal strukturopløsning for EM31 alene, da systemet kun giver et eller to datapunkter pr. målepunkt.

Undersøgelingsdesign og feltprocedurer

EM31-systemet kan anvendes til linieprofilering eller fladedækkende opmåling. Afstanden mellem profillinierne vil afhænge af opgavens detaljeringsgrad og den geologiske variabilitet. Ældre instrumenter foretager en diskret dataopsamling, medens nye versioner kan foretage en kontinuerlig dataopsamling. Systemet er normalt håndbåret (Figur 4.9), men kan rigges op på en slæde/vogn og trækkes af et køretøj på tilsvarende vis som EM38-systemet (Figur 4.9). Det vil sandsynligvis ikke være muligt at udføre målingerne ved lige så stor hastighed.



Figur 4.9. Foto (til venstre) af Geofysika CM-031 (~ Geonics EM31) systemet anvendt i felten (Foto Thomas Røntved). Foto (til højre) af Geonics EM31 systemet monteret på en slæde og trukket af en terrængående motorcykel (Foto DJF).

Dagsproduktion

Dagsproduktionen afhænger af målemetoden og fremkommeligheden i terrænet. EM31-systemet kan benyttes til manuel dataindsamling af enkelte linieprofiler eller til fladedækkende målinger, hvor instrumentet kan være monteret på en slæde trukket af et køretøj. Dagsproduktionen må forventes at være mindre end EM38's dagsproduktion på maksimalt 150 ha pr. dag med 40–80 målinger pr. ha, da EM31-systemet er mere besværlig at håndtere i felten. Hvis EM31-systemet er håndbåret ligger dagsproduktionen på 5–10 km. Målearbejdet kan udføres af én person.

Databehandling og præsentation

Data filtreres mht. åbenbart urimelige dataværdier (outliers). Dette kan evt. foregå i et GIS-program. Data præsenteres typisk som konturerede kort over tilsyneladende elektrisk ledningsevne eller resistivitet.

Fordele

EM31-systemet er enkelt at betjene og kan anvendes til fladedækkende målinger med meget høj produktivitet. Der kræves ikke fysisk kontakt mellem instrument og jorden.

Ulemper

Metoden har lille følsomhed over for høje resistiviteter. Det er ikke muligt at få information om resistivitetsvariationer med dybden. EM31-systemet er ikke særlig følsomt over for støj, men målingerne kan blive forstyrret af højspændingsledninger eller nedgravede metalrør ved elektromagnetisk kobling.

Litteraturliste

Dansk litteratur:

Klitten, K., 1987: Stang-slingrammetoden. I: Geofysik og råstofkortlægning. Råstofkontorets kortlægningsserie **5**, 109–116. Skov- og Naturstyrelsen.

4.3.4 Kontrolleretkilde og radiomagnetotelluriske metoder

Anvendelighed i umættet zone

Metoden har et potentiale for at kunne anvendes, hvor den umættede zone er tykkere end ca. 10 m på sandlokaliteter og uden begrænsninger i den umættede zones tykkelse på lerlokaliteter.

Andre betegnelser på dansk eller engelsk

Magnetotellurik forkortes MT. Af og til anvendes betegnelsen audiomagnetotellurik, AMT, for at fremhæve at frekvenserne ligger i audioområdet. Radiomagnetotellurik forkortes RMT. Magnetotelluriske metoder som benytter en medbragt elektromagnetisk kilde (sender) kaldes ofte kontrolleret-kilde (controlled source) systemer, forkortet CSMT eller CSTMT (hvor det midterste T står for tensor).

Første anvendelse og udbredelse

Metoderne er hidtil stort set kun anvendt i udlandet. RMT er anvendt siden starten af 1990'erne. CSMT er anvendt siden 1980'erne til kortlægning af de øverste 2–3 km af jorden. Begge metoder bygger på (A)MT metoden, som forskere har arbejdet med siden 1950'erne.

RMT systemer findes hovedsagelig ved forskningsinstitutioner. Der findes kun få CSMT systemer, som opererer ved frekvenser der er så høje, at systemet er anvendeligt i undersøgelser, som er rettet mod de øverste 30 meter af jorden. Et sådant system er EnviroMT, som er udviklet ved Uppsala Universitet i samarbejde med internationale partnere.

Generelle anvendelsesområder

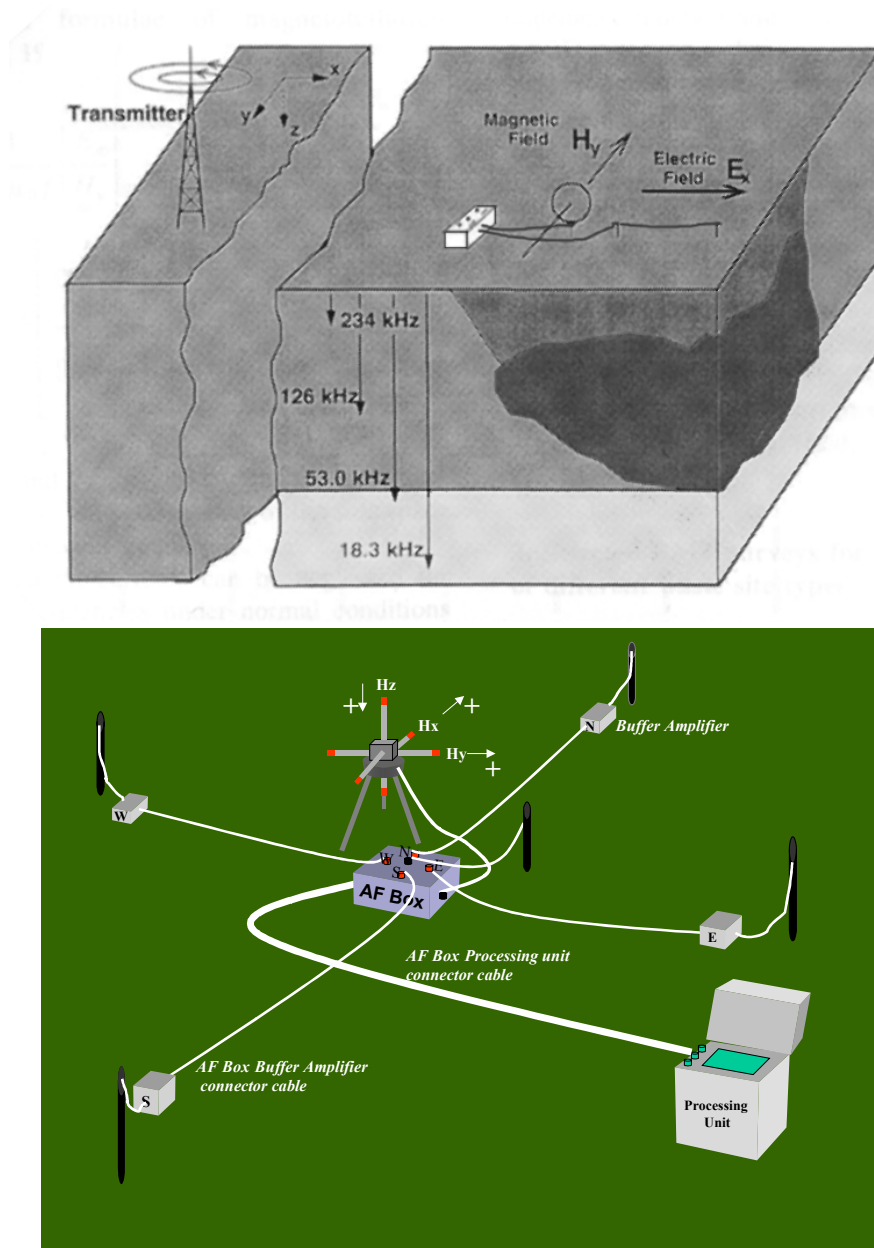
Metoderne anvendes til geologisk kortlægning, kortlægning af udbredelsen af lossepladser, affaldsdeponer, forureningsfaner m.v..

Metodebeskrivelse

MT metoden er en frekvensdomæne elektromagnetisk metode, som udnytter, at elektromagnetisk energi udbredes ned gennem jorden som plane bølger parallel med jordoverfladen, når kilderne er tilstrækkelig langt væk (5–7 skinddybder). Traditionelle MT systemer benytter det naturlige elektromagnetiske felt som kilde, medens RMT benytter radiosendere i frekvensområdet 14–500 kHz og CSMT benytter en medbragt kilde, som enten er to vinkelrette elektriske dipoler eller horisontale magnetiske dipoler.

Det elektriske felt og det magnetiske felt måles i to orienteringer vinkelret på hinanden (Figur 4.10). For hver af de anvendte senderfrekvenser beregnes den tilsyneladende resistivitet, ρ_a , og fasevinklen, φ , mellem de elektriske og magnetiske feltkomponenter (se f.eks. Tezkan et al. 2000).

Da der ved hvert målested optages data for flere frekvenser, repræsenterer hver målested en sondering, idet indtrængningsdybden øges ved mindsket frekvens.



Figur 4.10. Skitse (øverste) af RMT system, hvor det magnetiske felt måles ved hjælp af en spole. Vinkelret til det magnetiske felt måles det elektriske felt ved hjælp af to jord-elektroder. Radiosendere anvendes som kilde. Pilene med frekvens angivelser indikerer indtrængningsdybden for forskellige radiofrekvenser. (Fra Tezkan et al. (2000)). Skitse (nederst) af EnviroMT systemet, hvor det elektriske felt måles i to horisontale retninger og det magnetiske felt måles i tre retninger (Bastani 2001).

Indtrængningsdybde

Indtrængningsdybden afhænger af senderfrekvens og jordlagenes resistivitet. Indtrængningsdybden kan groft taget udtrykkes som $D = \delta/\sqrt{2}$, hvor $\delta = 503\sqrt{\rho/f}$ er skinddybden og ρ resistivitet og f frekvens (Zonge & Hughes 1991).

For en lav frekvens på 2,5 kHz vil indtrængningsdybden være 12 m, 39 m eller 123 m for resistiviteter på henholdsvis 3 Ωm , 30 Ωm eller 300 Ωm . Øges frekvensen til 25 kHz falder indtrængningsdybden til henholdsvis 4, 12 eller 39 m, når resistiviteten er henholdsvis 3 Ωm , 30 Ωm eller 300 Ωm . For en høj frekvens på 250 kHz er indtrængningsdybden faldet til 1,2 m, 4 m eller 12 m for resistivitet på henholdsvis 3 Ωm , 30 Ωm eller 300 Ωm .

Vertikal og lateral strukturopløsning

Generelt er den vertikale og laterale strukturopløsning afhængig af resistivitetskontraster og -strukturer samt resistiviteternes absolutværdi.

Der findes dog følgende tommelfingerregler ifølge Zonge & Hughes (1991). Den laterale strukturopløsning afhænger af afstanden mellem sonderingerne og afstanden mellem de to elektroder (dipolafstanden), hvormed det elektriske felt måles, således at metoden kan opløse strukturer, der er større end sonderingsafstanden samt af samme størrelse som dipolafstanden. Den vertikale strukturopløsning ligger mellem 0.5% og 20% af indtrængningsdybden afhængigt af resistivitetskontrasten. Derudover har antallet og fordeling af frekvenser en betydning.

Undersøgelingsdesign og feltprocedurer

RMT/CSMT målepunkter (sonderinger) placeres oftest langs profillinier med en afstand på 5–10 m mellem målepunkterne for RMT systemer og 10–20 m for CSMT systemer. Afstanden mellem profillinierne afhænger dels af de laterale resistivitetsvariationer dels af opgavens detaljeringsgrad.

Sonderingerne stedbepstemes vha. GPS eller ud fra kort.

Dagsproduktion

Der kan laves 100–150 RMT sonderinger på en dag, hvilket giver 0,5–1,5 km profillinie med en sonderingsafstand på 5–10 m mellem sonderingerne. Da det er mere tidkrævende at lave en CSMT sondering, kan der laves 30–50 sonderinger pr dag, hvilket resulterer i 0,3–1 km profillinie med en sonderingsafstand på 10–20 m.

Databehandling og præsentation

Data processeres, så der for hver af de anvendte frekvenser fremkommer et sæt af tilsyneladende resistiviteter og fasevinkler eller andre datatransformationer afhængigt af specifikationerne for tolkningsprogrammerne.

Data tolkes oftest fysisk med 1D, 2D eller 3D inversionsprogrammer inden præsentation. Der findes mange tilgængelige 1D og 2D inversionsprogrammer, hvoraf flere er kommercielle, samt få 3D programmer (se f.eks. Mackie & Madden 1993, Smith & Booker 1991).

Resultatet af en fysisk tolkning (inversion) af de målte data præsenteres som resistivitetsprofiler eller som konturerede isoresistivitetskort af intervalresistiviteter for givne dybdeintervaller.

Fordele

Metoden giver information om resistivitetsvariationer med dybden. I modsætning til andre EM metoder er det regnemæssigt overkommeligt at foretage en 2D eller 3D inversionsmodellering af data og der findes flere tilgængelige 2D og 3D inversionsprogrammer.

Ulemper

Data kan indeholde "static shift". Tolkning kan resultere i modeller med ækvivalens. Målingerne kan indeholde koblinger til el-ledningsnettet, elektriske hegn og andre gode elektriske ledere.

Litteraturliste

International litteratur:

- Bastani, M., 2001: EnviroMT - A New Controlled Source/Radio Magnetotelluric System. Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology, 32, 179 pp. PhD thesis.
- Mackie, R. L. & Madden, T. R., 1993: Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients. *Geophysical Journal International* **115**(1), 215–229.
- Smith, J. T. & Booker, J.R., 1991: Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets* **96**(3), 3905–3922.
- Tezkan, B., Hördt, A. & Gobashy, M., 2000: Two-dimensional radiomagnetotelluric investigation of industrial and domestic waste sites in Germany. *Journal of Applied Geophysics* **44**, 237–256.
- Zacher, G., Tezkan, B., Neubauer, F.M., Hördt, A. & Müller, I., 1996: Radiomagnetotellurics: A powerful tool for waste-site exploration. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics* **1**, 139–159.
- Zonge, K.L. & Hughes, L.J., 1991: Controlled source audio-frequency magnetotellurics. I: Nabighian, M.N. (ed.): *Electromagnetic methods in applied geophysics* **2**. Investigations in Geophysics **3**, 713–809. Society of Exploration Geophysicists.

4.3.5 Transient elektromagnetisk metode

Den transiente elektromagnetiske metode, TEM, er baseret på princippet om, at en strøm, som løber i en strømsløjfe placeret på eller over jordoverfladen, slukkes brat, hvilket inducerer strømme i jordlagene umiddelbart under jordoverfladen. Disse strømme breder sig ned gennem jordlagene, medens de reduceres pga. ohmsk modstand i jordlagene og giver anledning til et tidsligt henfaldende magnetfelt. Dette tidsligt henfaldende magnetfelt detekteres i en modtagerspole og samples i en lang række tidsvinduer i intervallet ca. 6 μ s til ca. 10 ms efter, at strømmen er slukket. Målepunkter til tidlige tider indeholder information om de overfladenære lag, medens målepunkter til sene tider indeholder information om dybereliggende lags resistivitetsforhold. Strømmenes udbredeshastighed og amplitudetænd afhænger af de elektriske modstandsforhold i jordlagene. I jordlag med høj elektrisk modstand, såsom sand- og grusaflejringer, udbreder strømmene sig hurtigt, medens udbredelsen er langsommere i godt ledende jordlag, såsom leraflejringer. Mere uddybende beskrivelser af TEM metoden kan findes i Auken et al. (1993) og GeofysikSamarbejdet (2000).

TEM metoden er udviklet op gennem 1970'erne og 1980'erne. Siden 1989 er metoden blevet anvendt i Danmark. TEM metoden anvendes hovedsagelig i den hydrogeologiske kortlægning (se f.eks. Halkjær & Auken 1998, Sørensen et al. 1995).

Hvorfor TEM metoden ikke er velegnet til kortlægning af den umættede zone

TEM metoden er rettet mod kortlægning af øverste 100–150 m af jorden. Metoden er ikke velegnet til at kortlægning af den umættede zone, da data ikke indeholder meget information om de øverste 15–20 m af jorden. Dette skyldes, at strømmen udbreder sig så hurtigt ned gennem jorden, at data fra det første tidsvindue repræsenterer en midling af resistivitetsforholdene i de øverste 15–20 m.

Litteraturliste

Dansk litteratur:

- Auken, E., Effersø, F. & Christensen, N.B., 1993: Transient sondering – en ny og effektiv metode til kortlægning af undergrunden. *GeologiskNyt* **4**, 8–11.
- GeofysikSamarbejdet, 2000: Geofysik – grundvandskortlægning. Kursusnoter, Sandbjerg, 111 pp. GeofysikSamarbejdet, Geofysisk Afdeling, Geologisk Institut, Aarhus Universitet. Kursusnoterne kan hentes ned fra www.geofysiksamarbejdet.au.dk.
- Halkjær, M. & Auken, E., 1998. TEM-metoden – erfaringer fra danske kortlægninger. *GeologiskNyt* **1**, 12–14.
- Sørensen, K., Søndergaard, V. & Thomsen, R., 1995: Overvågning af grundvandet baseret på nye geofysiske målemetoder. Projekt om jord og grundvand fra Miljøstyrelsen, **11**, 63 pp.

4.3.6 EM61

EM61 systemet, som er baseret på den transiente elektromagnetiske metode, er designet til at være en metaldetektor. EM61 systemet anvender samme måleprincip som TEM metoden. En lille kvadratisk spole på 1 m × 1 m benyttes både som sender og modtager. Der måles kun til sene tider i fire eller 20–30 tidsvinduer.

EM61 systemet anvendes til kortlægning af metalgenstande, såsom nedgravede tanke og rør. Systemet er benyttet i Danmark siden 1997. En beskrivelse af systemet og eksempler på anvendelser findes i Edsen (1998).

Hvorfor EM61 systemet ikke er velegnet til kortlægning af den umættede zone

EM61 systemet er udelukkende designet til at være en metaldetektor. Systemparametre er valgt således, at responset fra variationer i jordlagene minimeres. EM61 systemet er derfor uegnet til kortlægning af geologiske strukturer (personlig kommunikation med Simon Boniwell, Geonics Ltd., januar 2001).

Litteraturliste

Dansk litteratur:

Edsen, A., 1998: Ny effektiv metalsøger – magnetometerets afløser til tanksporing. *GeologiskNyt* **3**, 8–9.

4.4 Georadar

Anvendelighed i umættet zone

Metoden kan anvendes til kortlægning af umættet zone, hvor denne består af sand- og grusaflejringer eller andre relativt resistive aflejringer. Metoden kan detektere laggrænser og lags interne sedimentære strukturer (se f.eks. Beres et al 1999, van Overmeeren 1998). Georadarsignalet dæmpes kraftigt af lerlag og andre konduktive aflejringer. Metoden kan bestemme en præcis dybde til lerlag, andre konduktive aflejringer og lag med salt porevæske, når disse er overlejret af resistive aflejringer.

Metoden har et potentiale for kunne benyttes til bestemmelse af vandindholdet i umættet zone (se f.eks. van Overmeeren et al. 1997).

Andre betegnelser på dansk eller engelsk

Ground penetrating radar, ground probing radar, GPR.

Første anvendelse og udbredelse

Georadarmetoden er anvendt i Danmark siden 1980 til geologisk kortlægning (se f.eks. Berg et al 1983). I udlandet (primært USA) har metoden været benyttet siden 1970'erne til kortlægning af geologiske materialer. Inden da blev metoden udviklet til kortlægning af tykkelser af iskapper og gletschere.

Instrumenter fremstilles og sælges af ca. 5 fabrikanter. Georadarundersøgelser udbydes af flere danske rådgivere.

Generelle anvendelsesområder

Georadarmetoden anvendes inden for mange geologiske og ingeniørmæssige opgaver til ikke-destruktiv test af en lang række materialer med forholdsvis høj elektrisk modstand.

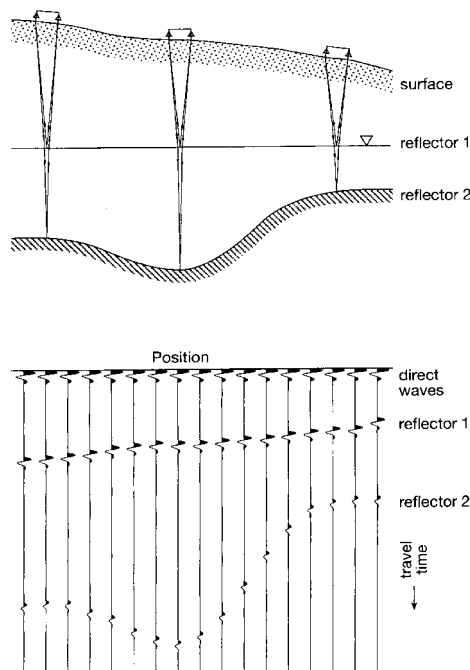
Af geologiske og hydrogeologiske opgaver kan nævnes råstofkortlægning, detaljeret geologisk kortlægning af lithologi og strukturer i sand, grus og kalk, kortlægning af leroverflader, bestemmelse af vandindhold i den umættede zone og grundvandsspejl af en homogen sand- og grusaflejringer, kortlægning/overvågning af forureningsfaner eller deres overflade.

En fylldig liste over georadarens mange forskelligartede anvendelsesområder findes i Felt-håndbogen (DGF' feltkomite 1999).

Metodebeskrivelse

Georadarmetoden er en elektromagnetisk metode som bygger på bølgeudbredelse og refleksion og er derfor mere beslægtet med refleksionsseismik end diffusive elektromagnetiske metoder.

Georadarmetoden fungerer ved at en antenne udsender en kort puls (~ 1–100 ns) af højfrekvent elektromagnetisk energi, som breder sig ned gennem jorden. Den elektromagnetiske energi vil have en centerfrekvens på 10–1000 MHz. Signalet bliver dels reflekteret ved flader, hvor de dielektriske egenskaber ændres, dels transmitteret videre ned i jorden. De reflekterede signaler opfanges af en modtagerantenne og signalets amplitude og polaritet registreres som funktion af tid. Der måles kontinuerligt med en pulsrepetitionsfrekvens på ca. 30–100 kHz, medens sender og modtager trækkes hen over jorden. De enkelte målinger stakkes og sammenstilles til et radargram (Figur 4.11).



Figur 4.11. Foto (til venstre) af georadar system. Principskitse for profilering med georadar. På skitsen af den geologiske model øverst til højre er radarstrålerne vej vist for 3 positioner. Skitsen nederst til højre viser det resulterende radargram, hvor den vertikale akse er tovejstid (van Overmeeren et al (1997)).

Signalstyrken svækkes under udbredelsen ned gennem jorden bl.a. på grund af geometrisk spredning, refleksion og refraktion samt dæmpning, hvoraf dæmpning oftest er den væsentligste årsag til svækkelse af signalet. Hvor hurtigt dæmpningen virker afhænger af jordlagenes elektriske resistivitet.

Signalets udbredelseshastighed (radiobølg hastighed), v , afhænger tilnærmelsesvist kun af det relative dielektricitetsstal ϵ_r , således at

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

hvor c er radiobølg hastigheden i vakuum (lysets hastighed = $3 \cdot 10^8$ m/s). Det relative dielektricitetsstal kan variere mellem 1 (luft) og 81 (vand). Tørre geologiske materialer har et relativt dielektricitetsstal på 3–10. Da det relative dielektricitetsstal for vand er højt i forhold til

det for tørre geologiske aflejringer er aflejringers vandindhold primært bestemmende for aflejringens relative dielektricitetstal.

Dybden til reflektorer afhænger foruden af ankomsttiden for en refleksion også af udbredelseshastigheden gennem jorden, som måles uafhængigt ved hastighedssondering eller bestemmes ud fra korrelation med geologiske logs. Hastighedssonderinger udføres som CMP (common mid point) målinger eller ved at måle transmissionstiden mellem to borehuller eller mellem borehul og overflade. Den førstnævnte metode benyttes hyppigst.

Mere uddybende beskrivelser af georadar metoden kan f.eks. findes i Davis & Annan (1989), Annan & Cosway (1992) og Annan (1998).

Indtrængningsdybde

De to væsentligste faktorer, som har indflydelse på indtrængningsdybden, er georadarens centerfrekvens og de geologiske aflejringers resistivitet, der er afgørende for signaldæmpning.

Georadarens centerfrekvens influerer på penetrationsdybden, således at en lav centerfrekvens giver en større penetration end en høj centerfrekvens. Georadarundersøgelser beskrevet i litteraturen rapporterer typisk om penetrationsdybder på op til 30 m for 40–50 MHz antenner, på 10–20 m for 100 MHz antenner og på 5–12 m for 200 MHz antenner. De fleste af disse undersøgelser er udført på sand- og grusaflejringer beliggende både over og under grundvandsspejlet.

Hvor hurtigt georadarsignalet dæmpes afhænger som tidligere nævnt af aflejringernes elektriske modstand. Denne afhænger stort set kun af aflejringens lerindhold og porevæskens salinitet. Et stort lerindhold vil give en lille indtrængningsdybde. I en lerjord er dæmpningen så kraftig, at refleksioner kun kan registreres i dybder af 0,5–2 m under terræn med en 100 MHz antenne, medens der i resistive aflejringer, såsom lerfrit tørt sand, kan registreres refleksioner fra dybder på maksimalt 30–35 m med en 100 MHz antenne (se f.eks. Daniels et al. 1988, Smith & Jol 1995).

Georadarens indtrængning reduceres også kraftigt i aflejringer med en porevæske med høj salinitet f.eks. pga. saltvandsinfiltration i kystzonen eller en forureningsfane.

Vertikal og lateral strukturopløsning

Den *vertikale strukturopløsning* afhænger tilnærmelsesvis kun af centerfrekvens og radiobølg hastigheden i aflejringen. Afstanden mellem to reflektorer skal mindst være $\frac{1}{4}$ – $\frac{1}{2}$ pulsbredde, for at man kan adskille dem. Da georadarsystemer er designet således at centerfrekvensen er lig $1/\text{pulsbredde}$ bliver den vertikale strukturopløsning $\frac{1}{2} \cdot \text{radiobølg hastighed}/\text{centerfrekvens}$ (Annan 1998). F.eks. vil den vertikale strukturopløsning for tørt sand, hvor $\epsilon_r = 4$ og $v = 1,5 \cdot 10^8$ m/s, være henholdsvis 1,5 m, 0,75 m og 0,18 m for 50 MHz, 100 MHz og 400 MHz antenner, medens den vertikale strukturopløsning i vådt sand, hvor radiobølg hastigheden er lavere ($v = 0,6 \cdot 10^8$ m/s), vil være henholdsvis 0,6 m, 0,3 m og 0,075 m for 50 MHz, 100 MHz og 400 MHz antenner.

Den vertikale strukturopløsning forbedres når centerfrekvensen forøges, hvilket fungerer modsat penetrationsdybden, som forbedres når centerfrekvensen reduceres. Man vil oftest prioritere en større penetrationsdybde over en høj vertikal strukturopløsning.

Den *laterale strukturopløsning* afhænger af flere faktorer, bl.a. antennefokusering samt centerfrekvens, dybden til legemet og radiobølgehastighed (parametre som bestemmer størrelsen af 1. Fresnelzone, se f.eks. Fowler (1990, side 145–146)). For at give en fornemmelse af størrelsesorden af den laterale strukturopløsning medtages følgende eksempel. Når der måles med 100 MHz antenner, vil et legeme, der er begravet i 2 m dybde i tørt sand ($v = 1,5 \cdot 10^3$ m/s), optræde som en reflektor, hvis dets udtrækning er større end 2,6 m ellers vil det optræde som en diffraktor. Øges begravelsesdybden til 5 m, skal legemets udtrækning være større end 4 m for at det optræder som en reflektor. Mindskes radiobølgehastigheden eller forøges centerfrekvensen kan legemets udstrækning være mindre for at det optræder som en reflektor. Desuden er det vigtigt, at afstanden mellem målepunkterne er lille, så der ikke opstår en rumlig aliasering af strukturerne. Afstanden mellem målingerne bør som hovedregel ikke overstige 0,25 m for en 100 MHz antenne.

Undersøgelingsdesign og feltprocedurer

Opmåling med georadar foretages langs profiler. Ønskes en 3-dimensional dækning af undersøgelsesområdet lægges en række profillinier tæt ved siden af hinanden evt. i to retninger vinkelret på hinanden. Dataindsamling kan effektiviseres f.eks. hvis der anvendes en teodolit med laserafstandsbestemmelse til lokalisering af målingerne (Lehmann & Green 1999).

Profilkoordinater kan fastlægges med (D)GPS. Afstanden mellem målingerne bestemmes oftest med et odometer.

Moderne georadarudstyr hverken vejer eller fylder meget. Det kan bæres eller trækkes af én person eller det kan monteres på en slæde eller vogn, som trækkes af et køretøj. Det vil dog oftest være mest hensigtsmæssigt, at to personer udfører feltarbejdet.

Dagsproduktion

Der kan produceres mellem 10 og 20 km georadar profil på en dag, når udstyret trækkes eller bæres af en person. Produktiviteten kan forøges, når udstyret trækkes af et køretøj. Der er en afvejning mellem maksimal indsamlingshastighed og afstand mellem målinger samt antallet af målinger, der stakkes. Produktiviteten vil desuden afhænge af terræn- og vegetationsforhold.

Databehandling og præsentation

Processeringsværktøjer for georadardata svarer i høj grad til værktøjer for seismiske data. Georadardata skal processeres inden præsentation. Som minimum forstærkes (gain) signalet. Dette kan gøres på flere måder. Derudover vil de fleste data blive filtreret, både i tid (vertikalt) og i sted (lateralt) samt stakket for at forbedre signal/støj-forholdet (se f.eks. Annan 1998).

Data tid-dybde konverteres derefter ud fra hastighedsinformation, som enten er erhvervet ved hastighedssonderinger eller ved korrelation med geologiske logs. Desuden kan der laves en topografikorrektion. Hvis hastighedsinformationen er meget pålidelig, kan der foretages en migration af data for at fjerne diffraktionshyperbler og flytte stejlt hældende reflektorer til deres 'rigtige' placering.

Georadarprofiler præsenteres som radargrammer i 'wiggle'-plot eller med en farvesværtning af amplitude og polaritet. 3D datasæt kan præsenteres i terningudsnit eller som kon-turkort af refleksionstiden eller dybden til en bestemt reflektor.

Fordele

Det er en forholdsvis hurtig og billig metode. Metoden giver en meget høj strukturopløsning f.eks. sammenlignet med diffusive metoder (elektriske og elektromagnetiske metoder).

Ulemper

Signalet dæmpes meget kraftigt i lerede aflejringer eller aflejringer med salt porevæske.

Litteraturliste

Dansk litteratur:

- Andreasen, F., 1995: Erfaringer med brug af georadar til geologisk og hydrogeologisk kortlægning. Vintermøde om grundvandsforurening, 97–112. ATV-kommiteen vedrørende grundvandsforurening.
- Arentzen, P., 1987: Georadar-metoden. I: Geofysik og råstofkortlægning. Råstofkontorets kortlægningsserie **5**, 123–134. Skov- og Naturstyrelsen.
- Berg, F., Andreasen, F. & Ahrentzen, P., 1983: Georadar til sand- og gruskortlægning. Statens Vejlaboratorium, Interne notater **147**.
- DGF' feltkomite, 1999: Felthåndbogen. DGF-bulletin **14**, Dansk Geoteknisk Forening.

International litteratur:

- Annan, A.P., 1998: Ground penetrating radar workshop notes. Sensors and Software Inc., Mississauga, Ontario. 120 pp.
- Annan, A.P. & Cosway, S.W., 1992: Ground penetrating radar survey design. Proceedings of SAGEEP, 329–351. Environmental and Engineering Geophysical Society.
- Beres, M., Huggenberger, P., Green, A. & Horstmeyer, H., 1999: Using two- and three-dimensional georadar to characterize glaciofluvial architecture. *Sedimentary Geology* **129**, 1–24.
- Daniels, D.J., Gunton, D.J. & Scott, H.F., 1988: Introduction to subsurface radar. IEE Proceedings **135**(4), part F, 278–320.
- Davis, J.L. & Annan, A.P., 1989: Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting* **37**, 531–551.
- Fowler, C.M.R., 1990: The solid earth, an introduction to global geophysics. Cambridge University Press.

- Lehmann, F. & Green, A., 1999: Semiautomated georadar data acquisition in three dimensions. *Geophysics* **64**, 719–731.
- Smith, D.G. & Jol, H.M., 1995: Ground penetrating radar: antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments. *Journal of Applied Geophysics* **33**, 93–100.
- van Overmeeren, R. A., 1998: Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. *Journal of Applied Geophysics* **40** 1–18.
- van Overmeeren, R.A., Sariowan, S.V. & Gehrels. J.C., 1997: Ground penetrating radar for determining volumetric soil water content; results of comparative measurements at two test sites. *Journal of Hydrology* **197**, 316–338.

4.5 Refleksionsseismik

Refleksionsseismik er baseret på princippet om, at lydbølger reflekteres ved laggrænser, hvor der er en ændring i seismisk hastighed og/eller massefylde. En refleksionsseismisk undersøgelse udføres ved at der "affyres skud" (dynamit, riffel, vibratorsweep, etc.) og de reflekterede bølger registreres ved hjælp af en lang række geofoner. Disse er enten placeret på linie (2D undersøgelser) eller i et grid (3D undersøgelser).

Refleksionsseismik har været den foretrukne geofysiske metode i kulbrinteefterforskning i mere end 60 år. Siden 1980'erne er refleksionsseismik benyttet til geologisk kortlægning i dybdeintervallet fra 10 meter til nogle hundrede meter. En status over metoden i forbindelse med overfladenære undersøgelser findes i Steeples et al. (1997) og Steeples (1998). Terrænnær (shallow) refleksionsseismik er bl.a. anvendt i forbindelse med ingeniør- og hydrogeologiske opgaver (se f.eks. Ploug 1990, Olsen et al. 1993).

Ved terrænnær refleksionsseismik vil man normalt ikke kunne registrere reflektorer fra de øverste 10–30 meter af jorden. Enkelte eksempler på seismiske undersøgelser med reflektorer observeret i de øverste 10 meter af jorden er rapporteret i litteraturen (se f.eks. Baker et al. 1999, med komplet reference til andre undersøgelser fra før 1999).

Hvorfor refleksionsseismik ikke er velegnet til kortlægning af den umættede zone

Hvis refleksionsseismik skal benyttes i kortlægningen af den umættede zone vil man sandsynligvis stille som krav, at reflektorer skal kunne detekteres fra nogle få meters dybde. Dette stiller særlige krav til undersøgelsesdesign og jordlagenes egenskaber (se f.eks. Baker et al. 1999).

For at kunne registrere reflektorer fra en dybde af få meter, må man lave et undersøgelsesdesign, hvor

- 1) man benytter en svag højfrekvent kilde, f.eks. detonator, haglpatroner eller vibrator
- 2) afstanden mellem geofonerne maksimalt er 0,25 m
- 3) man sikrer en stor folddækning
- 4) man sikrer, at der er god kobling mellem jord og geofon, evt. ved at grave/bore geofoner ned under pløjelag eller grundvandsspejl
- 5) at det seismiske udstyr mindst har en 18 bit og helst en 24 bit A/D converter.

Rigtigt valgte feltparametre er desværre ikke tilstrækkeligt for at opnå et godt resultat. For at der kan genereres detekterbare reflektorer fra en dybde på få meter, skal jordlagene have følgende karakteristika:

- 1) de seismiske hastigheder skal være mindre end 500–600 m/s
- 2) høje frekvenser må ikke dæmpes væsentligt. Det reflekterede signal skal have frekvenser over ca. 400 Hz.
- 3) Kontrasterne i seismisk hastighed og/eller massefylde skal være tilstrækkelig store.

På lokaliteter, hvor der over grundvandsspejlet er jordlag af løst sand og grus, vil dæmpningen af det seismiske signal normalt være for stort til at der kan optages gode seismiske data (se f.eks. Pullan & Hunter 1990). På sådanne lokaliteter, hvor der kun er sand- og grusaflejringer vil georadarmetoden give gode resultater.

På lokaliteter, hvor konsoliderede jordlag, f.eks. moræneler, har direkte kontakt med overfladen eller pløjelaget, vil det være muligt at bevare de høje frekvenser i signalet, men den seismiske hastighed vil sandsynligvis være højere end de maksimale 500–600 m/s. Hvis den seismiske hastighed er større, er det ikke muligt at skelne de første reflektorer fra den direkte bølge. Den seismiske P-bølgehastighed i moræneler over og under grundvandsspejlet ligger henholdsvis i intervallet 700–1500 m/s og 1600–2200 m/s (Klitten 1987).

Det må konkluderes, at der vil være meget få geologiske situationer, hvor reflektionsseismik er velegnet til kortlægning i den umættede zone.

Omkostningerne ved en meget terrænnær reflektionsseismisk undersøgelse udført med feltparametre som de ovennævnte, vil være meget store sammenlignet med andre geofysiske metoder, som fokuserer på samme dybdeinterval. Det skyldes store arbejdsindsatser ved dataindsamlingen og ikke mindst ved dataprocessering og tolkning.

Litteraturliste

Dansk litteratur:

- Klitten, K., 1987: Refraktionsseismik. I: Geofysik og råstofkortlægning. Råstofkontorets kortlægningsserie **5**, 135–163. Skov- og Naturstyrelsen.
- Ploug, C., 1990: Har reflektionsseismik en rolle at spille som hydrogeologisk værktøj i Danmark? Vintermøde om Grundvandsforurening, 219–230. ATV-komiteen vedrørende grundvandsforurening.

International litteratur:

- Baker, G.F., Schmeissner, C., Steeples, D.W. & Plumb, R.G., 1999: Seismic reflections from depths of less than two meters. *Geophysical Research Letters*, **26**(2), 279–282.
- Olsen, H., Ploug, C. Nielsen, U. & Sørensen, K, 1993: Reservoir characterization applying high-resolution seismic profiling, Rabis Creek, Denmark. *Ground Water* **31**(1), 84–90.
- Pullan, S.E & Hunter, J.A, 1990: Delineation of buried bedrock valleys using the optimum offset shallow seismic reflection technique. I: Ward, S.H. (ed.): *Geotechnical and environmental geophysics* **3**. *Investigations in Geophysics* **5**, 75–87. Society of Exploration Geophysicists.
- Steeple, D.W., Green, A.G., McEvilly, T.V., Miller, R.D., Doll, W.E., & Rector, J.W., 1997: A workshop examination of shallow seismic reflection surveying. *The Leading Edge*, **16**(11), 1641–1647.
- Steeple, D.W. (ed.), 1998: Special issue, shallow seismic section. *Geophysics* **63**(4), 1210–1450.

4.6 Refraktionsseismik

Anvendelighed i umættet zone

Metoden har en begrænset anvendelse. Metoden kan i særlige tilfælde bruges til kortlægning af tykkelsen af umættet zone (bestemmelse af grundvandsspejl) og evt. lagdeling i umættet zone. Metoden fungerer bedst, hvor lagene har successivt stigende seismisk hastighed med dybden. Lagfølgen kan f.eks. være tørt sand/grus overlejrende vådt sand/grus og kalk eller ler.

Første anvendelse og udbredelse

Metoden har været anvendt siden 1920'erne.

Metoden har lille udbredelse i Danmark inden for hydrogeologisk, råstof- og miljørelaterede opgaver. Metoden har stor udbredelse internationalt til dybe undersøgelser af jordskorpen og den øvre kappe.

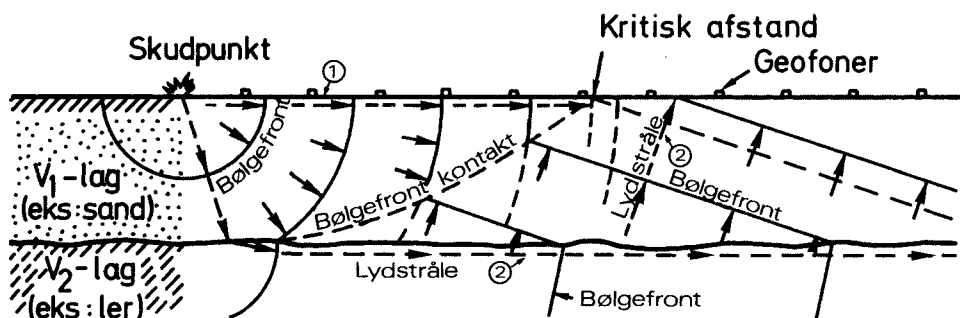
Generelle anvendelsesområder

Metoden anvendes i undersøgelser af lithosfæren. Inden for hydrogeologiske, råstof- og miljørelaterede opgaver benyttes metoden bl.a. til kortlægning af tykkelsen af overdække samt til kortlægning af lossepladsers bund.

Metodebeskrivelse

Refraktionsseismik er baseret på princippet om, at refrakterede lydbølger (P-bølger), som stammer fra bølger, der rammer en laggrænse i kritisk vinkel, vil følge laggrænsen og derfra løbe tilbage mod overfladen. Ved en refraktionsseismisk måling udsendes en lydimpuls ved eller lige under jordoverfladen, og en række geofoner placeret på linie parallelt med "skuddet" registrerer alle returnerede bølger. I refraktionsseismik er man især interesseret i førsteankomster, hvilket først er den direkte bølge og derefter refrakterede bølger fra underliggende lag med højere hastighed. De refrakterede bølger fra et underliggende lag vil efter en given afstand overhale den direkte bølge og ankomme først til jordoverfladen og blive registreret som førsteankomster (Figur 4.12). Senere vil disse bølger blive overhalet af refrakterede bølger fra dybereliggende lag. En mere uddybende beskrivelse af metoden findes i f.eks. Klitten (1987).

Der sendes kun refrakterede bølger tilbage mod overfladen fra laggrænser, hvis det underliggende lag har en højere seismisk hastighed. Det er derfor ikke muligt at detektere et lavhastighedslag, som er indlejret mellem to højhastighedslag. Et eksempel på en aflejningssekvens, der resulterer i dette såkaldte blindzone-problem, er et tørt sandlag indlejret mellem to morænelersbænke, hvor den øverste morænelersbænk er sandet og løs. Den fejlagtige tolkning vil ikke kun mangle et lag, men laget over blindzonen vil blive for tykt og dybden til lag under blindzonen overestimeres.



Figur 4.12. Skitse af et refraktionsseismisk eksperiment. På skitsen ses lydbølgernes udbredelse i første lag før og efter refraction fra andet lag samt bølgenes udbredelse i andet lag. Den direkte bølges vej (1) og den kritiskvinkel refrakterede bølges vej (2) er markeret på skitsen. (Fra Klitten (1987)).

Lag kan også forblive uopdagede, selvom de seismiske hastigheder stiger med dybden. Dette vil forekomme hvor et lag er så tyndt, at refrakterede bølger fra dette lag på intet tidspunkt når op til overfladen som førsteankomster. I dette tilfælde vil den fejlagtige tolkning ud over at mangle et lag også medføre at tykkelsen af det overliggende lag bliver for stor og dybden til underliggende lag underestimeres.

Hvis der er boringskontrol eller metoden kombineres med andre metoder, kan risikoen for fejltolkning i sådanne tilfælde reduceres.

Indtrængningsdybde

Indtrængningsdybden afhænger af undersøgelsesdesignet, dvs. geofonafstand og -antal samt skudafstand og -antal.

I en undersøgelse i Schweiz, hvor der er anvendt et 240-kanalsinstrument og en geofonafstand på 2 eller 4 m samt en skudafstand på 8 m, er der detaljeret struktur opløsning til dybder på 15–20 m (Lanz et al. 1998).

Vertikal og lateral strukturopløsning

Den vertikale og laterale strukturopløsning afhænger af undersøgelsesdesign, seismiske hastighedsstrukturer og -kontraster.

Undersøgelsesdesign og feltprocedurer

Refraktionsseismik udføres ved at geofoner udlægges langs et profil og der skydes langs profilet. Hvordan undersøgelsen præcist designes vil afhænge af hvor mange kanaler man har til rådighed i det seismiske udstyr. Det er vigtigt at geofonudlægget dækkes af skud fra begge retninger, for at man kan detektere hældende lag og for at sikre en god stråledækning.

Profilerne stedbestemmes vha. GPS eller ud fra kort. Afstanden mellem geofonerne udmåles enten med målebånd eller vha. kabler der har geofonudtag i den valgte geofonafstand.

Dagsproduktion

Dagsproduktionen vil afhænge af geofonafstand og -antal, samt antal af skud og kildetype. Derudover har fremkommeligheden i terrænet stor betydning. Feltarbejdet skal udføres af flere end to personer.

Databehandling og præsentation

Første skridt i databehandlingen er aflæsning af førsteankomster enten manuelt eller automatisk. Derefter kan førsteankomsterne plottes i løbetidsdiagrammer. Den yderligere databehandling kan derefter bestå i forholdsvis simple beregninger af laghastigheder og dybder til laggrænserne. Der findes forskellige teknikker afhængigt af antallet af lag og laggrænserne hældning og form (se f.eks. Klitten 1987). Mere avancerede computerprogrammer kan også benyttes. Sådanne programmer anvender seismiske tomografiteknikker, hvor hastighedsprofiler findes ved inversion af løbetidsdataene (se f.eks. Lanz et al. 1998).

Data præsenteres efter tolkning som profiler over seismiske (P-bølge) hastighed.

Fordele

Metoden kan under tiden kortlægge lagfølger, der ikke kan detekteres med elektriske metoder. Det kan bl.a. være på lokaliteter, hvor kalk er overlejret af sand- og gruslag, som ligger direkte under muldlaget.

Ulemper

Metoden har begrænsninger på grund af ønsket om en lagfølge med successivt stigende seismisk hastighed. Metoden har en lille dagsproduktion. Metoden har en relativ stor følsomhed over for vibrationsstøj.

Litteraturliste

Dansk litteratur:

Klitten, K., 1987: Refraktionsseismik. I: Geofysik og råstofkortlægning. Råstofkontorets kortlægningsserie **5**, 135–163. Skov- og Naturstyrelsen.

International litteratur:

Lanz, E., Maurer, H. & Green, A.G., 1998: Refraction tomography over buried waste disposal site. *Geophysics* **63**(4), 1414–1433.

4.7 Gravimetriske metoder

Gravimetri er en potentialfeltsmetode, der er baseret på tyngdefeltmålinger. I gravimetri udnyttes, at tyngdefeltet påvirkes af jordlagenes massefylde. Laterale massefyldekontraster giver sig udslag i tyngdeanomalier.

Gravimetri anvendes mest til undersøgelser på regional skala. Metoden anvendes kun i begrænset omfang inden for hydrogeologiske og miljørelaterede opgaver. Metoden har et potentiale i kortlægning af dybe begravede dale (Thomsen & Friborg 1992).

Hvorfor gravimetri ikke er velegnet til kortlægning af umættet zone

Gravimetri egner sig ikke til kortlægning af strukturer i den umættede zone, da det vil være meget svært at vurdere, hvad det er, der forårsager anomalier i indsamlede data. Dette skyldes bl.a. at massefylden for sand ($1700\text{--}2300\text{ kg/m}^3$), grus ($1700\text{--}2400\text{ kg/m}^3$), ler ($1600\text{--}2600\text{ kg/m}^3$) og moræneaflejringer ($1500\text{--}2000\text{ kg/m}^3$) ligger i samme interval (se f.eks. datasammenstillinger i Telford et al. (1990) og Sharma (1997)). Massefyldekontrasterne mellem aflejringerne bliver derfor meget små, og det er meget vanskeligt at vurdere hvilke aflejringer, der giver en positiv eller negativ anomali.

Da anomalierne er meget små, kan de kun detekteres med mikrogravimetriteknik, hvor man bl.a. stiller krav om at målestationens position er kendt med en nøjagtighed på mindst 1,2 m horisontalt og 4 mm vertikalt (se f.eks. Sharma 1997).

Det har ikke været muligt at finde eksempler i litteraturen, hvor gravimetri er anvendt i forbindelse med undersøgelser i den umættede zone.

Litteraturliste

Dansk litteratur:

Thomsen, S. & Friborg, R., 1992: Kortlægning af dybtliggende grundvandsmagasiner i Sønderjylland. *Vandteknik* **10**, 544–552.

International litteratur:

Sharma, P.V., 1997: *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge University Press.

Telford, W.M., Geldart, L.P. & Sheriff, R.E., 1990: *Applied geophysics*. 2. udgave. Cambridge University Press.

4.8 Magnetiske metoder

Magnetik er en potentialfeltsmetode, der er baseret på målinger af variationer i jordens magnetfelt. I magnetisk prospektering udnyttes at magnetfeltet påvirkes af jordlagenes magnetiske egenskaber (susceptibilitet og remanent magnetisering). Beskrivelser af magnetiske prospekteringsmetoder kan findes i lærebøger om anvendt geofysik (se f.eks. Sharma 1997).

Magnetisk prospektering anvendes regionalt til kortlægning af geologiske strukturer og magnetiske mineralråstoffer specielt i grundfjeldsområder. I miljørelaterede opgaver benyttes metoden mest til kortlægningen af affaldsdepoter og lokalisering af nedgravede tanke. Metoden benyttes også inden for arkæometri.

Hvorfor magnetik ikke er særlig velegnet til kortlægning i umættet zone

Magnetik er ikke særlig velegnet til kortlægning af umættet zone, da tolkningen af magnetiske data er flertydig. Der kræves et godt kendskab til opbygningen af de geologiske aflejringer og deres susceptibilitet for at kunne tolke magnetiske data (se f.eks. Herwanger et al. 2000).

Aflejringeres susceptibilitet afhænger af deres indhold af magnetiske mineralkorn. Kvartsand og ler har generelt meget lav susceptibilitet, medens moræneaflejringer med mange store sten og nogle grusaflejringer har relativt højere susceptibilitet.

Bortset fra arkæometriske undersøgelser findes der ikke eksempler i litteraturen, hvor magnetik er anvendt i forbindelse med undersøgelser i umættet zone.

Litteraturliste

International litteratur:

Herwanger, J., Maurer, H., Green, A.G. & Leckebusch, J., 2000: 3-D inversions of magnetic gradiometer data in archeological prospecting: Possibilities and limitations. *Geophysics* **65**(3), 849–860.

Sharma, P.V., 1997: *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge University Press.