

II. HET BODEMWATER IN VERBAND MET DE WATERVOORZIENING VAN DE PLANT

P. K. PEERLKAMP

Landbouwproefstation en Bodemkundig Instituut T.N.O., Groningen

I. INLEIDING

Het wortelstelsel van de plant bevindt zich boven het phreatisch oppervlak. We zullen ons daarom in het navolgende beperken tot de waterhuishouding in de bodem boven dit vlak, dus tot het gebied, waar de bodem in het algemeen niet met water verzadigd is.

Historisch hebben zich min of meer parallel drie methoden van onderzoek naar de waterhuishouding in dit gebied ontwikkeld:

- a. Het karakteriseren van de waterhuishoudkundige eigenschappen van een bodem door één of meer, door een conventionele bepalingswijze vastgelegde vochtigheidstoestanden (maximale waterinhoud, veldcapaciteit, vochtequivalent, verwelkingsgrens, hygroscopeciteit e.d.).
- b. Onderzoek aan de hand van een modelvoorstelling van de bodem.
- c. Onderzoek op basis van een energetische beschouwingwijze van het bodemvocht.

2. CONVENTIONELE VOCHTIGHEIDSTOESTANDEN

Hiervan zijn er in de laatste halve eeuw een zeer groot aantal, vaak onder de minder juiste naam „bodemvochtconstanten” samengevat, door verschillende auteurs ingevoerd. Alleen het vochtequivalent en de verwelkingsgrens worden hier nader besproken, daar ze voor de watervoorziening van de plant een bijzondere betekenis hebben.

Het vochtequivalent werd in 1907 door BRIGGS en MC LANE ingevoerd als het maximale vochtgehalte van een grondmonster, dat door middel van een centrifuge geplaatst is in een gravitatieveld met een versnelling van 1000 g.

BRIGGS en SHANTZ introduceerden in 1912 de verwelkingsgrens. Dit is het vochtgehalte van de bodem, waarbij de vochtopname door de wortels zover achterblijft bij het vochtverlies van de plant door transpiratie, dat een blijvende verwelking van de oudste bladeren optreedt. Als proefplanten worden meestal jonge zonnebloemen (met drie paar bladeren) gebruikt in potten, waarbij de directe verdamping uit de grond (evaporatie) verhinderd wordt. Verwelken de onderste bladeren en herstelt zich dit juist niet door de plant 14–16 uur in een vochtige donkere kamer te plaatsen, dan is het vochtgehalte van de grond in de pot gelijk aan de verwelkingsgrens. Een bepaling van deze grens met andere gewone plantensoorten geeft ongeveer dezelfde waarde.

De verwelkingsgrens wordt ook wel het eerste verwelkingspunt of verwelkingscoëfficiënt genoemd. Treedt een blijvende verwelking van alle bladeren op, dan is het zogenaamde uiterste verwelkingspunt bereikt. Tussen eerste en uiterste verwelkingspunt ligt een gebied van vochtgehalten (verwelkingsgebied), waarvan de breedte met toenemende fijnheid van de grond toeneemt van ongeveer 1 tot ongeveer

6 gew.% vocht. Dit verwelkingsgebied is te beschouwen als het laatste vochtreservoir, dat de plant (tezamen met physiologische middelen als sluiten van de stomata en afstoten van bladeren) door een droogteperiode heen kan helpen.

3. DE WATERHUISHOUDING VAN VERSCHILLENDE BODEMMODELLEN

Naast het pogen om een bodemlaag in waterhuishoudkundig opzicht te karakteriseren door het bepalen van het vochtgehalte bij een conventionele evenwichtstoestand, kwam de wens naar voren verschillende waargenomen verschijnselen bij de vochtverdeling boven het phreatisch oppervlak kwalitatief en kwantitatief te beschrijven. De voornaamste fundamentele fysische wetten over capillaire verschijnselen, die bij dit probleem een rol spelen, waren bekend. De grote moeilijkheid werd echter gevormd door de geometrie van de ruimten, waarin het bodemwater zich bevindt.

Het meest voor de hand liggende bodemmodel was de bundel, onderling gelijke, verticale capillairen. Hiermede was immers het ontstaan van de capillaire zone boven het phreatisch oppervlak te verklaren en ook de hyperbolische afname van de capillaire stijgsnelheid met de tijd klopte globaal met wat men bij het opstijgen van water in een kolom grond vond. Verschillende verschijnselen bleken echter zonder meer niet uit het model te verklaren. De bij zware gronden te verwachten grote stijghoogten werden in werkelijkheid niet gevonden, evenmin als de te verwachten volledige verzadiging van de capillaire zone. Verder bleek de theoretische afname van de stijgsnelheid van water in een zuil grond alleen gedurende de eerste 10 à 15 min. in redelijke overeenstemming met de waargenomen snelheidsverandering te zijn.

Men trachtte deze moeilijkheden te overwinnen door het model te wijzigen en via het model van een bundel verschillend wijde capillairen, die echter elk over hun gehele lengte een constante doorsnede hadden, over te gaan op buizen met een in de lengterichting wisselende doorsnede. Van dit laatste model is het maar een betrekkelijk kleine stap naar dat van de z.g. „ideale grond”, bestaande uit een dichte pakking van bolvormige deeltjes van één grootte, met er tussen een netwerk van tetraëdrische en rhomboëdrische, onderling met elkaar in verbinding staande cellen. Het model van de „ideale grond” werd in 1898 door SLICHTER ingevoerd, maar door hem en door KING alleen gebruikt bij onderzoeken over de grondwaterstroming; bij het probleem der vochtbeweging in een met water verzadigde bodem dus. Het baanbrekende werk ter oplossing van het probleem der waterhuishouding in een onverzadigde bodem met behulp van het model van een „ideale grond” is, na pionierswerk van VERSLUYS (1916), gedaan door HAINES (1927). Hij ging daartoe uit van het bekende feit, dat de druk van een vloeistof met een gebogen oppervlak een andere is dan die van een vloeistof met een vlak oppervlak en van de relatie, die er bestaat tussen deze drukverandering en de beide kromtestralen van het gebogen vloeistofoppervlak. Deze kromtestralen hangen weer af van de straal der bolvormige gronddeeltjes, van het vochtgehalte en van de wijze, waarop het water in het bodemmodel verdeeld is. Het gelukte HAINES op deze basis kwantitatief het proces van de bevochtiging van een „ideale grond” van droog tot verzadigd, en ook omgekeerd de uitdroging, te beschrijven. De druk van het water in een onverzadigde bodem blijkt kleiner te zijn dan die onder een vlakke waterspiegel, dus kleiner dan 1 atm.

Bij uitdroging van een oorspronkelijk met water verzadigde bodem neemt de

onderdruk van het bodemwater toe van nul tot zeer grote waarden (ongeveer 10 000 atm.); bij bevochtiging, uitgaande van de stoofdrome grond vindt het omgekeerde plaats. HAINES toonde verder aan, dat éézelfde onderdruk bij verschillende vochtgehalten van de bodem kan optreden en wel bij hogere of lagere, al naar gelang we met een toestand van uitdroging, dan wel van bevochtiging te maken hebben. Het proces van uitdroging en bevochtiging vertoont dus hysteresis.

4. DE ENERGETISCHE BESCHOUWINGSWIJZE VAN HET BODEMVOCHT

Zoals we boven zagen, heeft HAINES door theoretische beschouwingen aan de hand van een „ideale grond” laten zien, dat het water sterker door de bodem wordt vastgehouden naarmate het vochtgehalte lager is. Als ervaringsfeit was dit reeds lang bekend en het gaf BUCKINGHAM aanleiding tot invoering van zijn „capillaire potentiaal” (1907). Deze grootheid vormt een maat voor de bindingsenergie van het vocht in de bodem en is, absoluut genomen, gelijk aan de energie, die nodig is om de massa-eenheid vocht uit de bodem onder een vlakke vloeistofspiegel te brengen. BUCKINGHAM toonde aan, dat in een toestand van evenwicht de capillaire potentiaal in de bodem gelijk is aan $-gh$, waarbij g de versnelling van de zwaartekracht en h de hoogte boven het phreatisch oppervlak is. De gradiënt van de capillaire potentiaal bepaalt (afgezien van de invloed van de zwaartekracht) de drijvende kracht bij vochttransport in de bodem.

Aan de capillaire potentiaal van BUCKINGHAM werd maar weinig aandacht geschonken, totdat GARDNER in 1920 liet zien, dat deze potentiaal een ruimere betekenis had dan uit de toevoeging „capillaire” zou volgen en een verklaring kon geven voor de betekenis van de verschillende conventionele bodemvochtigheidstoestanden. Omdat de capillaire potentiaal niet uitsluitend door capillaire verschijnselen veroorzaakt behoort te worden, zullen we verder spreken van de *v o c h t p o t e n t i a a l*. Deze wordt meestal niet in energiemaat uitgedrukt, maar in cm water zuigspanning, nodig om vocht aan de bodem te onttrekken. Daar deze zuigspanning echter varieert van 0 tot 10^7 en de grootste veranderingen in het vochtgehalte bij de lage waarden van de onderdruk plaats vinden, is het doorgaans handiger de 10_{10g} van de in cm H_2O gemeten zuigspanning als maat voor de vochtpotentiaal te gebruiken. SCHOFIELD heeft hiervoor in 1925 het symbool pF ingevoerd.

In het laboratorium kan de pF bepaald worden door een bodemonster op een poreuze membraan te plaatsen en de onderdruk te meten, die het water onder de membraan moet hebben om met het bodemvocht in evenwicht te zijn. Het analogon hiervan voor metingen in het veld is de waterspanningsmeter. Beide methoden zijn theoretisch bruikbaar voor $pF < 3$, geven echter doorgaans maar betrouwbare waarden tot pF 2,8.

In het gebied tussen pF 2,8 en 4,3 zijn in het algemeen verschillende methoden voor pF -bepaling mogelijk. In het laboratorium kan water aan het monster onttrokken worden onder overdruk op een membraan (pF 2,8 tot 4,2) of door centrifugeren (pF 2,7 tot 4,0). Ook kan de vriespuntverlaging t bepaald worden, waaruit met een thermodynamisch afgeleide formule (SCHOFIELD, 1935), $pF = \log \frac{Lt}{gT_0}$, de pF bepaald wordt (L = smeltwarmte, T_0 = smelttemperatuur van water onder 1 atm., g = versnelling zwaartekracht). Voor pF -metingen in het veld maakt men in het gebied pF 2,7 tot 4,3 gebruik van z.g. BOUYOUCOS-blokken, d.w.z. blokken

van poreus materiaal (gips, aardewerk), met twee inwendige elektroden die, ingegraven in de bodem, in vochtevenwicht zijn met de omringende grond en waarvan het elektrisch geleidingsvermogen een maat is voor de pF. Ook worden in het gebied pF 2,8–3,6 wel warmtegeleidingsmetingen in de bodem in situ verricht ter bepaling van de pF.

Bij pF-waarden tussen 4,2 en 7,0 moeten dampspanningsbepalingen gedaan worden. Men laat het vochtmonster dan in evenwicht komen met een atmosfeer van een relatieve vochtigheid h . Met de thermodynamisch afgeleide formule (SCHOFIELD, 1935)

$$pF = \log \left(\frac{RT}{Mg} \ln 100/h \right)$$

is uit h de corresponderende pF te berekenen (R = mol. gasconstante, M = mol. gewicht van water, T = absolute temperatuur, g = versnelling van de zwaartekracht).

Bij een stoofdroog monster is de pF 7,0.

5. VOCHTKARAKTERISTIEKEN

Hieronder verstaan we de lijnen, die het verband tussen het vochtgehalte en de pF aangeven. Uit de bestudering van de vocht karakteristieken blijkt het volgende.

- a. De vochtverdeling boven het phreatisch oppervlak is ongeveer een toestand van vocht-evenwicht.
- b. De conventioneel bepaalde vochtigheidstoestanden worden gekarakteriseerd door zekere pF-waarden. Het vochtequivalent komt overeen met pF 2,7, de verwelkingsgrens met pF 4,15.
- c. Ten gevolge van de hysteresis kunnen bij éézelfde pF sterk uiteenlopende vochtgehalten optreden. Daardoor kunnen gedeelten van de bodem, waarvan de vochtgehalten 10 en soms zelfs 30 à 40 vol. % verschillen, met elkaar in vochtevenwicht verkeren. Ook is het mogelijk, dat er vochtbeweging van een plaats van lager vochtgehalte naar een plaats met een hoger vochtgehalte plaats vindt. Het hysteresisverschijnsel maakt het onmogelijk met behulp van waterspanningmeters of Bouyoucos-blokken nauwkeurige metingen van het vochtgehalte in de bodem te doen.
- d. Het beloop van de vocht karakteristiek is in sterke mate afhankelijk van textuur en structuur, zoals door een aantal voorbeelden van verschillende gronden werd toegelicht. Duinzanden verliezen beneden pF2 doorgaans al 80% van het water, dat ze maximaal kunnen bevatten. Aan kleigronden wordt het merendeel van het bodemwater pas boven pF3 onttrokken. Bij humeuze zandgronden is de wateronttrekking doorgaans meer regelmatig verdeeld over het gehele pF-traject van $-\infty$ tot 7. Een bouwvoor van een zandgrond vertoont dikwijls twee geprononceerde pF-waarden, waarbij een sterke wateronttrekking plaats vindt (resp. uit de ruimten tussen en in de aggregaatjes).
- e. Uit de vocht karakteristiek van een bodemlaag volgt hoeveel water die laag voor het gewas beschikbaar kan stellen. De ondergrens van het traject vochtgehalten, waarin voldoende wateropname door de plant mogelijk is, is uiteraard de verwelkingsgrens (pF = 4,15). De bovengrens is minder goed gedefinieerd.

Men neemt hiervoor gewoonlijk het vochtequivalent ($pF = 2,7$), omdat dit het vochtgehalte in de hangwaterzone is, indien geen verdamping plaats vindt (voor $pF > 2,7$ is het watertransport nl. zeer gering). Een paar voorbeelden van hoeveelheden beschikbaar water vindt men in tabel 1.

TABEL 1. Beschikbare waterhoeveelheden in verschillende gronden

Object	Laag	Vochtequivalent (vol. %)	Verwelkingsgrens (vol. %)	Beschikbaar water (vol. %)
Duingrond	5-20 cm	7	5	2
Brab. zandgrond	5-10 cm	23	10	13
Jonge dalgrond	7-12 cm	31	17	14
Rivierklei	1-15 cm	39	24	15
Zeelei:	65-70 cm	48	18	30

TABLE 1. Available quantities of water in various soils

6. DE WATERBEWEGING IN EEN ONVERZADIGDE BODEM

De watervoorziening van de plant is niet alleen een statisch probleem (voldoende water aanwezig binnen het bereik van de wortels), maar heeft ook een belangrijke dynamische zijde (wateraanvoer van elders naar de wortels).

Het onderzoek over de vochtbeweging in een onverzadigde bodem staat echter nog in de kinderschoenen. De grote moeilijkheid is het niet constant zijn van de doorlaatfactor, daar deze van de vochtigheid van de bodem afhangt. Volgens MOORE (1939) is de doorlaatfactor maximaal indien de grond met water verzadigd is; hij neemt bij afnemend vochtgehalte snel af om in de buurt van pF_2 vrijwel nul te worden. In de terminologie van VERSLUYS treedt dan de pendulaire toestand in en is vochttransport alleen maar meer in dampvorm mogelijk. MOORE geeft voor de pF , waarbij het vochttransport in vloeistofvorm nul wordt, de volgende waarden: zand 1,90, fijn zandige leem 1,96, zavel 2,08 en klei 2,15. Andere onderzoekers (o.a. ALWAY en MCDOLE (1917)) vinden waarden, die dichter bij pF_3 komen. In het algemeen kan dus gezegd worden, dat bij het vochtequivalent ($pF = 2,7$) het vloeistoftransport in de bodem nihil wordt, hetgeen in overeenstemming is met het feit, dat de „veldcapaciteit” (VEHMEYER en HENDRICKSON (1931)) doorgaans vrijwel met het vochtequivalent samenvalt. Ook kan hierdoor het langzame doordringen van water in een droge grond in de vorm van een duidelijk waar te nemen „front” verklaard worden.

Over de juiste samenhang tussen de doorlaatfactor en het vochtgehalte bij verschillende gronden is nog vrijwel niets bekend. De meeste onderzoekers hebben zich bezig gehouden met de waterbeweging in grondkolommen, waarvan het ene uiteinde verzadigd en het andere op het vochtequivalent was. Definieren we de doorlaatfactor k ook in een niet verzadigde bodem door de wet van DARCY: $Q/0 = k \text{ grad } (P_v + P_z)$, waarbij Q het debiet door een oppervlak 0 loodrecht op de vochtbeweging, P_v de vocht- en P_z de zwaartekrachtspotentiaal is, dan worden voor k bij vochtgehalten ongeveer midden tussen verzadiging en vochtequivalent waarden gevonden van de orde van grootte van 0,1 à 10 cm per etmaal.

7. DE WATERVOORZIENING VAN DE PLANT DOOR DE BODEM

Bij de bepaling van de voor de planten beschikbare watervoorraad in de bodem staat men voor de vraag over welke laag geïntegreerd moet worden. Men zou hiervoor de doorwortelde laag kunnen nemen, maar vraagt zich dan af of de plant te velde elke zone van deze laag tot de verwelkingsgrens zal kunnen uitputten, zoals dit in de sterk doorwortelde pot bij de experimentele bepaling van de verwelkingsgrens het geval is. Verschillende onderzoekers wijzen er op, dat de plant bodemvocht van hogere pF-waarden dan 4,15 (verwelkingsgrens) kan opnemen, mits wortels of wortelharen met dit water in contact komen. Men moet zich dus voorstellen, dat tot het vochtequivalent wateraanvoer van buiten de rhizosfeer naar de wortel mogelijk is, doch dat bij een verder uitdrogen de plant alleen maar vocht uit de rhizosfeer kan opnemen. Aan de hand van gegevens, door GOEDEWAAGEN bij zijn bewortelingsonderzoek verkregen, is het mogelijk een schatting te maken over de grootte van de rhizosfeer. Voor een bodemzuil van 120 cm hoog en 1 cm² doorsnede vinden we dan b.v. bij een normaal gewas zomertarwe op kleigrond met een bewortelingsdiepte van 120 cm een rhizosfeervolume van 16 cm³. Stellen we het vochtequivalent voor klei op 39 vol. % en veronderstellen we, dat de plant alle water, waarmee de wortels in contact komen, op kan nemen, dan zou de verwelkingsgrens $\frac{104 \cdot 0,39}{120} \cdot 100 = 34$ vol. % worden, terwijl deze grens, op de conventionele

wijze bepaald, 24 vol. % bedraagt. Hoewel de nodige critiek op deze schatting mogelijk is, wijst het resultaat er op, dat men voorzichtig moet zijn om bij de berekening van de beschikbare hoeveelheid water in de bodem zonder meer aan te nemen, dat het gemiddelde vochtgehalte in de doorwortelde laag bij verwelking in het veld gelijk is aan de verwelkingsgrens. Veel gecombineerd bewortelings- en waterhuishoudkundig onderzoek zal nog dienen te geschieden om de hier liggende problemen op te lossen.

Beschouwen we het vraagstuk van de watervoorziening van de plant van een dynamisch standpunt, dan kunnen we ons afvragen of de bodem voldoende snel het voor een sterk transpirerende plant benodigde water kan aanvoeren. Zou een plantwortel het direct aanliggende grondlaagje tot beneden het vochtequivalent leeg zuigen, dan zou hier stationnair een „front” ontstaan, analoog aan dat, wat we bij het doordringen van water in een droge grond zien voortschuiven.

Uit de resultaten van onderzoek van GARDNER en WIDTSOE (1921) over het doordringen van water in droge grond kunnen we afleiden, dat het debiet van de vochtbeweging aan dit front gemiddeld ongeveer 5 mm/dag kan bedragen. Nu doet zich echter direct de vraag voor door welk worteloppervlak de wateropname plaats vindt. Uit waarnemingen over de beworteling door GOEDEWAAGEN is af te leiden, dat b.v. bij zomertarwe met een bewortelingsdiepte van 120 cm het totale worteloppervlak (exclusief wortelharen) in een bodemzuil van 1 cm² doorsnede 22 cm² bedraagt. Het vochttransport in de rhizosfeer laat dus een waterverbruik van het gewas toe van 110 mm/dag, hetgeen veel meer is dan noodzakelijk. De transpiratie wordt dus niet beperkt door het watertransport in de rhizosfeer, maar door de snelheid van aanvoer van buiten de rhizosfeer, b.v. van het grondwater uit. Bij de berekening van laatstgenoemd vochttransport treedt de moeilijkheid van een integratie over alle afstanden van de wortels tot het grondwater op. Denken we daarom de wateropname door het wortelstelsel vervangen door die in een horizontaal vlak op 2/3 van

de grondwaterstand (— maaiveld) boven het phreatisch oppervlak, dan laten zich voor een kleigrond (doorlaatfactor 1 mm/dag) bij verschillende grondwaterstanden de volgende debieten berekenen:

Grondwaterstand (cm — maaiveld)	20	40	60	80	100	120	140	200	250
Mogelijke vochtaanvoer uit grondwater (mm/dag)	38	19	12	10	8	6	5	4	3

Waar onder gunstige omstandigheden transpiraties van 6 mm per dag kunnen voorkomen, zou uit bovenstaande cijfers blijken, dat bij een grondwaterstand van ongeveer 150 cm — maaiveld de voorziening van de plant met grondwater onvoldoende begint te worden in perioden van sterke transpiratie. De wortels, welke het diepst gaan, zullen dan voor een deel de watervoorziening, van het grondwater uit, eerst nog in stand kunnen houden. Doorgaans is de zijdelingse infiltratie echter niet voldoende en daalt het phreatisch oppervlak zodanig, dat de plant verder op het beschikbare hangwater is aangewezen.

DISCUSSIE

Ir P. DELVER: Het verwelkingspunt is een levende karakteristiek van de vochttoestand van de grond, omdat hierin het reageren van de plant op een bepaalde vochttoestand tot uiting komt. In hoeverre acht U een invloed van de voedingstoestand van de plant zelf aanwezig op de ligging van het verwelkingspunt?

ANTWOORD: Uit de literatuur is mij hierover niets bekend.

Prof. Dr H. L. VAN DE SANDE BAKHUYZEN: Ook mij is over een invloed van de voedingstoestand van de plant op de verwelkingscoëfficiënt niets bekend. Wel weet men, dat de snelheid, waarmede de permanente verwelking bereikt wordt, van belang is. Deze snelheid mag niet te groot zijn. De verwelkingscoëfficiënt is bij alle planten ongeveer gelijk omdat deze, in atmosferen uitgedrukt, gelijk is aan de maximum zuigkracht, d.i. de osmotische concentratie in de wortels in atmosferen, nl. ongeveer 10 atmosfeer.

Drs G. MAKKINK: Het is wel bekend, dat als de transpiratie te snel verloopt het verwelkingspunt eerder bereikt wordt dan wanneer de verdamping minder snel verloopt.

Prof. Ir J. W. THIERRY: Indien men bij bevochtiging op een bepaalde pF blijft staan, komt dan het vochtgehalte na enige tijd weer op dat van de uitdrogingskromme?

ANTWOORD: Dit gebeurt alleen indien op de één of andere wijze (b.v. door verdamping) vocht aan de bodem onttrokken wordt. Elk punt tussen de bevochtigings- en uitdrogingskarakteristiek geeft een evenwichtstoestand weer.

Ir P. DE GRUYTER: Mag uit de voordracht worden afgeleid, dat de verdamping van onbebouwde grond vrijwel uitsluitend plaats heeft direct en na enige tijd na een regenbui. Dit is hem uit eenvoudige proeven gebleken.

ANTWOORD: Als er na de regenbui voldoende tijd is geweest voor het instellen van een evenwicht, is dit inderdaad het geval. Als het bovenste laagje uitgedroogd is tot het vochtequivalent, dan vindt er geen transport meer plaats.

Drs P. BRUIN: merkt hierbij nog op, dat Ir MASCHHAUPT gevonden heeft, dat de grondwaterstand geen invloed heeft op de verdamping.

Dr Ir F. W. G. PIJLS: Kunnen de opvattingen, waartoe men gekomen is over de dikte van de kleilaag in verband met landaanwinning achteraf bevestigd worden door Dr PEERLKAMP met behulp van zijn opvattingen en zijn theorieën over waterstroming in de grond bij verschillende pF-waarden? Men is tot bepaalde opvattingen over de dikte van de kleilaag gekomen op grond van z.g. empirisch onderzoek.

ANTWOORD: Ondanks het feit, dat in verschillende onderdelen door gebrek aan betrouwbare kwantitatieve gegevens met schattingen gewerkt moest worden, is het gelukt uit de vochtthuishouding in een kleilaag op zand, de dikte te berekenen, welke deze

laag moet hebben om verdroging van het gewas te voorkomen (zie desbetreffend rapport aan de Commissie Onderzoek Landaanwinning T.N.O.). Het resultaat was in redelijke overeenstemming met de empirisch gevonden waarden. De methode opent perspectieven, maar er zal nog een aantal leemten in onze fundamentele kennis over verdamping en beworteling opgevuld moeten worden.

Ir C. BOSMAN: Is het mogelijk om uit het verloop van de vocht karakteristiek iets te zeggen over de fractie-verdeling van de gronden?

ANTWOORD: Dit zou voor zandgronden misschien wel kunnen, maar toch spelen hierbij ook andere factoren als de pakkingsdichtheid, aggregatie e.a. een rol, die de verkregen resultaten onbetrouwbaar zouden kunnen maken.

Dr L. J. L. DEIJ: Wordt het gebruik van de waterspanningsmeter als grondvochtmeter door U volledig veroordeeld? Kan men betere resultaten verwachten met poreuze blokken?

ANTWOORD: In verband met de hysteresis kan de waterspanningsmeter alleen voor zeer globale bepalingen van het vochtgehalte gebruikt worden. Hetzelfde kan gezegd worden van de Bouyoucos-blokken, daar de hysteresis een eigenschap van de grond is. Voor het bepalen van vochtgehalten ten behoeve van vocht huishoudingsbalansen zijn beide methoden onvoldoende nauwkeurig.