

# Onzekerheid in grondwatermodellering

CIP-GEGEVENS KONINKLIJKE BIBLIOTHEEK, DEN HAAG

Onzekerheid

Onzekerheid in grondwatermodellering / [auteurs M.F.P.  
Bierkens ... et al.] - Delft: TNO Grondwater en  
Geo-Energie. - III.

Verslag van de lezingendag, 19 januari 1995, De Reehorst  
te Ede, georganiseerd door: TNO Grondwater en  
Geo-Energie, in samenw. met Universiteit Utrecht,  
Technische Universiteit Delft. - Met lit. opg.

ISBN 90-6743-359-4

Trefw.: hydrologie / grondwater

TNO Grondwater en Geo-Energie  
Postbus 6012  
2600 JA DELFT  
Telefoon 015-697184  
Telefax 015-564800

Copyright © Nederlandse Organisatie voor toegepast natuurwetenschappelijk onderzoek TNO,  
1995.

# Onzekerheid in grondwatermodellering

*Verlag van de lezingendag*

*19 januari 1995*

*De Reehorst, Ede*

*Georganiseerd door:*



TNO Grondwater en Geo-Energie

*In samenwerking met:*



Universiteit Utrecht



Technische Universiteit Delft



## VOORWOORD

De lezingendag, met als thema 'Onzekerheid in grondwatermodellering', op 19 januari 1995 in De Reehorst te Ede, is een vervolg op de lezingendagen die in het kader van de voormalige Commissie voor Hydrologisch Onderzoek TNO (CHO-TNO) werden georganiseerd. Deze lezingendagen waren:

- 'Tijdreeksen in bodem en water' in 1989.
- 'Ruimtelijke statistiek in bodem en water' in 1991.
- 'Proceskennis en statistiek in bodem en water' in 1993.

De verslagen van deze lezingendagen zijn verschenen als rapporten en nota's van de CHO-TNO, respectievelijk de nummers 20, 24 en 30.

TNO Grondwater en Geo-Energie heeft, in overleg met de Landelijke Studiegroep Statistiek in de Aardwetenschappen, deze lezingendag georganiseerd in samenwerking met de Universiteit Utrecht en de Technische Universiteit Delft.

De aanleiding voor het organiseren van deze lezingendag is het feit dat er binnen een kort tijdsbestek van ruim één jaar een aantal promotiestudies zijn/worden afgerond die zijn gerelateerd aan het onderwerp 'Onzekerheid in grondwatermodellering'. Deze promotiestudies zijn uitgevoerd aan de Universiteit Utrecht en de Technische Universiteit Delft in nauwe samenwerking met TNO Grondwater en Geo-Energie. De rode draad door de lezingendag loopt vanuit het beschrijven en modelleren van de geologie naar de onzekerheden in grondwatermodellen. Voor het analyseren van de onzekerheden zijn hierbij de begrippen heterogeniteit en schalen van cruciaal belang.

De centrale doelstelling van de lezingendag en deze publikatie is het uitdragen van kennis die is opgedaan binnen de promotiestudies. Het gaat daarbij niet alleen om het overbrengen van een hoeveelheid nieuwe technologie, maar vooral ook om de relevantie aan te geven en te bespreken voor de geohydrologische praktijk.

Wij hopen door middel van deze dag en deze publikatie een bijdrage te leveren aan het vergroten van het inzicht in de mogelijkheden en beperkingen van geologische en geohydrologische modelleringen.

Delft, januari 1995

Dr.ir. F.C. van Geer  
*Dagleider lezingendag*

Ing. J.C. Hooghart  
*Redacteur*



## INHOUDSOPGAVE

<b>ORGANISATIECOMMISSIE</b>	1
<b>HYDROLOGISCHE MODELLERING</b>	3
Peter A. Burrough	
Samenvatting	3
1    Inleiding	3
2    De fysica van het stromen van water	4
3    Wiskundige- en computermodellen van grondwaterstroming	4
4    Het bepalen van $k_{sat}$	5
5    Het programma van de dag	7
Literatuur	8
<b>DE GEOLOGIE VAN DE HOLOCENE RIJN-MAAS DELTA</b>	9
Torbjörn E. Törnqvist	
Samenvatting	9
1    Inleiding	9
2    Vlechtende, meanderende en anastomoserende rivieren	9
3    Geologische ontwikkeling	11
4    Geohydrologische implicaties	13
Literatuur	13
<b>MEETSCHAALDOORLATENDHEDEN VAN EEN COMPLEXE DEKLAAG</b>	15
Henk J.T. Weerts	
Samenvatting	15
1    Beschrijving van de afzettingen in de deklaag in de Rijn-Maas delta	16
2    Koppeling van de afzettingen in de deklaag aan lithologische klassen	19
3    Bepaling van de geohydrologische eigenschappen van de lithologische klassen	21
4    Conclusies	22
Literatuur	23
<b>OPSCHALING VAN GEOHYDROLOGISCHE EIGENSCHAPPEN: VAN MEET-SCHAAL TOT REGIONALE SCHAAL</b>	25
Marc F.P. Bierkens	
Samenvatting	25
1    Inleiding	25
2    Opschaling van geohydrologische eigenschappen	28
3    Toepassing op de deklaag in een studiegebied bij Gorinchem	33

4	Conclusies	44
	Literatuur	44

**CALIBRATIE VAN EEN STOCHASTISCH GRONDWATERSTROMINGSMODEL** 47

Chris B.M. te Stroet

	Samenvatting	47
1	Inleiding	47
2	Het ijken van een deterministisch versus een stochastisch model	49
3	Statistische calibratie van het model 'Wierden'	53
4	Conclusies	70
	Literatuur	70

**WAT DOEN WIJ ALS HYDROLOGEN MET DEZE KENNIS?** 73

Theo N. Olsthoorn

1	Inleiding	73
2	De geologie van de holocene Rijn-Maas delta	73
3	Puntschaaldoorlatendheden in een fluviaatiele deklaag	74
4	Doorlatendheden: van puntschaal tot regionale schaal	75
5	Calibratie van een regionaal stochastisch grondwatermodel	76
	Literatuur	78



## ORGANISATIECOMMISSIE

Marc F.P. Bierkens	Staring Centrum Dienst Landbouwkundig Onderzoek Postbus 125 6700 AC WAGENINGEN
Peter A. Burrough	Universiteit Utrecht Vakgroep Fysische Geografie Postbus 80115 3508 TC UTRECHT
Frans C. van Geer	TNO Grondwater en Geo-Energie Postbus 6012 2600 JA DELFT
Arnold W. Heemink	Technische Universiteit Delft Faculteit Wiskunde en Informatica Mekelweg 4 2628 CD DELFT
Hans C. Hooghart	TNO Grondwater en Geo-Energie Postbus 6012 2600 JA DELFT
Ward A. Koster	Universiteit Utrecht Vakgroep Fysische Geografie Postbus 80115 3508 TC UTRECHT
Theo N. Olsthoorn	Gemeentewaterleidingen Amsterdam Vogelenzangseweg 21 2114 BA VOGELENZANG
Chris B.M. te Stroet	TNO Grondwater en Geo-Energie Postbus 6012 2600 JA DELFT
Torbjörn E. Törnqvist	Universiteit Utrecht Vakgroep Fysische Geografie Postbus 80115 3508 TC UTRECHT
Henk J.T. Weerts	Universiteit Utrecht Vakgroep Fysische Geografie Postbus 80115 3508 TC UTRECHT



## HYDROLOGISCHE MODELLERING

Peter A. Burrough

### SAMENVATTING

De fysische basis van grondwaterstroming is al lang bekend door werk van Darcy, Richards en anderen. De uitwerkingen van hun theorieën hebben tot vele computermodellen geleid. Voor de implementatie van de stromingsvergelijkingen delen computermodellen de bodem in blokken op. Eindige elementenmodellen gebruiken onregelmatige blokken van diverse vorm en grootte: eindige differentiëmodellen werken met regelmatige, rechthoekige blokken van vergelijkbare omvang en vorm. Het verbeteren van grondwatermodellen komt niet door betere fysica, maar door een betere karakterisering van de modelblokken. Natuurlijke variabiliteit in neerslagoverschot, intree weerstanden en vooral  $k_{sat}$  zijn de grootste oorzaken van onnauwkeurigheid en onzekerheden in modelresultaten. Kennis van de geologie, sedimentologie en geostatistiek is van groot belang bij het opschalen van metingen van  $k_{sat}$  in boorkernen tot bruikbare waarden van  $k_{sat}$  voor modelblokken. Onderzoeksresultaten van een team van vier wetenschappers worden aan de hand van voorbeeldstudies in de Rijn-Maas delta en Overijssel gepresenteerd.

### 1 INLEIDING

*Unfortunately very few earth science processes are understood well enough to permit the application of deterministic models. Though we do know the physics or chemistry of many fundamental processes, the variables of interest in earth science data sets are typically the end result of a vast number of processes whose complex interactions we are not yet able to describe quantitatively.*

[E.H. Isaaks and R. Mohan Srivastava (1989), p. 197.]

Het doel van hydrologische modellering is het nauwkeurig, kwantitatief beschrijven van het transport van water over het aardoppervlak en door de bovenste lagen van bodems en gesteenten. Tijdens deze bijeenkomst wordt aandacht besteed aan het dominante probleem voor de Nederlandse hydroloog, namelijk de studie van het stromen van grondwater door ondiepe watervoerende lagen in complexe alluviale sedimenten. Stroming door de onverzadigde zone en oppervlakte-afvoer blijven buiten beschouwing.

Er zijn veel praktische redenen waarom wij het stromen van grondwater goed moeten begrijpen. Water van voldoende kwantiteit en kwaliteit is nodig voor mens, landbouw en natuur, niet alleen vandaag, maar ook in de toekomst. Daarom is het van groot belang te begrijpen hoe grondwater van de ene plek naar de andere stroomt, en ook hoe opgeloste stoffen - meststoffen en verontreinigingen - worden getransporteerd. Verdroging is niet alleen een probleem van een tekort

aan water, maar ook een probleem van water van verkeerde kwaliteit op de verkeerde plek.

## 2 DE FYSICA VAN HET STROMEN VAN WATER

Een natuurkundige beschrijving van verzadigde stroming van grondwater is oorspronkelijk door Darcy ontwikkeld en is verder voortgezet door anderen, waaronder Richards (1951). De principes zijn nader uitgewerkt en zijn in vele computerprogramma's (grondwatermodellen) geïncorporeerd. De twee 'basiswetten' van verzadigde grondwaterstroming zijn de wet van Darcy en de continuïteitsvergelijking.

De wet van Darcy beschrijft stationaire stroming van water door een poreus medium:

$$q_s = -k_{sat} \frac{\partial \psi}{\partial s} \quad (1)$$

Waar  $q_s$  het specifiek debiet in de s-richting,  $k_{sat}$  de verzadigde doorlatendheid,  $\psi$  de stijghoogte en  $\partial\psi/\partial s$  de gradiënt van de stijghoogte is.

De continuïteitsvergelijking beschrijft de processen van volumedebiet:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial q_s}{\partial s} \quad (2)$$

Met  $\theta_v$  als volumedebiet en t als tijd.

Vergelijking (2) kan ook in de volgende vorm worden beschreven:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial s} \left( k_{sat} \frac{\partial \psi}{\partial s} \right) \quad (3)$$

Vergelijking (3) is een partiële differentiaalvergelijking waarvoor alleen analytische oplossingen bestaan voor een constante  $k_{sat}$  en onder bepaalde randvoorwaarden. Voor de ruimtelijke variabele  $k_{sat}$  zijn er wel numerieke oplossingen mogelijk met behulp van de computer.

## 3 WISKUNDIGE- EN COMPUTERMODELLEN VAN GRONDWATER-STROMING

De juiste vorm van de wiskundige formulering van de stromingsvergelijkingen is afhankelijk van stroming in één, twee of drie dimensies en van de aard van het grondwaterpakket (freatisch versus afgesloten) (Van Geer, 1987). In de praktijk worden de stromingsvergelijkingen en de bijbehorende randvoorwaarden opgesteld voor een 1D, 2D of 3D ruimte die in bruikbare ruimtelijke eenheden is onderverdeeld. Er wordt verondersteld dat voor elke ruimtelijke eenheid een waarde voor  $k_{sat}$  bekend is, die bovendien voor de hele ruimtelijke eenheid homogeen is.

Er zijn twee methoden voor het opsplitsen van een gebied in zogenaamde homogene eenheden: eindige elementen (finite elements FE) en eindige differenties (finite differences FD). Zowel de

eindige elementen methoden als de eindige differentie methoden veronderstellen dat het gebied is opgebouwd uit grote blokken die intern homogeen zijn. Bij eindige elementen modellen mogen dit onregelmatige blokken zijn en bij eindige differentiemodellen zijn dit altijd regelmatige blokken. FD-modellen worden in toenemende mate bij computermodellen van grondwaterstroming gebruikt.

In een systeembenadering wordt de toestand van elk blok beschreven door een aantal systeemvariabelen en parameters. Invoervariabelen, zoals neerslagoverschot, veranderen de toestand binnen een blok, dat hierop reageert door een signaal (uitvoervariabele) naar het volgende blok te sturen. Een systeemvariabele wordt gedefinieerd als een attribuut van een systeem dat als consequentie van het proces wordt veranderd: een parameter is een attribuut dat de toestand van het systeem beschrijft. In de hydrologische modellering worden stijghoogtes en debieten als variabelen beschouwd, en  $k_{sat}$  als een parameter. In andere wetenschappen zoals de meteorologie, de geologie en de bodemkunde worden eigenschappen als neerslagoverschot,  $k_{sat}$  en textuur van de bodem als variabelen beschouwd omdat ze van plaats tot plaats sterk kunnen variëren.

In de praktijk betekent het opstellen van een FD-grondwatermodel het volgende:

- a) verdeling van het 3D continuüm in regelmatige, vierkante blokken volgens één of andere strategie (kleine blokken voor groot oplossend vermogen of grotere blokken om rekentijd te beperken);
- b) het toenemen van  $k_{sat}$  waarden aan elk blok;
- c) het opstellen van alle invoergegevens en randvoorwaarden;
- d) het oplossen van alle vergelijkingen.

Het resultaat is afhankelijk van de waarden van alle data (variabelen en parameters) en van de randvoorwaarden. In veel gevallen worden de vergelijkingen als deterministisch beschouwd met geen of weinig aandacht voor onzekerheid of stochasticiteit met uitzondering van het ijken en het uitvoeren van een gevoeligheidsanalyse. Het zal duidelijk zijn dat de gekozen waarden van  $k_{sat}$  van groot belang zijn om realistische modelresultaten te verkrijgen.

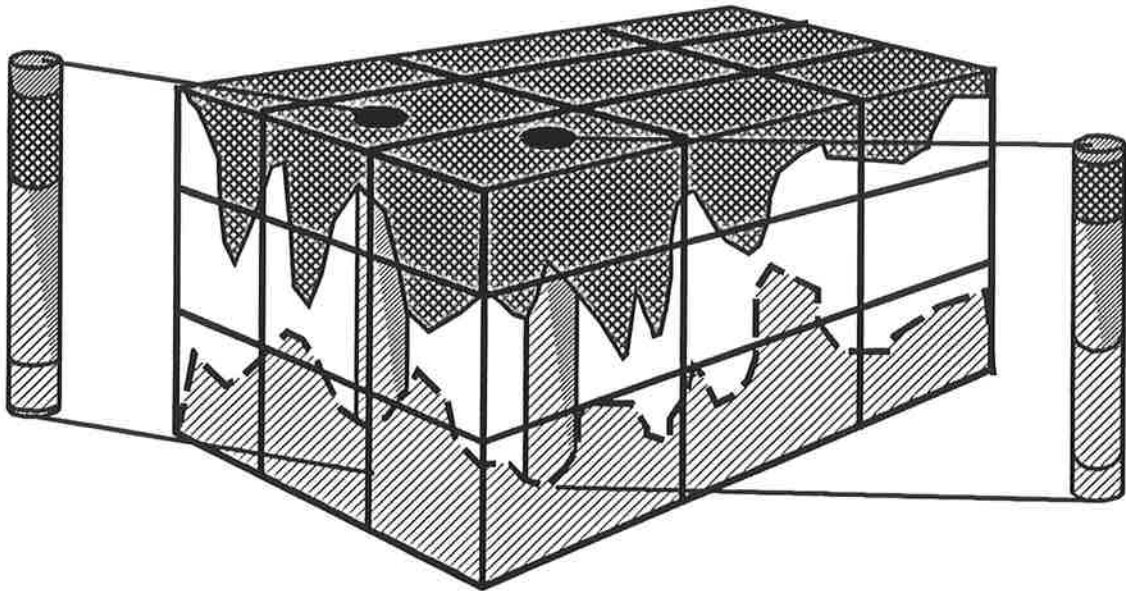
De zoektocht om de resultaten van grondwatermodellen in belangrijke mate te kunnen verbeteren is grotendeels een zoektocht naar betere methoden voor het bepalen van  $k_{sat}$  van de modelblokken. Hier is kennis en ervaring van de geologie, de bodemvariabiliteit en de geostatistiek van essentieel belang. Daarnaast is het ook belangrijk de ruimtelijke en temporele variabiliteit van neerslagoverschot en intreeweerstanden van watergangen, die ook variabiliteit veroorzaken, nauwkeurig te kunnen beschrijven.

#### 4 HET BEPALEN VAN $k_{sat}$

De aanname dat  $k_{sat}$  a) constant is voor een heel blok en b) dat één veldmeting voldoende is om een heel blok te kunnen karakteriseren zijn impliciet in de natuurkundige formulering van de grondwatermodellen. De waarheid is vaak anders: omdat de textuur van de bodem over kortere afstanden sterk kan variëren (Burrough, 1993) varieert  $k_{sat}$  ook. Bovendien kan een meting van  $k_{sat}$  voor één bodemmonster van kleine omvang (ongeveer  $10^3$  ml) nooit een betrouwbare waarde voor  $k_{sat}$  voor een modelblok van enkele honderden of duizenden kubieke meters opleveren (figuur 1). Kortom, wij hebben in grondwatermodellering de zogenaamde 'parameter crisis' bereikt. De fysica kan het proces van waterstroming beschrijven maar in werkelijkheid kunnen wij het systeem niet volledig karakteriseren.

Een oplossing hiervoor is het nemen van veel waarnemingen (boringen) om op vele plaatsen  $k_{sat}$  te kunnen bepalen. Dit is meestal niet mogelijk, want de waarnemingen en bepalingen zijn kostbaar, en bovendien wordt het gebied lek geprikt als er teveel wordt bemonsterd! Daarom is het nodig om

vanuit de beschikbare gegevens van  $k_{sat}$  de waarden op niet bemonsterde plekken te voorspellen.



Figuur 1 Modelblokken hebben zelden een homogene sedimentsamenstelling. Bovendien zijn de meetpunten veel kleiner in omvang dan de blokken zelf.

Bij het opstellen van de juiste  $k_{sat}$  waarden komen de volgende problemen voor:

- Als regel zijn er meer modelblokken dan onafhankelijke metingen. Daarom is het nodig de waarden van  $k_{sat}$  op niet gemeten lokaties te interpoleren. Interpolatie brengt andere veronderstellingen en aannames met zich mee.
- De omvang ('the support') van een monster waarop  $k_{sat}$  wordt gemeten is altijd veel kleiner dan de omvang van een modelblok. Als de bodem in het blok niet homogeen is (en meestal is dat het geval) dan is één meting onvoldoende. Bovendien is  $k_{sat}$  een schaalgebonden attribuut. Daarom is er een probleem bij het opschalen van metingen tot modelblokken.
- De grootte van de modelblokken is meestal niet afgestemd op de natuurlijke schaal van de bodemvariabiliteit. Een model voor een zeer homogene bodem zou minder last hebben van ongelijkheid tussen modelstructuur en natuurlijke ruimtelijke structuur dan een model in een zeer heterogeen gebied.
- Het meten van  $k_{sat}$  kost veel geld. Misschien is het mogelijk bruikbare waarden van  $k_{sat}$  af te leiden vanuit andere, goedkopere metingen, zoals veldschattingen van textuur. Maar hier moeten ook de relaties tussen  $k_{sat}$  en de andere attributen goed vastgesteld worden.

Kennis van de geologische opbouw van het gebied is onontbeerlijk voor het goed karakteriseren van de patronen en processen in en rondom het watervoerend pakket. Een gedetailleerde studie van de bodemvariabiliteit en de heterogeniteit van de watervoerende pakketten en afdekkende lagen kan bij het optimaliseren van een meetprogramma voor  $k_{sat}$  veel hulp bieden en geologische kennis is ook in staat mogelijk goedkopere hulpvariabelen voor te stellen. Kennis over de waarschijnlijkheidsverdelingen van alle attributen die bij de grondwaterboring van belang zijn, kan bij het opschalen van metingen tot modelblokken van grote betekenis zijn.

Geostatistische methoden zijn zeer geschikt voor het modelleren en karakteriseren van de bodemvariabiliteit, en ook voor het opschalen en voorspellen van  $k_{sat}$  voor modelblokken waar wel en niet gemeten is (Deutsch en Journel, 1992; Rivoirard, 1994). De beste voorspellingen voor een niet lineaire eigenschap zoals  $k_{sat}$  zijn niet de standaard kriging voorspellingen, maar de waarschijnlijkheid van indicatorwaarden en conditionele simulaties die rekening houden met de ruimtelijke covariantiestructuren en waarschijnlijkheidsverdelingen.

Tenslotte moeten de resultaten niet als 'exact' beschouwd worden, maar als één mogelijke uitkomst uit vele. Een degelijke foutanalyse is nodig om één modelresultaat in de context te plaatsen: informatie over de mogelijke ranges van uitkomsten is ook van groot belang. Bovendien kan het identificeren van de attributen die de grootste bijdragen aan de fouten leveren, leiden tot verbeteringen in meetnetten en modelstructuren.

## 5 HET PROGRAMMA VAN DE DAG

Tijdens de lezingendag wordt gekeken naar de bijdragen van geologische, sedimentologische en geostatistische kennis voor het verbeteren van grondwatermodellen. Case studies in de Holocene Rijn-Maas delta en het stuwwallengebied van Overijssel worden hierbij als voorbeelden gebruikt. De onderzoekers die aan het woord komen hebben de laatste vier à vijf jaren als team samengewerkt in een onderzoeksproject gefinancierd door de VF-programma's GISLA en GEOPRO van de Vakgroep Fysische Geografie, Universiteit Utrecht en door TNO Grondwater en Geo-Energie. De begeleiders zijn F.C. van Geer, H.J.A. Berendsen, E.A. Koster en ikzelf.

De geologische opbouw van de Rijn-Maas delta in het midden van Nederland wordt eerst door T.E. Törnqvist besproken. Het belangrijkste aspect van de Rijn-Maas delta is het voorkomen van verwilderde rivierafzettingen in de ondergrond met daarboven afzettingen van meanderende en anastomoserende rivieren en veen. Dit betekent dat tijdens de opbouw van het gebied er veel actieve rivierkanalen in verschillende sedimentatie-milieus zijn geweest, wat heeft geleid tot een aanzienlijke, maar systematisch te begrijpen, ruimtelijke variabiliteit in de gelaagdheid en textuur van de sedimenten. Niet een makkelijk gebied om  $k_{sat}$  te kunnen bepalen!

H.J.T. Weerts komt wat dichterbij de hydrologie. Hij beschrijft de gedetailleerde opbouw van de deklaag aan de hand van verschillende faciës-eenheden. De afwisseling van de faciës-eenheden vindt binnen honderden meters plaats. Hij koppelt de faciës-eenheden aan  $k_{sat}$ -metingen. Het blijkt mogelijk de geologie van de deklaag als drager van  $k_{sat}$  op de meetschaal te gebruiken. Hiermee is de informatie die nodig is voor het opschalen van de geohydrologische gegevens tot modelschaal niveau aanwezig.

M.F.P. Bierkens bespreekt het gebruik van geostatistische methoden voor het opschalen van geohydrologische eigenschappen van de bodem (waaronder  $k_{sat}$ ) van de meetschaal naar de schaal waarop modelresultaten worden gevraagd. Hij laat ons zien hoe informatie uit de geologie, pompproeven en boorkernen aan elkaar gekoppeld worden, met als doel het zo goed mogelijk bepalen van de juiste waarden van de geohydrologische eigenschappen op de modelschaal.

Tenslotte analyseert C.B.M. te Stroet op een stochastische wijze de discrepanties tussen modelvoorspellingen en de werkelijkheid. Ook al wordt overal gemeten, een model kan nooit de werkelijkheid exact weergeven, omdat het nooit op alle schalen alle aspecten van het probleem kan beschrijven. De spreiding in mogelijke uitkomsten en de oorzaken achter de belangrijkste verschillen kunnen ook bruikbare informatie opleveren voor het optimaliseren van meetnetten en modelopzet. Het is veel beter de omvang en de oorzaken van onzekerheid te weten dan te verkeren in de veronderstelling dat alles exact is uitgerekend. Er is geen gouden regel die zegt dat 'because

prolonged and accurate mathematical calculations have been made, the application of the result to some fact of nature is absolutely certain' (Whitehead, 1953). De begeleiders van het onderzoek van Te Stroet zijn F.C. van Geer, A.W. Heemink, G. de Marsilly en G.J. Olsder.

De praktische aspecten van de gepresenteerde wetenschappelijke ontwikkelingen voor de hydrologische praktijk worden door T.N. Olsthoorn besproken in reactie op de door de wetenschappers opgestelde stellingen. Als de vandaag gepresenteerde kennis voor de dagelijkse hydrologie in Nederland van blijvende betekenis is, impliceert dit dat hydrologen niet alleen veel aandacht voor gedetailleerde geologische en bodemvariabiliteit moeten hebben, maar ook veel geostatistische kennis in huis moeten hebben. Dit heeft niet alleen consequenties voor de opleiding en bijscholing van hydrologen maar ook voor alle anderen die met hydrologische kennis in hun dagelijkse werkzaamheden worden geconfronteerd.

## LITERATUUR

- BURROUGH, P.A.; 1993. Soil Variability: A Late 20th Century View. *Soils and Fertilizers*. 56: 531-562.
- DEUTSCH, C.V. EN JOURNAL, A.; 1992. *GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide*. Oxford University Press.
- GEER, F.C. VAN, 1987. *Applications of Kalman Filtering in the Analysis and Design of Groundwater Monitoring Networks*. Proefschrift: Technische Universiteit Delft.
- ISAAKS, E.H. EN SRIVASTAVA, R.M.; 1989. *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press.
- RICHARDS, L.A.; 1951. Laws of Soil Moisture. *American Geophysical Union Transactions* 31: 750-756.
- RIVOIRARD, J.; 1994. *Introduction to Disjunctive Kriging and Non-linear Geostatistics*. Spatial Information Systems Series, Oxford University Press.
- WHITEHEAD, A.N.; 1953. *Science and the Modern World*. Cambridge University Press.



## DE GEOLOGIE VAN DE HOLOCENE RIJN-MAAS DELTA

Torbjörn E. Törnqvist

### SAMENVATTING

In dit artikel wordt de geologische ontwikkeling van de Rijn-Maas delta gedurende het laatste deel van het Pleistoceen en het Holoceen kort samengevat. De sedimentatiegeschiedenis van verschillende typen riviersystemen blijkt daarbij centraal te hebben gestaan. Allereerst worden deze riviertypen (vlechtend, meanderend, anastomoserend) beschreven en wordt hun sedimentatiemechanisme besproken, alsmede de daaruit resulterende driedimensionale opbouw van sedimenten. Vervolgens wordt ingegaan op de factoren die het voorkomen van deze riviertypen bepalen. Hieruit volgt dat er een duidelijke systematiek bestaat in de ruimtelijke en temporele verspreiding van de sedimenten van deze riviertypen. Omdat de geohydrologische karakteristieken van de afzettingen van elk riviertype sterk verschillen, heeft dit belangrijke consequenties voor grondwaterstroming in de holocene Rijn-Maas delta.

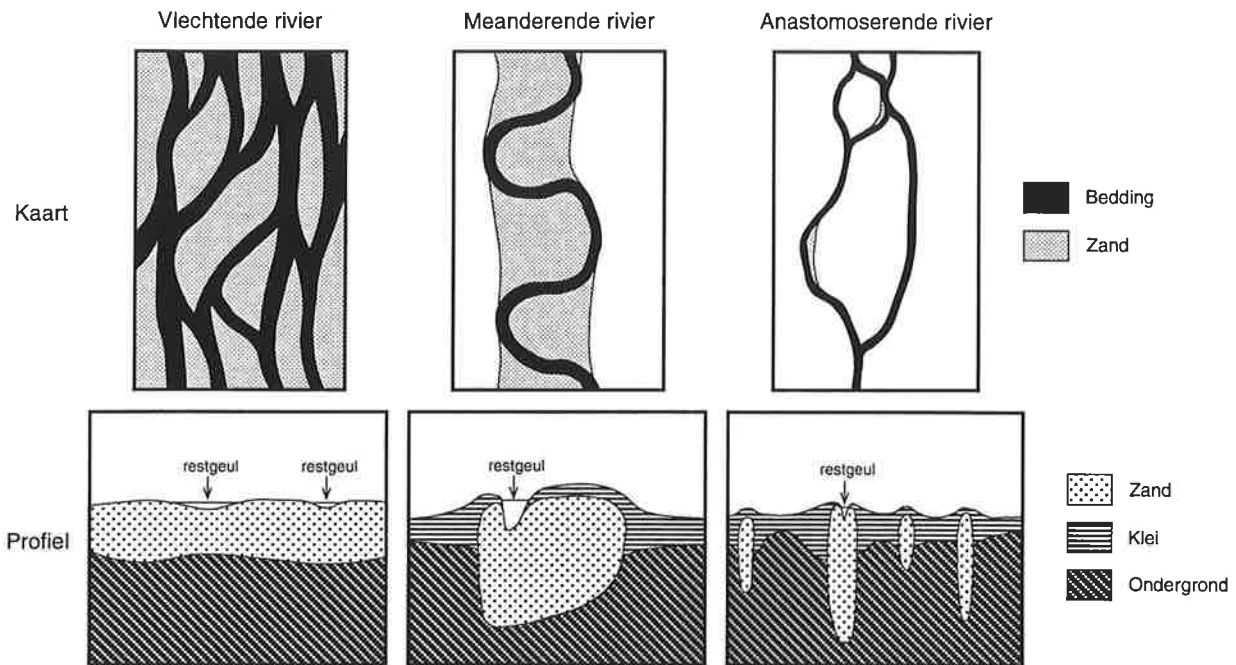
### 1 INLEIDING

Voor een goed begrip van de grondwaterstroming in de Rijn-Maas delta is gedegen kennis van de geologie van dit gebied onontbeerlijk. Deze bijdrage beoogt een overzicht te geven van de ontstaanswijze van dit gebied gedurende de laatste 15000 jaar en de gevolgen daarvan voor de sedimentaire opbouw. Het afwisselend voorkomen van verschillende typen rivieren blijkt in dit verband van cruciaal belang te zijn geweest.

### 2 VLECHTENDE, MEANDERENDE EN ANASTOMOSERENDE RIVIEREN

Rivieren kunnen op grond van het rivierpatroon ingedeeld worden in een drietal categorieën: vlechtend, meanderend en anastomoserend (figuur 1). Vlechtende rivieren bestaan uit een complex stelsel van relatief ondiepe beddingen met daar tussenin gelegen zand- of grindbanken. De geulen van een vlechtende rivier kunnen zich zeer snel verleggen en zodoende deze banken eroderen en elders weer opbouwen. Als gevolg daarvan kan het geulpatroon na één hoogwaterperiode al sterk veranderd zijn. Vlechtende rivieren zijn dus zeer dynamische systemen. Meanderende rivieren hebben één bedding die zich langzaam zijdelings en stroomafwaarts verlegt en op deze wijze de karakteristieke meanderbochten vormt. De verhouding tussen de breedte en de diepte van de bedding van een meanderende rivier bedraagt vaak 30-40. Anastomoserende rivieren bestaan uit een stelsel van geulen en vertonen in die zin dus enige overeenkomst met de vlechtende rivieren. Toch wijken ze in veel opzichten sterk af (figuur 1). Tussen de beddingen in bevinden zich geen zand- of grindbanken, maar uitgestrekte, laaggelegen moerassige gebieden (kommen), waarin klei

wordt afgezet of veen wordt gevormd. De beddingen van een anastomoserende rivier zijn relatief smal en diep (de verhouding tussen breedte en diepte is vaak kleiner dan 10) en bovendien zijn ze buitengewoon stabiel. Zo'n bedding kan vaak vele honderden jaren op één plaats gelegen zijn zonder dat er sprake is van enige zijwaartse verlegging. Dit neemt niet weg dat plotselinge verleggingen van de gehele rivierloop (stroomgordelverleggingen) bij anastomoserende rivieren veel frequenter voorkomen dan bij meanderende rivieren. Een ander typisch kenmerk van anastomoserende rivieren is het op grote schaal voorkomen van kleine secundaire geultjes die hun oorsprong hebben in de hoofdbeddingen en in de kommen doodlopen. Deze crevassesystemen worden gevormd tijdens hoogwaterperioden en voeren dan overtollig water uit de hoofdbedding naar de omringende komgebieden.



Figuur 1 Ruimtelijk patroon van vlechtende, meanderende en anastomoserende rivieren en schematische doorsnede door de afzettingen van deze riviertypen.

In het algemeen wordt in rivierbeddingen zand of grind getransporteerd (beddingafzettingen), terwijl daarbuiten tijdens overstromingen het siltige en kleiige materiaal tot bezinking kan komen (hoogwaterafzettingen). Op deze wijze ontstaat een sedimentatiepatroon van zandlichamen die ingebed liggen in siltige, kleiige of organische afzettingen. De vorm van zo'n zandlichaam wordt in hoge mate bepaald door het type rivier dat het opgebouwd heeft. Vlechtende rivierbeddingen verplaatsen zich zo snel dat de fijne hoogwaterafzettingen (voor zover die al tot bezinking komen) snel weer worden opgeruimd en plaats moeten maken voor de grovere beddingafzettingen. Daarom bouwen vlechtende rivieren in de regel grote, plaatvormige zandlichamen op waar fijn materiaal nauwelijks in voorkomt (figuur 1). Omdat meanderende rivieren zich relatief langzaam zijdelings verleggen, resulteert dit in smallere en dikkere zandlichamen, veelal met breedte/dikte-verhoudingen van 50-100. Bij anastomoserende rivieren ligt dit nog veel extremer: omdat anastomoserende beddingen bijna geheel stabiel zijn, komt de vorm van de zandlichamen sterk overeen met de vorm van de oorspronkelijke beddingen. De breedte/dikte-verhoudingen van de zandlichamen bedragen daarom vaak minder dan 15. Het aandeel van de kleiige hoogwaterafzettingen is bij de anastomoserende rivieren relatief groot. Als gevolg van het veelvuldig voorkomen van crevasses komt in die hoogwaterafzettingen een ingewikkeld stelsel van relatief kleine, siltige of zandige sedimentlichamen voor. Veenvorming is daarnaast een belangrijk

proces in de omgeving van anastomoserende rivieren.

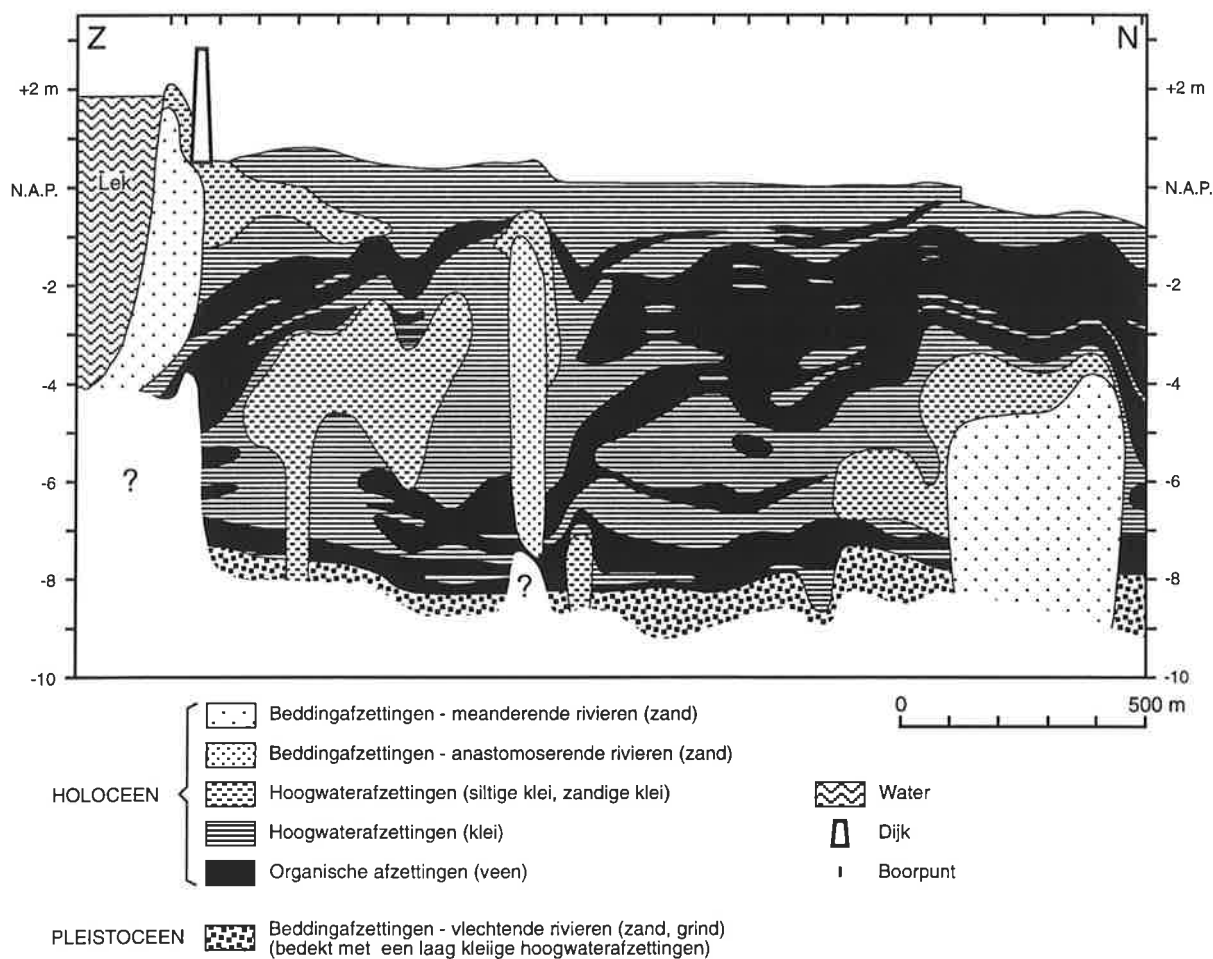
### 3 GEOLOGISCHE ONTWIKKELING

Vlechtende rivieren ontstaan bij een relatief groot verhang (in de Rijn-Maas delta ~25 cm/km) en een afvoer van relatief grof sediment. Het koude klimaat tijdens de laatste ijstijd (Weichselien) leidde tot een lage zeespiegelstand (meer dan 100 m beneden het huidige zeeniveau), waardoor het verhang toenam. De klimaatomstandigheden bevorderden bovendien een verhoogde aanvoer van relatief grof sediment uit het achterland. Daardoor bestaat de pleistocene ondergrond in de Rijn-Maas delta uit een aaneengesloten pakket van tenminste 10 m dikke zandige, vaak grindhoudende afzettingen. Deze laag staat bekend als het eerste watervoerende pakket.

Uit het voorgaande blijkt dat het klimaat van grote invloed is op het rivierpatroon. Toen tijdens het Laat-Weichselien het klimaat gedurende enige tijd opwarmde (Allerød; ~12000-11000 jaar geleden), gingen de rivieren over in het meanderende type. De afvoer vond plaats in een relatief stabiele hoofdgeul, terwijl in de omgeving bij hoogwater een 50-100 cm dikke kleilaag werd afgezet. Omdat deze kleilaag vervolgens vele duizenden jaren aan het oppervlak zou liggen trad er bodemvorming en compactie in op, hetgeen belangrijke geohydrologische consequenties heeft: deze laag heeft een bijzonder lage permeabiliteit. Gedurende de daaropvolgende Jonge Dryas (11000-10000 jaar geleden), waarin het klimaat tijdelijk weer sterk afkoelde, gingen de rivieren weer over in een vlechtend patroon. De brede, zandige riviervlakten waren tijdens laagwater gevoelig voor winderosie. Als gevolg daarvan werden grote (tot 10-20 m hoge) rivierduinkomplexen gevormd, die in grote delen van de Rijn-Maas delta (met name de Alblasserwaard, de Bommelerwaard en het Land van Maas en Waal) bovenop de Allerød-kleilaag gelegen zijn. De rivierduinafzettingen zijn later voor een groot deel bedekt met holocene afzettingen.

De holocene deklaag ontstond nadat het klimaat een snelle verandering had ondergaan (10000 jaar geleden) tot condities vergelijkbaar met de huidige. Het effect van deze omslag op de rivieren was een afname van de sedimentafvoer (samengaand met een toename van het aandeel van fijn sediment), een afname van het verhang (uiteindelijk tot minder dan 10 cm/km) en een verhoging van de sedimentatiesnelheid. Beide laatste veranderingen waren een gevolg van de snelle stijging van de zeespiegel. Pas na verloop van tijd werd het effect van de zeespiegelstijging in de huidige Rijn-Maas delta merkbaar (~8000 jaar geleden), waardoor vanaf dat moment de vorming van het holocene pakket kon beginnen. Figuur 2 geeft een representatief voorbeeld van de opbouw van het holocene pakket. De dikte van het holocene pakket neemt toe van maximaal 5 m in de Overbetuwe en het Land van Maas en Waal, tot ongeveer 15 m in de westelijke Alblasserwaard. Door de veranderde omstandigheden in het Holoceen kon het vlechtende rivierpatroon zich niet handhaven: de Rijn en Maas gingen over in een meanderend patroon. Deze meanderende rivieren gingen pas op grote schaal sediment afzetten vanaf het moment dat de zeespiegelstijging ver genoeg was gevorderd om invloed op het gebied uit te kunnen oefenen.

Anastomoserende rivieren ontstaan vooral in gebieden waar het verhang van de rivier laag is (veelal minder dan 10 cm/km). Vaak zijn dit ook omstandigheden waar de sedimentatiesnelheden groot zijn en het riviersysteem zich dus snel 'ophooft'. De sedimentatiesnelheid in de Rijn-Maas delta werd tijdens het Holoceen met name bepaald door de snelheid van zeespiegelstijging. Vóór zo'n 4000 jaar geleden steeg de zeespiegel snel (meer dan 1,5 mm/jaar) waardoor in het westelijke deel van de Rijn-Maas delta (met name in de Vijfherenlanden, Tielerwaard, Alblasserwaard en Krimpenerwaard) een anastomoserend rivierpatroon kon ontstaan. Toen de zeespiegelstijging afnam, veranderden de rivieren van karakter en namen weer een meanderend patroon aan (figuur 3). De jonge takken van Rijn en Maas zijn daarom allemaal van het meanderende type. In het

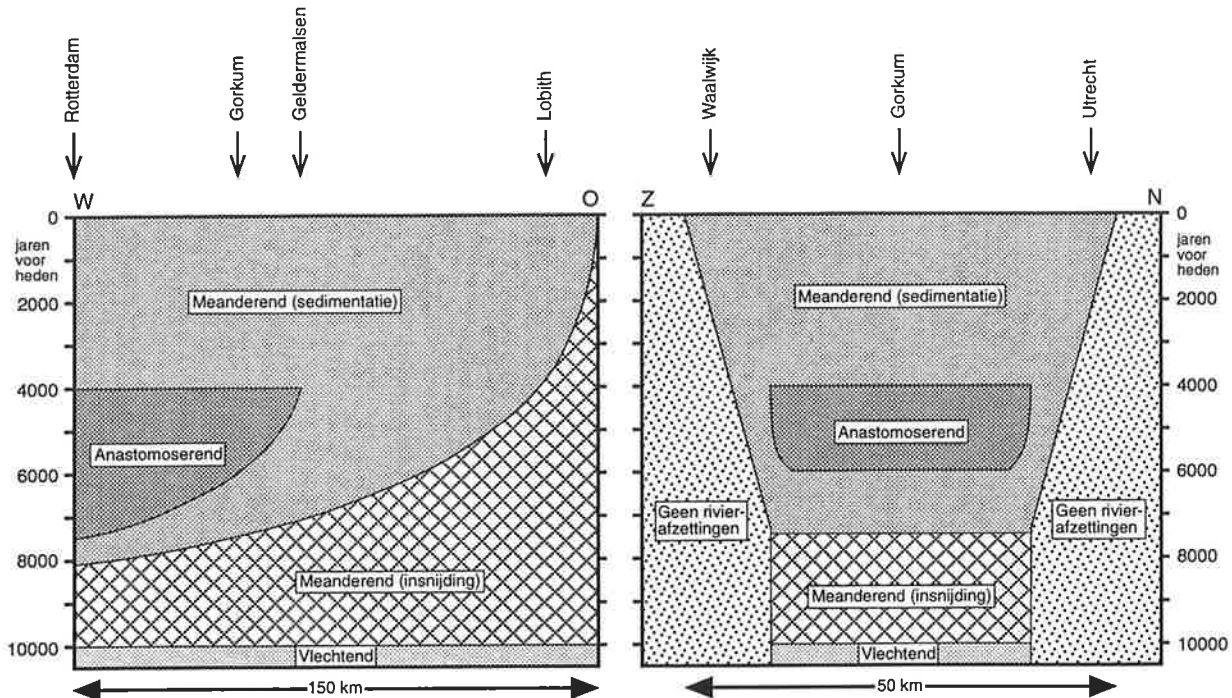


Figuur 2 Doorsnede door het holocene pakket (complexe deklaag) en de top van het Pleistoceen (eerste watervoerende pakket) ten zuiden van Lopik, waarin de karakteristieke openvolging van vlechtende, meanderende, anastomoserende en opnieuw meanderende rivierafzettingen te zien is.

oostelijke deel van het rivierengebied (Overbetuwe en Land van Maas en Waal) hebben gedurende het Holoceen steeds meanderende rivieren bestaan. Omdat deze gebieden verder van de kust gelegen zijn, was de invloed van de zeespiegelstijging hier minder sterk en de sedimentatiesnelheid lager.

Bij het afwisselend voorkomen van anastomoserende en meanderende riviersystemen in het Nederlandse rivierengebied speelde nog een andere factor een belangrijke rol. Zoals vermeld, worden anastomoserende rivieren gekenmerkt door het feit dat ze zich nauwelijks zijdelings verleggen. Het vermogen van een rivier om zich zijdelings te verplaatsen wordt in hoge mate bepaald door de samenstelling van de ondergrond. Zand is gemakkelijker te eroderen dan klei of veen, omdat zand uit losse korrels bestaat, terwijl de bestanddelen van klei en veen een veel grotere cohesie hebben. Hierdoor kunnen zich in een zandige ondergrond geen anastomoserende rivieren ontwikkelen. Als door sterke sedimentatie een dik pakket (tenminste 3-4 m) kleiig of venig materiaal is ontstaan (zoals in het westelijke deel van de Rijn-Maas delta het geval is), kunnen, indien de sedimentatiesnelheid hoog blijft, anastomoserende rivieren zich wel gaan vormen. Dit verklaart waarom de oudste holocene rivieren van het meanderende type waren (figuur 3). Zij ontstonden in de zandige pleistocene ondergrond die door vlechtende rivieren was opgebouwd. Ook aan de noord- en zuidranden van de Rijn-Maas delta (bijvoorbeeld in het Kromme-Rijn gebied

en de Bommelerwaard) zijn overwegend meanderende rivieren voorgekomen. Omdat de zandige pleistocene ondergrond hier dicht onder het oppervlak ligt is het (kleiige en venige) holocene pakket minder dik en dus gemakkelijker erodeerbaar.



Figuur 3 Het voorkomen van meanderende en anastomoserende rivierpatronen in de Rijn-Maas delta in ruimte en tijd. De anastomoserende rivieren konden alleen ontstaan in het westelijke deel waar de invloed van (snelle) zeespiegelstijging groot was en de rivieren vastlagen in dikke pakketten klei en veen.

#### 4 GEOHYDROLOGISCHE IMPLICATIES

De veranderingen van klimaat en zeespiegelniveau gedurende het laatste deel van het Pleistoceen en het Holoceen hebben in hoge mate de riviersedimentatie in de Rijn-Maas delta bepaald, hetgeen op zijn beurt belangrijke geohydrologische consequenties heeft. De vlechtende rivieren van het Weichselien bouwden het eerste watervoerende pakket op, terwijl de holocene meanderende en anastomoserende rivieren de deklaag vormden. Door de aanwezigheid van zandlichamen is deze deklaag echter beslist niet 'waterdicht'. Met name in de gebieden waar meanderende rivieren gedurende het grootste deel van het Holoceen actief zijn geweest (in het bijzonder ten oosten van Geldermalsen) bestaan er grote zandlichamen die in verbinding staan met de pleistocene ondergrond en tot dicht aan het oppervlak doorlopen. In het westelijke deel, waar anastomoserende rivieren een groot deel van het holocene pakket hebben opgebouwd, is de gemiddelde permeabiliteit van de deklaag veel geringer.

#### LITERATUUR

- BERENDSEN, H.J.A.; 1982. De genese van het landschap in het zuiden van de Provincie Utrecht, een fysisch-geografische studie. Utrechtse Geografische Studies, 25: 1-255.  
 BOSCH, J.H.A.; in druk. Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1:50.000. Blad

- Gorinchem (Gorkum) West (38 W). Rijks Geologische Dienst, Haarlem.
- MIALL, A.D.; 1992. Alluvial Deposits. In: R.G. Walker & N.P. James (Red.), Facies Models. Response to Sea-level Change. Geological Association of Canada, St. John's, pp. 119-142.
- TORNQVIST, T.E.; 1993. Holocene Alternation of Meandering and Anastomosing Fluvial Systems in the Rhine-Meuse Delta (Central Netherlands) Controlled by Sea-level Rise and Subsoil Erodibility. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 683-693.
- VERBRAECK, A.; 1970. Toelichting bij de geologische kaart van Nederland 1:50.000. Blad Gorinchem (Gorkum) Oost (38 O). Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 140 pp.
- VERBRAECK, A.; 1984. Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1:50.000. Blad Tiel West (39 W) en blad Tiel Oost (39 O). Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 335 pp.

## MEETSCHAALDOORLATENDHEDEN VAN EEN COMPLEXE DEKLAAG

Henk J.T. Weerts

### SAMENVATTING

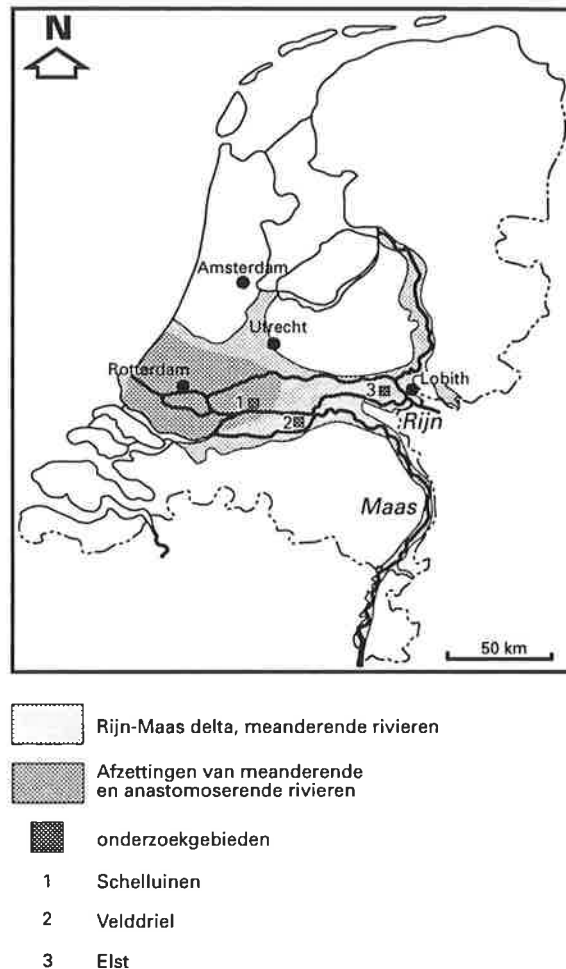
Dit artikel beschrijft de resultaten van een onderzoek naar de koppeling van geologische data aan geohydrologische data dat aan de Universiteit Utrecht is uitgevoerd. Doel van dit onderzoek is het minimaliseren van onzekerheid bij grondwatermodellering die voortvloeit uit onbekendheid met de geohydrologische eigenschappen van complexe deklagen. In Nederland wordt de top van het geohydrologisch systeem veelal gevormd door een complex opgebouwde deklaag. Onbekendheid met de geohydrologische eigenschappen van de deklaag is een grote bron van onzekerheid bij grondwatermodellering. Beschrijving en modellering van de grondwaterstroming door de complexe deklaag op gedetailleerde schaal is slechts mogelijk als de geohydrologische eigenschappen en de ruimtelijke verdeling van de afzettingen in de deklaag voldoende bekend zijn. Dit is vaak niet het geval. Wel zijn vaak geologische data (boringen, kaarten) voorhanden. Door de beschikbare geologische data te koppelen aan harde geohydrologische data kan de onzekerheid bij grondwatermodellering die voortvloeit uit de onbekende geohydrologische eigenschappen van de deklaag worden geminimaliseerd. Hiervoor zijn drie stappen noodzakelijk:

1. Gedetailleerde beschrijving van de afzettingen in de deklaag alsmede inzicht in de ontstaanswijze van die afzettingen,
2. Koppeling van de afzettingen in de deklaag aan eenvoudig in het veld herkenbare lithologische klassen,
3. Bepaling van de geohydrologische eigenschappen (verdelingen van meetschaaldoorlatendheid ( $k_{sat}$ ) en effectieve porositeit) van de lithologische klassen.

In dit artikel worden de verschillende typen afzettingen in de complexe deklaag in de Rijn-Maas delta besproken. Deze deklaag kan als voorbeeld voor andere complexe deklagen worden beschouwd. Aan enkele honderden ongestoorde sediment-kernen van de afzettingen in de Rijn-Maas delta zijn de korrelgrootteverdeling en een structuurbeschrijving bepaald. Aan de hand hiervan is een aantal lithologische klassen onderscheiden dat eenvoudig in het veld herkend kan worden en waarin de verschillende typen afzettingen eenvoudig kunnen worden ondergebracht. Tenslotte zijn de verdelingen van meetschaaldoorlatendheden en effectieve porositeiten binnen de onderscheiden lithologische klassen bepaald. De verzadigde doorlatendheden en porositeiten zijn gemeten aan in het veld gestoken kerntjes met een diameter van 5-7 cm en een lengte van 5-30 cm, al naar gelang het type sediment. Waar in dit artikel over meetschaaldoorlatendheden wordt gesproken wordt steeds de verzadigde doorlatendheid van deze sedimentkernen bedoeld. Deze kunnen, na opschaling, worden gebruikt in lokale en regionale grondwaterstromingsmodellen.

# 1 BESCHRIJVING VAN DE AFZETTINGEN IN DE DEKLAAG IN DE RIJN-MAAS DELTA

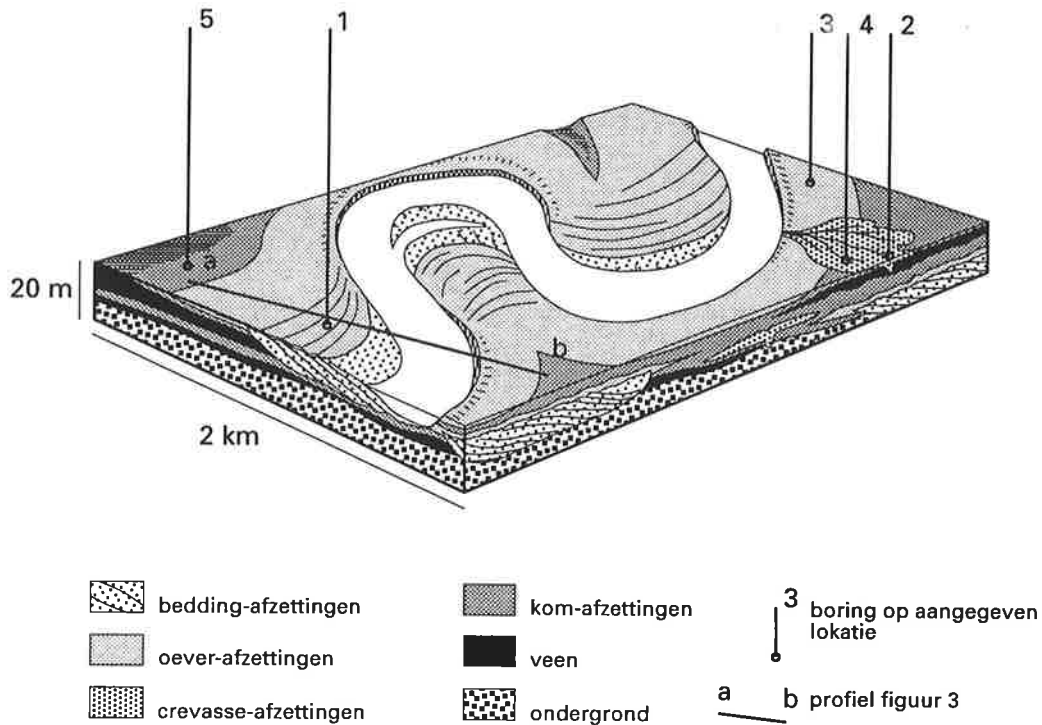
De deklaag in de Rijn-Maas delta bestaat voornamelijk uit rivier-afzettingen. In het westelijk deel van de Rijn-Maas delta komen ook mariene afzettingen voor. Deze worden hier verder niet behandeld. De rivier-afzettingen zijn gevormd door verschillende typen rivieren: vlechtende rivieren, meanderende rivieren en anastomoserende rivieren. Jarenlange kartering door studenten fysische geografie van de Universiteit Utrecht heeft een totaal van circa 200.000 boringen in de afzettingen van de Rijn-Maas delta opgeleverd. De geologie van de deklaag in dit gebied is daardoor gedetailleerd bekend.



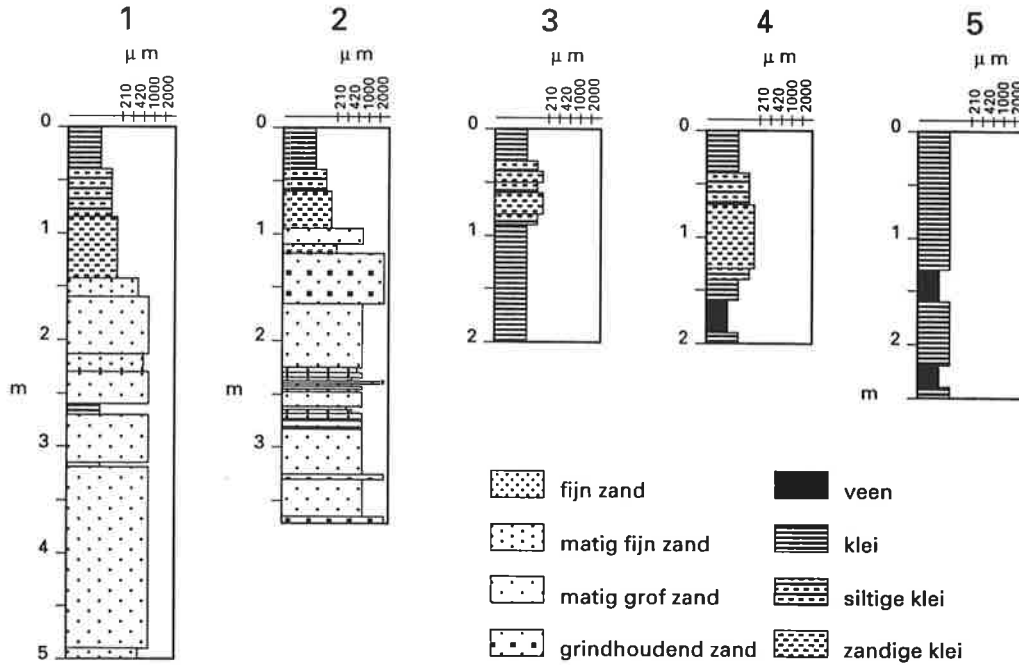
Figuur 1 Afzettingen in de Rijn-Maas delta. Ongestoorde sedimentkernen voor de bepaling van meetschaaldoorlatendheden zijn gestoken in de drie aangegeven onderzoeksgebieden.

De ondergrond van de Rijn-Maas delta wordt gevormd door afzettingen die in het Pleistoceen tijdens ijstijden door vlechtende rivieren zijn afgezet. Deze afzettingen bestaan uit grof zand en grind. Zij vormen een belangrijk watervoerend pakket waaruit op vele plaatsen grondwater wordt onttrokken voor de drinkwatervoorziening. Aan de top van deze afzettingen bevindt zich een dunne (0.5-1 m) kleilaag, die de onderkant van de deklaag vormt. Op deze kleilaag bevinden zich lokaal rivierduinen, die over het algemeen uit matig fijn zand bestaan.





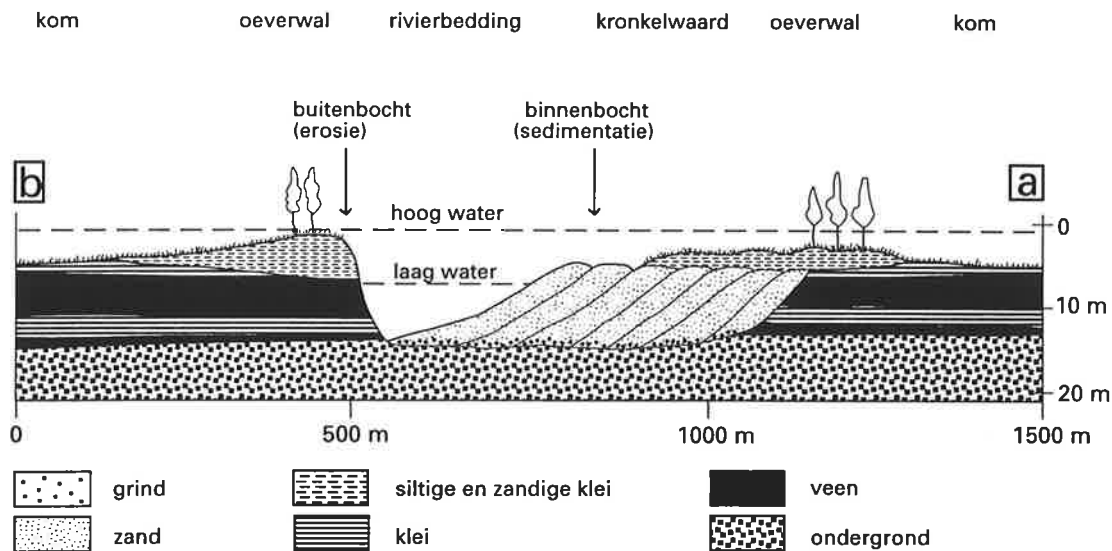
Lithologische opbouw van de boringen op de aangegeven lokaties



Figuur 2      Blokdiagram van een meanderende rivier (naar Miall 1985). De lithologische opbouw van de verschillende typen afzettingen is gegeven aan de hand van boringen op 5 lokaties: 1 - bedding-afzettingen, 2 - crevassegeul-afzettingen, 3 - oever-afzettingen, 4 - crevasse-afzettingen, 5 - kom-afzettingen.

Nadat in het Holoceen de zeespiegel begon te stijgen, is in de Rijn-Maas delta sediment afgezet door meanderende en anastomoserende rivieren. Afzettingen van het laatste type rivieren komen slechts voor in een beperkt deel van de Rijn-Maas delta (figuur 1). De totale dikte van de Holocene rivier-afzettingen neemt af van ca. 15 m bij Rotterdam tot minder dan 2 m bij de Duitse grens.

Figuur 2 toont een blokdiagram van een meanderende rivier. Het is duidelijk zichtbaar dat verschillende soorten sediment op korte afstand van elkaar worden aangetroffen. Zand (en soms grind) wordt tijdens perioden met hoge afvoer afgezet in de bedding van de rivier (lokatie 1 in figuur 2), zandige en siltige klei op de oevers (lokatie 3 in figuur 2). Verder van de rivier af, in de kommen, wordt klei afgezet of vormt zich veen (lokatie 5 in figuur 2). In de buitenbochten van de rivier kunnen doorbraken in de oevers voorkomen, waarachter crevasses ontstaan. Hier wordt vooral zandige en siltige klei (lokatie 4 in figuur 2), maar in de crevasse-geul ook zand afgezet (lokatie 2 in figuur 2). De oever- en kom-afzettingen kennen een fijne horizontale gelaagdheid. De bedding-afzettingen worden in tijden van hoge afvoer onder een kleine hoek op de binnenbocht-oevers van de rivier afgezet (figuur 3). Tijdens perioden met lagere afvoer kan een dunne laag fijner sediment op het laatst afgezette zandpakket worden afgezet, dat vervolgens bij een nieuwe hogere afvoer bedekt raakt met een nieuw zandpakket. Op deze wijze ontstaat een pakket van zandige, soms grindhoudende afzettingen waarin scheef afgezette kleilagen voorkomen. Doordat de rivieren in de Rijn-Maas delta zich in het Holoceen steeds na verloop van tijd hebben verlegd, is hier een ingewikkeld patroon van zandige bedding-afzettingen ingebed in klei en veen ontstaan. Deze sedimenten wisselen elkaar horizontaal op een schaal van 50 m tot enkele honderden meter af. In verticale richting kunnen de afzettingen zich binnen 5 m meermaals afwisselen. Een gedetailleerd overzicht van afzettingen van meanderende rivieren in de Rijn-Maas delta wordt gegeven door Berendsen (1982) en Törnqvist (1993a).



Figuur 3 Doorsnede langs lijn a-b in figuur 2. Zie tekst voor verklaring.

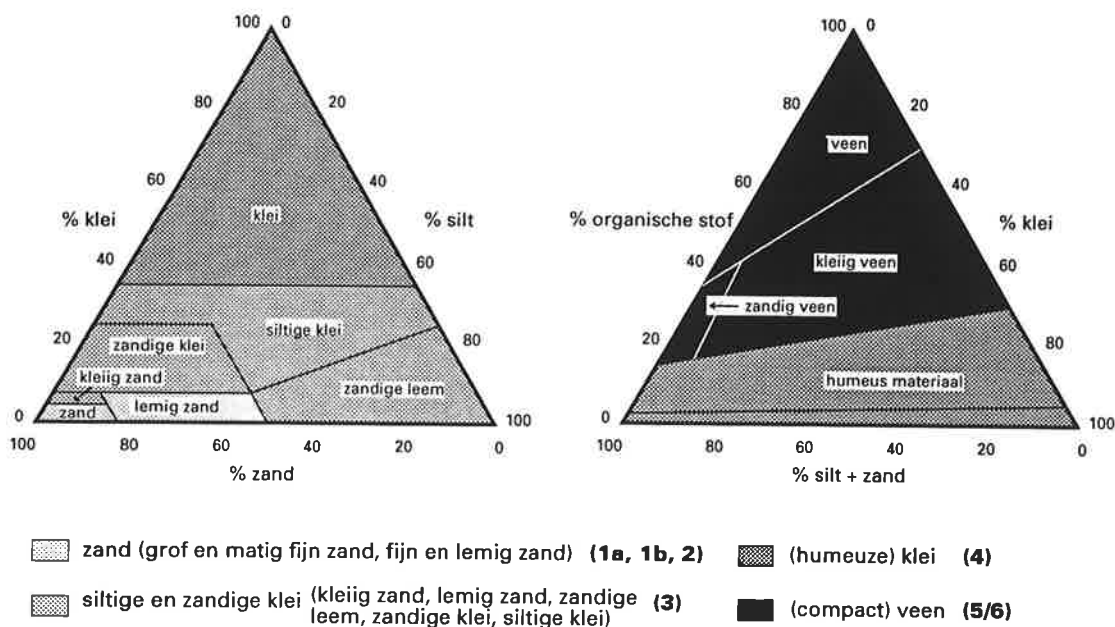
Bij anastomoserende rivieren is de horizontale ruimtelijke variatie van de afzettingen nog kleinschaliger (20-50 m), omdat hier veel meer crevasses voorkomen en bovendien de rivier meerdere hoofdgeulen kent (zie Törnqvist 1993b, Weerts en Bierkens 1993). Het zand wordt in deze geulen voornamelijk op de bodem afgezet, waarschijnlijk voornamelijk vlak nadat bovenstrooms een rivierverschuiving is opgetreden. De scheef afgezette kleilagen die veel voorkomen in bedding-afzettingen van meanderende rivieren ontbreken hierdoor grotendeels. Verder komen

hier min of meer dezelfde typen afzettingen voor als bij meanderende rivieren.

## 2 KOPPELING VAN DE AFZETTINGEN IN DE DEKLAAG AAN LITHOLOGISCHE KLASSEN

De aanwezige grondige kennis van de geologie van de Rijn-Maas delta, de grote hoeveelheid beschikbare boringen, en de vele korrelgrootte-analyses die aan ongestoorde sedimentkernen uit de Rijn-Maas delta zijn verricht maken het mogelijk een koppeling te maken tussen type afzettingen en lithologie. De afzettingen dienen hierbij te worden ingedeeld in zinvolle lithologische klassen die aan de volgende twee criteria moeten voldoen:

1. De klassen moeten voor een geoefend karteerder eenvoudig in het veld te herkennen zijn,
2. De klassen moeten gekoppeld zijn aan (een combinatie van) de hierboven beschreven typen afzettingen.



Figuur 4 Benaming van textuurklassen volgens NEN 5104 (Nederlands Normalisatie Instituut 1989) en indeling in lithologische klassen 1-6 (naar Bierkens 1994).

De volgende klassen zijn onderscheiden (zie figuur 4):

1. Matig fijn en grof zand (mediaan van het zand  $> 210 \mu\text{m}$ , meer dan 80 % van het materiaal  $> 16 \mu\text{m}$ ). Deze klasse is gesplitst in een fluviatiel deel (rivier-afzettingen; 1a) en een eolisch deel (rivierduinen; 1b).
2. Fijn en lemig zand (mediaan van het zand  $< 210 \mu\text{m}$ , met meer dan 50 % van het materiaal  $> 16 \mu\text{m}$ ).
3. Zandige en siltige klei.
4. (Humeuze) klei.
5. Veen.
6. Compact veen.

Al deze klassen hebben betrekking op monsters uit de volledig met water verzadigde zone. Alle monsters uit de klassen 3 en 4 uit de onverzadigde zone zijn in een aparte klasse ondergebracht:

## 7. Gerijpte (zandige en siltige) klei.

Tabel 1 Zuiverheid en fouten in veldclassificaties in de onderscheiden lithologische klassen.

Lithologische klasse	N	P1	P2	E1	E2
1 matig fijn en grof zand (1a + 1b)	108-109	97	96	3	4
2 fijn en lemig zand	8-7	40	57	60	43
3 zandige en siltige klei	12-13	75	69	25	31
4 (humeuze) klei	31-30	94	97	6	3
5 veen	14	100	100	0	0
6 compact veen	8	100	100	0	0
7 gerijpte (zandige en siltige) klei	45	100	100	0	0

N Aantal monsters in lithologische klasse (veldschatting-korrelgrootte-analyse).

P1 Percentage van de monsters dat op grond van de veldschatting terecht aan de betreffende klasse is toegekend.

P2 Percentage van de monsters die op grond van de korrelgrootte-analyses in de betreffende klasse vallen dat daadwerkelijk aan die klasse is toegekend.

E1 Percentage van de monsters dat ten onrechte aan de betreffende klasse is toegekend.

E2 Percentage van de monsters dat ten onrechte niet aan de betreffende klasse is toegekend.

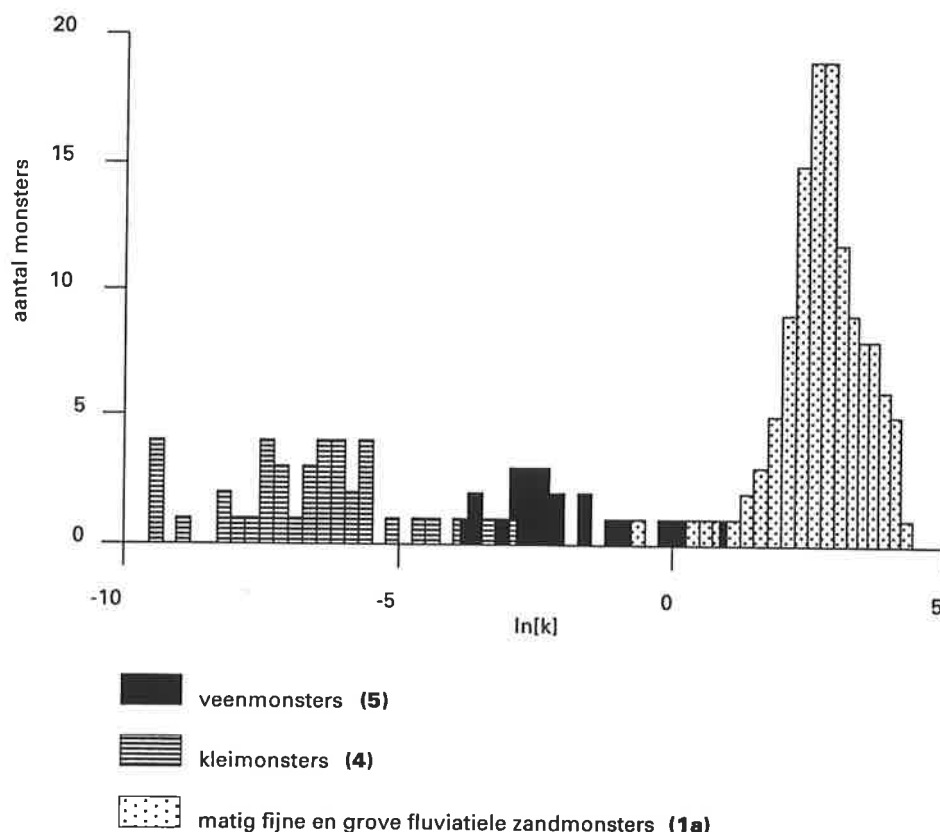
De monsters uit klasse 7 kunnen eenvoudig aan de hand van veld-kenmerken (typische afwisseling van rood-bruine en grijze vlekken) van de monsters uit de klassen 3 en 4 worden onderscheiden. Monsters van de klassen 1 en 2 kunnen in het veld met een zandlineaal worden onderscheiden; monsters uit de klassen 3-6 kunnen worden onderscheiden op grond van veldkenmerken zoals kleur, aanwezigheid van onverteerde organische stof, smeerbaarheid, korreligheid en compactie. Van alle onderzochte sediment-kernen is getoetst of de in het veld bepaalde lithologische klasse overeenkomt met de in het laboratorium bepaalde klasse (tabel 1). Dit blijkt overal het geval te zijn, met uitzondering van klasse 2, die blijkbaar in het veld moeilijk valt te schatten. De lithologische klassen zijn vervolgens gekoppeld aan de typen afzettingen die in de Rijn-Maas delta voorkomen (tabel 2).

Tabel 2 Koppeling van typen afzettingen in de Rijn-Maas delta aan de lithologische klassen. Tussen haakjes aangegeven typen afzettingen vallen voor een klein deel in de aangegeven lithologische klasse.

Lithologische klasse	Type afzettingen
1a matig fijn en grof fluviatiel zand	Bedding-afzettingen van meanderende en anastomoserende rivieren, crevasse-geulen
1b matig fijn en grof eolisch zand	Rivierduinen
2 fijn en lemig zand	Dekzand (bedding-afzettingen van meanderende en anastomoserende rivieren, crevasse-geulen)
3 zandige en siltige klei	Oever-afzettingen, crevasse-afzettingen (bedding-afzettingen van meanderende en anastomoserende rivieren, crevasse-geulen)
4 (humeuze) klei	Kom-afzettingen
5 veen	Kom-afzettingen
6 compact veen	Kom-afzettingen > 2 m diepte
7 gerijpte (zandige en siltige) klei	Bovenste 0.5 - 1.5 m van kom-afzettingen, oever-afzettingen en crevasse-afzettingen

### 3 BEPALING VAN DE GEOHYDROLOGISCHE EIGENSCHAPPEN VAN DE LITHOLOGISCHE KLASSEN

De derde stap en laatste stap in de koppeling van de zachte geologische data aan de harde geohydrologische data bestaat uit het bepalen van de verdelingen van de meetschaaldoorlatendheden en -porositeiten van de onderscheiden klassen. Figuur 5 geeft de verdelingen van de meetschaaldoorlatendheden van de klassen matig fijn en grof zand, (humeuze) klei, en veen. De doorlatendheden zijn in een ICW-permeameter aan ongestoorde kernen bepaald (zie Bierkens en Weerts 1994a voor de toegepaste methode). Uit deze figuur blijkt dat de verdelingen voor deze drie klassen sterk van elkaar verschillen. Ook blijkt dat de doorlatendheden min of meer log-normaal zijn verdeeld. De log-getransformeerde verdelingen van de doorlatendheden van alle onderscheiden klassen zijn getoetst op normaliteit met behulp van een Kolmogorov-Smirnov toets ( $H_0$ : populaties zijn normaal verdeeld;  $\alpha = 0.2$  tweezijdig (= kritieke gebied aan beide zijden = 0.1)). Van de log-normaal verdeelde populaties is vervolgens getoetst of de varianties aan elkaar gelijk zijn met behulp van een F-toets ( $H_0$ : varianties zijn aan elkaar gelijk;  $\alpha = 0.05$  eenzijdig). Indien dit het geval bleek, zijn de gemiddelden met een t-toets ten opzichte van elkaar getoetst ( $H_0$ : gemiddelden zijn gelijk;  $\alpha = 0.05$  tweezijdig). Als een van twee te toetsen populaties niet log-normaal was verdeeld, of als de varianties van beide populaties niet aan elkaar gelijk waren, is een Mann-Whitney toets gebruikt om de populaties te toetsen ( $H_0$ :



Figuur 5 Verdelingen van meetschaaldoorlatendheden van de lithologische klassen veen, klei, matig fijn en grof fluviatiel zand.

populaties zijn gelijk;  $\alpha = 0.05$  tweezijdig). Met uitzondering van de klassen 7-3 en 7-6 blijken de gemiddelden (of populaties) van log-doorlatendheden van de onderscheiden lithologische klassen significant van elkaar te verschillen. Tabel 3 geeft de gemiddelde log-doorlatendheden en de effectieve porositeiten van de onderscheiden klassen alsmede de varianties daarvan. Voor de klassen 1 en 2 (zanden) is aangenomen dat de effectieve porositeiten gelijk zijn aan de gemeten totale porositeiten. De effectieve porositeiten voor de klassen 3-6 zijn door Bierkens (1994) bepaald aan de hand van pF-curves van deze sedimenten.

Tabel 3 Meetschaal-doorlatendheden en effectieve porositeiten van de lithologische klassen.

Lithologische klasse		N	E[ln(k)]	$\sigma^{2(1)}$	E[n <sub>e</sub> ]	$\sigma_{n_e}^{2(1)}$
1a	matig fijn en grof fluviatiel zand	118	2.741	0.660	0.336	0.102
1b	matig fijn en grof eolisch zand	35	2.751	0.064	0.320	0.043
2	fijn en lemig zand	8	0.603	1.756	0.344	0.222
3	zandige en siltige klei	23	-4.973	3.490	0.111	0.097
4	(humeuze) klei	40	-6.625	2.496	0.075	0.001
5	veen	19	-1.991	1.701	0.339	0.025
6	compact veen	27	-4.100	2.177	0.167	0.124
7	gerijpte (zandige en siltige) klei	43	-4.793	7.735	0.090	0.200

(1) Alle varianties zijn met  $(1 + 1/N)$  vermenigvuldigd om te corrigeren voor de onzekerheid in de schatting van het gemiddelde van de populaties.

N	Aantal monsters.
E[ln(k)]	Gemiddelde meetschaal-doorlatendheid (logaritmisch).
$\sigma^2$	Variantie van de (logaritmische) meetschaal-doorlatendheid.
E[n <sub>e</sub> ]	Gemiddelde effectieve porositeit.
$\sigma_{n_e}^2$	Variantie van de effectieve porositeit.

Met het toekennen van meetschaal-doorlatendheden en effectieve porositeiten aan de lithologische klassen zijn de geohydrologische eigenschappen van de deklaag op meetschaal gekoppeld aan de verschillende typen afzettingen in de Rijn-Maas delta. In principe is het hiermee mogelijk geworden de grondwaterstroming door de complexe deklaag te modelleren. Voordat hiertoe kan worden overgegaan moeten de doorlatendheden en porositeiten nog wel worden opgeschaald tot het gewenste schaalniveau van het grondwatermodel (zie Bierkens 1994, 1995). Ook bij deze opschaling moet rekening worden gehouden met de ontstaanswijze van de afzettingen. Bierkens en Weerts (1994b) toonden aan dat de aanwezigheid van kleilagen binnen zandlichamen van meanderende rivieren grote invloed heeft op de anisotropie-ratio van de doorlatendheid. De blok-doorlatendheid in de verticale richting kan door de aanwezigheid van deze kleilagen (die bij anastomiserende rivieren grotendeels ontbreken!) met een factor 4 afnemen.

#### 4 CONCLUSIES

Het blijkt mogelijk om de afzettingen binnen een complexe deklaag lithologisch en geohydrologisch goed te karakteriseren. Hiervoor is het nodig dat de ontstaanswijze van de deklaag voldoende bekend is, voldoende gedetailleerde lithologisch/geologische kaarten beschikbaar zijn, voldoende metingen van meetschaal-doorlatendheid en porositeit zijn of worden verricht aan ongestoorde sedimentkernen, en groepering tot zinvolle lithologische/doorlatendheidsklassen mogelijk is. De onderscheiden lithologische/doorlatendheidsklassen kunnen, na opschaling, worden gebruikt als invoer voor grondwatermodellen. Hierbij moet niet uit het oog worden verloren dat er, ondanks de gedetailleerde karakterisatie, een aantal onzekerheden overblijft:

1. De contrasten in meetschaal-doorlatendheid tussen verschillende typen afzettingen in de Rijn-

Maas delta zijn groot. Onjuiste of onnauwkeurige kartering van de afzettingen kan grote gevolgen voor het grondwatermodel hebben,

2. De textuurklasse 'fijn en lemig zand' is in het veld niet goed te schatten. Afzettingen die korrelgroottes binnen (of net buiten) deze klasse hebben worden makkelijk verkeerd ingeschat.
3. Bij zandige bedding-afzettingen is het belangrijk om te weten of deze zijn afgezet door meanderende of anastomoserende rivieren, daar beide typen afzettingen een verschillende opschalingsmethode vergen. Bij anastomoserende rivieren kan de opschalingsmethodiek van Indelman en Dagan (1993a, b) worden gebruikt. Bij meanderende rivieren moet rekening worden gehouden met de scheefstaande kleilaagjes binnen de zandlichamen. Bij opschaling van doorlatendheden van deze sedimenten kan de methode van Bierkens en Weerts (1994b) gevolgd te worden. Gebruik van verkeerd opgeschaalde doorlatendheden leidt tot een ernstige over- of onderschatting van de doorlatendheden van de zandige bedding-afzettingen in verticale richting.

## LITERATUUR

- BERENDSEN, H.J.A.; 1982. De genese van het landschap in het zuiden van de provincie Utrecht, een fysisch geografische studie. *Utrechtse Geografische Studies* 25: 1-259.
- BIERKENS, M.F.P.; 1994. Complex Confining layers. A Stochastic Analysis of Hydraulic Properties at Various Scales. Proefschrift Universiteit Utrecht/Netherlands Geographical Studies 184: 1-263.
- BIERKENS, M.F.P.; 1995. Opschaling van geohydrologische eigenschappen: van meetschaal tot regionale schaal. Deze uitgave.
- BIERKENS, M.F.P. EN WEERTS, H.J.T.; 1994a. Appendix: Field and Laboratory Methods. In: Bierkens, M.F.P.; 1994. *Complex Confining Layers. A Stochastic Analysis of Hydraulic Properties at Various Scales*. Proefschrift Universiteit Utrecht/Netherlands Geographical Studies 184: 253-262.
- BIERKENS, M.F.P. EN WEERTS, H.J.T.; 1994b. Block Hydraulic Conductivity of Cross-bedded Fluvial Sediments. *Water Resources Research* 30(10): 2665-2678.
- INDELMAN, P. EN DAGAN, G.; 1993a. Upscaling of Permeability of Anisotropic Heterogeneous Formations; 1. The General Framework. *Water Resources Research* 29(4): 917-923.
- INDELMAN, P. EN DAGAN, G.; 1993b. Upscaling of Permeability of Anisotropic Heterogeneous Formations; 2. General Framework and Small Perturbation Analysis. *Water Resources Research* 29(4): 925-933.
- MIALL, A.D.; 1985. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth-Science Reviews* 22: 261-308.
- NEDERLANDS NORMALISATIE-INSTITUUT; 1989. NEN 5104 Geotechniek. Classificatie van onverharde grondmonsters. Nederlands Normalisatie-instituut, Delft. Rapport, 23 pp.
- TÖRNQVIST, T.E.; 1993a. Fluvial Sedimentary Geology and Chronology of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands. Proefschrift Universiteit Utrecht/Netherlands Geographical Studies 166: 1-176.
- TÖRNQVIST, T.E.; 1993b. Holocene Alternation of Meandering and Anastomosing Fluvial Systems in the Rhine-Meuse Delta (Central Netherlands) controlled by Sea-level Rise and Subsoil Erodibility. *Journal of Sedimentary Petrology* 63(4): 683-693.
- WEERTS, H.J.T. EN BIERKENS, M.F.P.; 1993. Geostatistical Analysis of Overbank Deposits of Anastomosing and Meandering Fluvial Systems; Rhine-Meuse delta, The Netherlands. In: Fielding, C.R. (ed.), *Proceedings of the 5th International Congress on Fluvial Sedimentology*. *Sedimentary Geology* 85: 221-232.





## OPSCHALING VAN GEOHYDROLOGISCHE EIGENSCHAPPEN: VAN MEETSCHAAL TOT REGIONALE SCHAAL

Marc F.P. Bierkens

### SAMENVATTING

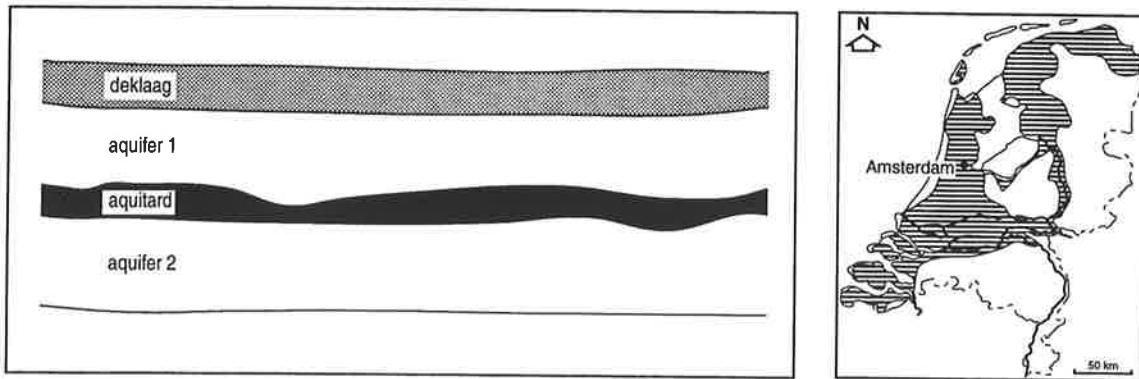
Wanneer een numeriek grondwatermodel wordt gebruikt voor de modellering van stroming en advectief transport door heterogene media (bijvoorbeeld de lokale stroming door deklagen), dienen de geohydrologische eigenschappen verkregen uit kleinschalige metingen zoals boorkernen eerst te worden opgeschaald naar representatieve geohydrologische eigenschappen voor de blokken of elementen van dit numerieke model. In dit artikel wordt een overzicht gegeven van de eigenschappen van opgeschaalde geohydrologische eigenschappen. Een aantal praktische resultaten uit de opschalingstheorie worden gepresenteerd. Opschalingstheorie wordt toegepast bij de modellering van de grondwaterstroming door een zeer complexe deklaag. Deze toepassing toont de noodzakelijkheid van opschaling aan. De vanuit metingen aan boorkernen opgeschaalde geohydrologische eigenschappen zijn ook op regionale schaal consistent.

### 1 INLEIDING

#### 1.1 Achtergrond en motivatie

Een groot gedeelte van de ondergrond in West-Nederland bestaat uit min of meer horizontale watervoerende pakketten welke zijn opgebouwd uit afzettingen van ongeconsolideerd zand en grind. Onttrekking van het grondwater uit deze watervoerende pakketten, bijvoorbeeld voor drinkwaterwinning en industrieel gebruik, wordt in de meest westelijke gedeelten beperkt door zoutwaterintrusie. Echter, met name in het Nederlandse rivierengebied, bevatten de watervoerende pakketten belangrijke zoete grondwatervoorraden die op grote schaal worden gewonnen voor de drinkwatervoorziening. Het grootste gedeelte van deze watervoerende pakketten wordt afgedekt door een deklaag bestaande uit Holocene mariene en fluviatile afzettingen en veen. Figuur 1 toont schematisch het profiel van horizontale watervoerende pakketten en de deklaag, alsmede een kaartje met de gedeelten van Nederland waar de Holocene deklaag wordt aangetroffen. In tegenstelling tot wat figuur 1 suggereert is de deklaag veelal zeer complex van opbouw. Dit valt te zien in figuur 2 welke in een geologisch profiel de opbouw toont van de deklaag in de Oostelijke Bommelerwaard. In dit gebied is een grote drinkwaterwinning gesitueerd.

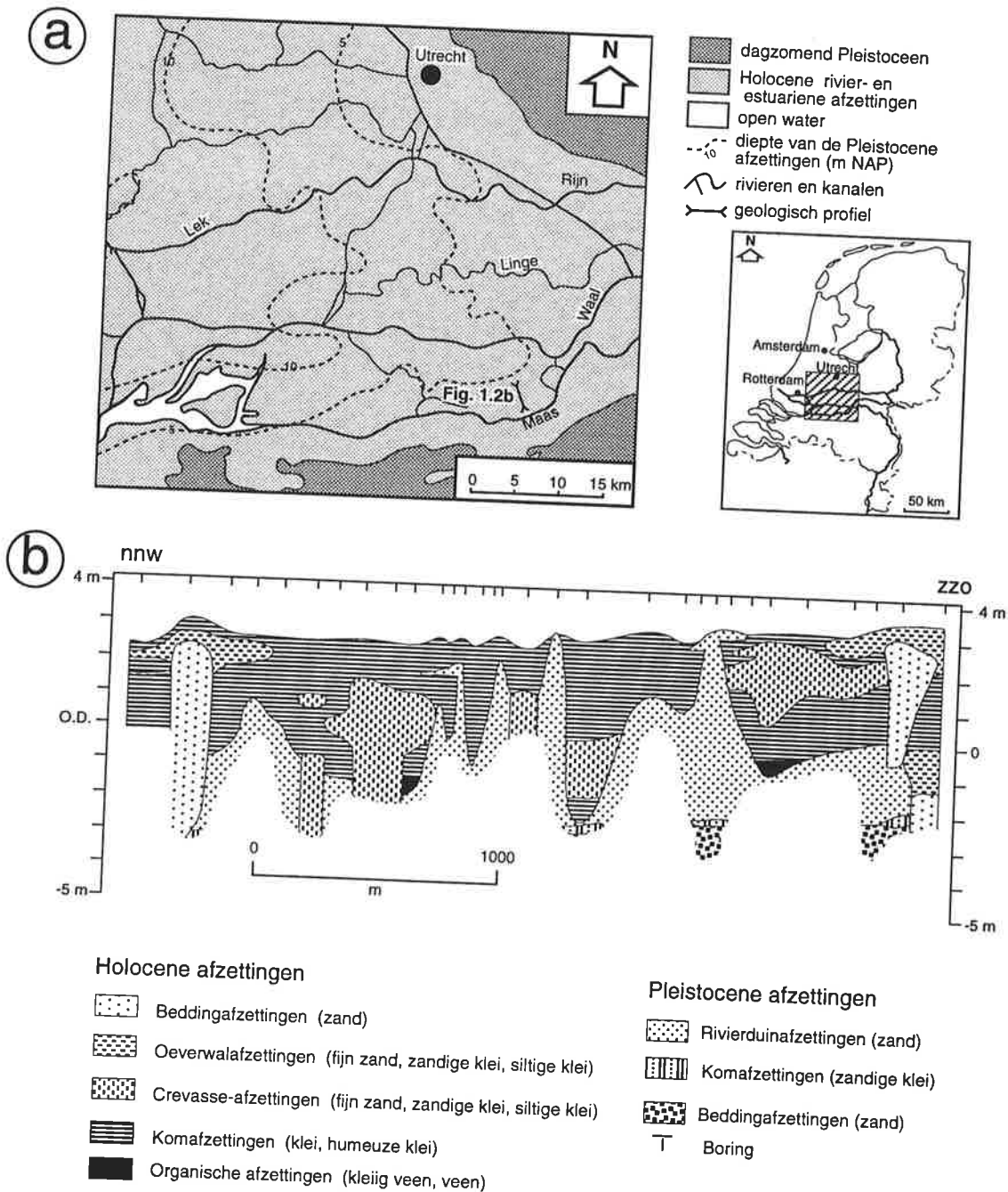
Wanneer men is geïnteresseerd in de geohydrologische weerstand (C-waarde) van de gehele deklaag, bijvoorbeeld ten behoeve van het bepalen van het intrekgebied van een toekomstige grondwaterwinning, volstaat het in het algemeen om de C-waarde van de deklaag op regionale schaal (vierkante kilometers) te kennen. Wil men echter weten wat binnen het intrekgebied van de toekomstige winning de reistijdverdeling (vanaf het waterlopensysteem en het freatisch grond-



Figuur 1 Schematische weergave van een systeem van aquifers en een deklaag en het voorkomen ervan in Nederland.

water in de deklaag naar het onderliggende watervoerend pakket) zal zijn, dan is een enkele C-waarde niet genoeg (Bierkens, 1994a). In dat geval dient men rekening te houden met de driedimensionale verdeling van doorlatendheid en effectieve porositeit binnen de complexe deklaag. De effectieve porositeit is hier gedefinieerd als het gedeelte van het grondwater in het verzadigd sediment dat werkelijk aan de stroming meedoet. Men dient derhalve de deklaag te modelleren met een driedimensionaal numeriek grondwatermodel met elementen of blokken die klein genoeg zijn om de variatie van doorlatendheden en effectieve porositeiten te beschrijven. Afgaande op de variatie van texturen binnen de deklaag in figuur 2, betekent dit modelblokken met horizontale dimensies van hooguit 100 m en verticale dimensies van niet meer dan enkele meters. Opgemerkt dient te worden dat de noodzakelijkheid van een driedimensionale modellering met kleine modelblokken niet beperkt is tot reistijdenverdelingen door complexe deklagen, maar in zijn algemeenheid geldt wanneer men geïnteresseerd is in lokale grondwaterstromingsproblemen (bijvoorbeeld rond dammen of bronbemalingen) en transport door heterogene formaties.

Het is duidelijk dat de benodigde representatieve geohydrologische eigenschappen (doorlatendheden en effectieve porositeiten) voor de blokken of elementen niet kunnen worden afgeleid uit een pompproef. Men kan immers niet van een groot schaalniveau de informatie voor een kleiner schaalniveau achterhalen. Aangezien metingen van geohydrologische eigenschappen op het precieze schaalniveau van de modelblokken of -elementen niet mogelijk zijn - er zijn geen meetmethoden voor beschikbaar en dit vereist bovendien telkens opnieuw meten bij een verandering van de blokgrrootte - zal deze informatie moeten komen van metingen op nog kleinere schaalniveaus, bijvoorbeeld metingen aan ongestoorde boorkernen. Men kan de gemeten waarden van geohydrologische eigenschappen gemeten aan ongestoorde boorkernen van een bepaald materiaal (bijvoorbeeld grof zand) echter niet zonder meer toekennen aan modelblokken of -elementen die uit hetzelfde materiaal bestaan. De rede hiervoor is dat de mate van heterogeniteit van de doorlatendheid sterk afhangt van de schaal waarop deze wordt beschouwd (Dagan, 1989). Men dient dus op een of andere wijze de representatieve waarden van geohydrologische eigenschappen voor de modelblokken of -elementen af te leiden uit waarden die verkregen zijn uit metingen aan boorkernen. Het afleiden van representatieve (in dit geval geohydrologische) eigenschappen voor een grotere schaal uit metingen op een kleinere schaal wordt aangeduid met de term 'opschaling' en is het belangrijkste onderwerp van dit artikel.



Figuur 2 Geologisch profiel van een complexe deklaag in de Oostelijke Bommelerwaard.

## 1.2 Opbouw

In het vervolg van dit artikel zal eerst worden ingegaan op het opschalen van een tweetal geohydrologische eigenschappen: effectieve porositeit en doorlatendheid. Vervolgens wordt een recentelijk ontwikkelde opschalingstechniek (Indelman en Dagan, 1993a,b en Indelman, 1993) toegepast om representatieve doorlatendheden te verkrijgen voor de modelblokken van een driedimensionaal eindige differentie-grondwatermodel van een zeer complexe deklaag in de buurt van Gorinchem. Tevens wordt onderzocht hoe de resultaten van dit grondwatermodel veranderen

als de opschalingsstap achterwege wordt gelaten en als de deklaag als homogeen wordt gemodelleerd.

## 2 OPSCHALING VAN GEOHYDROLOGISCHE EIGENSCHAPPEN

### 2.1 Inleiding

Het opschalingsprobleem kan men als volgt definiëren: Gegeven de geohydrologische eigenschappen op één of andere meetschaal, bereken hieruit representatieve geohydrologische eigenschappen op een zeker groter schaalniveau. De geohydrologische eigenschappen die in dit artikel worden beschreven zijn de Darcy doorlatendheid (m/d) en de effectieve porositeit (-). De schaalniveaus die belangrijk zijn voor het beschrijven van de grondwaterstroming in en door de deklaag zijn: de *meetschaal*: de schaal van de metingen aan ongestoorde sedimentkernen (10 cm - 1 m); de *blokschaal*: de schaal van de modelblokken of elementen van het numerieke grondwatermodel (1-100 m); de *lokale schaal* (100-1000 m) : de schaal waarop de stroming als driedimensionaal moet worden beschreven (bijvoorbeeld de stroming binnen de deklaag); de *regionale schaal* (1 km - 10 km); de schaal waarop de grondwaterstroming bij benadering als quasi-driedimensionaal of zelfs tweedimensionaal kan worden beschreven (verticaal door de deklaag en de aquitards, horizontaal in de aquifers).

Voor het beschrijven van de lokale grondwaterstroming in de deklaag met behulp van een numeriek grondwatermodel luidt het opschalingsprobleem derhalve: Gegeven de geohydrologische eigenschappen op de schaal van de metingen aan boorkernen (meetschaal), bereken hieruit representatieve geohydrologische eigenschappen op de schaal van de blokken of elementen (blokschaal) van het numerieke grondwatermodel. De opschalingsstap dient niet alleen rekening te houden met de variatie van de meetschaaldoorlatendheden binnen de modelblokken, maar moet ook consistent zijn. Bijvoorbeeld, als we de deklaag van figuur 2 zouden modelleren met een numeriek grondwatermodel met blokdoorlatendheden, dan dienen de blokdoorlatendheden zodanig te zijn dat de met dit model berekende totale stroming en het stijghoogteverval gelijk zijn aan de werkelijk optredende stroming en het werkelijke stijghoogteverval. Met andere woorden: de met het numerieke model berekende C-waarde (een regionale eigenschap) moet gelijk zijn aan de waarde die gevonden zou zijn uit een pompproef in dat gebied. Opgeschaalde geohydrologische eigenschappen dienen dus te voldoen aan bepaalde behoudswetten (wet van behoud van massa; wet van behoud van impuls).

### 2.2 Opschaling van effectieve porositeit

Het opschalen van effectieve porositeit is vrij triviaal. Als een blok bestaat uit twee kleinere blokken  $V_1$  en  $V_2$  met effectieve porositeiten  $n_{e1}$  en  $n_{e2}$  dan geldt voor de totale hoeveelheid water die meedoet aan de stroming de volgende behoudswet:  $n_{e1}V_1 + n_{e2}V_2 = n_{eV}(V_1 + V_2)$ , waarbij  $n_{eV}$  de representatieve effectieve porositeit is voor het grote blok. Derhalve kan  $n_{eV}$  berekend worden als  $n_{eV} = (n_{e1}V_1 + n_{e2}V_2)/(V_1 + V_2)$ . Opschalen van de effectieve porositeit voor een blok met als centrale coördinaat  $\mathbf{x}' = (x', y', z')$  wordt dus gegeven door het rekenkundig blokgemiddelde:

$$n_{eV}(\mathbf{x}') = (1/V) \int_V n_e(\mathbf{x}) d\mathbf{x} \quad (1)$$

waarbij  $n_e(\mathbf{x})$  staat voor de effectieve porositeit op de meetschaal,  $n_{eV}(\mathbf{x})$  voor de effectieve porositeit op blokschaal en  $V$  is de grootte (lengte, oppervlakte of volume) van het blok of element met centrale coördinaat  $\mathbf{x}'$ .

## 2.3 Opschaling van doorlatendheid

### 2.3.1 Definitie van blokdoorlatendheid

Een veelvuldig gebruikte definitie van de blokdoorlatendheid  $\mathbf{K}_V(\mathbf{x}')$  is de doorlatendheid welke de gemiddelde flux door een blok ter grootte  $V$  (met centrale coördinaat  $\mathbf{x}'$ ) relateert aan de gemiddelde stijghoogtegradiënt binnen het blok (Rubin & Gómez-Hernández, 1990):

$$(1/V) \int_V \mathbf{q}(\mathbf{x}) d\mathbf{x} = -\mathbf{K}_V(\mathbf{x}') (1/V) \int_V \nabla \mathbf{h}(\mathbf{x}) d\mathbf{x} \quad (2)$$

waarbij  $\mathbf{q}(\mathbf{x})$  en  $\nabla \mathbf{h}(\mathbf{x})$  respectievelijk staan voor de flux en de stijghoogtegradiënt op meetschaal. Een vette notatie wordt gebruikt voor de vectoren  $\mathbf{x}$ ,  $\mathbf{q}(\mathbf{x})$  and  $\nabla \mathbf{h}(\mathbf{x})$ . De blokdoorlatendheid  $\mathbf{K}_V(\mathbf{x}')$  is in het algemeen een tensor: een 2x2 matrix in twee dimensies en een 3x3 matrix in drie dimensies. De elementen van een tensor zijn doorlatendheden. Bijvoorbeeld, element  $K_{Vxy}$  van de blokdoorlatendheidstensor is de doorlatendheid welke, via de wet van Darcy, de stroming in de  $x$ -richting koppelt aan de stijghoogtegradiënt in de  $y$ -richting. Omdat de aldus gedefinieerde blokdoorlatendheid, als deze bestaat en uniek is (zie verderop), voor elk blok zowel de gemiddelde stroming als het gemiddelde stijghoogteverval respecteert, geldt dat een numeriek grondwatermodel van de deklaag waarvan de representatieve doorlatendheden voldoen aan vergelijking (2) automatisch de juiste C-waarde voor de gehele deklaag oplevert.

### 2.3.2 Algemene eigenschappen van blokdoorlatendheden

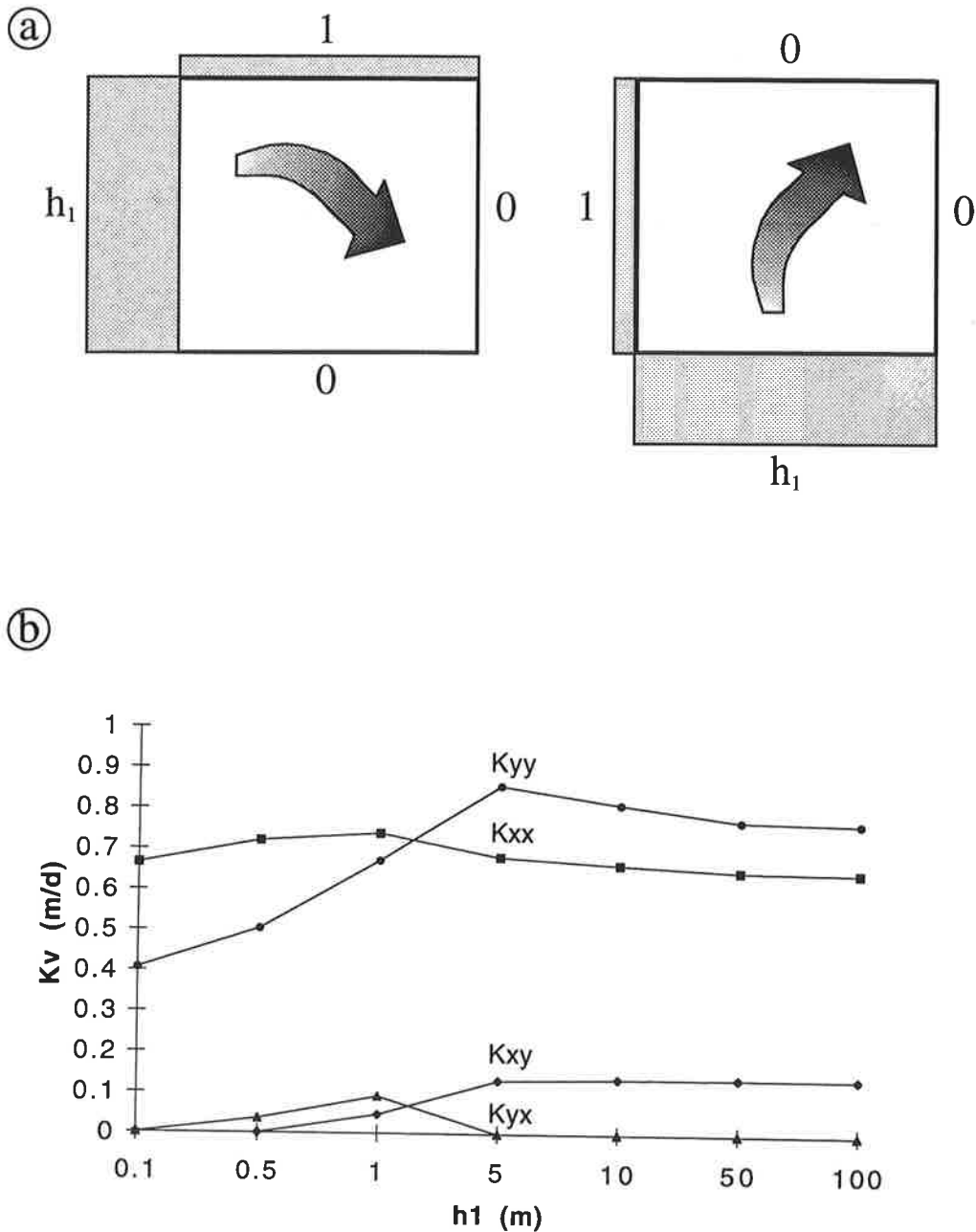
De blokdoorlatendheid heeft in het algemeen de volgende eigenschappen:

1. De blokdoorlatendheid is in het algemeen niet gelijk aan het rekenkundig gemiddelde van de meetschaal-doorlatendheden. Dit wordt meteen duidelijk als we een modelblok beschouwen dat is opgebouwd uit horizontale homogene laagjes van gelijke dikte. Als we doorlatendheid kennen van al deze laagjes en we moeten hieruit de verticale blokdoorlatendheid berekenen, dan geldt dat deze gelijk is aan het *harmonische* gemiddelde van de doorlatendheden van de laagjes.
2. De blokdoorlatendheid is veelal afhankelijk van de geometrie van het stromingsveld. Een voorbeeld is gegeven in figuur 3. Figuur 3a geeft een set randvoorwaarden voor een blok dat is gevuld met 8x8 kleinere blokjes met verschillende doorlatendheden. Als we de wet van Darcy op blokschaal uitschrijven in twee dimensies krijgen we:

$$\langle q_x \rangle = -K_{Vxx} \langle \Delta h / \Delta x \rangle - K_{Vxy} \langle \Delta h / \Delta y \rangle \quad (3a)$$

$$\langle q_y \rangle = -K_{Vyx} \langle \Delta h / \Delta x \rangle - K_{Vyy} \langle \Delta h / \Delta y \rangle \quad (3b)$$

De haakjes  $\langle \rangle$  staan voor het blokgemiddelde,  $\langle q_x \rangle$  en  $\langle q_y \rangle$  voor de blokgemiddelde flux in respectievelijk de  $x$ - en  $y$ -richting,  $\langle \Delta h / \Delta x \rangle$  en  $\langle \Delta h / \Delta y \rangle$  voor de gemiddelde stijghoogtegradiënten in de  $x$ - en  $y$ -richting en de  $K_{Vij}$  ( $i, j = x, y$ ) zijn de elementen van de bloktensor. Als we aan het blok de twee verschillende sets randvoorwaarden opleggen van figuur 3a en de bijbehorende blokgemiddelde stijghoogtegradiënten en fluxen (in de  $x$ - en  $y$ -richting) berekenen verkrijgen we via vergelijkingen (3a) en (3b) vier vergelijkingen waaruit de vier onbekende  $K_{Vij}$  ( $i, j = x, y$ ) eenduidig kunnen worden opgelost. Deze procedure is herhaald voor verschillende waarden van  $h_1$ , waarbij dus de randvoorwaarden rond het blok worden veranderd. De resultaten zijn te zien in figuur 3b. Duidelijk is te zien dat de elementen van de bloktensor af-



Figuur 3 Afhankelijkheid van de blokdoorlatendheid van de stroming door het blok; a) opgelegde randvoorwaarden; b) afhankelijkheid van de waarde  $h_1$ .

hankelijk zijn van de randvoorwaarden rond het blok. Voor een blok in het midden van het stromingsdomein hangt de bijbehorende blokdoorlatendheid dus af van de geometrie van het stromingsprobleem. Nu valt het met deze afhankelijkheid in de praktijk wel mee, zeker bij regionale grondwatermodellen waarbij voor de meeste stromingssituaties de stroming door een blok (als dit niet te groot is) bij benadering uniform is - zoals we verderop zullen zien bestaan er voor uniforme stromingssituaties unieke oplossingen voor de blokdoorlatendheid. Dit verschijnsel kan echter wel een probleem vormen bij situaties waarbij een kleinschalig grondwatermodel (lokale

schaal) wordt geijkt op een min of meer uniforme stromingssituatie en de verkregen blokdoorlatendheden met het model worden gebruikt om de zeer lokale stroming rond geplande dammen of bronbemalingsputten te voorspellen. In dat geval kunnen de resultaten van de voorspellingen vanwege het boven beschreven effect er wel eens flink naast zitten. Natuurlijk bestaat dit probleem niet als de ondergrond volledig homogeen is omdat in dat geval de blokdoorlatendheid altijd gelijk is aan de meetschaaldoorlatendheden, onafhankelijk van de stromingssituatie.

### 2.3.3 Uniforme stroming; deterministisch beschouwd

Ingeval de stroming door het blok min of meer uniform is geldt dat er eenduidige oplossingen zijn voor de blokdoorlatendheden, gesteld dat de doorlatendheid van het heterogene medium op alle schalen isotroop is (de doorlatendheid op één punt heeft dezelfde waarde in alle richtingen). Dan geldt dat de blokdoorlatendheid ook isotroop is. Deze wordt beschreven door:

1. Eendimensionale stroming: het harmonisch blokgemiddelde (Desbarats, 1989):

$$K_V(\mathbf{x}') = \left\{ (1/V) \int_V [k(\mathbf{x})]^{-1} d\mathbf{x} \right\}^{-1} \quad (4)$$

2. Tweedimensionale stroming en vierkante blokken: het geometrisch blokgemiddelde (Desbarats, 1991):

$$K_V(\mathbf{x}') = \exp \left\{ (1/V) \int_V \ln[k(\mathbf{x})] d\mathbf{x} \right\} \quad (5)$$

3. Driedimensionale stroming en kubusvormige blokken: Hiervoor is in theorie geen resultaat bekend (i.e. niet analytisch afgeleid). Echter Desbarats (1992) heeft via simulaties een resultaat verkregen dat consistent is met wat uit de stochastische theorie (c.f. Gutjahr et al., 1978) bekend is:

$$K_V(\mathbf{x}') = \left\{ (1/V) \int_V [k(\mathbf{x})]^{1/3} d\mathbf{x} \right\}^3 \quad (6)$$

Hierbij geldt telkens dat  $K_V(\mathbf{x}')$  de blokdoorlatendheid is voor een blok  $V$  met middelpunt  $\mathbf{x}'$  en  $k(\mathbf{x})$  de meetschaaldoorlatendheid.

### 2.3.4 Uniforme stroming; stochastisch beschouwd

Relaties (4) t/m (6) zijn natuurlijk in de praktijk niet erg bruikbaar omdat we nooit alle meetschaal-doorlatendheden binnen alle blokken of elementen van het numerieke grondwatermodel kennen. In dat geval is het beter om de meetschaal-doorlatendheden te beschouwen als een stochastisch veld. Een stochastisch veld  $k(\mathbf{x})$  is een functie  $k$  van de locatie  $\mathbf{x} = (x,y,z)$  waarvan de waarde op elke locatie de uitkomst is van een trekking uit een kansverdeling; het is dus een stochastische variabele. Het is bekend dat de natuurlijke logaritme van de doorlatendheid  $\ln(k)$  bij benadering normaal verdeeld is. Verder geldt dat elke combinatie van  $N$   $k$ -waarden op  $N$  locaties  $\{k(\mathbf{x}_1), \dots, k(\mathbf{x}_N)\}$  onderling afhankelijke stochastische variabelen zijn. De kansverdeling die de simultane kans van deze  $N$  waarden beschrijft wordt de *multivariate kansverdeling* genoemd. Als voor elke willekeurige set van  $N$  gekozen locaties geldt dat de multivariate kansverdeling gelijk blijft onder verschuiving (dus zonder rotatie) dan noemt men het stochastisch veld *stationair*.

Meestal is de onderlinge afhankelijkheid van de waarden van een stochastisch veld zodanig dat de waarden op twee locaties meer gecorreleerd zijn (gemiddeld meer op elkaar lijken) naarmate ze dichter bij elkaar liggen. De afstand tot waar de waarden op twee locaties van het stochastisch veld gecorreleerd zijn (op grotere afstand zijn ze onafhankelijk) wordt de *correlatielengte* genoemd. Als de correlatielengte in alle richtingen gelijk is noemt men het stochastisch veld *statistisch isotroop*. Dit is bijvoorbeeld te verwachten voor een stochastisch veld dat de *kD*-waarden van een zandige aquifer beschrijft voor tweedimensionale stroming, maar niet voor een stochastisch veld dat de doorlatendheden beschrijft voor driedimensionale stroming in zandige en siltige klei: De laagjes lopen min of meer horizontaal zodat de horizontale correlatielengtes waarschijnlijk groter zijn dan de verticale correlatielengtes.

Als de logdoorlatendheid  $\ln(k)$  wordt beschreven door een stochastisch veld, dan is de blokdoorlatendheid automatisch ook een stochastisch veld. Echter, als de modelblokken veel groter zijn dan de correlatielengtes (wat nogal eens het geval is) dan is de blokdoorlatendheid niet meer stochastisch, maar bij benadering constant. De expressies voor deze constanten voor één-, twee- en driedimensionale stroming zijn bekend en kunnen gebruikt worden als: a) we aannemen dat de meetschaaldoorlatendheden  $y(\mathbf{x}) = \ln(k(\mathbf{x}))$  ( $y$  wordt meestal als symbool gebruikt voor logdoorlatendheid) kunnen worden beschreven door een normaal verdeeld stationair en isotroop stochastisch veld; b) het geometrisch gemiddelde van de doorlatendheden  $K_g = \exp(E[\ln(k)])$  en de variantie van de logdoorlatendheden  $\sigma_y^2$  van het stochastisch veld der meetschaaldoorlatendheden bekend zijn; c) de stroming door de blokken bij benadering uniform is.  $E[\ln(k)]$  staat hier voor de verwachtingswaarde van de logdoorlatendheden op meetschaal en  $\sigma_y^2$  voor hun variantie. Deze kunnen geschat worden door het gemiddelde en de variantie te berekenen van een voldoende aantal metingen van logdoorlatendheden aan boorkernen. De uiteindelijke expressies voor de constante blokschaaldoorlatendheden onder bovenstaande aannamen zijn:

1. Eendimensionale stroming (Matheron, 1967):

$$K_V(\mathbf{x}') = K_g \exp(-\sigma_y^2 / 2) \quad (7)$$

2. Tweedimensionale stroming (Matheron, 1967; Dagan, 1981):

$$K_V(\mathbf{x}') = K_g \quad (8)$$

3. Driedimensionale stroming (Gutjahr et al., 1978), onder de aanname dat de variantie  $\sigma_y^2$  niet te groot is.

$$K_V(\mathbf{x}') = K_g \exp(1 + \sigma_y^2 / 6) \quad (9)$$

Met name relatie (8) kan zeer bruikbaar zijn in de praktijk, bijvoorbeeld voor de tweedimensionale stroming in aquifers waarbij een aantal *kD*-waarden (en dus veelal ook *k* waarden) uit pompproeven bekend zijn. Door een juiste keuze van de blok grootte voor het numerieke model - niet te groot om bij benadering uniforme stroming door het blok te hebben en niet te klein zodat het blok aanzienlijk groter is dan de correlatielengtes - kan het geometrisch gemiddelde van de gemeten *k*-waarden aan de modelblokken worden toegekend. Gelhar (1986) geeft een overzicht van de correlatielengtes van logdoorlatendheden voor verschillende sedimenten en verschillende meetschalen (dus ook voor pompproeven). Relatie (9) is niet echt bruikbaar omdat statistische isotropie in drie dimensies niet vaak te verwachten is vanwege de horizontale gelaagdheid van vele afzettingen. Als de correlatielengtes van de doorlatendheden niet veel kleiner zijn dan de blok groottes dan is de



blokdoorlatendheid geen constante maar ook een stochastisch veld. In dat geval bestaan er analytische oplossingen voor de statistische verwachting, de variantie en de correlatielengte van dit stochastisch veld. Deze oplossingen zijn dan niet alleen afhankelijk van de meetschaalstatistieken  $K_g$  en  $\sigma_y^2$ , maar ook van de correlatielengtes van de meetschaaldoorlatendheden en de grootte van de blokken. Voor statistisch isotrope media (2D) kan men dan gebruik maken van de oplossingen van Rubin en Gómez-Hernández (1990) en Desbarats (1991) en voor statistisch anisotrope media (3D) van de resultaten van Indelman en Dagan (1993a,b) en Indelman (1993).

### 2.3.5 Niet uniforme stroming

Ingeval van niet uniforme stroming bestaan er geen unieke analytische oplossingen voor blokdoorlatendheden. Dit is ook te verwachten omdat de blokdoorlatendheden dan afhangen van de geometrie van het stromingsveld. Echter, voor niet te grote blokken die niet vlak naast onttrekkingen en ontwateringsmiddelen liggen kunnen de oplossingen voor uniforme stroming met succes gebruikt worden (Bierkens, 1994b). De blokdoorlatendheden voor blokken die bij bronnen van niet uniforme stroming liggen, zoals waterlopen en (toekomstige) onttrekkingen, kunnen dan gevonden worden door calibratie aan stijghoogtemetingen, bijvoorbeeld tijdens het uitvoeren van een pompproof. In ieder geval dient voor deze blokken met het grondwatermodel een gevoeligheidsanalyse te worden uitgevoerd: wat is de invloed op de voorspellingen t.g.v. veranderende blokdoorlatendheden voor deze blokken? Voor de niet-uniforme stroming door blokken bestaande uit scheefgelaagde afzettingen geven Bierkens en Weerts (1994b) kentallen voor de doorlatendheidstensor op blokschaal.

## 3 TOEPASSING OP DE DEKLAAG IN EEN STUDIEGEBIED BIJ GORINCHEM

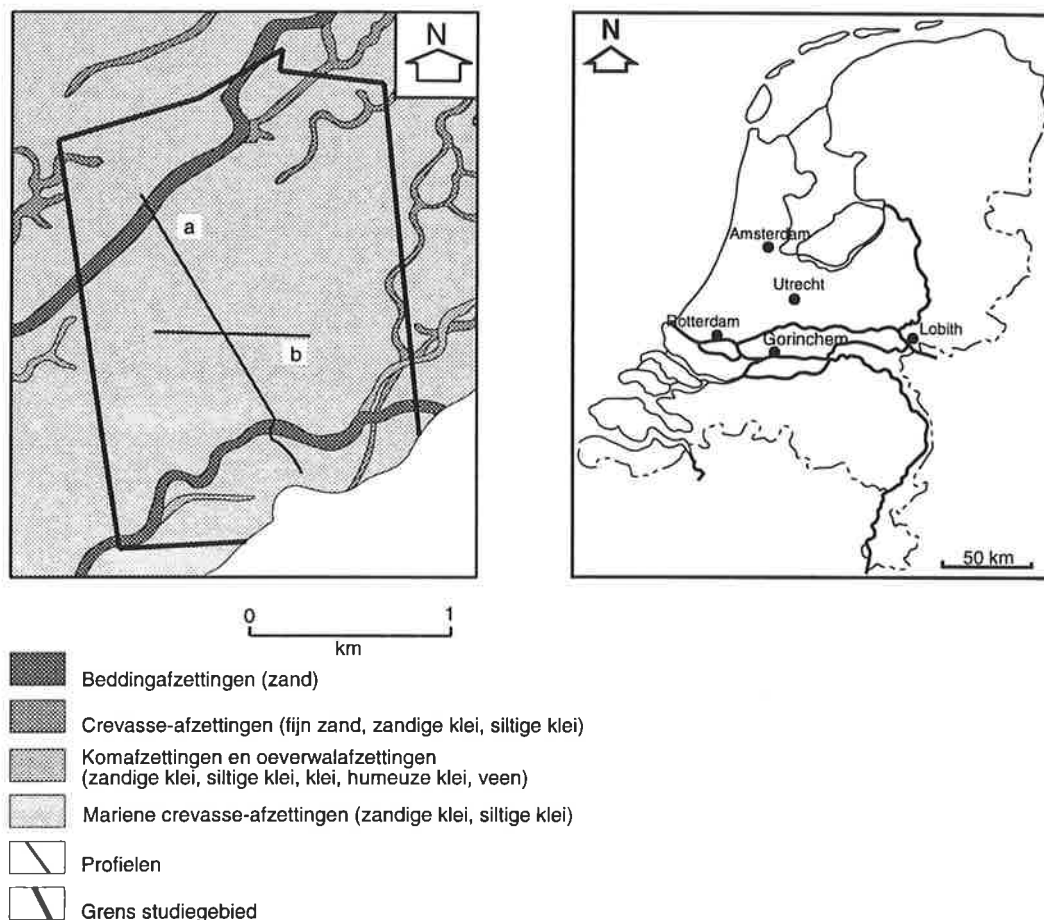
In het kader van een onderzoek bij de Universiteit Utrecht is de variatie van geohydrologische eigenschappen beschreven op verschillende schaalniveaus voor de complexe deklaag in een studiegebied bij Gorinchem.

### 3.1 Beschrijving van het studiegebied

Het studiegebied beslaat de polder Schelluinen ten noorden van Gorinchem (figuur 4). De deklaag is ter plaatse 8 tot 9 m dik en is representatief voor de Holocene afzettingen in het centrale rivierengebied. Het geologisch kaartje toont twee fossiele stroomgordels, welke zijn gekarteerd omdat ze als ruggen in het landschap zichtbaar zijn. De geologische kaart suggereert dat de opbouw van de deklaag eenvoudig is. Echter, figuur 5 toont twee geologische doorsneden (locaties a en b in figuur 4) geconstrueerd uit 135 handboringen tot de pleistocene ondergrond met een boorafstand van 20 m. Te zien is dat de deklaag zeer complex is. Deze bestaat grotendeels uit overstromingsafzettingen van zogenaamde anastomoserende rivieren (Törnqvist, 1993) met veel crevasses (zandige overstromingsgeulen) afgewisseld door veen. Wanneer men geïnteresseerd is in bijvoorbeeld reistijdberekeningen of het berekenen van grondwaterstandsverlagen op perceelschaal, is het duidelijk dat een driedimensionaal grondwatermodel van de deklaag nodig is. Hiervoor dienen de geohydrologische eigenschappen op de schaal van (in dit geval kleine) modelblokken te worden berekend. In de volgende paragrafen volgt een stapsgewijze beschrijving van deze berekening, gevolgd door de resultaten van de 3D-grondwatermodellering met deze geohydrologische eigenschappen.

### 3.2 Classificatie van textuurklassen

De eerste stap bestaat uit het onderscheiden van zogenaamde textuurklassen. Voor elk van die textuurklassen is apart de verdeling van doorlatendheden bepaald (zie Weerts, 1995). Na de beschrijving van het ruimtelijk voorkomen van deze textuurklassen binnen de deklaag zijn aan elk modelblok behorende tot een bepaalde textuurklasse de bijbehorende geohydrologische eigenschappen op blokschaal toegekend. Dit onderscheid in textuurklassen heeft twee redenen. Ten eerste is uit figuur 5 duidelijk dat een groot gedeelte van de ruimtelijke variatie van geohydrologische eigenschappen kan worden verklaard uit de variatie in de afzettingen en dus texturen. Ten tweede is hierover ook veel informatie bekend omdat bij de Universiteit Utrecht en de Rijks Geologische Dienst veel boringen zijn verricht met verticale sequenties van textuurbeschrijvingen. Deze zachte informatie kan dan gebruikt worden om een groot gedeelte van de ruimtelijke variatie van geohydrologische informatie te beschrijven.



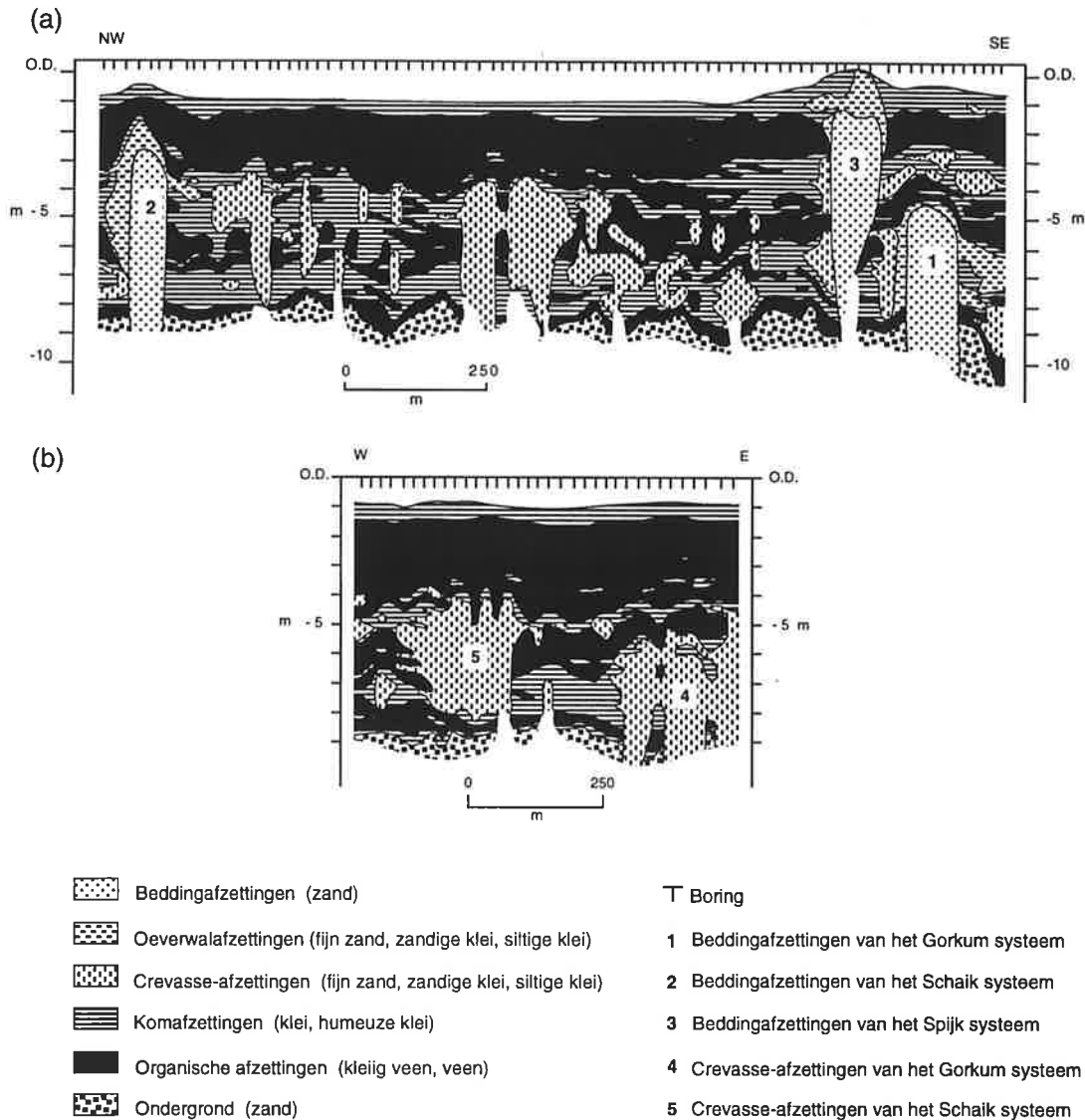
Figuur 4 Geologische kaart van het studiegebied Schelluinen.

Een eis aan de onderscheiden textuurklassen is dat deze via handbemonstering eenduidig in het veld te onderkennen zijn. Uit vergelijking van handbemonsteringen en textuurbepalingen in het laboratorium kwam naar voren dat dit voor de onderscheiden textuurklassen inderdaad het geval was (Bierkens, 1994a; Weerts, 1995). De onderscheiden textuurklassen zijn: 1a) fluviatiel midden en grof zand; 1b) eolisch midden en grof zand; 2) fijn zand en lemig zand; 3) zandige en siltige klei; 4) klei en humeuze klei; 5) veen; 6) compact veen; 7) gerijpte (zandige, siltige) klei. Deze laatste klasse beslaat de zandige en siltige kleien die gedurende een gedeelte van het jaar boven de grondwaterspiegel liggen en derhalve via scheuren en macroporiën een grotere doorlatendheid

vertonen dan volledig gereduceerde kleien. Voor een beschrijving van de wijze waarop de verschillende textuurklassen in het veld kunnen worden onderscheiden wordt verwezen naar Bierkens (1994a) en Weerts (1995).

### 3.3 Schatten van statistieken van meetschaal-doorlatendheden voor de onderscheiden textuurklassen

Informatie over de variatie van geohydrologische eigenschappen binnen de textuurklassen kan worden verkregen door metingen van deze eigenschappen aan ongestoorde boorkernen. Aangezien de werkelijke waarden van de geohydrologische eigenschappen binnen de modelblokken over het algemeen onbekend zijn moet een model van ruimtelijke variatie worden aangenomen.



Figuur 5 Geologische profielen van de deklaag in het studiegebied Schelluinen; a) profiel (a) in figuur 4; b) profiel (b) in figuur 4.

Aangenomen is dat de effectieve porositeit en de logdoorlatendheid op meetschaal, binnen modelblokken behorende tot dezelfde textuurklasse, kunnen worden beschreven door een normaal verdeeld en stationair stochastisch veld. Om voor elke textuurklasse de stochastische velden te

karacteriseren moeten voor de logdoorlatendheid en de effectieve porositeit de verwachting, variantie en de horizontale en verticale correlatielengtes worden bepaald. Deze statistische parameters zijn geschat uit metingen van effectieve porositeit en doorlatendheid aan meer dan 300 ongestoorde boorkernen uit het gehele Nederlandse rivierengebied. Bierkens en Weerts (1994c) beschrijven de gebruikte boormethoden en meetmethodieken. De resultaten staan samengevat in tabel 1. Te zien is dat de correlatielengten in de horizontale richting groter zijn dan die in de verticale richting.

Tabel 1 Verdelingsstatistieken van de stochastische velden van  $\ln(k)$  en  $n_{\text{eff}}$  op meetschaal.

Klasse	$N$	$E[\ln(k)]$	$\sigma_y^2$	$I_{yh}$ (m)	$I_{yv}$ (m)	$r_{yne}$	$N$	$E[n_e]$	$\sigma_{Ne}^2$	$I_{neh}$ (m)	$I_{nev}$ (m)
midden en grof fluviaal zand	118	2.741	0.660	6.25	3.75	≈0.0	118	0.3358	0.1021	0.35	0.25
midden en grof eolisch zand	35	2.751	0.0638	1.00	0.35	≈0.0	34	0.3203	0.0427	0.10	0.10
fijn en lemig zand	8	0.603	1.756	0.70	0.10	≈0.0	8	0.3438	0.2216	0.50	0.20
zandige en siltige klei	23	-4.973	3.490	0.70	0.10	0.2602	23	0.1114	0.09674	0.70	0.10
klei en humeuze klei	40	-6.625	2.496	0.30	0.10	0.1219	40	0.0748	0.0009208	0.30	0.10
veen	19	-1.991	1.701	0.10	0.10	0.1735	19	0.3389	0.02491	0.10	0.10
compact veen	27	-4.100	2.177	0.15	0.10	0.1699	27	0.1673	0.1243	0.15	0.10
gerijpte kleien <sup>2)</sup>	43	-4.793	7.735				43	0.09	0.20 <sup>1)</sup>		

1) Aangenomen = tweemaal variantie zandige en siltige klei.

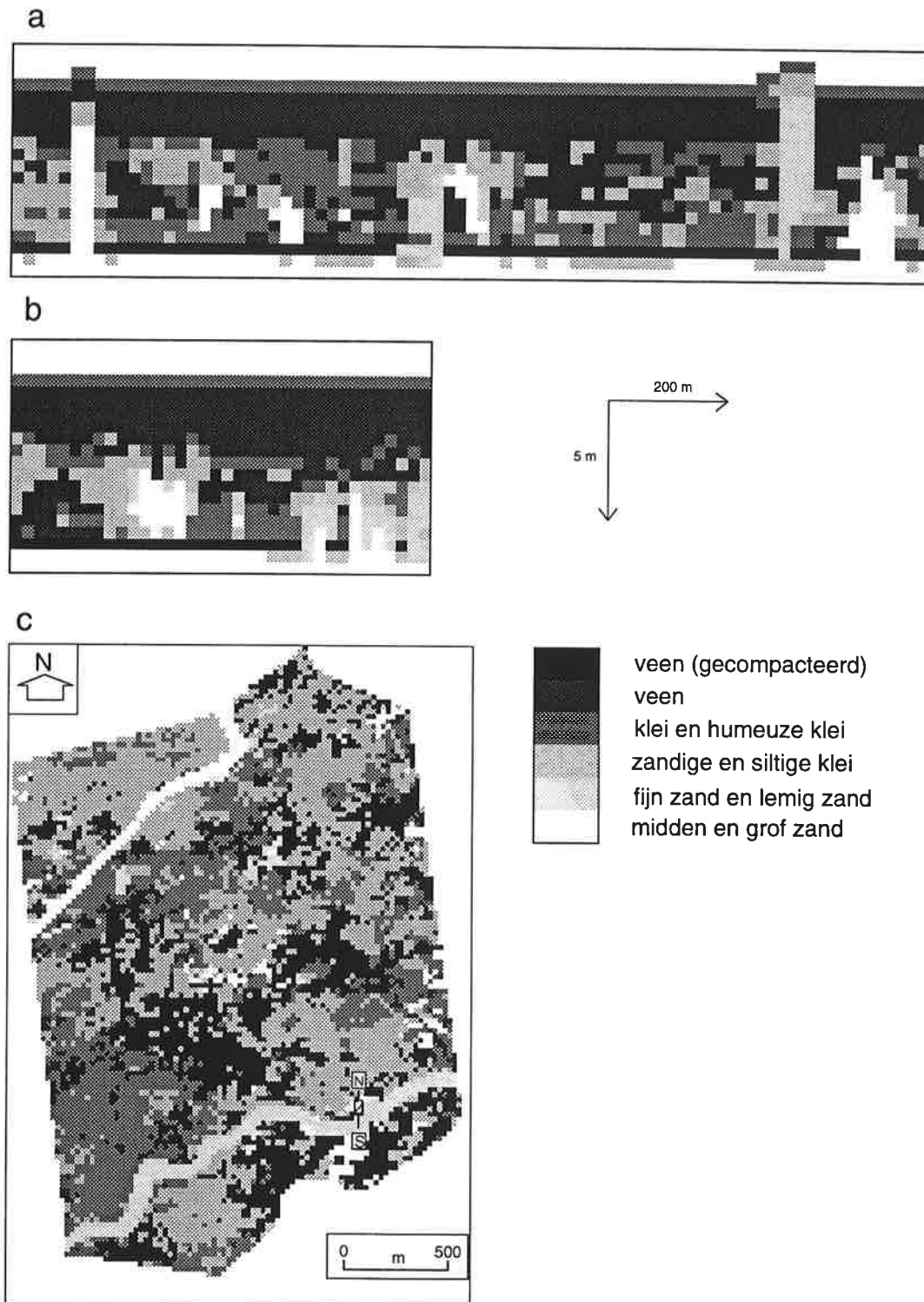
2)  $K_{\text{eff}} = e^{-4.793} (1 + 7.735/6) = 0.0190$  m/d.

waarbij:

$N$	Aantal metingen
$E[\ln(k)]$	Verwachting logdoorlatendheid ( $k$ in m/d)
$\sigma_y^2$	Variantie logdoorlatendheid
$I_{yh}$	Horizontale correlatielengte logdoorlatendheid (m)
$I_{yv}$	Verticale correlatielengte logdoorlatendheid (m)
$r_{yne}$	Crosscorrelatie logdoorlatendheid en effectieve porositeit
$E[n_e]$	Verwachting effectieve porositeit
$\sigma_{Ne}^2$	Variantie effectieve porositeit
$I_{neh}$	Horizontale correlatielengte effectieve porositeit (m)
$I_{nev}$	Verticale correlatielengte effectieve porositeit (m)

### 3.4 Simulatie van 3D-variatie van textuurklassen op blokschaal

In figuur 5 is te zien dat buiten de twee stroomgordels die zichtbaar zijn in het landschap het karteren van het driedimensionale voorkomen van de textuurklassen onmogelijk is vanwege de enorme variatie. Weerts en Bierkens (1993) onderzochten de benodigde boorafstand om de afzettingen in het studiegebied te karteren. Het bleek dat het gehele gebied gekarteerd zou moeten



Figuur 6 Realisatie van textuurklassen voor de deklaag in het studiegebied Schelluinen; a) profiel (a) in figuur 4; b) profiel (b) in figuur 4; c) horizontale doorsnede op 5 m beneden het oppervlak.

worden met boorafstanden van 25 m loodrecht op de stroomgordels en 100 m parallel aan de stroomgordels. Deze afstanden zijn praktisch onmogelijk. Daarom zijn de textuurklassen gesimuleerd. Om de variatie goed te kunnen beschrijven is gekozen voor modelblokken met horizontale zijden van 20 m en een verticale zijde van 0.5 m. Aangenomen is dat binnen één modelblok maar één textuurklasse kan voorkomen. Voor deze blokgroottes is uit de profielen van figuur 5 geschat wat de kans van voorkomen is van elke textuurklasse, alsmede de kans dat in een aantal aangrenzende blokken dezelfde textuurklasse voorkomt (connectiviteit). Met behulp van deze kansen en Sequentiële Indicator Simulatie (SIS) (zie Gómez-Hernández en Srivastava, 1990) zijn voor een grid van 135 x 95 x 18 blokken (het raamwerk van het grondwatermodel) de textuurklassen gesimuleerd. Deze simulaties kunnen gezien worden als trekkingen uit bovenbeschreven kansverdelingen van voorkomen en connectiviteit van textuurklassen. Bovendien geldt voor een dergelijke simulatie dat op de plekken waar een textuurklasse in een boring is gevonden (229 boringen) deze daar ook wordt gesimuleerd. Het idee is dat elke individuele simulatie een evenzo waarschijnlijke beeld van de ondergrond geeft, gegeven de aanwezige informatie in de vorm van boringen. Door een groot aantal van deze ondergrondrealisaties als invoer voor het grondwatermodel te nemen krijgen we niet één resultaat maar een spreiding aan resultaten. Deze spreiding is dan een maat voor de onzekerheid in de voorspellingen van het grondwatermodel die voorkomt uit de onzekerheid over de opbouw van de ondergrond. Deze manier van modelleren is dus een vorm van Monte Carlo simulatie.

Figuur 6 laat de resultaten van één zo'n 3d-simulatie zien. Figuren 6a en 6b geven dwarsprofielen met de gesimuleerde textuurklassen op de locaties (a) en (b) van figuur 4 en figuur 6c een horizontale doorsnede op 5 m diepte. Voor een gedetailleerde beschrijving van de gebruikte simulatietechniek wordt verwezen naar Bierkens en Weerts (1994a).

### 3.5 Opschaling van meetschaaldoorlatendheden

Om de voor elke textuurklasse gemeten geohydrologische eigenschappen te combineren met de 3D-simulaties van textuurklassen dienen de meetschaaldoorlatendheden eerst te worden opgeschaald tot representatieve geohydrologische eigenschappen voor blokken van 20 x 20 x 0.5 m. Aangezien de geohydrologische eigenschappen op meetschaal worden gemodelleerd als een stochastisch veld geldt dit ook voor de blokdoorlatendheden. De opschalingsprocedure bestaat dan uit het, voor elke textuurklasse, berekenen van de statistieken van het opgeschaalde stochastisch veld (verwachting, variantie en correlatielengtes) uit de statistieken van het stochastisch veld van geohydrologische eigenschappen op meetschaal. Voor de effectieve porositeit betekent dit eenvoudigweg het rekenkundig middelen van deze statistieken over het blok (Bierkens, 1994a, blz. 60). Voor een multivariaat normaal verdeeld en stationair stochastisch veld van effectieve porositeiten op meetschaal geldt dan dat de effectieve porositeiten op blokschaal ook een multivariaat normaal en stationair stochastisch veld vormen waarvan de verwachting gelijk is aan die van de verwachting op meetschaal.

De opschaling van de blokdoorlatendheden is wat complexer. Hiervoor is de methode van Indelman en Dagan (1994b) gebruikt. Een systematische beschrijving van deze methodiek is te vinden in Bierkens (1994a). De methode gaat ervan uit dat de meetschaaldoorlatendheid scalair is, deze beschreven wordt door een stationair en multivariaat lognormaal verdeeld stochastisch veld met een niet te grote variantie en dat de stroming min of meer uniform is. Dit laatste is natuurlijk binnen een complexe deklaag lang niet altijd het geval. Echter, Bierkens (1994b) toont aan dat oplossingen voor blokdoorlatendheden voor uniforme stroming bevredigende resultaten kunnen opleveren onder niet-uniforme stromingsomstandigheden, met name als de modelblokken niet te groot zijn, zoals in dit geval. Hoewel de meetschaaldoorlatendheden scalars zijn, zijn de resulterende blokdoorlatendheden tensoren met nullen op de niet-diagonalen, terwijl de doorlatendheden voor de diagonale elementen in de horizontale richting hetzelfde zijn en groter dan de verticale blokdoorlatendheid. Dit is te verwachten omdat de correlatielengtes in de horizontaal groter zijn dan in de verticaal (door kleinschalige horizontale sedimentaire gelaagdheid). De logaritme van

diagonale elementen van de tensor vormen een stationair en multivariaat normaal verdeeld stochastisch veld met de volgende statistieken: de verwachte horizontale logdoorlatendheid  $E[\ln(K_{vh})]$  (in  $x$ - en  $y$ -richting), de verwachte verticale logdoorlatendheid  $E[\ln(K_{vv})]$  (in de  $z$ -richting), de variantie  $\sigma_{yv}^2$  en de horizontale en verticale correlatielengten  $I_{Yvh}$  en  $I_{YVv}$ . Verder geldt dat  $\sigma_{Yv}^2$ ,  $I_{Yvh}$  en  $I_{YVv}$  hetzelfde zijn voor  $\ln(K_{vh})$  en  $\ln(K_{vv})$ , terwijl  $\ln(K_{vh})$  en  $\ln(K_{vv})$  volledig gecorreleerd zijn. De statistieken van de stochastische velden van geohydrologische eigenschappen voor blokken van  $20 \times 20 \times 0.5$  m staan voor elke textuurklasse in tabel 2. De klasse 'gerijpte (zandige, siltige) klei' staat niet vermeld. Omdat de correlatielengte voor deze textuurklasse minimaal is in alle richtingen, is de blokdoorlatendheid voor elke blok grootte gelijk aan die berekend uit vergelijking (9) (0.019 m/d). De statistieken van de opgeschaalde effectieve porositeit zijn de verwachting  $E[n_{ev}]$ , variantie  $\sigma_{nev}^2$  en horizontale en verticale correlatielengten  $I_{NeVh}$  en  $I_{NeVv}$ . Te zien is dat door het uitmiddelen de varianties van de opgeschaalde effectieve porositeiten zo klein zijn dat ze feitelijk als deterministisch kunnen worden beschouwd.

Tabel 2 Verdelingsstatistieken van de stochastische velden van opgeschaalde geohydrologische eigenschappen.

Klasse	$E[\ln(K_{vh})]$	$E[\ln(K_{vv})]$	$\sigma_{yv}^2$	$I_{Yvh}$ (m)	$I_{YVv}$ (m)	$E[n_{ev}]$	$\sigma_{nev}^2$	$I_{NeVh}$ (m)	$I_{NeVv}$ (m)
midden en grof rivierzand	2.840	2.770	0.166	15.26	6.24	0.33358	$1.63 \cdot 10^{-6}$	10.14	0.59
midden en grof eolisch zand	2.770	2.743	0.000791	10.69	0.76	0.3209	$8.54 \cdot 10^{-8}$	7.22	0.44
fijn en lemig zand	1.136	-0.1746	0.006848	10.51	0.35	0.3438	$6.43 \cdot 10^{-6}$	10.32	0.51
zandige en siltige klei	-4.099	-6.440	0.01361	10.51	0.35	0.1114	$3.77 \cdot 10^{-4}$	10.51	0.35
klei en humeuze klei	-6.042	-7.037	0.001997	10.10	0.35	0.748	$7.37 \cdot 10^{-7}$	10.10	0.35
veen	-1.741	-1.741	0.0003402	7.22	0.40	0.3389	$4.98 \cdot 10^{-6}$	7.22	0.44
compact veen	-3.704	-3.990	0.0004354	9.00	0.35	0.1673	$2.49 \cdot 10^{-5}$	9.00	0.35

### 3.6 Simulatie van geohydrologische eigenschappen op blokschaal

De volgende stap bestaat uit het toekennen van geohydrologische eigenschappen op blokschaal aan de blokken met gesimuleerde textuurklassen. Voor de effectieve porositeit is dit eenvoudig. Omdat de effectieve porositeit op blokschaal bij benadering deterministisch is, kunnen we voor elk blok met een bepaalde gesimuleerde textuurklasse eenvoudig de verwachte effectieve porositeit op blokschaal  $E[n_{ev}]$  voor deze textuurklasse aan dit blok toekennen. Echter, voor een blok met een bepaalde gesimuleerde textuurklasse kennen we niet de exacte waarde van de bijbehorende blokdoorlatendheid omdat deze stochastisch is. Derhalve zijn de horizontale en verticale blokdoorlatendheden voor elke textuurklasse stochastisch gesimuleerd met behulp van de statistieken uit tabel 2. Dus als voor een bepaald blok in het  $135 \times 95 \times 18$  grid een bepaalde textuurklasse is gesimuleerd dan wordt uit de multivariate kansverdeling (statistieken in tabel 2) voor die textuurklasse een trekking gedaan van een horizontale en verticale blokdoorlatendheid. Deze trekkingen gebeuren met een speciaal simulatieprogramma (Gómez-Hernández en Journel, 1992). De simulatie van blokdoorlatendheden bestaat dus uit twee stappen: 1) de simulatie van textuur-

klassen en 2) de simulatie van bijbehorende blokdoorlatendheden. Elke trekking (ook wel 'realisatie' genoemd) kan dan gezien worden als een even zo waarschijnlijke representatie van de blokdoorlatendheden in de ondergrond. Door dit een groot aantal malen te herhalen en elke trekking als invoer te nemen van het grondwatermodel verkrijgen we weer een spreiding aan resultaten. Deze spreiding is dan een maat voor de onzekerheid in de voorspellingen van het grondwatermodel die voortkomt uit de onzekerheid over de opbouw van de ondergrond (voorkomen van textuurklassen) en de onzekerheid ten gevolge van onbekende variatie van blokdoorlatendheden binnen de textuurklassen.

### 3.7 Grondwatermodellering en regionale geohydrologische eigenschappen

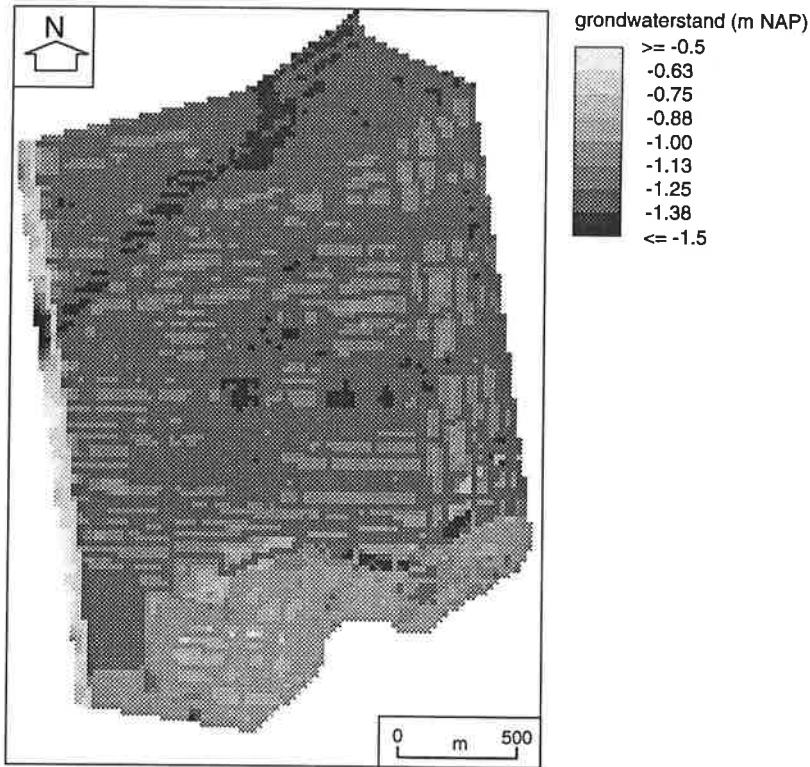
Een realisatie van geohydrologische eigenschappen op blokschaal is gebruikt als invoer voor een 3D-eindige differentiëmodel van de stationaire lokale grondwaterstroming door de complexe deklaag in het studiegebied Schelluinen (figuur 5). In de huidige situatie is er sprake van kwel vanuit het watervoerend pakket naar het oppervlaktewater. De kwelsterkte is het grootst in het zuiden, waar de overdruk in het watervoerend pakket vanwege de nabijheid van de Merwede het grootst is. Aanzienlijke kwel treedt ook op in de noordelijke stroomrug (figuur 5) die is ingesneden in de grofzandige ondergrond ('gefundeerd'). De kwel wordt afgevangen door een dicht netwerk van sloten. Het peil ten noorden van de zuidelijke stroomrug wordt gehandhaafd op -1.35 m NAP en ten zuiden van deze stroomrug op -1.10 m NAP. De westelijke grens van het studiegebied wordt gevormd door een boezem met een peil van -0.70 m NAP. Het stationaire eindige differentiëmodel is gecalibreerd op de jaargemiddelde grondwaterstanden gemeten in 12 buizen gedurende de periode april 1992 tot april 1993. De gecalibreerde parameters waren de slootintreeweerstand (één waarde voor alle waterlopen) en de nuttige grondwateraanvulling (één waarde voor het gehele gebied).

Het gecalibreerde stationaire grondwatermodel is vervolgens gebruikt om de C-waarde van de gehele deklaag te berekenen. Immers, uit het grondwatermodel volgt de gemiddelde flux tussen het watervoerend pakket en de deklaag, alsmede het gemiddeld stijghoogteverschil over de deklaag. Hieruit volgde een C-waarde van 1350 dagen. De C-waarde voor een tweede realisatie van blokgeohydrologische eigenschappen leverde een C-waarde van 1310 dagen. Een drietal pompproeven welke zijn verricht in een vergelijkbaar gebied ten noorden van het studiegebied leverden respectievelijk C-waarden van 1: 1400-1700 dagen; 2: 800-1200 dagen; 3: 1600-1900 dagen (Timmerman en Hemker, 1993). Te zien is dat de doorlatendheid op regionale schaal (voor de gehele deklaag) zoals berekend uit de realisaties van blokdoorlatendheden en textuurklassen goed overeenkomt met deze regionale parameters berekend uit pompproeven.

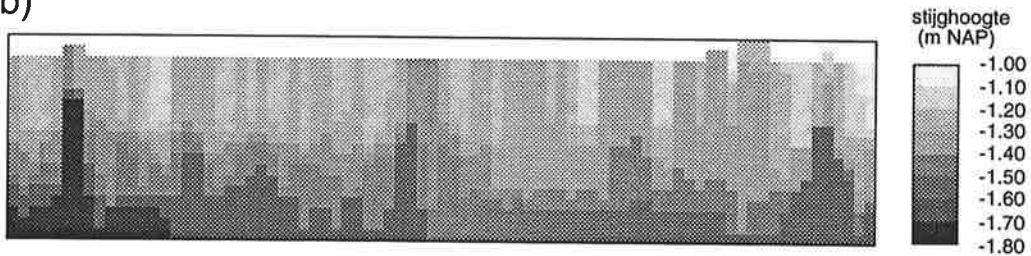
Het stationaire grondwatermodel (met 1 realisatie van blokdoorlatendheden) is vervolgens gebruikt om te berekenen wat er zou gebeuren bij het introduceren van een grote grondwaterwinning ten noorden van het studiegebied. Figuur 7a toont de grondwaterstand onder deze nieuwe situatie en figuren 7b en 7c de stijghoogteverdelingen in dezelfde verticale doorsneden als figuren 6b en 6c. Duidelijk is te zien dat de complexe opbouw van de deklaag zich weerspiegelt in een complex stijghoogtepatroon. De gefundeerde noordelijke stroomrug vertoont de grootste invloed van de winning. Figuur 8 toont de kwel/infiltratie kaart voor deze situatie (positieve waarden betekenen infiltratie). De netto kwelsituatie (gemiddeld -0.17 mm/d) is omgeslagen in een netto infiltratiesituatie (gemiddeld 0.28 mm/d). De bijbehorende C-waarde is eveneens 1350 dagen. Met behulp van de effectieve porositeiten (tabel 2) is voor deze situatie de reistijdenverdeling berekend: Deze geeft de verdeling van de reistijden (in dagen) tot het bereiken van het watervoerend pakket van alle stroomlijnen beginnend bij het freatisch vlak of in een waterloop. Deze reistijdenverdeling geeft in feite de kans dat een vervuiling die optreedt op een willekeurige locatie in het gebied het watervoerend pakket binnen een x aantal dagen bereikt. Het is dus een regionale geohydrologische eigenschap. In figuur 9a is deze verdeling gegeven voor de natuurlijke logaritme van de reistijden. Te zien is dat de reistijden in een dergelijke complexe deklaag nogal uiteen kunnen lopen. Ze variëren tussen de 310 dagen tot 50000 jaar. Belangrijk hierbij is de minimale reistijd ( $T_{min}$  in



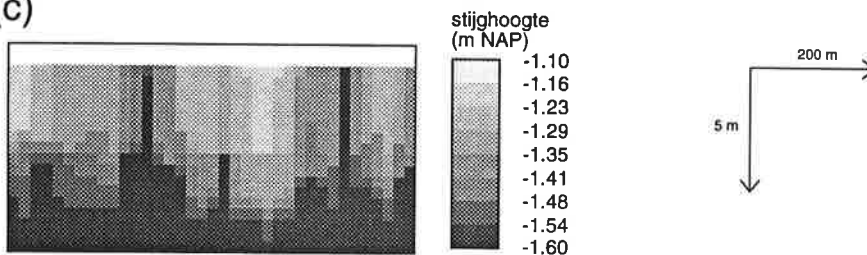
(a)



(b)



(c)

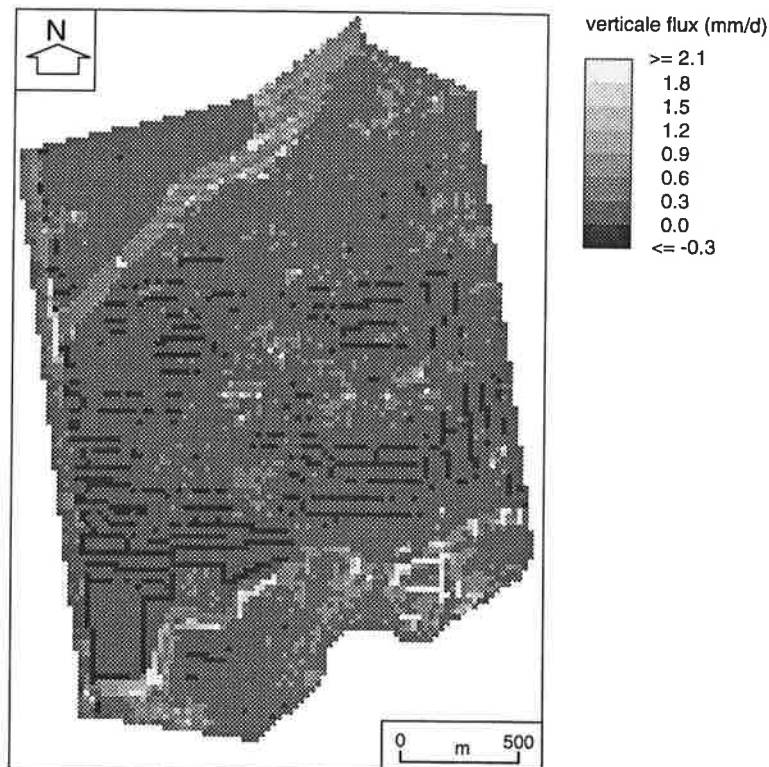


Figuur 7 Modelresultaten voor een realisatie van textuurklassen (figuur 6) en blokdoorlatendheden; a) grondwaterstanden; b) stijgheighten profiel (a) in figuur 4; c) stijgheighten profiel (b) in figuur 4.

figuur 9). Deze is een maat voor de gevoeligheid van het watervoerend pakket voor een vervuiling vanaf het oppervlak. Voor een tweede realisatie van geohydrologische eigenschappen op blokschaal als invoer was de minimale reistijd 235 dagen.

### 3.8 Modellerings zonder opschaling van doorlatendheden

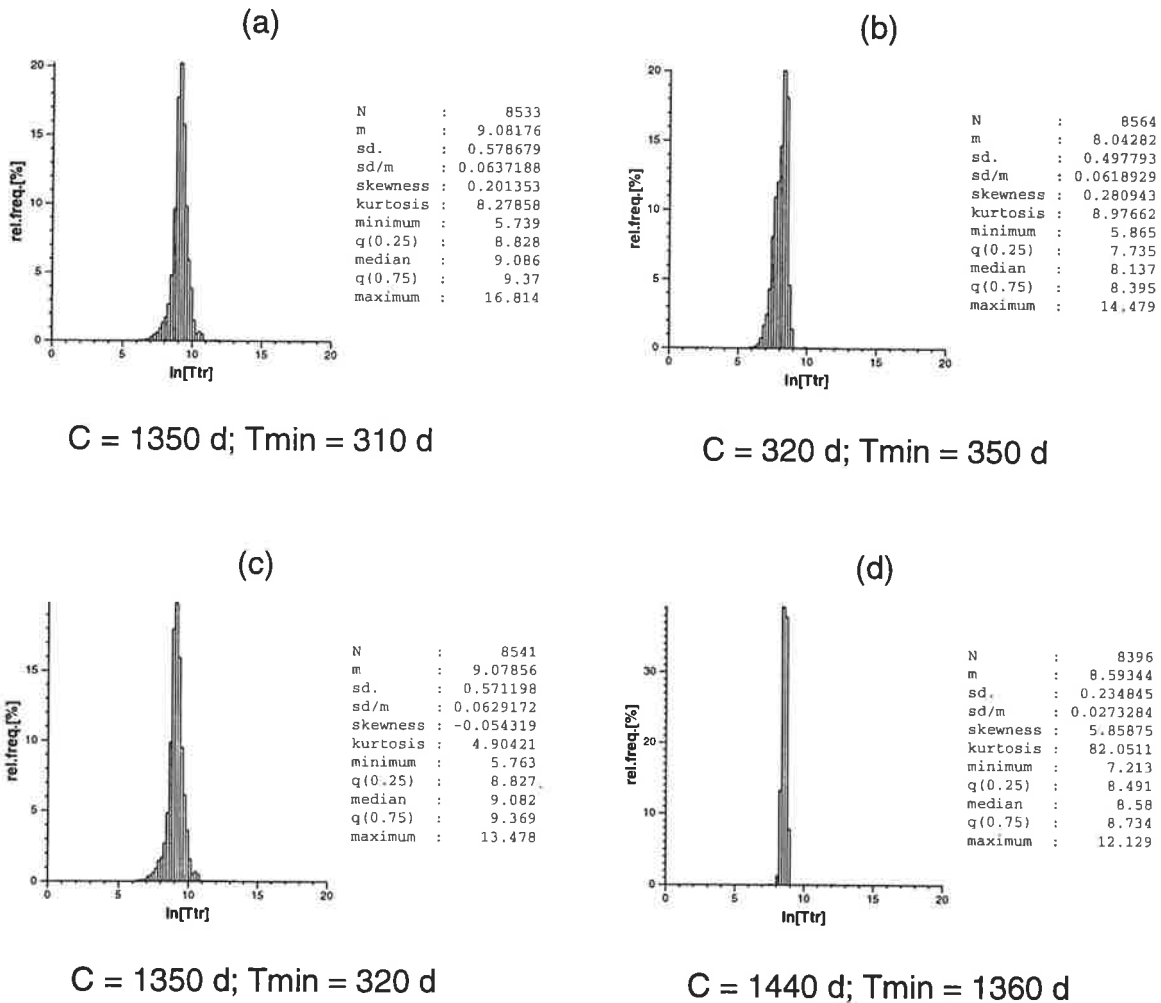
Een belangrijke vraag is wat nu het belang is van het opschalen van de statistieken van doorlatendheden op meetschaal naar de statistieken voor blokdoorlatendheden. Om dit te onderzoeken is het model gedraaid waarbij aan de gesimuleerde textuurklassen de bijbehorende verwachte (verdelings-gemiddelde) meetschaal-doorlatendheden zijn toegekend zonder opschaling. De reistijdenverdeling voor dit geval is te zien in figuur 9b. Vergelijking van de reistijden toont dat deze in dit geval worden onderschat. De met dit model berekende C-waarde is 320 dagen, een factor 4 kleiner dan de waarde berekend uit het model met de opgeschaalde doorlatendheden en de waarden die volgen uit de pompproeven. Dit is ook te verwachten omdat binnen de meeste textuurklassen de sedimenten een fijne horizontale gelaagdheid vertonen ( $I_{yh}$  groter dan  $I_{yv}$ ), waardoor de verticale blokdoorlatendheid bepaald wordt door het minst doorlatende fijne laagje binnen het blok en dus veel kleiner is dan de verwachting van de meetschaal-doorlatendheden, die geschat wordt door het rekenkundig gemiddelde van de metingen. De opschalingsmethode van Indelman en Dagan (1994b) houdt hier rekening mee. Het is derhalve duidelijk dat een correcte opschaling van doorlatendheden op meetschaal naar blokschaal-doorlatendheden absoluut noodzakelijk is voor een realistische 3D-modellering van de deklaag in het studiegebied.



Figuur 8 Berekende kwel/infiltratie voor een realisatie van textuurklassen (figuur 6) en blokdoorlatendheden; flux > 0: infiltratie; flux < 0: kwel.

### 3.9 Geen variatie van blokdoorlatendheden binnen één textuurklasse

Als we in plaats van de blokdoorlatendheden te simuleren voor elke textuurklasse de verwachte (=verdelingsgemiddelde) horizontale en verticale doorlatendheid voor die klasse invullen resulteert figuur 9c. De resultaten zijn bijna identiek met die in figuur 9a. Dit geldt eveneens voor de met dit model berekende minimale reistijd (320 dagen) en de C-waarde (1350 dagen). Hieruit kan geconcludeerd worden dat, in ieder geval voor de situatie waar contrasterende textuurklassen elkaar ruimtelijk sterk afwisselen, de variatie van blokdoorlatendheden weinig relevant is, zolang maar (via opschaling) de juiste verwachte horizontale en verticale blokdoorlatendheden aan de verschillende textuurklassen worden toegekend. Deze conclusie moet echter met enige voorzichtigheid worden getrokken omdat de vergelijking van figuren 9a en 9c slechts is gebaseerd op een enkele realisatie van textuurklassen en blokdoorlatendheden.



Figuur 9 Reistijdenverdelingen; a) originele model met gesimuleerde textuurklassen (figuur 6) en geohydrologische eigenschappen op blokschaal; b) idem, zonder opschaling van doorlatendheden; c) idem, zonder variatie van blokdoorlatendheden binnen de textuurklassen; d) voor een homogene deklaag.

### 3.10 Homogene deklaag

Figuur 9d geeft de resultaten, wanneer de deklaag als een homogene afsluitende laag is gemodelleerd. Hiervoor is een C-waarde van 1350 dagen aan de deklaag toegekend. De aan de homogene

deklaag toegekende regionale horizontale doorlatendheden in de  $x$ - en  $y$ -richting zijn berekend uit het originele model (respectievelijk 0.40 en 0.50 m/d). De met dit model berekende C-waarde is 1440 dagen. Dit is te verwachten omdat dit ongeveer de waarde is die in het model is gestopt. Echter figuur 9d laat zien dat de met het homogene model berekende reistijdenverdeling sterk afwijkt van die van het heterogene model (figuur 9a). Zoals verwacht is de reistijdenverdeling veel smaller. Ernstiger is dat de minimale reistijd nu 1360 dagen is. Dit betekent dat het vermogen van de deklaag om de onderliggende grondwatervoorraden te beschermen tegen vervuilingen van bovenaf sterk wordt overschat. Hieruit kan geconcludeerd worden dat de deklaag alleen als homogeen kan worden beschouwd ingeval van regionale grondwatermodellering zonder dat men geïnteresseerd is in het transport van opgeloste stoffen.

#### 4 CONCLUSIES

Uit de opschalingstheorie van geohydrologische eigenschappen en de in dit artikel gepresenteerde toepassing volgen de volgende conclusies:

- 1) In de meeste gevallen kan opschaling alleen plaatsvinden onder de aanname van een model van ruimtelijke variabiliteit, zoals het stochastisch veldmodel. Gegeven dit model geldt:
  - a) De effectieve porositeit op blokschaal is bij benadering deterministisch en gelijk aan de verwachting (verdelingsgemiddelde) van de effectieve porositeiten op meetschaal.
  - b) Ingeval van statistisch isotrope media, tweedimensionale stroming en blokken met zijden die veel groter zijn dan de correlatielengte ( $> 3x$ ), maar klein genoeg om uniforme stroming door het blok aannemelijk te maken, volstaat als blokdoorlatendheid het geometrisch gemiddelde van de doorlatendheden op puntschaal.
  - c) Wanneer de blokzijden niet veel groter zijn dan de correlatielengte van de meetschaal-doorlatendheden en klein genoeg om uniforme stroming aan te nemen, kan men analytische oplossingen gebruiken zoals die van Rubin en Gómez-Hernández (1990) voor statistisch isotrope media (bijvoorbeeld tweedimensionale stroming in het vlak) en die van Indelman en Dagan (1993b) voor statistisch anisotrope media (bijvoorbeeld driedimensionale stroming in gelaagde afzettingen).
- 2) De deklaag kan alleen als homogeen worden gemodelleerd wanneer men geïnteresseerd is in de regionale grondwaterstroming zonder rekening te houden met transport van opgeloste stoffen via de deklaag.
- 3) Voor lokale grondwaterstromingsproblemen en transport dient de deklaag als heterogeen te worden gemodelleerd. In dat geval is opschaling van doorlatendheden gemeten aan boorkernen tot blokdoorlatendheden absoluut noodzakelijk. Het is dan in principe mogelijk de geohydrologische eigenschappen consistent te beschrijven voor schaalniveaus die variëren tussen de schaal van boorkernen tot de regionale schaal.
- 4) Voor afzettingen bestaande uit textuurklassen met contrasterende doorlatendheden is, wanneer voor elke textuurklasse de correcte gemiddelde horizontale en verticale blokdoorlatendheden worden berekend, de variatie van de blokdoorlatendheden binnen één textuurklasse van ondergeschikt belang voor de grondwaterstroming en het advectief transport op lokale en regionale schaal.

#### LITERATUUR

- BIERKENS, M.F.P.; 1994a. Complex Confining Layers; a Stochastic Analysis of Hydraulic Properties at Various Scales. Proefschrift Universiteit Utrecht, NGS 184.
- BIERKENS, M.F.P.; 1994b. Blokdoorlatendheden; opschaling in de geohydrologie. *H<sub>2</sub>O* 23, pp. 675-685.

- BIERKENS, M.F.P. EN WEERTS, H.J.T.; 1994a. Application of Indicator Simulation to Modelling the Lithological Properties of a Complex Confining Layer. In: J.J. de Gruijter, R. Webster & D.E. Myers (eds.), Proceedings of the First International Conference on Pedometrics, Wageningen, the Netherlands. *Geoderma* 62, pp. 265-284.
- BIERKENS, M.F.P. EN WEERTS, H.J.T.; 1994b. Block Hydraulic Conductivity of Cross-bedded Fluvial Sediments. *Water Resources Research* 30(10), pp. 2665-2678.
- BIERKENS, M.F.P. EN WEERTS, H.J.T.; 1994c. Appendix: Field and Laboratory Methods. In: Bierkens, M.F.P., 1994, Complex Confining Layers; a Stochastic Analysis of Hydraulic Properties at Various Scales, Proefschrift Universiteit Utrecht, NGS 184.
- DAGAN, G.; 1981. Analysis of Flow through Heterogeneous Random Aquifers by the Method of Embedded Matrix; 1. Steady Flow. *Water Resources Research* 17(1), pp. 107-122.
- DAGAN, G.; 1989. Flow and Transport in Porous Formations. Springer-Verlag.
- DESBARATS, A.J.; 1989. Support Effects and the Spatial Averaging of Transport Properties. *Mathematical Geology* 21, pp. 383-389.
- DESBARATS, A.J.; 1991. Spatial Averaging of Transmissivity. In: Bachu (ed.), Proceedings of the 5th Canadian/American Conference on Hydrogeology: Parameter Identification and Estimation for Aquifer and Reservoir Characterization. National Water Well Association, Dublin, Ohio, pp. 139-154.
- DESBARATS, A.J.; 1992. Spatial Averaging of Hydraulic Conductivity in Three-dimensional Heterogeneous Porous Media. *Mathematical Geology* 24(3), pp. 249-267.
- GELHAR, L.W.; 1986. Stochastic Subsurface Hydrology from Theory to Applications. *Water Resources Research* 22(9), pp. 135S-145S.
- GOMEZ-HERNANDEZ, J.J.; 1990. Simulation of Block Effective Permeabilities Conditioned upon Data Measured at a Different Scale. In: K. Kovar (red.), Proceedings of the Congress on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling, IAHS press U.K., pp. 407-416.
- GOMEZ-HERNANDEZ, J.J. EN JOURNEL, A.G.; 1992. Joint Sequential Simulation of Multigaussian Fields. In: A. Soares (red.), Proceedings of the Fourth Geostatistics Congress Troia (Portugal), Quantitative Geology and Geostatistics (5), Kluwer academic publishers, pp. 85-94.
- GUTJAHR, A.L., GELHAR, L., BAKR, A.A. EN MACMILLAN, J.R.; 1978. Stochastic Analysis of Spatial Variability in Subsurface Flows; 2. Evaluation and Application. *Water Resources Research* 14(5), pp. 953-959.
- INDELMAN, P.; 1993. Upscaling of Permeability of Anisotropic Heterogeneous Formations; 3. Applications. *Water Resources Research* 29(4), pp. 935-943.
- INDELMAN, P. EN DAGAN, G.; 1993a. Upscaling of Permeability of Anisotropic Heterogeneous Formations; 1. The General Framework. *Water Resources Research* 29(4), pp. 917-923.
- INDELMAN, P. EN DAGAN, G.; 1993b. Upscaling of Permeability of Anisotropic Heterogeneous Formations; 2. General Structure and Small Perturbation Analysis. *Water Resources Research* 29(4), pp. 925-933.
- MATHERON, G.; 1967. *Éléments pur une théorie des milieux poreux*. Mason et Cie., Paris.
- RUBIN, Y. EN GOMEZ-HERNANDEZ, J.J.; 1990. A Stochastic Approach to the Problem of Upscaling of Conductivity of Disordered Media; Theory and Unconditional Simulations, *Water Resources Research* 26(4), pp. 691-701.
- TIMMERMAN, P.H.A. EN HEMKER, C.J.; 1993. Bepaling van de intreeweerstand van de Lek en de verticale weerstanden van de uiterwaarden en polders nabij Langerak (Alblasserwaard). *H<sub>2</sub>O* 26(1), pp. 2-7.
- TORNQVIST, T.E.; 1993. Holocene Alternation of Meandering and Anastomosing Fluvial Systems in the Rhine-Meuse Delta (Central Netherlands) Controlled by Sea-level Rise and Subsoil Erodibility. *Journal of Sedimentary Petrology* 63(4), pp. 683-693.
- WEERTS, H.J.T.; 1995. Meetschaaldoorlatendheden van een complexe deklaag. Deze uitgave.

WEERTS, H.J.T. EN BIERKENS, M.F.P.; 1993. Geostatistical Analysis of Overbank Deposits of Anastomosing and Meandering Fluvial Systems; Rhine-Meuse Delta, the Netherlands. In: C.R. Fielding (red.), Proceedings of the 5th International Congress on Fluvial Sedimentology. *Sedimentary Geology* 85, pp. 221-232.

## CALIBRATIE VAN EEN STOCHASTISCH GRONDWATERSTROMINGSMODEL

Chris B.M. te Stroet

### SAMENVATTING

Bij de voorafgaande twee lezingen zijn we gekomen tot de invulling van blokeffectieve parameterwaarden voor een regionaal model. Bij het bepalen van deze parameterwaarden is gebruik gemaakt van alle (harde en zachte) informatie die vooraf bekend is. Bij het modelleren van grondwaterstroming kunnen de stijghoogtemetingen worden gebruikt om de blokeffectieve geohydrologische variabelen (bergingscoëfficiënt, transmissiviteit, verticale weerstand) en drijvende krachten (natuurlijke grondweraanvulling, interactie met oppervlaktewater) in het model verder te verbeteren. Doordat het model een schematisatie van de werkelijkheid is, zal er altijd een discrepantie blijven tussen werkelijkheid en modelresultaten. Deze discrepantie vormt het stochastische deel van het model en kan nooit weggecalibreerd worden, ook al meten we nog zo veel. Dit uitgangspunt is gehanteerd bij de modellering van een model rond Wierden. Net als de modelparameters moet ook het stochastische deel van het model worden geijkt. Daarna is bepaald in hoeverre het incorporeren van dit stochastische deel andere geijkte modelparameters oplevert bij calibratie. Vooral in de toplaag, waar vaak veel onzekerheid zit in een regionaal model, werden over orden van grootte verschillende parameterwaarden gevonden voor een deterministisch - en stochastisch model.

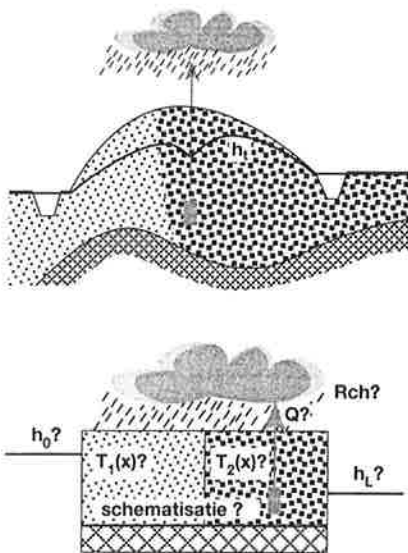
### 1 INLEIDING

Deterministische modellen worden steeds vaker gebruikt om het gedrag van het grondwaterstromingssysteem in ruimte en tijd te beschrijven. De laatste jaren vind er een verschuiving plaats naar gebruik van modellen ten behoeve van integraal waterbeheer. In plaats van alleen intrekgebieden rond pompstations worden gelijk problemen rond verdroging, oppervlaktewaterbeheer, aantasting van natuurgebieden etc. in de beslissingscriteria en daardoor in de modelleringseisen mee in beschouwing genomen. Dit gecompliceerder worden van het beslissingsniveau heeft dus als gevolg dat men op modelleringsniveau eveneens met meer informatiebehoefte te maken krijgt. Het model mag dan gebaseerd zijn op twee eenvoudige wetten (Darcy en continuïteit) maar in de praktijk is het onmogelijk het gedrag van het grondwatersysteem in ruimte en tijd op bovengenoemd gedetailleerd niveau juist te beschrijven. Redenen hiervoor zijn:

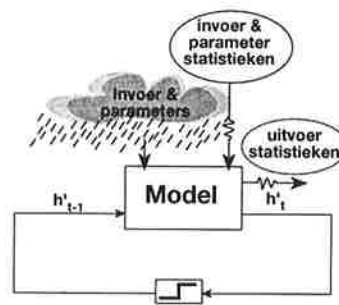
1. Elk model is een versimpeling van de werkelijkheid. Aannamen en benaderingen zijn noodzakelijke aspecten van het modelleringsproces.
2. De variabelen en parameters in numerieke modellen zijn gemiddelde waarden over een eindige hoeveelheid volume, terwijl de informatie (grondwaterstandsmetingen, boorgatbeschrijvingen etc.) verkregen wordt op discrete lokaties.

3. In bijna alle praktische studies is er een gebrek aan informatie over de ruimtelijke variabiliteit van parameters.
4. De randvoorwaarden en drijvende krachten zoals neerslag, evapotranspiratie, infiltratie/drainage van oppervlaktewater zijn alleen bij benadering bekend.

Omdat een exacte beschrijving van de werkelijkheid niet mogelijk is, is het belangrijk te weten in hoeverre het model overeenkomt met de werkelijkheid. In andere woorden: wat is de onzekerheid van het grondwaterstromingsmodel? Een manier om deze vraag te beantwoorden is het model te zien als een afspiegeling van de werkelijkheid met als invoer parameters en drijvende krachten en als uitvoer de stijghoogten (figuur 1). Indien het mogelijk is de onzekerheid van de invoer te kwantificeren, is het ook mogelijk de onzekerheid van de uitvoer te berekenen. Dit kan bijvoorbeeld met de welbekende Monte Carlo simulatie techniek (Delhomme, 1979). Hierbij worden mogelijke waarden getrokken van onbekende invoer, waarna met alle trekkingen het model doorgerekend wordt en zo een mogelijke spreiding van de grondwaterstanden wordt verkregen (figuur 2). Andere technieken die ook op het invoer/uitvoer principe gebaseerd zijn, zijn perturbatietechnieken (Dagan, 1982) en spectraalanalyse (Gelhar, 1976). Het bepalen van invoerwaarden



Figuur 1 (a) Werkelijkheid en (b) schematisatie van de werkelijkheid.



Figuur 2 Berekening van de onzekerheid van een model zonder gebruik van stijghoogtemetingen.

de onzekerheid ervan is uitgebreid aan de orde gesteld in Weerts (deze uitgave) en Bierkens (deze uitgave). Om de onzekerheid in de berekende stijghoogten te reduceren, zou men meer informatie over bijvoorbeeld de natuurlijke grondwateraanvulling, de peilen en bodemweerstand van waterlopen, de verbreiding van kleilagen etc. kunnen vergaren. Als dit al mogelijk is dan zijn de kosten vaak hoog. Een andere manier om de onzekerheid in de berekende stijghoogten te reduceren is gebruik te maken van de informatie van de uitvoer, door het model te calibreren (figuur 3). Het doel van de calibratieprocedure is: het verbeteren van het (met a-priori informatie verkregen) model met behulp van informatie, verkregen uit stijghoogtemetingen. Het middel bij de calibratie is: een te kiezen criterium waaraan de modelresultaten moeten voldoen. Veelal wordt hiervoor een kwadratisch criterium van het verschil tussen de berekende en de gemeten stijghoogten gebruikt.



De calibratie van een grondwaterstromingsmodel is echter omgeven met een fundamenteel probleem: in de praktijk zijn er namelijk meer onbekenden dan metingen. Onder onbekenden wordt hier verstaan de modelparameters die benodigd zijn om de grondwaterstandsvergelijking op te lossen (is totale modelinvoer). Het resultaat van het grote aantal onbekenden is dat het criterium zich nauwelijks of niet onderscheidt voor verschillende invoerwaarden van parameters. Dit kan leiden tot acceptatie van modellen die verre van nauwkeurig zijn. Dit is desastreus voor het doorrekenen van scenario's. Om het identificatieprobleem te ondervangen moet het aantal onbekenden gereduceerd worden. Dit geschiedt doorgaans door:

- Een vaste waarde voor parameters aan te nemen die relatief goed bekend zijn c.q. bekend worden verondersteld.
- Samenvoeging van onbekenden tot een (veel) kleiner aantal gegroepeerde onbekenden, hetgeen kan worden gedaan door:
  - samenvoeging van meerdere gridcellen tot een zone waarvoor een bepaalde parameter constant wordt verondersteld;
  - definitie van parameters als statistische velden die worden gekarakteriseerd door de statistieken (bijvoorbeeld een gemiddelde en covariantie bij een normaalverdeling) in plaats van waarden op elke lokatie in het modelgebied;
- Het niet ijken van parameters die geen merkbare invloed hebben op de stijghoogten op de meetlocaties. Dit komt in feite neer op het schrappen van onbekenden aan de hand van een gevoeligheidsanalyse, waarbij de a-priori onzekerheid geaccepteerd wordt.

De resterende, te calibreren parameterset is nu identificeerbaar doordat de schematisatie van het model dusdanig ver is doorgevoerd dat er meer informatie beschikbaar is dan er onbekenden zijn. Dit gaat echter ten koste van een verlies aan de maximaal bereikbare nauwkeurigheid die met het geschematiseerde model (bij de gehanteerde discretisatie) kan worden gehaald. Met andere woorden: door de verdergaande schematisatie en aannamen neemt het verschil in continuïteit tussen werkelijkheid en model toe en ontstaan fouten die in feite niet meer weggecalibreerd kunnen worden. Een stochastisch grondwatermodel houdt rekening met deze intrinsieke modelfouten.

Het doel van deze bijdrage is het aangeven van (1) het verschil tussen een stochastisch model en een deterministisch model en (2) op welke wijze het stochastisch model gecalibreerd zou moeten worden. De rode lijn die hierbij speelt is de keuze van het ijkcriterium en de wijze van minimaliseren van dit ijkcriterium. In de volgende paragraaf worden daarom eerst de uitgangspunten uiteengezet die achter verschillende calibratiecriteria steken. Hierbij worden de algorithmen niet in detail omschreven omdat dit eerder een rookgordijn vormt dan verduidelijking teweeg brengt. De algoritmen zijn wel in detail uitgewerkt in het proefschrift (Te Stroet, in druk). Daarna worden aan de hand van een modelstudie rondom Wierden voorbeelden gegeven wanneer het voor het maken van scenario's van groot belang kan zijn dat in een model intrinsieke modelfouten worden meegenomen.

## **2 HET IJKEN VAN EEN DETERMINISTISCH VERSUS EEN STOCHASTISCH MODEL**

Het middel om te ijken is een te kiezen criterium waaraan de modelresultaten moeten voldoen. Veelal wordt hiervoor een kwadratisch criterium van het verschil tussen de berekende en de gemeten stijghoogten gebruikt.

$$J(\alpha) = \sum_{k=1}^N v_k^T v_k \quad (1)$$

Waarin:

- $J$  = het criterium dat geminimaliseerd moet worden [-]  
 $\alpha$  = een vector met alle onbekende parameters  
 $v_k = y_k - C_k h_k$  het verschil tussen de metingen  $y_k$  en de gemodelleerde stijghoogten  $h_k$  [L];  $C_k$  is een schalingsmatrix omdat niet alle gemodelleerde stijghoogten worden bemeaten [-]  
 $N$  = gelijk aan het aantal tijdstappen [-]

Dit criterium kan op verschillende manieren worden verkleind. De doelstelling van de calibratie is het minimaliseren ervan. Wellicht de meest gebruikte, maar tegelijkertijd ook de meest omstreden methode, is de trial and error aanpak. Hierbij wordt in gedeelten van het modelgebied waar het criterium niet naar tevredenheid stemt, de modelinvoer volgens keuzen, inzichten, ervaring en dergelijke door de modelbouwer aangepast. Dit model-fitten is daardoor subjectief en er ontstaat geen goed inzicht waar de zwakke plekken van een model zitten, zodat het uitrekenen van een scenario eigenlijk meer een 'God zegene de greep' actie wordt. Een tweede mogelijkheid is het automatisch laten schatten van de parameterset die een minimaal criterium geeft. Dit staat bekend onder de naam kleinste kwadraten schatting (Cooley, 1977, 1979). Het bezwaar van subjectiviteit valt weg, maar het verkregen inzicht is nog steeds minimaal. Hierdoor kan het mogelijk zijn dat de procedure blijft steken ver van de werkelijke parameterwaarden door een vlak criterium als gevolg van slechte identificeerbaarheid of door verkeerd aangenomen harde parameters. Een andere toegepaste methode is het gebruik maken van de Monte Carlo simulatie gedachte. Nu wordt voor alle getrokken invoerparametersets niet alleen het model, maar ook de waarde van het criterium uitgerekend en de modellen die aan een gekozen maximaal toelaatbare afwijking voldoen worden geselecteerd als geijkte modellen (Olsthoorn, 1989; Jakeman et al., 1990; LaVenue en Pickens, 1993; Hoogendoorn en Te Stroet, 1994). De methode geeft meer inzicht, maar is tegelijkertijd ook erg bewerkelijk en loopt al snel vast doordat er duizenden simulaties nodig zijn indien het aantal belangrijke parameters groter wordt dan 5-10. Een laatste methode die het verkrijgen van inzicht combineert met de voordelen van een automatische procedure is de minimalisatie van het criterium gebruikmakend van een zogeheten adjoint model waarmee de gradiënt van het criterium exact kan worden uitgerekend. Deze afgeleide van het criterium voor de parameters is belangrijk omdat hiermee impliciet een gevoeligheidsanalyse is uitgevoerd, hetgeen inzicht verschaft. Verder kan met behulp van de gradiënt de betrouwbaarheid van de geschatte parameters worden bepaald zodat eigenlijk ook weer meerdere mogelijke geijkte modellen overblijven afhankelijk van de betrouwbaarheidsband om de geijkte parameters. Als laatste kan de gradiënt goed worden gebruikt in het sneller en nauwkeuriger vinden van het minimum van het criterium zodat het mogelijk wordt meer dan 10 belangrijke parameters vrij te laten.

De vier hierboven genoemde methoden, trial and error, regressie, Monte Carlo selectie en minimalisatie met een adjoint model, zijn in wezen alternatieven die hetzelfde trachten te bereiken namelijk het minimaliseren van het criterium. De één is misschien robuuster dan de andere methode, maar als ze goed worden gebruikt, levert de één geen beter model dan de andere methode. De crux om een beter model te verkrijgen ligt in de aanpassing van het criterium aan de hand van de werkelijkheid. Allereerst kunnen de afwijkingen van het model resultaat en de stijghoogtemetingen worden gewogen naar factoren als: nauwkeurigheid van het meetinstrument, variatie van de stijghoogten in de tijd, belangrijkheid van gebied binnen model etc. Het criterium krijgt nu de volgende vorm:

$$J(\alpha) = \sum_{k=1}^N v_k^T R^{-1} v_k \quad (2)$$

Waarin  $R$  een positief semidefinite wegingsmatrix is [ $L^2$ ].

Een tweede verbetering is het toevoegen van de afwijking van de geschatte parameter met de initiële waarde van de parameter, ook gewogen op een matrix met weegfactoren (zie Cooley, 1983):

$$J(\alpha) = \sum_{k=1}^N [v_k^T R^{-1} v_k + e_{\alpha o_k}^T W_{\alpha o}^{-1} e_{\alpha o_k}] \quad (3)$$

Waarin:

$e_{\alpha o_k}$  = verschillen tussen de parameterschatting op tijdstip  $k$ ,  $\hat{\alpha}_k$  en de a-priori schatting  $\alpha_o$

$W_{\alpha o}$  = een positief semidefinite wegingsmatrix

Bovenstaande vorm van het criterium is de basisvorm van alle calibratiemethoden die uitgaan van een deterministisch model. Het eerste gedeelte van het rechterlid kan worden gezien als een sturing die de metingen geven om, indien deze meer of minder afwijken van de modelresultaten, parameters meer of minder bij te stellen. Hoeveel de bijstelling zou moeten zijn wordt bepaald door de weegfactoren in deze term. Het tweede gedeelte van het rechterlid kan worden gezien als een bestraffing op het verwijderen van de geschatte parameter van de a-priori geschatte gemiddelde waarde. Het is een soort van elastische band die de parameter niet te ver af laat drijven van een realistische schatting. Hoe strak de band zit wordt bepaald door de weegfactoren in deze term. Tot nu toe zijn afwijkingen en de weegmatrices gezien als deterministische grootheden, waardoor de calibratie een beetje weg krijgt van 'fiddling'. Indien de afwijkingen worden gezien als stochasten kan de calibratieprocedure worden opgehangen in een mooi theoretisch probabilistisch framework. De weegmatrices zijn nu covariantiematrices, waarin correlaties tussen weegfactoren een verminderde invloed op het criterium verdisconteren (met als maximum een correlatie van 1 waardoor twee factoren samen de invloed van 1 niet gecorreleerde andere factor vertolken). Indien het model niet tijdsafhankelijk is, en de covarianties van de metingen en *gemeten* parameters bekend zijn, wordt een maximum likelihood schatting verkregen (Carrera en Neuman, 1986abc). Hierin zijn de afwijkingen wel stochasten, maar de parameters zelf niet. De reden waarom de afwijkingen stochasten worden is nu gelegen in het feit dat er niet voldoende nauwkeurige informatie beschikbaar is om de, in principe deterministische, parameters te schatten. Indien men meer en betere informatie beschikbaar zou hebben dan zou het in dit geval mogelijk zijn de onzekerheid tot nul te reduceren. Indien van *alle* onbekende parameters de covariantie bekend is dan wordt een zogenaamde Bayesian maximum likelihood schatter verkregen. Deze schatter heeft de gewenste eigenschap dat het een minimale variantie schatter is, dit wil zeggen dat de variantie van de parameters minimaal is, zodat een maximaal nauwkeurig model uit de gegeven metingen van invoer en uitvoer wordt gehaald. Dit is echter slechts een schone belofte indien men niet zeker is van de covarianties van de afwijkingen en de a-priori schattingen. Gavalas, 1976, geeft al aan dat het juist bepalen van deze covarianties een utopie zal blijven. Indien de a-priori informatie niet juist is, en we doen wel alsof, dan kan het zijn dat veel slechtere schattingen worden verkregen dan bij het weglaten ervan. Op dit punt zijn we weer teruggekomen bij de ervaring van de modelbouwer, datgene waar bijvoorbeeld de trial and error methode mee begint.

Het bovenstaande levert vanuit verschillende uitgangspunten een gecalibreerd model op. Voor alle methoden geldt het onwrikbare geloof in een deterministische werkelijkheid. De vraag of de wereld deterministisch is of stochastisch is in principe een filosofische vraag en heeft geen algemeen antwoord. In het algemeen wordt aanvaard dat de wereld deterministisch is in de zin dat dingen

gebeuren vanuit een zekere reden, en dat deze in principe voorspelbaar zou zijn met de juiste waarnemingen. Bijvoorbeeld het gooien van een dobbelsteen zou een deterministisch proces worden indien de worp, het oppervlak van de steen en de tafel etc. exact geobserveerd en beschreven zouden kunnen worden (analoog aan Einstein's: 'God dobbelt niet'). Echter deze waarnemingen zijn dus niet beschikbaar en als gevolg worden deterministische processen in pragmatische zin toch stochastisch. Indien een stochastisch model als uitgangspunt wordt genomen met modelfouten  $w$  dan wordt het ijk-criterium 'simpelweg' uitgebreid met deze termen:

$$J(\alpha, w_1, \dots, w_N) = \sum_{k=1}^N [v_k^T R^{-1} v_k + w_k^T Q^{-1} w_k + e_{\alpha o_k}^T W_{\alpha o}^{-1} e_{\alpha o_k}] \quad (4)$$

Waarin:

$w_k$  = modelleringsfouten op tijdstip  $k$  [L]  
 $Q$  = een positief semidefinite wegingsmatrix [L<sup>2</sup>]

Hierbij is de covariantiematrix van de modelfouten  $Q$  een maat voor de onbetrouwbaarheid van het model als afspiegeling van de werkelijkheid. Deze modelfouten vormen samen met de meetfouten ervoor dat de berekende stijghoogten met een bepaalde onnauwkeurigheid behept zijn. Deze nauwkeurigheid kan worden verbeterd als de schematisatie van het model wordt verbeterd door bijvoorbeeld het oppervlaktewatersysteem of een kleilaag beter te karteren, of door meer en beter de stijghoogten te meten. Het bepalen van de stijghoogten rekening houdend met de covarianties van de model- en meetfouten wordt gedaan door middel van een zogeheten Kalman filter weergegeven in figuur 4 (Jazwinsky, 1970). Het is vergelijkbaar met het doorrekenen van een gewoon model (het 'doosje' in figuur 3), maar nu met een stochastische component (denk het 'doosje' in figuur 3 opgeknipt in een gedeelte van de werkelijkheid die wel wordt beschreven met het model, en een gedeelte van de werkelijkheid die niet expliciet wordt beschreven maar wordt verdisconteerd door  $Q$ ). In de grondwaterstromingsmodellering is het gebruikt door Van Geer, 1987. Willen we dit Kalman filter echter zinvol gebruiken dan moeten we ook juiste covarianties  $Q$  en  $R$  invullen. Deze informatie is a-priori niet precies bekend, maar kan ook weer uit de metingen worden geschat, net als bij modelparameters. Een methode om, uit verschillende bronnen zoals grondwateraanvulling, oppervlaktewater, onttrekkingen etc. de bijdrage aan, de modelfouten te bepalen is gegeven in Te Stroet (in druk). Het belang hiervan is drieledig: ten eerste kan men indien de bronnen van onzekerheid gekwantificeerd zijn gericht uitspraken doen over betrouwbaarheid van scenario's waar bepaalde bronnen een grotere of kleinere rol vervullen; ten tweede kan gericht worden gekwantificeerd welke informatie moet worden ingewonnen om het model het meest efficiënt te verbeteren en ten derde kan het ijkcriterium worden geminimaliseerd doordat de covarianties zinnig zijn ingevuld.

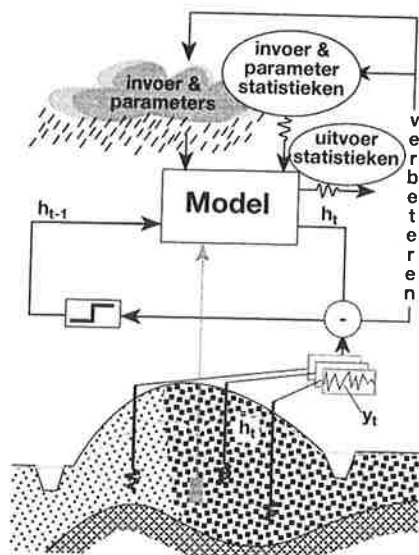
Het minimaliseren van criterium (4) kan worden herschreven tot formule 5 (Schweppe, 1973; Te Stroet, in druk):

$$J(\alpha) = \sum_{k=1}^N [\ln(|Z_k|) + n_k^T Z_k^{-1} n_k] \quad (5)$$

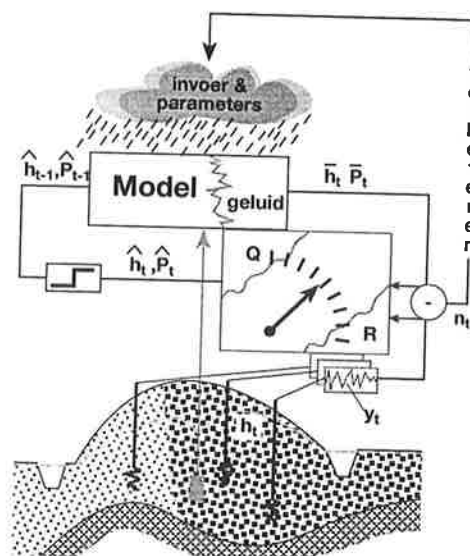
Waarin:

$n_k$  = de innovaties uit het Kalman filter:  $y_k - C_k \bar{h}_k$  (het verschil tussen de metingen  $y_k$  en de gemodelleerde stijghoogten uit het Kalman filter  $\bar{h}_k$ ) [L]

$Z_k$  = de covariantiematrix van de innovaties uit het Kalman filter [ $L^2$ ]



Figuur 3 Reductie van de modelonzekerheid door het gebruik van stijghoogtemetingen.



Figuur 4 Kalman filtering.

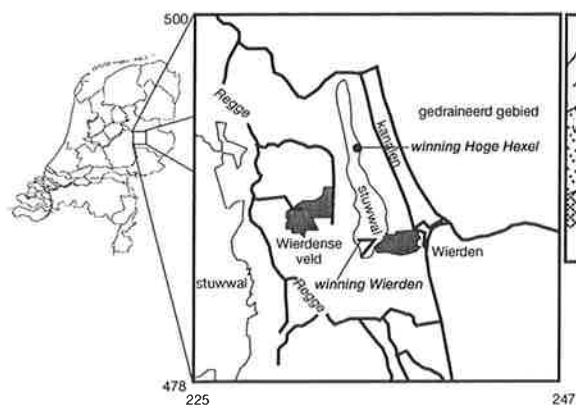
Dit criterium (5) lijkt verdacht veel op het criterium (3) van een deterministisch model. Het grote verschil zit echter verstopt in de covariantiematrix  $Z$  die nu als wegingsmatrix van de afwijkingen wordt genomen. Hierin zitten de modelfouten en de meetfouten tezamen verwerkt, echter ze zijn niet zomaar opgeteld, zodat  $Z$  in (5) zou kunnen worden omgeschreven tot  $R$  in (3). De crux van een stochastisch model is dat de modelfouten zich accumuleren in de tijd, net als de stijghoogten. De onzekerheid is nu een functie van de 'drijvende kracht' zijnde de covariantie van de modelfouten  $Q$  en van wat er overblijft van alle modelfouten in het verleden die worden 'doorgegeven' middels het systeem. Zo zullen in tragere gebieden (freatische pakketten, Veluwe) de fouten jarenlang doorspelen, en in snelle gebieden (polders) na een paar uur zijn weggeëbd; de doorwerking zal worden gedempt door waterlopen met beheerste peilen; en de ruimtelijke spreiding wordt bepaald door doorlatendheden van aquifers in combinatie met weerstanden van aanwezige kleilagen. Deze voortplanting van fouten in de tijd en ruimte zit nooit in een deterministisch model. Het mechanisme wordt beschreven in de volgende paragraaf, tesamen met de gevolgen voor modelparameters bij verwaarlozing van deze voortplanting.

### 3 STATISTISCHE CALIBRATIE VAN HET MODEL 'WIERDEN'

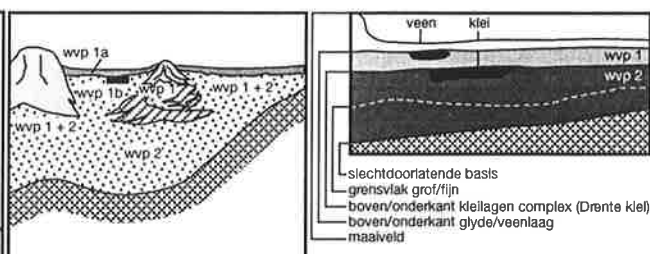
#### Modelbeschrijving

Het modelgebied ligt rondom de plaats Wierden, en is 22 x 22 km groot (figuur 5). De opdrachtgevers (Provincie Overijssel, Waterleidingmaatschappij Overijssel en Waterschap Regge en Dinkel) wilden een integraal waterbeheerplan waarbij met name aandacht is besteed aan de onttrekking Wierden en het behoud van natuurgebied Wierdense veld. De bouw van het deterministische model, de ijking ervan en het uitwerken van het waterbeheer, is uitgebreid beschreven in Hoogendoorn en Te Stroet, 1994.

De hydrogeologische schematisatie bestaat uit 2 watervoerende pakketten (figuur 6). Het bovenste watervoerende pakket (wvp) wordt afgedekt door een toplaag van fijne Twente zanden, en, in het Wierdense Veld, een dunne glyde laag. Onder de stuwwal in het midden, bevindt zich tussen de twee wvp's een zeer variabele kleilaag. Figuur 7 geeft de geometrie van de ondergrond van maai-



Figuur 5 Locatie van het modelgebied Wierden.

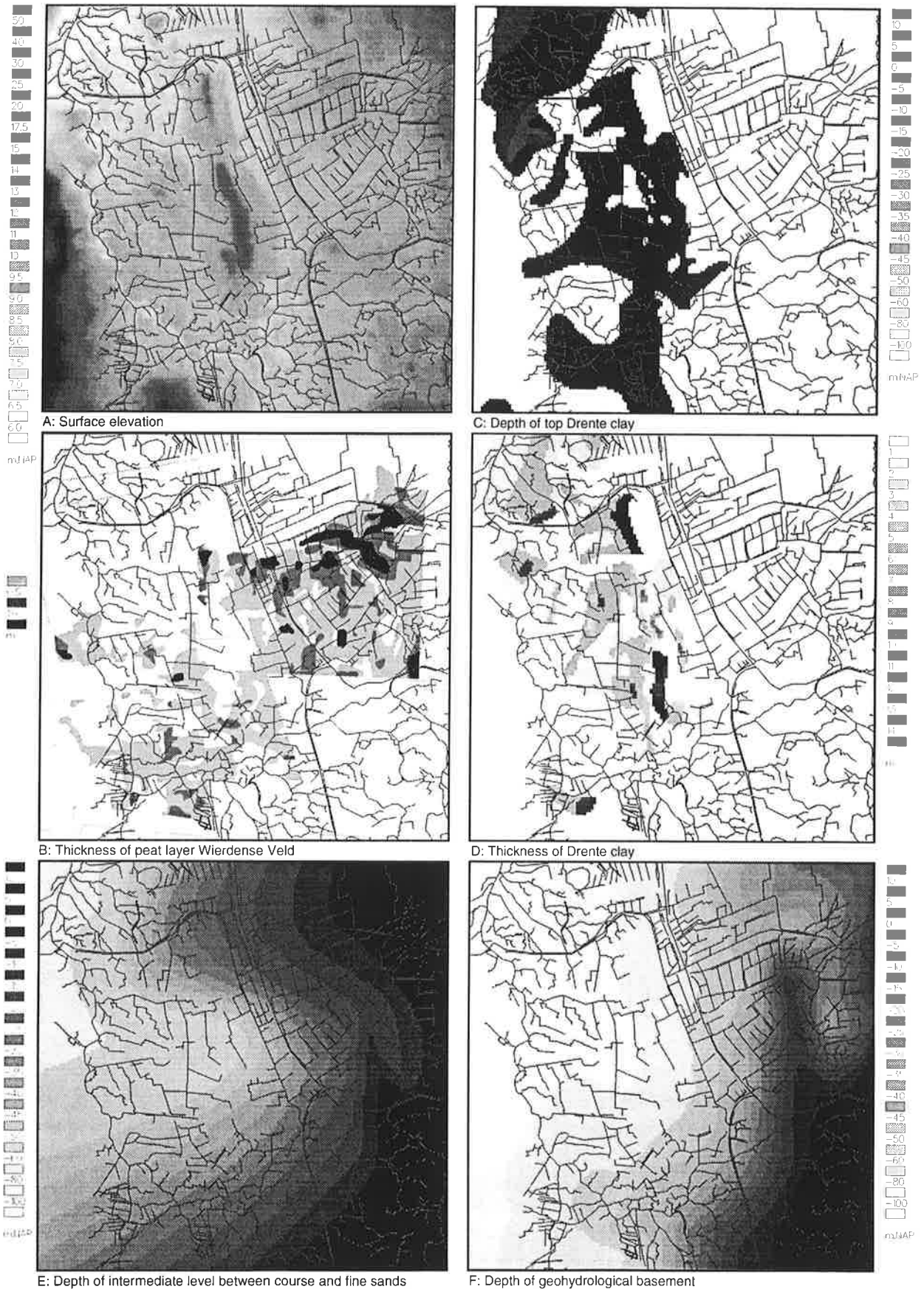


Figuur 6 Schematisatie van het model Wierden.

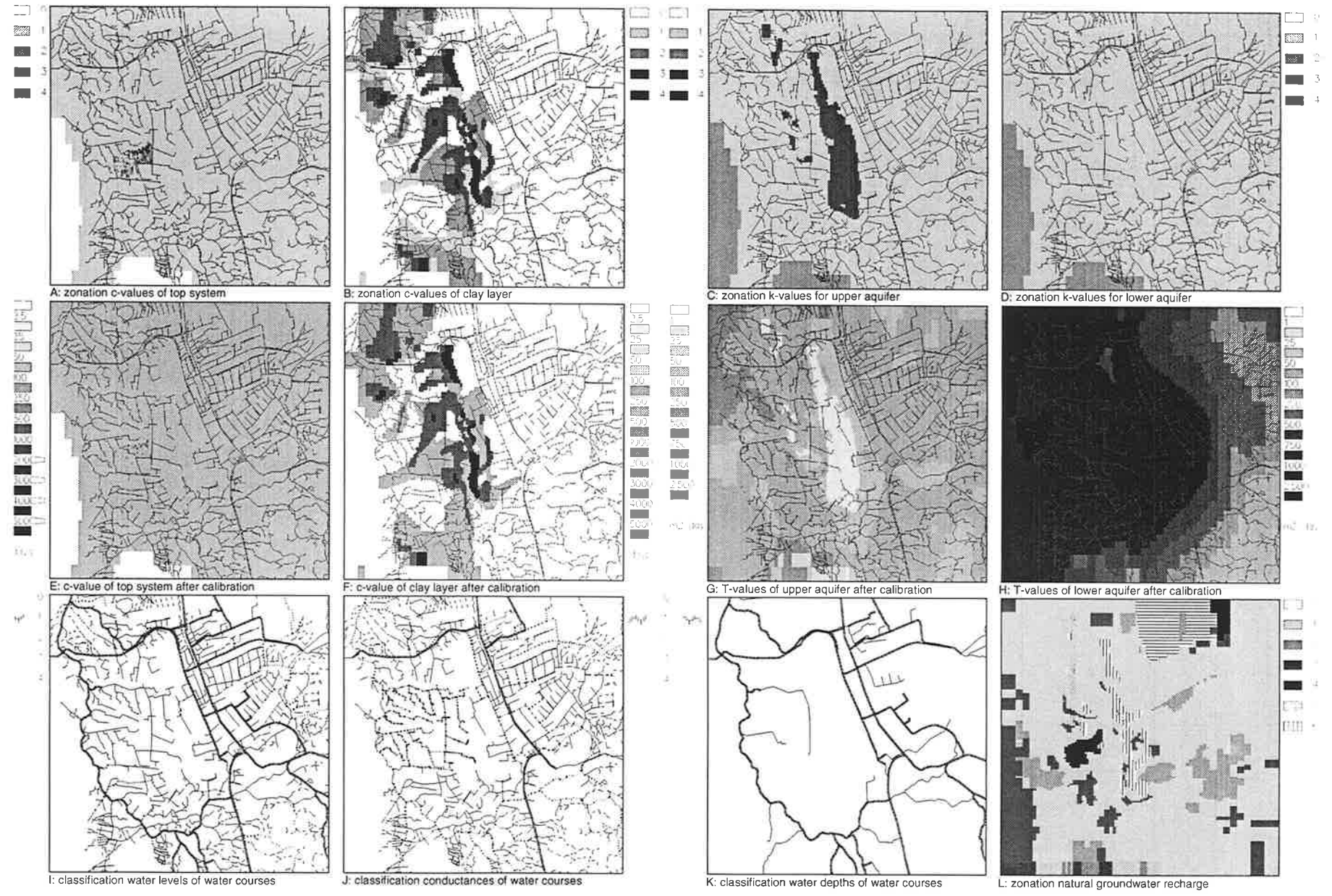
veld tot basis. De zonering en gecalibreerde waarden van de verticale weerstanden en doorlatendheden zijn weergegeven in figuur 8A-H. In essentie zijn de stuwwallen onderscheiden van de rest van het gebied. De parameters behorende bij het oppervlaktewatersysteem zijn weergegeven in figuur 8I-K. Er zijn drie orden onderscheiden, waarbij voor de hoogste orde peilen, weerstanden en bodemhoogten bekend zijn, en voor de laagste orde geschatte parameters zijn gehanteerd waarbij peilen en bodemhoogte zijn gerelateerd aan het maaiveld. Verder is aangenomen dat lagere orde waterlopen alleen draineren. De natuurlijke grondwateraanvulling is onderscheiden voor gebieden met verschillend landgebruik (figuur 8L). De locatie van de onttrekkingen, meetpunten en de gehanteerde discretisatie is weergegeven in figuur 9. Tevens zijn hierin een aantal meetreeksen van grondwaterstanden geplot, die duidelijk het verschil in reactietijd tussen de stuwwallen en gedraineerde gebieden weergeven.

### Calibratie van het deterministische model

De calibratie is eerst stationair uitgevoerd, met gemiddelde stijghoogten over 1985-1990 als meetwaarden. De gehanteerde procedure is de genoemde Monte Carlo selectietechniek, met een criterium van de vorm (3). Tabel 1 geeft de initiële en gecalibreerde waarden weer van de parameters. Verder zijn ook de gevoeligheden van de parameters met betrekking tot de stijghoogten over het gehele model en ter plaatste van meetlocaties weergegeven (hierbij is de gevoeligste parameter geschaald op 100%). De belangrijkste parameters zijn de peilen en weerstanden van de lagere orde waterlopen en de natuurlijke grondwateraanvulling van weidegebieden. Deze parameters konden duidelijk goed worden geïkt, waarbij de gevonden waarden consistent waren met de a-priori schattingen van het gemiddelde en gekozen ranges (bijv. een natuurlijke grondwateraanvulling van 0.8 mm/d). Goede tweede zijn: de transmissiviteiten van het onderste wvp en de verticale weerstand van de toplaag. Ruimtelijk werken deze totaal verschillend uit: de ruimtelijke invloed van bijv. de glyde laag is vrijwel alleen lokaal aanwezig (figuur 10A); de invloed van de toplaag heeft een glad ruimtelijk verloop onderbroken door de belangrijke waterlopen (figuur 10B), en de invloed van de peilen is precies andersom (figuur 10C). De ijking van de verticale weerstand van de toplaag vormde een probleem: deze neigde over de maximum a-priori waarde van 200 dagen heen te komen (de omgerekende anisotropie factor zou nu 100 worden). Hierop komen we bij de calibratie van het stochastisch model op terug. Op basis van meer dan 10.000 Monte Carlo simulaties zijn uiteindelijk 23 modellen gekozen als overgebleven mogelijkheden. Deze 23 modellen hadden een gemiddelde fout tussen 20.9 en 21.6 cm over 189 meetpunten. Figuur 11A geeft de gemiddelde stijghoogte van deze 23 modellen; figuur 11B geeft de maximale-minimale stijghoogte per cel van de 23 modellen weer en Figuur 11C geeft de diepte ten opzichte van het maaiveld. Ondanks het kleine calibratieverschil, leveren de 23 modellen plaatselijk grote ver-

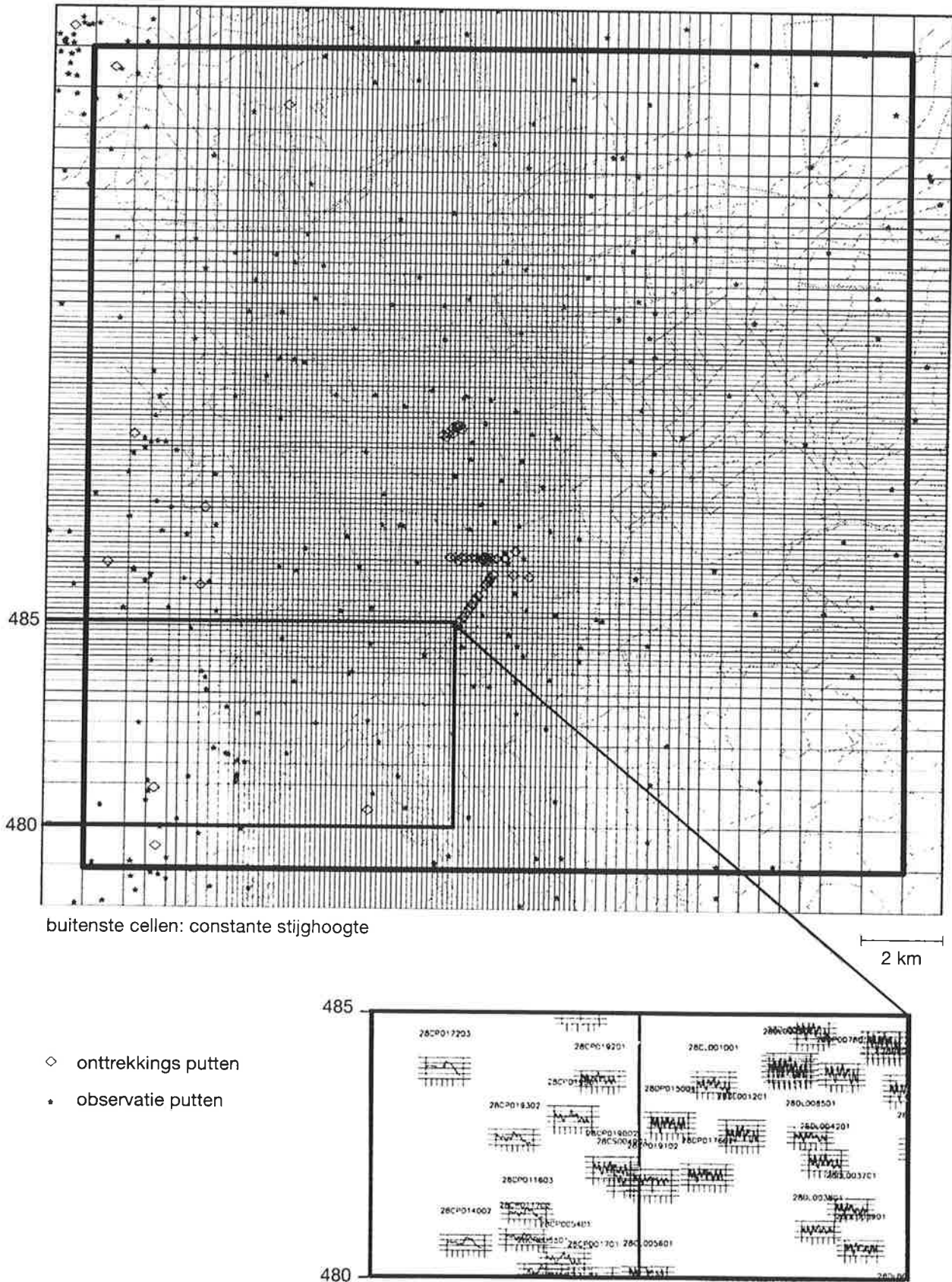


Figuur 7 Geometrie van de watervoerende pakketten.



Figuur 8 Zonatie van de te ijken parameters en de gecalibreerde waarden.





Figuur 9 Griddiscretisatie en locaties van onttrekkingen en meetpunten.

schillen in stijghoogten. Deze verschillen komen uit de modelfouten voort. Te onderscheiden zijn: de grotere rivieren/kanalen als lijnbronnen, de grondwateraanvulling en het waterlopenstelsel als achtergrondruis, en in het diepste wvp de doorlatendheid rond de onttrekking doordat deze voor grote gradiënten zorgt aldaar.

Voor de niet stationaire ijking zijn de meetwaarden van 1991 en 1992 gebruikt. Aan de parameter-set zijn bergingscoëfficiënten toegevoegd. De belangrijkste parameters leverden bij herijking geen andere waarden op dan bij de stationaire calibratie. De freatische bergingscoëfficiënt werd na ijking bepaald te liggen in de range tussen 0.08 en 0.16.

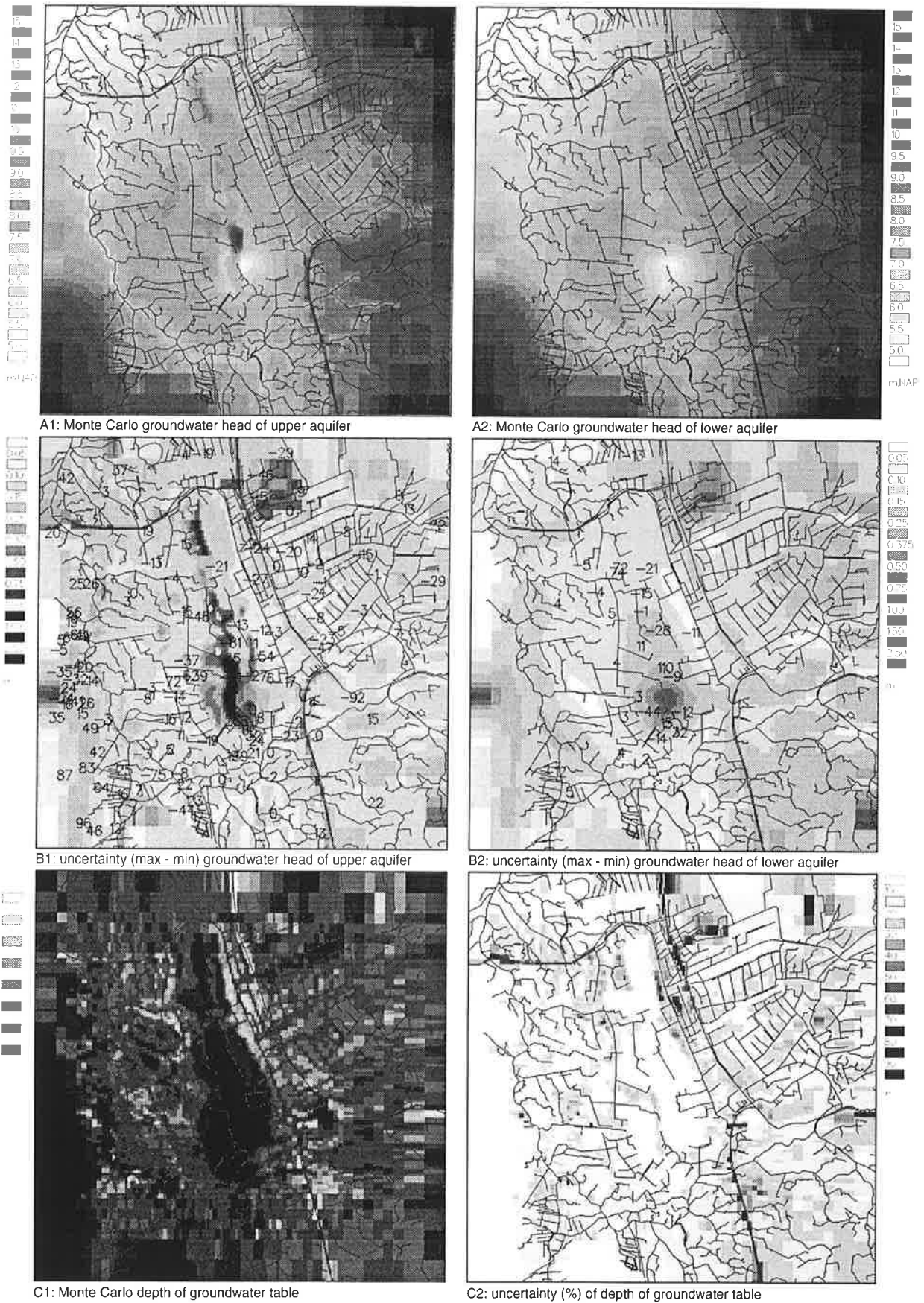
### **Calibratie van het stochastische model**

Ervaren modelbouwers weten hoe moeilijk het is om een werkelijkheid correct te schematiseren, en de parameters te calibreren vanwege de beperkte hoeveelheid informatie die in de praktijk beschikbaar is. Voor het invullen van de covarianties in criterium (4) wordt dit probleem kwadratisch verergerd, omdat de covariantiematrix  $n \times n$  elementen bevat (hierbij is  $n$  de toestandsdimensie). Om deze matrix te kunnen calibreren moeten dus ruwe aannamen worden gemaakt, bijvoorbeeld over een exponentiële correlatiestructuur waarbij alleen een correlatielengte en variantie overblijft. Om te testen of bepaalde aannamen geen structurele fouten introduceren, is een afgeleid model van Wierden gemaakt (hierna Wierden+ genoemd), waarmee met bekende parameters meetreeksen gegenereerd konden worden, zodat de 'werkelijkheid' zowel wat systeem als de ruis betreft bekend is (zie figuur 12).

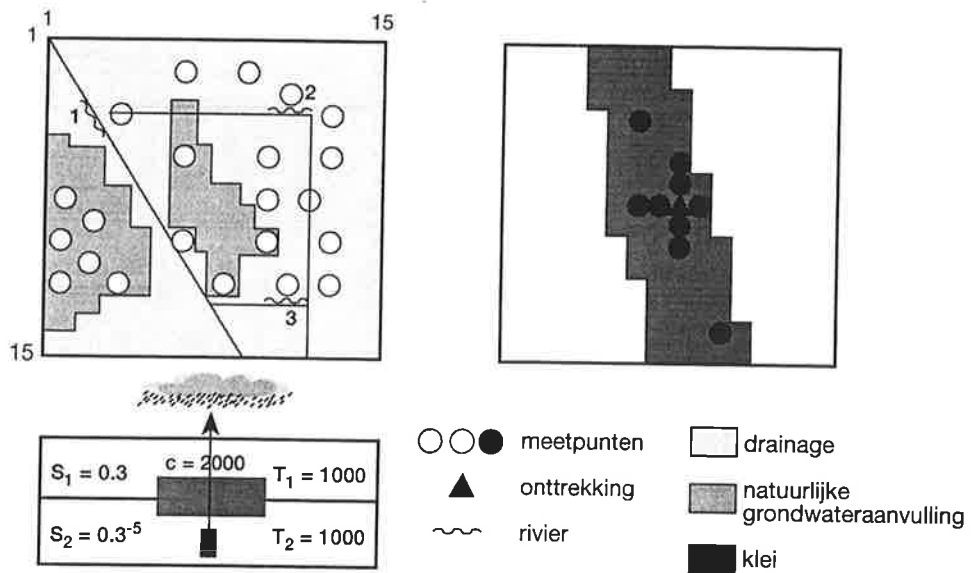
Met het Wierden+ model is allereerst getracht te onderzoeken of ruis afkomstig van natuurlijke grondwateraanvulling, waterlopen en onttrekkingen van elkaar kunnen worden onderscheiden. In principe heeft een bepaalde ruisterm invloed over het gehele modelgebied. In een bepaalde gridcel wordt de grondwaterstand beïnvloed door alle brontermen tegelijkertijd en dus ook door alle ruistermen die eraan gekoppeld zijn. In de praktijk echter, zal veelal één bepaalde bron overheersen. Bijvoorbeeld vlak bij een grote drainerende rivier zal de grondwaterstand duidelijk het meest gekoppeld zijn aan het peil in de rivier, en zal de ruis op dit rivierpeil ook de ruis in de grondwaterstand domineren. Maar verderweg van de rivier zal de invloed steeds meer gemixt worden met andere invloeden bijvoorbeeld van de natuurlijke grondwateraanvulling. Voor het Wierden+ model is getracht de bijdrage van de ruistermen uit de onttrekking, rivieren, drains en grondwateraanvulling te schatten zonder rekening te houden met het mixen van invloeden waardoor het moeilijker wordt deze bronnen te identificeren. De bijdrage van een ruisterm wordt uitgerekend als een vermenigvuldigingsfactor behorende bij een gekozen ruisstructuur bij de ruisterm. De ruisstructuur is afhankelijk van waar de term in het systeem voorkomt (een onttrekking is een puntbron, een waterloop een lijnbron en de grondwateraanvulling is gebiedsdekkend) en de correlatie tussen ruistermen in verschillende gridcellen (grondwateraanvulling heeft een hogere correlatie dan ruistermen uit verschillende onttrekkings putten). De ruisstructuren zijn voor Wierden+ overeenkomstig de 'werkelijkheid' gekozen, zodat de bijdragen allen naar 1 zouden moeten gaan. Dit is echter niet het geval, zie run 1 in Tabel 2, de hoogste bijdrage is meer dan 6 en de laagste is kleiner dan 0 hetgeen fysisch niet mogelijk is. Dit komt doordat er nog zoveel gemixte invloeden over zijn dat de afzonderlijke bronnen niet identificeerbaar zijn. Als we moeten tellen of er 11 rode en 11 blauwe spelers op een voetbalveld staan is het makkelijker indien ze allen op hun eigen helft staan dan wanneer ze allen door elkaar lopen. Dus de identificeerbaarheid kunnen we verbeteren door de dominerende invloeden kunstmatig te verhogen en de andere kunstmatig te verlagen (zodanig dat de som van alle invloeden in een cel gelijk blijft aan 1). Als we dit doen voor het Wierden+ model komen de bijdragen veel dichter uit bij 1, zoals te zien is voor run 2 Tabel 2.



Figuur 10 Drie voorbeelden van ruimtelijke gevoeligheid per parameter.



Figuur 11 Gemiddelde stijghoogten, variatie in stijghoogten en diepte ten opzichte van maaiveld per cel voor 23 geijkte modellen.



Figuur 12 Schematisatie van het Wierden+ model.

Tabel 1 Initiële en gecalibreerde parameterranges voor stationaire ijking.

Te ijken parameters <sup>a</sup>	# <sup>b</sup>	Voor calibratie		Na alle calibratie cycli	
		initiële range	gevoeligheid <sup>c</sup>	gecalibreerde range <sup>d</sup>	gevoeligheid <sup>e</sup>
k <sub>1,2</sub> : Dekzanden (Twente)	1	1-30	45/43	10-50	47/49
k <sub>1,2</sub> : Stuwwallen	2	30-90	3/3	15-60	4/5
k <sub>1,2</sub> : Zeer dun bovenste wvp	3	1-10	13/28	2-10	7/23
k <sub>3</sub> : Buiten stuwwallen	1	30-75	55/51	30-60	50/55
k <sub>3</sub> : Stuwwallen	2	30-90	21/32	15-60	39/66
c <sub>1</sub> : Dekzanden	1	25-125	59/64	50-200	57/64
c <sub>1</sub> : Veen	2-4	50-2500	0/0	50-2500	0/0
c <sub>2</sub> : Klei (zeer dun)	1	25-250	8/10	50-500	9/13
c <sub>2</sub> : Klei (dun)	2	75-750	10/10	50-500	9/10
c <sub>2</sub> : Klei (medium)	3	250-2500	11/13	250-2500	10/12
c <sub>2</sub> : Klei (dik)	4	1000-10000	4/9	5000-10000	3/9
gwa: Grasland	1	0.6-1.1	87/100	0.8	-
gwa: Bewoond	2	0.4-0.9	12/13	0.4	-
gwa: Bebost	3	0.4-0.9	21/23	0.8	-
gwa: Zeer dun bovenste wvp	4	0.4-0.9	17/29	0.4	-
Peil: Orde 1 aanvoer	1	-0.3-0.3	77/62	0	-
Peil: Orde 1 geen aanvoer	2	-0.4-0.4	63/62	0	-
Peil: Orde 2	3	-0.4-0.4	25/12	-0.05	-
Peil: Orde 3	4	-0.6-0.6	100/78	-0.05	-
C: Kanalen infiltratie	1	0.6-6.0	16/12	0.1-1	14/12
C: Kanalen exfiltratie	2	0.6-6.0	1/0	0.25-2.5	1/0
C: Orde 1/2	3	0.6-6.0	71/61	0.25-2.5	100/100
C: Orde 3	4	0.6-6.0	94/54	1.-10	57/41
H: Orde 1 aanvoer	1	0.5-1.5	1/1	1	-
H: Orde 1 geen aanvoer	2	0.5-2.0	2/2	1	-

<sup>a</sup> 25 parameters zijn gegeven, waartussen soms correlaties bestaan.

<sup>b</sup> Parameternummer uit figuur 8.

<sup>c</sup> De eerste waarde geeft de gevoeligheid ten opzichte van het model; de tweede waarde geeft de gevoeligheid ten opzichte van het ijkriterium (lees: meetnet).

<sup>d</sup> Als dit één waarde is dan is de parameter vastgezet.

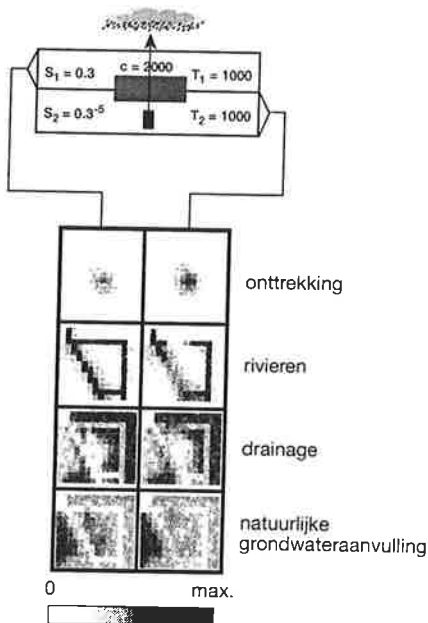
<sup>e</sup> Als de gecalibreerde waarde een constante is dan kan geen gevoeligheid worden bepaald.

Alleen de bijdrage van de natuurlijke grondwateraanvulling aan de onzekerheid van het model wordt onderschat, deze blijft steken op zo'n 50% van de werkelijke waarde. Dit is ook weer een kwestie van identificeerbaarheid. In dit geval wordt de identificeerbaarheid niet vertroebeld doordat er mixing is met andere invloeden, maar er is domweg geen informatie genoeg over aanwezig in de beschikbare

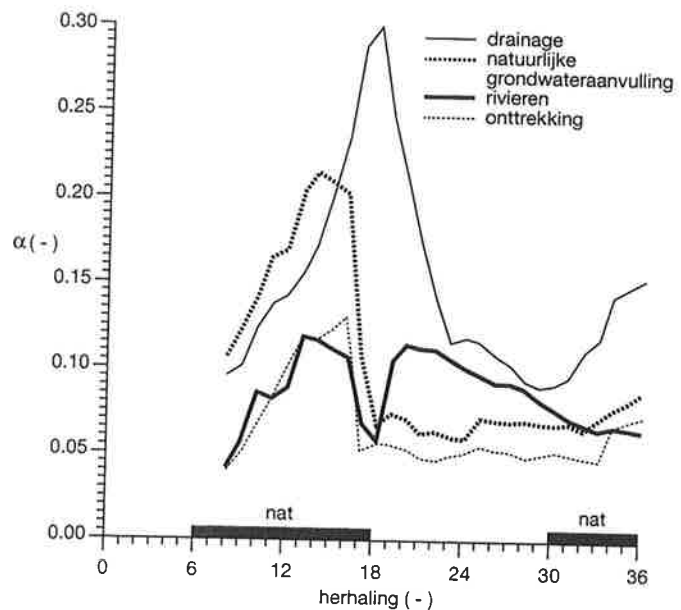
Tabel 2 Bijdragen drijvende krachten aan de systeemruis voor het Wierden+ Model.

Run#	Meetnet	$\alpha_{20}$	$\alpha_{20}$	$\alpha_{20}$	$\alpha_{20}$
		onttrekking	hoofdwaterlopen	drains	grondwateraanvulling
1	z/w figuur 12	1.78	6.02	0.37	-0.77
2	z/w figuur 12	1.16	1.23	1.20	0.53
3	5 extra grijze locaties	1.12	1.13	1.19	0.82

metingen, net zo als dat de invloed van het glyde laagje niet kon worden gezien bij de deterministische ijking van het echte model Wierden. Om de moeilijkheid van het bepalen van de bijdrage van de grondwateraanvulling in het Wierden+ model te verduidelijken bekijken we figuur 12. Hierin zijn de witte en zwarte punten de meetlocaties van het in eerste instantie gebruikte meetnet (voor run 1 en 2). Als we deze meetlocaties projecteren in de invloedsgebieden van de verschillende onderscheiden brontermen, weergegeven in figuur 13, dan zien we dat er vrijwel geen meetlocaties zijn die liggen in het invloedsgebied waar de natuurlijke grondwateraanvulling domineert. Indien er een aantal meetlocaties wordt toegevoegd in dit invloedsgebied, weergegeven door grijze punten in figuur 12, dan is de bijdrage van de natuurlijke grondwateraanvulling aan de onzekerheid van het model veel beter te schatten (run 3: 82% van de werkelijke bijdrage).



Figuur 13 Bijdrage van de verschillende drijvende krachten aan de stijghoogten voor het Wierden+ Model.



Figuur 14 Bijdragen in de tijd van de verschillende drijvende krachten aan de systeemruis voor het model Wierden.

Voor het echte Wierden model is ook een bijdrage geschat van dezelfde bronnen van onzekerheid aan het model (onttrekkingen, grotere waterlopen en kanalen, drainerende lagere orde waterlopen en natuurlijke grondwateraanvulling). Het uiteindelijke resultaat is weergegeven in Tabel 3, waarbij de 95% onzekerheidsmarges tussen haakjes zijn weergegeven. Hierbij zien we dat de waterlopen samen ongeveer 2/3 van de totale onzekerheid van het model veroorzaken. Deze bijdrage varieert nog in de tijd, hetgeen weergegeven is in figuur 14. De lagere orde waterlopen leveren duidelijk een piek in de bijdrage aan de modelonzekerheid aan het einde van het natte seizoen wanneer deze volop actief zijn; in de zomer valt deze terug naar een veel lagere waarde. De neerslag heeft in de winter ook meer invloed, en de invloed van de onttrekkingen en de grotere waterlopen en kanalen is vrij constant, hetgeen niet onlogisch is. De ruimtelijke onzekerheid is weergegeven in figuur 15a en 15b voor het bovenste en onderste wvp. De evolutie in de tijd is te volgen van linksboven (tijdstep 1) naar rechtsonder (tijdstep 36). Vanaf tijdstep 16 worden de geschatte bijdragen verdisconteerd in het model en zien we de onzekerheid vele malen kleiner worden dan in het begin. Dit komt doordat met conservatieve beginschattingen van de onzekerheid is begonnen

(onzekerheid mag niet worden onderschat), indien na tijdstap 16 de representatieschaal zou worden opgeblazen verkrijgen we dezelfde ruimtelijke verdeling als ervoor terug. Het ruimtelijk beeld is overigens goed te vergelijken met de onzekerheid die over werd gehouden na de Monte Carlo studie (figuur 11b). Het ruimtelijk verschil tussen de stijghoogten voor het verwerken van meetinformatie en de stijghoogten na het gebruik van meetinformatie (lees verschil tussen meting en model), is weergegeven in figuur 16a en 16b voor het bovenste en onderste wvp. Hierin valt te zien dat voor het schatten van de bijdragen aan de ruis (voor tijdstap 16), er meer correlatie in de tijd aanwezig is, hetgeen aanduidt dat niet alle informatie uit de vorige tijdstap optimaal is benut. Na, tijdstap 16 is dit beter, behoudens enkele geïsoleerde punten waar de gemodelleerde stijghoogte continu hoger/lager is dan de gemeten waarden.

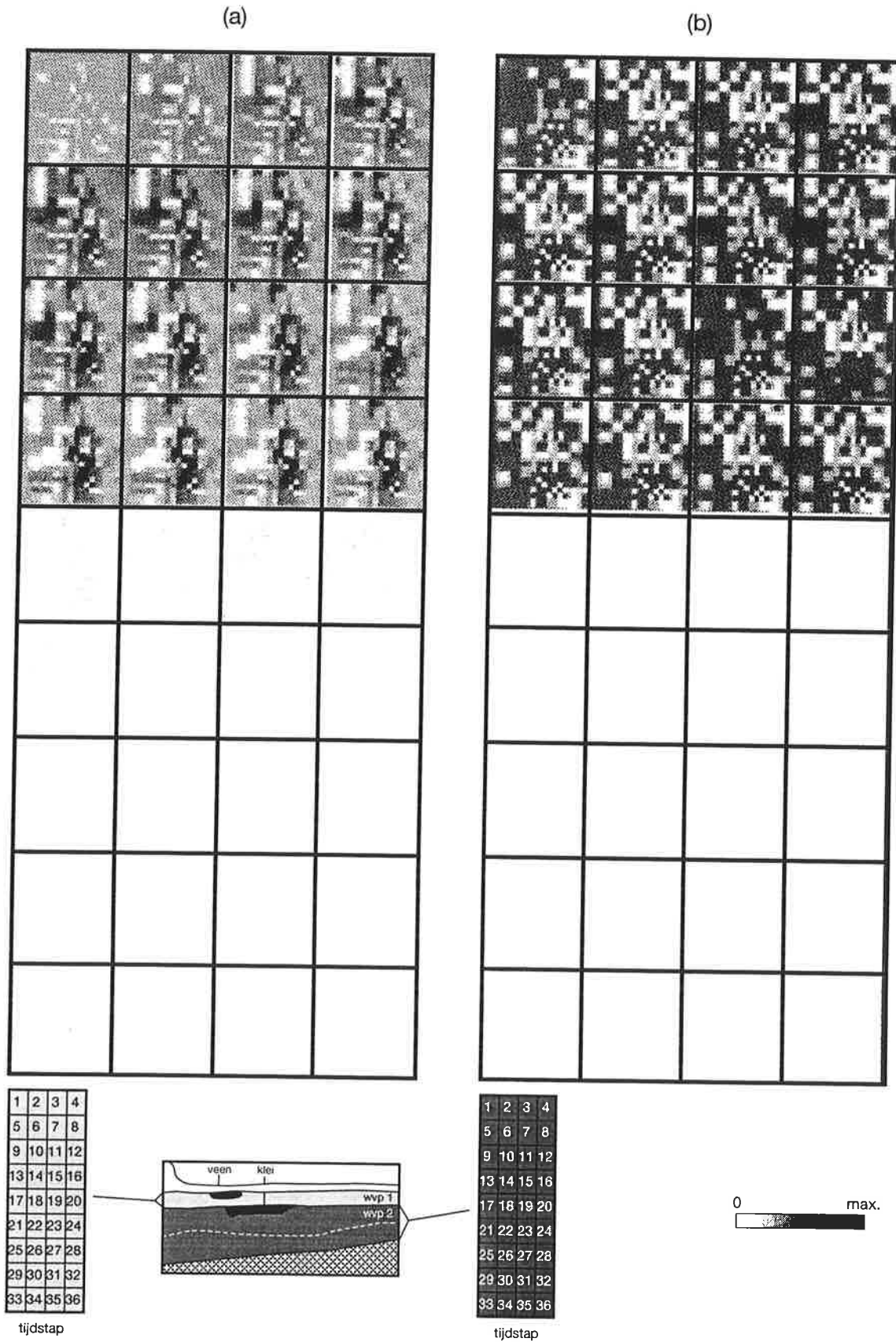
Tabel 3 Bijdrage drijvende kracht aan de systeemruis voor het model Wierden.

Run#	$\alpha_{20}$ (bg-og) onttrekking	$\alpha_{20}$ (bg-og) hoofdwaterlopen	$\alpha_{20}$ (bg-og) drains	$\alpha_{20}$ (bg-og) grondwateraanvulling
w3.1	0.08 (0.07-0.09)	0.06 (0.05-0.08)	0.15 (0.14-0.16)	0.07 (0.06-0.08)

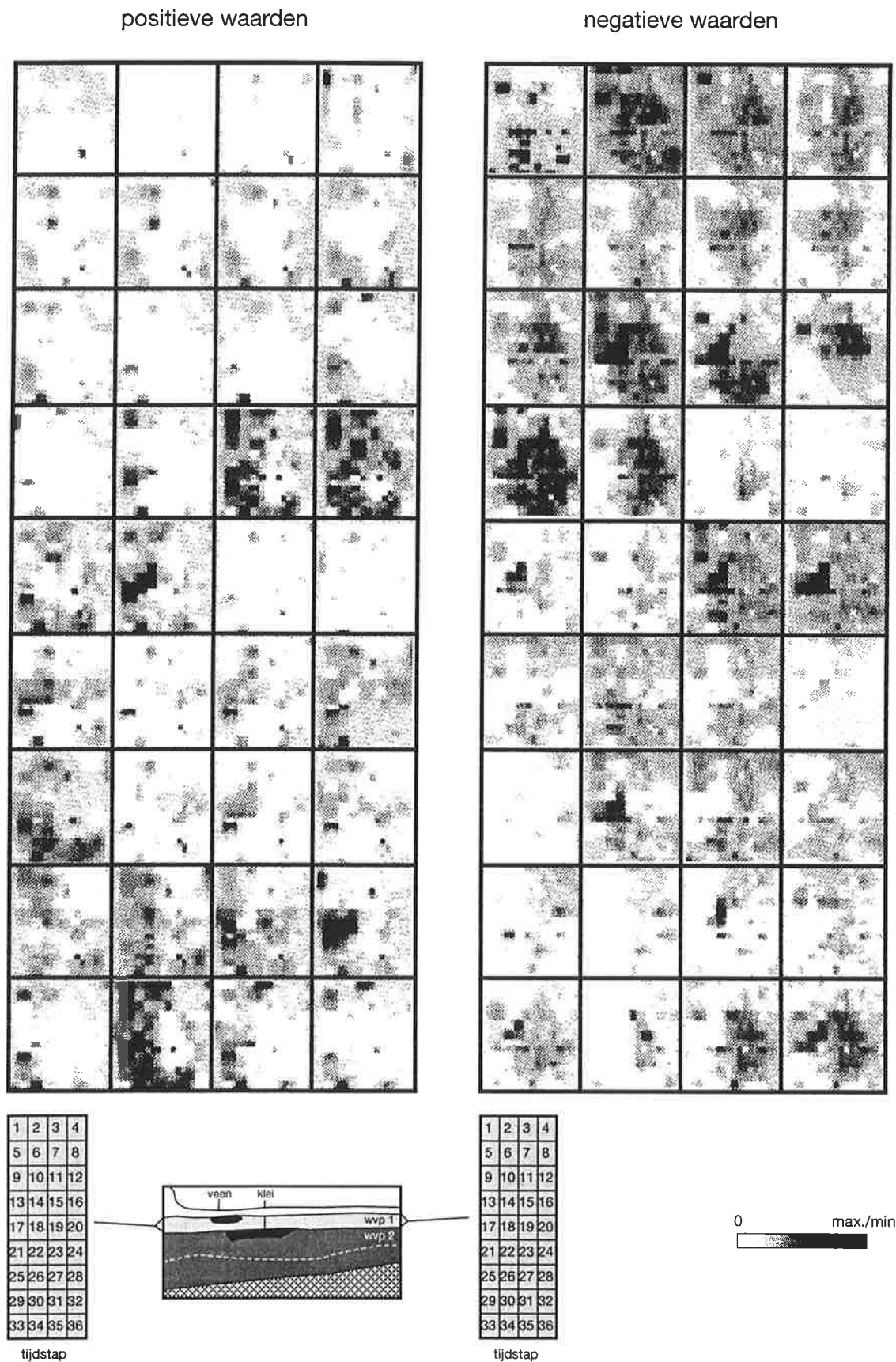
Nu de onzekerheid van het model is geïjkt en de herkomst ervan is bepaald, rest nog de vraag welke invloed de ruistermen hebben op de geïjkte modelparameters met behulp van de Monte Carlo simulaties. Om het mechanisme duidelijk te maken keren we eerst terug naar het Wierden+ model. In Tabel 4 zijn schattingen gegeven van de transmissiviteiten van het bovenste en onderste wvp, wel of niet rekening houdend met de geïjkte bijdragen van de ruistermen (de werkelijke waarden voor  $T1, T2$  zijn (1000,1000)  $m^2/d$ ). Het stochastische model houdt impliciet rekening met de ruistermen (criterium (5)), het deterministische model is het resultaat van de Monte Carlo ijking waarin geen ruistermen zijn meegenomen (criterium (3)). Uit beide modellen zijn de  $T1, T2$  waarden 'eruitgepoetst' en opnieuw geïjkt. In runs 1 en 2 is het verschil weergegeven tussen ijking met het deterministische en stochastische model met behulp van het meetnet alleen bestaande uit de zwarte en witte meetlocaties weergegeven in figuur 12. Hierbij zien we dat het stochastische model het niet beter doet dan het deterministische model (de fout is in beide gevallen tussen 100 en 200  $m^2/d$ ). Indien het meetnet wordt uitgebreid met de grijze meetlocaties uit figuur 12, dan doet het stochastische model het naar verwachting beter (alleen  $T2$  heeft nog een afwijking), maar het deterministische model geeft geïjkte waarden die orden van de werkelijke waarden af liggen (afwijkingen van 7000-8000  $m^2/d$ ). Hoe komt het dat deze paradox, dat bij toevoeging van informatie een slechter geïjkt model wordt verkregen?

Om deze vraag te kunnen beantwoorden, bekijken we eerst het tijdsafhankelijke gedrag van het Wierden+ model. In figuur 17 is per blok van linksboven naar rechtsonder de evolutie in de tijd van de grondwaterstand weergegeven voor het bovenste en onderste wvp. In het onderste wvp is de invloed van de onttrekking (stijghoogte < 0) gelijk merkbaar na 1 tijdstap. De invloed natuurlijke grondwateraanvulling wordt in de loop van de tijd pas zichtbaar, met name in het zuid-westelijke gedeelte van het modelgebied. Deze trage invloed wordt totaal gedempt door de grotere waterlopen en in mindere mate door de drains. Verder beïnvloedt het bovenste wvp op den duur het onderste wvp. Er zijn dus langzaam en snel reagerende deelgebieden aan te geven, waarbij in de langzamere gebieden de invloeden in meerdere of mindere mate wordt gedempt. Dit is niet alleen belangrijk voor de grondwaterstand, maar ook voor de ruistermen. In figuur 18a is de invloed in de tijd van een artificiële ruisterm per knoop weergegeven. In de donkerste deelgebieden accumuleert de ruisterm in de tijd het meest, dit wil zeggen dat een modelfout van vandaag nog lang na vandaag doorwerkt in het model. In de lichte gebieden accumuleert de modelfout niet, hetgeen inhoudt dat een modelfout van vandaag in de volgende discrete tijdstap uitgewerkt is en in dit geval is een

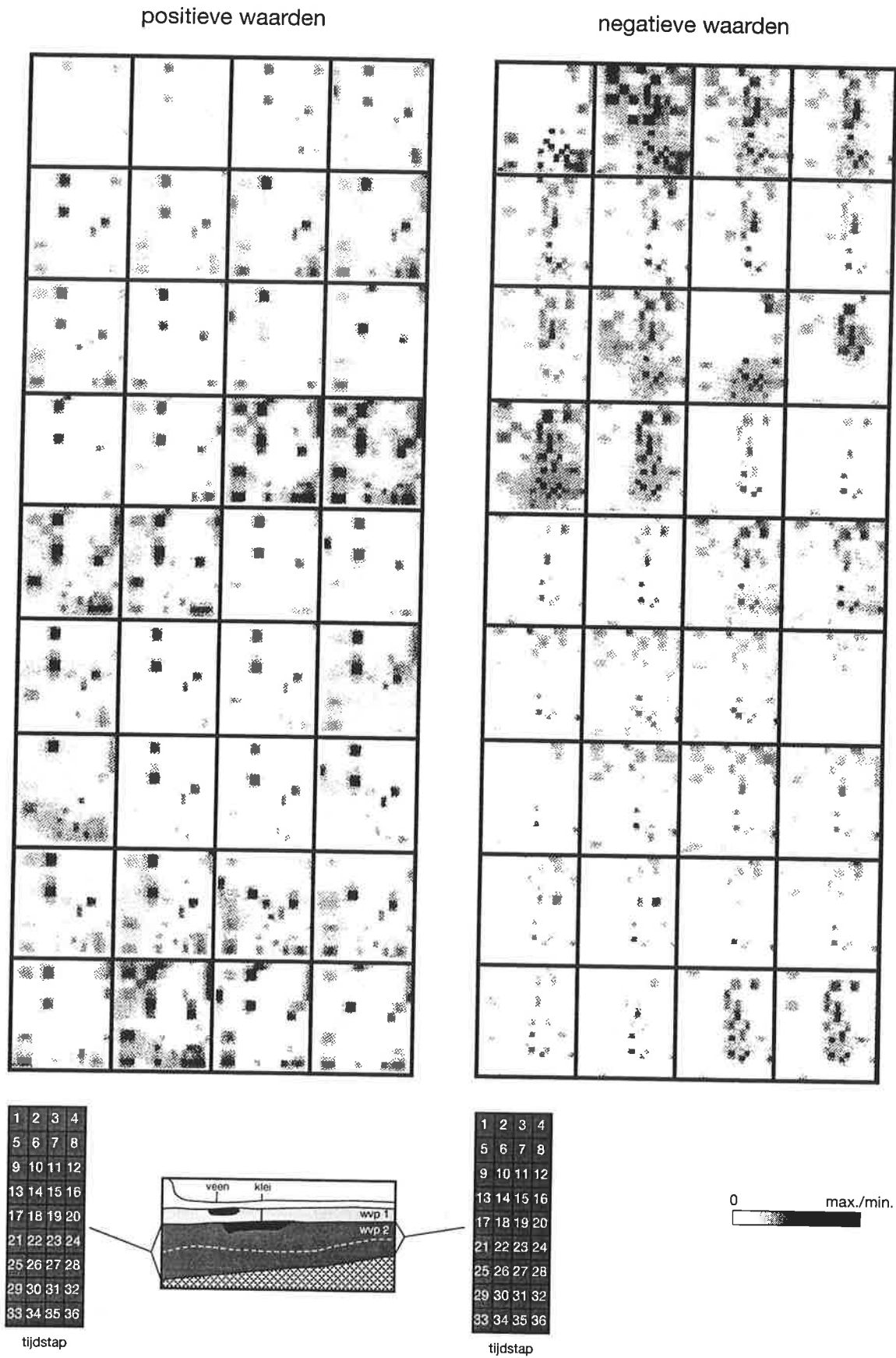




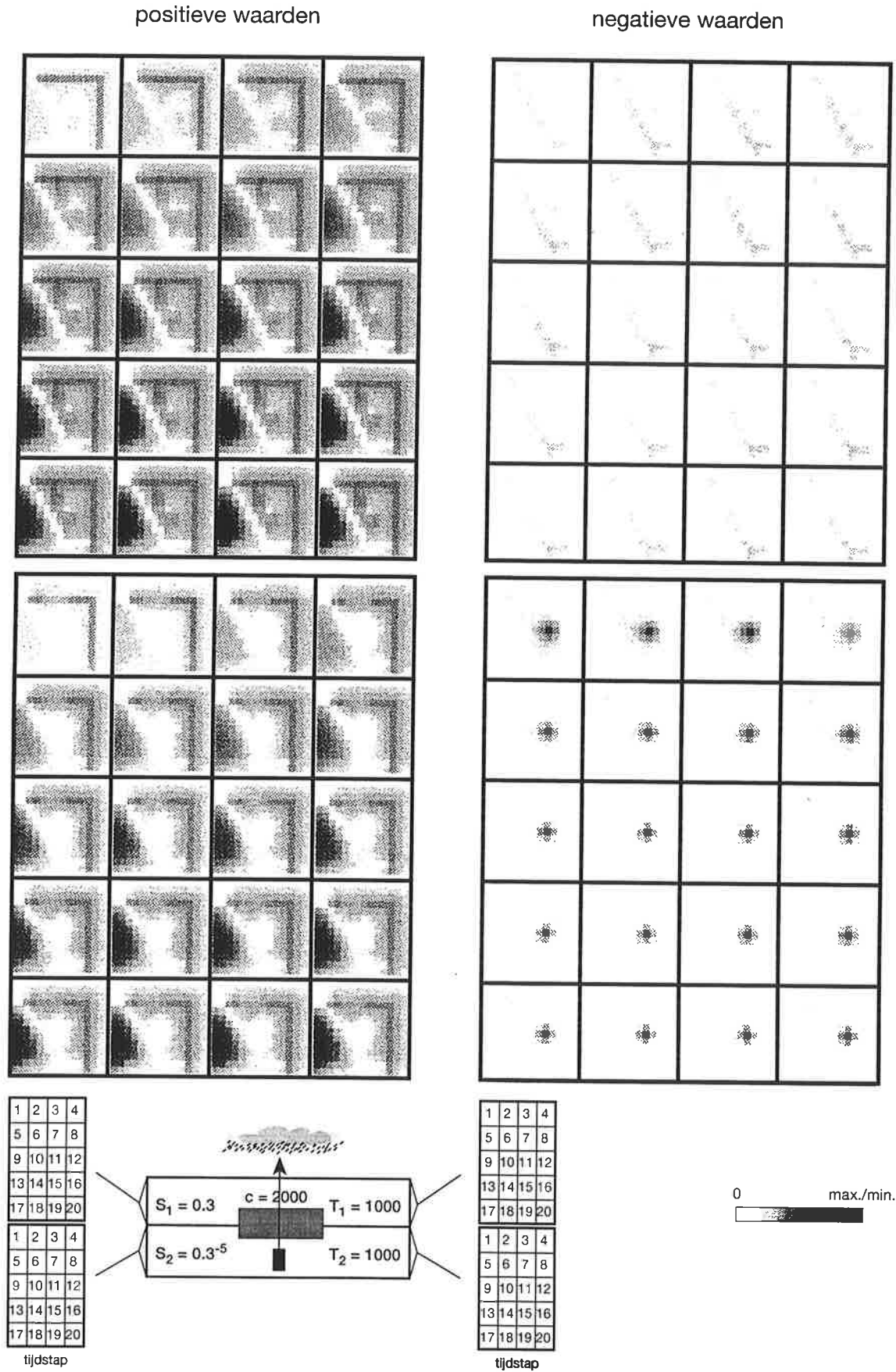
Figuur 15 Standaardafwijkingen van de berekende stijghoogten per tijdstap voor het model Wierden.



Figuur 16a Verschil tussen de meetcorrectie en tijdspredictie per tijdstap voor het model Wierden.



Figuur 16b Verschil tussen de meetcorrectie en tijdsprectie per tijdstap voor het model Wierden.

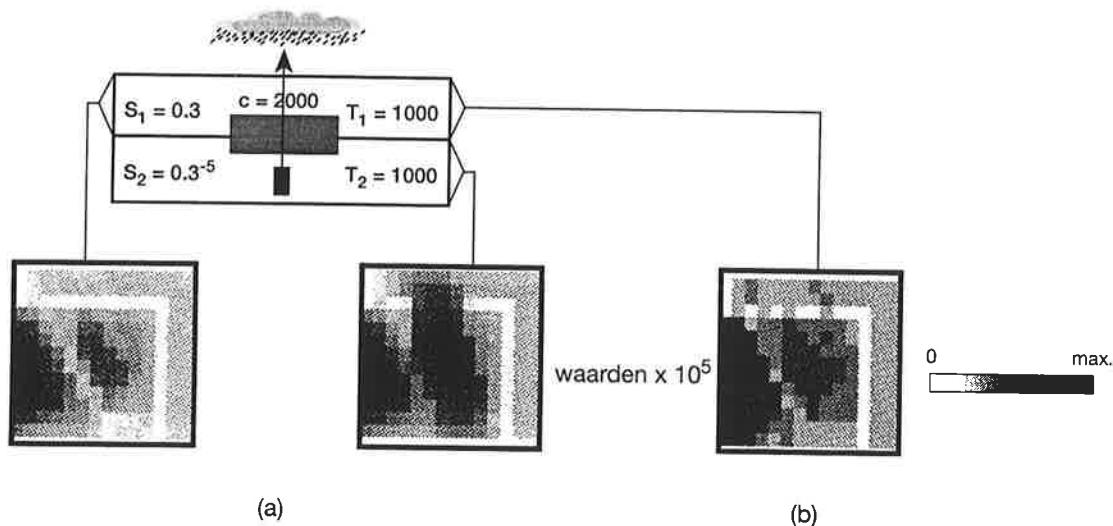


Figuur 17 Stijghoogten per tijdstap voor het Wierden+ Model.

Tabel 4 Gecalibreerde transmissiviteiten voor het Wierden+ Model al dan niet stochastisch.

Run#	Meetnet	Model	Minimum ( $T_1, T_2$ )
10.1	z/w figuur 12	deterministisch	(1173,799)
10.2	z/w figuur 12	stochastisch	(718,837)
11.1	5 extra grijze locaties	deterministisch	(6867,9437)
11.2	5 extra grijze locaties	stochastisch	(986,755)

modelfout te vergelijken met een meetfout (als vandaag slecht wordt bemeaten, hoeft dit de volgende week niet zo te zijn). De meeste accumulatie vindt dus plaats in de langzamer reagerende deelgebieden, waarbij voor het onderste wvp moet worden opgemerkt dat de structuur van donker en licht bedriegt omdat alle waarden vermenigvuldigd zijn met 10000. In figuur 18b is de ruimtelijke invloed van de artificiële ruisterm weergegeven. In de donkerste gridcellen is de invloed van de ruisterm meer dan 6 cellen verder nog groter dan 10%; in de lichtste gridcellen heeft een ruisterm alleen invloed op de gridcel zelf. Hierbij ontstaat een vergelijkbaar plaatje als bij de accumulatie in de tijd. We keren nu terug naar de calibratie van het Wierden+ model. De duidelijk verkeerde ijking voor het deterministische model ontstond bij gebruik van de meetinformatie uit de grijze meetlocaties in figuur 12. Deze meetlocaties liggen juist in het gebied waar de ruistermen in ruimte en tijd accumuleren en dus te onderscheiden zijn van meetfouten. In dit geval is een stochastisch model vereist om hiermee rekening te houden. Bij gebruik van een deterministisch model gaat de invloed van de ruistermen verdisconteerd worden in de parameterschattingen die hierdoor een significante afwijking kunnen krijgen (zogenoeten bias).



Figuur 18 Tijds- en ruimtelijke accumulatie van de systeemruis in het Wierden+ Model.

Voor het echte Wierden model kunnen we een vergelijkbaar geval laten zien. De modelfouten zitten vooral in het topsysteem (waterlopen, grondwateraanvulling). Hierdoor zal een parameter van dit topsysteem meer invloed van deze modeldiscrepancie ondervinden dan een parameter van het onderste wvp. Na de Monte Carlo simulatie werd geconcludeerd dat de verticale weerstand van de afdekkende laag slecht kon worden bepaald. Deze lag op de limiet aan de bovenkant namelijk 200 d. Bij verdere ijking van deze parameter voor weer zowel het deterministische als stochastische model vinden we totaal verschillende waarden voor de verticale weerstand. Het deterministische model gaat naar een waarde boven de 2000 d., terwijl het stochastische model naar 78 d.

convergeert. Welke waarde de verticale weerstand precies heeft is natuurlijk niet bekend, maar 2000 d. is geohydrologisch niet mogelijk daar deze met een anisotropie factor van meer dan 1000 zou moeten overeenstemmen om deze weerstand te creëren in de toplaag; de waarde van 78 d. correspondeert met een anisotropiefactor van 39 hetgeen fysisch in ieder geval meer waarschijnlijk is. De ijking van de verticale weerstand van de dekzanden is een voorbeeld waarbij de invloed van modelruis evident is; voor andere parameters zoals bijvoorbeeld de transmissiviteit van het onderste wvp is dit verschil tussen ijking met het deterministische en stochastische model veel minder groot en kan moeilijker bewezen worden dat de waarde gevonden met het stochastische model dichter bij de werkelijkheid zal liggen, echter bovenstaande voorbeelden maken het vertrouwen in het stochastisch model ten opzichte van het deterministisch model wel groter.

#### 4 CONCLUSIES

De conclusie uit het voorgaande is dat het doel van een calibratie niet zozeer een minimalisering van de calibratiefout is, als wel het verkrijgen van een parameterset die het geohydrologisch systeem zo goed mogelijk beschrijft. De calibratie is verzonken in het identificatieprobleem, hetgeen eerst moet worden opgelost. De gebruikte schematisatie hiervoor introduceert intrinsieke modelfouten die niet meer weggecalibreerd kunnen worden. Deze modelfouten leveren de basis voor de modelonzekerheid. Er zijn twee hoofdpunten met betrekking tot deze modelonzekerheid die in deze bijdrage aan de orde komen:

1. Indien de modelfouten worden gekoppeld aan bepaalde bronnen - en de bijdrage van deze bronnen kunnen worden gekwantificeerd - kan worden aangegeven wat de totale modelonzekerheid ruimtelijk gezien is en in hoeverre een bepaalde bron bijdraagt aan de modelonzekerheid. Hiermee kan worden aangegeven met welke informatie het model het meest efficiënt is te verbeteren.
2. Indien de modelfouten worden veronachtzaamd, dan ontstaat bij ijking van de parameters een significante afwijking (een bias over orden van grootte). Dit kan desastreuze gevolgen hebben voor bijvoorbeeld het uitrekenen van scenario's.

Bovenstaande punten zijn aangetoond aan de hand van het model Wierden.

#### LITERATUUR

- CARRERA, J. EN NEUMAN, S.P.; 1986. Estimation of Aquifer Parameters under Transient and Steady State Conditions, 1 Maximum Likelihood Method incorporating Prior Information. *Water Resources Research*, 22, 199-210.
- CARRERA, J. EN NEUMAN, S.P.; 1986. Estimation of Aquifer Parameters under Transient and Steady State Conditions, 2 Uniqueness, Stability and Solution Algorithms. *Water Resources Research*, 22, 211-227.
- CARRERA, J. EN NEUMAN, S.P.; 1986. Estimation of Aquifer Parameters under Transient and Steady State Conditions, 3 Application to Synthetic and Field Data. *Water Resources Research*, 22, 228-242.
- COOLEY, R.L.; 1977. A Method of Estimating Parameters and Assessing Reliability for Models of Steady State Groundwater Flow 1. Theory and Numerical Properties. *Water Resources Research*, 13(2), 318-324.
- COOLEY, R.L.; 1979. A Method of Estimating Parameters and Assessing Reliability for Models of Steady State Groundwater Flow 2. Application of Statistical Analysis. *Water Resources Research*, 15(3), 603-617.
- COOLEY, R.L.; 1983. Incorporation of Prior Information on Parameters into Nonlinear Regression Groundwater Flow Models. *Water Resources Research*, 19(3), 662-676.

- DAGAN, G.; 1981. Analysis of Flow through Heterogeneous Random Aquifers by the Method of Embedding Matrix. 1: Steady Flow. *Water Resources Research*, 17(1), 107-121.
- DAGAN, G.; 1982. Stochastic Modelling of Groundwater Flow by Unconditional and Conditional Probabilities. 2: The Solute Transport. *Water Resources Research*, 18(4), 835-848.
- DELHOMME, J.P.; 1979. Spatial Variability and Uncertainty in Groundwater Flow Parameters: A Geostatistical Approach. *Water Resources Research* 15(2), 269-280.
- GAVALAS, G.R., SHAH, P.C. en SEINFELD, J.H.; 1976. Reservoir History Matching by Bayesian Estimation. *Trans. AIME*, 261, 337-350.
- GEER, F.C. VAN; 1987. Applications of Kalman Filtering in the Analysis and Design of Groundwater Monitoring Networks. Ph.D. Thesis, Technische Universiteit Delft.
- GELHAR, J.W.; 1977. Effects of Hydraulic Conductivity Variations on Groundwater Flows. In *Proceedings 'International Symposium Stochastic Hydraulics'*, Lund, Sweden, pp. 409-428 (editors: P. Hjrt, L. Jnsson en P. Larsen). International Association Hydraulic Resources Water Research Publishers, Fort Collins, Colorado, USA.
- HOOGENDOORN, J. EN STROET, C.B.M. TE; 1994. Optimalisatie Waterbeheer Wierden/Wierdense Veld. TNO Grondwater en Geo-Energie, rapportnr. OS 94-14B.
- JAKEMAN, A.J., GHASSEMI, F. EN DIETRICH, C.R.; 1990. Calibration and Reliability of an Aquifer System Model using Generalized Sensitivity Analysis. In K. Kovar, editor, *ModelCare 90: Calibration and Reliability in Groundwater Modelling*, pp. 43-51, The Hague, 5 September 1990. IAHS-publicatie 195.
- JAZWINSKY, A.H.; 1970. *Stochastic Processes and Filtering Theory*. Academic Press.
- LAVENUE, M.A. EN PICKENS, J.F.; 1993. Application of a Coupled Adjoint-Sensitivity and Kriging Approach to Calibrate a Groundwater Flow Model. *Water Resources Research*.
- OLSTHOORN, T.N.; 1989. Grondwaterstandsverlagingen ten gevolge van de Duitse bruinkoolwinning in de Roerdalslenk. Kwantitatieve analyse van de verschillen tussen de Duitse en de Nederlandse modelstudie. Technical report 728610001, RIVM.
- SCHWEPPE, F.C.; 1973. *Uncertain Dynamic Systems*. Prentice Hall.
- STROET, C.B.M. TE. Calibration of Stochastic Groundwater Flow Models. Estimation of System Noise Statistics and Model Parameters. Ph.D. Thesis, Technische Universiteit Delft.





## WAT DOEN WIJ ALS HYDROLOGEN MET DEZE KENNIS?

Theo N. Olsthoorn

### 1 INLEIDING

'Onzekerheid in Grondwatermodellering' is de titel van deze dag. Waar het om gaat is feitelijk: hoe zo verantwoord mogelijk een grondwatersysteem kan worden gemodelleerd en op welke wijze de onzekerheid van deze modellering kan worden verminderd. Reductie van de onzekerheid ten aanzien van te nemen beslissingen is uiteindelijk het doel van elke modellering. Het gaat er bij betrouwbare modellering om de resterende onzekerheid expliciet te maken.

Uitgangspunt voor een verantwoorde modellering is in eerste instantie een goede schematisatie van de ondergrond en de randvoorwaarden en pas in tweede instantie een goede parameterisering van dit systeem. Het gaat hierbij om parameters die effectief zijn voor de blokken of elementen van het model. De bepaling hiervan en van de alsnog resterende systeemruis zijn de onderwerpen van deze dag.

Bij het modelleren van een grondwatersysteem hebben we te maken met een natuurproduct: 'de ondergrond'. De variabiliteit daarin is groot en aanwezig op elke schaal: de korrels, puntschaal, blokschaal of regionale schaal. De variabiliteit op een schaal groter dan die van de blokken van het model dienen in de blokken te worden verwerkt. De variabiliteit op kleinere schaal dient echter op de één of andere manier te worden opgeschaald tot het niveau van de blokken.

De modellerende hydroloog zal onontkoombaar over de schaal van zijn modelblokken moeten beslissen. Hij beslist daarmee over de variabiliteit die nog wel en welke niet meer deterministisch door zijn model kan worden beschreven. Hij of zij wordt dus altijd geconfronteerd met een probleem van opschaling en daarmee met het samenstellen van representatieve, dat wil zeggen blokeffectieve parameters. Het is dan ook zijn plicht hier serieus aandacht aan te geven.

### 2 DE GEOLOGIE VAN DE HOLOCENE RIJN-MAAS DELTA

Naarmate een hogere betrouwbaarheid en een grotere precisie van de hydrologische modellering wordt verlangd, neemt het belang toe van een goed begrip van de geologie en de omstandigheden waaronder de verschillende afzettingen zich hebben gevormd. De voorgaande sprekers hebben onderstreept dat de modellering van het topsysteem, althans in Nederland, veelal bepalend is voor de onzekerheid van een model. Een goed begrip van de toplagen is zodoende essentieel. Dat deze (holocene) lagen veelal uiterst complex zijn, is uitvoerig toegelicht door Torbjörn Törnqvist. Zij blijken echter tevens begrijpbaar door een goed inzicht in het sedimentatiegedrag van de verschillende soorten rivieren; hierdoor worden zij hanteerbaar.

De door hem beschreven grillige anastomoserende riviersystemen zijn in Nederland waarschijnlijk algemener dan tot nu toe werd aangenomen en spelen een belangrijke rol in het fluviatiele systeem van de holocene Rijn-Maas-delta.

De geohydroloog hoort deze geologie als basis te nemen voor zijn modellering. Deze is veelal ingewikkeld, maar bezit tegelijkertijd kenmerkende structuren. Torbjörn Törnqvist heeft hier uitgebreid over gesproken. De dag zal hebben duidelijk gemaakt dat met name een goed begrip van de wijze waarop en de omstandigheden waaronder afzettingen zich hebben gevormd, helpen met een betere onderbouwing van geohydrologisch onderzoek.

Behalve de anastomoserende rivieren kennen we de vlechtende en de meanderende rivieren, elk met hun karakteristieke patroon van afzettingen. Met name de anastomoserende rivieren leveren een grote variabiliteit op kleine schaal, te gedetailleerd voor geologische of geomorfologische kaarten. Van belang is daarom de herkenning in het veld van de verschillende fluviatiele systemen en de te verwachten daarmee samenhangende afzettingsspatronen. De bediscussieerde criteria voor de faciësstructuur bieden hiervoor de benodigde handvatten.

### **Stelling**

*Gezien het hydrologische belang van de deklagen van een grondwatersysteem heeft de hydroloog een gedegen kennis van de verschillende afzettingmilieus nodig. Het verdient dan ook sterke aanbeveling bij de verschillende hydrologen-opleidingen meer aandacht te besteden aan sedimentatieprocessen.*

## **3 PUNTSCHAALDOORLATENDHEDEN IN EEN FLUVIATIELE DEKLAAG**

Henk Weerts gaat uit van de faciëseenheden als dragers van de hydraulische eigenschappen van het grondwatersysteem. Faciëseenheden, de ruimtelijke verdeling van afzettingen in de deklaag, worden gekenmerkt door hun lithologische of textuurklasse (zand, leem, klei etc). De textuur van de faciëseenheden zijn het resultaat van het fluviatiele systeem, de omstandigheden waaronder en de wijze waarop de afzettingen zijn gevormd. Deze faciëseenheden komen voor op een horizontale schaal variërend van 10 tot 100 m en op een verticale schaal van 0.5 tot 5 m. Grote contrasten in doorlatendheid kunnen hierdoor over korte afstanden voorkomen.

Dankzij een goed begrip van de ontstaanswijze van de afzettingen kan de ruimtelijke verbreiding van de faciëseenheden geschat en gekarteerd worden. Dit vergt uiteraard een groot aantal boringen. De circa 200.000 boringen van de deklaag van de Rijn-Maas-delta waar de Universiteit Utrecht over beschikt, zijn alles bij elkaar onvoldoende voor de onderkenning van het detail dat nodig is voor kartering van de faciëseenheden. Ergo, geologische kaarten zijn onvoldoende gedetailleerd voor dit doel. Binnen een aantal studiegebieden zijn voldoende boringen gezet om kartering van de faciëseenheden voor het eerst mogelijk te maken. Uiteindelijk zal getracht moeten worden om deze karteringen op basis van gedegen geologische kennis te vertalen naar gebieden met minder gegevens.

De faciëseenheden blijken te kunnen worden gekoppeld aan lithologische klassen of textuurklassen, die gemakkelijk in het veld te herkennen zijn en duidelijk onderscheiden statistische verdelingen van de doorlatendheid hebben.

De variatie van doorlatendheid binnen faciëseenheden kan niet meer deterministisch worden beschreven. Deze variatie dient dus stochastisch te worden beschouwd. Het grote aantal puntschaaldoorlatendheden die voor de afzonderlijke faciëseenheden beschikbaar zijn, leent zich daarvoor.

### **Stelling**

*Doorlatendheid van een materiaal kan alleen aan ongeroerde monsters worden gemeten. Alleen doorlatendheden binnen een faciëseenheid vormen een populatie met een duidelijke unimodale statistische verdeling. Het is dan ook alleen zinvol om doorlatendheden op puntschaal van boormonsters te verzamelen wanneer hun herkomst en ruimtelijke spreiding bekend is (Weerts, 1994).*

## **4 DOORLATENDHEDEN: VAN PUNTSCHAAL TOT REGIONALE SCHAAL**

In elke boring komen we de verschillende faciëseenheden tegen, herkenbaar aan hun textuurklasse (klei, leem, veen etc). De ruimtelijke verbreiding van de faciëseenheden is vaak niet karteerbaar door gebrek aan boringen. In dat geval kan nog slechts statistisch of stochastisch worden gewerkt. Marc Bierkens pakt dan ook de lithologische of textuurklasse op als drager van geohydrologische eigenschappen van de grond. De deterministische ruimtelijke verdeling van de faciëseenheid is bij hem stochastisch geworden, en wordt uitgedrukt met behulp van een variogram.

De zeven door Bierkens en Weerts geselecteerde textuurklassen blijken een aantal voor de hydrologie cruciale eigenschappen te bezitten. Zo zijn zij gemakkelijk in het veld herkenbaar. Daar hun doorlatendheid significant verschilt, kunnen zij fungeren als drager van de geohydrologische eigenschappen van het natuurlijke materiaal.

Hij toont tevens aan dat de doorlatendheid van een zand niet kan worden berekend uit de korrelverdeling (de zeefkromme) en bijmengingen alleen, alle inspanningen van de afgelopen honderd jaar ten spijt. Het blijkt noodzakelijk de afzettingsstructuur (sedimentatie) in de beschouwingen te betrekken evenals het statistisch karakter van de doorlatendheidsvariabiliteit binnen de betreffende textuurklasse.

Puntdoorlatendheden kunnen alleen verantwoord worden opgeschaald als gedetailleerde kennis beschikbaar is van de lithologische opbouw van het sediment. Het blijkt dat door simulatie van de opbouw van een afzetting tezamen met het stochastisch karakter van dikte van sublaagjes en de puntschaaldoorlatendheid, blokken kunnen worden gemaakt die een goede opschaling vormen van deze doorlatendheid op puntschaal, inclusief hun anisotropie. Door de geohydrologische eigenschappen van zo'n blok in een model te meten met de juiste randvoorwaarden, wordt de opgeschaalde doorlatendheid verkregen, geschikt voor grotere modelblokken.

Interessant aan het onderzoek van Bierkens is dat juist door het stochastisch karakter van de doorlatendheid als kern van de opschaling te beschouwen, een veel betrouwbaarder resultaat wordt verkregen voor de blokeffectieve parameters. Met andere woorden de stochastiek verhoogt het inzicht en de betrouwbaarheid van de voorspellingen.

Juist het verwaarlozen van deze stochastiek, het homogeen veronderstellen van de deklaag zal leiden tot een overschatting (met factoren) van de weerstand en van de verblijftijd van het water daarin.

Het belangrijkste resultaat van het werk van Weerts en Bierkens is dat we eindelijk beschikken over een opschaalmethodiek die het mogelijk maakt gebruik te maken van gemeten doorlatendheden op puntschaalniveau. Tot op dit moment werden dit soort metingen in de praktijk afgedaan als irrelevant, omdat ze niet maatgevend zijn voor de werkelijkheid op de schaal waarop het model opereert.

### **Stelling**

*De opschaalmethodiek lijkt mogelijkheden te bieden om het schatten van kD-waarden vanuit boorstaten systematisch te verbeteren voor het hele land. Hiervoor zou de kennis van het afzettingsmilieu van de verschillende lagen moeten worden gecombineerd met hun textuurklasse en puntschaaldoorlatendheden voor elk van deze textuurklassen. Deze methodiek zou mijns inziens door TNO in het kader van REGIS ter hand moeten worden genomen en worden toegepast op het hele land.*

### **Stelling**

*Eén van de voorwaarden voor een succesvolle toepassing van dergelijke kD- en c-bepalingen is de vorming van een database met eerste en tweede orde statistieken van de geohydrologische eigenschappen voor sedimenten (textuurklassen) op verschillende schaalniveau's (Bierkens, 1994).*

### **Stelling**

*Het zou interessant zijn de opschalingsmethode van Bierkens nader te onderbouwen via opschaling van boorstaten op lokaties waar pompproeven en flowmetingen zijn gehouden.*

## **5 CALIBRATIE VAN EEN REGIONAAL STOCHASTISCH GRONDWATER-MODEL**

De calibratie van een stochastische grondwatermodel door Chris te Stroet levert boeiende resultaten op. Ik wil proberen een aantal daarvan onder uw aandacht te brengen.

Een model, of dat nu een eindig differentieelmodel, of een eindig elementenmodel danwel een analytisch elementenmodel is, werkt met 'blokken' op een bepaalde schaal. Bij veel modellen, met name de regionale en supra-regionale, is de schaal van de blokken aanzienlijk. Er zal dus altijd bewust en onvermijdelijk detail moeten worden weg gelaten, ook al omdat slechts op een beperkt aantal lokaties de opbouw van de bodem bekend is. Een vergelijkbare verwaarlozing geschiedt bij de niet-stationaire, zogenoemde drijvende krachten van het model, zoals neerslag en onttrekkingen.

Wil men een model kunnen calibreren dan dient het aantal vrijheidsgraden, dus het aantal te ijken parameters, nog verder te worden teruggebracht. Het zal in elk geval beduidend kleiner moeten zijn dan het aantal metingen, hooguit enkele tientallen. De reductie van vrijheidsgraden geschiedt bijvoorbeeld door zonerings in een beperkt aantal subgebieden, waarbinnen parameters een vaste waarde krijgen. Een dergelijke classificatie leidt onvermijdelijk tot vergroting van de systeemruis. De identificeerbaarheid van de parameters staat daarmee haaks op de nauwkeurigheid van de parameters.

Systeemruis is het gevolg van al die variatie in ruimte en tijd die niet wordt gemodelleerd. Het vertegenwoordigt datgene waartoe het model niet in staat is. Systeemruis is daarmee het complement van elk deterministisch model en even reëel (Te Stroet, 1995). We dienen er als hydrologen dus bewust mee om te gaan: We moeten hem in feite expliciet maken door hem mee te modelleren en mee te calibreren.

Er dient onderscheid te worden gemaakt tussen meetruis en systeemruis. In tegenstelling tot datgene dat door sommigen wordt verondersteld, is de meetruis bij waarnemingen van de stijghoogten in de praktijk verwaarloosbaar ten opzichte van de systeemruis van een model.

Ruis, en dan met name systeemruis is dus onvermijdelijk. Het is verbazingwekkend, dat de hydrologische literatuur juist deze systeemruis tot nu toe heeft verwaarloosd.

Chris te Stroet toont aan dat systeemruis een fysisch verschijnsel is dat zich vanuit de drijvende krachten in het model verspreidt op dezelfde wijze als stijghoogte-veranderingen dat doen onder invloed van veranderingen in deze drijvende krachten. Hij maakt de systeemruis hiermee hanteerbaar. Dit laatste biedt de mogelijkheid om de ruimtelijke structuur van de systeemruis vast te leggen en zo de systeemruis te relateren aan de verschillende oorzaken, c.q. drijvende krachten. Via calibratie van de ruisparameters kan de bijdrage van de verschillende drijvende krachten aan de systeemruis worden bepaald. De bijdrage van de verschillende drijvende krachten aan de onzekerheid blijkt tevens sterk in de tijd te verlopen. Met zulke kennis kan het veldonderzoek effectief worden afgestemd op de parameters die de grootste reductie van de onzekerheid opleveren.

Te Stroet toont tevens aan dat, als je geen rekening houdt met de systeemruis, de modelcalibratie dan parameterwaarden opleveren die factoren mis zijn. Onder bepaalde omstandigheden blijkt het toevoegen van extra waarnemingsbuizen de zaak zelfs te verergeren. Dit ogenschijnlijk tegenstrijdige verschijnsel blijkt het gevolg van cumulatie van afwijkingen die in het algemeen optreden ten gevolge van ruis in trage systemen. Hij stelt dus voor om deterministische en stochastische parameters tegelijkertijd te calibreren.

Bij stochastische calibratie, die wel expliciet rekening houdt met de ruis, worden genoemde afwijkingen van de modelparameters adequaat onderschept en blijven zij bij de calibratie van de parameters achterwege. Het is dus zaak om bij calibratie van trage systemen bewust om te gaan met systeemruis, op straffe van grote fouten ten gevolge van cumulatie van de effecten van deze systeemruis.

### **Stelling**

*Een opdrachtgever zou terecht kunnen zeggen tegen een hydroloog die zijn modelrapportage komt toelichten:*

*"Gij spreekt niet over onzekerheid, ergo, gij zijt onbetrouwbaar."*

Het mathematisch filter (Kalman filter) dat met het model meeloopt om per tijdstap de afwijkingen tussen metingen en berekeningen te corrigeren, lijkt op het eerste gezicht een vorm van zelfbedrog. Immers, afwijkingen tussen model en metingen blijven noodzakelijkerwijs klein, als de berekende stijghoogten elke tijdstap door de metingen worden gecorrigeerd. Bij een optimaal filter dienen de correcties per tijdstap onafhankelijk van elkaar te zijn. Wordt hieraan voldaan dan vormen de correcties van het filter inderdaad de ruis. Is dit niet zo, dan is het filter per tijdstap systematisch een gelijkgerichte correctie aan het uitvoeren, en tracht zo de systematische fouten in het deterministische model weg te werken. Dit laatste is uiteraard niet toegestaan. Het volgt uit de analyse van achtereenvolgende door het filter uitgevoerde correcties. Bij gelijktijdige calibratie van deterministische en stochastische parameters, wordt hier automatisch voor gezorgd (mits de calibratie convergeert).

Naast de wijze van calibreren is de manier van omgaan met de ruimtelijke component van de gevoeligheid, en het zichtbaar maken van de mate waarin het netwerk de veranderingen van parameterwaarden kan waarnemen, een voorbeeld dat navolging verdient. Het lijkt één van de handgrepen tot het verbeteren van monitoring netwerken, nog geheel los van wat voor aangeprezen filtertechnieken dan ook.

Eén van de meest in het oog springende conclusies van het onderzoek van Chris te Stroet is dat het concreet en expliciet maken van de onzekerheid leidt tot een toename van de betrouwbaarheid.

Mij dunkt dat de verhalen die hier naar voren zijn gebracht voor velen van u nieuw zijn. Voor een

nog groter aantal zijn zij ook op het eerste gezicht moeilijk assimileerbaar. Ik moet constateren dat ook na vijftientig jaar wetenschappelijke artikelen over stochastiek en statistiek in de hydrologie, deze kennis nog niet is doorgedrongen tot de dagelijkse praktijk, de modellen die gemaakt worden en de scenario's die daar worden gedraaid. Verder dan een gevoeligheidsanalyse komt men in de praktijk zelden. Modelcalibratie wordt in de meeste gevallen nog altijd uitgevoerd via de beproefde doch onnavolgbare methode van 'Gissen en missen'. En dan dit: calibratie van een stochastisch grondwatermodel, simultane calibratie van de modelparameters en de systeemruis via een geavanceerde methode als Kalman-filtering.

### **Stelling**

*Eén ding lijkt me duidelijk. Voordat zulke methoden ingang vinden bij al die hydrologen die dagelijks problemen op moeten lossen, zal er nog heel wat missie nodig zijn. Eén en ander zal moeten beginnen met de opleiding op de verschillende universiteiten waar hydrologie wordt onderwezen. Voor al degenen die nu werkzaam zijn, is het echter noodzakelijk dat voorbeelden worden gepubliceerd die overtuigend en begrijpelijk zijn. Ik wil dan ook beginnen met een oproep te doen aan degenen die vandaag hier hun werk hebben voorgedragen, om behalve verhalen in Water Resources Research ook verhalen te schrijven in H<sub>2</sub>O en het vakblad voor hydrologen dat nu opgezet wordt door de Nederlandse Hydrologische Vereniging, die begrijpelijk zijn voor ons allen.*

### **LITERATUUR**

- WEERTS, H.J.T.; 1995. Meetschaaldoorlatendheden van een complexe deklaag (deze uitgave).
- BIERKENS, M.F.P.; 1994. Complex Confining Layers. A stochastic Approach Analysis of Hydraulic Properties at Various Scales. Ph.D. thesis Faculteit Ruimtelijke wetenschappen Universiteit Utrecht, ISBN 90-6266-117-3.
- STROET, C.B.M. te ; 1995. Ph.D. Thesis (Concept). Zie ook deze uitgave.
- TÖRNQVIST, T.E.; 1993. Holocene Alternation of Meandering and Anomosing Fluvial Systems in the Rhine-Meuse Delta (Central Netherlands) Controlled by Sea-level Rise and Subsoil Erodibility. Journal of Sedimentary Petrology. Volume 63, No. 4, July 1993, p. 683-693.