
Tijdreeksmodellen voor de grondwaterstand

Een kijkje in de black box

Martin Knotters
Marc F.P. Bierkens

Grondwaterstandsreeksen worden in Nederland vaak gemodelleerd met transfer-ruismodellen. Het aantrekkelijke van deze modellen is dat je alleen reeksen van grondwaterstanden, neerslagoverschotten en eventueel andere reeksen zoals onttrekkingscijfers nodig hebt. Sinds kort behoeven deze reeksen zelfs niet meer per se equidistant te zijn. Transfer-ruismodellen kunnen dus worden opgesteld zonder dat er informatie over de bodemfysische eigenschappen van de grond nodig is, of informatie over regionale grondwaterfluxen en drainage of infiltratie. Transfer-ruismodellen hebben daarom ook een nadeel: je kunt er geen effecten van ingrepen in het hydrologische regime mee voorspellen, want er zitten geen fysische knoppen aan waar je aan kunt draaien; het zijn 'black box'-modellen. In dit artikel nemen we een kijkje in de 'black box' en kijken we of het niet toch mogelijk is om het effect van ingrepen te voorspellen met een transfer-ruismodel. Deze effecten kunnen dan worden uitgedrukt in termen van risico's – of kansen als je het positief benadert – want transfer-ruismodellen zijn immers stochastische modellen.

Inleiding

De grondwaterstand is een factor waarmee rekening gehouden moet worden. Bij allerlei ingrepen – start of uitbreiding van waterwinningen, veranderingen die ten behoeve van landbouw of natuur in de waterhuishouding worden aangebracht, infrastructurale werken – rijst al snel de vraag: wat gebeurt er met de grondwaterstand? Alleen overmoedige hydrologen kunnen deze vraag beantwoorden zonder zelfs maar een vermoeden van onzekerheid. Alle andere hydrologen zijn onzeker, en als ze stochastische methoden gebruiken dan kunnen ze zelfs aangeven hoe onzeker ze zijn. Dit kan bijvoorbeeld met betrouwbaarheidsbanden, maar die brengen *watermanagers* vaak weer aan het twijfelen. De roep om harde cijfers is dan snel gehoord. Een risico, of een kans, is een hard cijfer waar je in het waterbeheer wat mee kunt, en die ten volle recht doet aan de onzekerheid van de hydroloog.

Om de risico's of kansen die voor de grondwaterstand ontstaan als gevolg van ingrepen te kunnen berekenen heb je een stochastisch model nodig, een model dus dat de onzekerheid

Martin Knotters en Marc F.P. Bierkens zijn werkzaam bij DLO-Staring Centrum, Postbus 125, 6700 AC Wageningen, telefoon (0317) 47 45 10, fax: (0317) 42 48 12, e-mail: m.knotters@sc.dlo.nl.

in rekening brengt. Typerend voor een stochastisch model is dat je waarnemingen nodig hebt, want zonder kennis van het verschil tussen model en (waarneming van) de werkelijkheid weet je alleen dat, maar niet hoe onzeker je bent. Tijdreeksmodellen zoals transfer-ruismodellen (TR-modellen) zijn stochastische modellen. Ze zijn in Nederland al vaak toegepast om de relatie tussen het neerslagoverschot en de grondwaterstand te modelleren (onder andere: Baggelaar, 1988; Van Geer, 1988; Van Geer e.a., 1988; Rolf, 1989; Knotters en Van Walsum, 1994; Gehrels, 1995). Het ligt echter niet voor de hand om TR-modellen te gebruiken bij het voorspellen van ingrepen, omdat er geen fysische 'knoppen' aan zitten die je naar de toekomstige situatie kunt draaien; het zijn *black box*-modellen. Fysisch-mechanistische modellen bieden ruimschoots de mogelijkheid om aan knoppen te draaien, maar een stochastische component ontbreekt vaak waardoor het niet mogelijk is om risico's of kansen te berekenen. In principe is het overigens wel mogelijk om fysisch-mechanistische modellen uit te breiden met een stochastische component, maar het blijven dan modellen die veel invoer vragen, met name wat betreft de bodemfysische eigenschappen in de onverzadigde zone.

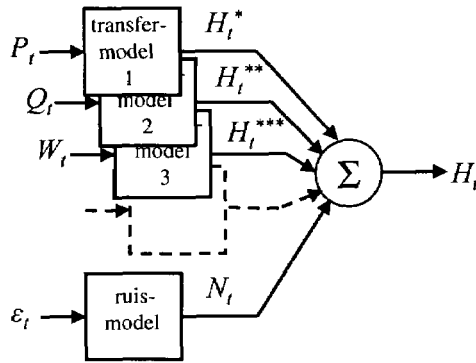
Tussenwegen zijn er ook: stochastische differentiaalvergelijkingen (Bierkens, 1998) en een gecombineerd bodem-grondwatermodel met stochastische invoer (Bierkens en Walvoort, 1998). Maar ook deze modellen hebben informatie nodig over het vochtbergend vermogen in de onverzadigde zone. Een eerste reden om de fysische betekenis van TR-modellen nader te onderzoeken is dus om met weinig extra informatie toch een voorspelling te krijgen van het effect van een ingreep op het grondwaterstandsverloop, in termen van risico's of kansen. Een tweede reden is dat als de relatie tussen de parameters van het transfer-ruismodel en gebiedsdekkend beschikbare fysische hulpinformatie bekend is, de TR-modellen en daarmee grondwaterstandsreeksen in principe gebiedsdekkend kunnen worden voorspeld (Knotters en Bierkens, 1998). Van TR-modellen voor grondwaterstanden wisten we al dat de parameters fysische betekenis hebben. De zevende stelling uit het proefschrift van Frans van Geer luidt immers: "De modelcoëfficiënten van een tijdreeksmodel voor een grondwaterstandsreeks zijn af te leiden uit de geohydrologische parameters van het desbetreffende gebied" (Van Geer, 1987). Lankester en Maas (1996) laten zien hoe de impuls-responsfunctie (zeg maar de transfercomponent van het TR-model) samenhangt met geohydrologische parameters.

In dit artikel analyseren we de fysische basis van TR-modellen voor de relatie tussen neerslagoverschot en grondwaterstand. Eerst geven we het TR-model voor de relatie tussen neerslagoverschot en grondwaterstand. Vervolgens drukken we de parameters van het TR-model uit in termen van een waterbalans voor een grondkolom. Met twee voorbeelden laten we zien dat met een fysisch geïnterpreteerd TR-model het effect van ingrepen in de waterhuishouding op het grondwaterstandsverloop kan worden voorspeld. We sluiten het artikel af met een conclusie en een korte discussie.

Het transfer-ruismodel

Het TR-model voor de grondwaterstand is een model met tenminste twee componenten:

- 1 één of meer transfercomponenten die het gedeelte van de grondwaterstandsfluctuatie beschrijven dat kan worden verklaard uit invoer zoals het neerslagoverschot, onttrekkingscijfers of rivierwaterstanden;



Figuur 1: Schematische voorstelling van het transfer-ruismodel. P_t is het neerslagoverschot, Q_t is het debiet van een grondwateronttrekking, W_t is de rivierwaterstand, ε_t is het foutenproces (witte ruis) en H_t is de grondwaterstand.

2 een ruiscomponent die het gedeelte van de grondwaterstandsfluctuatie beschrijft dat niet verklaard kan worden uit invoer.

Schematisch staat het TR-model weergegeven in figuur 1. Het TR-model dat de relatie tussen neerslagoverschot P_t en grondwaterstand H_t beschrijft ziet er in formulevorm als volgt uit:

$$H_t = H_t^* + N_t, \quad (1)$$

met

$$H_t^* = \sum_{i=1}^r \delta_i H_{t-i}^* + \sum_{j=0}^s \omega_j P_{t-j}$$

en

$$(N_t - \mu) = \sum_{i=1}^p \phi_i (N_{t-i} - \mu) + \varepsilon_t + \sum_{j=1}^q \theta_j \varepsilon_{t-j}.$$

Hierin is P_t het gemiddelde neerslagoverschot tussen tijdstip t en $t - 1$. Als δ_i , $i = 1, \dots, r$ gelijk is aan ϕ_i , $i = 1, \dots, p$, dus $p = r$, dan is het bovenstaande TR-model gelijk aan het zogenaamde ARMAX(m,m')-model:

$$(H_t - \mu) = \sum_{i=1}^m a_i (H_{t-i} - \mu) + \sum_{i=0}^{m'} b_i P_{t-i} + \varepsilon_t. \quad (2)$$

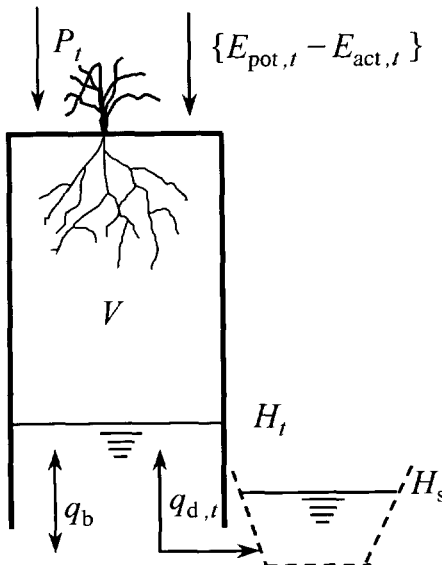
Het TR-model en het ARMAX-model beschrijven alleen lineaire relaties tussen neerslagoverschot en grondwaterstand. Als sprake is van een niet-lineaire samenhang tussen neer-

slagoverschot en grondwaterstand kan gebruik worden gemaakt van een zogenaamd TARSO-model dat het grondwaterstandsverloop in verschillende regimes verdeelt met elk een eigen relatie met het neerslagoverschot (Knotters en De Gooijer, 1999). Verder dient te worden opgemerkt dat de ruis verondersteld is 'stationair' te zijn, dat wil zeggen dat de statistische eigenschappen onafhankelijk zijn van de tijd. Als er een invloed is op de grondwaterstand die niet wordt beschreven door één van de transfercomponenten dan kan dit aanleiding geven tot niet-stationariteit van de ruis. Het is in dat geval raadzaam om een transfercomponent toe te voegen die deze invloed beschrijft. Met interventie-analyse (Hipel e.a., 1975) kan het effect van zo'n invloed worden gekwantificeerd.

Een waterbalans voor een grondkolom

Om inzicht te krijgen in de fysische betekenis van de parameters van een transfer-ruismodel stellen we eerst een waterbalans op voor een grondkolom (Knotters en Bierkens, 1998). Dit is grafisch weergegeven in figuur 2.

Aan de bovenkant van de grondkolom komt het neerslagoverschot P_t binnen. Dit is het verschil tussen neerslag en potentiële verdamping. De potentiële verdamping is echter groter dan de actuele verdamping, die we doorgaans niet kennen. Vandaar dat er nog een flux binnenkomt, namelijk het verschil tussen potentiële en actuele verdamping, $E_{p,t} - E_{a,t}$. Aan de onderzijde van de grondkolom zien we twee fluxen: de regionale grondwaterflux $q_{b,t}$ en de flux naar of uit drainagemiddelen $q_{d,t}$, als gevolg van een drainageniveau H_s en een drainageweerstand γ :



Figuur 2: Grondkolom met inkomende en uitgaande fluxen. P_t is het potentiële neerslagoverschot, $\{E_{p,t} - E_{a,t}\}$ is het verschil tussen potentiële actuele verdamping, $q_{b,t}$ is de regionale grondwaterflux $q_{d,t}$ is de flux naar drainagemiddelen als gevolg van een drainageniveau H_s en een drainageweerstand γ . H_t is de grondwaterstand.

$$q_d(t) = \frac{H_s - H(t)}{\gamma}, \quad (3)$$

waarin $H(t)$ de grondwaterstand op tijdstip t is en H_s en γ onafhankelijk van t zijn verondersteld. De porositeit ϕ van het medium waarin de grondwaterstand beweegt en de regionale grondwaterflux q_b veronderstellen we eveneens onafhankelijk van de tijd. Verder is er een vochtvoorraad V aanwezig in de onverzadigde zone die een onbekende verandering in de tijd vertoont. De waterbalans kan nu als volgt worden geformuleerd:

$$\phi \frac{dH}{dt} = \frac{H_s - H(t)}{\gamma} + P(t) + q_b + [E_p(t) - E_a(t)] + \frac{dV}{dt} \quad (4)$$

Uit deze vergelijking kan een differentiaalvergelijking worden opgemaakt voor H :

$$\frac{dH}{dt} = \frac{-H(t)}{\phi \gamma} + \frac{1}{\phi} \left[P(t) + q_b + \frac{H_s}{\gamma} + E_p(t) - E_a(t) + \frac{dV}{dt} \right]. \quad (5)$$

Als we aannemen dat dV/dt niet afhangt van $H(t)$ kunnen we deze differentiaalvergelijking oplossen. Dit leidt tot de volgende vergelijking voor $H(t)$:

$$\begin{aligned} H(t) = & \left(e^{-\Delta t / \phi \gamma} \right) H(t - \Delta t) \\ & + \gamma \left(1 - e^{-\Delta t / \phi \gamma} \right) P(t) \\ & + (\gamma q_b + H_s) \left(1 - e^{-\Delta t / \phi \gamma} \right) \\ & + \gamma \left\{ [E_p(t) - E_a(t)] + \frac{\Delta V}{\Delta t} \right\} \left(1 - e^{-\Delta t / \phi \gamma} \right). \end{aligned} \quad (6)$$

De eerste term aan de rechterkant geeft het 'geheugen' van het systeem aan, de tweede term de relatie met het neerslagoverschot op tijdstip t en de derde term bevat alleen termen die onafhankelijk van de tijd zijn verondersteld. De termen die in de regel onbekend zijn – actuele verdamping en de verandering van de vochtvoorraad in de onverzadigde zone – staan in de laatste term. De structuur van de bovenstaande vergelijking is gelijk aan die van het ARMAX(1,0)-model (vergelijking (2)) voor gegeven Δt :

$$H_t - \mu = a_1(H_{t-\Delta t} - \mu) + b_0 P_t + \varepsilon_t, \quad (7)$$

met

$$\begin{aligned} a_1 &= e^{-\Delta t / \phi \gamma} \\ b_0 &= \gamma(1 - a_1) \\ \mu &= \gamma q_b + H_s. \end{aligned} \quad (8)$$

Uit vergelijking (8) blijkt dat om fysische redenen a_1 tussen 0 en 1 moet liggen en b_0 tussen 0 en oneindig. De drainageweerstand γ , de effectieve porositeit ϕ en de regionale grondwa-

terflux q_b kunnen uit de parameters van een ARMAX(1,0)-model worden berekend als het drainageniveau H_s bekend is:

$$\begin{aligned}\gamma &= \frac{b_0}{1-a_1} \\ \varphi &= \frac{-\Delta t}{\gamma \ln a_1} \\ q_b &= \frac{\mu - H_s}{\gamma}\end{aligned}\tag{9}$$

Uit het bovenstaande blijkt dat het ARMAX(1,0)-model uit fysisch oogpunt het meest voor de hand liggende lineaire tijdreeksmodel is voor de relatie tussen neerslagoverschot en grondwaterstand. Het model kan eenvoudig worden uitgebreid voor situaties met meer dan één drainageniveau (Knotters en Bierkens, 1998). Ook het niet-lineaire TARSO-model kan op vergelijkbare wijze in fysische termen worden uitgedrukt (Knotters en Bierkens, 1998).

Hydrologische effectvoorspelling

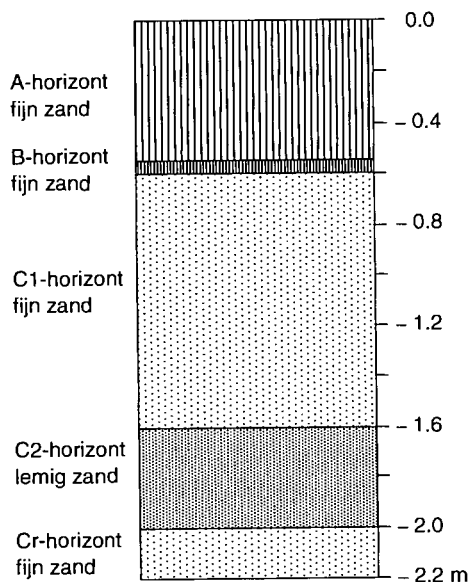
Nu de parameters van een TR-model kunnen worden uitgedrukt in termen van drainage-niveau, drainageweerstand, effectieve porositeit en regionale grondwaterflux, moet het ook mogelijk zijn om het effect op de grondwaterstandsfluctuatie te voorspellen als één of meer van deze fysische termen zich wijzigen als gevolg van een ingreep. Wij zullen dit illustreren met twee voorbeelden. De gegevens over de hydrologische ingrepen zijn ontleend aan het Waterschap Groot-Salland.

Voorbeeld 1

Het eerste voorbeeld heeft betrekking op de hydrologische situatie rond een grondwaterstandsbuis in de buurt van Lettele in het Salland. De buis ligt in een zacht glooiend dekzandlandschap, halverwege een waterloop die de 'Soestwetering' heet en een sloot die daar ca. 325 m noordelijk parallel aan loopt. Een bodemkundige beschrijving is gegeven in figuur 3.

In 1985 werd het profiel van de Soestwetering vergroot en werd het peil verhoogd, dit alles ten behoeve van wateraanvoer. De details van de ingreep staan vermeld in tabel 1.

In dit voorbeeld zullen we een ARMAX(1,0)-model op de reeks vanaf 1985 kalibreren. Volgens zullen we de parameters van dit model aanpassen voor de hydrologische situatie van vóór 1985. Met het aangepaste ARMAX(1,0)-model zal het grondwaterstandsverloop van vóór 1985 worden gesimuleerd en dit zal worden vergeleken met het werkelijk opgetreden grondwaterstandsverloop (validatie). In de praktijk zal men geïnteresseerd zijn in de situatie die zich na een ingreep voor zal doen; in dit voorbeeld hadden wij echter niet de beschikking over voldoende data van vóór de ingreep om een model te kalibreren. Vandaar dat wij in dit voorbeeld voor de omgekeerde volgorde kiezen, wat voor validatie overigens niet uitmaakt.



Figuur 3: Bodemkundig profiel van de locatie in voorbeeld 1.

Tabel 1: Gegevens over de hydraulische situatie vóór en na de ingrepen.

Voorbeeld	Parameter	Waarde vóór de ingreep	Waarde na de ingreep
1	H_s	-2,2	-1,82
	H_b	-2,44	-2,60
	u	2,93	5,38
	L	325	325
2	H_s	-1,6	-1,6
	H_b	-1,5	-1,5
	u_{greppels}	0,8	0,8
	u_{sloten}	1,1	1,1
	L_{greppels}	134	108
	L_{sloten}	628	547

Opmerking: Alle waarden in m. Alle niveaus zijn uitgedrukt ten opzichte van het maaiveld bij de grondwaterstandsbuis. H_s = gemiddeld drainageniveau; H_b = gemiddelde bodemdiepte van de ontwateringsmiddelen; u = gemiddelde natte omtrek van de ontwateringsmiddelen; L = gemiddelde afstand tussen de ontwateringsmiddelen.

Neerslagdata zijn ontleend aan het KNMI-station in Lettele op enkele kilometers van de buis, de verdampingsdata zijn afkomstig van het KNMI-station Twente dat 42 km van de buis verwijderd ligt.

Uit de gegevens van tabel 1 berekenen wij de drainageweerstand van voor en na de ingreep, met behulp van de formule van Ernst (1956):

$$\gamma = \gamma_v + \gamma_h + \gamma_r + \gamma_e$$

$$= \frac{D_v}{k_v} + \frac{L^2}{8 \sum_{i=1}^n k_{h,i} D_{h,i}} + \frac{L}{\pi k_r} \ln \frac{\alpha D_r}{u} + \frac{L c_e}{u} \quad (10)$$

waarin γ_v , γ_h , γ_r en γ_e de weerstanden voor respectievelijk verticale, horizontale, radiale stroming en intreestroming in het drainagemiddel zijn. $D_{h,i}$, $i = 1, \dots, n$ zijn de diktes van n lagen met horizontale stroming (m). D_v en D_r zijn de diktes van de lagen met respectievelijk verticale en radiale stroming (m). $k_{h,i}$, $i = 1, \dots, n$ zijn de horizontale doorlatendheden in de n lagen met horizontale stroming (m/d). k_v en k_r zijn respectievelijk de verticale en radiale doorlatendheid, waarbij de laatste wordt berekend met $k_r = \sqrt{k_h k_v}$. De doorlatendheden ontleenden we aan Bierkens (1994), zie tabel 2.

Tabel 2: Doorlatendheden die gebruikt zijn bij de berekening van de drainageweerstanden.

Voorbeeld	Diepte	k_h	k_v
1	0 - -1,6	15	15
	-1,6 - -2	3	1
	-2 - -2,2	15	15
2	0 - -1,15	15	15
	-1,15 - -1,5	3	1

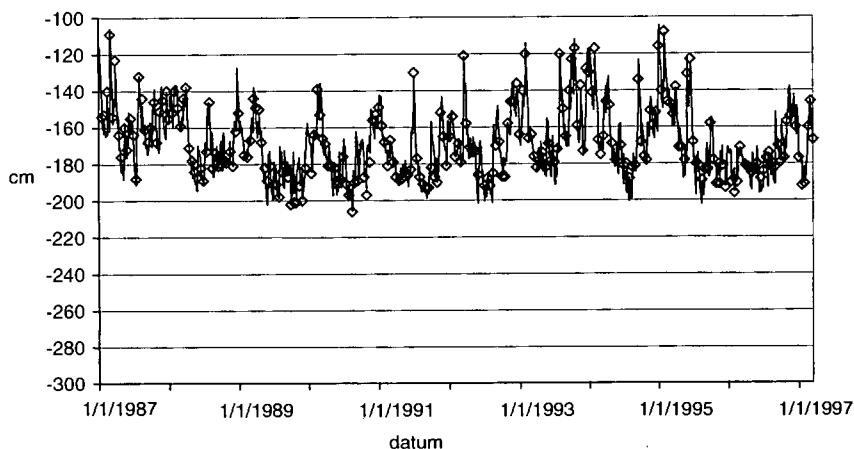
Opmerking: De diepten zijn uitgedrukt ten opzichte van het maaiveld bij de grondwaterstandsbuis (m). k_h en k_v zijn respectievelijk de horizontale en verticale verzadigde doorlatendheid in m/d.

L is de afstand tussen de ontwateringsmiddelen, in dit voorbeeld 325 m, u is de natte omtrek (m), α is een factor voor de geometrie van de radiale stroming (-) en c_e is de intree-weerstand (verondersteld op 1 dag). De drainageweerstand vóór de ingreep werd op basis van vergelijking (10) en de gegevens uit tabel 1 geschat op 145,0 dagen, de drainageweerstand na de ingreep op 90,2 dagen. Het gemiddelde drainageniveau van vóór en na de ingreep werd op basis van de gegevens van Waterschap Groot-Salland geschat op respectievelijk -220 cm en -182 cm t.o.v. het maaiveld bij de buis.

Vervolgens kalibreren we een ARMAX(1,0)-model op de data uit de periode van 1 januari 1987 tot en met 13 maart 1997 met het Kalmanfilter-algoritme dat beschreven is door Bierkens e.a. (vorig nummer). Voor $\Delta t = 1$ dag levert dit het volgende model op:

$$H_t + 176,3 = 0,9395(H_{t-\Delta t} + 176,3) + 5,982P_t + \hat{\epsilon}_t, \quad (11)$$

met $\hat{\sigma}_\epsilon = 3,71$ cm. De gekalibreerde drainageweerstand bedraagt 98,85 d, de effectieve porositeit 0,1621 en de regionale grondwaterflux 0,5775 m/d. Deze waarden hangen met de tijdreeksparemeters in vergelijking (11) samen volgens de relaties in vergelijking (9), met $H_s = -182$ cm. Het gekalibreerde grondwaterstandsverloop is weergegeven in figuur 4.



Figuur 4: Gekalibreerde en waargenomen grondwaterstanden in voorbeeld 1. \diamond waargenomen grondwaterstand; getrokken lijn: geactualiseerde voorspellingen.

De gekalibreerde drainageweerstand van 98,85 d passen we vervolgens proportioneel aan voor de drainageweerstanden die met vergelijking (10) zijn berekend voor de situatie voor en na de ingreep (respectievelijk 145,0 d en 90,2 d). Dit levert een drainageweerstand op van 158,8 d voor de situatie zoals deze was voor de ingreep. Gebruik makend van deze aangepaste drainageweerstand, een drainageniveau van -220 cm en de relaties in vergelijking (8) voorspellen we met het ARMAX(1,0)-model de grondwaterstand voor de periode van 1 januari 1982 tot en met 18 december 1984, voorafgaand aan de ingreep. Het voorspelde grondwaterstandsverloop en de waargenomen grondwaterstanden staan weergegeven in figuur 5.

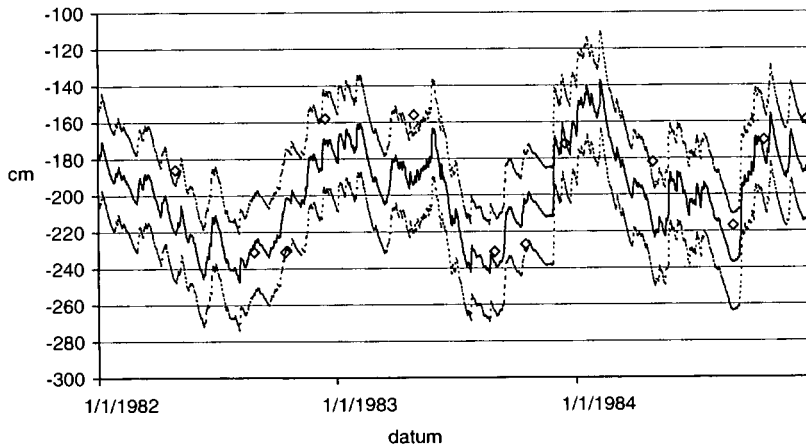
Het 95%-voorspellingsinterval is berekend met

$$\left[\tilde{H}_t - 1,96 \sqrt{\frac{\sigma_\varepsilon^2}{1 - \alpha_1^2}}, \tilde{H}_t + 1,96 \sqrt{\frac{\sigma_\varepsilon^2}{1 - \alpha_1^2}} \right], \quad (12)$$

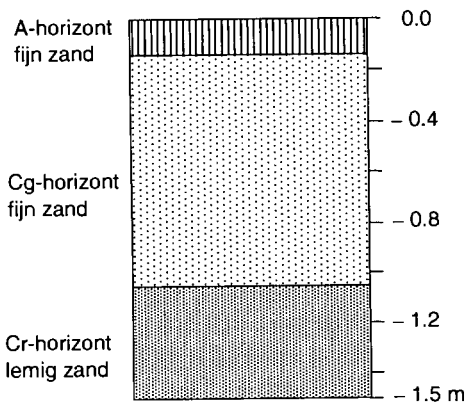
waarin \tilde{H}_t de voorspelde grondwaterstand is, $\hat{\sigma}_\varepsilon = 3,71$ cm en α_1 is berekend m.b.v. vergelijking (8) voor de situatie van voor de ingreep.

Voorbeeld 2

Het tweede voorbeeld betreft het grondwaterstandsverloop dat is waargenomen in een buis in de buurt van Heino, eveneens in het Salland. Ook deze buis ligt in een zacht glooiend dekzandlandschap. Figuur 6 laat het bodemkundige profiel zien.



Figuur 5: Voorspeld grondwaterstandsverloop vóór de ingreep in voorbeeld 1. Getrokken lijn: voorspeld grondwaterstandsverloop; onderbroken lijnen: 95 %-voorspellingsinterval; \diamond waargenomen grondwaterstand.



Figuur 6: Bodemkundig profiel van de locatie in voorbeeld 2.

Gedurende 1995 en 1996 werd de drainage in het gebied rondom de buis geïntensiveerd: door de aanleg van een duiker en de vergroting van 212 m greppel tot een sloot werd een aantal greppels rond de buis effectief. De lengte van effectieve greppels nam toe met 475 m. Details zijn gegeven in tabel 1. In dit voorbeeld zullen we een ARMAX(1,0)-model kalibreren op de periode van 1 januari 1989 tot en met 28 december 1994, de periode voorafgaand aan de ingreep dus. Vervolgens zullen we de parameters van dit model aanpassen voor de ingreep. Met het aangepaste model voorspellen we vervolgens de grondwaterstanden tussen 1 januari 1997 en 28 december 1998, na de ingreep dus. De neerslagdata zijn waarge-

nomen in het KNMI-station Vilsteren op ca. 10 km afstand van de buis, de verdampingsdata zijn afkomstig van het KNMI-station Twente op ca. 44 km afstand.

Met behulp van de gegevens in tabel 1 en vergelijking (10) berekenen wij de drainageweerstand voor zowel greppels als voor sloten, uit gemiddelde bodemhoogten, slootafstanden en natte omtrekken van negen cirkelvormige omgevingen met stralen variërend van 100 m tot 900 m. De doorlatendheden die wij hierbij gebruiken zijn staan in tabel 2. De lengten van sloten en greppels binnen de negen verschillende cirkels berekenen wij met behulp van de digitale topografische kaart schaal 1:10000 en het GIS-pakket ARCVIEW. De totale drainageweerstand berekenen wij tenslotte als volgt:

$$\gamma_{\text{tot.}} = \frac{1}{\sum_{i=1}^2 \frac{1}{\min_R(\gamma_i, R)}} \quad (13)$$

met $R = 100, 200, \dots, 900$ m is de straal van de cirkel en $i = 1, 2$ is een indicator voor respectievelijk greppels en sloten. De aldus berekende drainageweerstand bedragen respectievelijk 228,3 d en 183,6 d voor en na de ingreep.

Het gemiddelde drainageniveau bevond zich zowel voor als na de ingreep 160 cm onder het maaiveld bij de buis. Dit is iets dieper dan de gemiddelde bodemdiepten van de drainage-middelen in de directe omgeving van de buis. Het ARMAX(1,0)-model, gekalibreerd op grondwaterstanden van voor de ingreep is

$$H_t + 131,3 = 0,9656(H_{t-\Delta t} + 131,3) + 6,997P_t + \hat{\epsilon}_t, \quad (14)$$

met $\Delta t = 1$ d en $\hat{\sigma}_{\epsilon} = 3,99$ cm. De bijbehorende drainageweerstand volgens vergelijking (9) is 203,5 d, de effectieve porositeit is 0,1405 en de regionale grondwaterflux is 1,410 mm/d. Figuur 7 geeft het gekalibreerde grondwaterstandsverloop.

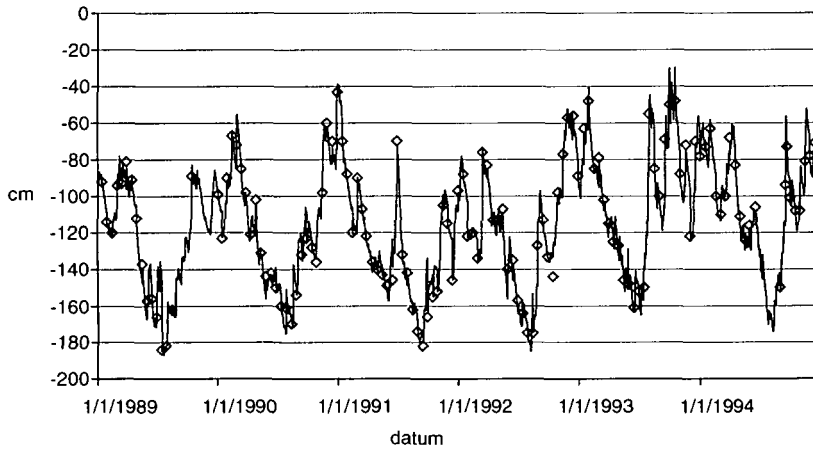
Vervolgens passen wij de gekalibreerde drainageweerstand van 203,5 d proportioneel aan met behulp van de drainageweerstand die op basis van vergelijking (10) en (13) zijn berekend voor de situatie voor en na de ingreep. Dit levert een drainageweerstand van 163,7 d voor de periode vanaf de ingreep op. Met deze aangepaste waarde en de relaties in vergelijking (8) voorspellen wij met een ARMAX(1,0)-model het grondwaterstandsverloop dat na de ingreep optreedt. Figuur 8 toont het voorspelde en het waargenomen grondwaterstandsverloop.

Validatie

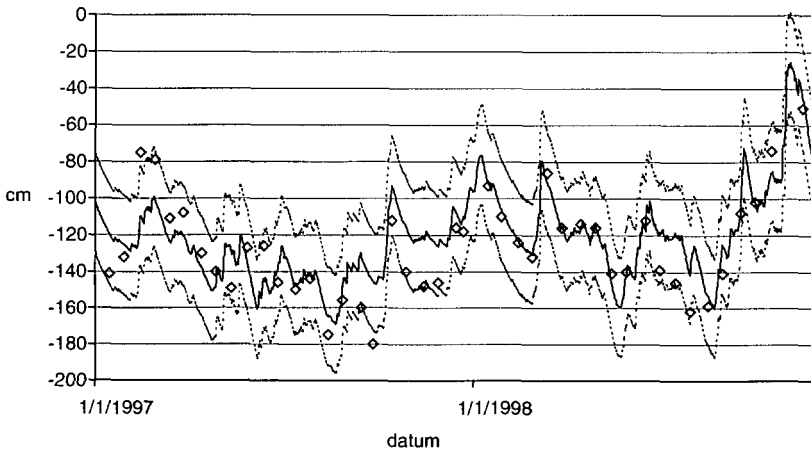
De voorspelde grondwaterstanden vergelijken wij met de waargenomen grondwaterstanden op basis van de volgende criteria:

1 de gemiddelde fout:

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i \quad (15)$$



Figuur 7: Gekalibreerde en waargenomen grondwaterstanden in voorbeeld 2. \diamond waargenomen grondwaterstand; getrokken lijn: geactualiseerde voorspellingen.



Figuur 8: Voorspeld grondwaterstandsverloop na de ingreep in voorbeeld 2. Getrokken lijn: voorspeld grondwaterstandsverloop; onderbroken lijnen: 95 %-voorspellingsinterval; \diamond waargenomen grondwaterstand.

waarin n het aantal waarnemingen gedurende de validatieperiode is en $e_i, i = 1, \dots, n$ het verschil tussen de waargenomen en voorspelde grondwaterstand is. De gemiddelde fout is een maat voor de systematische afwijking van de voorspellingen t.o.v. de waarnemingen; 2 de standaardafwijking van de fouten:

$$SDE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (e_i - ME)^2} \quad (16)$$

Dit is een maat voor de precisie van de voorspellingen;
 3 de *root mean squared error*:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i^2} \quad (17)$$

Dit is een maat voor de nauwkeurigheid van de voorspellingen.

Tabel 3 bevat de resultaten van de validatie. Ter vergelijking zijn de voorspellingen ook uitgevoerd met de modellen die niet zijn aangepast voor de ingreep. Uit tabel 3 blijkt dat de voorspellingen verbeteren als de modellen worden aangepast voor de hydrologische ingreep. De voorspelfouten liggen in dezelfde grootteorde als die voor andere buizen in het Pleistocene zandgebied werden gevonden met uiteenlopende modellen die meer of minder fysica bevatten. Deze modellen zijn het fysisch-mechanistische model SWATRE, uitgebreid met een stochastische component (Knotters en Van Walsum, 1997), stochastische differentiaalvergelijkingen (Bierkens, 1998), een gecombineerd bodem-grondwatermodel met stochastische invoer (EMERALD, Bierkens en Walvoort, 1998) en tijdreeksmodellen die drempel-nietlineariteit in rekening brengen (TARSO, Knotters en De Gooijer, 1999).

De ME van 10,58 cm die in voorbeeld 1 werd gevonden kan worden verklaard uit het feit dat alleen de drainageweerstand en het drainageniveau zijn aangepast voor de ingreep, terwijl mag worden verwacht dat ook de regionale grondwaterflux is gewijzigd door de ingreep als gevolg van hogere oppervlaktewaterpeilen. Als er kennis bestaat over de wijziging in regionale flux dan kan de parameter q_b hiervoor worden aangepast en kunnen de voorspellingen verder worden verbeterd. De ingreep in voorbeeld 2 blijkt vooral de gemiddelde grondwaterstand te beïnvloeden, zoals blijkt uit de reductie van de ME wanneer het model wordt aangepast voor de ingreep.

Tabel 3: Validatie van de voorspellingen.

Voorbeeld, model	ME	SDE	RMSE
1, 1	10,58	20,84	23,37
1, 2	-21,78	24,93	32,75
2, 1	-4,28	14,14	14,77
2, 2	-13,68	13,69	19,35

Opmerking: Alle waarden in cm. ME = gemiddelde fout, SDE = standaardafwijking van de fouten, RMSE = *root mean squared error*.

Voorbeeld 1, model 1 (aangepast voor de ingreep): $H_s = -2,2$ m, $\gamma = 158,8$ d, $\varphi = 0,1621$, $q_b = 0,5775$ mm/d.

Voorbeeld 1, model 2 (ter vergelijking, niet aangepast): $H_s = -1,82$ m, $\gamma = 98,85$ d, $\varphi = 0,1621$, $q_b = 0,5775$ m/d.

Voorbeeld 2, model 1 (aangepast voor de ingreep): $H_s = 4,0$ m + NAP, $\gamma = 163,7$ d, $\varphi = 0,1405$, $q_b = 1,410$ mm/d.

Voorbeeld 2, model 2 (ter vergelijking, niet aangepast): $H_s = 4,0$ m + NAP, $\gamma = 203,5$ d, $\varphi = 0,1405$, $q_b = 1,410$ mm/d.

Conclusie

Uit deze studie blijkt dat het mogelijk is om met een fysisch geïnterpreteerd tijdreeksmodel voor de relatie tussen neerslagoverschot en grondwaterstand het effect van een ingreep op het grondwaterstandsverloop te voorspellen. De voorspelnauwkeurigheid is vergelijkbaar met die op andere locaties in het Pleistocene zandgebied werd gevonden met modellen die meer 'fysica' bevatten, zoals het fysisch-mechanistische model SWATRE uitgebreid met een stochastische component, stochastische differentiaalvergelijkingen en een gecombineerd bodem-grondwatermodel met stochastische invoer (EMERALD). Naast tijdreeksen van neerslagoverschot en grondwaterstand is voor een fysisch geïnterpreteerd tijdreeksmodel alleen informatie nodig over drainageniveaus, bodemdieptes, natte omtrekken, afstanden tussen ontwateringsmiddelen en doorlatendheden van de ondergrond.

Discussie: wat kun je met onzekerheid?

De onzekerheid van de voorspellingen die in deze studie zijn gedaan hebben we uitgedrukt met 95%-voorspellingsintervallen. Omdat het doel van deze studie validatie is, is daar op zich niets op tegen. Voor het nemen van beslissingen op het gebied van de waterhuishouding zijn risico's of kansen echter veel informatiever. Zo kan de beheerder van een natuurterrein bijvoorbeeld geïnteresseerd zijn in de kans dat de grondwaterstand na uitvoering van een waterconserveringsplan zich langer dan x dagen per jaar aaneengesloten in het maaiveld bevindt. Deze kans kan namelijk samenhangen met de kans dat bepaalde soorten zich daar kunnen vestigen of handhaven. Een boer kan zich zorgen maken over het risico dat na de uitvoering van een waterconserveringsplan bij hem in de buurt, de grondwaterstand zich gedurende het voorjaar voortaan langer dan y dagen boven een bepaald niveau bevindt, waardoor het aantal bewerkbare dagen afneemt. Deze risico's en kansen kunnen nu met een tijdreeksmodel worden berekend. Hoe onzekerder de hydroloog, hoe dichter het risico of de kans bij de 50% ligt en hoe moeilijker het wordt voor de waterbeheerder om een beslissing te nemen. Terwijl de beslissing voorlopig uitblijft kan de hydroloog zijn best doen om het effect van de ingreep beter te voorspellen, als de financiën dat tenminste toelaten. Uit het bovenstaande voorbeeldje van de natuurbeheerder en de boer blijkt dat wat voor de één een kans is voor de ander een risico inhoudt. Daarom kunnen de risico's en kansen voor de verschillende functies in het landelijk gebied worden ingevoerd in een 'kostenmodel' waarin iedere kans en elk risico een gewicht krijgt. Hiermee kan de uiteindelijke beslissing om al of niet in te grijpen in de hydrologie worden genomen.

Samenvattend kan worden gesteld dat stochastische methoden en modellen, zoals TR-modellen, aan *watermanagers* grote diensten kunnen bewijzen bij het nemen van beslissingen.

Dankwoord

Wij bedanken de heren Broeze en Maatman van het Waterschap Groot-Salland voor het bereidwillig beschikbaar stellen van gegevens.

Literatuur

- Baggelaar, P.K. (1988)** Tijdreeksanalyse bij verlagingsonderzoek: principe en voorbeeld; in: *H₂O*, jrg 21, nr 6, pag 443–450.
- Bierkens, M.F.P. (1994)** Complex confining layers: a stochastic analysis of hydraulic properties at various scales; Proefschrift Universiteit Utrecht, Utrecht.
- Bierkens, M.F.P. (1998)** Eenvoudige stochastische modellen voor grondwaterstandsfluctuaties. Deel 1: Een stochastische differentiaalvergelijking; in: *Stromingen*, jrg 4, nr 2, pag 5–26.
- Bierkens, M.F.P., M. Knotters en F.C. van Geer (1999)** Tijdreeksanalyse nu ook toepasbaar bij onregelmatige meetfrequenties; in: *Stromingen*, jrg 5, nr 2, pag 43–54.
- Bierkens, M.F.P. en D.J.J. Walvoort (1998)** Eenvoudige stochastische modellen voor grondwaterstandsfluctuaties. Deel 2: Gecombineerd bodem-grondwatermodel met stochastische invoer; in: *Stromingen*, jrg 4, nr 2, pag 5–20.
- Ernst, L.F. (1956)** Calculation of the steady flow of groundwater in vertical cross-sections; in: *Netherlands Journal of Agricultural Science*, jrg 4, pag 126–131.
- Geer, F.C. van (1987)** Applications of Kalman Filtering on the analysis and design of groundwater monitoring networks; Proefschrift, Technische Universiteit Delft, Delft.
- Geer, F.C. van (1988)** Verlagingsberekening met transfermodellen rond de winplaats Spannenburg; in: *H₂O*, jrg 21, nr 6, pag 451–454.
- Geer, F.C. van, P.K. Baggelaar en P.R. Defize (1988)** Toepassing van tijdreeksanalyse op meetreeksen van de stijghoogte; in: *H₂O*, jrg 21, nr 6, pag 438–442.
- Gehrels, J.C. (1995)** Niet-stationaire grondwatermodellering van de Veluwe. Een studie naar de invloed van de grondwaterwinning, inpoldering en verloofing op de grondwaterstand sinds 1951; rapport Vrije Universiteit, Amsterdam.
- Hipel, K.W., W.C. Lennox, T.E. Unny en A.I. McLeod (1975)** Intervention analysis in water resources; in: *Water Resources Research*, jrg 11, nr 6, pag 855–861.
- Knotters, M. en M.F.P. Bierkens (1998)** The relationship between time series models for water table depth and physical information; report 167 DLO Staring Centrum, Wageningen.
- Knotters, M. en J.G. de Gooijer (1999)** TARSO modeling of water table depths; in: *Water Resources Research*, jrg 35, nr 3, pag 695–706.
- Knotters, M. en P.E.V. van Walsum (1994)** Uitschakeling van weersinvloeden bij de karakterisering van het grondwaterstandsverloop. Rapport 350 DLO Staring Centrum, Wageningen.
- Knotters, M. en P.E.V. van Walsum (1997)** Estimating fluctuation quantities from time series of water-table depths using models with a stochastic component; in: *Journal of Hydrology* 197, pag 25–46.
- Lankester, J. en K. Maas (1996)** Een onderzoek naar de karakterisering van vegetatiekundige standplaatsen op basis van impulsresponsies; in: *Stromingen*, jrg 2, nr 3, pag 5–17.
- Rolf, H.L.M. (1989)** Verlagings van de grondwaterstanden in Nederland. Analyse periode 1950–1986. Rapport DGV–TNO, Delft.

