

Het bepalen van de grondwaterstand in een freatische aquifer met behulp van lineaire regressie, kriging en cokriging

1. Inleiding

Grondwatermodellen als FLOSA-FD (TNO/DGV), dat direct de stroomsnelheid berekent, of als FLOWNET [Van Elburg, 1987], dat werkt met de stroomfunctie in plaats van met potentialen, vereisen een nauwkeurige schatting van potentialen (stijghoogten) om grondwaterstromingsstelsels goed te kunnen modelleren. De eisen die aan de nauwkeurigheid van deze schattingen worden gesteld zijn hoger dan die van K-waarden en dergelijke, omdat variaties in potentialen bij deze modellen in sterkere



P. R. NIENHUIS
Instituut voor Aardwetenschappen,
VU Amsterdam



R. J. STUURMAN
TNO-Dienst Grondwater
Verkenning, Delft

mate doorwerken ten aanzien van diepte en grootte van stromingsstelsels, dan variaties in hydraulische parameters. Meer in het algemeen heeft men voor het draaien van grondwatermodellen en dergelijke behoefte aan min of meer nauwkeurige gegevens ten aanzien van stijghoogtes, porositeiten, K-waarden etcetera, op een min of meer regelmatig netwerk. Ook voor het maken van isolijnenkaarten zijn waarden op een regelmatig knooppuntennetwerk onontbeerlijk. Vaak zijn dergelijke gegevens echter niet op netwerkknooppunten gemeten en moeten ze daar derhalve geschat worden.

Diverse schattingsmethoden staan hiervoor ter beschikking:

- ècht (subjectief) schatten (met behulp van veldkennis en bestaand kaartmateriaal). Voordelen van deze methode zijn de flexibiliteit en het feit dat allerlei contextuele informatie, die niet zo makkelijk door bijvoorbeeld computerprogramma's kan worden geëvalueerd, kan worden meegenomen;
- regressie, dat wil zeggen de schatting relateren aan de waarde van een variabele die a) sterk met de te schatten variabele gecorreleerd is en b) wel op de knooppunten bekend is;
- ruimtelijke interpolatie, dat wil zeggen dat er een gemiddelde wordt genomen van rond het te schatten knooppunt gemeten waarden.

Meestal wordt een gewogen gemiddelde genomen waarbij gemeten punten dicht bij

Samenvatting

De vorm van de grondwaterspiegel in een freatische aquifer is in het algemeen in sterke mate gecorreleerd aan die van het maaiveld (topografie). Dit verschijnsel komt goed van pas bij het interpoleren (schatten) van de grondwaterstand op lokaties met weinig peilbuizen, of in een wat algemener kader, bij het maken van nauwkeuriger schattingen van de grondwaterstand dan wanneer alleen grondwaterstanden worden gebruikt. Twee methoden waarmee bovengenoemde relatie kan worden toegepast, namelijk lineaire regressie en cokriging, werden vergelijkenderwijs uitgeprobeerd op het freatisch aquifer in het stroomgebied van 't Merkske. Ook hydrologisch onderzoek kwam bij de vergelijking goed van pas. Het bleek dat door de zeer sterke correlatie cokriging maar weinig beter werkte dan lineaire regressie. Beide methoden werkten beter dan gewone kriging. De gebruikte interpolatiemethoden worden door middel van een heuristische benadering uitgelegd.

het te schatten punt zwaarder meewegen dan verderaf liggende meetpunten:

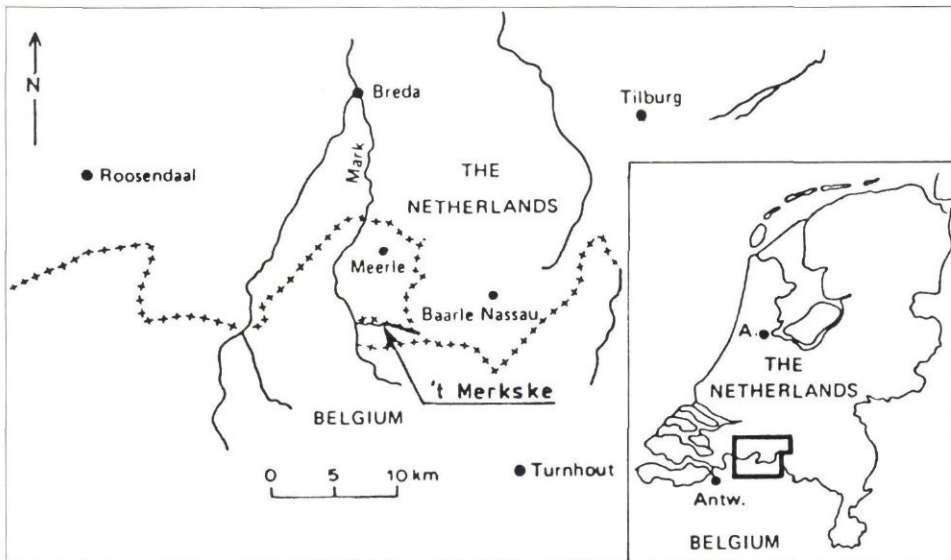
$$*z_0 = \sum_{i=1}^n \alpha_i z_i \quad (1)$$

Hierin zijn de α_i de gewichten, z_i gemeten waarden op de locaties $i \dots n$, $*z_0$ de te schatten waarde op locatie 0 en n het aantal in de schatting gebruikte meetwaarden. De som van de α_i dient gelijk te zijn aan 1.

Een vergelijking van enkele van bovengenoemde schattingsmethoden was in het studiegebied van 't Merkske (zie afb. 1) goed mogelijk omdat dit gebied zeer goed bekend was dankzij een uitgebreide hydrologische systeemkartering [Stuurman, Biesheuvel en Van der Mey, 1987]. De te schatten variabele was de grondwaterstand in een freatisch aquifer aan het einde van een droge periode; er waren gegevens beschikbaar van 72 ondiepe peilbuizen (zie afb. 14). Er wordt in het navolgende van uitgegaan dat de lezer bekend is met lineaire regressie. De ruimtelijke interpolatiemethoden worden met een heuristische benadering uitgelegd. Een hydrogeologische schematisatie in de

omgeving van het Merkske toont afb. 2. Het freatische eerste watervoerend pakket wordt gevormd door een dunne laag dekzanden (Formatie van Twente) en fluviatiele zanden (Formatie van Kedichem). Aan de onderkant, op ongeveer 15 m + NAP, wordt dit pakket begrensd door een vrijwel aaneengesloten kleilaag van het eerste slecht doorlatend pakket (SDP 1) bestaande uit fijne zanden en zeer compacte kleien van de Formatie van de Kempen (ook: Formatie van Tegelen). Deze fluviatiel-limnische afzetting is zeer heterogeen; het afzettingmilieu kan volgens Geys [1978] met de huidige Biesbosch vergeleken worden. Op regionale schaal kan de Formatie van de Kempen in zijn geheel als een slecht doorlatend pakket beschouwd worden, terwijl lokaal de zeer fijnzandige inschakelingen als een watervoerende laag kunnen dienen (WVP 2). Het derde watervoerende pakket (WVP 3) wordt gevormd door grove zanden van de mariene Formatie van Maassluis. De tweede slecht doorlatende laag wordt gevormd door de Klei van Kallo. Onder deze Klei van Kallo bevindt zich het vierde watervoerende pakket waarvoor de nu volgende driedeling

Afb. 1 - De locatiekaart van het Merkske stroomgebied.



mogelijk is; bovenin bevindt zich een ongeveer 5 meter dikke schelpenlaag met een zeer goede doorlatendheid (WVP 4a); hieronder bevinden zich grove zanden van de formatie van Oosterhout (WVP 4b) die rond 140 meter-NAP overgaan in fijne zanden van de Formatie van Breda (WVP 4c). De slecht doorlatende basis wordt gevormd door de zeer compacte klei van Boom (Formatie van Rupel).

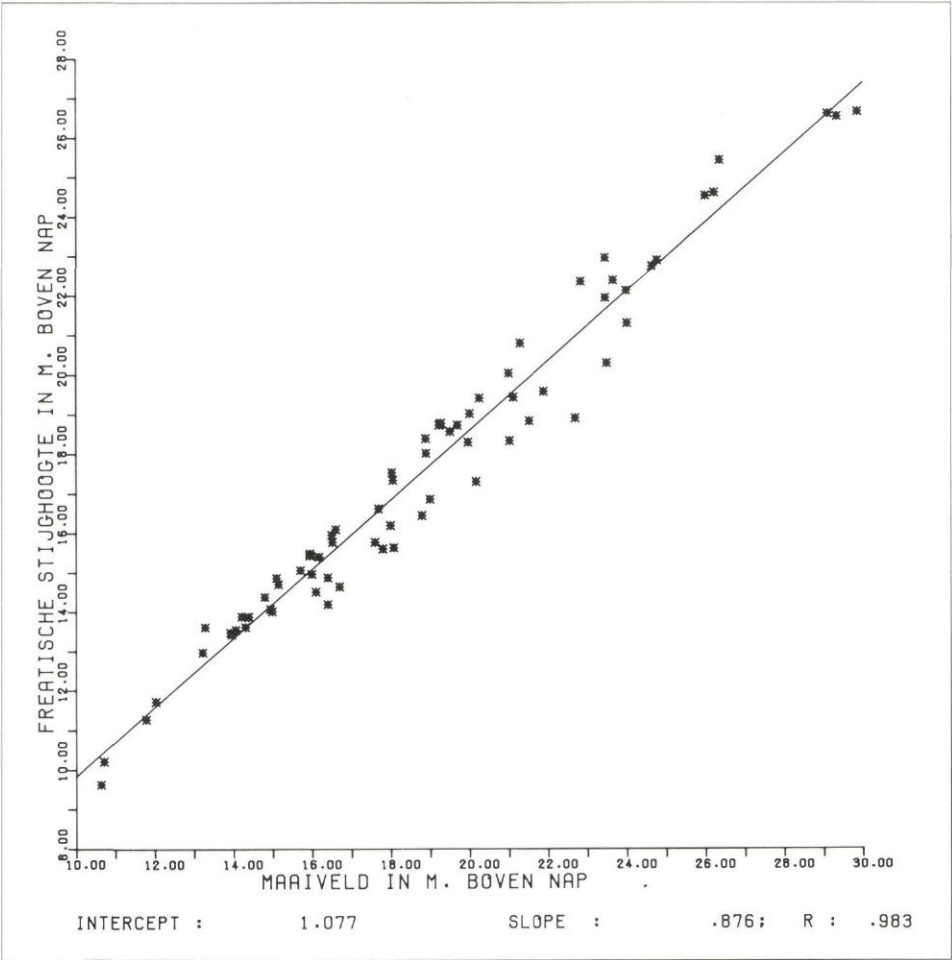
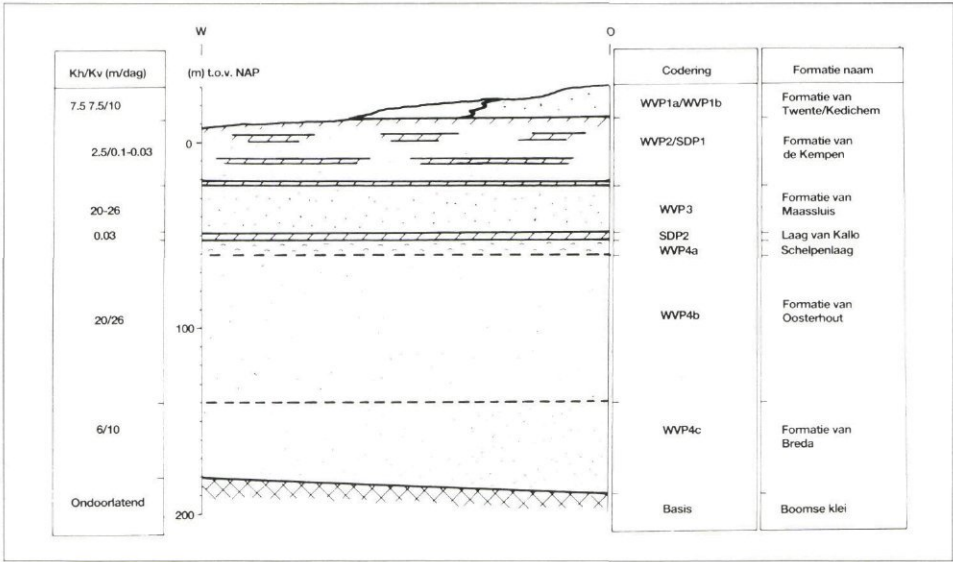
2. Schattingsmethoden

2.1. Lineaire regressie

Het is bekend dat in gebieden met een natuurlijk reliëf en natuurlijke afwatering er een sterke correlatie bestaat tussen de grondwaterstand in een freatisch aquifer en de hoogte van het maaiveld [zie bijvoorbeeld Tóth, 1963; Freeze and Witherspoon, 1966]. In afb. 3 is te zien hoe goed die correlatie is voor het freatisch aquifer gevormd door de Formatie van Kedichem/Twente in het Merkskegebied. Lang de X-as zijn de maaiveldhoogtes uitgezet, langs de Y-as de grondwaterstand, beiden in meters boven NAP. Uit deze grafiek blijkt dat de relatie grondwaterstand/topografie sterk lineair is ($r = 0,983$), behalve eventueel voor de lagere bereiken linksonder in de grafiek. Dit laatste effect zou dan vermoedelijk te wijten zijn aan de diepe insnijding van de grotere beken in het gebied. De sterk lineaire vorm van de grafiek nodigt als het ware uit om de grondwaterstand te schatten met behulp van lineaire regressie, waarbij als onafhankelijke variabele maaiveldhoogtes uit een topografische kaart kunnen worden gebruikt.

Een nadeel van deze methode is dat ervan wordt uitgegaan dat een bepaalde maaiveldhoogte overal in het gebied leidt tot eenzelfde hoogte van de grondwaterspiegel, terwijl dat

Afb. 2 - De hydrogeologische schematisatie, formatienamen en permeabiliteitsgegevens van de ondergrond in het Merkske stroomgebied.



Afb. 3 - De relatie tussen maaiveldhoogte en de grondwaterstand op basis van 72 meetpunten in het Merkske stroomgebied.

zeker niet het geval hoeft te zijn (denk bijvoorbeeld aan kwel- en infiltratiegebieden die op de zelfde hoogte ten opzichte van NAP liggen). Een ander nadeel is dat freatische grondwaterspiegels in theorie ongeveer een parabolische vorm hebben, hetgeen ook niet overeenkomt met het concept van lineaire

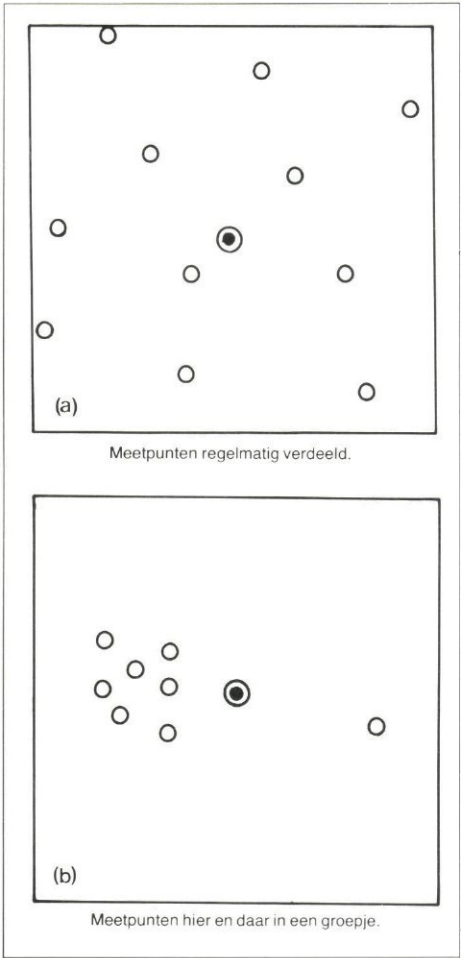
regressie met behulp van topografie. Tenslotte gaat lineaire regressie uit van onafhankelijke (niet gecorreleerde) waarnemingen, terwijl grondwaterspiegels en topografische hoogten over grotere of kleinere afstanden wel degelijk geauto-correleerd zijn.

2.2. Ruimtelijke interpolatie

2.2.1. Algemeen

Ruimtelijke interpolatie gaat ervan uit dat een geschatte waarde 'moet lijken' op de waarden van omliggende gemeten punten. De simpelste methode neemt voor de waarde die geschat moet worden doodgewoon dezelfde waarde als het dichtstbijzijnde wel gemeten punt. In geval van sterkere lokale gradiënten neemt men meestal een gewogen gemiddelde van omliggende meetpunten. Verderaf liggende punten wegen minder mee dan dichtbijgelegen punten. De kunst is nu om die gewichten te bepalen. Bekende methoden zijn:

- Inverse Distance Weighting. Hierbij zijn de gewichten omgekeerd evenredig met de afstand tussen meet- en schattingslokatie;
- Inverse Squared Distance Weighting. De gewichten zijn hier omgekeerd evenredig met het kwadraat van de afstand. Ook hogere



Afb. 4 - Geometrie van meetpunten ten opzichte van een schattingslocatie.

machten dan 2 kunnen worden gebruikt. Een interessant gegeven is dat hogere machten ertoe leiden dat schattingen meer 'lokaal' worden, dat wil zeggen hoe hoger de macht, hoe zwaarder dichtbij gelegen punten meewegen.

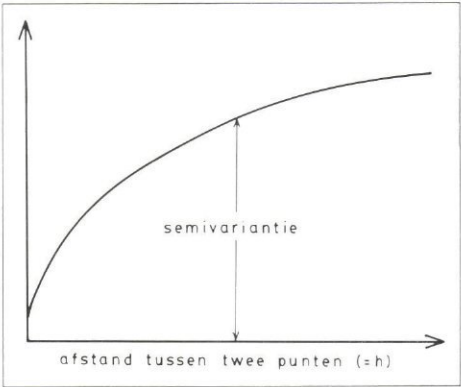
Beide bovengenoemde methoden hebben een eigenschap die soms voordelig, soms nadelig werkt; clusters van gemeten punten wegen zwaarder mee dan losse punten (zie afb. 4). In afb. 4a wegen alle meetpunten redelijk mee; ze zijn ook mooi 'rondom' de te schatten locatie 0 verdeeld. In afb. 4b liggen enkele meetpunten dichtbij elkaar. Nu zijn er enkele mogelijkheden:

a. De te schatten variabele gedraagt zich erg continu, zodat de dicht bij elkaar gelegen meetpunten links in de afbeelding zo'n beetje dezelfde informatie ('waarde') hebben. Desondanks zal de gemiddelde waarde van zo'n groepje punten alleen al door hun aantal onevenredig zwaar meewegen ten opzichte van het losse meetpunt rechts in de afbeelding. De schatting zal dus veel meer lijken op het gemiddelde van het groepje meetpunten, terwijl we in verband met het continue karakter van de variabele eigenlijk weten dat de werkelijke waarde ongeveer

midden tussen die van het groepje en die van het losse meetpunt ligt.

b. De variabele gedraagt zich nogal chaotisch. In dat geval zullen we de effecten van 'clustering' niet zo erg vinden: een groepje meetpunten heeft dan niet zoveel overbodige informatie.

Zo'n 'cluster-effect' wordt in de meeste goede isolijnenplotprogramma's opgevangen door 'kwadrant-' of 'octant-search': per windstreek wordt een maximaal aantal punten gezocht, zodat alle richtingen ongeveer even zwaar meewegen. Wat echter niet of nauwelijks goed kan worden opgevangen is het subjectieve element in de keuze van de macht bij het bepalen van de gewichten. En nu is juist de bepaling van die macht, of juist gezegd, het bepalen van de relatie tussen de afstand en de invloed van



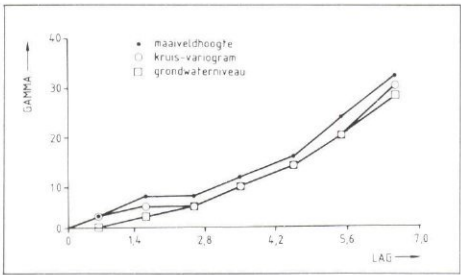
Afb. 5 - Een voorbeeld van een semivariogram.

meetpunten ('ruimtelijke correlatie-structuur') van doorslaggevende invloed op het eindresultaat: de schattingen van de knooppunten.

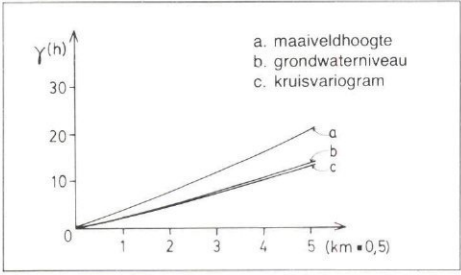
2.2.2. Geostatistische methode: het semivariogram

Een methode die wat meer houvast geeft ten aanzien van het bepalen van deze relatie wordt gegeven door de geostatistiek. Aan de basis van de geostatistiek staat het zogenaamde semivariogram (zie afb. 5). Eenvoudig gezegd wordt in zo'n grafiek de mate waarin men verwacht dat twee punten van elkaar verschillen uitgezet tegen de afstand ertussen. De mate van verschil wordt uitgedrukt in de semivariantie. Dat is de helft van de variantie tussen alle meetpuntenparen die op een onderlinge afstand h liggen.

Nu valt zo'n semivariogram te schatten (te schatten, want we hebben alleen maar een set monsters (steekproef) van de populatie van alle waarden over het gebied) door het uitrekenen van een zogenaamd experimenteel semivariogram. Dit is niets anders dan een semivariogram waarbij voor diverse afstand- klassen de gemiddelde (met de meetpunten berekende) semivariantie wordt uitgezet



Afb. 6 - Experimentele semivariogrammen.



Afb. 7 - Uiteindelijke variogram-modellen.

tegen de gemiddelde afstand in zo'n klasse, conform formule (2):

$$*\gamma(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n (z_i - z_{i+h})^2 \tag{2}$$

waarin $*\gamma(h)$ de experimentele semivariantie voor afstandklasse h, z_i en z_{i+h} gemeten waarden van variabelen op een onderlinge afstand binnen afstandklasse h, en n het aantal puntenparen in deze afstandklasse. Via een aantal stappen kan met behulp van dit experimenteel semivariogram uiteindelijk een semivariogram-model opgesteld worden.

2.2.3. Kriging

Een volgende stap is het incorporeren van het semivariogram in een interpolatiemethode genaamd kriging. Deze komt eenvoudig vertaald neer op het volgende:

- met behulp van het semivariogram valt er een formule op te stellen voor de schattingsfout van een interpolatie. In deze formule komen behalve het semivariogram ook de gewichten (formule (1)) van de omliggende meetpunten voor. Bovendien zit in deze formule de geometrie van de meetpunten: meetpunten in clusters wegen bij continue variabelen minder zwaar mee dan losse punten, zodat 'overbodige' informatie niet 'overbodig' zwaar meeweegt. Dit kan een groot voordeel zijn van de kriging-methode;
- kriging komt er nu op neer dat voor elk meetpunt de gewichten a_i zó worden gekozen dat de waarde van deze schattingsfout minimaal is. Invullen van deze gewichten in formule (1) levert de geschatte waarde op.

Nu kan kriging echter niet zó maar gebruikt worden; eerst moeten enkele belangrijke zaken worden bekeken. Allereerst wordt verondersteld dat de autocorrelatiestructuur

(zeg maar het semivariogram) voldoende onafhankelijk is van plaats, oftewel voldoende stationair. Anders gezegd, het semivariogram van subgebiedje A moet min of meer hetzelfde zijn als dat van subgebiedje B. In het gebied van 't Merkske geldt dat noch de hydrologische omstandigheden in het freatisch aquifer, noch de landschaps-parameters (reliëf) sterke verschillen vertonen over korte afstanden. Zodoende kan worden verwacht dat in ieder geval voor de korte afstands bereiken de semivariogrammen van grondwaterstand en topografie stationair zijn. Een tweede, meer praktische voorwaarde is dat er voldoende meetpunten beschikbaar zijn om een redelijk betrouwbaar experimenteel semivariogram te kunnen berekenen, zodat in tweede instantie een goede schatting van het 'echte' (populatie-) semivariogram kan worden gemaakt. De 72 peilbuis-meetpunten van maaiveldhoogte en grondwaterspiegel bleken in ons geval genoeg te zijn om van elk een semivariogram-model te kunnen opstellen. De experimentele semivario-

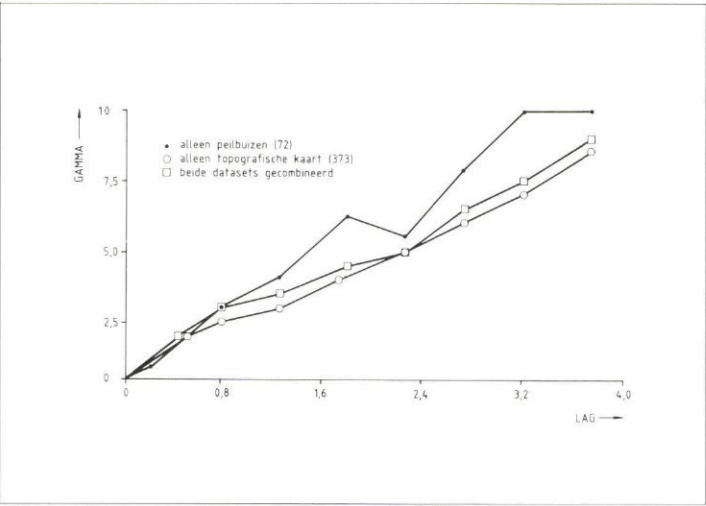
grammen en uiteindelijke semivariogrammodellen zijn weergegeven in afb. 6 en 7.

2.2.4. Cokriging

Een meer recent ontwikkelde variant van kriging maakt het mogelijk om beide boven behandelde schattingsmethoden, lineaire regressie en ruimtelijke interpolatie, te combineren. De bovengenoemde nadelen van lineaire regressie worden dan omzeild omdat behalve maaiveldhoogten nu ook omliggende gemeten grondwaterstanden bij het schatten kunnen worden gebruikt. De ruimtelijke correlatie tussen de variabelen wordt beschreven met een kruis-variogram; dit is grotendeels analoog aan een semivariogram. Voor een voordelig gebruik van dit zogenaamde cokriging is het gewenst dat de te schatten variabelen redelijk sterk gecorreleerd zijn. Voor de grondwaterstand en de topografie in het Merkske-gebied gaat dit zonder meer op. In het algemeen leidt cokriging tot nauwkeuriger schattingen dan kriging van een variabele alleen [Myers,

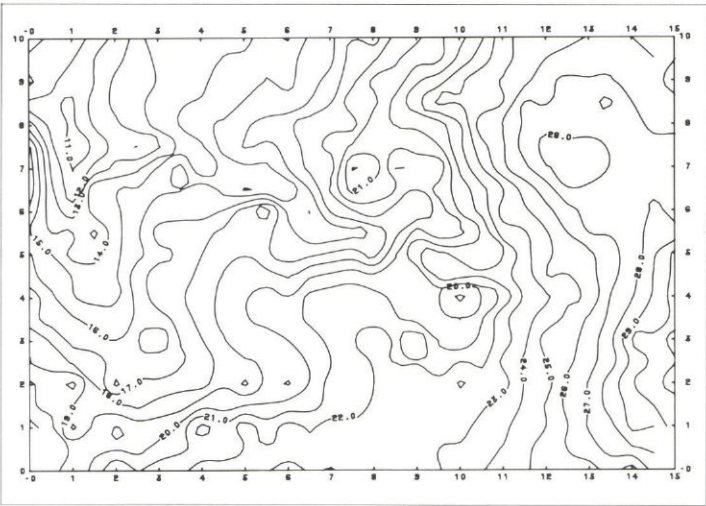
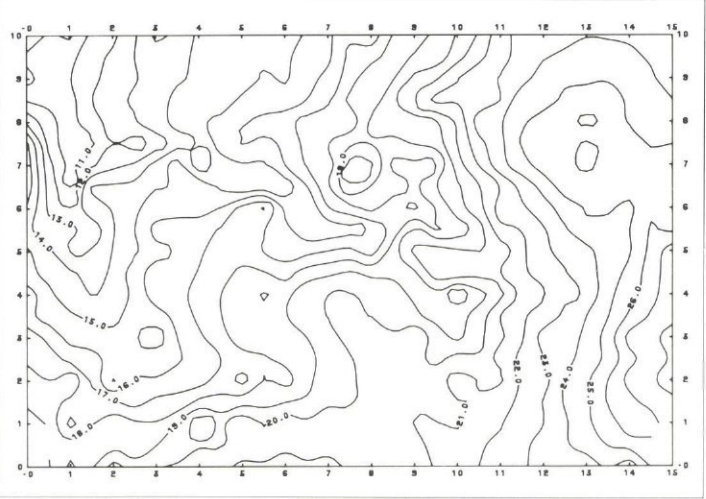
1982, 1983]. Het grootste voordeel van cokriging is echter dat de sterke correlatie tussen de variabelen kan worden gebruikt om een weinig intensief bemonsterde variabele te schatten met behulp van één of meer intensiever bemonsterde variabele(n).

In ons geval lag het voor de hand om te trachten de hoogte van de grondwaterspiegel te schatten met behulp van maaiveldhoogten, waarbij de laatsten zowel uit het veld (ingemeten peilbuizen) als van een topografische kaart gehaald werden. Hierbij dienen we in het oog te houden dat er dan wel twee populaties van maaiveldhoogten zijn: de veldgegevens zijn min of meer exact, terwijl de kaartgegevens op een netwerk worden geschat (met lineaire interpolatie). Dientengevolge moet er in theorie rekening worden gehouden met een schattingsfout in de kaartgegevens. Het zou stukken eenvoudiger zijn als er maar één populatie van topografie-gegevens zou zijn. Om dit te beschouwen hebben wij drie experimentele semivariogrammen geplot in afb. 8, namelijk



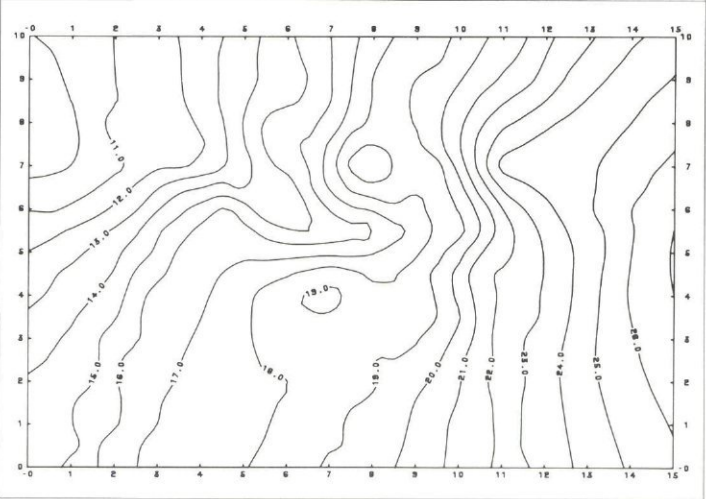
Afb. 8 - Experimentele semivariogrammen van maaiveldhoogte.

Afb. 10 - Isolijnenkaartje van grondwaterniveau. Knooppunten berekend met lineaire regressie.



Afb. 9 - Isolijnenkaartje van maaiveldhoogten (gewone hoogtelijnenkaart).

Afb. 11 - Isolijnenkaartje van grondwaterniveau. Knooppunten berekend met 'ordinary' kriging.



één van de maaiveldgegevens uit het veld (dikke stippen), één van alleen de geschatte waarden uit de kaart (open rondjes) en één van beide meetpuntensets gecombineerd (sterretjes). Het blijkt dat deze drie grafieken goed genoeg overeenkomen om de beide datasets te combineren tot één. Enige statistische standaardtests bevestigden dit.

3. Resultaten

In afb. 9 t/m 13 zijn isolijnenkaarten, gemaakt met behulp van een standaard isolijnen-plotprogramma (SURFACE II), weergegeven van respectievelijk:

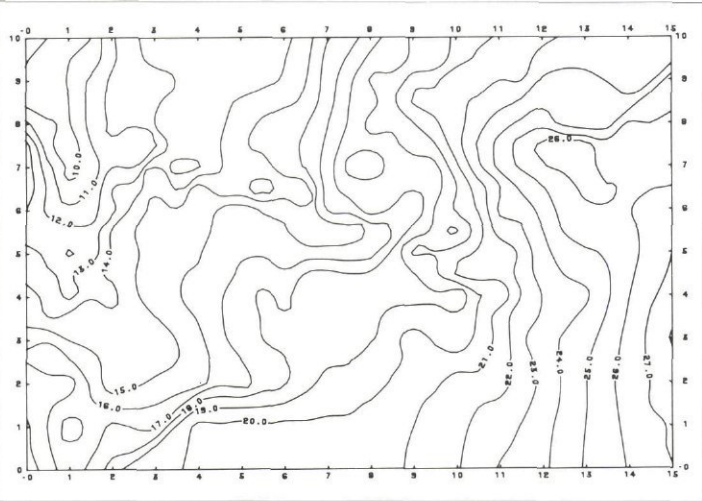
- maaiveldhoogten met behulp van de ingemeten en de uit de kaart gehaalde gegevens (afb. 9);
- grondwaterstand, berekend op een knooppunten-netwerk met behulp van lineaire regressie (afb. 10);
- grondwaterstand berekend met behulp van gewone kriging (afb. 11);
- grondwaterstand, berekend met behulp van cokriging met maaiveldhoogten ‘gemeten’ op een grof netwerk (afb. 12);

– idem, echter met maaiveldhoogten ‘gemeten’ op een fijner netwerk (afb. 13). Allereerst moet worden opgemerkt dat het aanzicht van dergelijke isolijnenkaarten enorm afhangt van hoe het ervoor gebruikte netwerk gedefiniëerd en berekend is. Wij gebruikten voor alle kaartjes een vierkantennetwerk van 21 rijen keer 31 kolommen. De netwerk-knooppunten van afb. 10 t/m 13 zijn uiteraard door ons berekend, dat van afb. 9 is uit de kaart met meetgegevens gehaald. Het plotalgoritme zelf induceert hier en daar nog wat artefacten in de vorm van scherpe hoeken oftewel zogenaamde ‘spikes’ (zie bijvoorbeeld afb. 13, rond coördinaten (5,5, 5,5) en (12,5, 4)). De afbeeldingen met de geïnterpoleerde maaiveldhoogten en de met behulp van lineaire regressie berekende grondwater-spiegel (respectievelijk afb. 9 en 10) vertonen sterke gelijkenis. Dit moet uiteraard wel, daar lineaire regressie neerkomt op een zogenaamde affine (‘verhoudingsgetrouwe’) transformatie.

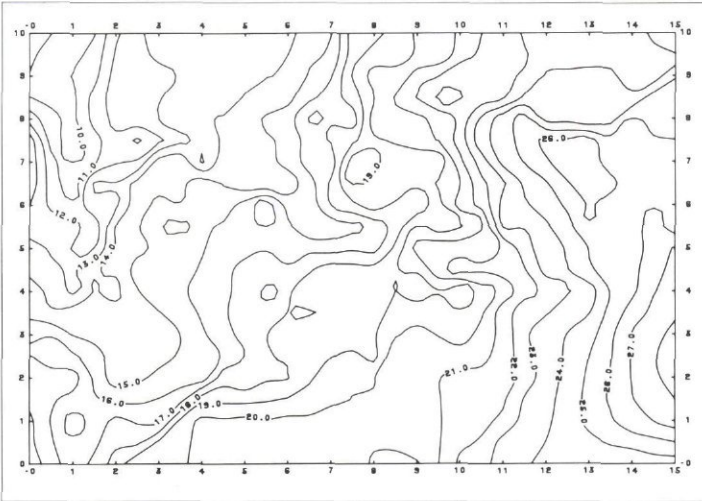
Alleen de 72 echte meetgegevens (zie afb. 14) zorgen voor wat kleine afwijkingen van de vorm van de topografische kaart. De afbeelding met alleen kriging van de grondwaterspiegel (afb. 11) laat duidelijk zien dat in gebieden met weinig gegevens (bijvoorbeeld links onder) de geschatte grondwaterstand sterk afwijkt van hetgeen kan worden verwacht op grond van de sterke correlatie tussen maaiveld en grondwaterstand. De met behulp van cokriging vervaardigde kaart (afb. 12) laat in gebieden met weinig grondwaterstandgegevens een veel genuanceerder beeld zien. Grote grondwaterstandsverschillen over korte afstanden zijn, zoals te verwachten is aan het eind van een droge periode, hier afgevlakt, terwijl bij lineaire regressie de vorm van de topografie blijft doorwerken (zie bijvoorbeeld rond coördinaten (8,5, 7,0)).

4. Discussie

4.1. Vergelijking van de schattingsmethoden
In de onderhavige studie is er weinig verschil

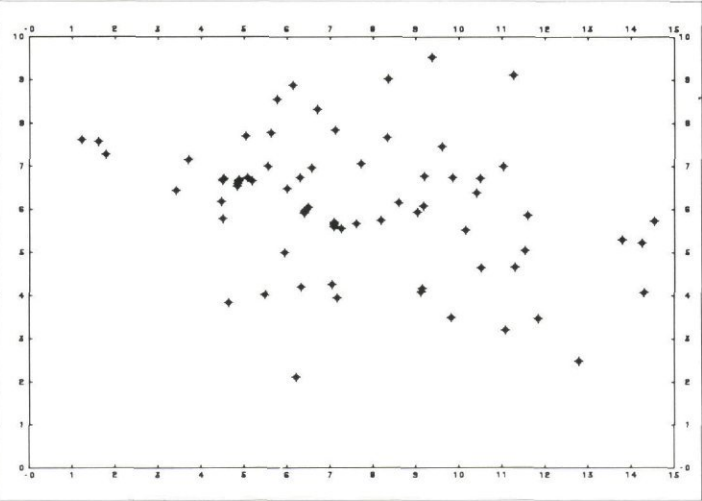


Afb. 12 - Isolijnenkaartje van grondwaterniveau. Knooppunten berekend met cokriging.

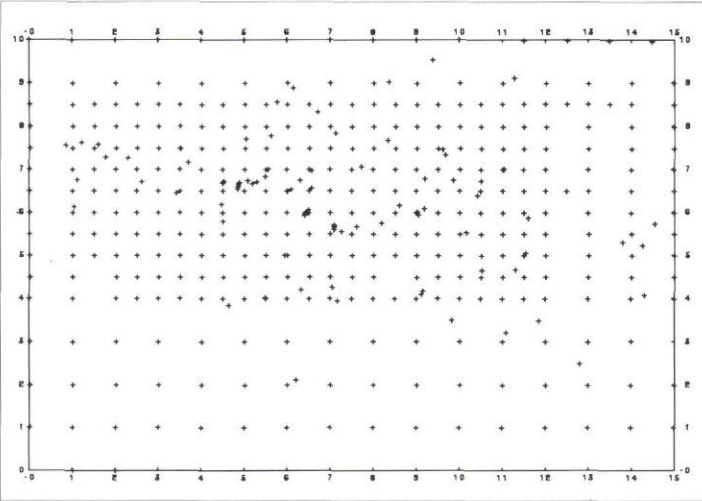


Afb. 13 - Isolijnenkaartje van grondwaterniveau. Knooppunten berekend met cokriging, met gebruikmaking van een lokaal verdicht meetpunten-netwerk.

Afb. 14 - Locatiekaartje van de peilbuizen in het gebied.



Afb. 15 - Locatiekaartje van de gebruikte maaiveldhoogtegegevens.



op te merken tussen de kaarten gemaakt met lineaire regressie en die met cokriging. Dit komt ongetwijfeld door de zeer sterke correlatie tussen maaiveld en grondwaterstand. Het valt echter te verwachten dat voor de diepere watervoerende pakketten, waarbij deze correlatie minder sterk is, de relatieve nadelen van lineaire regressie evidenter worden. Voor het derde watervoerende pakket werd tussen de stijghoogte en de topografie een correlatie van 0.84 gevonden (!). Verder onderzoek hiernaar is al aan de gang. Overigens is deze hoge correlatie een sterke aanwijzing voor het op regionale schaal 'lekke' karakter van het tweede watervoerende pakket. Yates et al [1987] vonden dat cokriging in het algemeen voordelen biedt ten aanzien van schattingsnauwkeurigheid bij correlaties hoger respectievelijk lager dan $+0.5$ of -0.5 . Ahmed & De Marsily [1987] vergeleken cokriging, gewone kriging en nog wat andere kriging-varianten en suggereren dat cokriging voordelen biedt bij hogere (volgens hen >0.7) absolute correlaties. Uit onze studie blijkt dat voor zeer hoge absolute correlaties cokriging nog maar weinig voordelen biedt boven lineaire regressie. Bij de grondwatermodellering van het Merkske-stroomgebied met behulp van FLOSA-FD (DGV/TNO) werden bovengenoemde resultaten gebruikt als randvoorwaarde. De resultaten van deze modellering kwamen opvallend goed overeen met de op kwalitatieve gronden verkregen inzichten. Ook de tijdsduur van de modellering werd tot een minimum teruggebracht.

4.2. Beïnvloedbaarheid van de cokriging-methode

Ondanks het gegeven dat de cokriging-methode een aanvaardbaarder beeld kan geven dan regressie of gewone kriging, is zij wel degelijk te manipuleren en wel op de volgende wijzen: a) variëren van de verhouding(en) in monsterdichtheid tussen de variabelen; b) variëren van de ruimtelijke correlatie tussen de variabelen. Een indruk van de gevoeligheid voor a) is te verkrijgen door vergelijken van afb. 12 en 13. Bij het maken van afb. 12 waren maaiveldhoogten gegeven vlakbij de knooppunten van het geschatte 11 x 16 netwerk, op de plaatsen van stijgbuizen en langs de grotere waterlopen. Voor het maken van afb. 13 werden in het omliggende gebied maaiveldhoogten op een verdicht netwerk gebruikt (zie afb. 15). Daardoor lijkt afb. 13 dan ook sterker op de topografische kaart dan afb. 12. Het is echter zeer moeilijk om dit effect te kwantificeren, zodat trial and error-technieken moeten worden toegepast om een optimaal resultaat te bereiken. Voor

wat betreft b): het is in principe zonder meer mogelijk om de ruimtelijke correlatiestructuur (het kruis-variogram) binnen zekere ruime grenzen te variëren.

De cokriging-methode berekent de gewichten in formule (1) alleen maar uit de onderlinge geometrie van de meetpunten en de semi- en kruis-variogrammen; de waarden van de variabelen spelen geen rol (wel uiteraard bij het bepalen van de variogrammen!). Daarom 'interesseert' het het cokriging-programma niet of de waarden van de variabelen in werkelijkheid wel de door de variogrammen gespecificeerde correlatie vertonen. Wij hebben hier overigens niet mee geëxperimenteerd – de experimentele kruis-variogrammen gaven voldoende duidelijke informatie.

Teneinde de grondwaterspiegel nabij de grotere beeklopen ietwat parabolisch te doen verlopen hebben wij bovendien op 17 plaatsen in de grotere beeklopen het beekpeil ingevoerd als 'maaiveldvariabele'. Strikt genomen valt dit ook onder beïnvloeding, zij het dat dit een voor de hand liggende manier is om de uitkomst naar de werkelijke situatie 'te dwingen'.

5. Slotopmerkingen

In dit artikelje is het natuurlijk niet mogelijk om diep in te gaan op de feitelijke gang van zaken rond (co-)kriging. Vele zaken spelen een rol, zoals trends, anisotropie, schaal- en naijl-effecten etcetera. Wij hopen echter dat de lezer een redelijke indruk heeft gekregen van de bruikbaarheid van diverse schattingsmethoden ten behoeve van ruimtelijke interpolatie. Ook andere variabelen dan de grondwaterstand kunnen goed met cokriging of regressie geschat worden, bijvoorbeeld permeabiliteit met behulp van specifieke capaciteit [Aboufirassi & Marino, 1984] of specifieke capaciteit met behulp van specifieke (geo-elektrische) weerstand [Bardossy et al, 1986]; men zou ook kunnen denken aan bijvoorbeeld grondwatertrappen met behulp van maaiveldhoogten en afstand tot drains o.i.d. Voor al deze schattingsmethoden geldt echter dezelfde basale voorwaarde: men moet voldoende meetpunten van alle variabelen hebben om de correlatie (of beter gezegd, de 'overdrachts'-functie) van de variabelen te kunnen specificeren.

Literatuur

- Aboufirassi, M. and Marino, M. A. (1984). *Cokriging of Transmissivity from Field Measurements of Transmissivity and Specific Capacity*. J. Int. Ass. Math. Geol. 16, no. 1, p. 19-35.
- Ahmed, S. en Marsily, G., de (1987). *Comparison of Geostatistical Methods for Estimating Transmissivity Using Data on Transmissivity and Specific Capacity*. Wat. Res. 23, no. 9, p. 1717-1737.
- Bardossy, I., Bogardi, I. and Kelly, W. E. (1986). *Geostatistical Analysis of Geoelectric Estimates for Specific Capacity*. J. Hydrol. 84, p. 81-95.
- Elburg, H. van, Engelen, G. B. en Hemker, C. J. (1986).

Flownet, een Tweedimensionaal Grondwatermodel. Aqua-VU mededeling.

Freeze, R. A. and Witherspoon, P. A. (1966). *Theoretical Analyses of Regional Groundwater Flow. 1. Analytical and Numerical Solutions to the Mathematical Model*. Wat. Res. 2, p. 641-656.

Geys, J. F. (1975). *De Sedimentologie en de Morfo-genetische Betekenis van de Oudpleistocene Afzettingen in de Antwerpse Noorderkempen*. Proefschrift Rijks-universiteit Gent, Faculteit der Wetenschappen.

Myers, D. E. (1982). *Matrix Formulation of Co-Kriging*. J. Int. Ass. Math. Geol. 14, no. 3, p. 249-257.

Myers, D. E. (1983). *Estimation of Linear Combinations and Co-Kriging*. J. Int. Ass. Math. Geol. 15, no. 5, p. 633-637.

Stuurman, R., Biesheuvel, A. en Mey, J. L., van der (1987). *De Hydrologische Systeemkartering van het Merkske Stroomgebied, Noord-Brabant*. Uit: Eco-hydrologisch onderzoek van het Merkske-dal: Natuurbeschermings-beleid (Hst. 3). Uitgave: Benelux Economische Unie, Sectie Natuurbehoud en Landschapsbescherming, Werkgroep Inventarisatie Beleidsinstrumenten Grensoverschrijdende Natuurgebieden.

Tóth, J. (1963). *A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins*. J. Geoph. Res. 68, p. 4795-4812.

Yates, S. R. and Warrick, A. W. (1987). *Estimating Soil Water Content Using Cokriging*. Soil Sci. Soc. Am. J. 51, p. 23-30.

Zijl, W. (1986). *Finite Element Methods Based on a Transport Velocity Representation for Groundwater Motion*. Wat. Res. 20, no. 1, p. 137-145.

Symposium: 'Informatiesystemen in de aardwetenschappen' (mogelijkheden voor grondwateronderzoek en -beheer)

Ter gelegenheid van het 40-jarig bestaan van het Archief van Grondwaterstanden, organiseert de Dienst Grondwaterverkenning TNO een symposium over ontwikkelingen en gebruik van informatiesystemen in de aardwetenschappen, met name ten behoeve van het (grond)waterbeheer.

Aan de orde komen de ontwikkelingen van het On Line Grondwater Archief (OLGA), het Regionaal Geohydrologisch Informatie Systeem (REGIS) en andere aardwetenschappelijke werkstations, het gebruik van Geografische Informatiesystemen voor grondwateronderzoek en -beheer en het nut van een en ander voor de waterbeheerder.

Het symposium zal worden gehouden op donderdag 17 november 1988 in het TNO Produktcentrum te Delft.

Informatie en aanmelding: mw. Toppenberg, telefoon 015 - 69 71 44.