

Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping  
van naaldhout (PINUS NIGRA, AUSTRIACA, L) volgens de  
methode van Mc. Ilroy

A.H. Ryhiner en ir. P.E. Rijtema

*McIlroy geldt voor twee willekeurige niveaus  
in atmosfeer. (P.D.). Hier Do als vertuum ge-  
bruikt.*

Samenvatting

De uit klimatologische gegevens berekende verdamping van naaldhout volgens de methode van Mc. ILROY wordt vergeleken met de verdamping berekend volgens de waterbalans. Bij de analyse van het materiaal blijkt, dat de verdamping van naaldhout enerzijds wordt beperkt door interne weerstanden in het gewas en anderzijds - bij uitdroging van de grond - door de vochtvoorziening.

Aangezien de neerslag, door interceptie, bij de gewasverdamping een verdampend verhogend effect heeft, is het, in verband hiermee, noodzakelijk een scheiding te maken tussen de evaporatie en de transpiratie. Het is mogelijk om de invloed van de gewas-weerstand in afhankelijkheid van het klimaat en de bodemkundige factoren nader te analyseren. Berekening van de potentiële transpiratie geeft aan, dat deze waarden tengevolge van de grote weerstand in het gewas lager zijn dan de volgens PENMAN berekende waarde van de  $E_0$ . De overeenstemming tussen de berekende werkelijke verdamping en de uit de waterbalans bepaalde is bijzonder groot.

1. Inleiding

Verdamping is het proces waarbij de neerslag, die het aardoppervlak bereikt, als waterdamp in de atmosfeer terugkeert. Het tegenover gestelde proces condensatie, kan ook voorkomen en de netto verdamping is het verschil tussen de hoeveelheid waterdamp, die van het oppervlak wordt afgevoerd en de hoeveelheid die daarop condenseert.

De gecombineerde verdamping van bodem- en plantenoppervlak wordt, met inbegrip van interceptie en transpiratie, totale verdamping of evapo-transpiratie genoemd.

Het waterverbruik (evapo-transpiratie) gedurende een bepaalde periode

wordt meestal bepaald door het verschil in bodemvochtigheid aan het begin en einde van deze periode, waarbij dit vochtgehalte, hetzij direct wordt gemeten door middel van bemonsteringen met de ringmonsterboor, hetzij indirect bijvoorbeeld door meting van het elektrisch geleidingsvermogen.

Hoewel beide methoden bruikbaar zijn voor het meten van de bodemvochtigheid zijn er niettemin een aantal duidelijke tekortkomingen inherent aan deze technieken. De directe methode is wegens de verstoring van het profiel zeker niet toelaatbaar in lysimeters, terwijl bij de indirecte methode rekening moet worden gehouden met hysteresis van het vochtgehalte. Bovendien vereisen beide methoden een groot aantal metingen teneinde statistische onzekerheden te vermijden. Ze zijn derhalve zeer bewerkelijk en tijdrovend.

In 1959 werd door de Directie Waterhuishouding en Waterbeweging van Rijkswaterstaat een apparatuur aangeschaft voor de nucleaire vochtmeting. De ervaringen die hiermede in Nederland werden opgedaan hebben bewezen dat de neutronen sonde de moeilijkheden mist welke aan bovengenoemde methoden zijn verbonden (FLOEMEN, 1962). Voor het verkrijgen van verdampingsgegevens over korte perioden werd dan ook eind 1960 door Rijkswaterstaat een aanvang gemaakt met periodieke grondvochtmetingen in de lysimeters van het Provinciaal Waterleidingsbedrijf Noord-Holland te Castricum door middel van radioactieve isotopen.

Bij de bepaling van de verdamping werd gebruikgemaakt van de waterbalansvergelijking:

$$E + T = N - A - \Delta V$$

waarin:  $E + T$  = evapo-transpiratie

$N$  = neerslag

$A$  = afvoer

$\Delta V$  = verandering in vochtvoorraad in de grond

Enkele resultaten van dit onderzoek werden reeds in een voorgaand verslag over dit onderwerp medegedeeld (RYHINER, 1962), terwijl in bedoeld verslag bovendien melding werd gemaakt van het feit, dat voor verschillende balansperioden irreële verdampingswaarden werden berekend. Welke meet- en bepalingsfouten hiervoor verantwoordelijk zijn kan, wegens het ontbreken van vergelijkbare reeksen directe metingen niet worden vastgesteld. Evenmin kan worden vastgesteld of er wel de gewenste overeenstemming bestaat tussen de vochtgehalten van een vochtbemonstering welke in 1944 in de lysimeters werd

uitgevoerd en de vochtbepaling volgens de nucleaire methode omdat ook de vochtbemonstering niet als standaard bepaling kan gelden.

Het werd daarom wenselijk geacht langs andere weg een algemeen beeld van de verdamping te verkrijgen. Hierbij werd gebruik gemaakt van een indirecte methode, dat wil zeggen de toepassing van een empirische verdampingsformule op basis van de beschikbare meteorologische gegevens.

Methoden welke betrekking hebben op bepaalde meteorologische grootheden worden sinds 1800 gebruikt, toen DALTON vond, dat de snelheid van de verdamping rechtevenredig is met het dampspanningsverschil  $e_0 - e_d$ , waarin  $e_0$  de dampspanning voorstelt in de laminaire grenslaag en  $e_d$  de verzadigingsdampspanning bij het dauwpunt van de lucht op enige afstand van deze grenslaag. De mate, waarin de verdamping plaatsvindt wordt direct of indirect beheerst door de windsnelheid, luchtvochtigheid, temperatuur en straling. In de literatuur zijn dan ook verschillende methoden bekend om de verdamping met behulp van deze klimatologische grootheden te berekenen (THORNWAITE en HOLZMAN, PENNAN, MC. ILROY en vele anderen).

Op grond van de in de hierna volgende nader toe te lichten redenen werd hiervoor gekozen de methode van MC. ILROY. Allereerst wordt aandacht besteed aan de lysimeter begroeid met *Pinus nigra austriaca* (lysimeter IV), later zullen mededelingen worden gedaan over resultaten van het onderzoek van de overige lysimeters.

## 2. Methode MC. ILROY

Aangezien de formule van MC. ILROY in Nederland vrijwel onbekend is, zal in het volgende een korte uiteenzetting worden gegeven van de gedachten-gang welke aan de formule ten grondslag ligt. Voor details van de afleiding van de formule zij verwezen naar de betreffende literatuur (SLATYER, MC. ILROY, 1961).

### 2.1. Het opneem-vermogen van de atmosfeer

Verdamping is een natuurkundig verschijnsel en wel de overgang van de vloeibare- naar de gasvormige fase. Het treedt op aan elk nat oppervlak wanneer daarboven een dampspannings gradiënt bestaat.

Vlak bij het oppervlak, in de zogenaamde laminaire grenslaag, vindt het waterdamp transport uitsluitend plaats door middel van moleculaire diffusie.

Om het verdampingsproces gaande te houden is nodig, dat voortdurend waterdamp uit de grenslaag wordt getransporteerd naar de onverzadigde lagen er boven. Dit transport geschiedt in hoofdzaak door verticale verplaatsing van de lucht onder invloed van de wrijving, die de lucht nabij het oppervlak ondervindt, waardoor deze in werveling geraakt (wrijvingsturbulentie) en onder invloed van temperatuur verschillen met de hoogte (convectie) en slechts in geringe mate door moleculaire diffusie. De turbulente diffusie coëfficiënt  $K$  in  $\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$ , is dus afhankelijk van het wind- en temperatuur profiel en van de ruwheid van het oppervlak.

Nabij het aardoppervlak zijn de wervelingen van dezelfde orde van grootte als de oneffenheden aan het aardoppervlak, doch met toenemende hoogte kunnen deze wervelingen zich vrijer ontwikkelen, waardoor  $K$  toeneemt met de hoogte.

Volgens de theorie van de turbulente beweging is deze toename van  $K$  lineair, als de atmosfeer in indifferent evenwicht verkeert, dat wil zeggen:  $\frac{d\theta}{dz} = 0$  is. Uit de turbulentie theorie volgt nu:

$$K = k u_* (z + z_0) \quad (1)$$

Hierbij is  $k (= 0.40)$  de constante van von KARMAN,  $z_0$  een maat voor de ruwheid van het oppervlak in cm en  $u_*$  voor de turbulente kracht van de wind in  $\text{cm} \cdot \text{sec}^{-1}$  en wordt de wrijvings snelheid genoemd.

$u_*$  kan worden weergegeven door de volgende vergelijking:

$$\tau = c u_*^2 \quad (2)$$

waarin  $\tau$  de schuifspanning is in  $\text{g cm}^{-1} \text{sec}^{-2}$  en  $c$  de dichtheid van de lucht in  $\text{g cm}^{-3}$ .

Onder omstandigheden van indifferent evenwicht kan de wrijvingsnelheid  $u_*$  worden bepaald uit het optredende logaritmische windprofiel:

$$\frac{u_z}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \frac{z + z_0}{z_0} \quad (3)$$

waarbij  $u_z$  de windsnelheid is op hoogte  $z$  (in  $\text{cm/sec}$ ).

Voor de impuls-, warmte- en waterdampstroombichtheid in de lucht, waarbij de turbulente geleiding van overwegend belang is, gelden respectievelijk de volgende transportvergelijkingen:

$$\tau = \rho K_M \frac{\partial u}{\partial z} \quad (4)$$

$$L = -\rho c_p K_L \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (5)$$

$$E = -\rho K_V \frac{\partial q}{\partial z} \quad (6)$$

waarin,  $c_p \cdot \theta$  en  $q$  respectievelijk zijn de specifieke warmte bij constante druk in cal./gr. lucht,  $\theta$  de droge bol temperatuur in  $^{\circ}\text{C}$  en  $q$  de specifieke vochtigheid in gr vocht/gr lucht.  $K_M$ ,  $K_L$  en  $K_V$  zijn de turbulente diffusie coëfficiënten van impuls, warmte en waterdamp, allen op een hoogte  $z$ .

Uit het voorgaande kan worden afgeleid, dat de snelheid van deze turbulente uitwisseling afhankelijk is van de (op een zeker niveau gemeten) windsnelheid. Door combinatie van de twee bovengenoemde gezichtspunten kan voor de verdampingssnelheid  $E_0$  uit een open watervlak de volgende formule worden opgesteld (de z.g. Dalton formule):

$$E_0 = f(\bar{u}) (e_0 - e_d) \quad (7)$$

hierin is  $f(\bar{u})$  een empirisch afgeleide functie van de windsnelheid en wordt algemeen gegeven in de vorm:

$$f(\bar{u}) = a (1 + b \bar{u}) = c \bar{u}$$

De praktische moeilijkheid in formule (7) schuilt in de bepaling van  $e_0$ , aangezien deze wordt bepaald door de temperatuur in de grenslaag, die niet gelijk hoeft te zijn aan de temperatuur van de lucht maar sterk afhankelijk is van de temperatuur in het grensvlak water-lucht. Onder invloed van de straling kan deze in belangrijke mate afwijken van de temperatuur die men respectievelijk in het water en in de lucht meet. Het is duidelijk, dat vlak bij een dergelijk grensvlak sterke temperatuurs gradiënten kunnen optreden waarvan de meting technisch uiterst moeilijk is. Om de noodzaak tot het uitvoeren van dergelijke moeilijke metingen te ontgaan hebben PENNAN, MC. ILROY en anderen een verband weten te leggen tussen de bovengeschetste beschouwing en de voor de verdamping beschikbare energie,

## 2.2. De energie balans

De voor de verdamping beschikbare energie is afkomstig van de zon, die met een oppervlakte temperatuur van bijna  $6000^{\circ}\text{K}$  straling uitzendt, welke in de vorm van directe zonnestraling of als diffuus verstrooide straling, gelegen in het golflengte gebied van  $0,3 \mu$  (ultra-violet) en  $3\mu$  (infrarood) het aardoppervlak bereikt. Een deel van deze kortgolvlige straling wordt al of niet diffuus teruggekaatst. Het aardoppervlak met een temperatuur van bijna  $300^{\circ}\text{K}$  zendt straling uit die bij een golflengte van  $10 \mu$  haar maximum intensiteit heeft. Volgens de wet van energie behoud kan de energie balans van een horizontaal terreinoppervlak als volgt worden weergegeven:

$$H_{su}(1-r) - {}_{nt}H_{ea} = {}_{nt}H = L_T E + L + G \quad (8)$$

De per oppervlakte eenheid ( $\text{cm}^2$ ) en per eenheid van tijd (etm.) invallende kortgolvlige straling in cal. ( $H_{su}$ ), verminderd met de gereflecteerde straling ( $r.H_{su}$ ) en de door het oppervlak zelf uitgezonden netto langgolvlige uitstraling ( ${}_{nt}H_{ea}$ ) in  $\text{cal.cm}^{-2}\text{etm.}^{-1}$ , levert de beschikbare netto stralingsenergie ( ${}_{nt}H$ ) eveneens in  $\text{cal.cm.}^{-2}\text{etm.}^{-1}$ . Van deze beschikbare energie wordt een deel ( $G$ ) door moleculaire warmtegeleiding afgevoerd naar de aarde, terwijl  $L$  en  $E$  respectievelijk worden gebruikt voor de verwarming van de lucht en de verdamping van water,  $L_T$  (in cal.) is de verdampingswarmte van water. Het voornaamste probleem in de energie balans blijft dan de verdeling van de netto stralingsenergie over de verdamping en de warmteoverdracht naar de lucht. BOWEN introduceerde de volgende verhouding:

$$\beta = \frac{L}{L_T E} = \gamma \frac{\theta_o - \theta_a}{e_o - e_a} \quad (9)$$

De formule van Bowen onderstelt, dat de verhouding waarin  ${}_{nt}H$  over  $L$  en  $L_T E$  wordt verdeeld, bepaald wordt op grond van de overweging, dat zowel bij de verwarming van de aangrenzende lucht door het bestraalde grensvlak als bij de verdamping de turbulente menging als transportmechanisme fungeert. Dus op dezelfde manier als  $L_T E$  afhangt van de dampspanningsgradiënt ( $e_o - e_a$ ), hangt  $L$  af van het temperatuursgradiënten. Onder temperatuursgradiënten wordt daarbij eerst aan het verschil tussen grensvlak temperatuur  $\theta_o$  en de luchttemperatuur  $\theta_a$ ,  $\gamma$  is een constante die ongeveer de waarde 0,49 heeft, indien  $\theta$  in graden Celsius en  $e$  in  $\text{mm Hg}$  wordt uitgedrukt.

Met behulp van de Bowerverhouding kan nog iets anders worden geschreven. Uit (5) en (6) volgt namelijk!

$$\beta = \frac{L}{L_T E} = \frac{c_p}{L_T} \frac{\Delta\theta}{\Delta q} = \frac{p c_p}{0,622 L_T} \frac{\Delta\theta}{\Delta e} = \gamma \frac{\Delta\theta}{\Delta e} \quad (10)$$

waarin  $\frac{p c_p}{0,622 L_T} = \gamma$  de psychrometer constante voorstelt, p is de luchtdruk (1000 mb) en 0,622 =  $\epsilon$  = de verhouding van de moleculaire gewichten van waterdamp en lucht.

Uit (8) en (10) volgt nu:

$$E = \frac{nt^H - G}{L_T} \cdot \left( \frac{L_T E}{L + L_T E} \right) = \frac{nt^H - G}{L_T} \cdot \left( \frac{1}{1 + \beta} \right) \quad (11)$$

### 2.3. Vereenvoudigde berekening voor de bepaling van een dampspanningsverschil

Indien voor het meten van de luchtvochtigheid natte bol-thermometers worden gebruikt, hetgeen doorgaans het geval is, kan het dampspanningsverschil in vergelijking (9) op een vrij eenvoudige wijze worden bepaald door gebruikmaking van de psychrometervergelijking voor volledig geventileerde thermometers:

$$e = (E)_{\theta_w} - \gamma (e - \theta_w) = (E)_{\theta_w} - \gamma D \quad (12)$$

waarin  $(E)_{\theta_w}$  is de verzadigingsdruk bij natte bol temperatuur  $\theta_w$  in °C,  $\gamma$  de psychrometer constante en  $D = e - \theta_w$  is de depressie van de natte bol.

Een dampspanningsverschil kan dan als volgt worden uitgedrukt:

$$\begin{aligned} \Delta e &= e_2 - e_1 \\ &= [(E)_{\theta_{w2}} - (E)_{\theta_{w1}}] - \gamma [(e_2 - \theta_{w2}) - (e_1 - \theta_{w1})] \end{aligned} \quad (13)$$

Uit substitutie van  $D = e - \theta_w$  en  $s = \frac{(E)_{\theta_{w2}} - (E)_{\theta_{w1}}}{\theta_{w2} - \theta_{w1}}$  volgt nu:

$$\Delta e = s (\theta_{w2} - \theta_{w1}) - \gamma (D_2 - D_1) = s \Delta \theta_w - \gamma \Delta D \quad (13a)$$

$$= (s + \gamma) \Delta \theta_w - \gamma \Delta \theta \quad (13b)$$

$$= \gamma \left[ \left( \frac{s + \gamma}{\gamma} \right) \Delta \theta_w - \Delta \theta \right] \quad (13c)$$

De grootheid s kan nauwkeurig uit psychrometertabellen worden afgeleid. Voor niet al te grote verschillen komt het vrij goed overeen met de "helling" van de verzadigingsdampdrukcurve versus temperatuur, dat wil zeggen:

$$s \approx \left[ \frac{\partial(\epsilon)_g}{\partial \theta_w} \right]_{\theta_{WA}}$$

waarin  $\theta_{WA} = \frac{\theta_{w2} + \theta_{w1}}{2}$  is de gemiddelde natte bol temperatuur.

De verhouding  $\frac{s + \gamma}{\gamma}$  met de daarbij behorende waarde van  $\gamma$  kan met elke gewenste nauwkeurigheid uit een nomogram worden afgeleid.

Uit vergelijking (11) en (13b) blijkt nu dat:

$$\frac{1}{1 + \beta} = \frac{\Delta e}{\Delta e + \gamma \Delta \theta} = \frac{(s + \gamma) \Delta \theta_w - \gamma \Delta \theta}{(s + \gamma) \Delta \theta_w} = 1 - \frac{\gamma}{s + \gamma} \left( \frac{\Delta \theta}{\Delta \theta_w} \right) \quad (14)$$

zodat vergelijking (11) als volgt kan worden herschreven:

$$E = \frac{nt^H - G}{L_T} \left[ 1 - \frac{\gamma}{s + \gamma} \left( \frac{\Delta \theta}{\Delta \theta_w} \right) \right] \quad (15)$$

#### 2.4. Afleiding formule Mc.ILROY

Zoals uit het voorgaande blijkt, wordt bij een onbeperkte mogelijkheid tot aanvoer van water naar het grensvlak, de grootte van de verdamping enerzijds door de capaciteit van de aangrenzende lucht voor het afvoeren en bergen van waterdamp en anderzijds door de voor de verdamping beschikbare energie bepaald. De formule van Mc.ILROY bestaat, op grond van deze gezichtspunten, evenals de welbekende formule van FENMAN, uit een combinatie van de energiebalans en de Daltonvergelijking (7).

Naar analogie van de transportvergelijkingen (5) en (6) voor de turbulente uitwisseling tussen de verschillende luchtlagen wordt voor de overdracht van warmte en waterdamp van het oppervlak ( $z = 0$ ) naar een zekere hoogte  $z$  gesteld:

$$L = \rho_p \rho K_A \left[ \frac{\rho - \theta}{z} \right] = h \Delta \theta \quad (16)$$

en

$$L_T E = L_T \rho K_A \left[ \frac{q_0 - q}{z} \right] = \frac{L_T}{\rho_p} h \Delta q \quad (17)$$

$K_A$  is een gewogen gemiddelde turbulente diffusiecoëfficiënt over het hoogste interval  $0 - z$ , zodat:

$$h = \frac{\rho_p \rho K_A}{z}$$



$$\frac{\rho c_p}{\epsilon L_T} = \gamma$$

een transportcoëfficiënt voorstelt voor de turbulente uitwisseling van zowel warmte als waterdamp, analoog aan de Daltoncoëfficiënt in (7)

Gebruikmakend van het feit dat  $\frac{\rho c_p}{\epsilon L_T} = \gamma$ , tezamen met vergelijking (13b), kan vergelijking (17) in termen van natte bol temperatuur en natte bol depressie als volgt worden uitgedrukt:

$$L_T E = \frac{h}{\gamma} (s \Delta \theta_w - \gamma \Delta D) = \frac{hs}{\gamma} \Delta \theta_w - h \Delta D \quad (17a)$$

Omzetting van (16) in dezelfde termen geeft:

$$L = h (\Delta \theta_w + \Delta D) \quad (16a)$$

Na substitutie van (16a) en (17a) in de energiebalansvergelijking (8) ontstaat:

$$nt^H - G = L_T E + L = h \Delta \theta_w \left(1 + \frac{s}{\gamma}\right) \quad (18)$$

Substitutie van  $\frac{h \Delta \theta_w}{\gamma} = \frac{nt^H - G}{s + \gamma}$  in vergelijking (17a) geeft voor de verdampstroomdichtheid de vergelijking:

$$L_T E = \frac{s}{s + \gamma} (nt^H - G) - h \Delta D \quad (19)$$

of

$$E = \frac{s}{s + \gamma} \frac{nt^H - G}{L_T} + \frac{h}{L_T} (D - D_0) \quad (20)$$

en hiermede hebben we de basisformule van Mc.ILROY verkregen waarin  $D_0$  en  $D$  respectievelijk zijn de natte bol depressie van het oppervlak en op een zekere hoogte  $z$  boven het oppervlak.

### 3. Berekening van de maximale verdamping volgens de gecombineerde methode

Uit het voorgaande blijkt, dat de formule van Mc.ILROY uit twee termen bestaat. De eerste of de "stralings"term stelt de verdamping voor welke optreedt aan elk oppervlak, ongeacht zijn karakteristieken, wanneer de dampspanning (kenbaar aan de natte bol depressie) van een verzadigd oppervlak, bij een gegeven waarde van  $nt^H - G$  en een bepaalde temperatuur (hieruit volgt  $\frac{s}{s + \gamma}$ ) in overeenstemming is met die van de aangrenzende lucht (dat wil zeggen  $D = D_0$ ). De eerste term kan dus worden beschouwd als een ideale evenwichtstoestand van de verdamping en geldt strikt genomen alleen voor een groot homogeen oppervlak onder volkomen uniforme omstandigheden. De tweede

term is een maat voor de afwijking van dit evenwicht als gevolg van hetzij een verticale, hetzij een horizontale discontinuïteit.

Hieruit kan worden afgeleid dat de potentiële verdamping ( $E_p$ ) in zijn ideale vorm zoals die door THORNTON wordt gedefinieerd strikt genomen moet zijn de hoeveelheid  $\frac{s}{s + \gamma} \left( \frac{nt^3 - G}{L_m} \right)$  en beter een evenwichtsverdamping kan worden genoemd. De term potentiële verdamping kan dan, in overeenstemming met het voorgaande, beter worden gebruikt om de maximale verdamping aan te duiden die verkregen kan worden van een bepaald gewas, dat in bepaalde omstandigheden optimaal is voorzien van water en kan dus berekend worden uit vergelijking (20) met  $D_0 = 0$ .

Zowel  $nt^3$  als  $G$  zijn te meten, maar aangezien op het weerstation te Castricum geen stralingsmetingen worden verricht moest de netto instraling ( $nt^3$ ) worden berekend. Voor de berekening van  $nt^3$  werd gebruikgemaakt van de Penman-formule voor het netto stralingsbudget: *(gevoe benadering, constanten empirisch, via tabel Wesseling)*

$$nt^3 = H_{su} (1 - r - \mu) - \sigma \sigma_a^4 (0,56 - 0,092 \sqrt{e_d}) (0,10 + 0,90 n/N) \quad (21)$$

In deze formule is  $\sigma$  (in  $\text{cal. cm}^{-2} \text{sec}^{-1} (^\circ\text{C})^{-1}$ ) de constante uit de wet van STEFAN-BOLTZMAN;  $\sigma_a$  is de luchttemperatuur in graden ~~Celsius~~ <sup>Kelvin</sup>;  $e_d$  is de verzadigingsspanning van de lucht bij het dauwpunt in mm Hg;  $\mu$  is het percentage van de invallende totale straling dat voor de fotosynthese wordt gebruikt, deze is van de orde van 1 à 2% en wordt verwaarloosd en  $r$  is de reflectiecoëfficiënt of de verhouding tussen de gereflecteerde en de totale straling.

De reflectie is afhankelijk van de aard van het oppervlak, bijvoorbeeld de kleur en bladstand van het gewas, de zonshoogte en de golflengte in de directe en diffuse straling. Op grond van in de literatuur opgegeven waarden van de reflectiecoëfficiënt voor een naaldbos, welke waarden uiteenlopen van 0,06 tot 0,19 werd voor de berekening een gemiddelde reflectiecoëfficiënt van 0,12 gebruikt.

Zowel de kortgolvlige instraling ( $H_{su}$ ) als de langgolvlige uitstraling ( $H_{ea}$ ) zijn te berekenen uit bestaande regressieformules, waarin de bewolkingsgraad of het zonschijnpercentage is verwerkt.  $H_{su}$  wordt afgeleid uit door ANGOT opgegeven waarden van de totaal invallende instraling ( $H_a$ ) aan de buitenrand van de atmosfeer, op de verschillende breedtegraden en voor de verschillende maanden afzonderlijk. Voor de afleiding van  $H_{su}$  uit  $H_a$  wordt van de volgende empirische vergelijking gebruikgemaakt:

$$H_{su} = (a + b n/N) H_a \quad (22)$$

waarin  $n/N$  de relatieve zonneshijn is;  $a$  en  $b$  zijn constanten, die nauw verband houden met de gemiddelde zonhoogte en dus met de breedtegraad.

$H_{ea}$  is afhankelijk van de gemiddelde luchttemperatuur, de waterdamp van de atmosfeer en de bewolking. Deze term wordt berekend uit het tweede deel van formule (21).

Daar de verdamping werd berekend over grotere perioden kon naar analogie van PENMAN, de fractie  $G$  worden verwaarloosd. Dit maakt dus de zaak technisch zeer eenvoudig. Een van de grootste moeilijkheden komt echter te voorschijn wanneer de twee grootheden, te weten  $h$  en  $D_0$  moeten worden vastgesteld. Deze zijn uiterst moeilijk direct te bepalen en derhalve zal een empirische benadering nodig zijn. Voor de benadering van  $h$  en een gemiddelde  $D_0$  werd nu van de volgende procedure gebruikgemaakt. Omzetting van vergelijking (20) met de transportcoëfficiënt  $h = a (b + \bar{u})$  als een functie van de windsnelheid, welke functie empirisch uit de beschikbare gegevens moet worden afgeleid, geeft:

$$\frac{L_T E - \frac{S}{s + \gamma} (n_t H - G)}{b + \bar{u}} = a (D - D_0) \quad (23)$$

De linkerhelft van de vergelijking is nu met uitzondering van de min of meer arbitraire constante  $b$  direct meetbaar.

Gebruikmakend van 27 verdampingsgegevens welke door meting met de neutronsonde werden verkregen (RYHINER, 1962) met hieraan toegevoegd een plausibele voorlopige waarde voor  $b$ , werden de gemiddelde etmaalwaarden van bovengenoemde functie tegen de gemeten  $D$  uitgezet. Verschillende waarden voor  $b$  werden geprobeerd tot dat een redelijke rechte lijn werd verkregen. Het snijpunt van deze lijn met de  $D$ -as stelt de gemiddelde  $D_0$  voor, terwijl de helling tangens de waarde geeft van de andere empirische constante in  $h$ , dat wil zeggen  $a$ .

Voor lysimeter IV begroeid met naaldhout werd voor  $h$  de volgende waarde gevonden:

$$h = 0,197 (3 + \bar{u}) \text{ cal.cm}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \quad (\text{eenheden?})$$

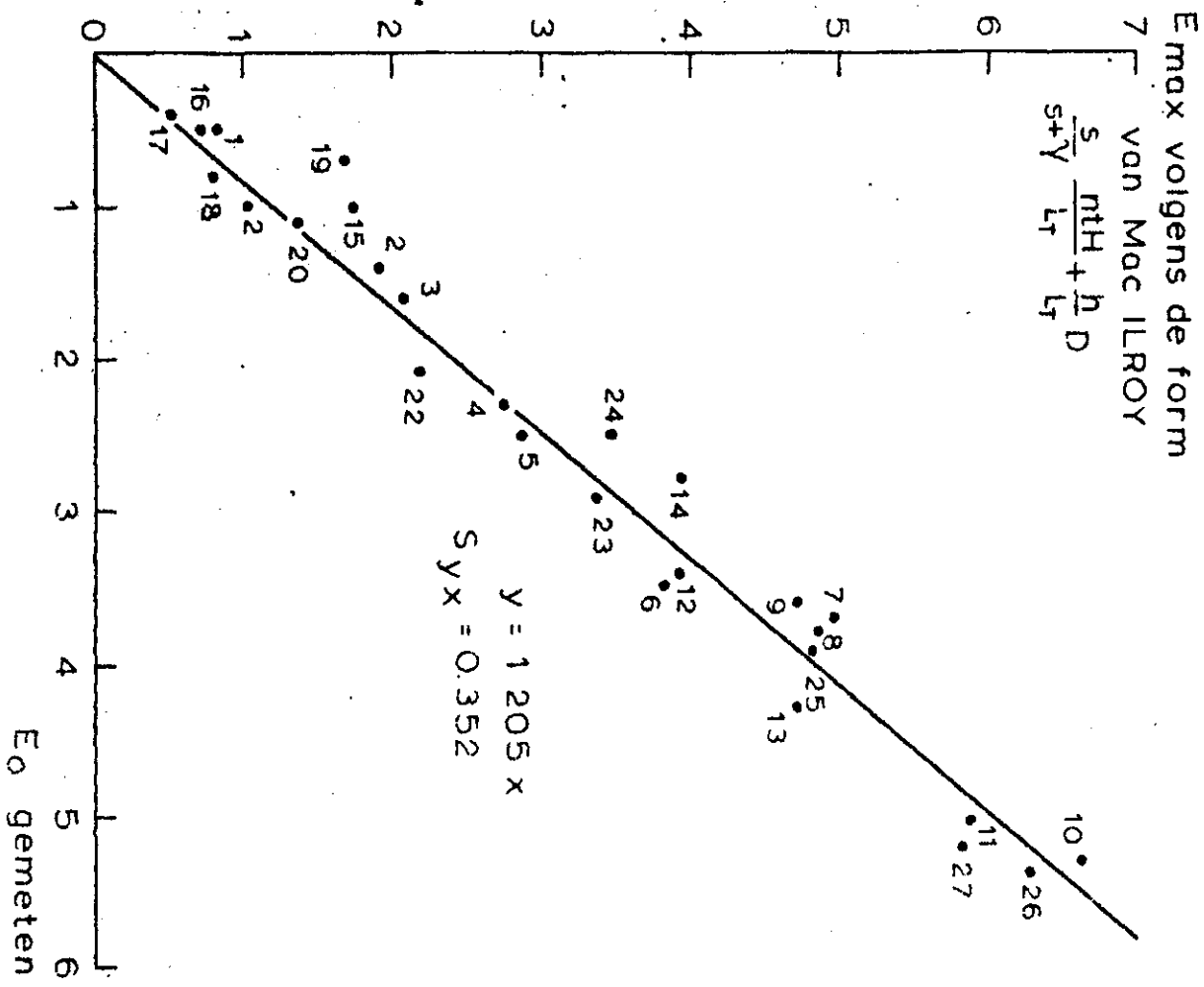
met  $\bar{u}$  in m/sec, bepaald uit uurlijke gegevens en gemeten op 2 m hoogte.

De waarde van  $D_0$  bleek, voor de punten waarop het profiel op veldcapaciteit was, zeer klein te zijn (in de orde van gemiddeld  $1,4^\circ \text{C}$ ) en werd gemakshalve op nul gesteld.

Tussen de gemeten dagelijkse of gemiddelde bakverdamping en over dezelfde perioden volgens (20) berekende maximale evapotranspiratie van naaldhout

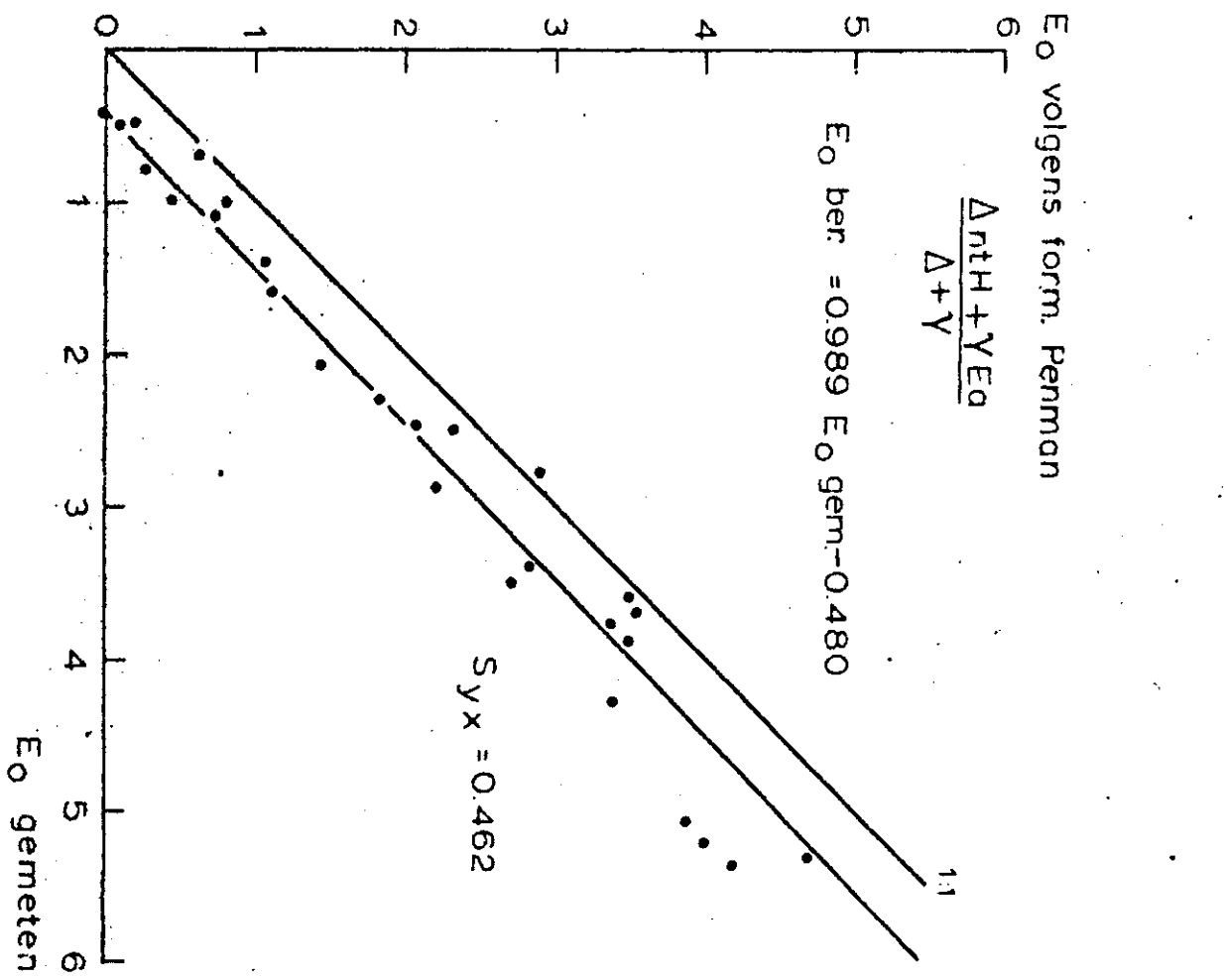
Samenhang tussen de berekende maximale evapo- transpiratie van Naaldhout en de gemeten bakverdamping

fig. 1



Relatie tussen de waargenomen en berekende verdamping van open water

fig. 2



werd vervolgens een rechtlijnig verband gevonden (figuur 1). De regressielijn gaat duidelijk door de oorsprong en kan worden weergegeven door de volgende vergelijking;

$$E_{\text{max. (naaldhout)}} = 1,205 E_0(\text{gemeten})$$

Volledigheidshalve wordt in figuur 2 nog het verband gegeven tussen de gemeten en volgens de formule van PENMAN berekende verdamping van vrij water  $E_0$ . De lijn gaat niet door de oorsprong maar loopt wel ongeveer evenwijdig met de  $45^\circ$  lijn. Vergelijken we  $E_0$  gemeten en  $E_0$  berekend, dan is  $E_0$  gemeten steeds groter dan  $E_0$  berekend. Dit moet worden toegeschreven aan de vrije opstelling van de verdampingsbak te Castricum. Hierdoor kan de bak, gezien de verschillen tussen lucht- en baktemperatuur, door de wanden meer warmte ontvangen of verliezen. Deze energiewinst of -verlies is van invloed op de totale bakverdamping. Het effect van deze "advectieve energie" op de bakverdamping schijnt constant te zijn en heeft een waarde van 0,48 (figuur 2).

Het mag niet worden verwacht, dat de waarde van  $h$  een algemene geldigheid heeft maar niettemin kan hiermede een indruk worden verkregen van het effect van de ruwheidshoogte van een naaldbos op de verdamping en van het waterregime in de omgeving (advectie).

#### 4. Berekening van de werkelijke evapotranspiratie

Bij limiterende watervoorziening zal de werkelijke evapotranspiratie uit een gesloten vegetatie in de regel minder zijn dan de maximale verdamping en is bij voldoende energietoevoer voornamelijk afhankelijk van de verticale waterbeweging in de onverzadigde bodem en de grondwaterstand. De relaties worden dan gecompliceerder omdat de verdamping van de bodem niet alleen varieert met de meteorologische factoren, welke in het voorafgaande in beschouwing werden genomen, maar tevens met een aantal bodemfactoren, zoals:

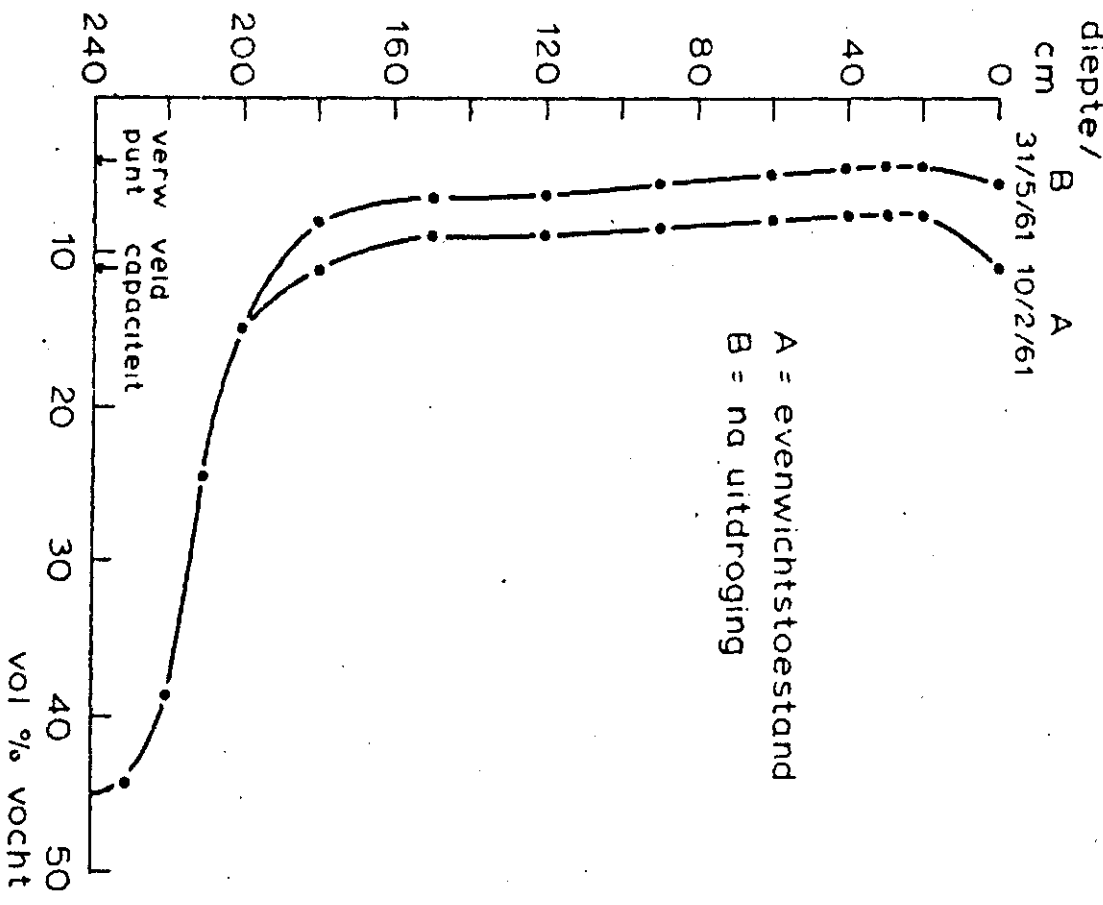
- a. de vochtinhoud en de verdeling ervan over de verschillende diepten van het profiel
- b. het capillair geleidingsvermogen.

Bovendien zal het gewas in afhankelijkheid van onder andere grondbedekking, beworteling, gewashoogte en inwendige weerstanden voor vochttransport in de plant, de evapotranspiratie in mindere of meerdere mate beïnvloeden.

Teneinde deze invloeden op de verdamping te kunnen bestuderen zal het nodig zijn een schatting te maken van  $D_0$ , omdat deze grootte ongetwijfeld zal variëren met de bodemvochtigheid, van bijna nul voor een volkomen nat

fig. 3

Variatie van het vochtgehalte in vol % met de diepte in duinzand. Gemeten met de neutronen-sonde



oppervlak tot groter dan D bij zeer droge gronden. Evenals h zal ook  $D_0$  empirisch moeten worden gevonden. Aangezien dan alle variabelen bekend zijn kan, na substitutie van E door de gemeten verdampingswaarden (in mm/etm) uit vergelijking (20) de  $D_0$  worden opgelost.

#### 4.1. Invloed van de bodemvochtigheid op de verdamping

De voorraad vocht in de grond kan worden weergegeven door een vochtprofiel. Figuur 3 geeft het vochtgehalteverloop, uitgedrukt in volumeprocenten, met de diepte van lysimeter IV tijdens een evenwichtstoestand (curve A) en na uitdroging (curve B).

Indien geen vocht zou worden opgenomen of afgegeven, dan zal zich in de grond een vochtverdeling instellen gelijk aan de evenwichtscurve. Deze wordt bepaald door de ligging van de grondwaterspiegel aan de onderkant van het profiel en een zekere vochtspanning aan de bovenkant. Bij afvoer van neerslagwater zal de grondwaterspiegel op een wat hoger niveau komen en het verticale gedeelte van de curve verschuift naar grotere vochtgehalten. Bij verdamping geschiedt het tegenovergestelde. De verandering van de vochtvoorraad ( $\Delta V$ ) over de totale meetdiepte, dit is 240 cm, over een tijdsinterval  $t_1$  en  $t_2$  volgt direct uit  $(V(t_1) - V(t_2))$ .

Om de invloed van de bodemvochtigheid op de verdamping in rekening te kunnen brengen zal uiteraard kennis van de effectieve bewortelingsdiepte en vooral van de vochttoestand in de effectieve wortelzone noodzakelijk zijn. Teneinde hierover een inzicht te verkrijgen werd een analyse uitgevoerd op de  $D_0$  in afhankelijkheid van het gemiddelde vochtgehalte van de verschillende lagen en de maximale evapotranspiratie  $(E + T)_{\max}$ . Bij deze analyse werd aanvankelijk een aantal rekenmodellen gebruikt, waarin werd gewerkt met de verhouding  $\frac{D_0}{(E + T)_{\max}}$  in afhankelijkheid van het vochtgehalte; maar aangezien de spreiding in de gegevens zo groot werd, waardoor geen verklaring kon worden gevonden, moest op een lineaire combinatie worden overgegaan. Het resultaat van de lineaire regressieberekening volgt hieronder:

$$D_0 = -0,5140\bar{V}_1 - 0,1760\bar{V}_2 + 0,5874\bar{V}_3 - 0,1117\bar{V}_4 + 0,1756\bar{V}_5 + 0,5627(E+T)_{\max} - 4,670$$

waarin  $\bar{V} = \frac{V(t_1) + V(t_2)}{2}$ . De indices geven de opeenvolgende lagen aan van 50 cm dikte.  $\bar{V}_1$  het gemiddelde vochtgehalte in de laag 0-50 cm,  $\bar{V}_2$  het gemiddelde vochtgehalte in de laag 50-100 cm, enz.

Ondanks de hoge berekende correlatiecoëfficiënt, te weten  $r = 0,965$ , moet - gezien de regressiecoëfficiënten - worden geconcludeerd dat het model fysisch niet voldoende interpreteerbaar is. Meer inzicht kan wellicht worden verkregen uit onderstaand correlatiediagram.

Tabel 1. Correlatiediagram

	$\bar{V}_1$	$\bar{V}_2$	$\bar{V}_3$	$\bar{V}_4$	$\bar{V}_5$	$(E+T)_{\max}$	$D_0$
$\bar{V}_1$	1	0,8992	0,7344	0,5214	0,2292	-0,8254	-0,8346
$\bar{V}_2$		1	0,9256	0,7740	0,3661	-0,8031	-0,6940
$\bar{V}_3$			1	0,8944	0,4522	-0,6360	-0,4513
$\bar{V}_4$				1	0,6591	-0,4471	-0,2190
$\bar{V}_5$					1	-0,1530	0,0850
$(E+T)_{\max}$						1	0,8974

Uit de tabel blijkt, dat de correlatie tussen  $D_0$ ,  $\bar{V}_1$  en  $(E+T)_{\max}$  bijzonder groot is. Bij een nadere analyse van de gegevens zullen de bodemkundige factoren daarom worden gekarakteriseerd door het gemiddelde vochtgehalte van de laag 0-50 cm.

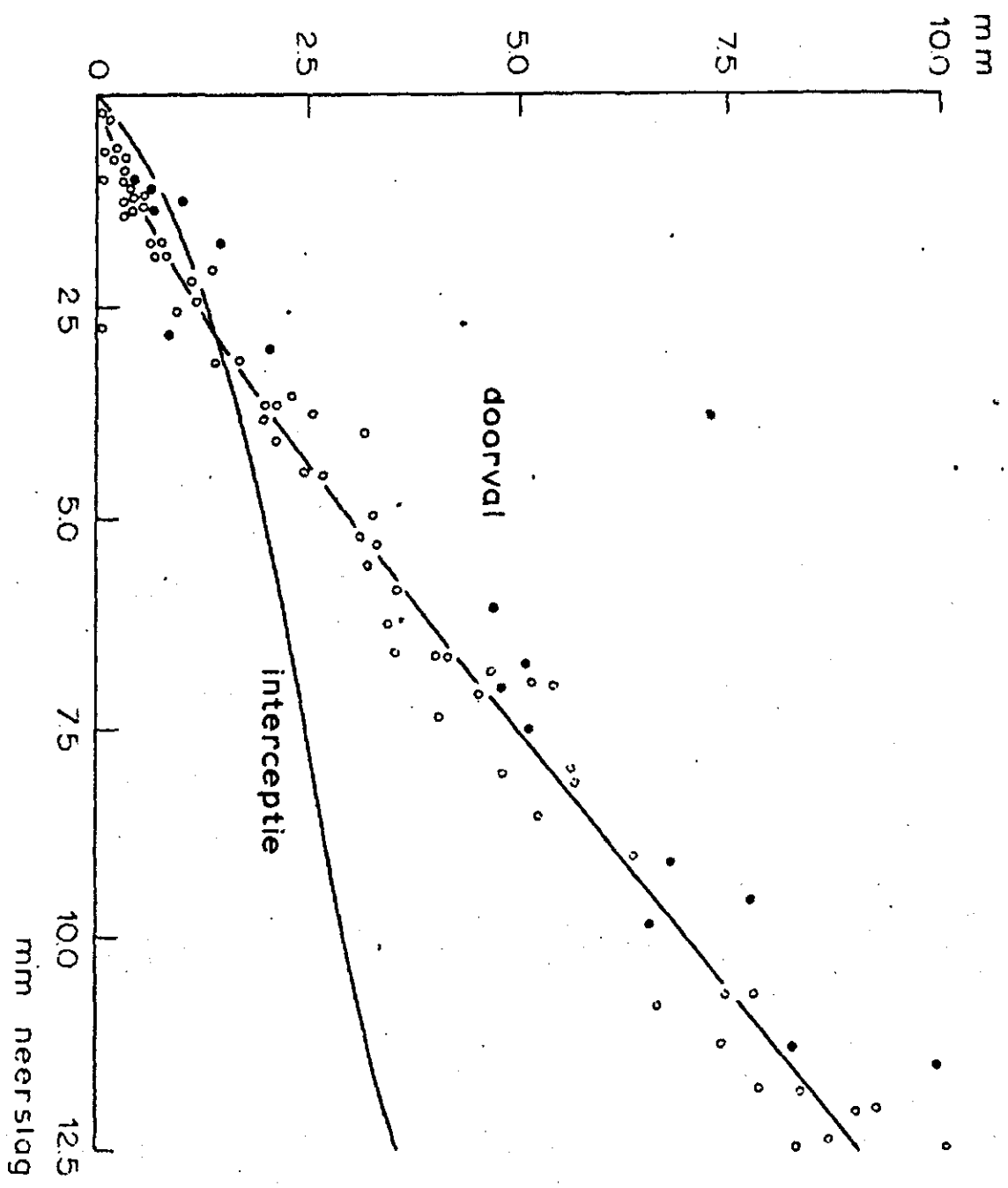
#### 4.2. De invloed van de neerslag op de waarde van $D_0$

Aangezien een deel van de neerslag door interceptie de grond niet bereikt, maar in de boomkruinen blijft hangen en vandaaruit verdampt als vrij water, zal het in verband hiermee noodzakelijk zijn, de totale verdamping  $E + T$  te splitsen in een evaporatieterm ( $E$ ) en een transpiratieterm ( $T$ ). Voor de verdamping van het interceptiewater wordt namelijk een deel van de beschikbare energie verbruikt, waardoor de transpiratie afneemt. Tevens zal de transpiratie ook nog worden verminderd door de afname in dampspanningsgradiënt tussen de intercellulairen en de atmosfeer als gevolg van het toegenomen gehalte aan waterdamp in het microklimaat van de directe omgeving van de vegetatie. Dit geldt in het bijzonder gedurende en onmiddellijk na regenval, zolang het gewasoppervlak nog nat is.

Het verlies van interceptiewater gedurende een balansperiode is onder meer afhankelijk van de vorm waarin de neerslag valt (hagel, sneeuw of regen), de intensiteit en spreiding daarvan. Bovendien heeft de verdeling van de buien over de tijd nog enige invloed, omdat met de neerslaggegevens per 24 uur wordt gewerkt. Op dagen met geringe neerslag (van 0,1 tot 2 mm) zal vrijwel alles in de kronen blijven hangen, zodat het verlies ongeveer 100% bedraagt.



Samenhang tussen de interceptie in pinus ponderosa en de fig. 4  
neerslag ontleend aan Rowe en Hendrix



Bij toenemende regenval per bui - of per eenheid van tijd - zal de interceptie procentueel afnemen. Voor een schatting van de interceptie werd gebruikgemaakt van figuur 4, ontleend aan ROWE en HENDRIX (1951).

Om de invloed van de interceptie uit de factor  $D_0$  te elimineren - zodat een nadere analyse van  $D_0$  onafhankelijkheid van het gewas en de bodem mogelijk is - werd een scheiding gemaakt tussen de evaporatie van het interceptiewater en de transpiratie. Hierbij werd uitgegaan van de veronderstelling, dat de evaporatie uit de losbodem verwaarloosbaar klein is. Om de correctie op  $D_0$  uit te voeren werd vergelijking (20) als volgt omgezet:

$$E + T = \frac{s}{s + \gamma} \frac{nt^H}{L_T} + \frac{h}{L_T} (D - D_0) \quad (20a)$$

Hieruit volgt:

$$T = \frac{s}{s + \gamma} \left( \frac{nt^H}{L_T} - E \right) - \frac{\gamma}{s + \gamma} E + \frac{h}{L_T} (D - D_0) \quad (24a)$$

of

$$T = \frac{s}{s + \gamma} \left( \frac{nt^H}{L_T} - E \right) + \frac{h}{L_T} \left\{ D - \left( D_0 + \frac{L_T}{h} \frac{\gamma}{s + \gamma} E \right) \right\} \quad (24b)$$

Invoeren van de factor  $D_0'$ , waarvoor geldt:

$$D_0' = D_0 + \frac{L_T}{h} \frac{\gamma}{s + \gamma} E \quad (25)$$

geeft de volgende vergelijking voor de transpiratie:

$$T = \frac{s}{s + \gamma} \left( \frac{nt^H}{L_T} - E \right) + \frac{h}{L_T} (D - D_0') \quad (24c)$$

De vergelijking (24c) geeft de mogelijkheid van de berekening van de transpiratie bij de beschikbare energie  $\left( \frac{nt^H}{L_T} - E \right)$  indien het bladoppervlak droog is. Dit betekent dat bij het belend zijn van de evapotranspiratie ( $E + T$ ) uit de waterbalans, met behulp van de berekende interceptie, de waarde van de factor  $D_0'$  kan worden berekend uit de vergelijking:

$$E + T = \frac{s}{s + \gamma} \left( \frac{nt^H}{L_T} \right) + \frac{\gamma}{s + \gamma} E + \frac{h}{L_T} (D - D_0') \quad (24d)$$

In deze vergelijking is de evaporatie  $E$  gelijk aan de berekende waarde van de interceptie over de balansperiode, uitgedrukt in mm/dag.

4.3. De berekening van  $D'_0$  in afhankelijkheid van de transpiratie en de vochtvoorziening

Transpiratie vindt hoofdzakelijk in de stomata aan de onder- en bovenkant van de bladeren plaats. De gevormde waterdamp diffundeert door de stomata naar de atmosfeer. Door dit proces ontstaat in de plant vanuit de intercellulairen via de xyleemvaten en de wortels naar de grond een spanningsgradiënt, waardoor het water naar de bovengrondse delen wordt getransporteerd. De opname van water door de plant wordt veroorzaakt door de potentiaal gradiënt, die bestaat tussen het inwendige van de plantenwortel en de grond.

Om een kwantitatieve beschrijving van het verdampingsproces te kunnen afleiden zal het nodig zijn iets te weten over de samenhang tussen de hoeveelheid transpiratie en de potentiële energiegrediënten. Aangezien in vergelijking (24c) de grootheden  $D$  en  $D'_0$  zijn gegeven als respectievelijk de natte bol depressie in de atmosfeer en aan het oppervlak, wordt nu het begrip potentiële natte bol depressie van de atmosfeer ( $D_{po}$ ) ingevoerd en is per definitie:

$$D_{po} = \frac{L_T}{h} \left\{ \frac{s}{s + \gamma} \left( \frac{nt^H}{L_T} - E \right) + \frac{h}{L_T} D \right\} \quad (26)$$

zodat vergelijking (24c) als volgt kan worden getransformeerd:

$$T = \frac{h}{L_T} (D_{po} - D'_0) \quad (27)$$

Het transport van waterdamp van het blad naar de aangrenzende lucht is omgekeerd evenredig met zijn totale diffusieweerstand en deze neemt toe naarmate de stomata zich sluiten. Dit gebeurt zodra de hydratuur in de plant te laag wordt. Er mag nu onderscheid worden gemaakt tussen perioden dat de huidmondjes open zijn en dat ze min of meer gesloten zijn. In het eerste geval, dat is bij optimale watervoorziening, wordt de waarde van  $D'_0$  alleen bepaald door de weerstand in het gewas. De transpiratie bereikt dan de maximale waarde. In het tweede geval ondergaat deze een beperking. De grootte van deze beperking is afhankelijk van de vochttoestand in de bodem. Indien de capillaire nalevering uit de diepere lagen geen gelijke tred kan houden met de transpiratie dan heeft uitdroging van de bovenste laag van de grond plaats, terwijl bij de plant een regulerend mechanisme in werking treedt, dat door gedeeltelijke afsluiting van de stomata de transpiratie vermindert. Deze lagere transpiratie heeft minder energie nodig, hetgeen zal resulteren in een

toename van de bladtemperatuur, dat wil zeggen een toename van  $D'_o$ . De maximale waarden van  $D'_o$  volgen uit vergelijking (27) indien de transpiratie gelijk is aan nul. In dat geval is  $D'_o$  gelijk aan  $D_{po}$ . Overeenkomstig deze beschouwing kan nu  $D'_o$  als volgt worden geformuleerd:

$$D'_o = D_{po} \left\{ 1 - f \left( \frac{h}{L_T} D_{po} \cdot \bar{v}_1 \right) \right\} \quad (28)$$

Om een gedetailleerder beschouwing betreffende de factor  $D'_o$  mogelijk te maken is uitgegaan van de veronderstelling, dat in de intercellulairen een verzadigde dampspanning heerst, zodat de natte bol depressie in de intercellulairen  $D_{INT}$  gelijk is aan nul. Uit deze veronderstelling volgt:

$$T = \frac{D_{po} - D'_o}{R_a} = \frac{D'_o - D_{INT}}{R_g} = \frac{D_{po}}{R_a + R_g} \quad ; D_{INT}=0 \quad (27b)$$

In deze vergelijking geldt:

$$R_a = \frac{1}{h/L_T} = \text{weerstand naar de atmosfeer in } ^\circ\text{C cm}^2 \text{ min}^{-1}$$

$$\text{en } R_g = \text{weerstand in het gewas in } ^\circ\text{C cm}^2 \text{ min}^{-1}$$

Uit vergelijking (27b) volgt:

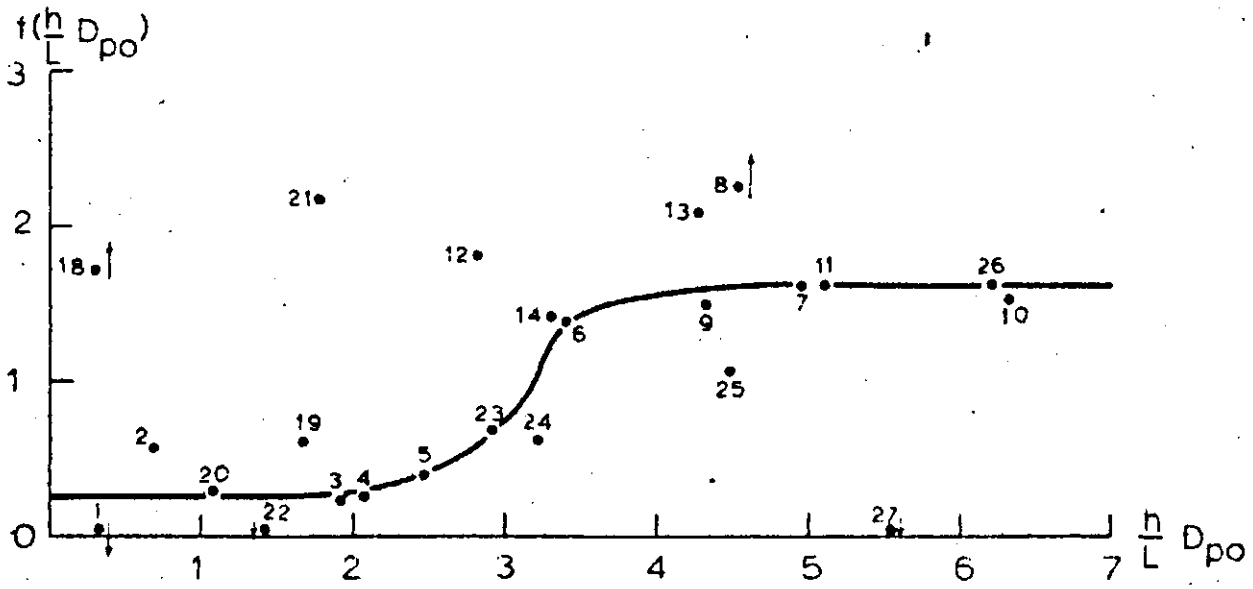
$$D'_o = D_{po} - D_{po} \frac{R_a}{R_a + R_g} \quad (29a)$$

of:

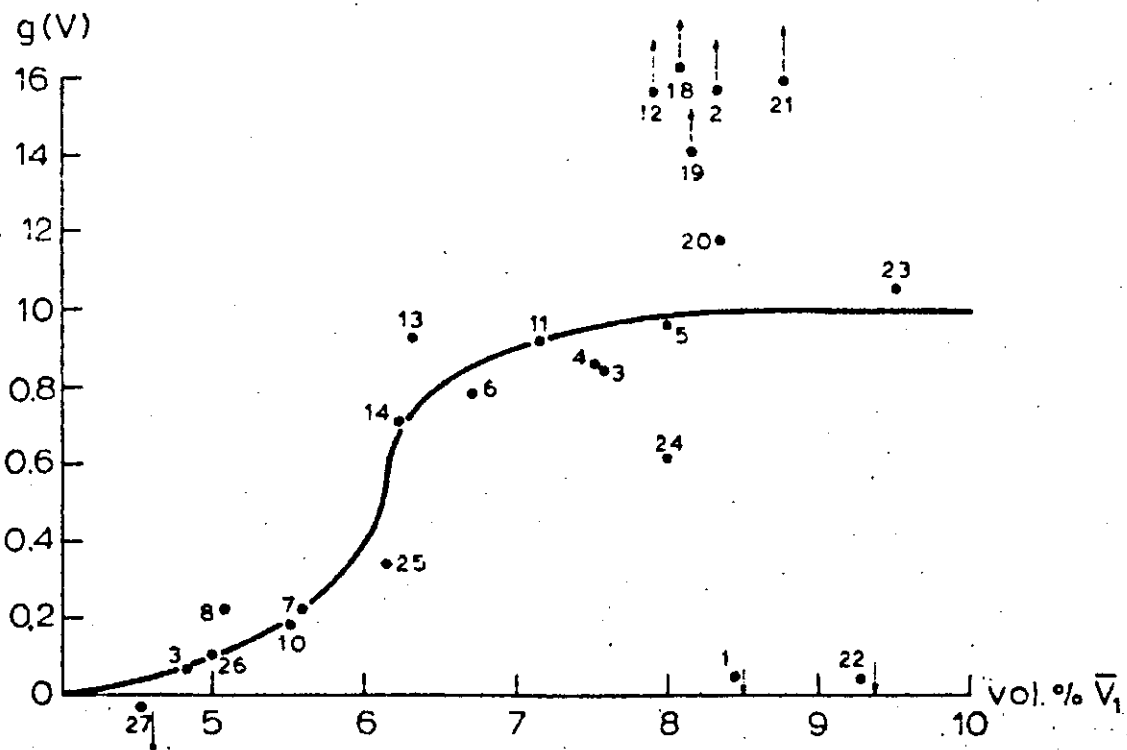
$$D'_o = D_{po} - D_{po} \left\{ \frac{1}{1 + \frac{h}{L_T} R_g} \right\} \quad (29b)$$

Aangezien bij de bewerking van de lysimetergegevens  $D'_o$ ,  $D_{po}$  en  $\frac{h}{L_T}$  bekend zijn blijft  $R_g$  als enige onbekende over, zodat deze kan worden berekend. Om deze gewasfactor nader te bestuderen als functie van de maximale verdamping  $\frac{h}{L_T} D_{po}$  en het gemiddelde vochtgehalte in de bovenste 50 cm van de grond  $\bar{v}_1$  is van de reciproque waarde van  $R_g$  uitgegaan, omdat deze bij toenemende reductie in de verdamping naar oneindig nadert. Hierbij is van de volgende vergelijking uitgegaan:

$$\frac{1}{R_g} = \left\{ f \left( \frac{h}{L_T} D_{po} \right) \right\} \left\{ g(\bar{v}_1) \right\} \quad (30)$$



Het verband tussen  $g(V)$  en het gemiddelde vochtgehalte in de bovenste 50 cm



Door het uitvoeren van een reïteratieve bewerking, waarbij  $\frac{1}{R}$  eerst wordt uitgezet tegen  $\frac{h}{L_T} D_{po}$  met een schatting van de waarde van  $g \bar{V}_1$ , en vervolgens tegen  $\bar{V}_1$  met een nieuwe schatting van  $f \left( \frac{h}{L_T} D_{po} \right)$ , kunnen de curven, die de relaties weergegeven worden gevonden.

In figuur 5 is de waarde van  $f \left( \frac{h}{L_T} D_{po} \right)$  weergegeven ten opzichte van  $\frac{h}{L_T} D_{po}$ . De uiteindelijke spreiding van de waarnemingen om de curve is niet bijzonder groot. De sterk uitschieterende waarden hebben voornamelijk betrekking op een aantal winterperioden, waarbij in veel gevallen bij de vochtbepaling slechts één buis is doorgemeten, waardoor de berekende vochtonttrekking wat minder nauwkeurig is. Het verloop van de curve wijst op een sterke invloed van de lichtintensiteit met betrekking tot de weerstand in het gewas.

In figuur 6 is de waarde van  $g \left( \bar{V}_1 \right)$  weergegeven ten opzichte van  $\bar{V}_1$ . Ook in deze figuur komen dezelfde punten als sterke uitschieters voor, wat voor een belangrijk deel ook moet worden toegeschreven aan de lage waarden van  $f \left( \frac{h}{L_T} D_{po} \right)$  voor deze perioden. De grootte van  $g \left( \bar{V}_1 \right)$  is bij optimale watervoorziening op de waarde 1,00. Het verloop van de curve geeft de invloed van de bodenvochtigheid op de waarde van  $\frac{1}{R}$  weer. De sterke afname bij lage vochtgehalten is in overeenstemming met het verloop van het capillair geleidingsvermogen in afhankelijkheid van het vochtgehalte.

Met behulp van de curven in de figuren 5 en 6 en vergelijking (29b) worden ~~verreffende~~ waarden van  $D'_0$  berekend. Uit figuur 7 blijkt, dat de overeenstemming tussen de verreffende waarden berekend volgens vergelijking (29b) en de uit vergelijking (20) afgeleide waarden, zeer goed is, ondanks de uitschieterende waarden voor de winterperioden in de factor  $\frac{1}{R}$ .

Tot slot wordt in figuur 3 het verloop weergegeven van een aantal verdampingsberekeningen met de tijd. De berekening van de potentiële transpiratie ( $T_{po}$ ) is uitgevoerd met de vergelijking:

$$T_{po} = \frac{s}{s + \gamma} \frac{nt^H}{L_T} + \frac{h}{L_T} (D - D'_0) \quad (24e)$$

waarin  $D'_0$  alleen afhankelijk is van de waarde van  $\frac{h}{L_T} D_{po}$  bij optimale vochtvoorziening. Deze berekening heeft betrekking op de verdamping van naaldhout als het bladoppervlak droog is. Het is opvallend, dat de waarde van  $T_{po}$  ten gevolge van de invloed van de gewasweerstand, lager is dan de volgens de vergelijking van PENMAN berekende verdamping van een vrij wateroppervlak. Indien de potentiële evapotranspiratie zou worden berekend zou de waarde van  $D'_0$  nog moeten worden gecorrigeerd op interceptie volgens de vergelijking:

Het verband tussen de afgeleide  $D'_0$  (vgl. 24b) en de volgens vgl. 29 berekende waarde van  $D'_0$

fig 7

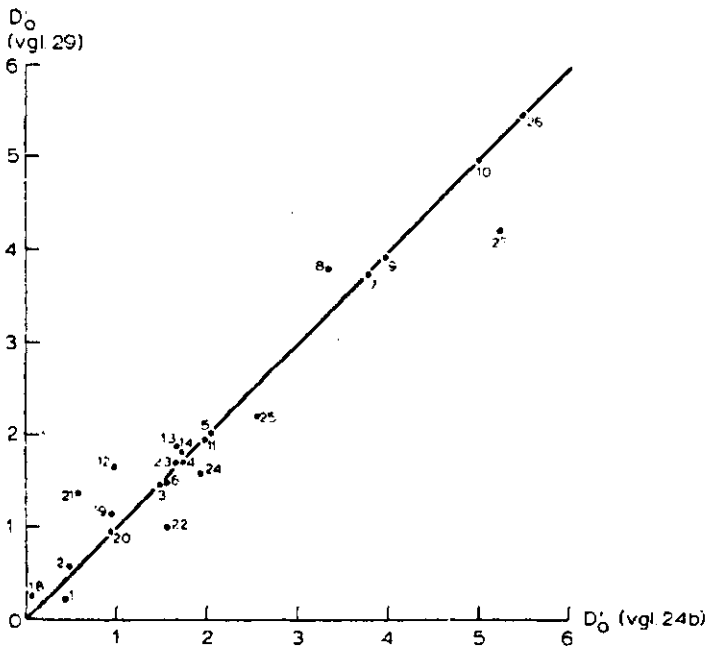
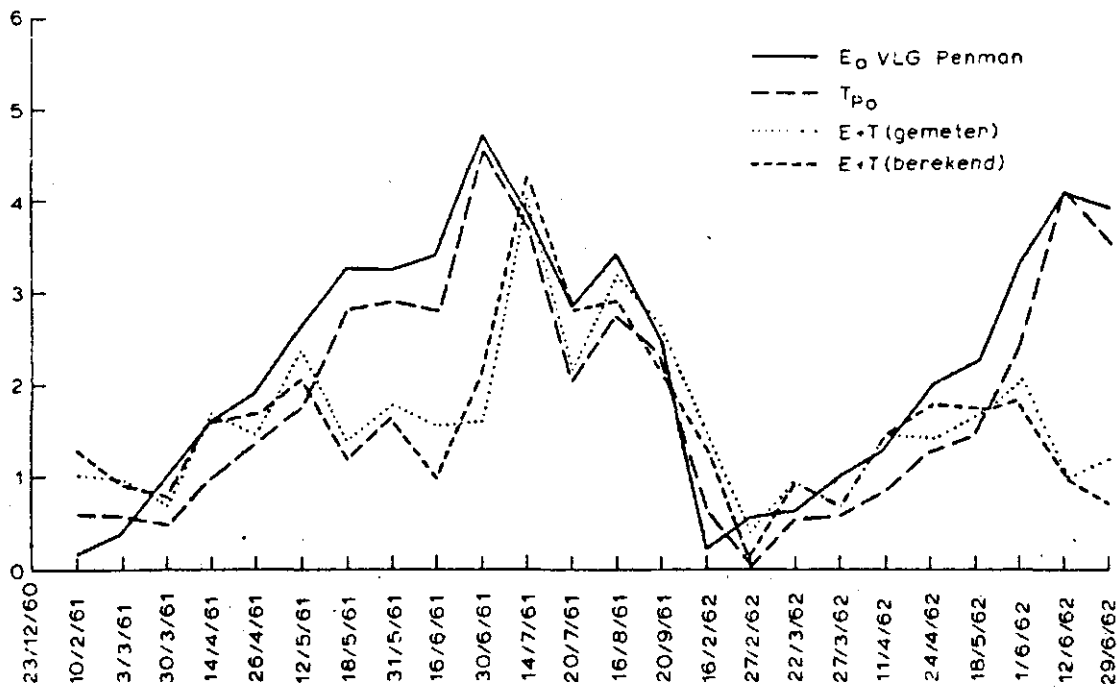


fig 8

De gemiddelde verdamping per etmaal  
mm/etm



$$D_o = D_o' - \frac{L_T}{h} \frac{\gamma}{s. + \gamma} E \quad (25b)$$

waarin E is gelijk aan de berekende interceptie voor de betreffende balansperioden, uitgedrukt in mm etm<sup>-1</sup>

Tengevolge van deze correctie kan de potentiële evapotranspiratie de E<sub>o</sub> volgens PENMAN overtreffen. Tevens zijn in deze figuur de uit de waterbalans berekende waarden van de werkelijke evapotranspiratie E + T (gemeten) gegeven en de uit klimatologisch, plantenfysiologische en bodemkundige gegevens berekende waarden van de werkelijke evapotranspiratie E + T (berekend), volgens vergelijking (20a), waarin D<sub>o</sub> de op interceptie gecorrigeerde waarde van D<sub>o</sub>' is. De overeenstemming tussen de beide waarden is zeer groot, zodat de berekende correlatiecoëfficiënt tussen E + T (gemeten) en E + T (berekend) 0,94 bedraagt, hetgeen betekent dat 88% van de variantie in de waarnemingsuitkomsten door de gevolgde berekening kan worden verklaard.

#### Literatuur

- BLOEMEN, G.W., 1962. Enige ervaringen bij het meten van vochtgehalten met behulp van neutronen. Mededeling 30 (I.C.W.)
- PENMAN, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soils and grass. Proc. Royal Soc. A. 193: 120-145.
- ROWE, P.B., and T.M. HENDRIX, 1951. Interception of rain and snow by second growth ponderosa pine. Transactions American Geophysical Union, 32.
- RYHINER, A.H., 1962. De evaporatie en evapotranspiratie van duinvegetatie, loof- en naaldhout afgeleid uit lysimeterwaarnemingen te Castricum. Intern verslag I.C.W.
- SLATYER, R.O., and I.C. McILROY, 1961. Practical microclimatology. Unesco.



S Y M B O L E N

A	afvoer	mm etm <sup>-1</sup>
D	natte bol depressie op 2 m hoogte	°C
D <sub>INT.</sub>	natte bol depressie intercellulair	°C
D <sub>o</sub>	natte bol depressie oppervlak	°C
E	evaporatie	mm etm <sup>-1</sup>
E <sub>o</sub>	verdamping open water oppervlak	mm etm <sup>-1</sup>
E + T	totale verdamping	mm etm <sup>-1</sup>
G	warmte stroom naar de grond	cal.cm <sup>-2</sup> etm <sup>-1</sup>
H <sub>nt</sub>	netto instraling (alle golflengten)	cal.cm <sup>-2</sup> etm <sup>-1</sup>
H <sub>ea</sub>	langgolvlige uitstraling	cal.cm <sup>-2</sup> etm <sup>-1</sup>
H <sub>nt<sup>ea</sup></sub>	netto langgolvlige uitstraling	cal.cm <sup>-2</sup> etm <sup>-1</sup>
H <sub>su</sub>	directe en diffuus verstrooide kortgolvlige straling	cal.cm <sup>-2</sup> etm <sup>-1</sup>
K	turbulente diffusie coëfficiënt	cm <sup>2</sup> sec <sup>-1</sup>
L	warmte stroom in de lucht	cal.cm <sup>-2</sup> etm <sup>-1</sup>
L <sub>T</sub>	verdampingswarmte van water	cal.gr <sup>-1</sup>
N	neerslag	mm etm <sup>-1</sup>
R <sub>a</sub>	weerstand atmosfeer	°C cm <sup>2</sup> mm <sup>-1</sup>
R <sub>g</sub>	weerstand gewas	°C cm <sup>-2</sup> mm <sup>-1</sup>
T	transpiratie	mm etm <sup>-1</sup>
T <sub>po</sub>	potentiële transpiratie	mm etm <sup>-1</sup>
V	vochtinhoud van de grond	vol.%
a, b, c	empirische constanten vgl. 7, 22 en 23	
c <sub>p</sub>	specifieke warmte bij constante druk	cal. gr <sup>-1</sup> (°C) <sup>-1</sup>
e <sub>a</sub>	dampspanning 2 m hoogte	mm Hg. mb
e <sub>o</sub>	dampspanning laminaire grenslaag (opp.)	mm Hg. mb
e <sub>d</sub>	verzadigings dampspanning bij dauwpunt 2 m hoogte	mm Hg. mb
h	transport coëfficiënt	cal. °C <sup>-1</sup>
k = 0.40	constante van von KARMAN	
n/N	verhouding werkelijk aantal uren zonneshijn en maximaal mogelijk aantal uren zonneshijn	uren