
Het eigen gewicht van freatisch grondwater of nogmaals: vergeten we iets?

Hans Leenen en Kees Maas¹

Inleiding

In de vierde aflevering van de rubriek Rare Reeksen presenteerden Perry de Louw en Roelof Stuurman een zeer diepe grondwaterstandsreeks, die in de loop van ruim anderhalf jaar vrijwel geen fluctuaties vertoonde. Er waren alleen veel hoogfrequente wiebeltjes te zien van maximaal 15 cm (De Louw en Stuurman, 2005). Het filter stond zo diep en de bovenliggende lagen waren zo potdicht, dat de auteurs toestroming van water uit andere lagen uitsloten. Ze schreven de fluctuaties toe aan luchtdrukschommelingen die wel door de diver zouden worden opgepikt, maar die in werkelijkheid in de zeer diepe aquifer geen effect gehad zouden hebben. Dat lokte een reactie uit van Hans Leenen, die erop wees dat stijghoogtefluctuaties in diepere aquifers niet alleen op toestroming van grondwater hoeven te wijzen. Hij schreef daarover al eerder in dit blad, onder de titel: Modelleren van niet-stationaire grondwaterstroming; vergeten we iets? (Leenen, 1999). In dat artikel betoogde hij dat freatische grondwaterstandsfluctuaties een variërende mechanische belasting van de onderliggende aquifers meebrengen, die wel *moet* doorwerken in de diepere stijghoogten, zelfs als de scheidende lagen potdicht zouden zijn. Zijn verwachting was dat variaties in het eigen gewicht van grondwater niet verwaarloosd mogen worden. De discussie naar aanleiding van Rare Reeksen 4 werd naar ons gevoel niet helemaal afgerond. In dit artikel diepen we het onderwerp verder uit. Het zal blijken dat het effect van (variaties van) het eigen gewicht van het freatisch grondwater wel onder bepaalde omstandigheden meetbaar moet zijn, maar dat het in het algemeen klein is ten opzichte van het effect dat de stroming van grondwater heeft op de stijghoogte in diepere aquifers. Alleen voor relatief goed afgesloten aquifers blijkt het effect niet verwaarloosbaar. De bepalende parameters zijn de weerstand van de bovenliggende afsluitende $la(a)g(en)$, de elastische berging in de aquifer en de tijdschaal waarop de randconditie van het freatische grondwater zich afspeelt. De bottom line is dat van geval tot geval aan de hand van de karakteristieken van het probleem bekeken moet worden of het effect van (variaties van) het eigen gewicht van freatisch grondwater van belang is.

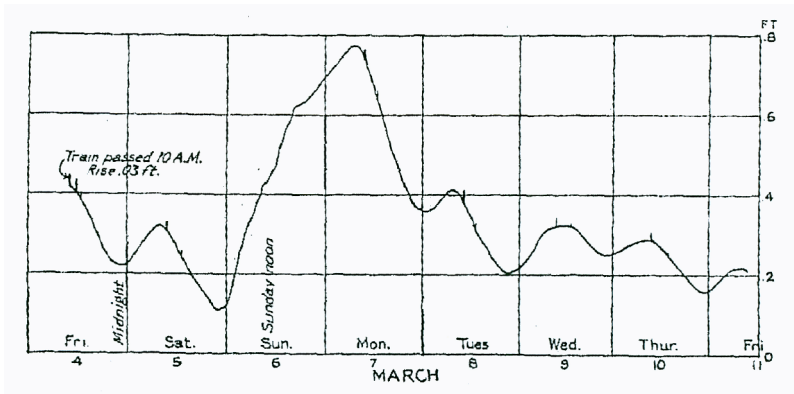
¹ Kees Maas is werkzaam bij KWR Watercycle Research Institute en TU Delft, kees.maas@kwrwater.nl

Hans Leenen is werkzaam bij DHV, Unit Land en Water, hans.leenen@dhv.com

Stijghoogtefluctuaties door mechanische belasting; vroege voorbeelden

Dat mechanische belasting stijghoogtefluctuaties kan opleveren, is welbekend. Bij het interpreteren van pompproeven in diepere aquifers, bijvoorbeeld, is het routine om de waarnemingen te corrigeren voor luchtdrukschommelingen. Het mechanisme werkt als volgt: als de luchtdruk stijgt, neemt de grondspanning dienovereenkomstig toe. Het extra gewicht van de dampkring moet immers worden gedragen. Volgens de grondmechanica is de grondspanning gelijk aan de som van de korrelspanning en de waterspanning. In diepere aquifers, waar het water niet zo gemakkelijk weg kan, wordt de toename van de luchtdruk in eerste instantie vooral door het water opgevangen, maar niet helemaal. De korrels dragen ook mee. Omdat de luchtdruk wel één op één doorwerkt op de waterkolom in een waarnemingsfilter, die immers direct in contact staat met de atmosfeer, ontstaat daarin een overdruk ten opzichte van het water in de aquifer. Het gevolg is dat er wat water uit het waarnemingsfilter de aquifer in wordt gedrukt. Het *niveau* in het waarnemingsfilter *daalt* daardoor een beetje als de luchtdruk stijgt. Bij het corrigeren voor het barometereffect wordt doorgaans (maar niet altijd, zie bijvoorbeeld Toll en Rasmussen, 2007) aangenomen dat de doorwerking van de luchtdruk naar diepere aquifers instantaan is. De mate van doorwerking wordt barometrische efficiëntie genoemd. Gerard Uffink beschreef destijds in H₂O hoe de barometrische gevoeligheid van aquifers kan worden gebruikt om de elastische bergingscoëfficiënt van diepere aquifers te bepalen (Uffink, 1982). Het was één van de publicaties die hem de hydrologieprijs van de NHV opleverde. De twee aangehaalde artikelen bevatten tal van verwijzingen naar achterliggende relevante literatuur.

Ook andere vormen van mechanische belasting kunnen invloed hebben op de stijghoogte. Het gaat in alle gevallen om diepere aquifers. Freatische aquifers vertonen het effect niet. Een heel vroeg voorbeeld is afkomstig van F. Hubbard King, één van de grondleggers van ons vak. Hij ontdekte dat in een waarnemingsbuis in Wisconsin, die vlakbij een spoorlijn stond, het niveau steeg als er een trein passeerde, om daarna weer te dalen. Een zware goederentrein produceerde een groter effect dan een lichtere en snellere passagierstrein, maar een enkele locomotief gaf geen merkbare reactie (King, 1892). Meinzer (1928), een andere beroemdheid, presenteert het plaatje dat hier als figuur 1 is opgenomen. Hij noemt ook voorbeelden van belasting van aquifers door open watergetijden. Wim de Lange en Kees Maas lieten zien hoe de mechanische belasting van een aquifer door een getijdenrivier, de Hollandse IJssel, ervoor kon zorgen dat het grondwatergetij bij Gouderak voorliep op het open watergetij (De Lange en Maas, 1986, Maas en De Lange, 1987). Belasting door het gewicht van open water is in principe niet anders dan belasting door het eigen gewicht van freatisch grondwater. De appendix van het laatstgenoemde artikel gaat wat fundamenteeler in op het mechanisme dan we in het artikel dat nu voor u ligt doen.



Figuur 1: Automatische registratie van het waterpeil in de 200 voet diepe put van Preszler, nabij Lodi in Californië, van 4 tot 11 maart 1927. Er zijn dagelijkse fluctuaties te zien ten gevolge van het pompen, en abrupte fluctuaties ten gevolge van het passeren van treinen over een spoorweg die 117 voet van de put loopt. Er waren destijds twee treinen per dag, (behalve op zondag); één kwam aan in Lodi om 10 uur 's morgens; de ander vertrok uit Lodi om 12:25 uur 's middags.

Opzet van het artikel

In dit artikel laten we eerst zien welke term er ontbreekt aan de gangbare differentiaalvergelijking voor de stijghoogte. Daarna werken we analytisch een paar gevallen uit, waardoor het relatieve belang van de extra term duidelijk wordt.

Uitbreiding van de differentiaalvergelijking voor de stijghoogte

Stelt u zich een horizontaal zeer uitgestrekt grondwatersysteem voor, bestaande uit een freatische aquifer en een diepere aquifer, die van elkaar gescheiden zijn door een slecht doorlatende laag. De freatische aquifer heeft een bergingscoëfficiënt S_f . Op $t = 0$ valt er een hoosbui, waardoor de grondwaterspiegel initieel over een hoogte $\Delta\phi_f$ m stijgt. Er begint via de weerstandslaag ook water naar de diepere aquifer te stromen, maar minder dan in de gangbare grondwatermodellen wordt aangenomen. Tegelijkertijd wordt namelijk de diepere aquifer door het toegenomen eigen gewicht van de freatische grondwaterlaag samengedrukt, waardoor de diepe stijghoogte al meteen toeneemt; zelfs als de slecht doorlatende laag potdicht zou zitten. Het stijghoogteverschil over de weerstandslaag is dus kleiner dan men wellicht denken zou, en in elk geval kleiner dan wat in gangbare grondwatermodellen wordt aangenomen.

Omdat van luchtdrukschommelingen bekend is dat ze grotendeels, maar niet helemaal één op één doorwerken in de diepe stijghoogte, gaan we ervan uit dat dat voor het gewicht van het grondwater ook het geval zal zijn. Stel de stijghoogte van de diepere aquifer is ϕ . Laten we zeggen dat de diepe stijghoogte aanvankelijk toeneemt met $\Delta\phi = S^* \Delta\phi_f$, waarin S^* dus maximaal gelijk is aan S_f , maar vermoedelijk kleiner zal zijn. Als de slecht doorlatende laag potdicht zou zijn, en S^* maximaal is (dat wil zeggen: gelijk aan S_f), dan volgt de diepe stijghoogte exact de verandering van het gewicht van de freatische grondwaterkolom. Dan geldt dus dat $\Delta\phi = S_f \Delta\phi_f$.

Bij volledige afsluiting treedt geen verticale grondwaterstroming op en geldt:

$$\frac{d\varphi}{dt} = S^* \frac{d\varphi_f}{dt} \quad (1)$$

of, vooruitlopend op wat straks volgt:

$$S \frac{d\varphi}{dt} = SS^* \frac{d\varphi_f}{dt} \quad (2)$$

waarin S de elastische bergingscoëfficiënt is van de diepere aquifer. Als de slechtdoorlatende laag niet potdicht zit, treedt er tevens stroming van en naar de freatische aquifer op. Het is gebruikelijk dat te modelleren met:

$$S \frac{d\varphi}{dt} = \frac{\varphi_f - \varphi}{c} \quad (3)$$

of een gelijkwaardige uitdrukking, waarin c de weerstand is van de slechtdoorlatende laag. Aangezien beide effecten – verticale stroming en belasting – simultaan optreden, behoort de differentiaalvergelijking voor de diepere aquifer er als volgt uit te zien:

$$S \frac{d\varphi}{dt} = \frac{\varphi_f - \varphi}{c} + SS^* \frac{d\varphi_f}{dt} \quad (4)$$

(We gaan er voor het doel van dit artikel van uit dat er geen horizontale stroming is).

Hoe groot kan de fout zijn? 1. Harmonische fluctuaties

De hamvraag is natuurlijk hoe groot de fout is die gangbare grondwatermodellen maken door variaties in het eigen gewicht van het water te verwaarlozen. We beschouwen eerst een sinusvormige fluctuatie van de freatische grondwaterstand:

$$\varphi_f = A_1 \sin \frac{2\pi t}{T} \quad (5)$$

waarin A_1 de amplitude van de fluctuatie is, en T de periode. Deze fluctuatie zullen we straks invullen in vergelijking (4), om daaruit vervolgens het verloop van de diepe stijghoogte op te lossen. Eerst gaan we echter over op dimensieloze uitdrukkingen. Dat is in de mathematische fysica een goed gebruik: door met dimensieloze variabelen en parameters te werken wordt niet alleen het aantal vrijheidsgraden van het bestudeerde probleem gereduceerd – waardoor het probleem veel beter hanteerbaar wordt – maar er ontstaat ook inzicht in de relevante ruimte- en tijdschalen die het probleem beheersen (zie bijvoorbeeld Logan, 1987).

Er zijn twee karakteristieke tijdschalen die het probleem bepalen: de karakteristieke tijdschaal τ_1 waarop de fluctuatie van de randconditie zich afspeelt (dit is de fluctuatie die aan de freatische grondwaterstand is opgelegd) en de karakteristieke tijdschaal τ_2 van het systeem zelf (beschouw dit maar als een reactietijd):

$$\tau_1 = \frac{T}{2\pi}$$

$$\tau_2 = Sc$$

(NB: de tijdschaal van een sinusfunctie is niet de periode T , maar $T/2\pi$; dit kan formeel wiskundig worden gedefinieerd, maar dat laten we hier achterwege).

Het zal blijken dat de verhouding tussen deze twee tijdschalen bepalend is voor de mate waarin het grondmechanisch effect een rol speelt en dus ook voor de voortplanting van de fluctuaties in het freatische grondwater naar de stijghoogte van het diepere grondwater.

Stel
$$\frac{\tau_1}{\tau_2} = \varepsilon$$

Als karakteristieke hoogteschaal van fluctuaties ligt het voor de hand om de maximale uitwijking van de fluctuatie te nemen, dus introduceer A_1 als karakteristieke hoogteschaal.

Introduceer als dimensieloze tijd
$$\bar{t} = \frac{t}{\tau_1}$$

Introduceer als dimensieloze stijghoogte
$$\bar{\varphi} = \frac{\varphi}{A_1}$$

en als dimensieloze freatische grondwaterstand
$$\bar{\varphi}_f = \frac{\varphi_f}{A_1}$$

In dimensieloze vorm gaan vergelijking (4) en randconditie (5) over in

$$\frac{d\bar{\varphi}}{d\bar{t}} = \varepsilon \bar{\varphi}_f - \varepsilon \bar{\varphi} + S^* \frac{d\bar{\varphi}_f}{d\bar{t}} \quad (6)$$

$$\bar{\varphi}_f = \sin(\bar{t}) \quad (7)$$

Door de introductie van dimensieloze variabelen met correcte schalen, zijn de dimensieloze variabelen van orde grootte 1. Zonder vergelijking (6) op te lossen is al te zien hoe de stijghoogte zich gedraagt bij kleine waarden van ε (dat wil zeggen voor $\varepsilon \ll 1$). Dan gaan de eerste twee termen uit het rechterlid namelijk naar nul en volgt de stijghoogtefluctuatie de fluctuatie van de freatische grondwaterstand met een factor S^* . Omdat ε de verhouding van de tijdschalen weergeeft, is dit dus voor een situatie waarin de reactietijd van het systeem veel groter is dan de tijdschaal van de fluctuatie van het freatisch niveau.

In het andere extreem waarbij $\varepsilon \gg 1$, zijn in vergelijking (6) de termen met ε overheersend en dus $\bar{\varphi}_f = \bar{\varphi}$. Dat is de situatie waarbij een scheidende laag ontbreekt ($c \rightarrow 0$, dus $\varepsilon \gg 1$).

Uit deze analyse blijkt al zonder enige rekenoefening dat het grondmechanisch effect zeker niet verwaarloosbaar is indien $\varepsilon \ll 1$ (en $S^* \gg \varepsilon$). Dan is de derde term in het rechterlid van (6) namelijk overheersend ten opzichte van de termen waarin ε voorkomt.

Het oplossen van $\bar{\varphi}$ uit (6) en (7) is rechttoe rechtaan. Het resultaat luidt:

$$\bar{\varphi} = A_2 \sin(\bar{t} - \alpha) \quad (8)$$

Met
$$A_2 = \sqrt{\frac{(S^*)^2 + \varepsilon^2}{1 + \varepsilon^2}} \quad (9)$$

en
$$\text{tg } \alpha = \frac{\varepsilon(1 - S^*)}{\varepsilon^2 + S^*} \quad (10)$$

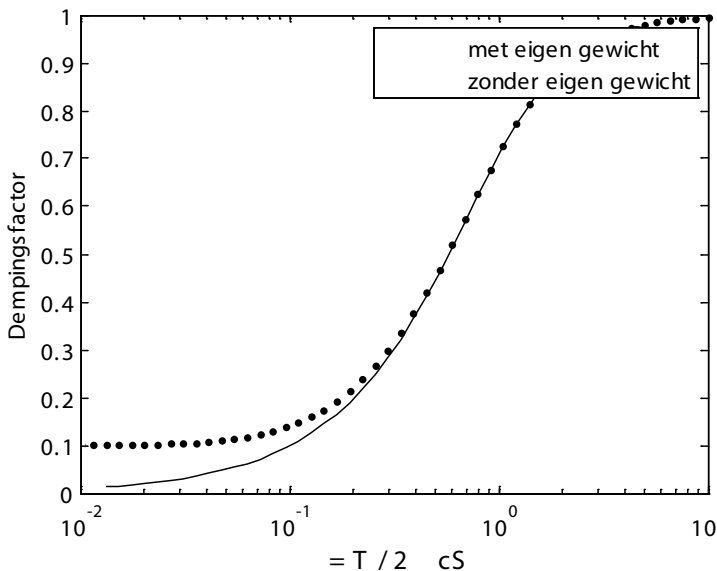
De fluctuatie die aan de freatische aquifer is opgelegd, blijkt dus gedempt en vertraagd door te werken in de diepere aquifer met dempingsfactor A_2 en faseverschuiving $\text{arctg } \alpha$. In principe heeft men met (9) en (10) twee formules in handen om de parameters ε en S^* te schatten (en daarmee dus ook de waarde van S_c) als er goede meetgegevens beschikbaar zijn, die de jaarcyclus van het freatisch grondwater en diepe stijghoogte beschrijven. In een situatie waarbij $\varepsilon \ll 1$ en $S^* \ll \varepsilon$ treedt een maximale faseverschuiving op die naar $\frac{T}{2}$ gaat. Bij een periode van een jaar (zoals normaal is voor de hydrologische cyclus in het freatisch grondwater), mogen we dus verwachten dat er situaties voorkomen (bij een zeer grote c -waarde) waarbij de jaarfluctuatie van de stijghoogte van het diepe grondwater 3 maanden in fase achter kan lopen bij de jaarfluctuatie van het freatisch grondwater.

Figuur 2 toont de dempingsfactor A_2 voor verschillende waarden van de verhoudingsparameter ε . Zoals we al opmerkten, zal de waarde van S^* waarschijnlijk wat kleiner zijn dan die van de freatische bergingscoëfficiënt, maar niet verwaarloosbaar klein. We hebben hem 0.1 gesteld, maar voor de conclusies is de keuze niet zo belangrijk. Figuur 2 geeft ook de dempingsfactor voor het geval dat $S^* = 0$. Dat is dus de dempingsfactor die met een 'gewoon' grondwatermodel gevonden zou worden. Ter bevestiging van wat al eerder zonder rekenexercitie was gevonden, blijkt dat de uitkomsten significant uit elkaar lopen bij $\varepsilon \ll 1$, ofwel indien:

$$\frac{T}{2\pi} \ll cS \quad (11)$$

Gangbare waarden van c zijn 1000 à 100 000 dagen, gangbare waarden voor S zijn 10^{-3} à 10^{-5} . Kleine waarden van S gaan meestal gepaard met grote waarden van c , zodat het product cS niet zoveel variatie zal vertonen. De ordegrootte is 1 dag. Wellicht varieert cS in de praktijk tussen 0.1 en 10 dagen. In het eerste geval hebben we waarschijnlijk te maken met niet al te zeer afsluitende scheidende lagen. In het laatste geval hebben we waarschijnlijk te maken met zeer afsluitende lagen, maar zoals gezegd speelt de elastische bergingscoëfficiënt ook een rol.

Op grond van (11) concluderen we nogmaals dat het verschil tussen een gangbaar grondwatermodel en een model dat rekening houdt met het eigen gewicht van de freatische aquifer vooral zichtbaar zal zijn als de tijdschaal waarop de fluctuaties zich afspelen relatief klein is ten opzichte van de karakteristieke tijdschaal van het systeem zelf. Bij een tijdschaal van de randconditie van enige dagen, kan het heel goed zijn dat het grondmechanisch effect een niet te verwaarlozen rol speelt. De bottom line is dus dat van geval tot geval, aan de hand van de karakteristieken van het probleem, moet worden bekeken of het grondmechanisch effect van belang is.



Figuur 2: Een sinusvormig verloop van de freatische grondwaterstand levert ook een sinusvormig verloop op van de diepe stijghoogte, zij het gedempt en vertraagd. Deze figuur geeft de dempingsfactor weer. De getrokken lijn wordt gevonden als geen rekening gehouden wordt met het eigen gewicht van het freatische grondwater; de stippellijn geeft de dempingsfactor als het eigen gewicht wel in rekening wordt gebracht. c is de weerstand van de scheidende laag; S is de elastische bergingscoëfficiënt van de diepe aquifer, T is de periode van de fluctuatie. Het blijkt dat het verwaarlozen van het eigen gewicht van grondwater een rol gaat spelen als, zeg, $T < cS$. De waarde van cS varieert onder Nederlandse omstandigheden ruwweg tussen 0.1 en 10 dagen. In dit voorbeeld is de factor S^* gelijk gekozen aan 0.1, maar de keuze van de waarde van deze factor is niet erg kritisch voor de conclusies. Voor verdere uitleg zij verwezen naar de tekst.

Hoe groot kan de fout zijn? 2. Een enkele regenbui

Op grond van het voorgaande is duidelijk dat voor een proces met een relatief kleine tijdschaal het grondmechanisch effect van belang kan zijn. We willen daarom onderzoeken hoe de diepe stijghoogte reageert op een hoosbui. De reactie van de freatische grondwaterspiegel op een enkele regenbui kan vaak goed beschreven worden met een

dempende exponentiële functie. Martin Knotters en Marc Bierkens lieten dat al eerder zien in Stromingen (Knotters en Bierkens 1999). Zij gebruikten de dempende exponentiële functie voor het analyseren van tijdreeksen van de grondwaterstand en gaven er ook een fysische onderbouwing aan.

Voor de diepere aquifer gaan we weer uit van differentiaalvergelijking, maar voor de freatische aquifer kiezen we als randconditie:

$$\varphi_f = A \exp\left(-\frac{t}{\tau_1}\right)$$

A is de initiële freatische grondwaterstandsverhoging, direct nadat de eenheidsregenbui gevallen is (een eenheidsregenbui heeft een waterschijf van één eenheid). Deze functie wordt ook wel impulsresponsfunctie of kortweg impulsrespons genoemd, omdat hij de reactie van de grondwaterspiegel op een eenheidsregenbui van zeer korte duur beschrijft. De tijdconstante τ_1 bepaalt hoe snel het water wegzakt. In de praktijk kan dat enkele dagen tot jaren duren.

Om de reactie van de diepe stijghoogte, φ , te bepalen gaan we weer uit van de dimensieloze vorm van (4), dat is (6), maar we vullen voor φ_f geen harmonische fluctuatie in, maar uitdrukking, die er in dimensieloze vorm als volgt uitziet:

$$\bar{\varphi}_f = \exp(-\bar{t}) \quad (13)$$

Hierbij is dus weer als karakteristieke tijdschaal de tijdschaal van de randconditie genomen en als hoogteschaal A (dus $\bar{\varphi}_f = \frac{\varphi}{A}$).

Eerder gaven we aan dat cS in de praktijk wellicht varieert tussen 0.1 en 10 dagen, terwijl τ_1 kan variëren van, zeg, 1 tot 10 000 dagen. Fysisch gezien hebben cS en τ_1 niets met elkaar te maken, dus de variatie van ε die in de praktijk kan voorkomen is enorm: zeg 10 tot 10^{-5} . ε kan dus veel kleiner dan 1 worden, waarmee ook het grondmechanisch effect niet steeds verwaarloosbaar is.

Met als dimensieloze variabelen

$$\bar{\varphi} = \frac{\varphi}{A} \quad \bar{t} = \frac{t}{\tau_1}$$

wordt de oplossing van $\bar{\varphi}$ uit en

$$\bar{\varphi}(\bar{t}) = S^* \exp(-\varepsilon \bar{t}) + \frac{\varepsilon - S^*}{\varepsilon - 1} \{\exp(-\bar{t}) - \exp(-\varepsilon \bar{t})\} \quad (14)$$

voor $\varepsilon \neq 1$, en

$$\bar{\varphi}(\bar{t}) = S^* \exp(-\bar{t}) + (1 - S^*) \bar{t} \exp(-\bar{t})$$

voor $\varepsilon = 1$.

De impulsresponsfunctie van de stijghoogte zonder het effect van de mechanische belasting mee te nemen, volgt door de factor S^* gelijk aan nul te stellen.

De figuren 3a t/m 3d geven voor een aantal waarden van ε de impulsresponsfuncties van de diepere aquifer weer voor het geval dat wel, respectievelijk geen rekening gehouden is met variaties van het eigen gewicht van het freatische grondwater. Voor

$\varepsilon \gg 1$ maakt het niet zoveel uit. Naarmate ε kleiner wordt (dat wil zeggen: naarmate de diepere aquifer relatief traag reageert) wordt het verschil groter. Voor kleine waarden van ε lijkt de diepere aquifer nauwelijks meer op een enkele regenbui te reageren, behalve op het moment dat de bui valt. Dit effect wordt door gangbare grondwatermodellen gemist.

Hoe groot kan de fout zijn? 3. Een realistische neerslagoverschotreeks

Omdat het effect mede afhangt van de frequentie van de freatische schommelingen, blijft het voorsnog de vraag hoe één en ander uitpakt voor een realistische neerslagoverschotreeks. De afgeleide impulsresponsfuncties uit de vorige paragraaf zijn ideaal om dat na te gaan, omdat de reactie op een willekeurige neerslagoverschotreeks gevonden kan worden door de reacties op alle afzonderlijke buien te superponeren. We hebben dit uitgewerkt voor de gevallen die in de figuren 3a t/m 3d gepresenteerd werden. De gebruikte neerslagoverschotreeks is van De Bilt, onder aanname van een gewasfactor van 1. Omdat we nu met echte tijd werken, worden de dimensieloze formules voor de freatische en de diepere stijghoogten teruggetransformeerd tot variabelen met dimensies:

$$\varphi_f(t) = A \exp\left(-\frac{t}{\tau_1}\right)$$

en

$$\varphi(t) = A \left\{ S^* \exp\left(-\varepsilon \frac{t}{\tau_1}\right) + \frac{\varepsilon - S^*}{\varepsilon - 1} \left\{ \exp\left(-\frac{t}{\tau_1}\right) - \exp\left(-\varepsilon \frac{t}{\tau_1}\right) \right\} \right\} \quad (15)$$

voor $\varepsilon \neq 1$

Er verschijnt nu dus naast ε weer een parameter extra, namelijk τ_1 , en het wordt al haast ondoenlijk om een totaal overzicht te geven van de mogelijke stijghoogten in de diepere aquifer. Voor de voorbeelden hebben we τ_1 gelijk gekozen aan 20d. Door ε en τ_1 te kiezen ligt de waarde van cS vast. Verder is S^* nog steeds 0.1. De figuren 4a t/m 4d laten de resultaten zien. In de eerste twee voorbeelden, die wellicht realistisch zijn voor Nederlandse omstandigheden, doet het eigen gewicht er weinig toe. De andere twee voorbeelden, met $cS \geq .5d$, zal men in Nederland minder gauw aantreffen. (Ter herinnering: c is de weerstand van de scheidende laag en S is de elastische bergingscoëfficiënt).

Discussie

Hoewel vanouds bekend is dat mechanische belasting invloed kan hebben op de stijghoogte van meer of minder afgesloten aquifers, wordt voor zover wij weten in de vakliteratuur geen aandacht besteed aan het effect van gewichtsvariaties van het freatische grondwater op de stijghoogte van diepere aquifers. Wellicht hebben andere onderzoekers daar wel naar gekeken maar er niet over gepubliceerd, omdat het effect in het algemeen klein werd verondersteld.

Uit ons onderzoek blijkt dat de verhouding tussen de tijdschaal waarop de randcondities zich afspelen en de karakteristieke tijdschaal van het systeem zelf, bepalen in hoeverre het grondmechanisch effect een rol speelt. Indien die verhouding van orde grootte 1 of kleiner is, speelt het grondmechanisch effect een niet te verwaarlozen rol. Indien die verhouding klein is ten opzichte van 1, is het effect zelfs overheersend. Met dat

gegeven zal het in Nederlandse situaties weinig voorkomen dat de grondmechanische effecten van seizoensfluctuaties een rol spelen, maar zal bijvoorbeeld tijdens kortdurende pompproeven in een zandig freatisch pakket wel aan een dergelijke voorwaarde kunnen worden voldaan, en zal de stijghoogte in een dieper watervoerend pakket significant kunnen worden beïnvloed door het grondmechanisch effect¹.

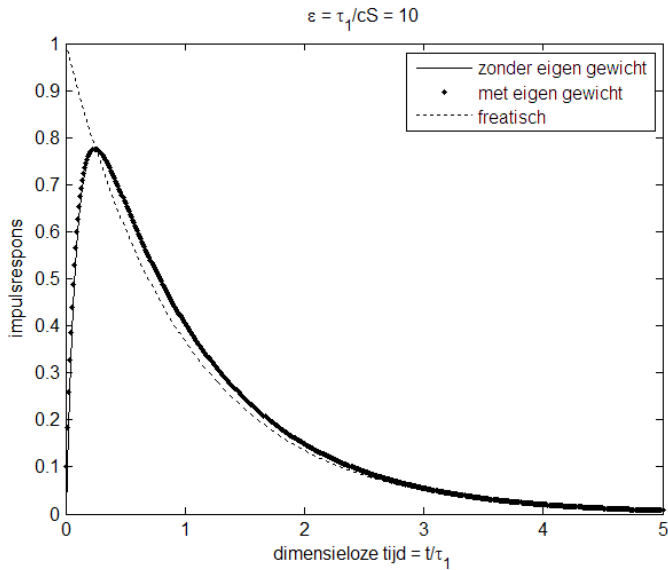
Relatief kleine tijdschalen komen ook voor bij regenbuien. Een goede verklaring voor de hoogfrequente wiebels in Rare Reeks 4 kan daarom de doorwerking van het eigen gewicht van grondwater zijn. Het gedrag van de reeks die De Louw en Stuurman (2005) in hun figuur 1 presenteerden (afkomstig van een zeer diep filter bij Reusel) lijkt althans wel heel sterk op dat van onze figuur 4d.

Een aspect dat ook een rol speelt en tot dusver niet is benoemd, is het gewicht van water in de onverzadigde zone. Voor de grondmechanische belasting is namelijk niet alleen de verandering van het freatisch niveau van belang, maar ook de verandering van de hoeveelheid water in de onverzadigde zone. Het is dus zo dat de stijghoogte van een diepere aquifer eerder zal reageren op een regenbui dan het freatisch niveau, omdat de toename van het gewicht van de onverzadigde zone onmiddellijk doorwerkt naar de stijghoogte van een diepere aquifer. Het zou aardig zijn daar eens een voorbeeld van te zien, maar dat hebben we nog niet kunnen achterhalen.

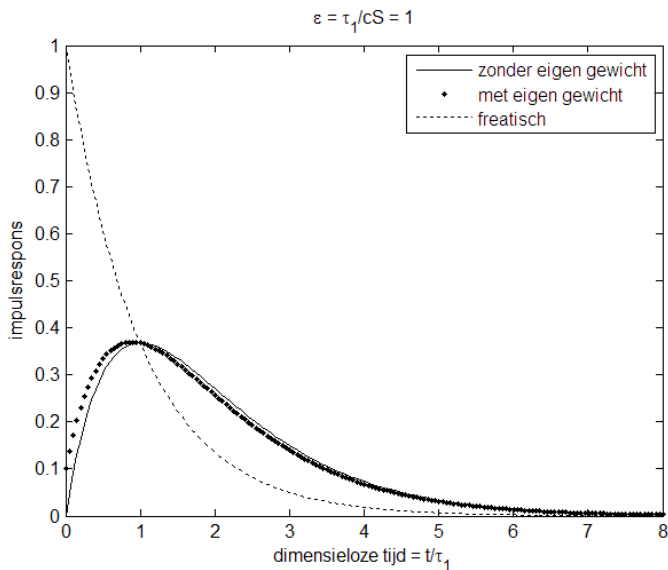
1 Als men bij freatische pompproeven het grondmechanische effect in diepere aquifers wil onderzoeken, moet men er aan denken dat daarin ook horizontale samendrukking optreedt (Noord Bergumeffect).

Referenties

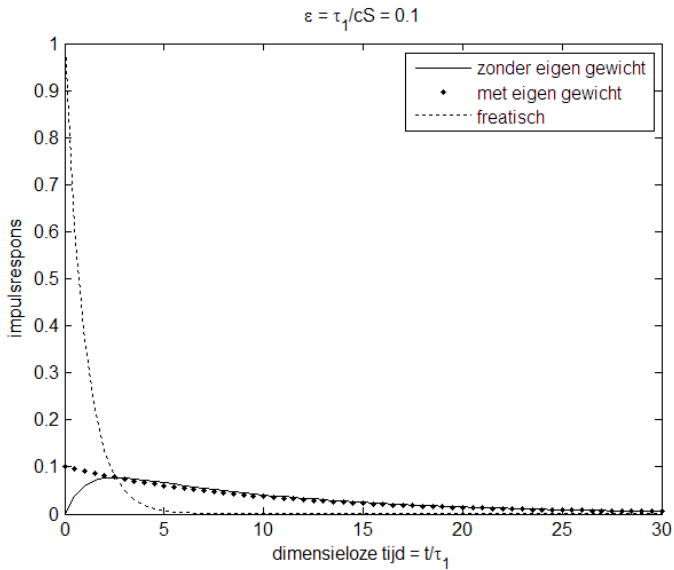
- King, F.H. (1892)** *Observations and Experiments on the Fluctuations in the Level and Rate of Movement of Groundwater on the Wisconsin Agricultural Experiment Farm, and at White Water, Wisconsin, U.S.*; in: *Weather Bureau Bulletin* 5, pag 67-69.
- Knotters, M. and M.F.P. Bierkens (1999)** *Tijdreeksmodellen voor de grondwaterstand: een kijkje in de black box*; in: *Stromingen*, jaargang 5, nummer 3, pag 5-49.
- Lange, W.J. de, en C. Maas (1986)** *Over het voorlopen van het grondwatergetij op de getijbeweging van de Hollandse IJssel nabij Gouderak*; in: *H₂O* (2) 86, pag 24-28.
- Leenen, Hans (1999)** *Modelleren van niet-stationaire grondwaterstroming: Vergeten we iets?*; in: *Stromingen*, jaargang 5, nummer 4, pag 13-20.
- Logan, J.D. (1987)** *Applied Mathematics: A Contemporary Approach*; John Wiley & Sons, Londen.
- Louw, Perry de, en Roelof Stuurman (2005)** *Rare Reeksen 4: De 'fluctuateloze' stijghoogte*; in: *Stromingen*, jaargang 11, nummer 2, pag 49-52.
- Maas, C. en W.J. de Lange (1987)** *On the negative phase shift of groundwater tides near shallow tidal rivers - The Gouderak anomaly*; in: *Journal of Hydrology*, vol 92, pag 333-349.
- Meinzer, O.E. (1928)** *Compressibility and elasticity of artesian aquifers*; in: *Economic Geology* 23 (3), pag 263-291
- Toll, N.J. en T.C. Rasmussen (2007)** *Removal of Barometric Pressure Effects and Earth Tides from Observed Water Levels*; in: *Ground Water* 45 (1), pag 101-105.
- Uffink, G.J.M. (1982)** *De bepaling van de elastische bergingscoëfficiënt aan de hand van de barometrische gevoeligheid*; in: *H₂O* (15) 19, pag 529-533.



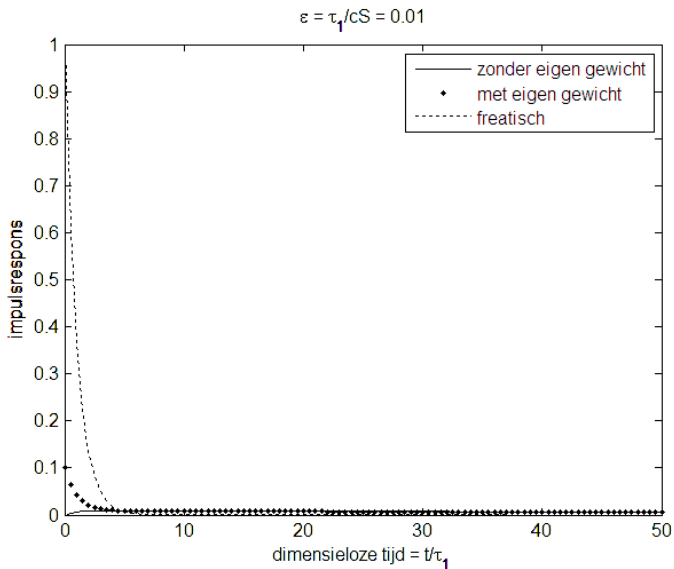
Figuur 3a: Impulsrespons van de diepe aquifer zonder en met het effect van mechanische belasting door variaties van het eigen gewicht van het freatische grondwater. Ter vergelijking is ook de impulsrespons van de freatische aquifer weergegeven. Geval: $\epsilon = \tau_1 / cS = 10$. Voor grote waarden van ϵ vallen de responsfuncties met en zonder eigen gewicht vrijwel samen.



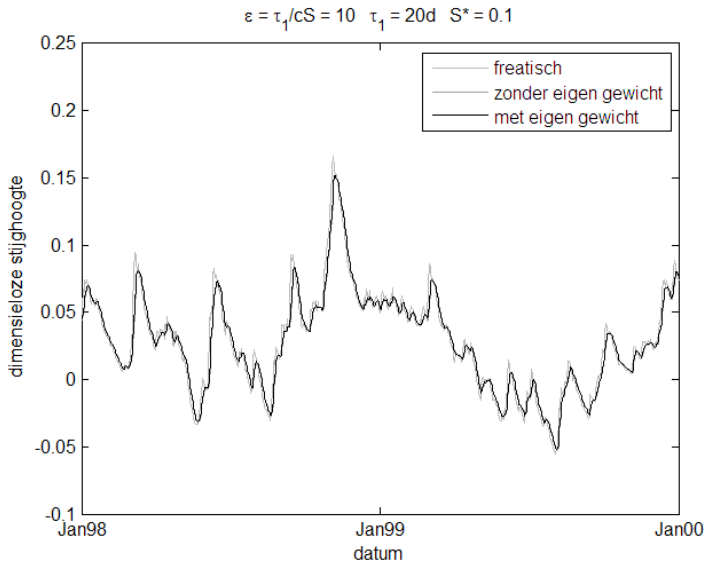
Figuur 3b: Impulsrespons van de diepe aquifer zonder en met het effect van mechanische belasting door variaties van het eigen gewicht van het freatische grondwater. Ter vergelijking is ook de impulsrespons van de freatische aquifer weergegeven. Geval: $\epsilon = \tau_1 / cS = 1$.



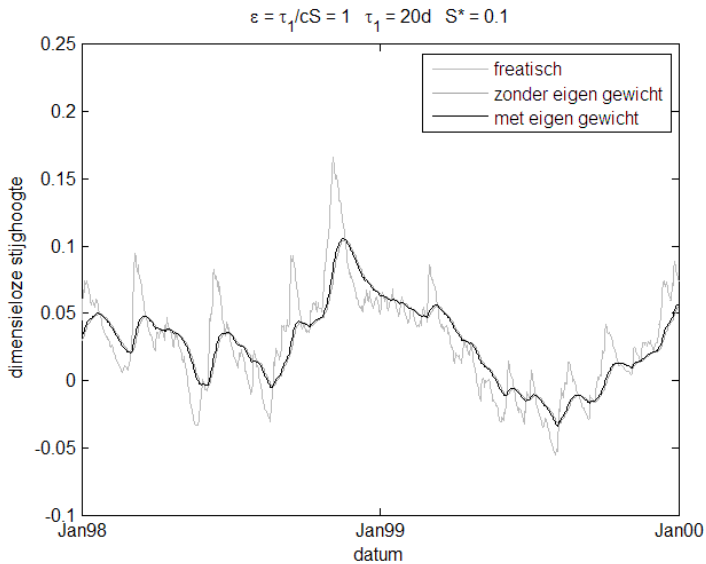
Figuur 3c: Impulsrespons van de diepe aquifer zonder en met het effect van mechanische belasting door variaties van het eigen gewicht van het freatische grondwater. Ter vergelijking is ook de impulsrepons van de freatische aquifer weergegeven. Geval: $\varepsilon = \tau_1 / cS = 0.1$. Naarmate de diepere aquifer relatief trager is gaan de impulsresponsfuncties zonder en met het effect van eigen gewicht steeds meer van elkaar verschillen.



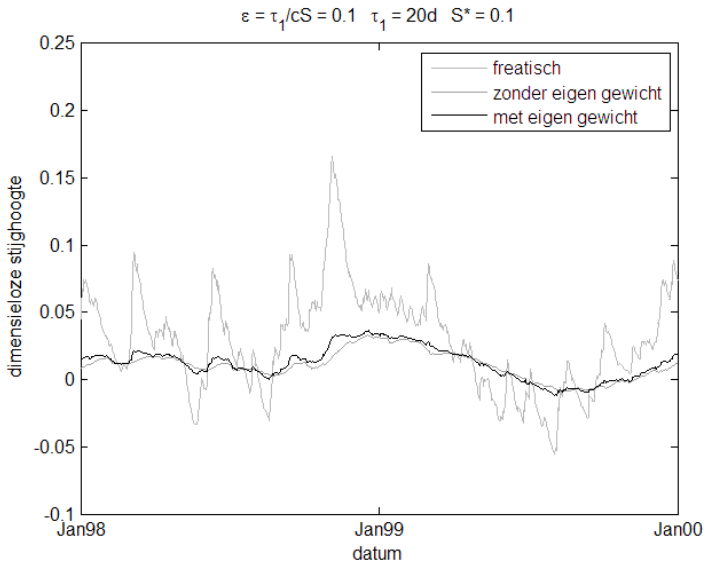
Figuur 3d: Impulsrespons van de diepe aquifer zonder en met het effect van mechanische belasting door variaties van het eigen gewicht van het freatische grondwater. Ter vergelijking is ook de impulsrepons van de freatische aquifer weergegeven. Geval: $\varepsilon = \tau_1 / cS = 0.01$. Hoe trager de diepere aquifer wordt, hoe geringer de reactie op een korte regenbui, behalve op het moment dat de bui valt. Die snelle reactie wordt door gangbare grondwatermodellen gemist.



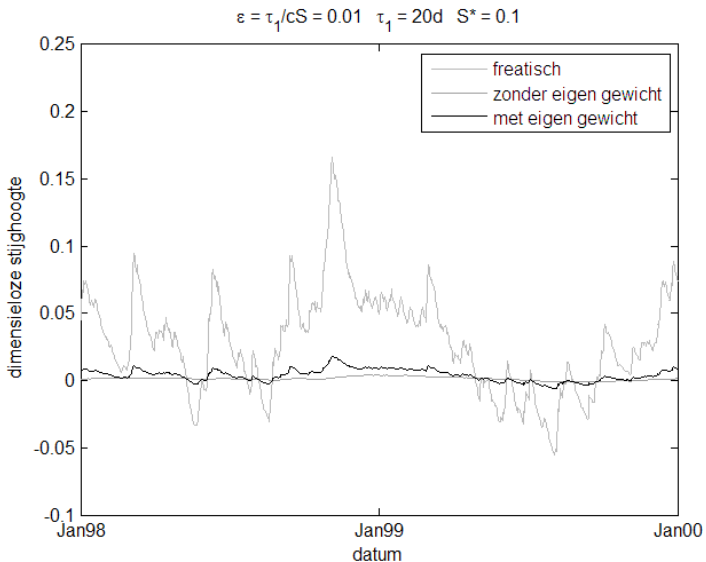
Figuur 4a: Verloop van de stijghoogte in de diepe aquifer voor een realistische neerslagoverschotreeks, zonder en met het effect van mechanische belasting door variaties van het eigen gewicht van het freatische grondwater. Geval: $\varepsilon = 10$ Deze twee lijnen dekken elkaar vrijwel. Ter vergelijking is ook het verloop van de freatische stijghoogte weergegeven. Overige parameters: $\tau_1 = 20d$ en $S^* = 0.1$



Figuur 4b: Verloop van de stijghoogte in de diepe aquifer voor een realistische neerslagoverschotreeks, zonder en met het effect van mechanische belasting door variaties van het eigen gewicht van het freatische grondwater. Geval: $\varepsilon = 1$. De twee lijnen dekken elkaar nog steeds vrijwel. Ter vergelijking is ook het verloop van de freatische stijghoogte weergegeven. Overige parameters: $\tau_1 = 20d$ en $S^* = 0.1$



Figuur 4c: Verloop van de stijghoogte in de diepe aquifer voor een realistische neerslagoverschotreeks, zonder en met het effect van mechanische belasting door variaties van het eigen gewicht van het freatische grondwater. Geval: $\varepsilon = 0.1$. Ter vergelijking is ook het verloop van de freatische stijghoogte weergegeven. Overige parameters: $\tau_1 = 20d$ en $S^* = 0.1$. De lijnen zonder en met eigen gewicht beginnen nu van elkaar af te wijken.



Figuur 4d: Verloop van de stijghoogte in de diepe aquifer voor een realistische neerslagoverschotreeks, zonder en met het effect van mechanische belasting door variaties van het eigen gewicht van het freatische grondwater. Geval: $\varepsilon = 0.01$. Ter vergelijking is ook het verloop van de freatische stijghoogte weergegeven. Overige parameters: $\tau_1 = 20d$ en $S^* = 0.1$. De lijnen zonder en met eigen gewicht wijken nu duidelijk van elkaar af, maar voor situaties met $\varepsilon = 0.01$ moet men waarschijnlijk op zoek naar zeer diepe aquifers in de Roerdalslenk.

