

Elektromagnetische metingen voor het bepalen van de diepte tot hydrologisch slecht doorlatende lagen

Een statistische en ruimtelijke analyse van hydrologisch slecht doorlatende bodemlagen, gebruikmakend van niet-destructieve elektromagnetische meetmethoden

**BIBLIOTHEEK
STARINGGEBOUW**

**J.W.J van der Gaast
M. van Bolhuis**

Rapport 321

DLO-Staring Centrum, Wageningen, 1994

22 JUNI 1995



0000 0636 6179

REFERAAT

Gaast, J.W.J. van der en M. van Bolhuis, 1994. *Elektromagnetische metingen voor het bepalen van de diepte tot hydrologisch slecht doorlatende lagen*. Wageningen, DLO-Staring Centrum. Rapport 321; 76 blz.; 18 fig.; 10 tab.; 5 bijl.

De mogelijkheid om de diepte tot hydrologisch slecht doorlatende lagen te bepalen met elektromagnetische metingen is onderzocht in twee studiegebieden in de Achterhoek en één in Drenthe. Empirische modellen en een fysisch model zijn gebruikt om een relatie op te stellen tussen het elektromagnetisch geleidingsvermogen en de diepte tot een slecht doorlatende laag. Het fysische model levert slechtere resultaten dan empirische modellen. Voor een van de studiegebieden is een ruimtelijke analyse uitgevoerd. De diepte tot de slecht doorlatende laag (keileem) blijkt hier goed te kunnen worden voorspeld uit topografische gegevens. Deze voorspellingen zijn nauwkeuriger dan voorspellingen aan de hand van het elektromagnetisch geleidingsvermogen.

Trefwoorden: Bargerveen, elektromagnetisch geleidingsvermogen, empirisch model, fysisch model, ruimtelijke analyse, statistische gegevensverwerking, topografie

ISSN 0927-4499

©1994 DLO-Staring Centrum, Instituut voor Onderzoek van het Landelijk Gebied (SC-DLO)
Postbus 125, 6700 AC Wageningen.
Tel.: 08370-74200; telefax: 08370-24812.

DLO-Staring Centrum is een voortzetting van: het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (ICW), het Instituut voor Onderzoek van Bestrijdingsmiddelen, afd. Milieu (IOB), de Afd. Landschapsbouw van het Rijksinstituut voor Onderzoek in de Bos- en Landschapsbouw 'De Dorschkamp' (LB), en de Stichting voor Bodemkartering (STIBOKA).

DLO-Staring Centrum aanvaardt geen aansprakelijkheid voor eventuele schade voortvloeiend uit het gebruik van de resultaten van dit onderzoek of de toepassing van de adviezen.

Niets uit deze uitgave mag worden verveelvoudigd en/of openbaar gemaakt door middel van druk, fotokopie, microfilm of op welke andere wijze ook zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van DLO-Staring Centrum.

Inhoud

	blz.
Woord vooraf	9
Samenvatting	11
1 Inleiding	15
1.1 Algemeen	15
1.2 Doelstelling onderzoek	15
2 Beschrijving van de studiegebieden	19
2.1 De Gelderse Achterhoek	19
2.1.1 Geologie	19
2.1.2 Geomorfologie	20
2.1.3 Waterhuishouding	20
2.2 Het Bargerveen	21
2.2.1 Geologie	21
2.2.2 Geomorfologie	22
2.2.3 Waterhuishouding	22
3 Meetmethoden en gegevensverzameling	25
3.1 Elektromagnetische metingen	25
3.1.1 Beschrijving van het meetprincipe	25
3.1.2 Factoren die het elektromagnetisch geleidingsvermogen bepalen	26
3.1.3 Interpretatie van de metingen	26
3.2 Gegevensverzameling	29
3.2.1 De studiegebieden in de Gelderse Achterhoek	29
3.2.2 Het studiegebied Bargerveen	30
4 Gegevensverwerking en interpretatie	33
4.1 Regressie-modellen	33
4.2 Fysisch model	34
5 Resultaten en discussie	35
5.1 Het Woold	35
5.1.1 Regressie-modellen	35
5.1.2 Fysisch model	37
5.2 Miste	40
5.2.1 Regressie-analyse	40
5.2.2 Fysisch model	41
5.3 Bargerveen	41
5.3.1 Regressie-analyse	41
5.3.2 Fysisch model	44
6 Ruimtelijke analyse	47
6.1 Gegevensverwerking	47
6.1.1 Trend surfaces	47

6.1.2 Kriging	47
6.2 Resultaten en discussie	48
6.2.1 Trend surfaces	48
6.2.2 Kriging	49
7 Conclusies en aanbevelingen	55
Literatuur	59
Verklarende woordenlijst	63

Tabellen

1 Gemeten (y en x) en berekende waarden (y_i) en de residuen (e_i) voor een regressiemodel en het fysisch model (zie subparagraaf 5.1.2) (n=20)	37
2 Resultaten van de lineaire schattingen van de parameters van exponentiële modellen voor de keileemdiepte: $\ln(D_{keil})=b_0+b_1EM_1+\dots+b_kEM_k$. De fit van de modellen wordt weergegeven door R^2 en de variatiecoëfficiënt (VC) (n=20)	37
3 Resultaten van de lineaire schattingen van de parameters van de exponentiële regressiemodellen voor de keileemdiepte: $\ln(D_{keil})=b_0+b_1EM_1+\dots+b_kEM_k$. De fit van de modellen wordt weergegeven door R^2 en de variatiecoëfficiënt (VC) (n=25)	41
4 Resultaten van de schattingen van de parameters van het exponentiële regressiemodellen voor de keileemdiepte voor de keileemdiepte: $\ln(D_{keil})=b_0+b_1EM_1+\dots+b_kEM_k$. De fit van de modellen wordt weergegeven door R^2 en de variatiecoëfficiënt VC (n=31)	42
5 Resultaten van de validatie van de exponentiële modellen van tabel 6 voor de keileemdiepte. De fit van de modellen wordt weergegeven door de variatiecoëfficiënt VC (%) (n=31)	42
6 Resultaten van de ridge regressie voor de calibratie en de validatie set voor exponentiële modellen voor het schatten van de keileemdiepte. De fit van de modellen wordt weergegeven door R^2 en de variatiecoëfficiënt VC (n=31)	44
7 Resultaten van de PLS-regressie voor drie componenten voor $\ln(D_{keil})$ voor de calibratie en de validatie set. De fit van de modellen wordt weergegeven door R^2 en door de variatiecoëfficiënt VC (n=31)	44
8 Specifiek geleidingsvermogen van veen, zand en keileem, $R = 0.77$, R^2 -adj. = 0.60, p geeft een indicatie van de betrouwbaarheid van de regressiecoëfficiënt, n = 31	45
9 Resultaten van de ruimtelijke modellen voor de schatting van de keileemdiepte. De fit van de modellen wordt weergegeven door R^2 en de standaard afwijking van de residuen, RMSE (cm) (n=31)	48
10 Resultaten van de validatie van de ruimtelijke modellen voor de schatting van de keileemdiepte. De fit van de modellen wordt weergegeven door de standaard afwijking van de residuen RMSE (cm) (n=31)	49

Figuren

1 Ligging van de studiegebieden	19
2 Geohydrologische opbouw Bargerveen en omgeving (Bron: Buro Hemmen, 1991)	23
4 Schematische weergave elektromagnetisch meetprincipe (Bron: McNeill, 1980b)	25
5 Grafische weergave van de relatieve respons (ϕ) van verticale (EMV) en horizontale dipolen (EMH) uitgezet tegen de diepte (d) (naar: McNeill, 1980b)	27
6 Cumulatieve respons (R) uitgezet tegen de diepte (d) voor verticale (EMV) en horizontale dipolen (EMH) (Naar: McNeill, 1980b)	28
3 Bemonsteringsstrategie volgens stratified random-methode	31
7 Scatterdiagram van de EM-waarde voor de verticale dipool op maaiveldniveau (EMV0) uitgezet tegen de diepte tot de keileem/tertiaire klei (D_{keil})	36
8 Waarden voor het specifiek geleidingsvermogen van zand (σ_{zand}) en van keileem/tertiaire klei (σ_{keil}) (mS/m) voor de 20 datapunten	39
9 Scatterdiagram van de EM-waarde voor de horizontale dipool op 50 centimeter boven maaiveld (EMH050) uitgezet tegen de diepte tot de keileem/tertiaire klei (D_{keil})	40
10 Scatterdiagram van de EM-waarde voor de horizontale dipool op 25 centimeter boven maaiveld (EMV025) uitgezet tegen de keileemdiepte (D_{keil})	42
11 Variogram (semivariantie uitgezet tegen de lag, zie hoofdstuk 6) voor de residuen van de EMH1-waarde voor het fysische model (sferisch model, $c_0=0.442$, $c=0.914$, $a=626$)	46
12 Variogram (semivariantie uitgezet tegen de lag) van de dikte van het veenpakket	50
13 Variogram (semivariantie uitgezet tegen de lag) van de keileemdiepte (Gaussisch model, $c_0=637$, $c=18900$, effectieve $a=370$)	50
14 Variogram (semivariantie uitgezet tegen de lag) van de EM-waarde voor horizontale dipool op 1 meter boven maaiveld (sferisch model, $c_0=0.53$, $c=1.25$, $a=769$)	51
15 Variogram (semivariantie uitgezet tegen de lag) van de EM-waarde voor de verticale dipool op 1 meter boven maaiveld (sferisch model, $c_0=1.17$, $c=2.51$, $a=575$)	52
16 Contourkaart van de Kriging-schattingen van de keileemdiepte (cm -mv)	53
17 Contourkaart van de Kriging-standaarddeviatie (afwijking van de schatting) van de keileemdiepte (cm)	54
18 Contourkaart van de EM-waarde voor verticale dipool op 1 meter boven maaiveld (mS/m)	54

Bijlagen

1 Geologische overzichtskaart van Winterswijk en omgeving	65
2 Geologisch profiel Bargerveen	67
3 Het Woold: Overzicht van de verzamelde gegevens	71
4 Miste: Overzicht van de verzamelde gegevens	73
5 Het Bargerveen: overzicht van de verzamelde gegevens	75

Woord vooraf

Het onderzoek is uitgevoerd in het kader van een doctoraal veldwerk voor de faculteit Fysische Geografie van de Rijksuniversiteit Utrecht. In opdracht van de afdeling Toegepaste Hydrologie van DLO-Staring Centrum (SC-DLO) te Wageningen is onderzocht in hoeverre elektromagnetische metingen informatie kunnen verschaffen omtrent de diepte tot hydrologisch slecht doorlatende lagen.

Het onderzoek is uitgevoerd in de periode oktober 1993 tot mei 1994. Het veldwerk is hoofdzakelijk verricht in de maanden december 1993 en januari 1994.

Het project is vanuit SC-DLO begeleid door J.M.P.M. Peerboom en vanuit de Rijksuniversiteit Utrecht door H.Th. Riezebos. Waardevolle (geo-)statistische adviezen zijn verleend door J.H. Oude Voshaar en P.W. Goedhart (GLW-DLO) en D.J. Brus (SC-DLO).

Samenvatting

Voor het opzetten van een hydrologisch model is een gedegen inzicht in de geohydrologie een vereiste. Gebiedsrelevante eigenschappen, zoals het voorkomen en de verbreiding van slecht doorlatende lagen, alsmede de hydrologische weerstand, textuur en porositeit van deze lagen zijn belangrijke 'input'-variabelen voor een model. De verbreiding en diepte van ondoorlatende bodemlagen wordt in kaart gebracht aan de hand van gegevens uit boringen. Aangezien boringen veel tijd en geld kosten zou een niet-destructieve methode om het ruimtelijke patroon van bepaalde bodemlagen te karteren veel geld kunnen besparen. Als een mogelijkheid voor een niet-destructieve methode zou het meten van het elektromagnetisch geleidingsvermogen van de bodem gebruikt kunnen worden. In deze studie is onderzocht in hoeverre het meten van het elektromagnetisch geleidingsvermogen van de bodem een bruikbare methode vormt voor het in kaart brengen van sterk verschillende bodemlagen. Hoofdzakelijk is gekeken naar het leggen van een relatie tussen het elektromagnetisch geleidingsvermogen en de keileemdiepte. Het onderzoek is uitgevoerd met de Geonics EM31.

Aan de hand van gegevens omtrent de geologie en de bodem zijn drie studiegebieden geselecteerd. Voor een, volgens de theorie, simpele interpretatie van het meetapparaat is gekozen voor twee gebieden in de Gelderse Achterhoek. Het bodemprofiel bestaat daar uit twee morfogenetisch sterk verschillende bodemlagen, te weten zand en keileem/tertiaire klei. Het derde studiegebied is gelegen in het Bargerveen in de provincie Drenthe. In dit modelgebied zijn drie verschillende bodemlagen aanwezig: veen, zand en keileem.

In de Achterhoek zijn in twee studiegebieden ad random een twintigtal boringen verricht tot in de keileem dan wel tertiaire klei. Op elk punt zijn 16 elektromagnetische metingen gedaan met verschillende spoelstanden en hoogten boven maaiveld. In het Bargerveen zijn de gegevens verzameld in een modelgebied van 800 bij 800 meter aan de hand van 62 boorpunten. De boorpunten zijn gekozen volgens de stratified random-methode. Op elk boorpunt is de dikte van het veenpakket, de diepte tot de keileem, de grondwaterstand en tevens het elektrisch geleidingsvermogen en de temperatuur van het grondwater bepaald. Daarnaast zijn op elk punt 16 elektromagnetische metingen verricht.

De verzamelde data zijn statistisch verwerkt. De empirische regressiemodellen gaan er van uit dat het elektromagnetisch geleidingsvermogen bepaald wordt door de keileemdiepte. Er is gebruik gemaakt van exponentiële modellen. De parameters van de modellen zijn geschat met behulp van de kleinste kwadraten-methode. Als alternatief voor de empirische modellen is de bruikbaarheid van een fysisch model onderzocht.

De resultaten blijken voor de studiegebieden sterk te verschillen. Voor het modelgebied nabij het Woold in de Gelderse Achterhoek blijkt er een relatief sterk verband te bestaan tussen de diepte tot de keileem/tertiaire klei en het elektromagnetisch geleidingsvermogen (EM-waarde).

Een exponentieel regressiemodel verklaart bijna 90 procent van de variantie in de diepte tot de keileem. Bij een betrouwbaarheidsinterval van 95 procent en een keileemdiepte van 100 centimeter kan de diepte tot de keileem op ongeveer 30 centimeter nauwkeurig geschat worden. Het toevoegen van meerdere EM-waarden als verklarende variabelen in het regressiemodel levert weinig op aangezien de EM-waarden onderling hoog gecorreleerd zijn. De resultaten voor het studiegebied nabij Miste in de Gelderse Achterhoek zijn, in vergelijking met de resultaten van het studiegebied nabij het Woold, slechter.

De empirische modellen voor het Bargerveen zijn opgesteld voor 31 datapunten. De variatiecoëfficiënt van de exponentiele modellen varieert tussen de 20 en 30 procent. Na validatie, aan de hand van een dataset van nog eens 31 punten, blijkt dat de modellen met één EM-waarde relatief betere resultaten opleveren dan modellen met meerdere EM-waarden.

Om het probleem van de hoge onderlinge correlatie op te heffen zijn twee andere regressiemethoden uitgevoerd: Ridge regressie en Partial Least Squares-regressie (PLS-regressie). Ridge regressie levert modellen met stabielere regressiecoëfficiënten en dus modellen met een hogere voorspelkracht. PLS-regressie levert relatief minder goede resultaten dan ridge regressie.

Het fysische model stelt dat het elektromagnetisch geleidingsvermogen een sommering is van het specifiek geleidingsvermogen van het materiaal vermenigvuldigd met een factor die afhankelijk is van de laagdikte. Voor alle drie modelgebieden zijn de resultaten van het fysische model slechter in vergelijking met de empirische modellen.

Het specifiek geleidingsvermogen van een bodemlaag blijkt zeer variabel te zijn in de tijd en in de ruimte. Diverse eigenschappen zoals een verschil in de korrelgrootteverdeling, de samenstelling en het vochtgehalte kunnen hier een mogelijke verklaring voor geven.

Gegevens omtrent de topografie van het gebied blijken voor het Bargerveen relatief nauwkeurige schattingen van de keileemdiepte op te leveren. Een tweede graads polynoom met daarin de X- en Y-coördinaten en de NAP-hoogte van het meetpunt verklaart bijna 90 procent van de variantie van de diepte tot de keileem. De trend in de diepte tot de keileem blijkt zo sterk dat Ordinary Kriging slechtere resultaten oplevert dan de trend surface-methode. Interpolatie levert echter betere resultaten dan de eerder genoemde regressiemodellen.

De resultaten van de trend surface-methode leveren, in vergelijking met de resultaten van de regressiemodellen die zijn opgesteld aan de hand van de EM-waarden, veel nauwkeurigere schattingen op.

De ruimtelijke structuur van de diepte tot de keileem is, evenals het elektromagnetisch geleidingsvermogen, voor het studiegebied in het Bargerveen in kaart gebracht met behulp van Kriging. De beide kaarten blijken een redelijke overeenkomst te vertonen.

In Nederland blijken de toepassingsmogelijkheden van het elektromagnetisch meetinstrument beperkt door de grote afwisseling van lagen van verschillend materiaal. Hierdoor kunnen over het algemeen geen nauwkeurige uitspraken worden gedaan over de diepte tot bepaalde bodemlagen op grond van elektromagnetische metingen.

1 Inleiding

1.1 Algemeen

De afdeling Toegepaste Hydrologie van DLO-Staring Centrum (SC-DLO) te Wageningen voert onder meer onderzoek uit naar de geohydrologische eigenschappen van bodems door middel van veld- en modelonderzoek. Recent is op de afdeling een volledig geautomatiseerde doorlatendheidsrobot ontwikkeld voor het verticaal doormeten van ongestoorde bodemmonsters. Ook zijn twee apparaten (de Geonics EM31 en EM34) aangeschaft waarmee het elektromagnetisch geleidingsvermogen van een bodem kan worden bepaald. De verwachting is dat met inschakeling van de robot en de EM-apparatuur, op relatief eenvoudige wijze een ruimtelijk beeld van de doorlatendheid van bepaalde ondiepe weerstandsbedende bodemlagen opgesteld kan worden.

De oorspronkelijke doelstelling van dit onderzoek is het opzetten van een statistisch verantwoorde bemonsteringsstrategie en verwerkingsmethode om, gebruik makend van doorlatendheidsbepalingen, boorgegevens en elektromagnetische metingen, een ruimtelijk beeld te verkrijgen van relatief ondiepe weerstandsbedende lagen. De nadruk van het onderzoek ligt op het leggen van relaties tussen bodemfysische eigenschappen, zoals doorlatendheid, textuur en porositeit en elektromagnetisch geleidingsvermogen. Deze doelstelling is in de loop van het onderzoek beperkt tot het opstellen van modellen waarmee een relatie wordt beschreven tussen het elektromagnetisch geleidingsvermogen en de diepte tot slecht doorlatende lagen. Al in de beginfase van het project is namelijk gebleken dat het nemen van ongestoorde monsters problemen opleverd.

In het eerste hoofdstuk worden de doel- en probleemstelling van het onderzoek beschreven waaruit een aantal hypothesen voortvloeien. De ligging van de studiegebieden wordt behandeld in hoofdstuk twee waar de geologie, de geomorfologie en de waterhuishouding eveneens worden toegelicht. Het derde hoofdstuk gaat over de manier waarop de gegevens zijn verzameld en over de toepassing van elektromagnetische metingen. De dataverwerking wordt uiteengezet in hoofdstuk vier. De resultaten van de dataverwerking en een interpretatie van de gegevens worden weergegeven in hoofdstuk vijf. Hoofdstuk zes geeft de resultaten van een ruimtelijke analyse van de gegevens in een van de studiegebieden. Ter afsluiting staan in hoofdstuk zeven de conclusies van het onderzoek en aanbevelingen voor verder onderzoek.

1.2 Doelstelling onderzoek

Om inzicht te verkrijgen omtrent de profielopbouw van de bodem zijn grondboringen vereist. Aangezien boringen veel tijd en geld kosten, zou een niet-destructieve methode veel geld kunnen besparen. Mogelijk kunnen elektromagnetische metingen een niet-destructieve methode vormen voor het analyseren van een bodemopbouw. In dit

onderzoek is bekeken in hoeverre elektromagnetische metingen een zinvolle aanvulling vormen op grondboringen bij geohydrologisch onderzoek.

De studie is gericht op (gebieds-)relevante geohydrologische eigenschappen, zoals het al dan niet voorkomen van keileem, de keileemdikte, de hydrologische weerstand (c-waarde) van slecht doorlatende lagen, de textuur en porositeit van bodemlagen en de ruimtelijke variabiliteit van deze eigenschappen. Mogelijk kunnen deze eigenschappen worden bepaald door het verrichten van elektromagnetische metingen.

De hydrologische weerstand van keileem varieert sterk met de dikte en samenstelling van het pakket. Daarom is het voor modellering van de hydrologische situatie van een gebied noodzakelijk om inzicht te verkrijgen in de verbreiding, diepte, dikte, samenstelling en weerstand van de keileem.

Het onderzoek kan geformuleerd worden aan de hand van de volgende hypothesen:

1. Een bodemprofiel bestaande uit twee lagen van verschillend materiaal is te reconstrueren met elektromagnetische metingen.
2. Een bodemprofiel bestaande uit drie lagen van verschillend materiaal is te reconstrueren met elektromagnetische metingen.
3. Aan de hand van elektromagnetische metingen kan een kwantitatieve uitspraak worden gedaan van geohydrologische eigenschappen van een bodem.
4. Het specifiek geleidingsvermogen van een bepaald bodemmateriaal varieert zowel in de ruimte als in de tijd.
5. Met behulp van elektromagnetische metingen kan een uitspraak worden gedaan wat betreft de ruimtelijke variabiliteit van geohydrologische eigenschappen.

ad 1, 2 en 3. Verzadigde doorlatendheid en hydrologische weerstand zijn bodemeigenschappen die vrij veel tijd vragen om bepaald te worden. Onderzoek in het verleden was dan ook sterk gericht op het analyseren van relaties tussen verzadigde doorlatendheid en korrelgrootteverdeling van een bepaalde bodem(horizont). Byers en Stephens (1983) hebben een sterke correlatie gevonden tussen de logaritme van de verzadigde doorlatendheid en de 10 procent fractie van een bodem (kleinste deeltjes). Tevens hebben ze geconcludeerd uit variogramschattingen en Kriging, dat korrelgrootteverdeling en verzadigde doorlatendheid in een horizontaal vlak ongeveer isotropisch zijn. Bresler et al. (1983) hebben gezocht naar dominante factoren die de verzadigde doorlatendheid bepalen. Ahuja et al. (1984) hebben een relatie opgesteld tussen effectieve porositeit en verzadigde doorlatendheid.

Elektromagnetische metingen worden sinds enkele jaren verricht ten behoeve van bodem- en grondwateronderzoek. De weerstandsvariaties in de ondergrond (5-60 meter) kunnen worden vertaald naar lithologische verschillen (Ritsema, 1982a, 1982b; Csonka en Burkunk, 1988; Krabbenborg en Biewinga, 1988) en/of variaties in de (macro-)grondwatersamenstelling, zoals vervuilingsspluimen en het voorkomen van zout grondwater. Daarnaast is veel onderzoek gedaan naar verzouting van bodems (Rhoades and Corwin, 1981; Wollenhaupt et al.; 1986, Slavich, 1990).

Brus et al. (1992) hebben gezocht naar empirische relaties tussen het elektromagnetisch geleidingsvermogen en de keileemdpte in een studiegebied in Drenthe. Uit de resultaten van dit onderzoek blijkt dat er geen sterke relatie is tussen het elektromagnetisch geleidingsvermogen van de bodem en de keileemdpte.

Het elektromagnetisch geleidingsvermogen is onder andere afhankelijk van het geleidingsvermogen van het bodemwater, het percentage bodemvocht en het geleidingsvermogen van de vaste fase (McNeill, 1980a). De studiegebieden in de Achterhoek kenmerken zich door een bodemopbouw die grofweg in twee verschillende lagen is te onderscheiden: een zandpakket met daaronder een laag keileem en tertiaire klei. Het Bargerveen heeft een bodemopbouw met drie verschillende lagen: veen, zand en keileem.

Het kleigehalte van keileem is relatief hoog ten opzichte van dat van dekzand, het elektromagnetisch geleidingsvermogen van keileem zal dan ook relatief hoog zijn. Onder vochtige omstandigheden is het geleidingsvermogen van veen eveneens hoog.

- ad 4. In de literatuur (Csonka, 1987; Csonka en Burkunk, 1988; McNeill, 1980b) wordt veel gebruik gemaakt van het toekennen van een specifiek geleidingsvermogen aan een bepaald bodemmateriaal. Kachanoski et al. (1988; 1990) heeft elektromagnetische metingen gebruikt om de variabiliteit, in zowel de tijd als de ruimte, van bodemvochtgehalte te bepalen. Onderzoek van Williams and Hoey (1987) heeft een verklaring van de ruimtelijke variabiliteit van klei- en zoutgehalte van bodems, door middel van elektromagnetische metingen, opgeleverd. Het specifiek geleidingsvermogen is dus afhankelijk van de variabiliteit in de korrelgrootteverdeling van het materiaal en de vochttoestand van de bodem. Het gaat dus om een zowel plaats- als tijdsafhankelijke variabele, die niet zonder meer in berekeningen als constante mag worden gebruikt.
- ad 5. Indien er een sterk verband bestaat tussen bepaalde bodemparameters en het elektromagnetisch geleidingsvermogen, dan zal ook de ruimtelijke variabiliteit van deze eigenschappen overeenkomsten vertonen.

2 Beschrijving van de studiegebieden

Voor het verzamelen van de data zijn drie gebieden geselecteerd op grond van bestaande informatie op het gebied van de geologie, geomorfologie en bodem. Twee van de studiegebieden zijn gelegen in de Gelderse Achterhoek in de omgeving van Winterswijk, namelijk het Woold en Miste. De nadruk van het onderzoek is echter gelegd op een studie in het Bargerveen in de provincie Drenthe. Het Bargerveen ligt in de gemeenten Emmen en Schoonebeek. Een overzicht van de ligging van de studiegebieden is gegeven in figuur 1.

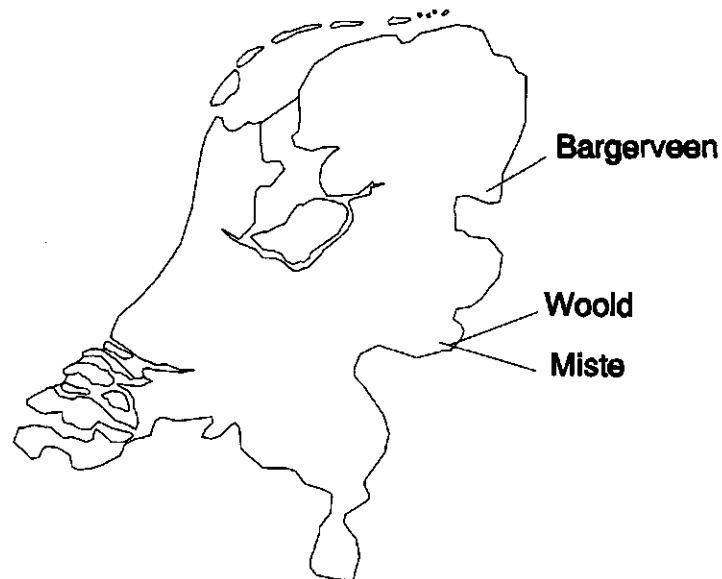


Fig. 1 Ligging van de studiegebieden

2.1 De Gelderse Achterhoek

2.1.1 Geologie

Het gebied rond Winterswijk is in geologisch opzicht een uniek en gecompliceerd gebied. Uniek, omdat de oudere geologische formaties hier niet, zoals in vrijwel geheel Nederland, bedekt zijn met honderden meters dikke, jongere afzettingen, maar daarentegen plaatselijk de oppervlakte bereiken. Gecompliceerd, omdat de geologische opbouw niet overal even gemakkelijk is te verklaren doordat het gebied aan opheffing, daling en breukvorming van de aardkorst onderhevig is geweest (Van den Brand, 1981; Peletier en Kolstee, 1986).

De voor het onderzoek belangrijke afzettingen zijn van tertiaire ouderdom en bestaan uit mariene kleiige afzettingen. Het gaat hoofdzakelijk om afzettingen uit het Oligoceen, het Mioceen en het Pliocene. De oligocene afzettingen bestaan merendeels uit grijze, zware klei. De miocene klei is iets minder zwaar dan de oligocene klei, plaatselijk bestaat het uit uiterst fijn zand. De pliocene afzettingen bestaan uit fijne geelgroene zanden (Van den Bosch et al., 1975).

Op de tertiaire afzettingen ligt een dekzandpakket (Formatie van Twente). Op een aantal plaatsen (vooral op de plateaus) is het tertiaire materiaal bedekt met een pakket keileem (Formatie van Drenthe). De keileem is in dit gebied veelal zwaarder dan in Noord-Nederland omdat een deel van de onderliggende tertiaire klei is opgenomen in het pakket (Stichting voor Bodemkartering, 1983). De dikte van de keileem varieert tussen 0,5 en 2 meter. Een overzicht van de geologie van de Gelderse Achterhoek is gegeven in bijlage 1.

2.1.2 Geomorfologie

De huidige geomorfologie is voor een belangrijk deel gebaseerd op het oorspronkelijke horst/slenk-patroon, gekoppeld aan de gevolgen van erosie- en sedimentatieprocessen (Stichting voor Bodemkartering, 1983). De hoogte van het gebied neemt in westelijke richting af.

Het gebied kent een aantal hoog gelegen plateaus met daartussen grotendeels opgevlude erosiedalen. Hierdoor is het reliëf practisch genivelleerd. Op een aantal plaatsen is er een duidelijke hellingzone zoals duidelijk zichtbaar is in de buurt van Aalten.

Op de dekzandruggen, langs de hellingen van de plateaus en in de opgevlude erosiedalen, zijn door toedoen van de mens esgronden ontstaan. Het landschap van de esgronden draagt, met het oude bouwlanddek en vele steilrandjes, bij aan de verscheidenheid in het landschap. Daarnaast is de diversiteit van de terreinvormen een gevolg van afgraving voor de winning van klei en muschelkalk (Van den Brand, 1981).

2.1.3 Waterhuishouding

In het gebied rond Winterswijk wordt de waterhuishouding in grote mate bepaald door de aard en ligging van het afgezette materiaal en, in mindere mate, door het reliëf. Met name de op veel plaatsen vrij dicht aan de oppervlakte aanwezige tertiaire klei- en keileemafzettingen vormen een verklaring voor het geringe waterbergend vermogen. Tertiaire klei en keileem zijn immers slecht doorlatende lagen. De onderliggende geologische afzettingen hebben eveneens slechte watervoerende en -bergende kwaliteiten (Van den Brand, 1981).

De enige uitzondering op het geringe waterbergend vermogen vormt het zandpakket dat op een aantal plaatsen enkele meters dik kan zijn. Ook de vegetatie is voor een deel in staat het neerslagwater te bufferen.

2.2 Het Bargerveen

2.2.1 Geologie

Kennis van de geologische opbouw van het gebied is vooral relevant voor de bodemvorming en de waterhuishouding. In de directe omgeving van het Bargerveen is de samenstelling van de diepe ondergrond (pré-Tertiair) voornamelijk van betekenis voor de aardolie- en aardgaswinning. Van de daarboven gelegen tertiaire laag (dikte ca. 700 m) is vooral het bovenste deel, gelegen op de overgang naar de kwartaire (pleistocene) lagen, van belang voor de waterhuishouding. Deze lagen zijn van miocene en pliocene ouderdom en vormen door hun fijnzandige/kleiige samenstelling de hydrologische basis van het gebied.

De ondergrond gevormd in het Kwartair (Pleistoceen en Holoceen) is voor de hydrologie van het gebied het meest relevant. De pleistocene gronden, daterend van ca. 2,5 miljoen tot 10.000 jaar geleden, variëren van ca. 50 tot 140 meter dikte; terplekke van het Bargerveen zijn ze dun: ze bevinden zich ca. 30 meter - N.A.P, terwijl de maaiveldshoogte ca. 20 meter + N.A.P is.

Ze zijn gevormd in een afwisselend milieu van sedimentatie en erosie gedurende de verschillende perioden van het Pleistoceen. Van belang is dat op de plaats van het Bargerveen er een klei/leempakket is afgezet door een meanderende rivier in het Cromerien. Deze lagen zijn verdwenen op de plaatsen waar het smeltwater van de Hunze respectievelijk de Vecht deze erodeerde.

Een andere laag die van groot belang is voor de waterhuishouding van het gebied is, is de keileem van de Formatie van Drenthe die is afgezet in het Saalien. In de keileemlaag komen ook zandbanen voor en een deel van het pakket is door erosie opgeruimd. Voor een geologisch profiel van het gebied wordt verwezen naar bijlage 2.

Het Bargerveen is ontstaan als onderdeel van het Bourtangerveen, met zijn 160 000 ha wellicht het grootste van Europa, dat heeft gelegen tussen de Hondsrug in het westen en de rivierduinen van de Eems in het oosten. Het westelijke deel ligt voornamelijk op de plaats van het smeltwaterdal van de Hunze. Dit dal is ontstaan in het Saalien tussen de zuidrand van het stagnerende ijsfront en de reeds bestaande Hondsrug.

Aan het eind van het Weichselien is de veenvorming op gang gekomen, aanvankelijk als eutroof moerasveen en later gedeeltelijk ook als veen onder invloed van kwel vanaf het Drents plateau.

2.2.2 Geomorfologie

Op regionale schaal is het Bargerveen en omgeving geomorfologisch op te delen in drie hoofdeenheden. Als eerste is er de Hondsrug die zich over 80 km uitstrekt van Groningen tot Emmen. Deze heuvelrug, die ontstaan is in het vroeg en midden Pleistoceen, is mogelijk door tectonische bewegingen ontstaan en later door landijs beïnvloed (Buro Hemmen, 1991). Dit wil zeggen dat de Hondsrug niet in eerste instantie als een stuwwal gekenschetst wordt.

De rug kent een lokaal hoogteverschil van 5 tot 12.5 meter. Lagere uitlopers van deze rug met hoogteverschillen van ca. 1.5 tot 5 meter bereiken Erica en Klazienaveen. De uitloper richting Klazienaveen is bedekt met ten dele vergraven veen.

Als tweede is er de terreinvorm van de veenontginningen en -restanten. Het Bargerveen en omgeving bestaan uit (veenkoloniale) ontginningsvlakten of ontgonnen veenvlakten al dan niet met klei en/of zand bedekt (Buro Hemmen, 1991). De restanten veen bestaan voor een groot deel uit ruggen en plateau-achtige vormen. Het zijn deze terreinvormen die de geomorfologie van het Bargerveen bepalen.

Als derde zijn er de terreinvormen ten zuiden van het reservaat, ter hoogte van Schoonebeek en Nieuw-Schoonebeek. Deze nederzettingen zijn gelegen op dekzandwelingen en -ruggen, eventueel bedekt met vergraven veen of met een oud bouwlanddek.

2.2.3 Waterhuishouding

Van belang voor de waterhuishouding ter plaatse is vooral de geohydrologische opbouw van het gebied. Uit de geologie van het gebied blijkt dat naast de ondoorlatende hydrologische basis, mogelijk twee scheidende lagen voorkomen, namelijk de Cromerien-klei en de keileem. Tussen de scheidende lagen komen watervoerende pakketten voor. Ingesloten door de Tertiaire laag en de Cromer-klei bevindt zich een (deels) grofzandig pakket behorend tot de Formatie van Urk. Tussen de Cromer-klei en de keileem komt een fijnzandig pakket voor behorend tot de Formatie van Peelo. Tenslotte komt boven de keileem een pakket voor met dekzanden en beekzanden, behorend tot de Formatie van Twente, al dan niet afgesloten met een (semipermeabele) afdekkende veenlaag.

Omdat de scheidende lagen niet overal aanwezig zijn, kunnen er diverse typen van geohydrologische opbouw voorkomen (zie figuur 2).

Uiteraard variëren binnen de verschillende typen van geohydrologische opbouw zowel de pakketdikten als de hydrologische eigenschappen. Zo is de weerstand (c-waarde) van de keileem (gedeeltelijk lineair) afhankelijk van de dikte; bij 2 meter dikte heeft deze een waarde van ca. 500 dagen voor de hydrologische weerstand. De weerstand tussen het eerste en tweede watervoerende pakket varieert van ca. 250 tot 1500 dagen. Het doorlaatvermogen van het eerste watervoerende pakket bedraagt 50 tot 200 m²/dag en 500 tot 2500 m²/dag voor het tweede (Buro Hemmen, 1991).

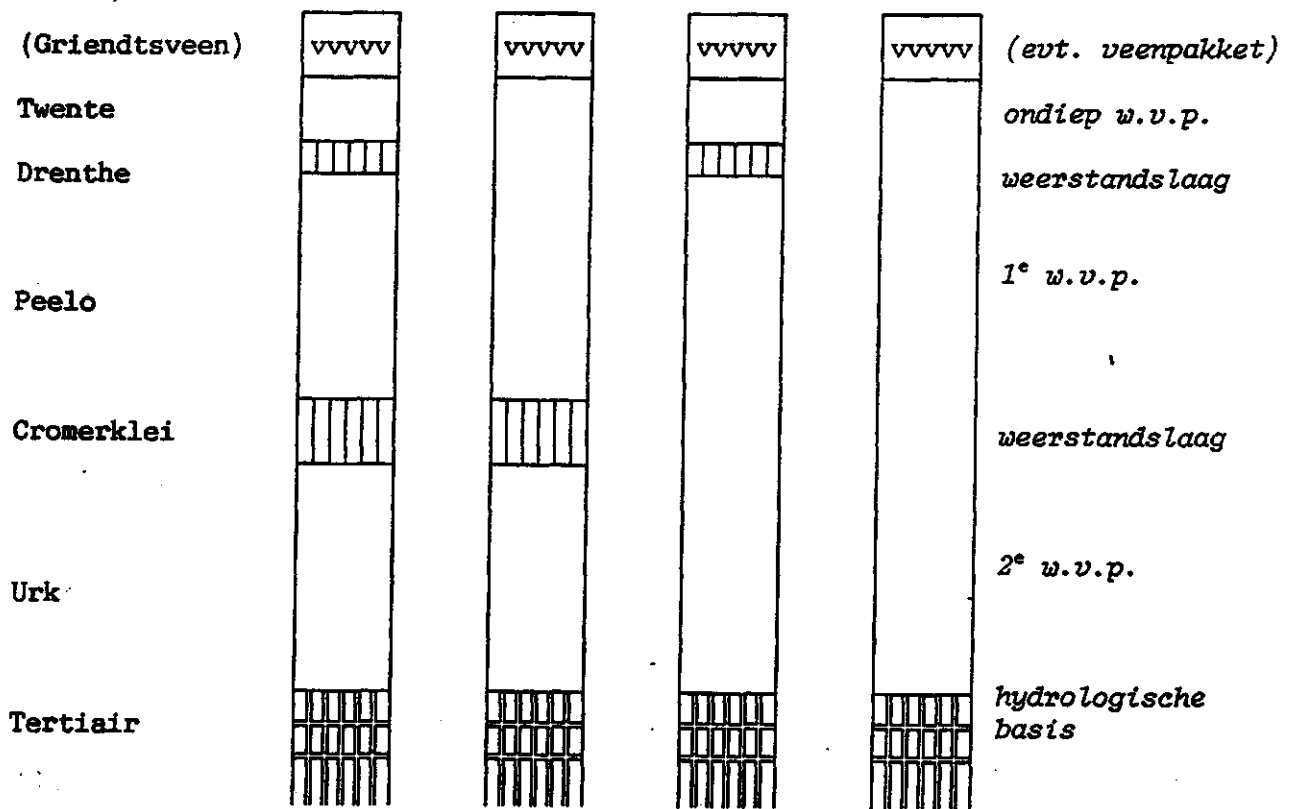


Fig. 2 Geohydrologische opbouw Bargerveen en omgeving (Bron: Buro Hemmen, 1991)

3 Meetmethoden en gegevensverzameling

3.1 Elektromagnetische metingen

3.1.1 Beschrijving van het meetprincipe

Voor het meten van het elektromagnetisch geleidingsvermogen is gebruik gemaakt van de Geonics EM31. De elektromagnetische meting (EM) berust op het principe waarbij een wisselstroom (9.8 kHz) door een spoel geleid wordt die een magnetisch veld (H_p) opwekt. Dit magnetisch veld induceert kleine stroompjes in de bodem die een secundair magnetisch veld (H_s) veroorzaken. Het secundaire magnetische veld wordt samen met het primaire magnetisch veld in een ontvangspoel opgevangen (figuur 4).

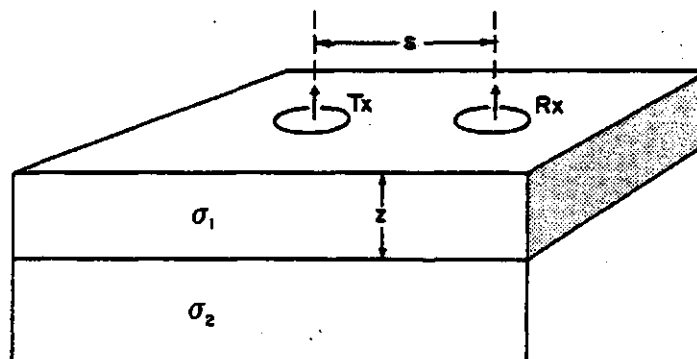


Fig. 4 Schematische weergave elektromagnetisch meetprincipe (Bron: McNeill, 1980b)

In het algemeen is het secundaire magnetische veld een gecompliceerde functie van de spoelafstand (s), de gebruikte frequentie (f), en het geleidingsvermogen van de bodem (σ).

Het secundaire magnetische veld kan berekend worden middels de volgende formule:

$$\frac{H_s}{H_p} = \frac{i\omega\mu_0\sigma s^2}{4} \quad (1)$$

waarin:

- H_s = sterkte magnetisch veld bij de ontvanger
 - H_p = sterkte primair magnetisch veld bij de ontvanger
 - $\omega = 2\pi f$
 - f = frequentie (Hz)
 - μ_0 = magnetische gevoeligheid
 - σ = geleidingsvermogen van de bodem (S/m)
 - s = spoelafstand (m)
 - $i = \sqrt{-1}$
- (McNeill, 1980b)

De elektromagnetische meetinstrumenten zijn zodanig ontworpen dat het geleidingsvermogen lineair evenredig is met het quotiënt H_s/H_p . Zodoende kan het geleidingsvermogen direct worden afgelezen op het instrument in mho/m ofwel S/m. (McNeill, 1980b; Krabbenborg en Biewinga, 1988).

3.1.2 Factoren die het elektromagnetisch geleidingsvermogen bepalen

De voornaamste factoren die het elektromagnetisch geleidingsvermogen van de bodem bepalen zijn (McNeill, 1980a):

- De vorm en grootte van de poriën;
- Het vochtgehalte van de bodem;
- De concentratie van in het bodemvocht opgeloste elektrolyten;
- Het al dan niet voorkomen van voldoende goed geleidende mineralen en/of organische stof.

Vochtige kleimineralen zijn goede geleiders. Indien ze in hoge concentratie voorkomen dragen ze in hoge mate bij aan de EM-waarde. Vochtige organische stof is eveneens een goede geleider.

3.1.3 Interpretatie van de metingen

De EM31 kan worden gebruikt in twee spoelconfiguraties, te weten verticale dipool (EMV), waarbij het instrument in de gewone stand gebruikt wordt, en horizontale dipool (EMH), waarbij het instrument gekanteld wordt over een hoek van 90°.

De effectieve diepte waarover het instrument werkt is afhankelijk van de spoelconfiguratie. In de horizontale dipool stand is deze ongeveer 3 meter en in de verticale dipool stand ongeveer 6 meter, er van uitgaand dat 25 procent van de respons wordt verwaarloosd (Anon., 1991).

De doordringingsdiepte kan berekend worden door middel van de volgende formule:

$$D = z * c \quad (2)$$

waarin:

D = Doordringingsdiepte (m)

z = Spoelafstand (3.66 m)

c = constante = 3/4 voor horizontale dipool, 1 1/2 voor verticale dipool (Csonka en Hoogendoorn, 1987)

Het geleidingsvermogen van de bodem dat het apparaat aangeeft is een sommering van het geleidingsvermogen van de verschillende lagen, waarbij de invloed van het geleidingsvermogen van die lagen afhankelijk is van de diepte waarop ze liggen.

Het is mogelijk een functie op te stellen van de relatieve respons van het secundaire magnetisch veld (ϕ) en een bodemlaag op diepte z (in spoelafstand) voor zowel de horizontale als de verticale dipool. Deze functies zijn weergegeven in de volgende formules en figuur 5:

$$\phi_V(z) = \frac{4z}{(4z^2 + 1)^{3/2}} \quad (3)$$

$$\phi_H(z) = 2 - \frac{4z}{(4z^2 + 1)^{1/2}} \quad (4)$$

waarin:

- $\phi(z)$ = Relatieve respons op diepte z
 - z = Spoelafstand ($z = d/3.66$ (m))
 - d = diepte
- (McNeill, 1980b)

Voor de horizontale dipool (ϕ_H) is, als gevolg van het verloop van de respons, de relatief dicht onder het maaiveld gelegen bodemlaag het belangrijkste. Voor de verticale dipool (ϕ_V) is de bijdrage van het elektromagnetisch geleidingsvermogen van het materiaal nabij het oppervlak ongeveer nul. Op een diepte van ongeveer 4 meter is de bijdrage van dieper gelegen bodemlagen aan de respons bij verticale dipool-configuratie ongeveer twee keer zo groot als bij een horizontale dipoolconfiguratie. Het verschil in respons/diepterelatie geeft de mogelijkheid verschillende bodemlagen op te sporen.

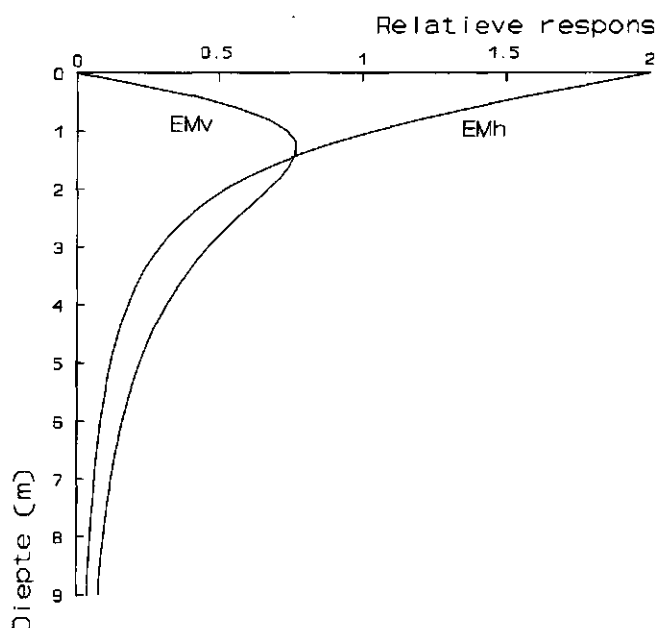


Fig. 5 Grafische weergave van de relatieve respons (ϕ) van verticale (EMV) en horizontale dipolen (EMH) uitgezet tegen de diepte (d) (naar: McNeill, 1980b)

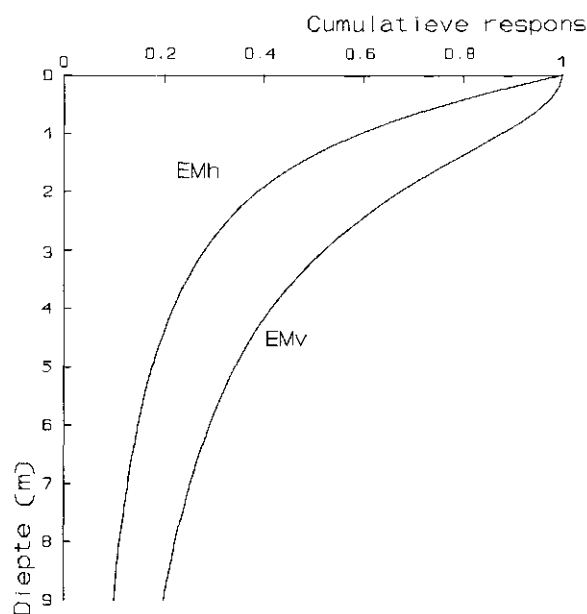


Fig. 6 Cumulatieve respons (R) uitgezet tegen de diepte (d) voor verticale (EMV) en horizontale dipolen (EMH) (Naar: McNeill, 1980b)

In de volgende formules is de cumulatieve respons (R) in relatie met de diepte weergegeven voor respectievelijk de verticale dipool en de horizontale dipool (zie ook figuur 6):

$$R_V(z) = \frac{1}{(4z^2 + 1)^{1/2}} \quad (5)$$

$$R_H(z) = (4z^2 + 1)^{1/2} - 2z \quad (6)$$

waarin:

R(z) = Cumulatieve respons op diepte z

z = Spoelafstand ($z = d/3.66$ (m))

d = diepte

(McNeill, 1980b)

Figuur 6 geeft bijvoorbeeld aan dat bij een verticale dipoolconfiguratie het materiaal beneden zes meter (twee keer de spoelafstand) een bijdrage levert van ongeveer 25 procent aan het (schijnbaar) elektromagnetisch geleidingsvermogen. Daarnaast blijkt uit de figuur dat de doordringingsdiepte bij een verticale dipoolconfiguratie ongeveer twee keer zo groot is als bij een horizontale dipoolconfiguratie. De effectieve diepte is tevens afhankelijk van de hoogte van het apparaat boven maaiveld (McNeill, 1980b; Rhoades and Corwin, 1980; Rhoades et al., 1989). De aanwezigheid van gelaagdheid in de bodem kan opgespoord worden door gebruik te maken van verschillende penetratiediepten van het apparaat. Dit kan bewerkstelligd worden door op verschillende

hoogten boven maaiveld te meten en de metingen als een functie te beschouwen van de hoogte boven maaiveld (McNeill, 1980b). Hierdoor verschuift de diepte/respons-curve in verticale richting.

Wordt met het apparaat op bijvoorbeeld op één meter boven maaiveld gemeten, dan bevindt zich een kolom lucht met een zeer laag elektromagnetisch geleidingsvermogen tussen het apparaat en het bodemprofiel. Hierdoor zal de effectieve doordringingsdiepte van het apparaat met één meter afnemen. De waarde die het apparaat aangeeft zal daarom in de meeste gevallen lager worden dan bij een meting op maaiveldniveau. Met uitzondering van de situatie waarbij gemeten wordt in de verticale spoelconfiguratie en de bodemopbouw zodanig is dat een dunne hoog geleidende bodemlaag op een slecht geleidende bodemlaag voorkomt. De top van de relatieve respons (zie figuur 5) kan in deze situatie bij het omhoogbrengen van het apparaat juist in de laag met hoog geleidingsvermogen terechtkomen. Hierdoor kan de afname in respons van de bodem door de luchtlaag gecompenseerd worden door de toename van de respons ten gevolge van de hoog gelegen, goed geleidende laag. De curves in figuur 5 en 6 moeten ook gelden voor heterogene bodems (McNeill, 1980b; Slik, 1993).

In het algemeen is een bodemprofiel horizontaal gelaagd. Om een geofysische interpretatie van het bodemprofiel op te stellen met behulp van de Geonics EM31 moet dit gelden over een laterale afstand van tenminste vijf meter. De meting met het apparaat is namelijk een blokmeting en geen puntmeting.

Gebruik makend van de curves voor de cumulatieve respons (figuur 6) kunnen we de volgende formule opstellen voor de EM-waarde (mS/m):

$$EM = R_1\sigma_1 + R_2\sigma_2 + \dots + R_n\sigma_n \quad (7)$$

waarin:

R_n = de respons van laag n

σ_n = het specifieke geleidingsvermogen van laag n (mS/m).
(McNeill, 1980b)

Het specifieke geleidingsvermogen is een constante die het elektromagnetisch geleidingsvermogen van een bepaald bodemmateriaal uitdrukt. Voor een uitvoerige uiteenzetting van de theorie op het gebied van elektromagnetisch geleidingsvermogen wordt verwezen naar McNeill (1980a; 1980b).

3.2 Gegevensverzameling

3.2.1 De studiegebieden in de Gelderse Achterhoek

De studiegebieden het Woold en Miste hebben een bodemopbouw met een dunne laag Pleistoceen zand (0-2 meter) op een laag keileem en tertiaire klei (meer dan zes meter). Het elektromagnetische meetinstrument kan hierdoor op een gemakkelijk te interpreteren bodemopbouw (twee lagen model) uitgetest worden.

In de twee geselecteerde gebieden zijn tussen de 20 en 25 boringen verricht tot in de keileem of tertiaire klei. De boorpunten zijn random gekozen in gebieden van ongeveer 50 hectare. De boringen zijn verricht in maart 1994 en op ieder boorpunt zijn de volgende gegevens verzameld:

- profielnummer (1-20/25);
- elektromagnetisch geleidingsvermogen (mS/m):
met de Geonics EM31, horizontale en verticale dipool, metingen op maaiveldhoogte en 25, 50, 75, 100, 125 en 150 centimeter boven maaiveld;
- diepte tot de keileem/tertiaire klei ten opzichte van maaiveld (cm).

Een overzicht van de verzamelde gegevens wordt gegeven in bijlage 3 (Woold) en bijlage 4 (Miste).

3.2.2 Het studiegebied Bargerveen

Aan de hand van beschikbare literatuur over de bodem en de geologie van het Bargerveen en omgeving (Stichting voor Bodemkartering, 1980, 1989; Buro Hemmen, 1991), is gekozen voor een modelgebied ten zuiden van het reservaat Bargerveen, de Oosteindsche Landen. In het gebied is een deel van het veenpakket afgegraven. De laatste resten van het afgegraven veen worden per trein afgevoerd over een smalspoor, onder andere voor de productie van Norit. Het gebied is in eigendom van Staatsbosbeheer.

Het modelgebied beslaat een oppervlakte van 800 bij 800 meter. De bemonstering heeft plaatsgevonden volgens de stratified random-methode (Webster and Oliver, 1990). Om deze methode uit te kunnen voeren is het gebied ingedeeld in strata van 100 bij 100 meter, waarna in iedere cel random een punt gekozen is (zie figuur 3). In twee gridcellen zijn geen metingen verricht omdat hier het veen niet is afgegraven en het terrein in particulier beheer is. Voor het gebruik van de stratified random-methode is gekozen omdat de methode zorgt voor een optimale ruimtelijke spreiding van de datapunten, terwijl de boringen wel random gekozen zijn.

Op elk punt is een boring verricht tot in de keileem. De volgende gegevens zijn verzameld:

- profielnummer (1-62);
- hoogte t.o.v. N.A.P. (m);
- elektromagnetisch geleidingsvermogen (mS/m):
met de Geonics EM31, horizontale en verticale dipool, metingen op maaiveldhoogte en 25, 50, 75, 100, 125 en 150 centimeter boven maaiveld;
- dikte van het veenpakket (cm);
- diepte tot de keileem ten opzichte van maaiveld (cm);
- diepte grondwaterstand ten opzichte van maaiveld (cm);
- elektrisch geleidingsvermogen van het grondwater ($\mu\text{S/m}$);
- temperatuur van het grondwater ($^{\circ}\text{C}$).

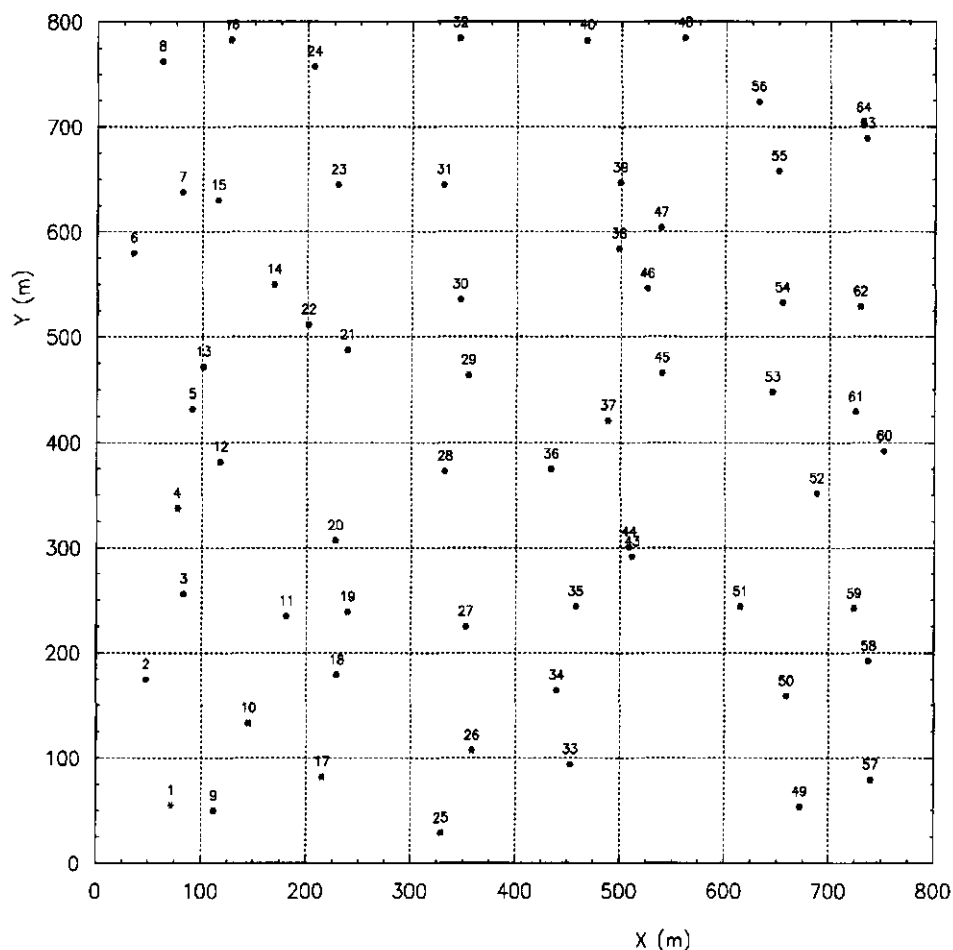


Fig. 3 Bemonsteringsstrategie volgens stratified random-methode

Het elektromagnetisch geleidingsvermogen (EM-waarde) is steeds aan het eind van de dag waarop de boringen zijn verricht bepaald, om relaties met de grondwaterstand mogelijk te maken zonder dat deze veranderd is in de tijd. De grondwaterstand kan namelijk sterk veranderen in het studiegebied aangezien het waterpeil in de afwateringssloten voortdurend wordt veranderd.

De EM-waarde is voor ieder punt bepaald in beide spoelconfiguraties, op maaiveldhoogte en op 50 en 100 centimeter boven maaiveld. De boringen zijn verricht in de maanden december 1993 en januari 1994.

Om niet te hoeven corrigeren voor verschillende vochttoestanden van de bodem als gevolg van verschillende weersomstandigheden (droge of natte periode) zijn vervolgens voor alle datapunten opnieuw de EM-waarden bepaald. Het elektromagnetisch geleidingsvermogen is gemeten voor verticale (EMV) en horizontale (EMH) dipoolconfiguratie op maaiveldhoogte en op 25, 50, 75, 100, 125 en 150 centimeter boven maaiveld (EM0, EM025, ..., EM150).

De maaiveldhoogten zijn bepaald aan de hand van hoogtekarten uit 1992 (schaal 1 : 5000, bron: Grontmij). De interpolatie naar de bemonstering locaties is gebeurd met behulp van Kriging.

Een overzicht van de verzamelde data wordt gegeven in bijlage 5.

4 Gegevensverwerking en interpretatie

Voor de studiegebieden is een regressie-analyse uitgevoerd en een fysisch model opgesteld. Voor het studiegebied Bargerveen is ook een ruimtelijke analyse van de gegevens uitgevoerd. Hiervoor wordt verwezen naar hoofdstuk 6. In de volgende paragrafen wordt de methode voor de gegevensverwerking toegelicht.

4.1 Regressie-modellen

Aan de hand van de correlatiematrix kunnen de variabelen worden geselecteerd die een goede relatie hebben met de profielopbouw in het modelgebied. Als uitgangspunt voor de relatie tussen het elektromagnetisch geleidingsvermogen (één EM-waarde) en de diepte tot een bepaalde bodemlaag (keileem) wordt de best correlerende EM-waarde genomen.

In de studiegebieden in de Achterhoek is uitgegaan van een bodemprofiel bestaande uit twee sterk verschillende lagen: zand en keileem/tertiaire klei. Voor het Bargerveen geldt een gecompliceerder profiel bestaande uit drie lagen: veen op zand op keileem.

Volgens de theorie (zie § 3.2) zal de relatie tussen het elektromagnetisch geleidingsvermogen en de diepte tot de keileem niet lineair zijn. De curve van de cumulatieve respons (zie figuur 6) vertoont een exponentiële afname van de respons bij toenemende diepte. Een exponentiële relatie tussen de EM-waarde en het elektromagnetisch geleidingsvermogen ligt dan ook voor de hand. Om dit te analyseren is een exponentiële model opgesteld:

$$D_{keil} = c + \exp(b_0 + b_1 EM) + \varepsilon \quad (8)$$

In dit model zijn c , b_0 en b_1 de parameters in het regressiemodel, ε is de fout van het model. Voor de fout wordt aangenomen dat deze niet-ruimtelijk gecorreleerd is (Brus et al., 1992). De waarde voor de constante c is voor de studiegebieden gelijkgesteld aan 0, omdat er van uitgegaan wordt dat de minimale keileemdiepte nul centimeter is. In dit geval kunnen we stellen dat de natuurlijke logaritme van de diepte tot de keileem lineair gerelateerd is aan de EM-waarde. De waarden voor de parameters kunnen hierdoor relatief simpel worden geschat met behulp van lineaire regressie (Brus et al., 1992). Een groot voordeel van een lognormaal getransformeerde keileemdiepte is dat de keileemdiepte geen negatieve waarde kan aannemen.

Vervolgens is bekeken in hoeverre het toevoegen van meerdere EM-waarden extra informatie oplevert die significant is. Om deze modellen op te stellen is gebruik gemaakt van selectie van variabelen.

Het uiteindelijke model moet voldoen aan de volgende eisen (Oude Voshaar, 1994):
— het model moet alle variabelen bevatten die significant bijdragen aan de voorspelling.
— het aantal predictoren moet het liefst zo klein mogelijk zijn.

Dit komt overeen met het Mallows' C_p -criterium. Met gebruikmaking van dit criterium wordt het model zo nauwkeurig mogelijk voorspeld, terwijl later bij gebruik van de voorspelformule niet meer variabelen hoeven te worden gemeten dan nodig is.

Voor de modellen geldt:

$$D_{keil} = c + \exp(b_0 + b_1 EM_1 + b_2 EM_2 + \dots + b_k EM_k) + \varepsilon \quad (9)$$

In deze formule zijn de b 's de parameters van het regressiemodel, c is een constante (hier nul), ε is de fout van het model. De verschillende EM-waarden worden aangegeven met $EM_1 \dots EM_k$.

Voor het Bargerveen zijn de modellen opgesteld aan de hand van de helft (31) van het aantal datapunten. Dit maakt het mogelijk om de opgestelde modellen te valideren met de overige punten (31). De modelpunten zijn zodanig gekozen dat er een maximale ruimtelijke spreiding is van de datapunten in het gebied.

Voor het schatten van de modelparameters is gebruik gemaakt van de kleinste kwadraten-methode. Het regressiemodel wordt zodanig samengesteld dat het kwadraat van de gemeten waarde minus de voorspelde waarde geminimaliseerd wordt (Montgomery and Peck, 1992; Oude Voshaar, 1994).

4.2 Fysisch model

Het fysisch model volgens McNeill (1980b) is opgesteld voor het bodemprofiel van de modelgebieden (zie ook § 3.2). Het model geeft aan dat de EM-waarde (mS/m) een sommering is van de respons R vermenigvuldigd met het specifieke geleidingsvermogen van de laag σ (mS/m); zie formule 7.

Voor de studiegebieden in de Achterhoek geldt een model van twee verschillende bodemlagen: zand op keileem/tertiaire klei. Voor het Bargerveen is het model opgesteld voor drie lagen: veen op zand op keileem.

5 Resultaten en discussie

De opgestelde modellen worden vergeleken op grond van de waarde van de determinatiecoëfficiënt R^2 en de waarde van de RMSE (Root Mean Squared Error). R^2 en R^2 -adj. (de verklaarde variantie door het model) zijn nagenoeg gelijk als het aantal waarnemingen groot is ten opzicht van het aantal verklarende variabelen (predictoren). De waarde van RMSE wordt gedefiniëerd als:

$$RMSE = VC = \frac{1}{n} \sum (D_{keil}(\text{voorspeld}) - D_{keil}(\text{gemeten}))^2 \quad (10)$$

In deze formule is n het aantal waarnemingen, $D_{keil}(\text{voorspeld})$ is de voorspelde keileemdiepte gebruikmakend van het model, $D_{keil}(\text{gemeten})$ is de gemeten waarde van de keileemdiepte. De keileemdiepte is lognormaal verdeeld, hierdoor is de RMSE op loglineaire schaal gelijk aan de variatiecoëfficiënt (VC in procenten) op de oorspronkelijke schaal. Een grove schatting van het interval van de schatting voor elk meetpunt, bij een betrouwbaarheidsinterval van 95 procent, kan worden verkregen door $D_{keil}(\text{voorspeld}) \pm 2 * VC$ bij een keileemdiepte van één meter. Bij een keileemdiepte van 2 meter wordt het interval 2 keer zo groot. De voorspelfout neemt dus toe met de diepte.

De statistische dataverwerking is gedaan met behulp van Genstat (Genstat 5 Committee, 1993) en CSS (Complete Statistical System), een programma ontwikkeld door de Amerikaanse firma StatSoft (1991).

5.1 Het Woold

5.1.1 Regressie-modellen

Aan de hand van de correlatiematrix is de EM-waarde geselecteerd die het best correleert met de diepte tot de keileem. Het gaat in dit geval om de EM-waarde op maaiveldniveau voor de verticale dipoolconfiguratie. De waarden voor EMV0 en de keileemdiepte staan tegen elkaar uitgezet in figuur 7.

Het opgestelde regressie-model stelt dat de diepte tot de keileem (y) afhankelijk is van het elektromagnetisch geleidingsvermogen voor de verticale dipool op maaiveldhoogte (x). Bekijken we figuur 7 dan kunnen we constateren dat de relatie tussen EMV0 en de diepte tot de keileem niet lineair is.

Uit de correlatiematrix blijkt dat de EM-waarden in de verschillende dipoolconfiguraties en hoogten boven maaiveld onderling erg sterk gecorreleerd zijn.

Dit is reeds eerder geconstateerd in een onderzoek van Rhoades et al. (1989). Het sterke verband tussen de verschillende EM-waarden (multicollineariteit) betekent dat het voor de nauwkeurigheid van de schatting weinig uitmaakt met welke EM-waarde de schatting van de keileemdpte wordt uitgevoerd. Toevoeging van een tweede of derde meting in het model levert niet of nauwelijks extra informatie die significant is.

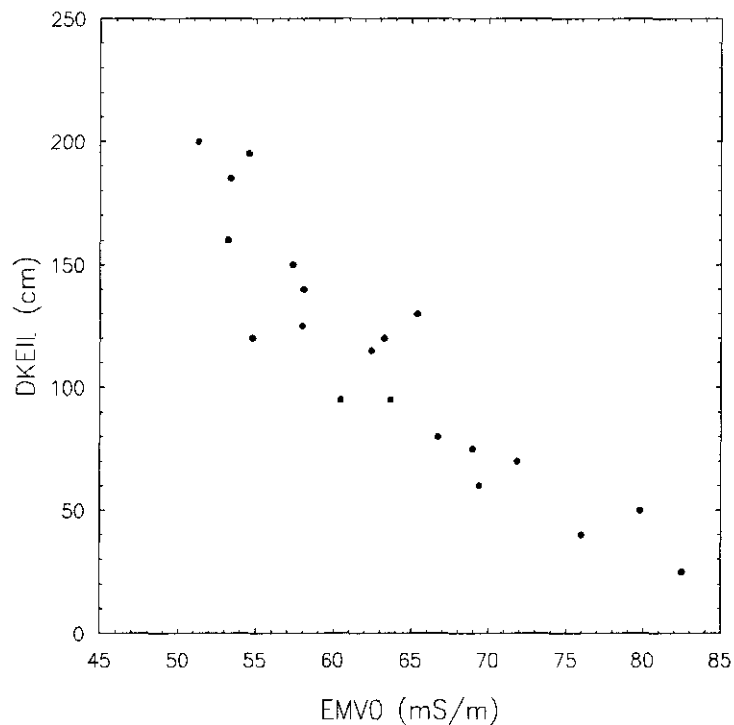


Fig. 7 Scatterdiagram van de EM-waarde voor de verticale dipool op maaiveldniveau (EMV0) uitgezet tegen de diepte tot de keileem/tertiaire klei (D_{keil})

In model 1 van tabel 1 staan de gemeten en voorspelde waarden voor het model met de EM-waarde van de verticale dipool op maaiveldniveau. Tevens worden de residuen ($D_{keil}(\text{voorspeld}) - D_{keil}(\text{gemeten})$) van het model vermeld. Met selectie van variabelen (EM-waarden of meettypen) (zie § 4.1) zijn vervolgens modellen geselecteerd die een nauwkeurige voorspelling opleveren. De resultaten staan in tabel 2.

Uit tabel 2 blijkt dat de verschillende type metingen niet erg verschillende resultaten opleveren. Dit is te wijten aan de multicollineariteit van de EM-waarden. Een model met 3 verklarende variabelen levert bij een betrouwbaarheidsinterval van 95 procent en een voorspelde keileemdpte van 100 centimeter een schattingsinterval van ongeveer plus of min 26 centimeter op ($2 \cdot CV$).

Tabel 1 Gemeten (y en x) en berekende waarden (y_i) en de residuen (e_i) voor een regressiemodel en het fysisch model (zie subparagraaf 5.1.2) ($n=20$)

D_{keil} (y)	EMV0 (x)	model 1: $y = \exp(b_0 + b_1 x)$		model 2: fysisch model	
		y_i	e_i	y_i	e_i
120	63.3	100.1	-19.9	124.7	4.7
195	54.6	165.4	-29.6	160.1	-34.9
125	58.0	135.9	10.9	130.6	5.6
200	51.3	200.0	0.0	182.2	-17.8
160	53.2	179.3	19.3	159.3	-0.7
150	57.4	140.7	-9.3	132.6	-17.4
80	66.7	82.3	2.3	94.3	14.3
95	63.7	97.8	2.8	108.4	13.4
140	58.1	135.1	-4.9	193.0	53.0
70	71.9	61.0	-9.0	52.1	-17.9
75	69.0	72.1	-2.9	75.0	0.0
50	79.8	38.6	-11.4	-19.1	-69.1
25	82.5	33.1	8.1	13.7	-11.3
40	76.0	48.1	8.1	-35.2	-75.2
115	62.5	104.8	-10.2	124.0	9.0
130	65.4	88.7	-41.3	102.2	-27.8
95	60.5	117.7	22.7	120.9	25.9
60	69.4	70.4	10.4	60.4	0.4
120	54.8	163.5	43.5	139.5	19.5
185	53.4	177.2	-7.8	170.3	-14.7

Tabel 2 Resultaten van de lineaire schattingen van de parameters van exponentiële modellen voor de keileemdiepte: $\ln(D_{keil}) = b_0 + b_1 EM_1 + \dots + b_n EM_n$. De fit van de modellen wordt weergegeven door R^2 en de variatiecoëfficiënt (VC) ($n=20$)

type meting	b_0	b_1	b_2	b_3	R^2 (%)	VC (%)
EMV0	8.258	-			89.4	17.5
EMV025	7.846	0.05			89.3	17.6
EMV050	7.420	7			85.3	20.6
EMH125,EMH075	7.646	-	-0.576		92.0	15.2
EMV1,EMH125,EMH075	8.281	0.05	-0.425	0.323	93.8	13.3
		3				
		-				
		0.04				
		9				
		0.36				
		9				
		-				
		0.06				
		2				

5.1.2 Fysisch model

Om de variabiliteit van het specifiek geleidingsvermogen per punt te bekijken is deze waarde voor elk punt bepaald aan de hand van de EM-waarde voor zowel de horizontale als verticale dipoolconfiguratie op maaiveldhoogte.

Dit is gebeurt aan de hand van de volgende formules:

$$EMHO = R_{(HO)zand} \sigma_{zand} + R_{(HO)keil} \sigma_{keil} \quad (11)$$

$$EMVO = R_{(VO)zand} \sigma_{zand} + R_{(VO)keil} \sigma_{keil} \quad (12)$$

In deze formules zijn de EM-waarden bekend, evenals de waarden van de respons R (zie ook figuur 6 en formule 5 en 6) voor de horizontale dipool (H0) en verticale dipool (V0). Dit levert dus twee formules met twee onbekenden. Lossen we dit probleem op dan krijgen we de waarden van het specifiek geleidingsvermogen van zand (σ_{zand}) en van keileem/tertiaire klei (σ_{keil}). De waarden zijn uitgezet voor de 20 datapunten in figuur 8.

Uit de figuur blijkt dat het specifiek geleidingsvermogen van de keileem/tertiaire klei redelijk stabiel is, gemiddeld ongeveer 74 mS/m. Het specifieke geleidingsvermogen voor zand fluctueert sterk en heeft op een aantal punten zelfs een hogere of bijna gelijke waarde als het specifiek geleidingsvermogen van de keileem/tertiaire klei. Op deze punten is de EM-waarde namelijk hoger dan de waarde van het specifiek geleidingsvermogen van de keileem. Dit betekent dat het fysisch model volgens McNeill (1980b) weinig perspectief biedt voor berekeningen. Er bestaat immers geen constant specifiek geleidingsvermogen.

Om het fysische model volgens McNeill (1980b) te toetsen is uitgegaan van de EM-waarden voor de horizontale dipool op maaiveldhoogte (zie formule 11). Volgens de theorie heeft het apparaat in deze configuratie een doordringingsdiepte van drie meter (McNeill, 1980a).

Om negatieve waarden van het specifiek geleidingsvermogen te voorkomen zijn twee datapunten uit de dataset verwijderd. Negatieve waarden van het specifiek geleidingsvermogen zijn immers niet fysisch te verklaren. Het gaat om de punten waarop de keileem op kleine diepte is aangetroffen (boorpunt 13 en 14, zie ook figuur 8). Op deze manier verkrijgen we 18 formules met 2 onbekenden. De waarden van het specifieke geleidingsvermogen zijn geschat met de kleinste kwadraten-methode.

Het fysisch model levert de volgende schattingen voor het specifieke geleidingsvermogen van zand en keileem/tertiaire klei:

σ_{zand} : 4.625 mS/m (std. err. = 3.548)

σ_{keil} : 70.020 mS/m (std. err. = 2.804)

Vullen we nu de specifieke geleidingsvermogens in formule 11 in, dan krijgen we:

$$EMHO = (1 - R_{keil})4.625 + R_{keil}70.020 \quad (13)$$

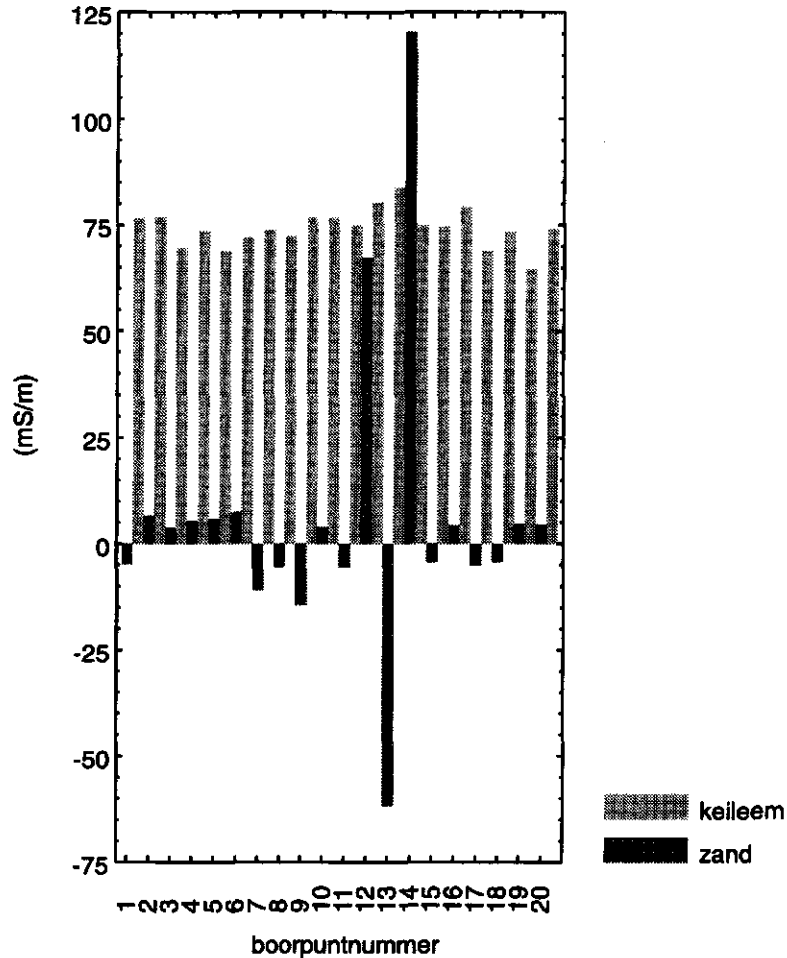


Fig. 8 Waarden voor het specifiek geleidingsvermogen van zand (σ_{zand}) en van keileem/tertiaire klei (σ_{keil}) (mS/m) voor de 20 datapunten

De waarden van de respons kunnen worden bepaald aan de hand van figuur 6, of door de diepte tot de keileem in te vullen in formule 6. De waarden van de respons moeten opgeteld 1 opleveren. In het geval dat de EM-waarden en de specifieke geleidingsvermogens bekend zijn en de diepte tot een bepaalde bodemlaag onbekend is, moet formule 6 zo worden omgezet dat de diepte D kan worden berekend:

$$D = \frac{(1-R^2)}{4R} * 366 \quad (14)$$

De EM-waarden kunnen nu in formule 13 worden ingevoerd. Aan de hand van de waarden van de respons kan de diepte tot de keileem met formule 14 worden berekend. De resultaten voor dit model staan in tabel 1, model 3. Het model verklaart 61.17 procent van de variantie, de standaard afwijking van de residuen (RMSE) is 31.7 centimeter.

5.2 Miste

5.2.1 Regressie-analyse

Voor statistische analyse van de gegevens is allereerst uitgegaan van de EM-waarde voor de horizontale dipool op 50 centimeter boven maaiveld. Deze EM-waarde heeft de hoogste correlatie met de diepte tot de keileem/tertiaire klei. De waarden voor de EMH050 en de keileemdiepte zijn uitgezet in figuur 11.

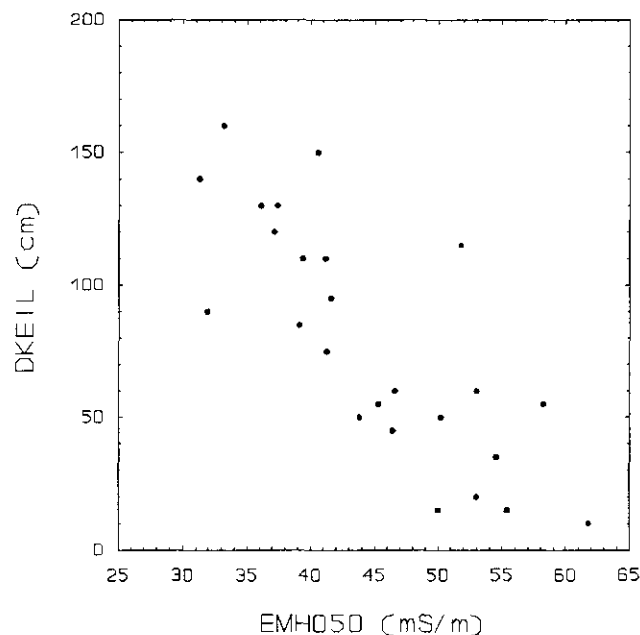


Fig. 9 Scatterdiagram van de EM-waarde voor de horizontale dipool op 50 centimeter boven maaiveld (EMH050) uitgezet tegen de diepte tot de keileem/tertiaire klei (D_{keil})

Figuur 9 vertoont een veel grotere spreiding in de datapunten dan het scatterdiagram voor de datapunten van het studiegebied Woold (figuur 7). De data zijn op dezelfde manier verwerkt als voor het studiegebied Woold. Tabel 3 geeft de resultaten van de regressie-analyse.

Uit de tabel blijkt dat de variatiecoëfficiënten van de regressiemodellen groter zijn voor Miste dan voor het studiegebied Woold (vergelijk tabel 1, 2 en 3). Het model met EMH125 en EMH050 als predictoren heeft een schattingsinterval van plus of min 85 centimeter bij een voorspelde keileemdiepte van 100 centimeter.

Tabel 3 Resultaten van de lineaire schattingen van de parameters van de exponentiële regressiemodellen voor de keileemdiepte: $\ln(D_{keil}) = b_0 + b_1 EM_1 + \dots + b_k EM_k$. De fit van de modellen wordt weergegeven door R^2 en de variatiecoëfficiënt (VC) ($n=25$)

type meting	b_0	b_1	b_2	R^2 (%)	RMSE (cm)
EMH050	7.394	-		61.7	47.2
EMH025	7.284	0.07		60.8	47.8
EMH125,EMH050	5.010	3	-0.489	67.8	43.3
EMV075,EMV050	8.314	-	0.101	64.8	45.2
		0.06			
		2			
		0.67			
		0			
		-			
		0.17			
		5			

5.2.2 Fysisch model

Het fysisch model is opgesteld aan de hand van de EM-waarde voor de horizontale dipool op maaiveldhoogte. De volgende waarden voor het specifiek geleidingsvermogen zijn berekend:

σ_{zand} : 16.507 mS/m (std. err. = 6.525)

σ_{keil} : 73.200 mS/m (std. err. = 3.317)

Het specifiek geleidingsvermogen van zand is in dit gebied groter dan in het studiegebied Woold. De onnauwkeurigheid wordt veroorzaakt door onder andere een verschil in vochtgehalte. De waarde voor het specifiek geleidingsvermogen van keileem/tertiaire klei is vergelijkbaar. Vullen we de waarden in, in formule 11, dan krijgen we:

$$EMH0 = (1 - R_{keil})16.507 + R_{keil}73.196 \quad (15)$$

Dit model verklaart 24 procent van de variantie binnen de dataset, de standaard afwijking van de residuen is 40.2 centimeter. De resultaten voor het fysisch model zijn slechter voor dit studiegebied dan voor het gebied Woold. Tijdens de boringen is al gebleken dat de keileem in dit gebied een veel sterkere bijmenging heeft van zand. Daarnaast varieerde de grondwaterstand sterk per punt. Dit zijn de voornaamste redenen voor de slechtere resultaten voor de empirische modellen en het fysische model.

5.3 Bargerveen

5.3.1 Regressie-analyse

In figuur 10 staat D_{keil} uitgezet tegen de EM-waarde voor de horizontale dipool op 25 centimeter boven maaiveld. De resultaten van de exponentiële modellen voor de diepte tot de keileem staan in tabel 4.

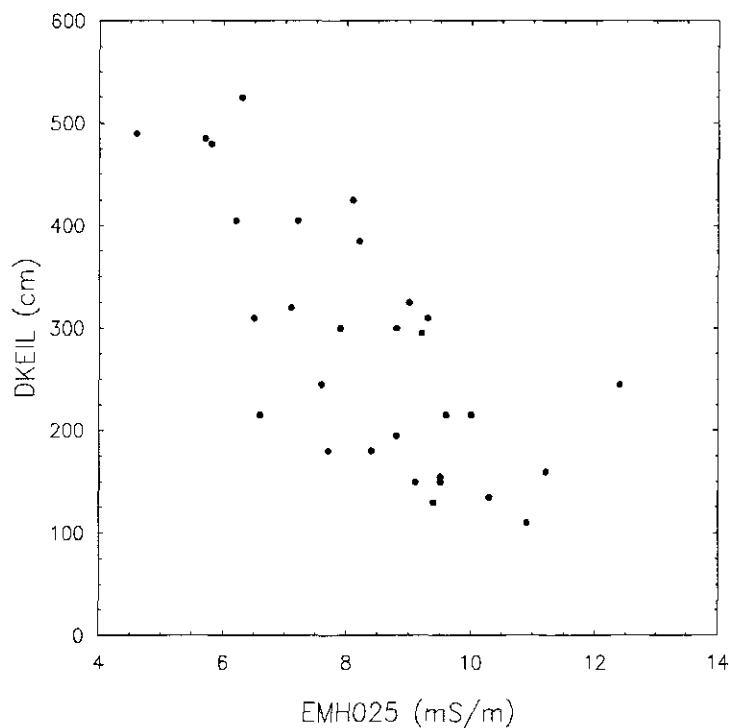


Fig. 10 Scatterdiagram van de EM-waarde voor de horizontale dipool op 25 centimeter boven maaiveld (EMV025) uitgezet tegen de keileendiepte (D_{keil})

Tabel 4 Resultaten van de schattingen van de parameters van het exponentiële regressiemodellen voor de keileendiepte voor de keileendiepte: $\ln(D_{keil})=b_0+b_1EM_1+\dots+b_nEM_n$. De fit van de modellen wordt weergegeven door R^2 en de variatiecoëfficiënt VC ($n=31$)

nr	type meting	b_0	b_1	b_2	b_3	R^2 (%)	VC (%)
1	EMH050	7.041	-0.180			49.7	32.3
2	EMH025	7.010	-0.198			47.5	31.6
3	EMV150,EMV075	6.364	1.273	-1.176		73.2	23.0
4	EMV150,EMV050	5.873	1.433	-1.206		71.8	23.7
5	EMV150,EMV125,EMV050	6.029	1.366	-1.047	-0.127	78.4	20.7
6	EMV125,EMV025,EMH0	6.181	1.008	-0.751	-0.182	77.7	21.0

We kunnen nu de met de overige punten de regressiemodellen valideren. De resultaten worden weergegeven in tabel 5.

Tabel 5 Resultaten van de validatie van de exponentiële modellen van tabel 6 voor de keileendiepte. De fit van de modellen wordt weergegeven door de variatiecoëfficiënt VC (%) ($n=31$)

model (nr)	VC (%)
1	30.9
2	30.2
3	38.2
4	53.5
5	44.5
6	74.4

De resultaten voor het schatten van de keileemdiepte aan de hand van het elektromagnetisch geleidingsvermogen blijken echter erg onnauwkeurig te zijn voor dit gebied. Uit de validatie van de opgestelde modellen (zie tabel 5) blijkt dat modellen met maar één verklarende variabele betere voorspellingen leveren dan modellen met meerdere verklarende variabelen. Het grootste probleem ligt in de invloed van het veenpakket op de EM-waarde. De waarde die het apparaat aangeeft is immers een cumulatieve waarde van het geleidingsvermogen van elke afzonderlijke laag. Hierdoor hoeft er ook geen correlatie te zijn met een enkele EM-waarde. Daarnaast blijkt dat de EM-waarden onderling zo sterk gecorreleerd zijn dat toevoeging van een extra EM-waarde niet of nauwelijks extra informatie oplevert voor het schatten van de diepte tot de keileem.

Met variabelenselectie in Genstat is tevens geprobeerd om met alle gemeten variabelen (alle EM-waarden, de veendikte, de grondwaterstand en de EC-waarde en temperatuur van het grondwater) nog betere modellen samen te stellen. Dit blijkt echter onmogelijk. Zelfs een voor de hand liggende verklarende variabele zoals de veendikte blijkt geen significante bijdrage te leveren in de relatie tussen het elektromagnetisch geleidingsvermogen en de keileemdiepte.

De lineaire afhankelijkheid (multicollineariteit) tussen de EM-waarden heeft een grote invloed op de schatting van de regressiecoëfficiënten. Bekijken we bijvoorbeeld een model voor de schatting van de keileemdiepte met drie EM-waarden als verklarende variabelen (zie tabel 4), dan leveren deze relatief nauwkeurige schattingen voor de keileemdiepte in de calibratieset. Bij validatie zijn de resultaten echter slecht (zie tabel 5), de regressiecoëfficiënten blijken een te grote invloed te hebben op de schattingen van de keileemdiepte. Om dit probleem (gedeeltelijk) op te heffen zijn twee andere regressie methoden toegepast: Ridge regressie (zie Montgomery and Peck, 1992) en PLS-regressie (Goedhart, 1990; Goedhart and Thissen, 1992).

Ridge regressie

Schatting van de regressieparameters door gebruik te maken van de kleinste kwadraten-methode levert te hoge waarden voor de coëfficiënten. Tevens blijken de coëfficiënten erg instabiel. De modellen met meerdere EM-waarden als verklarende variabelen beschrijven de calibratieset relatief goed, terwijl de voorspellingen voor de validatieset relatief slecht zijn. Om dit probleem op te heffen kan ridge regressie worden toegepast (Montgomery and Peck, 1992).

Met ridge regressie wordt een regressiemodel samengesteld met stabielere regressiecoëfficiënten. De modellen beschrijven de data minder goed, maar de voorspelkracht wordt verhoogd. Voor de calibratie set zijn drie regressiemodellen opgesteld met behulp van ridge regressie. Vervolgens zijn de modellen gevalideerd, de resultaten staan in tabel 6.

Tabel 6 Resultaten van de ridge regressie voor de calibratie en de validatie set voor exponentiële modellen voor het schatten van de keileemdiepte. De fit van de modellen wordt weergegeven door R² en de variatiecoëfficiënt VC (n=31)

type meting	calibratie		validatie
	R ² (%)	VC (%)	VC (%)
EMV150,EMV050,EMH0	57.5	29.0	25.9
EMV150,EMV050,EMV0,EMH0	58.6	28.7	25.7
EMV150,EMV125,EMV050,EMV025,EMH0	70.3	24.3	34.3

Uit de tabel blijkt dat de determinatiecoëfficiënt voor het model met EMV150, EMV050 en EMH0 lager is dan bij het model opgesteld met de kleinste kwadraten-methode (zie tabel 4). Opvallend is dat modellen met drie en vier predictoren nu wel goede voorspellingen geven voor de validatie set (vergelijk tabel 5 en 6). De regressiecoëfficiënten zijn dus stabiel.

PLS-regressie

Partial Least Squares (PLS)-regressie is een methode die bruikbaar kan zijn in geval van multicollineariteit onder de predictoren (Goedhart, 1990). De methode is vergelijkbaar met Principal Component-regressie. Er worden lineaire combinaties van de predictoren (EM-waarden) gevormd, die een hoge voorspelkracht hebben op grond van de covariantie met de keileemdiepte. In de eerste component (PLS1) spelen vooral de EM-waarden een rol die een hoge covariantie met de keileemdiepte hebben. Vervolgens wordt de tweede component samengesteld uit de residuen die ontstaan na een regressie van de eerste component op de keileemdiepte. Op dezelfde manier kunnen meer componenten worden samengesteld. De resultaten van de PLS-regressie worden gegeven in tabel 7.

De resultaten blijken minder goed te zijn dan de resultaten van de ridge regressie. Een model met drie dimensies beschrijft de calibratie set het beste, het model heeft echter de minste voorspelkracht.

Tabel 7 Resultaten van de PLS-regressie voor drie componenten voor ln(D_{keil}) voor de calibratie en de validatie set. De fit van de modellen wordt weergegeven door R² en door de variatiecoëfficiënt VC (n=31)

	calibratie		validatie
	R ² (%)	VC (%)	VC (%)
PLS1	42.6	33.8	31.9
PLS2	52.6	30.7	28.7
PLS3	77.9	20.9	49.4

5.3.2 Fysisch model

Voor alle datapunten is de waarde van de respons (R) voor de afzonderlijke lagen bepaald. Uitgaande van de helft van het totaal aantal datapunten (31) is het specifiek geleidingsvermogen van de drie bodemlagen aan de hand van formule 16 berekend:

$$EM = R_{veen} \sigma_{veen} + R_{zand} \sigma_{zand} + R_{keil} \sigma_{keil} \quad (16)$$

Hierin zijn de EM-waarden en de waarden van de respons (R) bekend. De waarde van het specifiek geleidingsvermogen van de afzonderlijke lagen is onbekend. Voor het bepalen van het specifiek geleidingsvermogen is uitgegaan van de EM-waarde voor horizontale dipool op 1 meter boven maaiveld.

Dit is volgens de correlatiematrix één van de best verklarende EM-waarden voor de keileemdiepte. De resultaten staan in tabel 8.

Tabel 8 Specifiek geleidingsvermogen van veen, zand en keileem, $R = 0.77$, $R^2\text{-adj.} = 0.60$, p geeft een indicatie van de betrouwbaarheid van de regressiecoëfficiënt, $n = 31$

parameter	σ_{veen}	σ_{zand}	σ_{keil}
schatting	14.524	2.450	11.969
st. dev.	3.066	1.256	0.981

Uit de resultaten blijkt dat de specifieke geleidingsvermogens van de bodemlagen in werkelijkheid geen constante waarden hebben. De schatting van het specifiek geleidingsvermogen van zand is relatief onnauwkeurig. De waarden uit deze schatting blijken volgens de literatuur wel reëel te zijn (McNeill, 1980a; Krabbenborg en Biewinga, 1988).

Het specifiek geleidingsvermogen is sterk plaatsafhankelijk. Het grootste probleem ligt in het feit dat een probleem van drie dimensies, veendikte en diepte tot de keileem, voorspeld moet worden door slechts één parameter, de EM-waarde. De EM-waarden zijn namelijk, zoals eerder geconstateerd, sterk met elkaar gecorreleerd.

Om toch het model te kunnen toetsen is het drie lagen-model teruggebracht tot een twee lagen-model. Daarbij is aangenomen dat de veendikte bekend is, deze is tenslotte gemakkelijk te bepalen door het steken met een guts. Als het probleem teruggebracht is tot één onbekende, de keileemdiepte, dan blijkt dat het model erg gevoelig is. Dit wordt veroorzaakt door het relatief geringe verschil in specifiek geleidingsvermogen van zand en keileem. Wordt de EM-waarde met 0.1 mS/m verhoogd dan geeft dit een fout van ongeveer 30 centimeter in de schatting van de keileemdiepte.

De residuen binnen het model geven een indruk van factoren die de EM-waarde beïnvloeden zoals korrelgrootteverdeling, porositeit, EC van het grondwater en dergelijke. Naar verwachting zullen deze variabelen geleidelijk in de ruimte veranderen. Dit blijkt ook uit de residuen die een duidelijke ruimtelijke afhankelijkheid vertonen, zoals weergegeven in het variogram in figuur 11. Met behulp van Kriging (zie hoofdstuk 6) is een schattingskaart opgesteld van de onder- en overschattingen van de EM-waarde.

Maken we gebruik van gecorrigeerde EM-waarden, door de residuele EM-waarde bij de oorspronkelijk gemeten waarde op te tellen, voor de horizontale dipool dan levert dit model een standaard afwijking van de residuen van ongeveer 176 centimeter voor de validatie set. Dit betekent dat de keileem bij een betrouwbaarheid van 95 procent de keileem op 350 centimeter nauwkeurig kan worden geschat. Zelfs een gecorrigeerd model levert dus erg slechte resultaten.

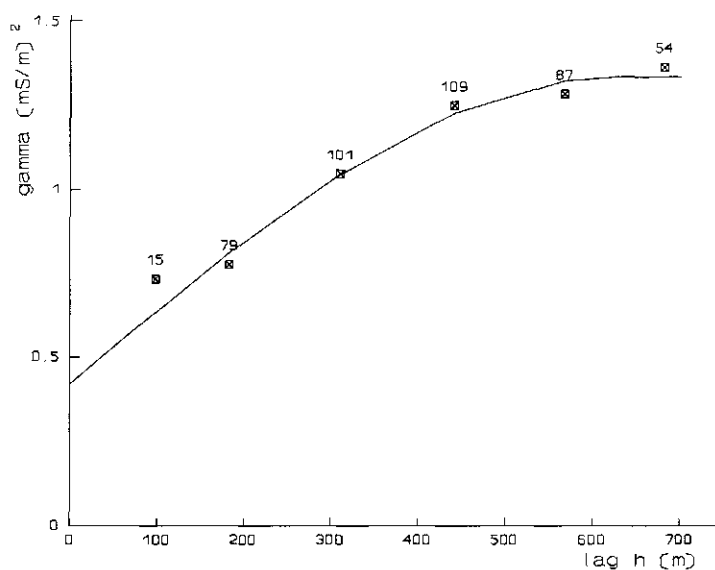


Fig. 11 Variogram (semivariantie uitgezet tegen de lag, zie hoofdstuk 6) voor de residuen van de EMH1-waarde voor het fysische model (sferisch model, $c_g=0.442$, $c=0.914$, $a=626$)

De reden dat voor dit studiegebied het fysisch model zulke slechte resultaten oplevert ligt in het feit dat er geen drie-lagen model te gebruiken is. De grondwaterstand (ten opzichte van maaiveld) is sterk gevarieerd in het gebied. Hierdoor is er in de zandlaag een nat deel en een droog deel. Het verschil in specifiek geleidingsvermogen van nat en droog zand zorgt voor de relatief onnauwkeurige schatting van het specifiek geleidingsvermogen van deze laag (zie tabel 8).

Op de plekken waar de keileem relatief ondiep ligt (tussen 1 en 2 meter) is het de vraag of de keileemlaag wel tot ongeveer zes meter diepte doorloopt (de theoretische doordringingsdiepte bij verticale dipool op maaiveldniveau (McNeill, 1980b)). Daarnaast zullen altijd afwijkingen in het model voorkomen omdat het magnetisch veld oneindig diep doorgaat. Wordt uitgegaan van een doordringingsdiepte van zes meter, dan wordt geen rekening gehouden met 25 procent van de EM-waarde.

Metingen op verschillende tijdstippen leveren verschillende waarden op. De waarden voor het specifiek geleidingsvermogen zullen dus ook in de tijd variëren.

6 Ruimtelijke analyse

De ruimtelijke analyse is alleen uitgevoerd voor het studiegebied Bargerveen. In de beide andere studiegebieden is het aantal datapunten te gering. Voor de ruimtelijke analyse zijn twee methoden gebruikt, namelijk 'trend surface' en Ordinary-Kriging. De analyse is uitgevoerd om een vergelijking te maken tussen regressiemodellen op basis van EM-metingen en ruimtelijke modellen.

6.1 Gegevensverwerking

6.1.1 Trend surfaces

Een trend surface is gebaseerd op de geografische coördinaten. Dit betekent dat een bepaalde eigenschap, in dit geval de keileemdiepte (D_{keil}), kan worden beschouwd als een functie van de ligging (X en Y-coördinaten). De trend kan uitgedrukt worden in een lineaire functie:

$$D_{keil} = b_0 + b_1x + b_2y + \varepsilon \quad (17)$$

In deze formule is b_0 een constante, b_1 en b_2 zijn de regressiecoëfficiënten en ε is de fout van het model. Deze functie is lineair en wordt ook wel een eerste graads polynoom genoemd.

Een tweede graads polynoom heeft de volgende algemene formule:

$$D_{keil} = b_0 + b_1x + b_2y + b_3x^2 + b_4y^2 + b_5xy + \varepsilon \quad (18)$$

De polynomen zijn tevens op te stellen met meer verklarende variabelen dan alleen x en y (zie verder de literatuur, onder andere: Burrough, 1986; Davis, 1986)

De polynomen zijn opgesteld voor 31 punten om een vergelijking met de nauwkeurigheid van de modellen, opgesteld aan de hand van de EM-waarden, mogelijk te maken. De modellen kunnen worden gevalideerd aan de hand van de overige 31 punten.

6.1.2 Kriging

Om een inzicht te krijgen in de ruimtelijke variabiliteit van een variabele is een variogram opgesteld. Een variogram beschrijft de relatie tussen het verschil van de waarde van een bepaalde eigenschap op verschillende afstand (lag) en richting. De ruimtelijke correlatie wordt uitgedrukt in een semivariantie.

De lags zijn geklassificeerd om een gemiddelde semivariantie te schatten. Daarnaast is gekeken naar anisotropie, de variogrammen zijn voor verschillende richtingen bekeken. De laatste fase in het verkrijgen van een variogram is het vinden van een mathematische functie die de relatie tussen semivariantie en lag beschrijft.

Vervolgens kunnen de eigenschappen in kaart worden gebracht door middel van Kriging. Voor de Kriging-interpolatie is gebruik gemaakt van block-Kriging. Meer informatie is te vinden in de literatuur: Davis (1986), Jongman et. al. (1987), Webster and Oliver (1990) en Brus (1993).

Voor dit onderzoek is een kaart gemaakt van de Kriging-schattingen van de keileemdpte aan de hand van de 31 punten die ook zijn gebruikt voor de regressie-analyse en de polynomen. Dit maakt het mogelijk om de nauwkeurigheid van de opgestelde modellen onderling te vergelijken.

Vervolgens is aan de hand van de gehele dataset een aantal variogrammen geschat. Het doel van deze analyse is dat het nu mogelijk is om de ruimtelijke structuur van de EM-waarde en de diepte tot de keileem te kunnen vergelijken.

6.2 Resultaten en discussie

6.2.1 Trend surfaces

Voor het modelgebied in het Bargerveen blijkt het fitten van polynomen goede resultaten op te leveren. De diepte tot de keileem vertoont een sterke trend. De resultaten worden weergegeven in tabel 9.

Tabel 9 Resultaten van de ruimtelijke modellen voor de schatting van de keileemdpte. De fit van de modellen wordt weergegeven door R^2 en de standaard afwijking van de residuen, RMSE (cm) ($n=31$)

type model	R^2 (%)	RMSE (cm)
1e gr. polynoom (x,y)	61.6	74.8
1e gr. polynoom (x,y,NAP)	78.1	56.4
1e gr. polynoom (x,y,NAP,EMV0)	82.9	49.9
2e gr. polynoom (x,y)	74.9	59.8
2e gr. polynoom (x,y,NAP)	89.0	39.6

Uit de resultaten blijkt dat de keileemdpte relatief nauwkeurig kan worden geschat met een tweede graads polynoom met de X- en Y-coördinaten en de NAP-hoogte als verklarende variabelen. Vervolgens kunnen de modellen worden gevalideerd, de resultaten staan in tabel 10. De resultaten van de validatie van de Kriging-schattingen aan de hand van 31 punten staan eveneens in deze tabel.

Tabel 10 Resultaten van de validatie van de ruimtelijke modellen voor de schatting van de keileemdpte. De fit van de modellen wordt weergegeven door de standaard afwijking van de residuen RMSE (cm) (n=31)

type model	RMSE (cm)
1e gr. polynoom (x,y)	63.1
1e gr. polynoom (x,y,NAP)	39.8
1e gr. polynoom (x,y,NAP,EMV0)	38.8
2e gr. polynoom (x,y)	54.2
2e gr. polynoom (x,y,NAP)	40.5
KRIGING	40.7

De resultaten van deze ruimtelijke modellen en de modellen met de EM-waarden zijn moeilijk te vergelijken omdat de ruimtelijke modellen lineair zijn en dus een constante schattingsfout (RMSE) hebben. Vergelijken we bijvoorbeeld het schattingsinterval bij een betrouwbaarheid van 95 procent en een keileemdpte van 270 centimeter (ongeveer het gemiddelde van de gemeten keileemdpte voor de calibratie set) dan verkrijgen we voor een goed model met de EM-waarden als verklarende variabelen (zie tabel 4) een schattingsinterval van ongeveer 135 ($2.7 \cdot 2 \cdot 25$) centimeter, een tweede graads polynoom heeft een schattingsinterval van ongeveer 80 ($2 \cdot 39.6$) centimeter. De ruimtelijke modellen leveren dus meer betrouwbare schattingen.

6.2.2 Kriging

Voor de variogram-schattingen is gebruik gemaakt van de programma's SEMIVA en WLSFIT, ontwikkeld door Heuvelink (1992). De Kriging-interpolatie is gedaan met behulp van het programma GEO-EAS (Geostatistical Environmental Assessment Software), een pakket ontwikkeld door de United States Environmental Protection Agency.

De variogrammen voor de veendikte, diepte tot de keileem en de EM-waarde zijn geschat aan de hand van 62 datapunten. Vervolgens zijn de variogrammen gebruikt voor Kriging-interpolatie.

Figuur 12 toont het variogram voor de dikte van het veenpakket. Dit variogram vertoont alleen ruis, er is geen ruimtelijke structuur in de veendikte. Mogelijk kan bij een kleinere bemonsteringsafstand wel een variogram worden geschat.

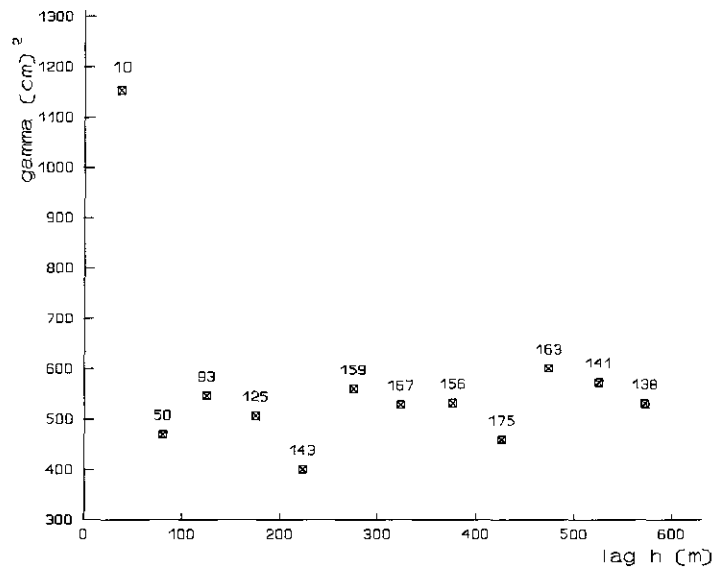


Fig. 12 Variogram (semivariantie uitgezet tegen de lag) van de dikte van het veenpakket

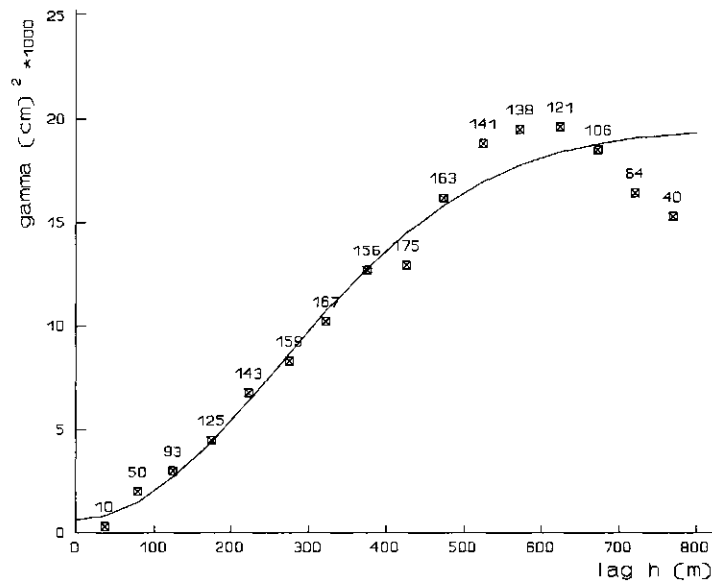


Fig. 13 Variogram (semivariantie uitgezet tegen de lag) van de keuleemdiepte (Gaussisch model, $c_0=637$, $c=18900$, effectieve $a=370$)

Het variogram voor de keuleemdiepte (figuur 13) gaat niet door de oorsprong. Er blijkt een niet-ruimtelijk gecorreleerde variantie te bestaan ('nugget-variantie') onder andere als gevolg van meetfouten en een hoge korte afstandsvariabiliteit. De semivariantie stijgt geleidelijk tot een bepaalde maximale waarde (sill). In theorie moet de sill gelijk zijn

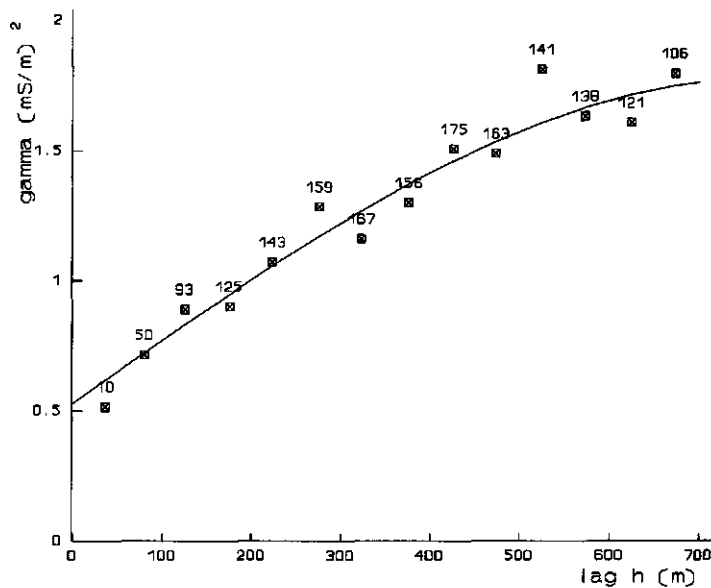


Fig. 14 Variogram (semivariantie uitgezet tegen de lag) van de EM-waarde voor horizontale dipool op 1 meter boven maaiveld (sferisch model, $c_s=0.53$, $c=1.25$, $a=769$)

aan de variantie van de variabele. Het punt (lag) waarop het variogram zijn sill bereikt wordt de range genoemd.

Op een afstand groter dan de range zijn de punten ruimtelijk niet meer gecorreleerd. Voor dit variogram is een Gausisch functie gefit, deze functie benadert de waarde van de sill asymptotisch, er bestaat geen waarde voor de range, er wordt dan een effectieve range genomen. Het variogram voor EMH1 (figuur 14) vertoont een nugget-variantie, onder andere als gevolg van meetfouten en een hoge variabiliteit in de waarde op korte afstand. De range is ongeveer 770 meter.

Het variogram voor EMV1 (figuur 15) vertoont een nog hogere nugget-variantie dan het variogram voor EMH1 (figuur 14). De meetfout in EMV1 is groter dan in EMH1, omdat het apparaat in de verticale spoelconfiguratie meer invloed heeft van dieper gelegen bodemlagen (dieper dan 6 meter). Van deze lagen zijn geen gegevens bekend.

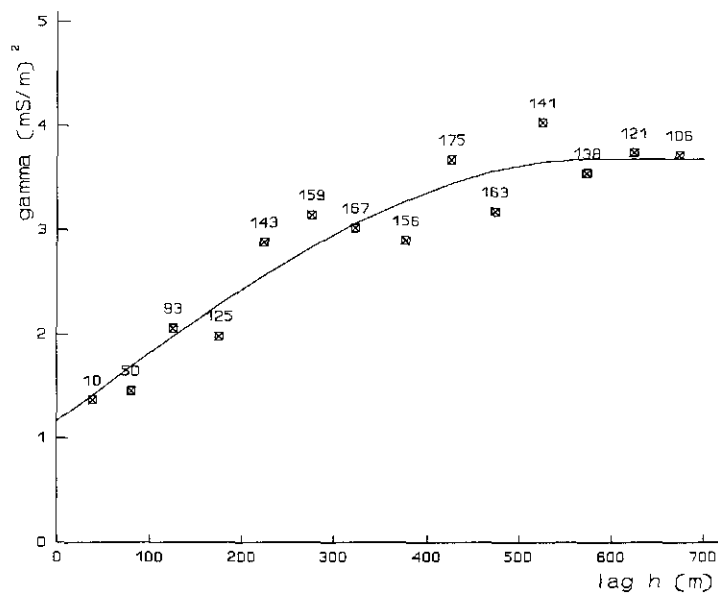


Fig. 15 Variogram (semivariantie uitgezet tegen de lag) van de EM-waarde voor de verticale dipool op 1 meter boven maaiveld (sferisch model, $c_0=1.17$, $c=2.51$, $a=575$)

De modellen die het variogram beschrijven zijn bepaald met de kleinste kwadratenmethode. Als uiteindelijk selectiecriteria voor het variogrammodel is een minimale fout (een zo laag mogelijke Kriging-standaarddeviatie) van de schatting na kruisvalidatie genomen.

De volgende modellen zijn gefit (c_0 = nugget, c = sill, h = lag en a = range):

D_{veen} : geen, de semivariantie vertoont alleen ruis (zie figuur 12).

D_{keil} : Gaussisch (zie figuur 13)
 $\gamma(h) = 0$ voor $h = 0$
 $\gamma(h) = c_0 + c(1 - \exp(-h^2/a^2))$ voor $h > 0$

EMH1, EMV1 (zie figuur 14 en 15)
: sferisch
 $\gamma(h) = 0$ voor $h = 0$
 $\gamma(h) = c_0 + c(1.5(h/a) - 0.5(h/a)^3)$ voor $0 < h < a$
 $\gamma(h) = c_0 + c$ voor $h \geq a$

Voor kriging-interpolatie is alleen het steile deel van het variogram van belang tot ongeveer tweederde deel van de range. De interpolatie heeft voor de belangrijkste variabelen heeft voor het modelgebied een aantal contourkaarten opgeleverd (figuur 16, 17 en 18).

Figuur 16 geeft weer hoe de keileemdiepte in het gebied ten opzichte van het maaiveld verloopt. De grote variatie in de diepte is duidelijk zichtbaar. Figuur 21 geeft de contourlijnen van de fout (Kriging-standaarddeviatie) in de kaart van de keileemdiepte (figuur 17). De standaardfout ligt globaal rond de 20 centimeter, de randen van het gebied uitgesloten.

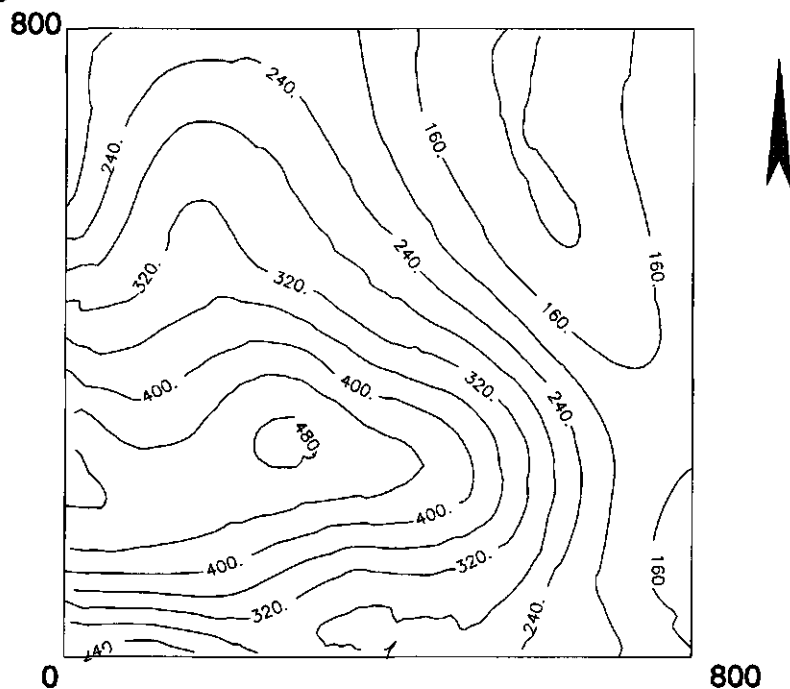


Fig. 16 Contourkaart van de Kriging-schattingen van de keileemdiepte (cm -mv)

Figuur 18 vertoont overeenkomsten met figuur 16, er is een soortgelijke ruimtelijke spreiding te zien. Er blijkt dus wel een verband tussen de keileemdiepte en de EM-waarden, maar deze relatie blijkt moeilijk te kwantificeren.

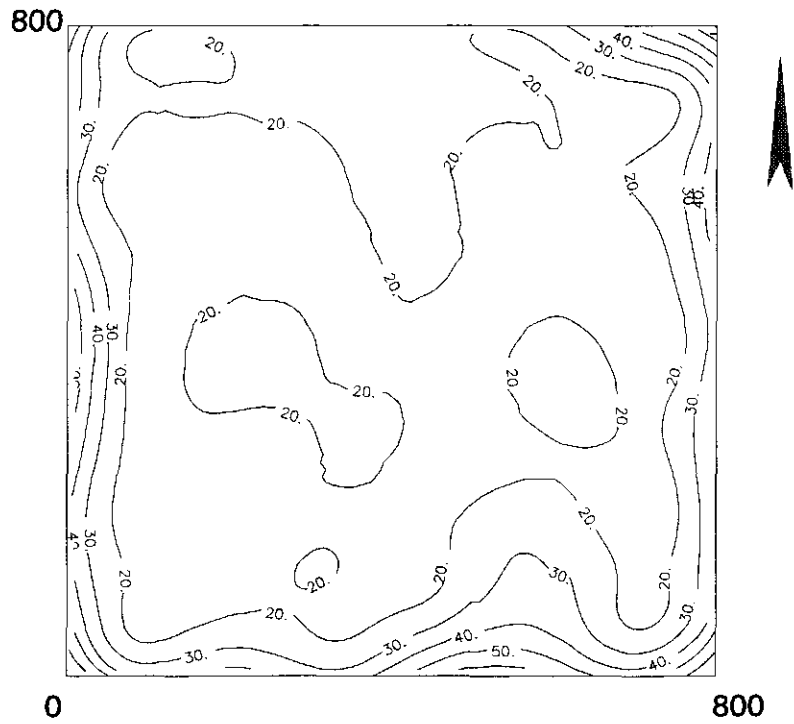


Fig. 17
Contourkaart van de Kriging-standaarddeviatie (afwijking van de schatting) van de keileendiepte (cm)

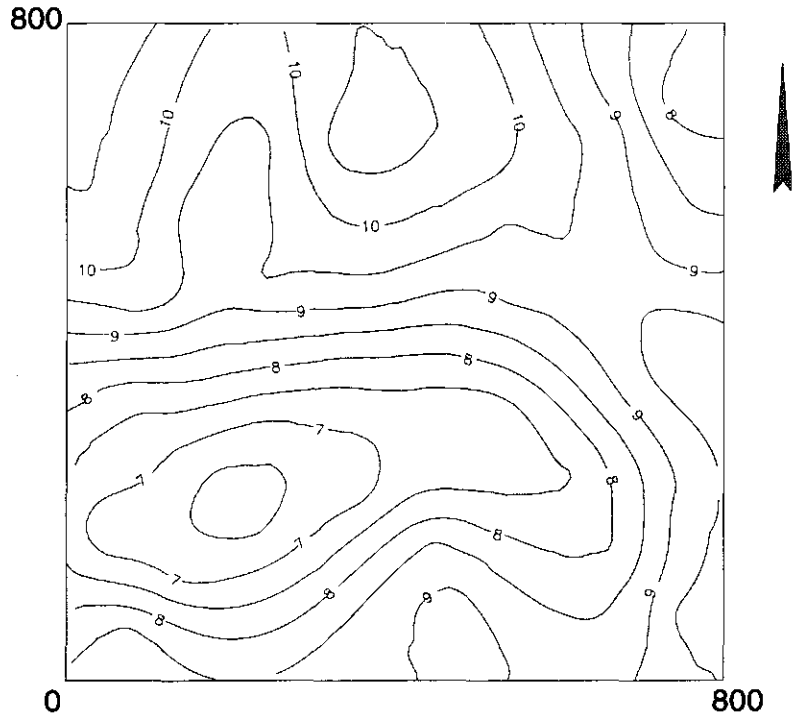


Fig. 18
Contourkaart van de EM-waarde voor verticale dipool op 1 meter boven maaiveld (mS/m)

7 Conclusies en aanbevelingen

De waarden voor het elektromagnetisch geleidingsvermogen in het studiegebied Bargerveen zijn erg verschillend van de waarden die zijn gemeten in de Gelderse Achterhoek. De keileem in de Achterhoek is veel vetter dan de keileem in Drenthe door een bijmenging van tertiaire klei. Een hoger kleigehalte van een bodemmateriaal zorgt voor een hoger elektromagnetisch geleidingsvermogen. Hierdoor zijn de gemeten waarden in de Achterhoek hoger.

We kunnen concluderen dat door alleen het meten van het elektromagnetisch geleidingsvermogen over het algemeen geen nauwkeurige uitspraak kan worden gedaan over de diepte tot bepaalde bodemlagen. Het modelgebied nabij Woold vormt een uitzondering. De opgestelde regressiemodellen zijn relatief nauwkeurig, ongeveer 90 procent van de variantie van de waarden voor de keileemdiepte kan worden verklaard. Voor de modelgebieden nabij Miste en in het Bargerveen zijn de resultaten voor de empirisch regressiemodellen duidelijker minder goed. De verklaring ligt in het feit dat in deze gebieden de grondwaterstand veel meer varieert en de samenstelling van de keileem sterk verschillend kan zijn. Het elektromagnetisch geleidingsvermogen is immers niet alleen afhankelijk van het materiaal van een bodemlaag, maar ook van het vochtgehalte. In het Bargerveen wordt het elektromagnetisch geleidingsvermogen ook sterk beïnvloed door de veenlaag. Het apparaat geeft een cumulatieve waarde voor het elektromagnetisch geleidingsvermogen aan, hierdoor is geen directe uitspraak mogelijk waardoor de EM-waarde toeneemt: neemt de dikte van het veenpakket toe of neemt de diepte tot de keileem af?

Uit de figuur van de cumulatieve respons blijkt dat het elektromagnetisch veld oneindig diep de bodem ingaat. Indien aangenomen wordt dat het apparaat een effectieve doordringingsdiepte heeft van zes meter (verticale dipool) dan wordt 25 procent van de gemeten waarde verwaarloosd. Aangezien geen gegevens bekend zijn van dieper gelegen bodemlagen kan dit betekenen dat ongeveer 25 procent van de variantie bij regressie-analyse niet verklaard kan worden. Het is mogelijk dat er een volledig andere bodemlaag begint op een diepte beneden de 6 meter, die toch van invloed is op de EM-waarde.

Volgens McNeill (1980b) moeten de EM-waarden voor de horizontale dipool andere informatie opleveren dan de EM-waarden voor de verticale dipool. De EM-waarden blijken onderling echter sterk gecorreleerd. Ook het meten op verschillende hoogten boven maaiveld levert niet of nauwelijks extra informatie op wat betreft de bodemopbouw. Regressie-methoden zoals ridge regressie en Partial Least Squares-regressie kunnen de voorspelkracht van de modellen verbeteren omdat hiermee de multicollineariteit (gedeeltelijk) wordt weggenomen.

De opgestelde empirische modellen leveren betere resultaten dan het fysische model. Het fysisch model blijkt zeer gevoelig voor veranderingen in vochtgehalte en materiaalsamenstelling. Voor het Bargerveen blijkt dat de residuen van het fysisch model een duidelijk ruimtelijke structuur vertonen. Zelfs na correctie van de EM-waarde is de modelvoorspelling erg onnauwkeurig.

Voor het studiegebied Bargerveen blijkt dat de keileemdiepte kan worden geschat uit de topografie van het modelgebied. Er is een duidelijke trend aanwezig in de diepte tot de keileem. Een polynoomfunctie met daarin de X en Y-coördinaten en de NAP-hoogte levert een relatief nauwkeurige schatting van de diepte tot de keileem. Een polynoom levert voor dit gebied betere resultaten op dan een interpolatie met behulp van Kriging.

De ruimtelijke structuur van de EM-waarde en de keileemdiepte blijkt in het modelgebied in het Bargerveen duidelijke overeenkomsten te vertonen. Een directe verklaring hiervoor is niet te geven omdat niet alle bodemeigenschappen, die het elektromagnetisch geleidingsvermogen beïnvloeden, konden worden gemeten. Toekomstig onderzoek met de Geonics apparatuur zal zich dan ook hoofdzakelijk moeten richten op deze eigenschappen.

De variogram-schattingen voor dit onderzoek zijn hoofdzakelijk gedaan aan de hand van 62 punten. Het blijkt heel goed mogelijk om met minder dan honderd punten deze schattingen te doen. Hierbij moet natuurlijk de kanttekening worden gemaakt dat deze variogrammen niet op nauwkeurigheid zijn getoetst door gebruik te maken van validatiepunten.

De kracht van dit onderzoek ligt in het feit dat is gekozen voor het verzamelen van de gegevens in meerdere modelgebieden en dat een fysische interpretatie van elektromagnetische metingen is gebruikt als alternatief voor de empirische modellen.

Er blijkt een ruimtelijke correlatie te bestaan tussen het elektromagnetisch geleidingsvermogen en de diepte tot de keileem. Dit betekent dat met behulp van Cokriging mogelijk relatief nauwkeurige schattingen kunnen worden gedaan van de keileemdiepte zonder dat er veel boringen hoeven te worden verricht. In dat geval kan het apparaat worden ingezet als vervanging voor het verdichten van een boorpuntennet.

Kwantitatieve interpretatie van elektromagnetische metingen is mogelijk wel bruikbaar. Door met het apparaat in raaien te meten zijn vaak sprongen in de waarden voor het elektromagnetisch geleidingsvermogen op te merken die duiden op een verandering in bijvoorbeeld de samenstelling van het bodemmateriaal of een verandering in het vochtgehalte. Op deze manier kunnen mogelijk locaties worden opgespoord die voor het verrichten van een boring interessant zijn. Zodoende kan een boorpuntennet geoptimaliseerd worden.

Gezien de grote doordringingsdiepte van het apparaat kan het apparaat wellicht ingezet worden in gebieden met vast gesteente in de ondergrond. De dikte van het verweringsdek kan mogelijk in kaart worden gebracht. In Nederland zijn de toepassingsmogelijkheden beperkt door de grote afwisseling van lagen van verschillend materiaal.

Literatuur

Ahuja, L.R., Naney, J.W., Green, R.E. and Nielsen, D.R., 1984. *Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management*. Soil Sci. Soc. Am. J. 48: 699-702.

Anon., 1991. *EM31 operating manual*. Geonics Limited, Ont., Canada, 60 pp.

Bosch, M. Van den, Cadée, M.C. and Jansen, A.W., 1975. *Lithostratigraphical and biostratigraphical subdivision of Tertiary deposits (Oligocene-Pliocene) in the Winterswijk-Almelo region (eastern part of the Netherlands)*. Scripta Geologica 29, uitgave van het Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie.

Brand, S.H. Van den, 1981. *Winterswijk, landschap en vegetatie (deel 1: Ontstaan en opbouw van het landschap)*. K.N.N.V.-Winterswijk, Winterswijk.

Bresler, E., Danan, G. Wagenet, R.J. and Laufer, A., 1984. *Statistical analysis of salinity and texture effects on spatial variability of soil hydraulic conductivity*. Soil Sci. Am. J. 48: 16-25.

Brus, D.J., 1993. *Incorporating models of spatial variation in sampling strategies for soil*. CIP-data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, 211 pp.

Brus, D.J., Knotters, M., Van Dooremolen, W.A., Van Kernebeek, P. and Van Seeters, R.J.M., 1992. *The use of electromagnetic measurements of apparent soil electrical conductivity to predict the boulder clay depth*. Geoderma, 55: 79-93.

Buro Hemmen, 1991. *Beheersplan Bargerveen*. Hemmen.

Burrough, P.A., 1986. *Principles of geographical information systems*. Oxford Press.

Byers, E. and Stephens, D.B., 1983. *Statistical and stochastic analysis of hydraulic conductivity and particle size in a fluvial sand*. Soil Sci. Am. J. 47: 1072-1081.

Csonka, J., 1987. *Onderzoek Diepswal*. Dienst Grondwaterverkenning TNO, Delft/Oosterwolde, rapportnr. OS 87-21, 32 pp.

Csonka, J. en Burkunk, R.B.C.J., 1988. *Geïntegreerd geofysisch detailonderzoek ten behoeve van het grondwaterbeheer*. H₂O, 3:68-72.

Davis, J.C., 1986. *Statistics and data analysis in geology* (2nd Ed). John Wiley and Sons, Inc., New York.

Genstat 5 Committee, 1993. *Genstat 5 Release 3 Reference Manual*. Clarendon Press, Oxford.

Goedhart, P.W., 1990. *Comparison of multivariate calibration methods for prediction of feeding value by near infrared reflectance spectroscopy*. Netherlands Journal of Agricultural Science 38: 449-460.

Goedhart, P.W. and Thissen, J.T.N.M. (eds), 1992. *Genstat Procedure Library Manual & GLW Procedure Library Manual*. Release 2[3]. Rapport LWA-92-15, DLO-Groep Landbouwwiskunde, Wageningen.

Jongman, R.H.G., Ter Braak, C.J.F. and Van Tongeren, O.F.R., 1987. *Data analysis in community and landscape ecology*. Pudoc, Wageningen.

Kachanoski, R.G., Gregorich, E.G. and Van Wesenbeeck, I.J., 1988. *Estimating spatial variations of soil water content using noncontacting electromagnetic inductive methods*. Can. J. Soil Sci., 68: 715-722.

Kachanoski, R.G., De Jong, E. and Van Wesenbeeck, I.J., 1990. *Field scale patterns of soil water storage from noncontacting measurements of bulk electrical conductivity*. Can. J. Soil Sci. 70: 537-541.

Krabbenborg, A.J. en Biewinga, D.T., 1988. *Meting van geleidingsvermogen als hulp bij de bodemkartering. Een onderzoek naar de praktische bruikbaarheid van de Geonics EM38*. Cultuurtechnisch Tijdschrift, 27 (6): 377-387.

McNeill, J.D., 1980a. *Electrical conductivity of soils and rocks*. Tech. Note TN-5. Geonics Limited, Ont., Canada, 22 pp.

McNeill, J.D., 1980b. *Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction numbers*. Tech. Note TN-6. Geonics limited, Ont., Canada, 15pp.

Montgomery, D.C. and Peck, E.A., 1992. *Introduction to linear regression analysis*. Wiley, New York.

Oude Voshaar, J.H., 1994. *Statistiek voor onderzoekers; met voorbeelden uit landbouw- en milieuwetenschappen*. Wageningen Pers, Wageningen.

Peletier, W. en Kolstee, H.G., 1986. *Winterswijk, geologie deel 1: Inleiding tot de geologie van Winterswijk*. K.N.N.V.-Winterswijk.

Rhoades, J.D. and Corwin, D.C., 1980. *Determining soil electrical conductivity depth relations using an inductive electromagnetic soil conductivity meter*. Soil Sci. Soc. Am. J. 45: 255-260.

Rhoades, J.D., Lesch, S.M., Shouse, P.J. and Alves, W.J., 1989. *New calibrations for determining soil electrical conductivity-depth relations from electromagnetic measurements*. Soil Sci. Soc. Am. J. 53: 74-79.

Ritsema, I.L., 1982a. *Geo-elektrisch en elektromagnetisch detailonderzoek naar de verbreiding van ondiepe kleiige afzettingen rondom Marum*. Dienst Grondwaterverkenning TNO, Delft/Oosterwolde, rapportnr. OS 82-08, 16 pp.

Ritsema, I.L., 1982b. *Keileemonderzoek Nijbeets*. Dienst Grondwaterverkenning TNO, Delft/Oosterwolde, rapportnr. OS 82-29, 13pp.

Slavich, P.G., 1990. *Determining EC_a -depth profiles from electromagnetic induction measurements*. Aust. J. Soil Res., 28: 443-452.

Slik, N., 1993. *Time domain reflectometry for measuring bulk soil electrical conductivity and comparison with the EM38 instrument*. Research report, Wageningen.

Stichting voor Bodemkartering, 1983. *Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50.000. Toelichting bij de kaartbladen 41 West en 41 Oost (Aalten)*. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen.

Stichting voor Bodemkartering, 1989. *Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50.000. Toelichting bij de kaartbladen 22 West en 22 Oost (Coevorden)*. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen.

Stichting voor Bodemkartering, 1980. *Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50.000. Toelichting bij de kaartbladen 13, 18 en 23 (Nieuw Schoonebeek)*. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen.

Streefkerk, J.G. en Oosterlee, P., 1984. *Een beschouwing over hydrologische ingrepen in het hoogveenreservaat Bargerveen*. Hydrologische Werkgroep Bargerveen, Staatsbosbeheer. Staatsbosbeheer, Utrecht.

Streefkerk, J.G. en Casparie, W., 1987. *De hydrologie van hoogveensystemen; uitgangspunten voor beheer*. Staatsbosbeheer, Utrecht.

Webster, R. and Oliver, M.A., 1990. *Statistical methods in soil and land resource survey*. Oxford University Press.

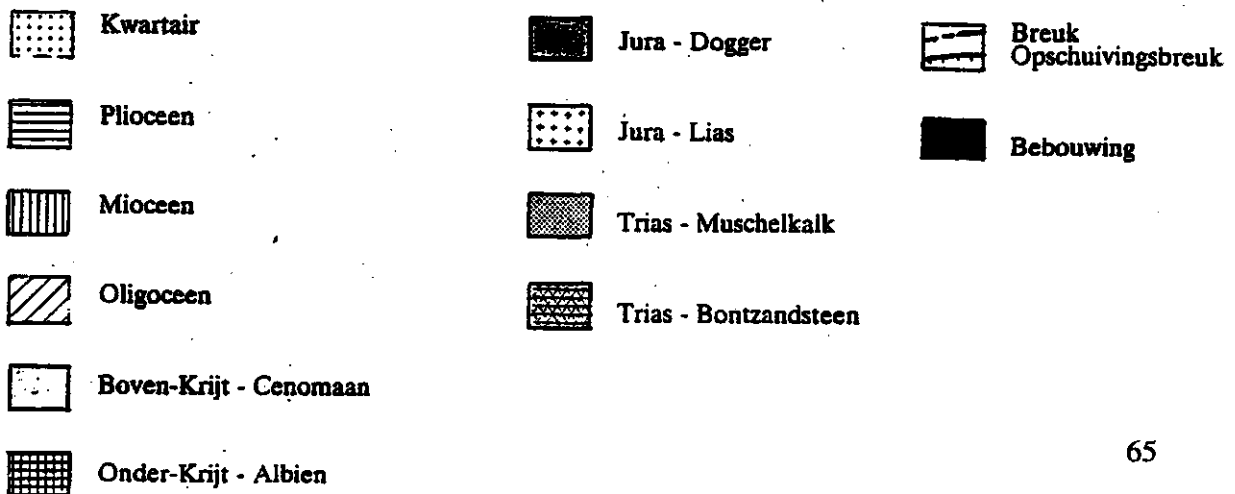
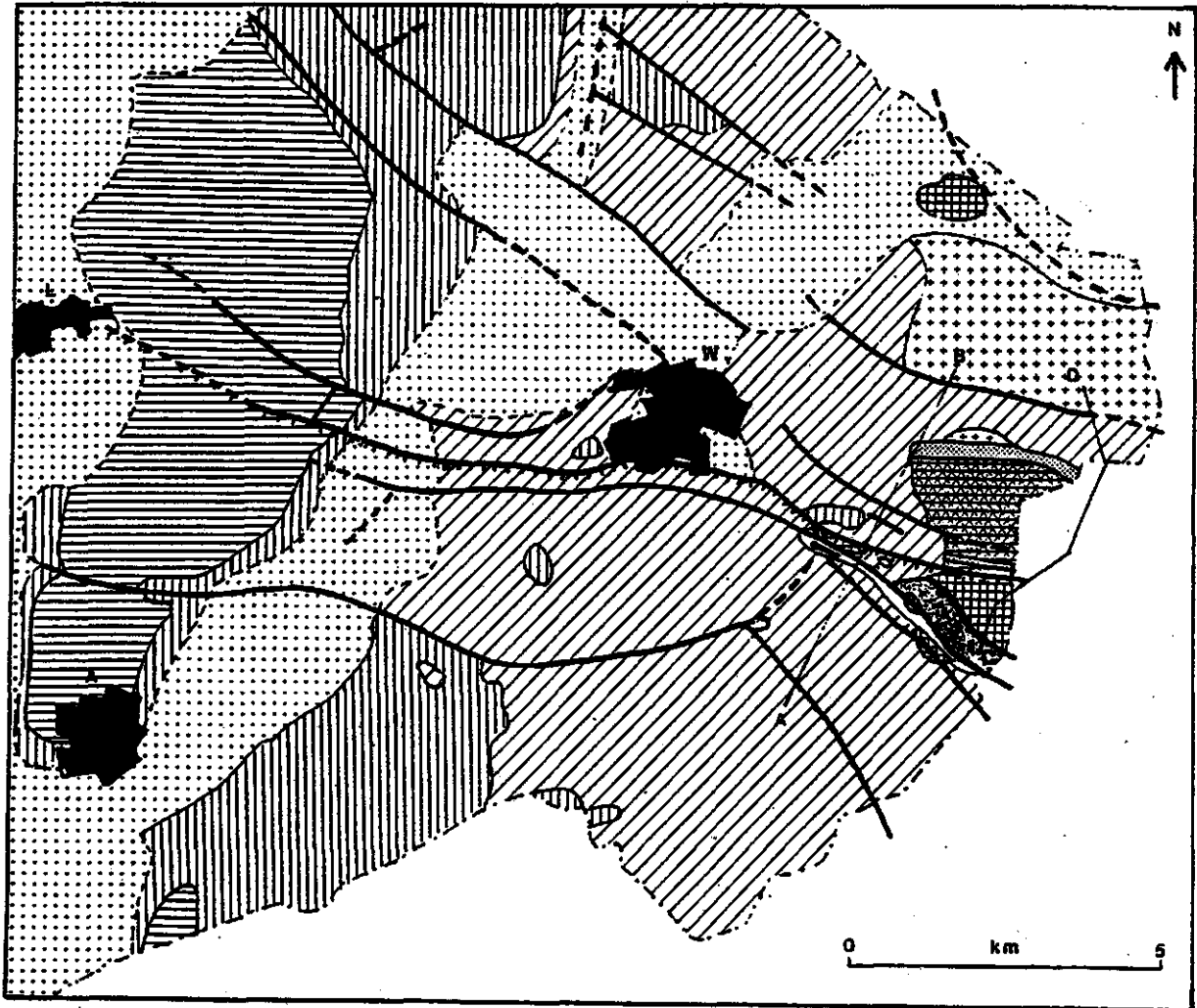
Williams, B.G. and Hoey, D., 1987. *The use of electromagnetic induction to detect the spatial variability of the salt and clay contents of soils*. Aust. J. Soil Res. 25: 21-27.

Verklarende woordenlijst

Anisotropisch	: Variatie van een ruimtelijke variabele die niet in alle richtingen gelijk is (niet isotropisch).
Contourlijn	: Een lijn die punten verbindt met een gelijke waarde.
Correlatie	: Waarde die de relatie tussen twee variabelen uitdrukt.
Empirisch model	: Model dat geheel op ervaring en aannamen berust.
Fysisch model	: Model dat een benadering geeft van een fysisch te verklaren relatie.
Grid	: Een netwerk van punten of lijnen op een gelijke afstand.
Histogram	: Een diagram van de frequentieverdeling van een bepaalde bestudeerde variabele in gedefinieerde klassen.
Input	: Waarden (data) die in een model worden ingevoerd.
Interpolatie	: Schatting van de waarde van een variabele op een punt waarvan de waarde niet bekend is, gebruikmakend van bekende waarden.
Isotropisch	: Ruimtelijke variatie van een variabele die in alle richtingen evenredig toe- of afneemt.
Kaart	: (Kartografisch) Een met de hand getekend of geprint document dat de ruimtelijke verdeling beschrijft van geografische eigenschappen aan de hand van bepaalde symbolen.
Kriging	: Interpolatietechniek (genoemd naar D.G. Krige) waarbij gebruik wordt gemaakt van een statistische beschrijving van de ruimtelijke variatie van een bepaalde variabele.
Lag	: Zie semivariogram.
Model	: Representatie van een variabele door een wiskundige functie.
Polynoom	: Een functie met een eindige hoeveelheid termen in de vorm van $ax+bx^2+\dots+nx^n$.
Raai	: Een aantal monsterpunten uitgezet in een rechte lijn (ook wel transect genoemd)
Regressie	: Het opstellen van een functie die de relatie beschrijft tussen een (afhankelijke) variabele en één of meerdere (onafhankelijke) variabelen.
Residu	: De voorspelde waarde volgens een model minus de gemeten waarde.
Respons	: Reactie.
Ruis	: Onregelmatige variatie, meestal op een korte afstand (ruimtelijk).
Schaal	: De relatie tussen de grootte van een object op een kaart en de werkelijke grootte.
Semivariogram	: Een figuur die het variantieverschil van een variabele uitdrukt op puntenparen op verschillende afstand (lag).
Standaard afwijking	: Gestandaardiseerde afwijking van het gemiddelde, de wortel van de variantie.
Transformatie	: Het veranderen van een variabele met behulp van een functie.
Trend surface	: Interpolatietechniek waarbij gebruik gemaakt wordt van polynomen.
Variabele	: Wisselende grootheid.
Variantie	: Afwijking van het gemiddelde.
Variatie	: Afwisseling in de waarde van een grootheid.

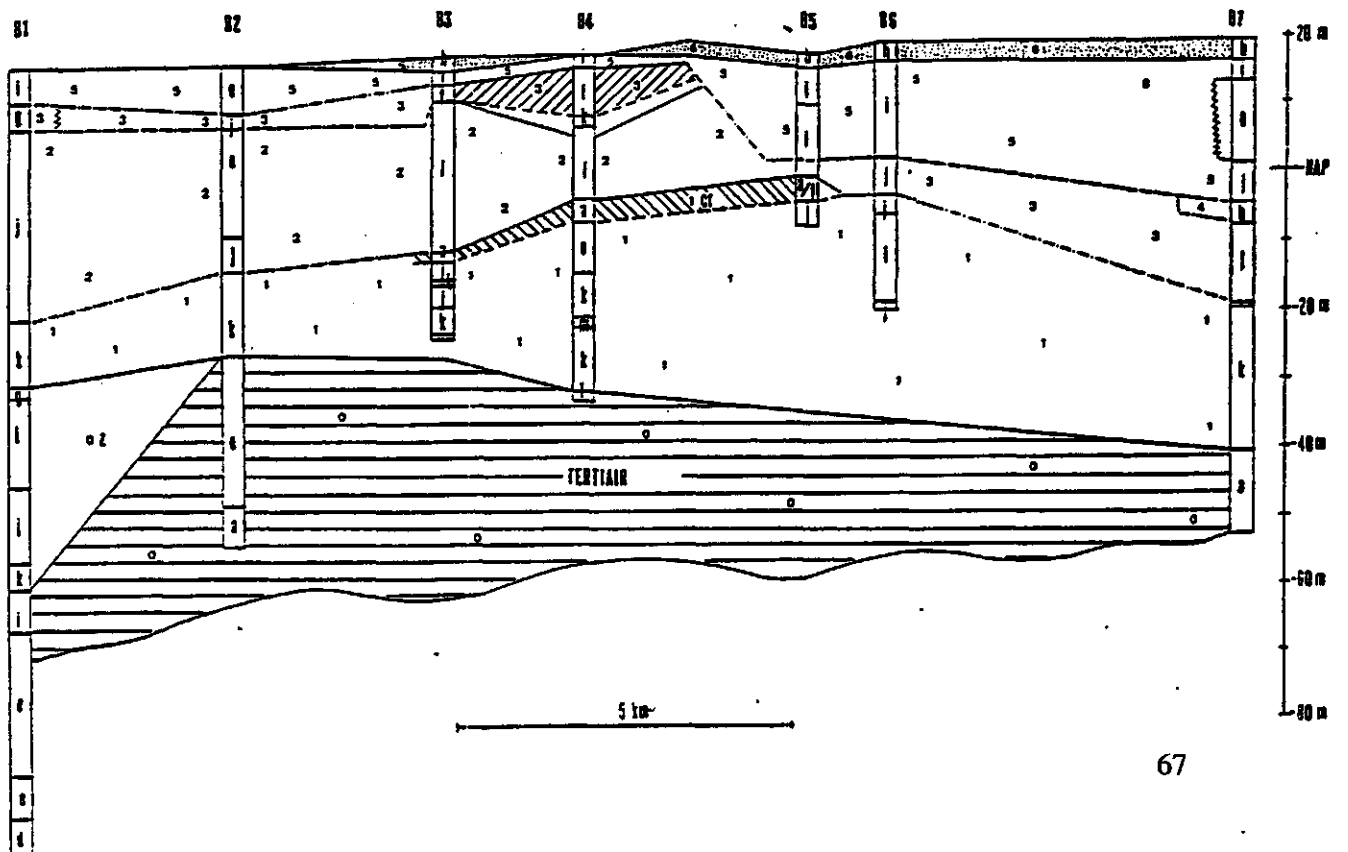
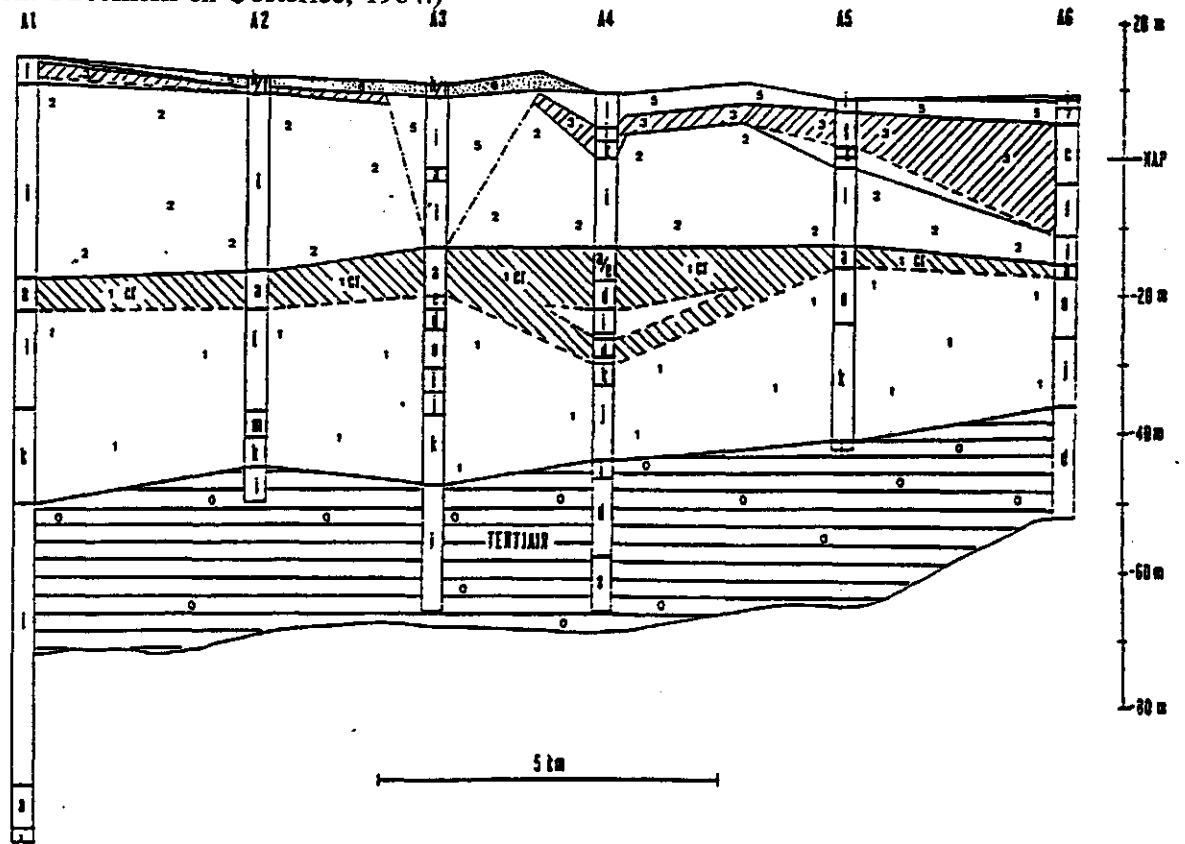
Bijlage 1 Geologische overzichtskaart van Winterswijk en omgeving

De pleistocene en holocene afzettingen zijn weggelaten, behalve in het pleistocene dalsysteem, waar deze afzettingen tot op grote diepte voorkomen (Uit Peletier en Kolstee, 1986).



Bijlage 2 Geologisch profiel Bargerveen

(Bron: Streefkerk en Oosterlee, 1984.)



Bijlage 2 (vervolg)

Toelichting op geologisch profiel.

0	=	Formatie van Scheemda
1	=	Formatie van Urk
2	=	Formatie van Peelo
3	=	Formatie van Drenthe
4	=	Eemformatie
5	=	Formatie van Twente
6	=	Formatie van Griendtsveen
a	=	klei
b	=	klei/zandig
c	=	leem
d	=	zand (sterk leemhoudend)
e	=	zand (leemhoudend)
f	=	keileem
g	=	slecht doorlatende laag (Duitsl.)
h	=	veen
i	=	fijn zand
j	=	matig grof zand
k	=	grof zand
m	=	grind
---	=	Formatiegrens onzeker
---	=	grens tussen twee afzettingen binnen één Formatie

Bijlage 2 (vervolg)

1. Formatie van Urk:

Ontstaansperiode	: Cromerien-complex (midden Pleistoceen)
Afzettingvorm	: fluvio- en periglaciaal
Materiaal	: (a) fijn en grof zand (onder) (b) klei (Cromerklei) (boven)
Dikte	: (a) minimaal 14 meter tot veel dikker
Opmerkingen	: - in z. deel Hondsrug plaatselijk aan de oppervlakte - Cromerklei wordt (binnen Bargerveen) voorgesteld als een aaneengesloten pakket. In werkelijkheid komen er 'gaten' in voor: de laag ontbreekt in de oerstroombalen.

2. Formatie van Peelo

Ontstaansperiode	: Elsterien (midden Pleistoceen); glaciaal
Afzettingvorm	: (peri)glaciaal
Materiaal	: fijn zand
Dikte	: 5 meter (in uiterst zuidoost Drenthe) tot 20 meter
Opmerkingen	: - in zuidelijk deel Hondsrug plaatselijk aan de oppervlakte - stuwingsverschijnselen op de flanken van de Hondsrug mogelijk in deze periode ontstaan

3. Formatie van Drenthe

Ontstaansperiode	: Elsterien (midden Pleistoceen); glaciaal
Afzettingvorm	: fluvioglaciaal, grondmorene
Materiaal	: keileem, zand en grind
Dikte	: 1 à 2 meter (plaatselijk in uiterst zuidoost Drenthe dikker)
Opmerkingen	: - smeltwater heeft oerstroombal van de Hunze doen eroderen; de oostflank van de Hondsrug kreeg als erosiegrens van het Drents Plateau zijn huidige vorm - de keileem is sterk door erosie aangetast; de laag is dan ook niet aaneengesloten

4. Eemformatie

Ontstaansperiode	: Eemien (laat Pleistoceen)
Afzettingvorm	: fluviatiel, organogeen
Materiaal	: klei, veen
Dikte	: in studiegebied niet aanwezig geacht
Opmerkingen	: - ten noorden van het Bargerveen, in het Hunzedal, komen klei- en veenlagen wel voor

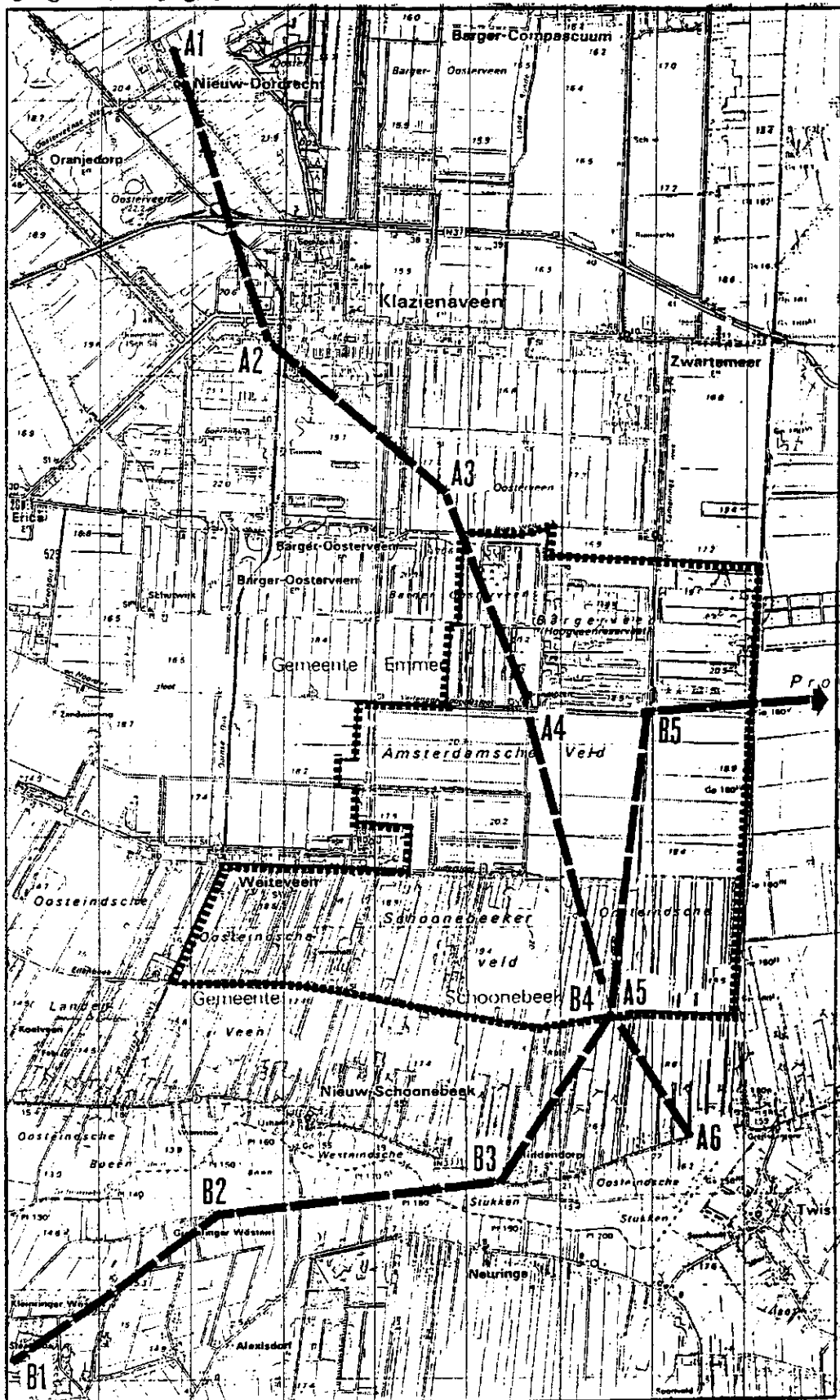
5. Formatie van Twente

Ontstaansperiode	: Weichselien (laat Pleistoceen); glaciaal
Afzettingvorm	: fluvio- periglaciaal, eolisch (dekzanden)
Materiaal	: fijn zand, leem
Dikte	: 1-2 meter op keileem, tot ca. 10 meter in smeltwaterdal Hunze
Opmerkingen	: - dekzanden hebben de vroeger ontstane smeltwaterdalen (Hunze) opgevuld net als de veel kleinere beekdalen

6. Formatie van Griendtsveen

Ontstaansperiode	: Holoceen
Afzettingvorm	: organogeen
Materiaal	: veen
Dikte	: tot ca. 10 meter
Opmerkingen	: ter plekke van het Bargerveen is veenvorming later op gang gekomen (ca. 5000 BP) dan in noordelijker, lagere delen van het Hunzedal

Bijlage 2 (vervolg)



Bijlage 3 Het Woold: Overzicht van de verzamelde gegevens

Boring (nr)	D-keil (cm)	EMv150 (mS/m)	EMv125 (mS/m)	EMv100 (mS/m)	EMv075 (mS/m)	EMv050 (mS/m)	EMv025 (mS/m)	EMv0 (mS/m)	EMh150 (mS/m)	EMh125 (mS/m)	EMh100 (mS/m)	EMh075 (mS/m)	EMh050 (mS/m)	EMh025 (mS/m)	EMh0 (mS/m)
1	120	40.7	43.6	46.4	50.8	56.1	59.7	63.3	22.2	23.4	26.4	29.1	32.7	36.4	39.2
2	195	35	37.4	40.4	43.5	48	51.9	54.6	19	20.9	22.8	25.6	28.7	31.8	34.3
3	125	39.2	41.9	45	48.5	54.1	58.4	58	21.6	23.9	26.1	29.6	33	36.8	38.3
4	200	33.6	35.8	39.1	45.2	46.3	49.3	51.3	17.9	19.9	22.2	24.8	27	29.7	31.8
5	160	34.6	37.1	40.1	43	46.6	49.9	53.2	19.2	20.9	22.9	25.5	28.6	31.9	34.4
6	150	39.8	42.9	46.8	49.9	54.6	58.6	57.4	22.3	23.9	26.4	29.6	33	36.2	38
7	80	43.3	47.1	50.8	54.8	60.2	64.3	66.7	24.2	26.8	29.7	33.3	37	41.3	44.5
8	95	42	45.2	48.8	52.8	58	61.6	63.7	23.5	25.6	28.4	31.6	35.5	40.5	41.9
9	140	36.2	38.9	41.2	46.4	50	52.7	58.1	19.7	21.7	23.6	25.9	28.5	30.5	30.7
10	70	47.1	50.8	55	59.8	65.1	69.5	71.9	27.3	30.4	33.4	38.1	42.8	48.6	54
11	75	44.6	48.3	52.4	56.3	61.4	65.9	69	25	27.4	30	34	38.1	43.9	48.5
12	50	56.7	61.5	66.7	70.9	75.3	79.7	79.8	36	40.8	46.2	53	61.7	70.8	77.2
13	25	55.3	60.2	65.3	70	75.2	80.4	82.5	32.1	37.3	40.4	46.4	52.7	60.3	65.3
14	40	64.8	70.3	75.6	80.5	84.6	79.8	76	40.7	45.8	52.2	60.5	69.9	79.3	83.8
15	115	40.6	43.8	47.4	50.6	55.4	60	62.5	22.8	24.5	26.6	29.7	33.8	37	39.3
16	130	41.5	45.1	48.8	53.2	57.4	62.6	65.4	22.8	25.1	28	31.6	35.3	39.4	43
17	95	39.8	42	46.1	49.8	53.7	58.3	60.5	22	24	26.6	29.6	33.3	36.6	39.8
18	60	46.8	51	55.7	59.8	64.1	69.3	69.4	26.7	29.7	33.2	37.5	43.3	48.4	51.9
19	120	36	38.9	42.2	45.3	49.6	52.9	54.8	19.8	22.2	24.4	27.4	30.6	34.1	37
20	185	34.6	37.4	40.5	53.7	47.3	50.6	53.4	18.9	20.6	22.6	25.3	28	30.8	33.1

Bijlage 4 Miste: Overzicht van de verzamelde gegevens

Boring (nr)	D-keil (cm)	EMv150 (mS/m)	EMv125 (mS/m)	EMv100 (mS/m)	EMv075 (mS/m)	EMv050 (mS/m)	EMv025 (mS/m)	EMv0 (mS/m)	EMh150 (mS/m)	EMh125 (mS/m)	EMh100 (mS/m)	EMh075 (mS/m)	EMh050 (mS/m)	EMh025 (mS/m)	EMh0 (mS/m)
1	60	56.3	61.4	67.7	73.5	80.4	88.8	93.4	32.8	36.6	40.8	46.2	53.0	60.1	66.6
2	95	47.7	51.6	56.5	61.2	66.8	72.1	75.4	26.8	29.6	32.8	36.9	41.6	47.0	50.2
3	140	38.5	41.3	44.9	48.3	52.5	57.2	60.1	21.0	22.9	25.6	28.6	31.3	34.9	37.8
4	50	49.4	53.9	59.0	64.3	68.9	74.6	78.4	27.9	30.7	33.9	38.1	43.8	48.9	53.7
5	20	57.9	63.4	69.8	75.9	83.2	90.6	94.9	32.9	36.1	41.2	46.4	53.0	60.2	65.7
6	15	53.4	57.9	63.4	68.9	74.2	81.0	84.5	31.2	34.5	38.3	43.2	50.0	56.6	60.5
7	75	45.6	50.1	54.5	59.7	64.7	70.6	74.0	26.6	29.0	32.0	36.3	41.3	46.2	50.2
8	55	48.3	52.5	57.4	62.7	67.1	72.7	75.7	28.3	31.2	35.4	49.4	45.3	51.3	55.8
9	15	59.7	65.0	71.5	77.9	84.6	93.3	98.3	34.8	37.9	43.3	48.7	55.4	62.0	69.7
10	10	65.3	71.6	78.5	85.7	93.7	101.2	105.1	38.3	41.8	47.0	54.2	61.8	69.8	76.4
11	90	38.5	41.9	45.9	49.7	53.4	58.3	61.8	21.6	23.6	26.0	29.0	31.9	35.1	38.2
12	60	51.1	55.8	60.6	66.8	71.6	79.0	92.9	29.7	32.8	36.6	40.9	46.6	52.8	56.7
13	50	55.9	60.5	66.6	72.6	78.2	86.1	92.2	32.0	34.9	39.1	44.4	50.2	56.6	61.7
14	55	63.2	68.9	75.8	82.2	98.5	97.8	101.7	36.9	40.4	45.3	51.4	58.2	65.7	72.8
15	45	51.9	56.2	61.8	66.4	73.0	79.1	82.0	29.1	32.8	36.2	40.6	46.4	50.6	55.2
16	150	48.0	51.9	56.6	60.3	67.6	74.5	78.3	26.8	29.5	32.6	36.3	40.6	45.3	49.6
17	85	43.8	48.2	52.1	56.4	61.8	66.0	68.5	26.4	28.1	31.2	34.7	39.1	43.5	46.2
18	35	56.9	62.2	68.0	73.1	80.7	86.3	90.8	34.6	37.5	42.0	48.0	54.5	62.0	68.0
19	120	42.8	46.9	51.1	54.7	60.2	64.5	68.6	24.2	26.6	29.7	33.1	37.2	41.7	49.6
20	130	45.7	49.0	52.7	57.5	62.2	66.8	70.7	23.7	25.9	28.9	32.1	36.1	40.4	43.5
21	160	39.9	43.1	46.6	50.4	55.4	59.5	62.1	21.9	24.0	26.8	30.3	33.2	36.9	39.6
22	110	47.4	51.6	55.9	61.0	65.9	71.4	74.9	26.1	29.3	32.9	36.9	41.2	46.5	50.3
23	115	56.4	61.2	66.9	72.9	77.8	84.4	88.9	32.0	35.6	40.2	46.1	51.8	58.4	64.0
24	110	47.8	52.4	55.9	60.3	65.9	70.7	74.3	25.9	28.0	31.5	35.0	39.4	44.7	47.9
25	130	43.7	47.0	51.4	55.5	61.5	65.5	70.0	24.2	26.8	29.8	33.1	37.4	41.8	45.2

Bijlage 5 Het Bargerveen: overzicht van de verzamelde gegevens

Boring (m)	X (m)	Y (m)	N/A Phooigte (m)	EMv150 (mS/m)	EMv125 (mS/m)	EMv100 (mS/m)	EMv075 (mS/m)	EMv050 (mS/m)	EMv025 (mS/m)	EMv0 (mS/m)	EMh150 (mS/m)	EMh125 (mS/m)	EMh100 (mS/m)	EMh075 (mS/m)	EMh050 (mS/m)	EMh025 (mS/m)	EMh0 (mS/m)	D-veen (cm)	D-keil (cm)	Gwst (cm)	Bz (µS/m)	Temp (°C)
1	72	55	174	97	100	103	105	105	104	100	54	59	67	77	87	103	111	70	295	47	223	63
2	48	175	194	47	49	52	53	56	57	58	30	32	35	37	45	46	46	30	490	171	32	5.5
3	83	256	189	72	77	80	84	87	89	89	41	45	50	57	64	68	73	80	435	64	229	5.6
4	77	238	191	63	66	68	74	75	76	77	39	43	48	53	63	7.2	8.2	80	405	168	mv	mv
5	91	482	184	82	86	90	95	97	99	98	50	58	64	7.2	8.3	9.2	9.8	75	345	142	mv	mv
6	35	380	182	97	104	111	116	123	128	131	56	62	69	7.6	8.5	9.6	10.3	85	215	61	114	6.6
7	81	638	185	97	102	109	114	120	123	126	60	71	81	8.9	10.0	10.9	12.2	115	240	44	119	7
8	162	763	178	98	103	109	114	120	123	126	60	71	81	8.9	10.0	10.9	12.2	105	215	8	177	5.9
9	112	50	178	79	85	87	90	96	97	97	53	56	63	7.1	8.0	9.2	10.1	165	295	29	137	5.9
10	145	192	192	49	51	57	59	61	61	61	28	33	36	3.9	4.6	4.9	5.5	470	125	405	100	8.7
11	181	235	190	54	57	60	62	63	63	63	35	39	43	4.9	5.3	6.2	6.7	95	405	68	100	8.7
12	118	382	184	77	81	86	92	94	96	97	45	50	55	62	66	74	80	75	340	81	135	7.3
13	101	472	185	108	112	117	120	129	131	132	56	58	66	7.8	8.6	9.0	10.1	120	325	88	115	7.6
14	169	550	185	70	74	78	82	87	91	93	41	46	52	56	61	68	71	55	340	95	87	7.5
15	115	630	186	91	97	102	105	108	109	108	51	60	65	72	8.2	9.3	10.6	71	310	115	115	mv
16	127	783	177	96	102	109	116	122	126	128	58	65	71	79	89	100	109	120	210	61	225	7.2
17	215	82	178	68	73	76	80	82	83	82	44	47	51	58	67	73	7.7	105	350	105	175	8.4
18	229	179	196	59	59	62	64	65	63	61	35	39	41	48	53	57	60	60	485	130	105	mv
19	239	239	191	56	59	62	64	65	65	65	37	41	44	48	53	57	60	60	485	130	105	mv
20	227	307	191	59	63	65	66	68	68	66	36	40	44	48	53	57	60	60	440	85	103	6.6
21	238	488	188	102	108	111	119	124	126	127	55	64	68	75	85	92	102	105	525	155	155	mv
22	201	512	185	73	76	80	82	87	88	90	45	50	55	59	64	71	77	105	315	97	107	8.8
23	229	645	181	74	77	83	88	92	94	96	45	50	55	59	64	71	77	60	320	81	132	8.8
24	206	758	177	75	80	85	89	92	94	97	44	50	55	59	64	71	77	70	270	76	94	8.5
25	329	29	178	81	84	89	94	98	97	97	44	50	55	61	68	75	82	70	245	45	94	6.9
26	358	107	188	77	81	86	90	92	94	94	46	52	59	63	72	79	88	100	300	31	103	5.7
27	332	225	194	53	56	58	60	61	64	65	34	36	40	43	50	58	61	85	480	112	139	mv
28	332	373	189	67	70	74	77	79	80	80	39	44	48	54	61	70	75	75	380	27	153	6.8
29	354	464	186	87	93	97	103	109	113	113	50	56	62	71	80	88	94	70	300	47	106	5.9
30	346	536	183	89	95	100	105	109	114	116	52	58	64	72	82	92	103	110	275	30	126	7.3
31	330	645	175	108	115	122	127	134	136	138	67	74	84	96	110	124	137	125	245	21	119	4.6
32	345	785	176	97	102	109	115	121	123	125	57	66	73	83	96	108	116	105	210	5	316	5.7
33	453	94	181	91	96	101	104	109	112	112	52	57	64	71	83	91	96	75	305	11	257	5.7
34	440	164	184	87	93	97	101	106	107	102	49	55	62	69	73	81	84	70	425	49	215	6.1
35	458	244	194	65	67	72	74	78	78	79	41	46	52	58	69	75	82	85	420	108	123	mv
36	434	375	189	69	74	76	78	83	86	84	40	43	48	51	57	65	67	80	310	123	192	6.3
37	488	421	181	74	80	85	89	93	93	92	48	52	59	66	75	86	94	90	285	76	181	4.9
38	498	584	180	86	91	98	104	109	113	112	53	59	67	75	87	95	102	95	150	21	169	3.9
39	499	647	180	97	103	110	117	123	125	129	60	68	73	84	95	109	120	90	140	5	107	7.3
40	467	783	179	92	98	104	110	115	120	123	54	58	66	71	81	91	103	75	130	37	107	6.5
43	511	292	196	67	71	74	77	79	79	77	43	48	56	63	75	82	89	115	385	66	150	mv
44	508	301	197	48	50	51	53	54	54	58	30	33	36	41	48	53	58	90	380	113	150	mv
45	539	466	189	86	90	96	101	107	111	113	50	56	60	70	80	88	94	90	380	113	150	mv
46	538	546	184	78	84	89	95	100	102	103	47	53	59	66	78	84	94	95	380	113	150	mv
47	538	604	179	86	92	98	103	109	112	111	57	63	70	80	91	103	111	85	135	13	129	4.3
48	560	785	178	82	87	92	94	104	108	111	51	58	67	75	83	94	101	85	115	38	127	5.5
49	672	54	184	68	74	78	84	88	85	86	44	50	55	62	74	83	90	80	210	111	111	mv
50	659	159	190	61	66	70	73	76	76	79	38	42	48	52	59	66	72	75	39	285	223	6.7
51	615	244	189	69	73	78	81	85	85	86	44	48	55	62	74	83	90	75	215	39	223	6.7
52	688	352	185	87	93	98	105	110	115	113	52	59	68	76	86	95	100	95	285	55	121	6.3
53	645	448	183	84	94	99	106	112	116	116	53	61	70	79	89	99	100	95	155	34	146	6.4
54	654	533	182	88	94	100	106	112	116	116	53	61	70	79	89	99	100	95	155	34	146	6.4
55	650	658	182	92	92	92	92	92	92	92	60	67	73	82	92	103	114	85	135	10	174	1.5
56	631	724	178	80	85	90	95	100	105	106	60	67	77	88	95	109	123	100	140	10	159	3.1
57	740	79	180	95	102	109	115	120	123	123	59	66	77	88	100	114	125	100	140	10	159	3.1
58	738	192	182	87	94	98	105	112	114	114	55	62	71	81	92	104	113	90	130	13	188	4.5
59	724	242	184	77	83	86	94	101	101	101	48	54	61	68	78	88	96	100	160	16	180	4.7
60	752	392	181	95	101	109	116	121	124	127	58	68	74	86	100	111	127	115	150	195	162	6.7
61	725	429	182	84	89	97	102	107	112	112	51	58	65	74	84	95	102	115	150	29	110	3.5
62	729	529	181	69	73	77	83	86	89	87	42	47	53	60	70	78	83	85	165	44	165	6.8
63	735	689	178	63	66	72	77	80	81	82	39	45	50	59	67	77	80	105	180	22	135	4.9
64	731	704	178	61	65	68	70	72	73	72	35	41	45	52	60	67	72	80	175	56	144	4.8