

De wetten, die het bergend vermogen en de afvoer beheersen

BIBLIOTHEEK DE HAAFT W.C. Visser

Droevendaalseweg 36

Postbus 241

6700 AE Wageningen

nota nr. 4 d.d. 27-5-1959

Bij de uitvoering van het onderzoek naar de afvoerfactor lijken twee wegen open te staan. Men kan direct naar de topafvoeren zoeken, maar eveneens de afvoer onder willekeurige omstandigheden als eerste doel kiezen. De frequentieverdeling van deze afvoeren van willekeurige grootte kan dan de afvoer met de gewenste kleine kans leveren.

Wanneer men de laatste weg volgt, staan er weer twee wegen ter beschikking. Men kan met een grafisch-statistische analyse de samenhang tussen regen, grondwaterdiepte en afvoer onderzoeken en afwachten, welke samenhang wordt gevonden. De grafische analyse vereist geen à priori standpunt ten aanzien van de samenhang tussen de variabelen. De andere weg is het statistisch inpassen van de waarnemingen in een rekenmodel van zoveel mogelijk getoetste fysische wetten. Wat men als doelstelling heeft, bepaalt hoe men het werk zal uitvoeren. Staat een redelijke weergave van de samenhang zonder behoefte aan een verklarend inzicht op de voorgrond, dan zal een statistisch inpassen in een zo eenvoudig mogelijk model reeds kunnen voldoen.

Wil men echter een verklarend inzicht bereiken, dan zal de oplossing gevonden moeten worden uit het parallel uitvoeren van een grafisch statistisch onderzoek en een onderzoek naar de fysische wetten en hun mathematische weergave.

Bij het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding ligt het voor de hand de kennis te combineren, die uit de waterstandswaarnemingen van de C.O.L.N. kunnen worden afgeleid, de inzichten die uit onderzoekingen naar het vochtspannings-vochtgehalte diagram volgen en de informatie, die het onderzoek naar de capillaire stromingen oplevert. Uit deze combinatie van gegevens volgen de voorwaarden, die voor het afleiden van een algemeen geldige afvoerformule de grondslag kunnen geven. Een aantal fysische wetten omtrent de vochtshouding in de capillaire zone is in de laatste jaren bekend geworden. Door de toetsing van de grafisch-statistische bewerking daaraan zijn



een aantal inzichten, die reeds meer of minder lang bestonden, geverifieerd kunnen worden en is de kwantitatieve betekenis van deze wetten voor de afvoer en het bergend vermogen verduidelijkt geworden.

De thans uitgevoerde studie omvat de gehele waterbalans, waarin zowel de verdamping en de berging als de afvoer worden verantwoord. De afvoer in perioden met verwaarloosbare verdamping levert echter een aanzienlijk eenvoudiger samenhang op dan de volledige waterbalans. Het zullen deze toestanden zijn, die voor de kennis van de afvoercoëfficiënt de grootste waarde hebben. Het is speciaal dit gedeelte van de waterhuishouding, dat het punt begint te bereiken, waar een behoorlijk overzicht van wat met het regenwater gebeurt gegeven kan worden. De verschijnselen kunnen geleidelijk in formules worden uitgedrukt en de kwantitatieve relaties kunnen uit deze formules of uit een nomogram worden berekend.

In de volgende beschouwing zal getracht worden eerst de wetmatigheden te verduidelijken. Daarna zullen enige kwantitatieve getalwaarden voor de verdeling van de vochtvoorraad over de balanstermen worden gegeven. Tenslotte zullen de wetten in formules worden uitgedrukt.

De plaats van de variabelen in de formules

De formules voor de verandering van de waterstand in een gedraineerd perceel, ongeacht of ze zijn afgeleid op grond van een correcte veronderstelling omtrent de niet-stationaire beweging, dan wel op grond van quasie stationaire beweging, vertonen herhaaldelijk een term van de vorm

$$q // e^{\frac{kDt}{D^2 \mu x^2}}$$

k = doorlaatfactor
D = dikte pakket
t = tijd
 μ = berging
x = afstand tot drain

De formules, die een gecompliceerder beeld van de stroming geven, zullen wat hun oplossing betreft niet veel van deze samenhang kunnen afwijken, al zullen de variabelen mogelijk wat anders worden samengenomen.

De formule geeft aan, dat de kleine waarden van x wegens het kwadraat in versnelde mate de afvoer doen toenemen. Ook het bergend vermogen μ heeft

invloed op de afvoer. Kleine bergingsfactoren doen de afvoer eveneens toenemen en een kleiner bergend vermogen kan een grotere x-waarde compenseren. Deze formules zijn alle op bepaalde veronderstellingen opgebouwd, die ^{berekende} de kwantitatieve afvoeren in de ene of andere richting beïnvloeden. Gemeen hebben deze formules, dat verondersteld wordt dat de aanvoer van water door de capillaire zone geen functie is van de horizontale of verticale coördinaten. Aangetoond zal worden, dat in de capillaire zone echter allerlei effecten werkzaam zijn, die het bergend vermogen beïnvloeden. Daardoor ontstaan in de inzigging van water door de capillaire zone afwijkingen van de regelmatige verdeling van de regen over het maaiveld. Wanneer men nu rekening houdt met de variatie in de regenval met de tijd, dan zullen bepaalde afvoerpatronen ontstaan, die door het niet gestadige karakter van de regen en de niet gestadige voortplanting van het regenwater door de capillaire zone een karakter zullen hebben, dat afwijkt van de uit de formules volgende patronen.

Men zal moeten beginnen met het afleiden van een weergave van de maatgevende regenbui. Nu is deze bui vermoedelijk niet volkomen bevredigend te formuleren dan op grond van de afvoerformule waarin hij moet passen. Gezocht zal echter moeten worden naar een redelijke benadering. Uit deze benadering zal men de gedragingen in de capillaire zone moeten afleiden. Is de berekening zo ver gevorderd, dan kan men twee oplossingen kiezen. Een formule kan worden uitgezocht, die het nauwste zich aanpast aan de wateraanvoersituatie, die men berekende. De andere oplossing is, een methode te ontwikkelen, die de gevolgen voor de afvoer voor het aanvoerprobleem van het aanvoerpatroon ter hoogte van het phreatisch vlak zo goed mogelijk tracht weer te geven. Het lijkt onwaarschijnlijk, dat een formule zal kunnen worden ontwikkeld, die een sluitende oplossing levert. Men zal dus moeten denken aan een rekenschema of aan een serie oplossingen, waartussen men de oplossing voor het praktijkgeval ongeveer kan schatten.

De stroming en berging van het capillaire water

Het water in de capillaire zone heeft de capillaire zowel als de niet-capillaire poriën als mogelijke transportweg. Het is niet zeker hoe een plotselinge regenbui zich door de grond beweegt. De snelle reactie van de afvoer op de regen doet vaak veronderstellen, dat het water door de scheuren binnen-

dringt. Deze veronderstelling kan echter niet bewezen worden geacht. Het Lisse-effect - de indringende regen doet een luchtdruk ontstaan, die het water de grond uitdrijft - zowel als het Wieringermeereffect - de regen vult de holle menisci waardoor de capillaire zuigspanning wegvalt en de voordien capillaire vochtkolom plotseling als drukhoogte beschikbaar komt en de afvoer doet toenemen - kunnen beide eveneens als grondslag voor verklaring dienen. Wanneer de regen de capillaire doorlatendheid overtreft, zullen de scheuren ongetwijfeld veel water vervoeren. Wanneer de aanvoer, *Vrijen de tijd,* van regen door de capillairen voldoende kan worden afgevoerd, lijkt het *die elke water-* een aannemelijke veronderstelling, dat het water door de capillaire krachten *druppel in de* in de fijne poriën wordt getrokken en volgens de wetten van de capillaire *cap. zone ver-* stroming tot inzijging komt. Een vraag in hoeverre hierbij luchtinsluiting *blijft* als complicerende factor optreedt, is thans nog onvoldoende bekend.

Zou er lucht worden ingesloten, dan zou bij hetzelfde potentiaal verval er minder doorstromingsopening in de capillairen aanwezig zijn. Om het water door te laten, zou het potentiaal verval moeten toenemen en grovere poriën aan de stroming moeten gaan deelnemen. Hetzelfde kan echter gezegd worden van het hysteresiseffect. Ook hier treedt bij gelijke vochtspanning bij een vochtaanvoerende stroom een lager vochtgehalte op en zou een groter potentiaal verval en een hoger vochtgehalte nodig zijn om de vereiste hoeveelheid vocht te doen inzijgen. Deze twee verschijnselen zijn dus niet van elkaar te onderscheiden. Tot dusverre echter zijn uit veldwaarnemingen duidelijke directe aanwijzingen - anders dan slecht kloppende resultaten, die indirect op deze effecten kunnen duiden - gevonden. In eerste aanleg zal men moeten trachten zo veel mogelijk met de eenvoudigste veronderstellingen te verklaren. Waar afwijkingen optreden in die zin, dat men uit waterstandstijgingen of toenames van zuigspanning meer vocht vindt dan uit regen en verdamping verklaard kan worden, daar zal men aan hysteresisverschijnselen en luchtinsluiting moeten denken.

De tijdelijke berging

Wanneer de regen valt, zal in de bovenste laag een hoog vochtgehalte ontstaan en daardoor een groot potentiaal verval, dat het water in de grond doet indringen. Dit vochtgehalte zal als een afwijking van het evenwichtsvochtprofiel slechts tijdelijk kunnen bestaan. Het capillaire verval en het

althans in de winter hoge vochtgehalte van het profiel zal deze vochtgolf snel doen afzakken naar lagere zones van het profiel. Daarbij zal de golf minder hoog worden en zich over een grotere zone verdelen. Het vochtverschil en dus het potentiaal verschil neemt af en de snelheid, waarmee het vocht zich over het profiel verdeelt, zal afnemen. Na enige tijd zal het vocht zich zo bij het evenwichtsvochtprofiel hebben aangesloten, dat er een vochtverdeling ontstaat, die weinig van de vochtverdeling afwijkt, die optreedt bij een gestage capillaire inzijging. Op dat moment is de tijdelijke berging ten einde gekomen.

Men kan de tijdelijk geborgen hoeveelheid water zien als een golf water, die gesuperponeerd is op de evenwichtsvochtcurve. Dit is het uitgangspunt voor de vraagstelling: wat gebeurt wanneer na een voldoende lange droge periode een regenbui valt en dit water door de capillaire zone naar beneden zakt in een tijd waarin wederom geen regen valt.

Voor afvoerproblemen is het echter van meer belang aan te nemen, dat in een periode met een regelmatige vochttoevoer een bui valt, waarvan men wil weten wat hiervan het gevolg is. In dit geval ligt het voor de hand niet het afzakken, maar het zich verdelen over het profiel als object van studie te nemen. De begrenzing van de ongestage toestand wordt gevormd door het asymptotisch naderen van de gestage toestand. De statische vochtverdeling blijft dus buiten beschouwing, omdat de statische toestand alleen een overgang is tussen gestage toestanden met opstijgende dan wel dalende vochtstroom en voor deze toestanden als overgangspunt en nulpunt optreedt.

Het verticale bergend vermogen

Wanneer een gestage inzijging optreedt, brengt dit een bepaald vochtprofiel met zich. Hoe meer vocht naar beneden zakt, des te meer vocht moet in het profiel aanwezig zijn om dit doorstromen mogelijk te maken. Dit vocht wordt over de gehele doorstroomde capillaire zone vastgelegd, zodat het een vertikaal of een gestaag bergend vermogen mag worden genoemd. Men zou voor elke inzijgingsintensiteit een vochtgehaltecurve kunnen vaststellen. De lijn voor een indringingsintensiteit gelijk nul is een onderdeel van dit stelsel van samenhangende curven.

Wanneer nu de vochtstroom van a mm/dag tot b mm/dag toeneemt, vereist dit een zekere toename van het vochtgehalte. Deze hoeveelheid vocht, zowel afhankelijk van de grondwaterdiepte als van de wijziging in de inzijgingsin-

tensiteit, moet eerst door de regen worden aangevoerd voor de inzijgingsintensiteit op de nieuwe waarde kan komen. De invloed van de grondwaterdiepte op de benodigde hoeveelheid vocht is boven een zekere diepte van 20 tot 50 cm van het grondwater vrijwel evenredig met de diepte zelf van het grondwater ten opzichte van het maaiveld. Men kan voor dit deel dus van een vrijwel constant bergend vermogen bij toeneming van grondwaterdiepte spreken. De invloed van de indringingsintensiteit is wat minder overzichtelijk, zodat de definitie voor een bergend vermogen per eenheid van inzijgingsintensiteit wat minder eenvoudig is.

Het vertikale bergend vermogen neemt alleen water op, indien de inzijging met toenemende intensiteit optreedt. Zodra deze intensiteit gaat afnemen, staat het profiel weer water af. Hierdoor verlaagt en verschuift het intensiteitsmaximum van de regen. De grote bui komt over een langere tijd tot afvoer dan de tijd van vallen van de bui. Dit bergend vermogen fungeert als een buffer tussen de vallende regen en de vochtstroom, die bij de grondwaterspiegel aankomt. Omdat de diepte van de capillaire zone hier van belang is, zal deze bufferende werking bij de diep ontwaterde kanten van de sloot sterker tot uiting komen dan bij het minder diep ontwaterde midden van de akker. Dit brengt een nieuw element in de tot dusverre gebruikelijke conceptie omtrent het bergend vermogen, n.l. de afhankelijkheid van de grondwaterdiepte.

Het horizontale bergend vermogen

Na te hebben onderscheiden een ongestadige berging en een gestaag bergend vermogen dient nog het statisch bergend vermogen te worden besproken. Hieronder wordt verstaan de hoeveelheid vocht, die bij afwezigheid van enige vochtverplaatsing in de grond aanwezig is. Deze hoeveelheid moet men opvatten als een functie van de ontwateringsdiepte. Wanneer toch het grondwater wat hoger of wat lager wordt ingesteld, ontwikkelt zich hetzelfde vochtprofiel, maar op zoveel grotere of minder grote hoogte als overeenkomt met de hoogte van stijgen of dalen van de grondwaterspiegel. Men kan de totale geborgen hoeveelheid water dus berekenen als de hoogte van waterstandsstijging of -daling, vermenigvuldigd met het verschil in vochtgehalte bij het grondwater en het maaiveld. Deze vochthoeveelheid laat zich als een horizontale strook in de figuur voor de vocht-lucht verhouding weergeven.

Uit de figuur blijkt, dat het verschil in vochtgehalte, vermenigvuldigd met de waterstandsverhoging, niet geheel kan kloppen. Er blijft bij het maaiveld een driehoek over, die te veel of te kort wordt berekend. Bij kleine

wijzigingen van de grondwaterspiegel kan men beter het gemiddelde van de vochtgehalten bij het maaiveld voor en na de waterstandsverandering nemen. Ook dit bergend vermogen is afhankelijk van de ontwateringsdiepte.

Het niet capillair bergend vermogen

In de vochtcurve wordt door de te geringe omvang van de steekcilinders de aanwezigheid van worm- en muizengangen, scheuren en spleten maar in beperkte mate verantwoord. In zware klei is dit poriënvolume echter het voornaamste bergend vermogen. Het is, zolang men niet met steekcilinders van vele liters werkt, vrijwel onmogelijk om een goede waarde voor deze grootheid te bepalen. Het niet capillair bergend vermogen zal daarom meestal indirect als restgrootheid worden bepaald, dan wel als een model worden ingevoerd, waarvan men de constanten berekent.

Het is bekend, dat het niet capillair bergend vermogen zich sterk aanpast aan de structuur van de lagen van het profiel. Is het profiel in dit opzicht niet gelaagd, dan is bekend, dat de bovenste lagen een sterkere structuurvorming bezitten dan de diepere lagen. Is er geen duidelijke aanwijzing in enigerlei richting, dan kan men het beste het niet capillair bergend vermogen schematiseren door aan te nemen, dat het van een waarde nul op een diepte z lineair toeneemt tot een waarde b . aan het maaiveld.

Vop dezelfde wijze
Deze niet capillaire ruimten kan men beschouwen als een gat in de grond. De berging ervan is de doorsnede van het gat, vermenigvuldigd met de stijging van het grondwater. Dit bergend vermogen gedraagt zich geheel als het horizontale bergend vermogen en mag er bij worden opgeteld. Verschil is, dat bij het horizontaal bergend vermogen de berging horizontaal kan worden voorgesteld, maar in werkelijkheid door het gehele profiel plaatsvindt. Bij het niet capillair bergend vermogen bevindt zich het geborgen water in werkelijkheid in de horizontale zone, die beneden de waterspiegel is gekomen.

Het bergend vermogen in zijn geheel

Het bergend vermogen is in totaal afhankelijk van de hoogte van het grondwater beneden maaiveld, de stijging van het grondwater, de intensiteit van de capillaire vochtstroom en de tijd na het vallen van de regenbui. Het niet capillair bergend vermogen neemt toe met stijging van het grondwater, het horizontale en vertikale neemt af. Het vertikaal bergend vermogen is het

sterkste afhankelijk van de dikte van de capillaire zone. Het niet capillaire en horizontale bergend vermogen reageren het meest direct op de waterstandsstijging.

Wanneer men ziet, dat de verschillende onderdelen van het bergend vermogen alle op de grondwaterdiepte reageren, direct dan wel indirect, is het duidelijk, dat men bij het samenstellen van een rekenmodel over de afvoerfactor goed doet eerst na te gaan hoe deze samenhang in het door te meten gebied zal zijn. Er bestaan voorbeelden, die uitwijzen dat het bergend vermogen bij stijgende waterstand maar weinig toeneemt. Vooral bij gronden met fijne poriën als de zware structuurloze komklei en slempig zeezand mag men dit verwachten. Bij homogene zanden zoals duinzand mag men verwachten, dat bij stijgende waterstand het bergend vermogen snel zal afnemen. Waar het humusgehalte in hogere lagen sterk toeneemt, wordt de relatie tussen grondwaterdiepte en bergend vermogen onduidelijk en zal men wat grondmonsters moeten onderzoeken.

Van belang is, dat door analyse van deze monsters een duidelijk en gedifferentieerd inzicht te krijgen is, dat ongetwijfeld meer verhelderend zal zijn dan een paar waarnemingen te velde kunnen verschaffen. De invloed van tijd, vochtstroom, grondwaterdiepte en grondwaterstijging is niet eenvoudig te ontwarren.

De capillaire stroming als eerste grondslag

Het bergend vermogen hangt samen met de capillaire stroming. De algemene formule kan gesteld worden op:

$$-\left(\frac{v}{d}\right)^n z = \frac{1}{2} \ln \frac{\left\{\left(\frac{v}{d}\right)^n \psi - 1\right\}^2}{\left\{\left(\frac{v}{d}\right)^n \psi\right\}^2 - 1}$$

Opmerking:

1. z krijgt een minteken wegens de capillaire inzijging, waarbij z groter wordt wanneer het potentiaalverval kleiner wordt.
2. In het nomogram wordt de vorm van de curve weinig door de exponent n beïnvloed. Men kan wat dit betreft n wel op 0,5 nemen en de daarmee overeenkomstige formule als algemeen type gebruiken. De ligging van de curve is wel sterk van n afhankelijk, dus moet men in $\left(\frac{v}{d}\right)^n$ de exponent n als parameter handhaven.

3. De formule $\log \frac{(x-1)^2}{(x^2-1)}$ wordt gebruikt om geen teken-moeilijkheden te hebben. Men kan nu het teken geheel aan v toeschrijven. Voor de hier uit te voeren berekening kan echter door $(x-1)$ worden gedeeld.

$$-\left(\frac{v}{d}\right)^n z = \frac{1}{2} \ln \left\{ 1 - \frac{2}{\left(\frac{v}{d}\right)^n \psi + 1} \right\} \text{ of } e^{-2\left(\frac{v}{d}\right)^n z} = 1 - \frac{2}{\left(\frac{v}{d}\right)^n \psi + 1}$$

$$1 - e^{-2\left(\frac{v}{d}\right)^n z} = \frac{2}{\left(\frac{v}{d}\right)^n \psi + 1}$$

Opmerking

De omrekening tot een formule van het type $1 - e^{-az}$ maakt de formule beter beoordeelbaar. Deze formule nadert asymptotisch de lijn 1 en doet dit reeds bij vrij kleine waarden. De lijn 1 wordt reeds tot op 10% benaderd voor de exponent $2\left(\frac{v}{d}\right)^n z = 2.3$ en tot op 5% voor de exponent gelijk 3.

Neemt men $v = 0.2$ cm, $d = 100$ cm en $n = 0.5$, dan wordt z voor $e^{-2\left(\frac{v}{d}\right)^n z} = 5\%$ gelijk

$$z = \frac{3}{2} \left(\frac{100}{0.1} \right)^{0.5} = 45 \text{ cm}$$

Blijft men met zijn waarnemingen dus meer dan 0.50 m boven het grondwater, dan kan men schrijven:

$$\left(\frac{v}{d}\right)^n \psi + 1 = 2$$

$$\left(\frac{v}{d}\right)^n \psi = 1$$

$$\log \psi = pF = n \log \frac{d}{v}$$

Het blijkt, dat er tussen de pF van de bovengrond en de infiltratiesnelheid v een eenvoudige relatie bestaat. Men mag aannemen, dat vele landbouwgronden een doorlatendheid van ± 1 meter hebben, terwijl de exponent op 0.5 kan worden gesteld. Voor v kan men enkele waarden aannemen en vindt dan de volgende pF :

$v =$	1	2	3	4	5	mm
$pF =$	1.5	1.35	1.25	1.2	1.15	eenh.

Uit deze cijfers blijkt wel, dat de pF bij inzijsen steeds vrij laag blijft. Dit wijst op vrij hoge vochtgehalten. Deze vochtgehalten brengen nu met zich, dat de berging bij inzijsen van regen zeer verminderd zal zijn.

Dit nu dient men weer zo te zien, dat de eerste regenhoeveelheid moet dienen om een vochtgehalte te doen ontstaan, dat toelaat dat een verdere hoeveelheid vocht met een bepaalde intensiteit van inzijging naar beneden kan afzakken.

De formule voor de samenhang tussen de p^F en de inzijgende vochtstroom zal niet kloppen, wanneer de grondwaterdiepte zo gering is, dat de opstuwende invloed van het grondwater merkbaar wordt. Onder deze omstandigheden kan de verwaarlozing van de e-functie niet worden toegelaten.

Het is niet moeilijk aan te tonen, dat uit de formule

$$1 - e^{-2 \left(\frac{v}{d}\right)^m z} = \frac{2}{\left(\frac{v}{d}\right)^m \psi + 1}$$

volgt

$$\psi = \left(\frac{v}{d}\right)^{-m} \coth \left(\frac{v}{d}\right)^m z$$

Voor ondiepe ontwatering vindt men dus een p^F gelijk

$$p^F = m \log \left(\frac{d}{v}\right) - \log \th \left(\frac{v}{d}\right)^m z$$

De logarithme van de tangens hyperbolicus treedt hier blijkbaar op als de correctie op de p^F , die uit de verhouding tussen doorlaatfactor en inzijgingsintensiteit kan worden berekend. De vochtspanning in de grond is een functie van de grondwaterdiepte en de regenval beide. De formule maakt het mogelijk om voor een profiel - door n en d gekarakteriseerd - deze samenhang van drie factoren te leren overzien.

De p^F -curve als tweede grondslag

Wil men de relatie tussen de hydrologische eigenschappen van het profiel en de vochtstroom, de vochtspanning en het vochtgehalte echter goed kunnen beoordelen, dan moet men de p^F in een vocht- of een luchtgehalte kunnen omzetten. De p^F is in deze samenhang eigenlijk een hulpgrootte, die van beperkt belang is. Men zal dus trachten de p^F te elimineren. De p^F -curve heeft in het algemeen de formule:

$$\frac{p^F_0 + i}{p^F + i} \frac{j+k}{f} = \frac{\log(1-b) - j}{\log b(1-b) - (j+k)}$$

p^F_0 = p^F bij nulpunt van de grafische lineaire weergave; is een bodemconstante

i, j, k = constanten

b = variabel luchtgehalte of berging

p^F = log van de als variabele optredende vochtspanning

Deze formule is niet erg hanteerbaar. Voor een pF-gebied tussen 0.4 en 2.5 kan men echter wel een wat eenvoudiger vorm toepassen en wel:

$$a - c \cdot p^{\frac{1}{q}} = \log \frac{(1-b)^p}{b^q} \quad \begin{array}{l} b = \text{luchtgehalte} \\ a, b, p, q = \text{constanten} \end{array}$$

Schrijf nu $pF = n \log \frac{d}{v}$

$$a = \log A$$

$$\frac{cn}{q} = B \text{ en } p/q = r$$

Verdrijf de logarithmen:

$$\frac{1}{q} \log \frac{A}{\left(\frac{d}{v}\right)^{\frac{cn}{q}}} = \log \frac{(1-b)^r}{b} \quad \text{of} \quad \frac{(1-b)^r}{b} = \frac{A^{1/q}}{\left(\frac{d}{v}\right)^B}$$

Zou nu b niet tot te hoge waarden oplopen, dan mag men als eerste benadering voor $(1-b)^r$ schrijven $1-rb$.

Vult men dit in de laatste formule in en lost b op, dan ontstaat:

$$b = \frac{1}{\frac{A^{1/q}}{\left(\frac{d}{v}\right)^B} + r}$$

Vervangt men $A^{1/q}$ door S, dan ontstaat:

$$b = \frac{1}{S \left(\frac{v}{d}\right)^B + r}$$

De formule is tenslotte nog te schrijven als:

$$b = \frac{d^B}{Sv^B + rd^B}$$

Voor de waarde van $(1-b)^r/b$ zijn nog een aantal andere formules te ontwerpen, die een mindere of betere benadering in een bepaald deel van de curve geven. Hiermede zou kunnen worden geëxperimenteerd.

Formules voor de verschillende bergende vermogens

Men kan nu onderscheiden naar een viertal bergende vermogens en wel:

a. Het niet-capillaire bergend vermogen

Het volume aan niet-capillaire ruimte vermenigvuldigd met de stijging van de waterstand geeft dit bergend vermogen. De niet-capillaire ruimte is boven in het profiel groter dan onder. Een eerste benadering zou kunnen zijn het niet-capillaire bergend vermogen constant te nemen. Een iets

dichter de werkelijkheid benaderende veronderstelling is echter een lineaire samenhang te veronderstellen. Men zou een formule kunnen opstellen met het volgende karakter:

$$b_{nc} = \alpha (z+a)$$

z = grondwaterstand

a = diepte beneden nulpunt van z -schaal, waar $b_{nc} = 0$ wordt

α = verloop in b_{nc} met de diepte

b_{nc} = niet-capillair bergend vermogen

B_{nc} = niet-capillaire berging

Het bergend vermogen is het geborgen water per eenheid van waterstijging. De berging is dit bergend vermogen, vermenigvuldigd met de waterstandsverandering Δz , dus

$$B_{nc} = \alpha (z+a) \Delta z$$

Bij een grondwaterstand z , gelijk met het maaiveld, is het niet-capillaire bergend vermogen het grootste.

b. Het statisch- of horizontale bergend vermogen

Een grond met een vochtverdeling in statisch evenwicht zal een bergend vermogen bezitten, dat zich uit de pF -curve laat berekenen. De stijging van de waterstand zal het vochtgehalte beïnvloeden op een wijze als overeenkomt met een evenwijdig aan zich zelf over een hoogte gelijk de waterstandsstijging verplaatsen van de vochtcurve. Het vochtgehalte op een hoogte $z + \Delta z$ zal hetzelfde zijn als voor de stijging Δz op een hoogte z werd gevonden. Het bergend vermogen wordt dan ook weergegeven door het verschil tussen het vochtgehalte aan het maaiveld en dat ter hoogte van het grondwater. Deze vochtgehalten volgen nu uit de formule voor de pF -curve, waarin de pF - wegens de stationaire toestand - vervangen mag worden door de logaritmie voor de grondwaterdiepte, dus

$$a - c \log D = \log \frac{(1-b)^p}{b^2}$$

D = diepte grondwater beneden maaiveld

z_m = hoogte van het maaiveld boven 0-vlak

z = hoogte grondwater boven 0-vlak

of in z uitgedrukt

$$a - c \log (z_m - z) = \log \frac{(1-b)^p}{b^2}$$

Op de reeds toegepaste wijze kan men hieruit de relatie tussen het bergend vermogen b en z oplossen.

$$a = \log A \quad p/q = r \quad c/q = C \quad A^{1/2} = S$$

Dit substituerende en $(1-b)^p$ ontwikkelende ontstaat:

$$b_h = \frac{(z_m - z)^c}{S + r(z_m - z)^c}$$

Wil men de oplossing niet te gecompliceerd maken, dan kan men de berging B_h berekenen door het bergend vermogen b_h met Δz te vermenigvuldigen. Het is de vraag of de verwaarlozingen, die werden toegepast, het verantwoord doen zijn de berging door integratie van bovenstaande formule te bepalen. Voor niet te grote waarden Δz kan men dus schrijven:

$$B_h = \frac{(z_m - z)^c}{S + r(z_m - z)^c} \Delta z$$

Voor grote verschillen in Δz zou men de integratie van de formule voor c -waarden kunnen uitvoeren, die gehele getallen zijn of uit gehele getallen zijn opgebouwd, waarna men de tussenliggende waarden wel kan interpoleren. De waarde van c ligt schattenderwijze in de buurt van 0.5.

c. Het stationaire of vertikale bergend vermogen

Een profiel met een stationaire inzijging van water heeft een bergend vermogen, dat zich uit de pF-curve en de formule voor de capillaire inzijging laat berekenen volgens de reeds afgeleide formule. In deze formule is aangenomen, dat over het grootste deel van het profiel de invloed van z op het bergend vermogen te verwaarlozen valt. Dit is bij profielen met ondiepe waterstand echter zeker niet juist.

Wil men voor dieper ontwaterde profielen de vertikale berging B_v bepalen, dan kan men het vertikale bergend vermogen

$$b_v = \int \left(\frac{v}{a} \right)^B + r$$

vermenigvuldigen met de hoogte van het profiel, waarover deze berging optreedt. Deze hoogte zal enkele tientallen cm kleiner moeten zijn dan de grondwaterdiepte of

$$B_v = \frac{z_m - z - \Delta}{\int \left(\frac{v}{a} \right)^B + r}$$

Deze aftrek houdt rekening met het toenemende vochtgehalte nabij de grondwaterspiegel.

Wil men de integratie wat degelijker opzetten, dan zou men de z in de noemer zijn juiste plaats moeten geven en de integraal uitwerken van

$$B_v = \int \frac{dz}{\frac{\int \frac{(\frac{d}{v})^{m/q}}{t h^{q/2} (\frac{v}{a})^n z} + r} dz} \quad \text{of}$$

$$B_v = \int \frac{(\frac{d}{v})^{m/q} dz}{\int t h^{q/2} (\frac{v}{a})^n z + r (\frac{d}{v})^{m/q}}$$

Omdat in vele gevallen het bergend vermogen voor de hogere lagen van het profiel wat te laag zal worden gevonden, is een te hoge waarde voor de diepere lagen vermoedelijk niet als een nadeel te beschouwen. In vele gevallen zal men de voorlaatste formule voor B_v met $\Delta = 0$ beter kunnen gebruiken dan de geïntegreerde laatste formule.

Het niet-stationaire of tijdelijke bergende vermogen

De regen, die valt, zal gedurende kortere of langere tijd in de bovenste lagen van het profiel achterblijven om zich geleidelijk over het vochtprofiel te verdelen. Deze verdeling zal sneller gaan naarmate het vochtgehalte van de grond vóór het vochtfront hoger is en meer doorstroomd oppervlak beschikbaar is om de spanningsverschillen te nivelleren. De golf aan vocht in de bovenste laag van het profiel zal geleidelijk breder en lager worden, waarbij de limiettoestand zodanig is, dat daarbij een nieuw gestadig vochtprofiel wordt benaderd met een iets grotere afvoer. Het benaderen van deze gestage vochtverdeling uit niet-gestage vochtverdelingen is door het ontbreken van niet-gestage formules niet te berekenen op het stevige fundament van een fysische schematisering.

Als empirische benadering is echter een formule te gebruiken van het type

$$B_t = R a 10^{-t}$$

welke formule weergeeft, dat de tijdelijke berging B_t een aandeel van de regenhoeveelheid R zal vasthouden, dat afhangt van een constante a en een met de sinds de regenval verstreken tijd samenhan-

gende term gelijk aan een variabele factor 10^{-t} . Het bleek in een bepaald geval, dat $a = 0.6$ was en na de tweede dag er dus vrijwel geen niet-gestaag geborgen water meer aanwezig was. Nader onderzoek zal moeten uitwijzen of in het algemeen deze berging van ondergeschikte betekenis mag worden geacht.

De stroming van het water door de capillaire- en de verzadigde zone

Bij het stromen van het water door de capillaire en de verzadigde zone zijn enkele voorwaarden op te schrijven, waaraan de waterbalans moet voldoen. Men kan uitgaan van de volgende stellingen:

1. De vochtstroom door het onverzadigde deel van het profiel is gelijk aan de regen, verminderd met de tijdelijke en verticale berging

$$v = N - B_r - B_t$$

2. De stijging van de grondwaterspiegel is gelijk aan de regensom, verminderd met de tijdelijke en de verticale berging en verminderd met de afvoersom, gedeeld door het horizontale en niet-capillaire bergend vermogen.

$$\Delta z = \frac{N - A - B_v - B_t}{b_{nc} + b_h} = \frac{v - A}{b_{nc} + b_h}$$

3. De afvoer op de sloot is gelijk aan de regen, verminderd met de som van de berging volgens de vier onderscheiden principes.

$$N = A + B_{nc} + B_h + B_v + B_t$$

In deze voorwaarden is een variabele te veel. Men zou de A of de v kunnen elimineren. Dit brengt het vraagstuk echter niet verder, omdat men de v toch dient te kennen om B_v te bepalen en de A noch de ΔH kan missen, omdat het om grondwaterdiepten en afvoeren gaat. Men moet de eerste en derde vergelijking dan ook als twee vergelijkingen zien, die naast elkaar moeten worden opgelost. De moeilijkheid ligt echter in de gecompliceerde functie, die de eerste vergelijking voor v representeert en die zich niet zo eenvoudig laat oplossen.

Men kan de eerste formule schrijven als

$$v = N - Ra \cdot 10^{-t} - \frac{z_m - z}{S \left(\frac{v}{a} \right)^B + r}$$

$$\left\{ (N - Ra \cdot 10^{-t}) - v \right\} \left\{ S v^B + r d^B \right\} = d^B (z_m - z)$$

$$v^{B+1} - (N - Ra \cdot 10^{-t}) v^B + \frac{r d^B}{S} v = \frac{d^B}{S} (z_m - z)$$

Nu ligt B vermoedelijk ergens in de buurt van 0.5, zodat voor deze waarde aan een oplossing van een vergelijking van de derde graad zou kunnen worden gedacht. Meer voor de hand ligt echter de oplossing via het nomogram voor de capillaire stroming te zoeken. Dit geldt te meer, omdat men veelal niet het bedrag van de berging zelf wil weten, maar de toename van de berging bij toename van v.

De stijging, die uit deze vochtanvoer v volgt, berekent men met:

$$\Delta z = \frac{v - A}{\frac{d(z+a) + (z_m - z)^c}{S + r(z_m - z)^c}}$$

In deze formule dient men echter, om een oplossing mogelijk te maken, aan te geven wat het verband is tussen z, Δz en A. Dit komt er op neer, dat de wet voor de waterstroming in de grondwaterzone moet worden ingevoerd. Veelal zal men met de formule

$$A = Pz + Qz^2$$

een heel eind kunnen komen en dus met

$$\Delta A = (P + 2Qz) \Delta z$$

zodat ontstaat:

$$\Delta z = \frac{v - A - (P + 2Qz) \Delta z}{\frac{d(z+a) + (z_m - z)^c}{S + r(z_m - z)^c}}$$

Uit de toename van z volgt direct de toename van de afvoer, zodat op deze wijze de band tussen de regenhoeveelheid en de afvoer op de beek kan worden gelegd.

De keuze van de stromingsformule

Bij het kiezen van een stromingsformule zal men de voorkeur kunnen geven aan niet-gestage zowel als aan gestage. De oplossing kan twee richtingen uitgaan. Men kan de variabele waarde van het poriënvolume bij elke stijging of daling van het grondwater in de berekening betrekken door de verhouding $\Delta z/\Delta A$ voortdurend op de juiste hoogte te brengen, ofwel kan men de $\Delta z/\Delta A$ lijn bepalen in plaats van de $z-A$ lijn. De integratie kan dan grafisch geschieden.

Principieel is echter de keuze ten aanzien van de hoeveelheid water, die voor afvoer in aanmerking komt. De gestage formule voor de afvoer van het water beneden de grondwaterspiegel gaat ervan uit, dat na een regenbui de afvoer overal van sloot tot sloot constant is en dus onafhankelijk van de afstand tot de sloot. De niet-gestage formule is gebaseerd op sterk toenemende vervallen naar de sloot toe en daardoor veel grotere afvoeren vlak bij de sloot. In het eerste geval is de uitgangstoestand gekenschetst als een procentuele vergroting van de opbolling, in het tweede geval wordt aangenomen, dat op de opbolling een constante verhoging wordt gesuperponeerd.

De werkelijkheid is anders. Omdat de berging afhankelijk is van de grondwaterdiepte zal van een regenbui op de eerste dag op de dieper ontwaterde randen van het perceel een kleiner deel het grondwater bereiken dan op het minder diep ontwaterde middendeel. Wanneer de regendagen voorbij zijn, zal langs de randen dit water nog nazakken, wanneer dit midden op de akker reeds is afgevoerd. De dieper ontwaterde strook heeft een grotere buffering en de afvoer wordt over langere tijd verdeeld. De waterstand zal minder stijgen dan bij de niet-gestadige oplossing werd aangenomen. De stroken langs de sloot zullen diensgevolge minder afvoeren dan de niet-gestadige oplossing doet vermoeden.

Een oplossing van de stromingsdifferentiaal met een in horizontale zin variabel bergend vermogen lijkt niet eenvoudig realiseerbaar te zijn. Maar wel kan men verwachten, dat de gestage formules tegenover de niet-gestage niet zo zeer achterstaan als men zou verwachten. Zelfs hebben ze het voordeel, dat het model met de ondiepe sloot hier opgelost is, terwijl de niet-gestage formules alleen bestaan voor een sloot, die het gehele doorlatende pakket doorsnijdt.

De bezwaren van de niet-gestage formule mogen echter niet te breed worden uitgemeten, overigens een opmerking die evenzeer voor de gestage formules geldt. Alle schematiseringen hebben het voordeel van de oplosbaarheid gekocht voor de beperking van de toepasbaarheid. Wat men nu dient te doen, is de condities van de zakwaterstroom te beoordelen en zich af te vragen, welke formule vermoedelijk het dichtste bij de werkelijkheid komt. De kennis van de capillaire verhoudingen kan voorkomen, dat men onder alle omstandigheden op het zelfde rekenmodel teruggrijpt. Het valt te voorzien, dat het resultaat dan niet steeds even bevredigend zal kunnen uitvallen.

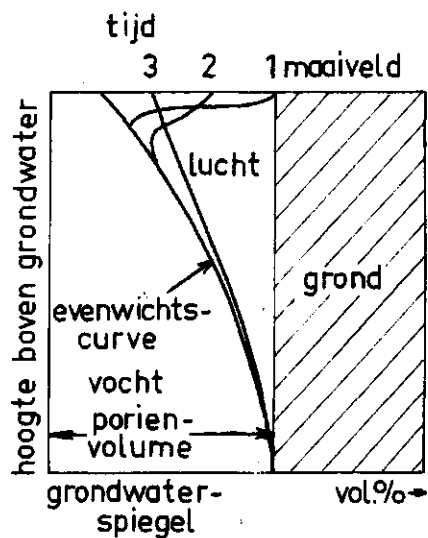


Fig. 1 De regen, die op de eerste dag nog geheel in de bovenlaag aanwezig is, zakt snel uit en heeft zich na korte tijd over het profiel verdeeld op een wijze, die weinig afwijkt van de toestand bij dynamisch evenwicht. Dit water wordt als niet gestadig water slechts tijdelijk geborgen. De berging van dit type wordt tijdelijke berging of ongestage berging genoemd

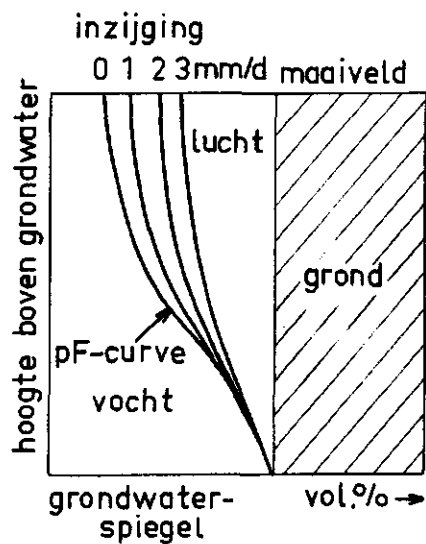


Fig. 2 Om een inziging van water van een zeker aantal mm/dag mogelijk te maken, moet het vochtgehalte van de grond met een van de inzigingsnelheid afhankelijk bedrag toenemen. Dit wordt het vertikaal bergend vermogen genoemd. Het blijft zo lang bestaan als de vochtstroom de betreffende intensiteit houdt

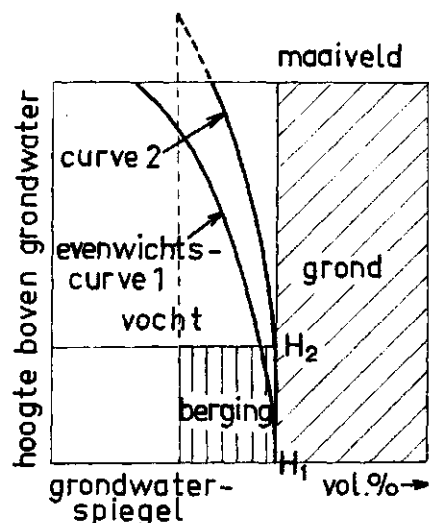


Fig. 3 Wanneer het grondwaterniveau van H_1 naar H_2 stijgt, zal de evenwichtsvochtcurve over zijn gehele lengte overal eveneens een afstand H_2-H_1 stijgen. De hoeveelheid vocht, die hiervoor nodig is, vindt men als het oppervlak tussen de curven 1 en 2. Deze hoeveelheid komt ongeveer overeen met het gemiddelde in luchtgehalte voor curven 1 en 2 aan het maaiveld, vermenigvuldigd met de hoogte H_2-H_1 . Dit bergend vermogen blijft bestaan zolang de grondwaterdiepte niet verandert en wordt horizontaal bergend vermogen genoemd

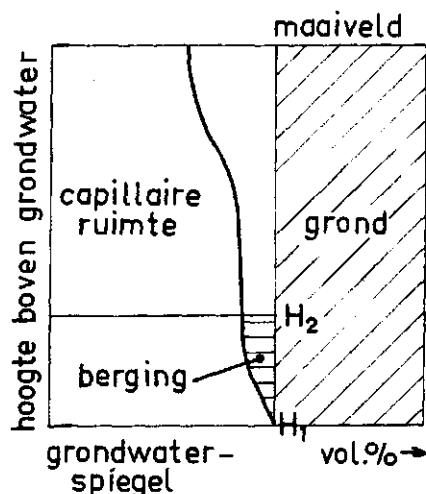


Fig. 4 De niet-capillaire ruimten - holten, gangen en scheuren - vullen zich wanneer het water stijgt. Dit water wordt anders dan bij het horizontaal bergend vermogen geborgen tussen de beide waterspiegels. Dit bergend vermogen gedraagt zich overigens als het horizontaal bergend vermogen en kan er bij worden opgeteld. Het wordt niet-capillair bergend vermogen genoemd. Het blijkt veelal niet uit de bepaalde pF-curve