

NOTA 1354

juni 1982

Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding
Wageningen

ALTERRA
Wageningen Universiteit & Research cen-
Omgevingswetenschappen
Centrum Water & Klimaat
Team Integraal Waterbeheer

TOEPASSEN VAN HET NIET-STATIONAIRE MODEL SWATRE
OP ENKELE VEENKOLONIALE PROFIELEN

M. de Graaf

Nota's van het Instituut zijn in principe interne communicatiemiddelen, dus geen officiële publikaties. Hun inhoud varieert sterk en kan zowel betrekking hebben op een eenvoudige weergave van cijferreeksen, als op een concluderende discussie van onderzoeksresultaten. In de meeste gevallen zullen de conclusies echter van voorlopige aard zijn omdat het onderzoek nog niet is afgesloten. Bepaalde nota's komen niet voor verspreiding buiten het Instituut in aanmerking

I N H O U D

	blz.
1. INLEIDING	1
2. MODELBESCHRIJVING	2
2.1. Algemeen	2
2.2. De onverzadigde stroming	2
2.3. Randvoorwaarden aan de bovenzijde van het systeem	4
2.3.1. Berekening potentiële evapotranspiratie (ET^*)	4
2.3.2. Berekening potentiële bodemverdamping (E^*)	6
2.3.3. Berekening potentiële plantverdamping (T^*)	7
2.3.4. Berekening van de hoeveelheid water die door de bovenzijde van het profiel infiltreert	8
2.4. Randvoorwaarden aan de onderzijde van het systeem	10
3. TOETSING VAN HET MODEL SWATRE MET BEHULP VAN GEGEVENS VAN 1980 en 1981	15
3.1. Algemeen	15
3.1.1. Gebiedsbeschrijving	15
3.1.2. Typering van de groeiseizoenen 1980 en 1981	18
3.1.3. Verrichte metingen	19
3.2. Invoergegevens	21
3.2.1. Verdampingsberekeningen	21
3.2.2. Bepaling bodemkarakteristieken	26
3.2.3. Bepaling afvoerrelatie	31
3.2.4. Bepaling van de onttrekkingsfunctie	32
3.2.5. Diverse gebruikte opties en constanten	38
3.3. Resultaten bij invoer van de dagelijkse grondwater- stand	39

	blz.
3.4. Resultaten bij invoer van het dagelijkse wijkpeil	46
3.5. Gevoeligheidsanalyse	51
3.5.1. pF-curve	51
3.5.2. K-middeling	53
3.5.3. De maximale vochtverandering binnen één tijdstep ($\theta_{\max}$)	54
3.6. Rekentijden	55
3.7. Beoordeling van de werking van het model in 1980 en 1981	56
4. SIMULATIE VAN HET GROEISEIZOEN 1975 VOOR GEMENGWOELDE EN NIET-GEMENGWOELDE VEENKOLONIALE PROFIELEN	57
4.1. Algemeen	57
4.2. Invoergegevens	57
4.3. Bespreking van de resultaten	61
5. LITERATUUR	

ALTERRA
Wageningen Universiteit & Research centr.
Omgevingswetenschappen
Centrum Water & Klimaat
Team Integraal Waterbeheer

1. INLEIDING

Dit verslag is een weergave van een onderzoek dat werd uitgevoerd bij het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (ICW) in het kader van een doctoraal vak cultuurtechniek.

Binnen het ICW maakt dit onderzoek deel uit van een project dat betrekking heeft op het veenkoloniale gebied van Drenthe. Het project stelt zich ten doel de mogelijkheden te onderzoeken om door middel van stuwpelbeheer de voor de plant beschikbare hoeveelheid water te vergroten.

In dit onderzoek is getracht de onverzadigde stroming in relatie met het wijkpeil te simuleren met het computerprogramma SWATRE. SWATRE werd ontwikkeld door BELMANS et al. (1981) en is een verbeterde versie van SWATR (FEDDES, et al., 1978). De ontwikkeling van SWATRE werd in maart 1981 afgesloten, diensgevolge is er nog weinig bekend over de werking van het model. In hoofdstuk II zal op enkele aspecten van dit model nader worden ingegaan.

Vervolgens wordt in hoofdstuk III met behulp van lysimetergegevens bekeken in hoeverre het model de veldsituatie nabootst, waarbij uitgebreid aandacht wordt besteed aan de invoergegevens.

In hoofdstuk IV zal tenslotte met dit model het effect van mengwoelen op de waterhuishouding worden berekend. Dit gebeurt in relatie met het stuwpelbeheer.

Het onderzoek is verricht in nauwe samenwerking met mijn begeleider, ir. P.J.T. van Bakel.

2. MODELBESCHRIJVING

2.1. A l g e m e e n

Het ééndimensionale computermodel SWATRE simuleert de waterbeweging in de onverzadigde zone, waarbij ook de onttrekking van water door plantenwortels in rekening wordt gebracht.

In BELMANS et al. (1981) wordt het model beschreven. Bovendien komt de wijze waarop de invoergegevens aan het programma aangeboden moeten worden aan de orde. In FEDDES et al. (1978) wordt de eerdere versie van dit model behandeld. Hier zal worden volstaan die aspecten van dit model, die voor dit onderzoek van belang bleken, nader toe te lichten.

De invoergegevens worden op dagbasis ingevoerd.

Een groeiseizoen wordt door het model met tijdstapjes van ongeveer 1 à 2 uur doorgerekend.

Voor de boven- en onderrand van het model zijn randvoorwaarden geformuleerd. Binnen deze randen wordt de waterbeweging gesimuleerd door het numeriek oplossen van de differentiaalvergelijking, welke van toepassing is op de onverzadigde zone.

2.2. D e o n v e r z a d i g d e s t r o m i n g

Op het stromingsbeeld in de onverzadigde zone zijn de formule van Darcy en de continuïteitsvergelijking van toepassing:

$$\text{Darcy:} \quad q = -K(h) \left[\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right] \quad (1)$$

$$\text{Continuïteitsvergelijking:} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} - S(h) \quad (2)$$

met q = flux (cm/etm.)

$K(h)$ = capillair geleidingsvermogen (cm/etm.)

h = drukhoogte (cm)

θ = vochtgehalte (cm³/cm³)

$S(h)$ = 'sink term', onttrekking door plantenwortels (cm³/cm³, etm.)

z, t = respectievelijk diepte en tijd coördinaat

Een vochtcapaciteit $C(h)$ kan worden ingevoerd:

$$C(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad (3)$$

Combinatie van (1), (2) en (3) geeft:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{C(h)} \frac{\partial}{\partial z} \{K(h) \left[\frac{\partial h}{\partial t} + 1 \right]\} - \frac{S(h)}{C(h)} \quad (4)$$

Dit is een tweede orde partiële differentiaalvergelijking, waarmee bij aanvullende gegevens voor de boven- en onderrand, het potentiaalverloop in het profiel voorspeld kan worden.

Voor het numerieke oplossen van de differentiaalvergelijking wordt de onverzadigde zone opgedeeld in een aantal compartimenten. In het midden van deze compartimenten liggen de knooppunten. Uitgezonderd voor het knooppunt in het compartiment juist boven de grondwaterspiegel, is de onderlinge afstand tussen de knooppunten gelijk.

De potentiaalwaarden op de knooppunten worden berekend door het impliciet oplossen van de vergelijking (4).

De gradiënten $\Delta h/\Delta t$ en $\Delta h/\Delta z$, tussen de knooppunten, worden benaderd door:

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = \frac{h_1 - h_2}{t_1 - t_2} \quad \text{en} \quad \frac{\Delta h}{\Delta z} = \frac{h_1 - h_2}{z_1 - z_2}$$

Deze benadering is exact wanneer het vochtspanningsverloop te beschrijven is door een tweede of lagere orde veelterm. Bij invoering van i en j als respectievelijk plaats- en tijdsindex en gebruikmakend van de eindige differentiemethode, kan vergelijking (4) herschreven worden als volgt:

$$\frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t^j} = \frac{1}{C_i^j} \cdot \frac{1}{\Delta z_i} \{K_{i-\frac{1}{2}}^j \left[\left(\frac{\Delta h}{\Delta z} \right)_{i-\frac{1}{2}}^{j+1} + 1 \right] - K_{i+\frac{1}{2}}^j \left[\left(\frac{\Delta h}{\Delta z} \right)_{i+\frac{1}{2}}^{j+1} + 1 \right]\} - \frac{S_i^j}{C_i^j} \quad (5)$$

Vergelijking (5) kan worden herleid tot lineaire vergelijkingen in de vorm:

$$h_i^{j+1} = A_i h_i^j + B_i h_{i-1}^{j+1} + C_i h_{i+1}^{j+1} + D_i \quad (6)$$

Voor n knooppunten geeft dit (n-2) vergelijkingen. Twee aanvullende vergelijkingen worden gevormd door de randvoorwaarden.

De waarden van het capillair geleidingsvermogen (K) en de vochtcapaciteit (C) worden genomen op tijdstip t_j . De vochtcapaciteit wordt bepaald op de knooppunten, terwijl het capillair geleidingsvermogen op de grens tussen de compartimenten berekend moet worden. Deze waarde wordt berekend door middeling van de K-waarden op de knooppunten. In SWATRE wordt hiervoor het geometrisch gemiddelde genomen:

$$K_{i+\frac{1}{2}} = \sqrt{K_i * K_{i+1}}$$

Evenveel reden van bestaan heeft echter het harmonisch gemiddelde:

$$K_{i+\frac{1}{2}} = 2 * \frac{K_i * K_{i+1}}{K_i + K_{i+1}}$$

2.3. Randvoorwaarden aan de bovenzijde van het systeem

2.3.1. Berekening potentiële evapotranspiratie (ET*)

De potentiële evapotranspiratie (ET*) moet worden ingevoerd of kan in het programma berekend worden met behulp van ingevoerde meteorologische data.

Het programma SWATRE kent 3 verschillende opties ter bepaling van de potentiële evapotranspiratie (ET*). Gezien de beschikbare metingen kwamen de berekeningen volgens PRIESTLEY/TAYLOR en MONTEITH/RIJTEMA in aanmerking.

Betrouwbare simulaties van de onverzadigde stroming eisen nauwkeurige verdampingscijfers. Om een inzicht in de nauwkeurigheid van de berekening te verkrijgen, zijn beide methoden bekeken.

Volgens PRIESTLEY en TAYLOR is de potentiële evapotranspiratie (ET*):

$$ET^* = \alpha \frac{\delta}{(\delta + \gamma)\lambda} \cdot R_N \quad (\text{cm.d}^{-1}) \quad (7)$$

waarin:

α = empirische constante ($\pm 1,35$)

δ = helling van de verzadigde dampspanningscurve (mbar.K^{-1})

γ = psychrometerconstante (mbar.K^{-1})

R_N = netto straling (W.m^{-2})

λ = verdampingsenergie water (J.kg^{-1})

De potentiële evapotranspiratie wordt gezien als functie van slechts de netto-straling en de temperatuur. Bij zo'n eenvoudige beschrijving van het verdampingsproces zit het probleem in de bepaling van de gebruikte constante. In de constante α moet bijvoorbeeld zowel de invloed van de aerodynamica op het proces als ook het optreden van interceptie, zijn verwerkt. Voor α is de waarde van 1,35 gehanteerd.

Een meer fysisch gerichte benadering van het verdampingsproces verloopt volgens de methode van (MONTEITH/RIJTEMA). De potentiële evapotranspiratie (ET*) wordt berekend uit:

$$ET^* = \frac{\delta + \gamma}{\delta + \gamma(1 + \frac{r_c}{r_a})} (E_{\text{blad}}^* - E_i) + E_i \quad (\text{cm.d}^{-1}) \quad (8)$$

waarin:

δ = helling van de verzadigde dampspanningscurve (m.bar.K^{-1})

γ = psychrometerconstante (m.bar.K^{-1})

r_c = gewasweerstand (s.m^{-1})

r_a = aerodynamische diffusieweerstand (s.m^{-1})

E_{blad}^* = potentiële verdamping van een nat blad oppervlak (cm.d^{-1})

E_i = interceptie verdamping (cm.d^{-1})

De potentiële verdamping van een nat blad oppervlak wordt berekend uit:

$$E_{\text{blad}}^* = \frac{\delta R_N + \frac{C_p P_a (e_a - e_d)}{r_a}}{(\delta + \gamma) \lambda} \quad (9)$$

waarin:

- R_N = netto straling (W.m^{-2})
- C_p = specifieke warmte van lucht bij constante druk ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
- P_a = atmosferische druk (m.bar)
- $(e_a - e_d)$ = verschil tussen verzadigde en optredende waterdampspanning (m.bar)

2.3.2. Berekening potentiële bodemverdamping (E^*)

Allereerst kan worden opgemerkt dat de berekening van de potentiële bodemverdamping is gewijzigd ten opzichte van de versie van het model welke in de ICW-nota 1257 besproken wordt.

In de huidige versie wordt de potentiële bodemverdamping (E^*) berekend uit:

$$E^* = 0,9 * e^{-0,6 * LAI} * ET^* \quad (\text{cm.d}^{-1}) \quad (10)$$

met ET^* = potentiële evapotranspiratie (cm.d^{-1})

LAI = Leaf Area Index

De LAI index is als functie van de bodembedekkingsgraad te schrijven. Zelf is deze functie sterk afhankelijk van het type gewas. Aangenomen wordt dat deze functie de volgende vorm kan aannemen:

$$LAI = a * SC + b * SC^2 + c * SC^3$$

De coëfficiënten a, b en c dienen ingevoerd te worden. Voor aardappelen is gebruikt:

$$LAI = 3.625 * SC - 1.605 * SC^2 + 2.105 * SC^3$$

De LAI-functie voor graan was in een andere gedaante beschikbaar en is ook als zodanig ingevoerd:

$$LAI = \left(\frac{SC}{0,5739} \right)^{3,034}$$

2.3.3. Berekening potentiële plantverdamping (T*)

De potentiële plantverdamping (T*) wordt gedefinieerd als het verschil tussen de potentiële evapotranspiratie (ET*) en de potentiële bodemverdamping (E*):

$$T^* = ET^* - E^* \quad (11)$$

Het '=' teken suggereert een gelijkheid. Deze formule is echter alleen geldig onder de aanname dat, gegeven een bodembedekkingsgraad, de bodem- en plantverdamping volkomen onafhankelijk zijn. In hoofdstuk 3.2 wordt hier nader op ingegaan.

Bij een kale bodem gaat bovenstaande benadering niet meer op. Voor het groeiseizoen 1980 met het gewas aardappelen, was het namelijk de opzet de berekeningen te starten op de pootdatum. Aanvankelijk is er dan sprake van een onbedekte bodem, ofwel de gewashoogte (l) en de bedekkingsgraad (SC) waren nul. Bij de berekening volgens MONTEITH/RIJTEMA leidde dit tot:
 $l=0 \rightarrow f(l)=0 \rightarrow r_a \rightarrow \infty$. Er werd bij de berekening van r_a door nul gedeeld, omdat de functie $f(l)$ nul was. Deze functie $f(l)$ is echter in werkelijkheid nooit nul, en als zodanig moet hiervoor een minimum waarde worden ingevoerd. Van beide berekeningen gold verder dat de LAI nul werd, waardoor

$$E^* = 0,9 ET^*$$

$$\text{en } T^* = ET^* - 0,9ET^* = 0,1ET^* \neq 0$$

Er is echter nog geen plant aanwezig zodat bij LAI = 0 moet gelden:

$$E^* = ET^* \text{ en } T^* = 0$$

2.3.4. Berekening van de hoeveelheid water die door de bovenzijde van het profiel infiltreert

De dagelijkse neerslaghoeveelheid (P) moet worden ingevoerd.

In afhankelijkheid van de gebruikte verdampingsformule wordt een interceptieterm (E_i) als functie van de dagelijkse neerslaghoeveelheid berekend.

Het zal duidelijk zijn dat in deze kleine term een grote relatieve fout kan ontstaan. Interceptie is immers veeleer een functie van de neerslaghoeveelheid op uurbasis.

De potentiële bodemverdamping (E^*) wordt gereduceerd als functie van het aantal achtereenvolgend optredende droge dagen (een droge dag is gedefinieerd als een dag met $P < 1,0$ cm/d) en een bodemparameter (λ). Men verkrijgt een gereduceerde potentiële bodemverdamping (E_r^*):

$$E_r^* = \lambda \sqrt{t+1} - \lambda \sqrt{t}$$

Indien echter geldt dat:

$$E_r^* > [E^*] \quad \text{dan} \quad E_r = E^*$$

De potentiële flux door het oppervlak q_s^* wordt nu!

$$q_s^* = E_r^* - (P - E_i)$$

Deze potentiële flux wordt begrensd door de doorlatendheid van de laag tussen het oppervlak en het eerste knooppunt. De doorlatendheid van de toplaag wordt bepaald door de drukhoogten die hierin optreden. Deze drukhoogten laten zich lastig voorspellen daar ze van vele omstandigheden afhankelijk zijn. Te noemen zijn bijvoorbeeld meteorologische-, bodem- en bewerkingsomstandigheden. Dit probleem is in het programma aangepakt door de drukhoogte van het water aan het oppervlak (h_o) in evenwicht te veronderstellen met de atmosfeer. Er geldt dan:

$$h_o = \frac{RT}{M \cdot g} \ln(RV)$$

waarin:

- R = universele gasconstante ($\text{J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
 T = absolute temperatuur (K)
 M = moleculair gewicht (kg.mol^{-1})
 g = gravitatie constante [m.s^{-2}]
 $R.V$ = relatieve vochtigheid

Als geldt dat:

$$281 \leq T \leq 303\text{K} \quad (8^\circ\text{C} < T < 30^\circ\text{C}) \quad \text{en} \quad [0,50] \leq RV \leq 0,99,$$

is het bereik van h_o :

$$-1,3 \cdot 10^4 \leq h_o \leq -1,3 \cdot 10^6 \text{ cm}$$

De drukhoogte op het eerste knooppunt (h_1) met een afstand Δz tot het oppervlak, volgt uit het oplossen van de differentiaalvergelijking.

Zijn h_o en h_1 berekend, dan kan de Wet van Darcy worden toegepast op het toplaagje, en wordt de maximale flux (q_1^*) als volgt berekend:

$$q_1^* = -K_{\frac{1}{2}}(h) \cdot \left[\frac{h_o - h_1}{\Delta z} + 1 \right] \quad (13)$$

$$\text{en } K_{\frac{1}{2}}(h) = \sqrt{K(h_o) \cdot K(h_1)}$$

In geval er sprake is van een flux naar het oppervlak toe ($q_s^* > 0$) wordt de actuele bodemverdamping (E) bepaald als het minimum van $q_s^* (\approx E_r^*)$ en q_1^* .

Bij infiltratie wordt de doorlatendheid van de toplaag ook met verg. 13 berekend. Echter met de aanname dat de drukhoogte aan het oppervlak nul is. De actuele infiltratie (q_1) is nu gelijk aan het minimum van q_1^* en q_s^* . Indien de doorlatendheid van de toplaag te klein is om de aangeboden hoeveelheid water op te nemen ($\bar{q}_s^* < q_1^*$), treedt runoff (R) op. Deze hoeveelheid runoff (R) wordt berekend als:

$$R = q_1^* - q_s^*$$

Om een goede vergelijking van de computerresultaten met lysimetergegevens mogelijk te maken, wordt de effectieve neerslag (P_{eff}) gedefinieerd als zijnde:

$$P_{eff} = P - E_i - R$$

Enkele opmerkingen over deze methode.

De geldigheid van verg. 13 en daarmee de betrouwbaarheid van q_1^* , kan sterk in twijfel worden getrokken. De gradient in de drukhoogte tussen het oppervlak en het eerste knooppunt ($\frac{dh}{dz}$) kan namelijk relatief erg groot zijn. Desondanks wordt deze gradient benaderd door:..

$$\frac{dh}{dz} = \frac{h_0 - h_1}{\Delta z}$$

waarin:

Δz = afstand tussen het oppervlak en het eerste knooppunt.

Bovendien moeten bij het optreden van een opwaartse flux ($q_s^* < 0$), K-waarden bekend zijn die horen bij drukhoogten in de orde van -10^4 tot -10^6 cm. In dit drukhoogte traject zijn echter geen K-waarden ooit gemeten, zodat deze door onzekere extrapolatie bepaald moeten worden. Bij het invoeren van de $K(\theta)$ en $h(\theta)$ tabellen dient ook met dit drukhoogtetraject rekening gehouden te worden.

2.4. Randvoorwaarden aan de onderzijde van het systeem

In principe heeft men hier de keus uit 6 mogelijke opties. In het kader van dit onderzoek zijn van belang:

1. invoer van de dagelijkse grondwaterstand
2. invoer van het dagelijkse oppervlaktewaterpeil

Bij gebruik van de 2e optie, moet de grondwaterstand in het programma berekend worden.

De feitelijke randvoorwaarde is dan dat de drukhoogte in het eerste knooppunt boven de grondwaterstand gelijk is aan de

afstand tussen dit punt en de grondwaterstand. Ongetwijfeld is dit een goede benadering van de werkelijkheid.

Om bij invoer van het oppervlaktewaterpeil, een betrouwbare onderrandvoorwaarde te verkrijgen moet de grondwaterstand binnen bepaalde grenzen van nauwkeurigheid berekend worden. Op deze berekening zal nu uitvoerig worden ingegaan.

De beweging van de grondwaterspiegel wordt veroorzaakt door zowel de stroming in de onverzadigde als in de verzadigde zone. Bij een tekort aan water in de onverzadigde zone vindt capillaire opstijging plaats vanuit het grondwater, waardoor een verlaging van de grondwaterstand optreedt. Bij een teveel aan water vindt afvoer naar de verzadigde zone plaats, met als gevolg een stijging van de grondwaterstand. Een opwaartse of neerwaartse beweging wordt bepaald door het verschil tussen de matrixpotentiaal en de gravitatiepotentiaal.

Het stromingsproces door de verzadigde zone wordt bepaald door het potentiaalverschil tussen het open water en het grondwater. Bovendien kan er sprake zijn van kwel of wegzijging. De [drainage-] formule van ERNST geeft de mogelijkheid de flux (q_d) vanuit of naar de wijken te berekenen uit dit potentiaalverschil:

$$q_d = \frac{h_w - h_g}{T} \quad (\text{cm.etm.}^{-1}) \quad (14)$$

met h_w = niveau van het oppervlaktewaterpeil [(m)]

h_g = grondwaterstand tussen de wijken (cm)

T = drainageweerstand (d)

De drainageweerstand (T) kan worden berekend uit:

$$T = Lw + \frac{L^2}{8K_s D} \quad (d) \quad (15)$$

waarin:

L = afstand tussen de watergangen (m)

w = radiale weerstand (d.m^{-1})

K_s = verzadigde doorlatendheid voor horizontale stroming (m/d)

D = dikte waarover verzadigde horizontale stroming optreedt (m)

Bovendien kan de flux q_a vanuit of naar diepere lagen worden berekend.

De netto flux (q_m) vanuit of naar het profiel wordt tenslotte:

$$q_m = q_d + q_a$$

De berekening van de grondwaterstand bij invoer van het oppervlakte-waterpeil gaat nu als volgt in het werk.

Uitgaande van een bekende situatie op tijdstip t_0 wordt het drukhoogteverloop voor tijdstip t_1 berekend. Hierbij wordt aangenomen, dat de grondwaterstand tussen de tijdstippen t_0 en t_1 konstant is. Ofwel de grondwaterstand op tijdstip t_0 dient als onderrandvoorwaarde voor de berekening van de drukhoogte op tijdstip t_1 . De berekende drukhoogten worden vervolgens omgerekend in vochtgehaltes en de nieuwe vochtvoorraad wordt bepaald. Bij een opdeling van het profiel in N-compartimenten met lengte z_i geldt voor de vochtvoorraad (W_{berekend, t_1}) op tijdstip t_1 :

$$W_{\text{berekend}, t_1} = \sum_{i=1}^N \theta_i z_i \quad (\text{cm})$$

Is de aanname van een konstante grondwaterstand tussen tijdstip t_0 en t_1 niet terecht dan zal W_{berekend, t_1} afwijken van de werkelijke vochtinhoud (W_{t_1}). De werkelijke vochtinhoud W_{t_1} kan bepaald worden uit het opstellen van de waterbalans voor het tijdstapje Δt :

$$\Delta W_{t_0 \rightarrow t_1} = \Delta t (q_1 - T + q_m) \quad (\text{cm}) \quad (16)$$

waarin:

q_1 = flux door het oppervlak

T = plantverdamping

q_m = flux door de onderrand

q_1 en T zijn onafhankelijk van de grondwaterstandsfluctuaties tussen tijdstip t_0 en t_1 . De bepaling van q_m staat wel onder invloed van een hogere dan wel lagere grondwaterstand op tijdstip t_1 . Deze invloed is echter tijdens een tijdstapje Δt ($\Delta t = t_1 - t_0$) gering en

wordt verwaarloosd. Onder deze aanname kan de werkelijke vochtverandering $\Delta W_{t_0 \rightarrow t_1}$ worden bepaald uit verg. (16). De vochtinhoud (W_{t_0}) op tijdstip t_0 was bekend verondersteld, zodat voor de nieuwe vochtvoorraad (W_{balans, t_1}) geldt:

$$W_{\text{balans}, t_1} = W_{t_0} + \Delta W_{t_0 \rightarrow t_1}$$

De aldus bepaalde waarde voor W_{balans, t_1} wordt geacht de juiste te zijn.

Vervolgens wordt het verschil tussen W_{berekend, t_1} en W_{balans, t_1} beschouwd:

$$W_{\text{balans}, t_1} - W_{\text{berekend}, t_1} = \epsilon$$

Bij een ϵ kleiner dan een zekere drempelwaarde (bijv. 0,1 cm) wordt aangenomen dat het konstant veronderstellen van de grondwaterstand bij de berekening van de drukhoogten, terecht is geweest. Het verschil ϵ wordt onthouden en bij het verschil dat optreedt bij een volgende tijdstap, opgeteld.

Bij een overschrijding door het verschil (ϵ) van de drempelwaarde, wordt dit geweten aan een significant hogere of lagere grondwaterstand op t_1 .

Blijkt bijvoorbeeld uit de drukhoogten berekende vochtinhoud (W_{berekend, t_1}) te klein ($\epsilon > 0$) dan is de grondwaterstand gedurende het tijdsinterval Δt gestegen.

De grondwaterstand wordt in deze gevallen zodanig aangepast dat W_{berekend, t_1} niet meer dan bijvoorbeeld 0,05 cm afwijkt van W_{balans, t_1} . Een verhoging of verlaging gaat met opgelegde stapjes van ongeveer 0,2 cm.

Elke verandering van de grondwaterstand beïnvloedt het drukhoogteverloop in het profiel. Aangenomen wordt dat een verandering tijdens een tijdstapje Δt , slechts invloed heeft op de 4 juist boven de grondwaterstand gelegen knooppunten. De overige knooppunten behouden hun eerder voor t_1 bepaalde waarden.

De berekening van de drukhoogten op deze 4 knooppunten gaat met de volgende randvoorwaarden:

1. De drukhoogte op het eerste knooppunt boven de grondwaterstand is gelijk aan de afstand van dit punt tot de grondwaterstand.
2. De flux tussen het 4° en 5° knooppunt boven de grondwaterstand is nihil. Dit wordt gerealiseerd door het capillair geleidingsvermogen tussen deze punten nul te stellen.

Met deze randvoorwaarden worden de lineaire vergelijkingen, die samengevat waren in verg. (6), op de 4 knooppunten toegepast.

De vochtinhoud wordt opnieuw bepaald en weer vergeleken met de vochtinhoud die volgde uit de waterbalans. Afhankelijk van de grootte van dit verschil wordt de procedure al dan niet herhaald.

Enkele opmerkingen over deze berekening:

- een belangrijk voordeel van deze methode is het kloppend houden van de waterbalans
- het veranderen van de drukhoogte van slechts de eerste 4 knooppunten is aannemelijk. Logischer lijkt het om de drukhoogten van alle knooppunten opnieuw te berekenen
- het ophopen van de grondwaterstand met een konstante grootte van $\pm 0,2$ cm, vergt veel rekentijd voor de simulatie van relatief snelle grondwaterstandsveranderingen
- in het profiel kunnen grote drukhoogtegradiënten ontstaan als gevolg van bijvoorbeeld een aanzienlijke neerslaghoeveelheid op een sterk uitgedroogd profiel. Hierdoor kunnen onnauwkeurigheden optreden in de berekening van de drukhoogten. Deze onnauwkeurigheden worden door het model toegeschreven aan een foutieve grondwaterstand.

3. TOETSING VAN HET MODEL SWATRE MET BEHULP VAN GEGEVENS VAN 1980 en 1981

3.1. A l g e m e e n

3.1.1. Gebiedsbeschrijving

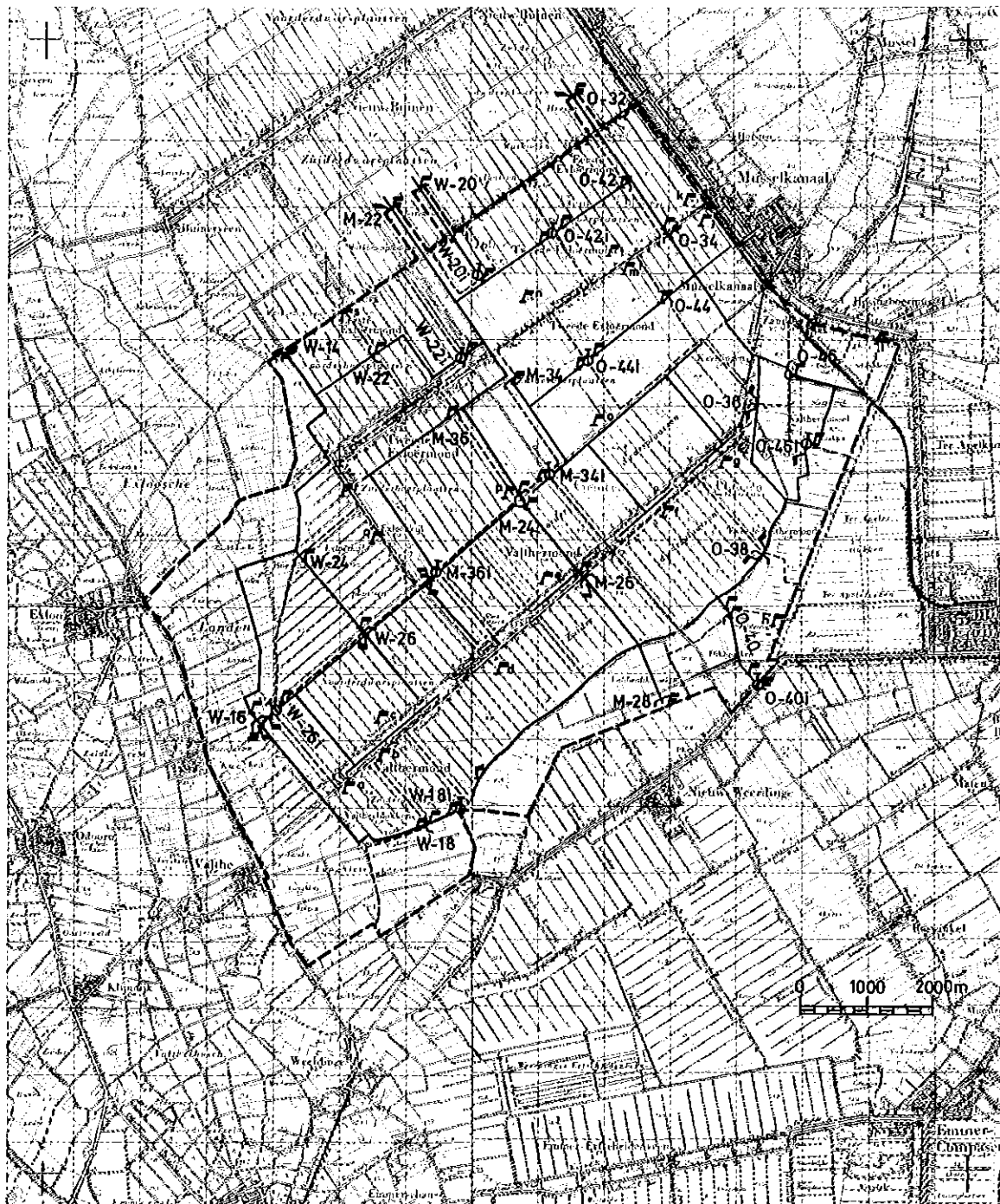
Het waterschap 'De Veenmarken' in Drenthe beslaat een oppervlakte van $\pm 25\ 000$ ha, hoofdzakelijk veenkoloniaal akkerbouwgebied. Ten behoeve van een betere watervoorziening voor de landbouwgewassen zijn en worden voor het veenkoloniale gebied waterconserverings- en aanvoerplannen uitgevoerd.

In het kader van deze plannen, is door het ICW een proefgebied 'De Monden' ingericht. Fig. 1 geeft een overzicht van het wateraanvoergebied.

Het veenkoloniale gebied kenmerkt zich door een relatief vlakke ligging, weinig beplanting en een uitgebreid wijken- en kanalenstelsel. Bij een onbedekte bodem kunnen de vlakke ligging en de geringe beplanting omvangrijke winderosie veroorzaken. De omvang van de winderosie wordt verder in belangrijke mate door de uitdrogings-toestand en het veengehalte van de toplaag bepaald. Vooral in het voorjaar wordt aan deze voorwaarden voor het ontstaan van winderosie voldaan, en kan belangrijke schade aan de gewassen worden toegebracht.

Het uitgebreide wijken- en kanalenstelsel is een overblijfsel uit de tijd van de vervening. Door de wijken en kanalen werd het veen naar de stad Groningen afgevoerd. Van deze functie wordt geen gebruik meer gemaakt, daarentegen zijn ze een zeer geschikt middel voor het beheer van de grondwaterstanden.

Door in de waterlopen stuwen te plaatsen heeft men peilvlakken gecreëerd waarin het peil wordt afgestemd op de gemiddelde maaiveldshoogte. Het peilbeheer is in handen van het waterschap. Het streefpeil in de zomer heeft men gesteld op grondwaterstanden van 70 - 110 cm -mv., terwijl in de winter dit niveau ongeveer 50 cm lager ligt.



wateraanvoergebiet „DE MONDEN“	----- grens proefgebied	$\frac{F}{F}$ peilschaal
meetpunten in open water	W-16 hoofdwatgang	$\frac{F}{F}$ peilschaal met F&P
	O-421 stuw	registratie
	inlaatwerk	F^* peilschaal in wijk
	----- grens stuwpelvak	

Fig. 1. Proefgebied "De Monden" met overzicht van waterlopen en indeling in stuwpelvakken

Belangrijk voor het peilbeheer is het onderkennen van de kwelzones. In het westelijk deel van het waterschapsgebied, gelegen aan de voet van de Hondsrug, is een duidelijke kwelzone te onderkennen. Interessant is het daar met behulp van fig. 2 het peilbeheer in 1981 met de gevolgen ervan op de grondwaterstand midden in een perceel van stuwgebied W16 (zie fig. 1) te volgen. Opmerkelijk is het veel lagere wijkpeil dat ingesteld moet worden om 's zomers aan een drooglegging van ongeveer 90 cm -mv te voldoen.

Het bodemprofiel, waarop het computermodel SWATRE zal worden toegepast, is gelegen in het stuwpeilgebied M22 (zie fig. 1) waar geen kwel of wegzijging van betekenis optreedt. Fig. 2 illustreert dit ook.

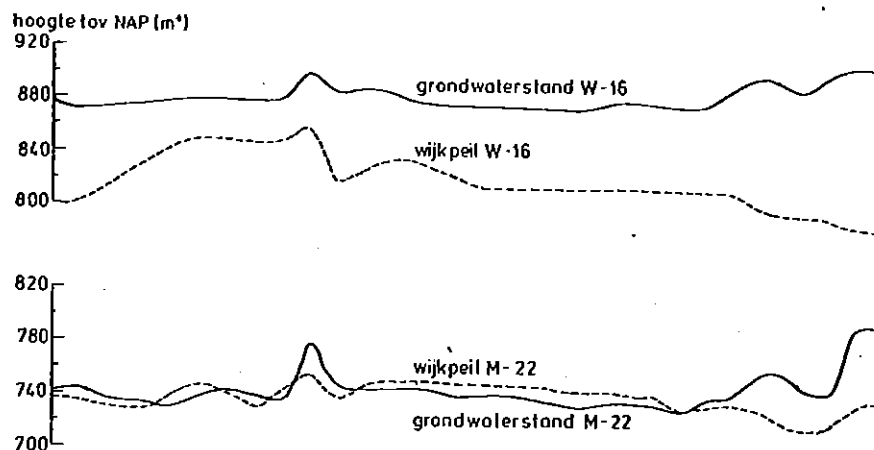


Fig. 2. Vergelijking van het verschil in opbolling in een typisch kwelgebied (W16) en de opbolling in een 'neutraal' gebied (M22)

Het beheersen van grondwaterstanden vraagt inzicht in de niet-éénduidige relatie tussen de grondwaterstand en het wijkpeil. Deze relatie wordt in belangrijke mate bepaald door de vochttoestand in de onverzadigde zone. Het computermodel SWATRE, welke ontworpen is voor de onverzadigde zone, kan inzicht in deze relatie verschaffen.

Daar SWATRE een één-dimensionaal model is, is het verloop van de grondwaterstand tussen de wijken van belang. Fig. 3 geeft schematisch het verloop van de grondwaterstanden tussen 2 wijken, zoals deze in het algemeen optreedt in het veenkoloniale gebied in een afvoersituatie.

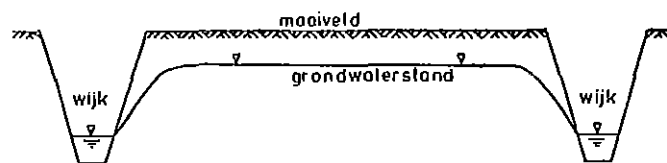


Fig. 3. Het verloop van de grondwaterstand tussen de wijken, in een veenkoloniaal gebied

Uit fig. 3 blijkt, dat de opbolling vlak bij de wijken is geconcentreerd. Bij invoering van de grondwaterstand als onderrandvoorwaarde in het model, betekent dit dat de uitkomsten geldig zijn voor vrijwel het gehele perceel.

3.1.2. Typering van de groeiseizoenen 1980 en 1981

1980

De lente (maart, april en mei 1980) was aan de koele kant. Er viel minder neerslag dan normaal en het aantal uren zonneschijn was vrijwel normaal. In de maand mei trad in het N.O. van het land zware nachtvorst op.

De zomer (juni, juli en augustus 1980) was vrij koud. Er viel overall meer neerslag dan normaal en in het gehele land was er een tekort aan zonneschijn. De neerslag tijdens deze drie maanden bedroeg gemiddeld over het land circa 290 mm tegen 214 mm normaal. Het weerstation Eelde tapte in deze periode 316 mm af.

Voor de landbouwgewassen betekende dit, dat ongeacht het vochtleverend vermogen van de grond geen droogteschade van enige betekenis optrad.

1981

De lente was zeer zacht, nat en somber. Gemiddeld over het land viel circa 215 mm neerslag tegen 149 mm normaal.

De zomer was gemiddeld over het land somber, iets aan de koele kant en vrij droog. Echter langs de oostgrens waren de neerslaghoeveelheden normaal. Gemiddeld over het land bedroeg de neerslaghoeveelheid circa 175 mm tegen 220 mm normaal. Op het proefveld van het ICW werd gedurende deze drie maanden 206 mm afgetapt.

3.1.3. Verrichte metingen

In het proefgebied van het ICW zijn op uitgebreide schaal allerlei metingen uitgevoerd. In het kader van dit onderzoek waren de volgende meetgegevens van belang:

- gewasgegevens: worteldiepte, gewashoogte, bedekkingsgraad
- bodemgegevens: korrelgrootteverdeling, bepalingen van het vochtgehalte en het capillair geleidingsvermogen als functie van de drukhoogte
- meteorologische gegevens: neerslag, netto straling, temperatuur, relatieve vochtigheid, windsnelheid
- lysimetergegevens: vochtspanningsprofielen, waterbalanstermen
- grondwaterstanden en wijkpeilen

De lysimetergegevens dienden niet als invoergegevens voor het model SWATRE, maar als controlemateriaal. Bij het vergelijken van de waterbalanstermen is het echter gewenst kennis te hebben omtrent de wijze waarop deze termen tot stand komen. Alvorens in te gaan op het klaarmaken van de invoergegevens, zal hierop worden ingegaan.

Het type lysimeter dat hier werd gebruikt bestaat uit een bak waarbij geen vrij uitwisseling van water tussen de lysimeter en zijn omgeving plaatsvindt. Alleen de bovenkant van de lysimeter is niet afgesloten zodat de infiltratie door het oppervlak (q_{int}) in en buiten de lysimeter gelijk is.

Treedt er een significant verschil op tussen de grondwaterstand in en buiten de lysimeter, dan wordt dit met behulp van een pomp teniet gedaan. De hoeveelheid water welke in of uit de lysimeter moet worden gepompt, wordt geregistreerd. Fig. 4 geeft de 3 mogelijke situaties weer.

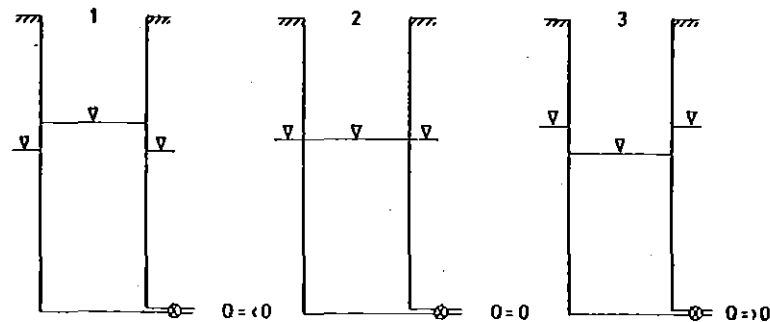


Fig. 4. Deze drie mogelijke situaties voor de lysimeter

Bij een dussdanige werking van een lysimeter geldt, dat het gemeten debiet (Q) per oppervlakte eenheid, ofwel de flux (q_m), identiek is aan de som van de flux tengevolge van kwel (q_a) en infiltratie vanuit de wijken (q_d):

$$q_m = q_a + q_d$$

Bij afwezigheid van kwel: $q_m = q_d$

Belangrijk is het te realiseren dat het gemeten debiet (Q) onafhankelijk is van de hoeveelheid water die vanaf het grondwater naar de onverzadigde zone stroomt. Weliswaar geeft dit een verlaging van de grondwaterstand, maar deze daling neemt in en buiten de lysimeter dezelfde grootte aan. Ofwel er wordt geen water de lysimeter in- of uitgepompt (situatie: 2).

De gemeten flux (q) is de hoeveelheid water per oppervlakte die vanuit de wijken het profiel instroomt.

Gekozen is voor de volgende notatie (zie fig. 4):

- situatie 1: stroming door onderrand het profiel uit ($Q < 0$): FLUXN = Q
- situatie 2: " " " " " in ($Q < 0$): FLUXP = Q

De waterbalans voor de lysimeter luidt nu:

$$P - (T+E) + FLUXP - FLUXN + \Delta W = 0$$

De bergingsverandering (ΔW) wordt bepaald uit de tensiometergegevens. De neerslag (P) volgt direkt uit metingen. FLUXP en FLUXN volgen uit het debiet (Q). De actuele evapotranspiratie ($ET = T+E$) wordt als restterm berekend.

3.2. I n v o e r g e g e v e n s

3.2.1. Verdampingsberekeningen

In het proefgebied van het ICW was een meteoveld ingericht. Gemeten werden temperatuur, relatieve vochtigheid, netto straling, windsnelheid en neerslag. Door onder andere het inslaan van de bliksem op de registratie apparatuur en andere technische problemen, ontbraken enkele meteorologische gegevens. Getracht is deze af te leiden uit die van het meteorologische weerstation Eelde. Wat betreft de temperatuur bleken er tussen de meteostations geen essentiële verschillen te bestaan. Uit lineaire regressie volgde dat de windsnelheid in het vlakke veenkoloniale gebied in het algemeen iets groter was dan bij het weerstation Eelde.

Extra aandacht moest worden besteed aan het opvullen van de ontbrekende stralingsgegevens, omdat bij het weerstation Eelde slechts

globale straling werd gemeten, terwijl voor het gebruik van de verdampingsformules meestal de netto straling bekend moet zijn. Gekeken is naar een lineair verband tussen de globale straling van Eelde en de netto straling in het proefgebied. De 127 beschikbare gegevens uit de periode mei tot september geven het volgende resultaat:

$$R_N = 0,476 * R_S + 52$$

waarbij:

R_S = dagelijkse globale straling ($J/cm^2 \cdot d^{-1}$)

R_N = dagelijkse netto straling ($J/cm^2 \cdot d^{-1}$)

De bijbehorende correlatiecoëfficiënt bedroeg 0,91. Terwille van de benodigde nauwkeurigheid van stralingscijfers, is de gevonden betrekking getoetst aan resultaten van DE BRUIN en KOHSIEK (1979).

Fig. 5 toont de geringe verschillen bij vooral hogere dagelijkse stralingshoeveelheden.

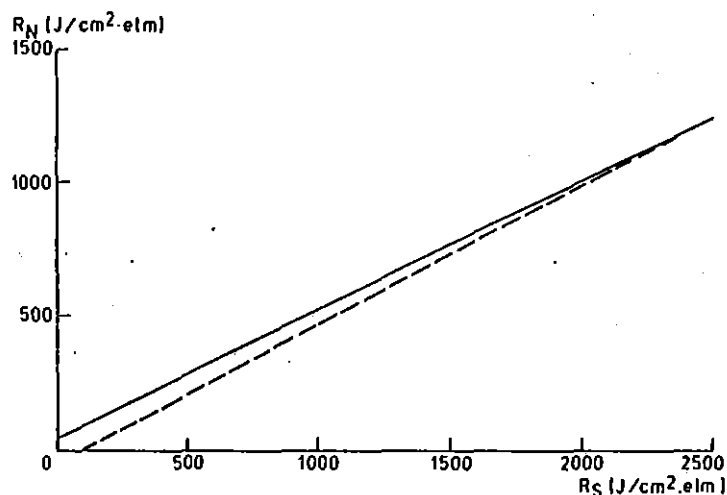


Fig. 5. Verband tussen de netto straling (R_N) en de globale straling (R_S)

De ononderbroken lijn is ontleend uit DE BRUIN en KOHSEK (1979).

De onderbroken lijn ontstaat door lineaire regressie tussen

R_S van Eelde en R_N van het ICW proefveld

De grotere afwijkingen bij lagere stralingshoeveelheden houden direkt verband met het feit dat de regressieanalyse is gebaseerd op de zomerperiode, waarbij het aantal dagen met een lage globale stralingsflux gering is.

Na het opvullen van de ontbrekende meteorologische gegevens, kon de potentiële verdamping van plant en bodem worden berekend.

Voor deze berekeningen werd gebruik gemaakt van de formules van PRIESTLEY/TAYLOR en MONTEITH/RIJTEMA. Tabellen 1 en 2 tonen de resultaten.

Tabel 1. Potentiële verdamping tijdens groeiseizoen 1980 volgens de methodes van PRIESTLEY/TAYLOR en MONTEITH/RIJTEMA
gewas: fabrieksaardappelen

Tijdsinterval	Potentiële evapotranspiratie (mm)		Potentiële bodemverdamping (mm)		Potentiële plantverdamping (mm)	
	PRIEST./ TAYLOR	MONTEITH/ RIJTEMA	PRIEST./ TAYLOR	MONT./ RIJTEMA	PRIEST./ TAYLOR	MONT./ RIJTEMA
29/4 - 30/4	4,9	3,6	4,9	3,6	0,0	0,0
1/5 - 31/5	95,6	81,5	73,0	60,7	22,6	20,8
1/6 - 30/6	96,9	88,6	33,0	32,2	63,9	56,4
1/7 - 31/7	70,8	63,8	5,5	7,1	65,3	56,7
1/8 - 31/8	80,5	88,5	8,7	11,2	71,8	77,3
1/9 - 30/9	55,7	66,6	20,9	25,0	34,8	41,6
1/10	1,6	2,0	0,9	1,1	0,7	0,9
Totaal (exclusief interceptie)	406,0	394,6	146,9	140,9	259,1	253,7
Totaal (inclusief interceptie)	406,0	448,4				

Tabel 2. Potentiële verdamping van bodem en plant tijdens het
groeiseizoen 1981 volgens de methodes van PRIESTLEY/TAYLOR
en MONTEITH/RIJTEMA
gewas: wintertarwe

Tijdsinterval	Potentiële evapotranspiratie (mm)		Potentiële bodemverdamping (mm)		Potentiële plantverdamping (mm)	
	PRIEST./ TAYLOR	MONT./ RIJTEMA	PRIEST./ TAYLOR	MONT./ RIJTEMA	PRIEST./ TAYLOR	MONT./ RIJTEMA
9/4 - 30/4	81,3	71,6	52,1	47,4	29,2	24,2
1/5 - 31/5	84,2	95,5	11,0	16,6	43,2	78,9
1/6 - 30/6	83,2	80,3	4,7	4,5	78,5	75,8
1/7 - 31/7	103,5	83,3	5,9	4,7	97,6	78,6
1/8 - 18/8	59,8	59,6	3,4	3,4	56,4	56,2
Totaal (exclusief interceptie)	412,0	390,3	77,1	76,6	334,9	313,7
Totaal (inclusief interceptie)	412,0	436,1				

Over de potentiële bodem- en plantverdamping gedurende het
groeiseizoen 1980 (tabel 1) en 1981 (tabel 2) de volgende opmerkingen:

- De potentiële evapotranspiratie over het groeiseizoen van 29/4 tot
1/10/'80 bedraagt 406 en 395 mm volgens respectievelijk de be-
rekening van PRIESTLEY/TAYLOR en MONTEITH/RIJTEMA. Het verschil van
11 mm tussen beide methodes is gering.

Het vergelijken van maandsommen levert een iets ongunstiger beeld
op. De verschillen liggen meestal tussen de 5 en 10 mm met een
uitschieter in de maand mei van 14 mm.

Voor de berekening van de flux door het oppervlak is de intercep-
tieterm van belang. Deze bedroeg in het groeiseizoen van 1980 53,8 mm.
Dit is geen potentiële doch een actuele waarde. Wordt deze term bij
de potentiële evapotranspiratie betrokken dan blijkt deze term
volgens MONTEITH/RIJTEMA hoger uit te komen. Het verschil tussen
beide methodes wordt nu circa 46 mm.

- De potentiële evapotranspiratie over het groeiseizoen van 9/4 tot 18/8/'81 bedraagt 412 en 390 mm volgens respectievelijk PRIESTLEY/TAYLOR en MONTEITH/RIJTEMA.

Het verschil tussen beide methodes is 22 mm. Wordt naar de maanden afzonderlijk gekeken dan blijken de verschillen kleiner dan circa 11 mm met als uitzondering de maand juli waarin het verschil oploopt tot circa 20 mm. Als mogelijke verklaring kan gelden dat in de maand juli de hoeveelheid straling normaal tot bovennormaal was, terwijl op meer dan de helft van de dagen neerslag werd gemeten. Deze neerslag viel voornamelijk in de vorm van buien. Kennelijk beïnvloedde deze neerslag de dagelijkse en gemiddelde relatieve vochtigheid sterk, want deze bereikte gemiddeld voor de maand de hoge waarde van 82%. Bij de benadering van MONTEITH/RIJTEMA wordt de luchtvochtigheid gebruikt bij de berekening van de potentiële bladverdamping. Het geringe vochttekort in de lucht had een verlagend effect op de potentiële evapotranspiratie. Daarentegen wordt bij de benadering van PRIESTLEY/TAYLOR de potentiële evapotranspiratie slechts door de straling en de temperatuur bepaald.

De interceptie werd in 1981 berekend op circa 46 mm. Het erbij betrekken van deze term, geeft een potentiële evapotranspiratie van 412 en 436 mm voor respectievelijk PRIESTLEY/TAYLOR en MONTEITH/RIJTEMA.

- Gezien de geringe verschillen in potentiële evapotranspiratie exclusief interceptie, over het groeiseizoen kunnen eveneens kleine verschillen van de potentiële bodem- en plantverdamping tussen beide methoden verwacht worden. Dit alleen waarborgt echter nog geen betrouwbare waarden voor de potentiële bodem- en plantverdamping.

Is eenmaal de potentiële evapotranspiratie berekend dan wordt deze namelijk in afhankelijkheid van de LAI-index verdeeld over bodem- en plantverdamping.

Een nauwkeurige bepaling van de bedekkingsgraad is echter lastig, vooral wanneer deze, zoals in dit geval, in het veld geschat is. Een onnauwkeurigheid in de schatting beïnvloedt de LAI-index en vervolgens de verdeling tussen bodem- en plantverdamping.

Een fundamenteel probleem bij de verdeling over bodem- en plantverdamping ligt in de aanname dat:

$$T^* = ET^* - E^*$$

De beschikbare energie voor het verdampingsproces op een bepaalde dag wordt vastgelegd door een stralingsterm en een aerodynamische term. Uit de bodembedekkingsgraad van bijvoorbeeld 0,8 volgt het gedeelte dat gebruikt kan worden om de verdamping aan het bodemoppervlak potentieel te laten verlopen. De overblijvende energie zou dan beschikbaar zijn voor de plantverdamping. Echter meestal zal het bodemoppervlak niet potentieel verdampen, hetgeen door het model ook wordt berekend. Deze reductie van de potentiële bodemverdamping zou een verhoging van de potentiële plantverdamping kunnen geven (oase-effect). In formule kan dit worden samengevat:

$$T^* = ET^* - E^* + a[E^* - E] \quad \text{met } 0 < a < 1$$

waarin:

$$E = \text{actuele bodemverdamping}$$

Bij bedekkingsgraden in een bereik van 0,3 tot 0,8 zal dit verschijnsel het belangrijkste zijn. Hogere waarden voor de bedekkingsgraad betekenen dat de hoeveelheid straling welke het aardoppervlak bereikt verwaarloosbaar klein is. Lagere waarden impliceren een dusdanig jong gewas dat niet in staat zal zijn veel extra energie te benutten.

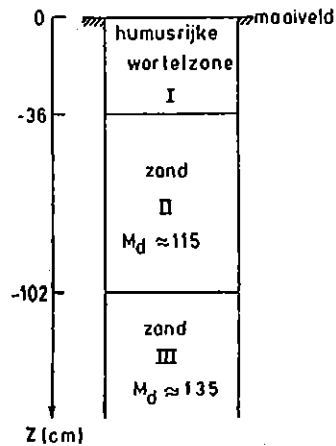
3.2.2. Bepaling bodemkarakteristieken

Bepaling profielopbouw

In het programma SWATRE kan gewerkt worden met 5 verschillende bodemlagen.

Aan de hand van de korrelgrootte analyses aan bodemonsters in de lysimeter was het mogelijk de profielopbouw te schematiseren in 3 lagen. Fig. 6 toont de geschematiseerde opbouw.

Uit bodembemonstering op andere plaatsen in het proefgebied van het ICW komt echter een grote verscheidenheid aan bodemprofielen naar voren. Dit betekent, dat de resultaten van het model toegepast op dit profiel, niet als representatief voor het gehele gebied



beschouwd mogen worden!
De stellige indruk
bestaat dat het profiel
van de lysimeter voor
de watervoorziening
van landbouwgewassen,
veelal gunstiger is dan
andere en bovendien
meer voorkomende types.

Fig. 6. De geschematiseerde profielopbouw
in de lysimeter

Bepaling pF-curve

Met metingen in het laboratorium aan bodemonsters uit de lysimeter, werden pF-curves samengesteld. Fig. 7 toont deze curves voor de verschillende lagen.

Opmerkelijk is de grote hoeveelheid vocht tussen $pF = 2$ en $pF = 4$, die geborgen kan worden in de bovenste laag. Enige voorzichtigheid is hier echter wel op zijn plaats want:

- de bepaalde pF-curves zijn in feite uitdrogingscurves. Bij herbevochtiging zal de pF-curve zich naar links verplaatsen. Dit effect staat bekend als hysteresis. De invloed ervan kan belangrijk zijn
- de pF-curve die in het laboratorium gemeten wordt, blijkt in het algemeen gunstiger te zijn dan de in het veld bepaalde pF-curve (SILVA, 1977). Dit verschijnsel manifesteert zich bij voorkeur in de wortelzone, en juist in deze zone is een betrouwbare pF-curve van belang voor de simulatie.

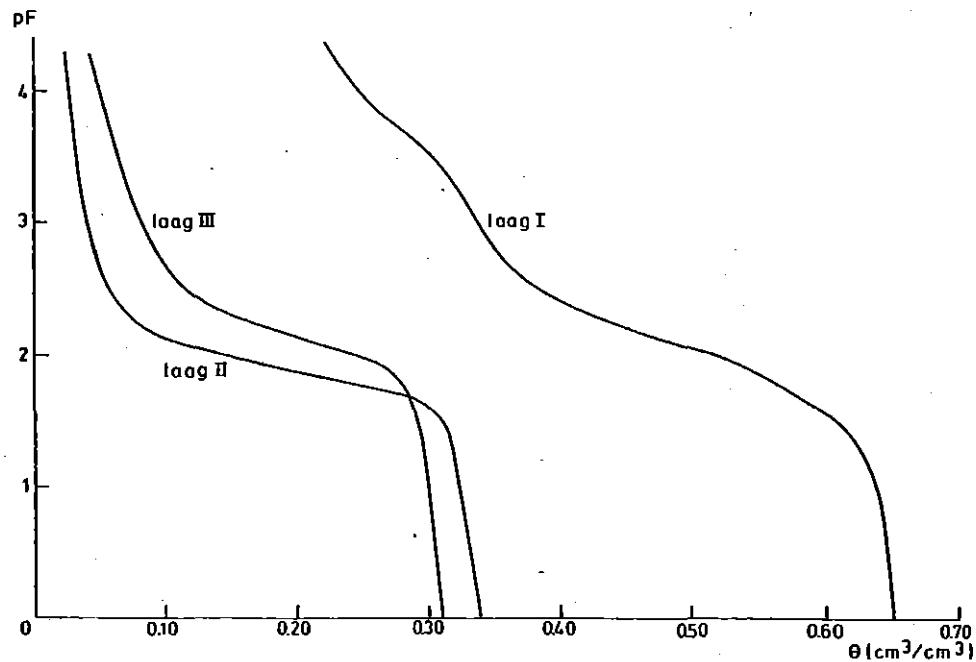


Fig. 7. De pF-curves van de 3 te onderscheiden bodemlagen in het profiel ter plaatse van de lysimeter

Bepaling $K(h)$ relatie

Het nauwkeurig bepalen van het capillair geleidingsvermogen (K) is een voorwaarde voor het verkrijgen van betrouwbare resultaten bij de simulatie van de onverzadigde stroming. Dit geldt in belangrijke mate voor de lagen onder de wortelzone. Aan dit invoergegeven is dan ook veel aandacht besteed. In het algemeen laat het capillair geleidingsvermogen zich goed uitdrukken in een of andere empirische functie van de drukhoogte (h).

De bepaling van de $K(h)$ relatie kan geschieden door metingen aan bodemmonsters in het laboratorium, danwel door berekening uit andere bodemkarakteristieken. Beide methoden zijn toegepast.

Van een lokatie in de direkte omgeving van de lysimeter waren van twee van elkaar te onderscheiden lagen, bodemmonsters gestoken. Uit bepaling van de korrelgrootteverdeling bleken genoemde lagen overeen te stemmen met de lagen II en III van de lysimeter (zie fig. 6). In het laboratorium van het ICW werden van deze monsters de $K(h)$ relaties bepaald.

In de praktijk zullen echter vaak geen metingen beschikbaar zijn en is men aangewezen op berekening van de $K(h)$ relatie uit eenvoudiger te bepalen bodemeigenschappen. BLOEMEN (1980) beschrijft een methode, die gebaseerd is op de formule van Brooks and Corey, waarbij de $K(h)$ relatie bepaald wordt aan de hand van de korrelgrootteverdeling van de grond.

BLOEMEN voert daartoe een dimensieloze grootheid in: 'the grain size distribution index (f)'. Deze parameter geeft een indruk van de korrelgrootteverdeling.

De $K(h)$ relatie krijgt de volgende vorm:

$$K(h) = K_s \left(\frac{h_a}{h} \right)^{n_d} \quad (\text{cm.d}^{-1}) \quad (17)$$

waarin:

K_s = verzadigde doorlatendheid (cm/etm)

h_a = luchtintreewaarde (cm)

h = drukhoogte (cm)

n_d = exponent

K_s , h_a en n_d laten zich redelijk uitdrukken in de parameter f . BLOEMEN (1980) draagt hiertoe de benodigde empirische formules aan. In deze formules moet voor de berekening van de exponent n_d ook het humusgehalte bekend zijn, terwijl h_a en K_s zich beter laten uitdrukken in f wanneer de mediaan van de korrelgrootteverdeling (M_d) in de berekening betrokken wordt. De invloed van het hysteresis effect op de $K(h)$ relatie kan ook worden meegenomen. Hiertoe moet voorstaande formule gewijzigd worden tot:

$$K(h) = K_e \left(\frac{h_w}{h} \right)^{n_s} \quad (\text{cm.d}^{-1}) \quad (18)$$

De waarden van K_e , h_w en n_s kunnen berekend worden uit de eerder gevonden waarden van respectievelijk K_s , h_a en n_d .

De gemeten (K, h) getallenparen en de volgens BLOEMEN berekende $K(h)$ functie van laag II en III zijn afgebeeld in respectievelijk fig. 8 en 9.

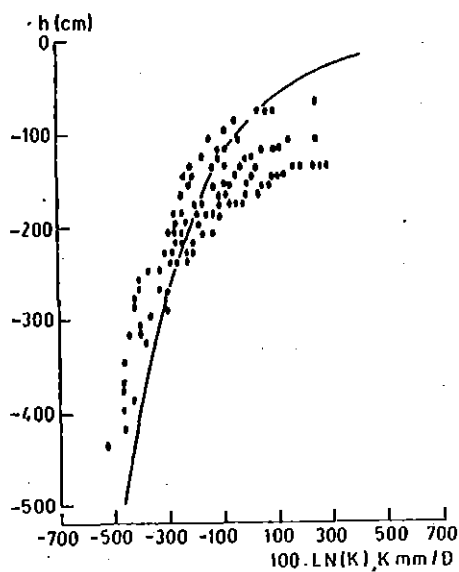


Fig. 8. Verband tussen de capillaire doorlatendheid (K) en de vochtspanning (h) voor laag II

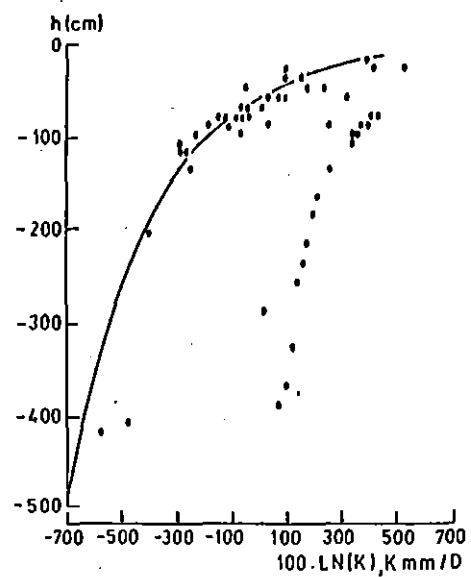


Fig. 9. Verband tussen de capillaire doorlatendheid (K) en de vochtspanning (h) voor laag III

Fig. 8 en 9 kunnen leiden tot de volgende opmerkingen:

- voor laag II (fig. 8) geldt dat de gemeten (K,h) getallenparen weinig spreiding vertonen.
Eén categorie (K,h) getallenparen van laag III (fig. 9) vertoont een duidelijke afwijking ten opzichte van de rest. Gezien het onwaarschijnlijk hoge capillaire geleidingsvermogen bij relatief grote drukhoogten zijn deze categoriepunten uiterst onbetrouwbaar. Duidelijk blijkt, dat de meting van het capillair geleidingsvermogen in relatie tot de drukhoogte, lastig en onnauwkeurig is.
- de K(h) functie, die bepaald is volgens BLOEMEN, stemt redelijk overeen met de gemeten waarden.

Dit kan aanleiding geven tot het gebruik van deze methode wanneer geen metingen voorhanden zijn.

De berekende K(h) functies die als invoer dienen voor de te onderscheiden lagen in de lysimeter zijn:

laag I	$K(h) = [83,0 * (-7,1/h)^{1,76}]$	(cm.d ⁻¹)
laag II	$K(h) = [75,0 * (-8,0/h)^{2,91}]$	(cm.d ⁻¹)
laag III	$K(h) = [96,0 * (-7,0/h)^{3,09}]$	(cm.d ⁻¹)

De drukhoogte (h) moet in cm worden uitgedrukt.

3.2.3. Bepaling afvoerrelatie

In het programma SWATRE kan een optie gebruikt worden, waarin het dagelijks optredende wijkpeil als onderrandvoorwaarde wordt ingevoerd. Door het programma wordt dan de grondwaterstand berekend uit onder andere de formule van ERNST, waarbij voor de flux (q_d) geldt (zie II)

$$q_d = \frac{h_w - h_g}{\tau} \quad (\text{cm.d}^{-1}) \quad (19)$$

en

$$\tau = L_w + \frac{L^2}{3K_s D} \quad (\text{d}) \quad (20)$$

De kwel of wegzijging is in het beschouwde gebied nihil.

In het perceel, waarin de lysimeter is geplaatst geldt:

- afstand tussen de wijken (L) : $L = 170 \text{ m}$
- de radiale weerstand (w) : $w \approx 0,9 \text{ d.m}^{-1}$ voor drainage ($h_w > h_g$)
 $w \approx 1,1 \text{ d.m}^{-1}$ " infiltratie ($h_w < h_g$)
- kD-waarde voor horizontale stroming: $kD \approx 170 \text{ m}^2.\text{d}^{-1}$

De drainageweerstand (T) wordt dan:

- bij infiltratie: $T \approx 170 * 1,1 + \frac{170^2}{8 * 170} \approx 208 \text{ d}$
- bij drainage: $T \approx 170 * 0,9 + \frac{170^2}{8 * 170} \approx 174 \text{ d}$

Bovenstaande benadering veronderstelt een éénduidig verband tussen het drukhoogteverschil en de flux. Deze veronderstelling is redelijk als radiale- en intree-weerstanden overheersen ten opzichte van horizontale weerstanden. Dit is in het gebied het geval.

Bij overheersing van horizontale weerstanden dienen de niet-stationaire drainageformules gebruikt te worden.

De berekende flux(q_d) stelt de hoeveelheid water per oppervlakte eenheid voor, die door de onderrand in of uit het profiel stroomt. Dientengevolge moet deze berekende flux gelijk zijn aan de gemeten flux in de lysimeter. Dit geeft een goede mogelijkheid ter controle van de flux die door de onderrand het profiel instroomt danwel uitstroomt. De notatie voor deze flux zal daarom dezelfde zijn als bij de lysimeter:

$$\begin{aligned} \text{drainagetoestand:} \quad \text{FLUXN} &= q_d, \quad \text{FLUXP} = 0 \\ \text{infiltratietoestand:} \quad \text{FLUXP} &= q_d, \quad \text{FLUXN} = 0 \end{aligned}$$

3.2.4. Bepaling van de onttrekkingsfunctie

In het programma SWATRE heeft men de keuze uit twee onttrekkingsfuncties die beschreven zijn door FEDDES et al. (1978) en HOOGLAND et al (1981). Beide onttrekkingsfuncties gaan uit van een door FEDDES et al. (1978) beschreven onttrekking $S(h)$ in de vorm:

$$S(h) = \alpha(h) * S_{\text{max.}} \cdot (d^{-1})$$

met $\alpha(h)$ = functie van de drukhoogte h

$S_{\max}$ = maximale onttrekking (d^{-1})

De functie $\alpha(h)$ heeft het verloop als getekend in fig. 10.

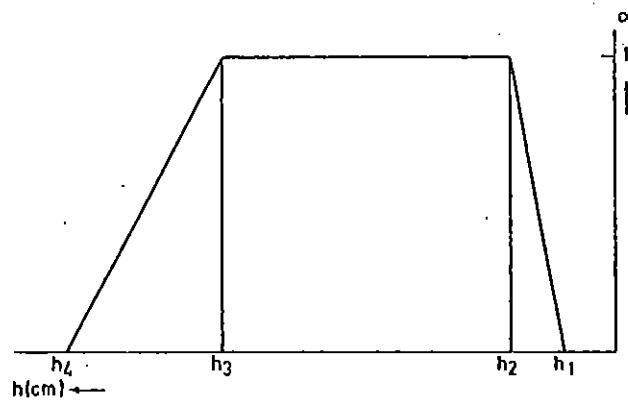


Fig. 10. Het verloop van α in relatie tot de drukhoogte (h)

Drukhoogten boven h_1 komen overeen met een dusdanig hoog vochtgehalte dat de gasuitwisseling stagneert waardoor geen wateropname mogelijk is. In het traject h_1 - h_2 loopt α op tot de waarde 1. Voor drukhoogten tussen h_2 en h_3 zijn de wortels in staat de maximaal mogelijke hoeveelheid op te nemen. Bij drukhoogten beneden h_3 treedt reductie van de opname op door te droge omstandigheden. Deze reductie verloopt linear met de drukhoogte tot $\alpha = 0$ bij het verwelkingspunt ($pF = 4,2$).

Enkele opmerkingen:

- Het lineaire verloop op de trajecten h_1 - h_2 en h_3 - h_4 is een aanname. In sommige gevallen is de reductie linear met de pF .

- Bij de onttrekking volgens FEDDES et al. wordt de waarde voor h_3 afhankelijk gesteld van de verdampingsvraag. Ofwel bij een hogere verdampingsvraag treedt bij hogere drukhoogten reductie op.

De essentiële verschillen tussen beide methoden liggen in de bepaling van de maximale onttrekking ($S_{\max}$). FEDDES et al. (1978) definieert $S_{\max}$ als:

$$S_{\max} = \frac{T^*}{|z_r|} \quad (d^{-1}) \quad (22)$$

waarin:

T^* = potentiële plantverdamping ($cm \cdot d^{-1}$)

z_r = worteldiepte (cm)

Twee belangrijke vereenvoudigingen liggen aan deze bepaling ten grondslag:

- $S_{\max}$ wordt onafhankelijk van de diepte verondersteld
 - $S_{\max}$ is onafhankelijk van de eigenschappen van de plant.
- Bij een hoge verdampingsvraag zal echter de maximale onttrekking begrensd worden door de opname-capaciteit van de plant. Ten dele wordt dit verantwoord in de h_3 -waarde van de $\alpha(h)$ -functie, die afhankelijk is van de verdampingsvraag.

In SWATRE wordt het bodemprofiel opgedeeld in compartimenten met gelijke lengte (Δz).

De werkelijke onttrekking wordt berekend door de verdampingsvraag (T^*) gelijkelijk over de compartimenten in de wortelzone te verdelen en in afhankelijkheid van de optredende drukhoogten in de compartimenten, te reduceren. Is de wortelzone opgedeeld in M compartimenten, dan wordt de totale onttrekking (S):

$$S = \sum_{i=1}^M \alpha(h_i) * \Delta z * \frac{T^*}{|z_r|} \quad (cm \cdot d^{-1}) \quad (22)$$

Reductie ($S < T^*$) treedt dus al op wanneer slechts in één compartiment belemmerende drukhoogten ($\alpha < 1$) optreden. De plant

wordt niet meer in staat verondersteld een reductie in één compartiment te compenseren door vergroting van de onttrekking uit andere compartimenten, waarin voldoende beschikbaar vocht aanwezig kan zijn.

HOOGLAND et al. (1981) stellen de maximale onttrekking ($S_{\max}$) gelijk aan de maximaal mogelijke opnamecapaciteit van de plant. De waarde voor $S_{\max}$ moet door metingen aan het betreffende gewas, bepaald worden. Het verloop van $S_{\max}$ met de diepte wordt lineair verondersteld.

De werkelijke onttrekking (S) gebeurt bij voorkeur uit compartimenten dicht onder het bodemoppervlak. Bij M compartimenten in de wortelzone wordt de onttrekking (S):

$$S = \sum_{i=1}^M \Delta z * S_{\max}(i) * \alpha(h_i)$$

Geldt echter: $S > T^*$ dan $S = T^*$

In dit laatste geval wordt uit één of meerdere compartimenten onder in de wortelzone geen water onttrokken. Enkele opmerkingen over deze methode:

- een nauwkeurige bepaling van $S_{\max}$ is noodzakelijk om de onttrekking te simuleren.

Bij te hoge waarde voor $S_{\max}$ kan de plant voldoende water onttrekken uit slechts enkele compartimenten van de wortelzone, om aan de verdampingsvraag te voldoen. Dit wordt bevestigd wanneer de gesimuleerde onttrekkingsdiepte kleiner is dan de gemeten worteldiepte.

Bij lage waarden van $S_{\max}$ kan door de plant niet aan de verdampingsvraag worden voldaan ondanks gunstige drukhoogten ($\alpha = 1$), omdat de opnamecapaciteit de beperkende factor wordt.

- De aanname van een onttrekking vanaf het oppervlak kan in discussie worden getrokken. Jongere wortels, die gemakkelijk water kunnen opnemen, bevinden zich immers vooral dieper in de wortelzone.
- Het verloop van $S_{\max}$ met de diepte wordt konstant verondersteld tijdens het groeiseizoen, hetgeen vanzelfsprekend in strijd is met de werkelijkheid.

Ten aanzien van beide methoden kan worden gesteld dat het ont-trekkingspatroon van HOOGLAND et al. door het meenemen van de opnamecapaciteit van de plant een betere benadering is, mits een juiste waarde voor $S_{\max}$ bekend is. In dit laatste zit, door gebrek aan metingen onder veldomstandigheden, de beperking.

Beide methoden zijn getest voor het groeiseizoen van 1980 en 1981 met respectievelijk de gewassen aardappelen en graan. De maximale onttrekking ($S_{\max}$) voor de onttrekking volgens HOOGLAND et al. werd gesteld op:

- 0,02 d⁻¹ voor aardappelen
- 0,03 d⁻¹ voor granen.

Ten aanzien van 1980 kunnen de volgende opmerkingen worden gemaakt:

- de onttrekkingsdiepte volgens het patroon van HOOGLAND et al. bleek niet dieper dan 20 cm -mv. te bedragen, terwijl de gemeten worteldiepte in juli en augustus 50 cm -mv bedroeg. Dit kan het gevolg zijn van:
 - 1) te hoog berekende drukhoogte bovenin het profiel, zodat daar geen reductie plaatsvond. Dit wordt weersproken door de lysimetergegevens
 - 2) te laag ingevoerde waarde voor h_3 , waaronder reductie gaat optreden. De waarde was gesteld op -500 cm -mv. Uit drukhoogtemetingen in de lysimeter blijken de drukhoogten tijdens het groeiseizoen van 1980 niet lager dan -400 cm te bedragen. Dit heeft tot gevolg dat zelfs verhoging van de h_3 -waarde tot -400 cm geen diepere wortelzone veroorzaakt
 - 3) te hoog ingevoerde waarde voor $S_{\max}$. Een verlaging van $S_{\max}$ naar 0,01 etm.⁻¹ geeft inderdaad een diepere wortelzone.
- De reductie als gevolg van te natte omstandigheden in 1980, gaf een verschil tussen beide methoden.

De maand juli kenmerkte zich door grote neerslaghoeveelheden, waardoor de grondwaterspiegel enkele dagen tot dicht bij het maaiveld steeg. In de lysimeter kwam de grondwaterstand tot 40 cm -mv. terwijl de worteldiepte 50 cm -mv bedroeg. Op grond

hiervan mag enige schade verwacht worden.

Bij gebruik van het onttrekkingspatroon van HOOGLAND et al., wordt echter geen reductie van de plantverdamping berekend. De ingevoerde maximale onttrekking ($S_{\max}$) van $0,02 \text{ d}^{-1}$ en de berekende drukhoogten in de bovenste compartimenten stellen de plant in staat potentieel te verdampen.

Volgens het onttrekkingspatroon van FEDDES et al., ontstaat wel een reductie, namelijk van ongeveer 26 mm. De verdampingsvraag is bij dat onttrekkingspatroon gelijkelijk over de compartimenten verdeeld. In de compartimenten van de wortelzone net boven en onder de grondwaterspiegel treedt respectievelijk gedeeltelijke en volledige reductie op.

Over het groeiseizoen van 1981 met het gewas graan kan het volgende worden opgemerkt.

In de lysimeter waren op verscheidene dieptes de drukhoogten bepaald. Hieruit bleek dat in de laatste weken van het groeiseizoen de laagste drukhoogten op een diepte van ongeveer 35 cm -mv optraden. Fig. 11 geeft een schets hiervan.

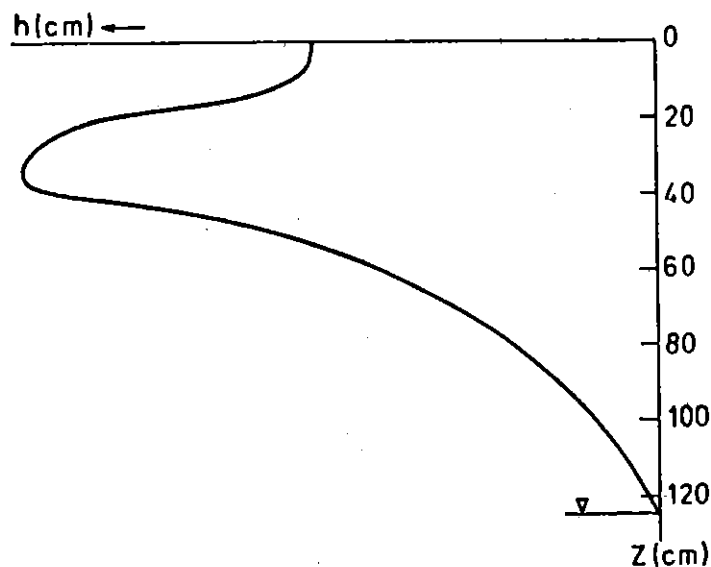


Fig. 11. Schets van het drukhoogteverloop met de diepte welke in de laatste weken van het groeiseizoen 1981 in de lysimeter werd waargenomen

In het algemeen koppelt men een dusdanig drukhoogteverloop aan een situatie waarin een hoeveelheid neerslag infiltreert in een uitgedroogde bodem. Dit verloop bleek evenwel op te treden in een droogteperiode. Bij gebruik van het onttrekkingspatroon volgens HOOGLAND et al. waarbij de onttrekking bovenin een hogere prioriteit geniet, wordt dit verloop nooit berekend.

Het onttrekkingspatroon van FEDDES et al. heeft iets meer mogelijkheden in die richting. Een onttrekking volgens HOOGLAND et al. maar dan met een onttrekking vanaf onderin de wortelzone, zou een veel betere benadering van het gemeten drukhoogteverloop tot gevolg hebben.

3.2.5. Diverse gebruikte opties en constante.

Alvorens in te gaan op de resultaten en berekeningen met het model SWATRE, zal in het kort een overzicht van de gebruikte opties worden gegeven.

- Onderrand: de gemeten grondwaterstand; later het gemeten wijkpeil
- Bovenrand: de potentiële evapotranspiratie werd berekend met PRIESTLEY/TAYLOR ($\alpha = 1,35$)
- Initialisatie: het vochtgehalte op elk knooppunt werd ingevoerd
- Gewas:
 - 1) de gemeten worteldiepte werd ingevoerd
 - 2) het onttrekkingspatroon van FEDDES et al. met
 - $h_1 = - 10 \text{ cm}$
 - $h_2 = - 45 \text{ cm}$
 - $h_3 = - 300 \text{ cm}$ bij $T^* = 5 \text{ mm}$
 - $h_3 = - 600 \text{ cm}$ " $T^* = 1 \text{ mm}$
 - $h_4 = - 16\ 000 \text{ cm}$
- De afstand tussen de knooppunten bedroeg 6 cm
- Het groeiseizoen in -1980 : 29/4 - 1/10 aardappelen
-1981 : 9/4 - 18/8 graan
- De opgegeven diepte van het profiel bedroeg 240 cm.

3.3. Resultaten bij invoer van de dagelijkse grondwaterstand

In de lysimeter waren tensiometers aangebracht die het mogelijk maakten het vochtprofiel in de bodem via de pF-curve te reconstrueren. Dit geeft een goede mogelijkheid de gemeten en berekende vochtprofielen te vergelijken.

In de fig. 12 en 13 zijn de gemeten waarden als punten in het berekende vochtprofiel tijdens het groeiseizoen van respectievelijk 1980 en 1981, weergegeven.

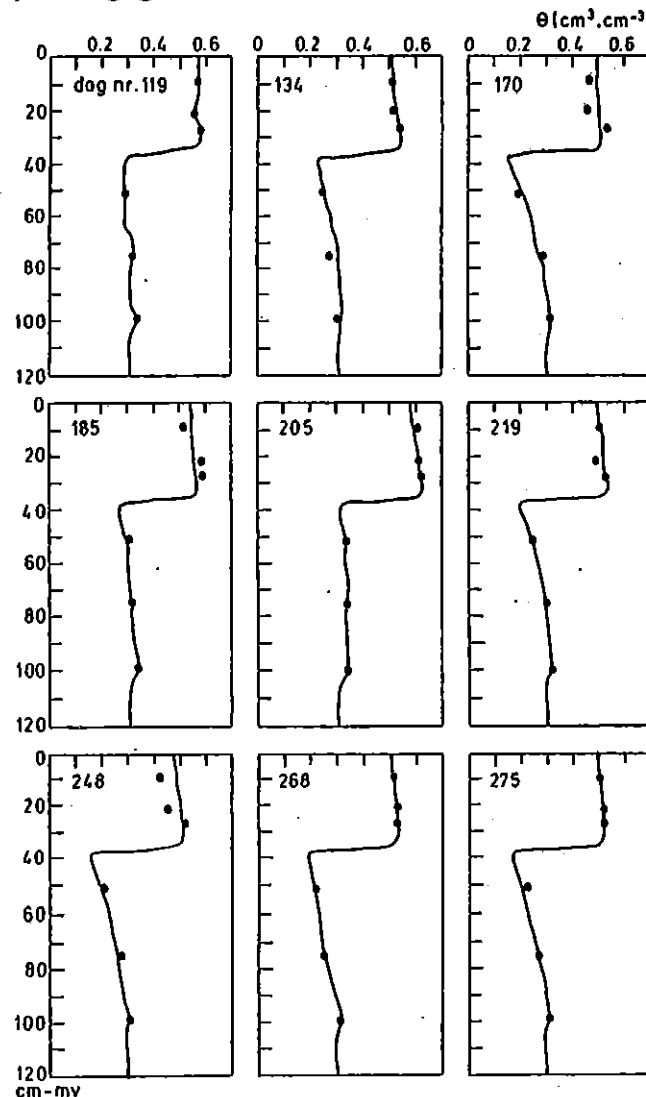


Fig. 12. Gemeten en berekende vochtprofielen op verschillende dagen tijdens het groeiseizoen 1980.

De gemeten waarden zijn als punten (.) in het berekende vochtprofiel weergegeven

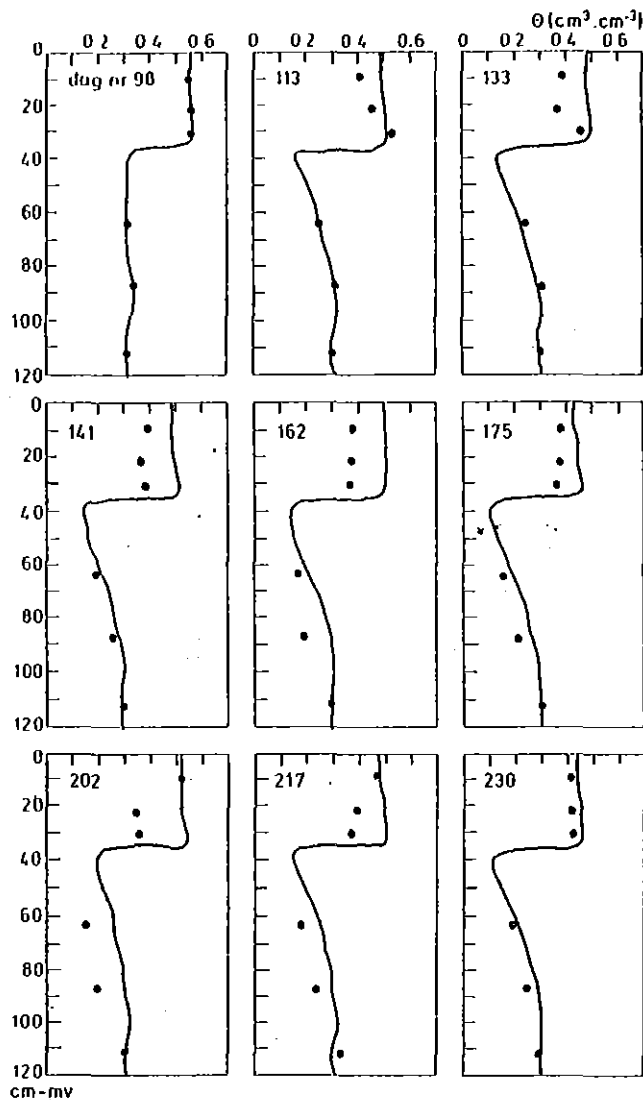


Fig. 13. Gemeten en berekende vochtprofielen op verschillende dagen tijdens het groeiseizoen 1981.

De gemeten waarden zijn als punten (.) in het berekende vochtprofiel weergegeven

Voor 1980 (fig. 12) blijken de berekende vochtgehalten de gemeten zeer dicht te benaderen. De simulatie van het vochtprofiel in 1980 wordt wel vereenvoudigd door de hoge grondwaterstanden en samenhangend hiermee de relatief natte vochtprofielen.

In het groeiseizoen van 1981 (fig. 13) zijn duidelijk verschillen tussen gemeten en berekende vochtgehalten te onderkennen. Bij het vergelijken kan onderscheid gemaakt worden tussen de laag

tot 36 cm -mv, de wortelzone en de lagen beneden dit niveau, de zandondergrond. In de zandondergrond treedt een lichte overschatting van het vochtgehalte op. Daarentegen wordt het vochtgehalte in de wortelzone veelal aanmerkelijk overschat.

Opmerkelijk zijn de relatief hoge vochtgehaltenes op 30 cm -mv ten opzichte van de vochtgehaltenes daarboven.

De waterbalans, die ten grondslag ligt aan het model, stelt:

$$P_{\text{eff}} - T - E + \text{FLUXP} - \text{FLUXN} + \Delta W = 0$$

waarin:

P_{eff} = neerslag - interceptie - runoff

T = verdamping van de plant

E = " " de bodem

FLUXP= hoeveelheid water welke door de onderrand het profiel instroomt

FLUXN= hoeveelheid water welke door de onderrand het profiel uitstroomt

ΔW = bergingsverandering

In fig. 14 en 15 wordt de opbouw van de waterbalanstermen tijdens de groeiseizoenen van 1980 en 1981 weergegeven.

Gecumuleerd over het groeiseizoen is de berekende, en de in de lysimeter gemeten, waterbalans gepresenteerd in tabel 3.

Tabel 3. Gemeten en berekende waterbalans in 1980 en 1981. De berekende werd bepaald met als onderrandsvoorwaarde de dagelijkse grondwaterstand

	1980		1981	
	29/4-1/10 berekend (mm)	29/4-1/10 gemeten (mm)	9/4-18/8 berekend (mm)	1/4-1/8 gemeten (mm)
P_{eff}	399	399	247	234
T	233		335	
E	67		37	
T + E	300	374	372	371
FLUXP	67	0	75	46
FLUXN	238	95	53	22
ΔW	-72	-70	-103	-113

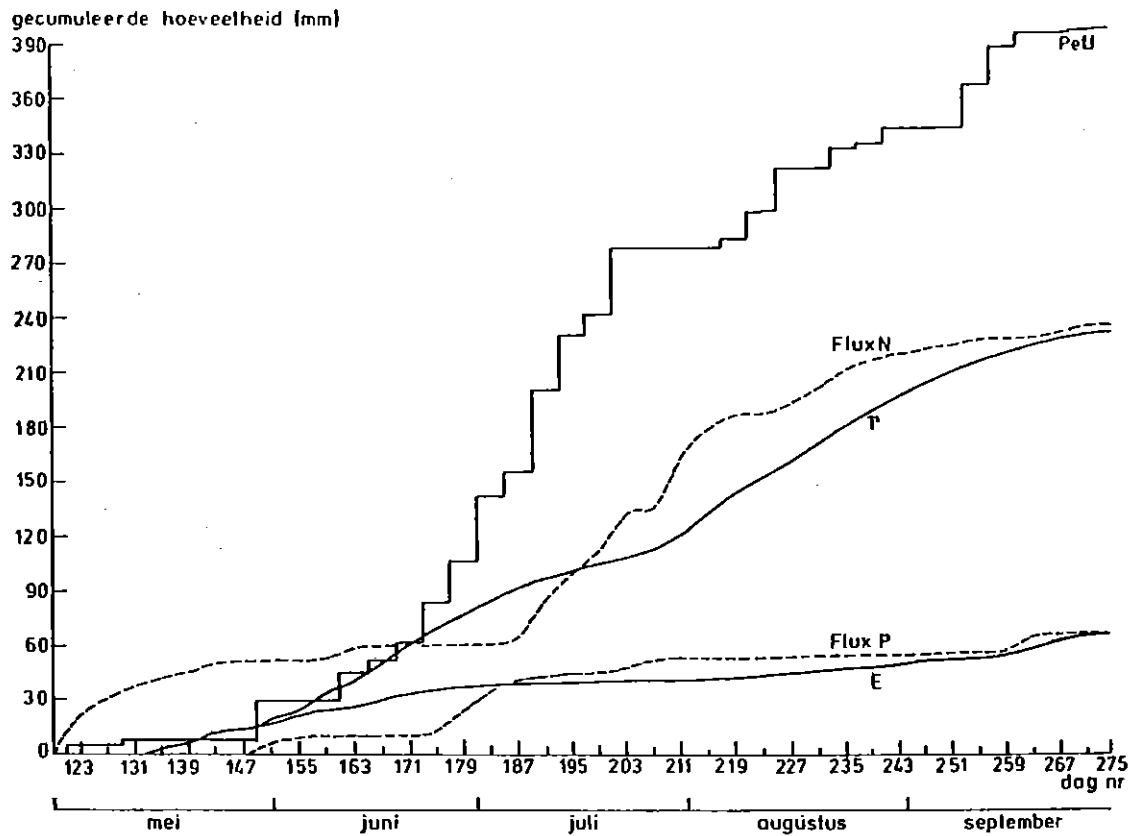


Fig. 14. Cumulatieve opbouw van de berekende waterbalanstermen gedurende 19/4 t/m 1/10/1980 in mm

De potentiële verdamping in 1980 en 1981 was berekend op respectievelijk 259 en 335 mm. In 1981 verdampte het gewas dus potentieel, terwijl voor 1980 een kleine reductie van 26 mm berekend werd. Deze reductie was het gevolg van een grondwaterstand die dicht tot maaiveld was gestegen. Reductie in de verdamping als gevolg van droogte deed zich in 1980 en 1981 niet voor. Gezien de gunstige pF-curve en het geringe neerslagtekort voldoet dit aan de verwachtingen. In 1980 was zelfs sprake van een neerslagoverschot.

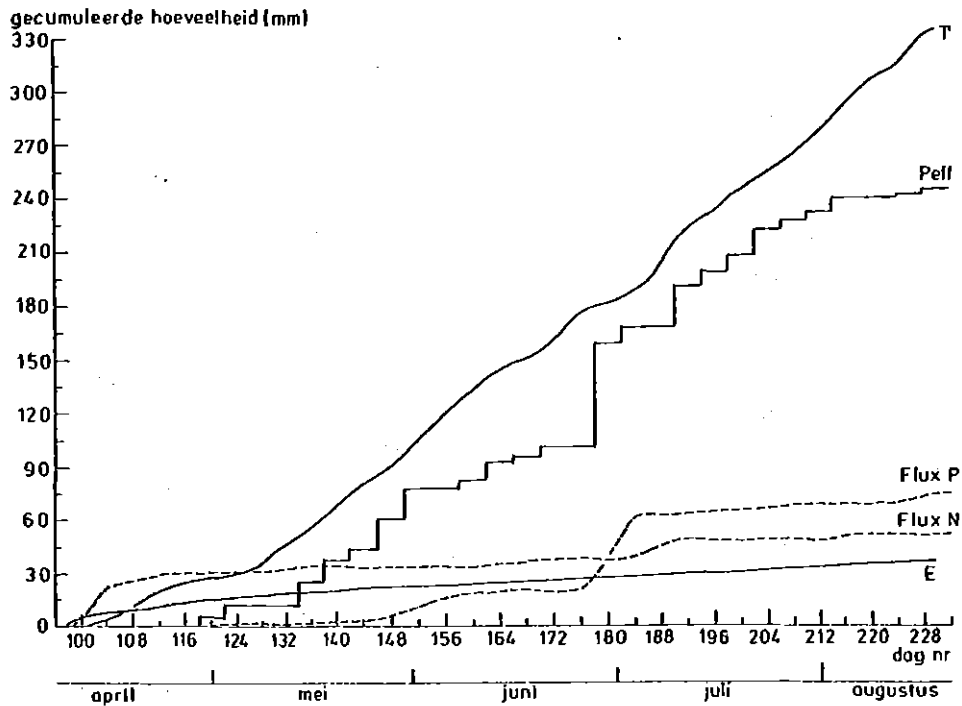


Fig. 15. Cumulatieve opbouw van de berekende waterbalanstermen gedurende 9/4 t/m 18/8/1981 in mm

Ten opzichte van de gemeten waarde in de lysimeter, treedt in 1980 een verschil van 74 mm op in de actuele evapotranspiratie. De berekende reductie van de plantverdamping was gering, zodat de oorzaak vooral moet liggen in de berekening van de potentiële verdampingstermen. Bovendien kan de actuele bodemverdamping te laag zijn berekend.

De gemeten en berekende waarden van FLUXP en FLUXN wijken relatief sterk af. De berekende waarden liggen duidelijk hoger dan

de gemeten waarden. Dit hangt nauw samen met de wijze waarop deze worden berekend in het model, indien de grondwaterstand als onderrandvoorwaarde wordt ingevoerd.

FLUXP en FLUXN worden als resttermen van de waterbalans bepaald. Dit is mogelijk omdat:

- de effectieve neerslag (P_{eff}) is ingevoerd
- de plantverdamping in afhankelijkheid van de vochtspanning wordt berekend
- de bodemverdamping (E) in afhankelijkheid van het aantal droge dagen wordt berekend
- de bergingsverandering (W) volgt uit de, volgens het numerieke schema, berekende drukhoogten, met de ingevoerde grondwaterstand als onderrandvoorwaarde.

Afhankelijk van het teken van de vochtverandering in het gehele profiel wordt deze verandering toegeschreven aan FLUXP of FLUXN. Deze gedachte is juist, maar een probleem is dat deze termen erg gevoelig blijken voor plotselinge grondwaterstandsstijgingen. Hierdoor zijn deze termen niet meer te interpreteren als de fysisch herkenbare grootheden infiltratie vanuit de wijken en drainage naar de wijken.

Illustratief is de situatie rond 29 juni 1981 (dagnr. 180). Tabel 4 geeft de gemeten waterbalans aan rond deze datum. De termen hebben betrekking op het einde van de dag.

Tabel 4. Berekende waterbalans rond dagnr. 180 en de ingevoerde grondwaterstand

Dagnr.	ΣP_{eff} (mm)	T (mm)	ΣT (mm)	E (mm)	ΣE (mm)	FLUXP (mm)	FLUXN (mm)	ΔW (mm)	Grwst. (gemeten) (cm -mv.)
178	101,9	0,7	178,6	0,0	28,0	22,3	38,2	120,5	136
179	103,5	0,7	179,3	0,0	28,0	24,2	38,2	117,8	132
180	151,5	0,4	179,7	0,0	28,0	37,2	38,2	50,2	110
181	166,5	1,2	180,9	0,1	28,1	49,7	38,2	31,0	104
182	166,9	1,9	182,7	0,1	28,2	58,8	38,2	23,5	104
183	167,7	2,2	184,9	0,1	21,3	62,4	38,2	21,5	104

Het profiel is op dag 179 vrij uitgedroogd ($\Delta W = -117,8$ mm). Op dag 180 valt een neerslaghoeveelheid van totaal 55 mm. Als gevolg van deze neerslag stijgt de grondwaterstand tot 110 cm en 104 cm -mv aan het eind van respectievelijk dag 180 en dag 181. Deze geregistreerde grondwaterstandsstijging komt tot stand doordat er een flux van de onverzadigde naar de verzadigde zone optreedt. Ofwel een gedeelte van de neerslaghoeveelheid bereikt het grondwater. Het model echter kent de opgelegde grondwaterstandsstijging toe aan een flux door de onderrand het profiel in, waardoor de term FLUXP sterk toeneemt. Dit betekent dat, gegeven de pF-curve, het model de grote hoeveelheid neerslag van 55 mm in het uitgedroogde profiel kan bergen, zodanig dat er geen flux van de onverzadigde zone naar de verzadigde zone op gaat treden. De oorzaak hiervan is tweeledig.

In de eerste plaats is de pF-curve bij herbevochtiging ongunstiger dan de ingevoerde pF-curve, die onder een uitdrogingstoestand in het laboratorium bepaald is.

Belangrijker is echter de aanname van een homogene bodem in horizontale richting. De neerslag zal bij neerwaartse stroming door het profiel vooral gebruik maken van de grote poriën. Er ontstaan voorkeursbanen, waardoor de neerslag relatief snel het grondwater bereikt. Hierdoor treden snellere en grotere grondwaterstandsstijgingen op dan verwacht mag worden. Dit verschijnsel staat wel bekend onder de term 'doorslag'. /

De opbouw van de gemengwoelde veenkoloniale profielen werkt dit verschijnsel sterk in de hand. Deze profielen zijn namelijk in horizontale richting bijzonder heterogeen. Duidelijk zijn er afwisselend veen- en zandbanen te onderscheiden. Het regenwater kan via de zandbanen snel het grondwater bereiken.

In uitgedroogde kleigronden is 'doorslag' wellicht nog belangrijker. Door de krimpscheuren in het kleiprofiel kan een zeer snelle afvoer naar het grondwater plaatsvinden.

Naast het bodemtype en de mate van uitdroging zal bijvoorbeeld ook het al dan niet voorkomen van vegetatie van belang zijn. Het verschijnsel 'doorslag' laat zich daarom moeilijk kwantitatief beschrijven. Telkens een vast percentage van de neerslag direct

naar de verzadigde zone te laten afstromen, zou een mogelijkheid zijn. Of het inbouwen van zulke 'trucs' de betrouwbaarheid van het model vergroot, blijft echter zeer de vraag.

De werkelijke vochtinhoud van de onverzadigde zone na dag 180 in het groeiseizoen 1981, is als gevolg van 'doorslag' geringer dan de gesimuleerde. Dit wordt ook bevestigd door de gemeten en berekende vochtspanningen in 1981 (fig. 13).

We keren nu terug naar de waterbalans van 1981 over het gehele groeiseizoen (tabel 3). Bekijken we de netto flux door de onderrand, zijnde het verschil van FLUXP en FLUXN, dan blijkt wel een goede overeenkomst tussen gemeten en berekende waarden. Dit mag ook verwacht worden gezien de geringe afwijking tussen gemeten en berekende waarden voor zowel de verdamping als de bergingsverandering. Blijkbaar is de invloed van de 'doorslag' van dag 180 op de totale waterbalans, relatief klein.

Nadelig is wel, dat aan de waterbalanstermen FLUXP en FLUXN geen waarde kan worden toegekend. In geval het wijkpeil als randvoorwaarde gaat optreden, blijkt deze relatie wel op te gaan. Bovendien blijkt dan dat het model zich na dag 180 enigszins corrigeert naar de werkelijke situatie.

3.4. R e s u l t a t e n b i j i n v o e r v a n h e t d a g e l i j k s e w i j k p e i l

De waterbalans in deze optie verandert niet, maar de termen FLUXP en FLUXN worden anders bepaald. Deze worden uit het drukhoogteverschil tussen wijkpeil en grondwaterstand berekend, en vervolgens gebruikt bij de berekening van de grondwaterstand.

Een groot nadeel bij de bepaling van de grondwaterstand is dat deze niet in het tweede compartiment vanaf maaiveld, mag komen. In 1980 moest daarom éénmaal een dagelijkse hoeveelheid neerslag verdeeld worden over twee dagen.

Het grote voordeel bij deze optie is dat er een terugkoppeling bestaat tussen het stromingsbeeld en de grondwaterstand. De grondwaterstand kan slechts stijgen wanneer er ook inderdaad een flux van de onverzadigde zone of een flux vanuit de wijk het profiel in, optreedt.

In hoeverre de simulatie van de onverzadigde stroming nauwkeurig verloopt, kan onder andere door het vergelijken van de gemeten en berekende grondwaterstand. In fig. 16 en 17 zijn de berekende en gemeten grondwaterstanden als functie van de tijd uitgezet voor respectievelijk het groeiseizoen 1980 en 1981.

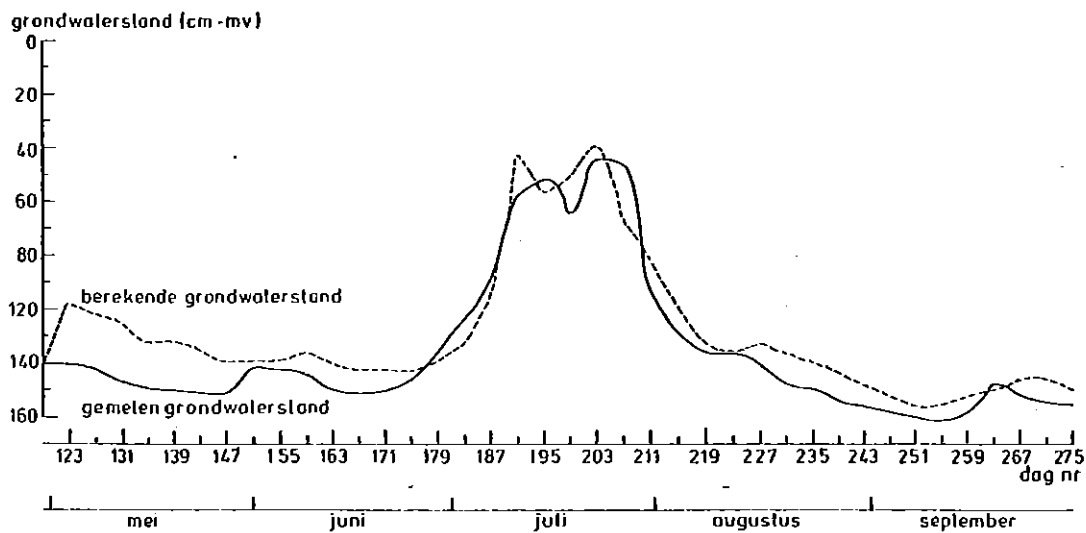


Fig. 16. Gemeten en berekende grondwaterstanden (in cm -mv) tijdens het groeiseizoen 1980 ter plaatse van de lysimeter. Voor de berekening van de grondwaterstanden werden de dagelijkse optredende wijkpeilen ingevoerd

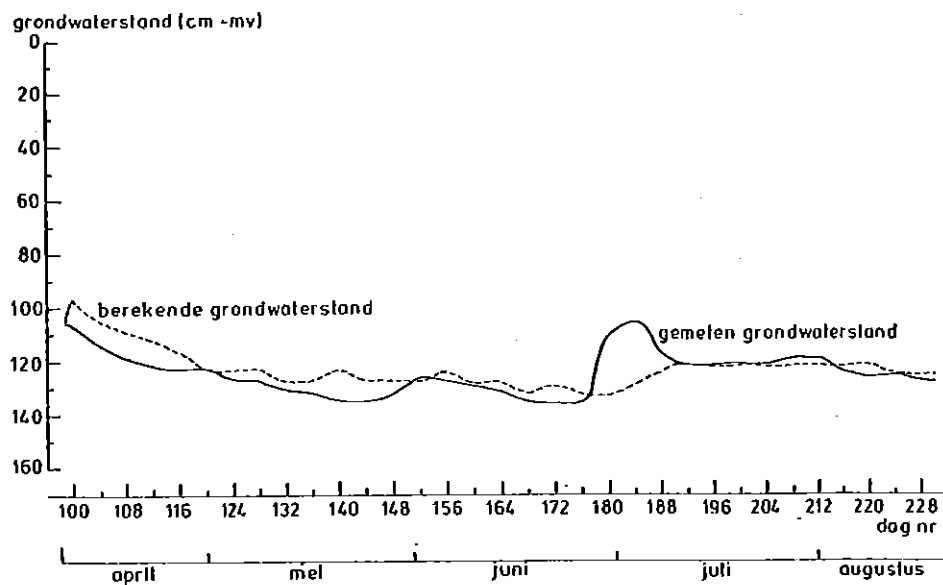


Fig. 17. Gemeten en berekende grondwaterstanden (in cm -mv) tijdens het groeiseizoen 1981 ter plaatse van de lysimeter. Voor de berekening van de grondwaterstanden werden de dagelijkse optredende wijkpeilen ingevoerd

Hierover kunnen de volgende opmerkingen worden gemaakt:

- In het algemeen is de berekening van de grondwaterstand tot op enkele centimeters nauwkeurig. Vooral de 'natte' periode in 1980, waarin de grondwaterstand tot ongeveer 40 cm beneden maaiveld steeg, wordt goed gesimuleerd. Dit is een belangrijk resultaat.

- Als initialisatie bij deze optie dient de grondwaterstand en het vocht- of drukhoogteverloop ingevoerd te worden.
De berekende grondwaterstand stijgt duidelijk na aanvang van de berekeningen boven het niveau van de gemeten grondwaterstand. Geleidelijk aan daalt de berekende grondwaterstand weer tot de gemeten grondwaterstand.
Kennelijk is er bij aanvang van de berekeningen teveel water in het onverzadigde profiel, zodat een grondwaterstandsstijging optreedt.
Gezien de slechts geringe fout die zich in de initiele grondwaterstand zal bevinden, zal de ingevoerde begintoestand van het vochtprofiel niet geheel met de werkelijkheid overeengesteld hebben.
- Tenslotte wordt met fig. 17 teruggekomen op de situatie rond dag 180 in 1981. Er was sprake van een grote neerslaghoeveelheid op een uitgedroogd profiel, die aanleiding gaf tot een grondwaterstandsstijging.
Uit fig. 17 blijkt inderdaad dat het profiel in de onverzadigde zone minder water bergt dan door het model wordt gesimuleerd. Volgens het model treedt immers aanvankelijk nog geen grondwaterstandsstijging op.
Enige dagen later zet zich toch een geleidelijke stijging van de berekende grondwaterstand in waardoor deze de gemeten grondwaterstand weer dicht benadert. Dit resultaat is van belang voor een goede waterbalans over het gehele groeiseizoen.
- In 1980 wordt een geringe doch systematisch hogere grondwaterstand berekend. Dit hangt samen met de vrij laag berekende evapotranspiratie.

Tabel 5 geeft de waterbalans van 1980 en 1981 voor de optie waarin het wijkpeil als randvoorwaarde is ingevoerd. Bovendien is de gemeten waterbalans van de lysimeter toegevoegd, die in 1981 betrekking heeft op de periode van 1/4 t/m 1/8.

Tabel 5. Gemeten en berekende waterbalans in het groeiseizoen van 1980 en 1981. De berekende waterbalans werd bepaald met als onderrandvoorwaarde het dagelijkse wijkpeil

		1980		1981	
		29/4-1/10	29/4-1/10	1/4 - 1/8	9/4 -18/8
		gemeten	berekend	gemeten	berekend
P_{eff}	(mm)	399	399	234	247
T	(mm)		231		325
E	(mm)		67		37
T + E	(mm)	374	298	371	372
FLUXP	(mm)	0	13	46	46
FLUXN	(mm)	95	173	22	23
ΔW	(mm)	- 70	- 56	-113	-102

Naar aanleiding van de berekende waterbalans bij invoer van het wijkpeil, kan het volgende worden opgemerkt:

- In 1980 wordt de afvoer door de onderrand van het profiel (FLUXN) duidelijk overschat. Deze overschatting is het gevolg van een te laag berekende plantverdamping. De bergingsverandering is immers in dezelfde orde van grootte. Samenhangend hiermee is de grondwaterstand systematisch iets te hoog berekend (zie fig. 16). De flux het profiel in (FLUXP) is nu gereduceerd tot 13 mm tegen 67 mm bij invoer van de grondwaterstand. Gezien de overvloedige neerslag is deze lagere waarde betrouwbaarder, hetgeen ook bevestigd wordt door de lysimetergegevens.
- In 1981 is van een grote overeenkomst tussen alle waterbalansen sprake.
De berekende afvoer naar de wijken zowel als de berekende infiltratie vanuit de wijken, komt nu goed overeen met de gemeten waarden.
Wellicht ten overvloede kan worden opgemerkt dat geringe verschillen van slechts enkele mm, zeker niet eenzelfde nauwkeurigheid impliceren.

3.5. Gevoeligheidsanalyse

3.5.1. pF-curve

In het algemeen zijn pF-curves die in het laboratorium bepaald zijn te gunstig. Dit heeft vooral betrekking op de pF-curve van de bovengrond (SILVA, 1977).

Voor het groeiseizoen 1981 is gekeken naar de invloed op de waterbalans van bijstelling van de pF-curve. Deze bijstelling is op grond van de resultaten van SILVA (1977) verricht. In fig. 18 zijn de oorspronkelijke en bijgestelde pF-curves weergegeven.

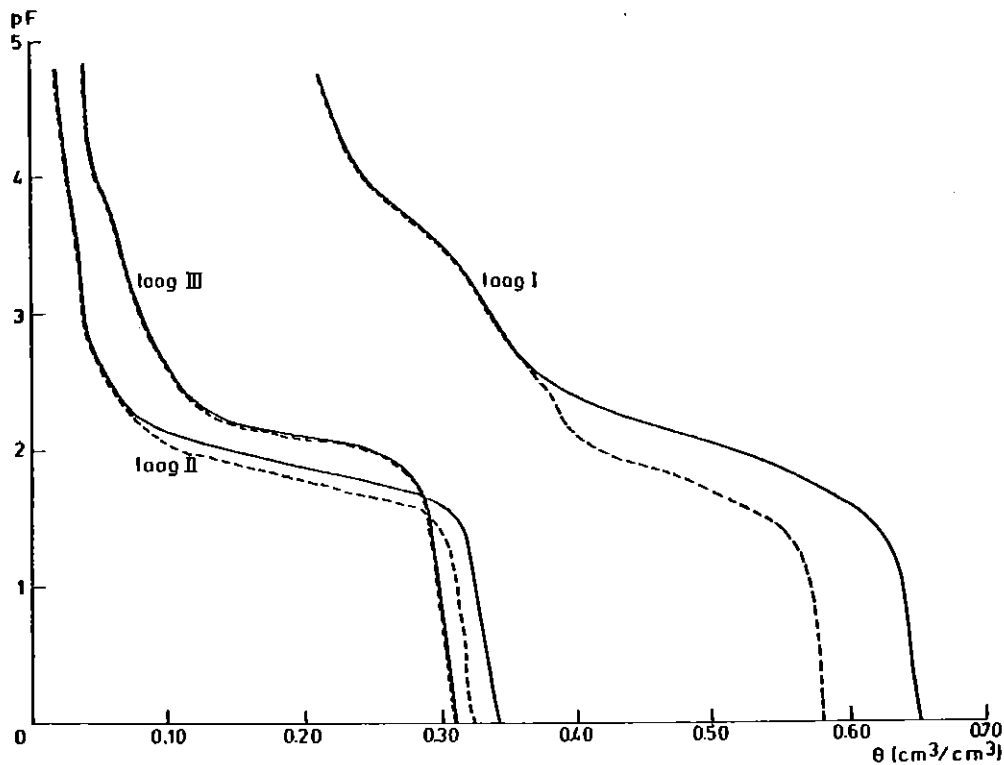


Fig. 18. Oorspronkelijke en bijgestelde pF-curves van het profiel ter plaatse van de lysimeter

Ononderbroken lijnen: oorspronkelijke pF-curves.

Onderbroken lijnen: bijgestelde pF-curves

Als onderrandvoorwaarde was het dagelijkse wijkpeil ingevoerd.
In tabel 6 zijn de resultaten samengevat.

Tabel 6. De berekende waterbalans voor 9/4 - 18/8/1981 met de
oorspronkelijke en bijgestelde pF-curve.

		1981	
		oorspronkelijke	bijgestelde
		pF-curve	pF-curve
P_{eff}	(mm)	247	247
T	(mm)	335	335
E	(mm)	37	37
FLUXP	(mm)	46	38
FLUXN	(mm)	23	36
ΔW	(mm)	-102	-124

Hydrologisch gezien is de bijgestelde pF-curve duidelijk ongunstiger. Dit blijkt uit zowel de verminderde toevoer vanuit de wijken als de vergrote toevoer vanuit het profiel.

Dit resultaat is in overeenstemming met de werkelijkheid. Als gevolg van het kleiner bergend vermogen zal meer water vanuit de onverzadigde zone naar de verzadigde zone stromen. Dit geeft een vergroting van FLUXN.

In een droogteperiode zal bij eenzelfde onttrekkingshoeveelheid door het gewas, lagere drukhoogten ontstaan. Dit geeft een grotere gradiënt $\frac{dh}{dz}$, die een grotere capillaire opstijging zou kunnen veroorzaken. Echter als gevolg van de lagere drukhoogte neemt het capillair geleidingsvermogen veel sneller af dan de gradiënt $\frac{dh}{dz}$ toeneemt. De hoeveelheid welke capillair opstijgt verkleint hierdoor. Dit resultaat tast een van de fundamenteën van quasi-stationaire modellen (zoals het model RIJTEMA-DE LAAT) aan. Bij deze modellen kan namelijk nooit dit 'self-mulching' effect optreden.

3.5.2. K-middeling

Tussen twee knooppunten wordt de flux berekend met de wet van Darcy. Hiertoe moet het capillair geleidingsvermogen ($K_{\frac{1}{2}}$) op het midden van de knooppunten, bekend zijn. Deze wordt berekend met middeling van de capillaire geleidingsvermogens (K_0, K_1) op de knooppunten zelf.

De volgende manieren tot middeling komen in aanmerking:

$$- K_{\frac{1}{2}} = \sqrt{K_0 * K_1} ; \quad \text{'het geometrisch gemiddelde'}$$

$$- K_{\frac{1}{2}} = \frac{2 * K_0 * K_1}{K_0 + K_1} ; \quad \text{'het harmonisch gemiddelde'}$$

$$- K_{\frac{1}{2}} = K_0 \text{ als } K_0 \leq K_1$$

$$K_{\frac{1}{2}} = K_1 \text{ als } K_0 > K_1 ; \quad \text{'de kleinste wordt gebruikt'}$$

$$- K_{\frac{1}{2}} = K(h_{\frac{1}{2}}), \text{ met } h_{\frac{1}{2}} = \frac{h_0 + h_1}{2} ;$$

Alle mogelijkheden tot middeling worden betrouwbaarder naarmate K_0 in dezelfde orde van grootte ligt als K_1 . Een geringere afstand tussen de knooppunten werkt dit in de hand.

Voor de middeling tussen het capillair geleidingsvermogen aan het oppervlak en het eerste knooppunt, is bij alle mogelijkheden het geometrisch gemiddelde genomen. De drukhoogte aan het oppervlak ligt namelijk in de orde van 10^{-6} cm, zodat de doorlatendheid aan het oppervlak klein is. Bij gebruik van een ander dan het geometrisch gemiddelde, wordt de toplaag zeer slecht doorlatend, met gevolg dat het model zeer grote hoeveelheden runoff berekent. Het groeiseizoen van 1981 is getest door alleen de K-middeling te veranderen. Enkele gebruikte opties waren:

- dagelijkse grondwaterstand als onderrandvoorwaarde
- potentiële evapotranspiratie volgens PRIESTLEY/TAYLOR
- onttrekking volgens HOOGLAND et al.
- knooppuntsafstand van 6 cm.

Tabel 7 geeft de waterbalans bij gebruik van verschillende K-mid-
deling.

Tabel 7. De berekende waterbalans voor het groeiseizoen 1981 bij
gebruik van verschillende manieren van middeling van
K-waarden

		$K = \frac{2K_o K_1}{K_o + K_1}$	$K = K_1 K_2$	$K = K_o, K_o \leq K_1$ $K = K_1, K_o > K_1$	$K = K(h_1)$
P_{eff}	(mm)	247	247	247	247
T	(mm)	335	335	335	335
E	(mm)	37	37	37	37
FLUXP	(mm)	69	70	62	68
FLUXN	(mm)	54	55	51	55
ΔW	(mm)	-111	-110	-114	-113

Duidelijk blijkt dat de wijze van middeling geen wezenlijke invloed op de waterbalans te zien geeft. Dit moet echter wel in samenhang gezien worden met de geringe knooppuntsafstand van slechts 6 cm en het feit dat van relatief sterke uitdroging geen sprake is geweest. Beide effecten dragen zorg voor relatief geringe potentiaalgradiënten.

3.5.3. De maximale vochtverandering binnen één tijdstap (θ_{max})

Het programma berekent zelf de tijdstapgrootte. Hiertoe dient een maximale vochtverandering (θ_{max}) en een maximale tijdstap (t_{max}) ingevoerd te worden.

BELMANS et al. (1981) bevelen de volgende waarde aan:

$$\theta_{max} = 0,002$$

$$t_{max} = 0,2 \text{ dag}$$

Met deze invoergegevens is 1981 doorgerekend waarbij de dagelijkse grondwaterstand als onderrandvoorwaarde fungeerde. Vervolgens werd $\theta_{\max}$ op 0,02 gesteld, waardoor de maximale tijdstap ($t_{\max}$) van 0,2 dag voornamelijk de tijdstapgrootte bepaalde. Door deze wijziging veranderde geen van de waterbalanstermen meer dan 2 mm, terwijl de rekentijd aanzienlijk daalde.

Bij invoering van het dagelijkse wijkpeil dienen wel waarden voor $\theta_{\max}$ van 0,001 of 0,002 ingevoerd te worden.

Bovendien geeft verlaging van $\theta_{\max}$ bij invoering van het dagelijkse wijkpeil geen belangrijke verlaging van de rekentijd.

3.6. R e k e n t i j d e n

De rekentijd die nodig is voor het doorrekenen van een groeiseizoen, is van vele factoren afhankelijk. Te noemen zijn onder andere knooppuntsafstand, aantal bodemlagen, $\theta_{\max}$ en $t_{\max}$. Sterke wisselingen in het vochtprofiel als gevolg van afwisselend droge en natte perioden, werken sterk rekentijd verhogend. Bij een knooppuntsafstand van 6 cm en 3 verschillende bodemlagen zijn op de rekentijden voor het groeiseizoen van 1980 en 1981 de volgende opmerkingen van toepassing:

- bij invoer van de dagelijkse grondwaterstand en een maximale vochtverandering binnen 1 tijdstap van 0,002 ligt de rekentijd tussen 60 en 70 c.p.u. seconden. Vergroting van de maximale vochtverandering naar 0,005 geeft rekentijden in de orde van 30 c.p.u. seconden.
- Bij invoer van het dagelijkse wijkpeil, een maximale vochtverandering van 0,005 en een maximale grondwaterstandverandering van 0,2 cm, komen de rekentijden aanmerkelijk hoger uit dan bij invoer van de dagelijkse grondwaterstand. Bovendien ontstaat een duidelijk onderscheid tussen 1980 en 1981.

Het doorrekenen van het groeiseizoen van 1980 vergde ongeveer 90 c.p.u. seconden, terwijl voor 1981 slechts 40 c.p.u. seconden nodig waren. De relatief grote grondwaterstandsbewegingen in 1980 zijn hiervan de oorzaak.

3.7. B e o o r d e l i n g v a n d e w e r k i n g v a n h e t m o d e l i n 1980 en 1981

Bij invoering van de dagelijkse grondwaterstand in 1980 stemmen de gemeten en berekende vochtprofielen goed overeen. In 1981 blijken de vochtgehalten vooral in de wortelzone overschat te worden. De gemeten en berekende waterbalans in 1981 benaderen elkaar goed. Voor 1980 geeft deze vergelijking mindere resultaten, voornamelijk door een te laag berekende evapotranspiratie. De door het model berekende positieve en negatieve flux, hebben echter geen betekenis. Wel het verschil van beide, zijnde de netto flux door de onderrand.

Bij invoering van het wijkpeil blijft de berekende waterbalans in redelijke mate overeenstemmen met de gemeten. Bovendien blijkt een goede overeenkomst tussen de gemeten en berekende positieve en negatieve flux door de onderrand.

In 1980 werd de afvoer overschat door een te lage evapotranspiratie.

De berekening van de grondwaterstand gaat in het algemeen nauwkeurig. Twee beperkingen zijn over deze berekening te voeren:

1. de voorwaarde dat de grondwaterstand niet tot in het tweede compartiment mag stijgen, kan problemen opleveren.
2. De berekende stijging van de grondwaterstand bij een grote neerslaghoeveelheid op een uitgedroogd profiel, is duidelijk geringer dan de stijging die in het veld wordt waargenomen.

Belangrijke afwijkingen tussen de gemeten en berekende waarden voor beide opties, zijn voornamelijk het gevolg van:

- laag berekende potentiële evapotranspiratie in 1980
- vrij gunstige pF-curve
- het effect van 'doorslag'.

Bij juiste invoergegevens kunnen met het model vrij goede resultaten worden bereikt. Het effect van doorslag bij gronden die sterk heterogeen in horizontale richting zijn, kan hier echter afbreuk aan doen. Juiste invoergegevens hebben vooral betrekking op de pF-curves van de bovengrond en de $K(h)$ relaties van de ondergrond.

4. SIMULATIE VAN HET GROEISEIZOEN 1975 VOOR GEMENGWOELDE EN NIET-GEMENGWOELDE VEENKOLONIALE PROFIELEN

4.1. A l g e m e e n

Het hydrologisch effect van mengwoelen manifesteert zich in het bijzonder door het gedeeltelijk of geheel opheffen van droogteschade.

Een groeiseizoen met een relatief groot neerslagtekort zal markantere verschillen tussen het wel- en niet-gemengwoelde profiel te zien geven. Op grond hiervan is gekozen voor het groeiseizoen van 1975. Meteorologisch kan dit groeiseizoen, voor de omgeving van het weerstation Eelde, omschreven worden als volgt:

- mei: vrij koud, iets te nat en te somber
- juni: iets te koud en aan de droge kant
- juli: warm, zonnig en aan de natte kant
- augustus: zeldzaam warm en zonnig en te droog
- september: neerslaghoeveelheid normaal.

In de maanden mei tot en met september bedroeg de neerslag 280 mm tegen 335 mm normaal.

4.2. I n v o e r g e g e v e n s

Veenkoloniale profielen kunnen onderling sterk variëren. Om het effect van mengwoelen duidelijk in beeld te krijgen, is een karakteristiek niet-gemengwoeld profiel en het hierbij horende gemengwoelde profiel, doorgerekend.

De profielkeuze is gedaan uit het Stiboka-rapport 1526. Bodemkundig-hydrologisch onderzoek ten behoeve van grondwaterplan Drenthe (G.H. STOFFELSEN; A.F. VAN HOLST, 1981).

Gekozen is voor een moerige podzolgrond met veenkoloniaal dek (iWp). Schematisch kan dit profiel en de gemengwoelde versie ervan, als volgt worden weergegeven:

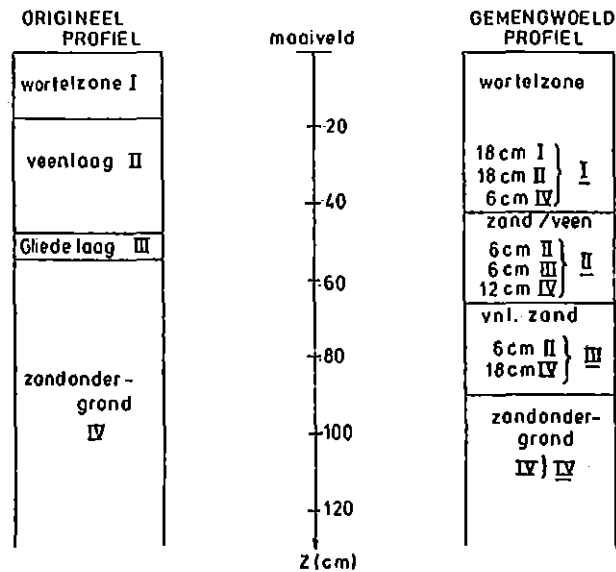


Fig. 19. Geschematiseerde profielopbouw van het gemengwoelde en niet-gemengwoelde profiel

In genoemd rapport worden voor deze 2 profielen zowel de $h(\theta)$ als de $K(h)$ relaties vermeld. Opgemerkt kan worden dat de $K(k)$ functies van het gemengwoelde profiel afgeleid zijn uit de $K(h)$ functies van het originele profiel.

De $K(h)$ -functies staan in tabel 8.

Tabel 8. De $K(h)$ functies van het originele en gemengwoelde profiel

Origineel profiel			Gemengwoeld profiel		
Laag nr.	Diepte (cm -mv)	$K(h)$ -functie (cm/etm.)	Laag nr.	Diepte (cm -mv)	$K(h)$ functie (cm/etm.)
I	0-18	$K(h)=73,3*\left(\frac{-6,5}{h}\right)^{1,93}$	I	0-42	$K(h)=54,0*\left(\frac{-9,0}{h}\right)^{2,42}$
II	18-48	$K(h)=0,5*\left(\frac{-21,0}{h}\right)^{2,2}$	II	42-66	$K(h)=35,5*\left(\frac{-7,5}{h}\right)^{2,33}$
III	48-54	$K(h)=0,068*\left(\frac{-53,0}{h}\right)^{1,81}$	III	66-90	$K(h)=44,9*\left(\frac{-7,5}{h}\right)^{2,74}$
IV	> 54	$K(h)=67,5*\left(\frac{-7,5}{h}\right)^{3,36}$	IV	> 90	$K(h)=67,5*\left(\frac{-7,5}{h}\right)^{3,36}$

Fig. 20 en 21 geven de pF-curves van de te onderscheiden lagen in het gemengwoelde en niet-gemengwoelde profiel.

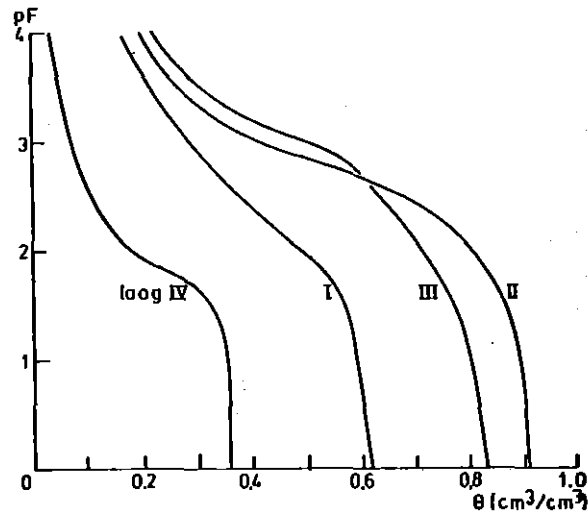


Fig. 20. De pF-curves van de 4 te onderscheiden bodemlagen in het niet-gemengwoelde profiel

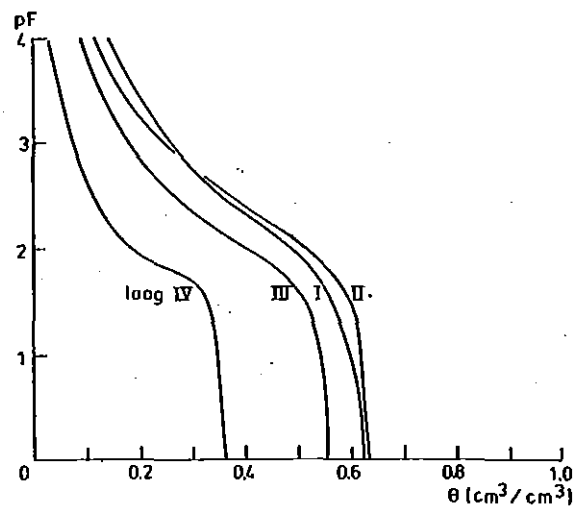


Fig. 21. De pF-curves van de 4 te onderscheiden bodemlagen in het gemengwoelde profiel

Het effect van het mengwoelen is mede afhankelijk van de, tijdens het groeiseizoen optredende, grondwaterstand. In de praktijk is echter de waterhoogte in de wijk de grootte die ingesteld wordt. Gekozen is daarom voor de optie waarin gegeven een konstant wijkpeil, de grondwaterstand berekend wordt. Door de ingestelde stuwpeilen te variëren, kunnen conclusies getrokken worden over een zo gunstig mogelijk peilbeheer. Deze vorm van waterbeheersing dient twee doelen, namelijk een optimale waterconservering en een optimale wateraanvoer. In de simulatie zullen deze twee aspecten aanwezig moeten zijn.

Men dient zich wel te realiseren, dat het konstant stellen van het peil in de wijken, kunstmatig is. Door beperkende toegenomen afvoermogelijkheden van de wijken is het konstant houden van het wijkpeil namelijk niet altijd mogelijk.

In droge zomers is het mogelijk dat de wijken droogvallen, zodat geen infiltratiemogelijkheden meer aanwezig zijn. Deze situatie is gesimuleerd door het oneindig groot maken van de infiltratieweerstand.

Voor het doorrekenen van '75 moet nog uit enkele opties gekozen worden en enige konstanten ingevoerd worden. In onderstaande zullen deze worden verantwoord.

- Groeiseizoen: 29/4 - 1/10; analoog aan groeiseizoen van 1980.
- Potentiële verdamping volgens PRIESTLEY/TAYLOR met $\alpha = 1,35$.
- Meteorologische gegevens ontleend aan station Eelde.

Netto straling werd berekend met de eerder afgeleide formule voor de dagelijkse hoeveelheden:

$$R_N = 0,476 * R_S + 52$$

waarin:

$$R_N = \text{dagelijkse netto straling} \quad (\text{J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1})$$

$$R_S = \text{dagelijkse globale straling} \quad (\text{J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1})$$

- Gewasgegevens.

worteldiepte: 15 cm voor originele profiel

42 cm voor gemengwoelde profiel

bodembedekking: 0,95

onttrekkingspatroon volgens FEDDES et al. met de volgende

kritische waarde: $h_1 = - 10 \text{ cm}$
 $h_2 = - 45 \text{ cm}$
 $h_3 = - 300 \text{ cm}$ bij $T^* = 5 \text{ mm}$
 $h_3 = - 600 \text{ cm}$ bij $T^* = 1 \text{ mm}$
 $h_4 = - 16000 \text{ cm}$

- Ingestelde wijkpeilen

niet gemengwoeld: 70, 100, 120, 130* en 150* cm -mv

gemengwoeld: 70, 100, 120 en 130* cm -mv

waarin: * = geen infiltratiemogelijkheden

- Initiële toestand

Grondwaterstand in alle gevallen op 100 cm -mv. Het vochtprofiel in evenwicht met deze grondwaterstand.

- Afvoerrelatie

$T = 191 \text{ etm}$ voor infiltratie

$T' = 157 \text{ etm}$ voor drainage.

- Maximaal toegestane vochtverandering binnen 1 tijdstap: 0,005 vol.%.

4.3. B e s p r e k i n g v a n d e r e s u l t a t e n

De potentiële plant- en bodemverdamping werd berekend op respectievelijk 410 en 46 mm. Dus een totale potentiële evapotranspiratie van 456 mm.

Tijdens het groeiseizoen bedraagt de neerslag 296 mm. De runoff was verwaarloosbaar klein. Belangrijk is dat er sprake is van een neerslagtekort van $456 - 296 = 160 \text{ mm}$. Dit tekort moet opgeheven worden door enerzijds het reeds aanwezige water en anderszijds de infiltratie vanuit de wijken het profiel in.

Tabel 9 en 10 geven de berekende waterbalanstermen, gecumuleerd over het groeiseizoen '75, in relatie tot de ingestelde wijkpeilen. Terwille van een juist inzicht in de bergingsverandering, is de grondwaterstand die aan het eind van het groeiseizoen werd berekend, aan de tabellen toegevoegd.

De waterbalanstermen zullen afzonderlijk, maar in relatie met het ingestelde wijkpeil besproken worden.

Tabel 9. Waterbalans voor het groeiseizoen van 29/4 t/m 1/10/'75
in niet-gemengwoeld profiel

Wijk- peil	P _{eff}	T	E	FLUXP	FLUXN	ΔW	Grondwater- stand op 1/10
cm -mv	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(cm -mv)
70	296	388	46	119	0	- 20	87
100	296	376	46	87	7	- 48	119
130	296	362	46	56	36	- 96	146
130*	296	346	46	0	36	-133	158
150*	296	340	46	0	64	-157	170

Tabel 10. Waterbalans voor het groeiseizoen 29/4 - 1/10/'75 in
gemengwoeld profiel

Wijk- peil	P _{eff}	T	E	FLUXP	FLUXN	ΔW	Grondwater- stand op 1/10
(cm -mv)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(cm -mv)
70	296	404	46	194	2	+ 37	61
100	296	410	46	147	7	+ 20	122
130	296	410	46	102	35	- 94	154
130*	296	409	46	0	35	-194	191

- Infiltratie vanuit de wijken het profiel in: FLUXP

Bij de wijkpeilen die met een ster (*) zijn aangeduid, is de infiltratieweerstand oneindig groot gesteld, diensgevolge is de hoeveelheid geïnfiltreerd water nihil.

Opvallend zijn de hoge waarde voor FLUXP die berekend worden bij ingestelde wijkpeilen van 70 cm en 100 cm -mv. Wil men bijvoorbeeld een peil van 70 cm -mv in de wijken handhaven bij een niet-gemengwoeld en gemengwoeld perceel dan moet respectievelijk 119 mm en 194 mm water toegevoerd worden. Uitgaande van een groeiseizoen van 29/4 tot en met 1/10, ofwel 156 dagen, betekent

dit een benodigde aanvoer intensiteit (Q) van:

$$Q = \frac{0,119 * 10^4}{156} = 7,6 \text{ m}^3/\text{ha.etm. voor het niet-gemengwoelde perceel}$$

$$Q = \frac{0,194 * 10^4}{156} = 12,4 \text{ m}^3/\text{ha.etm. voor het gemengwoelde perceel}$$

Blijkt de werkelijke aanvoer van water naar de wijken kleiner te zijn dan zal het peil in de wijken gaan dalen.

Het handhaven van een konstant peil in de wijken door aanvoer van water is geen doel op zich. Uiteindelijk gaat het er immers om, door aanvoer van water grotere gewasopbrengsten te realiseren. Uitgaande van een positieve correlatie tussen de plantverdamping en de opbrengst blijkt een hoger ingesteld wijkpeil bij deze gemengwoelde grond, in 1975 niet tot hogere opbrengsten te leiden. Een ingesteld wijkpeil van 70 cm -mv voor het gemengwoelde perceel brengt daarentegen in perioden met grote neerslaghoeveelheden eerder gevaar voor wateroverlast met zich mee. In het niet-gemengwoelde profiel geeft de aanvoer van water een duidelijke vergroting van de plantverdamping.

- Drainage vanuit profiel de wijk in: FLUXN

De waarde van de afvoer naar de wijken hebben in dit droge groeiseizoen van 1975 geen betekenis.

Deze waarden komen in de beginperiode van de berekeningen tot stand, en hangen ten nauwste samen met de voor alle situaties gelijke begingrondwaterstand van 100 cm -mv.

Bij wijkpeilen van 130 cm en 150 cm -mv daalt de grondwaterstand door onder andere afvoer naar de wijk. Is de grondwaterstand onder het niveau in de wijken gekomen, dan gaat de afvoer naar de wijken over in infiltratie vanuit de wijken. En door het neerslagtekort van 160 mm komt de grondwaterstand in het verdere verloop meestal niet meer boven het wijkpeil.

- Bergingsverandering: ΔW

De bergingsverandering moet in samenhang met de ingevoerde beginsituatie gezien worden. Deze beginsituatie was een grondwaterstand van 100 cm -mv en een potentiaal verloop in evenwicht hiermee.

De hoge waarden van ΔW , die optreden bij wijkpeilen van 130 cm -mv en dieper, getuigen van de invloed van het hoge humusgehalte van deze profielen.

Bij een wijkpeil van 130 cm -mv en geen infiltratiemogelijkheden, treedt in het gemengwoelde profiel zelfs een afname van 194 mm op. De grondwaterstand is echter gedaald tot 191 cm -mv. Twee conclusies kunnen voor dit profiel worden getrokken. Het gemengwoelde profiel kan veel water bergen en de capillaire opstijging door de humeuze zandondergrond is vrij gunstig.

Een opmerking over de capillaire opstijging kan nog gemaakt worden aan de hand van de grondwaterstand die voor het eind van het groeiseizoen werd berekend. Bij een ingesteld wijkpeil van 130 cm -mv en geen infiltratiemogelijkheden werd in het niet-gemengwoelde en gemengwoelde profiel een eind-grondwaterstand berekend van respectievelijk 158 cm en 191 cm -mv. Als de grondwaterstand beneden het wijkpeil is gezakt, zal deze slechts onder invloed van capillaire opstijging verder dalen. Deze daling is in het gemengwoelde profiel aanmerkelijk groter dan in het niet-gemengwoelde profiel. De voorwaarde voor capillaire opstijging is blijikbaar in het niet-gemengwoelde profiel in veel mindere mate aanwezig. Beide profielen hebben echter dezelfde zandondergrond. Dit betekent daarom dat in het niet-gemengwoelde profiel de gliede- en veenlaag een duidelijk storende invloed hebben op de capillaire opstijging.

In het gemengwoelde profiel en een ingesteld wijkpeil van 70 cm -mv werd voor het eind van het groeiseizoen zelfs een positieve bergingsverandering berekend. Naast een neerslaghoeveelheid van ongeveer 35 mm gedurende de laatste dagen van het groeiseizoen zijn de goede capillaire eigenschappen en de redelijk goede verzadigde doorlatendheid van de zandondergrond hiervan de oorzaak. Deze hydrologische eigenschappen veroorzaken dus een nat vochtverloop bij een wijkpeil van 70 cm -mv in het gemengwoelde profiel. Dit brengt met zich mee dat bij grote neerslaghoeveelheden de grondwaterstand aanmerkelijk zal stijgen en de kans op wateroverlast vergroot wordt.

- Plantverdamping: T

De opgetreden plantverdamping moet in relatie worden gezien met de berekende potentiële plantverdamping. Deze was berekend op 410 mm. Als eerste wordt het gemengwoelde profiel aan de orde gesteld.

Tabel 11 geeft de plantverdamping en de reductie, zijnde het verschil tussen potentiële en opgetreden plantverdamping ($T^* - T$), in relatie tot het ingestelde wijkpeil.

Tabel 11. De plantverdamping en de reductie van de plantverdamping in 1975 voor het gemengwoelde profiel in relatie tot het wijkpeil

	Wijkpeil (cm -mv)			
	70	100	130	130*
T (mm)	404	410	410	409
$T^* - T$ (mm)	6	0	0	1

Uit de tabel blijkt, dat er geen reductie van enige betekenis optreedt ongeacht het ingestelde wijkpeil. Dit gemengwoelde profiel levert tijdens het groeiseizoen 1975 voldoende water om een optimale watervoorziening voor het gewas te garanderen. Nogmaals wordt er in dit verband op gewezen dat bij aanvang van het groeiseizoen een grondwaterstand van 100 cm -mv is aangenomen.

Een wijkpeil in de orde van 70 cm -mv is voor dit profiel en dit groeiseizoen, niet aan te bevelen daar de moeite die nodig is voor het aanvoeren van het water, niet beloond wordt.

Bovendien zou dan gevaar voor wateroverlast optreden.

Voor het niet gemengwoelde profiel liggen de zaken er geheel anders voor. Tabel 12 geeft de resultaten aangaande de opgetreden verdamping en de reductie ten opzichte van de potentiële verdamping.

Tabel 12. De plantverdamping en de reductie van de plantverdamping in 1975 voor het niet-gemengwoelde profiel in relatie tot het wijkpeil

	Wijkpeil (cm -mv)				
	70	100	130	130*	150*
T (mm)	388	376	362	346	340
T* - T (mm)	22	34	48	64	70

Ongeacht de hoogte van het wijkpeil treedt in dit profiel verdampingsreductie op als gevolg van te droge omstandigheden. Er is hier sprake van een droogtegevoelig profiel.

Een hoger ingesteld wijkpeil vermindert in niet onbelangrijke mate de verdampingsreductie. Een hoger wijkpeil vergt echter grotere hoeveelheden water, die aangevoerd moeten worden. Deze benodigde hoeveelheid (FLUXP) en de verdampingsreductie in afhankelijkheid van het wijkpeil is in tabel 13 weergegeven.

Tabel 13. De infiltratie vanuit de wijken en de reductie van de plantverdamping in 1975 van het niet-gemengwoelde profiel in relatie tot het wijkpeil

	Wijkpeil (cm -mv)				
	70	100	130	130*	150
FLUXP (mm)	119	87	56	0	0
T* - T (mm)	22	34	48	64	70

Uit de tabel 13 blijkt dat de hoeveelheid water die aangevoerd moet worden om een hoger wijkpeil in te stellen, veel groter is dan de vermindering van de verdampingsreductie.

Als voorbeeld wordt gekeken naar een wijkpeil van 130 cm -mv bij wel en geen infiltratiemogelijkheden. Met geen infiltratiemogelijk-

heden wordt de situatie bedoeld waarbij de wijk op een niveau van 130 cm -mv reeds droogvalt. Bij infiltratie is een aanvoer nodig van totaal 56 mm en de verdampingsreductie is dan 48 mm. Bij geen infiltratie is geen aanvoer van betekenis nodig en is de verdampingsreductie 64 mm.

Dit betekent dat een aanvoer van 56 mm een vermindering in de verdampingsreductie geeft van 12 mm. Dit is een rendement van slechts $\pm 21\%$ ($\frac{12}{56} * 100\%$).

In de praktijk zal veelal van een ander rendement sprake zijn, daar men meestal niet tot 1/10 het peil konstant houdt. Men zal bijvoorbeeld tegen het einde van augustus een daling van het wijkpeil toestaan.

Het verloop in de tijd van de actuele plantverdamping, in de niet-gemengwoelde grond bij verschillende wijkpeilen, en de potentiële plantverdamping is uitgezet in fig. 22. Het verloop van de actuele plantverdamping in de gemengwoelde grond is vrijwel gelijk aan het potentiële verloop.

Uit het verloop blijkt dat verdampingsreductie als gevolg van te droge omstandigheden, op het einde van de maand juni aanving in het niet-gemengwoelde profiel. Door de relatief grote neerslaghoeveelheid in de maand juli van 96 mm bleef deze reductie aanvankelijk beperkt. Als gevolg van de droge maand augustus met 20 mm neerslag, zette de verdampingsreductie in het midden van deze maand zich weer verder voort.

Voor de opbrengst van de gewassen is de overvloedige neerslag in de maand juli zeer belangrijk geweest. Hierbij kan worden opgemerkt, dat de neerslaghoeveelheid van 96 mm bij het weerstation Eelde voor de maand juli duidelijk meer was dan het landelijk gemiddelde van 63 mm.

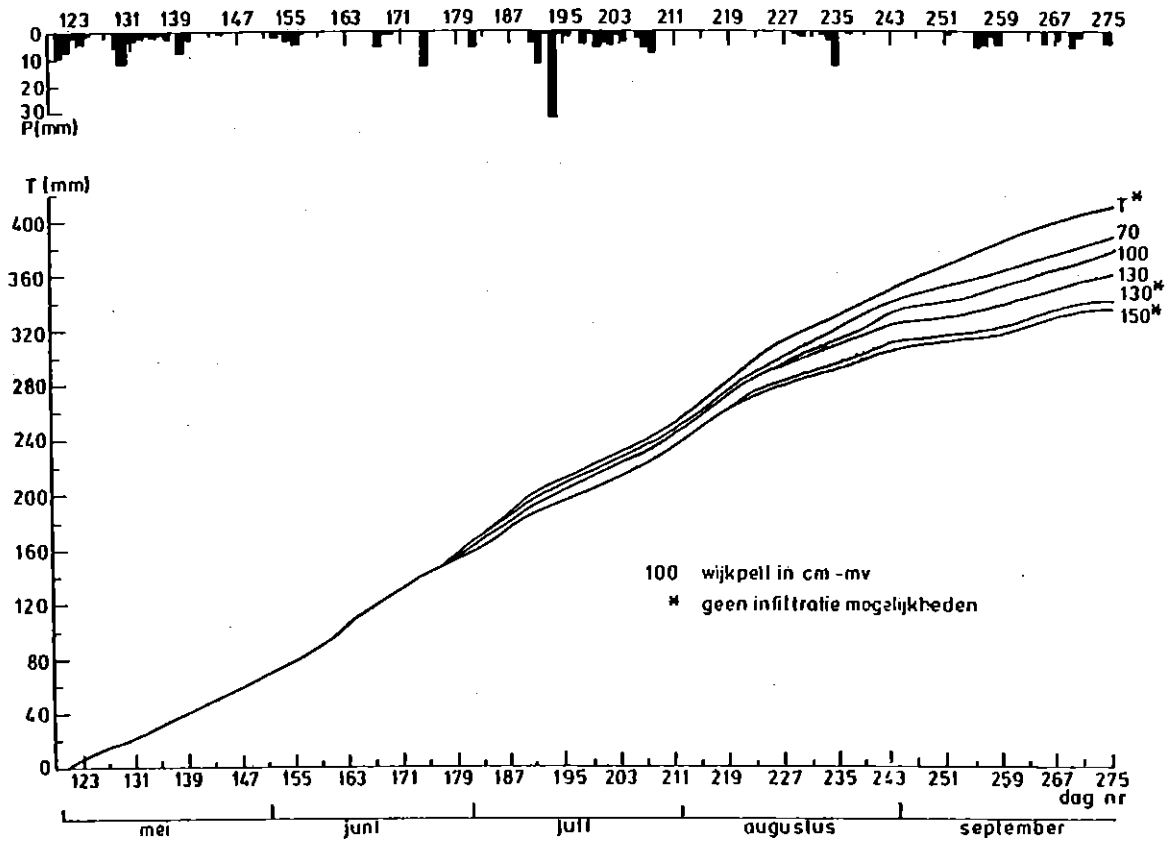


Fig. 22. Het verloop van de neerslag (P), de cumulatieve potentiële plantverdamping (T^*) en de cumulatieve actuele plantverdamping (T) in mm bij verschillende, konstant ingestelde, wijkpeilen, tijdens het groeiseizoen van 1975