



Jaco van der Gaast, Alterra  
Henk Vroon, Alterra  
Harry Massop, Alterra

# Verdroging veelal systematisch overschat

**In dit artikel dient verdroging te worden gezien als een verlaging van de gemiddelde freatische grondwaterstand, ongeacht de toegekende functie. De verdroging als gevolg van een verlaging in de stand van het grondwater wordt momenteel veelal bepaald door oude grondwaterstandinformatie, vooral uit kaarten, te vergelijken met recente meetgegevens in peilbuizen. Uit onderzoek blijkt dat de freatische grondwaterstand, gemeten met behulp van peilbuizen, veelal lager wordt ingeschat dan de werkelijke freatische grondwaterstand. Dit heeft tot gevolg dat de berekende verdroging veelal op een niet te verwaarlozen manier wordt overschat, hetgeen kan worden aangeduid als numerieke verdroging.**

Tijdens het onderzoek naar de karakterisering van de freatische grondwaterstand in Nederland is een aanzienlijk verschil geconstateerd tussen meetgegevens in peilbuizen en metingen in open boorgaten (gerichte opnames)<sup>6)</sup>. Voor het zandgebied bleek de GxG in de peilbuizen gemiddeld ongeveer 25 centimeter lager te zijn dan de GxG in open boorgaten. Indertijd is voor dit geconstateerde verschil geen verklaring gevonden. Nader onderzoek heeft uitgewezen dat dit verschil onder meer kan worden verklaard door het gebruik van piëzometers. De grondwaterstand werd in het verleden gemeten in open boorgaten of in ondiep geplaatste peilbuizen die, tenminste over het traject waarin de grondwaterstand fluctueert, waren geperforeerd. De manier van plaatsen van peilbuizen voor het meten van de freatische grondwaterstand is, onder meer doordat men in het huidige numerieke tijdperk moeilijk om kan gaan met bijvoorbeeld droge standen in peilbuizen, in de loop van de laatste decennia veranderd. Bij het begin van het karteren van de grondwaterstand werd gebruik gemaakt van grondwaterstandbuizen met een lengte van 1,5 à 2 meter. In gronden met slecht doorlatende lagen ondieper dan 1,5 à 2 meter beneden maaiveld werden bovendien grondwaterstandmetingen in kortere buizen verricht, die met hun onderzijde tot net boven de betreffende laag werden geplaatst<sup>9)</sup>. Van der Sluijs en Van Egmond<sup>13)</sup> geven aan dat gemeten wordt in peilbuizen van circa twee meter lengte. Later wordt gebruik gemaakt van peilbuizen met een lengte van twee tot

drie meter<sup>14)</sup>, terwijl tegenwoordig gebruik wordt gemaakt van peilbuizen met een maximale lengte van vijf of zes meter<sup>4),5)</sup>.

## Het meten van de grondwaterstand

In de jaren 50 heeft men veel onderzoek verricht naar het waarnemen van de freatische grondwaterstand. De grondwaterstand kan worden gemeten in boorgaten of, wanneer de waarnemingen zich over langere tijd uitstreken, in buizen, die in de boorgaten werden gebracht<sup>10)</sup>. De buizen hebben een diameter van enkele centimeters en zijn geheel of gedeeltelijk geperforeerd, voor tenminste het deel dat zich in het grondwater bevindt, waardoor het water gemakkelijk in de buis kan treden. De buis wordt veelal omwikkeld met een filterkous, om inspoeling van zand en klei te voorkomen. De boorgaten waarin de buizen worden geplaatst, hebben gewoonlijk een grotere diameter dan de buis. De ruimte tussen de buiswand en de wand van het boorgat wordt opgevuld met grof zand<sup>10)</sup> of losjes opgevuld met grond<sup>3)</sup>. In veel gevallen zal de stand van het water in deze buizen corresponderen met de grondwaterspiegel<sup>12)</sup>. Dit zal met name het geval zijn wanneer het grondwater zich in een toestand van statisch evenwicht bevindt of wanneer in de grond slechts stroming in horizontale richting optreedt. Wanneer er echter een verticale stromingscomponent is, kan de stand van het water in de buis afwijken van de grondwaterstand<sup>3)</sup>. De stand van het water in de buis geeft dan het evenwicht weer tussen instroming en uitstroming in de verzadigde lagen. Vooral wanneer er grote

verschillen in doorlatendheid zijn tussen de bodemhorizonten, kan de waterstand in de buis aanzienlijk verschillen van de werkelijke grondwaterstand.

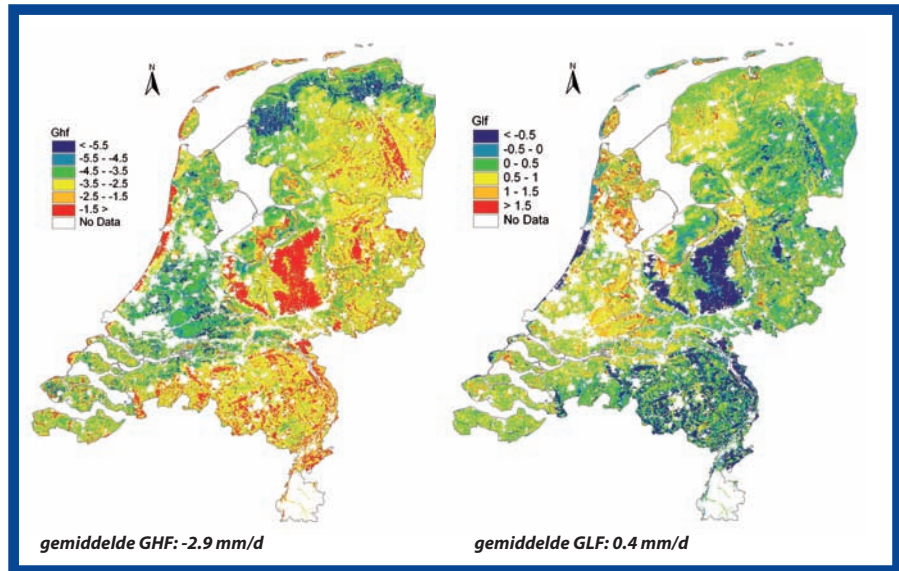
Om in zulke gevallen uitsluitel te krijgen over de ligging van het freatische vlak, kan van piëzometers of potentiaalbuizen gebruik worden gemaakt<sup>12)</sup>. Dit zijn ijzeren of plastic buizen die in tegenstelling tot de hiervoor besproken grondwaterstandbuizen slechts over een kleine afstand aan de onderzijde geperforeerd zijn. Ze worden zodanig in de bodem geplaatst dat de buiswand overal dicht tegen de grond aansluit en er geen lekkage optreedt tussen grond en buiswand. De stand van het water in de buis wordt dan bepaald door de druk van het grondwater ter plaatse van het filter (de potentiaal). Indien een potentiaalverschil bestaat tussen twee verticaal onder elkaar gelegen punten, zal een verticale stroming ontstaan. De stroomsterkte is afhankelijk van het drukverschil, doorlatendheid van de bodem en de afstand tussen twee verticaal onder elkaar gelegen punten. Het freatische vlak wordt aangegeven door de piëzometer die zo kort is dat er nog net water in komt. In een situatie met statisch evenwicht of wanneer uitsluitend horizontale stroming optreedt, zijn er in verticale richting geen verschillen in potentiaal en zijn de standen in alle piëzometers gelijk<sup>3)</sup>. In de praktijk wordt momenteel veelal onbedoeld gebruik gemaakt van piëzometers in plaats van freatische buizen. De filterlengte is veelal beperkt (een halve of één meter) en de buizen worden vaak diep geplaatst om droogstaan te voorkomen.

## Verticale grondwaterstroming

De verdroging wordt veelal afgeleid uit veranderingen in de grondwatertrap (Gt), welke wordt bepaald door de gemiddeld hoogste (GHG) en gemiddeld laagste grondwaterstand (GLG), en de hiermee samenhangende gemiddelde voorjaarsgrondwaterstand (GVG). Indien gekeken wordt naar de GHG en GLG, hebben we te maken met situaties die gemiddeld genomen in de orde van 20 à 40 dagen per jaar worden overschreden. Hierdoor valt het moment waarop de grondwaterstand overeenkomt met de GHG niet direct samen met een extreem natte weersituatie. De GHG wordt bereikt in een relatief natte situatie met een neerslagoverschot en derhalve een neergaande flux (grondwaterstroming), waardoor de grondwaterafvoer en eventuele wegzijging relatief groot zijn. Indien uitgegaan wordt van de wet van Darcy (formule 1), die de grondwaterstroming beschrijft, zal hierdoor een potentiaalverschil optreden in verticale richting, met een hoge potentiaal boven in het profiel en een lagere potentiaal lager in het profiel. De mate waarin de potentiaal verschilt, zal voor een belangrijk deel afhangen van de doorlatendheid van de bodem in verticale richting. Indien gebruik wordt gemaakt van piëzometers die relatief diep zijn geplaatst, zal in de potentiaalbus een lagere drukhoogte worden gemeten dan de freatische grondwaterstand. Het verschil in gemeten potentiaal en de freatische grondwaterstand is afhankelijk van de afstand (s) tussen het potentiaalvlak waarin gemeten wordt en de freatische grondwaterstand, de doorlatendheid ( $k_{sat}$ ) van de bodem in verticale richting en de flux (q).

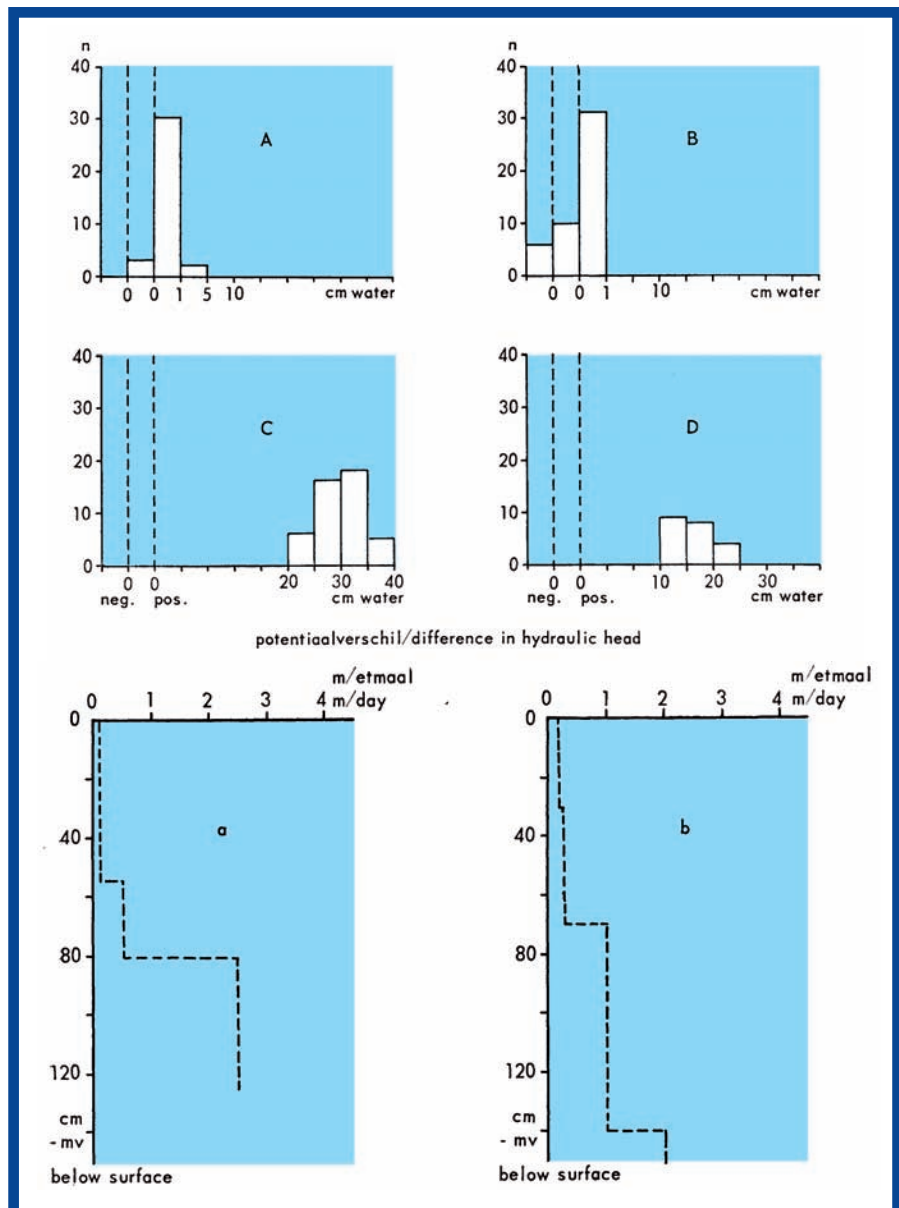
$$q = k_{sat} \frac{dH_h}{s} \quad \text{oftewel} \quad dH_h = \frac{qs}{k_{sat}}$$

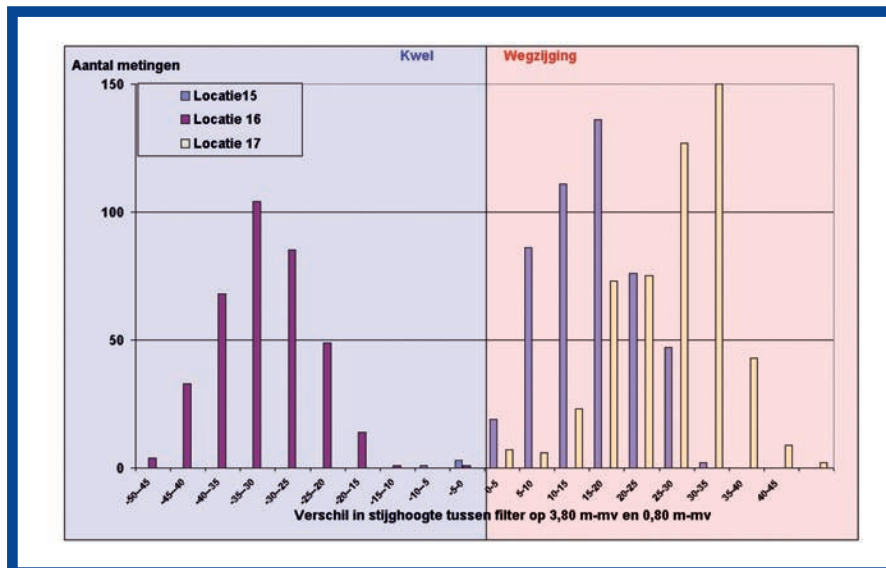
Naast de verticale doorlatendheid is ook de flux bepalend voor het verschil tussen een gemeten potentiaal in een piëzometer en de freatische grondwaterstand. Om meer inzicht te krijgen in de verticale flux op het grondwatervlak, zijn de gemiddeld hoogste flux (GHF) en de gemiddeld laagste flux (GLF) in het grondwatervlak bepaald. De GHF en GLF zijn de fluxen in het grondwatervlak die respectievelijk op het GHG-moment en het GLG-moment voorkomen. Voor het bepalen van de fluxen is gebruik gemaakt van de resultaten van het project 'Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken<sup>8)</sup>'. In afbeelding 1 zijn de GHF en de GLF weergegeven. Uit de kaarten komt naar voren dat er duidelijke ruimtelijke verschillen zijn in de verticale flux op het freatische vlak op zowel het GHG- als het GLG-moment. Droge gebieden met een relatief dikke onverzadigde zone, zoals de Veluwe, hebben een geringe neerwaartse GHF. De GLF is voor deze gebieden eveneens naar beneden gericht en relatief laag, waardoor ook de fluctuatie in de flux gering is. In de veelal natte klei- en veengebieden is de GHF hoog en is de GLF als gevolg van kwel en/of het aanvullen van water dat via capillaire opstijging verdwijnt, tegengesteld gericht (naar boven). Voor de GHF geldt dat deze altijd als gevolg van een neerslagoverschot naar beneden gericht is en dat de ruimtelijke verschillen redelijk groot zijn. Voor de GLF zijn



Afb. 1: Gemiddelde flux door het grondwatervlak op het moment van de gemiddeld hoogste (links) en gemiddeld laagste grondwaterstand (rechts).

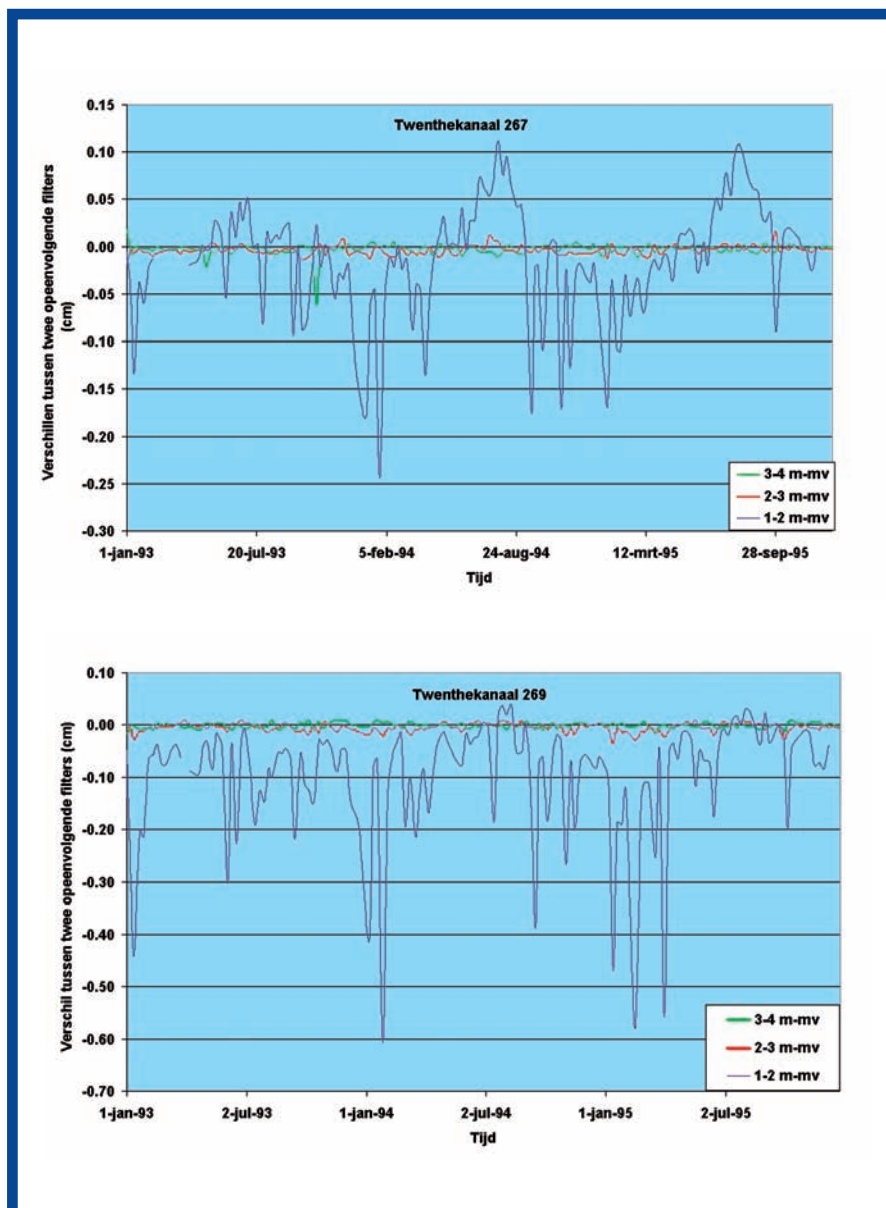
Afb. 2: Frequentieverdeling van potentiaalverschillen tussen buizen op één meter en buizen op vijf of zes meter -mv in gleygronden (A en B) en in humuspodzolen (C en D) (boven). Schematisch verloop van de doorlaatfactor in gleygronden (a) en humuspodzolgronden (b) in Salland (onder)<sup>11)</sup>.





Afb. 3: Frequentieverdeling van potentiaalverschillen tussen 0,8 m en 2,8 of 3,8 m -mv buizen in dekzand, nabij het Twenthekanaal.

Afb. 4: Potentiaalverschil tussen twee opeenvolgende peilfilters met een onderlinge verticale afstand van één meter nabij het Twenthekanaal.



de ruimtelijke verschillen kleiner, maar valt op dat de flux zowel naar boven als naar beneden gericht kan zijn. In de duidelijke wegzijgingsgebieden blijft de flux ook gedurende de GLG naar beneden gericht. Gemiddeld voor heel Nederland is de GHF -3 mm/d en de GLF 0,4 mm/d. De gemiddelde voorjaars flux (GVF) is gemiddeld over heel Nederland ongeveer -0,9 tot -1 mm/d en heeft ruimtelijk gezien een veel geringere variatie.

Op basis van het voorgaande kan voor de verticale flux rond het GHG-moment uitgegaan worden van een neerwaartse flux van 3 mm/d. Indien daarnaast wordt uitgegaan van een verticale doorlatendheid van 0,05 m/d en een buislengte van drie meter, dan is de c-waarde 60 dagen ( $c = s/k$ ). Het stijghoogteverschil ( $\Delta H_h$ ) bij deze flux bedraagt hierdoor 18 centimeter ( $dh = c \cdot q$ ).

### Praktijkvoorbeelden

Dergelijke hoge c-waarden kunnen ook in het zandgebied voorkomen. Ook in humuspodzolgronden zijn namelijk in het verleden, als gevolg van geringe doorlatendheden boven in het profiel, in de winterperiode verschillen in stijghoogten van enkele tientallen centimeters gemeten tussen filters op één, twee, vier en zes meter diepte<sup>11</sup>). In afbeelding 2 zijn frequentieverdelingen van stijghoogteverschillen in piëzometers op één en vijf tot zes meter weergegeven voor gleygronden met kwel en humuspodzolgronden met wegzijging. Vooral in de humuspodzolgronden is als gevolg van een verschil in k-waarde en een neergaande wegzijgingsflux in een winterperiode een aanzienlijk verschil gemeten in ondiepe en diepere filters. De verticale doorlatendheid is weer in hoge mate afhankelijk van eventueel aanwezige anisotropie in de vorm van onder andere leem of lutumbandjes, scherpe textuurovergangen, humus en/of ijzerinspoelingslagen en het voorkomen van storende lagen in het profiel<sup>7</sup>).

Bij het Twenthekanaal wordt in het kader van onderzoek naar de ruimtelijke beïnvloeding van het kanaal sinds 1983 op een groot aantal locaties grondwaterstanden gemeten<sup>2</sup>). Op enkele locaties in het dekzandpakket zijn op verschillende dieptes filters geplaatst. In afbeelding 3 zijn de gemeten stijghoogteverschillen in de vorm van een frequentieverdeling voor enkele locaties weergegeven. De metingen zijn uitgevoerd in de periode 1983-1997. Het stijghoogteverschil heeft betrekking op metingen in piëzometers met een filterlengte van 20 centimeter en een filterdiepte van 0,8 en 3,8 meter (voor locatie 15 2,8 meter). In de figuur is duidelijk te zien dat in een groot aantal situaties grote stijghoogteverschillen aanwezig zijn. De verschillen zijn voor twee locaties overwegend positief, hetgeen duidt op kwel en voor één locatie negatief (wegzijging). Ook deze meer recente metingen geven aan dat in een dekzandpakket stijghoogteverschillen op relatief korte afstand voor kunnen komen als gevolg van een verticale flux.

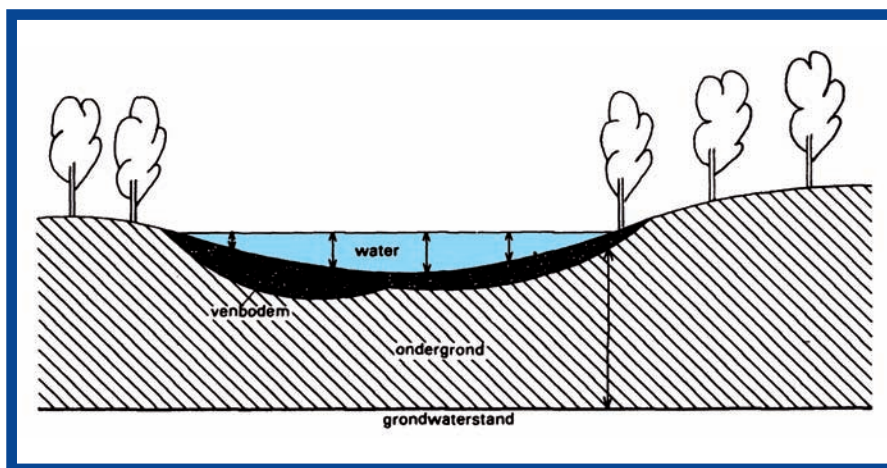
In afbeelding 4 is het potentiaalverschil tussen twee opeenvolgende peilfilters met een onderlinge verticale afstand van één meter weergegeven. Uit de figuur

komt naar voren dat het stijghoogteverschil vooral optreedt in de bovenste twee filters (tussen één en twee meter). Dit geeft aan dat de weerstand relatief hoog in het bodemprofiel zit en voor deze situatie vooral bodemkundig bepaald is. Gedurende de bodemvorming vinden onder andere door de waterbeweging allerlei processen plaats, waardoor hoog in het profiel verschillen in doorlatendheid kunnen ontstaan. Mede hierdoor kunnen de gemeten verschillen in de potentiaal worden verklaard. Naast het niveau waarop de meeste weerstand aanwezig is, geeft de figuur ook de fluctuatie weer. Deze fluctuatie van het potentiaalverschil in de tijd lijkt te zijn gekoppeld aan de seizoenen. In de winterperiode is het gemeten stijghoogteverschil relatief hoog. Deze seizoensfluctuatie kan verklaard worden uit de flux op het grondwatervlak, die zoals eerder aangegeven gedurende natte periode relatief hoog is (GHF). In droge perioden is het zelfs mogelijk dat het stijghoogteverschil onder invloed van kwel vanuit het Twenthekanaal tegengesteld is.

De GLG heeft duidelijk betrekking op een droge situatie met een verdampingoverschot en derhalve een opwaartse flux in de onverzadigde zone. Vooral bij natte Gt's met kwel kan dit tot gevolg hebben dat het water dat via capillaire opstijging verdwijnt, weer aangevuld wordt via het grondwater. Als gevolg van deze situatie mag men verwachten dat de diepere potentiaal iets hoger is dan de freatische grondwaterstand, waardoor toestroming plaats kan vinden. Het potentiaalverschil is in deze situatie tegengesteld aan de situatie rond het GHG-moment en veelal kleiner dan in de GHG-situatie. Bij de veelal hoger gelegen droge Gt's vindt rond GLG eveneens een capillaire flux plaats. Deze capillaire onttrekking heeft echter niet tot gevolg dat grondwater wordt aangevoerd om dit verdampingsverlies te compenseren. In een droge situatie met permanente wegzijging heeft de capillaire flux alleen maar tot gevolg dat de grondwaterstand sneller uitzakt. De flux in het grondwater (GLF) wordt in droge perioden wel veel kleiner, maar blijft naar beneden gericht.

Indien sprake is van een schijngrondwaterpiegel als gevolg van een storende laag, met daaronder een deel onverzadigde zone, dan wordt het effect van de anisotropie nog eens versterkt (afbeelding 5). Het onverzadigde materiaal onder een storende laag heeft een lagere k-waarde naarmate het materiaal droger is. Hierdoor neemt de weerstand toe, waardoor het water nog moeilijker naar het grondwater kan percoleren. Het verschil in stijghoogte tussen een peilbuis en de freatische grondwaterstand in de vorm van een schijnspiegel kan hierdoor zeer groot zijn.

In het begin van de jaren '90 is onderzoek verricht naar de interactie tussen de lokale hydrologische systemen van de natuurgebieden Tuspeel en Heelderpeel in Limburg en een meer regionaal hydrologisch systeem. Het gebied wordt gekenmerkt door het voorkomen van schijngrondwaterspiegels. Bij het onderzoek is met name aandacht besteed aan het voorkomen van ondiepe



Afb. 5: Dwarsdoorsnede van een ven met een ligging van de bodem in de onverzadigde zone<sup>1)</sup>.

stagnerende lagen alsmede de hydrologische eigenschappen van deze lagen<sup>15)</sup>. Voor het onderzoek zijn boringen uitgevoerd, waarin vervolgens op verschillende dieptes filters (piëzometers) zijn geplaatst. Afbeelding 6 geeft een voorbeeld van het gemeten drukhoogteprofiel voor verschillende meetdata. In de figuur is een hydrostatisch drukverloop boven de stagnerende laag te zien. Onder de stagnerende laag is een onverzadigd traject gevonden, die op grotere diepte weer overgaat in een verzadigd traject met een hydrostatisch drukverloop.

### Anisotropie

Om een indruk te krijgen van de ruimtelijke verbreiding van anisotropie en daarmee van gebieden met potentiële verschillen tussen de freatische grondwaterstand en de grondwaterstand in peilbuizen, is een landsdekkende anisotropiekaart gemaakt (afbeelding 7). De kaart is op basis van bodemkundige kenmerken afgeleid van de landsdekkende digitaal beschikbare bodemkaart 1:50.000. In de kaart zijn in totaal zes klassen onderscheiden die aangeven in welke mate anisotropie en de daarmee samenhangende effecten op de freatische grondwaterstand verwacht kunnen worden. In totaal blijkt anisotropie naar schatting in bijna de helft van het areaal in Nederland in meer of mindere mate voor te komen. Ruim tien procent van het areaal heeft geen anisotropie en ongeveer 40 procent van het areaal is vanwege de diepe grondwaterstand niet beoordeeld.

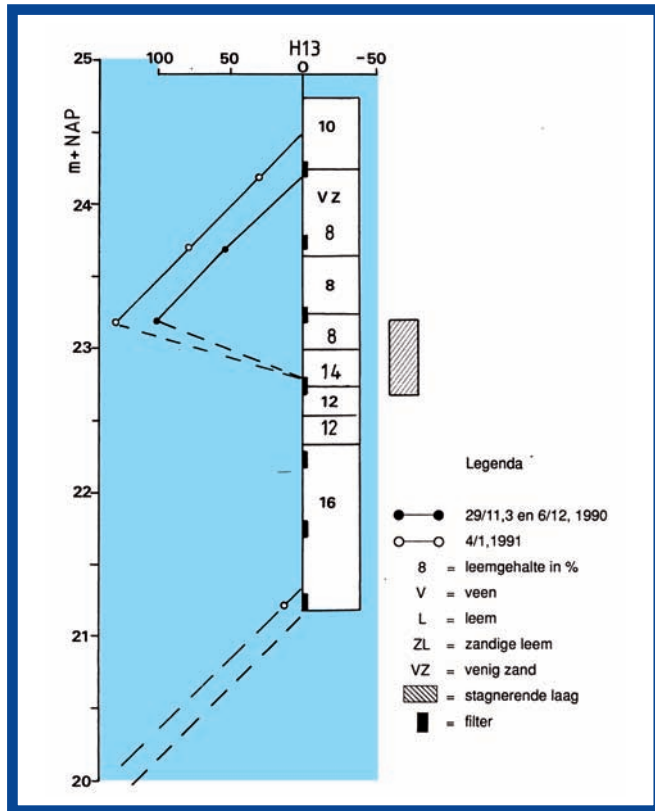
### Conclusies en aanbevelingen

Het verschil tussen de freatische grondwaterstand en de stijghoogte gemeten in een piëzometer kan worden veroorzaakt door een verticale stromingsweerstand. In de meeste gevallen wordt deze weerstand veroorzaakt door anisotropie als gevolg van zowel geologische omstandigheden als pedogenese (bodemvorming). Naast deze factoren is ook de flux in het grondwatervlak en de filterstelling van groot belang. Aangezien de verticale flux in de tijd kan verschillen, peilfilters op verschillende manieren en dieptes kunnen zijn geïnstalleerd en de geologische en bodemkundige omstandigheden in de ruimte sterk kunnen verschillen is de mate van discrepantie moeilijk op voorhand te bepalen.

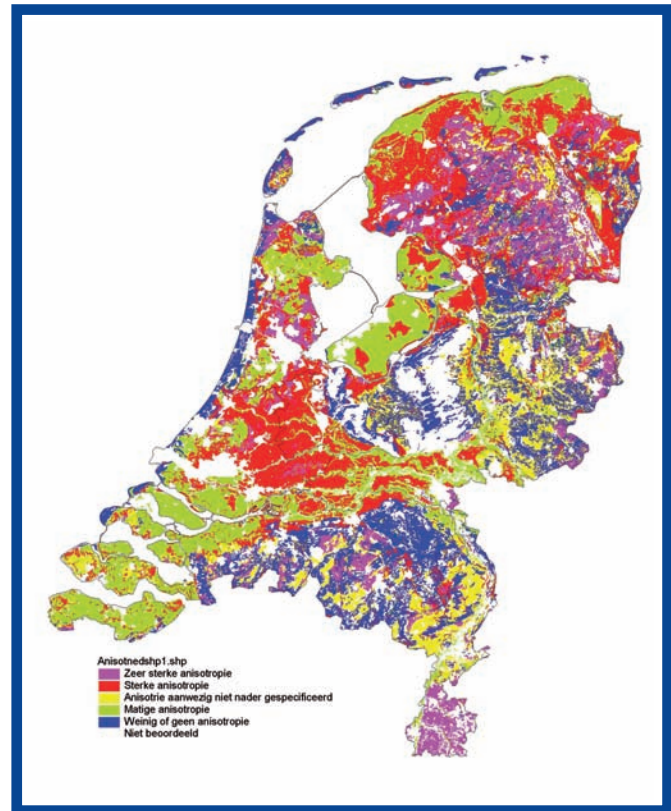
In de loop der tijd is het plaatsen van filters en het gebruik van piëzometers veranderd. Voor het digitale tijdperk werden freatische grondwaterstandbuizen meestal niet dieper geplaatst dan ongeveer twee meter. Grondwaterstanden op grotere dieptes waren landbouwkundig gezien minder interessant. Doordat alle gegevens met de hand werden uitgewerkt, kon men gemakkelijker omgaan met droogvallende peilbuizen. Met deze droge standen kan in de huidige numerieke periode echter lastig worden omgegaan, waardoor we geneigd zijn buizen dieper te plaatsen. Ook het gebruik van numerieke modellen heeft ertoe geleid dat informatie op grotere diepte gewenst is. Daarnaast heeft het gebruik van modellen tot gevolg dat gebruik wordt gemaakt van modelconcepten die een schematische voorstelling van de werkelijkheid weergeven. Dit heeft wellicht ook tot gevolg dat men vaak denkt in modelconcepten, waarbij lagen worden geschematiseerd in watervoerende pakketten en scheidende lagen met respectievelijk alleen horizontale of verticale stroming.

Door de bovenstaande aspecten is numerieke verdroging geïntroduceerd. Ook uit kostenoverwegingen zijn in de loop der tijd functiecombinaties van peilfilters ontstaan. Naast het waarnemen van de grondwaterstand worden peilfilters bijvoorbeeld gebruikt voor het bepalen van de grondwaterkwaliteit. Hiervoor is het van belang water te onttrekken uit specifieke bodemlagen, hetgeen het gebruik van piëzometers vereist.

Tijdens bodem- en Gt-karteringen worden door bodemkundigen veelal aanvullende tijdelijke peilfilters geplaatst. Hierbij wordt gebruik gemaakt van filters met een lengte van een meter. Aangezien ondiepe grondwaterstanden over het algemeen een fluctuatie hebben van ongeveer een meter en een bodemkundige kan inschatten over welk traject de grondwaterstand fluctueert, worden de filters in het traject geplaatst waarover de grondwaterstand fluctueert. In deze gevallen komt de plaatsing van het filter ongeveer overeen met een meetpunt in een open boograt. Voorts wordt bij het schatten van de Gt tijdens de bodem- en Gt-karteringen ook rekening gehouden met de aanwezigheid van anisotropie in



Afb. 6: Voorbeeld van een drukhoogteprofiel, dat wordt beïnvloed door een stagnerende laag<sup>15</sup>.



Afb. 7: Anisotropiekaart

het bodemprofiel. Indien anisotropie in het bodemprofiel storend werkt op de verticale waterbeweging van het grondwater, dan zal de Gt (vooral de GHG) veelal natter worden geschat dan wanneer in hetzelfde bodemprofiel geen anisotropie voorkomt.

De stijghoogte gemeten in peilbuizen komt voor een deel van de tijd binnen een groot areaal in Nederland niet overeen met de freatische grondwaterstand ter plaatse. Dit verschil in stijghoogte is het grootst in natte perioden en derhalve ook groot tijdens het GHG-moment. Het bepalen van de verdroging in termen van verandering in de GxG geeft hierdoor vooral voor de GHG een overschatting van de verdroging. Ook bij kalibratie van grondwaterstromingsmodellen op freatische grondwaterstandbuizen (piëzometers) kan een model de grondwaterstand te laag simuleren, waardoor numerieke verdroging kan ontstaan.

De gemeten stijghoogteverschillen worden in de praktijk vaak veroorzaakt door zeer ondiep voorkomende anisotropie, welke voor een groot deel bodemkundig is bepaald. Dit is echter wel de freatische grondwaterstand waar zowel de planten als de agrariër mee te maken hebben, aangezien deze grondwaterstand onder meer bepalend is voor de vochtbeschikbaarheid en nutriëntenvoorziening voor de plant en de draagkracht van de bodem.

De in dit artikel beschreven theoretische verklaring voor het verschil tussen een gemeten potentiaal in een piëzometer en de freatische grondwaterstand wordt echter beïnvloed door regionale stroming en het voorkomen van kwel of wegzijging.

Daarnaast is niet bekend in welke gronden en in welke mate anisotropie een rol speelt. Hierdoor is het lastig deze mogelijke verklaring eenduidig vast te stellen. Meer onderzoek naar het meten van de grondwaterstand in relatie tot anisotropie is wenselijk. Deze informatie zou vervolgens kunnen leiden tot een normering voor het meten van de freatische grondwaterstand.

Literatuur

- 1) Bannink M., L. Dekker, J. Hendrickx en H. van Ommen (1989). Wegzijging van water uit hooggelegen vennen: een gevoeligheidsanalyse. H<sub>2</sub>O nr. 15, pag. 436 t/m 459.
- 2) Beest J. te, en H. Massop (1998). Verwerking meetgegevens Twenthekanalen, hoofdkanaal en zijkanaal: 1997. DLO. Verslag SC DLO 210.11.
- 3) Domhof J., J. Haans en M. Knibbe (1965). Het meten van grondwaterstanden in gronden met slecht doorlatende lagen. Boor en Spade XIV.
- 4) Finke P., D. Groot Obbink en A. van Holst (1994). Methode voor de bepaling van de prioriteitsvolgorde van Gt-actualisatie. DLO-Staring Centrum. Rapport 322.
- 5) Finke P., D. Brus, T. Hoogland, J. Oude Voshaar, F. de Vries en D. Walvoort (1999). Actuele grondwaterinformatie schaal 1 : 10 000 in de waterschappen Wold en Wieden en Meppelerdiep. Gebruik van digitale maaiveldhoogten bij de kartering van gemiddelde hoogste, laagste en voorjaars-grondwaterstanden. DLO-Staring Centrum. Rapport 633.
- 6) Gaast J. van der en H. Massop (2003). Karakterisering van de freatische grondwaterstand in Nederland. Bepaling van de GxG en xG3 voor 1995 op puntlocaties. Alterra. Rapport 819.
- 7) Gaast J. van der, H. Vroon en M. Pleijter (2006). De grondwaterdynamiek in het waterschap Regge en Dinkel. Alterra. Rapport 1335.
- 8) Gaast J. van der, H. Massop, H.. Vroon en I. Staritsky (2006). Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken. Alterra. Rapport 1339.
- 9) Heesen H. van en G. Westerveld (1966). Karakterisering van het grondwaterstandsverloop op de bodemkaart. Cultuurtechnisch tijdschrift, jaargang 5.
- 10) Hooghoudt S. (1952). Waarnemingen van grondwaterstanden voor de landbouw. CHO-TNO. Verslag technische bijeenkomsten 1-6.
- 11) Knibbe M. (1969). Gleygronden in het dekzandgebied van Salland. Proefschrift Centrum voor Landbouwpublikaties en Landbouwdocumentatie Wageningen.
- 12) Richards L. (1954). Diagnosis and improvement of Saline and Alkaline soils. Agriculture Handbook nr. 60, Washington.
- 13) Sluijs P. van der en Th. van Egmond (1976). De grondwatertrap op de bodemkaart van Nederland (schaal 1:50.000). Polytechnisch Tijdschrift, nr. 10, pag. 628-633.
- 14) Sluijs P. van der (1982). De grondwatertrap als karakteristiek van het grondwaterstandsverloop. H<sub>2</sub>O nr. 15, pag. 42-46.
- 15) Wit K., H. Massop, J. te Beest, M. Wijnsma en W. te Riele (1991). Effecten van grondwaterstanddalingen op de hydrologische situatie in de natuurgebieden Tuspeel en Heelderpeel. SC DLO rapport 129.