COMMISSIE VOOR HYDROLOGISCH ONDERZOEK T.N.O.

VERSLAGEN EN MEDEDELINGEN No. 4

VERDAMPINGSSYMPOSIUM AGROHYDROLOGISCH COLLOQUIUM C.O.L.N.

EN RAPPORT INZAKE DE LYSIMETERS IN NEDERLAND (II)

COMMISSIE VOOR HYDROLOGISCH ONDERZOEK T.N.O.

VERSLAGEN EN MEDEDELINGEN NO. 4

VERDAMPINGSSYMPOSIUM AGROHYDROLOGISCH COLLOQUIUM C. O. L. N.

EN

RAPPORT INZAKE DE LYSIMETERS IN NEDERLAND (II)

NEDERLANDSE CENTRALE ORGANISATIE
VOOR TOEGEPAST NATUURWETENSCHAPPELIJK ONDERZOEK

VERSL. MEDED. COMM. HYDROL. ONDERZ. T.N.O. NO. 4 - 's-GRAVENHAGE - 1960

COMMITTEE FOR HYDROLOGICAL RESEARCH T.N.O.

PROCEEDINGS AND INFORMATIONS NO. 4

EVAPORATION SYMPOSIUM

AND

REPORT ON THE LYSIMETERS IN THE NETHERLANDS (II)

WITH SUMMARIES IN ENGLISH

THE NETHERLANDS CENTRAL NATIONAL COUNCIL FOR APPLIED SCIENTIFIC RESEARCH

COMMISSIE VOOR HYDROLOGISCH ONDERZOEK T.N.O.

VERSLAGEN EN MEDEDELINGEN NO. 4

VERDAMPINGSSYMPOSIUM

EN

RAPPORT INZAKE DE LYSIMETERS IN NEDERLAND (II)

NEDERLANDSE CENTRALE ORGANISATIE
VOOR TOEGEPAST NATUURWETENSCHAPPELIJK ONDERZOEK

VERSL. MEDED. COMM. HYDROL. ONDERZ. T.N.O. NO. 4 - 's-GRAVENHAGE - 1959

INHOUD

Verdampingssymposium

Blz.

Woord vooraf 11

I. Algemene beschouwing over het probleem van de verdamping, L. J. L. DEY 13

1. Inleiding 15
2. De aerodynamische methode 17
3. De energiebalans van het aardoppervlak 24
4. De methode van PENMAN 27

Literatuur 30

II. Hulpmiddelen bij de berekening van de verdamping uit een vrij wateroppervlak, J. WESSELING 31

1. Inleiding 31
2. De berekening met behulp van tabellen 33
3. De berekening met behulp van nomogrammen 34
4. Enkele opmerkingen over de gegevens 35

Literatuur 36

Bijlagen 37

III. De onzekerheid in de verdamping van een vrij wateroppervlak berekend volgens de methode van PENMAN als gevolg van onnauwkeurigheden in de basisgegevens, P. J. RIJKOORT 46

1. Inleiding 48
2. De berekening van de differentiaalquotiënten 49
3. De standaard-deviatie in U_o 56
4. De afleesnauwkeurigheid van het nomogram in vergelijking met de fout in U_o 58

Literatuur 59

IV. Beschouwingen over de geldigheid van de formule van PENMAN voor de verdamping van het vrije wateroppervlak, J. Q. KEYMAN 60

1. De formule van PENMAN 61
2. Discussie van de formule 61
3. Invloed van meteorologische factoren op de verdamping 62
4. Toetsingen 63
5. Samenvatting 69

Literatuur 69

V. Over een betrekking tussen de volgens de methode van PENMAN berekende verdampingscijfers voor een vrij wateroppervlak en de met PICHE-evaporimeters bepaalde verdampingswaarden, H. P. BERLAGE 70

1. Eerste opzet 71
2. Nadere overwegingen 75

Literatuur 78

VI. Een onderzoek naar de nauwkeurigheid van verschillende methoden om de potentiële verdamping te bepalen, P. E. RIJTEMA 79

1. Inleiding 79
2. Enige algemene opmerkingen over de onderzochte methoden . . . 80
3. Vergelijking van de methoden 84
4. Conclusies 88

Literatuur 89

VII. De verdamping uit vegetaties in verband met de formule van PENMAN, G. F. MAKKINK 90

1. Inleiding 91
2. Vegetaties vergeleken met vrij water 91
3. De potentiële evapotranspiratie vergeleken met de verdamping van vrij water 92
4. De reële evapotranspiratie van kort gras vergeleken met de potentiële . . 104
5. De reële evapotranspiratie van willekeurige vegetaties 107
6. De vegetatiefactoren 112
7. Conclusie 114

Literatuur 114

VIII. Verdamping en opbrengst, C. T. DE WIT 116

1. Inleiding 116
2. Transpiratie en droge-stofproduktie van planten in potten 116
3. De fysiologische achtergrond 119
4. Verdamping en opbrengst in het veld 121

Literatuur 125

IX. De berekening van de verdamping uit de waterbalans, W. C. VISSER en G. W. BLOEMEN 126

1. Probleemstelling 127
2. De te gebruiken gegevens 128
3. De samenhang van de balanstermen 128

4. Enkele richtlijnen voor de analyse 130
5. De analyse van de balanstermen 131
6. Verdere ontwikkeling 141

X. Het gebruik van verdampingscijfers, K. F. VALKEN 143

1. Inleiding 143
2. Verdamping en wateraanvulling voor de landbouw 144
3. Verdamping en verbruik van de bodemvochtvoorraad 146
4. Verdamping en zoute kwel 146

XI. De berekening van de aanvullende waterbehoefte van grasland, R. H. A. VAN DUIN 150

1. Inleiding 150
2. De waterbalans 152
3. Het neerslagdeficit 152
4. De bodemvoorraad 154
5. De aanvoerfactor 156
Tabel 158

XII. Een frequentie-onderzoek naar de verschillen tussen neerslag en verdamping, Ph. Th. STOL 159

1. Inleiding 159
2. Analyse van de bewerkingsmogelijkheden 160
3. Vereffening en toepassing 164
4. Toepassingen op het probleem van de wateraanvoer 164
5. Toepassingen op het probleem van de waterafvoer 169
6. Voorbeelden van klimaatbeschrijving 171

XIII. Onderzoekingen betreffende de waterbehoefte als functie van de neerslag en de verdamping, alsmede van het verbruik en gebruik van de vochtvoorraad in de bodem, W. A. A. VAN EYDEN 176

1. Doel van het onderzoek 177
2. Het verdampingsmechanisme en het waterverbruik van de gewassen . . 178
3. De waterbehoefte als functie van de neerslag en de verdamping . . . 179
4. De netto waterbehoefte als functie van het gebruik en verbruik van de bodemvochtvoorraad 180
5. De netto waterbehoefte in het zuiden en westen van Nederland . . . 199
Literatuur 204

The lysimeters in the Netherlands (II), R. WIND HZN. 207

Woord vooraf 210

I. Bewerking van de gegevens die de waarnemingen hebben opgeleverd . . . 212

1. Inleiding 212
2. Jaarcijfers van lysimeters te Leiduin, Castricum, Oudewetering en Groningen 213
3. Gegevens over perioden korter dan een jaar 215
4. Het verloop van de tangenten der maandwaarden 215
5. Samenhang tussen de tangenten van verschillende lysimeters 217
6. Gemiddelde maandelijkse verdamping in procenten van de jaargemiddelden 219
7. Andere methode om de lysimeters te vergelijken 220
8. Invloed van het aantal waarnemingsjaren op de spreiding 225

II. Aanvullende waarnemingen 229

A. De bodemvochtigheid in de lysimeters te Castricum 229
1. Inleiding 229
2. Gebruik van nylonelementen 229
3. Bemonstering 232
4. Uitkomsten van de metingen 234

B. De eigenschappen van de bodem in en buiten de lysimeters te Castricum . 239
1. Inleiding 239
2. Vochtgehalte 239
3. Poriënvolume 240
4. De pF-krommen 242
5. Poriëngrootteverdeling 244
6. Soortelijk gewicht 247

C. Correctie van de drainwaterhoeveelheden en de verdamping bij de lysimeters te Castricum en Groningen 249
1. Bepaling der correcties voor de begroeide lysimeters te Castricum . . 249
2. De grondwateronttrekking bij de lysimeters te Groningen 253

III. Overdracht van lysimetergegevens op grotere gebieden 254

1. Noord-Veluwe 254
2. Rottegatspolder 255
3. Stroomgebieden van beken in Overijssel en Noord-Brabant 261

Tabellen 264

FUNCTIES VAN DE INLEIDERS TEN TIJDE VAN HET VERDAMPINGSSYMPOSIUM

Dr. L. J. L. Deij	Directeur afd. Klimatologie en Landbouwmeteorologie van het Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, de Bilt.
Dr. Ir. J. Wesseling	Wetenschappelijk ambtenaar Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen.
Drs. P. J. Rijkoort	Wetenschappelijk ambtenaar Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, de Bilt.
Drs. J. Q. Keyman	Wetenschappelijk ambtenaar Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, de Bilt.
Prof. Dr. H. P. Berlage	Wetenschappelijk hoofdambtenaar Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, de Bilt. Buitengewoon hoogleraar aan de Rijksuniversiteit te Utrecht.
Ir. P. E. Rijtema	Wetenschappelijk ambtenaar Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen.
Drs. G. F. Makkink	Wetenschappelijk hoofdambtenaar Instituut voor Biologisch en Scheikundig Onderzoek van Landbouwgewassen, Wageningen.
Dr. Ir. C. T. de Wit	Wetenschappelijk ambtenaar Instituut voor Biologisch en Scheikundig Onderzoek van Landbouwgewassen, Wageningen.
Ir. W. C. Visser	Adjunct-directeur van het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen.
G. W. Bloemen	Technisch hoofdambtenaar Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen.
Ir. K. F. Valken	Hoofd afd. Waterhuishouding van de Deltadienst, Rijkswaterstaat, 's-Gravenhage.
Dr. Ir. R. H. A. v. Duin	Ingenieur bij de Cultuurtechnische Dienst, Provinciale Directie Noord-Brabant, Tilburg.
Ir. Ph. Th. Stol	Wetenschappelijk ambtenaar Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen
W. A. A. van Eijden	Medewerker afd. Waterhuishouding van de Deltadienst, Rijkswaterstaat, 's-Gravenhage.

WOORD VOORAF

De beschouwingen, welke in de volgende bladzijden werden vastgelegd, werden opgesteld als voordrachten voor het Verdampingssymposium, dat door het Agrohydrologisch Colloquium van de Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland T.N.O. — meer bekend als de C.O.L.N. — werd georganiseerd. Met dit driedaags colloquium, dat op 17 januari, 21 februari en 21 maart 1958 werd gehouden, kwam een einde aan deze activiteit tot verbreiding van agrohydrologische kennis, welke gedurende vijf jaar in bijna 50 bijeenkomsten werd ontplooid.

Het Agrohydrologisch Colloquium van de C.O.L.N. ontstond als een scholingscursus voor de ingenieurs van de C.O.L.N., die zich in 1953 zetten aan het opstellen van een landelijke verkenning van de waterhuishoudkundige toestand van de landbouwgronden in Nederland. De voordrachten van vele deskundigen op waterhuishoudkundig gebied werden tevens toegankelijk gesteld voor belangstellenden. Deze belangstelling groeide steeds meer uit, zodat gedurende vijf jaar in dit colloquium een waardevol centrum voor instructie en gedachtenwisseling over waterhuishoudkundige vragen kon worden gevonden. Het Agrohydrologisch Colloquium werd beëindigd toen de C.O.L.N. haar werk afsloot.

Als laatste onderwerp werd de verdamping in al de aspecten, die in Nederland bestudeerd worden, aan de orde gesteld. De grote intensivering van de kennis omtrent de verdamping en de mogelijkheid hierover berekeningen op te stellen, is een van de belangrijkste vorderingen op het gebied van de waterhuishouding van de laatste jaren geweest. Deze kennis is thans zo ver gevorderd, dat het voor allerlei technische projecten en landbouwkundige maatregelen verantwoord is op deze theorie terug te vallen. De publikaties over de verdamping, welke in Nederland of van de hand van Nederlandse onderzoekers verschenen, waren tot dusverre over verschillende periodieken verspreid en niet voor ieder gemakkelijk toegankelijk. Voor het onderwerp bestond echter een zeer grote belangstelling, zoals wel bleek uit de aanwezigheid van vrijwel honderd toehoorders vanuit geheel Nederland, die op de drie dagen naar Wageningen kwamen, en de levendige discussies die ontstonden. Er was dus blijkbaar behoefte aan een geschrift, dat de verschillende onderzoeksrichtingen en standpunten samenvatte en de resultaten toegankelijk maakte.

De voordrachten voor het Agrohydrologisch Colloquium kunnen hiervoor dienen. De denkrichting van de klimatologen, de landbouwkundigen

en de technici van waterstaat en cultuurtechniek, hun problemen en de richting waarin men de oplossing zoekt, komen hierin goed tot uiting. De voordrachten rangschikken zich om de drie belangrijkste vragen die in de verdampingsstudie gesteld worden. De meting of berekening van het verdampend vermogen van de atmosfeer vormt het centrale punt van de eerste zes bijdragen. De volgende drie behandelen de invloed van grond en gewas op de hoogte van de werkelijke verdamping. In de laatste vier bijdragen wordt het technisch belangrijke vraagstuk van de frequentieverdeling van de verdamping of van het verdampingsoverschot centraal gesteld.

De kennis omtrent de verdamping treedt thans uit het stadium van onderzoek en kan beschikbaar gesteld worden voor toepassing. De waterhuishoudingsdeskundigen van waterschappen en cultuurtechnische instituten, de voorlichters op het gebied van de kunstmatige wateraanvoer en de grondwatergebruikers zullen uit de gehouden beschouwingen een indruk kunnen verkrijgen, welke hulp door de kennis omtrent de verdamping geboden kan worden.

De Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O. verleent gaarne haar medewerking aan de doelstelling van het verdampingssymposium door tot publikatie van de voordrachten over te gaan en deze daarmede voor raadpleging in ruime kring toegankelijk te maken.

Voor de Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O.,

F. Hellinga.

Voor het Agrohydrologisch Colloquium,

W. C. Visser.

I. ALGEMENE BESCHOUWING OVER HET PROBLEEM VAN DE VERDAMPING

L. J. L. DEY
Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut

SUMMARY

GENERAL CONSIDERATION ON THE PROBLEM OF EVAPORATION

1. INTRODUCTION

In this parapraph the significance is stressed of the knowledge of the losses of water by evaporation from cultivated land- and free water surfaces for meteorologists, agriculturists, water supply engineers etc.

Already nearly a century ago the lysimeter has been introduced for the measuring of the evaporation from cultivated soil. Though the use of lysimeters has many disadvantages the method has maintained itself to the present, side by side with the classic method of the water balance. Since Worldwar II new methods have evolved: the aerodynamical method (vertical transport of water vapour), the energy balance of the surface of the earth, a combination of these two turning out in a computation method by PENMAN *and, very recently, the direct measuring of the vertical transport of water vapour by electronic means.*

In the next paragraphs special attention shall be paid to the method of PENMAN.

2. THE AERODYNAMICAL METHOD

a. The laminar boundary layer. The paragraph deals with the phenomenon of evaporation in the laminar boundary layer. The transport of water vapour in this layer occurs by molecular diffusion. The current density is proportional to the gradient of the vapour pressure [equation (2)]. Strictly speaking this assertion is only valid in isothermic circumstances. According to a theory of CHAPMAN *and* ENSKOG, *which has been ignored almost completely by meteorologists, the phenomenon of the thermodiffusion should be allowed for [equation (3)]. In nature the occurrence of temperature gradients near the surface of the evaporating bodies are more the rule than the exception. The only difficulty so far seems to be that the relevant parameter in the equation is still experimentally unknown. A formal integration of the*

simpler equation leads to the wellknown formula of DALTON *[equation (5)] for the evaporation rate in the laminar boundary layer.*

b. The turbulent layer. In this layer the transport of water vapour and other exchangeable properties such as heat and momentum occurs predominantly by turbulent diffusion. In general airflow can be thought to be composed of a regular flow on which the irregular turbulent motion is superimposed. The transport current of any exchangeable property can be thought to be composed as well of a regular component and a turbulent one. In the case we are thinking of a horizontal air current with constant mean speed over a flat horizontal evaporating surface, a rather simple expression can be found [equation (11c)] for the vertical current density of the turbulent water vapour transport, using the mixing-length concept of PRANDTL *and* VON KÁRMÁN. *Introducing the* MONTGOMERY *expression for the mixing-length [equation (12)], we easily find the formula of* THORNTHWAITE *and* HOLZMAN *[equation (13)] for the evaporation rate of a horizontal surface under quasi-stationnary circumstances in an atmosphere being in indifferent equilibrium. A correction factor can be added for the case of stable or unstable equilibrium of the atmosphere [equation (14)].*

The formula of THORNTHWAITE *and* HOLZMAN *underlies the experimental research on evaporation in the Rottegatspolder.*

3. THE ENERGY BALANCE AT THE SURFACE OF THE EARTH

For the vegetation cover at the surface of the earth the energy balance can be established, stating that the net radiation equals the energy consumed by the vegetation cover for the total metabolic activity, plus the energy consumed for its heating, plus the heat transport into the earth, plus the heat transport into the air, plus the energy consumed for the evaporation of water [equation (26)].

4. THE METHOD OF PENMAN

The energy balance equation is reduced to an equation for the evaporation [equation (29)] using the so called BOWEN-*ratio [equation 28)], i.c. the ratio between the heat transport into the air and the energy consumed for evaporation. This* BOWEN-*ratio is proportional to the ratio of the difference of temperature at two levels and the difference of vapour pressure at the same levels.*

Equation (29) is used by PENMAN *for the special case of a free water surface. The equation is simplified in the absence of a vegetation cover, while on the other hand the heat transport into the water body is neglected [equation (30)]. Further* PENMAN *introduces another semi-empirical formula*

for the evaporation from a free water surface in a form anologous to the DALTON-*formula [equation (31)]. After some reduction the* PENMAN-*formula appears in its well-known form [equation (36)]. Strictly speaking the formula holds for every moment. A discussion on its validity for finite periods concludes this paragraph.*

1. INLEIDING

"Van de factoren, die de waterhuishouding van de bodem regelen, is de verdamping een van de belangrijkste. Dit moge reeds aanstonds daaruit blijken, dat van de hoeveelheid neerslag die (in Nederland) jaarlijks de grond bereikt, ongeveer $^2/_3$ weer door verdamping in de atmosfeer terugkeert, een hoeveelheid ruwweg overeenkomende met 500 mm waterhoogte. Terwijl echter de verdeling van de neerslag in ons land naar plaats en tijd vrij nauwkeurig bekend is, dank zij een uitgebreid en reeds jarenlang bestaand net van regenstations, is dit met de verdamping nog geenszins het geval. Voornamelijk is zulks het gevolg van het feit dat de verdamping, behalve van de meteorologische omstandigheden, nog van velerlei andere factoren afhangt en daarom een zeer gecompliceerd karakter draagt.

Een nauwkeurige kennis van de verdamping is niet alleen van waarde wegens haar wetenschappelijke betekenis voor de meteorologie als zodanig, doch meer nog wegens het grote practische nut dat zij bezit voor de waterstaatkunde en de land- en tuinbouw, in verband met de bemaling van polders en waterschappen, als ook voor waterleidingbedrijven ter bepaling van de in de bodem beschikbare nuttige neerslag.

Het mag daarom een verheugend verschijnsel worden genoemd, dat in de laatste jaren, min of meer gedwongen door de ervaringen, een hernieuwd streven is ontstaan om, door een intensiever bestudering van het verdampingsverschijnsel en met toepassing van nieuwe werkmethoden en verbetering van de oude, uiteindelijk tot een meer bevredigende kennis te geraken."

Deze woorden gebruikte ik als inleiding tot een opstel over „De verdamping van het bodemwater in Nederland", dat in 1945 in het tijdschrift „Hemel en Dampkring" verscheen n.a.v. het onderzoek dat enkele jaren eerder met de lysimeters van het P.W.N. te Castricum was begonnen. Ook thans nog kunnen deze woorden als inleiding dienen.

Het ligt niet in de bedoeling een uitvoerig historisch overzicht te geven van de ontwikkeling van het verdampingsonderzoek in ons land. Enkele

punten mogen echter worden gereleveerd. Reeds meer dan een eeuw geleden werden door het K.N.M.I. onder toenmalige leiding van BUYS BALLOT in den Helder en Utrecht regelmatig de hoeveelheden water gemeten, die per dag uit een vrij opgestelde verdampingsbak verdwijnen. Ook heeft het K.N.M.I. omstreeks 1860 gedurende enkele jaren kleine lysimeters gebruikt om de verdamping van gras te bepalen. Het Provinciaal Utrechts Genootschap voor Kunsten en Wetenschappen schreef een prijsvraag uit, waarin gevraagd werd om: „Une série d'observations sur les quantités d'eau qui s'évaporent de divers terrains et de diverses plantes, dans les circonstances différentes". Hieruit moge blijken hoe belangrijk men dit onderwerp vond. Het antwoord van de Engelsman MILLER werd bekroond en in 1878 gepubliceerd. Zijn „Prize Essay on Evaporation" bevat metingen van de verdamping uit kleine lysimeters, gevuld met verschillende grondsoorten (veen, zand, klei, teelaarde) waarop verschillende gewassen (gras, klaver) waren gekweekt.

Het gebruik van lysimeters, dat door BUYS BALLOT op grote schaal werd aanbevolen „opdat men toch eindelijk eens goede deugdelijke getallen verkrijge, waarnaar machinekracht en kwelhoeveelheden bij drooggemaakte polders gekozen en bepaald kan worden" is later met name door Ir ELINK STERK aan felle kritiek onderworpen geworden. Hij schreef tegen het eind van de vorige eeuw (1897): „Al wat hier over verdampingsmetingen gezegd is resumerende komt men tot de conclusie dat de gewone verdampingsmeters niet aangeven de verdamping van het watervlak en dat de tegenwoordige lysimeter hoogst onnauwkeurig aangeeft de verdamping van de grond. Wie zich een enigszins juist beeld wil vormen van hetgeen er in de natuur geschiedt, moet beginnen met zich van de cijfers, uit deze instrumenten afgeleid, volkomen los te maken, ze te vergeten. Zelfs de eenvoudige vraag of er in zeker tijdperk meer of minder is verdampt dan in een ander beantwoorden zij telkens verkeerd. Zij hebben nooit iets anders verteld dan hoe de verdamping zeker niet is. Maar nog steeds worden sommigen door hen misleid en daarom was het nodig hier het bedriegelijke van hun karakter aan te tonen. Mogen zij spoedig uit der mensenheugenis verdwijnen."

Wij weten nu, 60 jaar later, dat zowel verdampingsbakken als lysimeters zich hebben gehandhaafd, ondanks de ongetwijfeld daaraan verbonden bezwaren. Drijvende verdampingsbakken worden door de Dienst van de Zuiderzeewerken in Urk gebruikt voor de bepaling van de verdamping uit het IJsselmeer. Behalve de reuzen-lysimeters van het P.W.N. kennen we de reeds vele jaren in gebruik zijnde lysimeters van het Hoogheemraadschap Rijnland in Oude Wetering en die van het Instituut voor Bodemvruchtbaar-

heid in Groningen. Na de laatste wereldoorlog kwamen de weegbare lysimeters met natuurlijke grondblokken bij het voormalige C.I.L.O. in Wageningen in gebruik, welke thans onder de hoede van het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding zijn gekomen.

Zoals reeds gezegd, wij kennen vele bezwaren. Voor wat de drijvende verdampingsbakken betreft: de noodzaak om de golfbeweging rond de bakken te dempen, de invloed van de opstaande randen van de bakken en de zeer beperkte mogelijkheid ze in open water te gebruiken. Voor wat de lysimeters betreft: de vulling van de bakken, de vaak constante grondwaterstand of het ontbreken daarvan, de randeffecten en de moeilijkheden met het kweken van gewassen in de natuurlijke toestand. De meting van het grondvocht is een probleem apart, waarop hier niet verder wordt ingegaan.

Bij waterstaatkundigen is algemeen de methode van de waterbalans in gebruik voor grote natuurlijke oppervlakken: het stroomgebied van een rivier, een polder, een meer. De grondvergelijking (wet van behoud van stof) luidt:

$$(R + I + K) - (A + U) = \Delta G \qquad (1)$$

(neerslag + inlaat + kwel) — (afvoer + verdamping) = vermeerdering grondvocht

Ook hier ondervindt men moeilijkheden bij de toepassing van de vergelijking. Kan men R, I en A met enige betrouwbaarheid bepalen, veel minder is dit het geval met de kwel en nog minder met ΔG. Alleen door de balans over lange perioden op te maken, b.v. één jaar, kan men $\Delta G \approx 0$ stellen, maar dan mist men dus de vaak gewenste informatie over korte tijdvakken.

Na de tweede wereldoorlog zijn naast de thans genoemde methoden nieuwe meteorologische methoden naar voren gekomen, namelijk de aerodynamische methode (meestal aangeduid als de methode van het verticale waterdamptransport), de methode van de energiebalans van het aardoppervlak, een combinatie van beide welke uitloopt op de methode van PENMAN en tenslotte mag een in ontwikkeling zijnde methode genoemd worden, waarbij het turbulente verticale transport van waterdamp met een electronische apparatuur direct gemeten wordt.

Thans zal onze aandacht op deze methoden en in het bijzonder op die van PENMAN gericht zijn.

2. DE AERODYNAMISCHE METHODE

a. De laminaire grenslaag

Het is bekend dat verdamping van een vloeistof, b.v. water, een natuur-

kundig verschijnsel is en wel de overgang van de vloeibare fase in de gasvormige. Wij hebben dan te bedenken dat de moleculen van het water zich voortdurend in verschillende richtingen met allerlei snelheden bewegen welke door onderlinge botsingen steeds worden gewijzigd. De snelste moleculen krijgen de kans aan de vloeistof te ontsnappen en daarmee in de dampfase over te gaan. Omgekeerd kunnen ook weer dampmoleculen in de vloeistof terugkeren. In een afgesloten ruimte kan een evenwicht ontstaan, waarbij per tijdseenheid evenveel moleculen van de vloeistof in de damp overgaan als omgekeerd. Verdamping in de gewone zin des woords treedt eerst op wanneer dit evenwicht wordt verbroken en een netto transport van moleculen uit de vloeistoffase naar de dampfase optreedt. Dit kan geschieden door uitwendige toevoer van energie of door afvoer van de damp of door beide tesamen. Wanneer zich boven het water lucht bevindt die in rust verkeert, geschiedt het waterdamptransport daarin door moleculaire diffusie en datzelfde geldt ook bij bewegende lucht zolang de stroming laminair is. Dit laatste is altijd het geval in een zeer dun laagje (orde 1 mm of minder) aan de grens van het wateroppervlak, de zg. laminaire grenslaag.

Uit de kinetische gastheorie en ook uit het experiment volgt dat het netto transport door moleculaire diffusie plaatsvindt, indien er concentratieverschillen bestaan.

Men kan dit voorstellen door de vergelijking:

$$D = -D_v \frac{\varepsilon}{R_a T} \cdot \frac{\partial e}{\partial z} \tag{2}$$

waarin D de diffusiestroomdichtheid voorstelt, D_v de wederkerige diffusieconstante voor waterdamp—lucht, $\varepsilon = M_v/M_a = 0{,}622$ de verhouding der moleculairgewichten voor waterdamp en lucht, R_a de gasconstante voor droge lucht, T de absolute temperatuur en $\frac{\partial e}{\partial z}$ de gradient van de dampspanning e loodrecht op het verdampende oppervlak. Bestaat dus een dampspanningsgradient aan het grensvlak, dan moet tegelijkertijd een verdamping optreden die door deze formule wordt aangegeven. BERNARD heeft onlangs in een studie (1956) erop gewezen, dat deze uitdrukking strikt genomen alleen geldt bij constante temperatuur en dat op grond van de kinetische theorie, die reeds enkele tientallen jaren eerder werd ontwikkeld door CHAPMAN en ENSKOG, de formule voor het geval dat ook een temperatuurgradient optreedt moet luiden:

$$D = -D_v \frac{\varepsilon}{R_a T} \left\{ \frac{\partial e}{\partial z} - \alpha_v \left(1 - \frac{e}{p}\right) \frac{e \partial T}{T \partial z} \right\} \tag{3}$$

waarin α_v een coëfficient voorstelt die van de aard van de gassen afhangt en $\frac{\partial T}{\partial z}$ de temperatuurgradient. In de natuur treden temperatuurgradienten met name aan het grensvlak (vrij wateroppervlak, vochtig grondoppervlak, bladoppervlak) vrijwel als regel op. Feitelijk zou men dus ook met deze thermodiffusie moeten rekening houden. De theorie van CHAPMAN is echter tot dusverre nagenoeg onopgemerkt gebleven, maar afgezien daarvan schijnt het dat de waarde van de thermodiffusiecoëfficient α_v voor waterdamp—lucht niet experimenteel bekend is, zodat men nog slechts kan gissen naar de invloed van een temperatuurgradient aan het verdampende oppervlak.

Keren we weer terug naar (2). We kunnen de vergelijking integreren over de dikte δ van de laminaire grenslaag.

$$\int_o^\delta D\,(z)\,\mathrm{d}z = \mathcal{V}\delta = -D_v \frac{\varepsilon}{R_a T}\,(e_\delta - e_s)$$

$$\mathcal{V} = D_v \frac{\varepsilon}{R_a T}\,\frac{(e_s - e_\delta)}{\delta} \tag{4}$$

Hiermee is een uitdrukking verkregen voor de verdamping $\mathcal{V}$, als functie van grootheden die betrekking hebben op de grenslaag. De dikte van de laminaire grenslaag is o.a. afhankelijk van de stroomsnelheid van de lucht. De grenslaag wordt aan een oppervlak gevormd wanneer de lucht daar over strijkt; er onstaat dan loodrecht op het oppervlak een snelheidsgradient als gevolg van de inwendige wrijving van de lucht. Op zekere afstand van de aanstromingskant, wanneer een kritische waarde van het REYNOLDS-getal wordt bereikt, slaat de laminaire beweging om in een onregelmatige turbulente. De laminaire laag neemt af in dikte; de turbulente neemt toe.

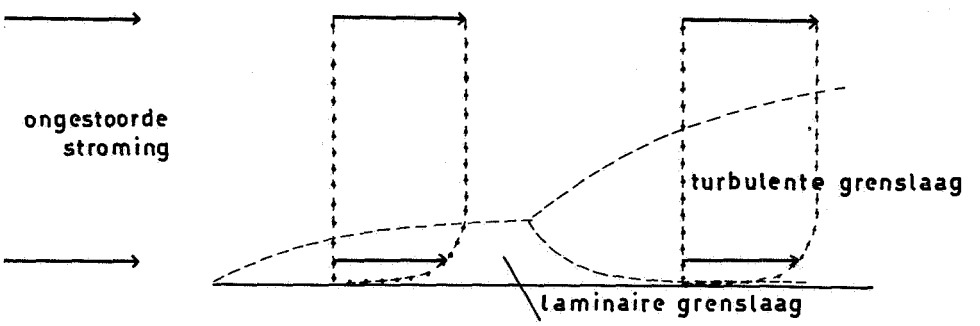

FIG. 1. Schematisch beeld van de transformatie van de ongestoorde luchtstroming langs een plat oppervlak en de vorming van de laminaire en turbulente grenslaag

FIG. 1. *Schematic picture of the transformation of an undisturbed air flow over a flat surface and the formation of the laminar and the turbulent boundary layer*

Deze laatste toestand komt in de vrije natuur als regel voor. De dikte van de laminaire grenslaag wordt dan voornamelijk beheerst door de windsnelheid: hoe groter deze is, des te dunner is de grenslaag. Formeel zou men nu kunnen schrijven:

$$\mathcal{V} = C\, f(u)\ (e_s - e_\delta) \tag{5}$$

en daarmee zien we een formule te voorschijn komen die algemeen als de formule van DALTON wordt aangeduid, voor de laminaire grenslaag wel te verstaan. Praktisch bezien bereiken we nog niet veel met (4), daar we in feite nauwelijks in staat zijn in de grenslaag metingen te verrichten. Afgezien daarvan zijn we evenmin in staat om over alle in het natuurlijke terrein optredende verdampende grensoppervlakken te integreren, zodat we de verdamping zelfs niet over een klein gebied kunnen bepalen. We zullen thans onze aandacht op de turbulente laag moeten richten.

b. De turbulente laag

Hierin vindt het transport van waterdamp niet meer uitsluitend door moleculaire diffusie plaats, maar in hoofdzaak door de onregelmatige wervelende luchtstromingen welke gesuperponeerd zijn op de regelmatige gemiddelde luchtbeweging. Zij E een grootheid welke een uitwisselbare eigenschap voorstelt per gram lucht, u_x, u_y en u_z de componenten van de snelheid van de lucht resp. in de x-, y- en z-richting van een rechthoekig assenstelsel in cm/sec, ϱ de dichtheid van de lucht in g/cm^3, dan stelt ϱE de hoeveelheid van de uitwisselbare eigenschap per cm^3 lucht voor en $S_i = \varrho E u_i$

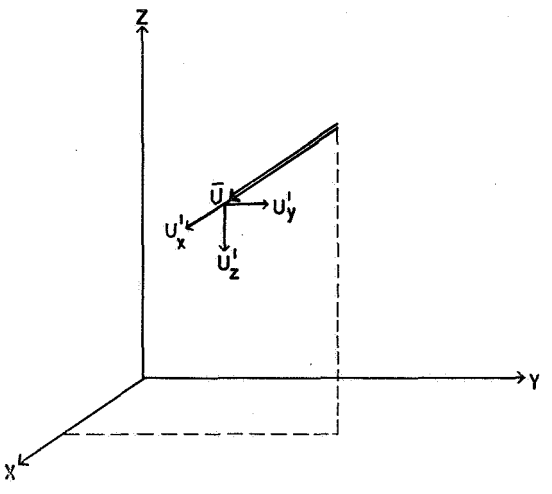

FIG. 2.
De gemiddelde luchtsnelheid $\bar{u}$ en de componenten van de fluctuaties u'_x, u'_y en u'_z

FIG. 2.
The mean air velocity $\bar{u}$ and the components of the fluctuations

($i = x$, y of z) de component van de transportstroomdichtheid in de richting i, d.w.z. de hoeveelheid uitwisselbare eigenschap die per seconde door 1 cm² loodrecht op de richting i geplaatst, passeert. Die uitwisselbare eigenschap kan zijn:

$$E = \begin{cases} u_i \text{ impuls [(g cm/sec)/g lucht]} \\ c_p\,\Theta \text{ warmte inhoud [cal/g lucht]} \\ q \text{ specifieke vochtigheid [g vocht/g lucht]} \end{cases}$$

Alle grootheden ϱ, E, u_i zijn aan fluctuaties onderworpen. We denken ze echter gemiddeld over een zeker tijdsverloop, dat zo groot is dat alle fluctuaties daarin uitgemiddeld worden en anderzijds voldoende klein is vergeleken met de veranderingen die langzaam in de tijd verlopen.
We kunnen derhalve stellen:

$$\varrho = \bar{\varrho} + \varrho' \qquad E = \bar{E} + E' \qquad u_i = \bar{u}_i + u'_i \tag{6}$$

waarbij de grootheden in het linkerlid de momentane waarden voorstellen, de gestreepte grootheden de gemiddelde waarden en de accent-grootheden de momentane afwijkingen van de gemiddelde waarden, dus de fluctuaties, waarvoor geldt:

$$\overline{\varrho'} = 0 \qquad \overline{E'} = 0 \qquad \overline{u'_i} = 0 \tag{6a}$$

We mogen aannemen dat de fluctuaties in ϱ procentueel klein zijn, vergeleken met die in E en u_i. Voor de componenten van de gemiddelde transportstroomdichtheid $\overline{S_i}$ kunnen we nu schrijven:

$$\overline{S_i} = \overline{\varrho\,(\bar{E} + E')\,(\bar{u}_i + u'_i)} = \bar{\varrho}\;\overline{Eu_i} \;+ \bar{\varrho}\,\overline{E'\,u'_i} \tag{7}$$

Hierin is $\bar{\varrho}\,\overline{E'\,u_i'}$ de component van de turbulente transportstroomdichtheid. We denken ons nu verder $\bar{u}$, $\bar{E}$ en $\bar{\varrho}$ alleen van z af te hangen, terwijl $\bar{u}$ in de x-richting valt, dus $\bar{u}_x = \bar{u}$ en $\bar{u}_y = \bar{u}_z = 0$. Op het niveau z heerst gemiddeld de waarde $\bar{E}(z)$; de actuele waarde wisselt, doordat uit andere lagen in dit vlak voortdurend hoeveelheden terecht komen met waarden welke in die lagen heersten en dan in het vlak z hun individualiteit door menging verliezen.

We kunnen dus stellen:

$$E(z) = \bar{E}(z) + E' = \bar{E}(z - l_z) \approx \bar{E}(z) - l_z\,\frac{\partial \bar{E}}{\partial z}$$

en dus:

$$E' = -\,l_z\,\frac{\partial \bar{E}}{\partial z} \tag{8}$$

Hierin is l_z de individuele mengingsweg, die dus over de verschillende wervels voortdurend van grootte wisselt. Het is niet a priori zeker dat deze l_z voor alle eigenschappen dezelfde is. In het hiernavolgende onderstellen we echter dat dit wel het geval is.

Voor de verticale transportstroom van de eigenschap E geldt dus nu:

$$\overline{S'_z} = \bar{\varrho}\,\overline{E'\,u'_z} = -\,\bar{\varrho}\,\overline{l_z\,u'_z}\quad\frac{\partial \bar{E}}{\partial z} \tag{9}$$

Deze is onder stationaire omstandigheden constant in de tijd. Met PRANDTL onderstellen we nu dat:

$$u_z' = a\,l_z\frac{\partial u}{\partial z} \tag{10}$$

gesteld kan worden, m.a.w. dat er tussen u_z' en u_x' een nauwe relatie bestaat; a is een getal dat dicht bij 1 gelegen is.

We vinden dan achtereenvolgens:

$$\text{impuls stroomdichtheid} = -\,\bar{\varrho}\,\overline{l_z u'_z}\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \tau = \bar{\varrho}\,a\,\overline{l^2{}_z}\left(\frac{\mathrm{d}\bar{u}}{\mathrm{d}z}\right)^2 = \bar{\varrho}\,l^2\left(\frac{\mathrm{d}\bar{u}}{\mathrm{d}z}\right)^2 \tag{11a}$$

$$\text{warmtestroomdichtheid} =$$

$$-\,\bar{\varrho}\,c_p\,\overline{l_z\,u_z'}\,\frac{\partial \Theta}{\partial z} = K = -\,\bar{\varrho}\,c_p\,\overline{a l_z^2}\,\frac{\mathrm{d}\bar{u}}{\mathrm{d}z}\,\frac{\mathrm{d}\Theta}{\mathrm{d}z} = -\,\bar{\varrho}\,c_p\,l^2\,\frac{\mathrm{d}\bar{u}}{\mathrm{d}z}\,\frac{\mathrm{d}\Theta}{\mathrm{d}z} \tag{11b}$$

$$\text{waterdampstroomdichtheid} = -\,\bar{\varrho}\,\overline{l_z u'_z}\,\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = F = -\,\bar{\varrho}\,\overline{a\,l_z^2}\,\frac{\mathrm{d}\bar{u}}{\mathrm{d}z}\,\frac{\mathrm{d}\bar{q}}{\mathrm{d}z}$$

$$= -\,\overline{\bar{\varrho}\,l^2}\,\frac{\mathrm{d}\bar{u}}{\mathrm{d}z}\,\frac{\mathrm{d}\bar{q}}{\mathrm{d}z} \tag{11c}$$

Voorts onderstellen we met MONTGOMERY dat:

$$l = k\,(z + z_o) \tag{12}$$

gesteld kan worden, d.w.z. op grotere hoogte vinden we grotere gemiddelde mengingswegen dan dichter bij het aardoppervlak, terwijl aan het aardoppervlak zelf ($z = 0$) nog een kleine waarde overblijft; z_o is de ruwheidsparameter van het oppervlak en $k = 0{,}40$ de constante van VON KÁRMÁN. Wij vinden dus nu uit (11c) en (12) voor de waterdampstroomdichtheid, welke bij de heersende quasi-stationaire omstandigheden tevens de verdampingssnelheid aan het oppervlak voorstelt:

$$F = -\bar{\varrho}\, k^2 (z + z_o)^2 \frac{d\bar{u}}{dz} \frac{d\bar{q}}{dz}$$

$$= -\bar{\varrho}\, k^2 \frac{\Delta\bar{u}}{\Delta \ln (z + z_o)} \frac{\Delta\bar{q}}{\Delta \ln (z + z_o)} = -\bar{\varrho}\, k^2 \frac{(\bar{u}_2 - \bar{u}_1)(\bar{q}_2 - \bar{q}_1)}{(\ln \frac{z_2 + z_o}{z_1 + z_o})^2}$$

$$= -0{,}622\, k^2 \frac{\bar{\varrho}}{p} \frac{(\bar{u}_2 - \bar{u}_1)(\bar{e}_2 - \bar{e}_1)}{(\ln \frac{z_2 + z_o}{z_1 + z_o})^2} \qquad (13)$$

$$\text{waarin: } \frac{\bar{\varrho}}{p} = \frac{1}{R_a T}$$

Hierin stelt p de luchtdruk voor en $\bar{e}_1$ en $\bar{e}_2$ de gemiddelde dampspanningen op de hoogten z_1 en z_2.

Dit is de formule van THORNTHWAITE en HOLZMAN (1939), welke als basis is gebruikt voor het verdampingsonderzoek dat na de oorlogsjaren in de Rottegatspolder (Gr.) tot uitvoering is gebracht door samenwerking tussen verschillende rijksdiensten en instellingen, te weten het K.N.M.I., de Algemene Dienst van de Rijkswaterstaat, het Instituut voor Bodemvruchtbaarheid, de Dienst van de Zuiderzeewerken, de Cultuurtechnische Dienst, het voormalige Centraal Instituut voor Landbouwkundig Onderzoek en het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding. De formule geldt strikt genomen voor een homogeen oneindig groot oppervlak en voor een atmosfeer die in indifferent evenwicht verkeert, d.w.z. waarin $\frac{d\Theta}{dz} = 0$ is. Er kan meteen aan toegevoegd worden dat voor $\frac{d\Theta}{dz} \neq 0$ een correctiefactor mogelijk is, die op grond van de theorie van BUSINGER voorgesteld kan worden door:

$$\left\{ 1 - \frac{4g}{\Theta} \frac{\frac{d\Theta}{dz}}{\left(\frac{d\bar{u}}{dz}\right)^2} \right\}^* \qquad (14)$$

waarin g de versnelling van de zwaartekracht is.

De verdamping kan dus afgeleid worden uit de logaritmische windsnelheids- en dampspanningsgradienten, welke onmiddellijk voor meting vat-

* Experimenteel onderzoek schijnt erop te wijzen dat de factor 4 in de formule belangrijk groter kan zijn.

baar zijn in de turbulente grenslaag. Voor lage gewassen, zoals gras, is de ruwheidsparameter z_o vrij eenvoudig te bepalen. Het belangrijke is dat we van het gewas niet meer behoeven te kennen dan zijn aerodynamisch bepaalde ruwheidsparameter en dat hetgeen zich in de bodem afspeelt geheel buiten beschouwing kan blijven. Natuurlijk heeft ook deze methode bezwaren: zij eist een verfijnde apparatuur, omdat de dampspanningsverschillen betrekkelijk gering zijn evenals de windsnelheidsverschillen. Door beneden 2 m hoogte te meten, blijft men in de turbulente laag waar de sterkste verschillen optreden. De Rottegatspolder werd als het meest geschikte object gekozen voor dit onderzoek, omdat men er ook de waterbalansmethode en de lysimetermethode wilde toepassen. De Rottegatspolder heeft nl. de zeldzame bijzonderheid dat zij vrij is van kwel; daarmee vervalt dus een lastig te bepalen post uit de waterbalans. Het mooiste zou zijn geweest indien in de gehele polder slechts eenzelfde gewas werd verbouwd, dan zou onmiddellijke vergelijking der uitkomsten volgens de drie genoemde methoden mogelijk zijn geweest. Dit is echter niet het geval. De waterbalansmethode wordt op de gehele polder toegepast, de lysimetermethode en de methode van het verticale damptransport op eenzelfde gedeelte van de polder. De laatstgenoemde methode wordt moeilijker in zijn toepassing wanneer we met een hoog opgroeiend gewas te doen krijgen, zoals graan dat met de wind meegolft. Men moet dan een zekere nulpunts-verschuiving voor de verticale coördinaten toepassen, die uit het heersende windprofiel boven het veld moet worden afgeleid.

3. De energiebalans van het aardoppervlak

Reeds in het begin van deze bijdrage is erop geduid dat voor de verdamping van water toevoer van energie nodig is. Wij weten dat het bijna 600 cal kost om 1 gram water onder gelijkblijvende druk en temperatuur in damp te doen overgaan. Nauwkeuriger geldt voor de verdampingswarmte L (in cal) als functie van de temperatuur de betrekking:

$$L\,(t) = 597{,}3 - 0{,}566\,t \qquad (15)$$

We kunnen nu voor een horizontaal natuurlijk terreinoppervlak de wet van energiebehoud toepassen: per oppervlakte- en per tijdseenheid is de hoeveelheid energie die wordt toegevoerd gelijk aan de som van alle energiecomponenten waarin deze wordt gesplitst. Eén van deze componenten is de energiehoeveelheid die voor verdamping wordt verbruikt.

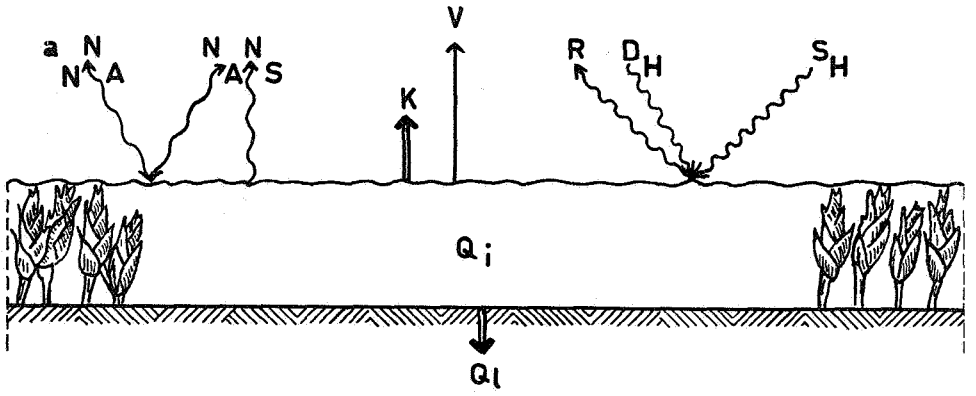

FIG. 3. Schematisch beeld van de componenten van de energiebalans voor een plantendek
FIG. 3. *Schematic picture of the components of the energy balance for a vegetation cover*

We beschouwen thans figuur 3. Het bodemoppervlak is begroeid met een plantendek. De belangrijkste energietoevoer is te danken aan de zon, hetzij in de vorm van directe zonnestraling S_H, hetzij als diffuus verstrooide straling D_H, gelegen in het golflengtegebied tussen 0,3 μ (ultra-violet) en 3 μ (infrarood). Boven 3μ is de zonneënergie praktisch te verwaarlozen. De som van beide noemt men de globale straling G gemeten op een horizontaal oppervlak:

$$G = S_H + D_H \tag{16}$$

Een deel R van deze kortgolvige straling wordt — al of niet — diffuus teruggekaatst:

$$R = a\,G \tag{17}$$

De netto beschikbare stralingsenergie is dus $A = (1 - a)\,G$ en deze wordt door het plantenbestand en andere lichamen die daarin voorkomen geabsorbeerd. Door de bladgroenhoudende plantendelen wordt een deel E_p gebruikt voor de fotosynthese, de rest A_Q wordt als warmte door de plant en de andere lichamen opgenomen. Bij de fotosynthese wordt een deel $A_p = a_pG$ vastgelegd in de opbouw van suikers; de rest H_p komt als reactiewarmte vrij (a_p = coëfficient van de bruto fotosynthetische absorptie). Van het deel A_p dat in de suikers werd opgeslagen komt een deel Q_r als warmte vrij bij ademhalingsprocessen; de rest $A_p' = a_p'\,G$ is het netto aandeel dat in de plant blijft vastgelegd (a_p' = coëfficient van de netto fotosynthetische absorptie).
We vinden dus tenslotte:

$$A = a_p' G + (Q_r + H_p + A_Q) = (1 - a) G \tag{18}$$

Tot dusverre is alleen de bijdrage aan de warmtebalans beschouwd welke door de stofwisseling van de bladgroene planten wordt geleverd. Ook heterotrofen leveren hun aandeel in de warmteproduktie als gevolg van ontleding van dode stof door microörganismen e.d.
Deze hoeveelheid Q_m hangt niet onmiddellijk met G samen, maar we willen toch stellen:

$$Q_m = a_m G \tag{19}$$

De totale hoeveelheid warmte die ontwikkeld wordt door beide processen en in het bestand wordt opgenomen is dan:

$$Q = (Q_r + H_p + A_Q) + a_m G = (1 - a) G - a_p' G + a_m G = (1 - a - \mu) G \tag{20}$$

waarin $\mu = a'_p - a_m$ de coëfficient van de totale stofwisselingsactiviteit voorstelt.

De warmtewinst Q draagt bij tot een verhoging van de temperatuur van de bestandsruimte. Deze verliest een deel N_s in de vorm van infrarode straling ($3\mu - 50\mu$) naar de atmosfeer:

$$N_s = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \tag{21}$$

waarin ε_s de emissiecoëfficient, T de absolute temperatuur van het bestandsoppervlak en σ de stralingsconstante van BOLTZMAN voorstellen. In de atmosfeer wordt deze langgolvige straling sterk geabsorbeerd in H_2O, CO_2 en O_3 en geremitteerd naar alle richtingen, zodat een deel N_A weer naar het aardoppervlak terugkeert:

$$N_A = \varepsilon_A \sigma T_A^4 \tag{22}$$

waarin ε_A de totale emissiecoëfficient is en T_A de absolute stralingstemperatuur van de atmosfeer (niet hetzelfde als de luchttemperatuur). Hiervan wordt evenwel de fractie $a_N N_A$ greflecteerd, zodat alleen het deel $(1 - a_N)N_A$ aan het bestand ten goede komt.

Het totale warmteverlies door langgolvige straling is dus:

$$N = N_s - (1 - a_N) N_A \tag{23}$$

Er blijft bijgevolg een totale warmtewinst in de bestandsruimte:

$$H_s = Q - N \tag{24}$$

Deze warmtewinst verdwijnt voor een deel uit de bestandsruimte via de grensvlakken, d.w.z. een deel K wordt afgegeven door turbulente warmte-

geleiding in de atmosfeer, een deel Q_l wordt door moleculaire warmtegeleiding afgevoerd naar de aarde, een deel Q_i wordt door de bestandsruimte zelf behouden en uit zich in temperatuurstijging, terwijl de rest $\mathcal{V}$ wordt verbruikt voor de verdamping van water. Dus:

$$H = Q - N = K + Q_l + Q_i + \mathcal{V} \tag{25}$$

of met gebruikmaking van (20) en (23):

$$\begin{aligned} \mathcal{V} &= (1 - a - \mu)\, G - [N_s - (1 - a_N)\, N_A] - K - Q_l - Q_i \\ &= S - \mu G - K - Q_l - Q_i \end{aligned} \tag{26}$$

Met behulp van de stralingsbalans kan de netto stralingsstroomdichtheid S:

$$S = (G + N_A) - (aG + a_N N_A + N_s) \tag{27}$$

direct gemeten worden. Het deel μG kan verwaarloosd worden t.o.v. de overige termen. K moet uit het turbulente warmtetransport worden bepaald. Q_l uit de warmtegeleiding in de bodem, Q_i tenslotte uit de temperatuurverandering van het gewas. Het ligt in onze bedoeling ook deze energiebalansmethode in de Rottegatspolder te beproeven.

4. De methode van Penman

We kunnen (26) met behulp van het zg. Bowen-quotient b nog iets anders schrijven.
Uit (11b) en (11c) volgt namelijk:

$$b = \frac{K}{\mathcal{V}} = \frac{K}{LF} = \frac{c_p}{L}\frac{\Delta\Theta}{\Delta\bar{q}} = \frac{p\, c_p}{0{,}622\, L}\frac{\Delta\Theta}{\Delta\bar{e}} = \gamma\,\frac{\Delta\Theta}{\Delta\bar{e}} \tag{28}$$

waarin $\gamma = \dfrac{pc_p}{0{,}622\, L}$ de zg. psychrometerconstante voorstelt.

Uit (26) volgt nu:

$$\mathcal{V}\,(1 + \frac{\mathcal{V}}{K}) = S - \mu G - Q_l - Q_i$$

of:

$$\mathcal{V} = \frac{S - \mu G - Q_l - Q_i}{1 + b} \tag{29}$$

Indien we deze formule toepassen op een vrij wateroppervlak is $\mu G = 0$, $Q_i = 0$. Nemen we met Penman aan dat ook $Q_l = 0$ is, d.w.z. dat geen verticale warmteafvoer naar de watermassa plaatsvindt, dan geldt:

$$V_o = \frac{S}{1 + \gamma \frac{\Delta\Theta}{\Delta e}} = \frac{S}{1 + \gamma \frac{\Theta_s - \Theta_z}{E_s - e_z}} \tag{30}$$

PENMAN neemt verder aan, dat ook de volgende empirische formule voor het energieverbruik per oppervlakteeenheid en per tijdseenheid voor de verdamping van vrij water zal gelden, naar analogie van (5):

$$V_o = \mathrm{f}(u_z)\,(E_s - e_z) \tag{31}$$

waarin E_s de maximale dampspanning bij de temperatuur Θ_s van het wateroppervlak voorstelt, e_z de dampspanning op zekere hoogte z boven het wateroppervlak en $\mathrm{f}(u_z)$ een empirische functie van de windsnelheid u_z eveneens op de hoogte z boven het wateroppervlak.
Er wordt voorts de fictieve functie:

$$V_a = \mathrm{f}(u_z)\,(E_z - e_z) \tag{32}$$

ingevoerd, waarin E_z de maximale dampspanning voorstelt bij de temperatuur Θ_z waarbij e_z wordt gemeten en tenslotte nog de verhouding δ:

$$\delta = \frac{E_s - E_z}{\Theta_s - \Theta_z} \approx \frac{\mathrm{d}E}{\mathrm{d}\Theta} \tag{33}$$

d.w.z. δ is ongeveer gelijk aan de verandering van de maximale dampspanning met de temperatuur bij de temperatuur Θ_z. Nu is met gebruikmaking van (31) en (33):

$$\delta V_o = \mathrm{f}(u_z)\,\frac{E_s - e_z}{\Theta_s - \Theta_z}(E_s - E_z) \tag{34}$$

dus:

$$\frac{\Theta_s - \Theta_z}{E_s - e_z} = \frac{\mathrm{f}(u_z)\,(E_s - E_z)}{\delta V_o},$$

maar anderzijds volgt uit (31) en (32):

$$V_o - V_A = \mathrm{f}(u_z)\,(E_s - E_z) \tag{35}$$

en dus volgt nu uit (34) en (35):

$$\frac{\Theta_s - \Theta_z}{E_s - e_z} = \frac{V_o - V_a}{V_o}$$

zodat:

$$V_o = \frac{S}{1 + \frac{\gamma}{\delta}\frac{V_o - V_a}{V_o}}$$

of:

$$V_o + \frac{\gamma}{\delta}(V_o - V_a) = S$$

en we tenslotte vinden:

$$V_o = \frac{S + \frac{\gamma}{\delta}V_a}{1 + \frac{\gamma}{\delta}} = \frac{\delta S + \gamma V_a}{\delta + \gamma} \qquad (36)$$

de bekende formule van PENMAN voor de energie die per oppervlakteeenheid en per tijdseenheid voor verdamping uit het vrije wateroppervlak wordt verbruikt. De formule, zoals hier werd afgeleid, geldt voor elk ogenblik. Vat men γ en δ als (quasi-) constanten op, dan kan men de hoeveelheid energie, die per oppervlakte-eenheid gedurende een zekere tijd voor de verdamping van water wordt verbruikt, vinden door integratie over de tijd, d.w.z. door sommatie van de netto stralingsbalans S over de tijd en van V_a over de tijd. Dit levert voor de totale netto stralingsbalans geen moeilijkheden, omdat energiehoeveelheden direct sommeerbaar zijn. Met de sommering van V_a dient men voorzichtig te zijn, immers volgens (32) bestaat V_a uit het produkt van f (u_z) en $E_z - e_z$. De dampspanning e_z kan, door meting ter plaatse, worden vastgesteld, b.v. uit droge- en natteboltemperatuur. Met de temperatuur is tevens de bij die temperatuur behorende maximale dampspanning E_z bekend. De windsnelheid u_z kan eveneens door meting ter plaatse worden vastgesteld. De functie f (u_z) moet dan bekend zijn en deze kan niet anders worden vastgesteld dan volgens (31) uit het directe experiment, d.w.z. door meting van V_o resp. de verdampingssnelheid F uit een vrij wateroppervlak, van de maximale dampspanning E_s bij de temperatuur van het wateroppervlak en van de dampspanning e_z en de windsnelheid u_z op de hoogte z boven het wateroppervlak.

De functie f (u_z) eenmaal vastgesteld zijnde, dient men het produkt f (u_z) $(E_z - e_z)$ van moment tot moment op te maken en te sommeren. In de regel interesseert men zich voor de middelwaarde van V_o over het gekozen tijdsverloop; men moet dan de middelwaarde zowel van S — hetgeen in beginsel geen moeilijkheden oplevert — als van V_a bepalen. Indien nu de factoren f (u_z) en $(E_z - e_z)$ in de tijd onafhankelijk van elkaar variëren — hetgeen een plausibele onderstelling lijkt — kan men de middelwaarde van hun produkt vervangen door het produkt van de middelwaarden der factoren. De middelwaarde van $E_z - e_z$ is gelijk te stellen aan het verschil der middelwaarden van E_z en e_z, hetgeen voor de berekeningen een voordeel betekent.

De middelwaarde van f (u_z) kan in het algemeen niet vervangen worden door de functiewaarde voor de middelwaarde van u_z; dit kan alleen als f (u_z) een lineaire functie van u_z blijkt te zijn.

In de volgende bijdragen wordt uitvoeriger op de geldigheid van de PENMAN-formule ingegaan.

LITERATUUR

BERNARD, E. — Le déterminisme de l'évaporation dans la nature. Publ. de l'Inst. Nat. p. l'Etude Agronomique du Congo Belge, 1956.

THORNTHWAITE, C. W. en HOLZMAN B. — The determination of evaporation from land and water surfaces. *Monthly Weath. Rev. 67. 1939.*

II. HULPMIDDELEN BIJ DE BEREKENING VAN DE VERDAMPING UIT EEN VRIJ WATEROPPERVLAK

J. WESSELING
Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding

SUMMARY

AIDS TO THE CALCULATION OF THE EVAPORATION FROM A FREE WATER SURFACE

INTRODUCTION

The calculation of the evaporation from a free water surface according to the equation given by PENMAN *[eq. I. (36)] has been discussed.*

The data used for the calculation are sunshine duration (n/N), temperature of the air (t_z), relative humidity (U_z) and wind velocity (u_z) all measured at screen level (z) and taken from the Monthly Weather Reviews (Maandoverzichten) of the K.N.M.I. (Roy. Neth. Meteor. Inst.).

TABLES AND NOMOGRAMS

In order to simplify calculations, MAKKINK *(1953) proposed graphs, containing the various relations needed for the calculation.* RIJKOORT *(1954) developed a nomogram containing the above mentioned climatological data. In order to prevent errors,* VAN DUIN *(1956) used tables instead of graphs. This method is also followed in this article. The key to the tables is given in the form of a calculation scheme which is given at the end of the article. Following this scheme the calculation requires only a relatively short time.*

1. INLEIDING

Voor de verdamping uit een vrij wateroppervlak, waarbij geen warmtewisseling met de diepte plaatsvindt, geldt volgens PENMAN (verg. I. 36):

$$\mathcal{V}_o = \frac{\delta S + \gamma \mathcal{V}_a}{\delta + \gamma}$$

We denken ons de grootheden $\mathcal{V}_o$, S en $\mathcal{V}_a$, welke we als energie-stroomdichtheden hebben leren kennen met de dimensie energie-hoeveelheid per oppervlakte-eenheid en per tijdseenheid, uitgedrukt in mm (waterhoogte) per etmaal. Meet men de energie in caloriën, dan moet omrekening plaatsvinden met behulp van de verdampingswarmte van water.

De netto stralingsenergie S is opgebouwd uit een aantal termen (verg. I 27):

$$S = (G + N_A) - (aG + a_N N_A + N_s)$$

waarvan $(G + N_A) = R_i$ de som van de kort- en langgolvige stralingsenergie voorstelt die op het wateroppervlak valt en $(aG + a_N N_A + N_s) = R_u$ de som van de kort- en langgolvige stralingsenergie die het wateroppervlak verliest door terugkaatsing en door uitstraling. Met behulp van empirische relaties kunnen verschillende van deze grootheden uitgedrukt worden in meteorologische grootheden die gemakkelijk voor meting toegankelijk zijn.

Zo geldt voor de opvallende kortgolvige straling, afkomstig van de zon als directe en verstrooide straling:

$$G = (0{,}29 + 0{,}71 \frac{n}{N}) Q_N \text{ [cal cm}^{-2} \text{ etm.}^{-1}\text{]}$$

waarin:

Q_N = energie die het aardoppervlak bereikt op heldere dagen [cal cm^{-2} etm.$^{-1}$]

n = aantal uren zonneschijn

N = maximaal mogelijke aantal uren zonneschijn

Q_N hangt af van de geografische breedte en de tijd van het jaar. Zij kan met behulp van de tabellen van ANGOT voor een gegeven plaats worden bepaald. De relatieve zonneschijn $\frac{n}{N}$ wordt gewoonlijk uit de registraties van de zonneschijnmeter van CAMPBELL—STOKES afgeleid. Het gereflecteerde deel van de kortgolvige straling aG wordt berekend met een gemiddelde reflectiecoëfficient van water $a = 0{,}05$, welke geldig is voor onze breedten. Bij gemiddeld lager invallende straling zou men een hogere waarde moeten gebruiken.

De netto langgolvige straling wordt in de volgende empirische formule samengevat:

$$N_A - a_N N_A - N_S = 118 \,.\, 10^{-9} (273 + t_z)^4 (0{,}10 + 0{,}90 \frac{n}{N}) (0{,}56 - 0{,}092 \sqrt{e_z}) \text{ [cal cm}^{-2} \text{ etm.}^{-1}\text{]}$$

waarin op de meethoogte $z = 2$m:

t_z = de gemiddelde luchttemperatuur tijdens de beschouwde periode [°C]

e_z = de gemiddelde dampspanning tijdens de beschouwde periode [mm Hg]

Door S, uitgedrukt in cal cm^{-2} etm.$^{-1}$, te delen door $1/10 \,.\, L$, waarbij de verdampingswarmte $L = 590$ cal/g is, vindt men S in mm (waterhoogte) etm.$^{-1}$.

Voor U_a wordt de volgende empirische uitdrukking gebruikt:

$$U_a = 0{,}35 (0{,}5 + 0{,}54 u_z) (E_z - e_z) \text{ [mm etm.}^{-1}\text{]}$$

waarin:
u_z = de gemiddelde windsnelheid tijdens de beschouwde periode [m sec^{-1}]
E_z = de maximale dampspanning bij de temperatuur t_z [mm Hg]
Vaak schrijft men:

$$E_z - e_z = E_z\,(1 - \frac{e_z}{E_z}) = E_z\,(1 - U_z)$$

waarin:

$$U_z = \frac{e_z}{E_z}$$

de relatieve vochtigheid voorstelt. Deze betrekking geldt strikt genomen alleen voor waarnemingen van eenzelfde ogenblik. Zij geldt bij benadering voor middelwaarden over langere perioden.

Verder is:

$$\gamma = 0{,}485$$

de psychrometerconstante en:

$$\delta = \frac{\mathrm{d}E_z\,(t_z)}{\mathrm{d}t_z}$$

de verandering van de maximumdampspanning met de temperatuur.

Met gebruikmaking van de hierboven gegeven empirische betrekkingen gaat de formule van PENMAN over in:

$$V_o = \frac{\frac{\delta}{59}\,[0{,}95\,(0{,}29 + 0{,}71\frac{n}{N})\,Q_N - 118\,.10^{-9}\,(273 + t_z)^4(0{,}10 + 0{,}90\frac{n}{N}) + (0{,}56 - 0{,}092\,\sqrt{e_z})]}{\delta + 0{,}485}$$

$$+ \frac{0{,}485 \times 0{,}35\,(0{,}50 + 0{,}54\,u_z)\,(E_z - e_z)}{\delta + 0{,}485}$$

De voor de berekening benodigde gegevens van temperatuur, windsnelheid, relatieve zonneschijn en relatieve vochtigheid kunnen worden ontleend aan de maandoverzichten van het K.N.M.I. De berekening van de vrij ingewikkelde formule voor de verdamping kan op twee wijzen worden vereenvoudigd:

a. met behulp van tabellen,
b. met behulp van nomogrammen.

2. De berekening met behulp van tabellen

Voor de steeds terugkerende vormen in de vergelijking kunnen hulp-

middelen worden toegepast. Voorzover ons bekend gebruikte MAKKINK (1953) eerst grafieken. Deze zijn later door VAN DUIN (1956) vervangen door tabellen. De laatste hebben het voordeel, dat ze minder afleesfouten geven. Hier zijn tabellen toegepast, grotendeels ontleend aan VAN DUIN.

Geven we de tabellen een romeinse nummering, dan kan de vergelijking voor de verdamping als volgt worden geschreven:

$$v_o = \frac{\frac{\text{VII}}{59}[\text{I.II} - \text{V.IV.III}] + \text{IX}(E_z - e_z)}{\text{VII} + 0{,}485}$$

De verzadigingsdampdruk E_z hangt alleen af van de temperatuur en kan uit tabel VII worden afgelezen. De absolute dampdruk $e_z = UE_z$, waarin U de vochtigheidsgraad van de lucht is.

De gehele berekening wordt dus teruggebracht tot het aflezen van een aantal tabellen en enkele eenvoudige wiskundige bewerkingen.

3. DE BEREKENING MET BEHULP VAN NOMOGRAMMEN

De vergelijking voor de verdamping is door RIJKOORT (1954) in een viertal nomogrammen samengebracht. Hierbij zijn enkele andere waarden voor de verschillende factoren gebruikt. We zullen hierop niet nader ingaan, doch alleen het principe van het nomogram aangeven. Hiertoe schrijven we de vergelijking in de volgende vorm:

$$v_o = -(0{,}10 + 0{,}90\,\frac{n}{N})\frac{118 \cdot 10^{-9}(273 + t_z)^4}{59}\,0{,}56\,\frac{\delta}{\delta + \gamma} +$$

$$+ (0{,}29 + 0{,}71\frac{n}{N})\frac{0{,}95}{59}\,Q\,\frac{\delta}{\delta + \gamma} +$$

$$+ \frac{118 \cdot 10^{-9}(273 + t_z)^4\,0{,}092\,\sqrt{e_z}\,(0{,}10 + 0{,}90\,\frac{n}{N})}{59}\,\frac{\delta}{\delta + \gamma} +$$

$$+ 0{,}35\,(0{,}5 + 0{,}54\,u_z)(E_z - e_z)\,\frac{\delta}{\delta + \gamma}$$

$$\mathcal{V}_o = -(0{,}10 + 0{,}90\,\frac{n}{N})\,1{,}12 \times 10^{-9}\,(273 + t_z)^4 \frac{\delta}{\delta + \gamma} \cdot +$$

$$+ (0{,}29 + 0{,}71\,\frac{n}{N}) Q \times 0{,}016 \frac{\delta}{\delta + \gamma} +$$

$$+ 0{,}184\,T^4 \sqrt{U_z}\,\sqrt{E_z}\,(0{,}10 + 0{,}90 \frac{n}{N}) \frac{\delta}{\delta + \gamma} +$$

$$+ 0{,}35(0{,}5 + 0{,}54\,u_z)\,(1 - U_z)\,E_z \frac{\gamma}{\delta + \gamma}$$

$$\mathcal{V}_o = -(0{,}10 + 0{,}90\,\frac{n}{N}).\,\mathrm{f}_1(t) + (0{,}29 + 0{,}71 \frac{n}{N})\,Q\,.\,\mathrm{f}_2(t) +$$

$$+ (0{,}10 + 0{,}90\,\frac{n}{N})\sqrt{U_z}\,.\,\mathrm{f}_3(t) + 0{,}35\,(0{,}5 + 0{,}54\,u_z)\,(1 - U_z)\,.\,\mathrm{f}_4(t)$$

De verschillende factoren van de vergelijking bevatten nu resp. de veranderlijken:

$$\frac{n}{N}, t \qquad \frac{n}{N}, Q \text{ en } t \qquad \frac{n}{N}\,.\,U_z \text{ en } t \qquad u_z,\ U_z \text{ en } t$$

Voor elk van deze factoren is een nomogram samen te stellen.

Het eerste nomogram bestaat uit drie schalen, de drie andere uit vier schalen plus een scharnierlijn. De verdamping wordt nu in vier afzonderlijke delen $\mathcal{V}_1$ t/m $\mathcal{V}_4$ berekend. Optelling geeft het eindresultaat.

4. Enkele opmerkingen over de gegevens

In de oudere maandoverzichten wordt de windsnelheid gegeven in Beaufort. Een omrekening hiervan in m/sec is gegeven in tabel IXa.

Voor gevallen, waarin de windsnelheid op andere hoogte (h) wordt opgegeven kan deze worden omgerekend met behulp van de volgende vergelijking:

$$u_z = u_h \log \frac{z}{z_o} / \log \frac{h}{z_o}$$

waarin

u_z = de windsnelheid op 200 cm hoogte

z_o = ruwheidshoogte

h = de hoogte (in cm) waarop de windsnelheid wordt gegeven.

Daar $z_o \approx 2$ cm gaat de vergelijking over in:

$$u_{200} = 2\,u_h \log 0{,}5\,h$$

LITERATUUR

MAKKINK, G. F. — De berekening der potentiële evapotranspiratie. *Gest. Med. C.I.L.O.* nr. 6, 1953.

DUIN, R. H. A. VAN — De waterbehoefte en de watervoorziening van gewassen. Voordracht C.O.L.N., 21 oktober 1956.

RIJKOORT, P. J. — Een nomogram voor de bepaling van de potentiële evapotranspiratie volgens de formule van Penman. K.N.M.I. Rapport III-143, 1954.

Bijlagen

Berekeningsschema

1	$\frac{n}{N}$ = relatieve zonneschijn	maandoverzicht K.N.M.I.
2	$0{,}95\ (0{,}29 + 0{,}71\frac{n}{N})$	tabel I
3	Q_N [cal cm^{-2} etm.$^{-1}$]	tabel II
4	$R_i = 0{,}95\ (0{,}29 + 0{,}71\ \frac{n}{N})\ Q_N$	2 × 3
5	t_z = temperatuur van de lucht [°C]	maandoverzicht K.N.M.I.
6	E_z = verzadigingsdampdruk [mm Hg]	tabel III
7	U_z = relatieve vochtigheid	maandoverzicht K.N.M.I.
8	$e_z = U_z \times E_z$ = dampdruk [mm Hg]	6 × 7
9	$0{,}56 - 0{,}092\ \sqrt{e_z}$	tabel IV
10	$(0{,}10 + 0{,}90\frac{n}{N})$	tabel V
11	$118.10^{-9}\ (273 + t_z)^4$	tabel VI
12	$R_u = 118.10^{-9}\ (273 + t)^4\ (0{,}10 + 0{,}90\ \frac{n}{N})\ .$ $(0{,}56 - 0{,}092\ \sqrt{e_z})$	9 × 10 × 11
13	$S = R_i - R_u$ [cal/cm^2 etm.]	4 — 12
14	δ	tabel VII
15	1/10 × verdampingswarmte	tabel VIII
16	$\delta\ S$ [mm etm.$^{-1}$]	13 × 14 : 15
17	u_z = windsnelheid op 2 m hoogte	maandoverzicht K.N.M.I.
18	$\gamma\ f\ (u_z) = 0{,}35\ (0{,}5 + 0{,}54\ u_z)\ 0{,}485$	tabel IX
19	$E_z - e_z$	6 — 8
20	$\gamma\ \mathcal{U}_a = \gamma\ f\ (u_z)\ (E_z - e_z)$	18 × 19
21	$\delta\ S + \gamma\ \mathcal{U}_a$ [mm/etm.]	16 + 20
22	$\delta + \gamma = \delta + 0{,}485$	14 + (0,485)
23	$\mathcal{U}_o = \frac{\delta\ S + \gamma\ \mathcal{U}_a}{\delta + \gamma}$ [mm etm.$^{-1}$]	21 : 22

TABEL I

$$0{,}95\ (0{,}29 + 0{,}71\ \frac{n}{N})$$

n/N	,00	,01	,02	,03	,04	,05	,06	,07	,08	,09	*n/N*
0,00	0,28	0,28	0,29	0,30	0,30	0,31	0,32	0,32	0,33	0,34	0,00
0,10	0,34	0,35	0,36	0,36	0,37	0,38	0,38	0,39	0,40	0,40	0,10
0,20	0,41	0,42	0,42	0,43	0,44	0,44	0,45	0,46	0,46	0,47	0,20
0,30	0,48	0,48	0,49	0,50	0,50	0,51	0,52	0,52	0,53	0,54	0,30
0,40	0,55	0,55	0,56	0,57	0,57	0,58	0,59	0,59	0,60	0,61	0,40
0,50	0,61	0,62	0,63	0,63	0,64	0,65	0,65	0,66	0,67	0,67	0,50
0,60	0,68	0,69	0,69	0,70	0,71	0,71	0,72	0,73	0,73	0,74	0,60
0,70	0,75	0,75	0,76	0,77	0,77	0,78	0,79	0,79	0,80	0,81	0,70
0,80	0,82	0,82	0,83	0,84	0,84	0,85	0,86	0,86	0,87	0,88	0,80
0,90	0,88	0,89	0,90	0,90	0,91	0,92	0,92	0,93	0,94	0,94	0,90
1,00	0,95										

TABEL II

Waarden voor Q_N

	I	II	III	mnd		I	II	III	mnd
januari	97	110	134	114	juli	708	685	656	682
februari	168	208	253	207	augustus	617	574	525	570
maart	305	360	412	361	september	472	422	372	422
april	467	520	569	519	oktober	321	267	217	267
mei	611	651	684	650	november	174	137	115	142
juni	705	715	718	713	december	101	93	91	95

TABEL III

E_z

t_z	,0	,1	,2	,3	,4	,5	,6	,7	,8	,9	t_z
-10	2,15										-10
- 9	2,32	2,30	2,29	2,27	2,26	2,24	2,22	2,21	2,19	2,17	- 9
- 8	2,51	2,49	2,47	2,45	2,43	2,41	2,40	2,38	2,36	2,34	- 8
- 7	2,71	2,69	2,67	2,65	2,63	2,61	2,59	2,57	2,55	2,53	- 7
- 6	2,93	2,91	2,89	2,86	2,84	2,82	2,80	2,77	2,75	2,73	- 6
- 5	3,16	3,14	3,11	3,09	3,06	3,04	3,01	2,99	2,97	2,95	- 5
- 4	3,41	3,39	3,37	3,34	3,32	3,29	3,27	3,24	3,22	3,18	- 4
- 3	3,67	3,64	3,62	3,59	3,57	3,54	3,52	3,49	3,46	3,44	- 3
- 2	3,97	3,94	3,91	3,88	3,85	3,82	3,79	3,76	3,73	3,70	- 2
- 1	4,26	4,23	4,20	4,17	4,14	4,11	4,08	4,05	4,03	4,00	- 1
- 0	4,58	4,55	4,52	4,49	4,46	4,43	4,40	4,36	4,33	4,29	- 0
0	4,58	4,62	4,65	4,69	4,71	4,75	4,78	4,82	4,86	4,89	0
1	4,92	4,96	5,00	5,03	5,07	5,11	5,14	5,18	5,21	5,25	1
2	5,29	5,33	5,37	5,40	5,44	5,48	5,53	5,57	5,60	5,64	2
3	5,68	5,72	5,76	5,30	5,84	5,89	5,93	5,97	6,01	6,06	3
4	6,10	6,14	6,18	6,23	6,27	6,31	6,36	6,40	6,45	6,49	4
5	6,54	6,58	6,54	6,68	6,72	6,77	6,82	6,86	6,91	6,96	5
6	7,01	7,06	7,11	7,16	7,20	7,25	7,31	7,36	7,41	7,46	6
7	7,51	7,56	7,61	7,67	7,72	7,77	7,82	7,88	7,93	7,98	7
8	8,04	8,10	8,15	8,21	8,26	8,32	8,37	8,43	8,48	8,54	8
9	8,61	8,67	8,73	8,78	8,84	8,90	8,96	9,02	9,08	9,14	9
10	9,20	9,26	9,33	9,39	9,46	9,52	9,58	9,65	9,71	9,77	10
11	9,84	9,90	9,97	10,03	10,10	10,17	10,24	10,31	10,38	10,45	11
12	10,52	10,58	10,66	10,72	10,79	10,86	10,93	11,00	11,08	11,15	12
13	11,23	11,30	11,38	11,75	11,53	11,60	11,68	11,76	11,83	11,91	13
14	11,98	12,06	12,14	12,22	12,96	12,38	12,46	12,54	12,62	12,70	14
15	12,78	12,86	12,95	13,03	13,11	13,20	13,28	13,37	13,45	13,54	15
16	13,63	13,71	13,80	13,90	13,99	14,08	14,17	14,26	14,35	14,44	16
17	14,53	14,62	14,71	14,80	14,90	14,99	15,09	15,17	15,27	15,38	17
18	15,46	15,56	15,66	15,76	15,96	15,96	16,06	16,16	16,26	16,36	18
19	16,46	16,57	16,68	16,79	16,90	17,00	17,10	17,21	17,32	17,43	19
20	17,53	17,64	17,75	17,86	17,97	18,08	18,20	18,31	18,43	18,54	20
21	18,65	18,77	18,88	19,00	19,11	19,23	19,35	19,46	19,58	19,70	21
22	19,82	19,94	20,06	20,19	20,31	20,43	20,58	20,69	20,80	20,93	22
23	21,05	21,19	21,32	21,45	21,58	21,71	21,84	21,97	22,10	22,23	23
24	22,37	22,50	22,63	22,76	22,91	23,05	23,19	23,31	23,45	23,60	24
25	23,75	23,90	24,03	24,20	24,35	24,49	24,64	24,79	24,94	25,08	25
26	25,31	25,45	25,60	25,74	25,89	26,03	26,18	26,32	26,46	26,60	26
27	26,74	26,90	27,05	27,21	27,37	27,53	27,69	27,85	28,00	28,16	27
28	28,32	28,49	28,66	28,83	29,00	29,17	29,34	29,51	29,68	29,85	28
29	30,03	30,20	30,38	30,56	30,74	30,92	31,10	31,28	31,46	31,64	29
30	31,82	32,00	32,19	32,38	32,57	32,76	32,95	33,14	33,33	33,52	30
t_z	,0	,1	,2	,3	,4	,5	,6	,7	,8	,9	t_z

TABEL IV

$0{,}56 - 0{,}092\ \sqrt{e_z}$

e_z	,0	,1	,2	,3	,4	,5	,6	,7	,8	,9	e_z
0	0,56	0,53	0,52	0,51	0,50	0,49	0,49	0,48	0,48	0,47	0
1	0,47	0,46	0,46	0,46	0,45	0,45	0,44	0,44	0,44	0,43	1
2	0,43	0,43	0,42	0,42	0,42	0,41	0,41	0,41	0,41	0,40	2
3	0,40	0,40	0,40	0,39	0,39	0,39	0,39	0,38	0,38	0,38	3
4	0,38	0,37	0,37	0,37	0,37	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	4
5	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	5
6	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,32	0,32	0,32	0,32	6
7	0,32	0,32	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,30	0,30	0,30	7
8	0,30	0,30	0,30	0,30	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	8
9	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27	9
10	0,27	0,27	0,27	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	10
11	0,26	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,24	0,24	11
12	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	12
13	0,23	0,23	0,23	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	13
14	0,22	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,20	14
15	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19	0,19	15
16	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,18	0,18	16
17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	17
18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	18
19	0,10	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	19
20	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	20
21	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	21
22	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	22
23	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	23
24	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	24
25	0,10	0,099	0,098	0,097	0,096	0,095	0,094	0,093	0,093	0,092	25
26	0,091	0,090	0,089	0,088	0,087	0,086	0,085	0,084	0,083	0,082	26
27	0,082	0,081	0,080	0,079	0,078	0,078	0,077	0,076	0,075	0,074	27
28	0,073	0,072	0,071	0,070	0,069	0,069	0,068	0,067	0,066	0,065	28
29	0,064	0,063	0,062	0,061	0,060	0,060	0,059	0,058	0,057	0,056	29
30	0,056	0,055	0,054	0,053	0,052	0,052	0,051	0,050	0,049	0,048	30
e_z	,0	,1	,2	,3	,4	,5	,6	,7	,8	,9	e_z

TABEL V

$0{,}10 + 0{,}90\ n/N$

n/N	0,	0,01	0,02	,03	,04	,05	,06	,07	,08	0,09	n/N
0,00	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15	0,15	0,16	0,17	0,18	0,00
0,10	0,19	0,20	0,21	0,22	0,23	0,24	0,24	0,25	0,26	0,27	0,10
0,20	0,28	0,29	0,30	0,31	0,32	0,33	0,33	0,34	0,35	0,36	0,20
0,30	0,37	0,38	0,39	0,40	0,41	0,42	0,42	0,43	0,44	0,45	0,30
0,40	0,46	0,47	0,48	0,49	0,50	0,51	0,51	0,52	0,53	0,54	0,40
0,50	0,55	0,56	0,57	0,58	0,59	0,60	0,60	0,61	0,62	0,63	0,50
0,60	0,64	0,65	0,66	0,67	0,68	0,69	0,69	0,70	0,71	0,72	0,60
0,70	0,73	0,74	0,75	0,76	0,77	0,78	0,78	0,79	0,80	0,81	0,70
0,80	0,82	0,83	0,84	0,85	0,86	0,87	0,87	0,88	0,89	0,90	0,80
0,90	0,91	0,92	0,93	0,94	0,95	0,96	0,96	0,97	0,98	0,99	0,90
1,00	1,00										1,00
n/N	0,	0,01	0,02	,03	,04	,05	,06	,07	,08	0,09	n/N

TABEL VI

$118 \cdot 10^{-9} (273 + t_z)^4$

t_z	,0	,1	,2	,3	,4	,5	,6	,7	,8	,9	t_z
-10	564,6										-10
- 9	573,2	572,3	571,5	570,6	569,8	568,9	568,0	567,2	566,3	565,5	- 9
- 8	581,9	581,0	580,2	579,3	578,4	577,6	576,7	575,8	574,9	574,1	- 8
- 7	590,8	589,9	589,0	588,1	587,2	586,4	585,5	584,6	583,7	582,8	- 7
- 6	599,7	598,8	597,9	597,0	596,1	595,3	594,4	593,5	592,6	591,7	- 6
- 5	608,7	607,8	606,9	606,0	605,1	604,2	603,3	602,4	601,5	600,6	- 5
- 4	618,9	617,9	616,9	615,8	614,8	613,8	612,8	611,8	610,7	607,7	- 4
- 3	627,1	626,3	625,5	624,6	623,8	623,0	622,2	621,4	620,5	619,7	- 3
- 2	636,4	635,5	634,5	633,6	632,7	631,8	630,8	629,9	629,0	628,0	- 2
- 1	645,9	645,0	644,0	643,1	642,1	641,2	640,2	639,3	638,3	637,4	- 1
- 0	655,4	654,4	653,2	652,5	651,6	650,6	649,7	648,8	647,8	646,9	- 0
0	655,4	656,4	657,3	658,3	659,3	660,2	661,2	662,2	663,2	664,1	0
1	665,1	666,1	667,1	668,1	669,0	670,0	671,0	672,0	673,0	674,0	1
2	674,9	675,9	676,9	677,9	678,8	679,8	680,8	681,8	682,8	683,7	2
3	684,7	685,7	686,7	687,7	688,7	689,7	690,7	691,7	692,7	693,7	3
4	694,7	695,7	696,7	696,7	698,7	699,7	700,7	701,8	702,8	703,8	4
5	704,8	705,8	706,8	707,8	708,8	709,9	710,9	711,9	712,9	714,0	5
6	715,0	716,0	717,1	718,1	719,1	720,2	721,2	722,2	723,3	724,3	6
7	725,3	726,3	727,4	728,4	729,5	730,5	731,5	732,6	733,6	734,7	7
8	735,7	736,8	737,8	738,9	739,4	741,0	742,0	743,1	744,1	745,2	8
9	746,2	747,3	748,3	749,4	750,5	751,6	752,7	753,8	754,9	755,9	9
10	756,9	758,0	759,0	760,1	761,2	762,3	763,3	764,4	765,5	766,5	10
11	767,7	768,7	769,8	770,9	772,0	773,0	774,1	775,2	776,3	777,4	11
12	778,5	779,6	780,7	781,8	782,9	784,0	785,1	786,2	787,3	788,4	12
13	789,5	790,6	791,7	792,8	793,9	795,0	796,1	797,2	798,3	799,4	13
14	800,5	801,6	802,8	803,9	805,0	806,2	807,3	808,4	809,5	810,7	14
15	811,8	812,9	814,1	815,2	816,3	817,5	818,6	819,7	820,8	822,0	15
16	823,1	824,3	825,4	826,6	827,7	828,9	830,0	831,2	832,3	835,5	16
17	834,6	835,8	836,9	838,1	839,2	840,4	841,6	842,7	843,9	845,0	17
18	846,2	847,4	848,5	849,7	850,9	852,1	853,2	854,4	855,6	856,7	18
19	857,9	859,1	860,3	861,4	862,6	863,8	865,0	866,2	867,3	868,5	19
20	869,7	870,9	872,1	873,3	874,5	875,7	876,8	878,0	879,2	880,4	20
21	881,6	882,8	884,0	885,2	886,4	887,7	888,9	890,1	891,3	892,5	21
22	893,7	894,9	896,1	897,3	898,5	899,8	901,0	902,2	903,4	904,5	22
23	905,8	907,0	908,3	909,5	910,7	912,0	913,2	914,4	915,6	916,9	23
24	918,1	919,4	920,6	921,9	923,1	924,4	925,6	926,9	928,1	929,4	24
25	930,6	931,9	933,1	934,4	935,6	936,9	938,1	939,4	940,6	941,9	25
26	943,1	944,4	945,6	946,9	948,2	949,5	950,7	952,0	953,3	954,5	26
27	955,8	957,1	958,4	959,6	960,9	962,2	963,5	964,8	966,0	967,3	27
28	968,6	969,9	971,2	972,5	973,8	975,1	976,3	977,6	978,9	980,2	28
29	981,5	982,8	984,1	985,4	986,7	988,1	989,4	990,7	992,0	993,3	29
30	994,6	995,9	997,2	998,5	999,8	1001,2	1002,5	1003,8	1005,1	1006,5	30
t_z	,0	,1	,2	,3	,4	,5	,6	,7	,8	,9	t_z

TABEL VII

δ

t_z	,0	,1	,2	,3	,4	,5	,6	,7	,8	,9	t_z
-10	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	-10
- 9	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	- 9
- 8	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,21	0,21	0,21	- 8
- 7	0,21	0,21	0,21	0,21	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	- 7
- 6	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	- 6
- 5	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	- 5
- 4	0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,28	0,28	0,29	0,29	0,29	- 4
- 3	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	- 3
- 2	0,32	0,32	0,32	0,32	0,33	0,33	0,33	0,34	0,34	0,34	- 2
- 1	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,36	0,36	0,36	0,36	- 1
- 0	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	- 0
0	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0
1	0,36	0,36	0,36	0,36	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	1
2	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	2
3	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	3
4	0,42	0,42	0,42	0,42	0,43	0,43	0,43	0,44	0,44	0,44	4
5	0,45	0,45	0,45	0,45	0,46	0,46	0,46	0,46	0,47	0,47	5
6	0,48	0,48	0,48	0,48	0,49	0,49	0,49	0,49	0,50	0,50	6
7	0,50	0,50	0,51	0,51	0,52	0,52	0,52	0,53	0,53	0,53	7
8	0,54	0,54	0,54	0,54	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	8
9	0,56	0,56	0,57	0,57	0,58	0,58	0,59	0,59	0,60	0,60	9
10	0,61	0,61	0,62	0,62	0,62	0,63	0,63	0,63	0,64	0,64	10
11	0,65	0,65	0,65	0,66	0,66	0,66	0,67	0,67	0,67	0,67	11
12	0,68	0,68	0,68	0,69	0,69	0,70	0,70	0,70	0,71	0,71	12
13	0,72	0,72	0,73	0,73	0,74	0,74	0,75	0,75	0,75	0,76	13
14	0,76	0,77	0,77	0,78	0,78	0,78	0,79	0,79	0,80	0,80	14
15	0,81	0,81	0,82	0,82	0,83	0,83	0,83	0,84	0,84	0,85	15
16	0,85	0,85	0,86	0,86	0,87	0,87	0,88	0,88	0,89	0,89	16
17	0,90	0,91	0,91	0,92	0,92	0,93	0,94	0,94	0,95	0,95	17
18	0,96	0,96	0,97	0,97	0,98	0,98	0,99	0,99	1,00	1,00	18
19	1,01	1,02	1,02	1,03	1,03	1,04	1,04	1,05	1,05	1,06	19
20	1,07	1,07	1,08	1,09	1,09	1,10	1,11	1,11	1,12	1,12	20
21	1,13	1,13	1,14	1,14	1,15	1,16	1,17	1,17	1,18	1,18	21
22	1,19	1,20	1,20	1,21	1,22	1,22	1,23	1,24	1,24	1,25	22
23	1,26	1,26	1,27	1,28	1,28	1,29	1,30	1,31	1,31	1,32	23
24	1,33	1,34	1,34	1,35	1,36	1,36	1,37	1,38	1,38	1,39	24
25	1,40	1,41	1,41	1,42	1,43	1,43	1,44	1,45	1,45	1,46	25
26	1,47	1,48	1,48	1,49	1,50	1,50	1,51	1,52	1,53	1,54	26
27	1,55	1,56	1,57	1,57	1,58	1,59	1,60	1,61	1,62	1,63	27
28	1,64	1,65	1,66	1,67	1,68	1,69	1,69	1,70	1,71	1,71	28
29	1,72	1,72	1,73	1,74	1,75	1,76	1,77	1,78	1,78	1,79	29
30	1,80	1,81	1,82	1,83	1,84						30
t_z	,0	,1	,2	,3	,4	,5	,6	,7	,8	,9	t_z

TABEL VIII

1/10 verdampingswarmte

t_z	1/10 verd.w.	t_z	1/10 verd.w.	t_z	1/10 verd.w.	t_z	1/10 verd.w.
-10	68,1	1	59,6	11	59,0	21	58,5
- 9	68,0	2	59,5	12	58,9	22	58,4
- 8	68,0	3	59,5	13	58,9	23	58,3
- 7	67,9	4	59,4	14	58,8	24	58,3
- 6	67,9	5	59,3	15	58,8	25	58,2
- 5	67,9	6	59,3	16	58,7	26	58,2
- 4	67,8	7	59,2	17	58,7	27	58,2
- 3	67,8	8	59,1	18	58,6	28	58,1
- 2	67,7	9	59,1	19	58,6	29	58,1
- 1	67,7	10	59,0	20	58,5	30	58,0
0	59,6						

TABEL IX

$0{,}485 \times 0{,}35\ (0{,}5 + 0{,}54\ u_z)$
voor u_z in m/sec
(voor u_z in °B zie tabel IXa)

u_z	,0	,1	,2	,3	,4	,5	,6	,7	,8	,9	u_z
0	0,085	0,094	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15	0,16	0,17	0
1	0,18	0,19	0,19	0,20	0,21	0,22	0,23	0,24	0,25	0,26	1
2	0,27	0,28	0,29	0,29	0,30	0,31	0,32	0,33	0,34	0,35	2
3	0,36	0,37	0,38	0,39	0,40	0,40	0,41	0,42	0,43	0,44	3
4	0,45	0,46	0,47	0,48	0,49	0,50	0,50	0,51	0,52	0,53	4
5	0,54	0,55	0,56	0,57	0,58	0,59	0,60	0,60	0,61	0,62	5
6	0,63	0,64	0,65	0,66	0,67	0,68	0,69	0,70	0,71	0,71	6
7	0,72	0,73	0,74	0,75	0,76	0,77	0,78	0,79	0,80	0,81	7
8	0,81	0,82	0,83	0,84	0,85	0,86	0,87	0,88	0,89	0,90	8
9	0,91	0,91	0,92	0,93	0,94	0,95	0,96	0,97	0,98	0,99	9
10	1,00										
u_z	,0	,1	,2	,3	,4	,5	,6	,7	,8	,9	u_z

TABEL IXa

$0{,}485 \times 0{,}35\ (0{,}5 + 0{,}54\ u_z)$
voor u_z in °B

°B	,0	,1	,2	,3	,4	,5	,6	,7	,8	,9	°B
0	0,085	0,094	0,10	0,11	0,12	0,13	0,15	0,16	0,17	0,18	0
1	0,19	0,20	0,21	0,22	0,24	0,25	0,26	0,27	0,28	0,30	1
2	0,31	0,32	0,34	0,36	0,38	0,39	0,41	0,43	0,44	0,46	2
3	0,48	0,49	0,51	0,53	0,55	0,56	0,58	0,60	0,62	0,64	3
4	0,66	0,68	0,70	0,72	0,74	0,76	0,78	0,80	0,82	0,84	4
5	0,87	0,89	0,91	0,93	0,95	0,97	0,99	1,02	1,04	1,07	5
6	1,10	1,12	1,15	1,17	1,20	1,23	1,25	1,27	1,30	1,32	6
7	1,35	1,37	1,40	1,42	1,45	1,47	1,50	1,52	1,55	1,58	7
8	1,61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8
9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10
11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11
12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12
°B	,0	,1	,2	,3	,4	,5	,6	,7	,8	,9	°B

III. DE ONZEKERHEID IN DE VERDAMPING VAN EEN VRIJ WATEROPPERVLAK BEREKEND VOLGENS DE METHODE VAN PENMAN ALS GEVOLG VAN ONNAUWKEURIGHEDEN IN DE BASISGEGEVENS

P. J. RIJKOORT
Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut

SUMMARY

THE UNCERTAINTY IN THE EVAPORATION OF FREE WATER SURFACE COMPUTED ACCORDING TO THE METHOD OF PENMAN AS A CONSEQUENCE OF INACCURACIES IN THE BASIC DATA

1. Introduction

The estimation of potential evaporation (V_p) by means of the calculation of the evaporation from a free water surface (V_o) according to the method of Penman *requires knowledge of the basic mean values of temperature t_z, humidity U_z, wind speed u_z, sunshine percentage p and radiation Q_N. Temperature, humidity and wind speed are measured at a height of 2 meters. Owing to the inaccuracies of the methods of observation, the basic values t, p, U and u are estimates of unknown true values t^*, p^*, U^* and u^* with standard deviations S_t, S_p, S_U and S_u. The inaccuracy of the radiation values Q_N is ruled out, as this quantity is given a constant value for each month.*

The subject of this article is the calculation of the total inaccuracy S_{Vo} of the evaporation V_o as a result of the existence of S_t, S_p, S_u and S_U. S_{Vo} is computed with the well known formula (1).

2. Computation of the differential coefficients

The differential coefficients $\frac{\partial V_o}{\partial t}$, $\frac{\partial V_o}{\partial p}$, $\frac{\partial V_o}{\partial U}$ *and* $\frac{\partial V_o}{\partial u}$ *are expressed in terms of the basic quantities in the formulae (3), (4), (5) and (6).*

Although Q is considered as a constant it may be of interest to know the influence of a variation of Q; so $\frac{\partial V_o}{\partial Q}$ *is also expressed in terms of the basic values in formula (7).*

In the figures 1 and 2 the functions $\frac{\partial V_o}{\partial u} = f_1(t, U)$ *and* $\frac{\partial V_o}{\partial Q} = f_5(t, p)$

are shown. As the other differential coefficients are functions of more than two basic quantities it is impossible to give in one figure a complete picture of the functions. The computation is restricted to two values of Q, p and u. This is sufficient as the differential coefficients are linear in these variables.

Figure 3 gives $\frac{\partial V_o}{\partial p}$ *; figure 4* $\frac{\partial V_o}{\partial U}$ *and figure 5* $\frac{\partial V_o}{\partial t}$.

Table 1 contains the results of a reading of the figures 1 to 5 in the two cases:

I $Q = 300,\ t = 6,\ p = 0{,}4,\ U = 0{,}8,\ u = 4$ *and*

II $Q = 1000,\ t = 22,\ p = 0{,}7,\ U = 0{,}7,\ u = 3$

In table 2 the same results are expressed in percentages of V_o.

3. The standard deviation of V_o

The standard deviation of V_o *is computed with the following numerical values:*

$S_t = 0{,}03\ ^\circ C$
$S_u = 0{,}3\ m/sec.$
$S_p = 0{,}02$
$S_U = 0{,}003$

These values are estimates from practical experience.

It turns out that the inaccuracy of the wind speed estimate is the main source of inaccuracy of V_o. *The inaccuracy of sunshine percentage is second in importance and the inaccuracy of humidity is third. The inaccuracy of temperature is quite unimportant.*

Table 3 gives the values of S_{Vo} *if the monthly „normals" of de Bilt are chosen as basic values.*

4. The reading accuracy of the nomogram compared with the standard deviation of V_o

Finally the accuracy of the nomogram is investigated. Table 4 gives the basic values of four cases and the values of $V_o \pm 2\,S_{Vo}$. *Table 5 gives the results of two readings from the nomogram made by four assistents in the same cases. These readings gave values which in all cases fell within the range* $V_o - 2\,S_{Vo}$ *to* $V_o + 2\,S_{Vo}$. *So it may be concluded that reading of* V_o *from the nomogram is sufficiently accurate.*

1. Inleiding

De onnauwkeurigheid in de schattingen van de potentiële verdamping (V_p) van een bepaald gebied met behulp van de verdamping van een vrij wateroppervlak volgens de methode van Penman (V_o) kan toegeschreven worden aan vier factoren:

1e. De onzekerheid in de formule $V_o = \frac{\delta S + \gamma V_a}{\delta + \gamma}$, afhankelijk van de vraag of deze formule inderdaad het exacte verband tussen de basisgegevens en de verdamping van een vrij wateroppervlak weergeeft.

2e. De onzekerheid in de factor f in de formule $V_p = f V_o$.

3e. De onvoldoende representativiteit van het station waarvan de waarnemingen als basisgegevens zijn gebruikt.

4e. De fout tengevolge van de onnauwkeurigheden in de waarnemingen.

De bedoeling van het hierna volgende is de berekening van deze laatste foutenbron.

Het is namelijk zo, dat voor b.v. twee maanden waarvoor in werkelijkheid de temperatuur, de vochtigheid, het zonneschijnpercentage en de windsnelheid op 2 m volkomen gelijke waarden bezitten en de V_o-waarden dus ook gelijk moeten zijn, toch verschillen tussen beide berekende V_o-waarden ontstaan, tengevolge van de verschillen in de gemeten basisgegevens. Het blijkt b.v. niet mogelijk van de zonneschijnstroken van een bepaalde maand, bij bewerking door verschillende personen, of bij herhaalde bewerking door eenzelfde persoon exact dezelfde waarde voor de relatieve zonneschijn te verkrijgen. Een grote onnauwkeurigheid kleeft ook aan de windsnelheidswaarnemingen. De formule verlangt deze grootheid op 2 m hoogte. De normale waarnemingshoogte van de windsnelheid is echter 10 m. Directe waarnemingen op 2 m zijn vrijwel niet aanwezig; derhalve is het nodig met behulp van een gemiddeld windprofiel de snelheid op 10 m hoogte tot die op 2 m hoogte te reduceren. Dit kan echter slechts met een vrij grote onzekerheidsmarge.

Iedere gemeten basisgrootheid (t_z, $p \equiv \frac{N}{n}$, U_z en u_z) is dus een schatting van een „ware" waarde t^*_z, p^*, U^*_z en u^*_z met een standaarddeviatie die we met S_{tz}, S_p, S_{Uz} en S_{uz} zullen aangeven.

De basisgrootheid Q zal als foutloos worden beschouwd, omdat per maand (of decade) hiervoor steeds dezelfde waarde wordt gebruikt.

De berekende waarde van V_o bezit nu tengevolge van de aanwezigheid

der standaarddeviaties S_{tz}, S_p, S_{Uz} en S_{uz} ook een standaarddeviatie die we S_{Vo} zullen noemen.

S_{Vo} kan berekend worden volgens de bekende foutenvoortplantingswet:

$$S_{Vo}^2 = S_t^2 \left(\frac{\partial V_o}{\partial t}\right)^2 + S_p^2 \left(\frac{\partial V_o}{\partial p}\right)^2 + S_U^2 \left(\frac{\partial V_o}{\partial U}\right)^2 + S_u^2 \left(\frac{\partial V_o}{\partial u}\right)^2 \qquad (1)^*$$

In het algemeen treden in de foutenvoortplantingswet ook termen op, die de correlatiecoëfficienten tussen de variabelen bevatten (zie b.v. LEVERT 1955). De grootheden t, p, U en u zijn stellig niet onafhankelijk, maar de variabelen $t—t^*$, $p—p^*$, $U—U^*$ en $u—u^*$ waar het hier om gaat, de waarnemingsfouten dus, kunnen we zeker als onderling onafhankelijk beschouwen. Verder geldt nog de eis dat $(t + 273) - (t^* + 273) \ll t^* + 273$, $p—p^* \ll p^*$, $U—U^* \ll U^*$ en $u—u^* \ll u^*$ zal zijn.

Voor t en U is aan deze voorwaarden stellig voldaan, voor u en p zal dit in de praktijk ook wel zo zijn, hoewel vrij kleine waarden van u en p kunnen voorkomen.

2. DE BEREKENING VAN DE DIFFERENTIAALQUOTIENTEN

De differentiaalquotienten zijn zelf weer functies van de basisvariabelen.

Uit:
$$V_o = \frac{\delta S + \gamma V_a}{\delta + \gamma} \quad [\text{mm etm.}^{-1}] \qquad (2)$$

met:

$$S = 0{,}0157\, Q\, (0{,}20 + 0.48\, p) - 1{,}956 \,.\, 10^{-9}\, (t + 273)^4\, (0{,}47 - 0{,}077\sqrt{U E})\, (0{,}2 + 0{,}8\, p)$$

$$V_a = 0{,}35\, E\, (1 - U)\, (0{,}5 + 0{,}54\, u)$$

$\delta = \frac{\partial E}{\partial t}$ en $\gamma = 0{,}486$

Q = hoeveelheid energie die het aardoppervlak aan kortgolvige straling ontvangt bij een volkomen transparante atmosfeer

volgt:

$$\frac{\partial V_o}{\partial u} = \frac{\gamma}{\delta + \gamma} \frac{\partial V_a}{\partial u} = 0{,}189 \frac{\gamma E}{\delta + \gamma} (1 - U) = f_1(t, U) \qquad (3)$$

$$\frac{\partial V_o}{\partial p} = \frac{\delta}{\delta + \gamma} \frac{\partial S}{\partial p} = \frac{\delta}{\delta + \gamma} [0{,}007536\, Q - 1{,}564 \,.\, 10^{-9}\, (t + 273)^4\, (0{,}47 - 0{,}077\, \sqrt{U E})] = f_2(t, Q, U) \qquad (4)$$

---

* In het volgende is de index z achterwege gelaten.

$$\frac{\partial \mathcal{U}_o}{\partial U} = \frac{\delta}{\delta+\gamma}\frac{\partial S}{\partial U} + \frac{\gamma}{\delta+\gamma}\frac{\partial \mathcal{U}_a}{\partial U} = 0{,}0753 \,.\, 10^{-9}\, \frac{\delta}{\delta+\gamma}\,(t+273)^4\,(0{,}2 + 0{,}8\,p)$$

$$\sqrt{E/U} - 0{,}35\,\frac{\gamma E}{\delta+\gamma}\,(0{,}5 + 0{,}54\,u) = f_3\,(t, p, U, u) \qquad (5)$$

$$\frac{\partial \mathcal{U}_o}{\partial t} = \frac{1}{(\delta+\gamma)^2}\left[\gamma\,(S - \mathcal{U}_a)\frac{\partial\,\gamma}{\partial\,t} + (\delta+\gamma)\,(\delta\frac{\partial S}{\partial t} + \gamma\,\frac{\partial \mathcal{U}_a}{\partial t})\right] = f_4\,(t, Q, p, U, u) \qquad (6)$$

met

$$\frac{\partial S}{\partial t} = (0{,}2 + 0{,}8p)\,[0{,}0753 \,.\, 10^{-9}\,(t+273)^4\,\delta\,\sqrt{U/E} - 1{,}956 \,.\, 10^{-9}$$
$$(t+273)^3\,(1{,}88 - 0{,}308\sqrt{U\,E})]$$

$$\frac{\partial \mathcal{U}_a}{\partial t} = 0{,}35\,(1 - U)\,(0{,}5 + 0{,}54\,u)\,\delta$$

De grootheid $\frac{\partial\,\delta}{\partial t} = \frac{\partial^2 E}{\partial\,t^2}$ kan b.v. grafisch bepaald worden.

Volledigheidshalve bepalen we ook:

$$\frac{\partial \mathcal{U}_o}{\partial Q} = 0{,}0157\;\frac{\delta}{\delta+\gamma}(0{,}20 + 0{,}48\,p) = f_5(t, p) \qquad (7)$$

Het blijkt dus dat $\frac{\partial \mathcal{U}_o}{\partial u}$ alleen een functie van $\mathcal{T}$ en U is; $\frac{\partial \mathcal{U}_o}{\partial Q}$ van t en p; $\frac{\partial \mathcal{U}_o}{\partial p}$ van drie variabelen: t, Q en U; $\frac{\partial \mathcal{U}_o}{\partial U}$ van vier variabelen: t, p, U en u en tenslotte is $\frac{\partial \mathcal{U}_o}{\partial t}$ een functie van alle vijf variabelen: t, Q, p, U en u.

De functies f_1 en f_5 zijn het eenvoudigste te bepalen en in grafiek te brengen. De figuren 1 en 2 geven de resultaten. Bij de overige functies f_2, f_3 en f_4 beperken we de berekening tot twee waarden van de variabelen Q, p en u. Dit is voldoende daar in deze variabelen de differentiaalquotienten lineair zijn. Door interpolatie kunnen de waarden voor willekeurige Q, p of u-waarden gevonden worden. We kiezen voor Q: 300 en 1000 [cal cm^{-2} etm.$^{-1}$] voor p: 0,01 en 1,0 en voor u: 1 en 5 [m sec^{-1}].

In de grafieken stellen we de differentiaalquotienten als functie van t voor. Figuur 3 geeft $\frac{\partial \mathcal{U}_o}{\partial p}$ weer met U = 0,2; 0,4; 0,6; 0,8 en 1,0 als parameters. Figuur 4 geeft $\frac{\partial \mathcal{U}_o}{\partial U}$ weer, evenzo voor U = 0,2; 0,4; 0,6; 0,8 en 1,0.

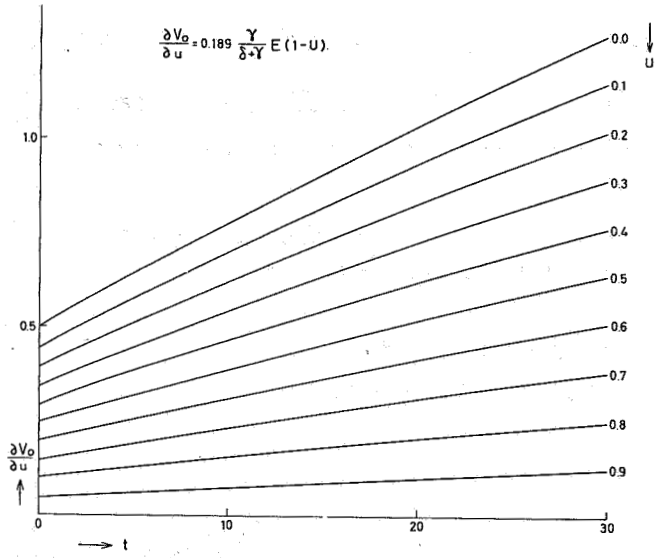

FIG. 1.
Afgeleide van de potentiële verdamping naar de windsnelheid

FIG. 1.
Differential coefficient of the potential evaporation and the wind speed

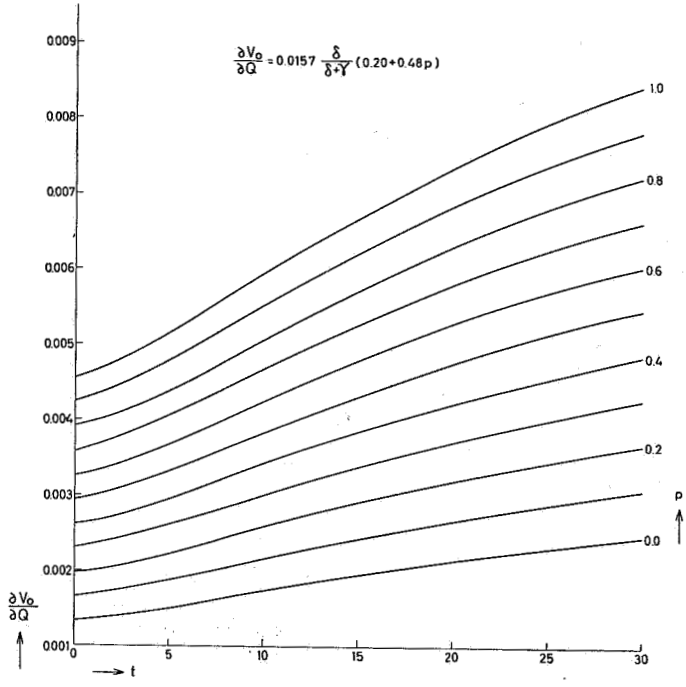

FIG. 2.
Afgeleide van de potentiële verdamping naar de straling

FIG. 2.
Differential coefficient of the potential evaporation and the radiation

Voor $\frac{\partial U_o}{\partial t}$ tenslotte zijn twee figuren gemaakt en wel 5a en 5b, resp. voor $p = 0{,}0$ en 1,0 en voor $U = 0{,}2$; 0,5; 0,8 en 1,0. Als $U = 1{,}0$ dan is $\frac{\partial U_o}{\partial t}$ onafhankelijk van u en vallen de lijnen voor $u = 1$ en $u = 5$ samen.

Ter illustratie zullen nu voor een tweetal gevallen uit de grafieken de waarden van de differentiaalquotienten worden afgelezen.
We kiezen:

I: $Q = 300$; $t = 6$; $p = 0{,}4$; $U = 0{,}8$; $u = 4$ en
II: $Q = 1000$; $t = 22$; $p = 0{,}7$; $U = 0{,}7$; $u = 3$.

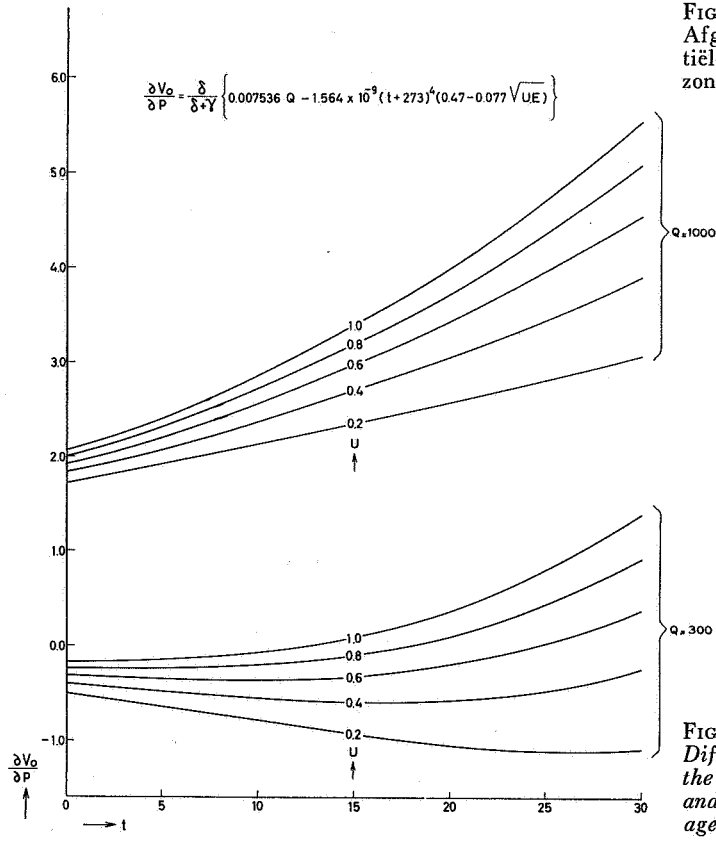

FIG. 3.
Afgeleide van de potentiële verdamping naar het zonneschijnpercentage

FIG. 3.
Differential coefficient of the potential evaporation and the sunshine percentage

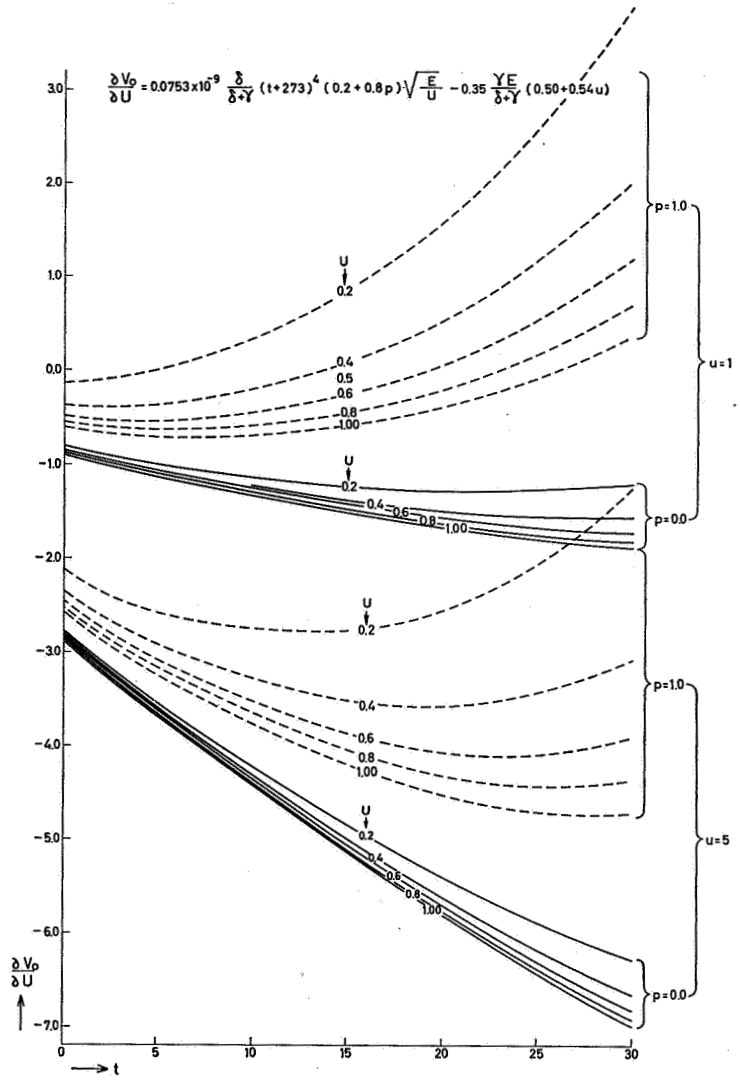

FIG. 4. Afgeleide van de potentiële verdamping naar de relatieve vochtigheid

FIG. 4. *Differential coefficient of the potential evaporation and the humidity*

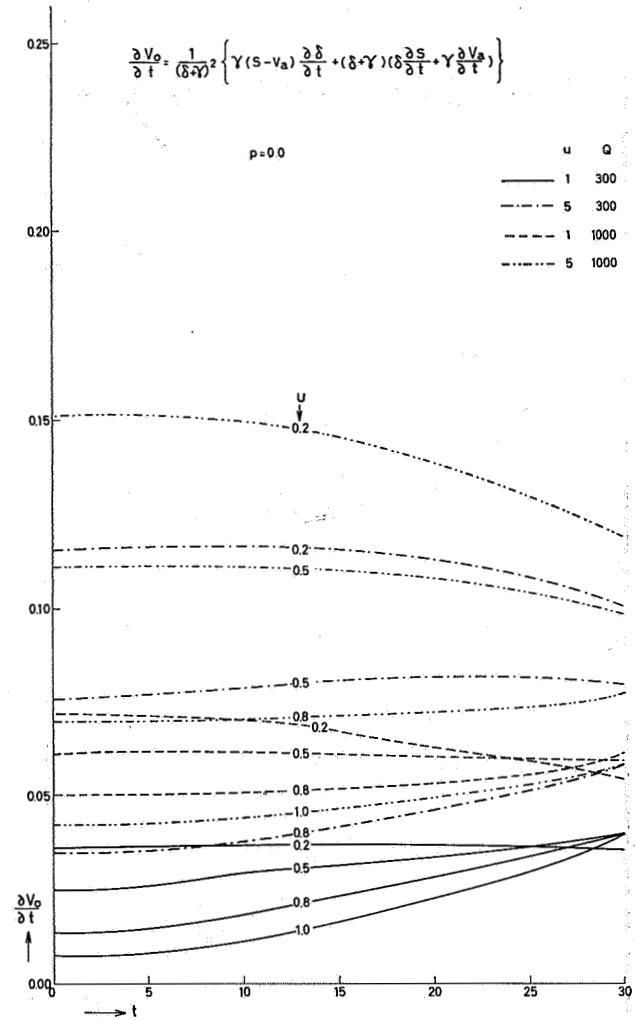

FIG. 5a. Afgeleide van de potentiële verdamping naar de temperatuur voor $P = 0$

FIG. 5a. *Differential coefficient of the potential evaporation and the temperature for* $P = 0$

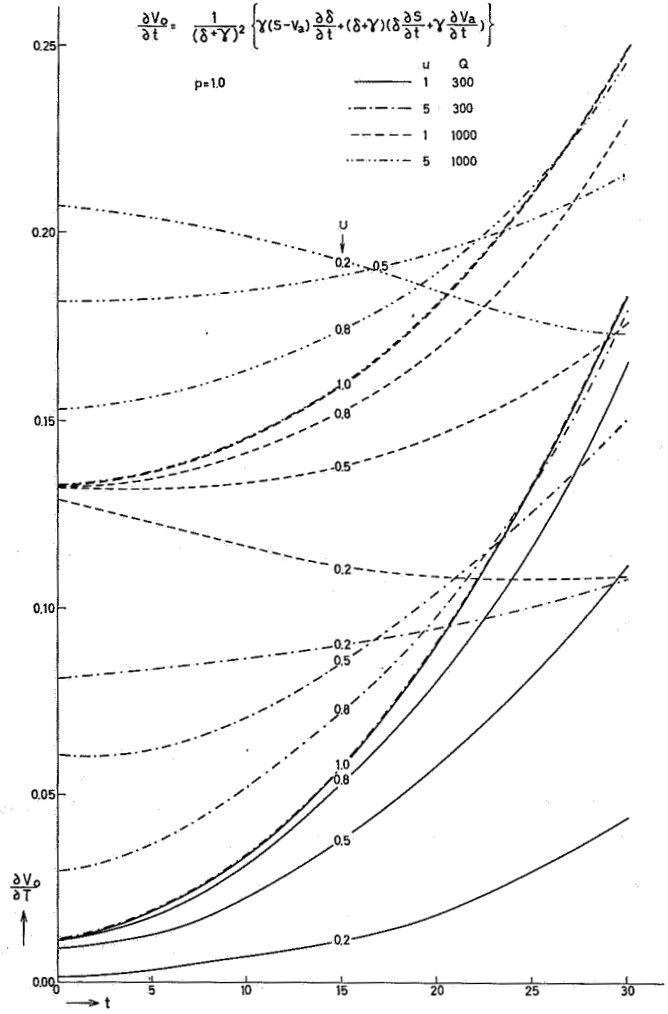

FIG. 5b.
Idem voor $P = 1$

FIG. 5b.
The same for $P = 1$

De waarden van $\mathcal{V}_o$ zelf en van $\frac{\partial \mathcal{V}_o}{\partial t}$, $\frac{\partial \mathcal{V}_o}{\partial p}$, $\frac{\partial \mathcal{V}_o}{\partial U}$, $\frac{\partial \mathcal{V}_o}{\partial u}$ en $\frac{\partial \mathcal{V}_o}{\partial Q}$ zijn in tabel 1 samengevat.

TABEL 1. Waarden van de potentiële verdamping en de diverse afgeleiden

	$\mathcal{V}_o$	$^1/_{10}\frac{\partial \mathcal{V}_o}{\partial t}$	$^1/_{100}\frac{\partial \mathcal{V}_o}{\partial p}$	$^1/_{100}\frac{\partial \mathcal{V}_o}{\partial U}$	$^1/_{10}\frac{\partial \mathcal{V}_o}{\partial u}$	$\frac{\partial \mathcal{V}_o}{\partial Q}$
I	0,68	0,003	-0,002	-0,030	0,013	0,003
II	5,79	0,015	0,038	-0,025	0,032	0,006

In deze tabel hebben we $\frac{\partial V_o}{\partial t}$ en $\frac{\partial V_o}{\partial u}$ met 1/10, $\frac{\partial V_o}{\partial p}$ en $\frac{\partial V_o}{\partial U}$ met 1/100 vermenigvuldigd om de variatie V_o te krijgen die men resp. vindt bij 0,1 °C variatie in t, 0,1 m/sec variatie in u en 1 % variatie in p en U.

In tabel 2 is de variatie in procenten van V_o zelf uitgedrukt.

TABEL 2. De afgeleiden van tabel 1, uitgedrukt in procenten van V_0

	$^1/_{10}\frac{\partial V_o}{\partial t}$	$^1/_{100}\frac{\partial V_o}{\partial p}$	$^1/_{100}\frac{\partial V_o}{\partial U}$	$^1/_{10}\frac{\partial V_o}{\partial u}$	$\frac{\partial V_o}{\partial Q}$
I	0,44	4,41	0,26	0,66	0,44
II	0,29	1,91	0,55	0,43	0,10

3 DE STANDAARDDEVIATIE IN V_o

We dienen nu numerieke waarden aan te geven voor S_t, S_u, S_U en S_p, teneinde de standaarddeviatie in V_o te kunnen berekenen. We zullen ons hierbij baseren op maandcijfers. De aflezingen van het nomogram zijn in mm/etm. en moeten dus met 30 (eventueel 31 of 28) worden vermenigvuldigd.

Voor de numerieke waarden moeten we ons tevreden stellen met schattingen. Exacte berekeningen zijn niet beschikbaar.
We gebruiken:

$$S_t = 0{,}03\ ^\circ\text{C} \qquad S_p = 0{,}02$$
$$S_u = 0{,}3\ \text{m/sec} \qquad S_U = 0{,}003$$

Deze waarden van S_t en S_U zijn schattingen van de standaarddeviatie welke het gevolg is van afrondingsonnauwkeurigheid. De waarde van S_p berust op een serie proefuittrekkingen van dezelfde zonneschijnstroken van een bepaalde maand, terwijl S_u berust op windmetingen op 9 m en 2 m hoogte te Castricum gedurende enige jaren.

Voordat we een systematische berekening van S_{V_o} als functie van de basisvariabelen uitvoeren, geven we eerst voor de twee gevallen van tabel 1 de resultaten van de berekening van S_{V_o} in onderdelen.

	I	II
$10^8 . S_t^2 \left(\frac{\partial V_o}{\partial t}\right)^2 =$	86	900
$10^8 . S_t^2 \left(\frac{\partial V_o}{\partial p}\right)^2 =$	1936	577600
$10^8 . S_t^2 \left(\frac{\partial V_o}{\partial U}\right)^2 =$	8100	5625
$10^8 . S_t^2 \left(\frac{\partial V_o}{\partial u}\right)^2 =$	152100	921600
$S_{V_o}^2 =$	0,0016	0,01506

S_{Vo}	$= 0{,}04$	$0{,}12$
in % van $\mathcal{V}_o$	$= 6$	2

Het is dus in de eerste plaats de onnauwkeurigheid in de windsnelheid die voor de onnauwkeurigheid in de $\mathcal{V}_o$ verantwoordelijk is, terwijl de onnauwkeurigheid in het zonneschijnpercentage op de tweede plaats komt. De onnauwkeurigheid in de temperatuur is volkomen onbelangrijk, terwijl de onnauwkeurigheid in de relatieve vochtigheid ook vrij onbelangrijk is.

Een volledige berekening van S_{Vo} heeft tot resultaat dat S_{Vo} vrijwel onafhankelijk is van p en u. Alleen bij $U = 0{,}8$ of $1{,}0$ zijn er kleine verschillen die echter zo gering zijn, dat ze zonder meer buiten beschouwing kunnen blijven. Zo vinden we b.v. bij $t = 30°$ en $Q = 300$ voor S_{Vo}:

	$p = 0{,}0$	$p = 1{,}0$
$u = 1$	0,029	0,029
$u = 5$	0,035	0,032

Bij kleinere waarden van U zijn de verschillen veel geringer. Het eindresultaat van de berekening van S_{Vo} is dan ook in figuur 6 samengevat als functie van t met U en Q als parameters.

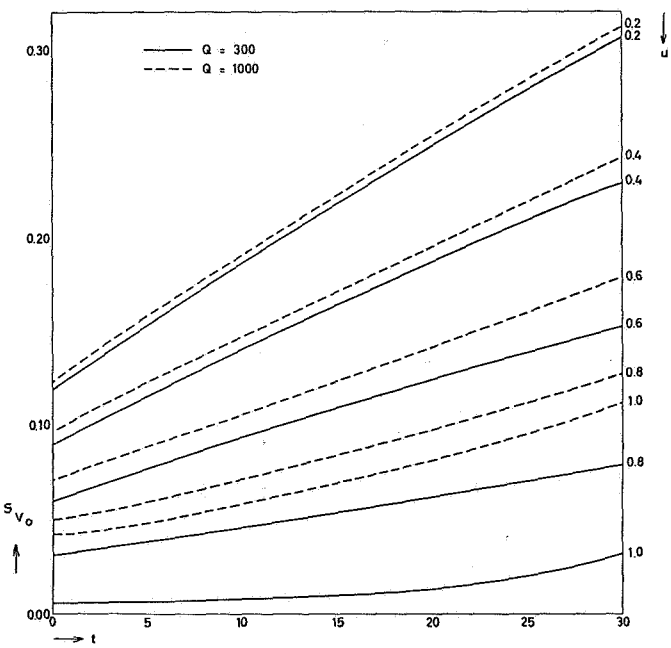

FIG. 6.
Standaardfout in de berekende potentiele verdamping

FIG. 6.
Standard deviation in the computed potential evaporation

De waarde van S_{V_o} is dus de standaarddeviatie van de gemiddelde dagwaarde van de verdamping. Om maandwaarden te krijgen moet deze met 30 (31 of 28) worden vermenigvuldigd. Het heeft geen zin alle S_{V_o}-waarden uit de figuur uit te drukken in procenten van V_o zelf. V_o kan namelijk in de wintermaanden zeer klein worden (zelfs negatief), zodat procentueel zeer grote waarden ontstaan.

Om een eenvoudige globale indruk van de fout in V_o tengevolge van de meet- en waarnemingsonnauwkeurigheden te krijgen, zijn de S_{V_o}-waarden bepaald voor de maandwaarden van de Bilt, waarbij voor de maandwaarden van de basisgrootheden de maandnormalen zijn gebruikt (zie tabel 3). Men bedenke goed dat de volgende cijfers gelden voor afzonderlijke maanden. De S_{V_o}-waarden van de maandnormalen zelf zijn $\sqrt{N} \times$ zo klein, als N het aantal jaren is van de periode waarover de normalen zijn berekend.

TABEL 3. Onnauwkeurigheid in de maandwaarden van de potentiële verdamping te de Bilt

jan	feb	mrt	apr	mei	jun	jul	aug	sep	okt	nov	dec
0,6	0,9	1,2	2,4	3,0	3,0	3,3	3,0	2,1	1,2	0,6	0,6

Vinden we dus b.v. in juni een maandcijfer van 120 mm, dan zal met 95 % zekerheid de „juiste" waarde tussen 120 — 6 en 120 + 6 liggen; immers $2S_{V_o}$ geeft de 95 %-grenzen.

We moeten dus voor de zomermaanden met een betrouwbaarheidsband van ongeveer 10 % breedte rekening houden. Naar februari resp. november toe neemt deze breedte toe tot ca. 20 %. Voor januari en december heeft het geen zin een procentueel bedrag op te geven.

4. DE AFLEESNAUWKEURIGHEID VAN HET NOMOGRAM IN VERGELIJKING MET DE FOUT IN V_o

Teneinde na te gaan of de afleesnauwkeurigheid bij het gebruik van het nomogram voldoende is, zijn voor een viertal gevallen door vier assistenten een dubbele reeks aflezingen verricht. De basisgegevens van de vier gevallen zijn in tabel 4 samengevat.

TABEL 4. Basisgrootheden en berekende betrouwbaarheidsgrenzen voor V_o

	Q	t	p	U	u	95% - grenzen voor V_o		
1	172	0,4	0,41	0,79	4,3	6,0	..	8,4
2	900	11,3	0,41	0,71	3,9	97,8	..	108,6
3	920	17,6	0,25	0,79	3,1	94,6	..	105,4
4	237	6,7	0,14	0,85	3,6	10,0	..	13,6

In deze tabel zijn tevens de grenzen van de 95 % betrouwbaarheidsstand aangegeven. Deze zijn ontstaan uit een exacte berekening van V_o, waarbij

2 S_{Vo} (S_{Vo} volgens figuur 6) is opgeteld of afgetrokken. De uitkomsten van de bepalingen met het nomogram door de vier assistenten (A, B, C en D) zijn in tabel 5 weergegeven.

TABEL 5. Nomogramaflezingen van de potentiële verdamping voor de in tabel 4 vermelde gevallen

	Eerste serie				Tweede serie			
	A	B	C	D	A	B	C	D
1	7,4	6,8	5,9	7,1	7,1	6,8	6,5	6,8
2	105,1	102,0	103,9	104,5	104,5	102,3	103,5	102,9
3	96,4	95,2	96,4	96,7	97,7	94,9	97,3	97,7
4	12,9	12,6	12,3	12,6	12,6	12,6	12,3	12,6

We zien dus dat de nomogramaflezingen alle binnen de grenzen volgens tabel 4 vallen en we kunnen dus het volgende concluderen.

Gezien de onnauwkeurigheid in de bepaling van U_o tengevolge van de waarnemingsonnauwkeurigheid van de basisgegevens, is de afleesonnauwkeurigheid van de bepaling met het nomogram ruimschoots voldoende.

LITERATUUR

LEVERT, C. Functies van variabelen waartussen correlaties bestaan. K.N.M.I. Rapport III-153, 1955.

IV. BESCHOUWINGEN OVER DE GELDIGHEID VAN DE FORMULE VAN PENMAN VOOR DE VERDAMPING VAN HET VRIJE WATEROPPERVLAK

J. Q. KEYMAN
Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut

SUMMARY

CONSIDERATIONS ABOUT THE VALIDITY OF THE FORMULA OF PENMAN FOR THE EVAPORATION FROM THE OPEN WATER SURFACE

1. THE FORMULA OF PENMAN

The PENMAN-*formula is based on a simplified energy balance, the* DALTON-*formula and the* BOWEN-*ratio.*

2. DISCUSSION OF THE FORMULA

The limitations of these relations are pointed out.

3. INFLUENCE OF METEOROLOGICAL FACTORS ON EVAPORATION

A description of the dependence of evaporation on meteorological circumstances (clear sky, overcast sky, no net radiation, night conditions) is given.

4. TESTS

A few tests of the formula are presented. Particularly the evaporation from Lake IJssel, computed with the PENMAN-*formula, is compared with the measurements with floating pans. A good agreement is obtained for monthly totals averaged over 11 years, when a correction for the heat capacity of the water mass is applied (see fig. 5, B is evaporation from the pans, U computed with the formula). Agreement is less good but still satisfactory for the summer months of 1947 (fig. 6).*

5. CONCLUSION

It is concluded that the PENMAN-*formula gives a good approximation*

of the evaporation from open water, but that a correction for the heat capacity of the water is often necessary when periods shorter than a year are considered.

1. De formule van Penman

In het voorgaande is gebleken, dat de formule van Penman op de drie volgende relaties berust:

a. Een vereenvoudigde vorm van de energiebalans van het wateroppervlak:

$$\mathcal{U}_o = S - K \tag{1}$$

b. De formule van Dalton

$$\mathcal{U}_o = \mathrm{f}\ (u_z)\ (E_S - e_z) \tag{2}$$

c. De Bowen-verhouding:

$$\frac{K}{\mathcal{U}_o} = \gamma\ \frac{\Theta_S - \Theta_z}{E_S - e_z} \tag{3}$$

Met gebruikmaking van de fictieve functie $\mathcal{U}_a = \mathrm{f}\ (u_z)\ (E_z - e_z)$ kan uit (1), (2) en (3) op eenvoudige wijze de formule van Penman:

$$\mathcal{U}_o = \frac{\delta\, S + \gamma\, \mathcal{U}_a}{\delta + \gamma} \tag{4}$$

worden afgeleid.

2. Discussie van de formule

De energiebalans (1) moet eigenlijk luiden:

$$S = \mathcal{U}_o + K + Q_i \tag{5}$$

De term Q_i wordt dus verwaarloosd, maar we kunnen deze in bepaalde gevallen schatten. In (4) moet dan S door $S - Q_i$ vervangen worden.

Bij water dat enige meters diep is, kan de correctie niet onbelangrijk zijn. Bij een waterdiepte van b.v. 4 m en een gemiddelde temperatuurstijging van 0,2° C per dag is $Q_i = 80$ cal/cm² dag. Voor $\frac{\delta}{\delta + \gamma} = 0{,}6$ bedraagt de correctie op $\mathcal{U}_o$ dan $-0{,}6 \times 8{,}0 = -48$ cal/cm² dag $\approx -0{,}8$ mm/dag.

De functie $\mathrm{f}\ (u_z)$ in de formule van Dalton blijkt moeilijk nauwkeurig

te bepalen. Zet men $f(u_z) = \frac{v_o}{E_S - e_z}$ voor een verdampingsbak uit tegen U_z dan vertonen de punten een sterke spreiding. De spreiding houdt niet alleen verband met randeffecten van de bak, maar ook met een meer fundamenteel probleem. Zeer dicht bij het wateroppervlak is de luchtstroming laminair; we hebben te maken met moleculaire diffusie van de waterdamp. Boven deze laag is de stroming turbulent en het waterdamptransport vindt door turbulente uitwisseling plaats. E_S is dus een grootheid in de moleculaire diffusielaag en e_z een grootheid in de turbulente grenslaag. Hierdoor is het waterdamptransport zeker niet nauwkeurig te beschrijven met een zo eenvoudige formule als die van DALTON. Deze heeft slechts een benaderend karakter.

De formule van BOWEN (3) onderstelt, dat de coëfficient van turbulente uitwisseling voor waterdamp gelijk is aan die voor warmte. Vermoedelijk is de verhouding van deze coëfficienten afhankelijk van de stabiliteit en derhalve is ook de γ afhankelijk van de stabiliteit. Bij niet te grote afwijkingen van de indifferente toestand is het vermoedelijk wel geoorloofd de coëfficienten aan elkaar gelijk te stellen.

Indien de netto stralingsenergie S niet door directe meting wordt bepaald, hetgeen doorgaans het geval is, kan S worden berekend door gebruikmaking van verschillende empirische formules. Deze empirische formules berusten op zekere middelwaarden van meteorologische grootheden en niet op momentane waarden van deze grootheden. Om deze reden kan de formule van PENMAN niet over te korte tijdvakken worden toegepast.

Resumerende kan men zeggen dat de formule van PENMAN gebaseerd is op enige relaties, die slechts in eerste benadering de werkelijke processen beschrijven. In het algemeen zal de invloed van de fouten die men aldus maakt, afnemen naarmate men de formule over een langere periode toepast.

3. INVLOED VAN METEOROLOGISCHE FACTOREN OP DE VERDAMPING

Met behulp van (1) en (4) kunnen we voor K de volgende relatie opschrijven:

$$K = \frac{\gamma}{\delta + \gamma} (S - v_a) \tag{6}$$

Als meteorologische factoren die de verdamping bepalen, nemen we de netto straling S, het verzadigingsdeficit $E_z - e_z$ en de windsnelheid u_z. Deze laatste twee factoren komen gecombineerd voor in $v_a = f(u_z)(E_z - e_z)$.

Verder komt in (4) en (6) nog voor de grootheid δ die een functie van de luchttemperatuur Θ_z is. We beschouwen nu enkele weerstoestanden.

Bij onbewolkte hemel midden op de dag is S groot ten opzichte van $\mathcal{U}_a$ en tevens δS ten opzichte van $\gamma \mathcal{U}_a$. We hebben dan voor de verdamping $\mathcal{U}_o$ en de warmtestroom K de relaties $\mathcal{U}_o = \frac{\delta}{\delta + \gamma} S$ en $K = \frac{\gamma}{\delta + \gamma} S$. De verdeling van S over $\mathcal{U}_o$ en K wordt dan alleen bepaald door de luchttemperatuur Θ_z en wel wordt bij hogere temperatuur $\mathcal{U}_o$ groter en K kleiner. Voor $\Theta_z = 20°$ C is $\frac{\delta}{\delta + \gamma} = 0{,}7$ en voor $\Theta_z = 30°$ C is $\frac{\delta}{\delta + \gamma} = 0{,}8$.

Bij bewolkte hemel overdag kan S ongeveer even groot worden als $\mathcal{U}_a$. Dan wordt K ongeveer nul en we hebben de situatie dat de netto straling S juist geheel gebruikt wordt voor de verdamping.

Het is ook mogelijk dat $S = 0$ wordt, b.v. bij een zeer dik wolkendek. We hebben dan $\mathcal{U}_o = \frac{\gamma \mathcal{U}_a}{\delta + \gamma}$ en $K = -\frac{\gamma \mathcal{U}_a}{\delta + \gamma}$ Ook in het geval dat $S = 0$ is, is er dus verdamping mogelijk. De verdampingswarmte wordt dan aan de lucht onttrokken. Dit is mogelijk doordat dan de temperatuur van het verdampend oppervlak lager is dan de luchttemperatuur.

's Nachts kan S negatief worden. Als $\delta S = -\gamma \mathcal{U}_a$ is, is $\mathcal{U}_o = 0$. Het oppervlak onttrekt dan warmte aan de lucht, die vervolgens weer als straling wordt afgestaan. Tenslotte kan $\mathcal{U}_o$ ook negatief worden: er treedt condensatie op. Uit (4) kunnen we onmiddellijk de voorwaarden voor sterke condensatie afleiden. $\mathcal{U}_a$ is nooit negatief, omdat het verzadigingsdeficit dit niet kan worden. Een eerste voorwaarde is dus $\mathcal{U}_a = 0$; dit is het geval als $E_z - e_z = 0$ is of anders gezegd als de lucht verzadigd is met waterdamp. Een tweede voorwaarde is dat S sterk negatief moet zijn. Er moet dus een grote netto uitstraling zijn die 's nachts optreedt bij een droge atmosfeer. Als derde voorwaarde tenslotte hebben we dat de luchttemperatuur Θ_z hoog moet zijn, want dan is de factor $\frac{\delta}{\delta + \gamma}$ groot.

4. Toetsingen

Penman geeft in een van zijn publikaties (1953) de volgende verdampingscijfers (inches) voor het Abberton Reservoir bij Colchester.

	apr	mei	jun	jul	aug	sep	okt	nov
V_L *(gemeten)*				4,34	4,42	3,13		
V_o	2,5	3,8	4,5	4,7	3,8	2,1	1,0	0,2

Dit is de enige toetsing die in Engeland bekend is voor V_o voor een groot wateroppervlak. Uit figuur 1 zien we, dat de krommen voor V_o en V_L ten opzichte van elkaar verschoven zijn. De oorzaak van deze faseverschuiving is de warmtecapaciteit van het reservoir, waarmede bij de berekening van V_o geen rekening wordt gehouden. Daar in bovengenoemd artikel geen gegevens over watertemperatuur en waterdiepte zijn, kan geen correctie berekend worden.

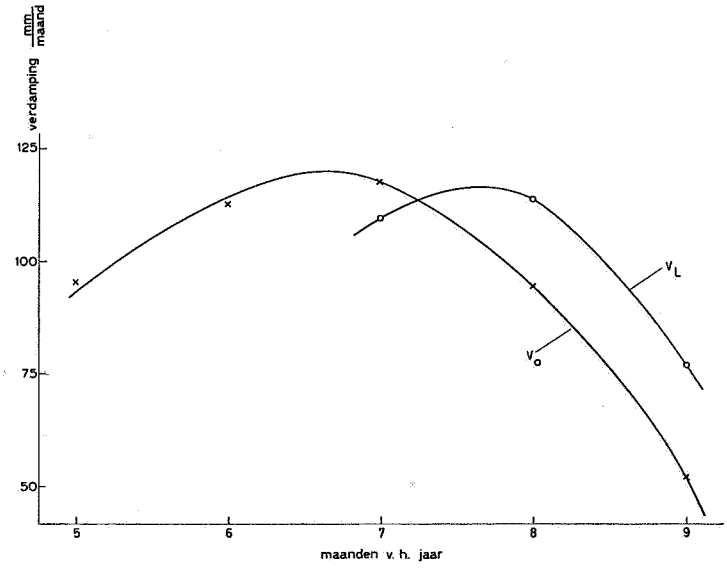

FIG. 1.
Vergelijking van de gemeten en de berekende verdamping van het Abberton Reservoir (gemiddelde waarden)

FIG. 1.
Comparison of measured and computed evaporation for Abberton Reservoir (average values)

Een betere toetsing is gegeven door PENMAN in „Proceedings of the informal meeting in physics in agriculture" (1956). Van Lake Hefner, een klein meer gelegen in Oklahoma, Ver. Staten, is in de periode mei 1950 — augustus 1951 de verdamping bepaald met behulp van de waterbalans (U.S. Geological Survey Circular 1952). Zoals uit tabel 1 blijkt, is er een goede overeenstemming tussen de gemeten en de volgens PENMAN berekende verdamping (beide in inches). De cijfers in de laatste kolom zijn gecorrigeerd voor de warmtecapaciteit van het meer.

TABEL 1. Verdamping (V_o) voor Lake Hefner

Maand	Gemeten	Berekend	
		ongecor.	gecor.
augustus 1950	6,8	7,4	7,8
november 1950	6,0	2,4	5,7
februari 1951	0,4	1,9	1,0
mei 1951	4,4	6,1	4,0
augustus 1950-juli 1951	54,9	57,5	56,6

Vervolgens zullen we V_o vergelijken met verdampingscijfers van het IJsselmeer, welke met drijvende verdampingsbakken in de haven van Urk werden bepaald.

We vergelijken eerst de maandgemiddelden over de periode 1943—1953 van de verdamping gemeten met de bakken en berekend volgens PENMAN. We krijgen dan het beeld van figuur 2 (ontleend aan KRAMER 1957). Voor V_o is het gemiddelde genomen van Hoorn, Joure en de Bilt. Er is een kleine faseverschuiving, maar de overeenstemming is redelijk.

Vervolgens zullen we de cijfers voor de bakken B en V_o corrigeren en dan nog eens vergelijken. Met behulp van de wet van DALTON zijn door

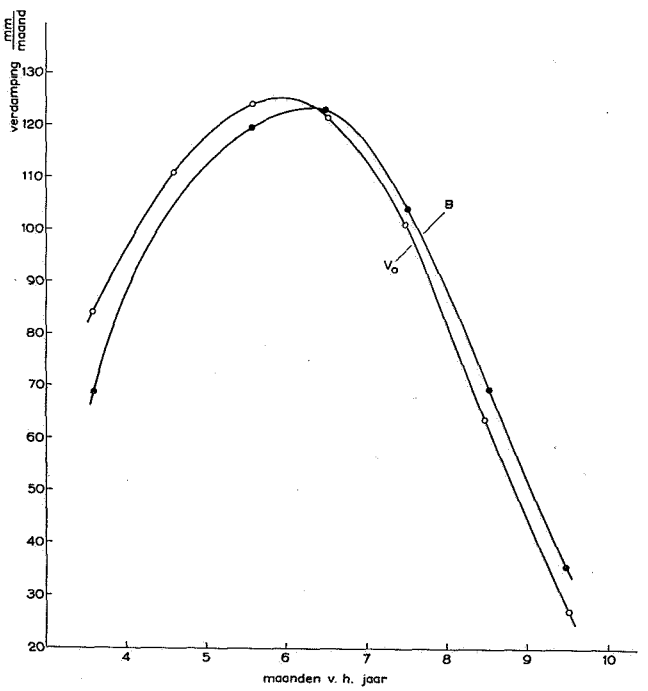

FIG. 2.
Vergelijking van de verdamping bepaald met drijvende bakken en berekend volgens PENMAN (gemiddelde waarden; ontleend aan KRAMER)

FIG. 2.
Comparison of the evaporation determined by floating pans and computed according to PENMAN *(average values; reproduced from* KRAMER)

A. VOLKER en C. H. DE JONG factoren α bepaald om uit de verdamping van de bakken (B) die van het IJsselmeer (B_{cor}) te berekenen (zie 2e verslag Werkcommissie voor Verdampingsonderzoek). In tabel 2 zijn hun uitkomsten weergegeven.

TABEL 2. Gecorrigeerde verdampingscijfers (B_{cor}) van de bakken

	apr	mei	jun	jul	aug	sep	okt
B (mm)	69	105	120	123	103	70	36
α	0,78	0,81	0,88	0,92	0,96	1,01	1,28
$B_{cor} = \alpha B$ (mm)	54	85	105	113	99	71	46

Uit figuur 3 zien we dat het maximum voor B_{cor} lager is en dat er weer een faseverschuiving optreedt.

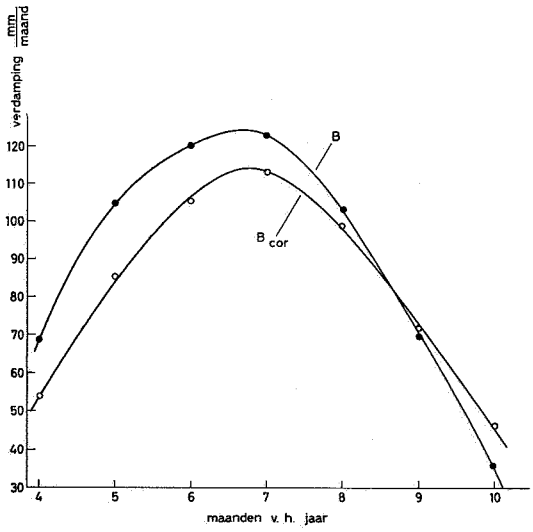

FIG. 3.
Vergelijking van de gecorrigeerde en ongecorrigeerde verdamping bepaald met drijvende bakken (gemiddelde waarden)

FIG. 3.
Comparison of corrected and uncorrected evaporation from floating pans (average values)

Zoals reeds is medegedeeld, kunnen we U_o corrigeren voor de warmtecapaciteit van de beschouwde watermassa. We moeten dan de verandering van de watertemperatuur over de beschouwde periode $\Delta\Theta_S$ en de gemiddelde waterdiepte kennen. Voor de berekening van $\Delta\Theta_S$ is gebruik gemaakt van de decadenormalen van de watertemperatuur te Urk. Als gemiddelde diepte van het IJsselmeer is genomen 450 cm. Stellen we de verdampingswarmte voor een laag van 1 mm water op 58 cal/cm², dan is de correctie

op V_o, uitgedrukt in mm water, $-\frac{\delta}{\delta+\gamma}\frac{450\,\Delta\Theta_S}{58}$. Deze waarden zijn samengevat in tabel 3.

TABEL 3. Gecorrigeerde verdampingscijfers ($V_{o\ cor}$)

$\Delta\Theta_S$	4,7	5,1	1,7	0,8	—1,2	—3,9	—5,4
$\frac{\delta}{\delta+\gamma}\frac{450\,\Delta\Theta_S}{58}$	—19	—23	—8	—4	+6	+18	+23
V_o	83	111	125	122	101	64	27
$V_{o\ cor}$	64	88	117	118	107	82	50
$V_{o\ cor} - B_{cor}$	+10	+3	+12	+5	+8	+11	+4

Uit figuur 4 zien we dat ook in dit geval de correctie op V_o een verlaging van het maximum en een verschuiving naar een later tijdstip tot gevolg heeft.

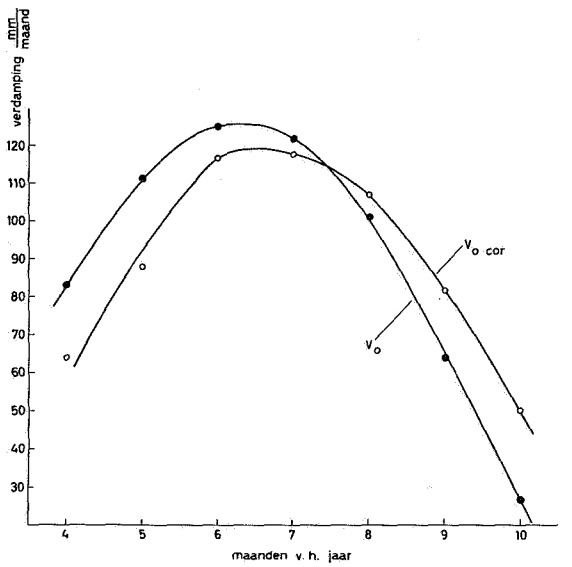

FIG. 4.
Vergelijking van de gecorrigeerde en ongecorrigeerde verdamping berekend volgens PENMAN (gemiddelde waarden)

FIG. 4.
Comparison of corrected and uncorrected evaporation according to PENMAN *(average values)*

Vergelijken we nu $V_{o\ cor}$ en B_{cor} (fig. 5), dan zien we dat $V_{o\ cor}$ steeds groter is dan B_{cor}. Het verschil bedraagt gemiddeld 7 mm. Er is geen faseverschuiving meer. Het voorgaande heeft betrekking op maandgemiddelden over een periode van 11 jaren. Tot slot zullen we nog B_{cor} en $V_{o\ cor}$ vergelijken voor de zomer van 1947. Voor deze periode is het mogelijk geweest

een waterbalans van het IJsselmeer op te stellen. Gebruikt men daarbij voor de verdamping $B_{cor} = \alpha B$, dan vindt men slechts kleine sluitposten in de balans (zie 2e verslag Werkcommissie voor Verdampingsonderzoek). De verdamping bepaald met behulp van de bakken, vindt dus een zekere steun in de waterbalans. We vinden nu (zie ook figuur 6):

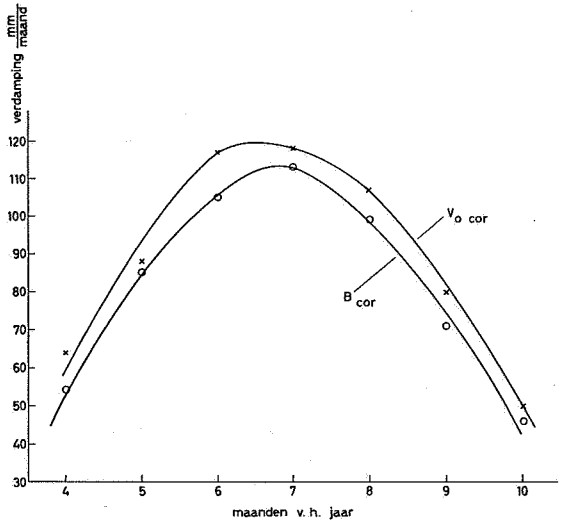

FIG. 5.
Vergelijking van de gecorrigeerde verdamping uit drijvende bakken en de gecorrigeerde verdamping volgens PENMAN (gemiddelde waarden)

FIG. 5.
Comparison of the corrected evaporation from floating pans and the corrected evaporation according to PENMAN *(average values)*

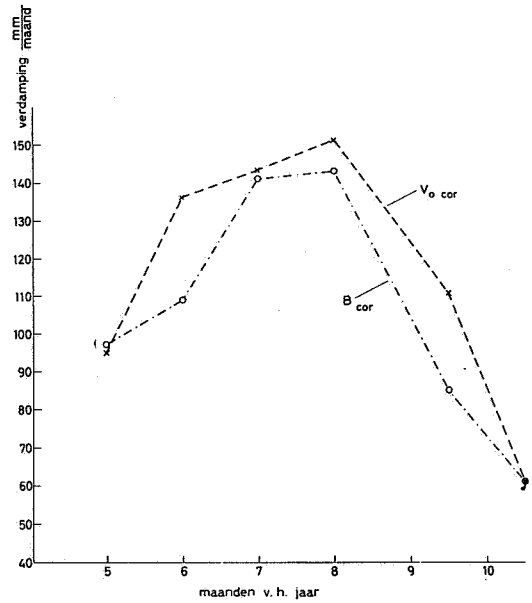

FIG. 6.
Vergelijking van de gecorrigeerde verdamping uit drijvende bakken en de gecorrigeerde verdamping volgens PENMAN voor het jaar 1947

FIG. 6.
Comparison of the corrected evaporation from floating pans and the corrected evaporation according to PENMAN *in 1947*

	mei	jun	jul	aug	sep	okt
$V_{o\ cor}$ (mm)	95	136	143	151	111	61
B_{cor} (mm)	97	109	141	143	85	61

Zoals te verwachten is, is de overeenstemming minder goed dan in het geval van veeljarige gemiddelden. Toch is voor 4 van de 6 maanden de overeenstemming goed. Slechts voor juni en september treden er grote verschillen op. Bij het op pagina 66 behandelde kan men eigenlijk niet van een toetsing van de formule van PENMAN spreken, omdat aan de bepaling van de verdamping van het IJsselmeer met bakken en een correctiefactor vele onzekerheden kleven. Indien twee geheel verschillende methoden echter een redelijke overeenstemming geven, is dit een sterke aanwijzing voor de juistheid van beide methoden.

5. SAMENVATTING

Men kan zeggen dat het mogelijk is met de formule van PENMAN een goede schatting te maken van de verdamping van het vrije wateroppervlak. Bij het bepalen van de verdamping over een periode korter dan een jaar zal het vaak gewenst zijn een correctie toe te passen voor de warmtecapaciteit van de beschouwde watermassa.

LITERATUUR

KRAMER, C. Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping voor verschillende delen van Nederland volgens de methode van Penman. *K.N.M.I. Med. en Verh. 70,* 1957.

PENMAN, H. L. *Evaporation over the British Isles. Quat. Journ. Royal Met. Soc. 76,* 1950.

PENMAN, H. L. *Evaporation: an introductory survey. Neth. Journ. Agr. Sci. 4,* 1956.

U.S. Geological Survey Circular 229, Lake Hefner Studies, Technical Report, 1952.

V. OVER EEN BETREKKING TUSSEN DE VOLGENS DE METHODE VAN PENMAN BEREKENDE VERDAMPINGSCIJFERS VOOR EEN VRIJ WATEROPPERVLAK EN DE MET PICHE-EVAPORIMETERS BEPAALDE VERDAMPINGSWAARDEN

H. P. BERLAGE
Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut

SUMMARY

ON A RELATION BETWEEN THE AMOUNTS OF EVAPORATION COMPUTED FOLLOWING THE METHOD OF PENMAN AND THOSE MEASURED WITH PICHE-EVAPORIMETERS

1. FIRST APPROACH

Measurements with PICHE-*evaporimeters mounted in free air at a height of 30 cm above the ground were made during the years 1953, 1954 and 1955 at a large number of stations in the Netherlands. These data were complemented by measurements of the same kind made in 1956 and 1957 at de Bilt only, there however in close comparison with* PICHE-*evaporation measurements made outside and inside a* STEVENSON-*screen at a height of 2,20 m, as well as with measurements of the evaporation from water pans of different construction. See figure 1 and table 4.*

PICHE-*evaporimeters have been equipped with blotting paper or porous ceramic discs, and reduction factors calculated in order to obtain a homogeneous series of* PICHE-*evaporation values through 5 years. The monthly totals are compiled in table 1, together with the corresponding* PENMAN-*values.*

Formula (3) was developed, providing the ratio between the PENMAN *(Pe)- and* PICHE *(Pi)-values. It includes the global radiation received on a horizontal surface R, average air temperature t, relative humidity U and wind velocity at the 2 m level,* u_2.

2. FURTHER CONSIDERATIONS

A provisional formula of the exponential kind (6), suggested by figure 2,

which was tested earlier and found well adjustable to mean conditions, as is shown by the tables 2 and 3, had to be discarded because of its leading to illogical consequences under extreme conditions. Hence, formula (3) was finally developed into formulas (8) and (9), the first one being applicable to the PICHE-*evaporimeter mounted in free air and the second one being applicable to the* PICHE-*evaporimeter mounted inside the* STEVENSON-*screen, at the 2 m level.*

These formulas are discussed regarding their physical significance, applicability and reliability. The impression prevails that they may be useful in very different climates and in night and day conditions. It might be of value if daily PENMAN-*figures could be defined by simple derivation from daily* PICHE-*figures.*

1. EERSTE OPZET

KRAMER (1957) trachtte reeds het verband tussen maandcijfers der verdamping volgens PENMAN en de met PICHE-verdampingsmeters in vrije opstelling hier te lande gemeten waarden in een redelijke formule vast te leggen. Hij gebruikte daartoe de hem ter beschikking staande cijfers over maart tot en met november 1953 en vond, dat:

$$\frac{\text{Pe (mm)}}{\text{Pi (cc)}} = 1{,}16 + 0{,}35\,t - 0{,}01\,p - 0{,}1\;\; u_2 \qquad (1)$$

goed voldeed voor de zomermaanden. In deze formule betekent voor de genoemde maanden t de gemiddelde (overdag) temperatuur in graden C, p het gemiddelde percentage zonneschijn en u_2 de gemiddelde windsnelheid op een hoogte van 2 m, zoals ook wordt toegepast bij de berekening van het cijfer Pe (mm).

KRAMER nam weliswaar nota van een opmerking van ROSENAN en NEUMANN (Israël), dat de verhouding PENMAN : PICHE in belangrijke mate van de relatieve vochtigheid U zou afhangen, maar heeft daar geen vorm aan gegeven. Een lineaire formule als de genoemde vertoont bovendien dit bezwaar, dat ze reeds in beginsel niet op hoge windsnelheden van toepassing kan zijn. Deze overwegingen wettigen het vermoeden, dat een formule van de aard:

$$\frac{\text{Pe (mm)}}{\text{Pi (cc)}} = \frac{\alpha + \beta t - \gamma p}{\delta\, u_2 + \varepsilon\,(100 - U)} \qquad (2)$$

beter zal voldoen.

Tevens ligt het voor de hand in plaats van $\alpha - \gamma p$ te stellen $\varkappa R_i$, waarbij

R_i de op een horizontaal vlakje van 1 cm² gemiddeld per dag ontvangen hoeveelheid globale straling moge voorstellen. Aldus komen we op:

$$\frac{\text{Pe (mm)}}{\text{Pi (cc)}} = \frac{\varkappa R_i + \beta t}{u_2 + \varepsilon (100 - U)} \qquad (3)$$

Metingen met PICHE-verdampingsmeters waren op een groot aantal stations in Nederland ook in 1954 en 1955 verricht. BERLAGE heeft deze gepubliceerd (1957). De PICHE-verdampingsmeters zijn vrij opgesteld geweest op een hoogte van 30 cm. In 1955 werd van vloeipapieren schijfjes op keramische schijfjes overgestapt, maar gebleken is dat de waarden der verdamping, met keramische schijfjes gemeten, voldoende nauwkeurig herleid kunnen worden tot die met vloeipapieren schijfjes gemeten, namelijk door deling door 1,44. Deze reductie is in het volgende materiaal uitgevoerd. Echter zijn de PICHE-cijfers daarbij, zoals ze gemeten werden, in cc opgegeven.

In 1956 en 1957 werden de metingen slechts te de Bilt voortgezet, maar alles bij elkaar genomen staan nu de resultaten over 5 jaren ter beschikking. Tabel 1 bevat de beide cijferreeksen.

TABEL 1. Penman-getallen (Pe) en Piche-meetresultaten (Pi)

Pe	jan	feb	mrt	apr	mei	jun	jul	aug	sep	okt	nov	dec
1953			36	82	112	112	122	107	73	25	11	
1954	7	14	36	80	121	113	100	85	64	31	15	8
1955	7	19	38	74	105	121	121	103	64	29	8	5
1956	5	11	47	67	109	100	98	85	56	25	11	7
1957	5	17	46	83	104	147	118	91	50	25	12	3
Gem.	6	15	41	77	110	119	112	94	61	27	11	6
Pi												
1953			89	155	206	146	182	158	118	50	37	
1954			72	164	256	150	125	112	95	52	36	36
1955				143	163	171	186	162	101	45	28	31
1956	27*		86*	120*	(175)	143	169	150	83	54	27*	36*
1957	30*	43*	89	(142)	140	253	206	122	71	53	65*	30*
Gem.	29	43	84	145	188	173	174	141	94	51	39	34

De cijfers voor 1953, 1954 en 1955 hebben op landgemiddelden betrekking, de cijfers voor 1956 en 1957 uitsluitend op de Bilt. De waarden met * gemerkt zijn vermenigvuldigd met de verhouding van totaal aantal dagen in de maand tot aantal vorstvrije dagen. De tussen haakjes gestelde waarden zijn geïnterpoleerd met behulp van de nagenoeg lineaire betrekking tussen de verdampingswaarden gemeten met de PICHE-evaporimeter en die gemeten met de kleine verzonken verdampingspan, die in 1951 te de Bilt in bedrijf werd gesteld. De PICHE-waarden voor de maanden mei 1956 en april 1957

bleken namelijk veel te laag te zijn uitgevallen. Waarschijnlijk zijn ze te wijten aan verstopping der keramische schijfjes, een euvel dat gemakkelijk optreedt, omdat elk exemplaar weken achtereen gebruikt wordt. Dit is stellig een groot bezwaar tegenover metingen met vloeipapieren schijfjes, die dagelijks worden verwisseld.

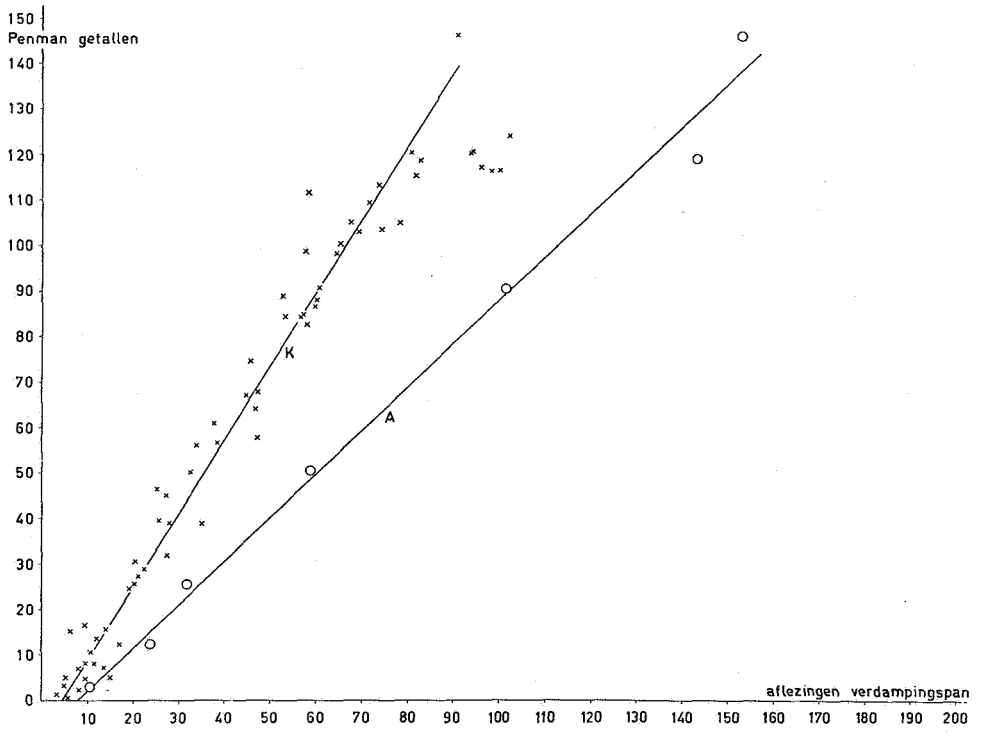

FIG. 1. Berekende maandelijkse PENMAN-getallen uitgezet tegen de verdampingsmetingen met behulp van twee verschillende pannen te de Bilt
FIG. 1. *Computed monthly* PENMAN-*figures in function of evaporation measurements made with two different pans at the Bilt*

Figuur 1 geeft de betrekkingen tussen de PENMAN-getallen en de meetresultaten verkregen met de kleine verdampingspan K en de verdampingspan A van het US-WB-model, die in de loop van juni 1957 te de Bilt in bedrijf werd gesteld. De betrekkingen schijnen zeer bruikbaar lineair te zijn, met de duidelijke aanwijzing, dat nulwaarden der gemeten verdamping pas optreden bij negatieve PENMAN-getallen.

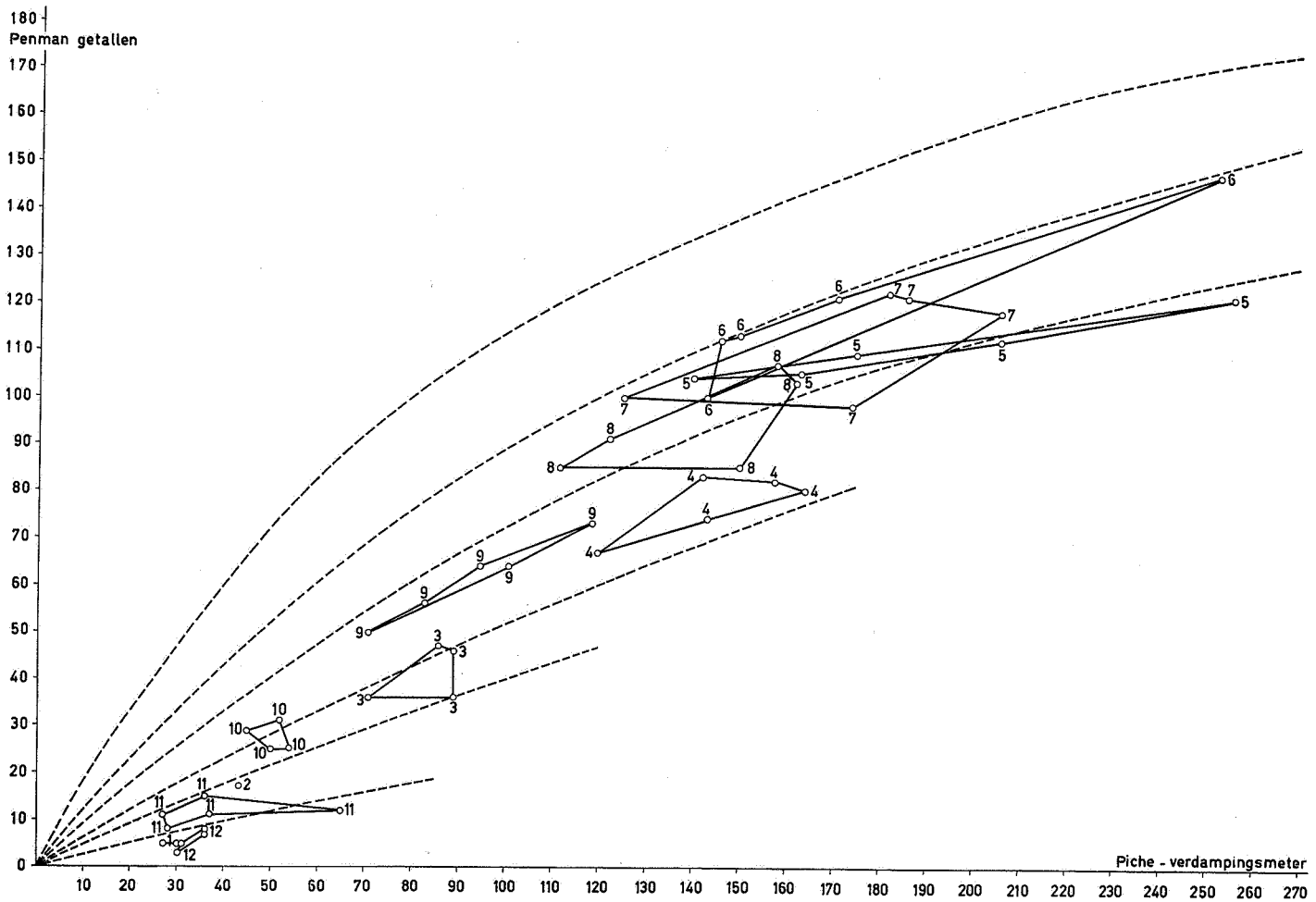
Penman getallen
Piche - verdampingsmeter
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110
120
130
140
150
160
170
180
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110
120
130
140
150
160
170
180
190
200
210
220
230
240
250
260
270

FIG. 2. Berekende maandelijkse PENMAN-getallen uitgezet tegen de verdampingsmetingen met behulp van de PICHE-verdampingsmeter, volgens overeenkomstige maanden gegroepeerd
FIG. 2. *Computed monthly* PENMAN*-figures in function of evaporation measurements made with a* PICHE*-evaporimeter, in groupings of corresponding months*

Figuur 2 toont de PENMAN-getallen in afhankelijkheid van de gemeten PICHE-waarden, volgens overeenkomstige maanden gegroepeerd. Deze grafiek geeft sterke aanwijzingen vaor het bestaan van een betrekking van het type:

$$Pe = Pe_{max} [1 - \exp (- f Pi)] \qquad (4)$$

Zeer goed voldoet inderdaad, voor wat betreft de gemiddelde maandcijfers over 1953—1957, de formule:

$$Pe = 183 [1 - \exp (-\frac{0{,}1 R_i + t}{10 u_2 + (100 - U)} . 0{,}00630 Pi)] \qquad (5)$$

of wel:

$$^{10}\log (183 - Pe) = {}^{10}\log 183 - \frac{0{,}1 R_i + t}{10 u_2 + (100 - U)} . 0{,}00273 \qquad (6)$$

Tabel 2 bevat de met behulp van deze formule uit de PENMAN-gemiddelden berekende PICHE-gemiddelden tegenover de gemeten PICHE-gemiddelden.

TABEL 2. PICHE-maandgemiddelden 1953—1957

	jan	feb	mrt	apr	mei	jun	jul	aug	sep	okt	nov	dec
berekend	33	61	91	131	184	176	176	129	93	45	39	28
gemeten	29	43	84	145	188	173	174	141	94	51	39	34

Voor alle maanden met beschikbare cijfers afzonderlijk, geldt tabel 3.

2. NADERE OVERWEGINGEN

Gezien de volgens (6) bereikte goede algemene overeenstemming, is er geen reden reeds bevredigd te zijn, als de gezochte betrekking slechts voor de zomermaanden geldt. De zomer 1953 is wel een bijzonder mooi voorbeeld. De PICHE-metingen in 1954 zijn blijkbaar merendeels te laag uitgevallen. Misschien is ook hierdoor nog eens de nadruk op de minder goede bruikbaarheid van vloeipapier als materiaal voor de PICHE-schijfjes gevallen.

1955, het jaar waarin voor het eerst keramische schijfjes werden ge-

TABEL 3. PICHE-maandtotalen 1953—1957

1953	jan	feb	mrt	apr	mei	jun	jul	aug	sep	okt	nov	dec
berekend			71	157	222	159	213	165	126	38	40	
gemeten			89	155	206	146	182	158	118	50	37	
1954												
berekend	54	78	102	157	263	188	178	129	128	79	58	50
gemeten			72	164	256	150	125	112	95	52	36	36
1955												
berekend	71	94	98	128	150	199	180	131	98	58	24	27
gemeten				143	163	171	176	162	101	45	28	31
1956												
berekend	34	42	103	115	147	135	124	107	72	44	43	37
gemeten	27		86	120	(175)	143	169	150	83	54	27	36
1957												
berekend	23	50	93	125	154	254	147	124	91	40	42	16
gemeten	30	43	89	(142)	140	253	206	122	71	53	65	30

bruikt, gedraagt zich over de gehele linie veel beter. 1956 en 1957 vertonen evident het bezwaar, dat de waarnemingen slechts op 1 station betrekking hebben. De veel te hoge PICHE-waarden, die in mei 1956 en april 1957 werden gemeten en een vergelijking voor deze maanden zelfs geheel onmogelijk maken, getuigen van de grote onbetrouwbaarheid der PICHE-waarden, wanneer ze van slechts 1 station afkomstig zijn.

Sinds juni 1957 zijn op het K.N.M.I. vergelijkende metingen met PICHE-evaporimeters in verschillende opstelling uitgevoerd. De tot dusver hiervan verkregen resultaten zijn in tabel 4 samengevat.

TABEL 4. Verhoudingen 1957—1958

Piche vrije opstelling 30 cm (keramische schijfjes)

Piche normale opstelling in kooi op 2,20 m

	jan	feb	mrt	apr	mei	jun	jul	aug	sep	okt	nov	dec
1957						1,87	2,45	1,66	1,54	1,53	1,68	1,09
1958	1,24	1,32	1,60	2,22	2,71	2,79						

Piche vrije opstelling 30 cm (keramische schijfjes)

Piche vrije opstelling op 2,20 m (vloeipapieren schijfjes)

	jan	feb	mrt	apr	mei	jun	jul	aug	sep	okt	nov	dec
1957						0,91	1,19	0,89	0,96	0,92	1,00	0,83
1958	1,10	1,24	1,01	1,08	1,35	1,37						

Piche vrije opstelling op 2,20 m

Piche in kooi op 2,20 m

	jan	feb	mrt	apr	mei	jun	jul	aug	sep	okt	nov	dec
1957						2,04	2,06	1,87	1,60	1,65	1,68	1,31
1958	1,23	1,41	1,76	2,05	2,00	2,03						

De meest rustige gang vertoont kennelijk de verhouding tussen de metingen met de PICHE in vrije opstelling op 2,20 m en die met de PICHE in de kooi op 2,20 m. In de andere verhoudingen komen de enorme wisselingen in de meteorologische omstandigheden nabij de grond te sterk naar voren om op ondubbelzinnige wijze verklaard en in formule gebracht te kunnen worden. Het komt mij verstandig voor te dezer plaatse van de PICHE-metingen in vrije opstelling op 30 cm hoogte af te zien.

Tot de door ons gezochte betrekking terugkerende, moet worden opgemerkt, dat in de exponentiële vorm (4) een Pe_{max} optreedt, die bezwaarlijk een fysische betekenis hebben kan. Daar komt een tweede overweging bij. De PICHE-metingen op 2,20 m in vrije opstelling en in de kooi bewijzen, dat daar voornamelijk de verhouding $1 + 0{,}002\, R_i$ tussen bestaat. Dit feit maakt het in hoge mate waarschijnlijk, dat de exponentiële betrekking ons slechts gesuggereerd wordt door het bij sterke straling „onmatig" hoog oplopen van de met een PICHE-evaporimeter in vrije opstelling gemeten waarde.

Men kan inderdaad de kwaliteiten van (3) en (4) geschikt verenigen in:

$$\frac{\text{Pe (mm)}}{\text{Pi (cc)}} = \frac{0{,}1\, R_i + t}{10\, u_2 + (100 - U)} \frac{1}{(1 + 0{,}002\, R_i)} \qquad (7)$$

Behalve de straling verhoogt echter ook de wind de PICHE-metingen bij vrije opstelling in verhouding tot de in een kooi uitgevoerde, hoewel merkwaardigerwijze slechts in betrekkelijk geringe mate. Het blijkt dan ook nodig maar voldoende om de formule voor de verhouding PENMAN : PICHE uiteindelijk de volgende vorm te geven:

$$\frac{\text{Pe (mm)}}{\text{Pi (cc)}} = \frac{0{,}1\, R_i + t}{8\, u_2 + (100 - U)} \frac{1}{(1 + 0{,}002\, R_i)} \frac{1}{(1 + 0{,}04\, u_2)} \qquad (8)$$

(PICHE in vrije opstelling op 2,20 m)
waartegenover eenvoudig:

$$\frac{\text{Pe (mm)}}{\text{Pi (cc)}} = \frac{0{,}1\, R_i + t}{8\, u_2 + (100 - U)} \qquad (9)$$

(PICHE in kooi op 2,20 m)

De beide betrekkingen zouden in tweeërlei opzicht van waarde kunnen zijn. In de eerste plaats, indien zij voor zeer uiteenlopende klimaten zouden blijken te gelden. In de tweede plaats, indien zij op dagsommen en daggemiddelden zouden mogen worden toegepast.

Misschien kan met behulp van deze betrekkingen op aanvaardbare wijze het PENMAN-cijfer voor één etmaal gedefinieerd worden, vooropgesteld dat men aan dit cijfer een bepaalde praktische betekenis wil toekennen.

LITERATUUR

BERLAGE, H. P. Gegevens betreffende de neerslag, de verdamping en de grondwaterstand op een aantal plaatsen in Nederland uit de jaren 1954 en 1955. K.N.M.I. Rapport III-200, 1957.

KRAMER, C. Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping voor verschillende delen van Nederland volgens de methode van Penman. *K.N.M.I. Med. en Verh. 70,* 1957.

VI. EEN ONDERZOEK NAAR DE NAUWKEURIGHEID VAN VERSCHILLENDE METHODEN OM DE POTENTIELE VERDAMPING TE BEPALEN

P. E. RIJTEMA
Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding

SUMMARY

AN INVESTIGATION ABOUT THE ACCURACY OF DIFFERENT METHODS FOR THE CALCULATION OF THE POTENTIAL EVAPOTRANSPIRATION

A comparison has been made between the calculated values of the potential evapotranspiration after PENMAN *(1948, 1956),* MAKKINK *(1957b),* TURC *(1954b, 1955) and* HAUDE *(1952, 1955) and the measured evapotranspiration values from weighable lysimeters covered with grass and from evaporation pans.*

It appears that the methods have about the same degree of accuracy. The error in the results of the calculations after HAUDE *seems to be somewhat higher. A carefull handling of the* HAUDE*-formula is necessary since the formula of the reduction factor given in this paper is only tested at Wageningen.*

It is possible to calculate the potential evapotranspiration from meteorological data after PENMAN, MAKKINK *and* TURC *with the same accuracy as is obtainable with lysimeters and evaporation pans.*

The reduction factor of PENMAN *holds true only for the potential evapotranspiration of a short crop. The* TURC*-formula is the only one which offers some possibilities to calculate also the actual evapotranspiration. One may therefore assume that a further progress in this field of science will not result from an increased accuracy of these modern evapotranspiration formulae but from a further study of the influence of environmental conditions on the reduction factor.*

1. INLEIDING

In de literatuur zijn een aantal methoden ontwikkeld om de potentiële

verdamping uit meteorologische gegevens te berekenen. Sommige van deze methoden zijn gebaseerd op een empirische correlatie met de gemiddelde temperatuur over een zekere periode (THORNTHWAITE 1948, BLANEY 1951). MAKKINK (1955) toont aan dat de verdamping berekend volgens de methode van THORNTHWAITE in overeenstemming is met de waargenomen potentiële verdamping, mits een correctie wordt toegepast voor de windsnelheid en een verschuiving in de tijd wordt toegepast. Het mag niet worden verwacht, dat een methode die alleen is gebaseerd op de gemiddelde temperatuur over een bepaalde periode, ook in andere gebieden dan waar deze methode is opgesteld, algemene geldigheid heeft (VAN WIJK en de VRIES 1954). In het beperkte gebied waar een dergelijke methode geldig is, zullen de resultaten over het algemeen door de praktijk worden gebruikt. Verder zijn enkele methoden ontwikkeld, die mogelijk een meer algemene geldigheid hebben. Bij onderzoekingen te Wageningen zijn enkele van deze meer algemene methoden getoetst en vergeleken met de resultaten van de directe bepalings-methoden.

2. ENIGE ALGEMENE OPMERKINGEN OVER DE ONDERZOCHTE METHODEN

Voor een uitgebreide discussie betreffende de formules van PENMAN, MAKKINK, TURC en HAUDE wordt verwezen naar de oorspronkelijke artikelen van de auteurs, die bij elke methode zijn aangegeven.

a. De waterbalans

Proeven die op deze directe methode zijn gebaseerd, worden in Wageningen met weegbare lysimeters uitgevoerd. Zes van deze met gras begroeide lysimeters zijn gevuld met zandgrond en hebben een constante grondwaterstand van 50 cm onder maaiveld. Door de sterke infiltratie in deze zes lysimeters mag worden aangenomen, dat de verdamping door het gewas niet wordt beperkt door het voorkomen van watertekorten. De met deze methode gevonden waarden voor de verdamping zijn gecorrigeerd op een standaardgraslengte van twee centimeter (MAKKINK 1957a).

b. Verdamping van open water

De verdamping van open water wordt gemeten met twee ingegraven verdampingsbakken (diameter 50 cm; diepte 23 cm). Het wateroppervlak staat 3,5 cm onder de rand van de bak, om bij regenval het uitspatten van water en overstroming zoveel mogelijk te voorkomen. De rand van de bakken is op maaiveldhoogte, terwijl de bakken door kort gehouden gras zijn omgeven. De verdampingsgegevens zijn vermenigvuldigd met de re-

ductiefactor van PENMAN (1948), om een waarde te krijgen die met de verdamping van een gewas vergelijkbaar is.

c. De formule van PENMAN

PENMAN (1948, 1956) ontwikkelde een fysisch verantwoorde methode om de verdamping van een open wateroppervlak te berekenen. Deze berekende verdamping (E_o) wordt met een empirische reductiefactor vermenigvuldigd om de potentiële verdamping (E_p) van een gewas te bepalen. De waarden van deze reductiefactor zijn door PENMAN (1948) experimenteel te Rothamsted bepaald. De verhouding E_p/E_o heeft de volgende waarde:
0,6 van november tot en met februari,
0,7 voor maart, april, september en oktober,
0,8 van mei tot en met augustus.

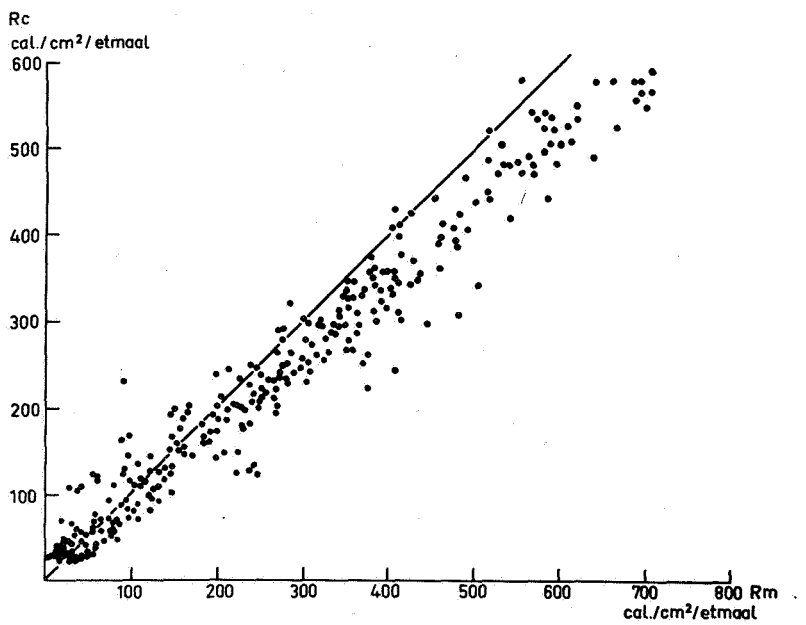

FIG. 1. Verband tussen de gemeten instraling (R_m) en de berekende instraling (R_c) gedurende 1957 in Wageningen

FIG. 1. *Relation between measured incoming radiation (R_m) and calculated incoming radiation (R_c) during 1957 at Wageningen*

MAKKINK (1957b) vond dat de in de formule van PENMAN berekende instraling kleiner was dan de met een solarimeter gemeten instraling. In figuur 1 is het verband weergegeven tussen de berekende en gemeten instraling in 1957 te Wageningen. Ook uit deze figuur blijkt, dat de be-

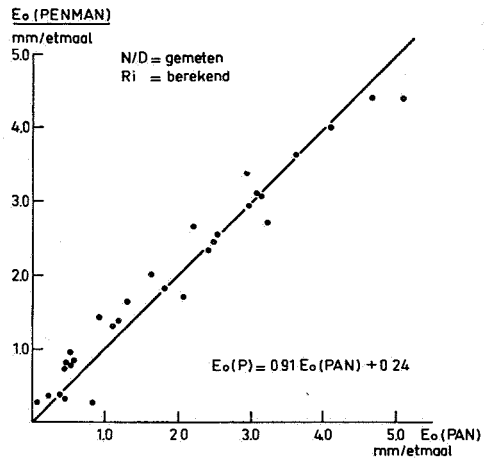

FIG. 2.
Verband tussen E (bak) en E_o (PENMAN), berekend met gemeten relatieve zonneschijn $(\frac{n}{D})$ en berekende instraling (R_i) : gemiddelde waarden voor 10-daagse perioden

FIG. 2.
Relation between E (pan) and E_o (PENMAN), calculated with measured relative sunshine $(\frac{n}{D})$ and calculated incoming radiation (R_i); average values of 10-day periods

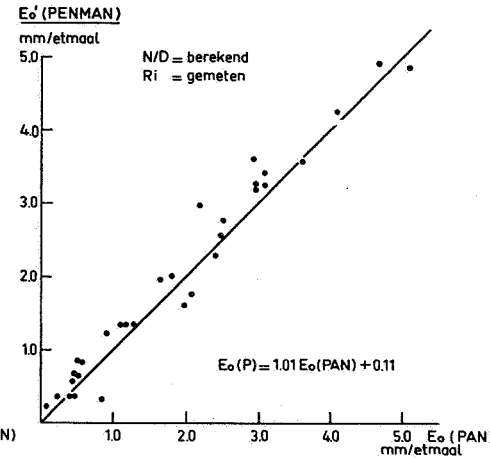

FIG. 3.
Verband tussen E (bak) en E_o (PENMAN), berekend met gemeten instraling (R_i) en berekende relatieve zonneschijn $(\frac{n}{D})$: gemiddelde waarden voor 10-daagse perioden

FIG. 3.
Relation between E (pan) and E_o (PENMAN), calculated with measured incoming radiation (R_i) and calculated relative sunshine $(\frac{n}{D})$; average values of 10-day periods

rekende instraling te klein is. DE VRIES (1955) geeft aan, dat op dagen met een gedeeltelijke bewolkte lucht een extra hoeveelheid straling het aardoppervlak bereikt, nadat het langs de rand van de wolken is omgebogen. Om een indruk te verkrijgen van de invloed van deze afwijking werd de in de berekening opgenomen waarde voor de relatieve zonneschijn gecorrigeerd. In de figuren 2 en 3 is de op beide manieren berekende verdamping van open water uitgezet tegen de verdamping uit de bakken. De toegepaste correctie geeft inderdaad aanleiding tot een verbeterde ligging van de punten ten opzichte van de 45°-lijn.

d. De formule van MAKKINK

MAKKINK (1957b) ontwikkelde een nieuwe formule voor het berekenen van de potentiële verdamping van een gewas, die in wezen een sterke vereenvoudiging is van de formule van PENMAN. MAKKINK stelde deze formule op voor het berekenen van de gemiddelde maandelijkse verdamping. Bij

de uitgevoerde berekeningen is deze formule ook gebruikt voor het bepalen van de gemiddelde verdamping per decade.

e. De formule van TURC

TURC (1954b, 1955) geeft een empirische formule met als variabelen de neerslag, de temperatuur en de straling. Met deze formule kan behalve de potentiële verdamping van een gewas, ook de werkelijke verdamping worden berekend. De gewasfactor die in de formule van TURC voorkomt, kon wegens het kleine oppervlak van de lysimeters niet voldoende nauwkeurig worden bepaald. TURC (1954a) geeft voor een welig groeiend gewas, waarbij geen vochttekorten optreden, de gewasfactor een waarde van 70 mm. Bij de hier uitgevoerde berekeningen is van deze waarde van de gewasfactor gebruik gemaakt.

f. De formule van HAUDE

Deze methode is in principe gebaseerd op het verzadigingsdeficit van de lucht 's middags om 2 uur. Dit verzadigingsdeficit wordt vermenigvuldigd met een reductiefactor, waarvoor HAUDE (1952) de volgende waarde geeft:

0,3 voor oktober tot april,

0,33 voor september,

0,36 voor mei en augustus,

0,38 voor juni en juli.

UHLIG (1954) geeft voor Bad Kissingen als verband tussen de berekende verdamping volgens PENMAN en volgens HAUDE de vergelijking E (PENMAN) $= 0{,}44\ E$ (HAUDE) $+ 1{,}2$ (fig. 4). Beide methoden geven te Wageningen een heel ander verband (fig. 5). Er blijkt tussen de resultaten in beide plaatsen een grote afwijking te bestaan. Bij een vergelijking tussen de berekende verdamping volgens HAUDE en de resultaten van de lysimeters werd een verband als in figuur 5 gevonden. In een latere publikatie corrigeerde HAUDE (1955) zijn reductiefactor voor windsnelheid, gemeten van 11,00 a.m. tot 15,00 p.m. op tien meter hoogte.

Bij de bewerking van de gegevens werd voor Wageningen een nieuwe reductiefactor bepaald, die bestaat uit een daglengte- en een windsnelheidsfactor. Deze reductiefactor werd te Wageningen berekend met de vergelijking

$$f = (1{,}12\,\frac{D}{24} - 0{,}26)\,(0{,}32\,U_2 + 0{,}19)$$

Hierin is D de daglengte in uren en U_2 de gemiddelde windsnelheid in m/sec op twee meter hoogte. Toetsing van deze vergelijking heeft alleen

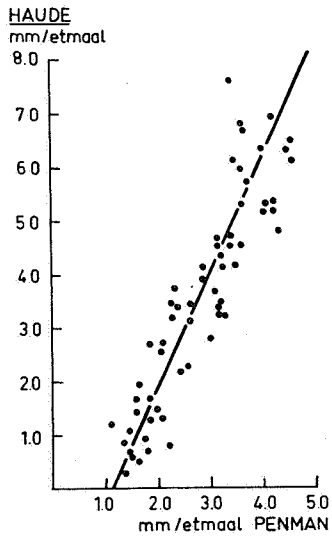

FIG. 4.
Verband tussen de berekende verdamping volgens HAUDE en volgens PENMAN te Bad Kissingen (UHLIG 1954)

FIG. 4.
Relation between the calculated evapotranspiration after HAUDE *and after* PENMAN *at Bad Kissingen (*UHLIG *1954)*

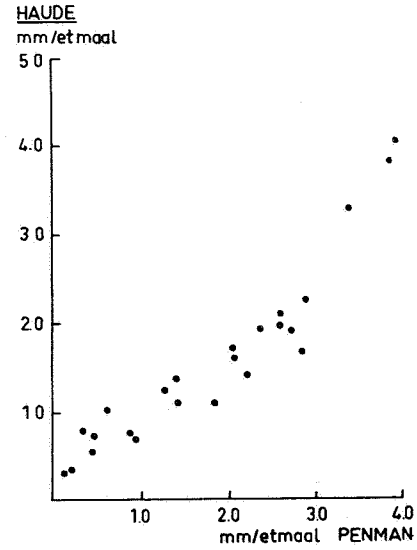

FIG. 5.
Het verband tussen de berekende verdamping volgens HAUDE en volgens PENMAN te Wageningen; gemiddelde waarden voor 10-daagse perioden

FIG. 5.
Relation between the calculated evapotranspiration after HAUDE *and after* PENMAN *at Wageningen; average values of 10-day periods*

plaatsgevonden te Wageningen, zodat bij toepassing voor andere gebieden enige voorzichtigheid in acht zal moeten worden genomen.

3. VERGELIJKING VAN DE METHODEN

De potentiële verdamping is bepaald met de zes verschillende methoden, die in het voorgaande kort zijn behandeld. Bij de berekeningen van de verdamping uit de meteorologische gegevens is gebruik gemaakt van de gegevens die gedurende 1957 te Wageningen zijn gemeten. De verdampingsgegevens zijn bepaald als decadegemiddelden en uitgedrukt in mm/dag.

In tabel 1 zijn de correlatiecoëfficienten tussen de verschillende methoden gegeven.

Men mag verwachten, dat een behoorlijke indruk wordt verkregen van de fout van iedere methode, als de resultaten van elke methode worden

TABEL 1. De correlatiecoëfficienten tussen de resultaten van de verschillende methoden voor het bepalen van de potentiële verdamping

Methode	Bak × reductiefactor	Penman	Makkink	Turc	Haude	Gemiddelde van de zes methoden
Lysimeter	0,96	0,96	0,97	0,94	0,86	0,98
Bak × reductiefactor	—	0,99	0,97	0,96	0,96	0,99
Penman	—	—	0,98	0,98	0,95	0,99
Makkink	—	—	—	0,96	0,94	0,99
Turc	—	—	—	—	0,93	0,98
Haude	—	—	—	—	—	0,94

vergeleken met het gemiddelde van de zes methoden, aangezien de resultaten van de diverse methoden onderling weinig uiteenlopen (fig. 6—11).

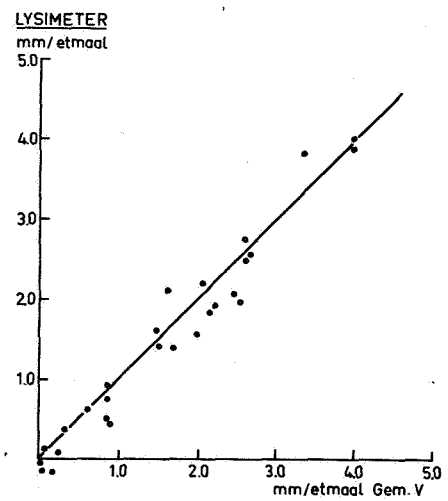

FIG. 6.
Verband tussen de gemiddelde potentiële verdamping van zes methoden en de verdamping van de lysimeters

FIG. 6.
Relation between the average potential evapotranspiration of six methods and the evapotranspiration of the lysimeters

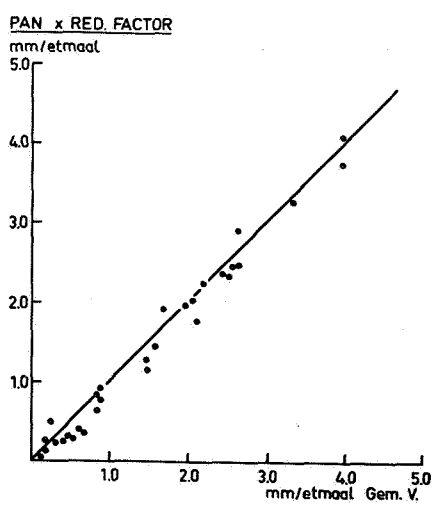

FIG. 7.
Verband tussen de gemiddelde potentiële verdamping van zes methoden en de verdamping uit de bak, vermenigvuldigd met een reductiefactor

FIG. 7.
Relation between the average potential evapotranspiration of six methods and the measured pan evaporation multiplied by a reduction factor

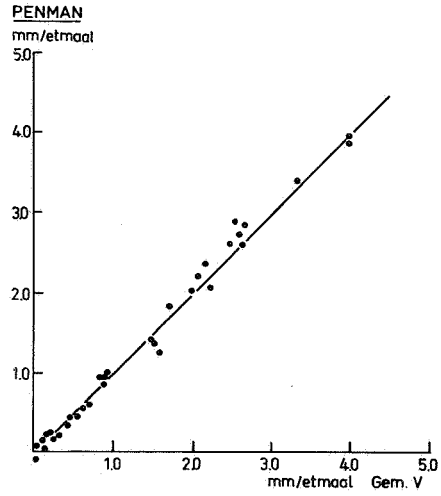

FIG. 8.
Verband tussen de gemiddelde potentiële verdamping van zes methoden en de berekende verdamping met de formule van PENMAN

FIG. 8.
Relation between the average potential evapotranspiration of six methods and the calculated evapotranspiration with the PENMAN-*formula*

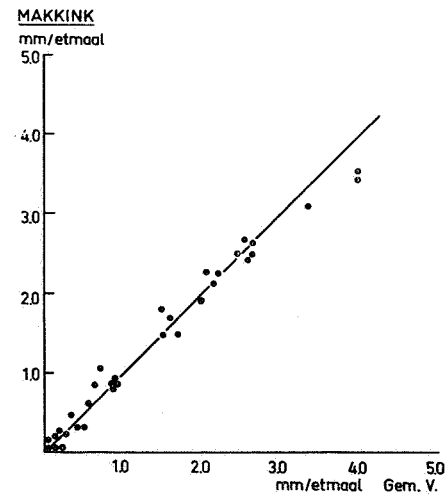

FIG. 9.
Verband tussen de gemiddelde verdamping van zes methoden en de berekende verdamping met de formule van MAKKINK

FIG. 9.
Relation between the average evapotranspiration of six methods and the calculated evapotranspiration with the MAKKINK-*formula*

Neemt men aan, dat — hoewel de resultaten van de verschillende methoden zeer sterk gecorreleerd zijn — er geen correlatie bestaat tussen de fouten van de methoden, dan geeft het gemiddelde van de zes methoden een resultaat waarvan de fout zeer klein is in vergelijking met de fout van elke methode apart. Als men het gemiddelde van de zes methoden foutloos veronderstelt, dan is op eenvoudige wijze de fout van iedere methode te berekenen (zie tabel 2, kolom 2).

De gegevens bepaald uit de directe metingen van de lysimeters en de verdampingsbakken zijn onafhankelijk van de gegevens, die met de verschillende formules uit de metereologische gegevens zijn berekend. De met behulp van de indirecte methoden berekende verdampingscijfers zullen de onderlinge onafhankelijkheid van de fouten vrijwel niet hebben, omdat steeds gebruik is gemaakt van dezelfde meteorologische gegevens als straling, temperatuur en relatieve vochtigheid. Het is echter mogelijk steeds drie methoden te combineren die onderling onafhankelijke fouten hebben, name-

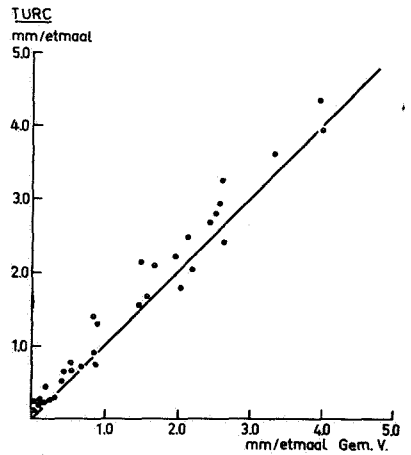

FIG. 10.
Verband tussen de gemiddelde verdamping van zes methoden en de berekende verdamping met de formule van TURC

FIG. 10.
Relation between the average evapotranspiration of six methods and the calculated evapotranspiration with the TURC*-formula*

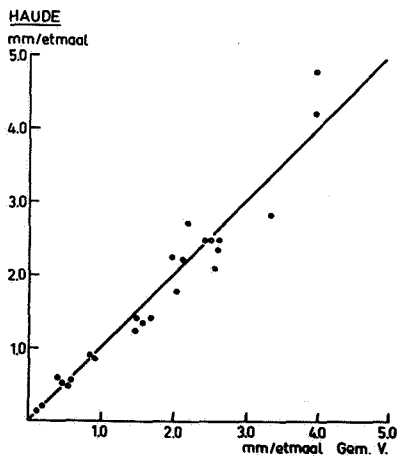

FIG. 11.
Verband tussen de gemiddelde verdamping van zes methoden en de berekende verdamping met de formule van HAUDE

FIG. 11.
Relation between the average evapotranspiration of six methods and the calculated evapotranspiration with the HAUDE*-formula*

lijk de beide directe methoden gecombineerd met één van de indirecte methoden. Een combinatie van drie onafhankelijke methoden geeft een mogelijkheid de fout van elke methode te bepalen, zonder dat van herhalingen wordt gebruik gemaakt. VISSER (1958) geeft een formule om de fout van drie onafhankelijke methoden (x, y en z) te bepalen, mits de fouten van deze methoden onderling onafhankelijk zijn. Hij ontwikkelde de vergelijking:

$$\sigma^2_x = \bar{u}\bar{u}\,(1 - \frac{r_{uv}\,r_{uw}}{r_{vw}})$$

waarin $u = x - \bar{x}$; $v = y - \bar{y}$; $w = z - \bar{z}$
r_{uv} = correlatiecoëfficient tussen x en y
r_{uw} = correlatiecoëfficient tussen x en z
r_{vw} = correlatiecoëfficient tussen y en z

De fouten van elke methode, die berekend zijn met deze vergelijking, zijn weergegeven in tabel 2 kolom 3. Beide methodieken voor het bepalen van de fout geven ongeveer dezelfde resultaten.

TABEL 2. De fouten in de verdampingsgegevens, bepaald met de verschillende methoden en uitgedrukt in mm/decade

Methode	Fout berekend met het gemiddelde van de zes methoden als foutloos	Fout berekend met de formule van Visser
Lysimeter	2,7	2,8
Bak × reductiefactor	1,5	1,9
Penman	2,5	2,7
Makkink	2,0	2,1
Turc	2,2	3,2
Haude	2,9	4,2

Uit tabel 2 blijkt, dat de verschillende methoden ongeveer eenzelfde graad van nauwkeurigheid bezitten, waarbij alleen de resultaten, die met de formule van HAUDE zijn verkregen, wat minder nauwkeurig schijnen te zijn.

4. CONCLUSIES

De berekening van de potentiële verdamping uit meteorologische gegevens met behulp van de formules van PENMAN, MAKKINK en TURC, geeft resultaten die even nauwkeurig zijn als de gegevens die met directe metingen van weegbare lysimeters en verdampingsbakken worden verkregen.

Dit betekent voor de praktijk, dat voor de bepaling van de potentiële verdamping een aantal methoden beschikbaar zijn, die onderling zo weinig uitmaken, dat ze door elkaar kunnen worden gebruikt. De uiteindelijke keuze van de methode wordt dus alleen maar bepaald door de beschikbare meteorologische gegevens.

De formules van PENMAN en MAKKINK gelden alleen voor een korte gesloten vegetatie, die geen tekort heeft aan water. Alleen de formule van TURC geeft enige mogelijkheden, ook de werkelijke verdamping van de verschillende gewassen te berekenen onder niet optimale omstandigheden wat betreft de watervoorziening.

In het licht van de ontbrekende kennis betreffende de reductiefactoren, zal de nauwkeurigheid in de berekening van de potentiële verdamping geen beperkende factor zijn. Een verdere bestudering van de verdamping zal zich voornamelijk moeten richten op de invloed van de omringende condities op de reductiefactor.

LITERATUUR

BLANEY, H. F.	Irrigation requirements of crops. *Agr. Eng. 32* : 665, 1951.
HAUDE, W.	Verdünstungsmenge und Evaporationskraft eines Klimas. *Ber. Deutschen Wetterd. U.S. Zone 42* : 225, 1952
HAUDE, W.	Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. *Mitt. Deutschen Wetterd. 8*, 1954
HAUDE, W.	Zur Bestimmung der Verdünstung auf möglichst einfache Weise. *Mitt. Deutschen Wetterd. 11*, 1955
MAKKINK, G. F.	Toetsing van de berekening van de evapotranspiratie volgens Penman. *Landbouwk. Tijdschrift 67* : 267, 1955
MAKKINK, G. F.	Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journ. Inst. of Water Eng. 11* : 277, 1957 (a)
MAKKINK, G. F.	Ekzameno de la formulo de Penman. *Neth. Journ. Agr. Sci. 5* : 290, 1957 (b)
PENMAN, H. L.	Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Royal Soc. A 193* : 120, 1948
PENMAN, H. L.	Evaporation; an introductory survey. *Neth. Journ. Agr. Sci. 4* : 9, 1956
THORNTHWAITE, C. W.	An approach toward a rational classification of climate. *The Geogr. Rev. 38* : 55, 1948
TURC, L.	Le bilan d'eau des sols. C. R. des troisièmes journés de l'hydraulique. *Soc. Hydrautechnique de France :* 36, 1954 (a)
TURC, L.	Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaration et l'écoulement. *Annales Agronomiques 5 :* 491, 1954 (b)
TURC, L.	Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Annales Agronomiques 6* : 5, 1955
UHLIG, S.	Berechnung der Verdünstung aus klimatologischen Daten. *Mitt. Deutschen Wetterd. 6*, 1954
VISSER, W. C.	Persoonlijke mededeling, 1958
VRIES, D. A. DE	Solar radiation at Wageningen. *Med. Landb. hogeschool 55* : 277, 1955
WIJK, W. R. VAN en VRIES, D. A. DE	Evapotranspiration. *Neth. Journ. Agr. Sci 2* : 69, 1954

VII. DE VERDAMPING UIT VEGETATIES IN VERBAND MET DE FORMULE VAN PENMAN

G. F. MAKKINK
Instituut voor Biologisch en Scheikundig Onderzoek van Landbouwgewassen

SUMMARY

EVAPORATION FROM VEGETATIONS IN RELATION WITH THE FORMULA OF PENMAN

Evaporation from vegetations is discussed, especially from agricultural and hydrological view-points. Causes are mentioned which can make evaporation higher or lower than evaporation from a free water surface (E_o).

The potential evapotranspiration from a short grass vegetation without water shortage (E_p) is compared with E_o (fig. 1 and 2). Research by the author (1957) with lysimeters is resumed; the empirical formulae found for E_p is (2) (fig. 4) and for E_o is (5) (fig. 9). From these it may be concluded that a constant factor 0,65 for E_p/E_o can be applied (fig. 11).

A comparison of E_o according to PENMAN *or to (5), with the evaporation from a floating pan in the IJssel-lake, is not conclusive as for the correctness of the calculation of E_o (fig. 10).*

The relationships between the actual evapotranspiration from a grass cover (E_r) at one hand, and the moisture tension at — 5 cm and the soil type other hand, are summarized (fig. 13—16) (MAKKINK *and* VAN HEEMST *1956).*

New observations from the Netherlands are mentioned, proving that for any vegetation x (grass, arable crops or forests) the actual evapotranspiration E_{rx} can be higher than E_p, even equal to E_o (fig. 17—19). This can be due to advective heat. A more detailed study on vegetation factors is wanted for the relationships between E_{rx} and E_p or E_o.

The author recommends E_p as a standard and not E_o, because E_r and E_{rx} physically and biologically relate to it, thus facilitating to estimate vegetation factors.

1. Inleiding

De formule van Penman voor de verdamping van vrij water gaat uit van de premissen dat het watervlak zeer uitgestrekt is en zeer ondiep. De formule geldt dus eigenlijk niet voor verdampingsbakken en voor meren en zeeën. Hij krijgt hierdoor het karakter van een benaderingsformule. Ook bevat de formule nog een aantal schematiseringen, die maken dat de berekende verdamping van de werkelijke verdamping zal afwijken.

Nu is een watervlak in zekere zin een eenvoudig object. Veel groter zijn de moeilijkheden, die een vegetatie aan de berekening van de verdamping stelt. Het aantal verschillende vegetaties is zeer groot. Hun dichtheid loopt uiteen van een vrijwel kale grond tot een volkomen gesloten plantendek.

2. Vegetaties vergeleken met vrij water

Wanneer we ons beperken tot volkomen gesloten vegetaties, kunnen we op theoretische gronden vaststellen, dat de werkelijke verdamping uit een willekeurig gewas (E_{rx}) ten opzichte van de verdamping uit een watervlak (E_o) zowel kleiner als groter kan zijn.

E_{rx} kan kleiner zijn dan E_o. De oorzaken zijn de volgende:

1e. De reflectie-coëfficient van een gewas is groter dan van water. Bij een rijpend gewas, dat lichter van kleur wordt, wordt de reflectie-coëfficient nog groter.

2e. De bladeren bezitten huidmondjes. Het totale oppervlak van alle poriën is slechts een gering deel van het bladoppervlak, zodat men een sterke reductie zou verwachten. De verdamping is echter nog ca. 70% van die van een overeenkomstig nat filtreerpapier.

3e. Als reactie op een watertekort in het blad worden de huidmondjes gesloten. Hierdoor daalt de verdamping van een vegetatie nog verder beneden die van vrij water.

E_{rx} kan groter zijn dan E_o. De oorzaken zij de volgende:

4e. De aerodynamische ruwheid van een vegetatie-oppervlak is groter dan die van water. Hierop heeft de hoogte een grote invloed, maar ook de vorm van de plant en zijn soepelheid. Hoe groter de ruwheid, des te groter is ook de turbulente damp- en warmte-uitwisseling. Ook de dichtheid van een plantendek zal een rol spelen.

5e. Warme lucht die van elders aangevoerd wordt (advectie), kan in niet te verwaarlozen mate bijdragen tot vergroting van de verdamping, vooral naarmate het plantendek hoger is en daardoor de passerende lucht een groter oppervlak voor uitwisseling biedt. Dit punt laat PENMAN eenvoudigheidshalve buiten beschouwing. Het aantal waarnemingen, enkele van PENMAN zelf inbegrepen, dat dwingt om advectieve warmte in de beschouwing op te nemen, wordt echter steeds groter.

6e. De donkere straling (uitstraling van stralen met lange golflengte) is bij een vegetatie kleiner dan bij water, als gevolg van een lagere oppervlakte-temperatuur van de bladeren.

Zou het mogelijk zijn voor elk der zes genoemde omstandigheden een factor — en voor elk gewas een andere! — aan E_o toe te voegen, dan zou E_{rx} gemakkelijk kunnen worden berekend.

3. DE POTENTIËLE EVAPOTRANSPIRATIE VERGELEKEN MET DE VERDAMPING VAN VRIJ WATER

In navolging van THORNTHWAITE (1948) gebruikte PENMAN het begrip potentiële evapotranspiratie (door mij met E_p aangeduid). Hieronder wordt door PENMAN de verdamping verstaan uit een korte gesloten vegetatie, die optimaal van water wordt voorzien. PENMAN zelf (1948) werkte met een kortgeschoren grasveld; daarom is hier E_p op kort gras betrokken. De samenhang tussen E_p en E_o geeft PENMAN weer door:

$$E_p = f\,E_o \qquad (1)$$

De factor f werd door PENMAN (1948) empirisch in twee jaren bepaald met behulp van een verdampingsbak en van een met kort gras begroeide lysimeter, waarin een hoge waterstand werd aangehouden. De bak geeft echter a priori niet het cijfer dat met de formule voor E_o wordt berekend, omdat het water erin niet aan de gestelde premissen voldoet. Bij de berekening van f is dus het gebruik van de waarden van een bak in plaats van de berekende waarden voor E_o zonder meer niet geoorloofd. De gemiddelde waarden die PENMAN vond, bevatten dus ook een bakfactor. Deze, hierna vermelde getallen zijn daarom wellicht onjuist.

0,6		0,7		0,8	
jan	feb	mrt	apr	mei	jun
dec	nov	okt	sep	aug	jul

Gemiddeld voor het hele jaar neemt PENMAN als factor 0,75, omdat

aan de winterwaarden een geringer gewicht toekomt dan aan de zomerwaarden.

Dat deze waarden kleiner zijn dan 1, is duidelijk, omdat een vegetatie huidmondjes bezit die 's nachts gesloten zijn en een watervlak niet. Dat de waarden in de winter lager zijn dan in de zomer, volgt uit het feit dat de nachten (met de huidmondjes dicht) in de winter langer zijn dan in de zomer. Dit lijkt zeer vanzelfsprekend. Bovendien ontwikkelden PENMAN en SCHOFIELD (1951) een theoretische beschouwing, waarin zij tot ongeveer dezelfde numerieke waarden komen. Naar mijn mening wordt hierbij aan de donkere straling onvoldoende aandacht besteed. Deze is, zoals we zullen zien, voor het seizoeneffect van beslissende betekenis.

a. Bepaling van E_p met behulp van lysimeters

Met de lysimeterinstallatie van het voormalige Centraal Instituut voor Landbouwkundig Onderzoek te Wageningen, thans beheerd door het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding te Wageningen, heb ik een onderzoek ingesteld om de formule van PENMAN, in het bijzonder de factor f, te toetsen (MAKKINK 1953, 1955, 1957a en 1957b). Het toetsen van de formule voor E_o is, zoals gezegd, met een verdampingsbak niet gemakkelijk mogelijk. Het vaststellen van de potentiële evapotranspiratie is echter goed mogelijk. Vergelijking van de waargenomen E_p met de berekende E_o voert tot een verhouding, die de f van PENMAN voorstelt.

E_p werd ontleend aan 5 of 6 lysimeters met een zandgrond, waarin de waterstand het hele jaar door op — 50 cm werd gehouden. Het gras groeide hier goed en had steeds genoeg water tot zijn beschikking. Twee wegingen per week maakten het mogelijk E_p uit de waterbalans-vergelijking voor 3- of 4-daagse perioden te berekenen. De moeilijkheid was, dat in de loop van het seizoen de lengte van het gras varieerde; het werd elke 4 of 5 weken geknipt. Hierdoor beïnvloedde de aerodynamische ruwheid het cijfermateriaal ongelijkmatig. Bovendien ontving het gras extra-straling als gevolg van de 16 cm brede gaping tussen het gras op en het gras rondom de lysimeter. Deze extra-straling was groter, naarmate het gras langer was. Om deze factoren uit te sluiten zijn de E_p-waarden herleid op een graslengte van 2 cm, waarbij zowel het turbulentie-effect als het stralingseffect geëlimineerd werden. Hoe deze herleiding is uitgevoerd, is elders meegedeeld (MAKKINK 1957b). Door deze herleiding werden de uitkomsten vergelijkbaar met die van PENMAN, die met zeer kort gras werkte.

De E_o werd berekend met de formule van PENMAN en met de gegevens van temperatuur, relatieve vochtigheid en windsnelheid van het proefveld; de relatieve zonneschijncijfers werden van het Laboratorium voor Natuur-

en Weerkunde te Wageningen betrokken. In de formule van PENMAN (1956b) werd het instralingsdeel vervangen door dat van REESINCK en DE VRIES (1942), dat voor Wageningen was afgeleid en waarin het zonneschijnpercentage aan lokale stralingswaarden werd gekoppeld.

Het uitzetten van de herleide E_p-waarden tegen de berekende E_o-waarden voor de maanden maart tot en met oktober van 1953, 1954 en 1955 leverde een rechte lijn op met vrij aanzienlijke spreiding (fig. 1). De hellingstangens was 0,73 en verschilt dus weinig van die van PENMAN. De spreiding werd kleiner wanneer in plaats van de straling, berekend met

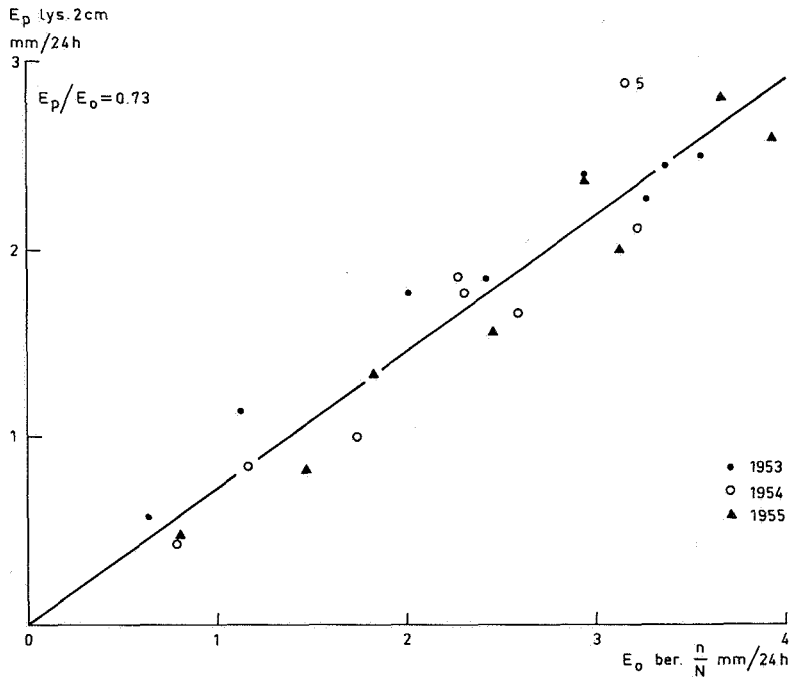

FIG. 1. E_p van 5—6 lysimeters met gras op een zandgrond waarin de waterstand constant op —50 cm werd gehouden, herleid op een grashoogte van 2 cm, uitgezet tegen de berekende E_o (hierbij is het zonneschijnpercentage gebruikt); maandgemiddelden van maart tot oktober 1953, 1954 en 1955; 5 = mei

FIG. 1. *E_p of 5-6 lysimeters with grass on sandy soil in which the watertable was held at —50 cm, reduced for a grass height of 2 cm, plotted against the calculated E_o (in this the sunshine percentage is used); monthly means from March till October incl. in 1953, 1954 and 1955; 5 = May*

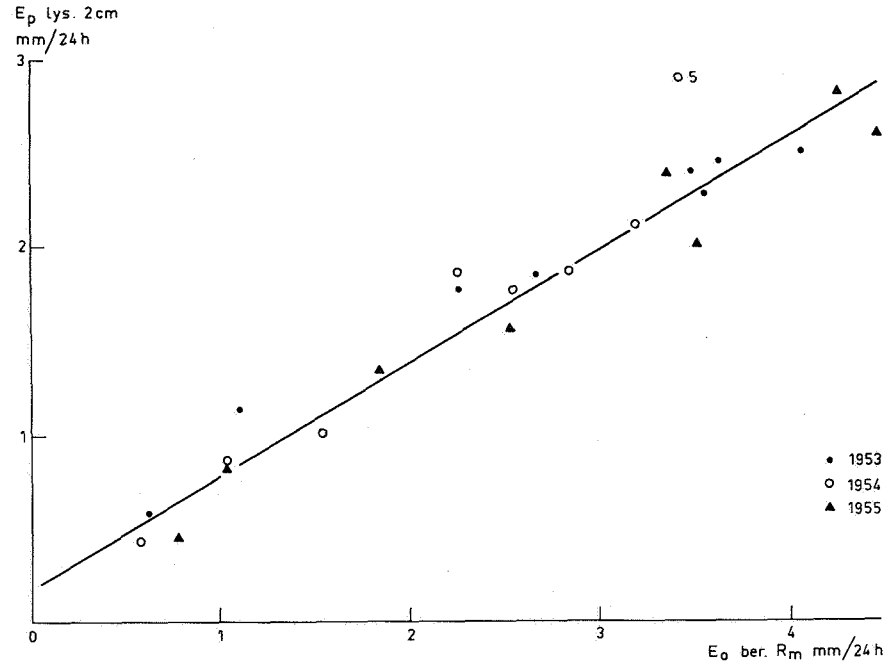

FIG. 2. Als figuur 1, maar nu is bij E_o de gemeten straling voor de berekening gebruikt
FIG. 2. *As fig. 1, but for* E_o *the measured radiation* (R_m) *is used in the calculation*

het zonneschijnpercentage, de met de thermozuil gemeten globale straling in de formule van PENMAN werd ingezet (fig. 2). Dat een verbetering moest optreden is duidelijk, omdat de correlatie tussen berekende en gemeten straling niet zo hoog is als men zou wensen (DE VRIES 1955). Bovendien bleek, dat de waarden van de zomermaanden bij de gemeten straling systematisch een weinig hoger zijn dan bij de berekende straling (fig. 3). Dit is ook door RIJTEMA gevonden (mondelinge mededeling 1956).

De vraag rees, of er ook een behoorlijke correlatie bestaat tussen E_p en de gemeten straling alleen. Omdat de straling hoofdzakelijk de verdamping bepaalt, was deze verwachting gemotiveerd. Het bleek nu (MAKKINK 1957b), dat er een rechtlijnige samenhang bestond tussen de waargenomen, herleide E_p en $R_m \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$ (R_m is de gemeten straling, uitgedrukt in mm verdampt water per etmaal; Δ * is de stijging van de verzadigingsdampdruk met de temperatuur, uitgedrukt in mm Hg per °C en γ de in dezelfde eenheid

* Δ, gebruikt in navolging van PENMAN, is identiek aan δ (hoofdstuk I t.m. IV).

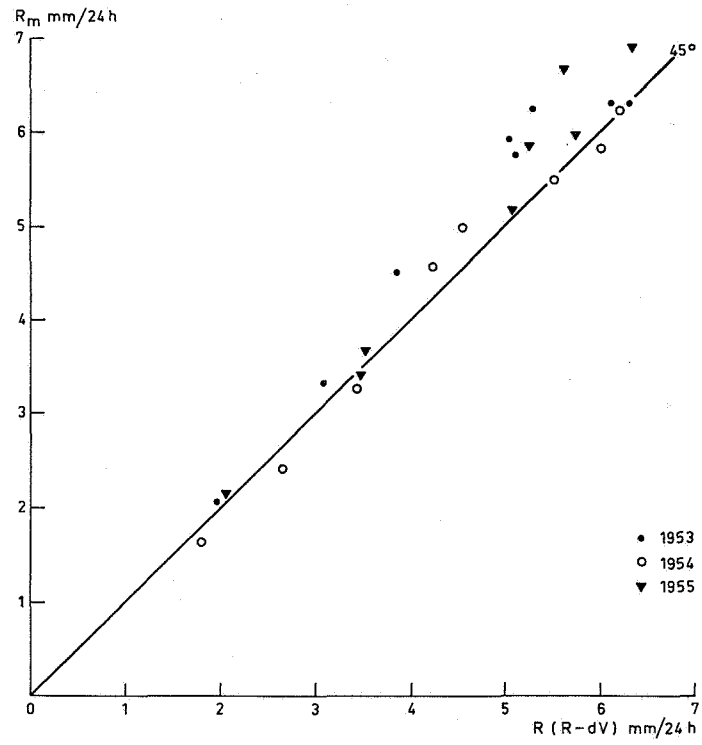

FIG. 3.
De gemeten straling vergeleken met de volgens REESINCK en DE VRIES berekende; maandgemiddelden in mm per etmaal voor de maanden maart tot oktober 1953, 1954 en 1955

FIG. 3.
The measured radiation (R_m) compared with calculated according to REESINCK *and* DE VRIES; *monthly means in mm per 24 h. for the months of March till October in 1953, 1954 and 1955*

uitgedrukte psychrometer-constante, ter grootte van 0,49). Verrassend was, dat de spreiding van die regressie kleiner was dan bij het gebruik van de volledige PENMAN-berekening (fig. 4).

Over het afwijkende gedrag van het punt van mei 1954 in de figuren 1, 2 en 4 zal nog worden gesproken.

We beschikken dus nu over een nieuwe formule voor E_p, namelijk:

$$E_p = 0{,}61\ R_m \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} - 0{,}12 \qquad (2)$$

waarin E_p in mm per etmaal wordt uitgedrukt. Het voordeel van deze formule is, dat we nu onafhankelijk zijn van de min of meer verdachte factor f van PENMAN, waarmee E_p uit E_o wordt afgeleid.

Het nadeel is echter, dat de formule empirisch is en dus een lokale geldigheid heeft. Bovendien is de formule afhankelijk van een meting, die in Nederland slechts te Wageningen en de Bilt wordt uitgevoerd. Voor een andere plaats in Nederland kan echter E_p (Wageningen) met een plaats-

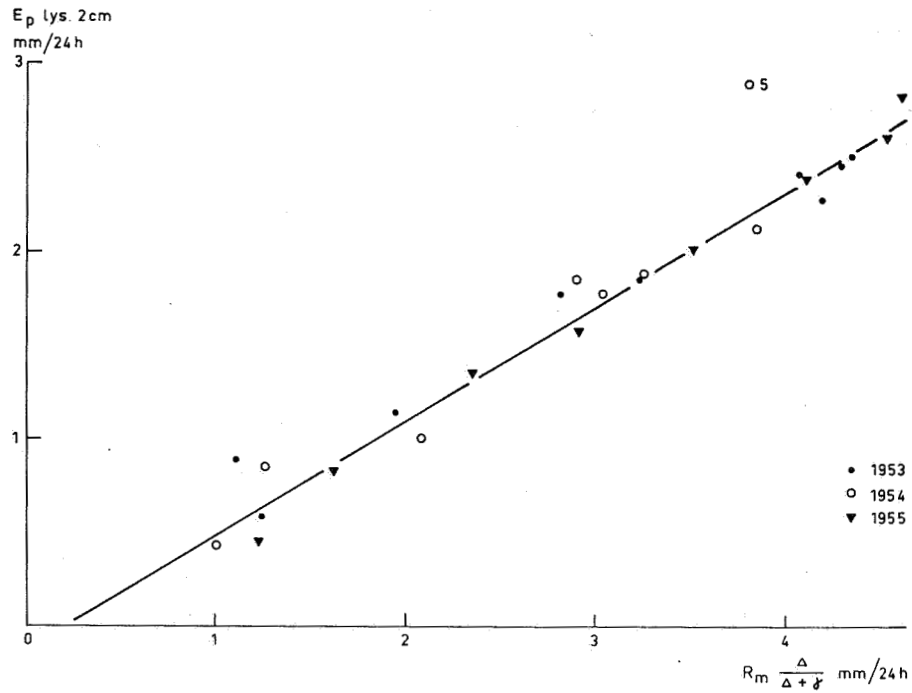

FIG. 4. E_p (als in figuur 1), uitgezet tegen $R_m \frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$

FIG. 4. E_p *(as in fig. I), plotted against* $R_m\ \Delta/\Delta+\gamma$

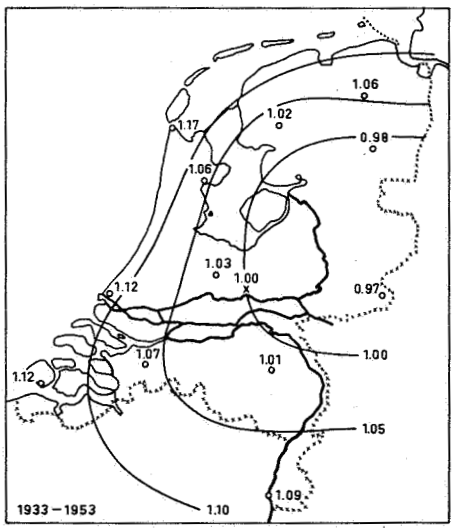

FIG. 5. Iso-evaporetenkaartje met relatieve gemiddelde jaarcijfers; Wageningen = 1,00 (naar gegevens van KRAMER 1957)

FIG. 5.
Map of iso-evaporetes with relative figures of yearly averages; E_o *at Wageningen = 1.00 (according to* KRAMER *1957)*

factor worden vermenigvuldigd. Deze kan men uit kaartjes van de gemiddelde E_o (per jaar of per maand) afleiden. Deze iso-evaporetenkaartjes kan men met behulp van de gegevens van KRAMER (1957) tekenen. Interpoleert men hierin een waarde voor Wageningen, dan is het mogelijk soortgelijke iso-lijnenkaartjes te maken met relatieve waarden t.o.v. Wageningen = 1,00 (fig. 5). Hieruit kan men voor elke plaats in Nederland de factor aflezen. Eventueel kan men nog een seizoenvereffening toepassen, wanneer men de gevonden maandwaarden tegen de tijd uitzet.

b. Empirische formule voor E_o

Het lag voor de hand ook eens na te gaan, of de berekening van E_o door een eenvoudige functie van de gemeten straling zou kunnen worden vervangen. Daartoe werd voor de maanden maart tot en met oktober van 5 jaren de berekende E_o tegen $R_m \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$ uitgezet. Ook hier kwam een rechte regressie te voorschijn, met een verrassend kleine spreiding (fig. 6). De formule ervoor is:

$$E_o = 1{,}01\, R_m \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} - 0{,}50 \quad \text{[mm per etmaal]} \tag{3}$$

De betrekkelijk geringe spreiding volgt uit de volgende analyse. Men kan namelijk de formule van PENMAN als volgt splitsen:

$$E_o = \frac{\Delta H + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} = \frac{\Delta R_{in}}{\Delta + \gamma} - \frac{\Delta R_{ui}}{\Delta + \gamma} + \frac{\gamma E_a}{\Delta + \gamma} \tag{4}$$

Hierin is R_{in} gebruikt om de instraling aan te duiden en R_{ui} voor de uitstraling, terwijl E_a een van E_o afgeleide grootheid voorstelt. De grootheid $R_m \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$ is identiek met de eerste term van (4). Zet men hem uit tegen de tweede term van (4), dan krijgt men een zwerm punten waardoor een lijn kan worden getrokken, die de y-as vrij hoog snijdt (fig. 7). Dit duidt erop, dat de donkere straling in zomer en winter belangrijk is. Zet men de bewuste factor uit tegen de laatste term van (4), dan krijgt men een rechte lijn, die door de oorsprong gelegd kan worden (fig. 8). Het feit dat de lijnen alle een constante hellingstangens hebben, heeft de mooie

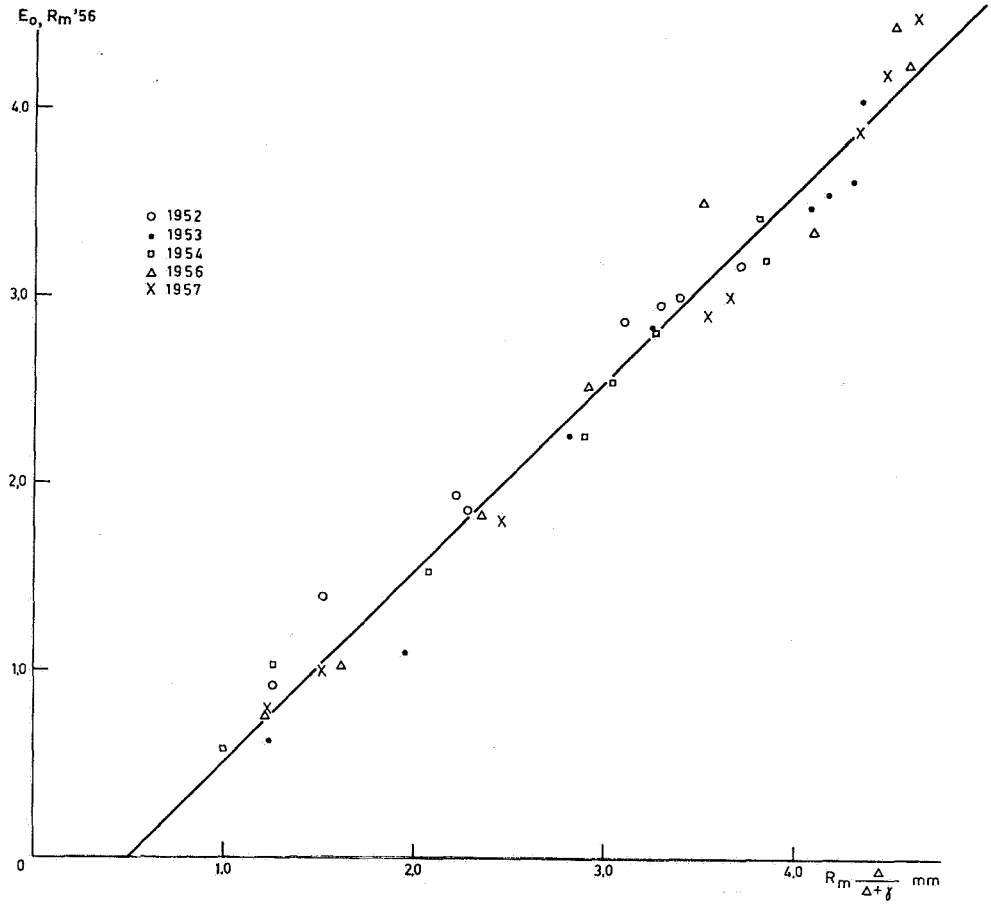

FIG. 6. E_0 berekend met de gemeten straling, uitgezet tegen $R_m \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$; maanden maart tot oktober van 1952—1957

FIG. 6 *E_0 calculated with the measured radiation (R_m), plotted against $R_m \Delta/(\Delta + \gamma)$; March till October incl. in 1952-1957*

correlatie tussen E_o en $R_m \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$ tot gevolg. Zet men de door KRAMER (1957) over 20 jaren voor de Bilt berekende maandwaarden van E_o uit tegen de waarden van $R_m \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$ (R_m voor 20 jaren te Wageningen, t over 30

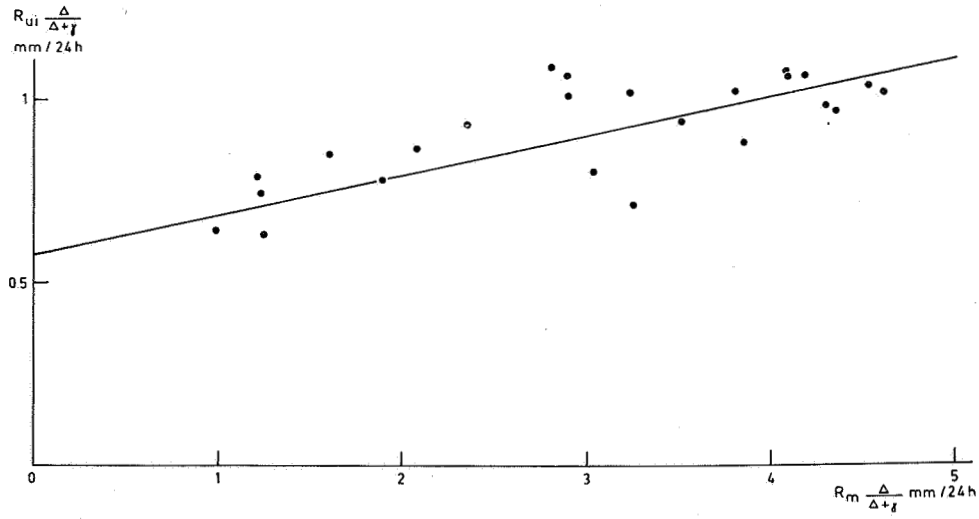

FIG. 7. De berekende uitstraling maal $\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$ uitgezet tegen de gemeten instraling maal $\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$; dezelfde maanden als in figuur 1

FIG. 7. *The calculated backradiation times* $\Delta/(\Delta+\gamma)$ *plotted against the measured incoming radiation times* $\Delta/(\Delta+\gamma)$*; same months as in fig. 1*

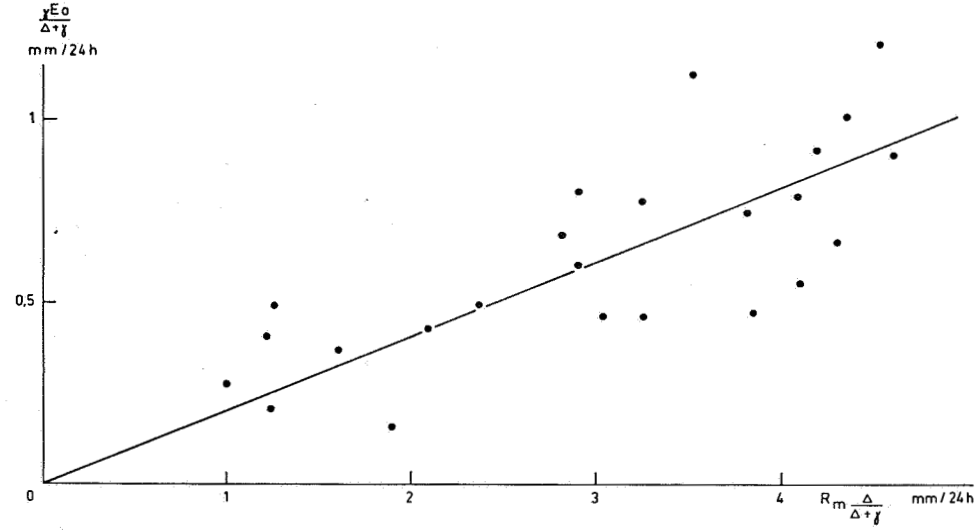

FIG. 8. $\frac{\gamma E_a}{\Delta+\gamma}$, uitgezet tegen de gemeten straling maal $\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$; dezelfde maanden als in figuur 1

FIG. 8. $\gamma E_a/(\Delta+\gamma)$, *plotted against the measured radiation times* $\Delta/(\Delta+\gamma)$; *same months as in fig. 1*

jaren te de Bilt, waar de gemiddelde temperatuur nagenoeg dezelfde is als te Wageningen), dan krijgt men figuur 9.

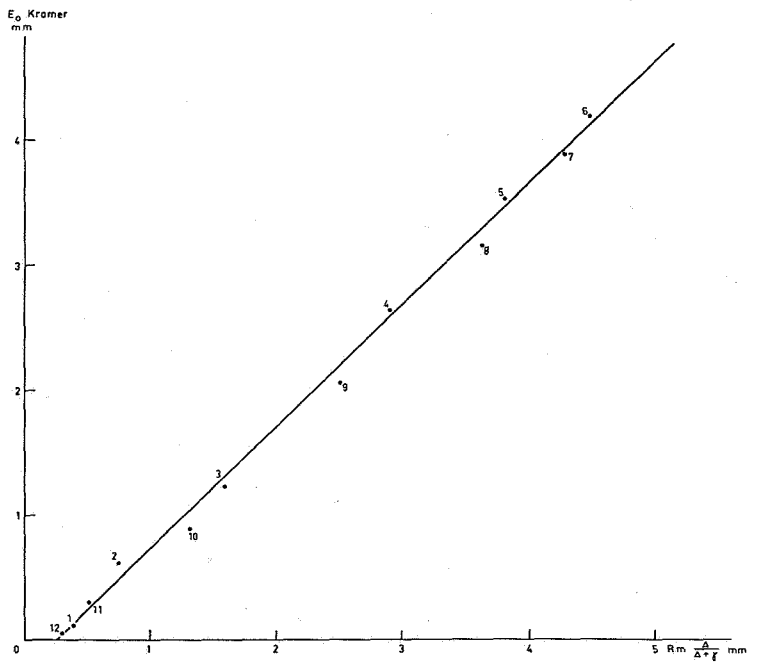

FIG. 9. E_o (maandgemiddelde van 1933—1953 volgens KRAMER 1957) vergeleken met de gemiddelde $R_m \frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$; de cijfertjes geven de volgnummers der maanden aan (R_m : 1938 t/m 1957 Wageningen, t : 1921 t/m 1950 de Bilt)

FIG. 9. E_o *(monthly average of 1933—1953 according to* KRAMER *1957) compared with the mean* $R_m\, \Delta/(\Delta+\gamma)$*; figures indicate the consecutive months* (R_m *from Wageningen 1938–1957,* t *from de Bilt 1921—1950)*

De formule:

$$E_o = 0{,}98\, R_m \frac{\Delta}{\Delta+\gamma} - 0{,}27 \qquad (5)$$

voldoet aan de punten. Bij nauwkeurige beschouwing blijken de punten op een sterk platgedrukte ellips te liggen, hetgeen betekent dat de uitkomsten van beide berekeningen niet geheel in fase zijn. Welke berekeningswijze de beste benadering van E_o is, kan niet gemakkelijk worden uitgemaakt.

Een toetsing is mogelijk aan de resultaten van de drijvende verdampingsbakken in de haven van Urk. Zoals verwacht mocht worden, verschillen de lijnen, berekend door KRAMER (1957) en die volgens de hier beschreven werkwijze, weinig. Ze lopen beide iets voor op de uitkomsten van de bak (fig. 10). Dit moet ook, omdat bij de berekende E_o de warmte-inhoud van

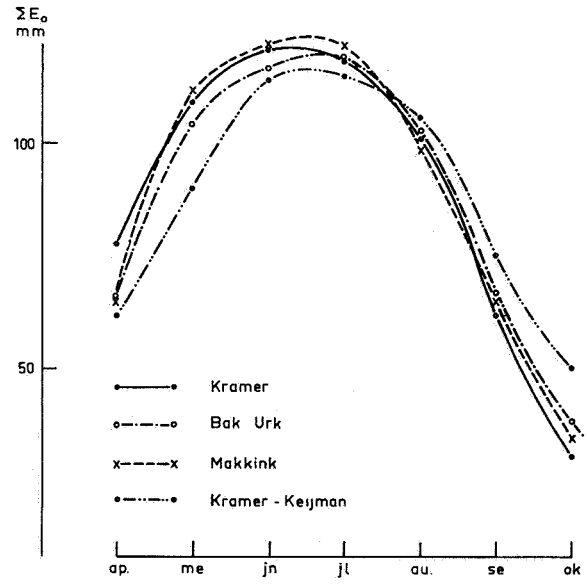

FIG. 10.
E_o per maand in mm berekend volgens KRAMER 1957, E_o herleid voor een waterdiepte van 4,5 m (KEYMAN), E_o berekend volgens formule (2) x plaatsfactor en E_o waargenomen aan de drijvende bak in de haven van Urk

FIG. 10.
E_o per month in mm calculated according to KRAMER *1957, E_o reduced to a water depth of 4.5 m* (KEYMAN), *E_o calculated according to formula (2) times the factor for locality and E_o observed at the floating pan in the harbour of Urk*

de watermassa buiten beschouwing werd gelaten. Corrigeert men hiervoor, uitgaande van een waterlaag van 4,5 m diepte, dan blijken de uitkomsten belangrijk bij de gemeten waarden van de bak achter te blijven. * Neemt men deze correctie als juist aan, dan moet de ongecorrigeerde E_o ervan verdacht worden voor te lopen bij de juiste, onbekende E_o. Het is echter niet zeker of de correctie volledig is.

c. De factor f

Zet men in eenzelfde figuur de beide regressielijnen van (2) en (5) uit tegen $R_m \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$ op de gemeenschappelijke x-as, dan kan men deze factor elimineren (fig. 11). Men krijgt dan in het 2e kwadrant een regressielijn

* De schrijver is Dr. J. Q. KEYMAN van het K.N.M.I. dankbaar voor het uitvoeren van deze correctie.

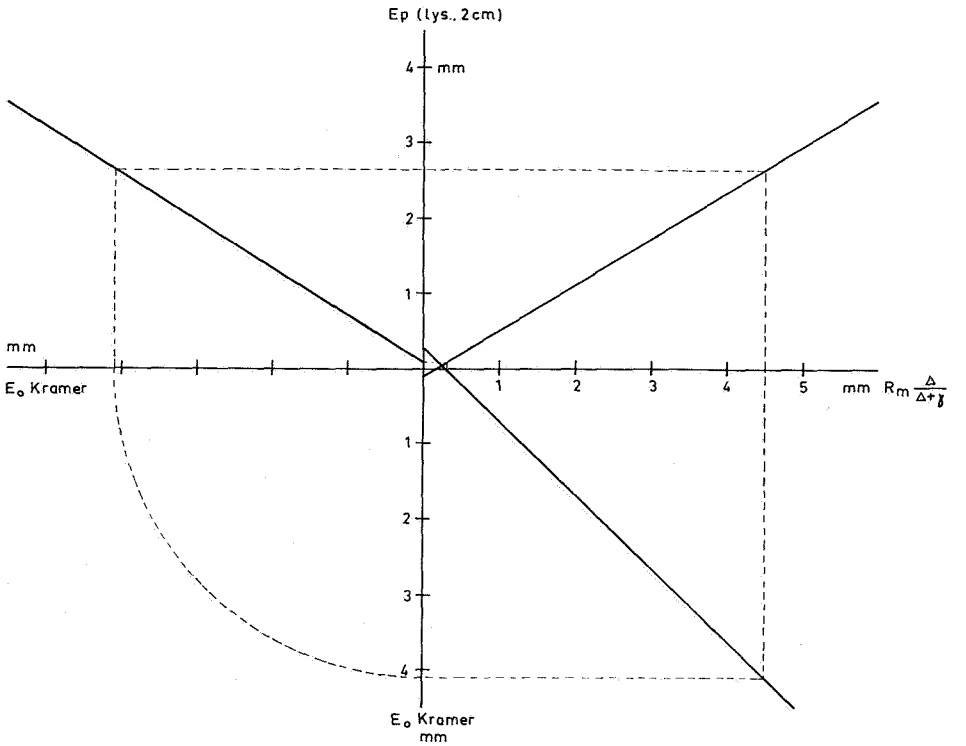

FIG. 11. Lijnen van figuur 4 en 9 gecombineerd om $R_m \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$ te elimineren; in het tweede kwadrant het verkregen verband tussen E_p en E_o

FIG. 11. *Lines of figures 4 and 9 combined to eleminate* $R_m\ \Delta/(\Delta + \gamma)$*; in the second quadrant appears the relationship between* E_p *and* E_o

die het verband tussen E_p en E_o voorstelt. Deze moet recht zijn. Het is betwistbaar of deze lijn door de oorsprong gaat of niet (MAKKINK 1957). Dit hangt vooral af van de constante in de uitstralingsterm (fig. 6). Wanneer men de waarden van de wintermaanden niet te zwaar telt (hun onnauwkeurigheid is groot), dan kan men E_p/E_o gerust constant beschouwen. Deze verhouding moet dan op 0,65 worden gesteld; de gemiddelde jaarsom van E_p over 20 jaren volgens (2) is nl. 448 mm; die van E_o over 20 jaren volgens KRAMER (1957) 693 mm. Wij vinden dus:

$$E_p = 0{,}65\ E_o \qquad (6)$$

Men kan dus nu de verdamping van de standaardvegetatie (een korte gesloten grasvegetatie, die optimaal van water is voorzien) òf uit de E_o afleiden met formule (6), òf rechtstreeks berekenen met formule (2).

4. De reële evapotranspiratie van kort gras vergeleken met de potentiële

a. Penman's *werkwijze*

De werkelijke verdamping uit een korte gesloten vegetatie, waarvan de watervoorziening niet optimaal is, is in de regel lager dan bij optimale watervoorziening. Penman heeft al dadelijk de noodzakelijkheid ondervonden, ook voor zulke vegetaties de verdamping te schatten. Hij maakte daarbij gebruik van het in figuur 12 weergegeven schema (Penman 1949). Hierin is de werkelijke verdamping als sommatie uitgezet tegen de potentiële, eveneens als som. Als uitgangspunt wordt een ogenblik genomen waarop de grond op veldcapaciteit is. In overeenstemming met de opvatting van Veihmeyer en Hendrickson wordt aangenomen, dat al het water in de bewortelde laag van de grond even gemakkelijk door het gewas kan worden onttrokken, totdat het punt bereikt is waarop de planten onherstelbaar beginnen te verwelken.

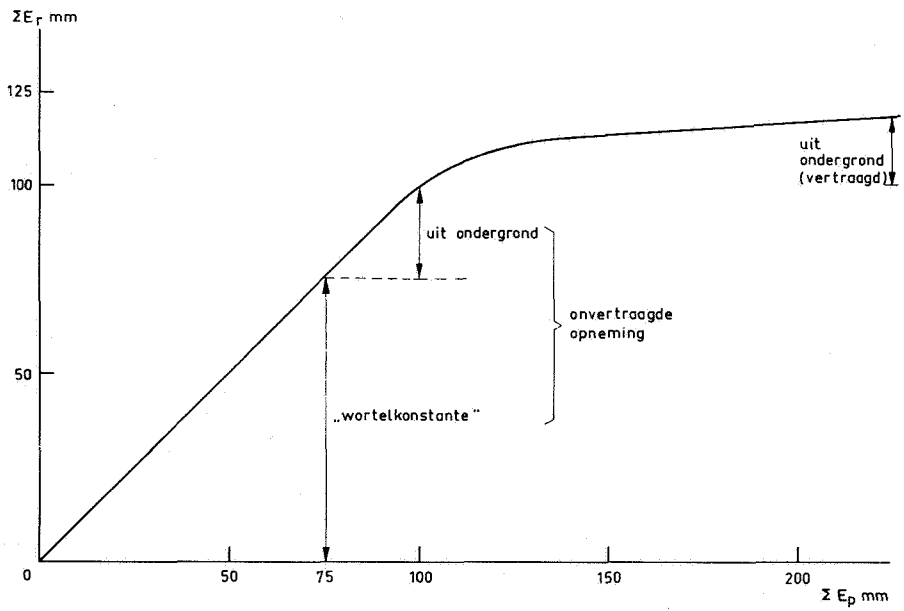

Fig. 12. Samenhang tussen de gesommeerde werkelijke verdamping en de gesommeerde potentiële verdamping; verklaring zie tekst (vrij naar Penman 1949)

Fig. 12. *Relationship between the summarized actual evapotranspiration and the summarized potential evapotranspiration; explanation in text (freely after* Penman *1949)*

PENMAN neemt aan, dat ruwweg 75 mm onttrekbaar water in de bewortelde laag voorhanden is (de „wortelconstante"). Weliswaar bevat een zandgrond per dm veel minder onttrekbaar water dan een kleigrond, maar dit bedrag wordt — naar PENMAN aanneemt — gecompenseerd door een diepere beworteling in de vochtarme grond. Zijn de 75 mm verbruikt, dan kan onder invloed van de sterk gestegen capillaire potentiaal in de wortelzone, nog 25 mm opstijgen uit de niet bewortelde ondergrond, analoog met wat men bij een kale grond vindt. Is ook deze 25 mm verdampt, dan daalt de verdamping sterk beneden de potentiële en wel tot een tiende à een twaalfde daarvan. Valt er opnieuw regen, dan begint men evenveel mm lager op de kromme als de regenhoeveelheid bedroeg, of in de oorsprong wanneer al het onttrokken water werd aangevuld.

Naar gelang van de situatie neemt PENMAN afwijkende wortelconstanten aan (1949, 1950). Bij een voldoend hoge grondwaterstand neemt PENMAN een verbruik volgens E_p aan (1950).

b. Eigen onderzoek

Uit een onderzoek aan lysimeters met kleigrond werd gevonden (MAKKINK en VAN HEEMST 1956), dat bij een bepaalde verdampingsintensiteit (E_p) de werkelijke verdamping geringer is, naarmate de grond droger d.w.z. de vochtspanning lager is (fig. 13). Bij een minder intensieve verdamping is deze daling minder steil en bij een zeer zwakke verdampingsintensiteit is de werkelijke verdamping even groot als de potentiële, ongeacht of de

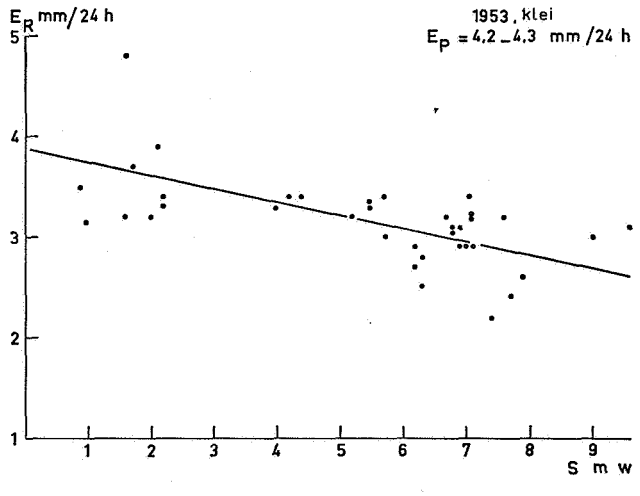

FIG. 13.
Werkelijke verdamping van lysimeters met klei, uitgezet tegen de vochtspanning op — 5 cm in m waterkolom voor perioden van 3—4 dagen, waarin de gemiddelde E_p 4,2 tot 4,3 mm/etmaal bedroeg

FIG. 13.
Actual evapotranspiration of lysimeters with clay soil, plotted against the moisture tension at — 5 cm in m water column for periods of 3—4 days, in which the average E_p was 4.2—4.3 mm/24 h

grond nat of droog is. Dit alles klinkt aannemelijk, omdat voor gras mag worden aangenomen dat de beworteling niet diep gaat en in klei in de diepere lagen vermoedelijk spoedig ijl wordt. De toedracht is in figuur 14 uitgebeeld. In veengrond bleek de invloed van de droogte van de grond geringer (fig. 15). Mogelijk was er in deze grond een snellere capillaire opstijging, of was de beworteling dichter en dieper.

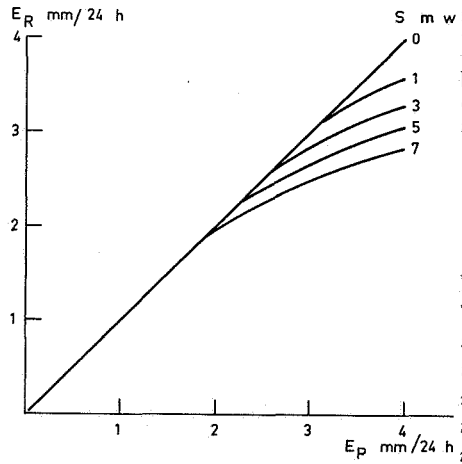

FIG. 14.
Het verband tussen de werkelijke verdamping (E_r) en de potentiële verdamping (E_p) in 1953 bij verschillende vochtspanningen op — 5 cm; de cijfers bij de lijnen geven de vochtspanning aan in m waterkolom

FIG. 14.
The relationship between the actual evapotranspiration (E_r) and the potential evapotranspiration (E_p) in 1953 with various moisture tensions at — 5 cm; the figures near the curves indicate the moisture tension in m water column

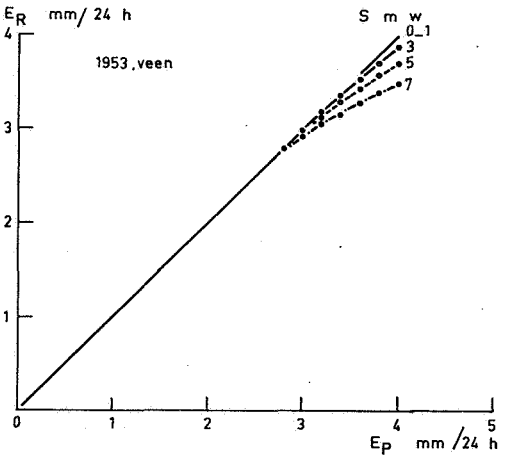

FIG. 15.
Hetzelfde verband als in figuur 13, maar nu bij veen en in 1953

FIG. 15.
The same relationship as in fig. 13, but with peat soil and in 1953

In drie verschillende jaren werden bij een bepaalde vochtspanning op — 5 cm niet geheel dezelfde krommen gevonden (fig. 16). Of deze significant van elkaar verschillen, zou ik niet durven zeggen. (Bij dit onderzoek is de verdamping van het gras niet op een lengte van 2 cm herleid. Maar het is niet waarschijnlijk, dat bij een bewerking waarbij de evapotranspi-

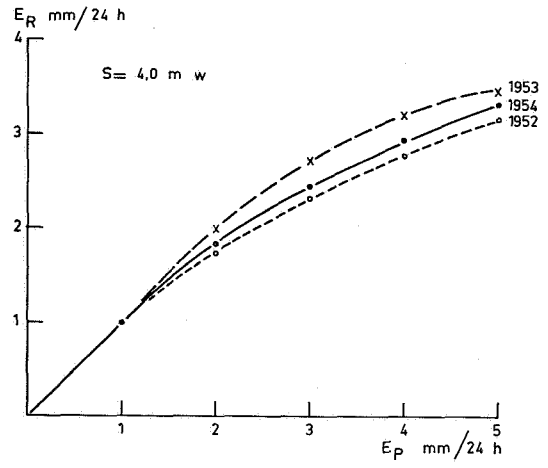

FIG. 16.
Lijnen als in figuur 13 en 14 bij een vochtspanning van 4 m waterkolom op — 5 cm bij kleigrond in de jaren 1952, 1953 en 1954

FIG. 16.
Curves as in fig. 13 and 14 with a moisture tension of 4 m water column at — 5 cm on clay soil in 1952, 1953 and 1954

ratie wel herleid zou zijn, de invloed van de verdampingsintensiteit en van de vochtspanning van de grond kleiner zouden uitvallen, omdat niet alleen het waterverbruik maar ook de vochtspanning, die haar mede bepaalt, overeenkomstig herleid zou moeten worden.) Omdat er vele soorten grond bestaan, waarin ook de beworteling kan verschillen, is het niet mogelijk in elk willekeurig geval voor gras de reële evapotranspiratie uit de potentiële te berekenen; nog minder is dit voor een willekeurig gewas mogelijk. Wel stelt het gewonnen inzicht ons in staat in bepaalde gevallen voor de verhouding E_r/E_p een zekere factor schattenderwijs te kiezen, overeenkomstig de gegevens die men over graslengte, grond en beworteling heeft.

5. DE REËLE EVAPOTRANSPIRATIE VAN WILLEKEURIGE VEGETATIES

a. PENMAN'*s onderzoek*

PENMAN (1948, 1949, 1955) heeft zijn berekeningen aan allerlei gevallen getoetst: aan verdampingsbakken, lysimeters, velden waarin het optreden van drainwater kon worden waargenomen, afvoergebieden van beken en rivieren. Bovendien deed hij dit zowel in Engeland als in andere landen. Voorzover het vegetaties van gras betreft waren de uitkomsten bevredigend, evenals die van beregening van aardappels en suikerbieten (PENMAN 1952, 1953). Voor boomgaarden bracht hij de hoogte, de kroondiameter en de afstand tussen de bomen in rekening in de E_a, met bevredigend resultaat (PENMAN 1953).

Een stroomgebied in de Verenigde Staten met een hoge en zware bebossing gaf echter een 20—40 % hogere waarde dan de berekende, zodat

PENMAN onderstelt dat er ongemerkt water verdwenen is, tengevolge van een geologische constellatie. In een tweede stroomgebied in de Verenigde Staten komen de waarden weliswaar goed met de berekende overeen, maar de opgetreden droogteperioden en de plaatselijk schaarse vegetatie deden een veel geringere verdamping verwachten dan volgens E_p, zoals PENMAN aannam. In beide gevallen acht WILM het dan ook aannemelijker, dat PENMAN de E_p-verdamping aanzienlijk heeft onderschat (PENMAN 1956a).

Ook in Australië onderstelt DE VRIES (1957), dat advectieve warmte de verdamping aanzienlijk boven de berekende kan doen uitkomen. RIDER (1957) vindt op grote percelen zoveel meer verdamping bij hoge gewassen dan bij lage, dat hij advectie mogelijk oordeelt. Ook DE WIT (1958) oppert deze onderstelling op grond van een uitvoerige theoretische studie.

b. Enige Nederlandse gegevens

K o r t g r a s. In de grafieken van de figuren 1, 2 en 4 viel mei 1954 te hoog uit. Een deel van deze maand en een deel van april eraan voorafgaand waren zeer droog, zo droog zelfs dat de grond van de omgeving van de lysimeters scheuren vertoonde. De lucht was droog en warm, terwijl de verdampingsmogelijkheden van de lysimeters onbeperkt waren. Er werd dus warmte uit de omgeving aangevoerd, waardoor de lysimeters meer water konden verliezen dan de formule deed verwachten.

L a n g g r a s. Uit een onderzoek op grasland door WIND (1954), waarbij het waterverbruik met behulp van elektrische weerstandselementen werd gemeten, bleek dat bij alle vijf sneden het waterverbruik (E_r) de met (2) berekende verdamping meestal te boven ging (fig. 17).

D e H a a r l e m m e r m e e r p o l d e r. De gemiddelde verdamping uit de Haarlemmermeerpolder (berekend uit de waterbalans, waarbij de kwel in aanmerking is genomen) moet op 477 mm per jaar worden gesteld (ELINK STERK 1898) en na correctie van de regenval op 535 mm (STOLP en MOHRMANN 1953). De gemiddelde E_p is 470 mm (0,65 E_o, E_o volgens KRAMER) of 480 mm (E_p volgens (2) $\times$ plaatsfactor 1,07). Deze bedragen worden dus door de werkelijke verdamping overschreden. Voor een bouwpolder, waarvan de grond in een deel van het jaar geen gewas draagt òf een afgerijpt gewas òf een gewas dat niet maximaal transpireert, betekent dit dus dat de wel verdampende oppervlakken een hogere verdamping hadden dan het poldergemiddelde van 535 mm, dus belangrijk hoger dan de berekende E_p van 470 tot 480 mm.

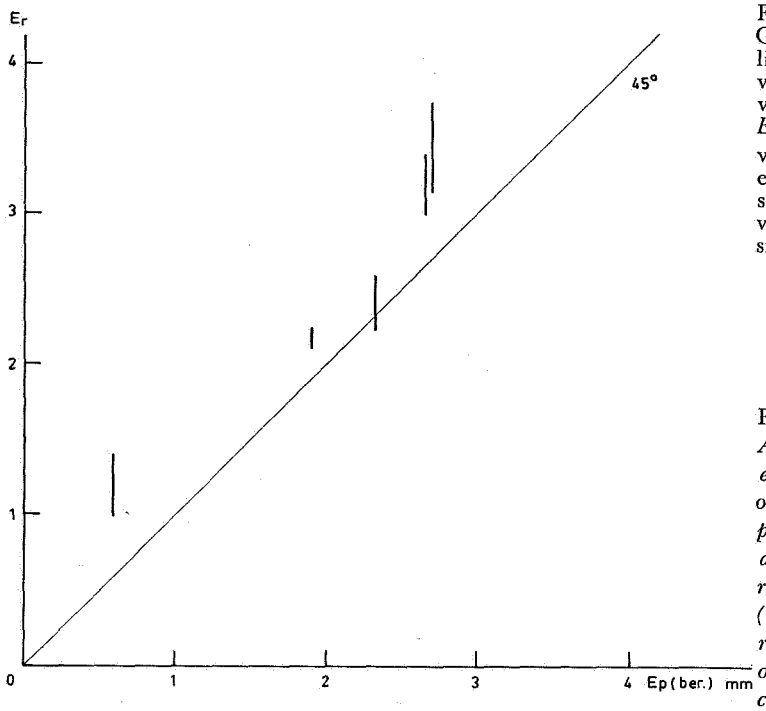

FIG. 17.
Gemiddelde werkelijke verdamping van grasland in vergelijking tot de E_p, naar gegevens van G. P. WIND; elk streepje stelt 5 stikstofniveaus voor en heeft op één snede betrekking

FIG. 17.
Average actual evapotranspiration of grassland compared with E_p, *according to figures of* G. P. WIND *(1954); each dash represents 5 levels of nitrogen and concerns one cut*

De Wieringermeer. Van de Wieringermeer, eveneens een bouwpolder, kan hetzelfde worden gezegd als van de Haarlemmermeerpolder. Aan Ir A. G. BRUGGEMAN heb ik 10 jaarcijfers te danken van de verdamping uit de polder, berekend uit waterbalansen waarbij de kwel geëlimineerd is. De gemiddelde verdamping bedraagt, nadat een regenmetercorrectie is toegepast, 538 mm en ligt dus boven die van de met (2) en een plaatsfactor berekende E_p van 480 mm en boven de met (5) berekende 470 mm.

De Rottegatspolder. In deze polder zijn op een proefveld 4 vakken ondergronds met een damwand omgeven, zodat ze als lysimeters werken. Hiervan is de waterbalans voor perioden van ongeveer een maand bekend (Verslagen 1951—1957). Op deze proefvakken worden van jaar tot jaar verschillende gewassen geteeld, die met die op het omringende perceel een ononderbroken geheel vormen. Het blijkt (fig. 18), dat de reële verdamping vaak hoger is dan de potentiële, in het bijzonder voor perioden waarin een gesloten groen gewas te velde staat. Perioden met een opkomend of rijpend gewas hebben overwegend een lagere verdamping. Kale grond gedraagt

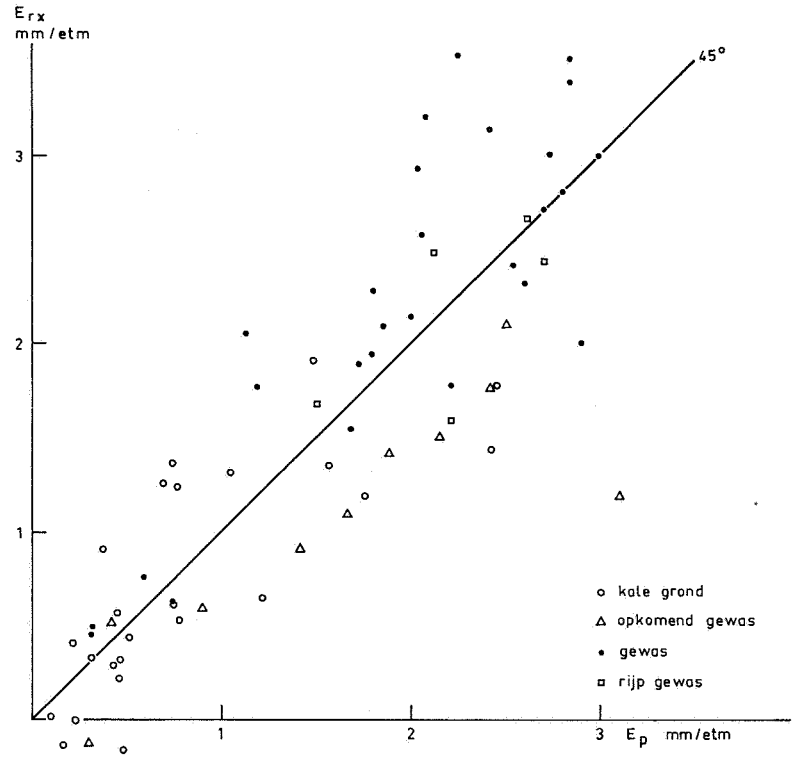

FIG. 18. Werkelijke verdamping over perioden van ongeveer een maand op het drainage-lysimeterproefveld in de Rottegatspolder, uitgezet tegen de E_p (1950—1955)

FIG. 18. *Actual evapotranspiration in periods of about a month at the drainage-lysimeter field in the Rottegatspolder, plotted against* E_p *(1950—1955)*

zich verschillend; in de winter kunnen de waarden hoog zijn, vermoedelijk doordat dan de verdamping volgens E_o ($= 1{,}55\, E_p$) plaats heeft.

Lysimeters te Castricum. De 4 lysimeters hebben elk een oppervlak van 25 $\times$25 m^2. Eén lysimeter is geheel kaal (duinzand); één heeft een normale duinbegroeiing van mossen, grassen (o.a. helm) en duindoorns; één heeft een loofhoutvegetatie (zomereik, els en berk) en één een begroeiing van Oostenrijkse dennen. Beide laatste lysimeters hebben een gordel van 30 m breedte, waarop dezelfde beplanting staat. In 1950 was het dennebestand gesloten te achten, het loofbos vermoedelijk ook. Berekent men voor het hydrologische jaar (maart — februari) de verhouding tussen de werkelijke en de berekende potentiële verdamping, dan heeft deze ver-

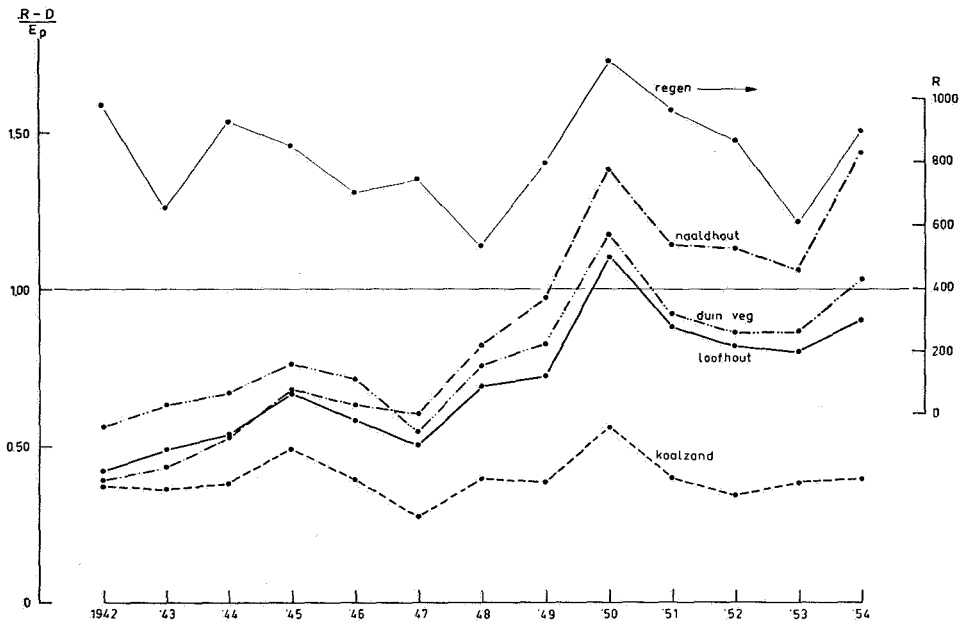

FIG. 19. Jaarlijkse verdamping gedeeld door de berekende E_p voor de vier lysimeters te Castricum; van 1942 tot en met 1954; ook de jaarlijkse regenval is vermeld

FIG. 19. *Yearly evapotranspiration divided by the calculated E_p for the 4 lysimeters at Castricum in 1942—1954; also the yearly rainfall is mentioned*

houding in de loop der jaren een verloop dat in figuur 19 is weergegeven. Dit verloop verandert slechts onbelangrijk wanneer E_p in plaats van volgens formule (2) $\times$ plaatsfactor, volgens $E_o \times 0{,}65$ wordt berekend. Ook hier is het duidelijk, dat bij het gesloten bos en in het bijzonder het naaldbos, maar ook bij de natuurlijke duinvegetatie in een regenrijk jaar, de werkelijke verdamping belangrijk boven de potentiële kan uitkomen. De fluctuaties zijn groot en hangen ongetwijfeld met de neerslaghoeveelheid in de zomer samen. De gebruikte gegevens zijn ontleend aan WIND (1955).

Noordwest-Veluwe. In 1957 heb ik in een voordracht voor de Hydrologische Commissie T.N.O. het resultaat meegedeeld van een berekening van de verdamping van het deel van de Veluwe, dat afwatert naar het IJsselmeer. Voor de jaren 1948 tot en met 1950 had de Dienst van de Zuiderzeewerken volgens verschillende hydrologische werkwijzen voor de „nuttige neerslag" een gemiddeld bedrag van 320 mm gevonden,

hetgeeen bij een gemiddelde neerslag van 770 mm een verdamping oplevert van 450 mm. Naar de topografische kaart werd het procentuele aandeel van de verschillende begroeiingen geschat, hetwelk hierna is weergegeven. Hiervoor zijn de hierbij opgegeven factoren toegepast, waarmee E_v moest worden vermenigvuldigd.

	Vegetatie-aandeel	Factor	
Naaldhout	0,44		1,0
Loofhout	0,12	(mei-oktober)	1,0
		(november-april)	0,4
Hei en zandverstuiving	0,27	(hei)	0,9
		(zand)	0,4
Bouwland	0,09		0,8
Grasland	0,07		0,8
	0,99		

Dit voerde tot een gemiddelde verdamping van 450 mm, evenals een berekening op de grondslag van lysimetergegevens (zie voor details WIND en MAKKINK, in druk).

Achteraf vraagt men zich af hoe het komt, dat in dit geval factoren van 1,0 of kleiner tot het juiste resultaat voerden, terwijl uit het voorgaande is gebleken dat hogere factoren waarschijnlijker zijn. Het blijkt nu (KRAMER 1957), dat de verdamping E_o op de N.W.-Veluwe, in 1948, 1949 en 1950 gemiddeld 675 mm is geweest, terwijl het bedrag van de Bilt (708 mm) werd gebruikt. Verder blijkt uit het voorgaande dat voor factor f 0,65 waarschijnlijker is dan 0,75. Hierdoor komt E_p op 438. Houdt men de werkelijke verdamping op 450 mm, zoals uit het hydrologische onderzoek en uit de lysimetergegevens bleek, dan zou de gemiddelde vegetatiefactor op 1,03 komen of nog hoger, omdat de grond niet volledig bedekt was en de verdamping niet steeds volgens E_p verliep.

Alle hier vermelde gegevens tonen aan dat de verdamping uit een gewas belangrijk boven de potentiële kan uitgaan, soms zelfs boven E_o. Dit geldt zelfs voor een vegetatie die men geneigd is kort te noemen (gras). Dit is alleen mogelijk door aanvoer van warmte. Over dit punt is nader onderzoek gewenst.

6. DE VEGETATIEFACTOREN

a. Korte en lange perioden

Wanneer een gewas x zijn groeicyclus doormaakt en daarna door een ander wordt vervangen en wanneer gedurende die tijd natte en droge pe-

rioden elkaar afwisselen, zal de vegetatiefactor (E_{rx}/E_p) veranderen. Hoe deze verandert, kan alleen in kortdurende meetperioden worden vastgesteld. Voorlopig kan dit alleen met de methode van het verticale damptransport. Eén ding is hierbij duidelijk, namelijk dat de veranderingen als gevolg van de groei van het gewas zeer geleidelijk verlopen, uitgezonderd de momenten dat de mens door ploegen of oogsten ingrijpt. De veranderingen als gevolg van het weer hebben een wisselvallig karakter, omdat elke regenbui een bepaalde uitdrogingstoestand van de grond plotseling wijzigt. En ook tijdens een periode van uitdroging hoeft de reductiefactor niet voortdurend lager te worden, maar kan weer hoger worden zodra de intensiteit van de verdamping geringer wordt. Naarmate de beworteling dieper en dichter is en de grond een groter vochthoudend vermogen heeft, zijn de veranderingen van de vegetatiefactor geringer.

Het bepalen van de verdamping in korte perioden stuit op moeilijkheden, evenzo dus de bepaling van de vegetatiefactoren. Over langere perioden echter kunnen uit verschillende onderzoekingen vegetatiefactoren worden afgeleid. Deze zijn echter door middeling vervlakt. Dit bemoeilijkt bij schattingen het kiezen van de vereiste vegetatiefactor. Daarom zal het nodig zijn, dat wij over een groot sortiment van factoren beschikken, niet alleen met betrekking tot gewas en grond, maar ook met betrekking tot de lengte van de periode en de weersomstandigheden. *

b. De verdampingsnorm

Men kan van twee verschillende normen uitgaan, van E_o en van E_p. Het uitgaan van E_o heeft het voordeel, dat dit een theoretisch welomschreven grootheid is. Het nadeel is, dat deze in geen enkele biologische relatie staat tot de verdamping van een vegetatie en dus weinig houvast biedt voor de schatting van een reductiefactor bij E_o. Het uitgaan van E_o heeft zin, wanneer men dit doet met betrekking tot de zes op pagina 91 genoemde factoren (behalve factor 3). Verder is er het nadeel, dat men bij de berekening uit E_o factor f nodig heeft, waarvan PENMAN's waarden dubieus zijn.

Bij het gebruik van formule (2) is het nadeel weliswaar, dat men slechts beschikt over de straling te Wageningen of te de Bilt en voor een andere plaats een plaatsfactor moet gebruiken; het voordeel is echter, dat men een grootheid heeft waarmee de vegetatiefactoren in fysisch en biologisch verband staan (hoogte, dichtheid, watervoorziening). Verder is bij E_p geen

* Intussen is een poging ondernomen de vegetatiefactoren te hanteren, door hun grootte afhankelijk te stellen van de voorraad bodemvocht, de wortelgroei en de gewashoogte (MAKKINK G. F., *Publ. 49 Ass. Internat. d'Hydrol. Sc.* 1959: 13—25).

factor f nodig. Heeft men E_p met (2) berekend, dan kan men door vergelijking van kleur, bedekkingsgraad en hoogte met die van een kort grasdek een vermenigvuldigingsfactor schatten. Een tweede factor schat men voor de vochtvoorziening, waarbij figuren als 14 en 15 leren hoe men E_p, de vochttoestand van de grond en de grondsoort (resp. de beworteling) in de schatting van de factor tot hun recht kan laten komen.

Voor een kale grond echter is E_o als uitgangspunt beter, omdat deze in natte perioden volgens E_o verdampt, in droge praktisch helemaal niet.

Het volgende overzicht geeft de verhoudingen globaal weer:

E_o vrij water	E_o/E_p = gem.1,55
E_p korte gesloten grasvegetatie met optimale watervoorziening	$E_p/E_p = 1$
E_r korte gesloten grasvegetatie bij beperkte watervoorziening	E_r/E_p = of < 1
E_{px} vegetatie x bij optimale watervoorziening	E_{px}/E_p meestal > 1
E_{rx} vegetatie x bij beperkte watervoorziening	E_{rx}/E_r meestal > 1
	E_{rx}/E_{px} = of < 1
E_g onbedekte grond, naar gelang van natte of droge toestand	E_g/E_p = 1,55 tot 0

7. Conclusie

Uit het vorenstaande blijkt dat er nog onderzoek gewenst is, in het bijzonder met betrekking tot de vegetatiefactoren. Het gebruik van methodieken, waarbij het waterdampverlies uit een willekeurige vegetatie — liefst rechtstreeks — gemeten wordt, is hierbij onmisbaar. Het is van groot belang parallel met de metingen de toestand van gewas en grond en de omstandigheden voor advectie zo uitvoerig mogelijk vast te leggen.

Intussen biedt ook de werkwijze van de Wit, die op de samenhang tussen verdamping en produktie gebaseerd is, een nieuwe mogelijkheid om het werkelijke waterverbruik van gewassen te schatten (de Wit 1958).

LITERATUUR

Elink Sterk, A. Verhandelingen over regen, verdamping en kwel in den Haarlemmermeerpolder. *Tijdschr. Kon. Inst. v. Ing.*, 1897—'98: 63—75.

Kramer, C. Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping voor verschillende delen van Nederland volgens de methode van Penman. *K.N.M.I. Med. en Verh. 70,* 1957.

Makkink, G. F. Een nieuw lysimeterstation. *Water 37:* 159—163, 1953.

Makkink, G. F. Toetsing van de berekening van de evapotranspiratie volgens Penman. *Landb. Tijdschr. 67:* 267—282, 1955.

MAKKINK, G. F.	Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journ. Inst. of Water Eng. 11:* 277—288, 1957 (a).
MAKKINK, G. F.	Ekzameno de la formulo de Penman. *Neth. Journ. Agr. Sci. 5:* 290—305, 1957 (b).
MAKKINK, G. F. en H. D. J. VAN HEEMST	The actual evapotranspiration as a function of the potential evapotranspiration and the soil moisture tension. *Neth. Journ. Agr. Sci. 4:* 67—72, 1956.
PENMAN H. L.	Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Royal Soc. A, 193:* 120—145, 1948.
PENMAN H. L.	The dependence of transpiration on weather and soil conditions. *Journ. of Soil Sc. 1:* 74—89, 1949.
PENMAN H. L.	The waterbalance of the Stour Catchment area. *Journ. Inst. of Water Eng. 4:* 457—469, 1950.
PENMAN, H. L. and SCHOFIELD, R. K.	Some physical aspects of assimilation and transpiration. *Symposia Soc. Exper. Biol. V:* 115—129, 1951.
PENMAN H. L.	Experiments on irrigation of sugar beet. *Neth. Journ. Agr. Sci. 42:* 286—292, 1952.
PENMAN, H. L.	The physical bases of irrigation control. Report 13th Int. Hort. Congr., 1953.
PENMAN, H. L.	Components in the waterbalance of a catchment area. *Quat. Journ. Royal Met. Soc. 81:* 280—283, 1955.
PENMAN, H. L.	Estimating evaporation, *Transact. Amer. Geophys. Un. 37:* 43—50, 1956 (a).
PENMAN H. L.	Evaporation: an introductary survey. *Neth. Journ. Agr. Sci. 4:* 9—29, 1956 (b).
REESINCK, J. J. M. en DE VRIES, D. A.	De jaarlijkse en dagelijkse gang van het daglicht in Nederland. *Med. Landbouwhogesch. Wageningen 46:* 1—24, 1942.
RIDER, N. E.	Water losses from various land surfaces. *Quat. Journ. Met. Soc. 83:* 181—193, 1957.
STOLP, D. W. en MOHRMANN, J. C. J.	Droogtekansen en beregening op hoge zandgronden. *Med. Dir. Tuinb. 16:* 363—378, 1953.
THORNTHWAITE, C. W.	An approach towards a rational classification of climate. *Geogr. Rev. 38:* 55—94, 1948.
VERSLAGEN	4 t/m 10 Werkcommissie voor Verdampingsonderzoek 1950 t/m 1956 (Rijkswaterstaat, Den Haag).
VRIES, D. A. DE	Solar radiation at Wageningen. *Med. Landbouwhogesch. Wageningen 55:* 277—304, 1955.
VRIES, D. A. DE	Agricultural Physics in the C.S.I.R.O. division of plant industry (Pamphlet Deniliquin, July 1957).
WIND, G. P.	The influence of nitrogen fertilizing on water consumption of grassland. Europ. grassland confer. Paris, June 1954.
WIND, R.	Lysimeters in Nederland, Rapport Hydrologische Commissie T.N.O., Den Haag, 1955.
WIND, R. en MAKKINK G. F.	De nuttige neerslag bij Nederlandse zandgronden, Verslagen Techn. Bijeenk. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O., Den Haag (in druk).
WIT, C. T. DE	Transpiration and crop yields. *Verslagen Landb. Onderz. 64, 6,* 1958.

VIII. VERDAMPING EN OPBRENGST

C. T. DE WIT

Instituut voor Biologisch en Scheikundig Onderzoek van Landbouwgewassen

SUMMARY

TRANSPIRATION AND CROP YIELDS

In this article a short survey of a study on transpiration and crop yields is given. A more detailed report in the English language may be found elsewhere (DE WIT 1958).

1. INLEIDING

De laatste jaren is voornamelijk aandacht besteed aan de grootte van de evaporanspiratie van gewasoppervlakken, en dan nog veelal in de toestand, dat de beschikbaarheid van water geen beperkende factor is. Aan het verband tussen verdamping en opbrengst is veel minder gewerkt, waarschijnlijk omdat dit onderwerp zich minder leent voor een fysische en dus kwantitatieve benadering.

Enkele jaren terug is door schrijver dezes juist aan genoemde zijde van het verdampingsvraagstuk aandacht besteed.

Hier zal slechts een korte uiteenzetting van de resultaten gegeven worden; voor gedetaileerde beschouwingen en de daarbij geraadpleegde literatuur moet verwezen worden naar een uitgebreider artikel (DE WIT 1958).

2. TRANSPIRATIE EN DROGE-STOFPRODUKTIE VAN PLANTEN IN POTTEN

Tot een twintig jaar geleden werd veel aandacht besteed aan de bepaling van de transpiratiecoëfficiënt. Dit is de verhouding $\mathcal{W} P^{-1}$ tussen de getranspireerde hoeveelheid water ($\mathcal{W}$) en de droge-stofproduktie van in potten verbouwde planten (P); deze wordt veelal uitgedrukt in de eenheid (kg water) (kg droge stof)$^{-1}$.

BRIGGS, SHANTZ, PIEMIEZEL en DILLMAN vonden dat de transpiratiecoëfficiënt min of meer evenredig is met de verdamping van een vrij water-

oppervlak (E_o) gemiddeld over de groeiperiode. De spreiding van de punten om een gemiddelde lijn bleek echter zeer groot, hetgeen toegeschreven werd aan de invloed van de groeiomstandigheden zoals temperatuur, bodemvruchtbaarheid en watervoorziening. Het is nu echter bewezen, dat de spreiding een gevolg is van een onjuiste statistische bewerking van de proefresultaten en dat niet het quotiënt $\mathcal{W}P^{-1}$ vergeleken moet worden met de waarde van E_o, maar de droge-stofproduktie P met de waarde van het quotient $\mathcal{W}E_o^{-1}$.

De resultaten van bovengenoemde auteurs, verkregen in verschillende plaatsen van het aride midden van de Verenigde Staten in verschillende

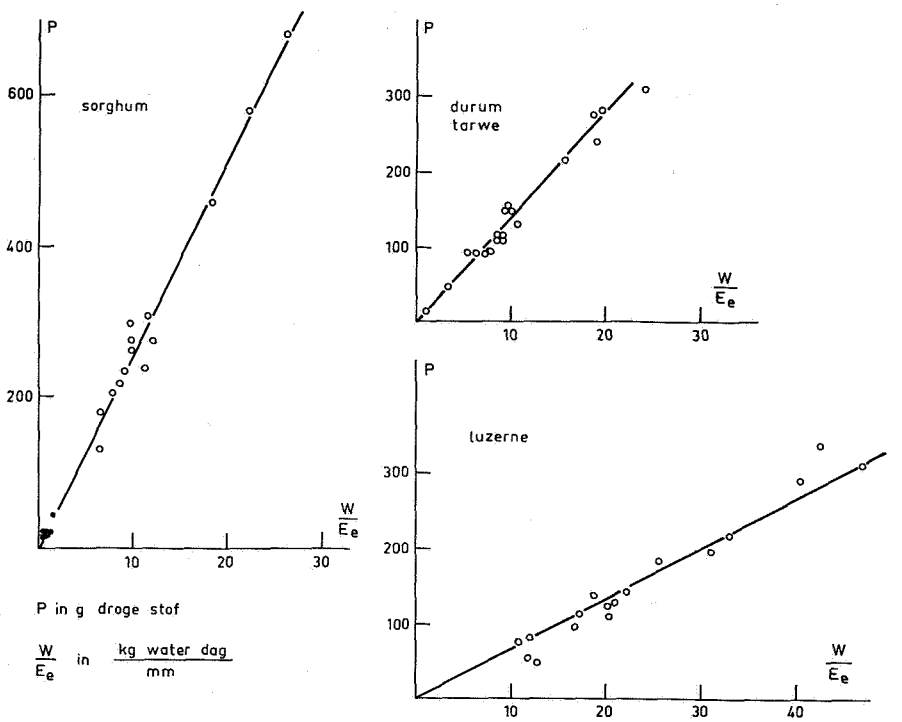

FIG. 1. Het verband tussen de droge-stofproduktie P en de verhouding $\mathcal{W}E_e^{-1}$ van de verdampte hoeveelheid water $\mathcal{W}$ en de verdamping van een vrij wateroppervlak E_e voor planten in potten in het aride midden van de Verenigde Staten; gegevens ontleend aan BRIGGS, SHANTZ en PIEMIESEL

FIG. 1. *The relation between dry matter production (P) and the ratio* $\mathcal{W}E_e^{-1}$ *between the transpired amount of water* ($\mathcal{W}$) *and free water evaporation* (E_e), *for plants in containers, grown in the arid region of the U.S.A.*

jaren, zijn op de genoemde wijze uitgezet in figuur 1 voor de gewassen sorghum, tarwe (een durum-variëteit) en luzerne. In plaats van door E_o is $\mathcal{W}$ hier door de verdamping van een verdampingspan (E_e) gedeeld, welke evenredig is met E_o. Het blijkt dat de spreiding van de punten om een rechte door de oorsprong klein is, zodat het verband tussen de droge-stofproduktie en het quotient $\mathcal{W}E_o^{-1}$ weergegeven kan worden door de vergelijking:

$$P = m\,\mathcal{W}\,E_o^{-1} \qquad (1)$$

waarin m een gewasconstante is, welke respectievelijk 20,7, 11,5 en 5,5 (g droge stof mm) (kg water dag)$^{-1}$ blijkt te bedragen voor de gewassen sorghum, durumtarwe en luzerne. De waarde van E_o komt in deze vergelijking overeen met de waarde van E_o berekend volgens PENMAN.

Zetten we de resultaten van proeven in Nederland op overeenkomstige wijze uit, dan blijken de waarnemingen niet op een rechte lijn te liggen. Dit is echter wel het geval wanneer de droge-stofproduktie P uitgezet wordt tegen de getranspireerde hoeveelheid water $\mathcal{W}$ alléén, zoals te zien in figuur 2.

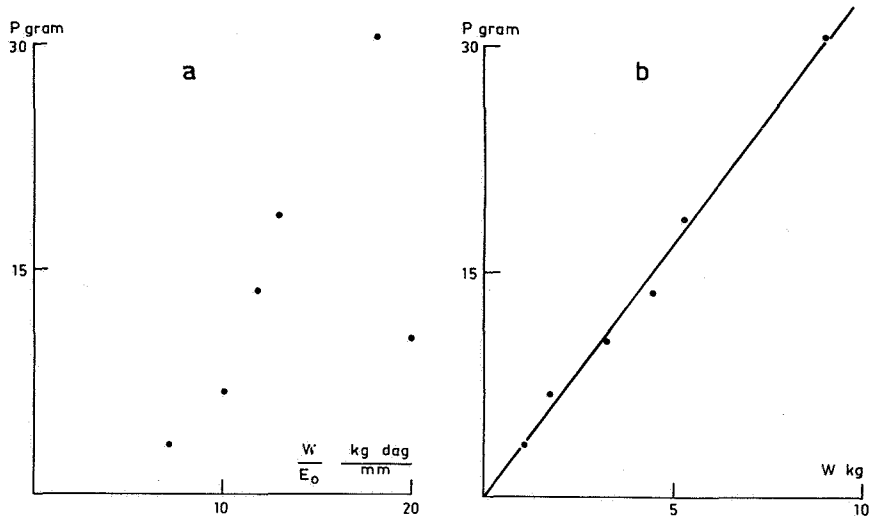

FIG. 2. Het verband tussen de droge-stofproduktie P en de verhouding $\mathcal{W}E_o^{-1}$ van de verdampte hoeveelheid water $\mathcal{W}$ en de verdamping van een vrij wateroppervlak E_o (a), alsmede dat tussen P en de verdampte hoeveelheid water $\mathcal{W}$ (b) voor erwten in potten in Nederland; gegevens ontleend aan BOONSTRA

FIG. 2. *The relation between dry matter production (P) and the ratio* $\mathcal{W}E_o^{-1}$ *between the transpired amount of water* ($\mathcal{W}$) *and free water evaporation* (E_o) *(figure a) and between dry matter production (P) and the transpired amount of water* ($\mathcal{W}$) *(figure b) for peas grown in the Netherlands*

De spreiding van de punten om een rechte door de oorsprong blijkt in figuur 2b klein te zijn, zodat het verband tussen P en $\mathcal{W}$ weergegeven kan worden door de wel erg eenvoudige vergelijking:

$$P = n\,\mathcal{W} \qquad (2)$$

waarin n een gewasconstante is, welke voor de gewassen bieten, erwten en haver respectievelijk 6,1, 3,4 en 2,6 (g droge stof) (kg water)$^{-1}$ bedraagt.

In de gegeven figuren resteert weinig spreiding welke eventueel toegeschreven zou kunnen worden aan de groeiomstandigheden. Uit een uitvoerige bewerking van proefresultaten van ettelijke auteurs blijkt dan ook, dat de waarden van m en n slechts weinig afhangen van de vruchtbaarheid van de grond mits deze niet te laag is, van de watervoorziening mits deze niet te hoog is en van de onderlinge beschaduwing van planten mits deze niet te sterk is. Deze kwalitatieve uitspraken, welke geïllustreerd zijn in figuur 3, kunnen niet kwantitatief gepreciseerd worden.

De invloed van weersverschillen van jaar tot jaar blijken klein te zijn. Dit geldt niet voor klimaatverschillen, zoals trouwens genoegzaam blijkt uit de verschillende vergelijkingen voor de Verenigde Staten en Nederland.

3. De fysiologische achtergrond

De droge-stofproduktie P is gelijk aan de netto assimilatiesnelheid en de verdampte hoeveelheid water $\mathcal{W}$ aan de transpiratiesnelheid, beide geïntegreerd over het gehele groeiseizoen.

Uit de beschouwingen van Makkink in deze reeks blijkt voldoende, dat de transpiratiesnelheid en de verdamping van een vrij wateroppervlak vrijwel evenredig zijn met de onderschepte hoeveelheid straling. Uit kwantitatieve beschouwingen, waarvoor in zijn geheel naar het in de inleiding genoemde artikel verwezen moet worden, blijkt dat de assimilatiesnelheid onder de in Nederland overheersende weersomstandigheden ook min of meer evenredig is met de straling, terwijl deze in het zonnige klimaat van het aride midden van de Verenigde Staten vrijwel onafhankelijk is van de straling.

Dit verklaart waarom in de Verenigde Staten voor het verkrijgen van een eenvoudig verband tussen droge-stofproduktie en getranspireerde hoeveelheid water de waarde $\mathcal{W}$ door E_o gedeeld dient te worden, terwijl dit in Nederland waar assimilatie- en transpiratiesnelheid beide van de straling afhangen niet het geval is.

De vergelijkingen (1) en (2) blijken dus grensgevallen te zijn van de meer algemene vergelijking:

$$P = y\,\mathcal{W}\,E_o^{-x} \qquad (3)$$

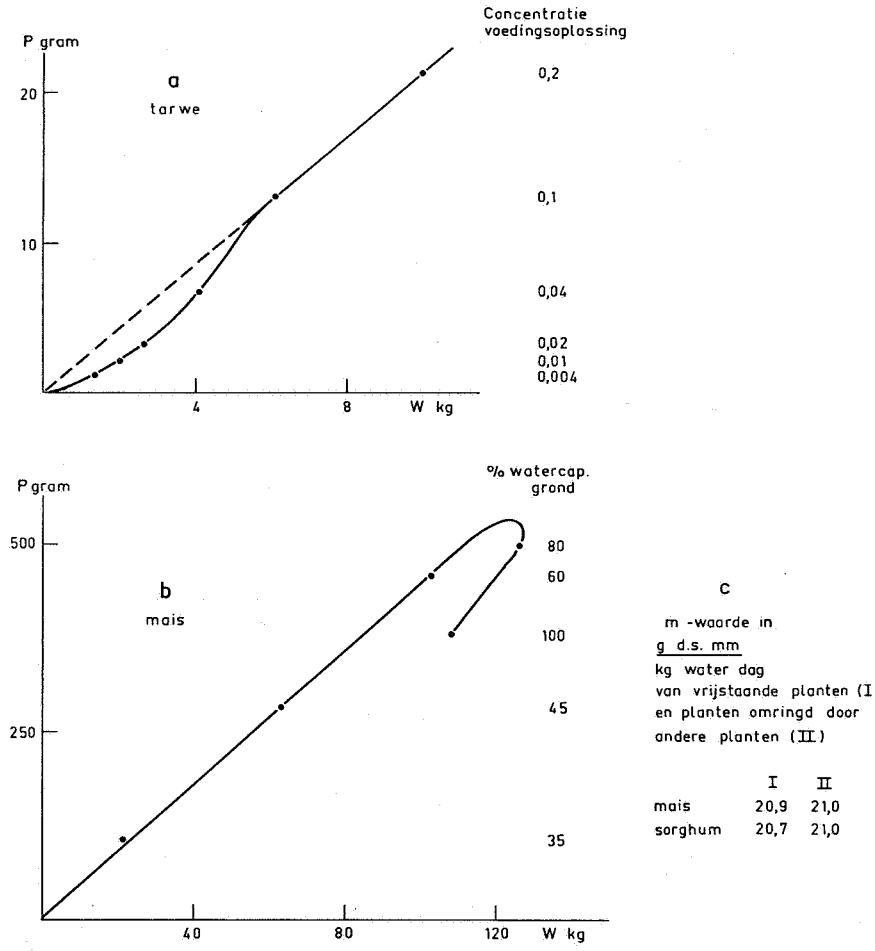

FIG. 3. De invloed van de groeiomstandigheden op het verband tussen transpiratie en produktie

a: De invloed van de voorziening met mineralen

b: De invloed van de vochtvoorziening

c: De invloed van onderlinge beschaduwing

Gegevens ontleend aan THOM en HOLTZ, KIESSELBACH, SHANTZ en PIEMIESEL

FIG. 3. *The influence of growing conditions on the relation between transpiration and production*

a: The influence of the nutrient level

b: The influence of soil moisture

c: The influence of mutual shading

met voor x een waarde tussen nul en één. Er zijn ongetwijfeld landen en klimaten waar x een waarde meer midden tussen deze twee uitersten aanneemt, evenals het voorstelbaar is dat in erg zonnige jaren in het humide Nederland de waarde van n en in erg sombere jaren in het aride midden van de Verenigde Staten de waarde van m enigermate van E_o afhangen.

Onder invloed van verschillen in vruchtbaarheid vormen planten meer of minder bladeren, dat wil zeggen meer of minder assimilerend èn transpirerend oppervlak. Alléén wanneer de vruchtbaarheid erg gering is, vormt de plant bladeren die aanmerkelijk minder assimileren. Van planten die lijden aan tekort aan water zijn de huidmondjes dicht. Gedurende een dergelijke periode wordt vrijwel niets bijgedragen aan assimilatie èn transpiratie, zodat het verband tussen opbrengst en verdamping vrijwel geheel bepaald wordt gedurende de perioden dat de huidmondjes open zijn. Bladeren die in de schaduw van andere bladeren zitten ontvangen weinig straling en dragen om deze reden weinig bij aan assimilatie èn transpiratie. Zo kan, althans kwalitatief, de kleine invloed van vruchtbaarheid, watervoorziening en gewasdichtheid op de waarde van m en n verklaard worden.

4. Verdamping en opbrengst in het veld

Er bleek een eenvoudig verband te bestaan tussen verdamping en droge-stofopbrengst van in potten verbouwde planten, mits de vruchtbaarheid niet te laag, de beschikbaarheid van water niet te hoog en het gewas niet te dicht was. Deze extreme omstandigheden komen in het veld niet voor, indien de groei onder veldomstandigheden beperkt wordt door de beschikbaarheid van het water.

Het verband tussen de verdampte hoeveelheid water en de droge-stof-opbrengst in het veld moet, onder de omstandigheid dat de watervoorziening de groei beperkt, dus kwantitatief hetzelfde zijn als het verband voor planten welke in potten verbouwd zijn.

Het in het humide Nederland geldende verband is $P = n\,\mathcal{W}$. De waarde van n voor haver bleek 2,6 (g droge stof (kg water)$^{-1}$ te zijn of 2,6 (10^{-3} kg droge stof) (10^{-4} mm ha)$^{-1}$ = 26 kg ha^{-1} mm^{-1} in eenheden geschikt voor het gebruik onder veldomstandigheden. Onder omstandigheden waarbij water de opbrengst beperkt, dient dus de verdampte hoeveelheid water in mm met 26 vermenigvuldigd te worden om de droge-stofopbrengst van haver te verkrijgen.

Het in het aride midden van de Verenigde Staten geldende verband is $P = m\,\mathcal{W}\,E_o^{-1}$. De waarde van m voor durumtarwe bleek 11,5 (g droge stof mm) (kg water dag)$^{-1}$ te zijn of 11,5 (10^{-3} kg droge stof mm) (10^{-4} mm ha

dag)$^{-1}$ = 115 kg ha^{-1} dag^{-1}. Omdat de waarde van m onafhankelijk is van E_o, is het het gemakkelijkst de droge-stofopbrengst in hectare te vergelijken met de verhouding $\mathcal{W} E_o^{-1}$ uitgedrukt in dagen. Bijvoorbeeld wanneer $\mathcal{W}$ gelijk is aan 200 mm en E_o gelijk aan 5 mm dag^{-1}, dan is $\mathcal{W} E_o^{-1}$ gelijk aan 200/5 = 40 dagen. Geheel analoog aan de uitdrukking „transpiratie in mm" gebruiken we hiervoor de uitdrukking „transpiratie in dagen".

De bovenstaande verbanden tussen verdamping en opbrengst in het veld zijn weergegeven door de lijnen l in figuur 4a voor durumtarwe in de Verenigde Staten en in figuur 4b voor haver in Nederland. De droge-stofopbrengst in kg/ha is uitgezet langs de verticale as en de verdampte hoeveelheid water, hetzij in dagen (figuur a) hetzij in mm (figuur b), langs de horizontale as.

De verbanden gelden alléén wanneer water de beperkende factor is. Om te beoordelen of dit op een bepaald veld wel of niet het geval is, is het nodig de opbrengst te kennen wanneer water niet beperkend is. Deze laatste kan bepaald worden met een eenvoudige proef, waarbij het desbetreffende gewas verbouwd wordt in een grond met een vochtgehalte nabij de veldcapaciteit. Het op deze wijze bepaalde oogstniveau P_b is in de grafieken van figuur 4 voorgesteld door de lijn P.

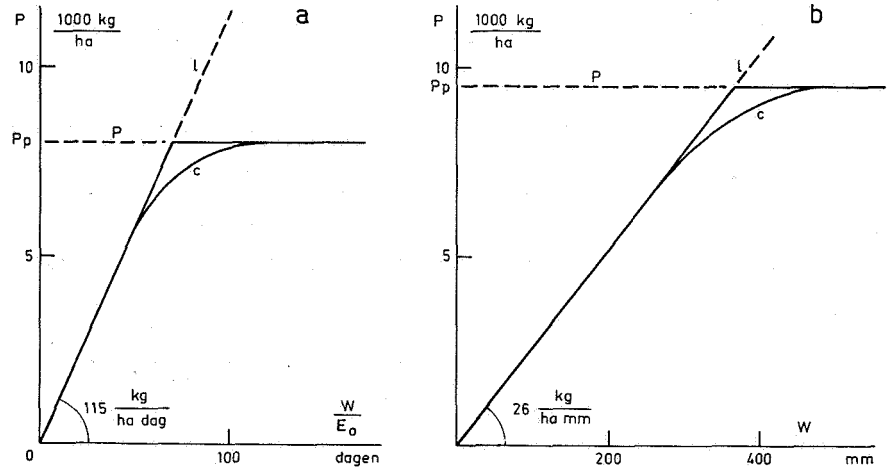

FIG. 4. Het verband tussen de verdamping (in dagen of mm) en droge-stofopbrengst in 1000 kg/ha van durumtarwe in het aride midden van de Verenigde Staten (a) en van haver in Nederland (b)

FIG. 4. *The relation between transpiration (in days or mm) and dry matter yield in 1000 kg/ha of durum wheat in the arid region of U.S.A. (a) and oats in the Netherlands (b)*

Omdat de waarden van m en n de neiging hebben lager uit te vallen, wanneer het water niet beperkend en de gewasdichtheid groot is, kan verwacht worden dat het werkelijke verband tussen de verdamping en de droge-stofopbrengst voorgesteld kan worden door een kromme c, die aan de ene zijde begrensd wordt door de lijn l en aan de andere zijde door de lijn P (fig. 4). Wanneer water in het minimum is, zal de getranspireerde hoeveelheid water gelijk zijn aan de voor transpiratie beschikbare hoeveelheid water; de krommen c geven dus ook het verband weer tussen de beschikbare hoeveelheid water en de opbrengst.

Dit nu blijkt inderdaad het geval te zijn, zoals te zien is in figuur 5. Hier is langs de verticale as de hooiopbrengst van luzerne uitgezet en langs de horizontale as de getranspireerde hoeveelheid water in dagen. De lijn

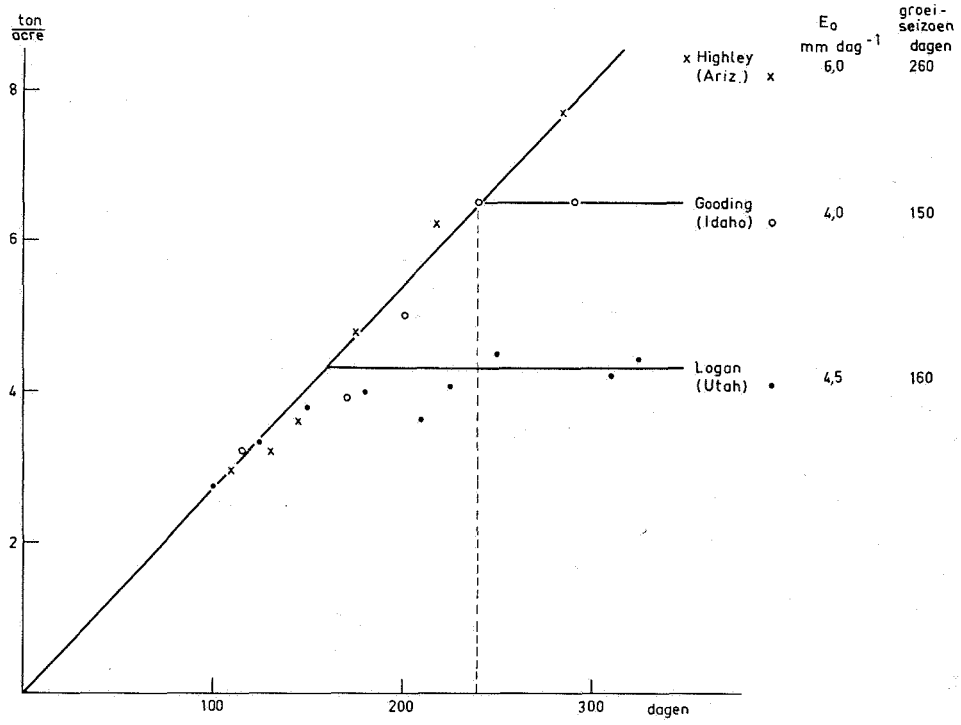

FIG. 5. Het verband tussen verdamping in dagen en hooioogst in ton/acre van luzerne op een drietal proefvelden in de Verenigde Staten; gegevens ontleend aan HARRIS en PITTMAN, FORTIER, MARR

FIG. 5. *The relation between transpiration in days and yield of alfalfa hay in tons per acre for three experiments in the U.S.A.*

door de oorsprong heeft een helling welke — na omrekening — gelijk is met die van luzerne in figuur 1. De waarnemingen zijn ontleend aan irrigatieproeven in de Verenigde Staten. Ondanks het grote verschil in E_o in de drie verschillende plaatsen, blijken de waarnemingspunten op de velden waar water de groei beperkte, samen te vallen met de uit de potproeven berekende lijn. Het produktieniveau in de drie plaatsen is uiteraard niet hetzelfde.

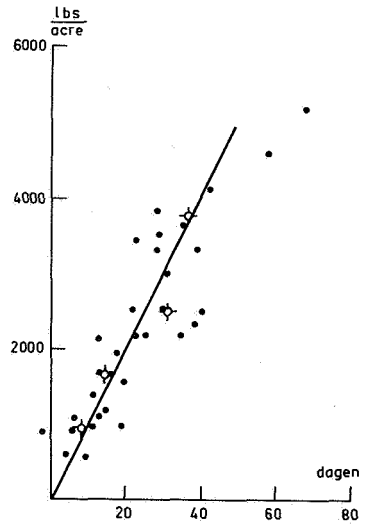

FIG. 6. Het verband tussen verdamping in dagen en droge-stofopbrengst in lbs/acre van durumtarwe voor verschillende plaatsen en jaren in het aride midden van de Verenigde Staten; gegevens ontleend aan COLE en MATHEWS

FIG. 6. *The relation between transpiration in days and dry matter yield of durum wheat in different years and at different places of the dry region of the U.S.A.*

In figuur 6 is het verband aangegeven tussen de droge-stofopbrengst van durumtarwe en de verdampte hoeveelheid water uitgedrukt in dagen, zoals waargenomen in verschillende plaatsen en jaren in het aride midden van de Verenigde Staten. De helling van de getrokken lijn komt weer overeen met die voor durumtarwe in figuur 1. De grote open punten zijn gemiddelden van de afzonderlijke waarnemingen. Deze blijken vrijwel samen te vallen met de getrokken lijn. In al deze gevallen was water de factor die de groei beperkte.

In de in de inleiding genoemde publikatie worden meer voorbeelden gegeven — ook van Nederlandse proeven — die de bruikbaarheid van de hier gegeven benadering bevestigen. Daar wordt ook uitvoerig ingegaan op de geringe invloed die de verdeling van de beschikbare hoeveelheid water over de groeiperiode heeft op het verband tussen droge-stofopbrengst en verdamping, alsmede op het verband tussen droge-stofopbrengst en zaadopbrengst bij tarwe.

De waarde van m voor luzerne in de Verenigde Staten is ongeveer 55 kg

ha^{-1} dag^{-1}, terwijl de groeisnelheid onder gunstige omstandigheden zeker meer dan 100 kg ha^{-1} dag^{-1} kan bedragen. Uit substituering van deze waarden in de vergelijking $P = m\,\mathcal{W}\,E_o^{-1}$ blijkt, dat de op deze wijze berekende transpiratiesnelheid wel twee maal groter kan zijn dan de verdamping van een vrij wateroppervlak.

Uit fysische overwegingen volgt echter, dat de verdamping van een uitgestrekt gewasoppervlak niet groter kan zijn dan ruwweg 1,2 E_o.

Uit ettelijke veldproeven blijkt dat er omstandigheden zijn, waarbij de werkelijke verdamping aanmerkelijk groter is dan die van een vrij wateroppervlak, terwijl niettemin het verband tussen transpiratie en produktie hetzelfde is als in potten. Dit is bijvoorbeeld het geval in Gooding (figuur 5), waar de minimum transpiratie nodig voor maximale produktie 240 dagen bedroeg, terwijl het groeiseizoen slechts 150 dagen lang was. De verdamping op dit proefveld was dus gemiddeld 240/150 = 1,6 maal de verdamping van een vrij wateroppervlak. De waarnemingen in de figuur liggen niettemin op de uit pot-experimenten berekende rechte door de oorsprong.

De verklaring van deze schijnbare tegenstrijdigheid is dat proefvelden geen „uitgestrekte" velden zijn in de fysische betekenis van het woord, d.w.z. velden waarop de advectieve aanvoer van energie verwaarloosbaar klein is. „Uitgestrekte" velden zijn althans in aride gebieden van een orde van grootte van minstens één vierkante kilometer.

Voor de praktijk komt het hier op neer. De schatting is betrouwbaar, wanneer de op de hier aangegeven wijze uit de opbrengst geschatte verdamping kleiner is dan de verdamping van een vrij wateroppervlak. Wanneer de schatting aanmerkelijk groter uitvalt dan de verdamping van een vrij wateroppervlak, is de werkelijke verdamping gelegen tussen een waarde ongeveer gelijk aan E_o en de uit de opbrengst geschatte waarde. Op kleine velden nadert de werkelijke verdamping de uit de opbrengst geschatte waarde en op grote velden die van een vrij wateroppervlak. Grote velden zijn velden in de orde van minstens één vierkante kilometer en kleine velden in de orde van hoogstens een aantal hectares (in aride gebieden tot wel 40 ha).

LITERATUUR

WIT, C. T. DE Transpiration and crop yields. *Verslagen Landb. Onderz. 64.6*, 1958.

IX. DE BEREKENING VAN DE VERDAMPING UIT DE WATERBALANS

W. C. VISSER en G. W. BLOEMEN
Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding

SUMMARY

DETERMINATION OF THE EVAPORATION BY MEANS OF THE WATERBALANCE

Really satisfactory methods for the estimation or determination of the real evaporation of any given area, under prevailing conditions of groundwater depth, evaporating capacity of the atmosphere and rainfall are as yet not known. It is, however, possible to find this evaporation from an analysis of the known readings of rain, evaporation and groundwater depth by inserting these values in the terms of the waterbalance. For terms like run-off and storage, soil physics offer formulas with which the quantities may be deducted from data on rain, evaporation and waterdepth. A grafical solution of the terms may be tested on the acceptability of the shape and position of the curves obtained, by comparing it with the formulas. For evaporation such a formula is not available and here the result of the analyses may only be tested by assumptions regarding the relations between the variables. The result, that rain increases the evaporation and that an increase in groundwater depth decreases the evaporation, is obvious. Also, the fact that the balance terms fit as well the waterbalance, the formulas as far as they are known, as the curvi-linear relations with the observations, proves that from groundwater depth and meteorological observations it is possible to obtain an insight into the waterbalance. This is possible everywhere, where during 3 years testwells are observed. In the Netherlands this is the case at several thousand of places scattered over the whole country.

The indirect determination of the evaporation is not as accurate as the direct measurements with lysimeters. It seems possible to increase the accuracy by improving the knowledge of the functions for the balance terms. Also, measuring the flow potentials of the moisture stream in the capillary zone, in the plant and in the air, will improve the accuracy. Lastly a mathematical curve-fitting technique will be valuable, provided that the stream-

flow functions are known. It is, however, not expected that the accuracy will improve greatly. Certain situations in the soil are inherently indefinite, hysteresis for instance. The accuracy of the lysimeter will therefore be lost by transposing the results to other conditions. The prognosis of the evaporation from the analysis of the balance terms is, however, entirely set up with the purpose to transpose the results to other circumstances. A certain loss of accuracy is therefore acceptable.

1. Probleemstelling

Het bepalen van de grootte van de werkelijke verdamping was tot dusverre een onderzoek, dat alleen aan afgezonderde grondblokken kon worden uitgevoerd. Deze werden daartoe uit hun natuurlijk verband los gemaakt of er werden oppervlakten met een van nature waterdichte bodem gekozen, die door muur, dijk of damwand werden afgesloten van de omgeving. Deze middelen dienden om de onder- of bovengrondse afvoer te kunnen bepalen. Door weging of vochtbepaling werd daarna de vochtinhoud vastgesteld. Deze vochtvoorraad, afgetrokken van de neerslag, leverde de werkelijke verdamping.

Fraaie voorbeelden van deze wijze van werken worden in de literatuur vermeld en de weegbare lysimeter vormt wel het nauwkeurigste meethulpmiddel, waarover men thans beschikt. Het nadeel van deze techniek is echter, dat de zo uitgevoerde metingen niet op de dagelijkse praktijk kunnen worden toegepast. Men zal bij het gebruik van lysimeters van dit type steeds het gevoel hebben gegevens te bepalen voor mogelijk te zeer van de praktijk afwijkende omstandigheden. Ook mist deze techniek de flexibiliteit om te worden toegepast op steeds weer nieuwe gebieden, waar de kennis van de werkelijke verdamping van belang zou kunnen zijn.

Overwogen werd of in gebieden, waar een niet te diepe grondwaterstand is vastgesteld, de neerslagcijfers bekend zijn en de verdamping van open water berekend kan worden, de werkelijke verdamping niet uit deze gegevens zou kunnen worden afgeleid. De verdamping is afhankelijk van de capillaire nalevering uit het grondwater en dus van de grondwaterdiepte zelf. De aanvoer van vocht door de regen en de afvoer door boven- of ondergrondse afvloeiing bepalen tesamen met het verdampend vermogen van de atmosfeer de hoeveelheid water, die in werkelijkheid voor verdamping in aanmerking komt. Regen en verdamping bepalen daarnaast tesamen de verdeling van het vocht in de capillaire zone over het gehele profiel. Al deze grootheden zijn onderling in één enkele samenhang verbonden en indien men deze func-

tionele samenhang zou kennen, zou ook een oplossing van de waarde van de werkelijke verdamping mogelijk moeten zijn.

De grote vraag is hoe deze functies er zullen uitzien. Een grafische analyse werd gebruikt om hierin een inzicht te verkrijgen.

2. De te gebruiken gegevens

Allereerst dient men te beschikken over de hoogte van het grondwater boven het niveau van de sloot, waarop het oppervlak van onderzoek ontwatert. Een frequente waarneming van grondwater en slootpeil zou van veel waarde zijn, maar levert ten aanzien van de bewerking en veel meer nog ten aanzien van de verzameling de bezwaren van elk omvangrijk waarnemingsmateriaal. Bij de hierna te beschrijven analyse wordt gewerkt met waarnemingen, die om de 14 dagen verricht werden. Deze frequentie van waarnemen zal veelal te organiseren zijn. Dagwaarnemingen zijn vrijwel gebonden aan de onmiddellijke nabijheid van de woning van de waarnemer en stellen dus de bezwaarlijke eis, dat men een waarnemer moet vinden die op de gewenste plaats woont. Verder zijn dagcijfers voor de regenval gewenst. Deze kunnen door het meest nabijgelegen meteorologische station worden geleverd. Tenslotte kunnen voor zo klein mogelijke tijdsintervallen de verdampingen volgens elke daartoe in aanmerking komende berekeningsmethode worden vastgesteld. Gezien de beperkte mate waarin de meeste formules de warmtestroom uit de grond plegen te verantwoorden, behoeft men echter met het inkrimpen van de lengten van de intervallen niet zo heel ver te gaan. In dit onderzoek wordt de mogelijke verdamping E_o volgens Penman voor maandintervallen berekend en verder door interpolatie voor de 14-daagse waarnemingsperioden van de waterstandsbuizen vastgesteld.

3. De samenhang van de balanstermen

De principiële mogelijkheid van de grafische analyse blijkt uit figuur 1. In deze ruimtelijke figuur zijn de regenval N en de gemiddelde grondwaterdiepte H per eenheid van tijdvak van meting tegen elkaar uitgezet, tesamen met de verandering van de grondwaterdiepte ΔH, die tussen het begin en einde van de eenheid van tijd (dat wil zeggen 14 dagen) optrad. Men kan zich voorstellen dat voor een aantal jaren deze gegevens voor elke 14 dagen zijn ingetekend in een aantal figuren; elke figuur voor een bepaalde waarde van E_o. Wanneer men zich dus per figuur — als in figuur 1 weergegeven — de E_o-waarde constant denkt, is het doel van de grafische analyse uit de figuur duidelijk af te lezen.

Men moet de regenval splitsen in vier gedeelten. De *afvoer* A wordt alleen afhankelijk van de waterstand H gedacht. De oplossing gaat tot dus-

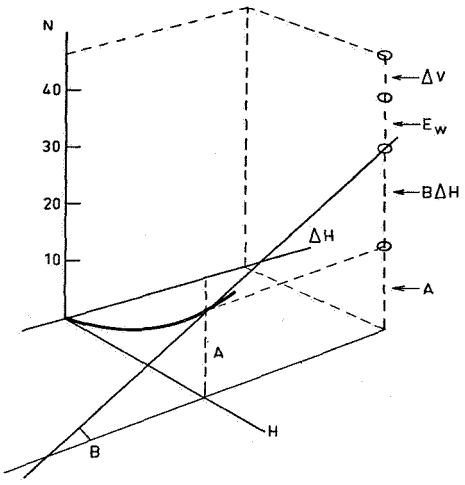

FIG. 1. De principiële mogelijkheid van de grafische analyse blijkt uit een ruimtelijke figuur. De verdeling van de neerslag *(N)* over afvoer *(A)*, berging *(B Δ H)*, werkelijke verdamping *(E_w)* en niet-stabiele vochtvoorraad *(Δ V)* kan worden vastgesteld, wanneer men over een beschrijvende parameter voor elke hoeveelheid beschikt.

FIG. 1. *The possibility to solve in principle the equation of the water balance follows from the space diagram. Rainfall (N) is split up into the discharge (A), storage (B Δ H), real evaporation (Ew) and unsteady storage (Δ V). The value of these various quantities can be established if a descriptive parameter for each quantity is available. For discharge this is H, for storage Δ H. For Ew the parameters E_0 (evaporation of open water), N and H may give an useful description for not too deep a water table. The value of Δ V is only a function of time t.*

verre, wat gecompliceerdheid betreft, niet verder dan het quasi-stationaire geval, waarin ΔH geen afzonderlijke invloed heeft. De *berging* omvat het vocht, dat de waterstand deed stijgen of dalen, en bedraagt een hoeveelheid $B \Delta H$. Het bergend vermogen B is gedefinieerd als de verhouding tussen de grondwaterstijging ΔH en de gevallen regen N na correctie op de verdamping E_w zowel als de instabiele voorraad ΔV, dus $N - E_w - \Delta V$. Deze grootheid meet men als een hoek in vlakken evenwijdig aan het $N - \Delta H$ vlak, terwijl de afvoer in het $N - H$ vlak wordt gemeten.

Het overblijvende deel van de neerslag moet worden toebedeeld aan de *werkelijke verdamping* E_w en aan de *niet-stabiele vochtvoorraad* ΔV, het vocht dat door de regenbui werd aangevoerd, maar zich nog niet regelmatig over het vochtprofiel verdeelde. De werkelijke verdamping is bij constante E_0 afhankelijk van de grondwaterdiepte en de capillaire doorlatendheid. De instabiele vochtvoorraad is afhankelijk van de regenval en de tijd tussen het vallen van de bui en de grondwaterstandwaarneming. Doordat deze beide grootheden met verschillende variabelen samenhangen, moet een splitsing mogelijk zijn. Hiertoe zal men vooraf de afvoer A en de berging $B \Delta H$ moeten trachten te vinden.

De volgorde van de grafische analyse is nu achtereenvolgens het bepalen van 1) de berging $B \Delta H$, 2) de afvoer A, 3) de instabiele vochtvoorraad ΔV en *4)* de verdamping E_w.

4. ENKELE RICHTLIJNEN VOOR DE ANALYSE

De nauwkeurigheid van de statistische en dus indirecte waarnemingen van afvoer, verdamping enz. zullen nimmer zo groot zijn als die van direct gemeten waarden. Hieraan zal men moeten trachten tegemoet te komen door het gehele materiaal als één enkel samenhangend geheel te bewerken. Men zal de resultaten voortdurend moeten vergelijken met de theoretische formules, die voor de bestudeerde balansterm gelden, dan wel trachten een benaderende beschrijving ervan te geven.

De statistische bewerking wordt, om van de goede samenhang tussen de balanstermen verzekerd te zijn, vierdimensionaal uitgevoerd. Er wordt verder voor gezorgd, dat in elk punt het meer-dimensionale vlak, dat de onderlinge samenhang weergeeft, een continu beloop heeft. Voor de stippenzwerm in het omringende gebied van de knooppunten waar de beschrijvende lijnen van het meer-dimensionale vlak elkaar snijden wordt erop toegezien, dat het vlak goed het gemiddelde in alle vier richtingen weergeeft.

Evenwijdig aan alle combinaties van twee assen worden daartoe de waarnemingen, die voor twee variabelen binnen nauwe grenzen liggen, voor de beide andere variabelen tegen elkaar uitgezet. In deze puntendiagrammen worden, wat de vorm betreft, de gemiddelde curven uit de vrije hand getrokken. Ten opzichte van deze lijnen kan men daarna, door het uitmeten van de afwijkingen, tot een verbeterde lijn geraken. Gecontroleerd wordt of op de snijpunten van de drie onderling loodrechte richtingen van de vierdimensionale ruimte de lijnen elkaar inderdaad snijden, zodat deze beschrijvende lijnen tezamen een meer-dimensionaal vlak vormen. Dit geeft bij n intervallen per variabele controles in n^3 knooppunten. Wanneer deze controles kloppen, wordt het vlak dat de onderlinge samenhang afbeeldt, door alle beschikbare waarnemingen ondersteund en is niet veel ruimte voor vervorming meer aanwezig.

De onderlinge samenhang wordt zo veel mogelijk aan de beschikbare formules, die de balanstermen beschrijven, gecontroleerd. Het onderzoek zal immers zeer aan bewijskracht winnen, wanneer een formule valt samen te stellen, die de fysische samenhang principieel zo juist mogelijk weergeeft. Alleen door nauwe aansluiting van de bewerking aan de fysische grondslag mag men hopen dat overdragen en extrapoleren mogelijk zullen zijn. De formule zal, indien de constructie daarvan voltooid is, de mogelijkheid van een berekende in plaats van een grafische vereffening van de gegevens doen ontstaan. Thans is dit nog niet zo ver, omdat een voldoend betrouwbare formule nog niet bekend is en een willekeurige aanpassingsformule voor het doel van extrapolatie en overdracht weinig waarde heeft. Om deze

formule te kunnen opstellen, is het noodzakelijk zich een duidelijke voorstelling te maken van de achtergrond van de samenhang tussen de grootheden en van de onderlinge band die tussen grootheden als berging, verdamping en instabiel vocht bestaat.

De grafische bewerking is van het reïtteratieve type. Men begint met een schatting van de invloed van één van de variabelen, corrigeert daarop en krijgt een betere mogelijkheid voor de schatting van een tweede variabele. Hierdoor komt de invloed van de derde en vierde variabele scherper naar voren, zodat men na eliminatie van één of meer van deze grootheden de eerste variabele nauwkeuriger leert kennen. De eliminatie van één veranderlijke doet namelijk de spreiding van de waarnemingen verminderen, zodat de invloed van de andere variabelen duidelijker tot uiting komt. In dit opzicht is er weinig verschil met de voor dit type van oplossingen gebruikelijke mathematische vereffening. De grafische bewerking heeft echter als voordelen, dat men beter ziet wat men doet, dat voorts de functie zich kan aanpassen bij de waarnemingen en dat de bewerking — hoewel omvangrijk — veel minder tijdrovend en moeilijk is dan een exact mathematische vereffening van een vrijwel steeds niet-lineaire fysische functie.

De bewerking van praktische waarnemingen ondervindt enkele moeilijkheden, die van het object van onderzoek afhangen. Soms zijn bepaalde effecten klein en kunnen door de variabiliteit van de waarnemingen niet meer worden vastgesteld. Bij zware klei bijvoorbeeld is het bergend vermogen moeilijk te bestuderen. Soms zijn de balanstermen sterk met elkaar gecorreleerd en zijn ze moeilijk te splitsen. Dergelijke moeilijkheden leggen opnieuw de nadruk op het ontwerpen van de juiste fysische formule, die in dergelijke gevallen de analyse mogelijk maakt. Thans wordt vooral gezocht naar die gevallen, waar een bepaalde balansterm zich het duidelijkst laat bestuderen.

5. De analyse van de balanstermen

a. De berging

Wanneer men de waarnemingen voor N en ΔH bijeenbrengt, die binnen een smal interval van H en E_o liggen, dan vallen stippenzwermen in een $N - \Delta H$ grafiek te construeren, die als eerste benadering door rechte lijnen kunnen worden weergegeven (fig. 2). Is men reeds zo ver, dat men een inzicht in ΔV en E_w heeft, dan verdient het aanbeveling groepen van gelijke waarde voor $N - \Delta V - E_w$ te maken. Men zal in dit enigermate vereffend materiaal veelal reeds zich wat naar boven krommende lijnen zien aangeduid.

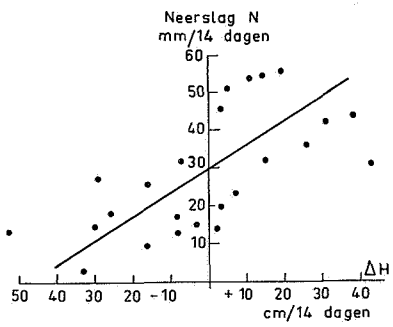

FIG. 2. Samenhang tussen neerslag *(N)* en grondwaterstandsverandering*(ΔH)* in 14-daagse perioden, waarin 4 mm verdampt en de drukhoogte ongeveer 35 cm bedraagt

FIG. 2. *Instance of the first approximation of the relation between rainfall (N) and change in groundwater depth (Δ H) for a fortnight in which 4 mm in total evaporates and the head of pressure is about 35 cm*

De lijnen als in figuur 2 leveren een inzicht in het bergend vermogen, dat door de hellingstangens van de lijn wordt weergegeven. Zowel de lijnen als de hellingstangenten moeten worden beoordeeld op een strakke onderlinge samenhang in de richting van H en E_o. Dit geldt zowel voor de eerste bewerking met rechte lijnen, als de latere bewerkingen met gekromde lijnen.

Wanneer men nu aanneemt, dat in december—januari de verdamping vrijwel gelijk nul is, dan geven de gevonden lijnen bij de waarde $\Delta H = 0$ een indruk van de afvoer bij de betreffende waarde van H. In maanden met een grotere verdamping zal de lijn de N-as bij een hogere waarde van N snijden (fig. 3). Het verschil met het snijpunt voor de winterlijn geeft een indruk van de waarde van E_w bij de betreffende waarde van E_o en H. Deze waarde wordt echter beïnvloed door ΔU als storende factor, wat echter bij de volgende stap van de bepaling van de afvoer nog geen schade doet.

De onderlinge samenhang tussen het bergend vermogen, de grondwaterdiepte en het regenoverschot $N - E_w$ kan worden getoetst aan de theorie voor de capillaire stroming.

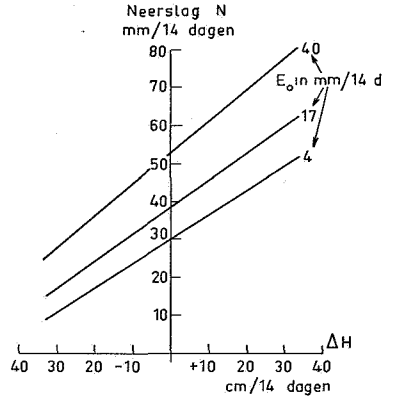

FIG. 3. Samenhang tussen neerslag *(N)* en grondwaterstandsverandering*(ΔH)* in 14-daagse perioden, waarin dezelfde drukhoogte optreedt, maar waarin de berekende verdamping *(E_o)* verschillende waarden heeft

FIG. 3. *Relation between the rainfall (N) and the change in groundwater depth for a fortnight with the same head of pressure of 35 cm. and three different values of the calculated evaporation (E_o)*

Voor het geval van een dynamisch evenwicht is een formule bekend voor de samenhang tussen de grondwaterdiepte, het verdampings- of regenoverschot en de pF. Via de pF-curve is voor deze laatste factor het vochtgehalte of beter nog het luchtgehalte in de plaats te stellen. Het luchtgehalte vormt bij gronden met een niet te grove structuur door poriën of spleten een goede benadering voor het bergend vermogen. Men moet, om het empirisch gevonden bergend vermogen te kunnen toetsen, wel de beschikking hebben over de ter plaatse voor het gehele profiel geldende pF-curve.

De samenhang tussen de grondwaterdiepte, het regen- of verdampingsoverschot en het bergend vermogen, dat werd gevonden in de vorm die figuur 4a weergeeft, kan met behulp van daartoe vervaardigde nomogrammen door proberen met enkele waarden voor de parameters van de formule voor het capillair geleidingsvermogen worden getoetst.

Het doel van deze toetsing is niet zozeer het bereiken van een nauwkeurige overeenstemming, als wel het controleren van de samenhang tussen de gevonde curven voor verschillende waarden van het regen- en verdampingsoverschot. Een profiel zal veelal ten aanzien van de capillaire eigenschappen te heterogeen zijn om met formules voor homogene grond nauwkeurig te kunnen worden beschreven. In figuur 4b vindt men een poging tot benadering van de empirisch gevonden lijn door variatie van de parameters in de formule voor capillair vochttransport. In figuur 4c wordt weer-

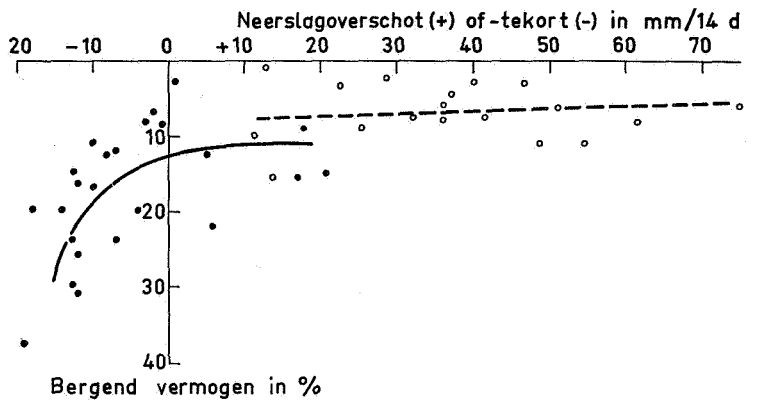

FIG. 4a. Twee voorbeelden van de samenhang van het bergend vermogen *(B)* met het neerslagoverschot of -tekort bij constante grondwaterdiepte

FIG. 4a. *Two instances of the relation between the storage capacity (B) and the excess or shortage of rainfall over a fortnight; groundwater depth of 100 cm (circles) and 160 cm (dots)*

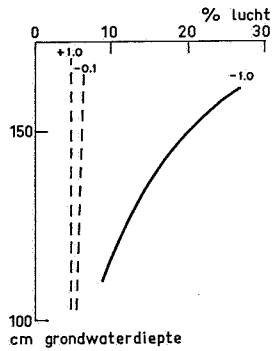

FIG. 4b. Samenhang volgens de formule voor de capillaire stroming tussen grondwaterdiepte, grootte en richting van de capillaire vochtstroom en het percentage lucht in het profiel, zoals men deze kan berekenen, wanneer de pF-curve van het profiel in de berekening wordt betrokken. De doorlatendheid van de grond is gesteld op 2 m/etm. De verhouding tussen de logaritmen van het capillair geleidingsvermogen en de zuigspanning is gesteld op 1,7. De grootte en richting van de capillaire vochtstroom is in mm/etm bij de lijnen aangegeven met — = opstijging en + = inzijging.

FIG. 4b. *Relation according to the formula for steady capillary streamflow between groundwater depth, magnitude and direction of the capillary flow and the percentage air in the profile. The percentage of air can be calculated by taking the pF-curve of the profile into account. The permeability of the soil is taken as 2 m day. The ratio between the logarithms, the capillary conductivity and the suction force is taken as 1.7. The magnitude and direction of the capillary flow is expressed in mm/day and depicted at the upper end of the lines as negative for upward streamflow and positive for downward streamflow.*

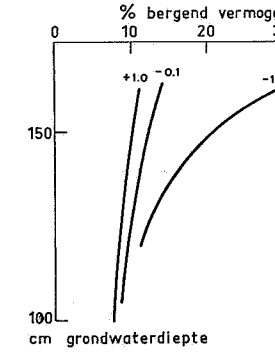

FIG. 4c. De bij de bewerking van de gegevens gevonden samenhang tussen bergend vermogen en grondwaterdiepte bij verschillende waarden voor neerslag- of verdampingsoverschot is in mm/etm bij de lijnen aangegeven. Het uit de waarnemingen berekend bergend vermogen blijkt groter te zijn dan het bergend vermogen dat uit de stromingsformule en de pF-curve volgt.

FIG 4c. *The result of the statistical elaboration of the data for the relation between storage capacity and groundwater depth for various values of the excess of rainfall or evaporation is given at the upper end of the lines in mm/day. The resemblance between these empirical curves and the theoretical ones improves, if a storage capacity of non-capillary pores due to cracs and root holes, not shown in the pF-curves, is taken into account.*

gegeven, hoe het bergend vermogen samenhangt met de richting en sterkte van de vochtstroom. De uitkomst wijst erop, dat in dit profiel een belangrijk aandeel aan niet-capillaire poriën moet bestaan, dat met de kleine monsterringen voor de pF-bepaling niet voldoende wordt vastgesteld. Door het niet-capillair poriënvolume vast te stellen, zal men bij de toetsing van het gevonden resultaat tot grotere overeenkomst tussen waargenomen en berekend bergend vermogen kunnen komen.

b. De afvoer

Brengt men waarnemingen voor N en H bijeen voor $\Delta H = 0$ en smalle groepen E_o, dan kan een afvoercurve worden geconstrueerd. Waarnemingen met waarden voor ΔH, die te veel afwijken van de waarde nul, kan men met behulp van de bekende waarde van B op $\Delta H = 0$ herleiden. Doordat vaststaat, dat voor $H = 0$ de afvoer A gelijk nul moet zijn, kan men voor verschillende waarden van E_o nagaan welk deel van de neerslag inderdaad tot afvoer komt. Het verschil levert een indruk van de waarde voor $E_w + \Delta U$, een waarde die ook reeds werd gevonden bij de berekening van B. Corrigeert men de neerslagcijfers zowel voor $B\,\Delta H$ als $E_w + \Delta U$, dan ontstaat een curve voor de afvoer. Deze curve geldt voor $\Delta H = 0$ en geeft dus het stationaire geval weer. Figuur 5 geeft hiervan een indruk. Vooral de wintermaanden met onbetekenende verdamping en flinke afvoeren leveren betrouwbare gegevens voor de bepaling van de afvoer. Veelal zal men een snelle indruk van de afvoercurve kunnen verkrijgen door E_w voorlopig op 0,5 E_o te stellen of zoveel meer of minder als men meent, dat gemiddeld verwacht mag worden. Door de neerslag met deze geschatte verdamping te verminderen, is de verdamping grotendeels geëlimineerd en komt de samenhang duidelijker naar voren.

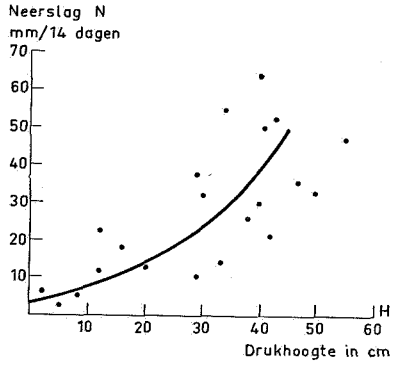

FIG. 5. Samenhang tusen neerslag *(N)* en drukhoogte *(H)* in 14-daagse perioden, waarin de berekende verdamping 4 mm per 14 dagen bedraagt en geen grondwaterstandsveranderingen optreden

FIG. 5. *First approximation of the relation between rainfall intensity and pressure head in a testwell. The relation is an average for a fortnight with total evaporation of 4 mm, for periods in which no change of groundwater depth occurs*

Ook hier is de toetsing van belang en deze kan geschieden door vergelijking met elke formule, die de stationaire stroming tracht weer te geven. Het gebruik van een formule voor niet-stationaire stroming zou mogelijk zijn, maar een zich goed bij de werkelijkheid aanpassende formule staat nog niet ter beschikking. Veelal wordt in deze bewerking de formule van HOOGHOUDT gebruikt, welke luidt:

$$S = \frac{8\,k_o\,D}{l^2}H + \frac{4\,k_b}{l^2}H^2$$

of: $$S = AH + BH^2$$

of: $$\frac{S}{H} = A + BH$$

waarin:

k_o = doorlaatfactor ondergrond
k_b = doorlaatfactor bovengrond
D = equivalente dikte doorlatende laag
l = afstand tussen sloten
S = afvoer per dag

Door de afvoer S door H te delen, wat dus neerkomt op het delen van de waarden $N - b\,\Delta\,H - E_w$ door H, moet volgens de formule van HOOGHOUDT een rechte lijn ontstaan.

Er zijn diverse mogelijkheden om de juistheid van de uitkomst van de afvoerbepaling te controleren. Soms zal het mogelijk zijn de afvoer van een groter of kleiner gebied, dat door het perceel van onderzoek gerepresenteerd wordt, te meten. Dit kan hetzij door te vergelijken met de waterhoeveelheid die een polderpomp uitslaat, hetzij door het debiet van de vrije afvoer van een beek als vergelijking te nemen. In figuur 6 is de berekende afvoer vergeleken met de afvoer van het poldergemaal.

Men kan verder de constanten A en B nader bezien. Door vermenigvuldigen met l^2 krijgt men de waarden voor $k_o D$ en k_b; door A en B op elkaar te delen, krijgt men een waarde voor $k_o D/k_b$. De waarden van k_o, k_b en D kan men door enkele veronderstellingen benaderen en toetsen aan de ervaring van de hydrologen. De uitkomst voor de afvoer is tot dusverre vrijwel steeds het betrouwbaarste deel van het onderzoek naar de waterbalans.

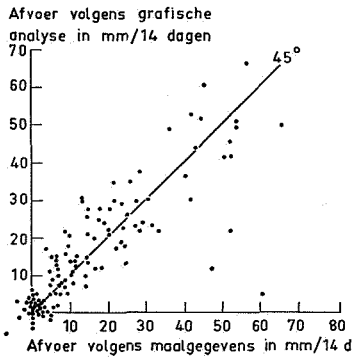

FIG. 6. Overeenkomst tussen de afvoer, zoals die wordt afgeleid uit de grafische analyse, en de afvoer, zoals die berekend wordt uit de gegevens omtrent het water dat poldergemaal heeft uitgeslagen. De standaardafwijking bedraagt 9,2 mm.

FIG. 6. *Comparison between the discharge of a catchment area, taken from the discharge data of the pumping station and the sub-soil run-off determined by the grafical analysis. The run-off is given as an average over a fortnight. The standard error is 9.2 mm.*

c. De tijdelijke vochtvoorraad

Wanneer men de grondwaterstand op een bepaald tijdstip opneemt, zal de regen van de vorige dag nog niet in zijn geheel tot het grondwater zijn doorgedrongen. Deze regenhoeveelheid is echter wel opgenomen in het neerslagtotaal, dat men door het weerstation opgegeven krijgt. Hoe meer tijd tussen het vallen van de bui en het aflezen van de grondwaterdiepte is verlopen, des te groter deel van het gevallen water zal tot de grondwaterspiegel zijn afgezakt. Dit is een probleem van niet-stationaire capillaire indringing van vocht in de grond. Een grafische oplossing van dit vraagstuk, welke zo goed mogelijk aan de aard van het probleem tegemoet komt, is bij 14-daagse waterstandswaarnemingen technisch niet uitvoerbaar. Bij dagwaarnemingen zou een oplossing — hoewel nog steeds moeilijk — meer kans hebben. Een welgefundeerde numerische methode is al evenmin mogelijk, omdat voor de niet-stationaire capillaire stroming nog geen formule beschikbaar is.

De thans gevolgde bewerking gaat uit van het volgende model:

$$\Delta\, \mathcal{V} + R_1\, 10^{-a} + R_2\, 10^{-2a} + R_3\, 10^{-3a} + \ldots\ldots \text{ enz.}$$

De regen van de voorafgaande dag R_1 wordt vermenigvuldigd met een reductiegetal 10^{-a}, de regen van de daar voorafgaande dag met 10^{-2a} en de t^{de} dag voor de waterstandswaarneming blijft $R_t\, 10^{-at}$ over voor de vochtvoorraad, die nog niet naar het grondwater is afgezakt. De som van deze hoeveelheden is gelijk aan de tijdelijk in de grond aanwezige, maar niet blijvend vastgehouden vochthoeveelheid $\Delta\, \mathcal{V}$. Daar echter $\Delta\, \mathcal{V}$ niet bekend is, moet men uitgaan van $E_w + \Delta\, \mathcal{V}$ of wat daaraan gelijk is: $N - B\ \Delta H - A$.

Omdat hier een stevige basis van een fysisch verantwoorde formule ontbreekt, dient experimenteel getracht te worden tot de best sluitende benaderingsformule te komen. Pogingen op grond van de volgende veronderstellingen worden nog nader uitgewerkt.

Men kan de invloed van de regen op de waarde van E_w voorstellen als:

$$E_{w1} = a + b\, N_1$$

en het verschil van de termen $N - B\, \Delta H - A$ als:

$$a + b\, N_1 - a - b\, N_2 + \Delta\, \mathcal{V}_1 - \Delta\, \mathcal{V}_2 = (R_{11} - R_{12})\, 10^{-1a} + R_{21} - R_{22})\, 10^{-2a}$$
$$\Delta\, R_{31} - R_{32})\, 10^{-3a} + \ldots\ldots + (R_{n1} - R_{n2})\, 10^{-at}$$

R geeft hier de dag-regenval weer, N de regensom over 14 dagen. De eerste index van R verwijst naar het nummer van de dag binnen de 14 dagen, de tweede index en die van N verwijzen naar de nummering van de opeenvolgende 14-daagse tijdvakken binnen de bewerkte waarnemingsreeks van vele maanden.

De formule, die men moet oplossen, wordt dan:

$$(\Delta U_1 - \Delta U_2 + b\,(N_1 - N_2) = \Sigma\,(R_{n1} - R_{n2})\;10^{-at}$$

of:

$$\frac{(\Delta U_1 - \Delta U_2)}{(N_1 - N_2)} + b = \Sigma \frac{(R_{n1} - R_{n2})}{N_1 - N_2} 10^{-at}$$

De tot dusverre verkregen ervaring lijkt erop te wijzen, dat dit deel van de bewerking zowel door correlaties met andere balanstermen als door de grootte van de fout wordt gehinderd. De resultaten zijn nog wat tegenstrijdig en het lijkt gewenst eerst de andere balanstermen nog wat beter te leren beschrijven. In het hier besproken voorbeeld is het capillair bergend vermogen, zoals figuur 4 verduidelijkt, vrij klein, zodat de verschillen in niet-stationaire berging zich moeilijk lieten bepalen. Een profiel met een groter bergend vermogen, maar een niet te groot capillair geleidingsvermogen, zal bewerkt moeten worden om een duidelijker beeld te verkrijgen. Daar deze beide wensen in zekere mate tegenstrijdig zijn, zal een dergelijk profiel niet direct aan te wijzen zijn. Dit geldt temeer daar de capillaire en de niet-capillaire berging niet zo eenvoudig te onderscheiden zijn en het hier alleen om de capillaire berging gaat.

Tot dusverre heeft het onderzoek enkele indrukken opgeleverd, die voor de verdere voortgang van waarde kunnen zijn. Voor de exponent werd nagegaan of t^n een betere aanpassing kon geven voor n ongelijk 1. Lagere waarden dan 1 lijken hierbij slecht te voldoen, terwijl boven 1 de invloed van n niet groot was. De waarde $n = 1$ kan daarom vooreerst worden aangehouden. Verder bleek dat de regen van de dag, aan de waarneming voorafgaande, van invloed was, maar van de regen van twee dagen geleden geen effect meer was aan te tonen. Bij een normaal vochtige grond en bij de in Nederland voorkomende regenintensiteiten verdeelt het vocht zich blijkbaar snel over het vochtprofiel. Na korte tijd is de in de vochtverdeling optredende afwijking van het vochtevenwicht bij stationaire capillaire stroming niet meer vast te stellen.

d. De verdamping

Door achtereenvolgens de termen van de waterbalans aan een nader onderzoek te onderwerpen, verkrijgt men ten aanzien van de bedragen voor afvoer en voorraad vereffende voorlopige waarnemingen, die toelaten de werkelijke verdamping te schatten als het verschil tussen de som van deze termen en de regenval. Ook deze cijfers voor de werkelijke verdamping moeten nu vereffend worden. Het ligt voor de hand te veronderstellen, dat

de verdamping afhankelijk is van de grondwaterdiepte en het verdampend vermogen van de atmosfeer, weergegeven door de E_o-waarde. Voor ontwateringsdiepten, waarbij het vochtgebruik door het gewas nog voldoende beheerst wordt door de capillaire opstijging vanuit het grondwater, is deze veronderstelling aanvaardbaar. Dit geldt temeer, omdat ook de berekening van de hoeveelheid vocht in het profiel die zich niet in een dynamisch evenwicht bevindt en dus geleidelijk naar het grondwater afzakt, mogelijk is. Het geval, waarbij een plotselinge uitputting van de vochtvoorraad van het profiel optreedt, die groter is dan de vochtonttrekking welke correspondeert met de vochtverdeling in het profiel bij het dynamisch evenwicht, kan zo ook benaderd worden.

De analyse wordt uitgevoerd door de waarden voor de grondwaterdiepte H, de neerslag N, de mogelijke verdamping E_o en de werkelijke verdamping E_w met elkaar in verband te brengen. Het is dit deel van het onderzoek, dat nog de meeste moeilijkheden biedt wegens de beperkte theoretische kennis die op dit punt bestaat.

In figuur 7a worden de resultaten van deze analyse in beeld gebracht door weer te geven hoe de samenhang tussen de werkelijke verdamping

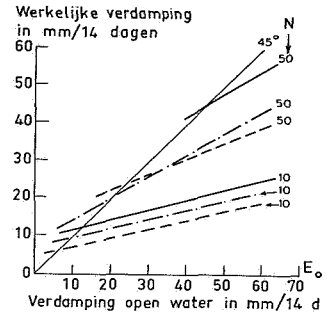

FIG. 7a. Samenhang tussen werkelijke verdamping en open water verdamping (E_o) bij verschillende neerslagintensiteit (aangegeven in mm per 14 dagen) en verschillende grondwaterdiepten

FIG. 7a. *Relation between real evaporation (E_w) and open water evaporation (E_o) for various rainfall intensities N (expressed in mm/14 days) and various groundwater depths (curves of different type)*

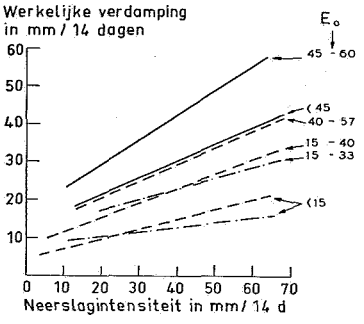

FIG. 7b. Samenhang tussen werkelijke verdamping en neerslagintensiteit bij verschillende waarden voor de open water verdamping (E_o) en verschillende grondwaterdiepten

FIG. 7b. *Relation between real evaporation (E_w) and rainfall intensity (N) for different values of the open water evaporation (E_o) and three different groundwater depths (lines of different type)*

E_w en de open water verdamping E_o bij verschillende combinaties van neerslag en grondwaterdiepte uitvalt. De lijnen wijzen erop, dat bij elke combinatie van regenhoeveelheid en grondwaterdiepte een grenswaarde bestaat waarbeneden de werkelijke verdamping aan de mogelijke gelijk is, maar waarboven de werkelijke verdamping achterblijft. De analyse liet wegens de beperkte nauwkeurigheid niet toe nader op de vorm van de lijnen in te gaan.

In figuur 7b wordt de samenhang tussen de werkelijke verdamping E_w en de in de 14 dagen gevallen regen weergegeven voor verschillende combinaties van E_o en grondwaterdiepte. Ook hier liet de nauwkeurigheid niet toe dieper op de vorm van de curven in te gaan. Maar men kan zich hier een beeld vormen, dat nauw bij de theorie van de capillaire stromingen aanpast. Een diepere grondwaterstand doet de werkelijke verdamping bij lage regenhoeveelheden afnemen. Een lagere waarde voor E_o heeft hetzelfde effect. Beide verminderen het drukverval in het capillaire vocht en doen de vochtaanvoer uit het grondwater afnemen. Bij toenemende regenhoeveelheden neemt de werkelijke verdamping voor gelijke E_o eveneens toe. Het hogere vochtgehalte, dat bij het bergend vermogen reeds werd besproken, maakt dat de verdamping gemakkelijker plaatsvindt. Bij grote regenhoeveelheden echter zal de werkelijke verdamping E_o niet of niet belangrijk mogen overtreffen en moeten de curven afbuigen naar een horizontale lijn. Het aantal waarnemingen in dit deel van de figuur was echter te klein om deze afbuiging goed vast te stellen.

De toetsing van het resultaat door vergelijking met bestaande formules of door afleiding van te beoordelen constanten is nog moeilijk, al is de onderlinge samenhang tussen de variabelen voor een groot deel te overzien. De verdamping blijkt daarbij een zeer gecompliceerde grootheid te zijn.

Werd bij het bergend vermogen vooral aandacht gegeven aan de luchtgehalten en werd de vochtstroom alleen voor de ordening gebruikt, bij de werkelijke verdamping zal juist de vochtstroom de aandacht vergen. Het constante deel van de verdamping a bij $N = 0$ zal in de onderlinge samenhang tussen de berging en de overige factoren moeten passen. Evenzeer zal de factor b, die de toename van E_w evenredig met N aangeeft, afhankelijk zijn van de vochtvoorraad, die bij het bergend vermogen door de capillaire opstijging bleek te worden beheerst en de vochtspanning in de wortelzone bepaalt. Een grote waarde van de capillaire vochtaanvoer zal een kleine waarde van het effect van deze vochtspanning met zich brengen. Eerst wanneer vele gevallen uitgewerkt zijn, zal deze samenhang kunnen worden geverifieerd.

6. Verdere ontwikkeling

De bewerking lijkt vrij omvangrijk, wanneer het alleen gaat om het vaststellen van de werkelijke verdamping. Men moet echter niet over het hoofd zien, dat deze bewerking het mogelijk maakt te voorspellen wat er zal gebeuren wanneer de afvoer zou toe- of afnemen, wat het gevolg zal zijn van structuurveranderingen in het profiel die het bergend vermogen wijzigen, of wat het gevolg zal zijn van een verschil in grondwaterdiepte. Omdat verder de eigenschappen van het profiel in deze bewerking als fysische constanten voorkomen, zal het mogelijk zijn na te gaan wat de invloed van het veranderen van deze constanten betekent, om te weten wat bij een ander profiel zou zijn gevonden. Deze ontwikkeling lijkt zeer aantrekkelijk en zal een grote vooruitgang betekenen, vergeleken met wat aan de gebruikelijke lysimeterwaarnemingen ontleend kan worden.

Er zijn echter ook bezwaren aan de berekening van de verdamping uit grondwaterstanden verbonden. De fouten van de verschillende balanstermen kunnen accumuleren en de nauwkeurigheid drukken. De grondwaterstand bevat door hysteresisverschijnselen een intrinsieke onbepaaldheid, die de meetonnauwkeurigheid belangrijk overtreft. Bij grote verticale weerstanden ontstaan potentiaalvervallen, die de diepte van het filter van de waterstandsbuis tot een belangrijk gegeven voor de grondwaterstroming maken. Tenslotte zijn correlaties tussen grondwaterdiepte en open water verdamping, die op zichzelf niets betekenen, maar bij de bewerking zeer lastig zijn, eveneens beperkende factoren die de nauwkeurigheid verminderen. Dit alles is er de oorzaak van dat de hier beschreven indirecte bepalingen in nauwkeurigheid achterstaan bij de directe metingen van een lysimeter.

Het programma van verdere ontwikkeling zal met deze tekortkomingen rekening moeten houden. De ontwikkeling zal enerzijds ertoe moeten leiden dat voor vele gebieden een resultaat met beperkte nauwkeurigheidseisen bepaald wordt. Daarnaast zal moeten worden voortgegaan met het opvoeren van de bereikbare nauwkeurigheid voor enkele plekken.

Thans kan men nog het verfijnen van het bewerkingspatroon overwegen, b.v. het overgaan van stationaire op niet-stationaire stroming als grondslag van de analyse. Een tweede mogelijkheid is het combineren van de resultaten voor verschillende waarnemingspunten, die wel eenzelfde profiel bezitten, maar verschillen naar grondwaterdiepte. Hiermede kan men de correlatie tussen de grondwaterdiepte en de E_o doorbreken. Deze opheffing van de ongunstige invloed van de correlatie zal de nauwkeurigheid belangrijk kunnen doen toenemen.

Verder kan men vele toetsingen op het object van studie doen plaats-

vinden. Men kan denken aan het bepalen van de afvoer van een gebied, waarvoor het waarnemingspunt maatgevend is. Ook het bepalen van de pF op verschillende niveaus in de capillaire zone is van belang, zowel voor het bepalen van de capillaire stroming als van het bergend vermogen of de vochtinhoud. Het energie-evenwicht levert een toetsing, daar het verschil tussen E_o en E_w bij een gesloten gewas zijn compensatie moet vinden in een hogere bladtemperatuur. Deze zou men kunnen bepalen. Ook de osmotische waarde van het celvocht in het blad begint met eenvoudige middelen bepaalbaar te worden en kan een verder vast punt geven op de weg, die de vochtstroom aflegt. De bepaling van het verticaal damptransport in de atmosfeer sluit de rij. Voor praktisch gebruik zullen echter maar enkele van deze mogelijkheden in aanmerking komen.

Wat hiervoor als richting van verdere ontwikkeling werd geschilderd, betekent in wezen een vervolmaking van het bepalen van de waterbalans uit stromingsmetingen. Bij de lysimeter in zijn meest verfijnde vorm is steeds naar meting of weging van massa's of volumina gestreefd. Dit was als nauwkeurigheidsonderzoek zeker aanvaardbaar. Het heeft deze studierichting echter de mogelijkheid onthouden tot een veldmethodiek te komen. Dit heeft het lysimeteronderzoek een wat academisch karakter gegeven. Door het combineren van de gebruikelijke lysimeterstudie met de studie van wat uit grondwaterstandswaarnemingen kan worden afgeleid, lijkt een methode te kunnen worden ontwikkeld, die de toestand te velde goed kenschetst, een nauwkeurigheid van voldoende hoog niveau oplevert en toestaat de resultaten over te dragen op afwijkende profielen of nieuw geschapen hydrologische toestanden.

X. HET GEBRUIK VAN VERDAMPINGSCIJFERS

K. F. VALKEN
Deltadienst Rijkswaterstaat

SUMMARY

THE APPLICATION OF DATA CONCERNING EVAPOTRANSPIRATION

This article deals with the effect of inaccuracies in evapotranspiration data when such data are used to determine the supply of water required for agricultural purposes, or to ascertain the seepage in low lying polder areas. An inaccuracy of 10 %, which is relatively small, may easily entail a difference of 20 to 40 % in the amount of water to be supplied. The same thing applies to the seepage if determined from the balance between the quantities of water entering and leaving a polder, the evapotranspiration being one of these quantities.

Seepage water in the coastal area is very saline and consequently the flushing required to keep the polders and lakes in a reasonable condition calls for large quantities of fresh water. This being scarce at times, it is imperative to have more accurate data available when drawing up comprehensive schemes like the Delta Plan. For this reason, various hydrological tests and measurements concerning the subsoil and subsequent calculations of the seepage are being carried out.

The result of these calculations may in turn lead to more satisfactory evapotranspiration figures.

1. Inleiding

Verdampingscijfers worden o.m. gebruikt bij de bepaling van de aanvulling van het neerslagtekort ten behoeve van de landbouw en het verbruik van water uit de bodemvochtvoorraad, alsmede bij de bepaling van de zoute kwel naar laaggelegen poldergebieden.

Nagegaan zal worden welke invloed een fout in het verdampingscijfer op de bovengenoemde factoren zal uitoefenen. Hierbij is verondersteld, dat de fout niet zozeer gelegen is in de verdamping van open water E_o, die

met behulp van de formule van PENMAN of op andere wijze kan worden berekend of bepaald, als wel in de reductiefactor $f = E : E_o$, die de verhouding aangeeft tussen E_o en de potentiële of werkelijke evapotranspiratie der gewassen E.

2. VERDAMPING EN WATERAANVULLING VOOR DE LANDBOUW

De behoefte aan wateraanvulling voor agrarische doeleinden kan als volgt worden geformuleerd:

aanvulling = verdamping — neerslag — verbruik bodemvocht

ofwel: $A = fE_o - N - B_v$

Door differentiatie van A naar f wordt na enige herleiding gevonden:

$$\frac{dA}{A} = \alpha \frac{df}{f}$$

waarin:

$$\alpha = \frac{fE_o}{fE_o - N - B_v}$$

De waarde α bedraagt in Nederland gemiddeld omstreeks 4, terwijl zij in droge jaren op ongeveer 2 kan worden gesteld. Dit houdt in dat b.v. een fout van 10 % in de bij de berekeningen aangehouden waarde van f ($\frac{df}{f} = 10\ \%$) zal leiden tot een fout van 40 % in de berekende behoefte aan aanvullingswater in een gemiddeld jaar, en tot een fout van 20 % in een droog jaar. Voor de dimensionering van kunstwerken enz. kan dit van groot belang zijn.

De dimensionering van kunstwerken vindt in het algemeen plaats op basis van frequentiebeschouwingen. Men zal er bijvoorbeeld op rekenen, dat men in een waterbehoefte welke gemiddeld slechts 1 × in 10 jaar wordt overschreden, moet kunnen voorzien. Het is interessant na te gaan, welke invloed een fout in het verdampingscijfer op deze frequentie zal uitoefenen. Als voorbeeld is hiertoe uitgegaan van de overschrijdingswaarde van het neerslagtekort voor de maand juni te Oudenbosch, afgeleid uit gegevens over de jaren 1933 t/m 1953.

Voor overschrijdingswaarden kleiner dan 50 % geldt in dit geval bij benadering:

$$\ln p = - 0{,}058\ (fE_o - N) + 6{,}7$$

waarin:

p = overschrijdingskans in procenten
$f E_o - N$ = neerslagtekort in mm per maand

Differentiatie van p naar f levert:

$$\frac{dp}{p} = -\beta \frac{df}{f}$$

waarin:

$$\beta = 0{,}058 \; f E_o$$

Voor Nederlandse omstandigheden bedraagt β over juni ongeveer 5,5 à 6,5. Een fout van 10 % in f levert dus een afwijking van 55 à 65 % in de overschrijdingskans. Gaat men uit van een overschrijding van gemiddeld 1 × per 10 jaar (p = 10 %), dan verandert deze waarde in omstreeks 1 × per 7, dan wel rond 1 × per 25 jaar, al naar gelang de afwijking in f negatief of positief is.

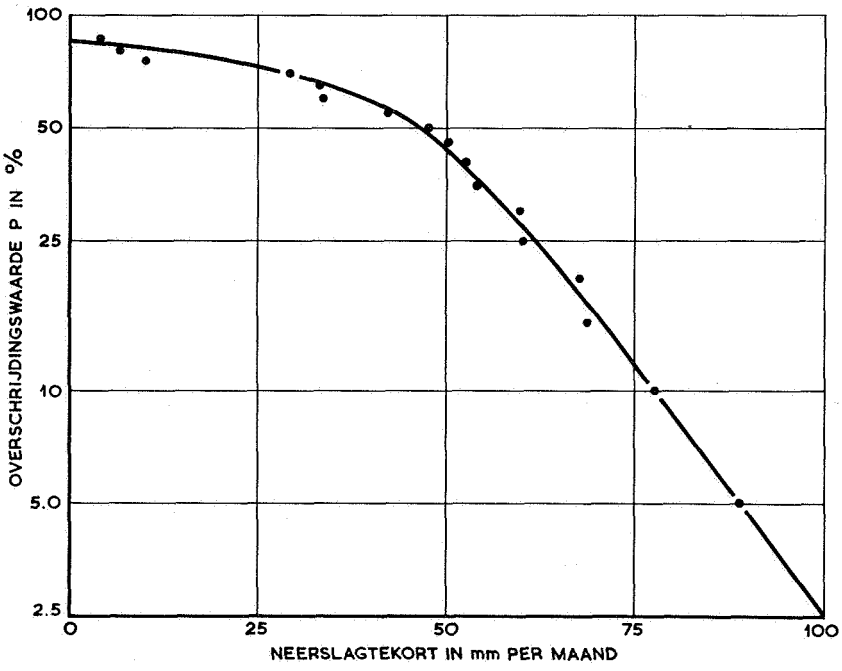

FIG. 1. Overschrijdingswaarde van het neerslagtekort te Oudenbosch, berekend voor de maand juni over de periode 1933 t/m 1953 (f = 0,75)

FIG. 1. *Excess value of precipitation deficiency at Oudenbosch, computed for the month of June for the period 1933—1953 (f = 0.75)*

3. Verdamping en verbruik van de bodemvochtvoorraad

Het gedeelte van de vochtvoorraad in de bodem dat tijdens het groeiseizoen door de gewassen wordt verbruikt, kan men afleiden uit de waterbalans die voor een gebied valt op te stellen. In vereenvoudigde vorm ziet deze balans als volgt eruit:

IN				UIT		
inlaat +	neerslag +	kwel	=	verdamping +	uitslag ±	toe- of afname waterberging

ofwel:

$$I + N + K = f E_o + U \pm \Delta B_w$$

Over het groeiseizoen kan men het verbruik B_v van de bodemvochtvoorraad door de gewassen bij benadering gelijkstellen aan de afname van de waterberging. Gevonden wordt dan:

$$B_v = f E_o - N - I + U - K$$

Differentiatie van B_v naar f levert:

$$\frac{dB_v}{B_v} = \gamma \frac{df}{f}$$

waarin:

$$\gamma = \frac{f E_o}{f E_o - N - I + U - K}$$

Voor het Nederlandse poldergebied bedraagt γ ongeveer 1 à 1,5. Voor zandgebieden zonder kwel ligt γ in de orde van 0,5 à 1. De gevoeligheid in de bepaling van B_v voor fouten in de verdamping is dus niet bijzonder groot.

4. Verdamping en zoute kwel

De bepaling van de kwel naar laaggelegen poldergebieden kan o.m. plaatsvinden aan de hand van water- en chloorbalansen die men voor deze gebieden, door meting van de inkomende en uitgaande hoeveelheden water en chloor, kan opstellen.

a. Waterbalans

Analoog aan het voorgaande kan de waterbalans voor een polder als volgt worden geformuleerd:

				IN		UIT		
I	+ N	+ K	=	$f E_o$	+	U	±	ΔB_w

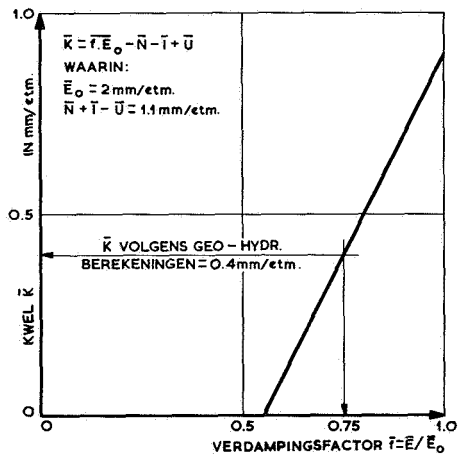

FIG. 2. Gemiddeld verband tussen de kwel *(K)* en de verdampingsfactor *(b)*, bepaald uit de waterbalans van de polder „De Holle Mare" (Voorne) over 1951 t/m 1957

FIG. 2. *Average relation between seepage (K) and evaporation factor (b), computed from the water balance of the polder „De Holle Mare" (Voorne) for 1951—1957*

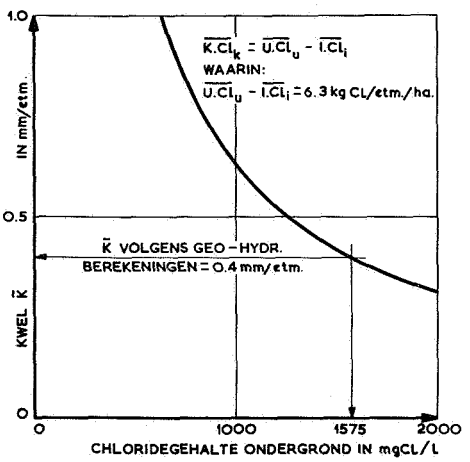

FIG. 3. Gemiddeld verband tussen de kwel *(K)* en het chloridegehalte van de ondergrond (Cl_k), bepaald uit de chloorbalans van de polder „De Holle Mare" (Voorne) over 1951 t/m 1957

FIG. 3. *Average relation between seepage (K) and chloride contents of the subsoil (Cl_k), computed from the chloride balance of the polder „De Holle Mare" (Voorne) for 1951—1957*

Wanneer men de in- en uitgaande hoeveelheden water over lange tijd, d.w.z. over een cyclus van tenminste één jaar, meet en ze over deze periode integreert, is $\int_o^t \Delta B_w$ klein ten opzichte van de andere sommaties. Ook kan men t zodanig kiezen dat $\int_o^t \Delta B_w = 0$. Doet men dit, en bepaalt men de gemiddelde hoeveelheden in- en uitgaand water door de geïntegreerde waarden te delen door de tijd, dan wordt de kwel gevonden:

$$\overline{K} = \overline{f}\,\overline{E_o} - \overline{N} - \overline{I} + \overline{U}$$

Differentiatie van $\overline{K}$ naar $\overline{f}$ levert:

$$\frac{d\overline{K}}{\overline{K}} = \delta \frac{\overline{df}}{\overline{f}}$$

waarin:

$$\delta = \frac{\overline{f}\,\overline{E_o}}{\overline{f}\,\overline{E_o} - \overline{N} - \overline{I} + \overline{U}}$$

De waarde van δ kan gesteld worden op omstreeks 2 à 4, al naar gelang de kwel groot of klein is. Een fout van 10 % in f leidt dus tot fouten van 20 à 40 % in de waarde voor de kwel.

Voor de bepaling van de kwel uit de waterbalans zijn dus nauwkeurige cijfers voor de verdamping der gewassen nodig.

b. Chloorbalans

Men kan de kwel ook bepalen met behulp van een voor het betreffende gebied op te stellen chloorbalans. Deze ziet eruit als volgt:

IN				UIT
kwel	+ inlaat	= uitslag	+ toe- of afname chloorberging	
$K\,Cl_k$	+ $I\,Cl_i$	= $U\,Cl_u$	+	ΔB_{Cl}

waarin:

Cl_k = chloridegehalte ondergrond
Cl_i = chloridegehalte ingelaten water
Cl_u = chloridegehalte uitgeslagen water

Men kan wederom de tijdsduur van meting zodanig kiezen dat $\int_0^t \Delta B_{Cl}$ gelijk nul is of zodanig klein, dat haar waarde ten opzichte van de overige factoren te verwaarlozen is. Gemiddeld wordt dan voor $K\,Cl_k$ gevonden:

$$\overline{K\,Cl_k} = \overline{U\,Cl_u} - \overline{I\,Cl_i}$$

De factor $\overline{U\,Cl_u} - \overline{I\,Cl_i}$ is een constante, die uit meting van de ingelaten en uitgeslagen hoeveelheden water en chloor moet worden bepaald en die voor elke polder een andere waarde heeft. De gemiddelde kwel $\overline{K}$ kan vervolgens bepaald worden, indien $\overline{Cl_k}$ uit watermonsters of uit geo-elektrische metingen bekend is. Aangezien:

$$\frac{\overline{dK}}{\overline{K}} = -\frac{\overline{d\,Cl_k}}{\overline{Cl_k}}$$

hebben beide grootheden een gelijk foutenpercentage.

c. Overige methoden

Bij homogene polders kan men het gemiddelde chloridegehalte $\overline{Cl_k}$ van het opkwellende water met behulp van bijvoorbeeld geo-elektrische metingen zeker tot op 10 % nauwkeurig schatten. In een dergelijk geval zal de kwelbepaling met behulp van de chloorbalans dus betere resultaten opleveren dan die met de waterbalans. Zelfs is het zo, dat wanneer men $\overline{K}$ eenmaal

uit de chloorbalans kent, men uit de waterbalans op betrouwbare wijze de grootte van de factor $\overline{f}$ kan bepalen.

Het Nederlandse poldergebied is echter weinig homogeen opgebouwd, ook wat betreft de grootte van de kwel en het chloridegehalte daarvan. Dit maakt het schatten van $\overline{Cl_k}$ zeer moeilijk, zodat in de meeste gevallen de mogelijke fout op zeker omstreeks 30 % van de schatting mag worden gesteld. In dat geval biedt de chloorbalans dus weinig of geen grotere mogelijkheden. In feite vallen er dan drie onbekenden te onderscheiden, te weten $\overline{K}$, $\overline{Cl_k}$ en $\overline{f}$, waarvoor slechts twee vergelijkingen beschikbaar zijn. Het ontbrekende zal men kunnen aanvullen door de kwel te bepalen met behulp van geo-hydrologische berekeningen, doch ook hieraan mag geen al te grote nauwkeurigheid worden toegekend.

Ook kan men ertoe overgaan in de directe omgeving van het te onderzoeken niet homogene gebied, tevens een klein en meer homogeen gebied te meten, dat met de grotere polder in cultuurtechnisch opzicht overeenkomt. Men bepaalt dan voor het kleine gebied $\overline{K}$ uit de chloorbalans, en vervolgens $\overline{f}$ uit de waterbalans. Aannemende dat voor beide in cultuurtechnisch opzicht vergelijkbare gebieden dezelfde verdampingsfactor $\overline{f}$ van toepassing is, kan men daarna $\overline{K}$ bepalen uit de waterbalans van het niet homogene grotere gebied en tenslotte $\overline{Cl_k}$ uit de chloorbalans van die polder.

Voor het deltagebied, en in het bijzonder met betrekking van de kwaliteit van het water in het te vormen Zeeuwse Meer, is het van groot belang de zoute kwel in de polders die op dit meer zullen lozen, nauwkeurig te kennen. Bij deze studie worden daarom alle hiervoor beschreven methoden toegepast, waarbij door onderlinge vergelijking der uitkomsten de meest waarschijnlijke waarde voor de zoutbelasting van het meer kan worden gevonden.

XI. DE BEREKENING VAN DE AANVULLENDE WATERBEHOEFTE VAN GRASLAND

R. H. A. VAN DUIN
Cultuurtechnische Dienst

SUMMARY

CALCULATION OF THE NEED OF WATER SUPPLY FOR GRASSLAND

To calculate the capacity of irrigation canals one should be informed in the first place on the water balance of the crop in the given area. This water balance consists of precipitation, soil moisture storage and need of water, of which the upper limit is determined by the potential evapotranspiration of the crop. Since dry en wet periods often alternate in such a way that for long periods most times a surplus of water is calculated, e.g. in the Netherlands, this water balance should be set up for short periods. The influence of the length of these periods is represented in figure 1. In this paper the water balances of grass in the Netherlands are calculated for periods of ten days after which the surplusses and deficits are summed up seperately during the growing period (table, page 158).

The relation between the total moisture deficit during the growing period and the storage capacity of the soil has been given in figure 2. If this capacity equals zero the moisture deficit approaches the potential evapotranspiration since in that case no rain comes available to the crop.

The influence of supply with water on the moisture deficit is represented in figure 3. It appears that the efficiency of water supply decreases with increasing capacity since periods with a small water deficit more often occur than periods with a large deficit. A continuous supply with 10 mm of water during each ten days is used up for 75 %, the second 10 mm for 45 %, the third 10 mm for 25 % and the fourth 10 mm only for 8 %. Because of this a capacity of the irrigation canals of about 2,5 mm/day will be sufficient to supply a crop of grass in the Netherlands with water except for losses to the underground.

1. Inleiding

Bij de uitvoering van werken ten behoeve van de watervoorziening zijn o.m. de volgende gegevens vereist:

a. de hoeveelheid water die per groeiseizoen moet worden gereserveerd en welke bepalend is voor de grootte van de reservoirs;
b. de hoeveelheid water die per tijdseenheid (b.v. een etmaal) moet kunnen worden aangevoerd en welke bepalend is voor de capaciteit der aanvoerleidingen (uiteraard afgezien van verliezen tijdens transport en distributie).

Voor de vaststelling van deze hoeveelheden dient men voor het beschouwde gebied te beschikken over waterbalansen gedurende een reeks van jaren, zodat men een inzicht krijgt in de frequenties waarmee bepaalde watertekorten optreden. De waterbalans van een gebied hangt samen met neerslag, verdamping, beschikbaar bodemvocht en aan- en afvoerverliezen. Aangezien natte en droge perioden elkaar afwisselen, waarbij over langere perioden gerekend in Nederland steeds een vochtoverschot bestaat, dienen deze waterbalansen te worden opgesteld voor korte perioden. Door voortgaande sommatie vanaf het begin van de groeiperiode tot aan het einde van deze periode, verkrijgt men dan een beeld van het totale vochttekort of vochtoverschot gedurende de groeiperiode. Naast de keus van de lengte van de periode waarvoor de afzonderlijke waterbalansen worden opgesteld, moet ook een weloverwogen keus worden gedaan inzake de verschillende termen van deze waterbalans, in het bijzonder wat betreft het beschikbare bodemvocht en de verdamping.

Voor de verdampingsterm kan men de werkelijke waterbehoefte van een gewas of bouwplan inzetten (dus gebaseerd op opbrengstdepressies) ofwel de potentiele verdamping van het beschouwde gewas, waardoor men de waarde van de aanvullende waterbehoefte berekent. Voorzover er weinig of geen „luxe-consumptie" optreedt, geeft het op deze wijze berekende vochtdeficit tevens een reëel beeld van de aanvullende waterbehoefte. Voor grasland, waarbij het gaat om de produktie van de bladmassa welke gedurende de groeiperiode meer dan één maal wordt geoogst, lijkt dit een aanvaardbare methode.

Overigens moet men wat betreft de eisen van nauwkeurigheid o.m. rekening houden met het frequentieaspect van de gevraagde grootheid, met het feit dat de verliezen bij het transport en de distributie van het water van dezelfde orde van grootte zijn als de aanvullende waterbehoefte en met de onzekerheden bij de berekening van het waterbouwkundig systeem.

Het vochthoudend vermogen van de grond (in feite het verloop van de vochtkarakteristiek) en de uitgebreidheid van het wortelstelsel zijn bepalend voor de hoeveelheid water die tijdens de groeiperiode voor het gewas beschikbaar komt (bodemvoorraad) en voor de mate waarin de neerslag tijdens

de groeiperiode kan worden benut (nuttige neerslag). Voor blijvend grasland is deze factor vrij constant maar voor bouwlandgewassen niet, als gevolg van de wisselende omvang van het wortelstelsel tijdens de groeiperiode.

2. De waterbalans

Voor de waterbalans van een gebied geldt:

$$N + B + A = V$$

N is de hoeveelheid neerslag die tijdens de beschouwde periode door het gewas wordt benut,
B is de hoeveelheid water die door het gewas aan de grond wordt onttrokken,
A is het verschil tussen aanvoer en afvoer,
V is de verdampte hoeveelheid water.
Voorts geldt: $O = V - E_p$
$D = E_p - V$
$E_p = 0{,}75\ E_o$ is de potentiële verdamping van kort gras, waarbij E_o de verdamping is van een wateroppervlak volgens Penman.
O en D geven resp. het vochtoverschot en het vochtdeficit weer. Uit combinatie volgt o.a.: $D = E_p - (N + B + A)$.

3. Het neerslagdeficit

Indien $B = O$ en $A = O$ is $D = E_p - N$ (neerslagdeficit) of $O = N - E_p$. In een gemiddeld jaar in Nederland is $N = 720$ mm en $E_p = 580$ mm, dus $O = 140$ mm. Gerekend voor het winter- en zomerhalfjaar afzonderlijk geldt:

	$N - E = O$	$N + B - E_p = O$ (als $B = 130$mm)
okt—mrt	350— 80 = 270 mm	350—130— 80 = 140 mm
apr—sep	370—500 = -130 mm	370+130—500 = 0 mm
jaar:	720—580 = 140 mm	720 —580 = 140 mm

Hieruit blijkt dat een berekening over een heel jaar geen beeld geeft over het werkelijk opgetreden neerslagtekort gedurende de groeiperiode. In dit geval is pas bij een bodemvoorraad van 130 mm, welke gedurende de groeiperiode wordt verbruikt en gedurende de rest van het jaar weer wordt aangevuld, het vochtdeficit nihil.

Bij een dergelijke berekening wordt ondersteld dat de neerslag tijdens de groeiperiode (hier 370 mm) geheel voor het gewas beschikbaar komt. In hoeverre dit werkelijk het geval is, wordt bepaald door de mate waarin

deze neerslag via de wortelzone weer aan het gewas ten goede kan komen. Bij ondiep wortelende gewassen op gronden met een gering vochthoudend vermogen zal in natte perioden een deel van de neerslag naar de onder-

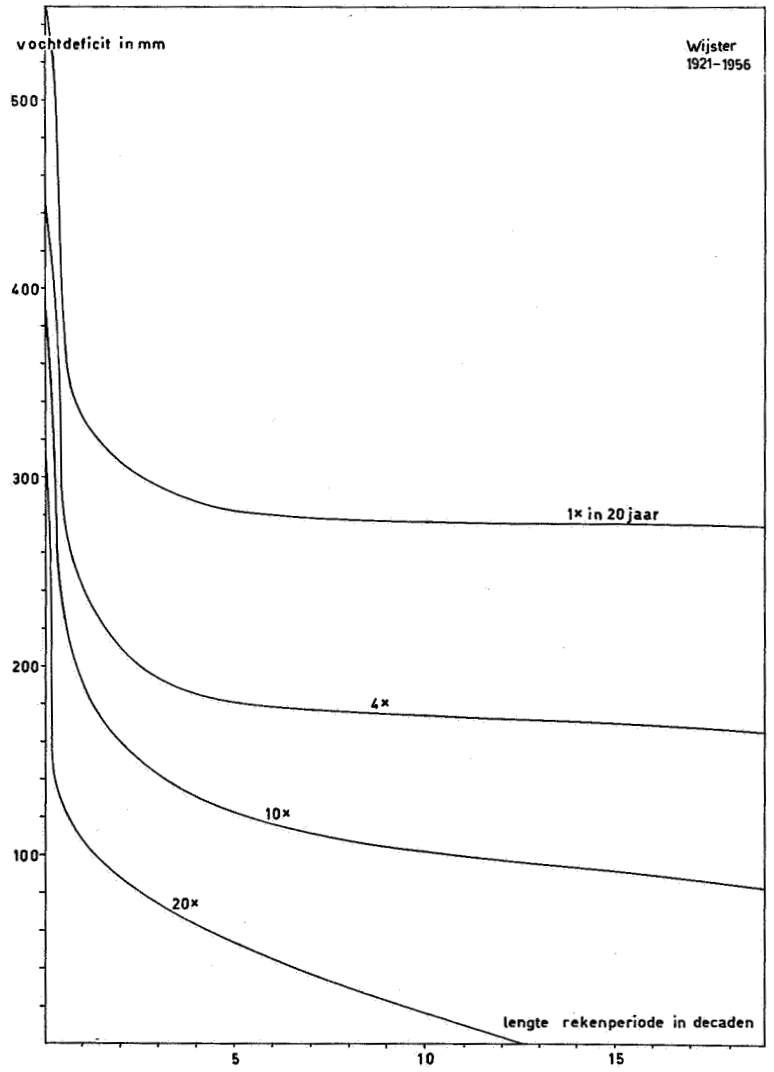

FIG. 1. De invloed van de lengte van de rekenperiode op het minimaal te verwachten jaarlijks neerslagdeficit van grasland

FIG. 1. *The influence of the length of periods for which the water balances are calculated on the minimum yearly rainfall deficit of grassland*

grond afvloeien. Onder dergelijke omstandigheden is het gewenst met kortere perioden te rekenen en de voor deze korte periode berekende overschotten en tekorten afzonderlijk te sommeren. In de tabel (zie pag. 158) is een schema gegeven voor een berekening met perioden van 1 maand en 1 decade over de maanden april—september. Gedurende deze maanden bedroeg de totale hoeveelheid neerslag 486 mm en de potentiële verdamping 449 mm, overeenkomend met een neerslagoverschot van 37 mm. Sommeert men de per maand berekende overschotten en tekorten afzonderlijk, dan vindt men resp. 113 en 76 mm. Sommering per decade geeft resp. 198 en 161 mm, waarbij het verschil uiteraard steeds weer gelijk is aan 37 mm.

Bij het hier gevolgde rekenschema, waarbij neerslagoverschotten en -tekorten gedurende korte perioden afzonderlijk worden gesommeerd, heeft de lengte van de gekozen rekenperiode een grote invloed op de totale waarde per groeiseizoen, waarbij de grenswaarde ligt bij afzonderlijke sommatie van potentiële verdamping en neerslag. Dit is grafisch weergegeven in figuur 1, waarin verticaal het berekende neerslagdeficit is weergegeven en horizontaal de lengte van de rekenperiode. Hieruit blijkt b.v. dat de invloed van de lengte van de rekenperiode in een nat jaar groter is dan in een droog jaar.

Hieronder is weergegeven met welke frequentie bepaalde neerslagdeficits voor grasland zijn opgetreden te Wijster (Dr.) gedurende de jaren 1911—1956. Deze deficits zijn bepaald door sommering van de per decade berekende deficits over de maanden april — september.

Frequentie (aantal malen in 20 jaar)	Potentiële verdamping (mm)	Neerslagdeficit voor grasland (mm)
1	550	330
2	525	270
4	515	240
10	500	190
15	480	150
20	450	105

Hieruit blijkt dat de spreiding van het neerslagdificit aanzienlijk groter is dan van de potentiële verdamping.

4. De bodemvoorraad

De bodemvoorraad *B*, welke aangeeft hoeveel water het gewas tijdens de groeiperiode aan de grond kan onttrekken, variëert globaal tussen 20 mm voor gras op humusarme zandgrond en 200 mm voor luzerne op goede zavelgrond.

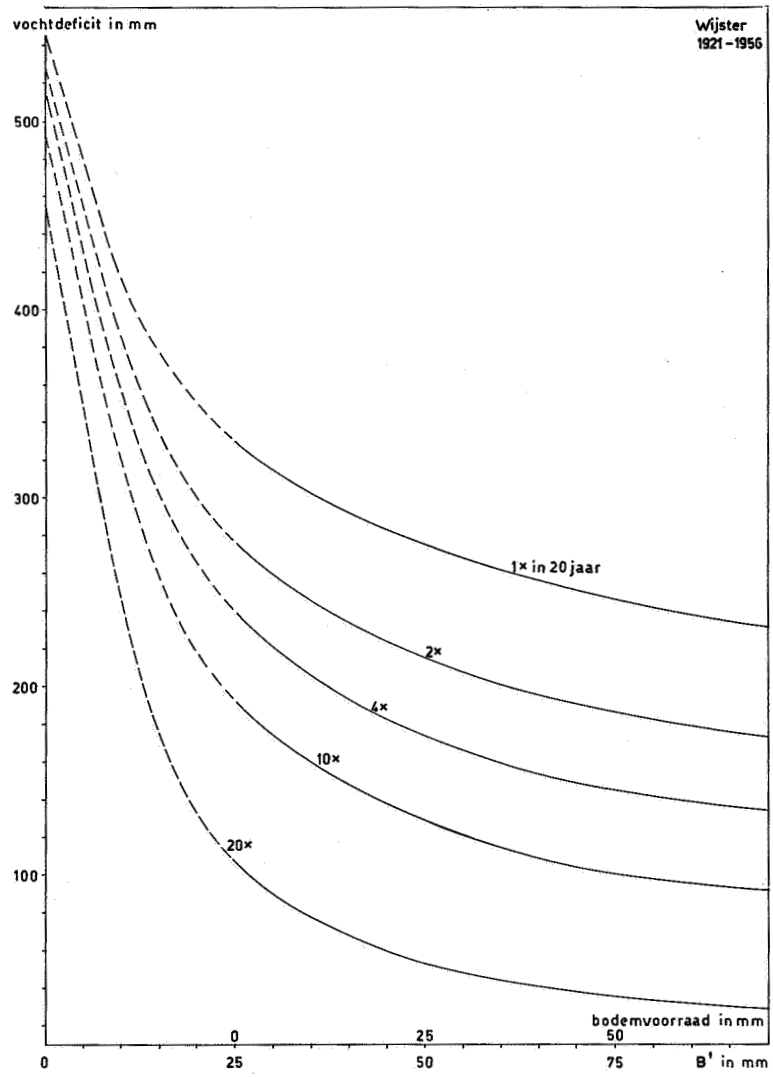

FIG. 2. De invloed van de bodemvoorraad op het minimaal te verwachten vochtdeficit van grasland (berekend per decade)

FIG. 2. *The influence of the soil moisture storage on the minimum yearly moisture deficit of grassland (calculated for decades)*

Als $A = O$ is het vochtdeficit $D = E_p - (N + B)$. In de tabel (zie pag. 158) is een schema gegeven voor de berekening van dit vochtdeficit voor verschillende waarden van B. Hierin geeft b de werkelijke hoeveelheid vocht in de grond weer tijdens de beschouwde decade. Voor $B = 10$, 20 en 73 mm

is het vochtdeficit D resp. gelijk aan 112, 76 en 0 mm.

In figuur 2 is voor Wijster de relatie weergegeven tussen het per decade berekende, gesommeerde vochtdeficit van grasland en de bodemvoorraad. Voor $B = 0$ is dit vochtdeficit gelijk aan het neerslagdeficit (zie tabel op blz. 158). In feite geldt dit slechts voor de hier gestelde rekenperioden van 1 decade. Immers, indien het vochthoudend vermogen van de grond nihil is, zou de neerslag (afgezien van directe verdamping) geheel tot afstroming komen en zou de verdamping ook nihil zijn en dientengevolge het vochtdeficit gelijk aan de potentiële verdamping. Dit is in figuur 2 aangegeven door extrapolatie van de curven naar E_p (samenvallend met de verticale as). Dit illustreert het feit, dat men door de keus van de rekenperiode (waarbinnen dus alle neerslag aan het gewas ten goede komt), tevens een bepaalde onderstelling doet omtrent de bodemvoorraad. Dit blijkt ook uit het rekenschema, waarin het per maand berekende neerslagdeficit (76 mm) gelijk is aan het per decade berekende vochtdeficit bij een bodemvoorraad van 20 mm. De werkelijke bodemvoorraad (B' in fig. 2) is dus steeds groter dan de aangenomen bodemvoorraad. Hierbij hangt het verschil af van de lengte van de rekenperiode. Dit verschil is in figuur 2 gesteld op 25 mm, doch waarschijnlijk ligt het wat lager, nl. bij 15 à 20 mm. Men mag aannemen dat bij een berekening per pentade de hieraan gekoppelde bodemvoorraad zo gering is, dat deze ook op weinig vochthoudende grond geheel ligt binnen de nauwkeurigheid waarmee de bodemvoorraad kan worden bepaald. Voor diepwortelende gewassen op gronden met een gunstig verloop van de vochtkarakteristiek is ook een berekening per decade met verwaarlozing van de hieraan gekoppelde bodemvoorraad reeds een goede benadering.

5. De aanvoerfactor

Het hier gevolgde rekenschema biedt ook de mogelijkheid de door aanvoer beschikbare hoeveelheid water („maatgevende aanvoer") in rekening te brengen (desgewenst zowel bodemvoorraad als aanvoer). Dit is voor verschillende waarden van A weergegeven in het rekenschema (zie pag. 158). Het is duidelijk dat het effect van de aanvoer afneemt voor grotere waarden hiervan, omdat gedurende een groeiperiode in het algemeen vele perioden met een klein vochtdeficit en weinig perioden met een groot vochtdeficit optreden. Dit blijkt duidelijk uit figuur 3, waarin het voor Wijster per decade berekende vochtdeficit van grasland is weergegeven over de maanden april — september voor de jaren 1921 — 1956 in afhankelijkheid van de aanvoer. Hierbij is een continue aanvoer van 10 mm/decade voor

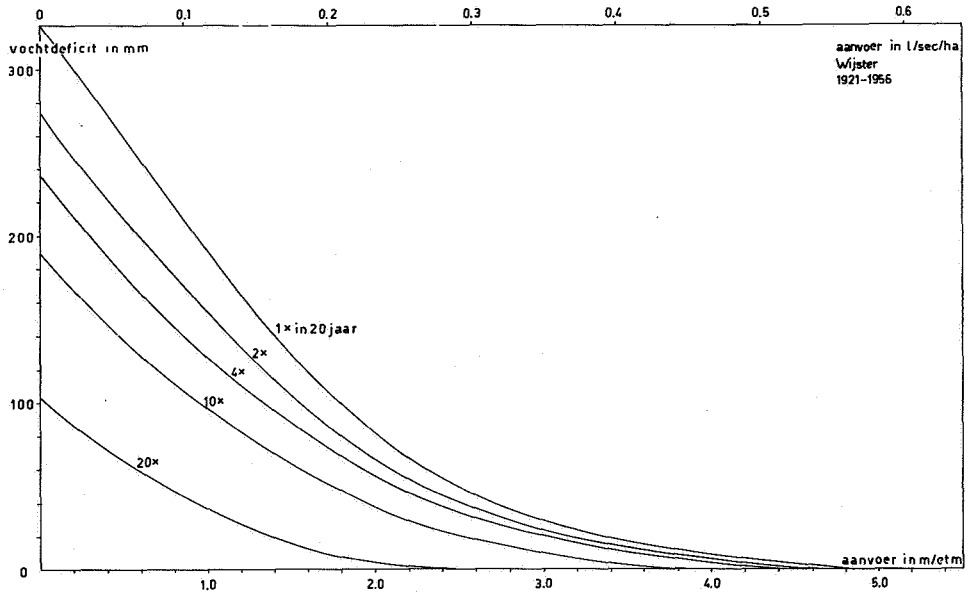

FIG. 3. De invloed van de aanvoer op het minimaal te verwachten jaarlijks vochtdeficit van grasland

FIG. 3. *The influence of the water supply on the minimum yearly moisture deficit of grassland*

75 % effectief, een toename van 10 naar 20 mm voor 45 %, van 20 naar 30 mm voor 25 %, van 30 naar 40 mm voor 8 % en van 40 naar 50 mm voor slechts 3 %. Een waarde van b.v. 0,3 l/sec/ha voor grasland lijkt dan ook alleszins aanvaardbaar. Voor een gebied met geen al te grote ondergrondse verliezen komt men dan tot een totale aanvoercapaciteit van b.v. 0,5 l/sec/ha, waarbij men voor kleine oppervlakten (eindleidingen) eventueel een wat grotere waarde kan aanhouden.

TABEL Berekening van het vochtdeficit bij verschillende waarden van de bodemvoorraad en de aanvoerfactor

	april			mei			juni			juli			augustus			september			Totaal (mm)	Deficit (mm)
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III		
1. N (mm/mnd)		66			107			62			67			140			44		486	
2. E_o		72			109			132			136			85			64		598	
3. $E_p = 0{,}75E_o$		54			82			99			102			64			48		449	
4. N-E_p		12			25			-37			-35			76			-4		113—76=37	76
5. N (mm/dec.)	25	2	39	45	5	57	20	15	27	40	2	25	54	50	36	1	6	37	486	
6. E_o	22	24	26	28	48	33	44	44	44	41	53	42	29	26	30	26	25	13	598	
7. E_p	16	18	19	21	36	25	33	33	33	31	40	32	22	19	22	20	19	10	449	
Invloed bodemvoorraad ($A = 0$)																				
8. $B = 0$ mm: $N—E_p$	9	-16	20	24	-31	32	-13	-18	-6	9	-38	-7	32	31	14	-19	-13	27	198—161=37	161
9. $B = 10$ mm: b	10	0	10	10	0	10	0	0	0	9	0	0	10	10	10	0	0	0		
10. $N+b—E_p$	0	-6	0	0	-21	0	-3	-18	-6	0	-29	-7	0	0	0	-9	-13	0	- 112	112
11. $B = 20$ mm: b	20	4	20	20	0	20	7	0	0	9	0	0	20	20	20	1	0	20		
12. $N+b—E_p$	0	0	0	0	-11	0	0	-11	-6	0	-29	-7	0	0	0	0	-12	0	- 76	76
13. $B = 73$ mm: b	73	57	73	73	42	73	60	42	36	45	7	0	32	63	73	54	41	68		
14. $N+b—E_p$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Invloed wateraanvoer ($B = 0$)																				
15. $A = 0$ mm/dec.: $N—E_p$	9	-16	20	24	-31	32	-13	-18	-6	9	-38	-7	32	31	14	-19	-13	27	198—161=37	161
16. $A = 10$ mm/dec.: $N+A—E_p$	0	-6	0	0	-11	0	-3	-8	0	0	-28	0	0	0	0	-9	-3	0	- 78	78
17. $A = 20$ $N+A—E_p$	0	0	0	0	-21	0	0	0	0	0	-18	0	0	0	0	0	0	0	- 29	29
18. $A = 30$ $N+A—E_p$	0	0	0	0	-1	0	0	0	0	0	-8	0	0	0	0	0	0	0	- 9	9
19. $A = 38$ $N+A—E_p$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

N = neerslag; E_o = verdamping van een wateroppervlak volgens PENMAN; E_p = potentiële verdamping van kort gras; B = maximale hoeveelheid beschikbaar „hangwater" in de wortelzone (bodemvoorraad); b = de resterende hoeveelheid beschikbaar water; A = aanvoer in mm/10 dagen.

XII. EEN FREQUENTIE-ONDERZOEK NAAR DE VERSCHILLEN TUSSEN NEERSLAG EN VERDAMPING

Ph. Th. STOL
Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding

SUMMARY

AN INVESTIGATION INTO THE DIFFERENCES BETWEEN PRECIPITATION AND EVAPORATION

With the object, to describe for agriculture purposes the climate more completely then by use of precipitation data only, a statistical analysis of the differences between precipitation and evaporation was set up.

The differences between precipitation and evaporation determined per decade over 20 years provided the basis for a statistical analysis of the occurrence of precipitation and evaporation surplus.

In the investigation, the months of the year, different lengths of periods, the quantity $R - X E_0$ *and the cumulated relative frequencies were taken as variables. It is possible to give the relation between this number of variables, for each reduction factor* X*, in 12 different ways.*

The factors which were included in the investigation made it possible to draw and compile a great number of diagrams, each of which elusidates a definite facet of the relation between the data. Now one can make a suitable selection from the diagrams available both for problems relating to the water supply in periods with an evaporation surplus as well as for problems in which the precipitation surplus is studied.

Elaborating the practical apply of the diagrams, the possibility exists of obtaining an appreciation about the combination of possibilities in water management, which, as well from a technical point of view as from an economic one, are best to realise and which at the same time will suit best the agricultural wishes.

1. INLEIDING

Bij studies van waterhuishoudkundige aard wordt de factor „verdamping", sinds PENMAN voor de berekening ervan zijn formule opstelde, steeds meer als een bekende grootheid opgenomen.

De resultaten die deze studies opleverden hebben ertoe geleid, te trachten tot een klimaatbeschrijving te komen door de neerslag en de verdamping gezamenlijk te beschouwen en van de verschillen die over gelijke tijdvakken optreden frequenties van voorkomen vast te stellen.

In Nederland is voor de provincie Noord-Brabant een dergelijk frequentie-onderzoek opgezet, waarbij als uitgangspunt gebruik gemaakt is van de decadesommen van de gemeten neerslag (R) te Gemert en de potentiële verdamping (E_o) welke voor deze plaats volgens de formule van PENMAN over de jaren 1933 t/m 1953 werd bepaald. Het verschil tussen neerslag en verdamping werd berekend volgens de formule $D = R - X E_o$ waarin X de reductiefactor voor de potentiële verdamping is.

Van de decadesommen in elke maand, berekend met verschillende waarden van X, werden frequentieverdelingen opgesteld. Dit werd eveneens gedaan voor de sommen van twee, drie tot achttien opeenvolgende decaden, zodat de volgende factoren als variabelen in het onderzoek waren betrokken.

a. De gesommeerde hoeveelheden $R - X E_o$ in mm over de tijdvakken onder b.
b. Tijdvakken van respectievelijk 10, 20, 30, 60, 90, 120 en 180 opeenvolgende dagen gerekend vanaf de eerste van elke maand.
c. De maanden van het jaar als beginpunten voor de sommatie.
d. De gesommeerde relatieve frequentie van voorkomen over de jaren 1933 t/m 1953 van de onder a genoemde hoeveelheden.
e. De reductiefactoren 0,25, 0,40, 0,55, 0,70, 0,85 en 1,00.

In het volgende zullen alleen voorbeelden van bewerking met $X = 0{,}7$ gegeven worden, zodat de factoren a t/m d als variabelen in het onderzoek werden betrokken.

2. ANALYSE VAN DE BEWERKINGSMOGELIJKHEDEN

De vier factoren die als variabelen in het onderzoek werden betrokken, geven aanleiding tot het samenstellen van een groot aantal figuren die steeds een bepaald facet van de samenhang tussen de gegevens belichten. Op de assen van een coördinatenstelsel kunnen twee variabelen worden uitgezet, zodat in het coördinatenvlak lijnen voor een constante derde variabele getrokken kunnen worden. De zo verkregen figuur geldt voor één bepaalde waarde van de vierde variabele.

Aangezien steeds een voorkeur zal bestaan welke van de grootheden op de ordinaat en welke op de abscis uitgezet zal worden en verwisseling van de assen geen wezenlijk nieuw aspect oplevert, is het aantal mogelijke

permutaties $\frac{4!}{2!} = 12$. Dit betekent dat in totaal 12 soorten figuren de vierdimensionale samenhang tussen de gegevens kunnen weergeven.

Een overzicht van de bewerkingsmogelijkheden wordt gegeven in tabel 1.

TABEL 1. Bewerkingsmogelijkheden frequentie-onderzoek

Nr.	y-as	x-as	Lijnen voor constante	Figuren per	Voorbeeld in figuur
1	kans	mm	maand	tijdvak	—
2	kans	mm	tijdvak	maand	2 en 3
3	kans	maand	mm	tijdvak	—
4	mm	maand	kans	tijdvak	14
5	kans	tijdvak	mm	maand	4 en 5
6	mm	tijdvak	kans	maand	6 en 7
7	kans	maand	tijdvak	mm	—
8	mm	maand	tijdvak	kans	—
9	kans	tijdvak	maand	mm	11
10	mm	tijdvak	maand	kans	—
11	tijdvak	maand	mm	kans	12 en 13
12	tijdvak	maand	kans	mm	—

Bij de bewerking is uitgegaan van de elementaire frequentie-polygoon waarvan in figuur 1 een voorbeeld wordt gegeven. Tegen een kansschaal

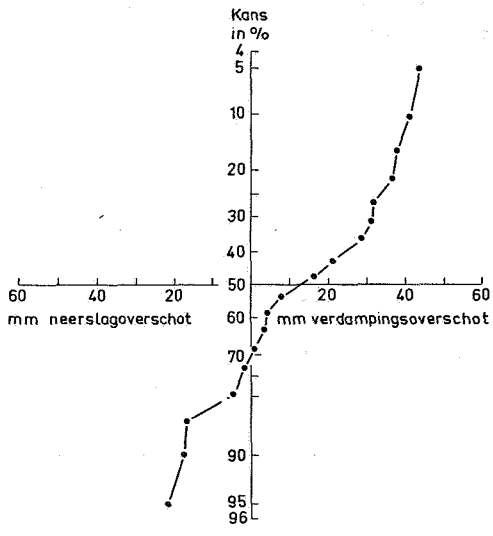

FIG. 1.
De maandtotalen over 1933 tot 1953 voor april van R—0,7 E_o in mm zijn uitgezet als gesommeerde relatieve frequenties. Indien R—0,7 $E_o > 0$ is er sprake van een neerslagoverschot, indien R—0,7 $E_o < 0$ geeft de absolute waarde het verdampingsoverschot aan.

FIG. 1.
The monthly totals of R—0.7 E_o in mm for the month April over the years 1933 to 1953 are given as summated relative frequencies. For R—0.7 $E_o > 0$ there is a precipitation surplus, for R—0.7 $E_o < 0$ the absolute magnitude is an evaporation surplus.

is het aantal mm ($R - 0{,}7\ E_o$) uitgezet voor een tijdvak van 30 dagen vanaf 1 april.

In tabel 1 op regel 1 en 2 wordt aangegeven dat deze elementaire polygonen verzameld kunnen worden over de maanden van het jaar, doch ook over alle opgenomen tijdvakken. Een voorstelling van de nu verkregen curvenbundel geschiedt het meest overzichtelijk met behulp van een driedimensionale afbeelding in de vorm van een maquette. Een voorbeeld hiervan wordt gegeven in figuur 2.

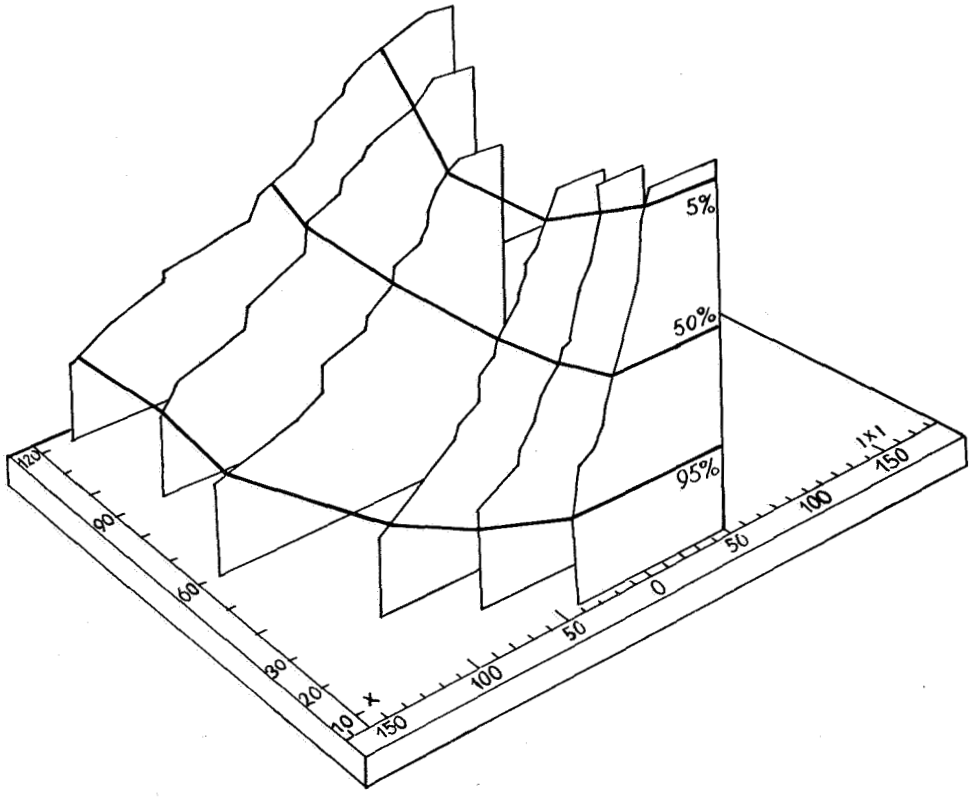

FIG. 2. Voorbeeld van drie horizontale doorsneden voor respectievelijk 5, 50 en 95% kans door een verzameling frequentie-polygonen voor verschillende tijdvakken vanaf 1 februari

FIG. 2. *An example of three horizontal cross-sections for 5, 50 and 95% probability respectively, through a collection of frequency polygons for several periods from Februari 1st onward*

In deze figuur zijn de curven voor de maand februari voor verschillende tijdvakken samengebracht. Door het aanbrengen van horizontale doorsneden ontstaan beschrijvende polygonen voor constant gehouden frequentie. Deze polygonen kunnen op het horizontale vlak geprojecteerd worden en geven dan een figuur van het type 6 uit tabel 1. Door het maken van verticale doorsneden, weergegeven in figuur 3, ontstaat een figuur van het type 5. Eenzelfde bewerking kan toegepast worden op maquettes ontstaan uit het per tijdvak bijeenbrengen van de elementaire polygonen van alle maanden.

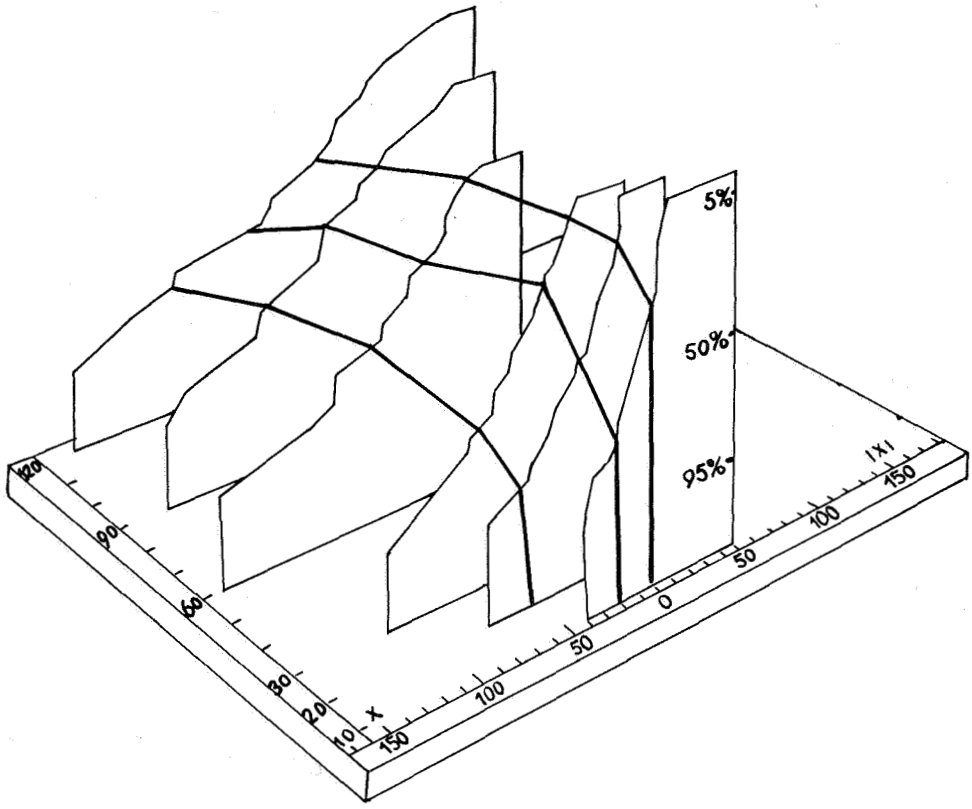

FIG. 3. Voorbeeld van drie verticale doorsneden voor respectievelijk 0, 20 en 50 mm neerslagoverschot door dezelfde verzameling frequentie-polygonen als in figuur 2

FIG. 3. *An example of three vertical cross-sections for 0, 20 and 50 mm precipitation surplus respectively, through the same collection of frequency polygons as shown in figure 2*

Een volgende groep mogelijkheden voor het in beeld brengen van de beschouwde samenhang ontstaat door de verschillende doorsneden uit overeenkomstige maquettes in één figuur samen te brengen. De grootheden op de assen zijn hierdoor voor evenwijdig genomen doorsneden dezelfde als in de vorige groep, doch de wijze van samenvoegen is thans anders. Een voorbeeld is te vinden in figuur 11 (pag. 171).

Als laatste groep resten nu nog de doorsneden door deze nieuwe samenvoegingen, hetgeen de typen 11 en 12 uit tabel 1 oplevert.

Behalve met de absolute grootte van de verdampingsoverschotten kan in vele gevallen tevens met de waarde in mm per etmaal gewerkt worden. Hoewel hierdoor geen nieuwe factor in het onderzoek wordt betrokken, kan in sommige gevallen deze wijze van voorstellen verhelderend werken.

3. Vereffening en toepassing

Bij de bewerking van de gegevens is de techniek van de snijpuntencontrole gevolgd. Bij deze techniek wordt ervan uitgegaan, dat plaatselijke correcties op de oorspronkelijke lijnen niet mogen leiden tot het ontstaan van een onregelmatigheid in één van de (loodrechte) doorsneden. Het gehele model, d.w.z. alle typen figuren uit tabel 1, werd in deze bewerking betrokken. Het grillige beeld dat vele van de frequentie-polygonen te zien geven (verg. fig. 1) is daarmede vervangen door strakke vloeiend verlopende curven.

De volgens bovenstaande wijze verkregen figuren kunnen dienen om bepaalde vragen omtrent de frequentie van voorkomen van verdampings- en regenoverschotten tot een oplossing te brengen. Wil men deze grafieken toepassen dan moet men een keuze doen voor de reductiefactor X die op vochtige gronden hoog, op droge gronden laag zal zijn; een en ander mede in afhankelijkheid van het jaargetijde. Verder dient men een indruk te hebben van de orde van grootte van de maximaal toe te laten vochtonttrekking resp. de mogelijkheid van vochtberging, alsmede van de ondergrondse afvoer, van de kwel en de aanvoer van vocht die men zal kunnen realiseren. De grafieken maken het nu mogelijk deze hoeveelheden met elkander in verband te brengen en zich een oordeel te vormen omtrent de combinatie die technisch en economisch het beste te realiseren is en die tegelijkertijd het meest aan de landbouwkundige wensen tegemoet komt.

4. Toepassing op het probleem van de wateraanvoer

Bij het opnemen in de beschouwingen van het vochthoudend vermogen van een bodemprofiel, waarbij gevraagd wordt welke kans bestaat dat dit

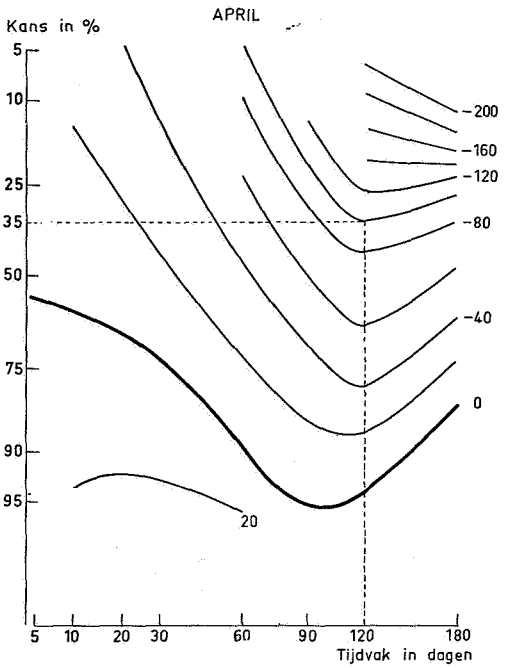

FIG. 4. Lijnen voor gelijke hoeveelheden R—0,7 E_o in mm gerekend vanaf 1 april

FIG. 4. *Curves of equal magnitudes R—0.7 E_o in mm from April 1st onward*

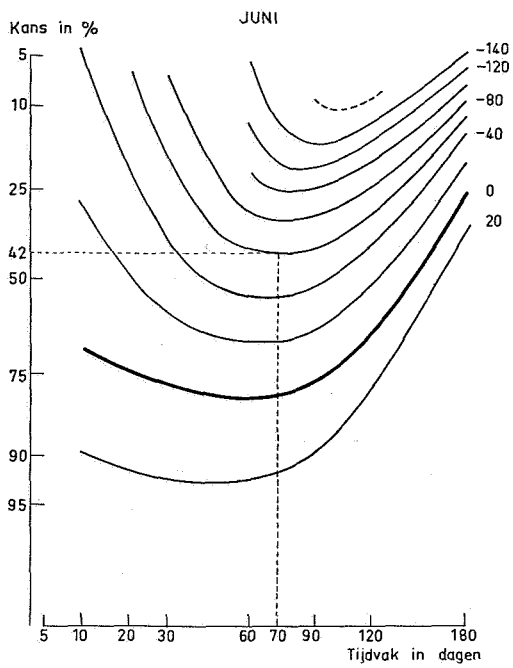

FIG. 5. Als figuur 4, maar nu gerekend vanaf 1 juni

FIG. 5. *As figure 4, but from June 1st onward*

profiel na een zekere tijd uitdroogt, kan die figurenserie gekozen worden waarin de frequentie en de tijdvaklengte in dagen tegen elkaar staan uitgezet en elke curve in de figuur op een constante hoeveelheid betrekking heeft.

Figuur 4 en 5 geven voorbeelden van deze wijze van voorstellen. Wordt aangenomen dat in een profiel op 1 april een hoeveelheid vocht van 100 mm als voorraad voor het gewas ter beschikking is, dan kan dit profiel een verdampingsoverschot van eenzelfde grootte zonder wateraanvoer door beregening of infiltratie compenseren. Nu kan in de figuur de 100 mm-lijn gevolgd worden en het blijkt dat in 5 van de honderd jaar, of eens in 20 jaar in ca. 60 achtereenvolgende dagen een verdampingsoverschot van meer dan deze 100 mm zal optreden. Naarmate het tijdvak langer wordt gekozen wordt de kans op het optreden van een verdampingsoverschot dat groter is dan dat in het gestelde geval ook groter. De kritieke toestand

ligt bij 120 dagen ofwel 4 maanden, nl. de periode van 1 april tot 1 augustus, wanneer in 35 van de 100 jaar of ongeveer eens in drie jaar het profiel niet in staat zal zijn de benodigde hoeveelheid vocht te leveren. Het verdampingsoverschot is dan groter dan 0,8 mm/dag geweest.

Kan een profiel slechts 60 mm vocht beschikbaar stellen dan treedt eveneens na 120 dagen de grootste kans op een grotere verdamping op, doch nu met 65 % kans dus in meer dan de helft van het aantal jaren met een verdampingsoverschot van 0,5 mm/dag.

Gerekend vanaf 1 juni zijn de kansen op uitdrogen van de als voorbeeld gegeven profielen groter. Wordt namelijk nagegaan hoe de toestand vanaf deze datum is, dan dient eerst de reeds verdampte hoeveelheid afgetrokken te worden. Welke deze hoeveelheid is valt niet te zeggen, doch uit figuur 4 valt af te leiden dat van 1 april tot 1 juni gemiddeld bijna 40 mm verdampingsoverschot zal optreden. In het bovengenoemde geval zullen de als voorbeeld gekozen profielen respectievelijk nog 100 — 40 = 60 en 60 — 40 = 20 mm ter beschikking hebben. De kans op uitdrogen vanaf 1 juni wordt in figuur 5 weergegeven.

Van beide profielen is de kans op een verdampingsoverschot dat groter is dan de beschikbare hoeveelheid vocht na ruim twee maanden het grootst en bedraagt respectievelijk 42 en 65 %.

De gevonden resultaten zouden als volgt kunnen worden samengevat:

TABEL 2. Voorbeeld van de relatie tussen beschikbaar vocht en kans op uitdrogen

Beschikbaar vocht in mm op 1 april	Kans op uitdrogen het grootst na ..... dagen	Kans in %	Beschikbaar vocht in mm op 1 juni	Kans op uitdrogen het grootst na ..... dagen	Kans in %
100	120	35	60	70	42
60	120	65	20	65	65

In het voorgaande is de aandacht gevestigd op de kansen waarmee vochttekorten optreden. Als vanzelf doet zich de vraag naar de mogelijkheid van bestrijding van dit vochttekort voor en — zonder op het technische aspect van dit probleem in te gaan — zal nog gewezen worden op de frequenties waarmee de optredende verdampingsoverschotten een aangevoerde hoeveelheid water zullen overtreffen.

Een gemakkelijke wijze van weergeven van dit probleem is een keuze van de assen, waarbij verticaal de hoeveelheid vocht in mm wordt uitgezet en horizontaal de tijdvaklengte. Het is nu op eenvoudige wijze mogelijk in een dergelijke figuur lijnen te trekken die een constante gemiddelde aan-

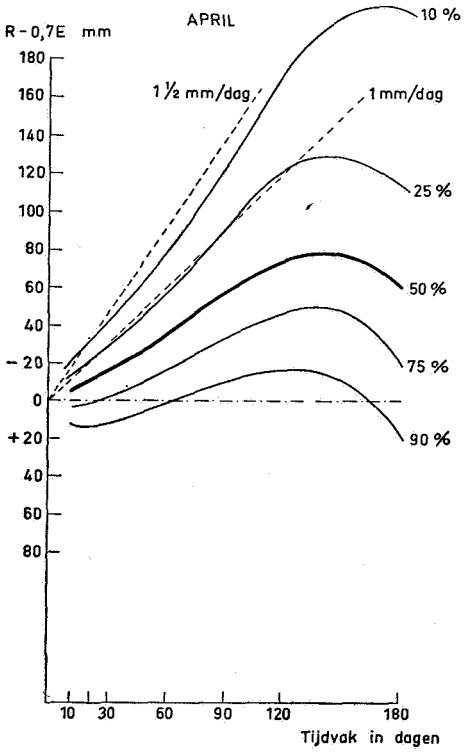

FIG. 6. Lijnen van gelijke kans van voorkomen op een zeker neerslag- of verdampingsoverschot, gerekend vanaf 1 april

FIG. 6. *Curves of equal probability of a certain precipitation- or evaporation surplus from April 1st onward*

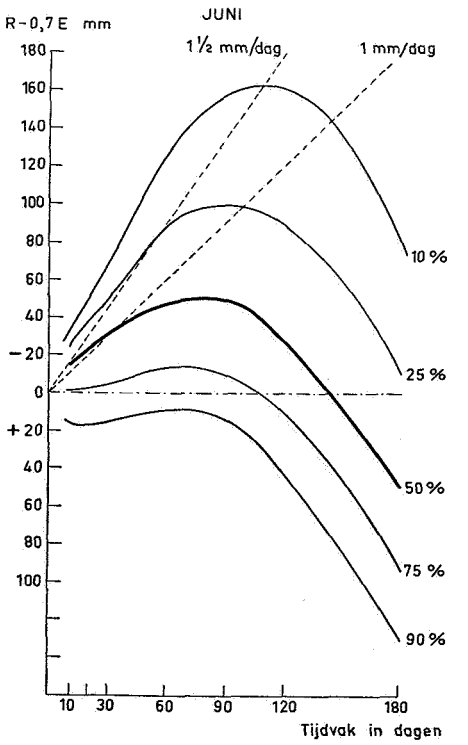

FIG. 7. Als figuur 6, maar nu gerekend vanaf 1 juni

FIG. 7. *As figure 6, from June 1st onward*

voer in mm/etmaal voorstellen en deze met de frequenties van de verdampingsoverschotten in verband te brengen.

Een dergelijke voorstelling wordt gegeven in figuur 6 en 7. Uit deze figuren valt af te leiden dat met 25 % kans, of eens in de 4 jaren, een verdampingsoverschot vanaf 1 april voor een tijdvak van 30 dagen van meer dan 25 mm verwacht kan worden, voor 60 dagen is dit meer dan 50 mm en voor 90 dagen ca. 90 mm.

Het voordeel van het werken met een figuur als nr. 6 voor aanvoerproblemen blijkt uit het volgende voorbeeld. Bestaat b.v. de mogelijkheid

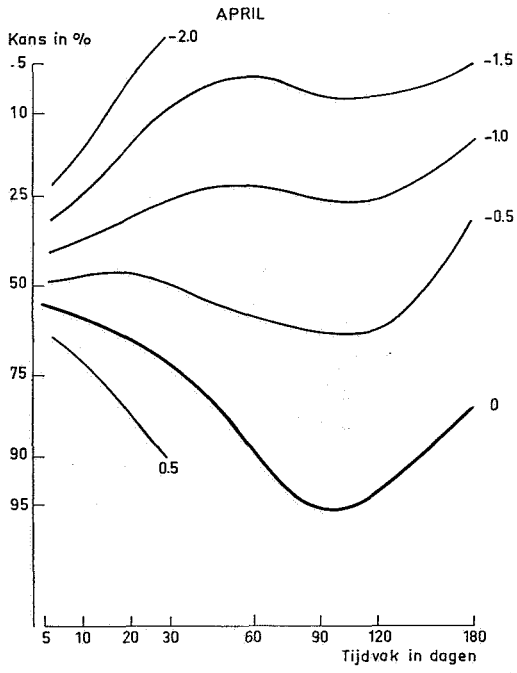

FIG. 8. Lijnen van gelijke hoeveelheid R—0,7 E_o in mm/dag gerekend vanaf 1 april (vergelijk fig. 4)

FIG. 8. *Curves of equal magnitudes R—0.7 E_o in mm/day from April 1st onward (see also fig. 4)*

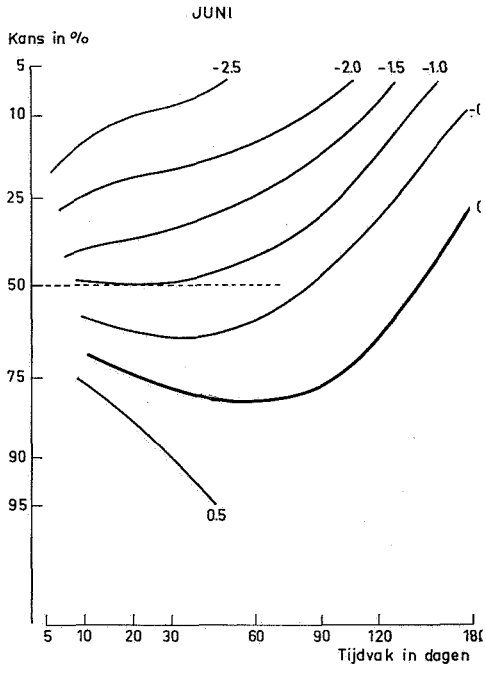

FIG. 9. Als figuur 8, maar gerekend vanaf 1 juni (vergelijk fig. 5)

FIG. 9. *As figure 8, but from June 1st onward (see also fig. 4)*

om vanaf 1 april een hoeveelheid water van maximaal 1 mm/etmaal te verstrekken, dan wordt zoveel water gegeven dat bij benadering slechts eens in de 4 jaren (25 %) een verdamping zal optreden die deze hoeveelheid zal overtreffen. Kan een vochtreserve van 40 mm aangesproken worden, dan is de kans op een verdampingsoverschot van meer dan 1 mm/etmaal ongeveer 10 % of eens in 10 jaren. Uit de figuur valt verder nog op te maken dat deze 10 % zekerheid steeds verkregen kan worden met een maximale toediening van ca. 1½ mm/etmaal. Figuur 7 geeft een overeenkomstig beeld voor juni. Voor gelijke kansen blijkt over 2 maanden (juni en juli) het aantal mm/etmaal dat aangevoerd moet worden groter te zijn dan voor april. Op het moment dat de regenrijke maand augustus in de sommering wordt opgenomen, neemt het benodigde aantal mm/dag sterk af.

Het interpoleren van de kansen tussen de lijnen in figuur 6 en 7 is niet steeds met voldoende nauwkeurigheid uit te voeren, terwijl bij het onderling beschouwen van de effecten van aanvoeren die overeenkomen met b.v. 1/2, 1, 1 1/2, 2 enz. mm/etmaal twee over elkaar heen liggende bundels curven, respectievelijk gebogen en rechte lijnen, met elkaar vergeleken moeten worden. Eenvoudiger wordt dit door uitgaande van figuur 4 en 5 een nieuwe figuur te vervaardigen, die lijnen van gelijke hoeveelheden geeft uitgedrukt in mm/etmaal. Deze nieuwe figuur (fig. 8 en 9) geeft een andere voorstelling van de informatie uit figuur 6 en 7 en ook nu blijkt dat vanaf 1 april bij een vochttoediening van 1 mm/etmaal de kans op een groter verdampingsoverschot ca. 25 % is.

Wordt nagegaan hoe de toestand is gerekend vanaf 1 juni dan ontstaat het overzicht van figuur 9. Deze figuur toont minder grote verschillen in het verloop van de lijnen. Een verdampingsoverschot van meer dan 1 mm/etmaal wordt voor de maand juni in ca. 50 % van het aantal gevallen overschreden, doch gerekend over 3 maanden (juni, juli, augustus) is dit percentage tot 30 % teruggelopen. Het feit dat in Nederland de maanden augustus en september tot de regenrijkste behoren en de verdamping in deze maanden reeds gaat afnemen, komt in de figuur goed tot uiting.

5. Toepassingen op het probleem van de waterafvoer

De figurenserie vervolgend kan na de figuur voor juni bijvoorbeeld de overeenkomstige figuur voor de maand oktober (fig. 10) besproken worden.

Deze figuur, die voor het winter-halfjaar geldt, toont aan dat zich thans voornamelijk het probleem van de neerslagoverschotten voordoet. Over de maand oktober is er 55 % kans dat zulk een overschot minder dan 1 mm/etmaal zal bedragen, doch deze kans is na ruim 90 dagen minimaal en wel minder dan 20 %, zodat er ruim 80 % kans op het optreden van neerslagoverschotten van meer dan 1 mm/etmaal bestaat. Na deze periode neemt het overschot in grootte af tengevolge van de toenemende verdamping in de maanden februari en maart, maanden waarin tevens de hoeveelheid neerslag geringer gaat worden.

Uit de figuren kan bepaald worden welke hoeveelheden neerslagoverschot te verwachten zijn en in een laaggelegen poldergebied door middel van bemaling of andere kunstmatige voorzieningen afgevoerd moeten worden. Om in oktober in 10 dagen het neerslagoverschot dat in 10 dagen met 20 % kans — dus eens in 5 jaar — optreedt te kunnen afvoeren, zou een afvoercoëfficient van 2 mm/etmaal noodzakelijk zijn. Dat deze coëfficient echter in de regel veel hoger genomen wordt (nl. 11 tot 16 mm/etmaal) vloeit uit een drietal omstandigheden voort.

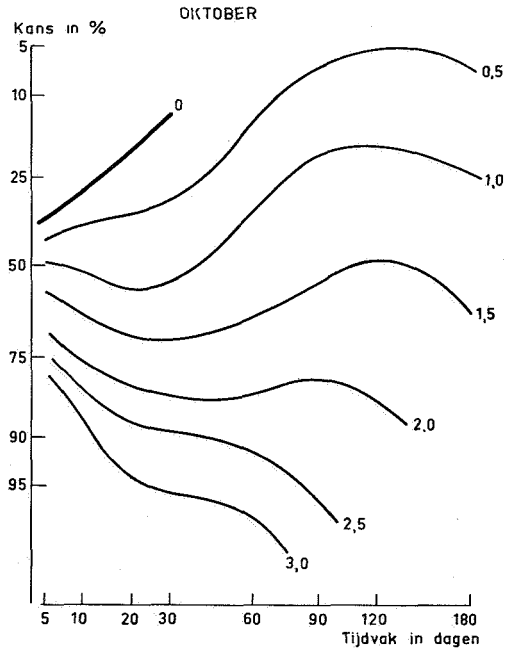

FIG. 10. Als figuur 8, maar gerekend vanaf 1 oktober

FIG. 10. *As figure 8, but from October 1st onward*

In de eerste plaats wordt de overschrijdingskans veelal geringer genomen dan 20 %; het voorkomen van de toestand dat een afvoersysteem de hoeveelheden neerslagoverschot niet kan verwerken wordt in de regel met een veel geringere frequentie toelaatbaar geacht. Al naar gelang van de landbouwkundige investering in een gebied kan dit variëren van eens in de 10 à 20 jaren tot meer.

Als tweede oorzaak kan genoemd worden dat de eis om in 10 dagen het neerslagoverschot van 10 dagen af te kunnen voeren niet streng genoeg is. Veelal zal de wens bestaan reeds binnen 2 à 3 dagen het teveel aan neerslag afgevoerd te hebben. De omstandigheid dat voor het berekenen van de verdamping voor het verkrijgen van de vereiste nauwkeurigheid minstens met decaden gewerkt moet worden, maakt dat extreme gevallen van neerslagoverschotten in een zeer korte tijdvaklengte in de getekende figuren niet voldoende tot hun recht komen.

In de derde plaats moet erop gewezen worden dat in de maanden november en december bij gelijke kans en voor gelijke — korte — tijdvakken grotere overschotten optreden.

6. Voorbeelden van klimaatbeschrijving

Het verzamelen van doorsneden als die uit de figuren 2 en 3 tot figuren van de typen 7 t/m 12 van tabel 1 schept de mogelijkheid tot een klimaatbeschrijving te komen voorzover deze voor cultuurtechnische problemen van belang is.

Worden bijvoorbeeld de 0-lijnen uit de figuren 8, 9 en 10 verzameld en aangevuld met die van de andere maanden, dan wordt figuur 11 verkregen.

Elke 0-lijn geeft voor de maand waarvoor hij geldt de grens aan van het gebied met verdampingsoverschotten (boven de lijn) en dat met neerslagoverschotten (onder de lijn).

In minstens de helft van het aantal jaren zal gerekend vanaf 1 september, 1 oktober, 1 november, 1 december, 1 januari en 1 februari een neerslag-

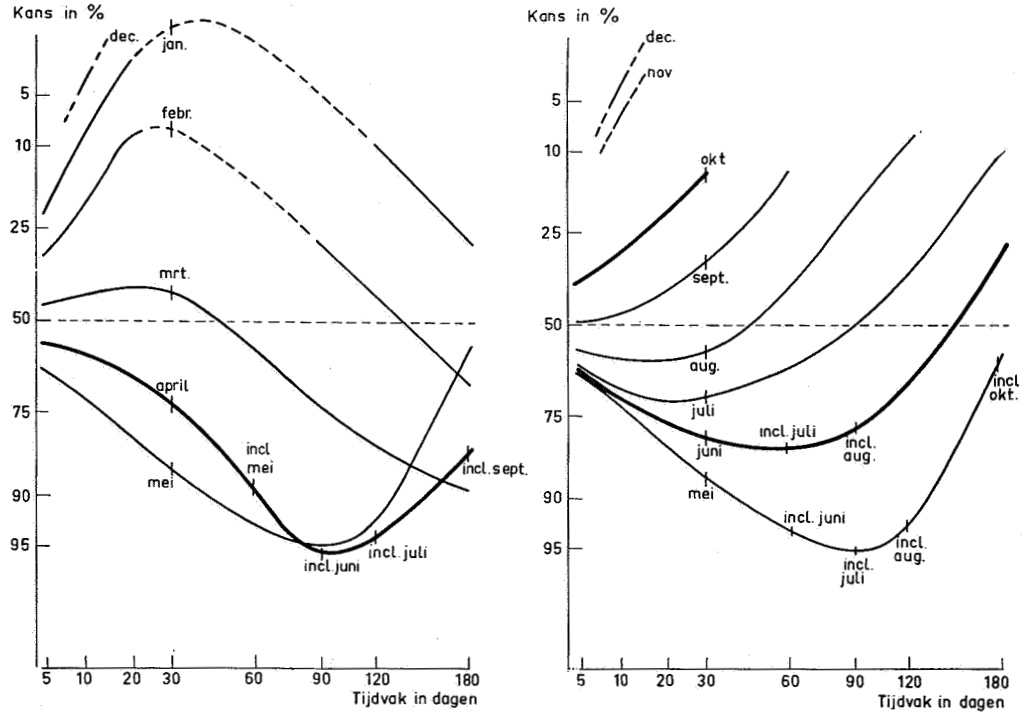

Fig. 11. Lijnen van gelijke hoeveelheden R—0,7 E_o = 0 mm gerekend vanaf de eerste van iedere maand (vergelijk fig. 8, 9 en 10)

Fig. 11. *Curces of equal magnitudes* R—0.7 E_o = 0 *mm from the first of each month (see also fig. 8, 9 and 10)*

overschot voorkomen, zelfs nog — behalve voor februari — na een tijdvak van 180 dagen.

Verder blijkt dat vanaf 1 april over een tijdvak van 90 dagen de kans op het optreden van verdampingsoverschotten het grootst is, nl. 95 %. Anders gezegd, er is 5% kans, dat is eens in de 20 jaar, dat in dit tijdvak een neerslagoverschot zal voorkomen.

Steeds blijkt in de figuren de invloed van augustus. Waar deze maand in de sommatie wordt opgenomen stijgen de kansen op neerslagoverschotten. Deze zijn het grootst voor november t/m januari. Voor december is de kans op een neerslagoverschot over 10 achtereenvolgende dagen meer dan 95 %, om voor langere tijdvakken nog toe te nemen.

Verdere informaties aangaande de samenhang tussen de gegevens naar

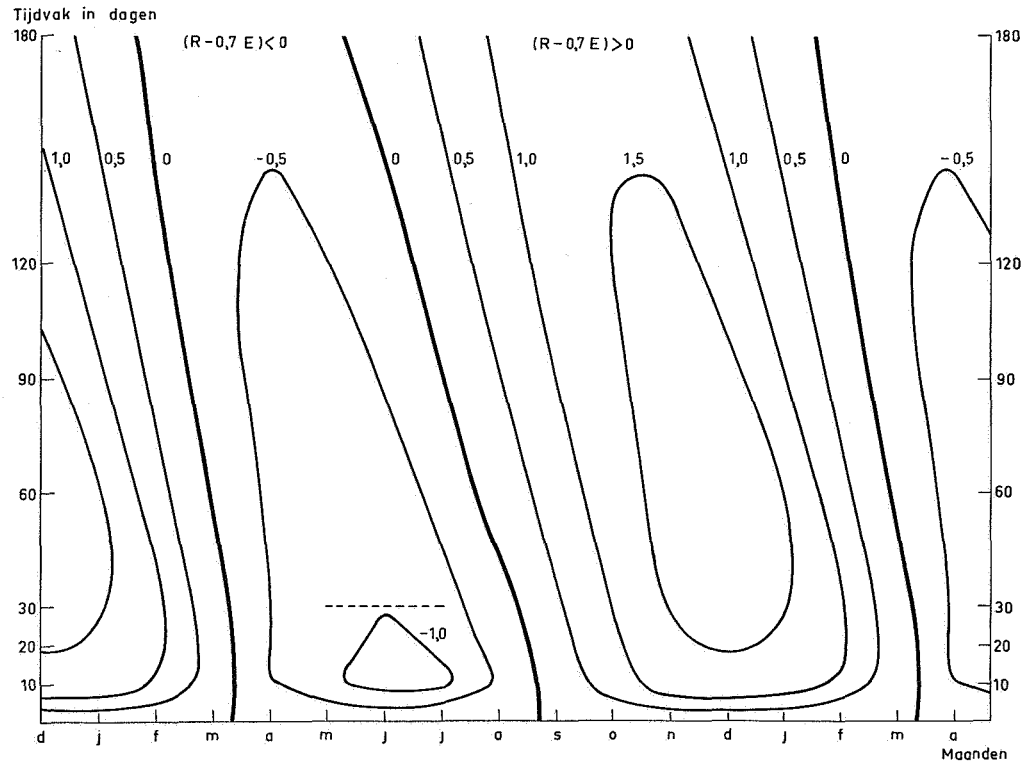

FIG. 12. Lijnen van de gelijke hoeveelheden R—0,7 E_o in mm/dag welke met een kans van 50% worden overschreden

FIG. 12. *Curves of the equal magnitudes R—0.7 E_o in mm/day which will be exceeded with a probability of 50%*

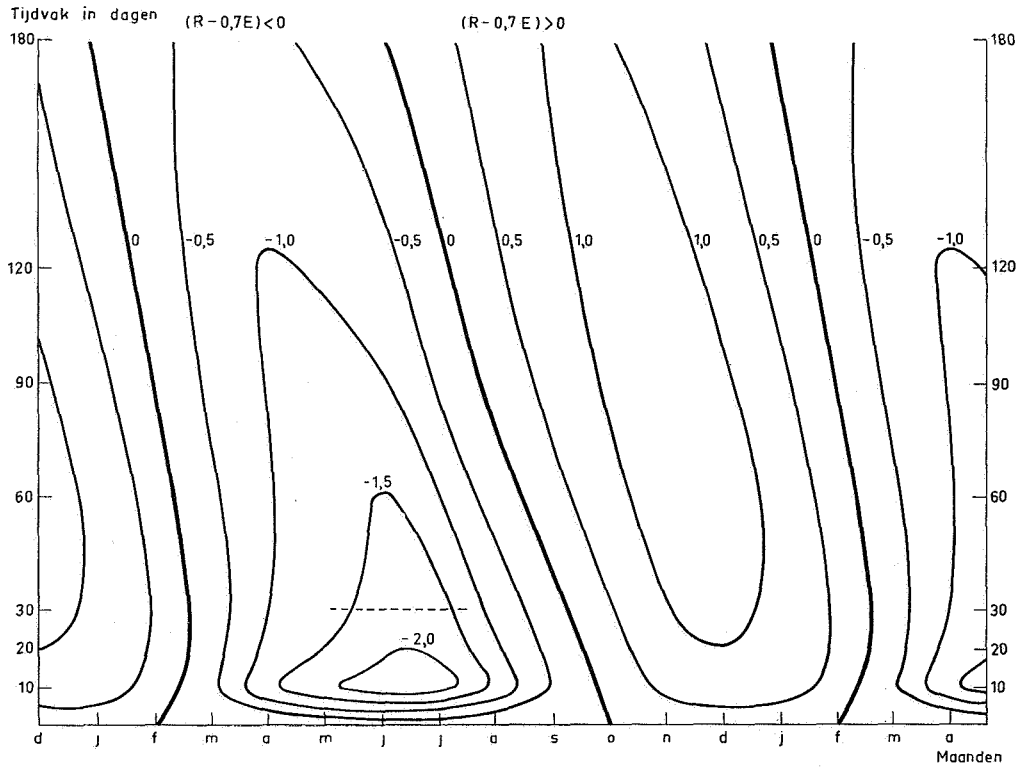

FIG. 13. Als figuur 12, maar met een overschrijdingskans van 75%

FIG. 131 *As figure 12, but with a probability of 75%*

maand en tijdvaklengte geven de figuren 12 en 13, welke voorbeelden zijn van het type 11 uit tabel 1. Voor 50, resp. 25 % kans op grotere verdampingsoverschotten en kleinere neerslagoverschotten worden lijnen van gelijke mm/etmaal gegeven. De hoeveelheden moeten loodrecht op het vlak van tekening uitgezet gedacht worden.

Over tijdvakken van 30 dagen komt met 50 % kans geen verdampingsoverschot van 1 mm/etmaal of meer voor. Het dichtst wordt deze waarde benaderd door juni. Met geringere frequentie, nl. eens in 4 jaren (25 %), zal echter zowel in juni als in juli een verdampingsoverschot van 1,5 mm/etmaal overschreden worden. Voor tijdvakken van 20 dagen kan dit gemiddelde overschot oplopen tot meer dan 2,2 mm. De maximale waarden blijken bij lagere percentages op een iets later tijdstip te vallen, een verschijnsel dat door de verticale doorsneden evenwijdig aan de x-as nader geïllustreerd wordt in figuur 14.

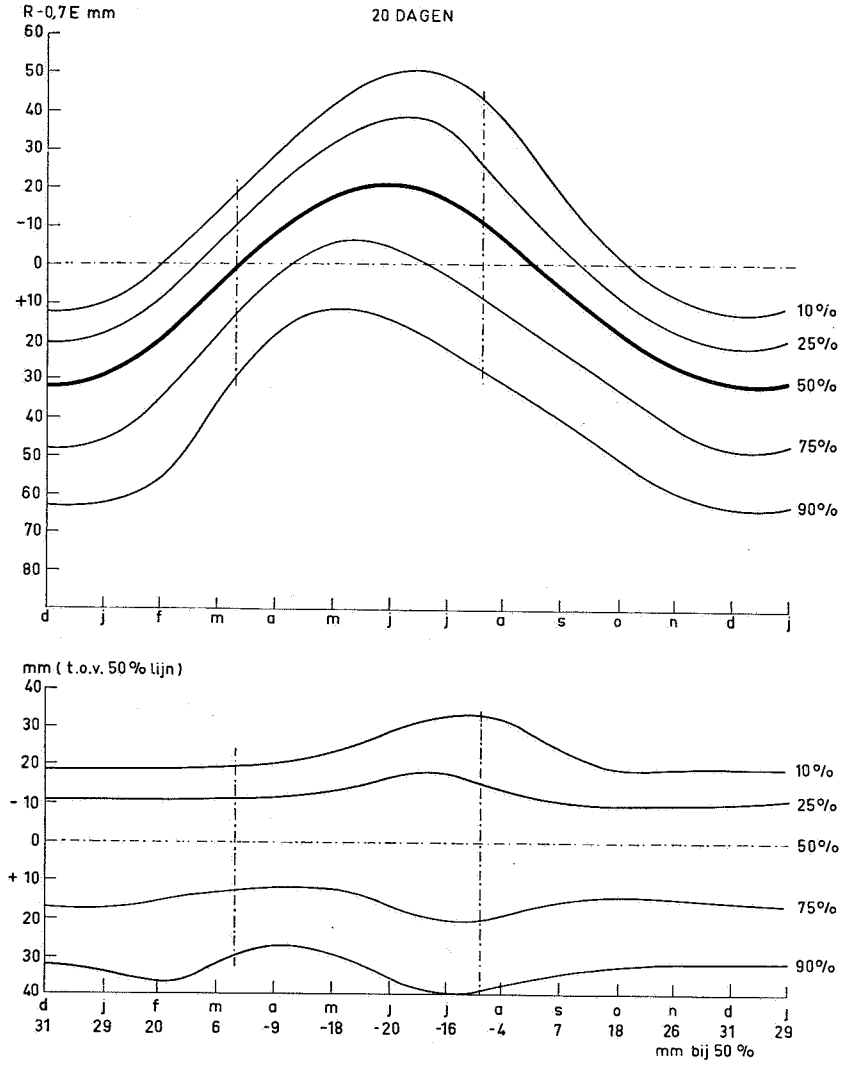

FIG. 14a. Lijnen van gelijke kans voor een tijdvaklengte van 20 dagen gerekend vanaf de eerste van elke maand

FIG. 14a. *Curves of equal probability for a period length of 20 days from the first of each month*

FIG. 14b. Als 14a, maar met de 50%-lijn als x-as

FIG. 14b. *As above but with the 50%-level taken as x-axis*

De genoemde figuur 14 kan eveneens opgevat worden als de projectie van gelijke kansen op het grondvlak van de maquette waarin de elementaire polygonen per maand zijn bijeengebracht. Wordt nu nagegaan hoe de spreiding van de gegevens verloopt, dan blijkt (fig. 14b) dat in de maanden juli en augustus naar verhouding extreme toestanden vaker zullen voorkomen dan in de rest van het jaar. Tevens geven de maanden februari en maart een relatief groter percentage aan grote neerslagoverschotten te zien. Figuur 14a moet dus opgevat worden als de superpositie van het verschil in spreidingsbreedte van de gegevens op de sinusvormige 50 %-lijn. Het totaaleffect veroorzaakt in de figuur de reeds geconstateerde topverschuiving.

XIII. ONDERZOEKINGEN BETREFFENDE DE WATERBEHOEFTE ALS FUNCTIE VAN DE NEERSLAG EN DE VERDAMPING, ALSMEDE VAN HET VERBRUIK EN GEBRUIK VAN DE VOCHTVOORRAAD IN DE BODEM

W. A. A. VAN EYDEN
Deltadienst Rijkswaterstaat

SUMMARY

INVESTIGATIONS CONCERNING THE WATER REQUIREMENTS AS A FUNCTION OF PRECIPITATION AND EVAPORATION AS WELL AS OF THE CONSUMPTION AND USE OF WATER STORED IN THE SOIL ROOT ZONE

The supplementary fresh water required during a certain period to meet agricultural needs may be determined from the average precipitation deficiency during that period less the supply the crop may draw from the water storage in the soil root zone.

If the average is taken over a long period, the precipitation deficiency will be smaller than an equally frequent deficiency determined for a shorter space of time, since temporary peak shortages will have a relatively smaller influence in the first case. Consequently, the average requirement for a long period may be less than for a shorter one. To meet peak needs, however, the crops will temporarily draw an extra quantity of water from the root zone storage. This they can only do if the buffer capacity of the storage is sufficiently large.

In the Netherlands most types of soil have a capacity which should be amply sufficient to justify a more or less even supply of water based on the average deficiency over one month or an even longer period. For that matter, sluices, conduits, etc., may be designed smaller than is sometimes the case, while the distribution of fresh water may be accomplished more economically.

In addition to the buffer function of the subsoil water storage, this storage may also reduce the normal water supply. No comprehensive data concerning the soil moisture content in the various cultivated areas in the Netherlands

are available. Nevertheless, it turned out to be feasible to link the consumption of soil moisture by the crops with the main types of soil. With regard to the actual quantity of water stored in the root zone the result was but fictitious, however, since only the part consumed by the crops could be included in the calculations and many other factors should have been taken into account as well. Nevertheless, the introduction of this „apparent water consumption" as it is called, has enabled us to get a broad insight into the general features of water management for agriculture.

1. Doel van het onderzoek

Bij de bepaling van de behoefte aan aanvullingswater voor agrarische doeleinden dient men steeds goed in het oog te houden, waarvoor de berekening van deze waterbehoefte geschiedt. Het maakt namelijk een groot verschil of men een globaal inzicht wil verkrijgen in de geografische indeling van deze waterbehoefte over het gehele land, of dat er sprake is van het opzetten van een waterbeheersingsplan voor een klein gebied. In het laatste geval spelen hoogteligging, geo-hydrologische gesteldheid van de ondergrond en allerlei plaatselijke omstandigheden een zo grote rol, dat ieder gebied afzonderlijk moet worden bekeken.

Bij de hierna te bespreken onderzoekingen van de Rijkswaterstaat betreffende de waterbehoefte is de benodigde hoeveelheid aanvullingswater steeds bezien voor *grote verzorgingsgebieden,* d.w.z. als onderdeel van de meer algemene balansen voor het gebruik van water uit de grote rivieren en afgesloten zeearmen.

De onderzoekingen vloeiden voort uit de noodzakelijkheid op korte termijn te beschikken over een landelijk overzicht van de vereiste hoeveelheden aanvullingswater, welke — bij een verdere ontwikkeling van de kunstmatige watervoorziening en intensivering van de landbouw — aan de grote rivieren of aan ander open water zullen moeten worden onttrokken. De geografische indeling van de waterbehoefte beïnvloedt namelijk de verdeling van het opperwater over de benedenrivieren en afgesloten zeearmen en dientengevolge het ontwerp en de dimensionering van de deltawerken.

Door het ontbreken van een uitgewerkte methode, die het mogelijk maakte om met betrekking tot grote verzorgingsgebieden voor een willekeurige maand van het groeiseizoen de aanvullende of netto waterbehoefte te berekenen, is door de Afdeling Waterhuishouding van de Deltadienst in overleg met het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding in 1956

een systeem van berekening ontwikkeld, dat dit probleem althans tot een benaderende oplossing heeft gebracht. Van de onderzoekingen die tot dit systeem hebben geleid, alsmede van de toepassing van deze methode van berekening, zal hierna een korte uiteenzetting worden gegeven. Voor een juist begrip van de gebezigde grootheden zal onder 2 een overzicht worden gegeven van de gebruikelijke agro-hydrologische begrippen, voorzover die hier van toepassing zijn. Daarbij zullen geen gezichtspunten naar voren worden gebracht, die niet reeds eerder door anderen zijn beschreven. Alleen de nadruk wordt op sommige van deze punten iets anders gelegd.

2. Het verdampingsmechanisme en het waterverbruik van de gewassen

Van de niet onaanzienlijke hoeveelheden water welke de gewassen gedurende het groeiseizoen verbruiken, dient een naar verhouding gering deel als bouwstof voor de plant. Verreweg het grootste deel wordt door het gewas voor het handhaven van zijn temperatuur-evenwicht via de huidmondjes verdampt. Door de poriën van de grond verdampt eveneens water. In het eerste geval spreekt men van transpiratie, in het tweede geval van evaporatie; tezamen van evapotranspiratie. Onder een goed ontwikkeld gewas is de evaporatie — vergeleken met de transpiratie — van weinig betekenis. Vandaar dat tegenwoordig vaak zonder meer gesproken wordt over de verdamping door het gewas.

Onderzoekingen hebben langs verschillende wegen geleid tot een bepaald verband tussen de verdamping van open water en de verdamping van de gewassen. Dit verband wordt in het algemeen uitgedrukt in een reductiefactor *f*.

De verdamping van open water wordt berekend volgens de formule van Penman. Daarvoor dienen de volgende meteorologische gegevens te worden bepaald: de luchttemperatuur, het zonneschijnpercentage, de relatieve luchtvochtigheid en de windsnelheid. Waar bij een vrij wateroppervlak de verdamping niet wordt belemmerd, is er bij het gewas op het veld wel sprake van belemmering. Zo is slechts een gedeelte van het bladoppervlak van huidmondjes voorzien. Mede hierdoor bedraagt de evapotranspiratie slechts een gedeelte van de verdamping van open water. Bij een optimale watervoorziening in de doorwortelde bodemlaag en bij een niet te hoog gewas, dat het veld homogeen bedekt, blijkt er een vrij constante verhouding te bestaan tussen de verdamping van een vrij wateroppervlak en die van het gewas, welke ook wel potentiële evapotranspiratie wordt genoemd.

Binnen zekere grenzen kan nu in het algemeen worden gesteld, dat naarmate de gewassen meer kunnen verdampen ook de opbrengsten groter zullen

zijn. Het streven dient dus gericht te zijn op een zodanige watervoorziening, dat de potentiële verdamping E_p van het gewas wordt bereikt. Bij het bereiken van deze potentiële verdamping speelt de plant een meer passieve rol. Zo beïnvloeden de aard van het gewas en de fase van zijn groei weliswaar de verdamping, doch in hoofdzaak wordt deze bepaald door de reeds eerder genoemde meteorologische factoren. Door deze afhankelijkheid kan het waterverbruik van het gewas bij optimale watervoorziening worden berekend door de verdamping van open water E_o bepaald volgens de formule van PENMAN, te vermenigvuldigen met een reductiefactor f:

$$E_p = f\,E_o \qquad (1)$$

Ten aanzien van de grootte van de reductiefactor bestaan nog vele onzekerheden. PENMAN vond met behulp van lysimeterwaarnemingen in grasland voor de maanden november t/m februari $f = 0{,}6$; voor mei t/m augustus $f = 0{,}8$ en voor de overige maanden $f = 0{,}7$. Studies van MAKKINK wijzen daarentegen op een reductiefactor van 0,8 voor de wintermaanden en 0,6 à 0,7 voor het zomerhalfjaar. Recente studies duiden op een verband tussen de werkelijke verdamping van het gewas en de intensiteit van de neerslag. Uit de bijdrage van VALKEN over „Het gebruik van verdampingscijfers" (X) blijkt de grote betekenis, die aan een juiste bepaling van de reductiefactor moet worden gehecht. Veel onderzoek zal echter nog nodig zijn. Bij de berekeningen van de Rijkswaterstaat werd eenvoudigheidshalve uitgegaan van een verhouding 0,75, geldend voor alle zomermaanden van het jaar.

3. DE WATERBEHOEFTE ALS FUNCTIE VAN DE NEERSLAG EN DE VERDAMPING

Gedurende het groeiseizoen zal, uitgezonderd in zeer natte jaren, de berekende potentiële verdamping van het gewas de neerslag steeds overtreffen. Een tekort aan neerslag kan reeds in april ontstaan. Naarmate het groeiseizoen vordert neemt dit tekort toe, tot het zijn maximum veelal omstreeks augustus bereikt (zie fig. 7 en 8 op pag. 186). Onder de waterbehoefte $\mathcal{W}$ van het gewas wordt hier — overeenkomstig het onder 2 gestelde — verstaan het verschil tussen de potentiële verdamping $f\,E_o$ van de plant en de neerslag N. De waterbehoefte over een bepaalde droogteperiode kan dus worden gedefinieerd als het gemiddelde neerslagtekort of verdampingsoverschot over diezelfde periode. In formule uitgedrukt:

$$\mathcal{W} = (f\,E_o - N) \qquad (2)$$

In de waterbehoefte van het gewas kan op twee wijzen worden voorzien. In eerste instantie zal door de gewassen in tijden van neerslagtekort voor het bereiken van de potentiële verdamping water aan de vochtvoorraad van de bodem worden onttrokken. Wanneer de voor de plant opneembare vocht-

voorraad ontoereikend is om het neerslagtekort te dekken, zal ter voorkoming van oogstdepressies water van elders moeten worden aangevoerd.

Deze aanvullende of netto waterbehoefte $\mathcal{W}_a$ wordt gedefinieerd als het verschil tussen het neerslagtekort $(f E_o - N)$ in een bepaalde periode en het in diezelfde periode toe te laten verbruik B_v van de voor het gewas beschikbare vochtvoorraad in de bodem. In formule:

$$\mathcal{W}_a = (f E_o - N) - B_v \qquad (3)$$

In vergelijking met de overeenkomstige definiëring van de netto waterbehoefte door de C.O.L.N. wordt hier speciaal de nadruk gelegd op:

a. „een bepaalde periode" of tijdvaklengte waarover het neerslagtekort $(f E_o - N)$ en de aanvullende waterbehoefte $\mathcal{W}_a$ worden beschouwd en
b. „het in diezelfde periode toe te laten verbruik B_v" van de bodemvochtvoorraad.

Dit geschiedde, omdat uit het frequentieonderzoek bleek, dat de netto waterbehoefte — vooral wanneer deze als een gemiddelde over een langere periode wordt beschouwd — in sterke mate wordt beïnvloed door de beschikbare bodemvochtvoorraad. In het volgende zal dit nader worden toegelicht.

4. De netto waterbehoefte als functie van het gebruik en verbruik van de bodemvochtvoorraad

Bij de bepaling van de aanvullende of netto waterbehoefte voor agrarische doeleinden kan met betrekking tot de voor het gewas opneembare bodemvochtvoorraad onderscheid worden gemaakt tussen:

1e. *het verbruik van de voorraad gedurende het groeiseizoen;* hoe groter gedeelte van de aanwezige vochtvoorraad gedurende het groeiseizoen kan worden verbruikt voor de potentiële verdamping van het gewas, des te minder aanvullingswater behoeft men aan de grote rivieren, de spaarbekkens en eventueel het diepere grondwater te onttrekken om het neerslagtekort te dekken. Eerst na afloop van het groeiseizoen — vooral gedurende het begin van het winterhalfjaar — zal dan de bodem weer tot veldcapaciteit worden aangevuld;

2e. *het gebruik van de voorraad als buffer,* teneinde over korte tot zeer korte perioden piekbehoeften op te vangen.

Allereerst zal deze bufferwerking van de bodemvochtvoorraad en de invloed daarvan op de bepaling van de waterbehoefte worden besproken. Daarna zal op het verbruik worden ingegaan.

a. Het gebruik van de bodemvochtvoorraad als buffer

Het voor de plant opneembare deel van de watervoorraad in een bodem-

profiel wordt in hoofdzaak door twee factoren bepaald. Als eerste zg. „intrinsieke" factor treedt naar voren de vochtkarakteristiek van de grond, ook wel pF-curve genoemd (vochtspanning als functie van het volumepercentage water). Deze vochtkarakteristiek is enerzijds maatgevend voor het vochthoudend vermogen van de bodem en geeft anderzijds een indruk omtrent de doorlatendheid van de grond voor lucht (luchthuishouding), alsmede voor water bij verzadigde en onverzadigde stroming (capillair geleidingsvermogen en infiltratiecapaciteit). Als tweede zg. „extrinsieke" factor moet de grondwaterstand met zijn fluctuaties worden genoemd.

Allerlei variaties en combinaties van beide factoren komen in de werkelijkheid voor. De hoeveelheid beschikbaar bodemvocht zal dus sterk van plaats tot plaats verschillen. De meeste gronden die in cultuur zijn of zullen worden gebracht, beschikken echter over een zodanige watervoorraad, dat deze geheel of gedeeltelijk kan worden benut om bij een sterke toename van het neerslagtekort piekbehoeften over korte tot zeer korte perioden op te vangen. De wateraanvoer van elders kan dan worden gebaseerd op een gemiddelde over langere termijn.

Naarmate de grond meer water voor het gewas ter beschikking kan houden, m.a.w. over een grotere bufferwerking beschikt, wordt de tijdvaklengte waarover de gemiddelde wateraanvoer kan worden bepaald, groter. Deze wateraanvoer kan daardoor steeds meer beperkt worden. Dit biedt twee grote voordelen:

1e. De watertoevoermiddelen kunnen op basis van een gemiddelde continue wateraanvoer minder ruim worden gedimensioneerd;
2e. De waterhuishouding van de grote rivieren en zeearmen, waaraan het aanvullingswater moet worden onttrokken, kan economischer worden geleid.

Gelet op de voordelen van een regelmatige watervoorziening, is het van belang de invloed van de bufferwerking op deze voorziening nader te bepalen. Hiertoe is allereerst nagegaan welke pieken in het neerslagtekort verwacht kunnen worden.

Over een periode van 48 jaar (1911 t/m 1958, uitgezonderd 1940) werd voor het waarnemingsrayon de Bilt voor elk zomerhalfjaar de grootste toeneming van het neerslagtekort over 1 maand, over 2 en meer achtereenvolgende maanden bepaald. Hiervan werden cumulatieve frequentiecurven samengesteld, die zijn weergegeven in figuur 1. In deze figuur is de kans P aangegeven, dat het maximum neerslagtekort $[\Sigma^x (f E_o - N)_{max}]$ over een tijdperk van X achtereenvolgende maanden wordt overschreden. Deze maanden kunnen willekeurig in het zomerhalfjaar zijn gelegen.

Als parameter is ingevoerd de duur X van het tijdvak waarover het neerslagtekort wordt beschouwd. Voeren we vervolgens de overschrijdingskans P of — zoals in figuur 2 is geschied — de droogtegraad D als parameter in, dan kan op eenvoudige wijze een inzicht worden verkregen in de pieken welke in het neerslagtekort kunnen optreden — alsook in de vraag welke aanvulbare watervoorraad of buffer in de bodem in reserve moet worden gehouden om bij een bepaalde gemiddelde continue wateraanvulling voortdurend piekbehoeften te kunnen opvangen. Dit moge worden geïllustreerd aan een voorbeeld zoals in figuur 3 is getekend. Uitgaande van een jaar met een 98 % droog groeiseizoen van 4 maanden (120 dagen) blijkt het maximum neerslagtekort 256 mm te bedragen. Wordt nu in het algemeen de waterbehoefte $\mathcal{W}$ in deze droogteperiode gedefinieerd als het gemiddelde neerslagtekort over diezelfde periode — waarbij het er dus vooralsnog niet

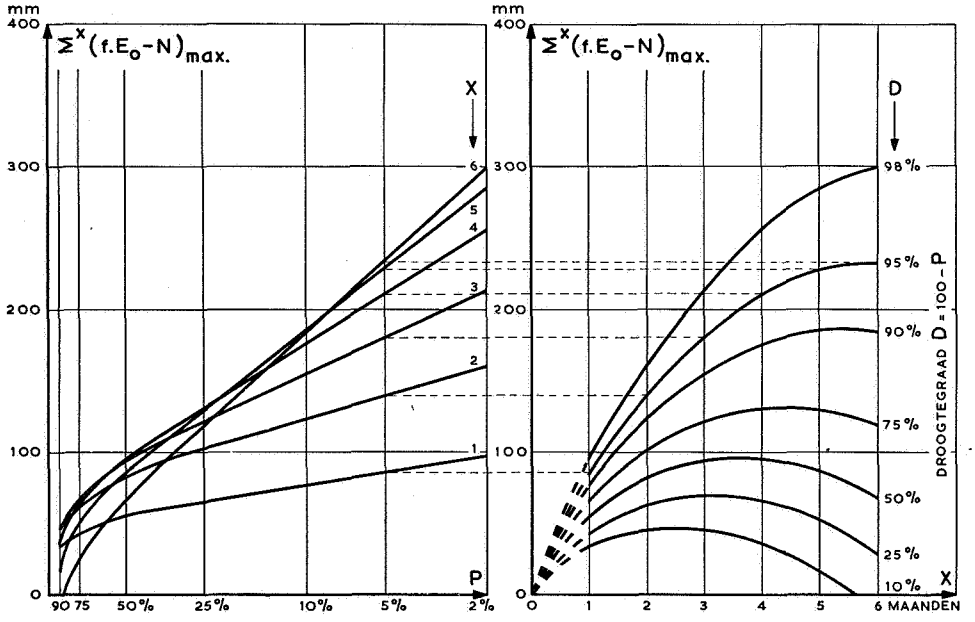

FIG. 1. Kans P in % dat het maximum neerslagtekort over X achtereenvolgende, willekeurig in het groeiseizoen gelegen maanden wordt overschreden (f = 0,75)

FIG. 1. *Chance P in % that the maximum precipitation deficiency for X successive, but at will situated months is exceeded (f = 0.75)*

FIG. 2. Maximum neerslagtekort in 10—98% droge tijdvakken D van het groeiseizoen als functie van de duur X van deze tijdvakken (f = 0,75)

FIG. 2. *Maximum precipitation deficiency in 10—98% dry periods D in relation to the length X of these periods (f = 0.75)*

toe doet uit welke bronnen in deze waterbehoefte wordt voorzien — dan bedraagt de gemiddelde waterbehoefte:

$$\mathcal{W} = 256 : 120 = \text{rond } 2{,}1 \text{ mm/etm.}$$

Om de potentiële verdamping van het gewas te bereiken is dus een continue watervoorziening van gemiddeld 2,1 mm per etmaal noodzakelijk. Het verloop hiervan is met een rechte lijn weergegeven in figuur 3. Bij nadere beschouwing van deze figuur blijkt echter, dat een regelmatige watervoorziening van gemiddeld 2,1 mm per etmaal weliswaar voldoende is om het neerslagtekort over het desbetreffende 98 % droge groeiseizoen

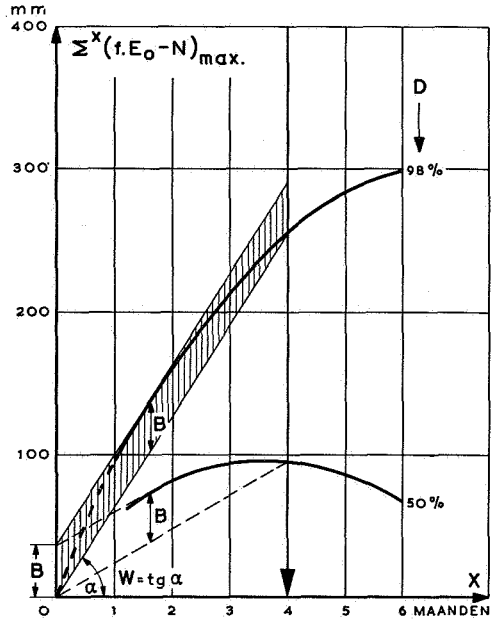

FIG. 3. Bepaling van het verband tussen de waterbehoefte $\mathcal{W}$, de aanvulbare watervoorraad of buffer B in de bodem, alsmede de droogtegraad D en de duur X van de te beschouwen tijdvakken in het groeiseizoen

FIG. 3. *Relation between the water requirement $\mathcal{W}$, the subsoil water storage B, the degree of dryness D and the length X of the periods to consider*

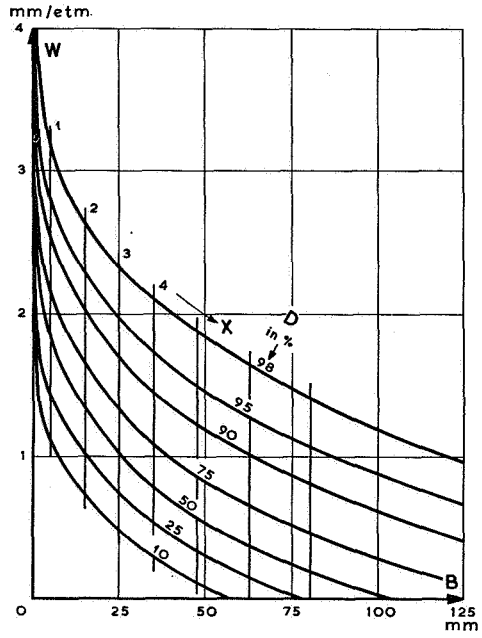

FIG. 4. Waterbehoefte $\mathcal{W}$ in 10—98% droge tijdvakken D van het groeiseizoen als functie van de lengte X van deze tijdvakken, alsmede van het toe te laten gebruik B van de bodemvochtvoorraad als buffer voor het opnemen van piekbelastingen

FIG. 4. *Water requirement $\mathcal{W}$ in 10—98% dry periods D in relation to the length X of these periods and of the permitted use B of the subsoil water storage to meet peak needs*

op te vangen, doch niet om dit ook over kortere perioden te doen. Het maximale tekort B bedraagt omstreeks 40 mm. Beschouwt men de tekorten op basis van een gemiddelde watervoorziening over minder droge groeiseizoenen, zoals een 50 % droog tijdvak van vier maanden, dan blijken de maximale tekorten steeds omstreeks 40 mm te bedragen. Deze tekorten kunnen gedekt worden, indien men ervoor zorgt dat de bodem gedurende het gehele groeiseizoen van 4 maanden een buffervoorraad B = ca. 40 mm blijft behouden.

Dezelfde gedachtengang kan worden gevolgd met betrekking tot tijdvakken van 3 en 2 achtereenvolgende maanden, alsook tot droogteperioden

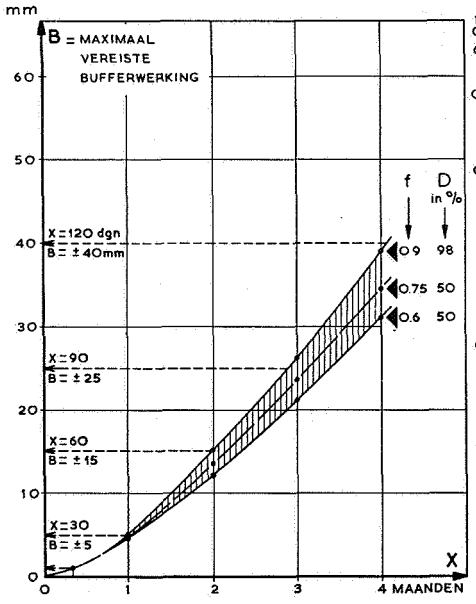

FIG. 5. De vereiste bufferwerking B als functie van de tijdvaklengte X, alsmede van de droogtegraad D en de reductiefactor f

FIG. 5. *The required buffer function B in relation to the length of period X, the degree of dryness D and the reduction factor f*

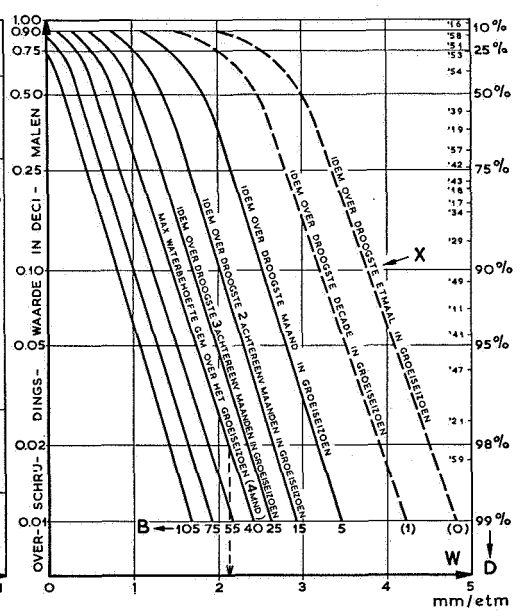

FIG. 6. Overschrijdingswaarde van de waterbehoefte $\mathcal{W}$ gemiddeld over het groeiseizoen of kortere tijdvakken X als functie van het toe te laten gebruik B van de bodemvochtvoorraad als buffer voor het opnemen van piekbelastingen

FIG. 6. *Excess value of water requirement $\mathcal{W}$ for different periods X in relation to the permitted use B of the subsoil water storage to meet peak needs*

van 1 maand, 1 decade en 1 etmaal. Het blijkt dan dat de vereiste buffervoorraad resp. rond 25, 15, 5, 1 en 0 mm bedraagt.

In figuur 5 zijn de resultaten weergegeven van de berekeningen, welke op grond van bovenstaande gedachtengang zijn uitgevoerd voor verschillende waarden van de reductiefactor f (0,6 — 0,7 — 0,75 — 0,8 en 0,9) en van de droogtegraad D (10 — 25 — 50 — 75 — 90 — 95 en 98%). Het blijkt, dat de vereiste bufferwerking B voornamelijk afhankelijk is van de tijdvaklengte X. De invloed van de reductiefactor en de droogtegraad op de bepaling van B is beperkt en neemt af bij kleiner wordende tijdvaklengten om bij droogteperioden van 1 maand en minder geheel te verdwijnen. In het algemeen kan dus worden geconcludeerd, dat de waterbehoefte $\mathcal{W}$ over een bepaalde droogteperiode X kan worden bepaald op basis van het gemiddelde neerslagtekort in die periode, indien de bodem gedurende diezelfde periode een zodanige buffervoorraad B blijft behouden, dat de overblijvende pieken in het neerslagtekort volledig kunnen worden opgevangen.

Het verband tussen de waterbehoefte $\mathcal{W}$, de droogtegraad D, de tijdvaklengte X en de vereiste bufferwerking B is afgebeeld in figuur 4. Wil men echter het frequentiebeeld van het neerslagtekort en de daaraan equivalente waterbehoefte duidelijker laten spreken, dan is het beter om in plaats van de droogtegraad D — zoals in figuur 4 is geschied — de buffervoorraad B als parameter te kiezen. Dit is gebeurd in figuur 6. Hierbij is de invloed van f en D op B verwaarloosd, zodat B alleen als functie van X is weergegeven. Gaat men uit van een jaartype als 1947 en 1921, die door een 95 — 98 % droog groeiseizoen worden gekenmerkt, dan mag bij een toe te laten gebruik $B = 40$ mm van de bodemvochtvoorraad als buffer, de waterbehoefte gemiddeld over $X = 4$ maanden gesteld worden op $\mathcal{W} =$ rond 2 mm/etm (zie fig. 6, 7 en 8).

Het laat zich aanzien, dat de meeste cultuurgronden bij een regelmatige watervoorziening een buffervoorraad van 40 mm in reserve kunnen houden gedurende het groeiseizoen. Op grond hiervan zou men — althans in theorie — de conclusie moeten trekken, dat het *geen* zin heeft, zoals veelal geschiedt, de wateraanvoer te baseren op pieken in het neerslagtekort over b.v. een decade of korter.

b. Het verbruik van de bodemvochtvoorraad

Onder 3 is de aanvullende of netto waterbehoefte gedefiniëerd als het verschil tussen het gemiddelde neerslagtekort in een bepaalde periode en het in diezelfde periode toe te laten gemiddelde *verbruik* van de voor het

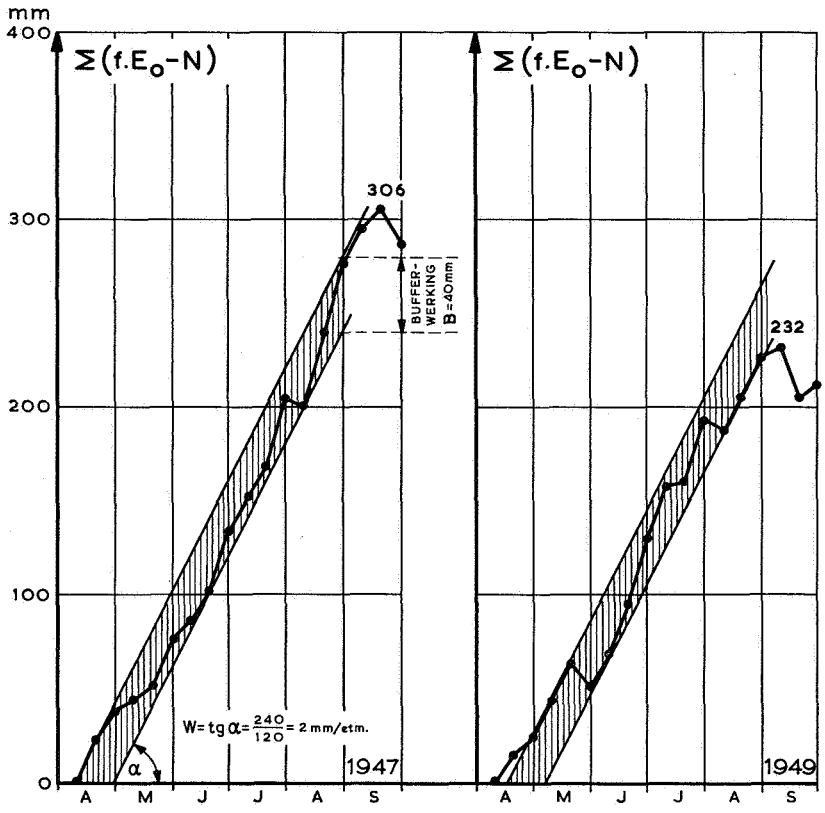

FIG. 7 en 8. Toename van het neerslagtekort $\Sigma\ (fE_o - N)$ per decade; de grootte van de waterbehoefte $\mathcal{W}$ gemiddeld over het groeiseizoen en de daarbij behorende bufferwerking van de bodemvochtvoorraad B

FIG. 7 and 8. *Increase of precipitation deficiency* $\Sigma\ (fE_o - N)$ *for decades; extent of average water requirement* $\mathcal{W}$ *and the corresponding buffer function of subsoil water storage* B

gewas opneembare vochtvoorraad in de bodem. Uit 4a is gebleken dat de lengte van die periode afhankelijk is van het toe te laten *gebruik* van de bodemvochtvoorraad als buffer. Gaat men uit van een continue wateraanvulling gemiddeld over het gehele groeiseizoen, dan kan de netto waterbehoefte worden bepaald op basis van het gemiddelde neerslagtekort over vier maanden, mits tijdens het groeiseizoen van de — voor het gewas opneembare — bodemvochtvoorraad een aanvulbaar gedeelte, groot omstreeks 40 mm, in reserve kan worden gehouden.

Bedraagt de voor het gewas beschikbare vochtvoorraad in de bodem ongeveer 40 mm, dan is de netto waterbehoefte gelijk aan het neerslagtekort

gemiddeld over het groeiseizoen. In formule samengevat:

$$X = 120 \text{ etm} \qquad B = 40 \text{ mm} \qquad \mathcal{W}_a = (f E_o - N) \tag{4}$$

Bij gronden met een opneembare vochthoeveelheid groter dan 40 mm, kan men de extra voorraad in mindering brengen op de wateraanvulling, die gemiddeld over het groeiseizoen van elders moet worden aangevoerd. De netto waterbehoefte is dan kleiner dan het gemiddelde neerslagtekort. In formule samengevat:

$$X = 120 \text{ etm} \qquad B = 40 \text{ mm} \qquad \mathcal{W}_a = (f E_o - N) - B_v \tag{5}$$

en:

$$B_v = \mathcal{V} - B \tag{6}$$

waarin:

$\mathcal{V}$ = de voor het gewas opneembare watervoorraad in de bodem (in mm),

B = het gedeelte van de watervoorraad dat gedurende een bepaalde periode in reserve moet worden gehouden om te worden gebruikt als buffer (in mm),

B_v = het overblijvende deel, dat gedurende eenzelfde periode door de gewassen kan worden verbruikt voor het bereiken van de potentiële verdamping (in mm).

Voor het verkrijgen van een globaal inzicht in de geografische verdeling van de netto waterbehoefte is dus in de allereerste plaats benodigd een geografische indeling van het neerslagtekort. Dankzij het grote aantal regenstations alsmede de berekeningen van het K.N.M.I. betreffende de gemiddelde grootte van de verdamping voor verschillende delen van Nederland volgens de methode van PENMAN (voor 12 termijnstations vanaf 1933 tot heden), levert zulks geen grote moeilijkheden op.

Anders is het gesteld met het tweede noodzakelijke gegeven: een geografische indeling van de cultuurgronden op basis van hun beschikbare bodemvochtvoorraad $\mathcal{V}$. Volgens 4a zou deze indeling dienen te geschieden op grond van:

1e. de vochtkarakteristiek van het bodemprofiel,

2e. de grondwaterstand en zijn fluctuaties.

Daar de grondwaterstand niet kan worden beschouwd als een bodemkundig kenmerk en de kennis omtrent de vochtkarakteristiek nog niet zover is gevorderd, dat deze thans reeds bij de bodemkartering van ons land als morfometrisch kenmerk kan worden benut, is men tot op heden niet erin geslaagd een betrouwbaar geografisch overzicht samen te stellen omtrent de opneembare vochtinhoud $\mathcal{V}$ van het bodemprofiel. Wel mocht het gelukken, langs indirecte weg een voorlopige indruk te verkrijgen van de

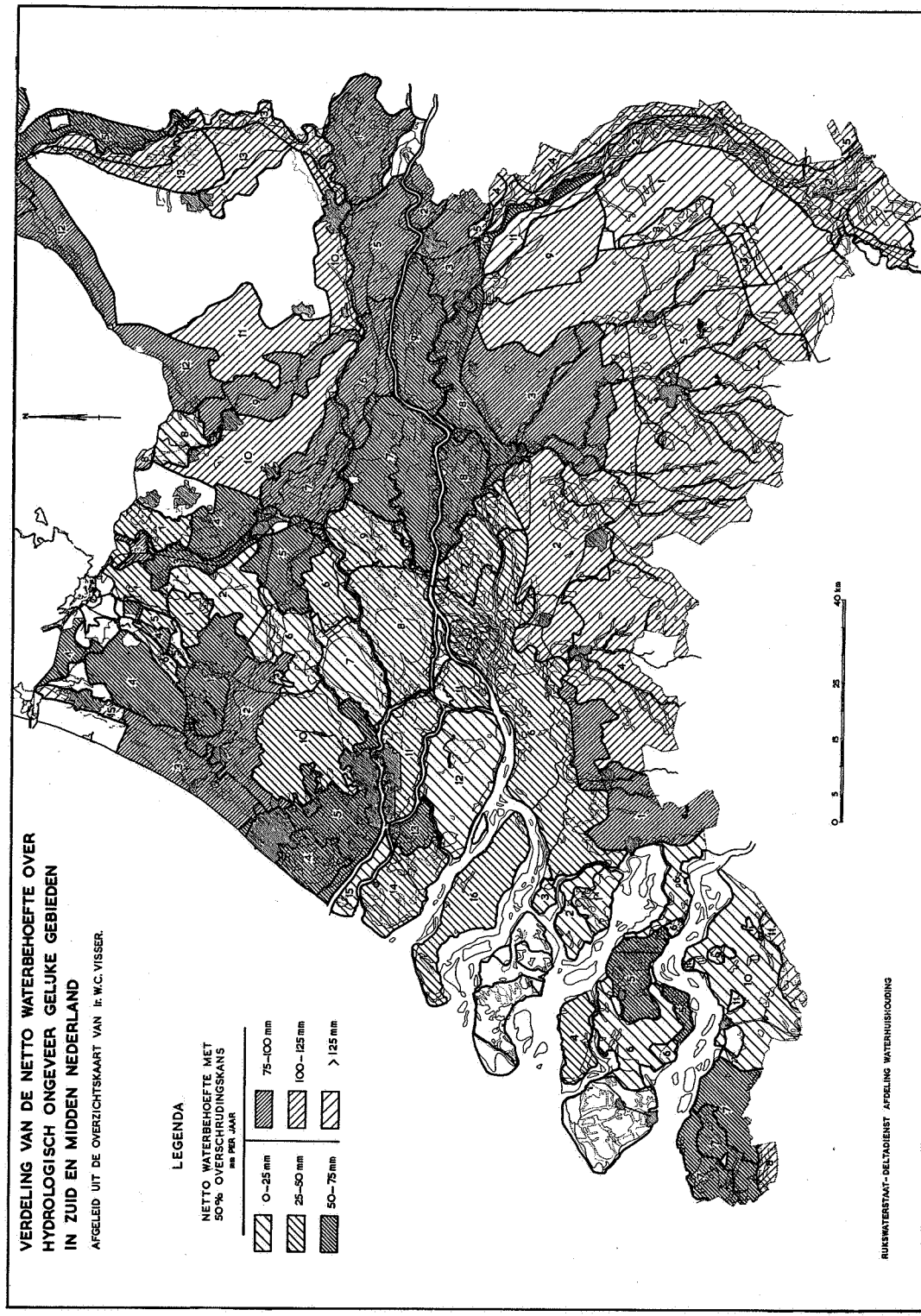

FIG. 9. Verdeling van de netto waterbehoefte over hydrologisch ongeveer gelijke gebieden in Zuid- en Midden-Nederland

FIG. 9. *Division of netto water requirement for hydrologic homogeneous areas in the southern and central part of the Netherlands*

landelijke spreiding van het toe te laten verbruik B_v van de beschikbare bodemvochtvoorraad U in het profiel. Op haar verzoek mocht nl. de Deltadienst van Ir W. C. VISSER (Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding) een overzichtskaart van Nederland ontvangen, onderverdeeld in cultuurtechnisch onderscheiden gebieden, voor elk waarvan via het verband tussen oogstdepressie en droogte de netto waterbehoefte bij een optimale watervoorziening is bepaald voor jaren met een resp. 10, 50 en 90 % droog groeiseizoen. Daarbij werd uit een oogpunt van rentabiliteit een oogstdepressie van 10 % toegelaten, terwijl als tijdvaklengte een groeiseizoen van 120 dagen en voor de reductiefactor een waarde van $f = 0{,}85$ is aangehouden. Figuur 9 geeft een overzicht van deze netto waterbehoefte voor een 50 % droog groeiseizoen in Zuid- en Midden-Nederland.

Voor het samenstellen van waterbalansen voor de bovenrivieren, benedenrivieren en afgesloten zeearmen, was deze kaart niet zonder meer bruikbaar. Voor dergelijke balansen dient men nl. te weten, hoe groot de netto waterbehoefte zal zijn in een bepaalde maand van een bepaald jaar. De frequentie is daarbij in eerste aanleg niet interessant, wel de netto waterbehoefte als functie van het neerslagtekort en het toe te laten waterverbruik uit de bodem.

Daartoe werden de genoemde droogtegraden van 10, 50 en 90 % vervangen door de daarmee overeenkomende neerslagtekorten. Frequentiebeschouwingen als in 4a zijn opgezet voor het waarnemingsrayon de Bilt, moesten worden uitgebreid tot alle delen van ons land. Uit deze berekeningen volgt dat bij eenzelfde reductiefactor $f = 0{,}85$ als door VISSER werd aangenomen, bijvoorbeeld voor het waarnemingsrayon de Bilt een 50 en 90 % droog groeiseizoen overeenkomt met een neerslagtekort van resp. rond 135 en 220 mm.

Voor elk cultuurtechnisch onderscheiden gebied in Zuid- en Midden-Nederland zou nu voor ieder der 3 genoemde droogtegraden per definitie het toe te laten verbruik van de bodemvochtvoorraad gedurende het groeiseizoen gelijk moeten zijn aan het verschil tussen de daarbij gevonden neerslagtekorten en de daarbij opgegeven netto waterbehoeften volgens de kaart van het I.C.W. Bij nader onderzoek hieromtrent bleek achtereenvolgens:

1e. dat voor vrijwel elk gebied het neerslagtekort groter was dan de opgegeven aanvullende waterbehoefte;

2e. dat per gebied het verschil ongeveer gelijk bleef of het nu een 50 of 90 % droog groeiseizoen betrof;

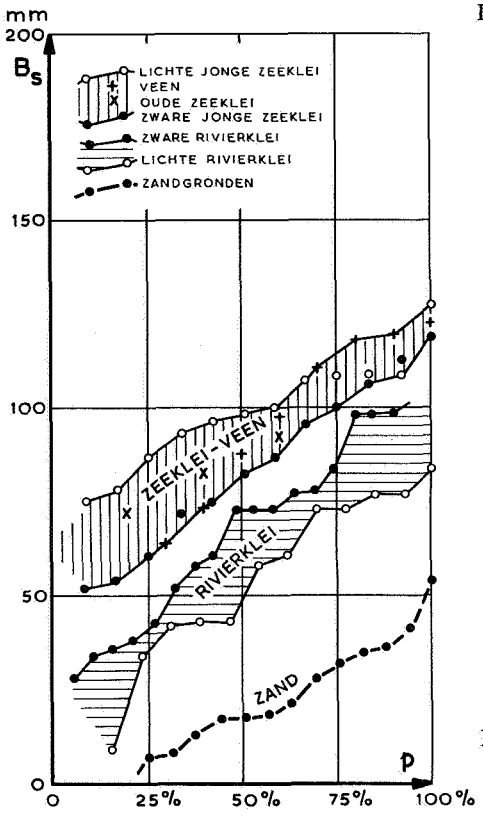

FIG. 10. Spreiding p van het schijnbaar verbruik B_s van de bodemvochtvoorraad in het groeiseizoen over de gebieden van figuur 9

FIG. 10. *Spreading p of the apparent water consumption B_s for the areas of figure 9*

3e. dat tussen de onderscheiden gebieden de verschillen soms sterk uiteenliepen;

4e. dat deze spreiding aanzienlijk kon worden gereduceerd door de verschillen te koppelen aan de grondsoort.

Hierbij werd gebruik gemaakt van de bodemkaarten, stadium G, die bij de Stichting voor Bodemkartering in bewerking zijn. Het resultaat van dit onderzoek vindt men weergegeven in figuur 10. Uit deze figuur blijkt, dat zowel de lichte als zware jonge zeeklei, alsmede de oude zeeklei en veengronden zich tegenover de diverse zandgronden als één groep gedragen, terwijl de zware en lichte rivierkleigronden een duidelijke overgang tussen beide groepen vormen. Wel vertoont iedere groep nog een grote spreiding.

Samenvattend mag op grond van de resultaten van boven omschreven onderzoek worden geconcludeerd, dat de verschillen tussen de berekende

neerslagtekorten en de opgegeven netto waterbehoeften worden gedekt door het verbruik van bodemvocht gedurende het groeiseizoen. Vervolgens kan worden gesteld, dat dit waterverbruik uit de bodemvochtvoorraad afhankelijk is van de grondsoort, hoewel de grondsoort niet de enige factor is, die dit waterverbruik bepaalt. In verband met het laatste moet worden opgemerkt, dat als gevolg van de indirecte wijze van bepaling slechts een schijnbare waarde voor dit verbruik wordt gevonden, zoals nog nader zal worden aangetoond. Allerlei factoren, die zowel de aanvoer door kwel, de grondwaterstandsdiepte, de vochttoevoer uit grondwater, de bewortelingsdiepte en de ondergrondse afstromingsverliezen betreffen, spelen hierbij een rol. Hier zal dan ook in het vervolg worden gesproken van „het schijnbare verbruik van de bodemvochtvoorraad", welke moet worden opgevat als een rekengrootheid, waarin het totaal van afwijkende factoren is verwerkt.

In ronde, aaneensluitende getallen vindt men tenslotte per groeiseizoen van 4 maanden de volgende globale indeling van het schijnbare verbruik B_s (zie tabel 1).

TABEL 1. Globaal overzicht van het schijnbaar verbruik van de bodemvochtvoorraad over het groeiseizoen, verdeeld naar de grondsoort

Grondsoort	Schijnbaar verbruik bodemvochtvoorraad B_s	
	Variatiebreedte (mm)	Gemiddelde (mm)
Zeeklei en veen	75 à 125	100
Rivierklei	25 à 75	50
Zandgronden	0 à 25	10

Voor de geografische indeling van de cultuurgronden op basis van dit schijnbaar verbruik uit hun bodemvochtvoorraad moge worden verwezen naar de globale bodemkaart van Zuid- en Midden-Nederland (fig. 11).

Vervangen we in vergelijking (5) de term B_v door B_s dan gaat deze vergelijking over in:

$$W_a = (f E_o - N) - B_s \qquad (7)$$

Op de hydrologische betekenis van deze substitutie zal in 4c nader worden ingegaan. Hier zij volstaan met de vermelding, dat bij het uitwerken van de waterbalansen voor de grote rivieren en afgesloten zeearmen de netto waterbehoefte voor grote verzorgingsgebieden volgens bovenstaande formule is berekend. Voor de resultaten van deze berekening moge worden verwezen naar 5b.

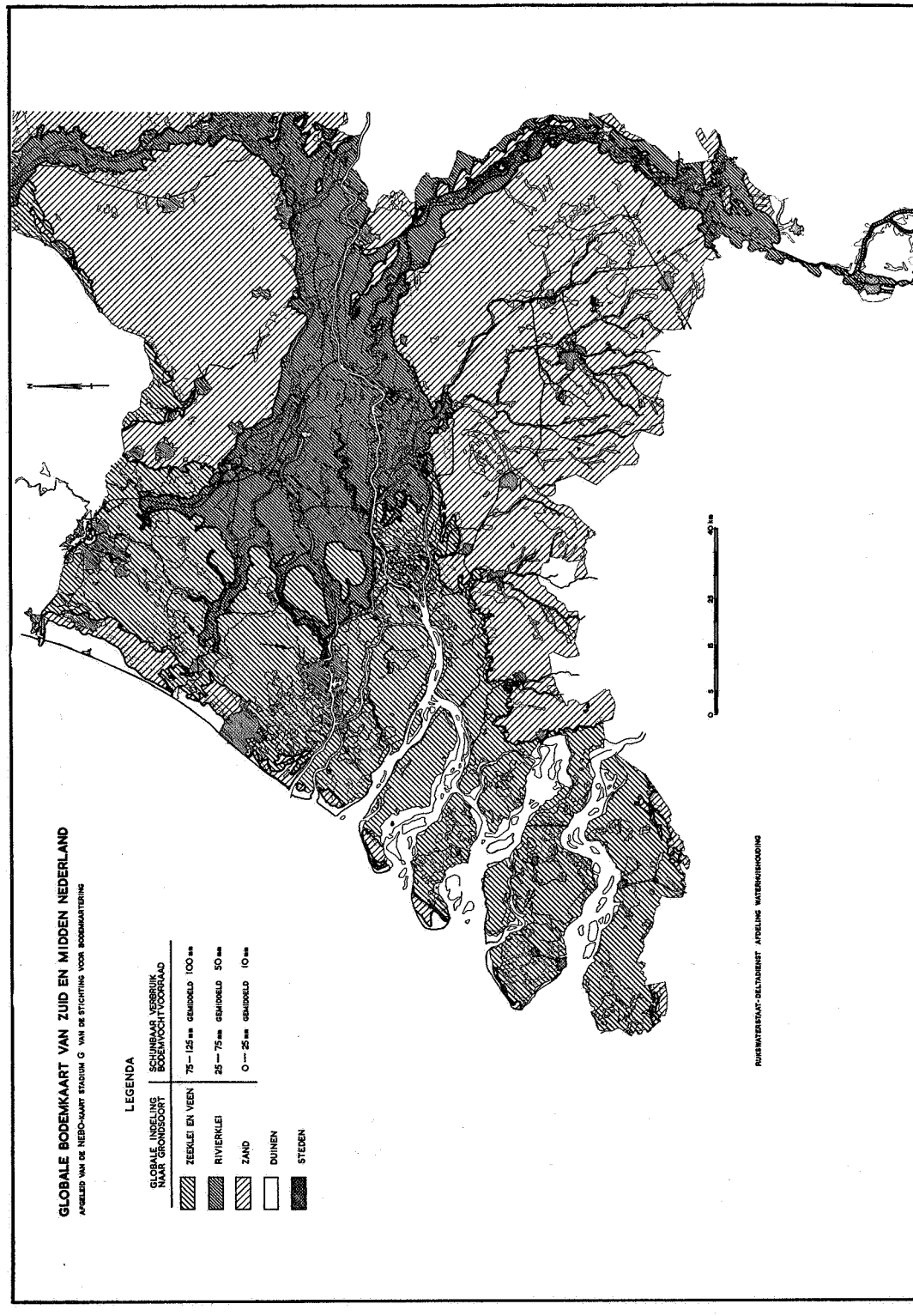

FIG. 11. Globale bodemkaart van Zuid- en Midden-Nederland
FIG. 11. *Broad soil map of the southern and central part of the Netherlands*

c. Schijnbaar verbruik

In vergelijking (7) is het schijnbaar verbruik opgevat als een rekengrootheid, waarin het totaal van de reeds eerder genoemde factoren is verwerkt. Om evenwel een vergelijking mogelijk te maken tussen de in tabel 1 aangegeven waarden en die, welke op andere wijzen kunnen worden afgeleid, is hier een hydrologische interpretatie van het begrip „schijnbaar verbruik van de bodemvochtvoorraad" beproefd. Tevens zijn de consequenties nagegaan van de substitutie van B_v door B_s voor de bepaling van de netto waterbehoefte. Tenslotte kon door deze hydrologische interpretatie een beter inzicht worden verkregen in de door VISSER deels berekende, deels op grond van de praktijk geschatte waarden voor de netto waterbehoefte in Nederland.

Er dient onderscheid te worden gemaakt tussen:

1) omstandigheden waarbij de grondwaterstand zich op zodanige diepte beweegt, dat de capillaire toevoer uit het grondwater te verwaarlozen is, en

2) omstandigheden waarbij hiermee terdege rekening moet worden gehouden.

Tevens is het van doorslaggevend belang of er sprake is van:

3) gevallen waarin bij de bepaling van de netto waterbehoefte gerekend moet worden op een toeslag voor ondergrondse afstromingsverliezen, en

4) gevallen waarin zulks niet nodig is.

Als een typisch voorbeeld van combinatie van geval 1) en 3) moeten hier de hooggelegen zandgronden worden genoemd. Nemen we als voorbeeld de humeuze zandgronden en stellen we achtereenvolgens:
de hoeveelheid beschikbaar vocht op 10 — 20 vol. %,
de bewortelingsdiepte voor graslanden op 2 — 4 dm en voor bouwlanden op 8 — 12 dm,
en de bij een toekomstige watervoorziening te verwachten verdeling tussen gras- en bouwland in deze gebieden op 65 % resp. 35 %, dan vinden we voor de hoeveelheid opneembaar vocht gemiddeld:
$U = 0{,}65 \times 50 + 0{,}35 \times 80 =$ rond 60 mm; met als uiterste waarden voor grasland 20 — 80 mm en voor bouwland 40 — 120 mm. Hierbij is ten aanzien van de akkerbouwgewassen vanwege de met de diepte afnemende bewortelingsdichtheid en de grote onttrekkingsdiepte slechts 50 % van de hoeveelheid beschikbaar vocht in rekening gebracht.

De gevonden waarde van 60 mm wijkt aanzienlijk af van die welke in tabel 1 staat aangegeven voor de zandgronden. Houden we echter enerzijds rekening met de vereiste bufferwerking en anderzijds met een toeslag voor

de ondergrondse afstromingsverliezen (zakwater) en vatten we deze hoeveelheid op als een negatief verbruik, dan blijkt de in tabel 1 opgegeven lage waarde van 10 mm voor het schijnbaar verbruik zeer wel aanvaardbaar. De extra hoeveelheid zakwater bij watervoorziening van de hoge zandgronden is af te leiden uit de waterbalans voor de wortelzone. In een vereenvoudigde vorm ziet deze balans er als volgt uit:

geval I:

zonder watervulling: $N = E_w + Z \pm \Delta B_w$ (8)

geval II:

met watervulling: $N + \mathcal{W}_a = E_p + (Z + \Delta Z) \pm B_w$ (9)

Hierin is:

N : de neerslag, die t.b.v. de waterbalansen voor de grote rivieren als gemiddelde over de periode 1891 t/m 1930 voor de hoge zandgronden in het zuiden werd berekend op 660 mm per jaar.

$\mathcal{W}_a$: de aanvullende of netto waterbehoefte, die volgens de opgave van VISSER voor deze hoge zandgronden variëert van 90 tot 140 mm per groeiseizoen of gemiddeld 115 mm op een kans van 5 maal per 10 jaar optreden van een grotere vochtbehoefte.

E_p : de potentiële evapotranspiratie in het geval (II) met wateraanvulling van de hoge zandgronden, welke in het zuiden van ons land gemiddeld over de periode 1933 t/m 1957 rond 510 mm per jaar bedraagt, waarbij voor de reductiefactor een waarde van $f = 0{,}75$ voor alle maanden van het jaar is aangenomen.

E_w : de werkelijke evapotranspiratie in het geval (I) zonder wateraanvulling van de hoge zandgronden. Door STOLP (1958) is E_w voor de stroomgebieden van de Groote en Kleine Beerze alsmede de Sterkselsche en Groote Aa als gemiddelde over 6 jaar (1948 t/m 1953) berekend op 490 mm per jaar. Daarbij ging STOLP echter uit van de potentiële evapotranspiratie, welke op grond van waterbalansen van enige poldergebieden werd berekend op 565 mm per jaar (STOLP en MOHRMANN 1953). Gaan we echter uit van de hiervoor vermelde waarde van $E_p = 510$, dan wordt voor de werkelijke verdamping in geval I gevonden $E_w = 440$ mm per jaar.

ΔB_w : de toe- of afname van de waterberging; bij toenemen positief, bij afnemen negatief. Voor het gemiddelde jaar wordt $\Delta B_w = 0$ gesteld.

Z : het gedeelte van de neerslag, dat als zakwater ten goede komt aan de grondwatervoorraad, zonder een bijdrage te leveren aan de watervoorziening van het gewas. In vergelijking (8) is Z de sluitpost en bedraagt $660 - 440 = 220$ mm per jaar.

ΔZ : de extra hoeveelheid zakwater ten gevolge van de watervoorziening van de hoge zandgronden. In vergelijking (9) vormt $(Z + \Delta Z)$ de sluitpost en bedraagt $660 + 115 - 510 = 265$ mm per jaar.

Gemiddeld wordt dus voor de hoge zandgronden gevonden (in mm):

(9) — (8) $\quad \mathcal{W}_a = (E_p - E_w) + \Delta Z$

of $\quad 115 = \quad 70 \quad + \Delta Z$

en $\quad \Delta Z = 45$

Tengevolge van de lage vochthoudendheid van de zandgronden is de periode, waarover een continue wateraanvulling als gemiddelde kan worden bepaald, beperkt. Nemen we als maatgevende tijdvaklengte 1 maand, gelijk is geschied bij de waterbalansen voor de grote rivieren, dan vinden we in figuur 4 voor de vereiste bufferwerking: $B = 5$ mm. Omdat:
$B_s = B_v - Z$ en $B_v = \mathcal{U} - B$, vinden we tenslotte:
$B_s = 60 - 5 - 45 = 10$ mm

Deze waarde voor het schijnbaar verbruik komt overeen met de in tabel 1 opgegeven waarde voor zandgronden. Tenslotte blijkt voor deze hoge zandgronden $B_s < B_v$.

Als voorbeeld van de combinatie van geval 1) en 4) kunnen de bouwlanden op de goede zeekleigronden worden genoemd. De maximaal voor het gewas beschikbare bodemvochtvoorraad varieert bij deze gronden van 25 — 30 vol. %. Een vochtonttrekkingsdiepte voor akkerbouwgewassen van 8 — 12 dm in aanmerking nemend, komt dit neer op een vochtinhoud van 200 — 360 mm of gemiddeld 280 mm. Stellen we hiervan in verband met de grote onttrekkingsdiepte en de afnemende bewortelingsdichtheid 50 % beschikbaar voor het gebruik en verbruik, dan wordt de opneembare vochtvoorraad $\mathcal{U} = 140$ mm. Reserveren we gedurende het groeiseizoen een hoeveelheid $B = 40$ mm voor het gebruik als buffer, dan komt voor het verbruik een hoeveelheid ter beschikking van $B_v = 100$ mm. Deze waarde komt overeen met die in tabel 1 is opgegeven voor het schijnbaar verbruik bij zeekleigronden. Voor deze bouwlanden is dus $B_s = B_v =$ gem. 100 mm.

De zware en overwegend kalkarme zeekleigronden met slechte en minder gunstige structuur, alsmede de veengronden en kleigronden op veen met een dun kleidek, verkeren vaak in omstandigheden als onder 2) genoemd. In tegenstelling tot de hogergelegen goede zeekleigronden, vinden we op deze meestal laaggelegen slechte klei- en veengronden geen akkerbouw doch graslanden met gedurende het groeiseizoen een grondwaterstand van 2 — 4 dm. De beschikbare vochtinhoud kan bij zulke profielen gesteld worden op 5 — 20 vol. %. Dit komt dus neer op 10 — 80 mm opneembare vocht-

voorraad of gemiddeld $U = 45$ mm. Vanwege de geringe onttrekkingsdiepte en de grote bewortelingsdichtheid kan deze 45 mm in zijn geheel aan het gewas ten goede komen. Neemt men overeenkomstig de waterbalansen voor de grote rivieren een maatgevende tijdvaklengte van 1 maand, dan dient een hoeveelheid $B = 5$ mm in reserve te worden gehouden. Voor het verbruik komt dan een hoeveelheid $B_v = 40$ mm ter beschikking. Deze waarde ligt aanzienlijk lager dan in tabel 1 voor zeeklei en veen staat aangegeven. Gaan we echter uit van de voor de hand liggende veronderstelling, dat op de kaart van VISSER bij de bepaling van de praktijkcijfers voor de waterbehoefte van deze zeer laaggelegen gebieden reeds rekening is gehouden met de invloed van de kwel, die een extra wateraanvulling uit het grondwater veroorzaakt, dan blijkt de in tabel 1 opgegeven waarde eveneens zeer aanvaardbaar. Een constante grondwaterstand bij deze graslanden gedurende het groeiseizoen in aanmerking nemend, kan deze extra vochttoevoer uit de zoete grondwaterlaag, welke zich boven het opkwellende zoute grondwater bevindt, gelijk worden gesteld aan de grootte van de kwel. Deze werd, op de wijze als in figuur 12 is aangegeven, voor een aantal poldergebieden berekend op gemiddeld ca. 0,5 mm per etmaal. Voor het schijnbaar verbruik vinden we dan $B_s = 40 + 120 \times 0{,}5 = 100$ mm, zoals ook in tabel 1 is vermeld voor zeeklei en veen. Voor deze graslanden geld dus $B_s > B_v$.

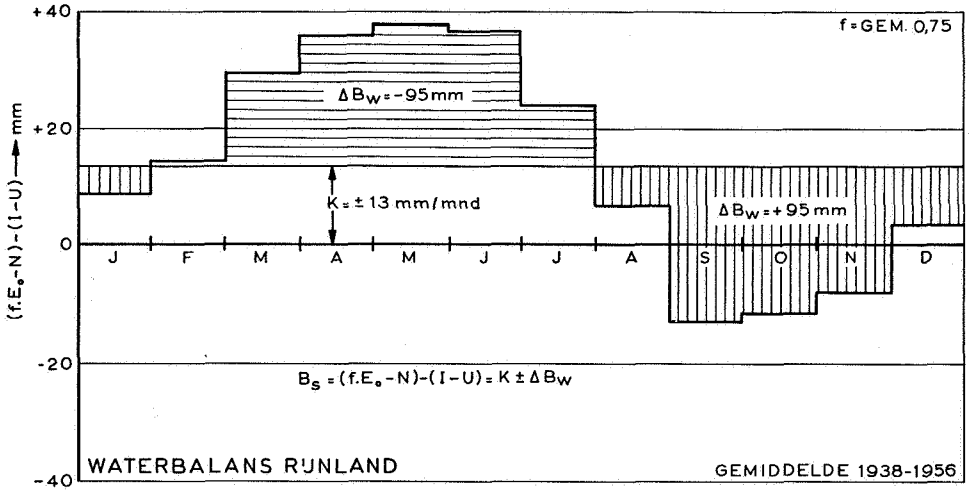

FIG. 12. Verloop van het schijnbaar verbruik B_s over het gemiddelde jaar (1938—1956) en bepaling van de kwel K en de waterbergingsverandering ΔB_w

FIG. 12. *Apparent water consumption B_s for an average year (1938—1956) and calculation of the seepage K and the change of waterstorage ΔB_w*

Met de methode van de polder-waterbalans kan het schijnbaar verbruik worden bepaald voor een willekeurig poldergebied, waarin zowel bouwland als grasland, zeeklei als veengrond voorkomt. Als voorbeeld wordt hier genomen de waterbalans van het Hoogheemraadschap Rijnland. In vereenvoudigde vorm ziet deze als volgt eruit:

IN				UIT			
Neerslag	+ Inlaat	+ Kwel	= Verdamping	+ Uitslag	± Af- of toename waterberging		
N	+ I	+ K	= E_w	+ U	±	ΔB_w	

Stellen we $A = I - U$ en $E_w = f E_o$, dan kan voor de waterbalans van het zomerhalfjaar geschreven worden:

$$A = (f E_o - N) - (K + \Delta B_w)$$

Hierin stelt de laatste term — analoog aan vergelijking (7) — het schijnbaar verbruik voor.
Dus $B_s = K + \Delta B_w$, zodat $A = (f E_o - N) - B_s$.

Uit de waterbalansen van Rijnland over de jaren 1938 t/m 1956 werd per maand de gemiddelde waarde van B_s berekend. Deze is — voor het hieruit bepaalde gemiddelde jaar — weergegeven in figuur 12. Voor het verloop $B_s = (f E_o - N) - (I - U)$ wordt een harmonisch verlopende trapjeslijn gevonden. Daar nu over een gemiddeld jaar de toe- en afname van de waterberging ΔB_w aan elkaar gelijk kunnen worden gesteld en de kwel eenvoudigheidshalve als constant mag worden aangenomen, kunnen zowel de kwel als de waterbergingsverandering worden bepaald uit:

$$B_s = K + \Delta B_w$$

Gevonden worden: K = rond 13 mm/mnd en ΔB_w = rond 95 mm.

Er dient echter op te worden gewezen, dat indien men van een andere reductiefactor dan $f = 0{,}75$ was uitgegaan, andere waarden voor K en ΔB_w zouden zijn gevonden. Zo werden voor de hieronder genoemde reductiefactoren de volgende waarden voor K en ΔB_w berekend:

f	:	0,9	0,85	0,8	0,75	0,7	0,65	0,6	—
K	:	23,0	19,9	16,7	13,5	10,4	7,4	4,2	mm/mnd
B_w	:	122	113	103	95	88	82	79	mm

Daar op grond van andere onderzoekingen betreffende de gemiddelde kwel van Rijnland omstreeks 13 mm per maand werd berekend, is hier een reductiefactor $f = 0{,}75$ aangehouden.

Voor het schijnbaar verbruik van bodemvocht gedurende het groeiseizoen (mei t/m augustus) wordt dan tenslotte gevonden:

$B_s = 38 + 36 + 24 + 7 = 105$ mm, welke waarde overeenkomt met die, welke in tabel 1 staat aangegeven voor zeeklei en veengronden (zie ook figuur 11).

Uit figuur 12 valt tevens voor een bepaald gebied af te lezen, in welke twee perioden het gemiddelde jaar moet worden verdeeld in agro-hydrologisch opzicht. Voor Rijnland vormen de maanden februari t/m juli een periode van wateronttrekking aan de bodemvoorraad en de maanden augustus t/m januari een periode van wederaanvulling van de vochtvoorraad tot veldcapaciteit.

In de tuinbouwgebieden op de rivierklei- en zavelgronden, alsmede op de goed veraarde veengronden, varieert de grondwaterstand van 3 — 8 dm onder maaiveld en kan de beschikbare vochtinhoud op 15 — 25 vol. % worden gesteld. Houden we vanwege de ondiepe beworteling voor de vochthoudende laag een maximale dikte van 5,5 dm aan, dan vinden we voor de opneembare vochtvoorraad gemiddeld 90 mm. Stellen we $B = 40$ mm, dan wordt $B_v = 50$ mm. Voor de rivierkleigebieden geldt dus, dat $B_s = B_v =$ gem. 50 mm. Deze waarde komt overeen met die, welke in tabel 1 is vermeld als gemiddelde voor de rivierklei.

Samenvattend mag dus worden geconcludeerd dat door invoering van het begrip „schijnbaar verbruik van bodemvocht" of, hetgeen hetzelfde is, door substitutie van B_v door B_s — gelijk in 4b en 4c is geschied — een formule wordt verkregen, die het ons mogelijk maakt bij de huidige stand van kennis gemiddeld over grote verzorgingsgebieden de netto behoefte aan aanvullingswater te bepalen, d.w.z. als onderdeel van de meer algemene balansen voor het gebruik van water uit de grote rivieren en afgesloten zeearmen. Houdt men hierbij voor de term B_s in formule (7) de in tabel 1 en figuur 11 aangegeven grootte resp. geografische verdeling van dit schijnbaar verbruik aan, dan is bij de bepaling van deze gemiddelde netto behoefte reeds rekening gehouden met een aantal afwijkende factoren als: grondwaterstandsdiepte, ondergrondse afstromingsverliezen, extra vochttoevoer uit grondwater, onttrekkingsdiepte, bewortelingsdichtheid, bouwplan, enz.

Daar bovendien in bovenstaande beschouwingen steeds rekening is gehouden met een vereiste bufferwerking van de bodemvochtvoorraad van minstens 5 mm, mag de netto behoefte dus berekend worden als gemiddelde over een tijdvaklengte van 1 maand. Dit rechtvaardigt tevens, dat bij de opstelling van de waterbalansen voor de grote rivieren en afgesloten zeearmen van maandcijfers is uitgegaan.

5. De netto waterbehoefte in het zuiden en westen van Nederland

Teneinde een indruk te verkrijgen van de hoeveelheden aanvullingswater, waar het hier eigenlijk om gaat, is in 5b een overzicht opgenomen betreffende de netto waterbehoefte in het zuiden en westen van ons land bij algehele voorziening in deze behoefte voor een jaar met gemiddelde meteorologische omstandigheden en voor een periode als van 1946 t/m 1950 (zie tabel 3 en fig. 13). Tevens is in het kort de wijze van berekening gememoreerd. Hieraan voorafgaand zal in 5a een aantal veronderstellingen worden besproken, waarvan bij de berekening van de vereiste wateraanvulling voor de grote verzorgingsgebieden is uitgegaan.

a. Enkele uitgangspunten

Ten behoeve van de meer algemene balansen voor het gebruik van water uit de grote rivieren en afgesloten zeearmen werd in het voorgaande een methode ontwikkeld ter bepaling van de netto behoefte aan aanvullingswater als gemiddelde over grote verzorgingsgebieden. Daarbij werd in het midden gelaten in hoeverre aan deze behoefte in de praktijk kan worden voldaan. Factoren van bedrijfseconomische, nationaal- en internationaaleconomische aard kunnen in dit opzicht belemmeringen in de weg leggen.

In het bedrijfseconomische vlak bijvoorbeeld zijn het uitsluitend overwegingen van rentabiliteit, die de doorslag geven bij de vraag, welke investeringen ten behoeve van de wateraanvulling verantwoord zijn. Zo zijn vele van de waterbehoeftige cultuurgronden niet erop ingericht water uit de grote rivieren of afgesloten zeearmen te ontvangen. Geschikte inlaat-, doorvoer- en opvoerwerken ontbreken. In het bijzonder geldt dit voor de hoge gronden in Noord-Brabant. Ook zijn werken nodig om het water over de percelen te verdelen, waarbij het mede van de inrichting der percelen zal afhangen of het water door beregening dan wel door infiltratie of bevloeiïng in de wortelzone van de plant wordt gebracht.

Hoewel de vereiste cultuurtechnische werken vermoedelijk geen gelijke tred zullen houden met de uitvoering van de deltawerken, mag toch wel worden verondersteld, dat men op de duur ten volle in de waterbehoefte zal voorzien. Teneinde na te gaan in hoeverre de afsluiting der zeearmen dit in het zuiden en westen van ons land mogelijk zal maken, werd bij het uitwerken van de waterbalansen voor de toekomstige situatie in eerste instantie aangenomen, dat de wateraanvulling voor agrarische doeleinden volledig ten laste van het opperwater zal komen.

De werkelijke behoefte aan aanvullingswater kan kleiner zowel als groter

zijn dan de berekende netto behoefte. Doordat bijvoorbeeld de gewassen niet gedurende het gehele groeiseizoen een optimale watervoorziening nodig hebben en bovendien niet alle gewassen dit tegelijkertijd vergen, kan de werkelijke behoefte kleiner zijn dan de berekende. Anderzijds kan de afvoer van tijdelijk overtollig regenwater, het ondoelmatig gebruik van de beschikbare vochtvoorraad, de wegzijging en verdamping uit aanvoerleidingen, de ondergrondse afstroming, alsmede de niet overal te realiseren continue waterverstrekking de werkelijke behoefte groter doen zijn dan de berekende. Sommige van deze factoren hebben een permanent, andere een incidenteel karakter.

Het bestek van deze bijdrage laat niet toe verder op deze factoren in te gaan. Hier moge worden volstaan met erop te wijzen, dat bij de beschouwing van de netto waterbehoefte als een gemiddelde over een uitgestrekt gebied de invloed van deze verschillende elkaar soms geheel, soms gedeeltelijk compenserende factoren sterk wordt genivelleerd, terwijl enkele hun betekenis nagenoeg verliezen.

Als voorlopige benadering lijkt de conclusie gewettigd de werkelijke behoefte aan aanvullingswater, gemiddeld over een groot verzorgingsgebied, gelijk te stellen aan de continue waarde van de berekende netto behoefte.

b. De netto waterbehoefte bij algehele voorziening in de behoefte voor agrarische doeleinden in zuidelijk en westelijk Nederland

De berekeningswijze samenvattend werd de netto behoefte aan aanvullingswater voor de landbouw per maand van het groeiseizoen bepaald door het maandelijks neerslagtekort voor elk verzorgingsgebied te verminderen met een kwart van het uit figuur 11 en tabel 1 af te leiden schijnbare verbruik van de bodemvochtvoorraad. Hierbij is dus van de vereenvoudigde veronderstelling uitgegaan, dat dit verbruik geleidelijk over het groeiseizoen van mei t/m augustus is verdeeld. Met betrekking tot de neerslagtekorten die een enkele maal in het winterhalfjaar kunnen optreden, werd geen wateraanvulling in rekening gebracht. Wel is ervan uitgegaan, dat de hoge zandgronden aan het begin van het groeiseizoen op veldcapaciteit zijn, teneinde in de daarop volgende maanden van het groeiseizoen voldoende buffervoorraad te bezitten voor het opvangen van piekbelastingen. Hiertoe zal in april meestal reeds enige wateraanvulling moeten plaatsvinden, zoals ook in tabel 3 en figuur 13 is aangegeven. Het neerslagtekort werd gevonden door de maandcijfers voor de neerslag, ontleend aan de gegevens van het

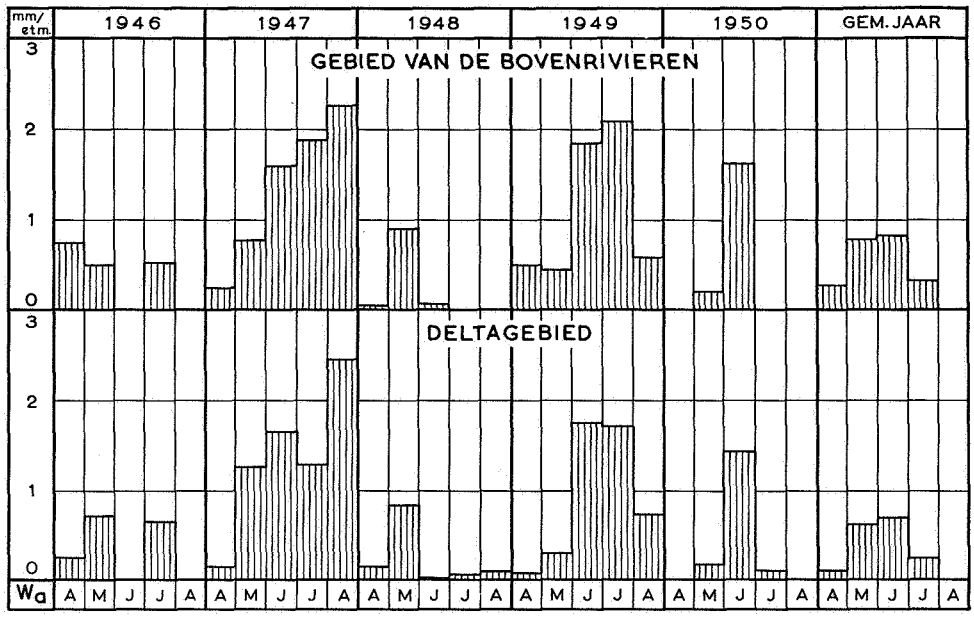

FIG. 13. Overzicht van de wateraanvulling (in mm per etmaal) bij algehele voorziening in de behoefte voor agrarische doeleinden, in het gebied van de bovenrivieren en het deltagebied voor een jaar met gemiddelde meteorologische omstandigheden en voor een periode als van 1946—1950 ($f = 0{,}75$)

FIG. 13. *Supplementary fresh water required to meet agricultural needs for a year with average meteorological circumstances and for a period as from 1946—1950 ($f = 0.75$)*

K.N.M.I., per verzorgingsgebied en per maand te middelen en te verminderen met de maandcijfers voor de potentiële evapotranspiratie. De laatstgenoemde waarden werden ontleend aan de resultaten van de door het K.N.M.I. uitgevoerde berekeningen voor de verdamping van open water voor de stations de Bilt, Naaldwijk, Gemert, Oudenbosch en Vlissingen, waarbij voor de reductiefactor een waarde van 0,75 voor alle maanden van het zomerhalfjaar werd aangehouden.

Van de volgens deze normen berekende wateraanvulling voor het zuiden en westen van ons land geeft figuur 13 een overzicht voor een jaar met gemiddelde meteorologische omstandigheden en voor een periode als van 1946 t/m 1950. Hierbij is onderscheid gemaakt tussen het gebied van de bovenrivieren en het deltagebied.

Een overzicht van de gebruikte waterstaatkundige hoofdindeling met betrekking tot de waterinlaat in zuidelijk en westelijk Nederland vindt men

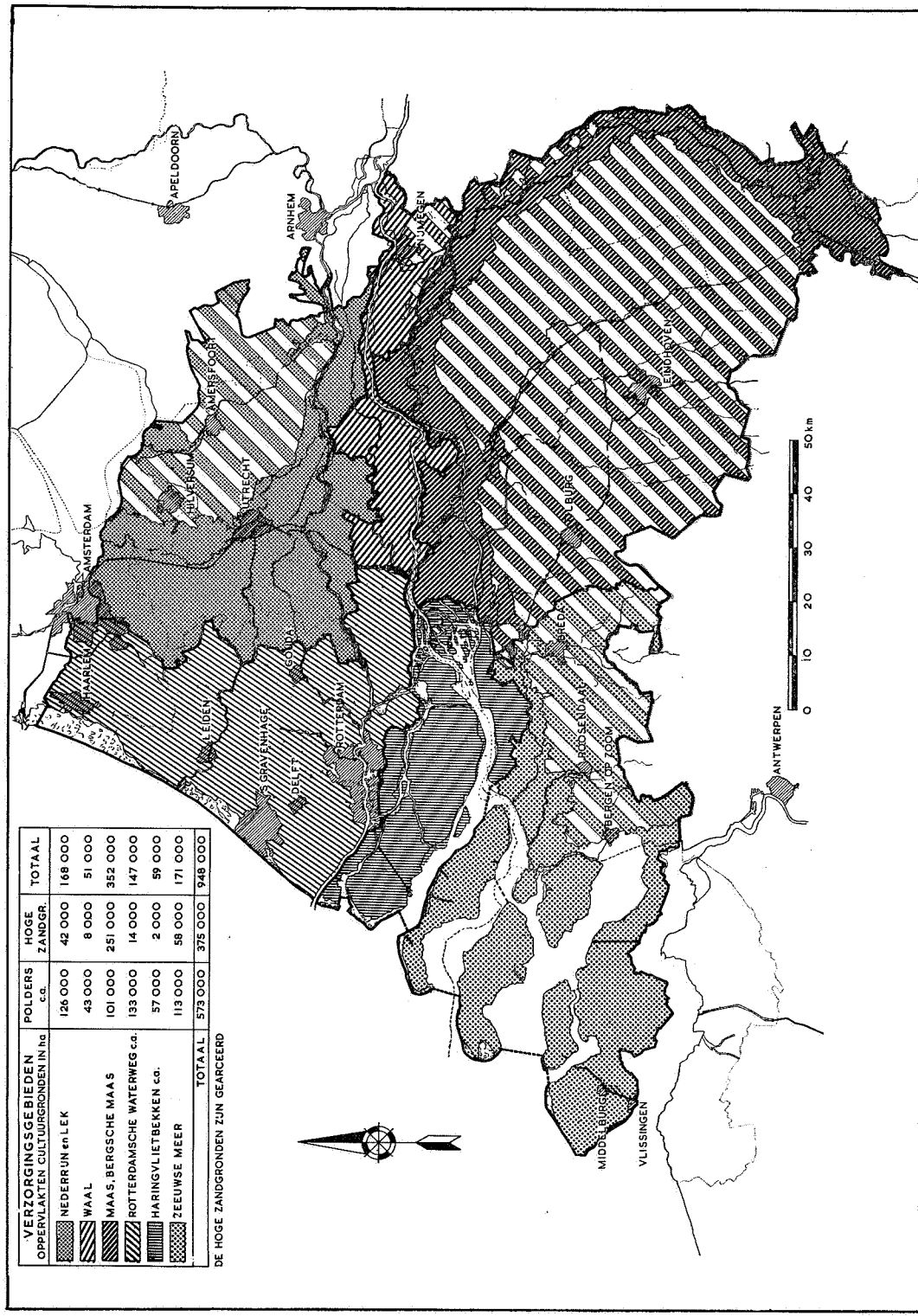

FIG. 14. Waterstaatkundige hoofdindeling met betrekking tot de waterinlaat in Zuid- en West-Nederland

FIG. 14. *Main division with regard to the water supply in the southern and western part of the Netherlands*

Tabel 2. Overzicht van grondsoorten en oppervlakten van de voornaamste verzorgingsgebieden in zuidelijk en westelijk Nederland (oppervlakten in 1000 ha)

Waterstaatkundige hoofdindeling	Zeeklei Veen	Rivierklei	Zand	Totaal
a. Gebied van de bovenrivieren				
Nederrijn, Lek	48	78	42	168
Waal, Boven Merwede	—	43	8	51
Maas, Bergsche Maas	12	89	251	352
totaal	60	210	301	571
b. Deltagebied				
Rotterdamsche Waterweg c.a.	113	20	14	147
Haringvlietbekken c.a.	57	—	2	59
Zeeuwse Meer c.a.	113	—	58	171
totaal	283	20	74	377

in figuur 14. In tabel 2 is voor de verschillende verzorgingsgebieden de verdeling in grondsoorten vermeld. Bij de bepaling van de oppervlakten, die in deze tabel zijn aangegeven, is uitgegaan van waarden, die door planimetrering werden verkregen. Uiteraard waren correcties op deze geplanimetreerde oppervlakten noodzakelijk. Deze werden afgeleid uit de Verslagen over de landbouw, alsmede uit de bestudering van gegevens van het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding. Op grond hiervan werd aangenomen, dat van de geplanimetreerde oppervlakte van de klei- en veengebieden 80 % in cultuur is of zal worden gebracht. Voor de hooggelegen zandgronden kan dit percentage op gemiddeld 60 % worden gesteld, de uitgesproken duingebieden niet meegerekend. Een uitzondering hierop voren de circa 39.000 ha metende Utrechtse heuvelrug en het Gooi, die vanwege hun bijzonder karakter slechts voor circa 20 % in cultuur zijn gebracht.

De vereiste wateraanvulling bij algehele voorziening in de behoefte van het zuidwesten van ons land, vindt men nog eens afzonderlijk opgenomen in tabel 3. Opgemerkt zij, dat de berekende waterbehoefte voor augustus 1947 wat hoog lijkt, aangezien vele gewassen in deze laatste fase van het groeiseizoen minder water behoeven of veelal het veld reeds hebben verlaten. Teneinde een betere indruk te verkrijgen van het gemiddelde waterverbruik is in tabel 3 zowel het gemiddelde over de maanden april t/m juli als april t/m augustus vermeld. In een jaar met gemiddelde meteorologische omstandigheden bedraagt de netto waterbehoefte gemiddeld over april t/m juli 0,5 mm/etm, hetgeen neerkomt op een gemiddelde totale

Tabel 3. Overzicht van de wateraanvulling bij algehele voorziening in de behoefte voor agrarische doeleinden in zuidelijk en westelijk Nederland voor een jaar met gemiddelde meteorologische omstandigheden (N gemiddeld over de jaren 1891—1930 en fE_o over de jaren 1933—1956 met $f = 0{,}75$) en voor een periode als van 1946 t/m 1950 (wateraanvulling in mm per etmaal)

	Jaar					Gem.	Gem.
Maand	1946	1947	1948	1949	1950	'46/'50	jaar
april	0,55	0,22	0,09	0,35	—	0,24	0,21
mei	0,59	0,97	0 87	0.39	0,19	0,60	0,73
juni	—	1,62	0 05	1,81	1,55	1,01	0,78
juli	0,58	1,64	0,03	1,94	0,05	0,85	0,30
augustus	—	2,34	0,04	0,64	—	0,60	0,01
Gem. van april t/m juli	0,43	1,11	0,26	1,12	0,45	0,68	0,51
Gem. van april t/m aug.	0,34	1,36	0,22	1,03	0,36	0,66	0,41

wateronttrekking van ruim 56 m³/sec aan de grote rivieren en afgesloten zeearmen. Voor jaren als 1947 en 1949 met een droogtegraad $D = 90 - 95$ % vinden we voor de netto behoefte aan aanvullingswater gemiddeld over april t/m juli rond 1,1 mm/etm. Dit betekent dus in 5 — 10 % van de gevallen een totale wateronttrekking aan de grote rivieren en spaarbekkens van minstens 123 m³/sec.

LITERATUUR

BERG, DR. C. V. D. Hydrologie in de landbouw. *I.C.W. Med. No. 1,* 1958.

BRAAK, DR. C. Het klimaat van Nederland. *Med. en Verh. K.N.M.I. No. 34 a,* 1933.

Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland, Werkgroep Waterhoeveelheden, De aan te voeren hoeveelheden water (concept rapport 1956, niet gepubliceerd).

Commissie Waterbeheersing Noordbrabant, Waterbeheersing in Noordbrabant. Eerste rapport, 1957.

DUIN, DR. IR. R. H. A. VAN De waterbehoefte der gewassen. *Landb. Tijdschr. 66,* 1954.

EDELMAN, PROF. DR. C. H. Inleiding tot de bodemkunde van Nederland, 1950.

Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wateraanvoer in Nederland ten behoeve van de landbouw. Rapport I.C.W., 1958.

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, Regenwaarnemingen 1946 tot en met 1950.

KRAMER, DR. C. Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping voor verschillende delen van Nederland volgens de methode van Penman. *K.N.M.I. Med. en Verh. 70,* 1957.

LATOUR, IR. J. H. M. en STOLP, IR. D. W. De waterbalans van hoge zandgronden. Versl. Techn. Bijeenk. 11 en 12, Comm. Hydr. Onderz. T.N.O., 1958.

MAKKINK, DRS. G. F. Ekzameno de la formulo de Penman. *Neth. J. Agr. Sc.* 5, no. 4. 1957.

PEERLKAMP, DR. P. K.	Het bodemwater in verband met de watervoorziening van de plant. Versl. Techn. Bijeenk. 1—6, Comm. Hydr. Onderz. T.N.O., 1950.
PENMAN, H. L.	Estimating Evaporation. *Trans. Amer. Geophys. Union, 37, no. 1,* 1956.
STOLP, IR. D. W. en MOHRMANN, IR. J. C. J.	Droogtekansen en beregening op hoge zandgronden. *Med. Dir. Tuinb. 16,* 1953.
STOLP, IR. D. W. en MOHRMANN, IR. J. C. J.	Grondwaterstandsdaling door wateronttrekking aan de bodem ten behoeve van beregening op hoge zandgronden. *Med. Dir. Tuinb. 16,* 1953.
VALKEN, IR. K. F.	Wateraanvulling voor agrarische doeleinden. R.W. Deltadienst, intern rapport, 1956.
VALKEN, IR. K. F.	Waterstaatkundige aspecten van de waterhuishouding in het gebied der benedenrivieren en zeearmen na uitvoering van de deltawerken. Bijdrage IV-4. Eindadvies Deltacommissie.
Verslagen over de landbouw	in Nederland, 1947 tot en met 1950. *Versl. en Med. Min. v. Landb. Viss. en Voedselv.*
VISSER, IR. W. C.	Waterhuishoudkundige kartering ten dienste van de landbouw. Versl. Techn. Bijeenk. 1-6, Comm. Hydr. Onderz. T.N.O., 1952.
VISSER, IR. W. C.	De hoeveelheid aan te voeren water in Nederland (rapport 1957, niet gepubliceerd).
VISSER, IR. W. C.	Bepaling van de waterbehoefte van de gewassen. *I.C.W. Med. No. 3,* 1958.
WESSELING, DR. IR. J.	Enige aspecten van de waterbeheersing in landbouwgronden. *Versl. Landbk. Onderz. 63. 5.* 1957.

DE LYSIMETERS IN NEDERLAND (II)

UITKOMSTEN VAN DE BEWERKING DER GEZAMENLIJKE GEGEVENS

R. WIND HZN. (†)

Rapport van de Werkgroep Lysimeters T.N.O. aan de Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O.

THE LYSIMETERS IN THE NETHERLANDS (II)

Results from the elaboration of the joint observations

SUMMARY

This report, written by R. WIND HZN. (†) *for the Working Party on Lysimeters to the Committee on Hydrological Research T.N.O., contains three chapters, a fourth concerning conclusions and recommendations was not written when the author died. Therefore the Working Party on Lysimeters mentioned in the preface the following:*
The research with lysimeters can be developed in creating the possibilities for setting up waterbalance sheets of short periods. Any method which may contribute to this must therefore be envolved. The aim that lysimeter knowledge must be made transferable to the field requires amplification of methods and techniques, for example with application of the electric and nuclear moisture determination. For answering special questions the construction of new adequate lysimeters should be considered.

I. RESULTS FROM THE REGULAR OBSERVATIONS

The development of the vegetation on the lysimeters at Castricum caused a decreasing trend in the yearly drainwater quantity, compared with that of the bare lysimeter (table 1; fig. 19).

For all lysimeters there is a linear relationship between drainage (D) and rainfall (R) and between apparent evaporation (R — D) and rainfall. For years, summer and winter periods and for months the figures of this relationship are given in tables I till VII incl. Also the average errors are given. The various crops have no special influence on this regression (fig. 1).

The tangents of the linear regression for monthly periods show a sinus-like variation in the course of the year (table 2; fig. 2). There is a linear relationship between corresponding tangents of two lysimeters (table 4), although the maxima do not coincide.

The yearly evaporation (R — D for a hydrologic year) can be divided over the months according to the monthly evaporation calculated according to PENMAN. *The monthly apparent evaporation of a lysimeter shows a difference in phase with the calculated evaporation, even with grass and a high constant watertable (fig. 3).*

For four lysimeters with sand different regression lines for D on R appear if they are based on different numbers of years of observation (table 7). In table 8 values of D and R — D are calculated for the same

series of years for 4 lysimeters. These values vary according to vegetation and watertable.

There was very little difference in yearly evaporation from lysimeters with grass on peat soil with a constant watertable at Oudewetering and at Wageningen even with different series of years of observation (pag. 223).

The apparent evaporation of lysimeters with arable crops on sandy loam has its maximum on the average 1½ months later than the evaporation of free water (fig. 5).

If for the 12 different year cycles (Jan.—Jan., Febr.—Febr., etc.) tg α and y_o are calculated (table 10) and plotted one against the other, the dots spread more as the number of years is greater (fig. 7). This can be a check on whether the series of years is great enough.

II. Conclusions from additional observations

Measurements with nylon units and thermistors in the lysimeters at Castricum, showed differences with the results of mechanical moisture sampling, not proving, however, which method was right. The resistance moisture content curve of dune sand (fig. 8) may cause difficulties.

Figure 10 shows the summative monthly evaporation on the bare lysimeters. There is no great difference with the apparent evaporation.

Twice a week measurements of moisture content do not show much variation after rainfall (fig. 11); more frequent measurements show that a heavy shower may increase the moisture content till 11 vol.% in the upper layer of at least 30 cm.

The porespace of the sand in the Castricum lysimeters sampled in 1944 and in 1954 (table 12 and 13) showed a maximum at a depth of about 75 cm, which can be explained by the way of filling, which was done in water except for the upper 75 cm. In the top soil the porespace was lower in 1954, likely due to rainfall and treading. There is some difference between pF-curves of the higher layers of the soil in and around the lysimeters (fig. 13). The level of 10—15 cm showed a higher compaction than the level of 45—50 cm (fig. 14 and 15). In the lysimeters and outside them the layer of 0—50 cm as a whole became somewhat more compact since 1944, in the lysimeter especially near the surface. The pore distribution of the soil in the lysimeters is more uniform than of the soil outside (fig. 16). This difference seemed to have decreased. The specific weight was very uniform.

In spite of a depth of 2.25 m, in the vegetated lysimeters at Castricum after about 6 years the watertable disappeared in summer. This caused a decrease of the amount of drainwater, for which a correction could be estimated.

III. Lysimeter formula in bigger areas

In three cases the lysimeter formula of the straight-line regression of D on R resp. of (R — D) on R have been used to calculate evaporation or discharge of areas elsewhere in the country. For the share of each kind of vegetation the formula of the adequate lysimeter was applied. Very good agreement with results of hydrological research (difference about 1 %) was obtained for a 3—4 year average value of the Northern part of the „Veluwe" (pinewood, deceduous wood, heather, arable soil and grassland).

For the „Rottegatspolder" in the Northern part of the country (arable soil and grassland) the difference with the 6 year average value determined by means of the waterbalance sheet was also about 1 %. For 3 year average values the deviation was about 3 % and 1 %.

A comparison of determined and calculated average evaporation of 6 years of three catchment areas (57 % arable crops, 43 % grassland) gave deviations of 0,4 and 6% respectively.

WOORD VOORAF

Van dit rapport over de werkzaamheden van de onderzoeker van de Werkgroep waren de hierna afgedrukte 3 hoofdstukken gereed, toen Dr WIND op 6 maart 1958 overleed.

Het was zijn bedoeling nog een 4e hoofdstuk te schrijven, waarin de conclusies zouden worden geformuleerd en richtlijnen voor verder onderzoek zouden worden gegeven. Nu de dood helaas heeft verhinderd dat het gewenste slot werd geschreven, zou het op de weg van de Werkgroep hebben kunnen liggen dit te doen. De Werkgroep meent echter van haar waardering voor het werk van Dr WIND niet beter te kunnen blijk geven, dan door wat hij zelf heeft kunnen gereedmaken zonder meer te publiceren. Wijzigingen van belang zijn hierin niet aangebracht, alleen werd deel B van hoofdstuk II bekort en gewijzigd. De Werkgroep wil zich beperken tot het uitspreken van enkele summiere gedachten.

Nederland bezit slechts enkele lysimeterinstallaties, waarin een klein aantal verschillende gronden voorhanden is en enkele waterregimes zijn ingesteld, terwijl bij de meeste het aantal waarnemingsjaren nog niet groot is. Niettegenstaande hieruit slechts weinig gegevens beschikbaar kwamen, blijkt de poging van WIND, hiermee voor andere omstandigheden jaarcijfers over verdamping, resp. drainage te berekenen, waardevol en vruchtbaar. Uit deze poging blijkt echter ook duidelijk, op welke punten het onderzoek te kort schiet en voor uitbreiding vatbaar is. In de eerste plaats daar, waar het gaat om gegevens over korte perioden (1 maand en korter), zoals alleen te Wageningen kunnen worden verkregen. In de tweede plaats waar het andere begroeiingen, grondsoorten en waterregimes betreft. Hoewel het bouwen van meer lysimeters van het gebruikelijke type zijn nut zou kunnen hebben, zou dit alleen in beperkte omvang te bekostigen zijn en dus slechts voor een klein deel onze kennis omtrent verdamping en drainage kunnen vergroten en vermoedelijk niet eens op korte termijn. Daarom komt het de Werkgroep als verantwoord voor hier als haar mening uit te spreken, dat alle andere werkwijzen, die tot vergroting van die kennis kunnen voeren en merendeels al bij verschillende instituten worden toegepast, aandacht verdienen. Hierbij wordt vooral gedacht aan de elektrische en nucleaire bepaling van het vochtgehalte van de grond, aan het afleiden van de grootte der verdamping uit de metingen van de energiebalans van begroeide oppervlakken, aan de toepassing van het verband tussen waterverbruik en produktie der gewassen en aan het statistisch onderzoek van de onderlinge samenhang tussen de grondwaterdiepte, de beek- of polderafvoeren, de regenval en de verdamping van open water. Al deze werkwijzen kunnen

ertoe dienen algemeen geldige betrekkingen te vinden tussen de posten van de waterbalans enerzijds en gemakkelijk meetbare grootheden anderzijds, zodat zij voor praktische toepassing elders bruikbaar zijn.

Het lysimeteronderzoek, dat eveneens gericht moet zijn op de overdraagbaarheid van zijn resultaten, moet met genoemd onderzoek voeling blijven houden en de in aanmerking komende nieuwe werkwijzen in toepassing brengen, zoals reeds gebeurde. Het zal echter meer vruchten kunnen afwerpen, wanneer de bruikbaarheid van de bestaande lysimeters vergroot wordt, voorzover dit nog niet gebeurde, o.a. door toepassing van de nieuwe methoden der vochtbepaling. De bestaande lysimeters hebben echter hun beperkingen. Daarom zal hiernaast, naar het oordeel van de Werkgroep, voor het beantwoorden van bepaalde vragen overwogen kunnen worden nieuwe lysimeters te bouwen, die geheel aangepast zijn aan de eisen, die uit die vraagstelling voortvloeien.

Namens de Werkgroep Lysimeters T.N.O.

Dr P. K. Peerlkamp, voorzitter
Drs G. F. Makkink, technisch secretaris

I. BEWERKING VAN DE GEGEVENS DIE DE WAARNEMINGEN HEBBEN OPGELEVERD

1. Inleiding

In „Verslagen en Mededelingen No. 3" van de Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O. ('s-Gravenhage 1958) is een rapport opgenomen over de lysimeters in Nederland, in de Engelse taal (blz. 165). Hierin is een beschrijving gegeven van de lysimeterinstallaties, de constructie, de begroeiing en de meteorologische uitrusting. De over deze lysimeters verschenen publikaties zijn ook vermeld.

De gegevens die in dat rapport zijn opgenomen, zijn de jaarcijfers van de posten van de waterbalans en wel voor het jaar lopende van 1 maart tot en met 28 februari. In dat rapport zijn voorts mededelingen gedaan over het rechtlijnig verband dat bestaat tussen neerslag en afvoer en tussen neerslag en verdamping.

In dit verslag zijn van enkele lysimeterinstallaties niet alleen gemiddelde jaarcijfers (geldende voor een bepaalde periode) opgenomen, maar ook gegevens over zomer- en winterhalfjaar en over de afzonderlijke maanden. In de desbetreffende tabellen I tot en met VII (pag. 264—270) zijn tevens een benadering der spreiding $[\sqrt{\Sigma (x - \bar{x})^2 / n}]$ en de middelbare fout van neerslag en afvoer vermeld, terwijl tabel VIII (pag. 271) de middelbare fout in procenten van neerslag en afvoer geeft.

Het is duidelijk dat deze gegevens alleen van waarde kunnen zijn voor lysimeters met een gedurende de waarnemingsperiode praktisch gelijkblijvende begroeiing. Van de lysimeters II, III en IV van Castricum, waarop bos is geplant dat in de loop der jaren sterk van karakter veranderde, zijn geen gegevens opgenomen. Hoe sterk de groei van het bos op de lysimeters te Castricum invloed uitoefende op de opgevangen hoeveelheid drainwater („nuttige neerslag"), kan uit tabel 1 blijken. Deze geeft voor de jaren 1942 tot en met 1956 de drainwaterhoeveelheid van de lysimeters II, III en IV, in procenten van de nuttige neerslag van de onbegroeide lysimeter I.

1948 en 1953 waren droge jaren, in 1955 viel er veel neerslag in september (127 mm), oktober (130 mm) en januari '56 (148 mm), terwijl ook het totaal voor het jaar 1 april 1955 t/m 31 maart 1956 boven normaal was (800 mm). Houden we hiermede rekening en schakelen we 1955 uit, dan schijnt er de laatste jaren een evenwichtstoestand te zijn bereikt.

Bij de berekening van de bovenvermelde percentages is uitgegaan van een gecorrigeerde nuttige neerslag, waarover later een en ander zal worden medegedeeld.

TABEL 1. Drainwaterhoeveelheid van de lysimeters II, III en IV te Castricum in procenten van de drainhoeveelheid van de onbegroeide lysimeter I
Drainage from lysimeters II, III and IV at Castricum in percentages of the drain-quantity of the bare lysimeter I

Jaar april t/m maart *Year April till March incl.*	Lysimeter II natuurlijke duinbegroeiing (vnl. duindoorn) *Lysimeter II natural dune vegetation (mainly sea buckthorn Hippophae)*	Lysimeter III eik, els en berk *Lysimeter III oak, alder and birch (Quercus, Alnus and Betula)*	Lysimeter IV Oostenrijkse dennen *Lysimeter IV Austrian pines (Pinus nigra austriaca)*
1942	86	97	96
1943	70	84	91
1944	81	90	90
1945	79	86	85
1946	77	86	82
1947	68	73	62
1948	37	48	23
1949	65	70	53
1950	67	71	56
1951	62	66	49
1952	67	69	49
1953	41	57	29
1954	53	57	37
1955	70	75	50
1956	53	56	27

Van de lysimeters te Wageningen zijn geen gegevens opgenomen, omdat daarbij de periode van waarneming te kort was.

2. JAARCIJFERS VAN LYSIMETERS TE LEIMUIDEN, CASTRICUM, OUDEWETERING EN GRONINGEN

Hiervoor werd reeds medegedeeld dat er een lineair verband bestaat tussen neerslag en afvoer (nuttige neerslag) en tussen neerslag en verdamping. Als de afvoerwaarden op de Y-as van een assenstelsel worden uitgezet tegen de neerslaghoeveelheden op de X-as, dan liggen de stippen langs een rechte lijn gegroepeerd. Deze lijn, de orthogonale regressielijn, snijdt de X-as onder een hoek α op een afstand x_o van de oorsprong. De tabellen I tot en met VII geven de waarden voor de α en de afstand x_o.

Is in het eerste rapport over de lysimeters in Nederland het jaar lopende van maart tot en met februari als eenheid gekozen, in dit verslag is het hydrologisch jaar gerekend van 1 april tot en met 31 maart. Dit tijdstip lijkt te laat omdat er bij gunstig weer in maart reeds wordt gezaaid of gepoot, maar hiertegenover staat dat een eventueel in maart door de vorst

veroorzaakte vertraging van de afzakking van de neerslag, tot veel grotere verschillen in de vochtigheidstoestand van de grond kan leiden, zoals in Castricum in het voorjaar van 1956 wel zeer duidelijk is gebleken.

Bij alle lysimeters waarvan de tabellen I tot en met VII gegevens verschaffen, was het niet mogelijk de veranderingen in de vochtigheid van de bodem in rekening te brengen. Gaat het om jaarcijfers waarbij voor begin- en eindpunt van het jaar een datum op het eind van de winter wordt gekozen, dan mag men aannemen dat er geen groot verschil bestaat tussen het vochtgehalte bij het begin en einde van het jaar, omdat mag worden verondersteld dat de grond op veldcapaciteit is. Is voor één jaar deze aanname toelaatbaar, zeer zeker is dit het geval als het gaat om een gemiddelde voor een lange reeks van jaren.

Dit blijkt ook wel uit de tabellen I tot en met VII; de middelbare fout is voor de meeste lysimeters niet groot. Te Groningen (tabel VI) is de factor voor de spreiding van het jaartotaal van de drain wat aan de grote kant.

In tabel VI zijn de gegevens vermeld voor 18 jaren, waarin te Groningen landbouwgewassen op de lysimeters werden verbouwd, die in hetzelfde kalenderjaar werden gezaaid of gepoot en geoogst. Dat deze verschillende ge-

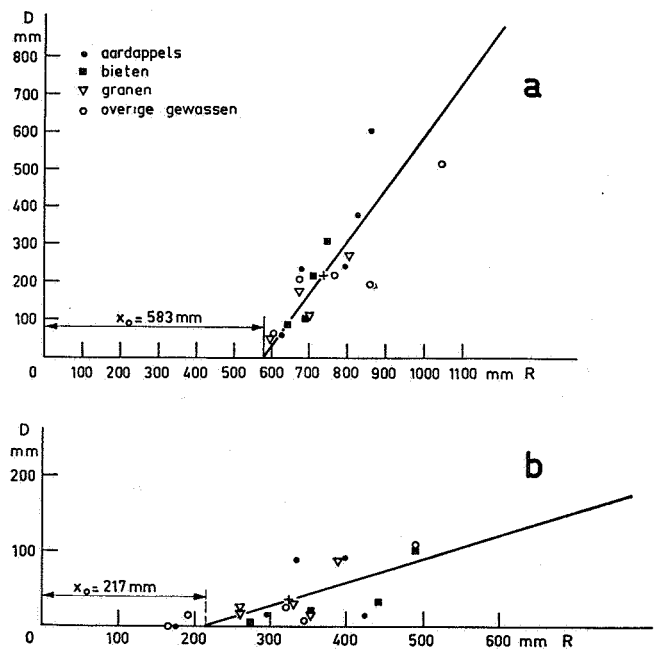

FIG. 1. Drainage *(D)* als functie van de regenval *(R)* in 18 jaren voor de lysimeters te Groningen met landbouwgewassen (gemiddelde van 8 lysimeters)
a. Volledige jaren (apr t/m mrt)
b. Groeiperioden (gemiddeld 143 dagen)

FIG. 1. *Drainage (D) as a function of rainfall (R) in 18 years with the lysimeters at Groningen with arable crops (average of 8 lysimeters)*
a. Complete years (April till March incl.)
b. Growth period (average 143 days)

aardappels = *potatoes*, bieten = *beets*, granen = *grain crops*, overige gewassen = *other crops*

wassen als granen, hakvruchten enz. samengenomen mogen worden, blijkt uit de figuren 1a en 1b. Van een systematische ligging van de stippen voor de verschillende groepen van akkerbouwgewassen ten opzichte van de orthogonale regressielijn is geen sprake, noch voor het geval men een geheel jaar (april t/m maart) als eenheid van tijd neemt, noch voor het geval men deze eenheid beperkt tot de groeiperiode van het gewas, berekend als gemiddelde over alle jaren.

3. Gegevens over perioden korter dan een jaar (semester, maand)

De factor voor de spreiding van de drainwaarden voor zomer- en wintersemester is klein bij lysimeters in de duinen, doordat hier het verschil tussen veldcapaciteit en verwelkingspunt slechts enkele volumeprocenten bedraagt. Ten dele is deze ook bij de lysimeters te Oudewetering klein, hetgeen wel het gevolg zal zijn van het op een constant peil houden van het grondwaterniveau.

Neemt men nog kortere perioden, b.v. de afzonderlijke maanden, dan krijgen de variaties in de neerslagintensiteit, de duur van de neerslagperioden en in de temperatuur, de windsterkte en de luchtvochtigheid gedurende en vlak na de neerslag een grote invloed op de hoeveelheid drainwater, als gevolg van de interferentie van R en de verdampingsfactoren enerzijds en de bodemvoorraad anderzijds. Gegeven de grote spreiding bij de maandwaarden voor de neerslag moet dit tot een grote spreiding in de hoeveelheid drainwater voeren (tabellen I tot en met VII).

Beschikt men over waarnemingen, die gedurende een zeer lange reeks van jaren zijn verricht, dan zal de gemiddelde waarde voor de drainwaterhoeveelheid wel bruikbaar zijn, de gemiddelde waarde van $R - D$ als gemiddelde waarde voor de verdamping echter niet. Voor een periode korter dan een jaar zullen immers de waarden van de vochtverandering in de grond, die van jaar tot jaar sterk uiteen lopen, gemiddeld zeker niet 0 zijn, zodat aan de voorwaarde $E = R - D$ niet is voldaan.

4. Het verloop van de tangenten der maandwaarden

Drs P. J. Rijkoort* bestudeerde de maandwaarden van de drain voor de lysimeter bij het Van Stirumkanaal in Leiduin. Hij vond, dat bij een schatting van de onnauwkeurigheid in de bepaling van de waarden tg α (uit de formule $D = (R - x_o)$ tg α) de standaardafwijking ongeveer 0,09 bedroeg. Zet men de dubbele standaardafwijking aan beide zijden van de gevonden tg α uit, dan ontstaat een beeld als in figuur 2a. Hieruit blijkt wel, dat de

* Aan Drs P. J. Rijkoort (K.N.M.I.) en Ir P. E. Rijtema (I.C.W.) komt veel dank toe voor hun bewerkingen.

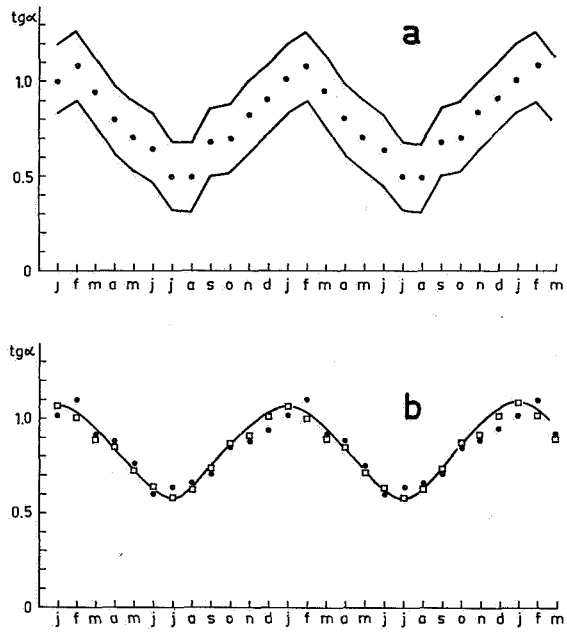

FIG. 2. Gemiddelde waarde van tangens α in de opeenvolgende perioden van het jaar (lysimeter Van Stirumkanaal te Leiduin)
a. De punten hebben op maanden betrekking. De lijnen begrenzen een strook ter breedte van de dubbele standaardafwijking.
b. De punten hebben op perioden van twee maanden betrekking. De vierkantjes betreffen cyclisch vereffende waarden (zie tekst).

FIG. 2. *Average value of tangens α in successive periods of the year (lysimeter Van Stirumcanal at Leiduin)*
a. The dots concern months. The lines border a strip twice the standard deviation wide.
b. The dots concern overlapping periods of two months. The squares concern cyclically smoothed values (see text).

jaarlijkse gang in tg α reëel is en dat kleinere fluctuaties geen betekenis hebben.

Deze tangenten zijn grafisch vereffend door IR P. E. RIJTEMA. In verband met de naijling zijn de tangenten berekend voor tweemaandelijkse perioden, dus januari + februari, februari + maart, maart + april, enz. Aangenomen is, dat tussen drainwaterhoeveelheid en neerslag een rechtlijnig verband bestaat en dat gezien het jaarlijks beloop der tangenswaarden een sinusfunctie als goede benadering gebruikt mag worden.

De oorspronkelijke waarde van tg α voor enkele lysimeters is vermeld in tabel 2.

Bij de grafische vereffening zijn de maanden op een cirkelomtrek uitgezet en geprojecteerd op een rechte lijn (X-as). De bijbehorende tangenten zijn langs de Y-as uitgezet. Bij elke tangenswaarde en maandprojectie behoort een punt. Verbindt men de gevonden punten met elkaar, dan krijgt men een gesloten figuur. Door draaiing van de cirkel, waardoor de projectie van de maanden wordt gewijzigd, tracht men de gesloten figuur zo-

TABEL 2. Waarde van tg α per tweemaandelijkse periode bij 4 lysimeters
Value of tg α per period of two months for 4 lysimeters

Maanden *Months*	Lysimeters en jaren *(years)*			
	Leiduin (v. Stirumkan.) 1929 t/m 1953	Castricum I 1942 t/m 1955	Oudewetering I 1943 /m 1955	Oudewetering III 1943 t/m 1955
jan + feb	1,02	1,09	0,82	0,91
feb + mrt	1,11	0,89	0,92	0,91
mrt + apr	0,91	0,96	0,90	0,72
apr + mei	0,87	0,85	0,27	0,18
mei + jun	0,75	0,83	0,34	0,27
jun + jul	0,62	0,67	0,51	0,38
jul + aug	0,64	0,74	0,73	0,52
aug + sep	0,67	0,82	0,83	0,46
sep + okt	0,72	0,79	0,92	0,76
okt + nov	0,85	0,93	0,94	0,89
nov + dec	0,89	1,13	1,16	1,01
dec + jan	0,95	1,23	1,06	1,05

TABEL 3. Verklaring in de tekst
Explanation in the text

Lysimeter	Draaiing van de cirkel *Turning of circle*	Maximum in
Leiduin (v. Stirumkan.)	geen	jan + feb
Castricum I	1 maand *(month)*	dec + jan
Oudewetering I	2 maanden	nov + dec
Oudewetering III	1½ maand	tussen *(between)* nov + dec en *(and)* dec + jan

veel mogelijk tot een lijn terug te brengen. Toepassing van deze bewerking op de in tabel 2 gegeven tangenten geeft de volgende resultaten (tabel 3).

Voor Oudewetering I en III is bij de neerslag de infiltratie, nodig om het grondwaterpeil constant te houden, opgeteld.

Na de draaiing is door de overblijvende figuur zo goed mogelijk een vloeiende lijn getrokken; hierop kan een vereffening worden toegepast. In figuur 2b is het resultaat van deze vereffening in beeld gebracht. De punten hebben betrekking op de berekende tangenten (zie tabel 2), de kruisjes op hun vereffende waarden. Hierdoor is de vloeiende lijn getrokken.

5. SAMENHANG TUSSEN DE TANGENTEN VAN VERSCHILLENDE LYSIMETERS

Ir. P. E. RIJTEMA heeft getracht verband te leggen tussen de langs deze weg

vereffende tangenten van de genoemde lysimeterstations. Bij die bewerkingen is de tweemaandelijkse periode (of halve tweemaandelijkse periode), waarbij de minimumwaarde voor tg α optreedt, als maand nr. 1 in de bewerking opgenomen. RIJTEMA heeft de tangenten van de lysimeter bij het Van Stirumkanaal tegen die van Castricum I, en die van Oudewetering I en III tegen elkaar uitgezet. De resultaten waren zodanig dat een lineaire vereffening mocht worden toegepast, waarbij een eerste graadsvergelijking ontstaat, die het bovenbedoelde verband aangeeft.

De resultaten van deze berekeningen zijn weergegeven in tabel 4.

TABEL 4. Samenhang tussen niet en wel vereffende tangenten van tweetallen lysimeters
Relationship between tangents which are smoothed or not concerning pairs of lysimeters

x = tg α Leiduin (v. Stirumkan.) v = tg α Oudewetering III
y = tg α Castricum I w = tg α Oudewetering I

Lijn der oorspronkelijke tangenten *Line of the original tangents*	Cyclisch vereffende lijn *Cyclical smoothed line*
$y = 1{,}106\ x - 0{,}01$ $x = 0{,}904\ y + 0{,}01$ $w = 0{,}903\ v + 0{,}184$ $v = 1{,}107\ w - 0{,}204$	$y = 1{,}063\ x + 0{,}017$ $x = 0{,}940\ y - 0{,}016$ $w = 1{,}090\ v - 0{,}179$ $v = 0{,}918\ w + 0{,}164$

De conclusies zijn de volgende. De duinzanden van Leiduin (Van Stirumkanaal) en Castricum zijn vrijwel gelijk. Toch zijn de drainwaarden in Leiduin over de gehele serie waarnemingen lager. De oorzaak daarvan moet worden gezocht in de spaarzame begroeiing die op de lysimeter bij het Van Stirumkanaal voorkwam, waardoor een grotere verdamping optreedt. Tevens kan hierdoor worden verklaard waarom de maximumwaarde voor tg α te Castricum een maand eerder optreedt dan in Leiduin. De zeer lage waarden in de zomermaanden te Oudewetering worden veroorzaakt door de verdamping van het gewas. Lysimeter III (met gras) geeft over het gehele jaarlijkse verloop een lagere drainwaarde dan lysimeter I (bloembollen); wellicht is het verschil in gewas hierbij de oorzaak. Voor beide lysimeters treedt het maximum der tangenten veel eerder op dan in Castricum en Leiduin. In hoever grondsoort en infiltratie hierin een aandeel hebben, is met de beschikbare gegevens niet te zeggen.

Overigens zij nogmaals erop gewezen, dat, gelet op de zeer grote spreiding in het waarnemingsmateriaal, de conclusies met het nodige voorbehoud moeten worden getrokken.

Eenzelfde bewerking als voor de tangenswaarden is toegepast, zou ook voor de x_o-waarden kunnen worden gevolgd.

6. Gemiddelde maandelijkse verdamping in procenten van de jaargemiddelden

Men kan gemiddelde maandwaarden der verdamping ook langs een eenvoudige weg berekenen, nl. door gebruik te maken van percentages voor de afzonderlijke maanden. Karl Fischer gebruikt voor de verdamping van stroomgebieden in Duitsland de volgende percentages van de gemiddelde jaarlijkse verdamping (tabel 5).

Tabel 5. Procentueel aandeel per maand aan de jaarverdamping uit Duitse stroomgebieden volgens Karl Fischer
Percentual share of monthly evaporation in the yearly evaporation from German catchment areas according to Karl Fischer

jan	1	mei	19	sep	7
feb	2	jun	19	okt	4
mrt	4	jul	19	nov	1
apr	8	aug	15	dec	1

Uit de maandwaarden van de E_o volgens Penman worden de E_p-waarden berekend, door gebruik te maken van de maandfactoren van Penman. Men kan de gemiddelde E_p-waarde van de afzonderlijke maanden uitdrukken in procenten van de gemiddelde jaarwaarde E_p.

Voor geheel Nederland krijgt men op grond van de gegevens van 12 stations gedurende de jaren 1933 tot en met 1953 (1940 uitgezonderd) de percentages vermeld in tabel 6.

Tabel 6. Gemiddelde maandelijkse potentiële evapotranspiratie in procenten van het jaartotaal bepaald met de formule van Penman (tussen haken de afgeronde waarden)
Average monthly potential evapotranspiration as a percentage of the yearly amount determined with the formula of Penman *(between brackets rounded figures)*

jan	0,6 (1)	mei	16,3 (16)	sep	8,4 (8)
feb	2,0 (2)	jun	18,6 (19)	okt	4,0 (4)
mrt	5,3 (5)	jul	18,0 (18)	nov	1,2 (1)
apr	10,2 (10)	aug	15,0 (15)	dec	0,4 (1)

De verschillen met de percentages van Karl Fischer zijn wel toe te schrijven aan het verschil in klimaat.

Voor Oudewetering zijn deze percentages apart berekend en met behulp

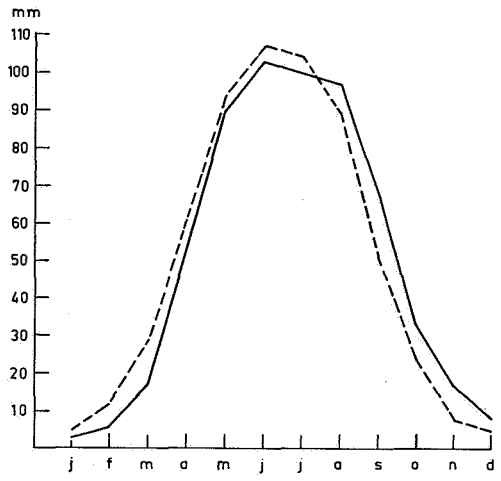

FIG. 3. Gemiddelde maandelijkse verdamping van lysimeter III te Oudewetering in mm volgens de waarneming (—) en volgens de procentuele maandelijkse verdeling der verdamping uit paragraaf 6 (- - -)

FIG. 3. *Average monthly evaporation of lysimeter III at Oudewetering in mm, according to observations (—) and to the percentual monthly distribution of evaporation according to paragraph 6 (- - -)*

hiervan zijn de waarden van de gemiddelde maandelijkse verdamping bepaald. Figuur 3 geeft een beeld van de gemiddelde maandelijkse verdamping volgens tabel V en volgens bovenbedoelde procentuele verdeling. Dit geldt voor de lysimeter III, dus voor gras op veengrond met een constant peil van het grondwater. In het eerste semester blijft de verdamping volgens de waarnemingen ($\bar{R} + \bar{I} - \bar{D}$) iets achter, in het tweede semester daarentegen is deze iets groter; dit is wel toe te schrijven aan onttrekking van water aan de bodemvoorraad in de bovenste lagen van de veengrond (graszode) en de aanvulling daarvan in het najaar.

7. ANDERE METHODE OM DE LYSIMETERS TE VERGELIJKEN

Hiervoor werd reeds medegedeeld op welke wijze RIJTEMA verband legde tussen de lysimeters bij het Van Stirumkanaal in Leiduin en de lysimeter I te Castricum en ook tussen de lysimeters I en III te Oudewetering. Van de formule $D = (R - x_o)$ tg α, het verband aangevende tussen neerslag en drainwaterhoeveelheid en van de formule voor het verband tussen neerslag en verbruik ($\bar{E} = \bar{R} - \bar{D}$) is gebruik gemaakt om voor enkele lysimeters voor een gelijke periode de „nuttige neerslag" en daarmee ook het verbruik te bepalen bij gelijke jaarlijkse neerslaghoeveelheden. Indien het grondwater kunstmatig op peil wordt gehouden, moet bij de neerslaghoeveelheid de infiltratie worden inbegrepen ($\bar{R} + \bar{I}$).

a. Duinzand

Beperken we ons eerst tot duinzand, dan is het mogelijk voor de periode 1943 tot en met 1956 de resultaten der waarnemingen te vergelijken van:

Castricum I	— onbegroeid duinzand
Leiduin (v. Stirumkanaal)	— schrale grasbegroeiing op duinzand
Oudewetering I	— bollengrond van Lisse met bloembollen, grondwaterpeil constant
Oudewetering II	— als Oudewetering I, doch met vrije afloop van het drainwater

Voor Leiduin is nog een vergelijking gemaakt tussen de uitkomsten van bovengenoemde periode van 14 jaren en die van een veel langere, nl. van 1929 tot en met 1956, dus van 28 jaren.

Voor de 14-jarige periode is $\bar{R} = 789$ mm, voor de 28-jarige 788 mm, voor de 14-jarige periode is $\bar{D} = 534$ mm, voor de tweemaal zo lange 533 mm. De gemiddelden voor neerslag en drain zijn dus gelijk, de spreiding was in beide perioden niet geheel gelijk. Vandaar dat 2 formules berekend zijn, nl. voor de 14-jarige periode $\bar{D} = 0{,}818 \times \bar{R} - 111$ mm en voor de 28-jarige periode $\bar{D} = 0{,}758 \times \bar{R} - 59$ mm.

Voor neerslaghoeveelheden van 500, 600, 700, 800, 900, 1000 en 1100 mm is de hoeveelheid drainwater berekend in totaal en in procenten van de neerslag. Uit deze gegevens zijn uiteraard ook de waarden voor de verdamping (verbruik) af te leiden: $\bar{E} = \bar{R} - \bar{D}$. De berekende waarden van $\bar{D}$ en $\bar{E}$ staan in tabel 7.

TABEL 7. Waarden van D en R-D voor een aantal waarden van R, berekend met de formule van een korte en van een lange reeks jaren, voor de lysimeter te Leiduin
Values of D and R-D for a number of values of R, calculated by means of the formula of a short and a long series of years, for the lysimeter at Leiduin

	Periode 1943 t/m 1956				Periode 1929 t/m 1956			
R mm	D mm	D in % van R	E mm (R-D)	E in % van R	D mm	D in % van R	E mm (R-D)	E in % van R
500	298	59,6	202	40,4	320	64,0	180	36,0
600	380	63,3	220	36,7	396	66,0	204	34,0
700	462	66,0	238	34,0	472	67,4	228	32,6
800	543	67,9	257	32,1	547	68,4	253	31,6
900	625	69,4	275	30,6	623	69,2	277	30,8
1000	707	70,7	293	29,3	699	69,9	301	30,1
1100	789	71,7	311	28,3	774	70,4	226	29,6

Al zijn de verschillen niet bijzonder groot, ze maken toch wel duidelijk, dat voor een goede vergelijking waarnemingsresultaten over dezelfde periode moeten worden gebruikt.

Voor de eerder genoemde 4 lysimeters zijn de drainwaterhoeveelheden

en het verbruik in tabel 8 opgegeven, berekend voor een aantal regenhoeveelheden volgens de formules:

$\bar{D} = 0{,}818 \times \bar{R} - 111$ mm voor de lysimeter te Leiduin (v. Stirumkan.),

$\bar{D} = 0{,}935 \times \bar{R} - 151$ mm voor Castricum I,

$\bar{D} = 0{,}957 \times (\bar{R} + \bar{I}) - 303$ mm voor Oudewetering I,

$\bar{D} = 0{,}917 \times \bar{R} - 282$ mm voor Oudewetering II, zonder het jaar 1953.

TABEL 8. Waarden van D en R-D voor 4 lysimeters
Values of D and R-D for 4 lysimeters

R	Leiduin		Castricum I		Oudewetering I		Oudewetering II	
	D	R-D	D	R-D	D	$R + I$-D	D	R-D
600	380	220	410	190	211	389	268	332
700	462	238	504	196	297	403	360	340
800	543	257	597	203	383	417	452	348
900	625	275	691	209	468	432	543	357
1000	707	293	784	216	554	446	635	365
1100	789	311	878	222	640	460	727	373

In figuur 4a is de berekende opgevangen hoeveelheid drainwater, in procenten van de neerslag, uitgezet tegen de neerslag; in figuur 4b is de berekende verdamping ($\bar{R} - \bar{D}$) tegen de neerslag uitgezet.

Nemen we de neerslaghoeveelheden over het voor ons land van belang zijnde traject van 600 mm tot 1100 mm per jaar in beschouwing, dan zien we dat de spaarzame grasbegroeiing in Leiduin een extra verbruik ten gevolge heeft van 30 tot 89 mm. Bij een gemiddelde neerslag van rond 800 mm ontstond een groter verbruik van rond 55 mm per jaar (tabel 8).

Ook in Oudewetering is bij een geregelde grondwaterstand (lysimeter I) het verbruik aanmerkelijk groter dan bij vrije afloop (lysimeter II). Over hetzelfde traject is het extra verbruik 57 tot 87 mm, bij 800 mm voor neerslag + infiltratie bedraagt het verschil rond 70 mm. Dit extra verbruik van water gaat gepaard met een grotere opbrengst, zowel wat betreft het totaalgewicht, als de gewichtstoename in procenten van het gewicht van de bollen bij het planten.

b. Gras op veen

Een goede vergelijking tussen het verbruik van gras op veen in Oudewetering en te Wageningen is niet mogelijk, omdat we voor Wageningen slechts gegevens bezitten over een te korte periode van waarneming en deze bovendien over de afzonderlijke jaren niet altijd compleet is.

Voor Oudewetering III leidt een berekening van het schijnbare verbruik per etmaal uit $U = \frac{R + I - D \text{ per maand}}{\text{aantal dagen in de maand}}$ tot tabel 9 (pag. 224).

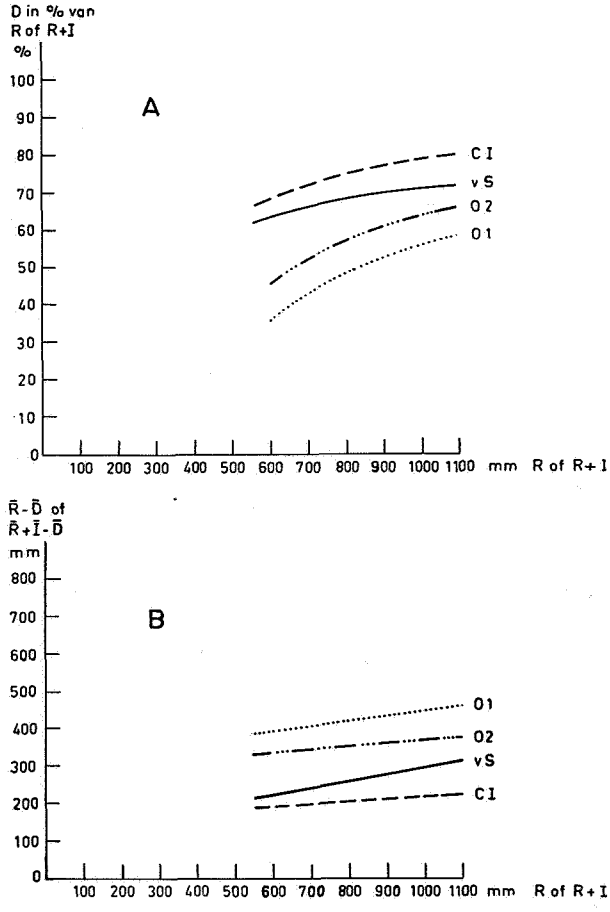

FIG. 4. a. Gemiddelde drainage berekend volgens de desbetreffende formules, uitgedrukt in procenten van regenval of regenval + infiltratie

b. Gemiddelde verdamping *(R-D* of *R+I-D)* volgens de desbetreffende formules, in mm
CI = Castricum
vS = Van Stirumkanaal, Leiduin
O1 en O2 = Oudewetering I en II

FIG. 4. *a. Average drainage calculated according to concerning formulae, expressed in percents of rainfall or rainfall + infiltration*

b. Average evaporation (R-D or R + I - D) according to concerning formulae, in mm

Bij de maandwaarden is de spreiding zeer groot. Voor de jaargemiddelden is deze veel geringer; de standaardafwijking voor het gemiddelde 1,63 mm per jaar bedraagt 0,058 mm, dat is 3½ % van het jaargemiddelde.

Voor het gras op veen te Wageningen, eveneens met een constant grondwaterpeil, bedroeg de gemiddelde verdamping per etmaal in 1953 en 1954 1,61 mm (lysimeters 9 tot en met 12), dat zijn dus praktisch gelijke waarden.

c. Akkerbouw op zavel en onbebouwde zavel

Bij de lysimeters te Groningen is de periode dat de zavel onbegroeid was te kort. De middelbare fout van de gemiddelde drain en verdamping per jaar is niet al te groot, maar bij kortere perioden (maandcijfers) vinden we zeer grote afwijkingen van het gemiddelde, waardoor deze waarden van gering praktisch nut zijn.

TABEL 9. Gemiddeld schijnbaar verbruik per etmaal voor de lysimeter III te Oudewetering met gras op veen en een constant grondwaterpeil, berekend volgens de formule in de tekst (mm per dag)
Average apparent evapotranspiration per day of the lysimeter III at Oudewetering with grass on peat soil with a constant watertable, calculated by means of the formula in the text (mm per day)

jaar	jan	feb	mrt	apr	mei	jun	jul	aug	sep	okt	nov	dec	jaar
1943	-0,43	0,17	0,44	2,34	2,96	2,87	3,27	2,60	1,76	0,91	0,45	0,04	1,45
1944	-0,03	0,11	0,36	2,31	3,00	2,80	3,15	3,08	2,11	0,93	0,31	0,22	1,54
1945	0,47	-0,50	0,33	1,35	3,06	1,13	1,22	2,69	2,11	1,07	0,59	0,34	1,17
1946	0,19	0,60	0,12	1,52	2,68	3,20	2,85	3,23	1,79	1,15	0,31	0,40	1,51
1947	-0,29	0,32	0,21	0,59	1,33	4,94	3,67	1,68	3,68	0,49	1,56	-0,22	1,49
1948	0,18	0,21	0,59	1,43	2,58	4,11	2,08	4,04	1,97	1,15	0,37	0,43	1,60
1949	-0,03	0,36	0,60	1,74	3,81	4,05	4,77	4,03	2,84	1,57	0,63	0,35	2,07
1950	0,19	0,32	0,98	2,24	2,75	4,64	3,93	3,52	1,92	0,96	0,38	0,75	1,89
1951	-0,22	0,35	1,12	1,54	2,73	4,18	3,00	3,52	1,70	1,29	0,60	0,24	1,68
1952	0,52	0,14	0,91	2,30	3,60	3,54	3,88	2,94	2,57	0,87	0,69	-0,15	1,83
1953	0,04	-0,14	0,99	2,04	3,38	2,61	3,81	3,32	2,07	0,46	0,58	0,42	1,64
1954	0,30	0,67	0,00	1,97	2,79	3,41	3,36	2,72	2,34	0,83	0,49	0,15	1,59
1955	0,13	0,49	0,41	1,91	2,89	3,47	2,81	3,55	3,00	1,48	0,42	0,23	1,74
1956	0,47	0,65	-0,01	1,66	2,50	3,09	3,05	4,19	1,11	1,61	1,02	0,14	1,62
Gem.	0,11	0,27	0,54	1,78	2,86	3,43	3,20	3,22	2,21	1,06	0,60	0,24	1,63

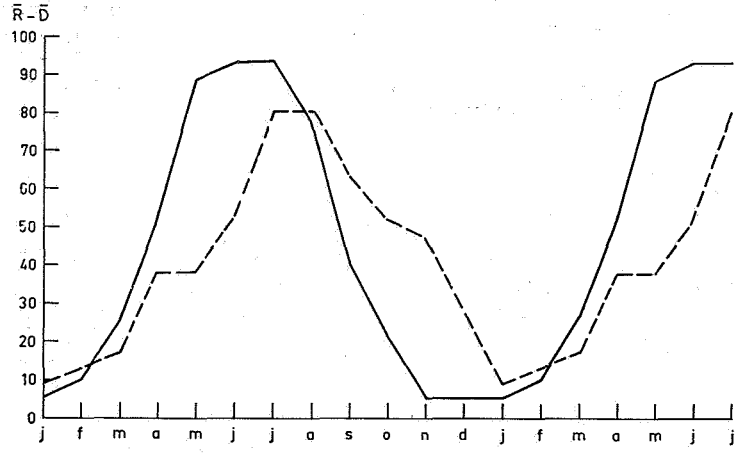

FIG. 5. Verloop van de gemiddelde schijnbare verdamping *(R—D)* in mm bij de Groninger lysimeters (18 jaren, tabel VI) (- - -) en het verloop van de gemiddelde berekende potentiële evapotranspiratie te Groningen (1934 t/m 1955) (—)

FIG. 5. *Curve of the average apparent evapotranspiration (R—D) in mm with the lysimeters at Groningen (18 years, table VI) (- - -) and curve of the average calculated potential evapotranspiration at Groningen (1934 till 1955 incl.) (—)*

Ook gedurende de 18 jaren waarin landbouwgewassen op de lysimeters werden geteeld, is de spreiding groot, zelfs bij de jaargemiddelden. Naast het feit dat de gewassen niet gedurende dezelfde periode te velde staan, is de voornaamste oorzaak hiervan wel, dat geen rekening kon worden gehouden met de wijziging in de vochtvoorraad van de grond, die juist bij deze grondsoort groot is. In het voorjaar wordt veel water aan de zavel onttrokken, in het najaar en tot in de winter heeft weer de aanvulling plaats. Het ontbreken van deze gegevens in de waterbalans geeft uitkomsten die een onjuist beeld geven. Duidelijk blijkt zulks ook uit figuur 5. Daarin is afgebeeld de gang der verdamping, ten eerste zoals berekend werd uit het jaargemiddelde voor de 18 jaren van tabel VI en het procentuele maandelijkse aandeel vermeld in tabel 6 (periode 1934 t/m 1955 voor Groningen) en ten tweede volgens de waarnemingen, als het verschil $\bar{R} - \bar{D}$ van neerslag en drain (schijnbare verdamping). De perioden van wateronttrekking aan de zavel (maart t/m juli) en aanvulling van het aan de grond onttrokken vocht (augustus t/m februari) zijn duidelijk te onderscheiden. Voorts blijkt uit figuur 5, dat de maximale verdamping vermoedelijk 1½ maand eerder plaatsvindt dan de schijnbare verdamping zou doen vermoeden.

8. Invloed van het aantal waarnemingsjaren op de spreiding

Het verschil in spreiding bij een kleiner en groter aantal waarnemingsjaren blijkt ook uit het volgende. Zoals reeds gezegd, werden de resul-

Tabel 10. Gegevens voor 12 verschillende jaarcycli van onbebouwde lysimeters te Castricum (13 jaren) en te Groningen (4 jaren)
Values for 12 different year cycles of uncropped lysimeters at Castricum (13 years) and at Groningen (4 years)

Voor Castricum (13 jaren: 1942—1954)

Jaarcyclus	R	D	tg α	y_o
jan—jan	810 mm	603 mm	0,963	176,8 mm
feb—feb	813 mm	605 mm	0,887	116,6 mm
mrt—mrt	810 mm	608 mm	0,948	159,7 mm
apr—apr	815 mm	608 mm	0,892	118,8 mm
mei—mei	813 mm	610 mm	0,932	147,6 mm
jun—jun	813 mm	611 mm	0,904	124,3 mm
jul—jul	811 mm	609 mm	0,884	108,2 mm
aug—aug	815 mm	608 mm	0,883	111,5 mm
sep—sep	815 mm	613 mm	0,802	40,2 mm
okt—okt	815 mm	613 mm	0,888	110,5 mm
nov—nov	816 mm	602 mm	0,917	146,6 mm
dec—dec	810 mm	598 mm	0,913	141,2 mm
Gemiddeld *(Average)*	813 mm	607 mm	0,901	125,2 mm

Voor Groningen (4 jaren: 1935—1938)

Jaarcyclus	R	D	tg α	y_o
jan—jan	753 mm	415 mm	1,816	955,5 mm
feb—feb	760 mm	437 mm	1,700	855,0 mm
mrt—mrt	767 mm	445 mm	0,543	-30,8 mm
apr—apr	760 mm	443 mm	0,720	104,2 mm
mei—mei	753 mm	441 mm	0,810	168,9 mm
jun—jun	755 mm	439 mm	0,855	202,8 mm
jul—jul	755 mm	441 mm	0,708	95,1 mm
aug—aug	766 mm	442 mm	0,835	193,8 mm
sep—sep	752 mm	432 mm	0,852	203,2 mm
okt—okt	744 mm	434 mm	0,767	138,9 mm
nov—nov	748 mm	438 mm	0,909	232,7 mm
dec—dec	753 mm	437 mm	0,838	195,6 mm
Gemiddeld *(Average)*	756 mm	437 mm	0,946	276,2 mm

taten der waarnemingen grafisch bewerkt. Zo zijn voor Castricum I en Groningen voor de perioden waarin de lysimeters onbebouwd waren, gemiddelde jaarcijfers berekend, volgens het principe van het voortschrijdend gemiddelde. De jaarindeling is dus steeds een maand verschoven. De op deze wijze berekende gemiddelde jaarcijfers zijn in tabel 10 vermeld.

y_o is het gedeelte van de Y-as gerekend van de oorsprong tot aan het snijpunt van de orthogonale regressielijn met de Y-as. Dus $y_o/x_o = \text{tg } \alpha$ (figuur 6).

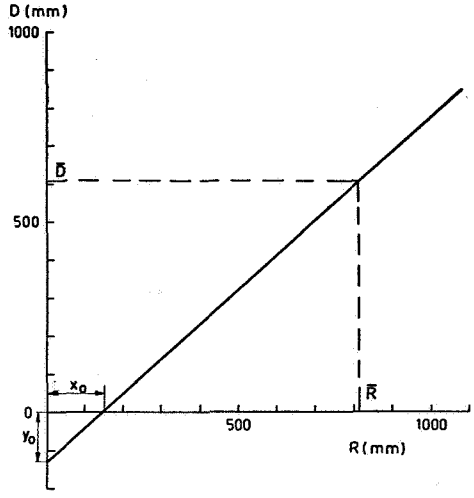

FIG. 6. Schema waarin a, x_o en y_o zijn weergegeven in hun samenhang met D en R (D en R gemiddelde waargenomen waarden van D en R)

FIG. 6. *Scheme demonstrating the relationships between a, x_o and y_o and D and R*
(D and R averages of observed values of D and R)

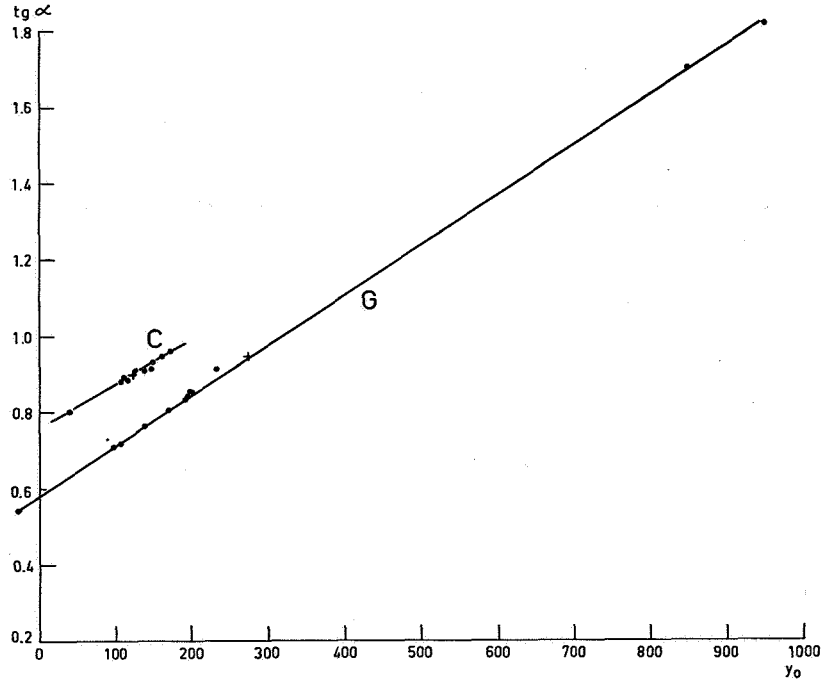

FIG. 7. Verband tussen tg α en y_0 van de voortschrijdende jaarcycli voor de onbegroeide lysimeter te Castricum (13 jaren) en voor de lysimeters te Groningen in onbebouwde toestand (4 jaren)

FIG. 7. *Relationship between tg α and y_0 of the moving yearcycles of the bare lysimeter at Castricum (13 years) and of the lysimeters at Groningen when uncropped (4 years)*

RIJTEMA zette nu de waarden voor tg α en y_o tegen elkaar uit (figuur 7). Er is een rechtlijnig verband tussen beide grootheden. Dit is het gevolg van het feit dat de regressielijnen recht zijn en alle bij benadering door één gemeenschappelijke punt gaan. Dit verband bestaat niet tussen x_o en tg α.

Deze methode is slechts een middel om na te gaan of het aantal jaren groot genoeg is om een juist gemiddelde te geven. De lijnen voor het verband tussen tg α en y_o verenigen de 12 punten van de voortschrijdende jaarperiode. De spreiding op de lijn zal kleiner worden, naarmate het aantal jaren, waarover het onderzoek loopt, groter wordt. Voor een zeer groot aantal jaren zullen de punten samenvallen in één punt.

In het voorgaande is enkele malen erop gewezen, dat er een rechtlijnig verband bestaat tussen neerslag en afvoer en ook tussen neerslag en verdamping, voorzover het jaartotalen betreft.

De spreidingsoorzaken van de waarnemingen over kortere perioden dan een jaar moeten gezocht worden in variaties van de neerslagintensiteit, duur van de neerslagperiode en van de factoren die de verdamping bepalen. Zulks geldt voor onbegroeide grond. Bij begroeide grond speelt de vegetatie nog een rol van betekenis. Veranderingen van de vochtvoorraad in de bodem kunnen ook een factor van betekenis in de waterbalans zijn, al zal de invloed ervan bij duinzand niet zo groot zijn. Dit blijkt ook uit tabel VIII.

II. AANVULLENDE WAARNEMINGEN

A. DE BODEMVOCHTIGHEID IN DE LYSIMETERS TE CASTRICUM

1. Inleiding

Als we bij lysimeters de neerslag in mm voorstellen door R, waarbij inbegrepen een eventuele kunstmatige beregening of besproeiing, de infiltratie van onderen af door I, de hoeveelheid drainagewater door D, de toename van de vochtvoorraad van de grond door G en tenslotte de totale verdamping (evaporatie, transpiratie, interceptie) door $\mathcal{V}$, dan kan de waterbalans worden voorgesteld door de formule $R + I = D + G + \mathcal{V}$ of $\mathcal{V} = R + I - D - G$.

Zijn de lysimeters weegbaar, zoals te Wageningen, dan is bepaling van G voor korte perioden (eventueel van een dag) mogelijk. Bij niet-weegbare lysimeters is men aangewezen op bemonstering en deze methode is wegens de verstoring van het profiel zeker niet toelaatbaar in kleine lysimeters en ook niet in grote, zoals te Castricum, indien met korte tussenpozen vele monsters moeten worden gestoken.

Gaat het om jaartotalen, dan kan men de wijziging in de grootte van G wel verwaarlozen, als men begin en einde van het jaar midden in de winter of iets later kiest, daarbij aannemende dat dan de grond wel op veldcapaciteit zal zijn en het verschil in vochtgehalte bij het begin en het einde van de waarnemingsperiode geen gewicht in de schaal legt. Voor kortere perioden mag men echter een niet te verwaarlozen wijziging in de bodemvochtigheid verwachten. Vele methoden zijn beproefd om de bodemvochtigheid in het veld te bepalen, waaronder de elektrische weerstandsmethode, waarbij met een brug van Wheatstone de weerstand wordt gemeten tussen 2 elektroden in een poreus lichaam dat met de grond in evenwicht is.

2. Gebruik van nylonelementen

Bouyoucos gebruikte gipsblokjes en later ook kleine propjes nylonvezel voor het opnemen en afstaan van vocht uit de omringende grond. G. P. Wind heeft de methode van de nylonelementen met succes in Wageningen toegepast en op grond van zijn ervaringen werd deze werkwijze in 1954 eerst toegepast op het lysimeterveld te Wageningen, om er de nodige ervaring mee op te doen en daarna vanaf voorjaar 1955 te Castricum.

Gehoopt werd langs deze weg een goede indruk te krijgen van de variaties in het vochtgehalte op verschillende diepten in het profiel.

Er werd dus in de grond een aantal nylonelementen aangebracht waar-

van de weerstand kan worden gemeten en een aantal thermistors nodig om een temperatuurcorrectie te kunnen aanbrengen. Deze nylonelementen en thermistors moesten tevoren worden geijkt.

a. IJken van de thermistors

Het ijken van de thermistors is eenvoudig. Men zet ze in een bekerglas met water samen met een thermometer. Door toevoeging van heet water is de temparatuur te wijzigen. Door van elke thermistor de weerstand te meten bij de verschillende temperaturen wordt het verband tussen elektrische weerstand en temperatuur vastgesteld.

Heeft men veel thermistors, dan kan het voorkomen dat de ijking voor verscheidene ervan een gelijke grafiek oplevert. Het verdient aanbeveling deze gelijke thermistors in hetzelfde profiel te gebruiken.

b. IJken van de nylonelementen

Het ijken van de nylonelementen eist meer werk. Van de grond worden op de diepten waar de elementen zullen worden ingebracht, ongestoorde grondmonsters gestoken met de blikken waarin ze zullen worden onderzocht. In elk van deze monsters wordt een nylonelement geplaatst. Er zijn dus zoveel monsters nodig als er nylonelementen gebruikt zullen worden. Bij de aanvang bepaalt men a) het gewicht van het blik, b) het gewicht van het blik met grond, c) de inwendige diameter van het blik en d) de hoogte. De grond die uit het monster moet worden genomen, om plaats te maken voor het nylonelement, wordt eveneens gewogen en van het gewicht b) afgetrokken. Nu wordt de grond in het blik begoten tot volledige verzadiging is bereikt en daarna met rogge bezaaid, omdat rogge het vocht gelijkmatig aan het gehele monster onttrekt. In enkele controleblikken worden thermistors geplaatst. Gedurende enige weken worden de blikken regelmatig gewogen en de weerstanden gemeten, totdat het verwelkingspunt is bereikt.

Bepaald worden dus bij *afnemende vochtgehalten:*

1. het gewicht van blik + grond + nylonelement en verdere attributen;
2. de weerstand;
3. de temperatuur van de grond (thermistors in de controleblikken).

De blikken grond worden vervolgens in een droogstoof gedroogd om de nog aanwezige hoeveelheid vocht te leren kennen.

Uit deze gegevens is nu voor elk nylonelement afzonderlijk te berekenen, hoe groot het vochtgehalte van de grond is, uitgedrukt in volumeprocenten, bij een bepaalde weerstand. Stel dat blik + grond + nylonelement bij een

bepaalde weerstand samen 1380 g wegen, dat het drooggewicht 1300 g is, dan is er dus 80 g water in het monster. Is het volume van het monster 800 cm^3, dan bedraagt het vochtgehalte 10 volumeprocenten.

Het is nodig voor de temperatuur een correctie aan te brengen in de grootte van de weerstand. Hierbij worden alle weerstanden herleid op een temperatuur van 20° C. G. P. WIND heeft hiervoor een correctienomogram gemaakt.

Op mm-papier wordt de gecorrigeerde weerstand logaritmisch uitgezet als functie van het procentuele vochtvolume (vochtgehalte/log. weerstand-kromme, zie figuur 8).

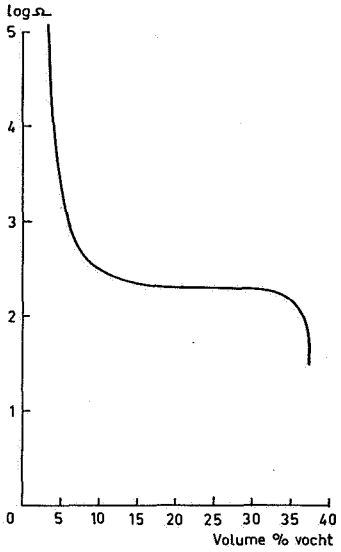

FIG. 8. De logaritme van de weerstand (bij 20° C) als functie van het volumepercentage vocht op een diepte van 1, 1,5 en 2 m in de lysimeters te Castricum

FIG. 8. *The logarithm of the resistance (at 20° C) as a function of the moisture content on volume base at a depth of 1, 1.5 and 2 m in the lysimeters at Castricum*

De bepaling van de vochtigheid van de grond op een bepaalde plaats geschiedde nu als volgt:

1. De weerstand van de thermistor bedroeg op een diepte van 10 cm onder maaiveld bijvoorbeeld 1820 Ohm. De grafiek van die thermistor geeft aan dat hiermee een temperatuur van 19,3° C correspondeert.
2. De weerstand van het nylonelement, op dezelfde plaats als de thermistor, bedraagt 4300 Ohm. In het correctienomogram vinden we voor 4300 Ohm bij een temperatuur van 19,3° C een logaritme van de weerstand bij 20° van 3,62.
3. In de vochtgehalte/log. weerstand-grafiek van het desbetreffende monster (geldig voor 20°C) zoekt men nu op welk vochtgehalte in volumeprocenten bij log. 3,62 hoort.

Op deze wijze werd te Wageningen gewerkt.

3. BEMONSTERING

Voor Castricum kon echter niet van zulke grote monsterbussen (1/2 à 1 kg grond per bus) gebruik worden gemaakt, omdat het bemonsteren tot 2 meter onder het maaiveld te veel graafwerk zou eisen, waardoor de grond in de lysimeters verstoord zou worden. Daarom is gebruik gemaakt van stalen ringen (inhoud 100 cm³, diameter inwendig ruim 5 cm, hoogte 5 cm), die met een bajonetsluiting op een grondboor werden bevestigd. Voor het sluiten van deze ringmonsters waren deksels vervaardigd die goed op de ringen pasten; bovendien vond nog een afsluiting van de naden met cellotape plaats.

In Castricum werden op 3 plaatsen (A, B, C) grondmonsters geboord op diepten van 5, 10, 25, 50, 100, 150 en 200 cm beneden het maaiveld, op de vierde plaats D bovendien op 2 1/2, 7 1/2 en 17 1/2 cm - m.v. (voor de plaatsen A, B, C en D zie figuur 9).

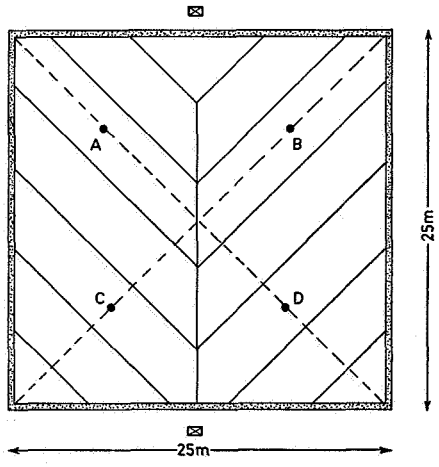

FIG. 9. Plattegrond van de lysimeters te Castricum (schematisch) met afvoergoten (—) en diagonalen (- - -)
● A, B, C en D plaatsen waarboven nylonelementen en thermistors zijn aangebracht
■ schakelkastjes waarop deze zijn aangesloten

FIG. 9. *Plan of the lysimeters at Castricum (schematic) with gutters (—) and diagonals (- - -)*
● *A, B, C and D places above which nylon units and thermistors are installed*
■ *switch cases with which they are connected*

In deze boorgaten liet men de nylonelementen en thermistors aan hun snoeren tot op de vereiste diepte zakken. Het eerst dus die welke de vochtigheid van de grond op 2 m - m.v. moesten aangeven, waarna het gat tot 1,50 m - m.v. werd gevuld met zand dat licht aangestampt werd. En zo werd verder naar boven gewerkt. De thermistors werden op één der 4 plaatsen in de lysimeters in de grond gebracht, nl. in het boorgat bij A, op diepten 2 1/2, 5, 10, 25, 50, 100, 150 en 200 cm - m.v.

Per lysimeter zijn er 31 nylonelementen (bij A, B en C 7 en bij D 10) en 8 thermistors (bij A) in de grond gebracht. Bij elke opname moesten dus voor 4 lysimeters samen 156 weerstanden worden gemeten. De snoeren van nylonelementen en thermistors van A en B zijn naar een meetkastje

geleid (22 aansluitngen) en van C en D naar een meetkastje aan de tegenovergestelde wand van de lysimeter (17 aansluitingen). De 4 plaatsen A, B, C en D bevinden zich op 1/4 van de lengte van de diagonaal van de lysimeter vanaf het hoekpunt gemeten. Als gevolg daarvan liggen de nylonelementen op grotere diepte b.v. 2 m - m.v., zover mogelijk van de bovenkant der afvoergoten op de bodem der lysimeterbakken (2,25 m - m.v.) verwijderd nl. circa 1,95 m.

De ijking van de nylonelementen in zandmonsters van Castricum had als resultaat vochtkrommen van het stoeltjesmodel, als door PEERLKAMP beschreven in zijn artikel in het *Landbouwkundig Tijdschrift 60,* 1948, blz. 321—338, getiteld: „Het meten van de bodemstructuur".

Van 31 maart 1955 af tot einde juni 1956 werden 2 × per week, zoveel mogelijk op dinsdag en vrijdag, de weerstanden van alle nylonelementen en thermistors gemeten, daarna tot ultimo 1956 slechts éénmaal per maand, op de laatste dinsdag of vrijdag.

Gedurende deze periode zijn ook — met een enkele onderbreking — door het K.N.M.I. grondmonsters geboord in lysimeter I op diepten van 10, 25, 50, 100 en 150 cm - m.v. Van deze monsters werd het vochtgehalte op de gebruikelijke wijze door weging vóór en nà droging bepaald. De bemonstering door het K.N.M.I. vond plaats op de laatste meetdag van de maand.

Gehoopt werd een redelijke overeenstemming te krijgen tussen de vochtgehalten die uit de bemonsteringen van het K.N.M.I. volgden en die, welke met de nylonelementen werden verkregen. De gewenste overeenstemming kon echter niet worden geconstateerd. Omdat ook de vochtbemonstering niet als standaardbepaling kan gelden, wegens de aan deze methode klevende tekortkomingen, kon dus niet worden uitgemaakt in hoeverre de vochtbepaling volgens de te Castricum gevolgde weerstandsmethode betrouwbaar is geweest.

Wel is het een groot voordeel van deze methode, dat de bodemvochtigheid steeds op dezelfde plaats wordt gemeten, terwijl de grondbemonstering steeds op een andere plaats geschiedt. Bovendien kan de druk bij het boren de vochtigheid van het monster beïnvloeden. Deze ongunstige factor valt weg bij de te Castricum gebruikte weerstandsmethode.

Een groot bezwaar voor het toepassen van de weerstandsmethode bij duinzand is echter de vorm van de vochtkromme, namelijk het „stoeltjes"-model (zie figuur 8). Een slechts geringe wijziging in de weerstand van een nylonelement, resp. pF van de grond, kan als resultaat een groot verschil in vochtigheid hebben, wanneer men zich in het horizontale traject van de kromme bevindt. Tussen een weerstand van 150 en 250 Ohm ligt een vochtverschil van 35—15, dat is 20 volumeprocent.

4. Uitkomst van de metingen

Op het einde der maand werden de waarden voor de vochtigheid van de grond op de laatste meetdag bepaald. Vervolgens werden die waarden op millimeterpapier tegen de diepte uitgezet en werd door de punten een vloeiende lijn getrokken. Deze geeft dus een beeld van het verloop van de bodemvochtigheid in het gehele profiel. Door deze lijn te vergelijken met die van dezelfde lysimeter voor de voorafgaande maand, was het mogelijk te bepalen in hoeverre de grond in de juist verstreken maand vochtiger dan wel droger was geworden, en kon deze waarde in de waterbalans worden opgenomen.

De in de formule van de waterbalans voorkomende waarden zijn nu voor de desbetreffende maand bekend op de evaporatie, transpiratie en interceptie na, en de totale verdamping kan dus berekend worden.

Voor lysimeter I bestond deze verdamping (of verbruik) alleen uit evaporatie van de bodem.

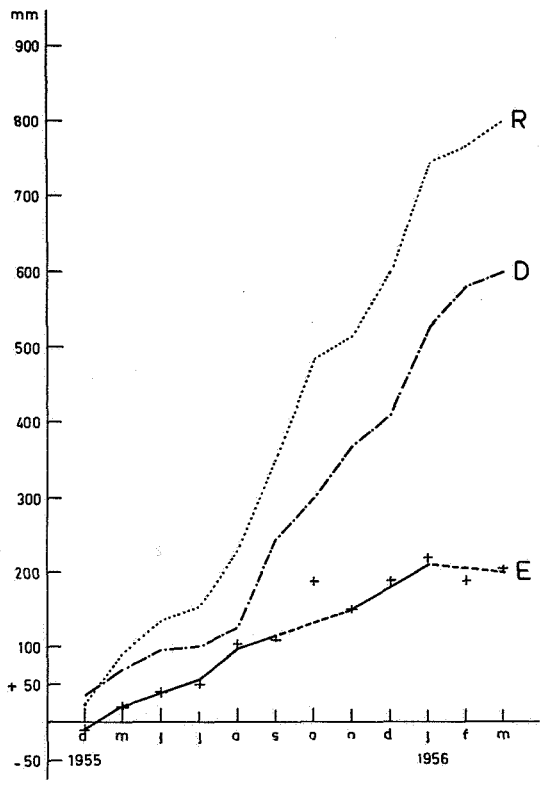

Fig. 10.
Sommatielijnen van de regenval *(R)*, de afvoer *(D)* en de verdamping *(E)* berekend met inachtneming van de wijziging in bodemvocht. De kruisjes hebben op *R—D* betrekking. Onbegroeide lysimeter te Castricum, april 1955 t/m maart 1956.

Fig. 10.
Summation lines of precipitation (R), drainage (D) and evaporation (E) corrected for the variation in soil moisture content. The crosses concern R—D. Bare lysimeter at Castricum, April 1955 till March 1956 incl.

Sommatielijnen voor het jaar lopende van april 1955 tot en met maart 1956 zijn in figuur 10 gegeven voor neerslag, drainwaterhoeveelheid en evaporatie. De schijnbare verdamping $E = R - D$ is met kruisjes aangeduid. Het verschil met de evaporatie berekend met inachtneming van de wijziging van de bodemvochtigheid is niet groot. Dit is ook niet te verwachten. De verdamping kan niet tot een groot bedrag oplopen, omdat de uitdroging slechts ondiep in onbegroeide grond doordringt en omdat bovendien de marge tussen veldcapaciteit en luchtdroge toestand slechts 7 % bedraagt. Anderzijds zou bij zware regenval een schijnbare negatieve verdamping kunnen optreden als gevolg van een tijdelijke vulling der poriën boven die bij veldcapaciteit. Weliswaar zou dit in de hele grondkolom het geval kunnen zijn, maar het maximale vochtgehalte boven veldcapaciteit bedraagt slechts 4% (R. WIND HZN. en P. C. LINDENBERGH: Verdringingsproef te Katwijk, *Water* 14-2-1952, nr. 4). Bovendien zakt de neerslag snel af en werden de weerstandsmetingen nooit tijdens regen verricht.

Bij de begroeide lysimeters zijn de omstandigheden anders. Niet alleen zijn er in de grond wortel- en wormgangen aanwezig, waardoor de lucht gemakkelijk wordt verdrongen en de neerslag snel infiltreert, maar ook bevat de grond, althans in de bovenste laag, wat humus en kan dus meer water vasthouden.

Bovendien kan de begroeiing vrij veel water aan de bodem onttrekken. Hier ligt nu een tweede bron van onnauwkeurigheden bij het opstellen van de waterbalans. Niet alleen de nauwkeurigheid van de methode van de weerstandsmeting komt in het geding, maar bij de begroeide lysimeters moet ook rekening worden gehouden met het daardoor optredende verbruik van het water in de grondwaterzone (2,25 — 2,50 m - m.v.) en in de zich daarboven bevindende capillaire zone. Dit verbruik kan slechts bij benadering worden bepaald, nl. door aan te nemen dat er bij begin en einde van de beschouwde periode een evenwichtstoestand bestond.

Als voorbeeld van de meting is in figuur 11 het vochtgehalte in de maanden april tot en met augustus 1955 weergegeven voor enkele diepten in het profiel. Veel inzicht geven dergelijke beelden niet, omdat er vaak geruime tijd is verlopen tussen het vallen van de neerslag en het meten van de weerstand. Daarom zijn in de zomer van 1956 metingen van de weerstand gedaan gedurende droogteperioden tussen flinke buien, en ook na lang aanhoudende regens. Gedurende regen kan er niet worden gemeten. Deze metingen hadden uitsluitend plaats bij plek D van de onbegroeide lysimeter 1. Een beeld van het resultaat dezer metingen geeft figuur 12. Het betreft de periode van 20 tot en met 28 augustus 1956.

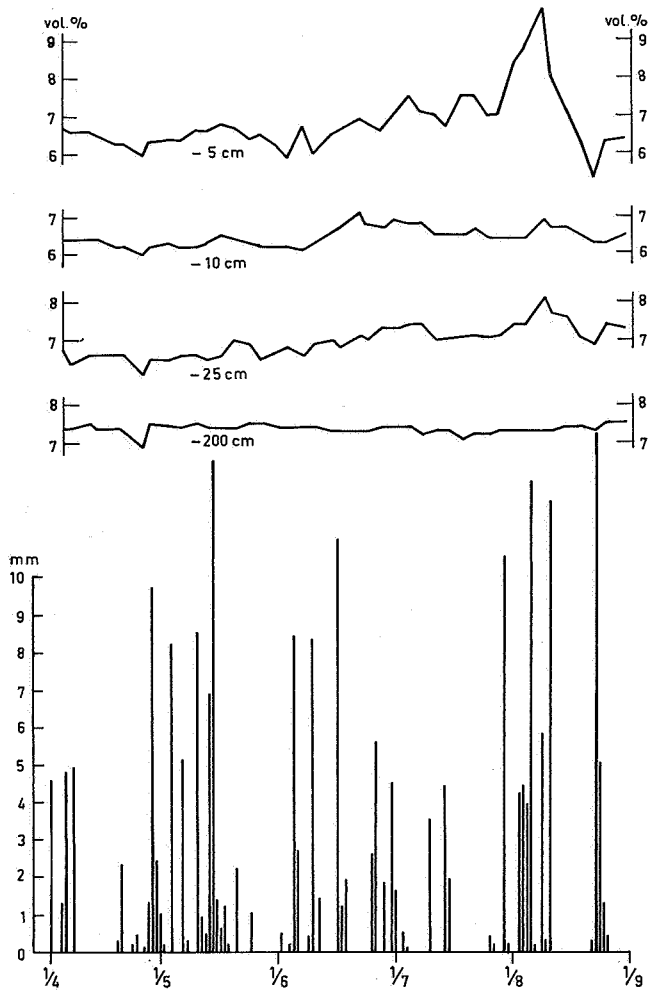

FIG. 11.
Verloop van het vochtgehalte op 4 diepten in de onbegroeide lysimeter te Castricum in de zomer van 1955 (daaronder: de regenval per dag)

FIG. 11.
Course of the moisture content at 4 depths in the bare lysimeter at Castricum in the summer of 1955 (below: the daily precipitation)

Voor de neerslag zijn de waarden van de uurwaarnemingen (registrerende regenmeter) gebruikt. De hoogste vochtgehalten die werden gemeten in dit tijdvak van 9 dagen, bedragen 10 à 11 vol. %. Dit zijn waarden van dezelfde orde van grootte als andere onderzoekingen opleverden (R. WIND HNZ. en P. C. LINDENBERGH: Verdringingsproef te Katwijk, *Water* 14-2-1953 nr. 4 en Z. VAN DOORN: Een hydrologische waarneming aan lysimeters van het P.W.N. te Castricum, *Water* 1-2-1951 nr. 3). Deze vochtigheidstoestand kunnen we de „nuttige waterberging boven het freatisch vlak" noemen.

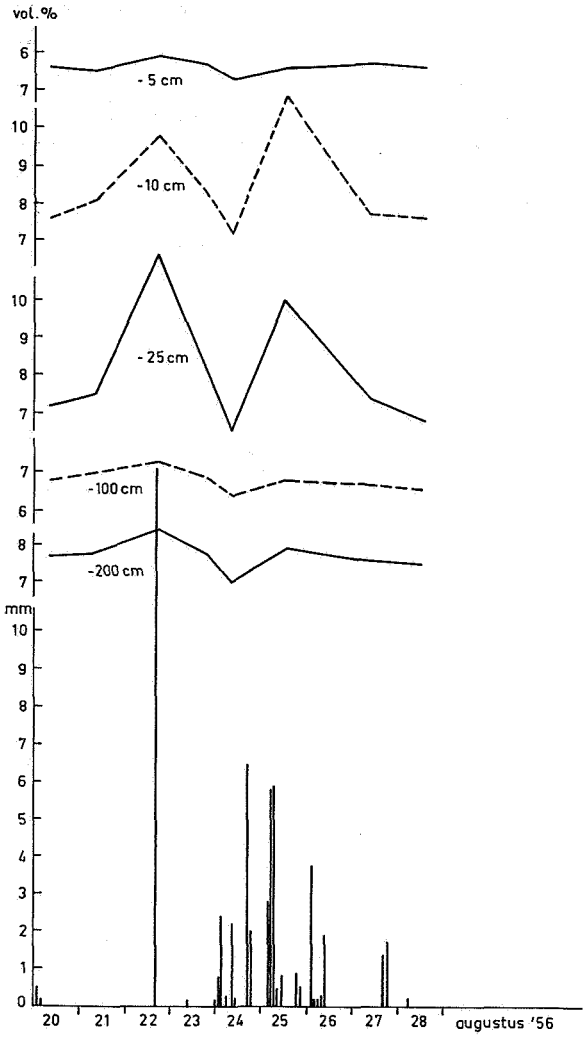

FIG. 12.
Verloop van het vochtgehalte op 5 diepten in de onbegroeide lysimeter te Castricum van 20 t/m 28 augustus 1956 (daaronder: de regenval)

FIG. 12.
Course of the moisture content at 5 depths in the bare lysimeter at Castricum from August 20th till 28th incl. 1956 (below: the precipitation)

Vermoedelijk is de neerslag van 22 augustus snel omlaag gezakt, want 2 dagen later was de vochtigheid in het gehele profiel al weer lager dan op 20 en 21 augustus. Op een bepaald moment zal het vochtgehalte in een deel van het profiel circa 11 vol. % hebben bedragen, dus een toename van 4 vol. %. We zouden de dikte van deze laag op circa 30 cm kunnen stellen; er resten van de 14,3 mm op 22 augustus gevallen dan nog ruim 2 mm, waarvan men mag aannemen, dat ze — na de periode van droogte — op of in een bovenste zandlaagje van 1 à 2 cm zijn verdampt. Was de neerslag op

22 augustus zeer intensief (14,3 mm in één uur), op 25 augustus viel er 23,6 mm in 8 uur, met als grootste intensiteit 5,9 mm per uur. Ook hier is weer een „nuttige waterberging" van 10—11 vol. %, op diepten van 10 cm - m.v. (10,8 vol. %) en 25 cm - m.v. (10,0 vol. %) vastgesteld.

Op beide waarnemingsdagen (22 en 25 augustus) was de toename van de vochtigheid op grotere diepte (100 cm en 200 cm - m.v.) gering. Het is moeilijk aan te nemen dat de infiltratie al zover was gevorderd, zodat de geringe verhogingen van de vochtigheid onverklaard moeten blijven.

B. DE EIGENSCHAPPEN VAN DE BODEM IN EN BUITEN DE LYSIMETERS TE CASTRICUM

1 Inleiding

In 1944 werd door Dr P. K. Peerlkamp een onderzoek ingesteld naar de grond-water-luchtverhouding en naar de vochtbinding van de bodem in en buiten de lysimeters van het Provinciaal Waterleidingbedrijf van Noord-Holland te Castricum. Het verslag van dit onderzoek is niet gepubliceerd.

In 1954 werd wederom een dergelijk onderzoek ingesteld, teneinde na te gaan of er na 10 jaren een verandering was ingetreden.

De monstername geschiedde in beide jaren niet op volkomen gelijke wijze, zodat hierin een bron van kleine verschillen kan gelegen zijn. In 1944 werd de monstername uitgevoerd met een 1,50 m lange „structuurboor", die van onderen een cilindrische boorbuis van 7,0 cm diameter en 18 cm hoogte draagt. Deze boor werd tot de onderzijde van de te bemonsteren laag in de grond geslagen en daarna opgetrokken. Vervolgens werd aan de onderzijde in de zich in de boorbuis bevindende grond een dunwandige ring van roestvrij staal, 5,05 cm in diameter en 5,00 cm hoog, gedrukt en het zand tussen de ring en de wand van de boorbuis losgestoken. Daarna konden de gevulde ring en het overige zand uit de boorbuis gedrukt worden.

In 1954 geschiedde de bemonstering met behulp van een grondboor, waarop een ring met behulp van een bajonetsluiting kon worden bevestigd. De afmetingen van de ring waren gelijk aan die van de in 1944 gebruikte. Eerst werd geboord tot de bovenzijde van de bemonsterde laag, daarna werd de ring op de boor bevestigd en een monster uit de te bemonsteren laag in de ring gedrukt. Verder was de behandeling in 1954 gelijk aan die in 1944.

2. Vochtgehalte

Uit de gevonden vochtgehalten (tabel 11) blijkt wel, dat de laag van 195—200 cm beneden maaiveld in de capillaire zone ligt, althans zolang er grondwater in de lysimeters II, III en IV aanwezig is. Bij de bouw van de lysimeters is het de bedoeling geweest een constant grondwaterpeil te handhaven. Het freatisch vlak zou op 2,25 m beneden het maaiveld liggen. Zoals later wordt medegedeeld is in de droge maanden, vooral in de zomer, reeds vanaf 1949 het grondwaterpeil dikwijls gedaald en is dit grondwater soms geheel door de begroeiing verbruikt. In lysimeter I, die onbegroeid is, is wel steeds een constant grondwaterniveau op 2,25 m - m.v.

TABEL 11. Vochtgehalten in volumeprocenten
Moisture content in volume percentages

Diepte in cm beneden maaiveld *Depth in cm below the surface*	10-15		45-50		70-75		95-100		145-150		195-200	
Jaar *Year*	1944	1954	1944	1954	1944	1954	1944	1954	1944	1954	1944	1954
Lysimeter I. Onbegroeid *Bare*	4,9	8,3 9,9	5,6 6,1	10,4 7,4	5,8	8,5 6,0	7,3 7,8	8,4 6,9	6,4	8,7	25,4	29,1
Lysimeter II. Natuurlijke duinbegroeiing, voornamelijk duindoorn *Natural vegetation mainly sea buckthorn*	3,8	8,1 8,4	5,6 6,0	7,5 8,7	5,8	5,8 7,9	6,3 7,9	7,7 8,2	8,3	7,3	18,1	6,6
Lysimeter III. Loofhoutbeplanting (eik, berk, els) *Natural vegetation mainly sea buckhorn*	7,1	7,0 7,6	5,5 6,3	16,2 7,8	7,8	7,8 6,4	7,0 8,0	5,8 6,4	7,6	6,4	14,9	13,6
Lysimeter IV. Naaldhout beplanting (Oostenrijkse den) *Conifers (Austrian pine)*	6,7	7,0 7,6	5,3 6,8	16,2 7,8	7,5	7,8 6,4	7,9 8,0	5,8 6,4	7,4	6,4	28,9	13,6
Terrein buiten de lysimeters *Terrain around the lysimeters*	7,3	9,3 8,1	8,0	6,6 7,4		9,2 8,5	8,1	7,2 7,4	7,3	6,7		5,6

Uit de vochtgehalten blijkt voorts nog, hoezeer bij een homogene grond als duinzand tezelfdertijd en op dezelfde diepte onder het maaiveld en bij gelijke bodembedekking dan wel bij onbegroeide grond de vochtgehalten nog kunnen uiteenlopen; zie de watergehalten, in duplo bepaald.

Bedacht moet worden dat in de lysimeters ingevulde grond is.

Het heeft overigens geen zin de in 1954 gevonden vochtgehalten te vergelijken met die van 1944, gelet op de vele factoren die deze gehalten beïnvloeden en waarvan men de invloed toch niet met voldoende nauwkeurigheid kan bepalen.

3. PORIËNVOLUME

Over het poriënvolume (zie tabel 12) kan het volgende worden gezegd. PEERLKAMP constateerde in 1944 bij de onbegroeide lysimeter I een toe-

TABEL 12. Poriënvolume in procenten
Porespace in percentages

Diepte in cm beneden maaiveld *Depth in cm below the surface*	10-15		45-50		70-75		95-100		145-150		195-200	
Jaar *Year*	1944	1954	1944	1954	1944	1954	1944	1954	1944	1954	1944	1954
Lysimeter I. Onbegroeid *Bare*	45,5	43,1 41,6	47,0 47,9	47,9 47,0	47,9	48,2 48,8	46,1 46,8	45,9 45,6	46,1	46,1	45,4	44,1
Lysimeter II. Natuurlijke duinbegroeiing, voornamelijk duindoorn *Natural vegetation mainly sea buckthorn*	45,4	41,4 43,0	46,6 45,4	47,1 47,1	51,1	47,9 49,0	48,4 47,4	44,1 45,8	46,1	45,1	45,7	40,4
Lysimeter III. Loofhoutbeplanting (eik, berk, els) *Deciduous wood (oak, birch, alder)*	43,7	42,5 43,2	49,2 49,4	51,3 48,4	49,4	46,7 47,5	48,5 44,7	46,8 45,4	47,8	45,3	47,9	47,3
Lysimeter IV. Naaldhoutbeplanting (Oostenrijkse den) *Conifers (Austrian pine)*	46,7	42,5 43,2	46,8 49,4	51,3 48,4	48,9	46,7 47,5	47,0 46,0	46,8 45,4	45,7	45,3	45,0	47,3
Terrein buiten de lysimeters *Terrain around the lysimeters*	49,2	44,0 45,9	49,3	46,3 46,7		47,5 48,3	48,5	46,8 47,4	47,3	45,1		42,4

name van het poriënvolume tot ongeveer 75 cm beneden het maaiveld, waarna het poriënvolume weer afnam. In verband met de bepaalde middelbare fout uit de duplobepalingen moest het maximum van het poriënvolume op circa 75 cm - m.v. als reëel worden beschouwd. De waarnemingen in 1954 geven iets dergelijks te zien.

Nu is bij de vulling van de lysimeters in 1941 het zand tot 1,80 m boven de bodem in water afgezet, daarboven is het droog ingevuld. Daar de lysimeters 2,50 m diep zijn, is er dus op circa 70 cm - m.v. een verschil in poriënvolume te verwachten, immers hier ligt de grens tussen in water afgezet zand en droog ingevuld zand. Deze verwachting wordt dus door de waarneming bevestigd.

Vergelijken we nu dit verloop in het poriënvolume van het ingevulde zand met dat van de niet omgewerkte grond, dan geven de weinige gegevens de indruk dat in 1944 het poriënvolume bij de ongeroerde grond regelmatig met de diepte afneemt. In 1954 is dit bij de toen gestoken

monsters niet het geval. Wat de oorzaak is van dit verschil is niet met zekerheid te zeggen. Aan monsters gestoken in werkelijk ongestoord duinzand („maagdelijk" duin) zou nog eens moeten worden nagegaan of het poriënvolume daarin werkelijk met de diepte afneemt.

Ook bij de 3 begroeide lysimeters was in 1944 het poriënvolume het grootst in de laag 70 — 75 cm - m.v., terwijl ook daarbij een toename plaatsvond van het maaiveld af tot die laag en een vermindering bij grotere diepte. De monsters van 1954 geven nog wel eenzelfde uitkomst, zij het dat het beeld wat is afgezwakt. Voor de 3 begroeide lysimeters zijn de gemiddelde poriënvolumen op de onderscheidene diepten in het profiel in tabel 13 samengevat.

TABEL 13. Poriënvolume op verschillende diepten in 1944 en 1954 (lys. II, III en IV)
Porespace at various depths in 1944 and 1954 (lys. II, III and IV)

Diepte in cm - mv *Depth*	10-15	45-50	70-75	95-100	145-150	195-200
poriën-volume in % *porespace vol %*						
in 1944	45,3	47,8	49,8	47,0	46,5	46,2
in 1954	43,1	48,2	47,9	46,7	45,5	44,0

Bij alle lysimeters is het poriënvolume in de laag 10—15 cm - m.v. in 1954 kleiner dan in 1944 (zie tabel 14). Dit was te verwachten, deze bovenste laag is in de loop der jaren door het vele begaan en door de neerslag zeker wat verdicht.

TABEL 14. Poriënvolume in de laag van 10-15 cm beneden maaiveld
Porespace in the layer of 10-15 cm

Jaar *Year*	Lysimeter I	Lysimeter II	Lysimeter III	Lysimeter IV
1944	45,5	45,4	43,7	46,7
1954	42,4	42,2	42,9	44,3

4. DE PF-KROMMEN

In 1944 werden vochtkarakteristieken (pF-krommen) bepaald voor de lagen 10—15 en 45—50 cm - m.v., in 1954 bovendien voor de lagen 70—

75, 95—100, 145—150 en 195—200 cm. Beide keren vond het onderzoek in en buiten de lysimeters plaats (buiten de lysimeters in 1944 laag 25—30 cm, in 1955 laag 10—15 cm). De verschillen tussen de lagen beneden 70 cm - m.v., zowel in als buiten de lysimeters, blijken zich hoofdzakelijk te weerspiegelen in een spreiding der onderste stukken (pF < 1) van de pF-krommen. Dit betekent, dat de verschillen in poriënvolume grotendeels zijn toe te schrijven aan overeenkomstige verschillen in het volume der grotere poriën (> 300 μ; zie pag. 244), het poriënvolume (zie pag. 241) neemt beneden 70 cm - m.v. met toenemende diepte af. Tussen binnen en buiten de lysimeters bestaat in deze diepere lagen geen betrouwbaar verschil in vochtkarakteristiek.

Alle pF-krommen hebben de „stoelvormige gedaante", waarop PEERLKAMP in zijn verslag wijst; die van het terrein buiten de lysimeterinstallatie — vooral in 1944 — in wat mindere mate (zie b.v. figuur 13).

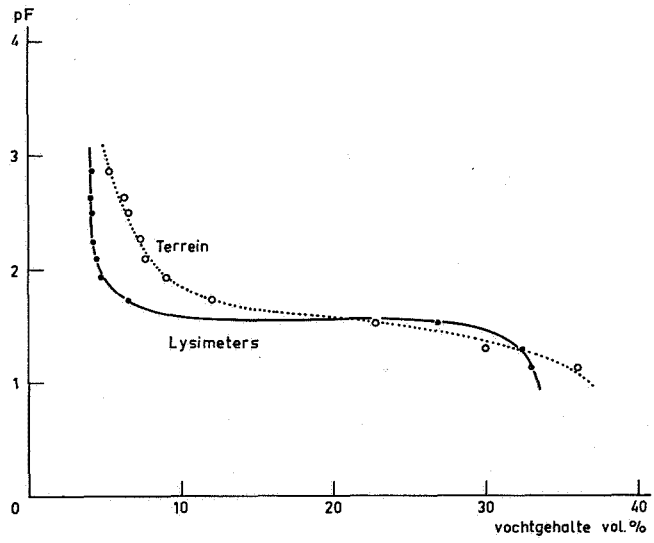

FIG. 13.
pF-kromme van de laag 45-50 cm beneden maaiveld in de lysimeters en in het omringende terrein volgens een bemonstering in 1944

FIG. 13.
pF-curve of the layer 45-50 cm below the surface in the lysimeters and in the surrounding terrain according to a sampling in 1944

De resultaten van het pF-onderzoek in de laag 0—50 cm zijn voor 1944 en 1954 resp. samengevat in de figuren 14 en 15 in de vorm van lijnen van constante pF in een vochtgehalte-diepte-diagram. Zouden deze lijnen verticaal lopen, dan waren de pF-krommen van de lagen 10—15 (of 25—30) en 45—50 cm gelijk. Zoals uit de figuren 14 en 15 blijkt, is dit in het algemeen niet het geval en zijn de verschillen, vooral in de onbegroeide lysimeter, in de loop van de beschouwde 10 jaar blijkbaar iets

groter geworden. Op de betekenis van deze verschillen zal in de volgende paragraaf nader worden ingegaan.

5. Poriëngrootteverdeling

Peerlkamp bestudeerde in 1944 het structuurverschil tussen de lagen 10—15 cm en 45—50 cm ook aan de hand van de poriëngrootteverdeling. Eerstgenoemde laag bleek volgens de pF-krommen een dichtere pakking te hebben dan die tussen 45 en 50 cm - m.v.

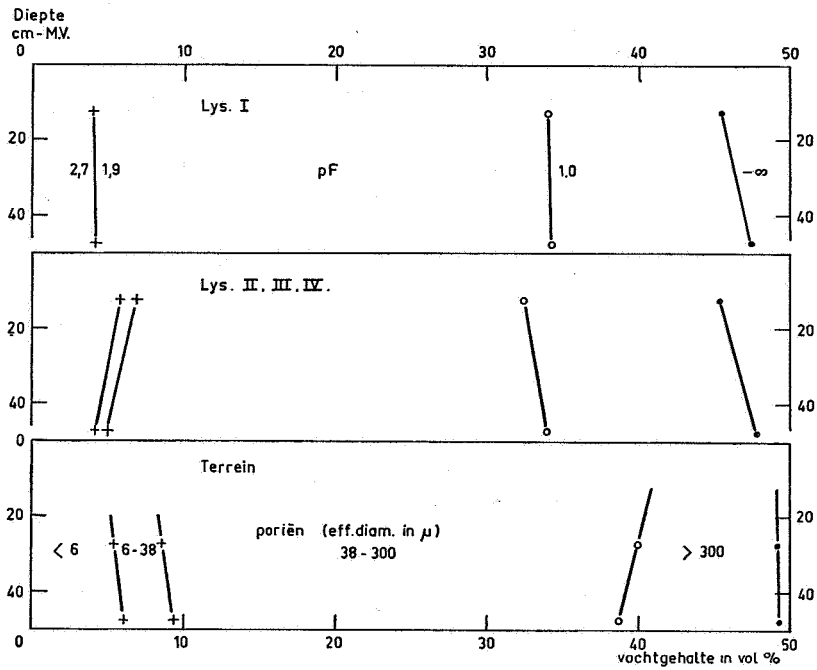

Fig. 14. Grafieken van de onbegroeide lysimeter I, van de begroeide lysimeter II, III en IV en van het terrein erbuiten te Castricum volgens een bemonstering van 1944. De lijnstukken zijn lijnen van gelijke pF met betrekking tot de diepte beneden maaiveld en het vochtgehalte. De pF-waarde der lijnen geldig voor de 3 grafieken is alleen in de bovenste figuur vermeld. De effectieve poriëndiameter die met de vermelde pF-waarden correspondeert, is alleen in de onderste grafiek vermeld.

Fig. 14. *Graphs of the bare lysimeter I, of the lysimeters with vegetation II, III and IV and of the surrounding terrain at Castricum according to a sampling in 1944. The line-pieces represent lines of equal pF in relation with depth in cm below the surface (ordinate) and moisture content (abscis). The pF-value of the lines, valid for the three graphs, is mentioned only in the upper one. The effective diameter corresponding with the given pF-values, is mentioned only in the lowest graph.*

Elke pF-waarde kan nl. omgerekend worden in een effectieve poriëndiameter met behulp van de relatie:

$$D = 4\,H/\,g.10^{pF}$$

D = effectieve poriëndiameter (behoeft niet gelijk te zijn aan de werkelijke),
H = oppervlaktespanning van water,
g = versnelling van de zwaartekracht.

Zo kan men uit de pF-krommen aflezen hoeveel volumeprocenten van de bodem uit poriën van een bepaalde effectieve diameter bestaan.

Voor enkele groepen van effectieve poriëndiameters kan dit iets gemakkelijker uit de diagrammen in de figuren 14 en 15 worden afgelezen. De horizontale afstand tussen twee lijnen van constante pF geeft het volume aan, dat op de desbetreffende diepte door poriën van een bepaalde grootteklasse, vermeld in het onderste diagram van beide figuren, wordt

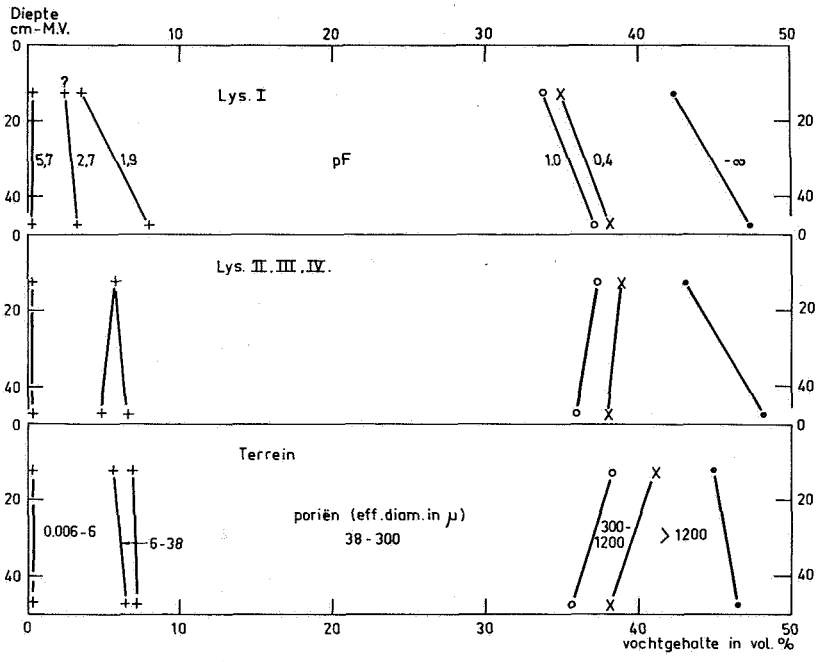

FIG. 15. Soortgelijke grafieken als in fig. 14, volgens een bemonstering in 1954
FIG. 15. *Similar graphs as in fig. 14, according to a sampling in 1954*

ingenomen. Het meest rechtse lijntje geeft het totale poriënvolume weer. Dit neemt meer of minder met de diepte toe, een toename die in de loop van de beschouwde 10 jaar blijkbaar sterker is geworden.

Bij lysimeter I was deze toename van het poriënvolume met de diepte

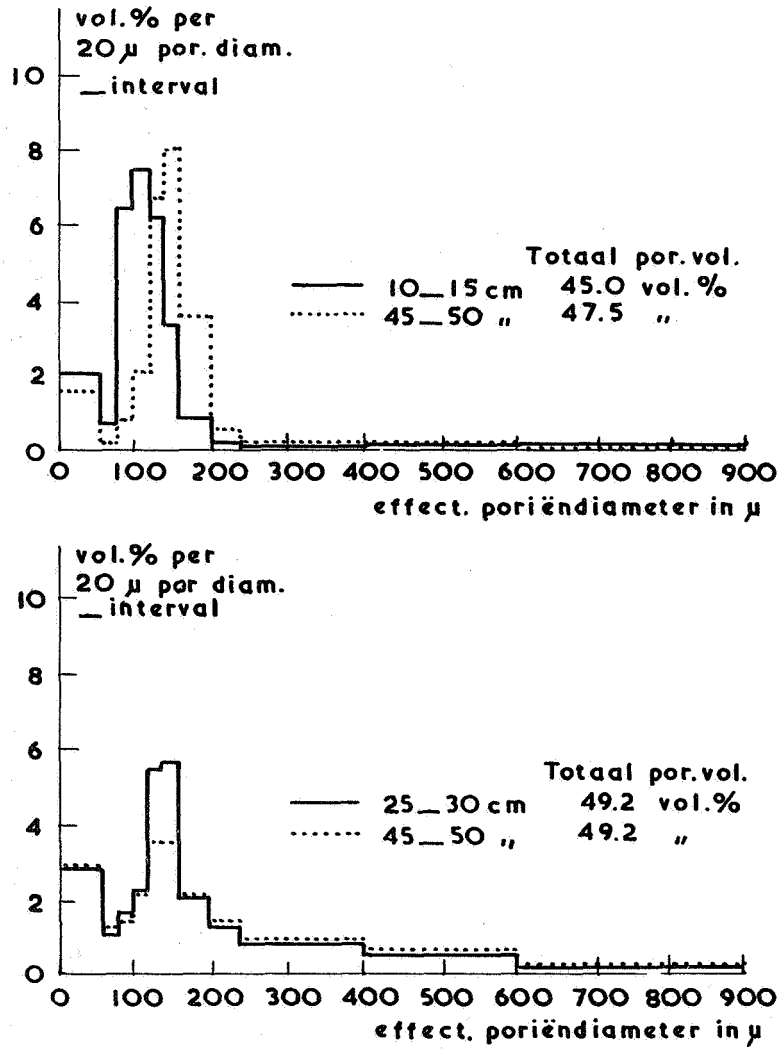

FIG. 16. Volumeaandeel van verschillende poriënklassen op 2 diepten te Castricum in 1944 (boven voor de 4 lysimeters gemiddeld, beneden voor het terrein)

FIG. 16. *Share in volume with the various pore classes at 2 depths in 1944 (above: average for the 4 lysimeters, below: the surrounding terrain)*

in 1944 hoofdzakelijk toe te schrijven aan een met de diepte toenemen van het volume ingenomen door de grotere poriën (> 300 μ); de versterking van het effect in de beschouwde periode moet worden toegeschreven aan een toeneming der fijnere poriën (< 38 μ) onder in de laag 0—50 cm. Het volume grotere poriën (> 300 μ) verminderde in de gehele laag wat in deze periode.

Bij de begroeide lysimeters was in 1944 boven in de laag 0—50 cm het volume der poriën < 300 μ kleiner en het aandeel der fijnere poriën (< 38 μ) daarin groter dan onderin, waardoor deze laag bovenin dichter was. In 1954 was dit laatste nog sterker het geval door een sterke vermindering van het volume grotere poriën (> 300 μ) in de bovengrond.

Op het terrein buiten de lysimeters is het volume van de middengroep poriën (38—300 μ) in de bovengrond groter en zijn de volumina der grotere (> 300 μ) en kleinere (< 38 μ) poriën kleiner dan onder in de beschouwde laag 0—50 cm. Deze laag blijkt in zijn geheel in 1954 wat dichter te zijn dan in 1944 door een vermindering der poriëngroep 38—300 μ.

Samenvattend kan gezegd worden, dat de laag 0—50 cm in de lysimeters bovenin dichter is dan onderin en dat de laag als geheel in de periode 1944—1954 wat dichter is geworden, hetgeen toegeschreven zou kunnen worden aan het lopen over de lysimeters en de zetting van de grond. In hoeverre de verdichting van genoemde laag buiten de lysimeterinstallatie ook hieraan is toe te schrijven is niet zeker.

Het werken met de tamelijk grove indeling der effectieve poriëndiameters in de figuren 14 en 15 kan verfijnd worden door uit de pF-curven het volume per poriëndiameter-interval van b.v. 20 μ te berekenen. Men kan dan distributiegrafieken voor de effectieve poriëndiameters tekenen, zoals in figuur 16 is gebeurd voor de lagen 10—15 (resp. 25—30) en 45—50 cm in en buiten de lysimeter in 1944. Binnen de lysimeter is de poriëngrootte sterk geselecteerd en komen weinig poriën met een diameter tussen 200 en 600 μ voor. Buiten de lysimeterinstallatie is er een grotere spreiding in poriëndiameter en komen veel meer poriën met een diameter tussen 200 en 600 μ voor. Blijkbaar is de bodemstructuur van het in de bakken gevulde zand dus anders dan die van het ongeroerde zand erbuiten. De indruk werd verkregen, dat dit verschil in 1954 kleiner was geworden.

6. Soortelijk gewicht

Tenslotte nog iets over een onderzoek waarmee in het laboratorium is begonnen, nl. naar het soortelijk gewicht van het duinzand (in g/cm^3). Dit gewicht werd bepaald met behulp van een pycnometer met water. Om

de lucht uit het zandwatermengsel te verdrijven werd de pycnometer op een waterstraalpomp aangesloten en beklopt.

Uit het onderzoek bleek dat de spreiding in soortelijk gewicht zeer gering is. Gemiddeld bleek het voor de 4 lysimeters aldus te variëren:

laag	0— 83	2,646 — 2,660	gemiddeld 2,651
„	83—166	2,648 — 2,656	
„	166—250	2,648 — 2,653	

Met voldoende nauwkeurigheid mag voor het soortelijk gewicht van de bodem in alle vier lysimeters 2,65 g/cm³ worden genomen.

Het volumepercentage grond bedroeg voor de 4 lysimeters gemiddeld 52,97 %. Hieruit volgt voor het volumegewicht van het duinzand in de lysimeters de waarde 1,40 g/cm³. Dit is laag, een gevolg van het lage vol. % grond, dat in ongestoord duinzand elders gemiddeld ruim 58 bedraagt (zie P. C. LINDENBERGH 1941: Bijdrage tot oordeelkundig beheer van het duinwaterkapitaal). Hiermee komt men op een volumegewicht van 1,55. Ook bij de verdringingsproef te Katwijk (R. WIND: Verslag van een onderzoek naar de invloed van de vegetatie op de kwaliteit van het duinwater, Mededelingen no. 12, 1952 van het I.T.B.O.N.) werd voor ongestoord duinzand (1,00—1,60 - m.v.) een gemiddeld volumepercentage van 58,3 gevonden en voor het zand in de 4 meter hoge asbest-cementbuis, emmersgewijze aangevoerd en aangestampt (dus in zeer dunne lagen, Ø buis 80 cm), zelfs een nog iets grotere dichtheid. In 1954 bedroeg het vol. % grond in de onbegroeide lysimeter gemiddeld 54,28. De dichtheid was dus wel groter geworden, maar lag nog steeds belangrijk onder die van ongestoord duinzand elders, zoals gevonden door LINDENBERGH en door LINDENBERGH en WIND in de Leidse Waterleidingsduinen (zie aangehaalde literatuur pag. 235).

Dit, gecombineerd met het reeds eerder besproken verschil in het verloop van de grootte van het poriënvolume bij het ingevulde zand en het ongeroerde zand (resp. binnen en buiten de lysimeters), stelt wel het grote nadeel van een onderzoek met ingevulde grond in het algemeen en van het invullen in te dikke lagen in het bijzonder in het licht. Bij het aangehaalde onderzoek naar de invloed van de vegetatie op de kwaliteit van het duinwater bleek ook dat, bij kunstmatige beregening gedurende 3 maanden, het drainwater bij ingevuld duinzand een veel hoger gehalte aan organische stof bevatte dan bij het ongeroerde duinzand van dezelfde plaats afkomstig. De structuur was dus door het vergraven wel belangrijk veranderd.

C. CORRECTIE VAN DE DRAINWATERHOEVEELHEDEN EN DE VERDAMPING BIJ DE LYSIMETERS TE CASTRICUM EN GRONINGEN

1. Bepaling der correcties voor de begroeide lysimeters te Castricum

Op de bodem van de lysimeters te Castricum zijn afvoergoten voor het drainwater aangebracht. Deze hebben opstaande wanden van 25 cm. De bedoeling hiervan is, dat het zand tot een hoogte van 25 cm boven de bodem steeds verzadigd blijft, zodat er op een diepte van 2,25 m beneden het maaiveld steeds een freatisch vlak aanwezig is.

In de eerste 6 jaren is dit ook wel het geval geweest. Toen echter de begroeiing op de lysimeters groter werd en de wortels dieper gingen reiken, gebeurde het, dat de begroeiing in droge zomermaanden water aan de zone 2,25—2,50 m - m.v. ging onttrekken.

De bovenrand van de lysimeters (maaiveld) ligt op 3,75 m + N.A.P. en de bovenrand van de goten derhalve op 3,75 m — 2,25 m = 1,50 m + N.A.P.

Bij een grondwaterstand van 1,50 m + N.A.P. is de onderste 25 cm zand in de lysimeters dus verzadigd. Daalt het peil dan wordt de dikte van deze verzadigde laag overeenkomstig kleiner. Voor de jaren 1947 t/m 1957 zijn de diepste waargenomen grondwaterstanden in de vier lysimeters vermeld in tabel 15, met de maanden waarin deze optraden.

Zodra na zulke droge maanden, waarin het niveau van het grondwater in de begroeide lysimeters beneden de bovenrand van de gootwanden is

Tabel 15. Diepste waterstand in m gemeten in de in kolom 1 vermelde maand
Deepest watertable in m measured in the month mentioned in column 1 (N.A.P. the geoditic standard level in the Netherlands)

Maand	Lysimeter I	Lysimeter II	Lysimeter III	Lysimeter IV
1947 - -	1,50 m + N.A.P.	1,50 m + N.A.P.	1,50 m + N.A.P.	1,50 m + N.A.P.
1948 - -	idem	idem	idem	idem
1949 sep	idem	1,45 m + N.A.P.	idem	1,45 m + N.A.P.
1950 - -	idem	1,50 m + N.A.P.	idem	1,50 m + N.A.P.
1951 jun	idem	idem	idem	1,46 m + N.A.P.
1952 aug	idem	1,40 m + N.A.P.	1,40 m + N.A.P.	1,36 m + N.A.P.
1953 aug	idem	1,50 m + N.A.P.	idem	1,28 m + N.A.P.
1954 jan	idem	idem	1,50 m + N.A.P.	1,35 m + N.A.P.
1955 aug	idem	1,35 m + N.A.P	1,30 m + N.A.P.	1,25 m + N.A.P.
1956 aug	idem	1,46 m + N.A.P.	1,46 m + N.A.P.	1,40 m + N.A.P.
1957 jul	idem	1,41 m + N.A.P.	1,35 m + N.A.P.	1,26 m + N.A.P.

gezakt, de infiltrerende neerslag het verbruik overtreft, wordt eerst het uit de hangwaterzone verdwenen water aangevuld en moet vervolgens het freatisch vlak tot 1,50 m + N.A.P. stijgen, alvorens drainwater uittreedt. Er wordt dus minder drainwater opgevangen dan bij een constant blijven van het grondwaterpeil en ook minder dan bij vrije afloop.

Door het meten van de grondwaterstand in de lysimeters is de mogelijkheid geschapen het tekort aan opgevangen drainwater bij benadering te bepalen. Dit tekort komt dus overeen met extra verbruik van de begroeiing boven de hoeveelheid vocht die deze bij vrije afloop aan de grond onttrekt. Deze mogelijkheid om in droge maanden extra water uit de grondwaterzone en de capillaire zone te onttrekken is bovendien gunstig voor de groei te achten.

Om de wijziging van het vochtgehalte in het profiel bij een daling van het grondwaterpeil te benaderen, kan men het best ervan uitgaan dat

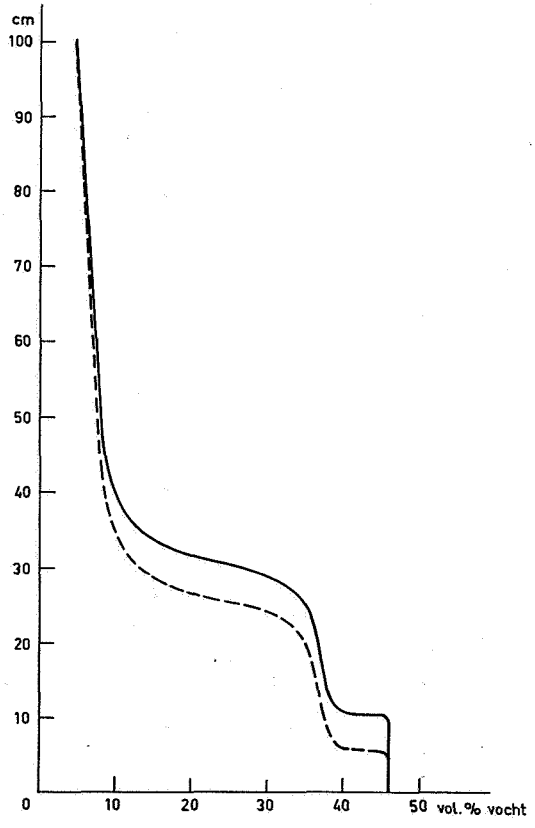

FIG. 17. Vochtverdeling in de grond boven het freatisch vlak: — vóór een grondwaterstandsdaling van 5 cm, - - - - ernà (lysimeters te Castricum)

FIG. 17. *Moisture distribution in the soil above the water table: — before a falling of 5 cm, - - - - after it (lysimeters at Castricum)*

de vochttoestand vóór en nà de daling in evenwicht verkeert. In deze veronderstelling ligt de benadering besloten.

De verdeling van het vochtgehalte in het profiel kan worden weergegeven door de vochtkarakteristiek. Hierbij wordt, gegeven een bepaalde grondwaterstand, het verband tussen diepte en vochtgehalte weergegeven. Bij de hier gebruikte vochtkarakteristiek is het profiel homogeen gedacht (zie figuur 17).

Na de grondwaterdaling kan dezelfde vochtkarakteristiek worden gebruikt als ervoor, alleen ligt na die daling de kromme lager en wel over een afstand corresponderende met de grondwaterdaling. Het oppervlak van de figuur, begrensd door beide vochtspanningscurven, de verticale as en een verticaal door het punt op de horizontale as, aangevende het totale poriënvolume, bepaalt de vermindering van de vochtinhoud van het profiel. Door het evenwijdig verloop van de kromme is dit oppervlak gemakkelijk te bepalen (zie figuur 17). Bij een daling van 25 cm, dus als het grondwater geheel is verdwenen, bedraagt het verschil in vochtinhoud een hoeveelheid overeenkomende met circa 110 mm neerslag. Voor de mogelijke tekorten van 1947 af zie figuur 18.

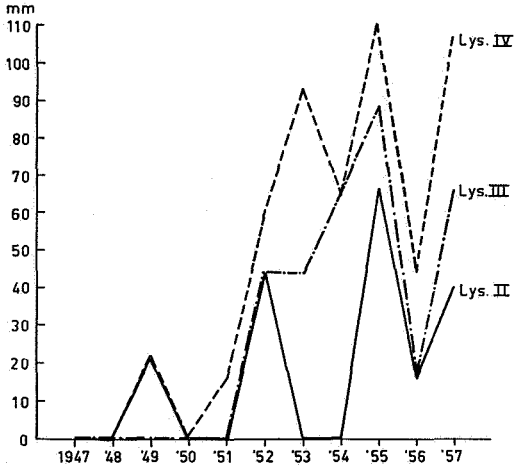

FIG. 18. Mogelijk tekort aan opgevangen drainwater bij de begroeide lysimeters te Castricum

FIG. 18. *Possible deficit of drainwater of the lysimeters with vegetation at Castricum*

Ook is langs een eenvoudiger weg het extra verbruik (vermindering van de drainwaterhoeveelheid) bij benadering te bepalen, door aan te nemen dat als het grondwaterpeil b.v. 10 cm is gedaald, er onder aan het profiel een geheel verzadigde zandlaag van 10 cm dikte is weggenomen en aan de bovenkant van het zandpakket een laag van gelijke dikte is toegevoegd met een vochtgehalte van circa 5 vol. % (verwelkingspunt).

In figuur 19 zijn de gecorrigeerde drainwaterhoeveelheden, volgens beide methoden bepaald, uitgedrukt in procenten van de hoeveelheid drainwater, uit de onbegroeide bak I opgevangen. Uit deze figuren blijkt ook, dat voor de 3 begroeide lysimeters een gemiddeld jaarcijfer van de drain (en de verdamping) weinig waarde heeft. Zulks kan pas het geval zijn, zodra de trend is verdwenen. Wellicht is deze toestand de laatste jaren aanwezig. Waarnemingen gedurende komende jaren kunnen uitsluitsel geven.

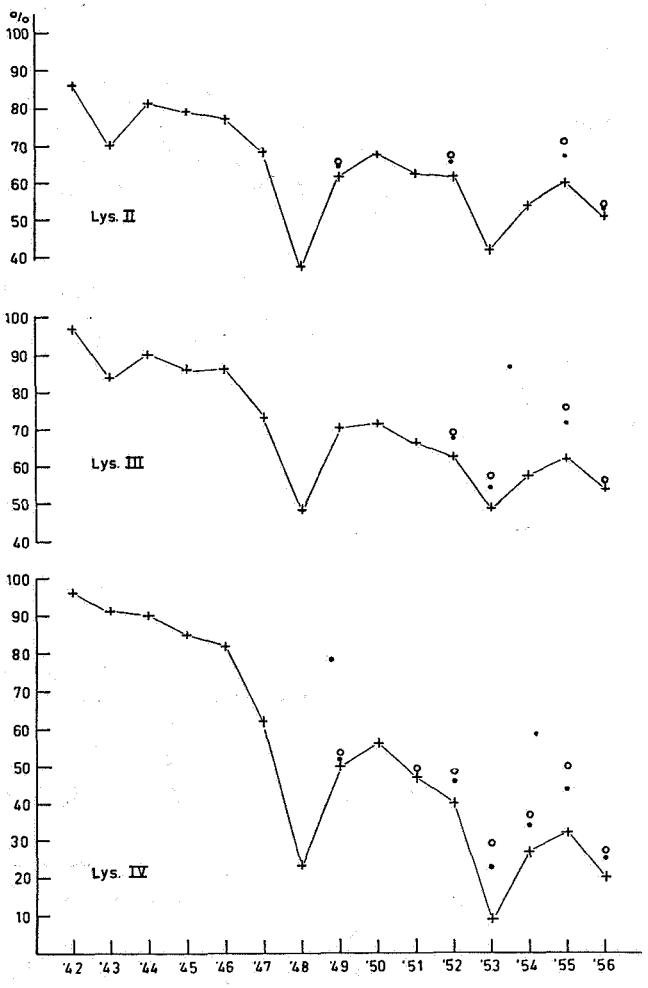

FIG. 19.
Afvoer in de loop der jaren bij lysimeter II, III en IV als percentage van de afvoer van lysimeter I
+ ongecorrigeerde waarden
o gecorrigeerd met behulp van de vochtkarakteristiek
• gecorrigeerd volgens vereenvoudigde methode (zie tekst)

FIG. 19.
Drainage in the course of years with lysimeters II, III and IV expressed as a percentage of drainage of lysimeter I
+ *uncorrected values*
o *corrected according to moisture curve*
• *corrected according to simplified method (see text)*

2. De grondwateronttrekking bij de lysimeters te Groningen

In 1936 werd bij de lysimeters 1 tot en met 4 de stand van het grondwater geregeld en wel zo, dat het niveau ervan niet boven 1m - m.v. kan uitkomen. De daling is daarentegen geheel vrij; er heeft geen aanvulling plaats. Als na droge zomermaanden de infiltratie het verbruik gaat overtreffen moet bij die lysimeters eerst een aanvulling plaatshebben van het water dat uit de grond beneden de overloop op 1 m - m.v. is onttrokken. Sinds maart 1952 wordt nu dagelijks het peil van het water in de overloopfles (d.i. de stand van het grondwater) beneden de overloop gemeten. Als 's zomers het peil beneden de overloop daalt, is deze daling een maat voor de grondwateronttrekking, mits het verband tussen beide bekend is. Dit verband is reeds in het najaar van 1939 door J. G. Maschhaupt bepaald (zie figuur 20). De ligging van de krommen in deze figuur heeft geen bijzondere betekenis, daar ze afhangt van de grondwaterstand op het moment dat de metingen begonnen. Herleidt men de krommen door horizontale verschuiving op éénzelfde beginpunt (hier grondwaterstand van 30 cm onder de overloop), dan ontstaat de gemiddelde curve.

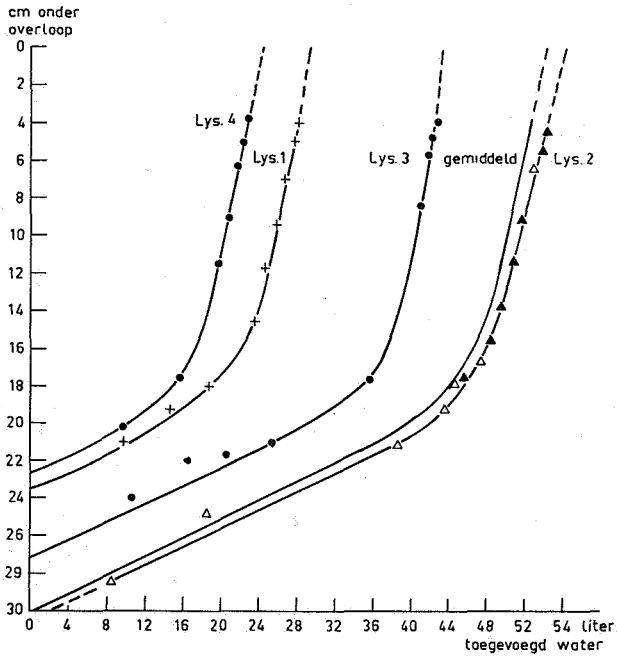

Fig. 20.
Stijging van de grondwaterspiegel t.o.v. de overloop na toevoeging van bepaalde hoeveelheden water, bepaald op 21-24 november 1939 bij 4 lysimeters te Groningen. Na herleiding op dezelfde uitgangswaterstand van -30 cm ontstaat de gemiddelde kromme.

Fig. 20.
Rising of the watertable relative to the outlet after adding various amounts of water, determined on 21st-24th of November 1939 with 4 lysimeters at Groningen. After reducing on the same watertable of -30 cm at the start, the mean curve is obtained.

III. OVERDRACHT VAN LYSIMETERGEGEVENS OP GROTERE GEBIEDEN

1. Noord-Veluwe

In de jaren 1948, 1949 en 1950 werd door de Dienst der Zuiderzeewerken een hydrologisch onderzoek van de noordelijke Veluwe, afwaterende naar het IJsselmeer, uitgevoerd. De neerslag kan voor die drie jaren op gemiddeld 770 mm per jaar worden geschat, volgens de kwartaalstaatjes van het K.N.M.I. Ir C. H. de Jong vermeldde als resultaat van dit onderzoek een drainagehoeveelheid van 320 mm. Van dit gebied is de vegetatie volgens de topografische kaart ongeveer als volgt (dit werd door G. F. Makkink door uitknippen en wegen bepaald):

naaldhout	44%
loofhout	12%
hei en zand	27%
bouwland	9%
grasland	7%
	99%

Welke gegevens van lysimeters staan ons nu ten dienste om de hoeveelheid drainwater van het gebied te berekenen?

1. Voor het naaldhout, die van lysimeter IV te Castricum. Voor de jaren 1947 t/m 1956 was de betrekking tussen drainwaterhoeveelheid (D) en neerslag (R): $D = 0{,}500 \times R - 128$ mm.
2. Voor het loofhout, die van lysimeter III te Castricum. De betrekking is: $D = 0{,}679 \times R - 152$ mm voor de jaren 1947 t/m 1956.
3. Voor hei en zand kunnen we nemen half om half de drainagewaarden van duindoorn en onbegroeid zand van de lysimeters te Castricum. De betrekking is voor duindoorn 1947 t/m 1956: $D = 0{,}730 \times R - 227$ mm, voor onbegroeid zand 1943 t/m 1956: $D = 0{,}935 \times R - 151$ mm.
4. Bouwland. Hiervoor staan ten dienste de gegevens van de Groningse lysimeters voor 18 jaren landbouwgewassen. De betrekking tussen drainwater en neerslag is voor dit geval (zavel): $D = 1{,}439 \times R - 839$ mm.
5. Grasland. De weegbare Wageningse lysimeters geven voor gras op zand, voor de jaren 1953 t/m 1956, een betrekking tussen de drainwaterhoeveelheid en de neerslag, die kan worden voorgesteld door de formule $D = 0{,}885 \times R - 420$ mm.

De berekening heeft nu als resultaat:

naaldhout	0,44 x 257 mm	= 113 mm
loofhout	0,12 x 370 mm	= 44 mm
duindoorn kaal zand	0,27 x ($^{335}/_{2}$ + $^{569}/_{2}$) mm	= 122 mm
bouwland	0,09 x 270 mm	= 24 mm
grasland	0,07 x 261 mm	= 18 mm
totaal	0,99 x oppervlakte	= 321 mm

De overeenstemming is dus heel goed.

MAKKINK maakte ook een berekening, op verdampingsgegevens gebaseerd. In de jaren 1948, 1949 en 1950 was E_o resp. 705, 730 en 690 mm, gemiddeld 708 mm. Met de factor 0,75 geeft dit een E_p van 531 mm. Hij neemt voor naaldhout 1,0 E_p, voor heide en zandgrond 0,65 E_p (50 % à 0,4 E_p voor het kale zand en 50 % voor de heide à 0,9 E_p), voor het loofhout 0,87 E_p (januari, februari, maart, april, november en december met 22 % der E_o, tegen 78 % in de overige maanden. Voor de kale maanden à 0,4 E_p, voor de maanden waarin de bomen in het blad staan à 1,0 E_p, geeft dit $(0{,}22 \times 0{,}4 + 0{,}78 \times 1{,}0)\, E_p = (0{,}09 + 0{,}78)\, E_p$). Voor bouw- en grasland neemt MAKKINK 0,8 E_p. Zijn berekening wordt dan:

naaldhout	0,44 x 1,0	= 0,440
loofhout	0,12 x 0,87	= 0,104
heide + zand	0,27 x 0,65	= 0,176
bouwland	0,09 x 0,8	= 0,072
grasland	0,07 x 0,8	= 0,056
totaal		0,848 = 0,85 x 531 = 450 mm

Bij een neerslag van 770 mm is de hoeveelheid drainwater dan 770 — 450 = 320 mm.

Aangenomen is bij bovenstaande berekeningen, dat het vochtgehalte van de grond bij het begin en het einde der driejarige periode gelijk was.

Bij bovengenoemde formules voor de betrekking tussen D en R is, uitgezonderd bij Groningen, uitgegaan van de waarden voor kalenderjaren. In dit geval leidt toepassing van de lysimetergegevens tot goede resultaten.

Voor een groot deel is dit wel het gevolg van het feit, dat de verdamping of drain van de begroeiing van de Noord-Veluwe kon worden berekend naar de oppervlakte van de verschillende vegetaties en dat de lysimeters gegevens over die begroeiingsvormen konden leveren.

2. ROTTEGATSPOLDER

Van deze polder groot 86,6 ha, die als een grote lysimeter kan worden

beschouwd, bedroeg de verdamping in de jaren 1949 t/m 1954 volgens de waterbalansvergelijking:

$$E = R + I - L - G - S$$

(waarin R = neerslag, I = inlaat, L = lozing, G = wijziging grondvochtvoorraad en S = wijziging slootinhoud, alle waarden die gemeten kunnen worden) gemiddeld per kalenderjaar 506 mm.

Het grondgebruik was:

	1949 t/m 1951	1952 t/m 1954
bouwland	59%	75%
grasland	29%	13%
moestuinen + bermen	2%	2%
wegen, erven en gebouwen	1,5%	1,5%
sloten en kleigaten	8,5%	8,5%

Voor deze 2 verschillende vormen van gebruik bedroeg de verdamping volgens bovenstaande formule gemiddeld in de jaren 1949 t/m 1951 527 mm en in de jaren 1952 t/m 1954 486 mm. Wij berekenen de drain ($\bar{D}$) met behulp van de formules:
$D = 1{,}439 \times R - 839$ voor akkerbouw (lysimeters Groningen) en
$D = 0{,}996 \times R - 512$ voor grasland op klei (lysimeters Wageningen),
terwijl bij de berekening moestuinen en bermen als grasland worden gerekend. Voor de wegen, erven en gebouwen wordt $D = R$ gerekend, voor open water wordt $D = R - E_o$ gesteld.

De berekening van $\bar{D}$ als gemiddelde over 6 jaren geeft het volgende resultaat ($R + I = 808$ mm, $E_o = 694$ mm).

bouwland	(1,439 x 808 - 839) 0,67	=	217,1 mm
grasland	(0,996 x 808 - 512) 0,21	=	61,5 mm
moestuin + bermen	(0,996 x 808 - 512) 0,02	=	5,9 mm
wegen, erven + gebouwen	808 x 0,015	=	12,1 mm
sloten + kleigaten	(808 - 694) 0,085	=	9,7 mm
	Totaal D		306,3 mm

De verdamping is dan 808 — 306 = 502 mm, hetgeen niet veel afwijkt van de hoeveelheid van 506 mm die met behulp van de waterbalans werd bepaald. Voor de 8 lysimeterbakken in Groningen bedroeg de gemiddelde verdamping in die zes jaren voor akkerbouwgewassen 504 mm.

Een wat groter verschil levert de berekening van de verdamping vóór en nà het scheuren op.

Vóór het scheuren in de jaren 1949 t/m 1951 is $\bar{D}$, met $R + I = 787$ mm en $E_o = 727$ mm:

bouwland	(1,439 x 787 - 839) 0,59	=	173,3 mm
grasland	(0,996 x 787 - 512) 0,29	=	78,9 mm
moestuinen + bermen	(0,996 x 787 - 512) 0,02	=	5,4 mm
wegen, erven + gebouwen	787 x 0,015	=	11,8 mm
sloten + kleigaten	(787 - 727) 0,085	=	5,1 mm
	Totaal D		274,5 mm

$E = 787 - 274 = 513$ mm.

Na het scheuren in de jaren 1952 t/m 1954 is $\bar{D}$, met $R + I = 829$ mm en $E_o = 661$ mm:

bouwland	(1,439 x 829 - 839) 0,75	=	265,6 mm
grasland	(0,996 x 829 - 512) 0,13	=	40,7 mm
moestuinen + bermen	(0,996 x 829 - 512) 0,02	=	6,3 mm
wegen, erven + gebouwen	829 x 0,015	=	12,4 mm
sloten + kleigaten	(829 - 661) 0,085	=	14,3 mm
	Totaal D		339,3 mm

$E = 829 - 339 = 490$ mm.

Ter vergelijking zijn de uitkomsten, die met de waterbalansvergelijking respectievelijk de lysimeterformules werden verkregen, in tabel 16 samengevat.

TABEL 16. Gemiddelde verdamping per jaar
Average evaporation per year

	Berekend met waterbalans-vergelijking / *Calculated with water-balance sheet equation*		Berekend met lysimeter-formules / *Calculated with lysimeter formulae*	
Gehele periode 1949 t/m 1954 *Whole period*	506 mm		502 mm	
Vóór het scheuren 1949 t/m 1951 *Before ploughing up*	527 mm	a	513 mm	b
Nà het scheuren 1952 t/m 1954 *After ploughing up*	486 mm		490 mm	
Gemiddelde van a) *Average of a)*	506,5 mm			
Gemiddelde van b) *Average of b)*			501,5 mm	

Ook in dit geval stemmen de uitkomsten, verkregen met behulp van de lysimetergegevens, goed overeen met die van de waterbalans.

De invloed van het scheuren op de afvoer en de verdamping kan met

behulp van de lysimetergegevens worden benaderd. Voor de periode 1952 t/m 1954 wordt nu de afvoer berekend, die zou hebben plaatsgevonden als de oude toestand was gehandhaafd. $\bar{D}$ is dan voor:

bouwland	(1,439 x 829 - 839) 0,59	= 209,0 mm
grasland	(0,996 x 829 - 512) 0,29	= 91,1 mm
moestuinen + bermen	(0,996 x 829 - 512) 0,02	= 6,3 mm
wegen, erven en gebouwen	829 x 0,015	= 12,4 mm
sloten + kleigaten	(829 - 661) 0,085	= 14,3 mm
	Totaal D	333,1 mm

$E = 829 - 333 = 496$ mm.

Tengevolge van het scheuren is voor deze periode de gemiddelde afvoer toegenomen met $\frac{6}{333} \times 100 = 1{,}8\ \%$ voor de gehele polder. De gemid-

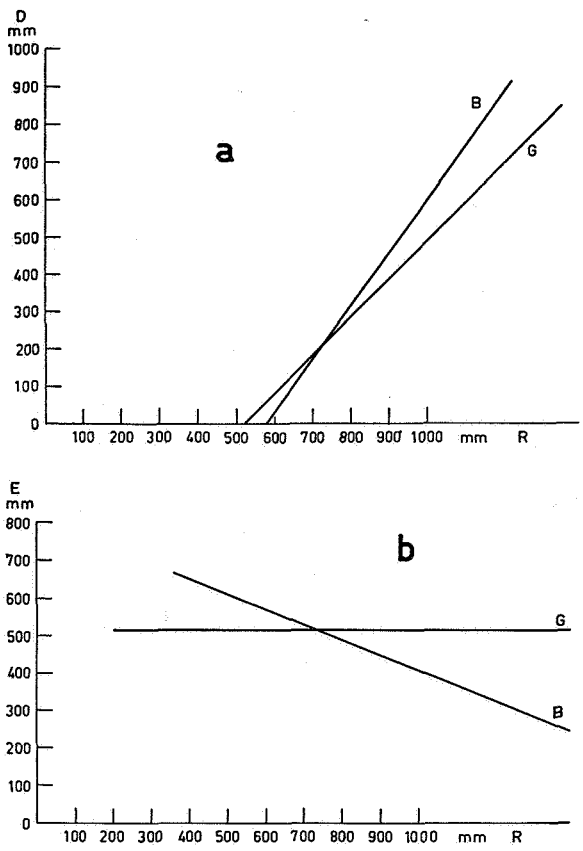

FIG. 21.
Afvoer *(D,* fig. a) en de verdamping *(E,* fig. b) als functie van regenval *(R)* voor bouwland (B) of grasland (G) in de Rottegatspolder volgens de betreffende formules

FIG. 21.
Drainage (D, fig. a) and evaporation (E, fig. b) as a function of rainfall (R) with arable land (B) or grassland (G) in the Rottegatspolder according to concerning formulae

delde verdamping in deze periode is hierdoor afgenomen met $\frac{6}{496} \times 100 = 1{,}2\ \%$.

De invloed per ha van het scheuren van grasland op de afvoer en de verdamping blijkt bij het vergelijken van de grafische weergave van de toegepaste formules van pag. 000 betreffende bouw- en grasland bij verschillende neerslaghoeveelheden (zie figuur 21a en b). De verticale afstand tussen de beide lijnen geeft de verandering, respectievelijk in afvoer en verdamping.

Het is niet mogelijk voor de Rottegatspolder en het drainagelysimeterveld daarin gelegen, de betrekking tussen de drain en de neerslag te berekenen voor de afzonderlijke maanden van het jaar, omdat de waarnemingen niet steeds op, maar omstreeks de eerste dag van de maand worden gedaan.

Ditzelfde geldt ook voor langere perioden, maar voor berekeningen voor perioden van een jaar is dit verschil van enkele dagen van weinig betekenis, evenmin voor de groeiperioden. Voor de berekening van bovenbedoelde betrekking beschikken wij over de in tabel 17 vermelde gegevens.

De formules, die de betrekking tussen drain en neerslag weergeven, zijn dus:

Rottegatspolder	jaar	$D = 0{,}801 \times R - 320$ mm
	groeiperiode	$D = 1{,}055 \times R - 413$ mm
Drainagelysimeterveld	jaar	$D = 1{,}013 \times R - 466$ mm
	groeiperiode	$D = 0{,}724 \times R - 221$ mm

De groeiperiode duurde in de Rottegatspolder in de beschouwde periode gemiddeld 171 etmalen en voor het drainagelysimeterveld gemiddeld 172½ etmaal.

Een vergelijking tussen de verdamping per etmaal op het drainagelysimeterveld berekend uit de waterbalansvergelijking (a) en berekend met behulp van de formule $D = 0{,}724 \times R - 221$ mm (b) en op de 8 lysimeters te Groningen berekend met de formule $D = 0{,}336 \times R - 73$ (c) heeft als resultaat:

a) $\frac{346\frac{1}{2}\text{ mm}}{172\frac{1}{2}\text{ etmaal}} = 2{,}0$ mm/etmaal

b) $D = 0{,}724 \times R - 221$ mm
$= 0{,}724 \times 435 - 94$ mm
$E = 435 - 94 = 341$ mm

TABEL 17. Gegevens over de Rottegatspolder en over het daarin gelegen drainagelysimeterveld

Figures on the Rottegatspolder and on the drainage lysimeter field in it

Rottegatspolder

Tijdvak *Period*	$R(=R+I)$			$D(=L+G+S)$			D in % van R	Gegevens orthogonale regressielijn		$R-D=E$		
	mm	Spreiding mm*	Middelbare fout mm	mm	Spreiding mm*	Middelbare fout mm		tg α	x_o	mm	E in % van R	mm/etmaal
7 jaren *(years)* Gemidd. van *(average of)* 5-10-1948 tot 30-11-1955	813	128 = 15,9% van R	52 = 6,4% van R	311	103 = 33,4% van D	42 = 13,5% van D	38,2	0,801	400	502	61,8	1,3
Groeiperiode in die 7 jaren *Growth period in those 7 years*	435	86 = 19,8% van R	35 = 8,0% van R	46	90 = 195,7% van D	37 = 80,4% van D	10,6	1,055	391	389	89,4	2.25

Drainagelysimeterveld

5 jaren *(years)* Gemidd. van *(average of)* 3-10-1950 tot 3-10-1955	780	82 = 12,2% van R	41 = 5,3% van R	324	98 = 30,0% van D	49 = 15,0% van D	45,3	1,013	460	456	54,7	1,25
Groeiperiode in de jaren 1950/1955 *Growth period in the years 1950/1955*	454	95 = 19,2% van R	39 = 8,6% van R	108	71 = 59,3% van D	29 = 26,9% van D	21,6	0,724	305	346	76,2	2,0

* $\sqrt{\Sigma (x - \bar{x})^2/n}$

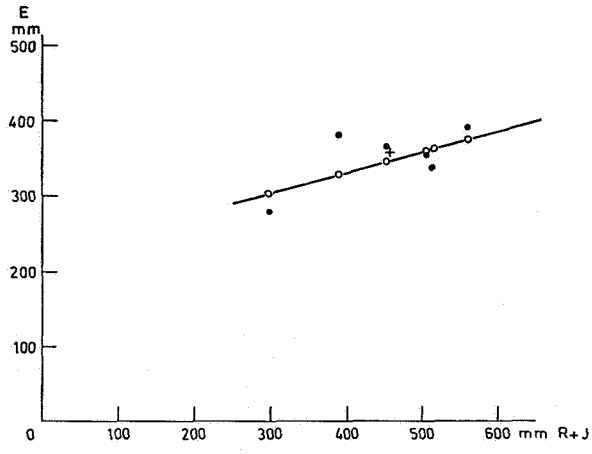

FIG. 22.
De verdamping *(E)* in de groeiperiode uit het drainagelysimeterveld in de Rottegatspolder als functie van neerslag plus infiltratie
• volgens de gemeten waterbalans
o volgens de lysimeterformule voor de groeiperiode $E = 0{,}276\ R + 221$ mm
+ punt van gemiddelde D en R in de groeiperiode der waarnemingsjaren

FIG. 22. *Evaporation (E) in the growing period from the drainage-lysimeter field in the Rottegatspolder as a function of rainfall plus infiltration*
• *according to measured waterbalance sheet*
o *according to lysimeter formula for the growing period* $E = 0{,}276\ R + 221$ *mm*
+ *point of average D and R in the growing period of the years of observation*

per etmaal $\frac{341}{172^1/_2} = 2{,}0$ mm/etmaal

c) $D = 0{,}336 \times R - 73 = 0{,}336 \times 361 - 73 = 49$ mm
$E = 361 - 49 = 312$ mm

per etmaal $\frac{312}{145} = 2{,}1^5$ mm/etmaal

Een zuivere gelijkstelling is niet toelaatbaar, omdat de factoren die de verdamping beïnvloeden verschillen, zoals de ligging in het open veld van de Rottegatspolder tegenover die van de lysimeterinstallatie te Groningen in een stadsklimaat, en door het verschil in begroeiing zowel wat betreft de duur en de aard ervan. Toch geeft deze vergelijking een goede uitkomst, vooral van a en b. Figuur 22 brengt dit in beeld.

3. STROOMGEBIEDEN VAN BEKEN IN OVERIJSSEL EN NOORD-BRABANT

Op de 11e Technische Bijeenkomst van de Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O. te Utrecht in 1955, hebben LATOUR en STOLP enige gegevens verstrekt van de waterbalans voor de jaren 1948 t/m 1953 van enkele stroomgebieden van beken („Verslagen en Mededelingen No. 3" van de Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O. 1958).

De beken waren:

a. Spikkersbeek (2800 ha) en Middensloot (3300 ha) in Overijssel,
b. Kleine Beerze (5400 ha) en Groote Beerze (10900 ha),
c. Groote Aa (10600 ha) en Sterkselsche Aa (8500 ha) in Noord-Brabant.

De wijze waarop STOLP de reële evapotranspiratie berekende is beschreven in „Droogtekansen en beregening op hoge zandgronden" in *Mededelingen van de Directeur van de Tuinbouw 16,* 1953: 363—378.

De begroeiing bestond voor a uit 57 % akkerbouwgewassen en 43 % grasland, voor b en c uit 56 % akkerbouwgewassen en 44 % gras.

De drain is door ons berekend met behulp van de formules $D = 1{,}439 \times R - 839$ mm voor akkerbouwgewassen en $D = 0{,}885 \times R - 420$ mm voor grasland (Wageningen, gras op zand). De verdamping is dan $E = R - D$, waarbij het eventuele verschil in vochtigheid van de grond bij het begin en het einde van de zes jaren (1948 t/m 1953) is verwaarloosd.

De eindresultaten van beide wijzen van berekening zijn vermeld in tabel 18.

TABEL 18. Uitkomsten van twee wijzen van berekening
Results of two methods of calculation

Stroomgebied *Catchment area*	Berekening Stolp			Berekening met lysimeter formules		
	R mm	*D* mm	*E* mm	*R* mm	*D* mm	*E* mm
a	755	248	507	755	248	507
b	727	236	491	727	214	513
c	695	207	488	695	177	518

Deze waarden zijn dus gemiddelde jaartotalen en gelden voor de kalenderjaren 1948 t/m 1953.

Het betrekkelijk geringe verschil in uitkomst zou misschien hieraan zijn toe te schrijven, dat de gegevens van de waterbalans voor de Haarlemmermeer van ELINK STERK, waarvan STOLP uitgaat, ook na de daarop toegepaste correcties niet geheel representatief zijn voor de stroomgebieden der beken in Noord-Brabant. Aan de andere kant kan ook het gebruik van de lysimeterformule voor akkerbouwgewassen verbouwd op zavel in Groningen tot verschillen leiden als die wordt toegepast voor akkerbouw op de hoge zandgronden.

Dat de grondsoort enige invloed heeft op de verdamping, blijkt wel uit de vergelijking van de betrekking tussen D en R voor gras op zand en gras op klei te Wageningen. Voor dezelfde periode krijgen we dan voor die betrekking twee verschillende formules. Voor de gemiddelde neerslag

van 800 mm verschilt de verdamping niet noemenswaardig: 512 mm op zand en 515 mm op klei, maar bij minder neerslag, zowel als bij meer dan 800 mm per jaar, zijn de verschillen vrij groot. Bij 600 mm neerslag b.v. is de verdamping van gras op zand 25 mm lager dan die van gras op klei; bij 1100 mm neerslag daarentegen 30 mm hoger. Dit volgt uit de toepassing van de desbetreffende formules van de Wageningse lysimeters over de periode 1952—1954:

klei $D = 0{,}996\,R - 512$

zand $D = 0{,}885\,R - 420$

veen $D = 0{,}754\,R - 337$.

TABEL I. Lysimeter bij het Van Stirumkanaal in Leiduin, periode 1929 t/m 1953 (25 jaren), duinzand met schrale grasbegroeiing, vrije afloop van het drainwater
Dune sand with poor grass vegetation, free drainage

Tijdvak *Period*	$\bar{R}$			$\bar{D}$			$\bar{D}$ in % van $\bar{R}$	Constanten orthogonale regressielijn		$\bar{R} - \bar{D} (= \bar{E})$			$\bar{D}$ en $\bar{R} - \bar{D} (= \bar{E})$ als functie van R
	mm	Spreiding mm*	S_R mm	mm	Spreiding mm*	S_D mm		tg α	x_o mm	mm	in % van R	in mm per 24 uur	
Jaar *(year)* (april t/m maart)	816	146	29,7	547	126	25,7	67,0	0,8558	177	269	33,0	0,74	$\bar{D} = 0{,}8558\ R - 151$ mm $\bar{E} = 0{,}1442\ R + 151$ mm
Zomer *(summer)* (april t/m september)	397	100	20,4	202	72	14,6	50,9	0,6860	105	195	49,1	1,07	$\bar{D} = 0{,}6860\ R - 72$ mm $\bar{E} = 0{,}3140\ R + 72$ mm
april	45	23	4,6	26	19	3,8	57,8	0,7997	12	19	42,2	0,63	
mei	48	20	4,1	22	15	3,1	45,8	0,7108	17	26	54,2	0,84	
juni	52	32	6,5	26	22	4,4	50,0	0,6450	11	26	50,0	0,87	
juli	75	42	8,6	33	23	4,7	44,4	0,4947	8	42	55,6	1,35	
augustus	84	38	7,7	42	22	4,4	50,0	0,4926	-1	42	50,0	1,35	
september	92	47	9,6	54	33	6,8	58,7	0,6822	13	38	41,3	1,27	
oktober	95	63	12,8	65	45	9,1	68,4	0,7060	3	30	31,6	0,97	
november	93	43	8,8	74	37	7,5	79,6	0,8283	4	19	20,4	0,63	
december	65	29	6,0	57	27	5,5	87,7	0,9105	2	8	12,3	0,26	
januari	66	32	6,6	61	33	6,7	92,4	1,0153	6	5	7,6	0,16	
februari	46	28	5,8	42	30	6,2	91,3	1,0829	7	4	8,7	0,14	
maart	43	27	5,4	36	25	5,2	83,7	0,9541	5	7	16,3	0,23	
Winter *(winter)* (oktober t/m maart)	420	88	17,9	345	86	17,5	82,1	0,9801	68	75	17,9	0,41	$\bar{D} = 0{,}9801\ R - 67$ mm $\bar{E} = 0{,}0199\ R + 67$ mm

De neerslag is gemeten met een regenmeter op 1,50 m; de waarden zijn herleid tot die voor een grondregenmeter, door vereniging vuldiging met de factor $\frac{1000}{886}$. *(Precipitation is measured with a rain gauge at 1,50 m; the values are reduced at those of a ground rain gauge by multiplying with* $\frac{1000}{886}$*.)*

* $\sqrt{\Sigma (x - \bar{x})^2/n}$

TABEL II. Lysimeter I Castricum, periode 1942 t/m 1955 (13 jaren), onbegroeid duinzand, grondwaterpeil constant op 2,25 m - m.v.
Bare dune sand, watertable constant at 2.25 m below surface

Tijdvak *Period*	$\bar{R}$			$\bar{D}$			$\bar{D}$ in % van $\bar{R}$	Constanten orthogonale regressielijn		$\bar{R} - \bar{D} (= \bar{E})$			$\bar{D}$ en $\bar{R} - \bar{D} (= \bar{E})$ als functie van $\bar{R}$
	mm	Spreiding mm*	S_R mm	mm	Spreiding mm*	S_D mm		tg α	x_o mm	mm	in % van R	in mm per 24 uur	
Jaar *(year)* (april t/m maart)	825	162	46,7	619	145	41,9	75,0	0,8954	134	206	25,0	0,56	$\bar{D} = 0{,}8954\ R - 120$ mm $\bar{E} = 0{,}1046\ R + 120$ mm
Zomer *(summer)* (april t/m september)	410	94	27,2	265	85	24,5	64,6	0,8336	92	145	35,4	0,79	$\bar{D} = 0{,}8336\ R - 77$ mm $\bar{E} = 0{,}1664\ R + 77$ mm
april	43	22	6,4	30	22	6,5	70,0	1,0359	14	13	30,0	0,43	
mei	46	19	5,5	23	14	3,9	48,9	0,5227	-2	23	51,1	0,74	
juni	59	20	5,9	40	17	4,9	66,9	0,7729	-7	19	33,1	0,63	
juli	71	44	12,8	45	31	8,9	64,2	0,6578	3	26	35,8	0,84	
augustus	85	28	8,2	50	19	5,6	58,8	0,6265	5	35	41,2	1,13	
september	103	41	11,9	77	39	11,4	75,3	0,9530	22	26	24,7	0,87	
oktober	76	43	12,4	52	34	9,7	68,8	0,7350	5	24	31,2	0,77	
november	97	50	14,3	81	39	11,4	84,3	0,7807	-7	16	15,7	0,53	
december	74	16	4,7	64	31	8,9	86,3	2,1837	45	10	13,7	0,32	
januari	66	32	9,2	60	26	7,6	90,5	0,8060	-8	6	9,5	0,19	
februari	56	28	8,2	51	28	8,2	90,0	1,0000	5	5	10,0	0,18	
maart	42	26	7,4	40	23	6,7	95,2	0,8751	-4	2	4,8	0,06	
Winter *(winter)* (oktober t/m maart)	414	96	27,6	354	93	26,9	85,5	0,9748	51	60	14,5	0,33	$\bar{D} = 0{,}9748\ R - 50$ mm $\bar{E} = 0{,}0252\ R + 50$ mm

De neerslag is gemeten met een grondregenmeter
Precipitation is measured with a ground rain gauge

* $\sqrt{\Sigma (x - \bar{x})^2/n}$

TABEL III. Oudewetering lysimeter I, periode 1942 t/m 1955 (13 jaren), bollengrond van Lisse met bloembollen, constant grondwaterpeil
Bulb soil of Lisse with bulbflowers, constant watertable

Tijdvak *Period*	$\bar{R}+\bar{I}$			$\bar{D}$			$\bar{D}$ in % van $\bar{R}+\bar{I}$	Constanten orthogonale regressielijn		$\bar{R}+\bar{I}-\bar{D}\,(=\bar{E})$			$\bar{D}$ en $\bar{R}+\bar{I}-\bar{D}$ $(=\bar{E})$ als functie van $(\bar{R}+\bar{I})$
	mm	Spreiding mm*	S_{R+I} mm	mm	Spreiding mm*	S_D mm		tg α	x_o mm	mm	in % van $\bar{R}+\bar{I}$	in mm per 24 uur	
Jaar *(year)* (april t/m maart)	898	126	36,3	465	119	34,3	51,8	0,9382	402	433	48,2	1,2	$\bar{D}$ = 0,9382 *(R+I)*— 378 mm $\bar{E}$ = 0,0618 *(R+I)*+ 378 mm
Zomer *(summer)* (april t/m september)	522	93	26,8	184	53	15,4	35,2	0,5378	180	338	64,8	1,9	$\bar{D}$ = 0,5378 *(R+I)*— 97 mm $\bar{E}$ = 0,4622 *(R+I)*+ 97 mm
april	62	17	4,9	18	14	3,9	29,0	0,7564	38	44	71,0	1,5	
mei	95	14	4,0	10	14	4,0	10,5	1,0170	85	85	89,5	2,7	
juni	91	30	8,7	18	16	4,5	19,8	0,4272	49	73	80,2	2,4	
juli	70	37	10,6	29	25	7,2	41,4	0,6631	26	41	58,6	1,3	
augustus	93	32	9,4	54	28	8,0	58,1	0,8404	29	39	41,9	1,3	
september	98	28	8,1	50	28	8,2	51,0	1,0116	49	48	49,0	1,6	
oktober	66	41	11,8	40	38	11,0	60,6	0,9325	23	26	39,4	0,8	
november	87	46	13,3	69	47	13,5	79,3	1,0167	20	18	20,7	0,6	
december	69	19	5,4	51	25	7,3	73,9	1,4564	34	18	26,1	0,6	
januari	60	30	8,7	48	27	7,9	80,0	0,9131	7	12	20,0	0,4	
februari	53	31	8,9	41	26	7,5	77,4	0,8371	4	12	22,6	0,4	
maart	41	28	8,0	29	27	7,9	70,7	0,9868	12	12	29,3	0,4	
Winter *(winter)* (oktober t/m maart)	375	84	24,1	282	92	26,6	75,2	1,1059	120	93	24,8	0,5	$\bar{D}$ = 1,1059 $(R+I)$— 133 mm $\bar{E}$ = 0,1059 *(R+I)*+ 133 mm

De neerslag is gemeten met een regenmeter op 40 cm + m.v.
De bollen worden gewoonlijk in oktober geplant, in maart komen de neuzen boven de grond, in juli (omstreeks 10 juli) worden de bollen gerooid.
Precipitation is measured with a rain gauge at 40 cm
The bulbs generally are planted in October, in March the sprouts appear and in July (about 10th) the bulbs are lifted.

* $\sqrt{\Sigma\,(x-\bar{x})^2/n}$

TABEL IV. Oudewetering lysimeter II, periode 1942 t/m 1955 (13 jaren), bollengrond van Lisse met bloembollen, vrije drainage
Bulb soil of Lisse with bulbflowers, free drainage

Tijdvak *Period*	$\bar{R}$			$\bar{D}$			$\bar{D}$ in % van $\bar{R}$	Constanten orthogonale regressielijn		$\bar{R} - \bar{D}\ (= \bar{E})$			$\bar{D}$ en $\bar{R} - \bar{D}\ (= \bar{E})$ als functie van $\bar{R}$
	mm	Spreiding mm*	S_R mm	mm	Spreiding mm*	S_D mm		tg α	x_o mm	mm	in % van R	in mm per 24 uur	
Jaar *(year)* (april t/m maart)	770	119	34,3	420	124	35,7	54,5	1,0441	368	350	45,5	1,0	$\bar{D} = 1{,}0441\ R - 384$ mm $\bar{E} = -0{,}0441\ R + 384$ mm
Zomer *(summer)* (april t/m september)	398	59	17,1	141	54	15,5	35,4	0,7614	213	257	64,6	1,4	$\bar{D} = 0{,}7614\ R - 162$ mm $\bar{E} = 0{,}2386\ R + 162$ mm
april	45	19	5,6	16	15	4,4	35,5	0,6994	21	29	64,5	1,0	
mei	42	21	6,0	4	10	2,9	9,5	0,4490	33	38	90,5	1,1	
juni	61	21	6,1	4	6	1,8	6,5	0,2206	43	57	93,5	1,9	
juli	65	36	10,3	20	29	8,3	30,8	0,7786	39	45	69,2	1,3	
augustus	91	34	9,8	51	29	8,4	56,0	0,8406	30	40	44,0	1,3	
september	90	33	9,5	43	35	10,0	47,8	1,0589	49	47	52,2	1,6	
oktober	63	44	12,6	39	36	10,4	61,9	0,8186	15	24	38,1	0,8	
november	87	46	13,3	64	48	14,0	73,6	1,0565	26	23	26,4	0,8	
december	69	19	5,4	53	25	7,3	76,8	1,4163	32	16	23,2	0,5	
januari	60	30	8,7	48	27	7,8	80,0	0,8832	6	12	20,0	0,4	
februari	53	31	8,9	43	27	8,0	81,1	0,8901	5	10	18,9	0,4	
maart	41	28	8,0	28	25	7,3	68,3	0,9060	10	13	31,7	0,4	
Winter *(winter)* (oktober t/m maart)	372	84	24,4	278	95	27,3	74,7	1,1258	125	94	25,3	0,5	$\bar{D} = 1{,}1258\ R - 141$ mm $\bar{E} = -0{,}1258\ R + 141$ mm

De neerslag is gemeten met een regenmeter op 40 cm + m.v.
De bollen worden gewoonlijk in oktober geplant, in maart komen de neuzen boven de grond, in juli (omstreeks 10 juli) worden de bollen gerooid.
Precipitation is measured with a rain gauge at 40 cm
The bulbs generally are planted in October, in March the sprouts appear and in July (about 10th) the bulbs are lifted.

* $\sqrt{\Sigma (x - \bar{x})^2/n}$

TABEL V. Oudewetering lysimeter III, periode 1942 t/m 1955 (13 jaren), veengrond onder gras, constant grondwaterpeil
Peat soil with grass, constant watertable

Tijdvak *Period*	$\bar{R} + \bar{I}$			$\bar{D}$			$\bar{D}$ in % van $\bar{R} + \bar{I}$	Constanten orthogonale regressielijn		$\overline{R+I-D}\,(=\bar{E})$			$\bar{D}$ en $\bar{R} + \bar{I} - \bar{D}$ $(= \bar{E})$ als functie van $\bar{R} + \bar{I}$
	mm	Spreiding mm*	S_{R+I} mm	mm	Spreiding mm*	S_D mm		tg α	x_o mm	mm	in % van $\overline{R+I}$	in mm per 24 uur	
Jaar *(year)* (april t/m maart)	1018	131	37,9	429	99	28,5	42,1	0,7502	449	589	57,9	1,61	$\bar{D} = 0{,}7502\,(R+I) - 337$ mm $\bar{E} = 0{,}2498\,(R+I) + 337$ mm
Zomer *(summer)* (april t/m september)	637	80	23,0	126	54	15,6	19,8	0,5950	424	511	80,2	2,79	$\bar{D} = 0{,}5950\,(R+I) - 252$ mm $\bar{E} = 0{,}4050\,(R+I) + 252$ mm
april	69	19	5,6	15	14	4,2	21,7	0,6919	47	54	78,3	1,80	
mei	95	20	5,7	5	6	1,8	5,3	0,2129	72	90	94,7	2,90	
juni	119	20	5,8	16	16	4,8	13,4	0,7370	97	103	86,6	3,43	
juli	119	28	8,0	19	22	6,5	16,0	0,7241	93	100	84,0	3,23	
augustus	125	31	9,0	28	25	7,1	22,4	0,7433	87	97	77,6	3,13	
september	108	29	8,3	40	27	7,7	37,0	0,9134	64	68	63,0	2,27	
oktober	71	44	12,7	38	36	10,5	52,9	0,8147	24	33	46,5	1,06	
november	87	46	13,3	70	46	13,3	80,7	1,0033	17	17	19,3	0,57	
december	69	19	5,4	61	20	5,7	89,2	1,0657	12	8	10,8	0,26	
januari	60	30	8,7	57	31	8,9	96,0	1,0217	4	3	4,0	0,10	
februari	53	31	8,9	47	31	8,9	87,2	1,0057	6	6	12,8	0,21	
maart	43	26	7,6	26	27	7,9	60,8	1,0395	18	17	39,5	0,55	
Winter *(winter)* (oktober t/m maart)	381	87	24,0	301	80	23,0	80,7	0,9744	72	80	21,0	0,44	$\bar{D} = 0{,}9744\,(R+I) - 70$ mm $\bar{E} = 0{,}0256\,(R+I) + 70$ mm

* $\sqrt{\Sigma\,(x - \bar{x})^2/n}$

TABEL VI. Lysimeters I t/m VIII Groningen (18 jaren), zavel, landbouwgewassen, gezaaid of gepoot in hetzelfde kalenderjaar
Sandy loam, arable crops grown within the calender year

Tijdvak *Period*	$\bar{R}$			$\bar{D}$			$\bar{D}$ in % van $\bar{R}$	Constanten orthogonale regressielijn		$\bar{R} - \bar{D} (= \bar{E})$			$\bar{D}$ en $\bar{R} - \bar{D} (= \bar{E})$ als functie van $\bar{R}$
	mm	Spreiding mm*	S_R mm	mm	Spreiding mm*	S_D mm		tg α	x_o mm	mm	in % van $\bar{R}$	in mm per 24 uur	
Jaar *(year)* (april t/m maart)	738	110	26,6	223	150	36,4	30,2	1,4393	583	515	69,8	1,4	$\bar{D} = 1{,}4393\ R - 839$ mm $\bar{E} = -0{,}4393\ R + 839$ mm
Zomer *(summer)* (april t/m september)	408	91	22,0	56	45	11,0	13,7	0,4364	280	352	86,3	1,9	$\bar{D} = 0{,}4364\ R - 122$ mm $\bar{E} = 0{,}5636\ R + 122$ mm
april	56	23	5,5	18	12	3,0	32,1	0,4657	17	38	67,9	1,3	
mei	52	25	6,1	14	12	3,0	26,9	0,4433	20	38	73,1	1,2	
juni	59	26	6,2	7	8	2,0	11,9	0,2041	25	52	88,1	1,7	
juli	86	32	7,8	6	12	2,8	7,0	0,2763	64	80	93,0	2,6	
augustus	86	28	6,9	5	12	2,9	5,8	0,2314	64	81	94,2	2,6	
september	70	38	9,3	7	14	3,3	10,0	0,3060	47	63	90,0	2,1	
oktober	67	36	8,7	16	26	6,4	23,9	0,6395	27	51	76,1	1,7	
november	70	39	9,4	23	28	6,7	32,9	0,6249	33	47	67,1	1,6	
december	58	30	7,4	31	31	7,4	53,4	1,0437	28	27	46,6	0,9	
januari	53	34	8,3	44	43	10,5	83,0	1,0258	10	9	17,0	0,3	
februari	42	26	6,4	29	26	6,4	69,0	0,9911	13	13	31,0	0,5	
maart	41	21	5,1	24	19	4,5	58,5	0,8643	13	17	41,5	0,6	
Winter *(winter)* (oktober t/m maart)	330	79	19,2	167	112	27,1	50,6	1,6762	230	163	49,4	0,9	$\bar{D} = 1{,}6762\ R - 386$ mm $\bar{E} = -0{,}6762\ R + 386$ mm
Groeiperiode *(growth period)*	327	94	22,7	37	37	8,8	11,3	0,3360	217	290	88,7	2,0	$\bar{D} = 0{,}3360\ R - 73$ mm $\bar{E} = 0{,}6640\ R + 73$ mm

Regenmeter op 1,50 m
Rain gauge at 1.50 m

* $\sqrt{\Sigma (x - \bar{x})^2/n}$

TABEL VII. Lysimeters I t/m VIII Groningen, periode 1934 t/m 1939 (5 jaren), zavel, onbebouwd
Sandy loam, bare

Tijdvak *Period*	$\bar{R}$			$\bar{D}$			$\bar{D}$ in % van $\bar{R}$	Constanten orthogonale regressielijn					$\bar{D}$ en $\bar{R} - \bar{D}$ $(= \bar{E})$ als functie van $\bar{R}$
	mm	Spreiding mm*	S_R mm	mm	Spreiding mm	S_D mm		tg α	x_o mm	mm	in % van R	in mm per 24 uur	
Jaar *(year)* (april t/m maart)	743	88	43,9	431	63	31,8	58,0	0,7228	147	312	42,0	0,85	$\bar{D} = 0{,}7228\ R - 106$ mm $\bar{E} = 0{,}2772\ R + 106$ mm
Zomer *(summer)* (april t/m september)	353	58	29,2	93	46	22,9	26,3	0,7775	233	260	73,7	1,42	
april	49	15	7,6	15	10	5,1	31,3	0,6346	16	34	68,7	1,13	
mei	48	8	4,0	9	7	3,3	18,8	0,7711	36	39	81,2	1,26	
juni	60	25	12,4	15	12	6,2	25,0	0,4463	26	45	74,8	1,50	
juli	71	32	16,0	14	14	6,8	19,3	0,4171	37	57	80,7	1,84	
augustus	56	22	10,8	21	17	8,3	37,2	0,7411	28	35	62,9	1,13	
september	69	28	13,8	19	12	6,1	27,2	0,4174	23	50	72,8	1,67	
oktober	86	38	18,8	58	31	15,7	67,5	0,8377	17	28	32,5	0,90	
november	66	17	8,4	45	10	5,1	68,4	0,5471	-16	21	31,6	0,70	
december	65	16	8,0	61	21	10,5	94,2	1,3694	21	4	5,8	0,13	
januari	77	15	7,3	88	23	11,5	114,3	1,5893	22	-11	-14,3	-0,35	
februari	64	30	14,8	59	34	16,9	92,2	1,1494	13	5	7,8	0,18	
maart	33	16	8,2	27	17	8,6	81,8	1,2282	11	6	18,8	0,19	
Winter *(winter)* (oktober t/m maart)	390	73	36,7	338	59	29,7	86,7	0,8085	-39	52	13,3	0,29	

Regenmeter op 1,50 m
Rain gauge at 1.50 m

* $\sqrt{\Sigma (x - \bar{x})^2/n}$

TABEL VIII. Middelbare fout in procenten van neerslag ($\bar{R}$) en drainwater ($\bar{D}$)
Mean error in a percentage of average precipitation ($\bar{R}$) and drainage ($\bar{D}$)

Tijdvak *Period*	Leiduin v. Stirumkanaal		Castricum I		Oudewetering I		Oudewetering II		Oudewetering III		Groningen 18 jr. landbouwgewassen 8 lysimeters*		Groningen 5 jr. braak 8 lysimeters**	
	S_R %	S_D %	S_R %	S_D %	S_R %	S_D %	S_R %	S_D %	S_R %	S_D %	S_R %	S_D %	S_R %	S_D %
Jaar *(year)* april t/m maart)	3,6	4,7	5,7	6,8	4,0	7,4	4,5	8,5	3,7	6,6	3,6	16,3	5,9	7,4
Zomer *(summer)* (april t/m september)	5,1	7,2	6,6	9,2	5,1	8,4	4,3	11,0	3,6	12,4	5,4	19,6	8,3	24,6
april	10,2	14,6	14,9	21,7	7,9	21,7	12,4	27,5	8,1	28,0	9,8	16,7	15,5	34,0
mei	8,5	14,1	12,0	17,0	4,2	40,0	14,3	72,5	6,0	36,0	11,7	21,4	8,3	36,7
juni	12,5	16,9	10,0	12,3	9,6	25,0	10,0	45,0	4,9	30,0	10,5	28,6	20,7	41,3
juli	11,6	14,2	18,0	19,8	15,1	24,8	15,8	41,5	6,7	34,2	9,1	46,7	22,5	48,6
augustus	9,2	10,5	9,6	11,2	10,1	14,8	10,8	16,5	7,2	25,4	8,0	58,0	19,3	39,5
september	10,4	12,6	11,6	14,8	8,3	16,4	10,6	23,3	7,7	19,3	13,3	47,1	20,0	32,1
oktober	13,5	14,0	16,3	18,7	17,9	27,5	20,0	26,7	17,9	27,6	13,0	40,0	21,9	27,1
november	9,5	10,1	14,7	14,1	15,3	19,6	15,3	21,9	15,3	19,0	13,4	29,1	12,7	11,3
december	9,2	9,6	6,4	13,9	7,8	14,3	7,8	13,8	7,8	9,3	12,8	23,9	12,3	17,2
januari	10,0	11,0	13,9	12,7	14,5	16,5	14,5	16,3	14,5	15,6	15,7	23,9	9,5	13,1
februari	12,6	14,8	14,6	16,1	16,8	18,3	16,8	18,6	16,8	18,9	15,2	22,1	23,1	28,6
maart)	12,6	14,4	17,6	16,8	19,5	27,2	19,5	26,1	17,7	30,4	12,4	18,8	24,8	31,9
Winter *(winter)* (oktober t/m maart)	4,3	5,1	6,7	7,6	6,4	9,4	6,6	9,8	6,3	7,6	5,8	16,2	9,4	8,8

**18 years arable crops*
***5 years bare*