

hy. h. 83-27

Bepaling van de freatische
bergingscoëfficiënt en de
grondwateraanvulling in zandgrond
met een vrij diepe grondwaterspiegel.

G. van Drecht

Hy. h. - Drecht 83



hy. h. 83-27

Bepaling van de freatische
bergingscoëfficiënt en de
grondwateraanvulling in zandgrond
met een vrij diepe grondwaterspiegel.

G. van Drecht

HyTh - Drecht 83



rijksinstituut voor drinkwatervoorziening
national institute for water supply

hydrologische hoofdafdeling
hydrological division



inhoudsopgave

	blz.
1. Inleiding	5
2. Beschrijving van modellen	8
2.1. Model voor de verticale grondwaterstroming in de onverzadigde zone	8
2.2. Model Hellinga-De Zeeuw voor een grondwaterreservoir	9
3. Voorbeelden van losgekoppeld rekenen	12
3.1. Loskoppeling versus interactieve koppeling	12
3.2. Situatieschets, samenstelling van de grond, neerslag en verdamping	13
3.3. Bepaling van de freatische bergingscoëfficiënt uit de bodem-fysische eigenschappen van de grond	16
3.4. Berekeningsresultaten	17
4. Samenvatting en conclusies	24
Literatuur	26



1.

inleiding

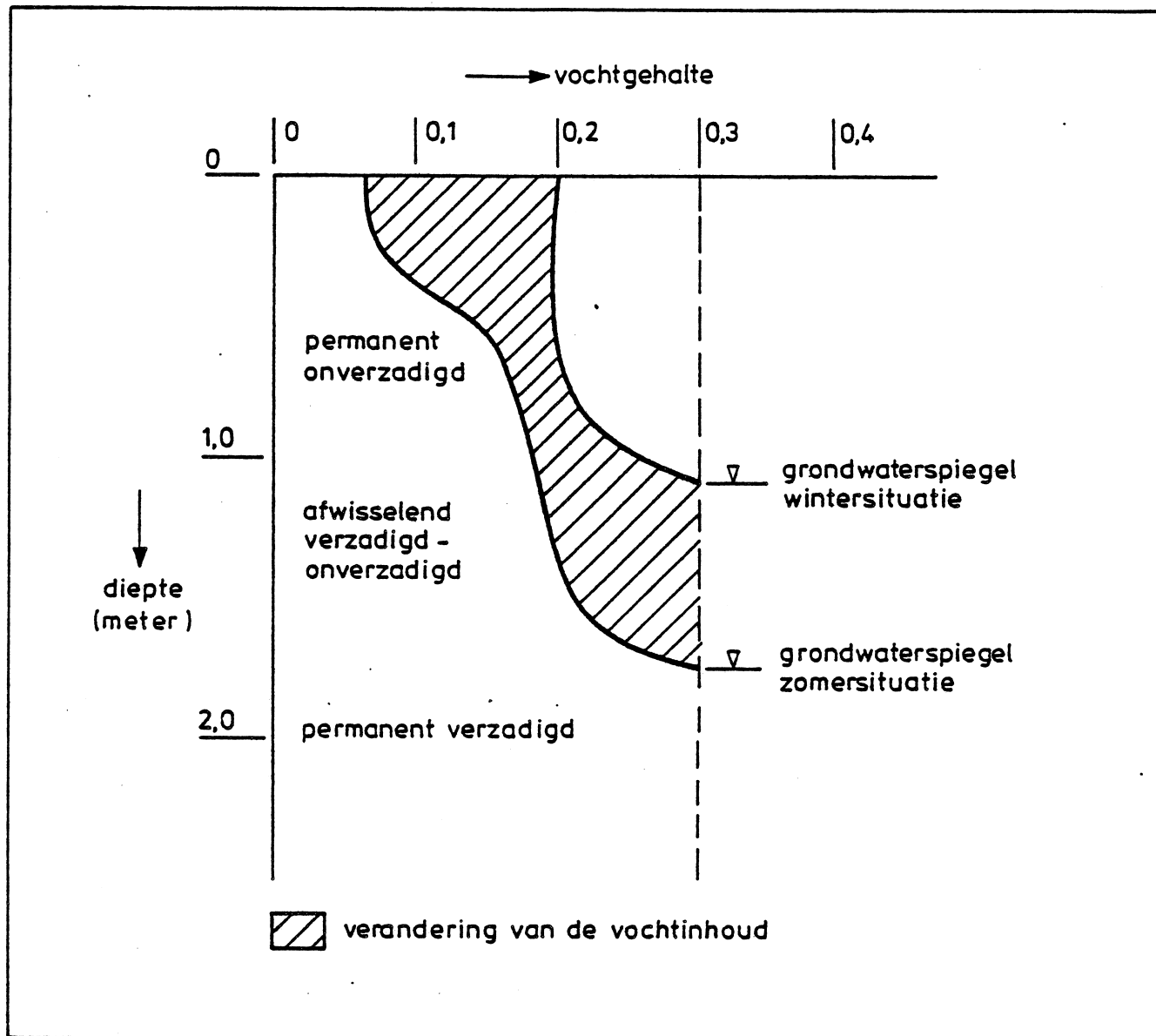
Regionale grondwatermodellen worden gebruikt ten einde de gevolgen van een ingreep in het grond- of oppervlaktewaterregiem op de grondwaterstroming op regionale schaal te kunnen voorspellen. Deze modellen beschrijven om praktische redenen meestal alleen de grondwaterstroming in de verzadigde zone. Bij deze modellen wordt het grondwater in de verzadigde zone gevoed door de grondwateraanvulling, die over lange perioden (jaren) gelijk is aan het neerslagoverschot (neerslag - verdamping - oppervlakkige afstroming). Over korte perioden is de grondwateraanvulling mede afhankelijk van de veranderingen in de grondwaterberging in de onverzadigde zone. Als gevolg van de voortdurende afwisseling van perioden met een neerslagoverschot met perioden met een neerslagtekort vinden de grootste bergingsveranderingen dicht onder het grondoppervlak plaats (figuur 1).

De bergingsveranderingen in de buurt van de grondwaterspiegel zijn meer het gevolg van de seizoensmatige afwisseling van perioden met een neerslagoverschot met perioden met een neerslagtekort.

Deze bergingsveranderingen staan in nauwe relatie met de veranderingen van de hoogte van de grondwaterspiegel. In grondwatermodellen wordt daarvan gebruik gemaakt door aan te nemen dat de verhouding tussen de verandering van de berging onderaan de onverzadigde zone en de verandering van de hoogte van de grondwaterspiegel constant is.

Deze verhouding wordt de freatische bergingscoëfficiënt genoemd en heeft in zandgrond een waarde tussen 0,05 voor sterk lemig zeer fijn zand en 0,30 voor zeer grof zand. Als eerste schatting van de freatische bergingscoëfficiënt kan men deze gelijk stellen aan het luchtgehalte in de grond op een diepte van 0,5 tot 1 meter boven de grondwaterspiegel. Het luchtgehalte in de grond kan men vaststellen door metingen te doen van het vochtgehalte en het poriënvolume. Als geen metingen beschikbaar zijn moet men zich behelpen met gegevens uit de literatuur.

Als eerste schatting van de grondwateraanvulling kan men deze gelijk stellen aan het neerslagoverschot. Dan wordt echter geen rekening gehouden met de vertraging en afvlakking van de fluktuaties in de grootte van de percolatieflux in de onverzadigde zone, die het gevolg zijn van bergingsveranderingen in de onverzadigde zone.



Figuur 1.

Vocht- en luchtgehalte in zandgrond in zomer- en wintersituatie.

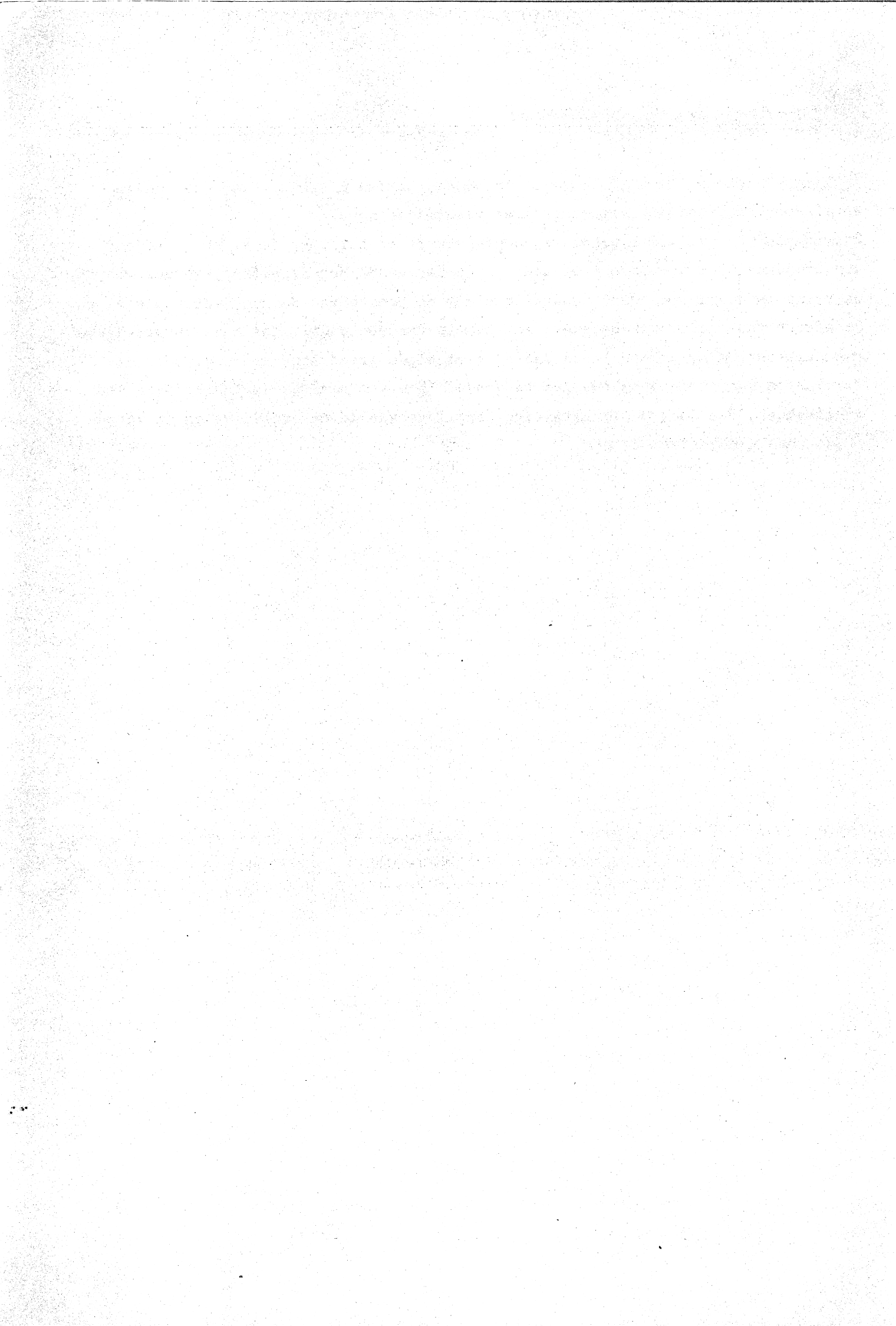
Het is dus beter om de grondwateraanvulling gelijk te stellen aan de percolatieflux op een bepaalde diepte in de onverzadigde zone. Aangezien het meten van de percolatieflux in de onverzadigde zone niet mogelijk is, wordt hij berekend met behulp van een model.

In dit onderzoek wordt de grondwateraanvulling in een dekzandgebied met een vrij diepe grondwaterspiegel berekend. Daarbij wordt gebruik gemaakt van een model van de niet-stationaire, verticale grondwaterstroming in de onverzadigde zone (lit. 5). De berekende grondwateraanvulling wordt ingevoerd in het model



Hellings-De Zeeuw (lit. 4), dat beschouwd kan worden als het meest eenvoudige model voor de grondwaterstroming in de verzadigde zone.

Met behulp van dit model wordt de hoogte van de grondwaterspiegel en de afvoer van grondwater gedurende een of meer jaren berekend. Met dezelfde gegevens van de neerslag en verdamping wordt daarna opnieuw de hoogte van de grondwaterspiegel en de afvoer van grondwater berekend met behulp van een model waarin de onverzadigde grondwaterstroming gekoppeld is aan de verzadigde grondwaterstroming. Door de resultaten van beide berekeningen te vergelijken kan men een indruk krijgen van de effecten, die door een kunstmatige koppeling van de onverzadigde en de verzadigde zone worden veroorzaakt.





2. beschrijving van modellen

2.1. model voor de verticale grondwaterstroming in de onverzadigde zône

In het model van de grondwaterstroming in de onverzadigde zone wordt alleen de verticale stroming tussen het (horizontale) aardoppervlak en een horizontaal vlak op een bepaalde diepte in de onverzadigde zone beschouwd (figuur 2). Het model is gebaseerd op de continuïteitswet en de Wet van Darcy:

Continuïteitswet (waterbalans in verticale richting):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial v}{\partial z} - S \quad (1)$$

Wet van Darcy:

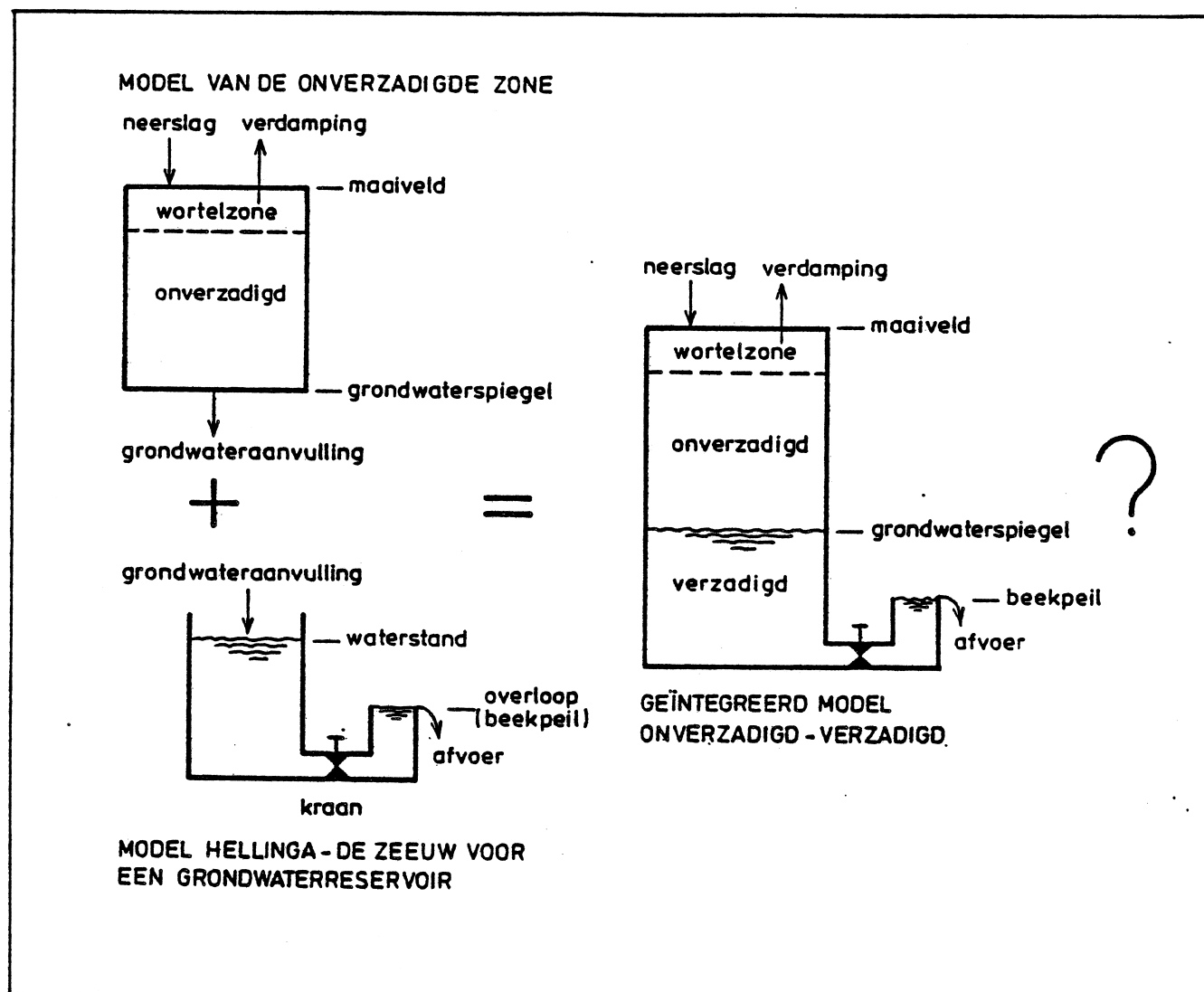
$$v = - K \cdot \left(\frac{\partial H}{\partial z} - 1 \right) \quad (2)$$

- θ = vochtgehalte in de grond (L3 water/L3 grond)
- v = Darcysnelheid in verticale richting, positief in z-richting (L/T)
- z = plaatscoördinaat, positieve z-as naar beneden gericht (L)
- K = doorlatendheid (L/T)
- H = drukhoogte van het water (L waterkolom)
- S = intensiteit van de vochtonttrekking door de vegetatie
(L3 water/L3 grond/T)
- t = tijd (T).

Substitutie van de Wet van Darcy in de continuïteitswet levert de algemene differentiaalvergelijking van het niet-stationaire watertransport in verticale richting.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(K \cdot \left(\frac{\partial H}{\partial z} - 1 \right) \right) - S \quad (3)$$

Hierin zijn θ , K en S te specificeren funkties van H . Samen met de begin- en randvoorwaarden wordt het resultaat een niet-lineaire partiële differentiaalver-



Figuur 2.

Schema's van gebruikte modellen.

gelijking, die in het algemeen moeilijk oplosbaar is.

Een numerieke oplossing van deze differentiaalvergelijking is mogelijk dankzij het computerprogramma ONZAT (lit. 5), dat bij het RID beschikbaar is.

2.2. model Hellinga-De Zeeuw voor een grondwaterreservoir

Voor het grondwater in de verzadigde zone is gekozen voor het model Hellinga-De Zeeuw. Hierin wordt het grondwaterreservoir beschouwd als een lineair reservoir met de parameters bergingscoëfficiënt en drainageweerstand (lit. 4). Het hydraulisch equivalent van een lineair reservoir is een gedeeltelijk met water gevulde open bak met een kraan aan de onderkant (figuur 2). Het bovenoppervlak van de bak



heeft een waarde gelijk aan de waarde van de bergingscoëfficiënt. De drainage-weerstand is de weerstand die de grondwaterafvoer naar beken ondervindt.

Deze weerstand kan door middel van de kraan worden ingesteld. De afvoer van het reservoir is evenredig met het hoogteverschil tussen de waterstand in het reservoir en de hoogte van de overloop (beekpeil).

$$A(t) = \frac{H(t) - P(t)}{W} \quad (4)$$

met:

$A(t)$ = afvoer reservoir (L/T)

$H(t)$ = waterstand in het reservoir ten opzichte van een referentiehoogte (L)

$P(t)$ = waterstand overloop (beek) ten opzichte van een referentiehoogte (L)

W = hydraulische weerstand kraan (drainageweerstand) (T)

Als de afvoer van het reservoir op tijd $t=0$ bekend is, kan de afvoer van het reservoir berekend worden met de volgende recurrente betrekking (lit. 4):

$$A(t) = A(t_0) \cdot e^{-\alpha(t-t_0, n)} + V(n) \cdot (1 - e^{-\alpha(t-t_0, n)}) \quad (5)$$

$A(t)$ = afvoer op tijdstip t in tijdstap n met $t_0, n < t < t_{1, n}$ (L/T),

t_0, n = tijdstip begin tijdstap n (T),

$t_{1, n}$ = tijdstip eind tijdstap n (T)

$A(t_0, n)$ = afvoer aan het begin van tijdstap n (L/T)

$V(n)$ = voeding van reservoir gedurende tijdstap n (L/T)

α = karakteristieke tijd van het reservoir (1/T)

De karakteristieke tijd van het reservoir is gelijk aan de reciproke waarde van het produkt van de bergingscoëfficiënt (u) en de drainageweerstand:

$$\alpha = \frac{1}{u \cdot W} \quad (6)$$

Als de afvoer aan het eind van tijdstap n berekend is, kan de waterstand in het reservoir aan het eind van tijdstap n berekend worden door gebruik te maken van formule 4:

$$H(t_{1, n}) = A(t_{1, n}) \cdot W + P(n) \quad (7)$$

met:

$P(n)$ = gemiddelde waterstand overloop gedurende tijdstap n (L)



Met formule 4 wordt nu de afvoer aan het begin van de volgende tijdstap berekend:

$$A(t_0, n+1) = \frac{H(t_1, n) - P(n+1)}{W} \quad (8)$$

Met deze nieuwe beginafvoer kan de afvoer in de volgende tijdstap berekend worden, waarna de procedure herhaald wordt.



3.

voorbeelden van losgekoppeld rekenen

3.1. loskoppeling versus interactieve koppeling

Bij een geïntegreerd grondwatermodel zijn de onverzadigde en de verzadigde zone interactief gekoppeld. Dat wil zeggen: er is een directe interactie tussen de verzadigde- en de onverzadigde grondwaterstroming mogelijk. Dat kan alleen als de verzadigde- en de onverzadigde grondwaterstroming gelijktijdig berekend worden. De onverzadigde- en de verzadigde grondwaterstroming zijn in dat geval dus gekoppeld of geïntegreerd.

Bij een grondwatermodel, waarin alleen de grondwaterstroming in de verzadigde zone wordt beschouwd, moeten de grondwateraanvulling en de bergingscoëfficiënt vooraf worden vastgesteld. Dat kan door gebruik te maken van een model voor de onverzadigde grondwaterstroming.

Door deze loskoppeling van de onverzadigde grondwaterstroming worden verschillende fouten gemaakt, waarvan de twee belangrijkste zijn:

1. De vooraf berekende grondwateraanvulling is niet gelijk aan de werkelijke grondwateraanvulling, omdat de hoogte van de grondwaterspiegel vooraf niet bekend kan zijn.
2. De constant veronderstelde bergingscoëfficiënt is in werkelijkheid niet constant, maar afhankelijk van de grootte en richting van de flux en stroomrichting in de onverzadigde zone en de hoogte van de grondwaterspiegel.

Als gevolg van deze fouten zijn ook fouten te verwachten in de berekeningsresultaten van een model voor de verzadigde grondwaterstroming. De grootte van deze fouten is nauwelijks te voorspellen, maar wel kan worden aangegeven welke soort fouten ten gevolge van de loskoppeling van de onverzadigde zone zullen optreden. In dit hoofdstuk zullen daarom enkele voorbeelden worden gegeven van de gecombineerde effecten op het berekende verloop van de hoogte van de grondwaterspiegel en de grondwaterafvoer.



Deze effecten kunnen zichtbaar gemaakt worden door de onderrandvoorwaarde van het model ONZAT voor de onverzadigde zone zo te kiezen dat een geïntegreerde combinatie van de onverzadigde zone met een lineair grondwaterreservoir ontstaat (figuur 2).

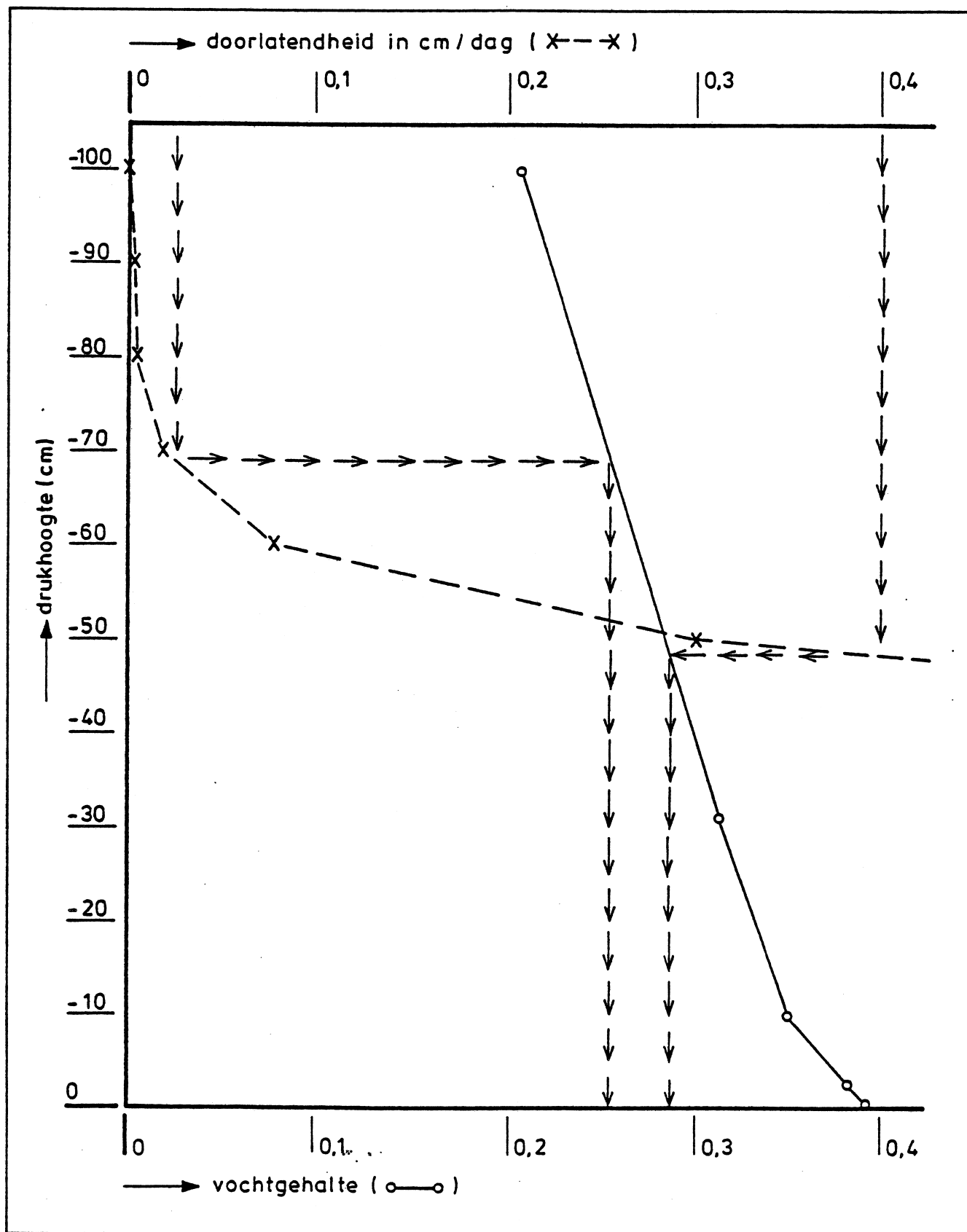
In dit model wordt dus geen bergingscoëfficiënt of grondwateraanvulling meer berekend.

3.2. situatieschets, samenstelling van de grond, neerslag en verdamping

Als voorbeeld zal de grondwateraanvulling en de bergingscoëfficiënt in een dekzandgebied worden bepaald. De grondwaterstand in het gebied ligt op een diepte tussen 1 en 6 meter onder maaiveld. Verspreid over het gebied en op grote afstand van elkaar liggen enkele beken, waarmee het gebied gedraineerd wordt. De drainageweerstand is geschat op 1000 dagen. Verder is aangenomen dat het beekpeil constant is. In het dekzand heeft zich in vroegere tijden een veldpodzol ontwikkeld. De humushoudende bovengrond heeft een dikte van 45 cm. De grond is begroeid met gras, waarvan het grootste deel van de wortels zich in de bovenste 25 cm van de bovengrond bevindt. Onder de humushoudende bovengrond bevindt zich een humusarme dekzandondergrond met een dikte van 2 tot 5 meter. Daaronder bevindt zich grof pleistoceen zand.

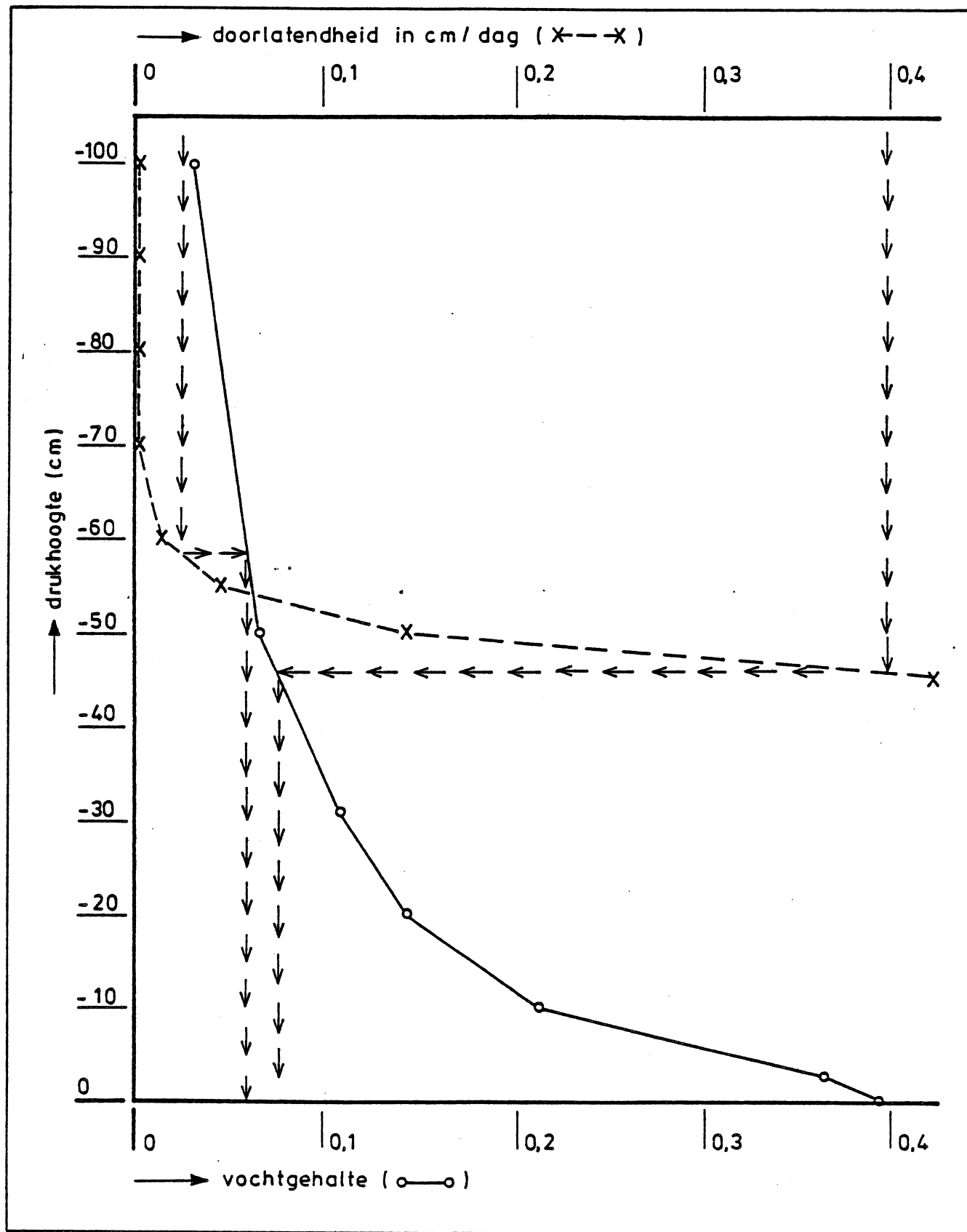
De gegevens met betrekking tot het vochtgehalte van de dekzandboven- en -ondergrond zijn ontleend aan Krabbenborg (lit. 1). De gegevens met betrekking tot het vochtgehalte van het grove zand zijn ontleend aan Rijtema (lit. 2). De gegevens met betrekking tot de onverzadigde doorlatendheid van het dekzand en het grove zand zijn eveneens ontleend aan Rijtema. Voor het dekzand is de onverzadigde doorlatendheid van standaardgrond nummer 2 van Rijtema gebruikt. Voor het grove zand zijn de gegevens van standaardgrond nummer 1 gebruikt (figuur 3 en 4).

Gegevens met betrekking tot de neerslag en verdamping zijn ontleend aan de decadesommen van de neerslag en open-water-referentieverdamping van De Bilt (lit. 3). De potentiële verdamping van gras is berekend door de openwaterverdamping te vermenigvuldigen met de faktor 0.8 (algemeen gebruikte gewasfaktor). De actuele verdamping is door het model berekend met behulp van de opgegeven potentiële verdamping en de berekende gemiddelde drukhoogte van het bodemvocht in de wortelzone. Bij een gemiddelde drukhoogte tussen 0 en -500 cm waterkolom is de actuele verdamping gelijk aan de potentiële verdamping. Bij een drukhoogte tussen -500 en



Figuur 3.

Vochtgehalte en doorlatendheid van dekzand als functie van de drukhoogte.



Figuur 4.

Vochtgehalte en doorlatendheid van grofzand als functie van de drukhoogte.



-16000 cm waterkolom neemt de actuele verdamping lineair afhankelijk van de drukhoogte af van de waarde van de potentiële verdamping tot 0.

3.3. bepaling van de freatische bergingscoëfficiënt uit de bodem-fysische eigenschappen van de grond

De freatische bergingscoëfficiënt is gelijk aan het luchtgehalte in de onverzadigde zone op enige afstand van de grondwaterspiegel.

Het luchtgehalte is het verschil tussen de porositeit en het vochtgehalte en is evenals het vochtgehalte niet constant. De fluktuaties in het luchtgehalte en het vochtgehalte hangen af van de bodemfysische eigenschappen, de plaats tussen het maaiveld en de grondwaterspiegel en de fluktuaties in het neerslagoverschot.

In een zandgrond met een vrij diepe grondwaterspiegel kan de onverzadigde zone worden opgedeeld in drie trajekten t.w.:

1. Onverzadigde zone tussen het aardoppervlak en 1 à 2 meter onder het aardoppervlak.
2. Onverzadigde zone tussen 1 à 2 meter onder het aardoppervlak en 0,5 à 1 meter boven de gemiddeld hoogste waterspiegel.
3. Onverzadigde zone tussen 0,5 à 1 meter boven de gemiddeld hoogste grondwaterspiegel en de laagste grondwaterspiegel.

In de trajekten 1 en 3 zijn de fluktuaties in het vochtgehalte groot. In traject 1 omdat het jaarlijks terugkerende neerslagtekort in dit traject leidt tot uitdroging en in traject 3 omdat het vochtgehalte in de onverzadigde zone in dit traject meestal veel kleiner is dan het vochtgehalte in de verzadigde zone. Bij een ondiepe grondwaterspiegel gaat traject 1 geleidelijk over in traject 3, maar als de grondwaterspiegel voldoende diep is, ontstaat een zogenaamd percolatieprofiel of percolatiezone (traject 2), dat gekenmerkt wordt door kleine fluktuaties in het vochtgehalte en een permanent neerwaartse stroming. De kleine fluktuaties in het vochtgehalte in traject 2 zijn het gevolg van de grote gevoeligheid van de doorlatendheid van zand voor het vochtgehalte. In de wintermaanden begint de percolatiezone dicht onder het aardoppervlak. In de zomermaanden begint de percolatiezone op grotere diepte, afhankelijk van de grootte van het neerslagoverschot in de voorgaande periode. In de percolatiezone is het vochtgehalte en de drukhoogte in de grond vrijwel constant. De drukhoogtegradiënt is dan verwaarloosbaar ten opzichte van de plaatshoogtegradiënt en zoals volgt uit de wet van Darcy (2)



is de doorlatendheid in verticale richting gelijk aan de percolatieflux. Het vochtgehalte in de percolatiezone kan worden afgeleid uit de percolatieflux en de bodemfysische eigenschappen van de grond. In figuur 3 zijn de doorlatendheid en het vochtgehalte van dekzand uitgezet als functie van de drukhoogte.

Bij een kleine percolatieflux met een waarde van 0,025 cm/dag is de doorlatendheid eveneens 0,025 cm/dag en is de drukhoogte in de percolatiezone ongeveer 69 cm waterkolom. Met behulp van de in dezelfde figuur getekende relatie tussen het vochtgehalte en de drukhoogte kan men afleiden dat bij een drukhoogte van 69 cm waterkolom een vochtgehalte van 0,175 behoort. Hieruit volgt dat op een afstand van ongeveer 69 cm boven de grondwaterspiegel de percolatiezone begint met een vrij constant vochtgehalte van 0,175.

Op dezelfde wijze kan men afleiden dat bij een grote percolatieflux van 0,4 cm/dag de percolatiezone begint op een afstand van ongeveer 50 cm boven de grondwaterspiegel en een vochtgehalte heeft van 0,23. Uit deze cijfers blijkt dat het vochtgehalte in de percolatiezone van dekzand een waarde tussen 0,175 en 0,225 heeft bij een percolatieflux tussen 0,025 en 0,4 cm per dag.

Op dezelfde wijze kan men uit figuur 4 afleiden dat de freatische bergingscoëfficiënt van grof zand een waarde heeft tussen 0,30 en 0,35.

In grof zand is de freatische bergingscoëfficiënt dus groter dan in dekzand. Verder is de freatische bergingscoëfficiënt in grof zand minder gevoelig voor fluktuaties in de percolatieflux. In grof zand is er weinig verschil tussen de freatische bergingscoëfficiënten in de zomer en in de winter te verwachten. In dekzand is dit verschil vermoedelijk klein maar ook afhankelijk van de diepte van de grondwaterspiegel.

3.4. berekeningsresultaten

De diepte van de grondwaterspiegel in het dekzandgebied is afhankelijk van de hoogte van het maaiveld en ligt tussen 1 en 6 meter -maaiveld. Daarom zullen drie situaties met een verschillende diepte van de grondwaterspiegel besproken worden. In de eerste situatie bevindt de grondwaterspiegel zich in dekzand op een diepte tussen 1 en 2 meter -maaiveld. In de tweede situatie bevindt de grondwaterspiegel zich ook in dekzand maar nu op een diepte tussen 4 en 5 meter -maaiveld.

In de derde situatie bevindt de grondwaterspiegel zich in grof zand op een diepte tussen 5 en 6 meter -maaiveld.



Ondiepe grondwaterspiegel in dekzand

In deze situatie is aangenomen dat het beekpeil in 1979 ligt op een diepte van 2,5 meter -maai veld. De drainageweerstand is groot (1000 dagen) en de gemiddelde hoogte van de grondwaterspiegel ligt ongeveer een meter hoger dan het beekpeil (figuur 6). De gemiddelde dikte van de onverzadigde zone is dus ongeveer 1,5 meter. De grondwateraanvulling werd daarom berekend bij een constante diepte van de grondwaterspiegel van 1,5 meter -maai veld. Verder is aangenomen dat bij het begin van de berekeningen op 1 januari 1979 in de onverzadigde zone een stationaire stromingstoestand heerst. De gekozen stationaire stromingstoestand hoort bij een stationaire percolatieflux van 1 mm per dag. Het resultaat van de berekening is weergegeven in figuur 5.

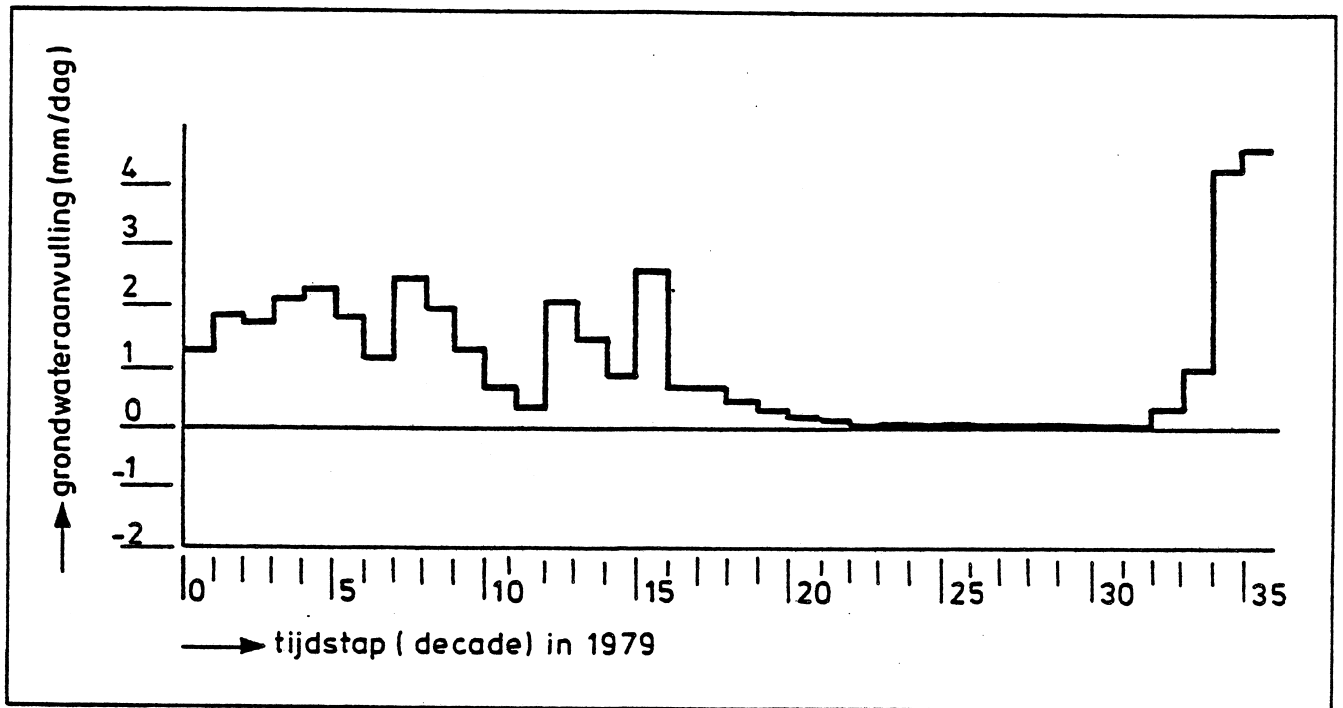
De berekende grondwateraanvulling werd ingevoerd in het model Hellinga-De Zeeuw (afgekort: model H.Z.). Met dit model werd de grondwaterafvoer en de grondwaterstand berekend bij verschillende waarden van de freatische bergingscoëfficiënt, die een waarde tussen 0,10 en 0,15 moet hebben (figuur 3). Bij een freatische bergingscoëfficiënt van 0,1 komen de door het model H.Z. berekende grondwaterafvoer en grondwaterstanden in het eerste deel van het jaar goed overeen met de berekeningen van het geïntegreerde model. In het 2e deel van het jaar is deze bergingscoëfficiënt echter te klein, hetgeen blijkt uit een te snelle daling van de grondwaterafvoer en grondwaterspiegel (figuur 6).

Bij een freatische bergingscoëfficiënt van 0.15 komen de met het model H.Z. berekende grondwaterafvoer en grondwaterstanden vrij goed overeen met de berekeningen van het geïntegreerde model.

In het winterhalfjaar is de berekende grondwaterstand van het reservoirmodel echter vaak te diep. De maximale afwijking in de berekende grondwaterstand is 12,5 cm. Uit de te trage stijging van de grondwaterafvoer en grondwaterspiegel in het begin van de winter kan men afleiden dat de freatische bergingscoëfficiënt kleiner moet zijn dan 0.15 (figuur 6).

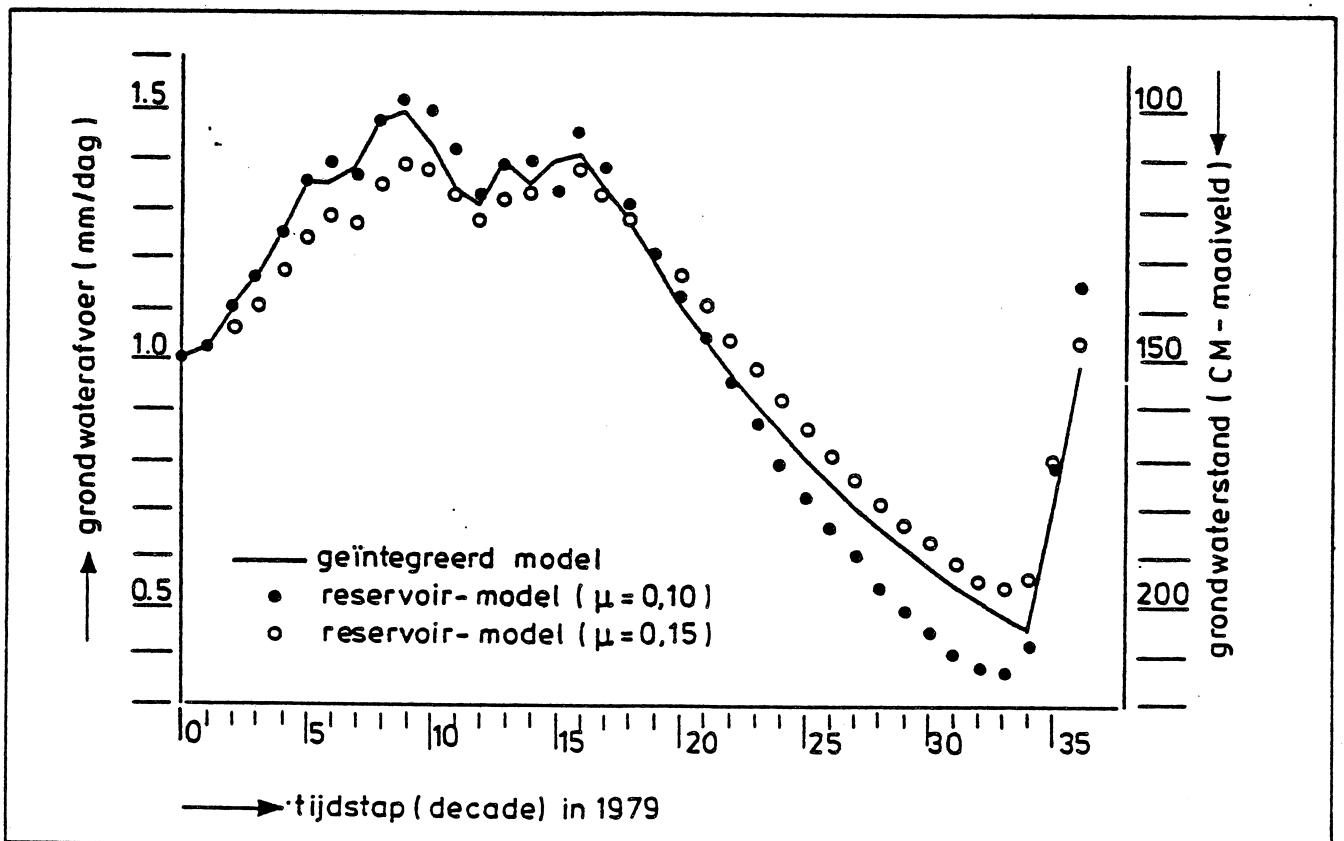
Diepe grondwaterspiegel in dekzand

In deze situatie is aangenomen dat het beekpeil in 1979 ligt op een diepte van 5,5 meter -maai veld. Als gevolg van de grote drainageweerstand bevindt de grondwaterspiegel zich op een diepte tussen 4 en 5 meter -maai veld in dekzand. De gemiddelde dikte van de onverzadigde zone is ongeveer 4,5 meter. De grondwater-



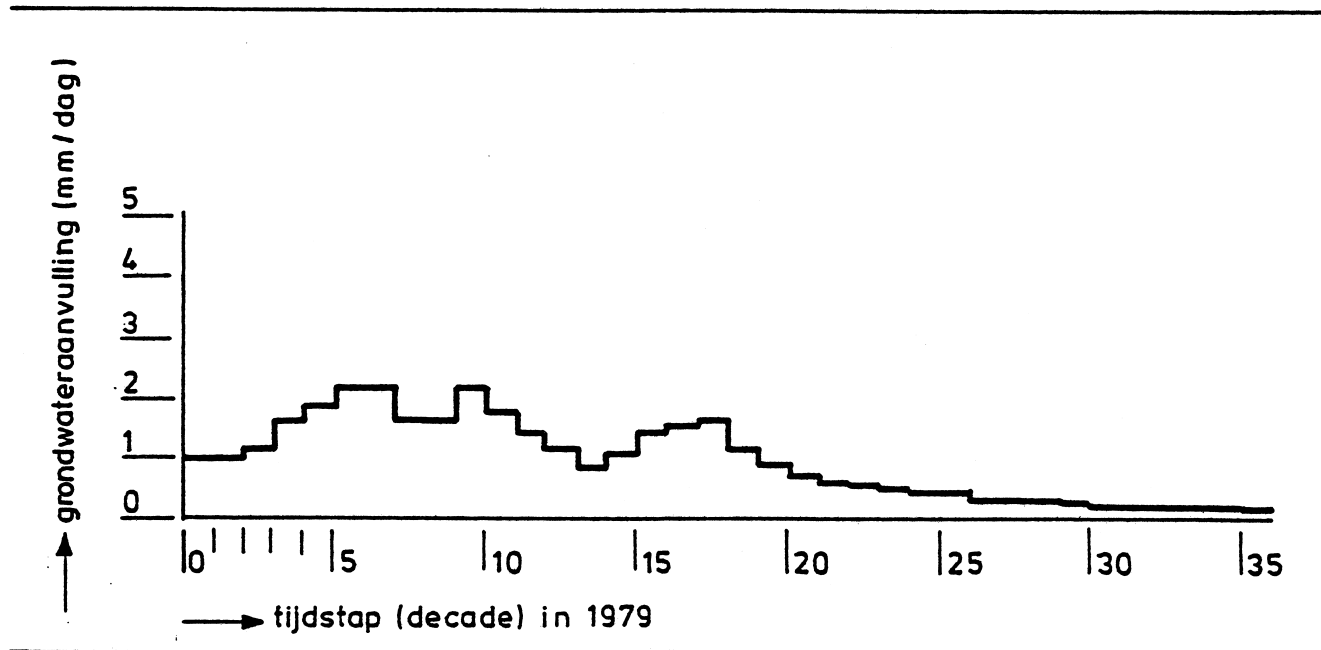
Figuur 5.

Gemiddelde grondwateraanvulling per decade in dekzand op een diepte van 150 cm.-maaiveld.



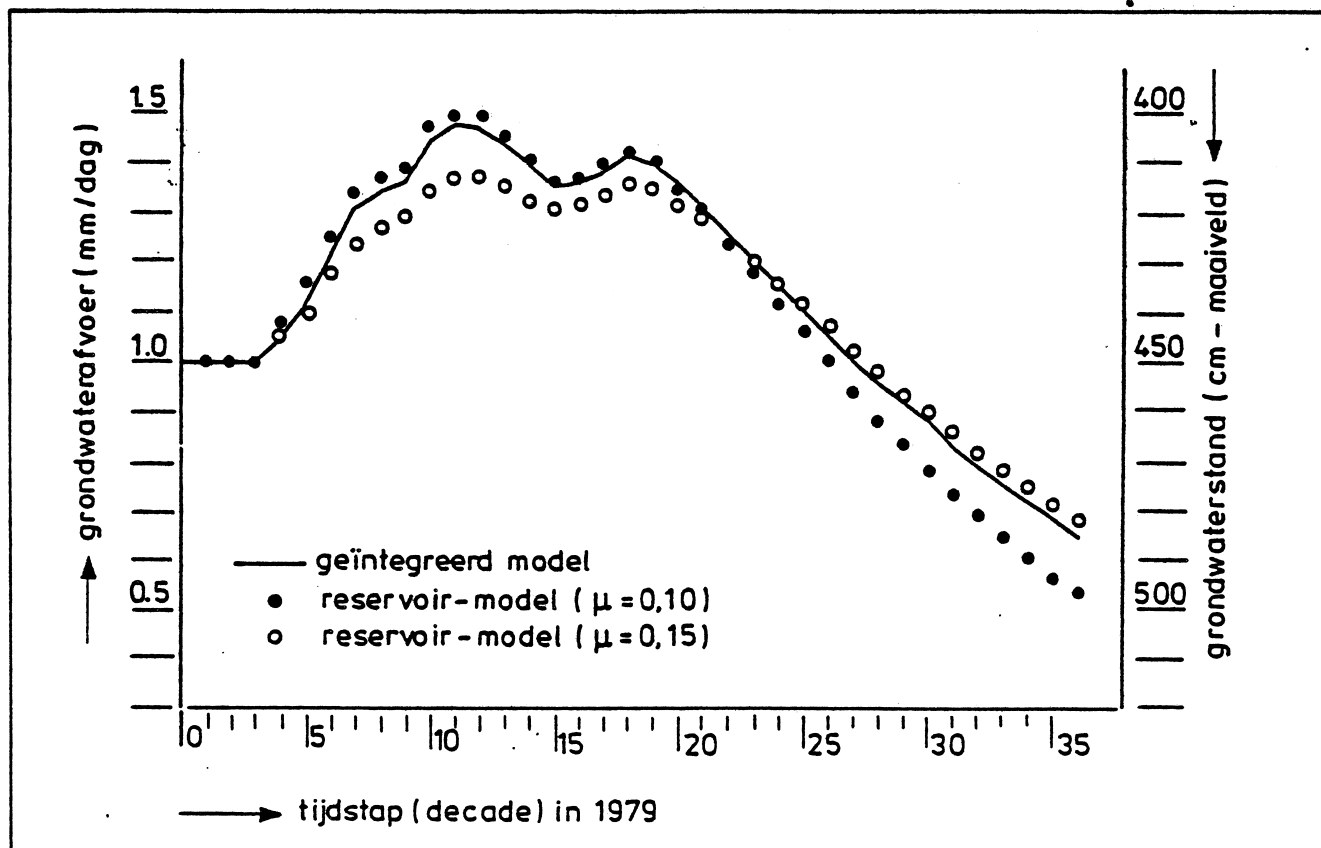
Figuur 6.

Gemiddelde grondwaterafvoer en grondwaterstand in een gebied met dekzand gedurende 1979.



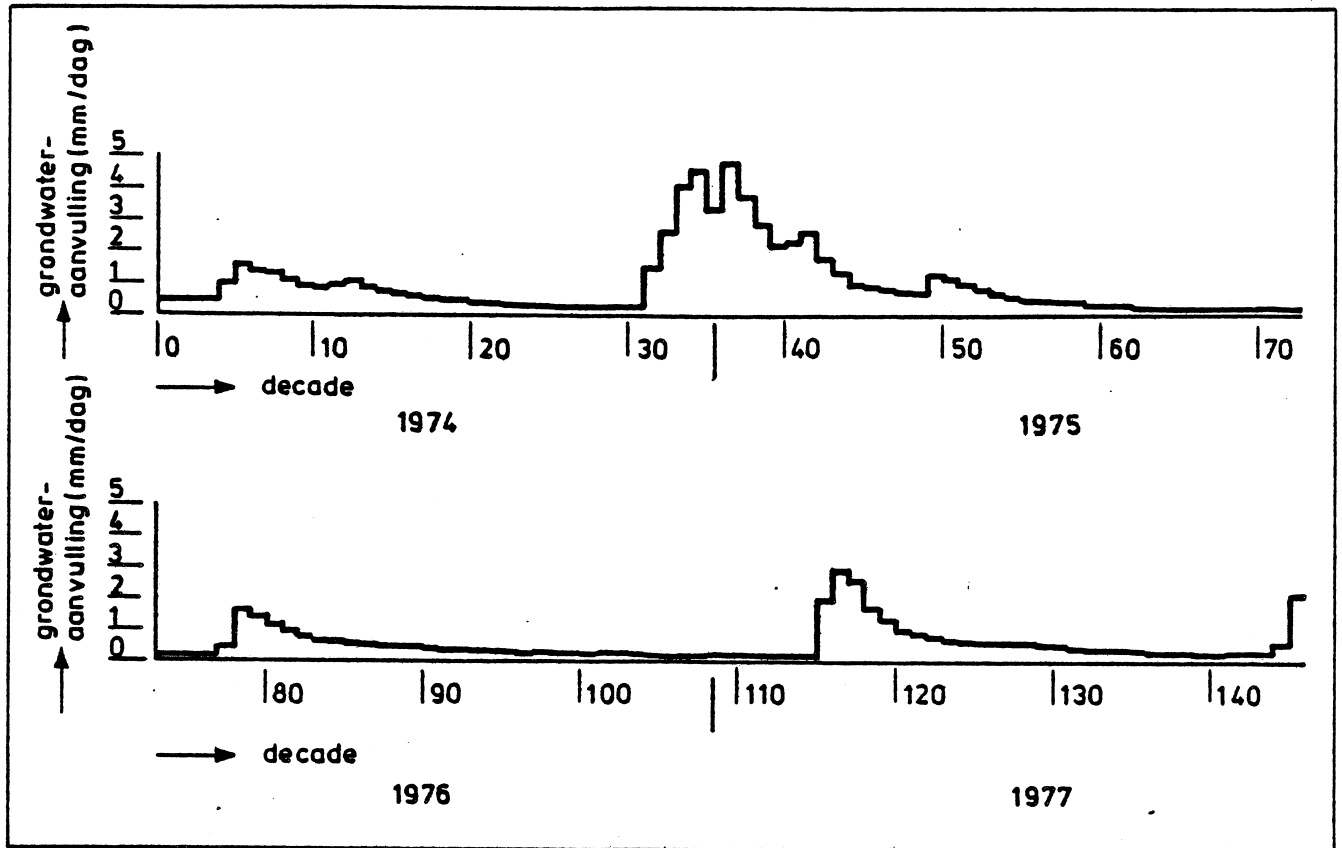
Figuur 7.

Gemiddelde grondwateraanvulling per decade in dekzand op een diepte van 400 cm.-maaiveld.



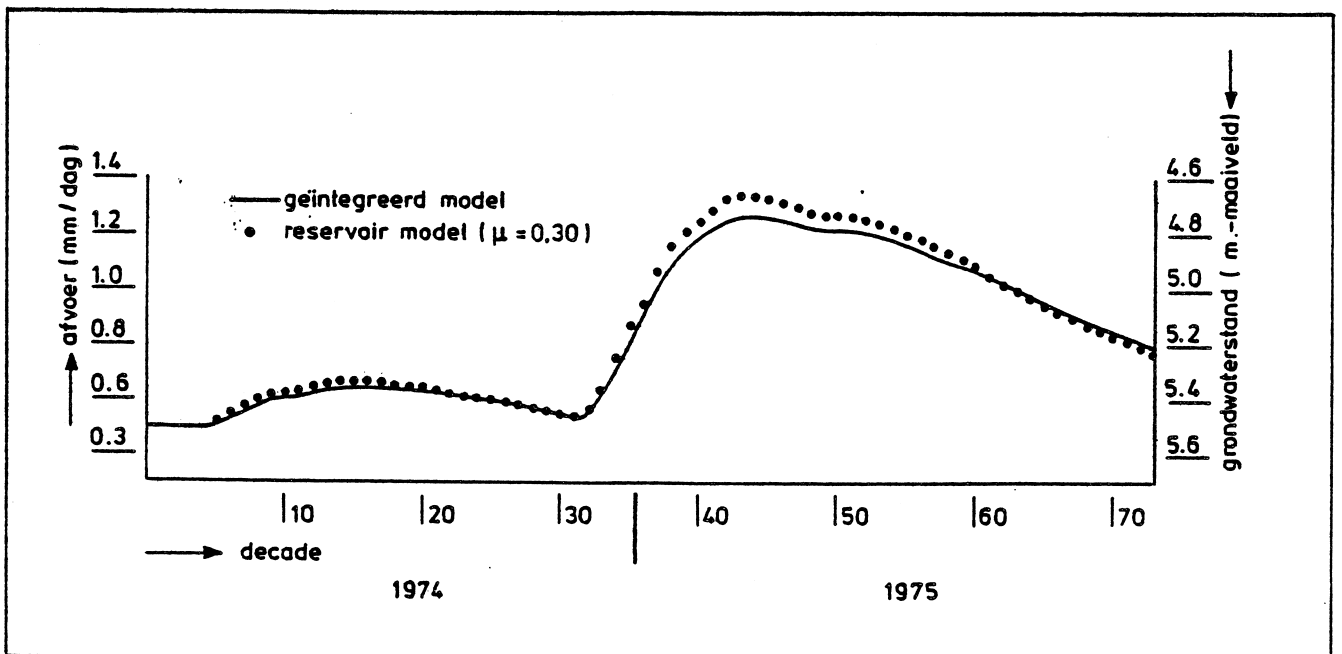
Figuur 8.

Gemiddelde grondwaterafvoer en grondwaterstand in een gebied met dekzand gedurende 1979.



Figuur 9.

Gemiddelde grondwateraanvulling per decade op een diepte van 5m.-maaiveld bodemopbouw 4 meter op 1 meter grof zand.



Figuur 10.

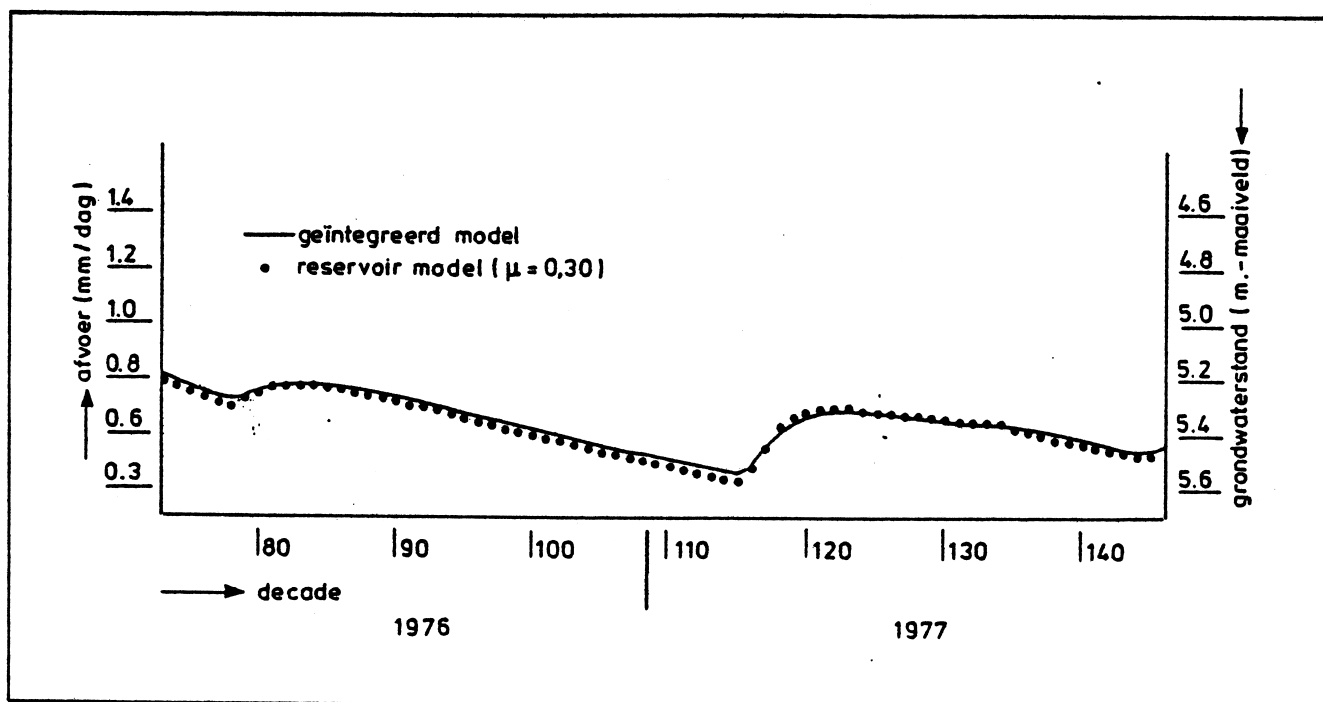
Gemiddelde afvoer en grondwaterstand in een dekzandgebied gedurende de jaren 1974 en 1975.

aanvulling werd berekend op een diepte van 4 meter -maaiveld. Op deze diepte blijkt ook gedurende de zomer grondwateraanvulling plaats te vinden (figuur 7). De berekende grondwateraanvulling werd ingevoerd in het model H.Z. De berekeningen zijn uitgevoerd met verschillende waarden van de freatische bergingscoëfficiënt en zijn daarna vergeleken met de berekeningen van het geïntegreerde model. Ook nu blijkt dat de beste waarde van de freatische bergingscoëfficiënt in de winter niet gelijk is aan de beste waarde van de freatische bergingscoëfficiënt in de zomer (figuur 8).

Diepe grondwaterspiegel in grof zand

In deze situatie is aangenomen dat het beekpeil gedurende de jaren 1974 tot en met 1977 zich op een diepte van 6 meter -maaiveld bevindt. De dekzandlaag heeft een dikte van 4,1 meter en ligt op grof zand. De grondwaterspiegel bevindt zich in het grove zand op een diepte tussen 4,8 en 5,5 meter -maaiveld.

De grondwateraanvulling is berekend op een diepte van 5 meter -maaiveld bij een constante diepte van de grondwaterspiegel van eveneens 5 meter -maaiveld (figuur 9). De freatische bergingscoëfficiënt heeft een waarde tussen 0,3 en 0,35 (figuur 4).



Figuur 11.

Gemiddelde grondwaterafvoer en grondwaterstand in een dekzandgebied gedurende de jaren 1976 en 1977.



Dit wordt bevestigd door de rekenresultaten. Als de freatische bergingscoëfficiënt gelijk wordt gesteld aan 0,33, blijken de met behulp van het model H.Z. berekende grondwaterafvoer en grondwaterstanden vrijwel gelijk te zijn aan de berekeningen van het geïntegreerde model. In de figuren 10 en 11 is te zien wat het gevolg is als de freatische bergingscoëfficiënt iets te klein is (0,3).



4.

samenvatting en conclusies

In zandgrond zijn de vochtbergingsveranderingen in het onderste deel van de onverzadigde zone nauw gerelateerd aan de hoogte van de grondwaterspiegel. In modellen voor de niet-stationaire grondwaterstroming in de verzadigde zone wordt daarvan gebruik gemaakt door aan te nemen dat de verhouding tussen de verandering van de vochtbergings in de onverzadigde zone en de verandering van de hoogte van de grondwaterspiegel constant is. Deze verhouding wordt de freatische bergingscoëfficiënt genoemd en heeft een waarde tussen 0,05 en 0,35, afhankelijk van de samenstelling van de grond.

Het bepalen van de freatische bergingscoëfficiënt staat gelijk aan het bepalen van het luchtgehalte in de grond op een diepte van 50 tot 100 cm boven de grondwaterspiegel. Het luchtgehalte in de grond is gelijk aan poriënfractie verminderd met het vochtgehalte in de grond. Beide gegevens kunnen gemeten worden aan gestoken grondmonsters. In gebieden met een diepe grondwaterspiegel is dat moeilijk en duur, zodat vaak van gegevens uit de literatuur gebruik moet worden gemaakt.

Over korte perioden gerekend is de voeding van de verzadigde zone (grondwateraanvulling) niet gelijk aan de voeding van de onverzadigde zone (neerslagoverschot). De grote vochtbergingscapaciteit in de onverzadigde zone is er de oorzaak van dat er de oorzaak van dat veranderingen in de grootte van het neerslagoverschot helemaal niet of pas na enige tijd resulteren in een verandering van de grootte van de grondwateraanvulling. De vertraging en afvlakking van de percolatieflux in de onverzadigde zone is vooral van betekenis in gebieden met een diepe grondwaterspiegel.

Het meten van de percolatieflux in de onverzadigde zone is niet mogelijk. De percolatieflux kan wel berekend worden met een model voor de niet-stationaire grondwaterstroming in de onverzadigde zone. Daarmee is het probleem echter nog niet opgelost, omdat voor zo'n model een aantal gegevens nodig zijn, waar moeilijk aan te komen is. Belangrijke gegevens zijn:



- de bodemfysische eigenschappen van de grond;
- neerslag en verdamping;
- globale diepte van de grondwaterspiegel.

Bij ontbreken van deze gegevens moet van gegevens uit de literatuur gebruik worden gemaakt.

In dit onderzoeksrapport worden voorbeelden gegeven van de bepaling van de grondwateraanvulling en freatische bergingscoëfficiënt in een dekzandgebied met een vrij diepe grondwaterspiegel. De berekeningen werden uitgevoerd met behulp van het RID-model ONZAT (lit. 5).

De berekeningen hadden tot doel om aan te geven hoe de grondwateraanvulling en de freatische bergingscoëfficiënt kunnen worden bepaald en welke fouten er optreden door het op deze wijze loskoppelen van de onverzadigde zone. De berekeningsresultaten wijzen in de richting dat in zandgronden met een vrij diepe grondwaterspiegel geen grote fouten hoeven te worden verwacht door het loskoppelen van de onverzadigde zone. De berekeningsresultaten kunnen worden samengevat in de volgende drie conclusies:

- De grondwateraanvulling kan worden berekend met een model voor de niet-stationaire, verticale onverzadigde grondwaterstroming.
Daarbij zijn gegevens nodig van de bodemfysische eigenschappen van de grond, de neerslag en verdamping en de gemiddelde diepte van de grondwaterspiegel.
- De freatische bergingscoëfficiënt in zandgrond kan men berekenen met behulp van gegevens van de bodemfysische eigenschappen van de grond, eventueel in combinatie met metingen van het vochtgehalte en de porienfractie in de grond op enige afstand boven de grondwaterspiegel.
- De freatische bergingscoëfficiënt in de winter is kleiner dan in de zomer, omdat het luchtgehalte in de grond in vochtige omstandigheden kleiner is. Het gevolg daarvan is dat, bij gebruik van een waarde van de freatische bergingscoëfficiënt voor het hele jaar, de met het grondwatermodel van de verzadigde zone berekende hoogte van de grondwaterspiegel in de winter te laag, en in de zomer te hoog zullen zijn. De verschillen zijn echter klein en kleiner naarmate het zand grover is.



literatuur

1. Krabbenborg, A.J.
Standaard pF-curven van fijnzandige zandgronden.
Interne mededeling no. 8, Stichting voor de Bodemkartering Wageningen
(ongedateerd).
2. Rijtema, P.E.
Soil Moisture Forecasting
Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding
nota no. 513, Wageningen, 1969.
3. De Bruin, H.A.R.
Neerslag, openwaterverdamping en potentieel neerslagoverschot in Nederland.
Frequentieverdeling in het groeiseizoen.
Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut
De Bilt, 1979.
4. Van der Molen, W.H.
Niet-stationaire grondwaterstroming.
Syllabus Vakgroep Cultuurtechniek, Landbouwhogeschool Wageningen,
Wageningen, 1977.
5. Drecht, G. van
Simulatie van het niet-stationaire transport van water en een opgeloste stof
in de grond.
Rijks Instituut voor Drinkwatervoorziening, 1982
(in voorbereiding).

