Weerstand en wegzijging in natte natuurgebieden

schatting via analyse van gemeten (grond)waterpeilen



von Asmuth, van der Schaaf, Grootjans, Maas

TU Delft Delft University of Technology

Challenge the future

Colofon

Titel
Weerstand en wegzijging in natte natuurgebieden, schatting via analyse van gemeten (grond)waterpeilen

Datum
30 december 2010

Status
Definitief

Projectnummer
C52B85

Opdrachtgever
Provincie Overijssel, Thomas de Meij

Kwaliteitsborger
Mark Bakker

Auteurs
Jos von Asmuth, Sake van der Schaaf, Ab Grootjans, Kees Maas

Inhoud

Inhoud **3**
1 Inleiding 5
1.1 Waarom dit onderzoek? 5
1.2 Natte natuurgebieden: complexe, niet-lineaire systemen 5
1.3 Wegen naar weerstand en wegzijging 6
1.4 Wegzijging en afvoer: wanneer, waarheen? 7
1.5 Relatie met ander onderzoek 8
1.6 Leeswijzer 8
2 Wegzijging in systemen met een overloop 9
2.1 Overloopmethode versus tijdreeksmodel 9
2.2 De basis: waterbalans en wet van Darcy 10
2.3 Differentiaalvergelijking bij verticale stroming 10
2.4 Tijdreeksmodel met overloop of drempelovergang 11
2.5 Meerdere drempels, een dynamisch drainageniveau en een correcte waterbalans 13
2.6 Verbetering modelimplementatie 14
3 Wegzijging door een scheidende laag in systemen met horizontale stroming 15
3.1 Inleiding 15
3.2 Differentiaalvergelijking bij horizontale stroming 15
3.3 Effect van wegzijging 16
4 Case study: vennen en veentjes in het natte zandlandschap 19
4.1 Inleiding 19
4.2 Poort II (Dwingelerveld) 19
4.3 Pingoruïne (Gasselterveld) 21
5 Tijdreeksanalyse 23
5.1 Visuele analyse 23
5.2 Model met drempelovergang 23
5.3 Model met drempelovergang en 'gemeten' drainageniveau 24
5.4 Model met drempelovergang en potentiële verdamping 24
5.5 Model met drempelovergang, 'gemeten' drainageniveau en potentiële verdamping 24
5.6 Model zonder drempelovergang, met horizontale stroming 25
5.7 Samenvatting en bespreking modelresultaten 25
5.7.1 Geldigheid overloopbenadering 25
5.7.2 Gedrag model in natte toestand 26
5.7.3 Parameterschatting algemeen 26
5.7.4 Gevoeligheid voor verdamping 27
6 Conclusies en aanbevelingen 29
6.1 Schatten van de wegzijging in systemen met een overloop 29
6.2 Schatten van de wegzijging door een scheidende laag 29
6.3 Over wegzijging, weerstand en potentiaalverschil 29
6.4 Pleidooi voor 'verklaarbuizen', metingen aan het oppervlaktewaterpeil en koppeling van reeksen bij tijdreeksanalyse 30
Literatuurlijst 31

Bijlage A: Matlab code tijdreeksmodel met drempelovergangen 33
Bijlage B: Resultaten model met drempelovergang 35
Bijlage C: Resultaten model met 'gemeten' drainageniveau 36
Bijlage D: Resultaten model met potentiële verdamping 37
Bijlage E: Resultaten model met 'gemeten' drainageniveau en potentiële verdamping 38

1 Inleiding

1.1 Waarom dit onderzoek?

De diversiteit van flora en fauna in natuurgebieden is in de regel gebaat bij stabiliteit. Een stabiel milieu creëert ruimte voor allerlei organismen om zich te vestigen en een eigen niche te veroveren, waar hoog dynamische milieus alleen ruimte laten aan organismen die de veranderlijke omstandigheden weten te overleven. Overleven kan daarbij in ruimte (pioniers) dan wel tijd (ruigtekruiden en andere 'robuuste' soorten). Vertaald in hydrologische termen betekent dit dat hotspots van biodiversiteit vooral te vinden zijn in hydrologische systemen met een stabiel waterpeil, zoals trilvenen, duinvalleien, natte schraallanden, natte heides en venen.

Menselijke ingrepen in de waterhuishouding en het watersysteem (e.g. droogmakerijen, grondwaterwinning, landbouwkundige drainage en beregening, normalisatie van beken, verstedelijking) hadden en hebben veel invloed op de hydrologische omstandigheden in de omgeving van natuurgebieden. Met omgeving doelen we hier niet alleen op de omgeving in het horizontale vlak, maar ook die in de verticaal c.q. op de onderrand of stijghoogte in onderliggende watervoerende pakketten. Verlagingen in diepere pakketten hebben vaak een grotere reikwijdte (want minder aanvulling) en zijn moeilijker te bufferen dan die in het freatische vlak. Afhankelijk van de mate van hydrologische isolatie hebben menselijke invloeden geleid tot verlaging van de waterpeilen in de natuurgebieden zelf, tot afname van kwel dan wel toename van wegzijging, en tot toename van fluctuaties in de waterpeilen.

Omwille van de hydrologische stabiliteit, biodiversiteit en natuurlijkheid is het dus zaak om de invloed van antropogene verstoringen op natuurgebieden zoveel mogelijk te beperken. Water- en natuurbeheerders beschikken in principe over verschillende instrumenten om de hydrologische omstandigheden te optimaliseren ten behoeve van natuur, waarbij andere vormen van landgebruik zo min mogelijk geschaad dienen te worden, en omgekeerd. Er is echter kennis van het hydrologisch functioneren, de parameters en fluxen van natuurgebieden in relatie tot hun omgeving nodig, om tot een goede keuze van maatregelen en inrichting van watersystemen te komen.

Weerstand en wegzijging spelen in dit verband een bijzondere rol. De weerstand is van belang, omdat deze de invloed van een verandering van de stijghoogte in de omgeving van een natuurgebied bepaalt. De wegzijging is van belang, omdat deze medebepaalt hoe diep de standen 's zomers wegzakken in natte systemen. Te diep wegzakkende grondwaterstanden kunnen, via verhoogde luchttoetreding, mineralisatie en vochttekort, daarbij een sterk negatieve invloed hebben op het voorkomen van bijzondere, (grond)waterafhankelijke ecosystemen. Specifiek doel van dit onderzoek is het verkennen van mogelijkheden om de wegzijging en weerstand af te leiden uit (grond)waterpeilmetingen, inclusief de invloed van diepere stijghoogtes daarbij, als basis om betere maatregelen te kunnen nemen.

1.2 Natte natuurgebieden: complexe, niet-lineaire systemen

Natte natuurgebieden delen logischerwijze de eigenschap dat de grondwaterstanden er doorgaans hoog liggen, wat betekent dat ze bij tijd en wijle ook aan maaiveld komen. Deze eigenschap bepaalt voor een belangrijk deel ook het hydrologisch functioneren van dit soort systemen, en wel om de volgende redenen:

- Wanneer het grondwater aan of boven maaiveld komt, of de bodem van eventueel aanwezige ondiepe greppels bereikt, verandert het stromings- en drainagepatroon ingrijpend (op lokale schaal) en kan het water met minder weerstand afstromen.
- Wanneer het grondwater aan maaiveld komt verandert ook de bergingscoëfficiënt, en/of kan horizontale herverdeling van water plaatsvinden.

Deze effecten zorgen ervoor dat de hydrologische eigenschappen (weerstanden en bergingscoëfficiënten) in natuurgebieden kunnen variëren met de tijd, waardoor ook de reactie op externe factoren niet steeds dezelfde is. Natte natuurgebieden zijn daarmee in technische bewoordingen vaak sterk niet-lineair. De eigenschappen of toestand van het systeem zijn in die situatie een functie van de grondwaterstand. De overgang van de ene naar de andere toestand kan daarbij, bijvoorbeeld bij het

al dan niet aan maaiveld komen, vrij scherp zijn. In dat geval is ze te modelleren als drempelovergang of overloop (zie paragraaf 2.1).

Paradoxaal genoeg kan het feit dat de onverzadigde zone in natte natuurgebieden betrekkelijk dun is, er toe leiden dat bepaalde effecten juist duidelijker merkbaar zijn:

- De beperkte dikte van de onverzadigde zone zorgt voor een snelle reactie op impulsen van neerslag en verdamping
- De snelle reactie werkt hysteresis in de hand, dan wel het Lisse effect (insluiting van lucht na neerslag (zie e.g. Weeks, 2002)) en/of geeft een variabele effectieve porositeit

Hysteresis en het Lisse effect zijn ook vormen van niet-lineariteit, maar zijn geen functie van de grondwaterstand maar van aan- en afvoer. Hysteresis zou echter de schatting van de parameters en fluxen kunnen verstoren, wanneer er modelmatig geen rekening mee gehouden wordt.

Natuurgebieden zijn tenslotte meestal niet voor niets natuurgebied. Het gaat vaak om gebieden die vanwege weerstandbiedende lagen, hun landschappelijke positie en/of natuurlijke processen niet eenvoudig ontgonnen en tot landbouwgebied omgevormd konden worden. Ze herbergen een bijzondere biologische diversiteit, die een weerspiegeling vormt van de heterogeniteit aan abiotische en in natte situaties hydrologische omstandigheden. De heterogeniteit en detaillering van de geohydrologische opbouw, processen en ontwatering maakt dat de eigenschappen van dit soort gebieden vaak moeilijk in kaart te brengen en in (ruimtelijke) modellen te vatten zijn.

1.3 Wegen naar weerstand en wegzijging

Er zijn in principe verschillende methoden om de parameters en fluxen in hydrologische systemen te schatten en in kaart te brengen. Het gaat daarbij om:

- veld- en/of laboratoriummetingen
- ruimtelijk gedistribueerde modellen
- tijdreeksmodellen en -analyse

Het onderscheid tussen deze methoden is niet strikt. Zo gaat het bij metingen in het veld (e.g. via de kokermethode (Van der Schaaf, 2005)) of bij bodemfysische metingen in het laboratorium noodzakelijkerwijs om puntinformatie. Er is altijd een ruimtelijk concept of model nodig, zij het eenvoudig en impliciet, om vanuit puntinformatie bijvoorbeeld de wegzijgingsflux over een gebied te kunnen berekenen. Dit soort puntinformatie vormt andersom samen met boorbeschrijvingen de basis van ruimtelijk gedistribueerde modellen, en is daarbij omgevormd tot ruimtelijke schematisatie en parameterisatie van de ondergrond. De parameters van een grondwatermodel verliezen echter deels weer hun gemeten fysische betekenis, wanneer een model conform de gangbare praktijk wordt gekalibreerd aan de hand van stijghoogtemetingen. De parameters en schattingen van statistische tijdreeksmodellen, tenslotte, ontberen in beginsel iedere fysische betekenis. Het zijn echter de fysisch-hydrologische relaties die de statistische relaties tussen meetreeksen dicteren, en daarmee de uitkomsten en schattingen van tijdreeksmodellen. De laatste jaren heeft er in de hydrologie een ontwikkeling plaatsgevonden, die er toe geleid heeft dat de uitkomsten van tijdreeksmodellen enerzijds beter fysisch-hydrologisch interpreteerbaar zijn geworden, en het anderzijds mogelijk heeft gemaakt om direct analytisch-hydrologische formules te gebruiken in een tijdreeksmodel. Op het moment vindt er aan de TU Delft een nieuw promotieonderzoek plaats dat ten doel heeft fysisch-hydrologische parameters te schatten met behulp van tijdreeksanalyse, die geïntegreerd en ingezet kunnen worden in ruimtelijk gedistribueerde grondwatermodellen.

We kiezen in dit onderzoek in principe voor tijdreeksanalyse als methodiek, vooral omdat zoals eerder gesteld het hydrologische functioneren, de opbouw en parameters van natte natuurgebieden vaak complex, slecht bekend en moeilijk te meten zijn. Bij meetreeksen van de (grond)waterstand gaat het, anders dan bij weerstanden en bergingscoëfficiënten, bovendien om een variabele die van direct belang is voor de natuur. Bijkomende redenen zijn van praktische aard. De waterstanden op een locatie zijn een functie van de geïntegreerde, variabele ruimtelijke eigenschappen van een gebied, waarbij de exacte ruimtelijke verdeling minder uitmaakt. Het goed ruimtelijk in kaart brengen en modelleren van die

eigenschappen vergt een veel grotere inspanning dan het analyseren van tijdreeksen van (grond)waterpeilen die in veel gevallen voorhanden en anders relatief eenvoudig te verzamelen zijn.

1.4 Wegzijging en afvoer: wanneer, waarheen?

Wanneer je het hebt over wegzijging en afvoer, dan dien je eigenlijk ook de richting waarheen en tijdstip waarop deze plaatsvinden te definiëren. Heb je het slechts over totale afvoer (volgens de definitie is wegzijging neerwaarts, wat oppervlakkige afvoer uitsluit (Gespreksgroep Hydrologische Terminologie, 1986); het onderscheid is echter kunstmatig), dan kun je volstaan met het principe dat in stabiele situaties de afvoer altijd even groot is als de aanvulling. Zou de afvoer kleiner zijn, dan zorgt de extra aanvulling er eenvoudigweg voor dat het waterpeil verder stijgt tot er wel evenwicht is. Hoe groter de weerstand van een systeem, des te groter het potentiaalverschil dat in een stabiele situatie aanwezig is, en dat nodig is om de afvoer in evenwicht te brengen met de aanvulling. Met potentiaalverschil doelen we hier overigens op het verschil tussen drainageniveau en grondwaterpeil.

In de zin van het hierboven beschrevene is de totale afvoer feitelijk een weinig interessante grootheid, tenminste, als de aanvulling bekend is. Het wordt anders als we kijken naar aspecten als de dynamiek van afvoer en wegzijging, en de richting waarheen deze plaatsvinden. Om de volgende redenen zijn die van groter belang:

- Hoe kleiner de afvoer 's zomers, des te minder diep zakt het grondwater weg.
- Hoe kleiner de weerstand in een bepaalde richting, des te groter de afvoer daar naartoe en des te groter de gevoeligheid voor veranderingen in de stijghoogte aldaar.
- Hoe groter de oppervlakkige afvoer, des te kleiner de verticale flux (en dus uitspoeling en regenwaterinvloed).

De wegzijging kan 's zomers klein zijn wanneer de drainageweerstand van het systeem klein is. In die situatie vermindert de wegzijging vanzelf bij een zakkend grondwaterpeil, of slaat zelfs om in voeding wanneer het oppervlaktewaterpeil niet zakt. De wegzijging kan 's zomers ook kleiner zijn vanwege niet-lineariteit, omdat de drainageweerstand in de zomer groter is. En als laatste kan via de wegzijging naar bijvoorbeeld een dieperliggend, watervoerend pakket, een beeld verkregen worden van hoe groot de effecten van de regionale grondwaterstand op een natuurgebied zijn, of bij veranderingen kunnen worden.

We illustreren een en ander nog eens via de waterbalansvergelijking over een groeiseizoen. De sluitpost van de waterbalans over een groeiseizoen is het verschil ΔS_w [L] tussen de specifieke berging aan het begin en het eind van het groeiseizoen. Deze bestaat uit de componenten aanvoer (neerslagsom S_P [L], kwelsom S_k, oppervlakkige aanvoersom S_{opp}) en verliezen (evapotranspiratiesom S_{ET}, wegzijgingssom of negatieve waarde van S_k en de oppervlakkige afvoersom of negatieve waarde van S_{opp}):

$$\Delta S_w = S_P - S_{ET} + S_k + S_{opp}$$

De verandering in grondwaterstand h is gerelateerd aan de effectieve bergingscoëfficiënt S [1] over het schommelingstraject van h in het beschouwde groeiseizoen:

$$\Delta h = \frac{S_w}{S}$$

Een getallenvoorbeeld: 50 mm verschil in wegzijging over een groeiseizoen leidt bij een bergingscoëfficiënt van 0.1 tot een grondwaterstandsverandering van 50 cm, wat vanwege de gevoeligheid van de vegetatie in natte natuurgebieden substantieel is. S_k is omgekeerd evenredig met de effectieve hydraulische weerstand tussen het beschouwde systeem en de buitenwereld, meestal samengesteld uit een of meer drainageweerstanden en de verticale weerstand van een eventuele scheidende laag tussen het beschouwde gebied en een eventuele onderliggende watervoerende laag (meer hierover in 2.4). Hoe groter (of hoe minder negatief) S_k, des te kleiner is de schommeling van de grondwaterstand over een groeiseizoen.

1.5 Relatie met ander onderzoek

Het onderzoek dat in dit rapport beschreven wordt, staat niet op zichzelf. Het sluit allereerst aan bij een onderzoeksproject getiteld 'Herstel van biodiversiteit en landschapsecologische relaties in het natte zandlandschap', uitgevoerd in het kader van het onderzoeksprogramma Ontwikkeling + beheer natuurkwaliteit (OBN) van het ministerie van LNV. De in dit rapport beschreven case studies en bijbehorende gegevens zijn afkomstig uit het hydrologische deel van dit onderzoeksproject (Von Asmuth, Grootjans & Van der Schaaf, 2010). Waar relevant en bruikbaar, zijn delen van de tekst uit dat rapport in meer of minder gewijzigde vorm hier overgenomen.

Het onderzoek maakt verder deel uit van het promotieonderzoek van de eerste auteur, dat in 1999 van start is gegaan en zich richt op het analyseren en modelleren van gemeten grondwaterpeilen en fluctuaties. In het kader daarvan zijn inmiddels vier wetenschappelijke artikelen verschenen (Von Asmuth et al., 2002; Von Asmuth & Knotters, 2004; Von Asmuth & Bierkens, 2005; Von Asmuth et al., 2008). De tijdens dat promotieonderzoek ontwikkelde en toegepaste methoden werden bovendien zoveel mogelijk direct geïmplementeerd in een gebruiksvriendelijk computerprogramma, genaamd *Menyanthes* (Von Asmuth, Maas & Knotters, 2009). Indien de resultaten zich daarvoor lenen zal het in dit rapport beschreven materiaal in het kader van dit promotieonderzoek verder uitgewerkt en gepubliceerd worden in een vijfde artikel.

1.6 Leeswijzer

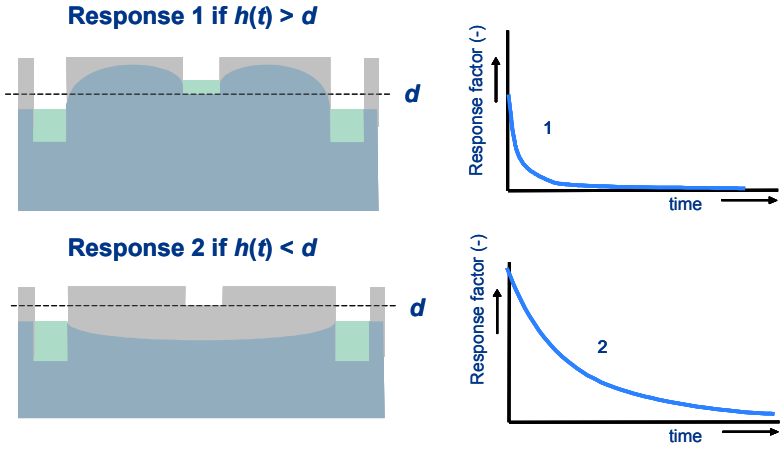
We richten ons in dit onderzoek vooral op de niet-lineaire situatie, c.q. het splitsen van de afvoer in een oppervlakkige en een diepere, verticale component, en het schatten van de bijbehorende parameters. Voor dat doel werken we niet alleen de methodiek uit (hoofdstuk 2), maar behandelen en analyseren we ook gegevens uit een praktijksituatie (hoofdstuk 4). In hoofdstuk 3 werken we daarnaast ook een principe uit waarmee de afvoer in situaties met een scheidende laag kan worden gesplitst in afvoer naar lokale drainagemiddelen, en wegzijging naar een onderliggend watervoerend pakket. Tenslotte volgen in hoofdstuk 0 de belangrijkste conclusies en aanbevelingen uit dit onderzoek.

2 Wegzijging in systemen met een overloop

2.1 Overloopmethode versus tijdreeksmodel

In paragraaf 1.2 is al aan de orde gekomen dat eigenschappen zoals weerstand en bergingscoëfficiënt in natte natuurgebieden kunnen variëren met de tijd, waardoor het systeem in technische termen niet-lineair is. De term 'lineair' wil zeggen dat de reactie van de grondwaterstand op bijvoorbeeld een regenbui altijd dezelfde is, onafhankelijk van de (grond)waterstand. Wanneer echter een sloot of ontwateringsmiddel droogvalt, of water periodiek oppervlakkig afstroomt, klopt deze aanname niet en is het gedrag van het systeem aldus niet-lineair.
De overgang van de ene naar de andere toestand is daarbij vaak vrij scherp. Dit type gedrag wordt 'overloop' gedrag of drempel niet-lineariteit genoemd, en komt veel voor in natte (natuur)gebieden. Ook Van der Schaaf (Van der Schaaf, 2005) constateert dergelijk gedrag bij zijn onderzoek in het Wierdense veld. Hij ontwierp en gebruikte de zogenaamde overloopmethode om waterverliezen door wegzijging en de verticale weerstand tussen veen en het onderliggende zand te kwantificeren. Het principe is dat nettoverliezen als gevolg van wegzijging en zijdelings transport van grondwater kunnen worden geschat op basis van neerslag en verdamping over een periode dat oppervlakkige afvoer naar verwachting niet optreedt. Uitgangspunt van deze methode is een te kiezen waterstand die in de loop van het voorjaar bereikt en vervolgens onderschreden wordt, en waarbij andere afvoer dan verdamping, wegzijging en laterale afvoer via het grondwater afwezig wordt verondersteld. De meetperiode is die, waarin de gekozen waterstand onderschreden blijft tot aan het tijdstip, waarop deze weer wordt bereikt en vervolgens overschreden. Daarmee wordt het effect van de onzekere en vaak lastig te meten bergingscoëfficiënt S op de uitkomst geëlimineerd. Indien in de periode van onderschrijding geen andere afvoer dan verdamping is opgetreden, moet de som van neerslag en verdamping, opgevat als negatieve neerslag, nul zijn. Is de som positief, dan was er kennelijk meer neerslag nodig om de waterverliezen in de meetperiode te compenseren dan verdamping alleen, en moet er dus verticale en/of laterale wegzijging zijn opgetreden. Als men de verliezen inderdaad geheel aan verticale wegzijging kan toeschrijven, is deze daarmee gekwantificeerd. Met behulp van het stijghoogteverschil tussen bijvoorbeeld veen en onderliggend zand is dan tevens de verticale weerstand tussen beide te berekenen. Een zwak punt in de overloopmethode is de verdamping, aangezien de werkelijke verdamping voor het betreffende gebied op voorhand gelijk gesteld wordt aan de referentieverdamping.

De overloopmethode komt dus in feite neer op het berekenen van een waterbalans over de periode dat een systeem niet overloopt. Het is echter ook mogelijk om de fluxen en waterbalans over elke willekeurige tijdstap te berekenen. Dat principe wordt gevolgd bij tijdreeksmodellen die met een overloop of drempelovergang werken. Een tijdreeksmodel met drempelovergang is in principe dus een generalisatie van de overloopmethode, omdat de waterbalans in het model over elke willekeurige periode sluitend is, dus ook over de niet-overloop-periode. Gebruik van het model heeft een aantal voordelen t.o.v. de overloopmethode. Zo hoeven grondwaterstandsreeksen bij gebruik van het model niet in stukken te worden geknipt, en wordt de wegzijging over de hele meetperiode geschat. Dit werkt ook in situaties waarbij de natte en droge toestand minder strikt gescheiden zijn, en de drempel



figuur 1: Principe van een tijdreeksmodel met drempel niet-lineariteit. Onder een bepaalde (grond)waterstand vallen ondiepe drainage middelen droog, wat gemodelleerd wordt door over te schakelen op een andere responsfunctie.

ook tussentijds overschreden wordt. Via de overloopmethode kan niet achterhaald worden hoeveel water in die situatie verloren gaat, met een tijdreeksmodel echter wel. Het model brengt bovendien de dynamiek van de wegzijging in beeld. Omdat de parameters uit het model integraal en in samenhang geschat worden, hoeft een modelleur ook geen aannames te doen over parameters als de verdampingsfactor en het overloopniveau zelf. Een ander voordeel is dat bij een tijdreeksmodel ook de modelfouten, correlaties en onzekerheden te zien zijn. Bovendien is een dergelijk model beter in staat om bij de berekening van de lekverliezen ook de grondwaterstanden die zijn opgetreden in de onderzochte periode te verdisconteren. Bij lagere standen is de wegzijging immers minder, waardoor in verschillende niet-overloop-periodes ook de wegzijging zal verschillen.

Een oplossing voor het omgaan met niet-lineariteit als gevolg van drempels binnen de tijdreeksanalyse wordt gegeven door (Knotters & De Gooijer, 1999; Berendrecht et al., 2004). Beide methoden zijn in essentie identiek. Daalt de grondwaterstand beneden een bepaald niveau, dan vallen ondiepe ontwateringsmiddelen droog en wordt in het model overgeschakeld op een andere responsfunctie (zie figuur 1). Van deze benadering zullen we ook hier gebruik maken, weliswaar op onderdelen aangepast en verbeterd (Zie Von Asmuth et al., in prep). We leiden hierna de modelvergelijkingen af die ten grondslag liggen aan het te gebruiken tijdreeksmodel.

2.2 De basis: waterbalans en wet van Darcy

Om tot een tijdreeksmodel te komen waarmee we de wegzijging in kunnen schatten op basis van stijghoogtemetingen, hebben we een formule nodig die de relatie tussen beide weergeeft. We zullen in de volgende paragraaf een differentiaalvergelijking afleiden voor systemen waarin verticale stroming optreedt. De reden voor deze aanname is, zoals verderop zal blijken, dat we in dat geval uitkomen op een vergelijking waarin we rekening kunnen houden met zogenaamde 'drempelovergangen', ofwel periodieke, oppervlakkige afvoer of een sterk gelaagde bodemopbouw. Het is ook mogelijk om een differentiaalvergelijking af te leiden voor systemen met een scheidende laag en horizontale stroming (zie paragraaf 3.2). Ideaal zou natuurlijk een methodiek zijn die op een correcte manier zowel met horizontale stroming als met drempelovergangen rekening houdt, maar dat is om wiskundige redenen problematisch en niet voorhanden.

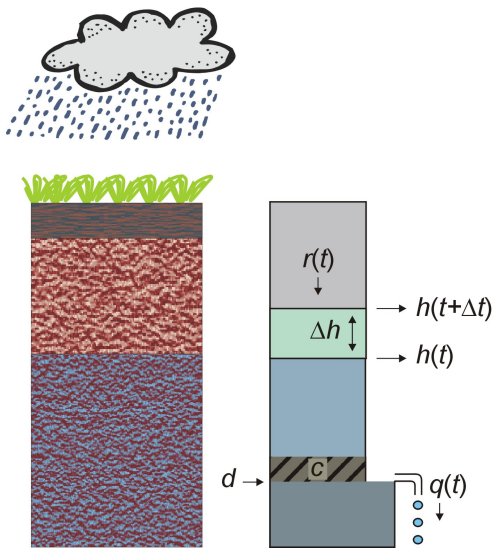
Voor het afleiden van wiskundige formules voor de stijghoogte van grondwater zijn steeds twee wetten nodig (zie ook Maas, 2004):

- De wet van behoud van massa (ofwel de waterbalans)
- De constitutievergelijking (ofwel de wet van Darcy)

De constitutievergelijking is hier de wet van Darcy: hij specificeert een eigenschap van de materie waaraan we rekenen; dit in tegenstelling tot de wet van behoud van massa, die voor alle materie opgaat. De wet van behoud van massa zegt dat er geen massa (dus ook geen water) zomaar verloren kan gaan. We behandelen in de volgende paragraaf allereerst de waterbalans van systemen met verticale stroming. Systemen met horizontale stromingen volgen dan in hoofdstuk 3.

2.3 Differentiaalvergelijking bij verticale stroming

Een consequentie van de wet van behoud van massa is dat wanneer er in een gegeven ruimte per tijdseenheid meer water instroomt dan eruit verdwijnt, de hoeveelheid water in de gegeven ruimte toe moet nemen. Wanneer we analoog aan (Knotters & Bierkens, 2000) een bodemkolom beschouwen als een eenvoudig reservoir waarin boven aanvulling en beneden afvoer plaats vindt (dus verticale stroming, figuur 2), dan vinden we op basis hiervan de volgende wiskundige uitdrukking:



figuur 2: de waterbalans bij verticale stroming

$$(r(t)-q(t))\Delta t = S\Delta h \qquad (1)$$

Of mooier, en voor kleine tijdstap:

$$r(t)-q(t) = S\frac{\mathrm{d}\,h}{\mathrm{d}\,t} \qquad (2)$$

waarin
q = afvoer per tijdseenheid [LT^{-1}]
h = de stijghoogte van het grondwater op plaats x [L]
S = bergingscoëfficiënt [-]
r = grondwateraanvulling [LT^{-1}]

Als we te maken hadden met open water zou de bergingscoëfficiënt S gelijk zijn aan 1, maar in de grond is S kleiner omdat (bij freatisch water) alleen de vrije porieruimte beschikbaar is voor additionele berging van water, of omdat bij volledige verzadiging de poriënruimte alleen door samendrukking of uitzetting van het korrelskelet of ingesloten gasbelletjes een beetje kan veranderen. Vergelijking (2) bevat twee verschillende grootheden, q en h, die doorgaans aanvankelijk beide onbekend zijn. Om ze te kunnen oplossen hebben we een tweede, onafhankelijke, relatie tussen q en h nodig, die we vinden in de wet van Darcy:

$$q(t) = \frac{h(t)-d}{c} \qquad (3)$$

waarin c de weerstand is tegen uitstroming, ofwel drainageweerstand [T], en d het drainageniveau [L]. Eliminatie van q uit (2) geeft tenslotte de volgende differentiaalvergelijking:

$$S\frac{\mathrm{d}\,h(t)}{\mathrm{d}\,t} = \frac{d-h(t)}{c} + r(t) \qquad (4)$$

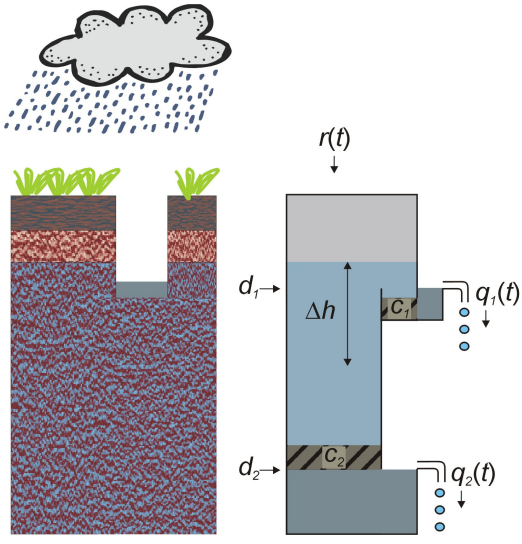
2.4 Tijdreeksmodel met overloop of drempelovergang

Zoals ook al door (Berendrecht et al., 2004) is uitgewerkt kan het drainageniveau en de -weerstand, afhankelijk van de geohydrologische setting, geschreven worden als een combinatie van die van het topsysteem en van een dieper systeem of onderliggende aquifer. Als de (grond)waterstand boven een bepaalde drempel of bodem van een greppel uitkomt, wordt het bovenste drainagesysteem actief. De wegzijging uit vergelijking (4) kan dan uitgesplitst worden naar die naar het top (1) en basis (2) drainagesysteem volgens:

$$S\frac{\mathrm{d}h(t)}{\mathrm{d}t} = \frac{d_1-h(t)}{c_1} + \frac{d_2-h(t)}{c_2} + r(t) \qquad (5)$$

wat gelijk staat aan:

$$S\frac{\mathrm{d}h(t)}{\mathrm{d}t} = \frac{\left(\frac{d_1}{c_1}+\frac{d_2}{c_2}\right)c^*}{c^*} - \frac{h(t)}{c^*} + r(t) \qquad (6)$$



figuur 3: systeem met periodieke, oppervlakkige drainage

waarbij c^* gelijk staat aan de helft van het harmonisch gemiddelde van de drainageweerstanden van systeem 1 en 2, ofwel:

$$\frac{1}{c^*} = \left(\frac{1}{c_1} + \frac{1}{c_2} \right) \tag{7}$$

Op zijn beurt kan vergelijking (3) vervolgens geschreven worden als:

$$S \frac{\mathrm{d}h(t)}{\mathrm{d}t} = \frac{d^* - h(t)}{c^*} + r(t) \tag{8}$$

wat equivalent is met vergelijking (1), als d^* gedefinieerd wordt als:

$$d^* = \left(\frac{d_1}{c_1} + \frac{d_2}{c_2} \right) c^* = \frac{c_2}{c_1 + c_2} d_1 + \frac{c_1}{c_1 + c_2} d_2 \tag{9}$$

zodat d^* het op basis van $\frac{1}{c}$ gewogen rekenkundig gemiddelde is van de respectievelijke d's. De (grond)waterstand van een dergelijk systeem kan worden gevonden door vergelijking (8) op te lossen:

$$h(t) = (h(t - \Delta t) - d^*) \mathrm{e}^{-\frac{\Delta t}{c^* S}} + \frac{1}{S} \int_0^{\Delta t} r(t - \tau) \mathrm{e}^{-\frac{\tau}{c^* S}} \, \mathrm{d}\tau + d^* \tag{10}$$

De grondwateraanvulling kunnen we vervolgens definiëren als:

$$r(t) = p(t) - fe(t) \tag{11}$$

waarin f de gemiddelde reductie is van de actuele verdamping ten opzichte van de referentieverdamping $e(t)$, niet te verwarren met de zogenaamde gewasfactor (Feddes, 1981). Bij meteorologische organisaties als het KNMI zijn tijdreeksen van neerslag en referentieverdamping te verkrijgen. We beschouwen dergelijke discrete neerslag- en verdampingssommen als verandering in de primitieve functie van de onderliggende continue intensiteitsreeks:

$$R_t = \int_{t - \Delta t}^{t} r(\tau) \mathrm{d}\tau \tag{12}$$

en benaderen $r(t)$ door aan te nemen dat zijn verdeling uniform is over de periode t-Δt to t (Ziemer et al., 1998, von Asmuth et al., 2002). Vergelijking (10) kan dan geschreven worden als:

$$h(t) = (h(t - \Delta t) - d^*) e^{-\frac{\Delta t}{c^* S}} + r_t c^* \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{c^* S}} \right) + d^* \tag{13}$$

Deze vergelijking kan vervolgens geëvalueerd worden met behulp van tijdreeksen van neerslag en referentieverdamping, en initiële schattingen van de parameters [$c_{1..n}$, $d_{1..n}$, $s_{1..n}$, f]. Evaluatie kan daarbij gebeuren op de (al dan niet regelmatige) tijdstappen waarop R_t beschikbaar is. Als er echter een drempel overschreden wordt tussen t-Δt en t in, kan het tijdstip van de drempelovergang t_{dn} exact opgelost worden door te stellen dat:

$$d_n = (h(t-\Delta t) - d^*)e^{-\frac{t_{d_n}-(t-\Delta t)}{c^* S}} + r_t c^* \left(1 - e^{-\frac{t_{d_n}-(t-\Delta t)}{c^* S}}\right) + d^* \qquad (14)$$

wat gelijk staat aan:

$$d_n = (h(t-\Delta t) - d^* - r_t c^*)e^{-\frac{t_{d_n}-(t-\Delta t)}{c^* S}} + r_t c^* + d^* \qquad (15)$$

ofwel:

$$t_{d_n} = t - \Delta t - c^* S \ln\left(\frac{d_n - d^* - r_t c^*}{\left(h(t-\Delta t) - d^* - r_t c^*\right)}\right) \qquad (16)$$

Via vergelijking (16) kan $h(t)$ berekend worden met de correcte c^* and d^* van tijdstip t_{dn} tot t. In de huidige versie van het programma *Menyanthes* (Von Asmuth, Maas & Knotters, 2009) is een dergelijk tijdreeksmodel met één drempelovergang geïmplementeerd.

2.5 Meerdere drempels, een dynamisch drainageniveau en een correcte waterbalans

In situaties die goed voldoen aan de veronderstellingen achter het hierboven beschreven tijdreeksmodel, zullen de modeluitkomsten en schattingen ook de 'werkelijke' fysisch-hydrologische parameters en fluxen goed benaderen. Twee belangrijke modelveronderstellingen zijn enerzijds dat het aantal drempelovergangen slechts 1 bedraagt, en anderzijds dat de drainageniveaus constant zijn in de tijd. De modelvergelijkingen uit de vorige paragraaf kunnen echter als volgt eenvoudig gegeneraliseerd worden naar een systeem met *n* drempels en/of een bergingscoëfficiënt die verandert met de (grond)waterstand:

$$\begin{aligned} S &= s_n && \text{als } d_n < h(t) \le d_{n+1} \\ \frac{1}{c^*} &= \sum_{i=1}^{i=n} \frac{1}{c_i}, && \text{met } c_n = \infty \text{ als } h(t) \le d_n \\ d^* &= c^* \sum_{i=1}^{i=n} \frac{d_i}{c_i} \end{aligned} \qquad (17)$$

De drainageniveaus d_n zijn hier nog geschreven als constante, maar ook dat is wiskundig te generaliseren door toe te staan dat een of meerdere drainageniveaus een functie zijn van de tijd. Deze wiskundige generalisaties zijn echter praktisch en softwarematig nog niet geïmplementeerd en uitgetest, wat waarschijnlijk wel meer voeten in de aarde zal hebben. Het kunnen laten variëren van het drainageniveau zorgt er overigens ook voor dat het effect van variërende oppervlaktewaterpeilen en externe trends meegenomen kan worden in de analyse. Dit is tot nu toe niet het geval, en vormt een belangrijke beperking van niet-lineaire tijdreeksmodellen.

Een ander punt dat van belang is voor het berekenen van de juiste fluxen, is gelegen in het feit dat de waterbalans van de 'deterministische' modelvergelijkingen zelf weliswaar intern klopt, maar niet het deel dat verborgen zit in de residuen c.q. modelfouten. Anders gezegd, de waterbalans van het model voldoet niet aan de werkelijkheid. Het is gebruikelijk om in een lineair tijdreeksmodel het gemiddelde van de residuen per definitie nul te stellen (Von Asmuth et al., 2002), wat er samen met de lineariteit van het systeem voor zorgt dat de waterbalans van de residuen zelf ook nul is. In de niet-lineaire situatie is om te beginnen het gemiddelde van de residuen niet altijd nul, maar zelfs als dit wel zo is, is daarmee de waterbalans van de residuen nog niet nul. De individuele residuen treden immers op in

verschillende toestanden van het systeem waar ook verschillende bergingscoëfficiënten gelden. Een afwijking in centimeters op enigerlei moment kan dan een andere hoeveelheid water bergen als eenzelfde negatieve afwijking in centimeters op een ander moment.

2.6 Verbetering modelimplementatie

Om de modelgeneralisaties mogelijk te maken, en naar aanleiding van de gedane exercities, is een aantal verbeteringen doorgevoerd in de manier waarop het in paragraaf 2.4 beschreven model softwarematig geïmplementeerd is. De laatste twee verbeteringen houden daarbij verband met het feit dat de optimalisatie van niet-lineaire modellen instabiel kan zijn. De parameterschatting blijkt gevoelig voor zaken als de beginwaarde van de parameters en de reekslengte, en kan uitkomen op heel verschillen schattingen, ook waarden die fysisch niet mogelijk zijn. In technische termen betekent dat dat de doelfunctie niet glad is, maar meerdere lokale optima kent. Bij de verbeteringen gaat het in concreto om:

- **Herprogrammering model** – de modelcode is geheel herzien (zie bijlage A). De versie die in *Menyanthes* zat was specifiek en ging via een 'if … else…) statement uit van twee mogelijke toestanden en dus één drempel. De nieuwe code is qua opzet generiek, zodat ze overweg kan met een willekeurig aantal drempels (hoewel nog niet helemaal goed doorgevoerd). De code moet nog verder aangepast worden opdat de drainagebasis ook een tijdreeks kan zijn, in plaats van een parameter. De gebruikersinterface moet bovendien nog geschikt gemaakt worden voor deze veranderingen, en ook de optimalisatieroutine moet nog aangepast worden opdat het overweg kan met een flexibel aantal parameters.

- **Verdampingsfactor nu altijd positief** – In de *Menyanthes* versies tot nu toe kon de verdampingsfactor soms negatief worden. In de nieuwe implementatie wordt de parameter die de verdampingsfactor vertegenwoordigt bij gebruik log-getransformeerd, zodat de verdampingsfactor zelf niet meer negatief, maar alleen nagenoeg nul kan worden (wanneer de parameter negatief en groot is).

- **Nieuwe parameterisatie responsfuncties** – In de *Menyanthes* versies tot nu toe kan de weerstand van het topsysteem negatief worden. Deze versies gaan uit van de volgende exponentiële responsfunctie:

$$\theta_n(t) = A_n \mathrm{e}^{-a_n t} \tag{18}$$

met A en a als parameters van de n^{de} toestand van het systeem. In de natte toestand en bij één drempel komt volgens vergelijkingen (7) en (10) a echter neer op:

$$a_2 = \frac{1}{c^* S_2} = \left(\frac{1}{c_1} + \frac{1}{c_2} \right) A_2 \tag{19}$$

Optimalisatie van a_2 als losse parameter kan daarbij resulteren in een waarde van c^* die kleiner is dan c_1, waarbij c_2 dus negatief moet zijn. In de nieuwe implementatie worden c_1 en c_2 als parameters gebruikt, waarbij deze ook allereerst log-getransformeerd worden waardoor ze niet meer negatief kunnen worden. De nieuwe parameterisatie heeft ook als gevolg dat de afgeleide van de responsfuncties naar de parameters gewijzigd is, wat voor het correct weergeven van de betrouwbaarheidsintervallen van belang is. Verder werden in de voorgaande versies van *Menyanthes*, meestal maar niet consequent, de weerstanden en bijbehorende responsfuncties van het totale systeem getoond. In de nieuwe implementatie worden nu wel consequent de weerstanden van de afzonderlijke systemen gebruikt en getoond.

3 Wegzijging door een scheidende laag in systemen met horizontale stroming

3.1 Inleiding

In het vorige hoofdstuk is het vraagstuk aan de orde gekomen hoe de wegzijging te schatten van systemen waarvan het grondwater periodiek aan maaiveld komt of ondiepe greppels, sloten of beektrajecten aansnijdt. In dat geval vindt periodiek oppervlakkige afvoer plaats. Wanneer het gedrag van een systeem in een dergelijke 'natte toestand' duidelijk verschilt van dat in 'droge toestand', geeft dat een basis om de eigenschappen van beide toestanden te schatten op basis van de gemeten fluctuaties. Op die manier kan de afvoer gesplitst worden in een oppervlakkige en diepere, verticale component, waarmee ook de verticale weerstand in beeld wordt gebracht.

In lineaire systemen zonder drempelovergangen, zoals ook in paragraaf 1.4 werd uitgelegd, is in een stabiele situatie de stand dusdanig dat de afvoer gelijk is aan de aanvulling. In dergelijke systemen kan echter afvoer plaatsvinden die niet zozeer periodiek en in de tijd gescheiden is, maar in de ruimte. Een voorbeeld hiervan is afvoer die zowel optreedt naar een lokaal oppervlaktewaterstelsel, als door een scheidende laag naar een onderliggende watervoerende pakket. Onder de voorwaarde dat de dynamiek van het oppervlaktewaterstelsel verschilt van die in het onderliggende watervoerende pakket, wat doorgaans het geval is, verschillen ook deze twee componenten van de afvoer in de tijd en is er ook hier een basis om beide te splitsen. We werken in de volgende paragrafen het principe uit waarmee de wegzijging door de scheidende laag geschat kan worden. In het kader van dit onderzoek ontbreekt echter de mogelijkheid om deze methodiek ook in de praktijk te testen.

3.2 Differentiaalvergelijking bij horizontale stroming

We passen in deze paragraaf dezelfde principes en redenering toe als die eerder beschreven zijn in paragraaf 2.3, maar gaan nu uit van een systeem met horizontale stroming conform figuur 3. De waterbalans daarvan is, bij ruimtelijk homogene aanvulling:

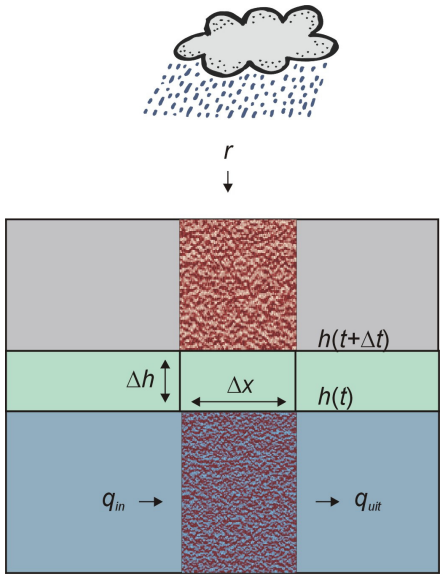
$$(q_{in} - q_{uit} + r\Delta x)\Delta t = S\Delta h\Delta x \qquad (20)$$

ofwel:

$$-\frac{\partial q}{\partial x} = S\frac{\partial h}{\partial t} - r \qquad (21)$$

Deze waterbalansvergelijking is gemakkelijk uit te breiden tot meerdere ruimtelijke dimensies:

$$-\frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} = S\frac{\partial h}{\partial t} - r \qquad (22)$$



figuur 4: de waterbalans bij horizontale stroming.

We werken hier echter verder met alleen de x-richting, omdat dat voor het principe niet uitmaakt. We gebruiken vervolgens weer de wet van Darcy, weliswaar in een iets andere vorm:

$$q_x = -kD\frac{\partial h}{\partial x} \qquad (23)$$

waarin

kD = doorlaatvermogen (ook wel transmissiviteit) van de watervoerende laag waarvan figuur 3 een mootje voorstelt [L^2T^{-1}]
k = (gemiddelde) doorlatendheid van het poreuze medium [LT^{-1}]
D = verzadigde dikte van de aquifer [L]

In principe hangt de dikte D af van h, maar we nemen hem hier constant. Eliminatie van q uit (2) en (23) geeft tenslotte de volgende differentiaalvergelijking:

$$kD\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = S\frac{\partial h}{\partial t} - r \tag{24}$$

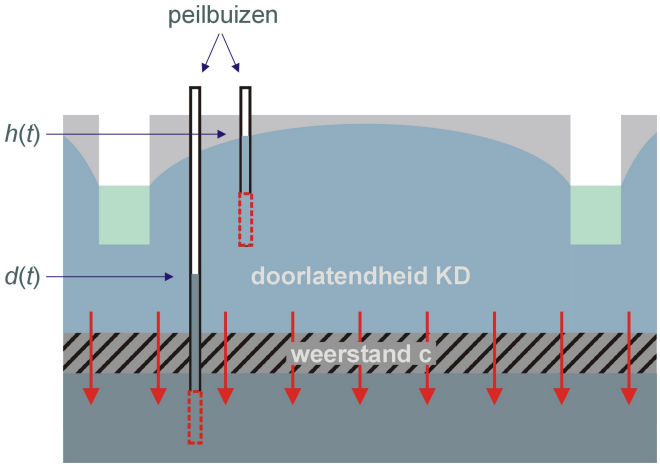
Of voor een nader te specificeren aantal dimensies:

$$kD\nabla^2 h = S\frac{\partial h}{\partial t} - r \tag{25}$$

3.3 *Effect van wegzijging*

Doel van dit hoofdstuk is zoals gezegd het ontwerpen van een methode waarmee we de wegzijging door een scheidende laag kunnen schatten, bijvoorbeeld in een situatie analoog aan figuur 4. De basis die hiervoor nodig is zijn metingen van enerzijds de freatische grondwaterstand h, én die van de stijghoogte van het diepere pakket d. In dat geval zal volgens de wet van Darcy, én met de benadering van Dupuit (horizontale stroming in het freatisch pakket (Dupuit, 1863)), de wegzijging door de weerstandbiedende laag q_v op locatie x voldoen aan:

$$q_v = \frac{h-d}{c} \tag{26}$$



figuur 5: systeem met scheidende laag en onderliggend, watervoerend pakket.

waarin c de weerstand is van de scheidende laag. In dat geval krijgt de wegzijging eenzelfde plek in de differentiaalvergelijking maar dan met tegengesteld teken:

$$KD\nabla^2 h = S\frac{\partial h}{\partial t} - r + \frac{h-d}{c} \tag{27}$$

Dit staat gelijk aan:

$$KD\nabla^2 h - \frac{h}{c} = S\frac{\partial h}{\partial t} - r - \frac{d}{c} \tag{28}$$

In principe heeft de diepere stijghoogte dus hetzelfde effect als de aanvulling, zei het geschaald met één parameter, de weerstand c. De benadering van Dupuit gaat uit van een situatie waarbij de stroming in de aquifer evenwijdig en horizontaal is. In dat geval is de grondwaterspiegel relatief vlak en zal ook de wegzijging ruimtelijk relatief homogeen zijn, en kunnen we $d(x,y,t)$ representeren door één meetreeks van de diepere stijghoogte $d(t)$. Dit alles betekent ook dat tijdreeksanalyseprogrammatuur rekenkundig op dezelfde manier met de diepere stijghoogte om kan gaan als met verdamping, dat ook dezelfde respons krijgt toegewezen als de neerslag, afgezien van de daar gebruikelijke schalings- c.q.

verdampingsfactor *f*. Een tijdreeksmodel met aanvulling en het effect van de diepere stijghoogte kan dan, conform vergelijking (28), ofwel geschreven worden als:

$$h(t) = \int_{-\infty}^{t} (r(\tau) - \frac{d(\tau)}{c})\theta(t-\tau)\mathrm{d}\tau + d_s \qquad (29)$$

waarin

$\theta(t)$ = de impulsrespons van het systeem [1]

d_s = het drainageniveau van het freatische systeem [L]

ofwel als, conform vergelijking (27):

$$h(t) = \int_{-\infty}^{t} (r(\tau) - \frac{h^*(\tau) - d(\tau)}{c})\theta(t-\tau)\mathrm{d}\tau + d_s \qquad (30)$$

waarin $h^*(t)$ de gemeten freatische grondwaterstanden zijn [L]. De parameters van de responsfunctie zullen in dat geval verschillende waarden aannemen, die wellicht naar elkaar omgeschreven kunnen worden, de weerstand c is naar verwachting echter dezelfde. Het is vooralsnog de vraag of en wanneer het verwaarlozen van de ruimtelijke variatie in h-d tot een verkeerde schatting van de weerstand en wegzijging leidt, of dat wellicht toch telkens een soort van ruimtelijk gemiddelde wordt gevonden.

4 Case study: vennen en veentjes in het natte zandlandschap

4.1 Inleiding

De complexe werkelijkheid in natte natuurgebieden laat zich niet altijd laten vangen in een modelsysteem met slechts twee hydrologisch relevante lagen en één drempelovergang, zoals beschreven in paragraaf 2.4. Bovendien zal in werkelijkheid het drainageniveau (veelal het oppervlaktewaterpeil) inderdaad in veel gevallen in de tijd variëren. Zodra de modelveronderstellingen niet goed passen bij de werkelijkheid, zullen de modelparameters na kalibratie hun fysische betekenis meer of minder verliezen. Bij twee van de vijf veentjes uit het OBN-onderzoek dat mede aanleiding is geweest voor het huidige (Von Asmuth, Grootjans & Van der Schaaf, 2010), blijkt dit relatief eenvoudige modelconcept inderdaad niet goed te voldoen. Een van die veentjes, een pingoruïne in het Gasselterveld (xy-coördinaten = [245279 553088]), kent inderdaad een sterk gelaagde opbouw en een variërend drainageniveau (hier het omringende, lagere regionale grondwater). We behandelen allereerst het zogenaamde Poort II (xy-coördinaten = [225449 538505]) in het Dwingelerveld, een veentje dat ruimtelijk vrij homogeen is en goed aan de modelveronderstellingen voldoet. Daarna behandelen we de pingoruïne, waarbij zoals gezegd het model de fluctuaties duidelijk minder goed volgt, en dat aldus een uitstekende casus vormt om de reden hiervan te achterhalen en de generalisaties die beschreven zijn in paragraaf 2.5 op te testen. We beschrijven hieronder de ligging en opbouw van beide veentjes, en de metingen die er gedaan zijn.

4.2 Poort II (Dwingelerveld)

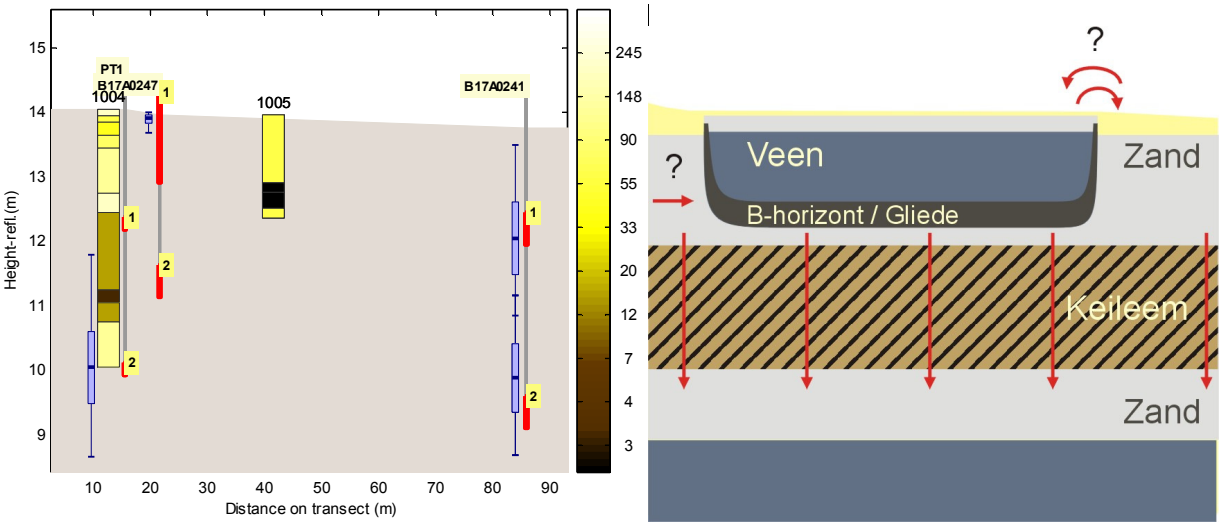
In het Dwingelerveld is in het kader van het OBN-onderzoek het veentje Poort II (xy-coördinaten = [225449 538505]) uitgekozen als onderzoekslocatie. In tegenstelling tot de in de volgende paragraaf te beschrijven pingoruïne, bevindt zich onder dit veentje keileem, dat door haar slechte doorlatendheid waarschijnlijk een belangrijke rol speelt in de hydrologie. Dit veentje is ook veel minder diep (veenbasis op 1 a 1,5 meter – maaiveld), nagenoeg volledig dichtgegroeid en heeft een mooi ontwikkelde, open vegetatie met veel veenmos.

Bij Poort II bevindt zich een groepje peilbuizen van Staatsbosbeheer, te vinden in de nationale database DINO onder de code B17A0247. Van deze buizen is er één over de gehele lengte geperforeerd (tot 1.05 m diep) en heeft er één een filter (bovenkant) op 2.33 m – maaiveld. Daarnaast bleek in DINO ook nog een peilschaal en een peilbuis net ten noordoosten van Poort II aanwezig, met gegevens tot resp. 2007 en 2002. Deze laatste peilbuis met code B17A0241 is ook in het veld teruggevonden, maar lijkt niet meer operationeel.
Bij Poort II is voor dit onderzoek één extra peilbuis geplaatst (PT1), en wel net naast het eigenlijke veentje met een filter (bovenkant) net onder de keileem, op 3.93 m – maaiveld. In 2010 is op deze plek bovendien een extra buis bijgeplaatst, net boven de keileem op 1.67 m – maaiveld. Dit om beter zicht te krijgen op de stijghoogtes c.q. eventueel



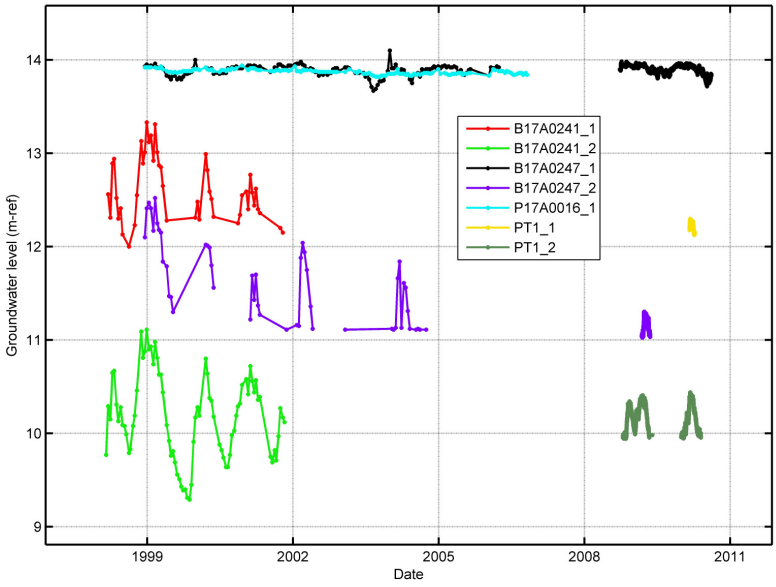
figuur 6: Luchtfoto van Poort II in het Dwingelerveld, met daarop de locatie van de peilbuizen (witte labels) en boorbeschrijvingen (lichtgele labels). De rode lijn geeft de ligging van het transect uit figuur 7 weer.

stagnerend water bovenop de keileem en daarmee onder de veenbasis. De twee Staatsbosbeheer- en de nieuw geplaatste buizen zijn voorzien van een drukopnemer. Voor informatie over de neerslag en luchtdruk wordt gebruik gemaakt van de regenmeter die bij het nabijgelegen Barkmansveen is geplaatst.



figuur 7: Transect over PoortII met links peilbuizen, gBox-plots (voor zover de reeksen voldoende waarnemingen bevatten) en boorbeschrijvingen (de kleur weerspiegelt de K-waarde (mm/dag). Rechts een interpretatie van de bodemopbouw met minimale en maximale stijghoogte (resp. donker- en lichtblauw).

Zowel bij buis PT1 als in het veentje is een profielbeschrijving gemaakt (1004 en 1005). Figuur 6 toont de diepteligging van de peilbuizen t.o.v. elkaar en t.o.v. de verschillende bodemhorizonten. Opvallend, maar naar het schijnt niet toevallig, is dat de verkitte B-horizont en gliedelaag van boring 1005 vlak boven de keileem beginnen.
In figuur 7 zijn de tijdstijghoogtelijnen van de peilbuizen en peilschaal rond Poort II te zien. Deze zijn deels afkomstig uit DINO, voor een ander deel komen ze voort uit de geplaatste drukopnemers, na het barometrisch compenseren van de meetreeksen en het ophangen aan de handmetingen. Peilbuisfilter PT1-2 blijkt periodiek droog te vallen, en had kennelijk dieper geplaatst moeten worden. Peilbuisfilter B17A0241_2 die iets dieper ligt, valt niet droog en laat vergelijkbare standen zien. Ook peilbuis B17A0247 filter 2, en peilbuis B17A0241 filter 1 vallen droog. Beide filters bevinden zich echter (waarschijnlijk) in of boven de keileem, zodat dieper plaatsen hier niet dezelfde en niet perse betere informatie op zou leveren. Deze filters geven in ieder geval een beeld van de stijghoogte op verschillende dieptes in de keileem, en daarmee van het periodiek stagneren van water erbovenop. Als we de verkitte B-horizont uit boring 1005 als hydrologische basis beschouwen (i.e. de grens van het schijnspiegelsysteem, waarmee we de term veenbasis vermijden vanwege het lage percentage organische stof), dan begint deze op +/- 12.50 m + NAP. Uit het dwarsprofiel en de gBox-plot van peilbuisfilter B17A0241_1 blijkt dat de hydrologische basis van Poort II periodiek wel en niet in het (grond)water staat. Ten tijde van het zetten van boring 1005 (april 2008, relatief nat) was het materiaal



figuur 8: Tijdstijghoogtelijnen van de peilbuizen en peilschaal P17A0016-1 rond Poort II, deels afkomstig uit DINO. Vier van de peilbuizen vallen periodiek droog.

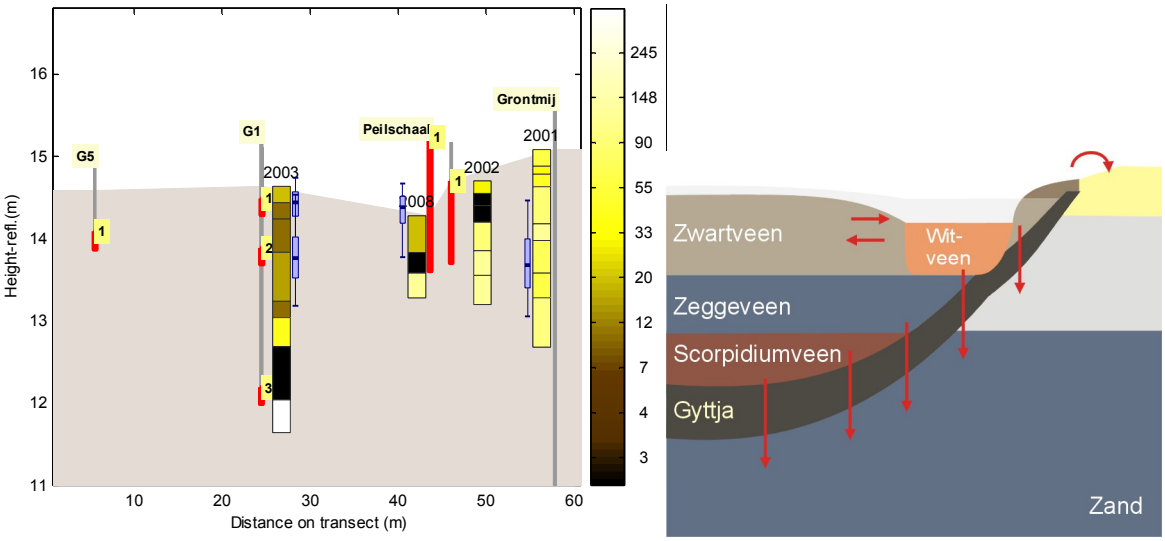
onder de hydrologische basis in ieder geval droog. Opvallend is ook dat de waterstanden bij peilschaal P17A0016 constanter zijn dan die bij buis B17A0241_1. Mogelijk is de bergingscoëfficiënt c.q. veenstructuur hier anders. In ieder geval is de horizontale doorlatendheid van het topsysteem kennelijk niet groot genoeg om de verschillen snel te vereffenen. Het verschil in bergingscoëfficiënt betekent ook dat er horizontale stroming of herverdeling van water plaats zal vinden.

4.3 *Pingoruïne (Gasselterveld)*

De vegetatie in dit veentje, een naamloze pingoruïne, wordt voor het grootste deel gedomineerd door hoge pollen pijpenstrootje. Er zijn enkele veenputjes en ergens halverwege loopt een ondiepe greppel, zoals in figuur 8 te zien is. In het veentje zelf zijn op een drietal dieptes peilbuizen geplaatst (0.15, 0.75 en 2.45m onder maaiveld). De peilbuizen hebben een filterlengte van 20 cm, en zijn voorzien van een automatische drukopnemer van de firma Keller. Middenin het veentje is een regenmeter van het "tipping bucket" type geplaatst. De regenmeter bevat een datalogger die het aantal kantelingen van de "bucket", en daarmee het tijdsinterval per eenheid van neerslag registreert. De datalogger heeft bovendien een (lucht)druksensor die kan dienen voor barometrische compensatie van de overige drukopnemers.



figuur 9: Luchtfoto van de pingoruïne in de boswachterij Gieten, met daarop de locatie van de peilbuizen (witte labels) en boorbeschrijvingen (lichtgele labels). De rode lijn geeft de ligging van het transect uit figuur 10 weer.

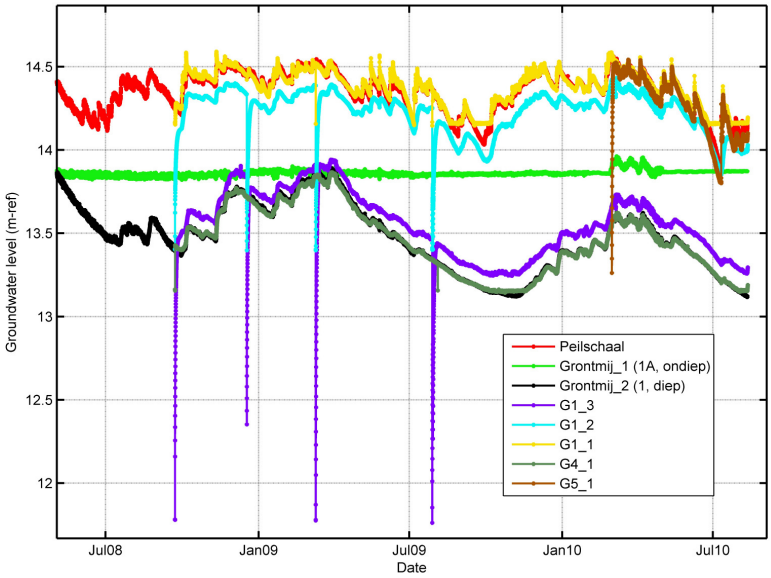


figuur 10: Transect vanuit het midden van de pingo naar de rand met links peilbuizen, gBox-plots (van peilbuis G1 alleen filter 1 en 3) en boorbeschrijvingen (de kleur weerspiegelt de K-waarde (mm/dag). Rechts een interpretatie van de bodemopbouw met minimale en maximale stijghoogte (resp. donker- en lichtblauw).

In een transect vanuit het midden van het veen naar het bos op de hogere wal ten noorden van het veentje zijn vijf bodemprofielen beschreven. Profiel nr. 2003 bevindt zich in de buurt van de peilbuizen, een tweetal (2001 en 2002) op de rand van het veentje waar ook twee door de Grontmij geplaatste peilbuizen aanwezig zijn. Een vierde profiel (2004) bevindt zich in de bosrand en de laatste (2005) wat dieper in het bos. In de buurt van die laatste plek is bovendien een vierde peilbuis (G4) geplaatst met een filter op 1,62 m – maaiveld. Verder bevindt zich aan de rand van de pingoruïne een peilschaal met drukopnemer, die ook door de Grontmij wordt opgenomen, en is in 2010 een aanvullende peilbuis geplaatst (G5), om beter zicht te krijgen op de laterale verschillen in stijghoogte. Naar aanleiding van problemen met deze regenmeter is bovendien in augustus 2010 een extra 'droge' drukopnemer bijgeplaatst bij buis G4.

De diepteligging van de peilbuizen t.o.v. elkaar en t.o.v. de verschillende bodemhorizonten is weergegeven in figuur 9. De bodemhorizonten zijn ingekleurd op basis van de in het veld op de hand geschatte verzadigde doorlatendheid of *K*-waarde. De laag die duidelijk de grootste weerstand heeft in de figuur is de gyttja-laag. De maaiveldhoogtes van bodemprofielen 2001 t/m 2003 en 2005 zijn gelijkgesteld aan die van de dichtstbijzijnde peilbuizen, wat waarschijnlijk niet helemaal correct is. Filter G1_3 lijkt wellicht hierdoor net door de onderste gyttja-laag te steken. Dat dit in werkelijkheid niet het geval is, getuigt de trage reactie van de stijghoogte op het leegpompen van de buis (zie figuur 10, de meetfrequentie is 1 waarneming of punt per uur). Van profielbeschrijving 2004 is geen maaiveldhoogte bekend, dus deze is niet opgenomen in figuur 9.

Figuur 10 toont de tijdstijghoogtelijnen die resulteren na het uitlezen en barometrisch compenseren van de drukopnemers en het vergelijken van de gemeten standen met de handmetingen. Een deel van de buizen valt periodiek droog, de ondiepe Grontmij buis zelfs bijna permanent. De 'droge' metingen zijn hier (nog) niet uit de reeks verwijderd. Opvallend is een aantal plotselinge sterke maar kortstondige dalingen in reeksen G1_2, G1_3 en G5 en in lichte mate ook in G1_1. Op één na corresponderen deze dalingen exact met de datums waarop de peilbuizen zijn leeggepompt ten behoeve van het waterkwaliteitsdeel van het OBN-onderzoek. Alleen de eerste 'daling' volgend op het plaatsen van de buis, is niet hieraan toe te schrijven, maar wordt veroorzaakt door een vergelijkbaar effect. Ook toen is met de uitgeboorde grond water afgevoerd uit het boorgat. Het feit dat de peilbuizen maar langzaam weer vollopen, geeft aan dat het water ter plekke kennelijk een grote weerstand ondervindt. Verder valt aan de stijghoogtes en het dwarsprofiel af te lezen dat de veenbasis van de pingoruïne (waarvan de veen/gyttja lagen een totale dikte hebben van 2.60 m (boring 2003) permanent in het regionale grondwater hangt.

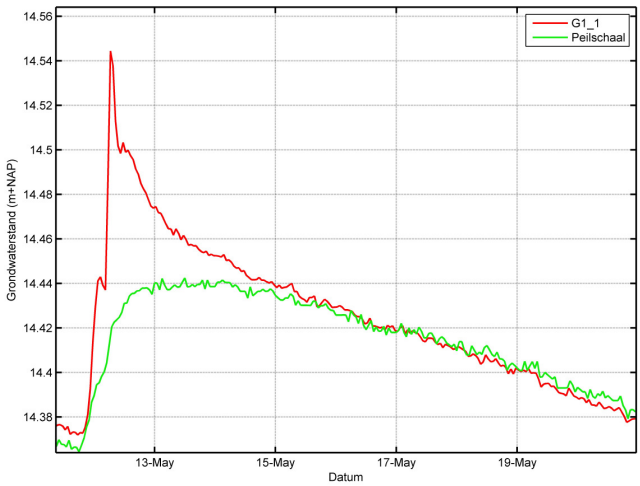


figuur 11: Tijdstijghoogtelijnen van de peilbuizen in en rond de pingoruïne. Opvallend is een aantal sterke, kortstondige dalingen. De reeksen van de Grontmij lopen terug tot 2004.

5 Tijdreeksanalyse

5.1 Visuele analyse

Allereerst tonen we in figuur 11 een detail uit de tijdstijghoogtelijnen van filter G1_1 bovenin het zwartveen in de pingoruïne, en die van de peilschaal in een uitgegraven deel daarnaast, dat grotendeels gevuld is met een open vegetatie van levend veenmos of witveen. Zonder de neerslagreeks er bij te roepen, is wel duidelijk dat er ergens in de nacht van 11 op 12 mei een flinke bui gevallen moet zijn. Het grondwater ter plekke van buis G1 stijgt in ieder geval vrij plotseling zo'n 16 cm. In de grafiek is echter ook te zien dat de reactie van het waterniveau bij de peilschaal, tamelijk sterk daarvan afwijkt. Bij de overgang naar 13 mei is het peil daar nog aan het stijgen, terwijl de stand bij G1_1 alweer +/- 7 cm gezakt is. Tegen de tijd dat in beide buizen ongeveer hetzelfde niveau en dezelfde daalsnelheid is bereikt, is het niveau bij G1_1 al weer +/- 10 cm gezakt. De bergingscoëfficiënt zal waarschijnlijk eerder kleiner dan groter worden met de diepte (minder open water, fijner organisch materiaal), wat betekent dat tegen die tijd al meer dan 60% van het regenwater bij G1_1 al weer verdwenen zou zijn. Dergelijke patronen in de meetreeksen wijzen er op dat er horizontale uitwisseling en herverdeling van water plaatsvindt, waarschijnlijk samenhangend met het verschil in bergingscoëfficiënt tussen beide locaties (bij de peilschaal waarschijnlijk nagenoeg 1). Ook het feit dat de stand bij G1_1 later onder de stand bij de peilschaal uitzakt (en dat dus de stroming zou omkeren) wijst op een verschil in bergingscoëfficiënt. De absolute waarden van de standen dienen echter kritisch bekeken te worden i.v.m. temperatuur- en andere fouten van de drukopnemers.



figuur 12: Detail uit de tijdstijghoogtelijn van filter G1_1 in het zwartveen in de pingoruïne, en van de peilschaal daar in de buurt.

5.2 Model met drempelovergang

We passen allereerst een model met drempelovergang toe op beide veentjes, omdat uit de bodemprofielen, gemeten standen en landschappelijke situering aannemelijk wordt dat de veentjes in de winter 'overlopen' en dus niet-lineair zijn. De resultaten hiervan zijn te vinden in bijlage B. Er zijn een aantal punten in de modelresultaten die opvallen:

PoortII:

- Het model volgt de metingen, vooral in droge toestand, zeer goed. Bij nadere beschouwing lijkt het model in de natte situatie toch ook te leiden aan het euvel dat bij de pingoruïne veel duidelijker is, namelijk dat het model te weinig 'piekerig' en te traag is.
- De uitkomsten lijken redelijk plausibel, alhoewel een bergingscoëfficiënt van meer dan 1 in principe niet mogelijk is en de weerstand van het basissysteem erg groot is (en een nog grotere onbetrouwbaarheid heeft). Het drainageniveau lijkt navenant te laag. De grote standaarddeviatie daarvan (36 meter, niet in de figuur getoond) weerspiegelt het feit dat deze niet goed geschat kan worden.

Pingoruïne:

- Het model volgt de fluctuaties in de droge toestand redelijk, maar de snelle fluctuaties in de natte toestand niet. In die situatie lijkt de 'piek' na een bui (reciproque van de bergingscoëfficiënt) te klein, terwijl de standen daarna te langzaam dalen.
- De geschatte weerstand van het topsysteem is veel te groot (3081 dagen) en groter dan die van het basissysteem (195 dagen). De wegzijging is navenant te klein (7 mm, top) en te groot (881 mm, basis).
- De verdampingsfactor lijkt te laag (0.56), het drainageniveau te hoog.

- De drempelovergang is duidelijk minder scherp dan die bij PoortII.

5.3 Model met drempelovergang en 'gemeten' drainageniveau

Vanuit de verschillende metingen die in en rond de veentjes gedaan zijn kan een waarde voor het drainageniveau geschat worden. De pingoruïne draineert naar het omliggende, regionale grondwater, zodat aangenomen kan worden dat het peil daarvan het drainageniveau bepaalt (+/- 13m60). Die aanname is overigens niet helemaal correct, omdat de delen van de veenbasis die 'droog' staan ook zullen draineren en dus een hoger drainageniveau kennen. Afgaande op de metingen van de peilbuizen eromheen staat de veenbasis van PoortII meestal in zijn geheel 'droog'. We stellen hier dat het drainageniveau in dat geval overeenkomt met de onderkant van de veenbasis (12m50), alhoewel ook die aanname niet helemaal correct is, en zetten de drainagebasis in het tijdreeksmodel vast op die waarde. De resultaten van deze exercitie zijn te vinden in bijlage C. Er zijn wederom een aantal punten in de modelresultaten die opvallen:

PoortII:

- De verklaarde variantie is met 95.12% slechts 0.01% lager dan wanneer het drainageniveau loslaten. Drainageniveau en weerstand zijn kennelijk moeilijk te schatten uit de fluctuaties. De weerstand vermindert navenant, de wegzijging en verdere parameterschattingen zijn aardig stabiel.

Pingoruïne:

- De verklaarde variantie (73.74%) is zelfs toegenomen. De optimalisatieroutine heeft dus eerder niet het juiste optimum kunnen vinden.
- Het modelgedrag in de natte toestand is nu 'piekeriger' en sneller, in de droge toestand is het model nu te weinig 'piekerig'. De geschatte initiële responshoogte na een bui in de natte toestand is dan ook toegenomen, terwijl die van het basissysteem is afgenomen. De overloop lijkt nu echter te scherp, c.q. de modelweerstand van het topsysteem is te klein.

5.4 Model met drempelovergang en potentiële verdamping

De aanvulling (en dus ook de wegzijging) wordt gevormd door het verschil tussen neerslag en actuele verdamping. De wegzijging is daarmee dus direct afhankelijk van de verdampingsfactor. We passen hier nogmaals een tijdreeksmodel met drempelovergang toe, maar zetten daarbij de verdampingsfactor vast op 1. Dit omdat doorgaans wordt aangenomen dat dit soort natte systemen potentieel verdampen. De resultaten van deze exercitie zijn te vinden in bijlage D. Er zijn wederom een aantal punten in de modelresultaten die opvallen:

PoortII:

- De verklaarde variantie is iets teruggelopen. Het modelgedrag en de schatting van de parameters is redelijk stabiel, afgezien van de drainagebasis. Vanuit het basissysteem is nu kwel nodig om de standen in de zomer niet te ver weg te laten zakken.

Pingoruïne:

- De verklaarde variantie is ook nu toegenomen, en het modelgedrag in de natte toestand 'piekeriger' en sneller.
- De weerstand van het basissysteem is nu extreem groot (26571 dagen). Er is nu alleen nog wegzijging via het topsysteem (619 mm), terwijl er vanuit het basissysteem kwel zou zijn (160 mm).

5.5 Model met drempelovergang, 'gemeten' drainageniveau en potentiële verdamping

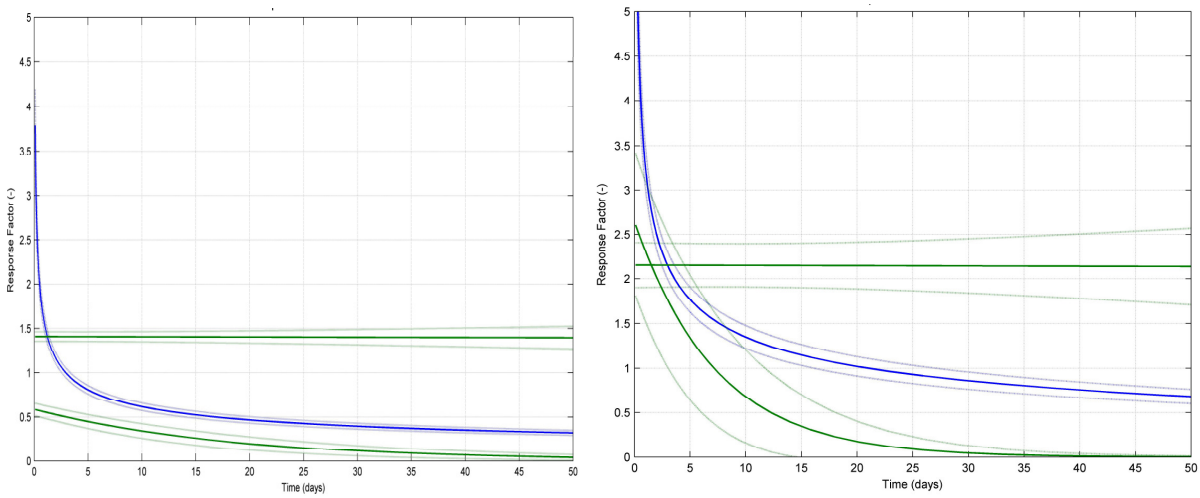
Omdat de parameterschatting zeker bij de pingoruïne instabiel blijkt te zijn, én omdat bij het vastzetten van de verdampingsfactor het drainageniveau boven de standen uitschiet (en aldus kwel genereert) zetten we als laatste beide vast. De resultaten van deze exercitie zijn te vinden in bijlage E. Het model vertoont nu bij de pingoruïne en PoortII dezelfde reactie:

PoortII en pingoruïne:

- De verklaarde variantie neemt sterk af.
- De weerstand van het basissysteem neemt sterk toe. Als kwel niet mogelijk is, wordt kennelijk de wegzijging dan maar op nul gesteld.

5.6 Model zonder drempelovergang, met horizontale stroming

De meerwaarde van een lineair tijdreeksmodel is gelegen in het feit dat daarbinnen ook meer complexe responsfuncties mogelijk zijn, zoals de PearsonIII verdelingsfunctie (PIII df, zie Von Asmuth et al., 2002). In fysisch-hydrologische termen betekent dit dat het model ook met horizontale stroming rekening kan houden, terwijl een tijdreeksmodel met drempelovergangen gebaseerd is op verticale stroming (zie paragraaf 2.3). Hier zij overigens opgemerkt dat de PIII df geen exacte oplossing is van een stromingsprobleem. De PIII df kan echter wel gedrag vertonen dat vergelijkbaar is met functies die wel oplossingen zijn van horizontale stromingsproblemen, bijvoorbeeld die van een poldersysteem conform (Kraijenhof van de Leur, 1958). We tonen hier niet alle modelresultaten (een figuur als in de bijlagen is ook niet mogelijk), maar alleen de geschatte responsfunctie in vergelijking met die van het niet-lineaire model (figuur 12). Er zijn wederom verschillende punten die opvallen:



figuur 13: Geschatte responsfuncties van de lineaire (blauw) en niet-lineaire modellen (groen). De figuur links toont de resultaten van PoortII, rechts die van de pingoruïne.

PoortII:

- De verklaarde variantie is met 85.5% duidelijk minder dan die van de niet-lineaire modellen.
- De initiële responshoogte is hoger dan die van het niet-lineaire model, de snelheid van wegzijging houdt het midden tussen die van het top- en basissysteem.

Pingoruïne:

- De verklaarde variantie is met 78.3% duidelijk beter dan die van de niet-lineaire modellen.
- De initiële responshoogte is hoger dan die van het niet-lineaire model, de snelheid van wegzijging houdt het midden tussen die van het top- en basissysteem.
- De initiële responshoogtes zijn in alle gevallen hoger dan die van Poort II.

5.7 Samenvatting en bespreking modelresultaten

De resultaten van de toegepaste modellen en modelvarianten zijn samengevat in tabel 1. Al met al komen uit de gedane exercities de volgende punten naar voren:

5.7.1 Geldigheid overloopbenadering

- De gebruikte benadering van een systeem met één drempelovergang of overloop, zoals beschreven in paragraaf 2.4, blijkt in ieder geval voor de pingoruïne niet goed te voldoen.
- Het feit dat een tijdreeksmodel deze beperkingen aan het licht brengt is winst. De overloopmethode zelf levert immers altijd een en maar één uitkomst, de totale wegzijging, ongeacht de geldigheid van de overloopbenadering.

- Er zijn verschillende aanwijzingen dat horizontale stroming en/of hysteresis de belangrijkste rol speelt bij de geconstateerde afwijkingen:
    - De responsfuncties van de lineaire modellen dalen sneller dan exponentieel, wat wijst op horizontale stroming c.q. herverdeling van water.
    - Bij de pingoruïne geeft een lineair tijdreeksmodel een betere fit dan een model met overloop. Dit veentje is ruimtelijk ook sterk heterogeen, vanwege de greppels, veenputjes en de als herstelmaatregel afgegraven delen. Dit in tegenstelling tot PoortII, dat veel homogener is en overal peilen tot aan maaiveld en levend witveen heeft.
    - Het waterpeil bij de peilschaal in de pingoruïne stijgt nog als de stand in het zwartveen al weer daalt. Dit wijst op aanvoer van water vanuit het zwartveen naar de open delen, vanwege het verschil in bergingscoëfficiënt. Het deel van het water dat zich aldus 'verplaatst' na een bui is behoorlijk (meer dan 60% in het voorbeeld van paragraaf 5.1).

Pingo

	Lineair	**Drempel**	**Drpl+d**	**Drpl+f**	**Drpl+d+f**
Verklaarde variantie	78.3%	71.9%	73.7 %	73.6%	68.2%
Verdampingsfactor (f)	0.94	0.56	0.86	1	1
Weerstand basis	222	195	5403	26571	2001369
Drainageniveau (d)	14m19	14m12	13m60	20m56	13m60
Wegzijging	-	881	98	-160	0

PoortII

	Lineair	**Drempel**	**Drpl + d**	**Drpl + f**	**Drpl + d + f**
Verklaarde variantie	85.5%	95.1%	95.1%	94.8%	85.5%
Verdampingsfactor (f)	1.01	0.79	0.80	1	1
Weerstand basis	467	17117	7690	5214	1049207
Drainageniveau (d)	13m47	10m25	12m50	15m89	12m50
Wegzijging	-	147	125	-263	1

Tabel 1: Samenvatting modelresultaten voor de twee veentjes.

5.7.2 Gedrag model in natte toestand

- In eerste instantie lijkt het vreemd dat het model de fluctuaties in de natte toestand niet beter kan beschrijven. Het feit dat de waterbalans over elke periode sluitend moet zijn, zorgt er echter voor dat de resultaten van het top- en basisysteem niet los van elkaar gezien kunnen worden. Het water dat in de natte periode verdwijnt, is immers daarna niet meer beschikbaar. Hierdoor heeft het model ook minder 'vrijheid' om de fluctuaties te volgen dan een lineair model.
- Wanneer er geen parameters vastgezet worden, is het vooral het gedrag c.q. de respons in de natte toestand die niet goed klopt. De afwijkingen kunnen daarbij in absolute zin vrij klein zijn, terwijl het modelgedrag toch niet goed klopt met dat van de metingen. Bij beide veentjes blijkt:
    - De 'piekerigheid' c.q. de initiële responshoogte te klein
    - De daling van de peilen c.q. het waterverlies is te traag
    - Kennelijk 'houdt het model extra water vast, voor later', om niet te vroeg naar de droge toestand te schieten
- Het feit dat de fluctuaties (en dus ook de afwijkingen) in de natte toestand kleiner zijn dan in droge toestand pleit voor de inzet van een niet-lineair ruismodel. Anders overheerst de fit van het basissysteem de schattingen, terwijl de natte toestand waarschijnlijk van groter belang is voor de waterbalans (dan treden de grootste afvoeren en verschillen tussen werkelijke en modelafvoer op).

5.7.3 Parameterschatting algemeen

- De optimalisatieroutine blijkt de statistisch optimale parameters soms moeilijk te kunnen vinden, en blijft hangen in lokale optima. Wellicht maakt het niet-lineaire karakter van het model de doelfunctie extra grillig.

- Het model blijkt, in het geval van de pingoruïne, redelijk vergelijkbare modelfits op te kunnen leveren met sterk verschillende parameterwaarden. De parameterschatting is wiskundig dus een 'slecht gesteld probleem'.
- De weerstand en het drainageniveau van het basissysteem blijkt bij beide veentjes moeilijk te schatten te zijn, waarschijnlijk omdat de weerstand groot en de wegzijging klein is, en omdat de perioden waarin alleen wegzijging naar het basissysteem optreedt kort zijn ten opzichte van het geheugen van het basissysteem.

5.7.4 Gevoeligheid voor verdamping

- De aanvulling en dus ook totale wegzijging zijn erg gevoelig voor de verdampingsfactor. Dit omdat de potentiële verdamping ongeveer 1.7 keer zo groot is als het neerslagoverschot (931 minus 582 = 349 mm/j, data Eext en Eelde van 2001 tot nu). Daarbij is ook de verdeling van de wegzijging over het top- en basissysteem gevoelig voor de verdampingsfactor, omdat de verdamping immers grotendeels in de zomerperiode en dus in de droge toestand optreedt. Ook Vernooij & Vermaat (2009) melden zeer verschillende hydrologische modeluitkomsten bij toepassing van verschillende gewasfactoren.
- Een lineair tijdreeksmodel blijkt de verdampingsfactor hoger in te schatten dan een niet-lineair model. De verdamping kan kennelijk een deel van het effect van niet-lineariteit voor zijn rekening nemen (sterkere daling in de zomerperiode).
- Wanneer de verdampingsfactor vastgezet wordt op 1 (en dus aangenomen wordt dat de werkelijke verdamping gelijk is aan de referentieverdamping), slaat bij beide veentjes de wegzijging om in kwel. Wanneer ook het drainageniveau hard wordt opgelegd, vermindert de modelfit aanzienlijk. De kwel is kennelijk nodig om de waterbalans sluitend te maken. Dit suggereert dat dit soort natte systemen minder dan potentieel verdampen, mogelijk door isolatie van de weinig productieve vegetatie die het water bedekt. Mocht dat kloppen, dan zal de wegzijging doorgaans systematisch te laag en daarmee de weerstand te hoog ingeschat worden (ook door grondwatermodellen).
- In de hydrologische literatuur is relatief weinig bekend over de verdamping van natuurlijke vegetaties, omdat verdamping niet direct gemeten kan worden, de natuurlijke variatie in de vegetatie groot is en er geen direct economisch belang is zoals in de landbouw. Het cultuurtechnisch vademecum dat een overzicht van gewasfactoren bevat (Naudin-Ten Cate et al., 2002), meldt relatief hoge waarden voor de gewasfactoren van verschillende natuurlijke vegetaties (e.g. van april tot september, 0.6 tot 1.2 bij dophei en 0.8 tot 1.2 bij hoogveen). De waarden uit het overzicht dateren waarschijnlijk echter nog van (Feddes et al., 1984). Uit recenter onderzoek volgt een brede range van waarden. Zo rapporteren Fermor et al. (2001) voor riet gewasfactoren die variëren tussen 0.8 en 2.5 bij waterverzadigde omstandigheden, maar onder verschillend microklimaat. In een review suggereren Roulet et al. (1997) dat de verdamping uit hoogvenen doorgaans kleiner is dan die uit andere waterrijke gebieden. Uit micrometeoroglisch onderzoek naar actieve hoogvenen in Siberie en Canada volgen inderdaad beduidend lagere waarden (factoren van resp. 0.4 tot 1.1 (Shimoyama et al., 2004) en 0.7 (Lafleur et al., 2005)). Deze laatste waarden sluiten goed aan bij de tijdreeksanalyseschattingen uit dit onderzoek, en vormen aldus een ondersteuning hiervoor.

6 Conclusies en aanbevelingen

6.1 Schatten van de wegzijging in systemen met een overloop

Het schatten van de wegzijging in systemen met een overloop blijkt om verschillende redenen problematisch te kunnen zijn:

- **Gevoeligheid verdamping** - Het overloopgedrag is sterk gecorreleerd met het effect van verdamping. Het is de vraag of dit soort systemen, die weliswaar nat zijn maar bedekt met een laagproductieve vegetatie, wel zo sterk verdampen als doorgaans gedacht. Een verkeerde verdampingsfactor leidt zowel bij overloopmethode, tijdreeks- als grondwatermodellen vrijwel zeker tot een nog sterker verkeerde schatting van de wegzijging. Het gebruik van een tijdreeksmodel heeft als meerwaarde dat de verdampingsreductie uit de data geschat kan worden, hoewel ook daar kritisch naar de uitkomst gekeken moet worden, omdat verdamping makkelijk met allerhande processen interfereert. Recent onderzoek naar verdamping uit hoogvenen (Shimoyama et al., 2004, Lafleur et al., 2005) ondersteunt echter de tijdreeksanalyseschattingen.
- **Effect van horizontale stroming en/of het Lisse effect** – wanneer een systeem ruimtelijk niet homogeen is, zal het water altijd ook horizontaal stromen en/of herverdeeld worden. Het effect daarvan op de waterbalans kan aanzienlijk zijn, getuige ook het voorbeeld uit paragraaf 5.1. De locatie met zwartveen uit dat voorbeeld krijgt in droge periodes voeding vanuit de delen met open water. Gebruik van de overloopbenadering levert in dat geval een te lage wegzijging op. Het Lisse effect kan ten dele een vergelijkbaar effect hebben, in die zin dat het grondwaterpeil zakt terwijl het water slechts herverdeeld wordt en niet uit het systeem verdwijnt. Het feit dat een tijdreeksmodel deze beperkingen aan het licht brengt is winst ten opzichte van de overloopmethode.

In systemen waarbij de overloopbenadering goed opgaat, kan de wegzijging waarschijnlijk ook goed ingeschat worden. Voor een goede schatting zullen doorgaans echter wel, zeker bij relatief korte reeksen of grote weerstanden, metingen van de onderliggende stijghoogte beschikbaar moeten zijn (zie ook paragraaf 6.4).

6.2 Schatten van de wegzijging door een scheidende laag

De methode die in hoofdstuk 3 werd uitgewerkt voor het schatten van de wegzijging naar een dieper watervoerend pakket lijkt kansrijk. Een belangrijke reden hiervoor is dat voor het schatten van de wegzijging slechts één parameter nodig blijkt te zijn, namelijk de weerstand van de scheidende laag. Hier geldt echter wel de voorwaarde die bij tijdreeksanalyse altijd geldt, namelijk dat de fluctuaties (van in dit geval h-d) voldoende groot en onderscheidend moeten zijn om het effect ervan te kunnen onderscheiden van dat van de andere factoren die op een systeem inwerken. Wanneer de wegzijging bij benadering constant is, is ze moeilijk te onderscheiden van het drainageniveau van het topsysteem. Verder kan ook hier de schatting interfereren met niet-lineariteit van het topsysteem (de respons op wegzijging is immers dezelfde als die op aanvulling), en met de fluctuaties van het lokale oppervlaktewater, indien die niet gemeten zijn en constant worden verondersteld.

6.3 Over wegzijging, weerstand en potentiaalverschil

We trappen natuurlijk een grote open deur in als we hier concluderen dat wegzijgng, weerstand en potentiaalverschil niet los van elkaar te zien zijn. Het verband daartussen vormt immers een van de bekendste wetten uit de hydrologie, de wet van Darcy (zie ook paragraaf 2.2). We wijzen hier desondanks op dit verband, omdat uitspraken over wegzijging in dit rapport dus eveneens over de weerstand gaan. In de tijdreeksanalyse is het gebruikelijk om alle parameters te schatten uit de meetreeksen, om geen onnodige aannames te hoeven doen of omdat er simpelweg niets over bekend is. Bij analyse van waterpeilreeksen gaat het qua parameters zowel om de weerstand, het potentiaalverschil als om de wegzijging (dit tot op zekere hoogte, via de verdampingsfactor). De basis waarmee een lineair tijdreeksmodel onderscheid kan maken tussen deze drie is gelegen in het feit dat potentiaalverschil en wegzijging, in tegenstelling tot de weerstand, dynamische variabelen zijn. Kort door de bocht geformuleerd gaat dat als volgt: uit het effect van langjarige fluctuaties in de aanvulling kan worden

afgeleid hoe groot de drainageweerstand van een systeem is (zie e.g. Von Asmuth & Knotters, 2004). Uit de gemiddelde aanvulling (=afvoer) en de weerstand kan dan tevens het potentiaalverschil afgeleid worden. In systemen met een overloop kan het schatten van weerstand en potentiaalverschil echter lastiger zijn dan in lineaire systemen. In overlopende systemen worden natte extremen 'afgetopt' (zowel de langjarige, jaarlijkse als incidentele), waardoor de eigenschappen van het basissysteem gemaskeerd kunnen worden door het topsysteem. Wanneer de fluctuaties in de wegzijging in absolute zin klein zijn (relatief grote weerstand en/of klein potentiaalverschil), zijn de weerstand en het potentiaalverschil moeilijk te schatten op basis van tijdreeksen alleen. Dit betekent ook dat, alhoewel de afwijkingen van het model in de natte toestand in centimeters klein zijn, het toch belangrijk is om het gedrag en de fluxen in die situatie goed te kunnen modelleren.

6.4 Pleidooi voor 'verklaarbuizen', metingen aan het oppervlaktewaterpeil en koppeling van reeksen bij tijdreeksanalyse

Wanneer modelparameters niet goed en onafhankelijk kunnen worden ingeschat, zijn er kennelijk te veel parameters en/of te weinig gegevens (onafhankelijk, en van het juiste type). Een oplossing voor dit probleem is het verminderen van de 'vrijheid' c.q. het aantal vrijheidsgraden van het model. In de hier behandelde veentjes is bij voorbaat gericht aan de omringende stijghoogtes en de bodemopbouw gemeten, waaruit (met wat slagen om de arm) het potentiaalverschil afgeleid kon worden. Hiermee kon de wegzijging bij PoortII toch aardig ingeschat worden, terwijl voor de pingoruïne twijfel blijft bestaan omdat de overloopbenadering daar duidelijk minder goed opgaat.

In zijn algemeenheid willen we hier een pleidooi houden voor het gericht meten aan de verschillende compartimenten van hydrologische systemen, en het koppelen van dergelijke reeksen bij tijdreeksanalyse. De gangbare praktijk bij tijdreeksanalyse is dat alle reeksen los geanalyseerd worden, wat niet altijd tot statistisch betrouwbare en/of hydrologisch plausibele resultaten leidt. Oppervlaktewaterpeilen en diepere stijghoogtes zijn bovendien makkelijker te meten dan de doorlatendheid van alle bodemlagen. En wellicht belangrijker nog, ze zijn ruimtelijk veel homogener dan bodemparameters, omdat de stromingswetten het ruimtelijk verband opleggen. Het is dan ook een omissie dat er wel een landelijke database is voor gegevens van de ondergrond (DINO), maar niet voor oppervlaktewaterpeilen en waterlopen.

In het besluit dat recent door het IPO (interprovinciaal overleg) genomen is om te komen tot een landelijke basis voor het monitoren van de effecten van verdrogingsbestrijding (Verhagen & Dijk, 2010), wordt geadviseerd optioneel zogenaamde 'verklaarbuizen' in te richten bij natuurgebieden. De methodiek waarmee dergelijke buizen gebruikt kunnen worden bij trend- en tijdreeksanalyse, is echter nog niet uitgewerkt. Dit rapport kan mede gezien worden als een aanzet in die richting.

Literatuurlijst

Berendrecht, W.L., Heemink, A. W., Van Geer, F. C., & Gehrels, J. C. (2004) State-space modeling of water table fluctuations in switching regimes; in: *Journal of Hydrology*, jrg 292**,** pag 249-261.

Dupuit, J. (1863) Etudes theoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux decouverts et a travers les terrains permeables; Dunod, Paris.

Feddes, R.A. (1981) Water use models for assessing root zone modification.; in: Arkin, G.F. en H.M. Taylor (red), Modifying the root environment to reduce crop stress.; ASAE Monograph, St. Joseph, Michigan, pag 347-390.

Feddes, R.A., Grotentraast, G. J., Ton, H., Sleeking, A. W., van Holst, A. F., Pronk, G. M., den Blanken, M. G. M.&van der Velde, G. (1984) Landbouwkundige aspecten van grondwateronttrekking. Berekening van schade als gevolg van kunstmatige verlaging van de grondwaterstand.; Commissie Grondwaterwet Waterleidingbedrijven, Werkgroep Landbouwkundige Aspecten.

Fermor, P.M., Hedges, P. D., Gilbert, J. C., & Gowing, D. J. G. (2001) Reedbed evapotranspiration rates in England; in: Hydrological Processes, jrg 15, pag 621-631.

Gespreksgroep Hydrologische Terminologie (1986) Verklarende hydrologische woordenlijst; rapporten en nota's no. 16, Commissie voor Hydrologisch Onderzoek TNO, 's-Gravenhage.

Knotters, M. & Bierkens, M. F. P. (2000) Physical basis of time series models for water table depths; in: *Water Resources Research*, jrg 36**,** nr 1, pag 181-188.

Knotters, M. & De Gooijer, J. G. (1999) Tarso modelling of water table depths; in: *Water Resources Research*, jrg 35**,** nr 3, pag 695-705.

Kraijenhof van de Leur, D.A. (1958) A study of non-steady groundwater flow with special reference to a reservoircoefficient; in: De Ingenieur, jrg 70, nr B, pag 88-94.

Lafleur, P.M., Hember, R. A., Admiral, S. W., & Roulet, N. T. (2005) Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub-covered bog in southern Ontario, Canada; in: hydrological processes , jrg 19, DOI: 10.1002/hyp.5842, pag 3533-3550.

Maas, C. (2004) Syllabus pompproeven; Technische Universiteit Delft, Delft.

Naudin-Ten Cate, R., Tjooitink, T.&Wentink, M. (2002) Cultuurtechnisch Vademecum: handboek voor inrichting en beheer van land, water en milieu; Elsevier bedrijfsinformatie, Doetinchem.

Roulet , N.T., D. S. Munro en L. Mortsch (1997) Wetlands; in: Bailey, W.G., T.R. Oke en Rouse W.R. (red), The Surface Climates of Canada; McGill-Queen's University Press, Montreal.,

Shimoyama, K., Hiyama, T., Fukushima, Y., & Inoue1, G. (2004) Controls on evapotranspiration in a west Siberian bog; in: journal of geophysical research, jrg 109, nr D08111, doi:10.1029/2003JD004114, pag 1-12.

Van der Schaaf, S. (2005) Intern hydrologisch onderzoek ; in: Tomassen, H., G.J. van Duinen, F. Smolders, E. Brouwer, S. van der Schaaf, G. van Wirdum, H. Esselink en J. Roelofs (red), *Vooronderzoek Wierdense Veld: Eindrapportage mei 2005;* Onderzoekcentrum B-ware, Stichting Bargerveen, Wageningen Universiteit, NITG-TNO & Radboud Universiteit Nijmegen, pag 15-25.

Verhagen, F.T. & Dijk, L. A. (2010) Inventarisatie methoden verdrogingsmonitoring, monitoring ten behoeve van de beleidsdoelstellingen op gebiedsschaal; IPO rapport 9V2524, Royal Haskoning, 's Hertogenbosch.

Vernooij, M.G.M. & Vermaat, J. E. (2009) Stoppen met pompen? Simulaties in vijf veenpolders.; in: Landschap, jrg 26, nr 2, pag 56-65.

Von Asmuth, J.R. & Bierkens, M. F. P. (2005) Modeling irregularly spaced residual series as a continuous stochastic process; in: *Water Resources Research*, jrg 41 **,** nr 12, pag W12404, doi:10.1029/2004WR003726.

Von Asmuth, J.R., Bierkens, M. F. P. & Maas, C. (2002) Transfer function noise modeling in continuous time using predefined impulse response functions; in: *Water Resources Research*, jrg 38**,** nr 12, pag 23_1-23_12.

Von Asmuth, J.R., Grootjans, A. P. & Van der Schaaf, S. (2010) Over de dynamiek van peilen en fluxen in vennen en veentjes. Eindrapport deel 2, OBN–onderzoek 'Herstel van biodiversiteit en landschapsecologische relaties in het natte zandlandschap'; rapportnr. KWR 2010.077, KWR Watercycle Research Institute, Nieuwegein.

Von Asmuth, J.R. & Knotters, M. (2004) Characterising spatial differences in groundwater dynamics based on a system identification approach; in: *Journal of Hydrology*, jrg 296**,** nr 1-4, pag 118-134.
Von Asmuth, J.R., Knotters, M., & Maas, C. (in prep) A continuous time approach to non-linear threshold modeling of (ground)water level series;
Von Asmuth, J.R., Maas, C., Bakker, M., & Petersen, J. (2008) Modeling time series of groundwater head fluctuations subjected to multiple stresses; in: *Ground Water*, jrg 46, doi: 10.1111/j.1745-6584.2007.00382.x, nr 1, pag 30-40.
Von Asmuth, J.R., Maas, C. & Knotters, M. (2009) Handleiding Menyanthes, versie 1.9; KWR Watercycle Research Institute, Nieuwegein.
Weeks, E.P. (2002) The Lisse effect revisited; in: *Ground Water*, jrg 40, pag 652–656.

Bijlage A: Matlab code tijdreeksmodel met drempelovergangen

```
function   h = tarso( par, r, t, h_ini, do_switch)
% function h = tarso( par, r, t, h_ini, do_switch)
% Simuleert grondwaterstanden volgens de tarso of drempelbenadering
% par       = vector met modelparameters
% r         = grondwateraanvulling
% t         = vector met datums waarop standen te simuleren
% h_ini     = begindatum en -stand
% do_switch = gebruik drempels [0 1]

% geschreven door: J.R. von Asmuth
% namens         : Technische Universiteit Delft
% datum          : 8-12-2010

%% Initialisatie
% default settings
if nargin < 4
    do_switch = 1; %dus simulatie met drempels
end

% werk parameters om naar effectieve
[par d1 d2] = getpar( num2cell( par));

% bepaal tijdstap (equidistant)
dt          = t(2) - t(1);

% bepaal begin toestand en parameters afh. van drempel
state       = h_ini( 1, 2) <= d2 || ~do_switch ;
[A a c d]   = deal( par{ [state ~state], :});

%% Simulatie
% bepaal voor elke tijdstap wegzijging + nieuwe bijdrage
h     = [ h_ini( 1, 2) ; repmat( NaN, length( r)-1, 1)];
for i = 2 : length( r)

    % bereken nieuwe stand
    h(i) = next_h( h(i-1), r( i, 2), dt, a, c, d);

    % test of drempel gepasseerd is
    newstate = h(i) <= d2 || ~do_switch;
    if state ~= newstate

        % bereken tijdstap tot drempeloverschrijding
        dtdr      = -(1/A) * c * log( (d2 - d - r( i, 2)*c) / ...
                    (h(i-1) - d - r( i, 2)*c));

        % Wissel van parameters en toestand
        state     = newstate;
        [A a c d] = deal( par{ [state ~state], :});

        % bereken nieuwe stand volgens nieuw regime vanaf
          drempeloverschrijding
        h(i) = next_h( d2, r( i, 2), dt - dtdr, a, c, d);
    end
```

```
end

h = [t interp1( r(:,1), h', t, [], 'extrap')];
end

function h1 = next_h( h0, r, dt, a, c, d)
% bereken de eerstvolgende h
exp_a = exp( -a * dt);
h1    = (h0 - d) * exp_a + r * c * (1-exp_a) + d;
end

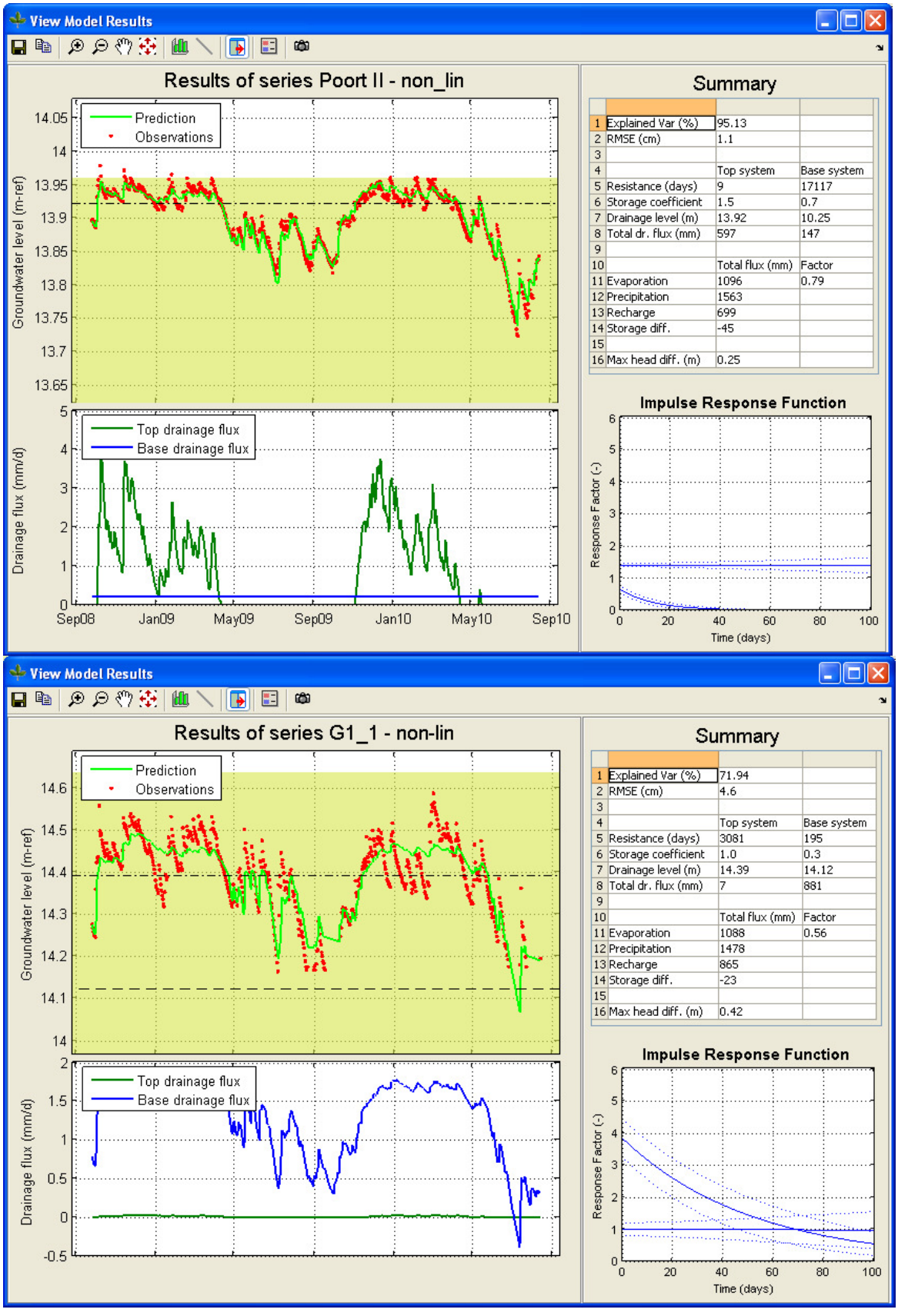
function [par d1 d2] = getpar( par)
% Werk parameters om naar effectieve

% Lees losse parameters uit par
[A1 c1 d1 A2 c2 d2] = deal( par{:});

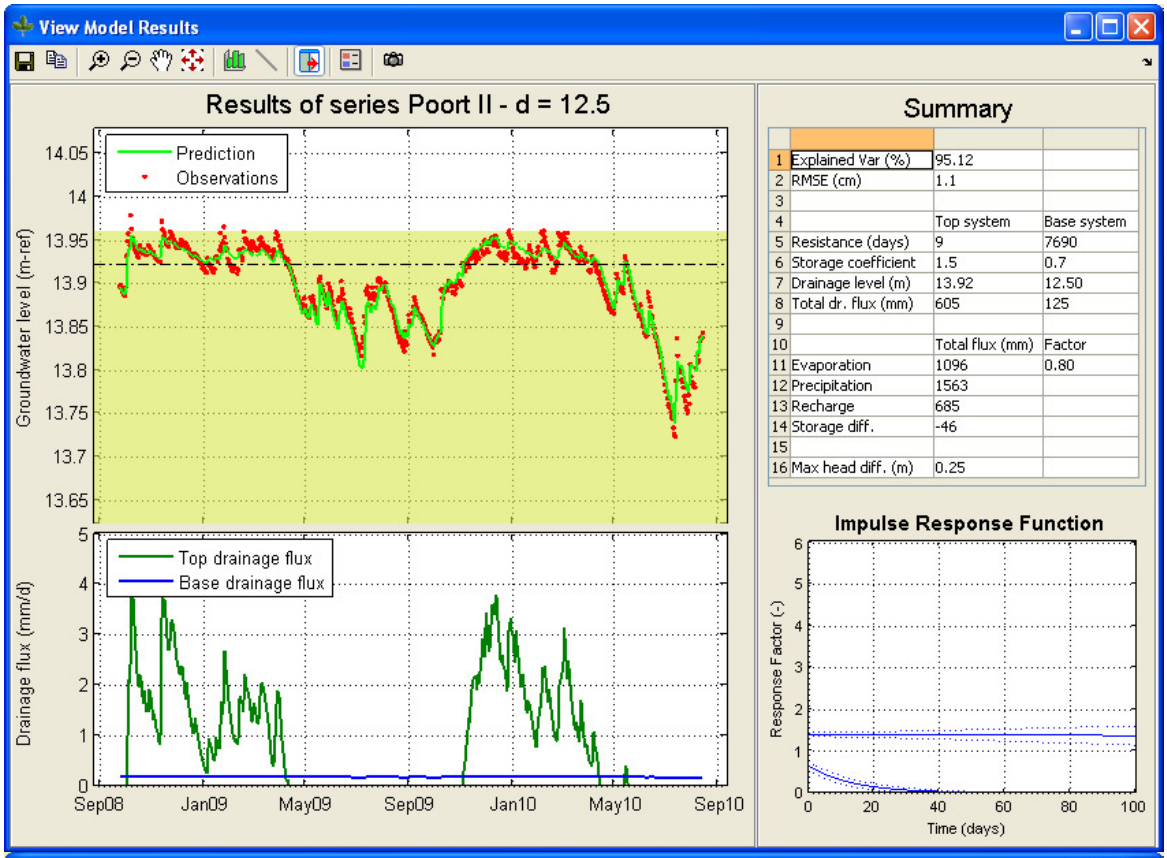
% bereken effectieve parameters
a1     = A1 / c1;
c_eff  = 1 / ((1/c1) + (1/c2));
d_eff  = (c2 / (c1+c2)) * d1 + (c1 / (c1+c2)) * d2;
a_eff  = A2 / c_eff;

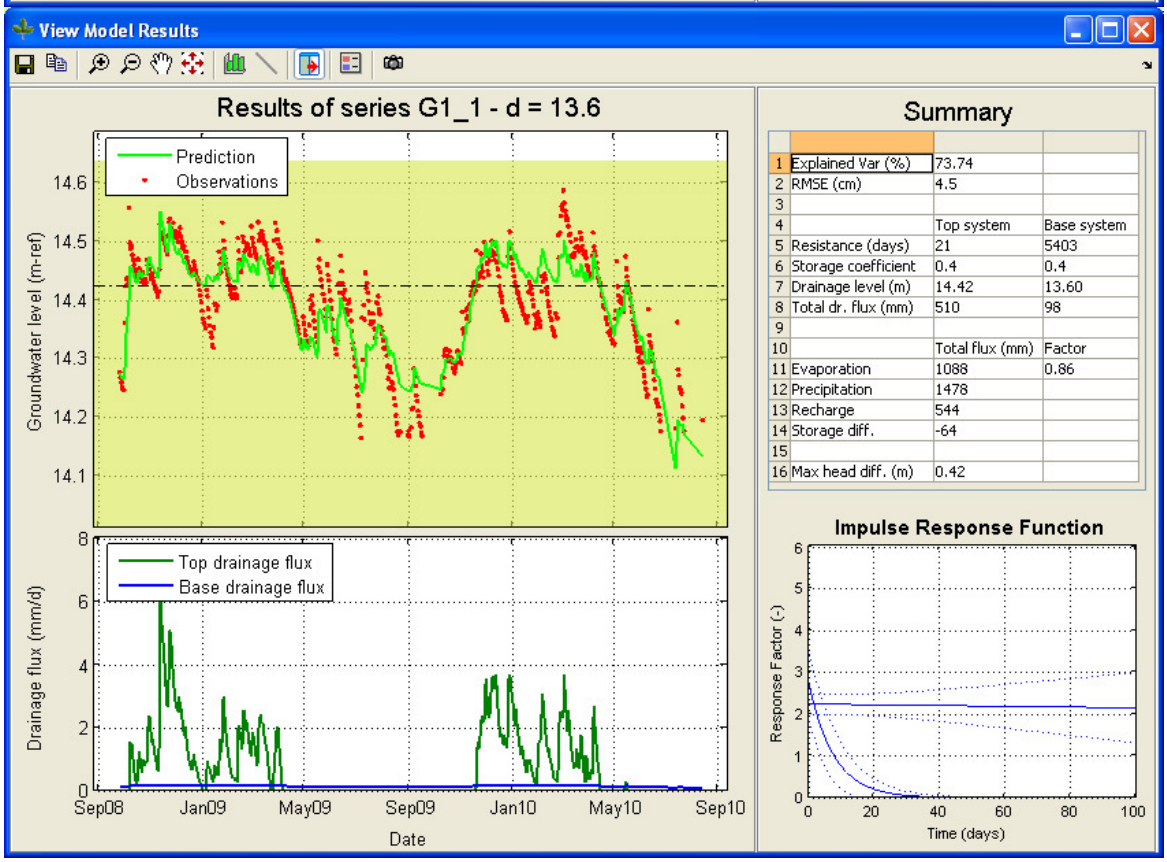
% zet terug in cell array
par       = { A1, a1, c1, d1 ; A2 a_eff, c_eff, d_eff};
end
```

Bijlage B: Resultaten model met drempelovergang

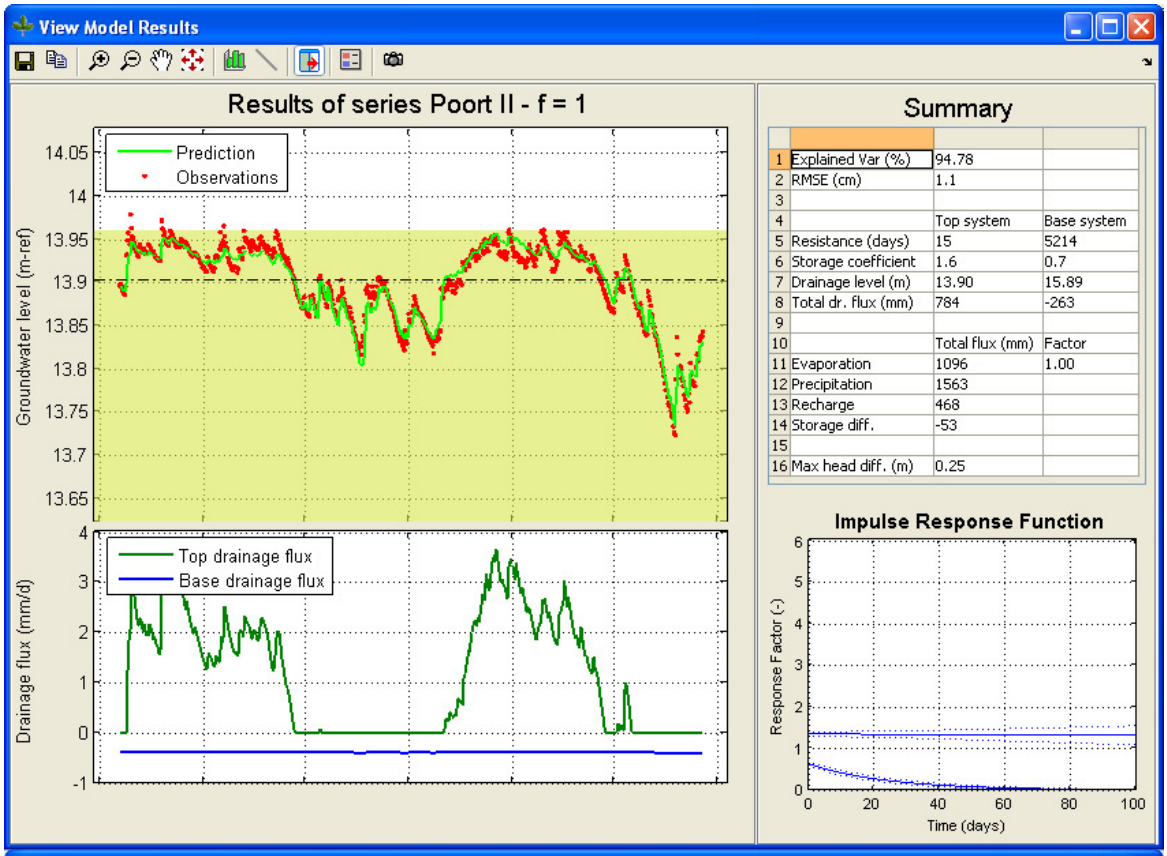


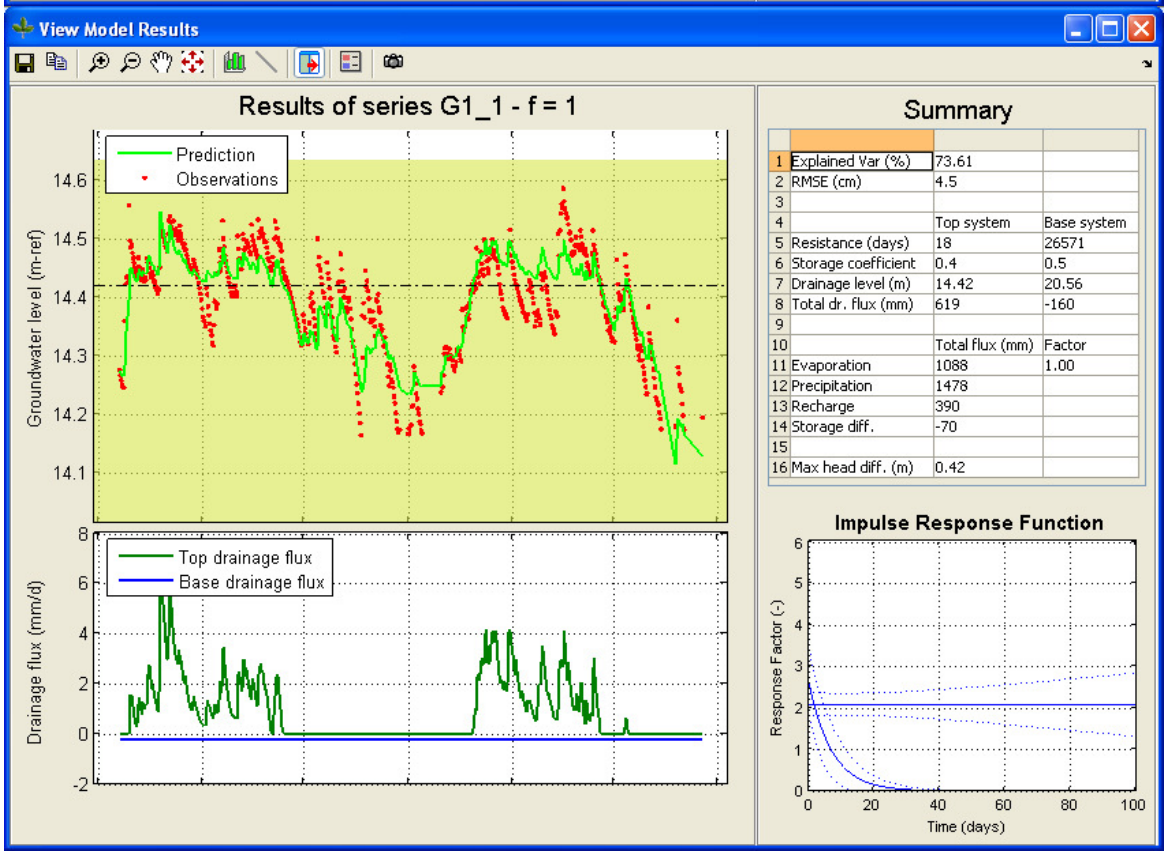
Bijlage C: Resultaten model met ‘gemeten’ drainageniveau



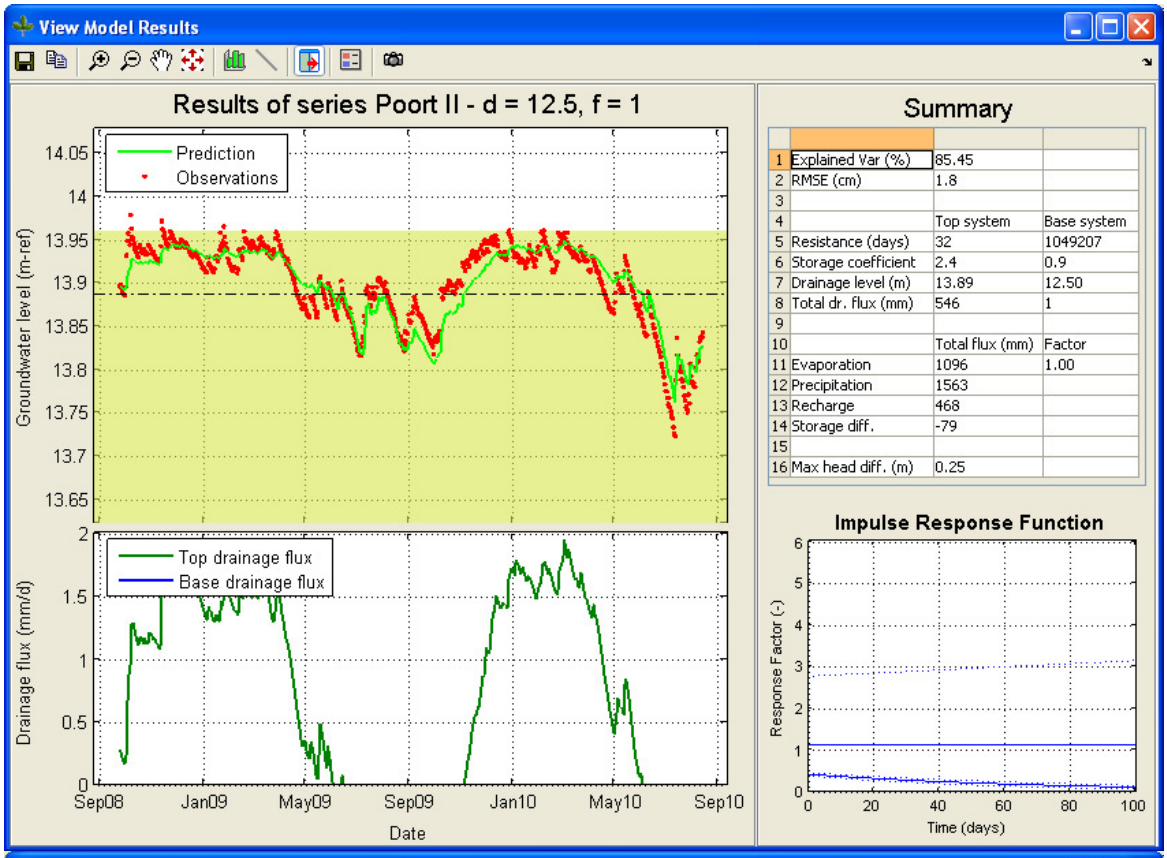


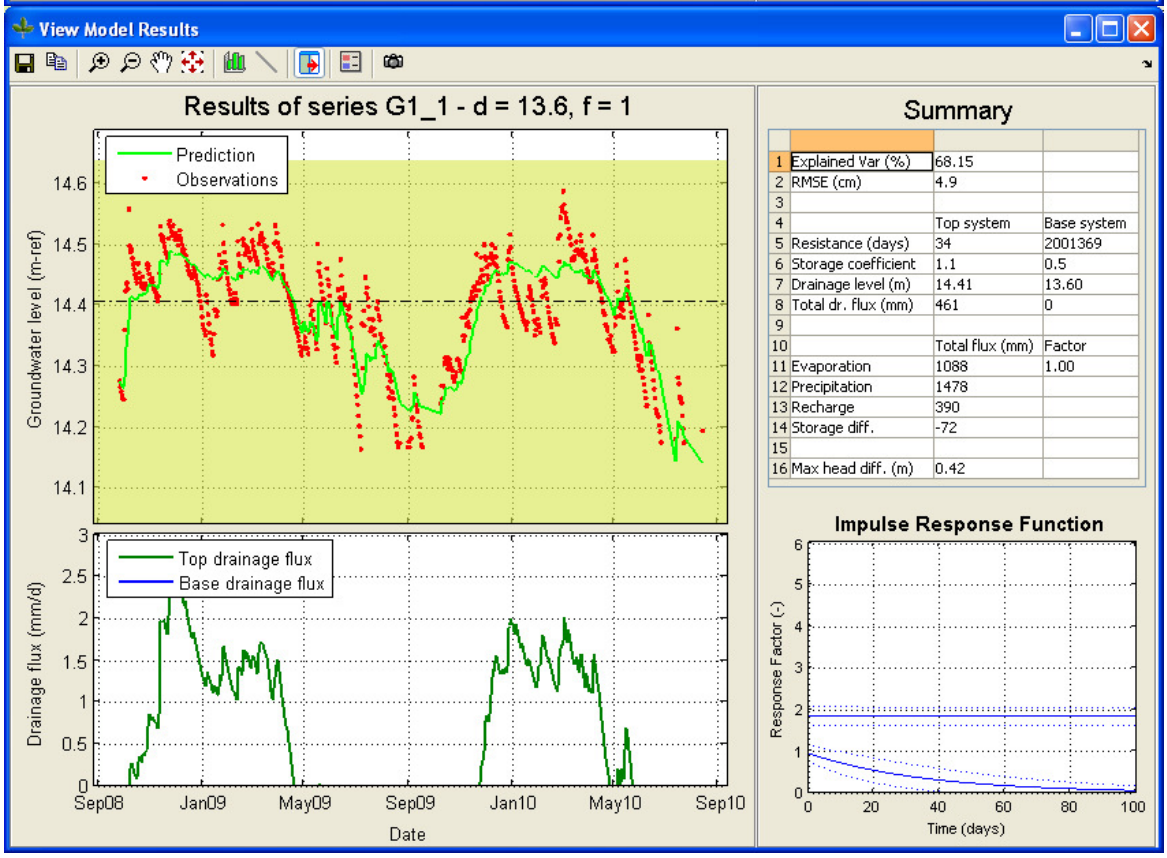
Bijlage D: Resultaten model met potentiële verdamping





Bijlage E: Resultaten model met ‘gemeten’ drainageniveau en potentiële verdamping





Technische Universiteit Delft
Faculteit Civiele Techniek en
Geowetenschappen
Postbus 5048
2600 GA Delft