297 E 24

OVER DE INVLOED VAN GRONDBEWERKING OP HET TRANSPORT VAN WARMTE, LUCHT EN WATER IN DE GROND

ON THE INFLUENCE OF TILLAGE ON CONDUCTION OF HEAT, DIFFUSION OF AIR AND INFILTRATION OF WATER IN SOIL

R. H. A. VAN DUIN

297
E
24

Dit proefschrift met stellingen van

ROELOF HENRI ANTHONIUS VAN DUIN,

landbouwkundig ingenieur,
geboren te Beverwijk, 2 november 1925,
is goedgekeurd door de promotor

DR. W. R. VAN WIJK,

hoogleraar in de natuurkunde,
meteorologie en klimatologie.

De Rector Magnificus
der Landbouwhogeschool,

J. H. BECKING

Wageningen, 12 mei 1956

OVER DE INVLOED VAN GRONDBEWERKING OP HET TRANSPORT VAN WARMTE, LUCHT EN WATER IN DE GROND

ON THE INFLUENCE OF TILLAGE ON CONDUCTION OF HEAT, DIFFUSION OF AIR AND INFILTRATION OF WATER IN SOIL

PROEFSCHRIFT

TER VERKRIJGING VAN DE GRAAD
VAN DOCTOR IN DE LANDBOUWKUNDE
OP GEZAG VAN DE RECTOR MAGNIFICUS DR. J. H. BECKING,
HOOGLERAAR IN DE HOUTMEETKUNDE, DE BOSBEDRIJFSECONOMIE
DE BOSBEDRIJFSREGELING EN DE HOUTTEELT EN BOSBESCHERMING IN DE TROPEN,
TE VERDEDIGEN TEGEN DE BEDENKINGEN
VAN EEN COMMISSIE UIT DE SENAAT
VAN DE LANDBOUWHOGESCHOOL TE WAGENINGEN
OP DONDERDAG, 5 JULI 1956 TE 14 UUR

DOOR

ROELOF HENRI ANTHONIUS VAN DUIN

STAATSDRUKKERIJ UITGEVERIJBEDRIJF
1956

Aan de nagedachtenis van mijn oudste broer

WOORD VOORAF

Ik stel het op prijs om op deze plaats mijn dank te betuigen aan allen die aan mijn vorming tot landbouwkundige, en aan het tot stand komen van dit proefschrift hebben bijgedragen.

Hooggeleerde VAN WIJK, hooggeachte promotor, het initiatief tot dit onderzoek, dat ik onder Uw leiding heb mogen verrichten, is door U genomen. Uw critische opmerkingen hebben in belangrijke mate bijgedragen tot deze studie. Voor het zeer vele dat ik van U heb mogen leren ben ik U veel dank verschuldigd.

Hooggeleerde HELLINGA, Uw colleges en Uw liefde voor de cultuurtechniek zijn voor mijn vorming tot cultuurtechnisch ingenieur van grote waarde geweest.

Zeergeleerde DE VRIES, ik beschouw het als een voorrecht dat ik door U in het onderzoek ben ingeleid. Uw hulp bij het onderzoek en de gesprekken en samenwerking met U heb ik steeds op hoge prijs gesteld.

Aan de omgang en de samenwerking met U, medewerkers van het laboratorium voor Natuur- en Weerkunde, denk ik graag terug.

Mijn dank gaat ook uit naar de Heer M. LOOIJEN en het overige personeel van de werkplaats voor hun prettige medewerking bij het experimentele onderzoek, naar de Heer CHR. F. KLEISS voor de verzorging van het tekenwerk, en naar Mej. C. W. PITLO en Mej. E. A. TAKKEN voor het persklaar maken van het manuscript.

Voorts ben ik de „Economic Cooperation Administration" erkentelijk voor de financiering van het onderzoek en de redactie van de Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen voor de bereidwilligheid deze studie in de Verslagen op te nemen.

NN08201, 210

STELLINGEN

I

Bij het bepalen van het vochtgehalte van de grond in situ heeft de methodiek die gebaseerd is op de niet-stationaire meting van het warmtegeleidingsvermogen als voordeel boven enige gebruikelijke methodieken de geringe traagheid, en als nadeel dat de volumefractie vaste delen nauwkeurig bekend moet zijn. Dit laatste kan in situ het beste bepaald worden door metingen in verzadigde toestand van de grond.

(R.H.A. van Duin en D.A. de Vries, Neth. J. Agr. Sci. 2 (1954) 168–175)

II

De mate van indroging van irreversibel indrogende veengronden kan worden aangegeven door de verandering van de vochtkarakteristiek.

III

Het verdient aanbeveling om de overzichten van het K.N.M.I. uit te breiden met een opgave van de potentiële verdamping en met de waarschijnlijkheid van het optreden van watertekorten als gevolg van uitputting van de bodemvoorraad.

IV

De waterbehoefte van een gewas tijdens de groeiperiode kan worden aangegeven door een functie van de potentiële verdamping.

(R.H.A. van Duin en D.W. Scholte Ubing, Landbouwk. Tijdschr. 67 (1955) 795–802)

V

Bij het berekenen van sloten is de onzekerheid groter door de keus van de wandruwheidscoëfficiënt dan door de keus van de c-formule.

VI

Door de traagheid waarmee de grondwaterstand reageert op een verandering van de slootwaterstand is het in Nederland in het algemeen voldoende om het stuwpeil aan te passen aan het gemiddelde jaarlijkse weersverloop.

VII

Tegen de door Mohrmann en Stolp gegeven beschouwing over de invloed van het oppompen van water voor beregening op de watervoorziening van niet-beregende bedrijven zijn ernstige bezwaren in te brengen.

J.C.J. Mohrmann en D.W. Stolp, Meded. Dir. v. d. Tuinb. 16 (1953) 797–810).

VIII

De door van Bavel gegeven vergelijkingen voor de partiële gasdruk in gelaagde grond zijn onjuist.

(C.H.M. van Bavel, Soil Sci. 72 (1950) 33–46)

Proefschrift R.H.A. van Duin
Wageningen 1956

IX

In gebieden met een moessonklimaat kan bij overgang van de natte naar de droge tijd water geconserveerd worden in gronden zonder ondergrondse afvoer door te ploegen als het vochtgehalte nog boven veldcapaciteit is.

(C. T. DE WIT, Agr. Res. Inst., Gyogon, Insein P.O., Rep. 12 (1956) II)

X

In gebieden met een droog en warm klimaat is diep losmaken van de grond in het algemeen niet gewenst. Dit geldt ook voor de najaarsbewerking bij verbouw van wintergewassen in gebieden met strenge, droge winters, doch niet in gebieden met zachte, vochtige winters.

(Dit proefschrift)

XI

Het verdient aanbeveling om de in dit proefschrift beschreven methodiek van onderzoek toe te passen op enkele cultuurtechnische problemen.

INHOUD[1]

Blz.

I. INLEIDING 1

II. DE STRUCTURELE EIGENSCHAPPEN VAN DE GROND 4

1. De structuur 4
2. De stabiliteit van de structuur 7
3. De invloed van het bewerken van de grond op het waterhoudend vermogen 10

III. DE WARMTEHUISHOUDING VAN DE GROND EN DE AANGRENZENDE LUCHTLAAG 13

1. De energiebalans aan het aardoppervlak 13
2. De thermische eigenschappen van de grond 17
3. De thermische eigenschappen van de lucht 21
4. Het temperatuurverloop nabij het aardoppervlak als de grond homogeen is 22
5. De invloed van een losse bovenlaag op het temperatuurverloop nabij aardoppervlak 27
6. Conclusies 40

IV. DE AËRATIE VAN DE GROND 42

1. Inleiding 42
2. De activiteit van de grond 42
3. De diffusiecoëfficiënt van grond 44
4. De partiële gasdruk in homogene grond 48
5. De partiële gasdruk in gelaagde grond als de bovenlaag niet actief is . 49
6. De partiële gasdruk in homogene en gelaagde grond waarin de activiteit afneemt met de diepte 51
7. Conclusies 53

V. DE INFILTRATIE VAN WATER IN DE GROND 55

1. De hydrologische eigenschappen van de grond 55
2. Het binnendringen van water in homogene grond 58
3. Het binnendringen van water in gelaagde grond 65
4. Neerslag en neerslagoverschot 68
5. Conclusies 72

ABSTRACT 73

SYMBOLEN 76

LITERATUUR 79

[1] Dit proefschrift verschijnt tevens als No. 62.7 in de reeks Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen.

I. INLEIDING

Grondbewerking omvat de werkzaamheden die ten doel hebben de omstandigheden voor de ontwikkeling van het gewas te verbeteren, waarbij over een bepaalde diepte de rangschikking der bodemdeeltjes wordt gewijzigd. Deze omstandigheden hebben betrekking op de voorziening met water, lucht en meststoffen, en op de factoren die invloed hebben op de opname hiervan, onder uitsluiting van de concurrentie van onkruiden bij deze opname en bij de bovengrondse ontwikkeling (standruimte). In tegenstelling tot cultuurtechnische maatregelen is het effect van het bewerken van de grond in het algemeen slechts van korte duur, en wordt een bepaalde bewerking dan ook dikwijls binnen één of enkele jaren herhaald.

De rangschikking der bodemdeeltjes (de structuur van de grond) is bepalend voor het poriënvolume en de poriënverdeling, waarmee de lucht-, water- en warmtehuishouding en de mechanische eigenschappen van de grond nauw samenhangen. Het bewerken van de grond is dientengevolge van invloed op de samenstelling van de bodemlucht, op het vochtgehalte, de temperatuur en de draagkracht van de grond, en op de weerstand die de wortels bij het binnendringen in de grond ondervinden. Voorts is de bewerking van betekenis voor de onkruidbestrijding, voor het onderbrengen van mest en stoppel, en voor de vermenging hiervan met de grond.

Ondanks vele en dikwijls langdurige proeven heerst er nog steeds geen eenstemmigheid omtrent de bewerkingsmethoden waarvan onder bepaalde omstandigheden een maximaal effect verwacht kan worden. Sommige onderzoekers achten alleen de onkruidbestrijding van betekenis, waartoe met een ondiepe bewerking volstaan kan worden, nl. ca. 10 cm. Vele anderen kennen ook aan de wijziging van de fysische eigenschappen van de grond grote betekenis toe. Hierbij worden dan in het bijzonder hoge eisen gesteld aan het zaad- en wortelbed, dat voldoende diep moet zijn en een goede structuur moet hebben, waarvoor dan bepaalde eisen gesteld worden betreffende aggregaatgrootte, poriënvolume, homogeniteit, aansluiting met de ondergrond e.d.

Uit een literatuurstudie[1], die de schrijver heeft verricht omtrent de invloed van de grondbewerking op de ontwikkeling en opbrengst van het gewas, zijn de volgende conclusies verkregen:

1. De onkruidbestrijding is van grote betekenis; hierbij is vooral de ploeg, welke de grond afsnijdt en keert, zeer effectief.
2. De kieming van zomergewassen wordt in het algemeen gestimuleerd door een diep en los zaadbed, terwijl daarentegen de kieming en voorjaarsgroei van wintergewassen hierdoor vaker vertraagd wordt dan bevorderd. Bij de oogst blijken deze verschillen echter niet meer waarneembaar te zijn.
3. De kans op vorstschade is groter naarmate het zaadbed dieper en losser is.
4. De eisen, die door verschillende onderzoekers worden gesteld aan het met lucht gevulde poriënvolume voor een goede aëratie, variëren sterk, nl. tussen ca. 10 en 30 volumeprocenten nabij het oppervlak. Hiertoe moet kleigrond in het algemeen intensiever bewerkt worden dan zandgrond. De eisen voor een goede aëratie zijn niet voor alle gewassen gelijk; aardappelen en suikerbieten b.v. stellen hogere eisen dan granen. Op slecht doorlatende gronden worden in jaren met veel neerslag

[1] Verschijnt elders.

tijdens de eerste groeiperiode veelal betere resultaten verkregen met een diep zaadbed.

Daar de opbrengst en de invloed van de grondbewerking op de opbrengst samenhangen met het weersverloop tijdens het groeiseizoen, de eigenschappen van de grond, de meststofvoorziening en de aard van het gewas, worden bij grondbewerkingsproeven plaatselijk en jaarlijks zeer wisselende resultaten verkregen. Om een duidelijk inzicht te verkrijgen in het grondbewerkingsvraagstuk is het gewenst dat verschillende aspecten duidelijk worden onderscheiden en afzonderlijk onderzocht, t.w.:

1. De invloed welke de door het bewerken van de grond te variëren milieufactoren, zoals vochtgehalte, temperatuur en samenstelling van de bodemlucht, op de ontwikkeling en de opbrengst van het gewas hebben.
2. De invloed van structuurverschillen op deze milieufactoren.
3. De wijze waarop de voor een bepaald gewas en onder bepaalde omstandigheden meest gewenste structuur kan worden verkregen en behouden.

Omtrent punt 1 is het inzicht nog zeer onvolledig; onderzoek hierover zal onder goed geconditioneerde omstandigheden dienen te geschieden, waarvoor het laboratorium het aangewezen werkterrein is. De invloed van de structuur op bovengenoemde milieufactoren (punt 2) kan voor een belangrijk deel worden berekend, waartoe in dit proefschrift een bijdrage wordt geleverd. Hierbij worden de volgende aspecten behandeld:

a. Het waterhoudend vermogen van de grond (Hoofdstuk II).
b. De warmtehuishouding van de grond en van de aangrenzende luchtlaag, en de verdamping van onbegroeide grond (Hoofdstuk III).
c. De samenstelling van de bodemlucht (Hoofdstuk IV).
d. De infiltratie van water in de grond (Hoofdstuk V).

Daar de warmtehuishouding samenhangt met de energiebalans aan het aardoppervlak, de samenstelling van de bodemlucht met de opname en de produktie van gassen door levende organismen, en de opname en afvoer van neerslag met de in een bepaald tijdverloop te verwachten hoeveelheid neerslag, worden deze aspecten eveneens, zij het summier, behandeld.

De stabiliteit van de structuur (punt 3) kan o.a. bevorderd worden door toevoer van organische stof en door gebruik van zg. structuurregelaars. Bij dit onderzoek kunnen veldproeven een belangrijke rol spelen. Voorzover hierbij de stand of de opbrengst van het gewas in het onderzoek wordt betrokken, verdient het gebruik van structuurregelaars de voorkeur boven het gebruik van organische stof, die tevens voedingsstoffen bevat.

Bij de in dit proefschrift gegeven kwantitatieve behandeling van de invloed van de grondbewerking op de water-, warmte- en luchthuishouding worden steeds de volgende punten onderscheiden:

1. De invloed van het poriënvolume op de fysische eigenschappen van de grond, zoals de doorlatendheid, het warmtegeleidingsvermogen, de diffusiecoëfficiënt enz.
2. Het transport van water, warmte en lucht in homogene grond.
3. De invloed van de grondbewerking op dit transport als gevolg van de verandering van het poriënvolume over een bepaalde diepte.

Als uitgangspunt bij de kwantitatieve behandeling is steeds verondersteld, dat de betreffende fysische eigenschappen in onbewerkte grond niet, en in bewerkte grond laagsgewijze veranderen met de diepte. Hierbij zijn twee lagen onderscheiden, nl. een bewerkte bovenlaag en de onbewerkte ondergrond, en in een enkel geval drie lagen. Dit is uiteraard een vereenvoudigd model van hetgeen bij grondbewerking plaats vindt. Een betere benadering wordt verkregen door b.v. meer lagen, of een exponentiële verandering van de fysische eigenschappen met de diepte in te voeren, doch ook met het vereenvoudigde model wordt reeds een goed inzicht verkregen omtrent de invloed van het bewerken van de grond op het transport van water, warmte en lucht. Veelal kan hierbij ook de onbewerkte grond niet als homogeen beschouwd worden en is hiervoor eveneens een bepaalde verandering van de fysische eigenschappen met de diepte ingezet.

Er is voorts verondersteld dat de fysische eigenschappen van de grond constant zijn in de tijd. Dit is alleen juist, als de duur van de beschouwde processen kort is in vergelijking met de snelheid waarmee deze eigenschappen veranderen, zoals bij bepaalde cultuurtechnische maatregelen, b.v. het opbrengen van een zanddek op veen. Voorzover hieraan niet voldaan wordt is gerekend met de gemiddelde eigenschappen van de grond tijdens het beschouwde proces.

Door bij de berekening de eigenschappen van de grond in te zetten die deze direct na een bewerking heeft, wordt de limiet bepaald van wat door grondbewerking kan worden verkregen. Deze limietwaarde wordt dichter benaderd naarmate de bewerking die dit resultaat tot gevolg heeft vaker herhaald wordt en de structuur van de bewerkte grond stabieler is.

II. DE STRUCTURELE EIGENSCHAPPEN VAN DE GROND

1. De structuur

SCHUYLENBORGH (146) maakt onderscheid tussen de actuele structuur, waaronder hij de rangschikking der bodemdeeltjes verstaat, en de intrinsieke structuur of structuurcapaciteit, die de vaste kenmerken van de grond t.o.v. het structuurcomplex weergeeft. Hierbij is de actuele structuur een variabele, direct meetbare grootheid, terwijl de intrinsieke structuur niet direct meetbaar is, maar een functie van de constante grootheden van de grond, zoals het klei-, zand- en humusgehalte en de vorm der deeltjes. Met deze grootheden hangen het poriënvolume en de vorm en grootte der poriën nauw samen.

De actuele structuur deelt SCHUYLENBORGH (146, 147) naar de opeenvolgende toestanden van aggregatie als volgt in:

1. Vlokstructuur, d.w.z. de opbouw van vlokken door coagulatie van een grondsuspensie. Deze vlokken kunnen zowel compact als los zijn, terwijl de zeer nauwe poriën met water gevuld zijn.

2. Micro- of aggregaatstructuur, d.w.z. de opbouw van aggregaten uit primaire deeltjes of vlokken. Deze structuurvorm is te onderscheiden in:

   a. Kruimelstructuur, waarbij de aggregaten geen bepaalde vorm en afmeting hebben, de poriën groot zijn, de grond fluweelachtig aanvoelt en gemakkelijk te bewerken is, en de opname van water zeer snel verloopt.
   b. Kluitstructuur; in dit geval hebben de aggregaten, die zeer groot kunnen zijn, een bepaalde vorm, b.v. noot-, kubus- of plaatvormig, terwijl de poriën zeer nauw zijn of geheel ontbreken.

3. Macro- of interaggregaatstructuur, waaronder de onderlinge rangschikking der aggregaten verstaan wordt. Bij een enkelvoudige of korrelstructuur is de grond direct opgebouwd uit primaire deeltjes. In het hypothetische geval van een grond bestaande uit bolvormige korrels van gelijke diameter is het poriënvolume onafhankelijk van hun diameter, en varieert de volumefractie poriën[1] tussen 0,25 bij een enkelvoudige structuur en dichte pakking der korrels, en 0,72 bij een samengestelde structuur en open pakking van korrels en aggregaten.

Hoewel de bodemdeeltjes veelal zeer onregelmatig van vorm en afmeting zijn, wordt het gehele traject van de voor dit hypothetische geval berekende waarden van X_p in de grond aangetroffen. Als de poriën gedeeltelijk gevuld zijn met kleinere korrels is het poriënvolume aanzienlijk geringer. Dit is b.v. het geval bij keileem, dat hierdoor vrijwel ondoorlatend is (77).

Ter karakterisering van de actuele structuur bepaalt men o.a. de aggregaatverdeling, het poriënvolume en de poriënverdeling of de snelheid van wateropname.

[1] De verhouding tussen de verschillende componenten van de grond wordt uitgedrukt in volumefracties van het totaal grondvolume, zodat $X_v + X_p = X_v + X_w + X_l = 1$, waarbij de indexen v, p, w en l resp. betrekking hebben op vaste delen, poriën, water en lucht.

Het poriënvolume van een grond, X_p, volgt direct uit het gewicht van 1 cm³ grond in gedroogde toestand (volumegewicht) en het soortelijk gewicht, nl.:

$$X_p = 1 - X_v = 1 - \frac{\text{volume gewicht}}{\text{soortelijk gewicht}} \tag{2.1}$$

De poriënverdeling kan bepaald worden door middel van de zg. afzuigmethode (50), waarbij de zuigspanning, P, van de grootste nog met water gevulde poriën volgt uit:

$$P = \sigma \frac{U}{F} \tag{2.2}$$

$P = \rho g h$ is de zuigspanning (in $\text{gcm}^{-1}\ \text{sec}^{-2}$). Hierbij is ρ de dichtheid (in gcm^{-3}), $g = 0{,}98 \cdot 10^3$ de versnelling van de zwaartekracht (in cm sec^{-2}) en h de hoogte van de vloeistofkolom die in evenwicht is met de onderdruk van het bodemvocht in het grondmonster (in cm). σ is de oppervlaktespanning (in g sec^{-2}); bij 18°C is $\sigma = 73$. $\frac{U}{F}$ is de verhouding tussen de omtrek (in cm) en het oppervlak (in cm²) van de betreffende poriën. In cilindrische capillairen (met diameter d) is dit quotiënt minimaal, nl. $\frac{4}{d}$. Als d wordt uitgedrukt in cm geldt in dit geval:

$$h = \frac{\sigma}{g\rho} \cdot \frac{4}{d}, \text{ of: } d = \frac{0{,}30}{h} \tag{2.3}$$

Als de poriënverdeling in de grond met vergelijking 2.3 berekend is wordt de uitdrukking equivalentdiameter gebruikt. Indien wordt uitgegaan van bolvormige deeltjes van gelijke diameter geldt voor de equivalentdiameter (50, 114):

$$d \approx \frac{0{,}6}{h} \tag{2.4}$$

SCHOFIELD (145) voerde de pF-waarde in, zijnde de logaritme van de zuigspanning in cm water. Veelal beperkt men zich tot een onderscheiding tussen kleine, zg. capillaire poriën en grotere, niet-capillaire poriën met behulp van een conventionele bepalingsmethode. KOPECKI (92) verzadigt hiertoe een grondmonster met water en laat dit 24 uur uitlekken. De hoeveelheid water die de grond dan nog bevat, de zg. watercapaciteit, geeft het capillair poriënvolume weer, de rest der poriën het niet-capillair poriënvolume. BAVER (9) neemt als grens tussen capillaire en niet-capillaire poriën het punt op de vochtkarakteristiek waar deze een duidelijke knik vertoont.

Meestal echter wordt een bepaalde poriën-diameter, b.v. 50 μ (10), of een bepaalde zuigspanning als grens aangenomen, b.v. pF 1,7 („Aeration Porosity Limit"), hetwelk correspondeert met een zuigspanning van 50 cm en volgens verg. 2.3 met een equivalentdiameter van 60 μ (51). Bestaat de grond uit bolvormige deeltjes of aggregaten van gelijke diameter D, dan geldt voor de maximale diameter waarbij de poriën bij een zuigspanning van 50 cm nog met water gevuld zijn bij open pakking: $D = 14.6\ \sigma/50\rho g = 0{,}022$ cm en bij dichte pakking: $D = 39.2\ \sigma/50\ \rho g = 0{,}059$ cm. Bij open pakking is het niet-capillair poriënvolume dus nihil als deze deeltjes of aggregaten kleiner zijn dan ca. 0,2 mm en bij dichte pakking als deze kleiner zijn dan ca. 0,6 mm. Zijn de deeltjes of aggregaten groter, dan is een deel der poriën met lucht gevuld en bevindt het resterende water zich rond de contactpunten en (bij een samengestelde

FIG. 1. Invloed van de aggregaatdiameter, D (mm), op het poriënvolume, X_p, en de verdeling in capillaire poriën, X_c, en niet-capillaire poriën, X_{nc}, volgens DOJARENKO (96)

FIG. 2. Invloed van de structuur op de wateropname (146)

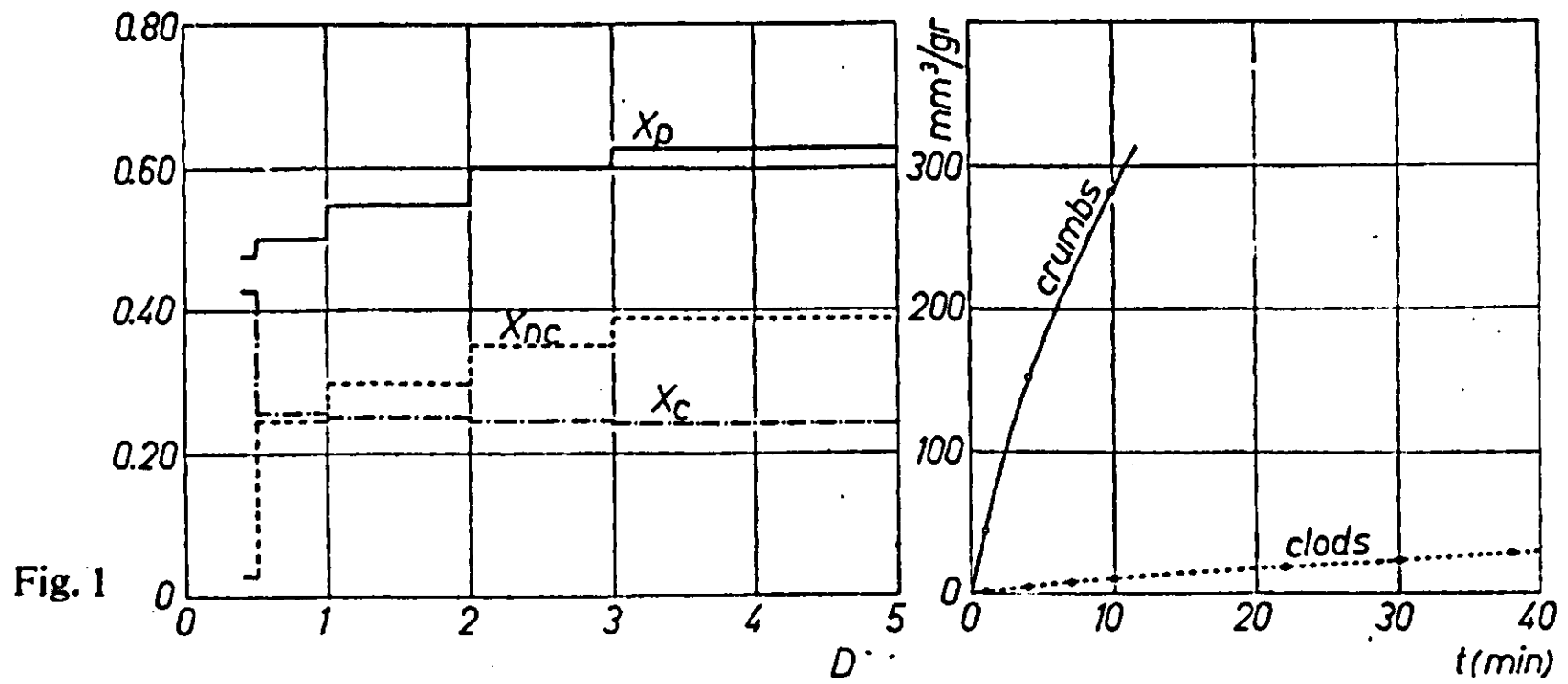


Fig. 1 Fig. 2

FIG. 1. *Influence of the diameter of the aggregates, D (mm), on the volume fractions of pores, X_p, capillary pores, X_c, and non-capillary pores, X_{nc}, according to observations by Dojarenko (96)*

FIG. 2. *Influence of structure on the intake rate of water (146)*

FIG. 3. Vochtkarakteristieken en poriënverdelingen van een rivierklei met kruimel- en met kluitstructuur. De gegevens zijn ontleend aan SCHUYLENBORGH (146).

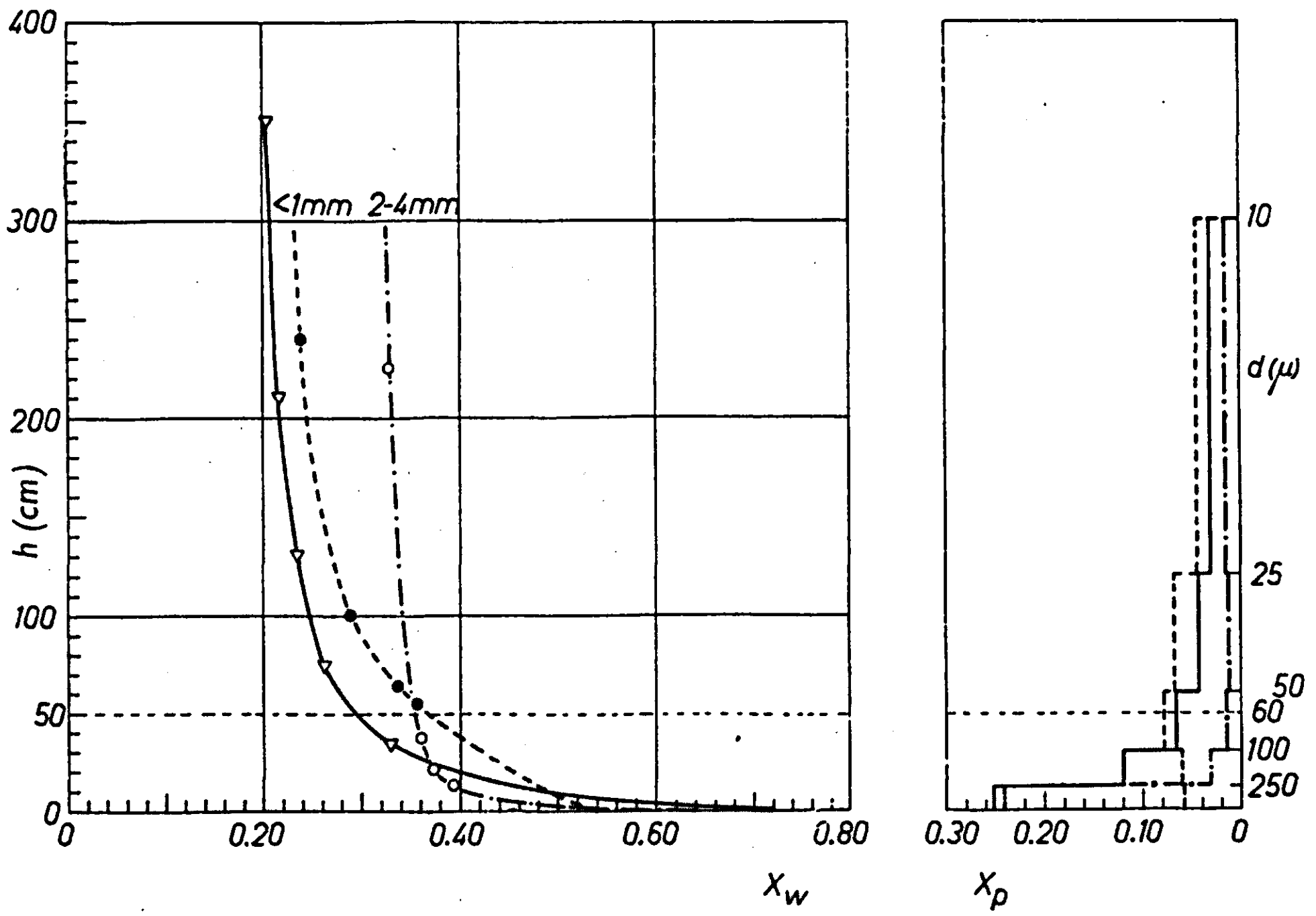


FIG. 3. *Influence of structure on the moisture curves and pore-size distributions.* (▽——▽, *crumbs*; ●– – –● *and* ○—·—·—○, *clods*). *The data are taken from* SCHUYLENBORGH (*146*).

structuur) in de aggregaten. De invloed van de diameter der aggregaten op de verdeling in capillaire en niet-capillaire poriën blijkt duidelijk uit fig. 1, die is samengesteld met behulp van gegevens van DOJARENKO (96). Fig. 3, welke is samengesteld met behulp van gegevens van SCHUYLENBORGH (146, p. 77), geeft de vochtkarakteristieken weer van een rivierklei met kruimelstructuur en van 2 zeeffracties met kluitstructuur. De met de zuigspanning corresponderende poriënverdelingen, welke zijn berekend met verg. 2.3, zijn weergegeven op de rechteras van de figuur. Bij de grove zeeffractie (2–4 mm) is een abrupte overgang van de grote poriën tussen de aggregaten naar de kleinere poriën in de aggregaten, terwijl de kruimelstructuur de meest gelijkmatige verdeling tussen grote en kleine poriën heeft. Het totaal poriënvolume bij de kruimelstructuur en de grove en fijne zeeffractie is resp. 0,72, 0,64 en 0,54 en het niet-capillair poriënvolume 0,43, 0,29 en 0,17.

De veldcapaciteit („Field capacity") heeft betrekking op het waterhoudend vermogen van de grond in natuurlijke ligging. VEIHMEYER en HENDRIKCSON (170) definiëren de veldcapaciteit als: „The amount of water held in the soil after excess water has drained away, and the rate of downward movement of water has materially decreased, which usually takes place within two or three days after rain or irrigation in pervious soils of uniform structure and texture". In feite heeft de veldcapaciteit dus geen betrekking op het vochtgehalte op een bepaalde diepte, en geeft deze geen evenwichtstoestand aan (104). Voorts wordt hierbij verondersteld dat het grondwaterniveau zich zo diep bevindt, dat het geen invloed heeft op de vochtverdeling in de bovenlaag van de grond; een slecht doorlatende laag in het profiel kan echter grote invloed hebben.

Ook de snelheid van wateropname wordt wel gebruikt om de structuur te karakteriseren (76, 87, 146, 163). Zoals b.v. blijkt uit fig. 2 is de stijgsnelheid zeer veel groter in de grond met kruimelstructuur dan in die met een compacte kluitstructuur.

2. DE STABILITEIT VAN DE STRUCTUUR

De stabiliteit van de structuur geeft aan in hoeverre deze tegen desintegrerende krachten bestand is. De stabiliteit wordt b.v. bepaald met behulp van vallende waterdruppels (173) of met de zg. natte aggregaatanalyse, waarbij de grond gedurende een bepaalde tijd onder water gezeefd wordt (169). Ook de bepaling van het poriënvolume van de grond in natuurlijke ligging op verschillende tijdstippen geeft een beeld van de stabiliteit.

De interaggregaatstructuur wordt beïnvloed door de vorst, de flora en fauna en de bewerking, waarbij vergroting van het poriënvolume samengaat met afname van de stabiliteit, behalve bij de plantengroei, welke voor de interaggregaatstructuur dus van bijzondere betekenis is (146).

De stabiliteit van de interaggregaatstructuur, welke bepaald wordt door de vorm en de grootte van de aggregaten en door het vochtgehalte, is volgens SCHUYLENBORGH (146) het grootst als de aggregaten klein zijn en onregelmatig van vorm.

Het zettingsproces verloopt het snelst gedurende de eerstvolgende dagen na de bewerking en tijdens natte perioden. Tengevolge van de geringe stabiliteit van de door bewerking verkregen interaggregaatstructuur spreekt men ook wel van wankelstructuur (39). Dit zettingsproces blijkt duidelijk uit fig. 4, die ontleend is aan waarnemingen van VON NITZSCH (118), en uit fig. 5, waarop ook tabel 6 betrekking heeft.

FIG. 4. Afname van het poriënvolume in de loop van het jaar (118)

FIG. 5. Verandering van het poriënvolume (—) en de verdeling in capillaire (·—·–) en niet-capillaire (----) poriën in de loop van het jaar, volgens waarnemingen van NEKRASSOV (96). De pijltjes geven aan dat op die dag geploegd is.

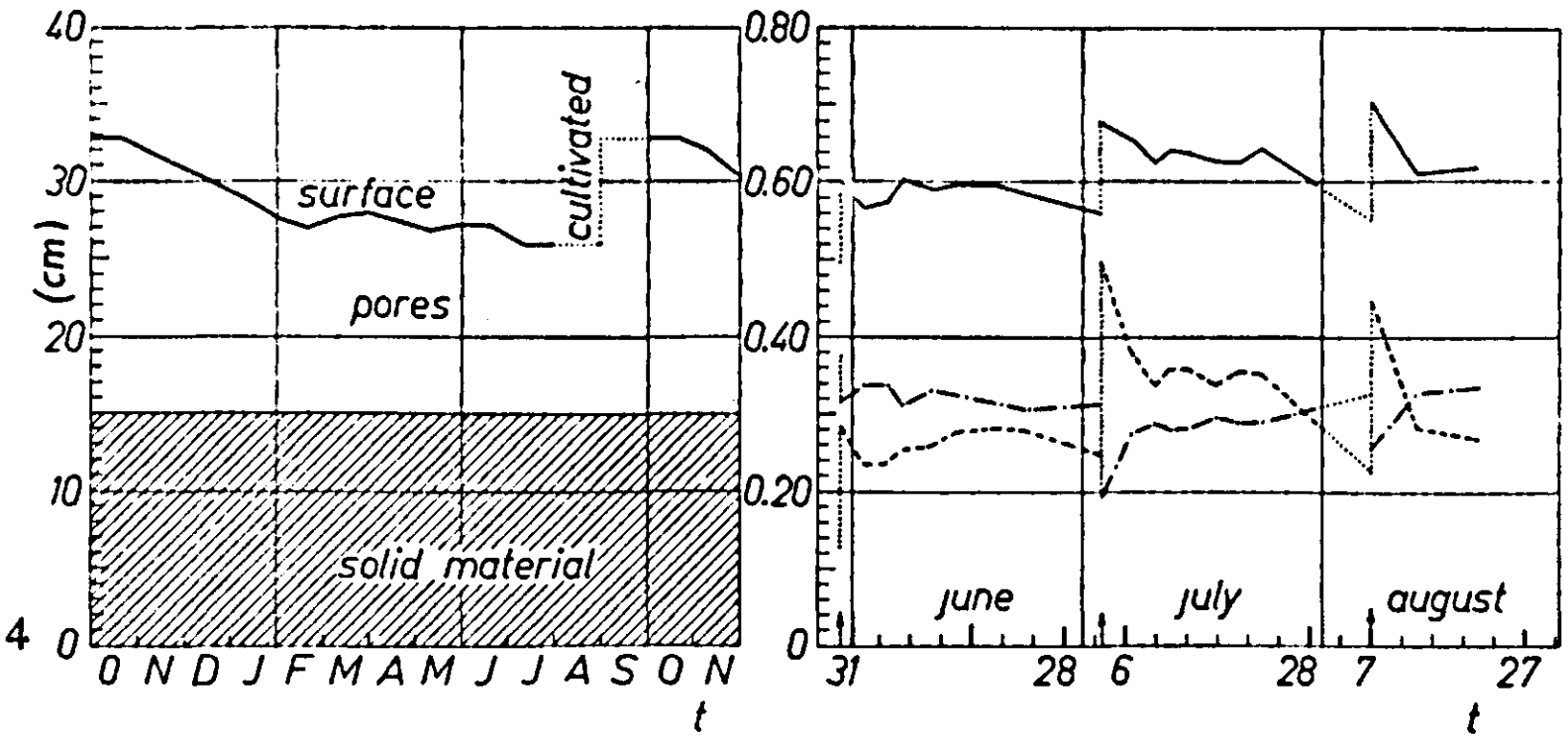


Fig. 4 Fig. 5

FIG. 4. *Decrease of the porosity during the year (118)*

FIG. 5. *Change of porosity and capillary and non-capillary pores during the year according to observations of* NEKRASSOV *(96). The arrows indicate the ploughing of the soil.*

Bij de proeven van KLOEPPEL (88) echter, die zijn samengevat in tabel 1, veranderde de pakking van een „sandigem Lehm" in een tijdverloop van een half jaar vrijwel niet.

TABEL 1. Verloop van X_v op 5–10 cm diepte in onbewerkte en tot 22 cm diepte bewerkte onbegroeide grond (88)

Tijdstip bewerking		Herfst 1927	14 april 1928			
Aard van de bewerking	Onbewerkt	Geploegd	Geploegd	Geploegd en gewalsd	Gewoeld	Gefreesd
mei 1928	0,55	0,41	0,36	0,39	0,45	0,43
juni	0,54	0,42	0,36	0,41	0,42	0,40
juli	0,53	0,42	0,39	0,42	0,45	0,42
augustus	0,52	0,41	0,40	0,42	0,41	0,42
september	0,50	0,39	0,37	0,40	0,46	0,42
oktober	0,50	0,41	0,35	0,39	0,43	0,38
mei–oktober . .	0,52	0,41	0,37	0,40	0,44	0,41

TABLE 1. *Course of X_v at a depth of 5–10 cm in uncultivated and cultivated, bare soil* (88)

In het algemeen is na ongeveer 3 maanden het aanvankelijk verschil in poriënvolume tussen geploegde, gewoelde en gefreesde grond vrijwel verdwenen (63, 84, 148), zoals b.v. blijkt uit tabel 2, die ontleend is aan onderzoek van GADE (63).

TABEL 2. Verloop van het poriënvolume, X_p, het vochtgehalte, X_w, en de watercapaciteit, X_{wc}, in bewerkte „Lehmboden" (63)

	30 cm diep bewerkt op 10 februari					
	Gefreesd			Geploegd		
	X_p	X_w	X_{wc}	X_p	X_w	X_{wc}
30 april	0,52	0,22	0,35	0,42	0,22	0,33
26 mei	0,43	0,20	0,38	0,40	0,19	0,37
13 juli	0,31	0,22	0,32	0,37	0,24	0,36
9 augustus . . .	0,32	0,15	0,35	0,33	0,14	0,35
	15 cm diep bewerkt op 30 maart					
	Gefreesd			Gewoeld		
	X_p	X_w	X_{wc}	X_p	X_w	X_{wc}
3 mei	0,46	0,27	0,40	0,43	0,27	0,41
27 mei	0,48	0,21	0,39	0,41	0,24	0,40
7 juli	0,44	0,26	0,39	0,40	0,28	0,38
24 augustus . . .	0,37	0,31	0,37	0,36	0,33	0,36

TABLE 2. *Course of the porosity, X_p, the moisture content, X_w, and the watercapacity, X_{wc}, in cultivated soil* (63)

De stabiliserende invloed van de plantengroei op de interaggregaatstructuur is een gevolg van de wortelgroei tussen en rond de aggregaten. Voorts beschermt de plant de bovenlaag van de grond tegen de destructieve invloed van regen en wind en uitdroging voorbij de verwelkingsgrens, hetwelk funest zou zijn voor de biologische activiteit (146). Tevens levert de plant een belangrijke bijdrage tot de structuur van de grond door de voorziening met organische stof.

Evenals bij bos is bij blijvend grasland de bodem steeds bedekt en is de grond in het algemeen gekenmerkt door gunstige structurele eigenschappen. Vooral na het in cultuur brengen van maagdelijke grond als bouwland, hetgeen samengaat met veelvuldig gebruik van werktuigen en verbouw van monoculturen afgewisseld door braakperioden, nemen organische-stofgehalte, poriënvolume en doorlatendheid voor water en lucht sterk af (1, 3, 52). Algemeen wordt aangenomen dat het onderbrengen van organische mest en stoppel, en de opname van groenbemesters en zodegewassen in de vruchtwisseling, de structurele eigenschappen gunstig beïnvloeden, terwijl gewassen, die de grond een deel van het jaar braak laten, een ongunstige invloed hebben (123, 183, 119, 161, 81). Ter overbrugging van deze braakperioden is het gewenst tussengewassen te verbouwen (39). Volgens SLATER en HOPP (155) is de beschermende werking van wintergranen in het algemeen onvoldoende om structuurverval in de winter te voorkomen. Indien de gewassenkeuze zeer eenzijdig is kan door bewerking wel tijdelijk een min of meer gunstige toestand van de grond verkregen worden, doch op de duur zou een dergelijk grondgebruik funest zijn (39).

Bij een goede vruchtwisseling heeft het losmaken van de grond echter voornamelijk ten doel om de ongunstige gevolgen van het berijden en belopen van de akker bij de verzorging en de oogst van het gewas ongedaan te maken.

3. De invloed van het bewerken van de grond op het waterhoudend vermogen

Als de grond over een laag met dikte d wordt losgemaakt, geldt voor de dikte van de bewerkte laag, d',:

$$\frac{d'}{d} = \frac{X_v}{X_v'} = \frac{X_w}{X_w'} \tag{2.5}$$

Voor het luchtgehalte van de betreffende laag, dat door het losmaken sterk toeneemt, geldt vóór de bewerking:

$$X_l = 1 - (X_v + X_w)$$

en na de bewerking:

$$X_l' = 1 - (X_v' + X_w') = 1 - \frac{d}{d'}(X_v + X_w) \tag{2.6}$$

Voorts verandert door de bewerking ook de verdeling in capillaire en niet-capillaire poriën, d.i. de hoeveelheid water, resp. lucht, die een aanvankelijk verzadigde grond bevat bij een onderdruk van 50 cm water (pF 1,7).

De invloed van ploegen op de hoogte van het maaiveld en het poriënvolume in afhankelijkheid van de dikte en de breedte van de ploegbalken is behandeld door Henin (72a).

Voorzover de aggregaten door de bewerking niet uiteenvallen is het capillair poriënvolume in de aggregaten evenredig met het aantal hiervan, dus met X_v. Als deze poriën met water zijn gevuld blijft het gewichtspercentage van dit deel van het bodemwater dus constant, doch uitgedrukt als volumefractie is de hoeveelheid kleiner naarmate de grond losser is. De invloed van de bewerking op het capillair poriënvolume tussen de aggregaten hangt af van de grootte van deze aggregaten. Gaan de aggregaten in een grond, bestaande uit bolvormige deeltjes en aggregaten, over van dichte in open pakking, dan neemt de volumefractie poriën toe van 0,43 tot 0,60, terwijl de volumefractie capillaire poriën in de aggregaten afneemt van 0,18 tot 0,13. Zijn de aggregaten kleiner dan 0,2 mm, dan zijn echter alle poriën capillair, zodat de volumefractie capillaire poriën 0,60/0,430 = 1,4 maal, en het gewichtspercentage water $\frac{0,60}{0,40}/\frac{0,43}{0,57} = 2$ maal zo groot geworden is. Als de aggregaten echter groter zijn dan 0,6 mm neemt niet alleen de volumefractie capillaire poriën in de aggregaten af, doch ook tussen de aggregaten, daar het aantal raakpunten per aggregaat bij dichte pakking 12 en bij open pakking slechts 6 is. In dit geval neemt door het losmaken niet alleen de volumefractie water af, doch ook het gewichtspercentage water zal iets afnemen. Als de diameter der aggregaten varieert tussen 0,2 en 0,6 mm zal de volumefractie capillaire poriën bij overgang van dichte naar open pakking eerst toe- en vervolgens afnemen, terwijl het gewichtspercentage capillair water vooral in eerste instantie sterk zal toenemen. Uit het bovenstaande volgt dat het losmaken van een grond met samengestelde structuur het gewichtspercentage capillair water in het algemeen weinig beïnvloedt en dat het de volumefractie capillaire poriën vermindert, tenzij de aggregaten klein zijn of uiteenvallen, of als het poriënvolume ook na de bewerking nog klein is. Dit blijkt ook uit een aantal proeven welke in de tabellen 3, 4, 5 en 6 zijn samengevat.

In tabel 3 is de invloed van de pakking op het waterhoudend vermogen van enkele grondsoorten samengevat. De betreffende waarnemingen zijn verricht door Wollny

(182) met grondkolommen ter lengte van 1 meter, en hebben betrekking op het vochtgehalte in de bovenlaag.

TABEL 3. Invloed van de pakking van de grond op het waterhoudend vermogen (182)

Pakking	„Humosen Kalksandes"		„Humosen Kalksandes" (fractie < 0,25 mm)		„Lehmboden"	
	Gewichts-% water	X_w	Gewichts-% water	X_w	Gewichts-% water	X_w
Zeer dicht	35	0,43	35	0,44	21	0,32
Dicht	33	0,35	43	0,51	24	0,29
Matig dicht . . .	31	0,31	–	–	25	0,28
Los	31	0,28	43	0,48	25	0,27

TABLE 3. *Influence of structure on the waterholding capacity of the soil* (182)

Bij zandgrond is het gewichtspercentage water dus kleiner en bij kleigrond en bij de fijne zandfractie groter als de grond minder dicht is, terwijl de volumefractie water alleen bij de fijne zandfractie aanvankelijk toeneemt. In tabel 4, die betrekking heeft op waarnemingen van BLOHM (13), is de invloed van de pakking op de veldcapaciteit weergegeven.

TABEL 4. Invloed van de pakking en de bewerking op het vochtgehalte bij veldcapaciteit (13)

Pakking	„Lehmigen Sandboden"			„Humosen Lehmboden" (a)		
	X_p	Gewichts-% water	X_w	X_p	Gewichts-% water	X_w
Zeer dicht	0,42	16	0,25	0,42	20	0,30
Matig dicht . . .	0,45	16	0,23	0,45	22	0,32
Matig los	0,49	16	0,22	0,49	23	0,31
Los	0,52	16	0,20	0,53	21	0,26
Zeer los	–	–	–	0,56	20	0,23

Bewerking	„Humosen Lehmboden" (b)			„Sand"			
	X_p	Gewichts-% water	X_w	Pakking	X_p	Gewichts-% water	X_w
Gewalsd	0,44	20	0,30	Dicht	0,42	14	0,22
Gefreesd	0,56	20	0,23	Los	0,51	14	0,19
Gewalsd	0,45	22	0,32	Dicht	0,42	16	0,25
Gefreesd	0,52	22	0,27	Los	0,51	16	0,20

TABLE 4. *Influence of structure and cultivation on the moisture content at fieldcapacity* (13)

Uitgezonderd bij de „Humosen Lehmboden" (tabel 4a) wordt het gewichtspercentage water dus vrijwel niet door de pakking van de grond beïnvloed, en is X_w dus

evenredig met X_v. In tabel 5 zijn enkele bepalingen van PIEPER (132) samengevat; in tegenstelling tot de waarnemingen in tabel 4, die 24 uur na het verzadigen van de grond zijn verricht, is bij deze waarnemingen slechts 12 uur gewacht.

TABEL 5. Invloed van het bewerken van de grond op het waterhoudend vermogen van „Lehmiger Sand" (132)

Bewerking	X_p	Gewichts-% water	X_w	X_p	Gewichts-% water	X_w
Aangedrukt . . .	0,36	17	0,27	0,33	15	0,26
Geploegd	0,43	21	0,29	0,44	17	0,26
Gehakt	0,49	21	0,27	–	–	–
Gefreesd	0,49	22	0,27	0,47	19	0,27

TABLE 5. *Influence of cultivation on the waterholding capacity of the soil* (132)

Bij deze bepalingen neemt door het losmaken van de aanvankelijk zeer dicht gepakte grond het gewichtspercentage capillair water aanmerkelijk toe en is X_w niet afgenomen, ondanks de lossere toestand van de grond. Bij de in tabel 6 en fig. 5 samengevatte serie grondbewerkingsproeven van NEKRASSOV (96) is het capillair poriënvolume vrijwel evenredig met X_v tot de grond voor de derde keer geploegd is.

TABEL 6. Invloed van het bewerken van de grond op het poriënvolume en de poriënverdeling (96)

	Vóór 30/5	30/5–3/7	3/7–7/8	Na 7/8
Volumefractie vaste delen	0,50	0,41	0,36	0,36
Niet-capillair poriënvolume	0,13	0,27	0,36	0,33
Capillair poriënvolume	0,37	0,32	0,28	0,31

TABLE 6. *Influence of cultivation on the porosity and the pore size distribution* (96)

De grond is geploegd op 30/5, 3/7 en 7/8, terwijl de cijfers betrekking hebben op de gemiddelde resultaten met 6 ploegtypen verkregen, en gemiddelden zijn van de tussen de betreffende data met tussenpozen van ca. 3 dagen genomen monsters.

III. DE WARMTEHUISHOUDING VAN DE GROND EN DE AANGRENZENDE LUCHTLAAG

1. De energiebalans aan het aardoppervlak

De stralingsenergie aan het aardoppervlak wordt verbruikt voor de verwarming van de grond en van de lucht, en voor de verdamping van water. Voor de verdeling van de stralingsenergie per eenheid van oppervlak (cm^2), en per eenheid van tijd (sec) geldt:

$$H - E = B + L = U \tag{3.1}$$

H is het verschil tussen de ingestraalde en de uitgestraalde energie (netto straling).
E is de warmte die verbruikt wordt of vrijkomt bij de fasenovergang van water (verdamping, dauwvorming, bevriezen, smelten).
B is de warmtestroom in de grond.
L is de warmtestroom in de lucht.

De instraling, R_i, kan uit empirische betrekkingen berekend worden, als de straling op een horizontaal vlak aan de bovengrens van de atmosfeer Q, de reflectiecoëfficiënt r_c, en de relatieve zonneschijnduur n/N, bekend zijn. Met de waarden van de Vries (in voorbereiding) geldt voor Nederland:

$$R_i = (1 - r_c)\ (0{,}29 + 0{,}71\ n/N)\ Q \tag{3.2}$$

De gemiddelde reflectiecoëfficiënt van water, onbegroeide en begroeide grond is respectievelijk ca. 0,05, 0,10 en 0,20.

De uitstraling, R_u, kan berekend worden volgens de empirische vergelijking (129):

$$R_u = \sigma T^4 (1 - 0{,}9\ m)\ (0{,}56 - 0{,}092 \sqrt{e_d}) \tag{3.3}$$

waarbij m de bewolkingsgraad, en T en e_d resp. de absolute temperatuur (°C) en de absolute vochtigheid (mm Hg) van de lucht aangegeven; $\sigma = 1{,}36 \cdot 10^{-12}$ cal $cm^{-2} sec^{-1}$ $(°C)^{-1}$ is de constante van Bolzmann.

Het met de vergelijking 3.2 en 3.3 berekende gemiddelde jaarlijkse verloop van de nettostraling aan het aardoppervlak van onbegroeide grond te de Bilt over de periode 1911–1950 is weergegeven in fig. 6. De gemiddelde waarde van deze periodieke functie is $1{,}16 \cdot 10^{-3}$, en de hoogste en laagste waarde resp. $3{,}15 \cdot 10^{-3}$ en $-0{,}65 \cdot 10^{-3}$ cal/cm^2 sec.

Als tweede voorbeeld is in fig. 7 het verloop van de nettostraling te Wageningen op 8 mei 1954 weergegeven. Hierbij is de instraling ontleend aan het registogram van de stralingsmeter, en is de uitstraling berekend met verg. 3.3. De gemiddelde waarde is $2{,}7 \cdot 10^{-3}$ en de hoogste en laagste waarden zijn resp. $13{,}1 \cdot 10^{-3}$ en $-3{,}1 \cdot 10^{-3}$ cal/cm^2 sec.

De verdamping van een vrij wateroppervlak en van een ruim van water voorzien gewas, de zg. potentiële verdamping PE, is voor perioden van ca. 5 dagen of langer met vrij grote nauwkeurigheid te berekenen als straling, windsnelheid, luchtvochtigheid en luchttemperatuur bekend zijn.

Zowel bij begroeide als bij onbegroeide grond is de watervoorziening in het algemeen gedurende een deel van het jaar limiterend, en is de werkelijke verdamping, E, kleiner dan de potentiële verdamping.

Bij de verdamping van onbegroeide grond zijn 2 gevallen te onderscheiden:

1. Tijdens de evaporatie heeft er aanvoer van water plaats vanuit het grondwater naar

FIG. 6. Jaarlijks verloop van de gemiddelde netto straling, *H*, te De Bilt
FIG. 7. Verloop van de netto straling, *H*, en de beschikbare warmte, *U*, te Wageningen op 8 mei 1954

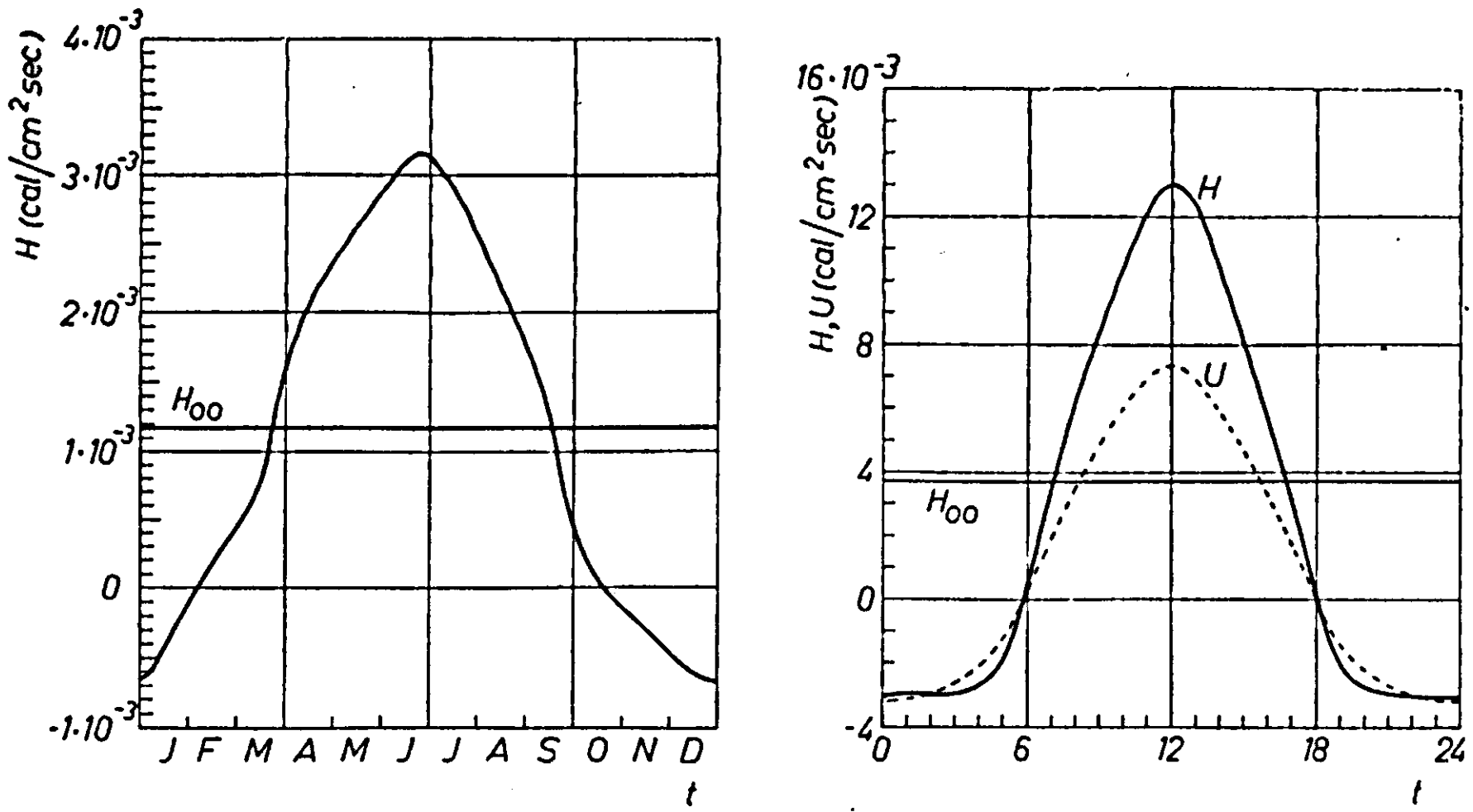


FIG. 6. *Yearly course of the average heat-budget, H, at De Bilt*
FIG. 7. *Course of the heat-budget, H, and the available heat, U, at Wageningen on the 8th of May 1954*

het oppervlak. Uit proeven van KING (85, 86) en SHAW (152) blijkt, dat het losmaken van de bovengrond („mulchen") de evaporatie in dit geval sterk vermindert.

2. Het grondwater bevindt zich zo diep, dat dit geen invloed heeft op het vochtgehalte van de grond nabij het oppervlak. Bij voortgaande verdamping droogt het oppervlak uit, waarna er een droogtefront de grond binnendringt. Het transport van water door de droge laag naar het oppervlak heeft plaats in dampvorm door diffusie. PENMAN (128) wijst er op dat deze uitdroging eerder begint naarmate de snelheid van wateronttrekking groter is. Hij maakt onderscheid tussen de evaporatie onder isotherme omstandigheden, waarbij de temperatuur van de lucht vrijwel gelijk is aan die van de grond, d.i. in West-Europa in de periode van oktober tot april, en de evaporatie in de overige maanden van het jaar. Alleen onder isotherme omstandigheden vermindert het losmaken van de grond de verdamping, welke in deze omstandigheden echter gering is. In de zomer treedt „zelfmulching" op, op welk verschijnsel reeds eerder door BUCKINGHAM (30) is gewezen. Dit stemt overeen met de proeven van KING (85), die in het voorjaar wèl, en in de zomer géén invloed van een losse bovenlaag op de verdamping waarnam, en van DALIP en NIJHAWAN (42), THOMPSON (67), en CALL en SEWELL (33), die constateerden dat de invloed van een losse bovenlaag in een nat jaar groter is dan in een droog jaar.

VAN DUIN (53) wijst er op dat de snelheid, waarmee een droogtefront een grond binnendringt die op veldcapaciteit is, groter is naarmate de grond losser is, daar losse grond per volume-eenheid grond minder water bevat, terwijl de totale hoeveelheid water die verdampt er echter vrijwel niet door wordt beïnvloed. Uit fig. 8, die ontleend is aan waarnemingen van NESSLER in 1860 (115), blijkt duidelijk de geringe invloed van de pakking van de grond en de aanwezigheid van een losse bovenlaag op de

FIG. 8. Invloed van een losse (IV) en een dichte (II) pakking en een losse bovenlaag (III) op de evaporatie. Curve I geeft het vochtgehalte (in gewichts %) in de kolommen weer bij het begin der bepaling en curven II, III en IV na 6 weken. (Naar gegevens van NESSLER (115)).

FIG. 9. g als functie van n

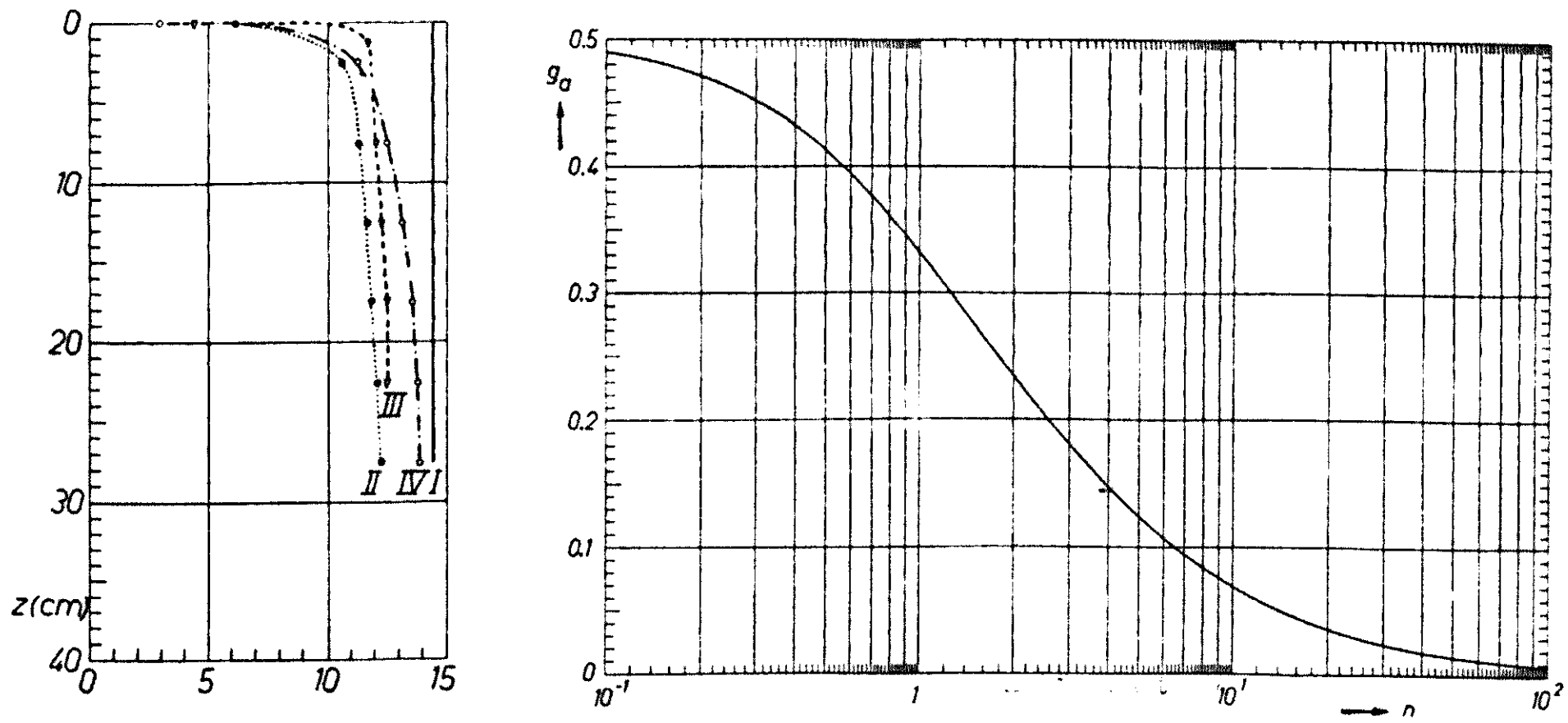


FIG. 8. *Influence of a loose* (IV) *and a dense* (II) *structure and a loose upper layer* (III) *on the evaporation. Curve* I *represents the moisture content* (% *of weight*) *in the evaporimeters at the beginning of the observations, and curves* II, III, *and* IV *after* 6 *weeks.* (*After* NESSLER (*115*)).

FIG. 9. *Relation between g and n*

verdamping. Ook uit een groot aantal veldproeven, die door vele onderzoekers zijn verricht, is gebleken dat een losse bovenlaag weinig of geen invloed heeft op de verdamping (6, 15, 33, 36, 58, 59, 80, 130, 149, 167, 179).

Bij de proeven van MCCALL (105) en BURR (32) bleek echter wel enige vochtbesparende invloed van een „grondmulch".

De opname van neerslag en de afvoer hiervan naar de diepte wordt door het losmaken van de bovengrond bevorderd (zie hoofdstuk V). Als de grond nog niet op veldcapaciteit is, zal hierdoor de verdamping van onbewerkte grond dikwijls groter zijn dan van grond met een losgemaakte bovenlaag, en is dus een kleiner deel van de stralingsenergie beschikbaar voor verwarming van grond en lucht.

Bij begroeide grond is de laag, van waaruit water voor verdamping onttrokken wordt, dikker naarmate de wortels dieper doordringen, en is het percentage neerslag dat weer verdampt groter dan bij onbegroeide grond.

Wordt de afstand tot het aardoppervlak zowel naar boven als naar beneden positief gerekend, dan geldt voor de warmtestroom in de grond door moleculaire geleiding:

$$B = -\lambda_b \frac{\partial T}{\partial z} \tag{3.4}$$

en voor de warmtestroom in de lucht, waarbij de turbulente geleiding van overwegend belang is:

$$L = -KC_l \frac{\partial \Theta}{\partial z} \tag{3.5}$$

λ_b is het warmtegeleidingsvermogen van de grond, in cal $cm^{-1} sec^{-1}$ $(°C)^{-1}$.
C_b is de warmtecapaciteit van de grond per volume-eenheid, in cal cm^{-3} $(°C)^{-1}$.
$a = \lambda_b/C_b$ is de temperatuurvereffeningscoëfficiënt, in cm^2 sec^{-1}.
$T =$ is de temperatuur van de grond, in °C.
C_l is de warmtecapaciteit van de lucht per volume-eenheid, in cal cm^{-3} $(°C)^{-1}$.
K is de turbulente diffusiecoëfficiënt, in $cm^2 sec^{-1}$; het produkt KC_l kan men het turbulente warmtegeleidingsvermogen van de lucht noemen.

De warmtestromen in de grond en in de lucht veranderen zowel met de afstand tot het oppervlak als met de tijd. Als de warmtestroom aan het oppervlak, $U = B + L$, een periodieke functie is van de tijd, nl.:

$$U(0, t) = U_{00} + U_0 \cos \omega t \tag{3.6}$$

en de thermische eigenschappen van grond en lucht constant zijn, geldt voor de warmtestroom in de grond, resp. in de lucht:

$$B(0, t) = B_{00} + B_0 \cos(\omega t + \beta_0) \tag{3.7}$$

$$L(0, t) = L_{00} + L_0 \cos(\omega t + \alpha_0) \tag{3.8}$$

en voor de temperatuur aan het grensvlak tussen grond en lucht:

$$T(0, t) = T_{00} + A_0 \cos(\omega t + \gamma_0) \tag{3.9}$$

U_{00}, B_{00}, L_{00} en T_{00} geven de gemiddelde waarden, U_0, B_0, L_0 en T_0 de amplituden, en β_0, α_0 en γ_0 de fasen van de betreffende functies weer. $\omega = 2\pi/\tau$ is de cirkelfrequentie van de periodieke functie met periode τ; deze periode is bij de jaarlijkse golf 365 maal zo groot als bij de dagelijkse.

Als de gemiddelde temperatuur onafhankelijk is van de afstand tot het oppervlak, geldt voor het temperatuurverloop in de grond en in de lucht op afstand z van het oppervlak:

$$T(z, t) = T_{00} + p_z A_0 \cos(\omega t + \gamma_0 + \psi_z) \tag{3.10}$$

$$\Theta(z, t) = T_{00} + h_z A_0 \cos(\omega t + \gamma_0 + \eta_z) \tag{3.11}$$

Hierbij geven p_z en h_z de amplitudeverandering, en ψ_z en η_z de faseverschuiving weer t.o.v. de temperatuurgolf aan het oppervlak.

Uit verg. 3.6, 3.7 en 3.8 volgt door substitutie van $t = 0$:

$$U_{00} = B_{00} + L_{00} \tag{3.12}$$

$$U_0 = B_0 \cos \beta_0 + L_0 \cos \alpha_0 = L_0 \left(\frac{B_0}{L_0} \cos \beta_0 + \cos \alpha_0 \right) \tag{3.13}$$

De verdeling tussen de grond en de lucht van de aan het grensvlak lucht/grond beschikbare warmte U wordt bepaald door de thermische eigenschappen van deze media. Bij de verdere beschouwingen wordt aangenomen dat U zelf een gegeven waarde bezit, die niet afhangt van de thermische eigenschappen van grond en lucht.

2. De thermische eigenschappen van de grond

a. Het warmtegeleidingsvermogen

Het warmtegeleidingsvermogen van de grond, λ_b, is te berekenen indien de samenstelling en de vorm der deeltjes, hun rangschikking (structuur) en het vochtgehalte bekend zijn (175). In tabel 7 is het warmtegeleidingsvermogen van een aantal voor de grond belangrijke stoffen samengevat:

Tabel 7. Warmtegeleidingsvermogen (in cal/cm sec °C) van de belangrijkste componenten van de grond bij 20 °C

Kwarts	Overige minerale bestanddelen	Organische stof	Water	Lucht	
				droog	verzadigd
$20 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$0{,}6 \cdot 10^{-3}$	$1{,}42 \cdot 10^{-3}$	$0{,}0615 \cdot 10^{-3}$	$0{,}238 \cdot 10^{-3}$

Table 7. *Thermal conductivity (cal/cm sec °C) of the most important components of the soil, at 20 °C*

Bij deze berekening wordt verondersteld, dat de grond bestaat uit een samenhangend medium (nl. lucht in droge, en water in vochtige grond), waarin zich verschillende soorten ellipsoïdale korrels bevinden. Voor het warmtegeleidingsvermogen van de grond geldt nu:

$$\lambda_b = \frac{k_v X_v \lambda_v + k_w X_w \lambda_w + k_l X_l \lambda_l}{k_v X_v + k_w X_w + k_l X_l} \tag{3.14}$$

De indexen v, w en l hebben resp. betrekking op vaste delen, water en lucht. De grootheid k is:

$$k_i = \tfrac{1}{3} \sum_{a,b,c} \left\{ 1 + \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_0} - 1 \right) g_a \right\}^{-1} \tag{3.15}$$

De index 0 heeft betrekking op het samenhangend medium, en i op de betreffende component. Voor het samenhangend medium is $\lambda_i = \lambda_0$, dus $k = 1$; g_a, g_b en g_c zijn de zg. depolariserende factoren van de ellipsoïde in de richting van de a-, b- en c-assen. Deze grootheden zijn alleen afhankelijk van de onderlinge verhouding van de assen, dit is van n bij een omwentelingsellipsoïde met assen $a = b = nc$. Voor hun som geldt:

$$g_a + g_b + g_c = 1 \tag{3.16}$$

Bij ronde korrels is $n = 1$ en $g_a = g_b = g_c = \frac{1}{3}$; bij een zodanige afplatting dat $a = b = 4c$ is $g_a = 0{,}70$ en $g_b = g_c = 0{,}15$ (fig. 9). In droge, resp. verzadigde grond vervallen de termen met index w, resp. l.

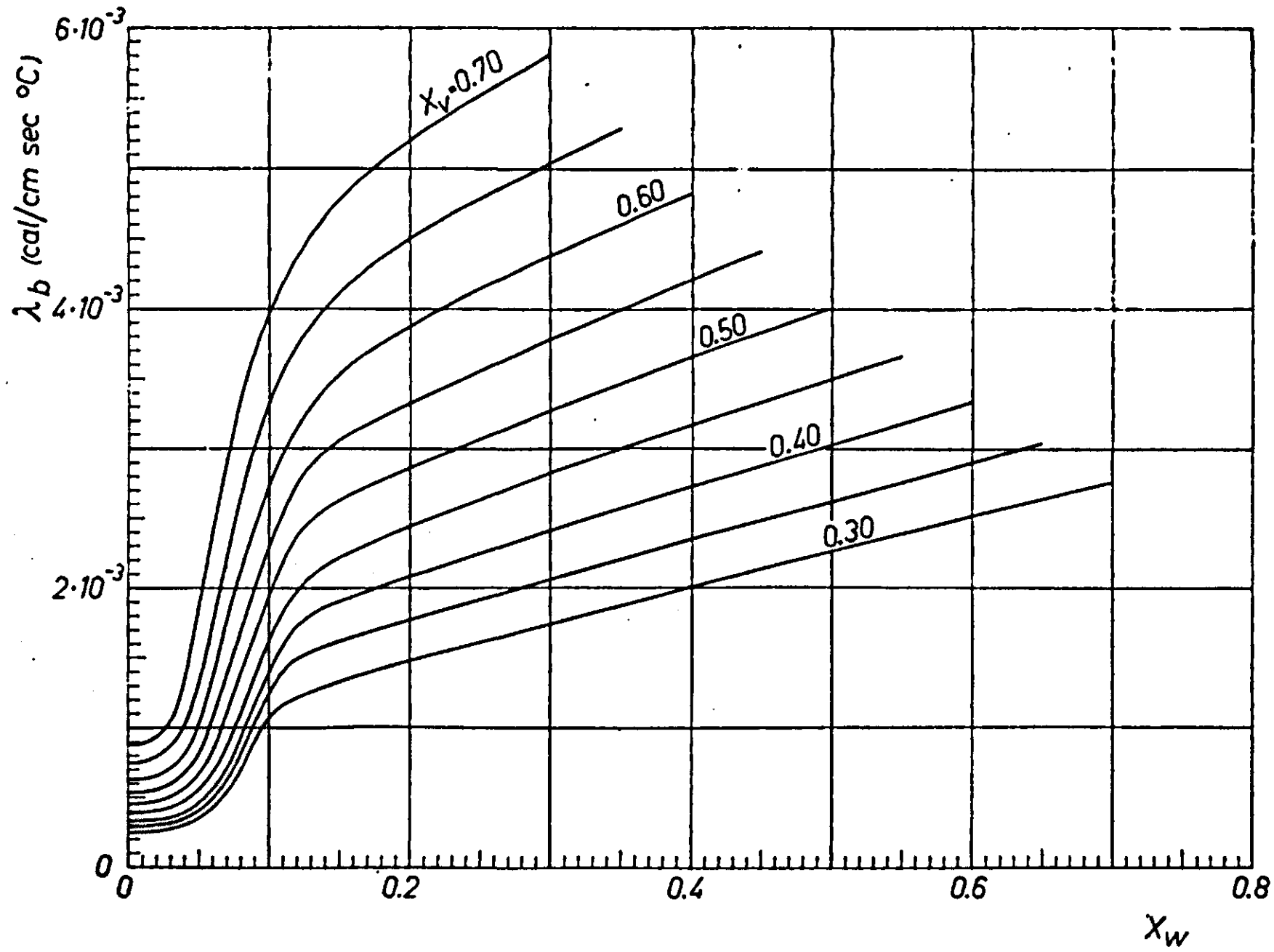
Als de grond vochtig is, heeft tevens warmtetransport door destillatie van water plaats. Dit is te beschrijven als een schijnbare vergroting van het normale warmtegeleidingsvermogen van de lucht, hetwelk toeneemt van $0{,}0615 \cdot 10^{-3}$ bij droge grond tot $0{,}238 \cdot 10^{-3}$ cal/cm sec °C als de lucht verzadigd is. In zandgrond wordt deze waarde ongeveer bereikt bij veldcapaciteit, in kleigrond bij de verwelkingsgrens. Deze schijngeleiding door destillatie neemt sterk toe met stijgende temperatuur van de grond. Voor een volledige behandeling van de berekeningsmethode wordt verwezen naar de dissertatie van de Vries (175).

Is de rangschikking der deeltjes niet ongeordend, maar zijn deze tot aggregaten verenigd, dan kan het warmtegeleidingsvermogen van de grond berekend worden door deze grootheid eerst voor de aggregaten afzonderlijk te berekenen, waarna de aggregaten vervolgens de plaats van de afzonderlijke korrels innemen bij de berekening van het warmtegeleidingsvermogen van de grond als geheel.

In figuur 10 is het warmtegeleidingsvermogen van een zandgrond[1], en in fig. 11

[1] De berekeningen van het warmtegeleidingsvermogen van deze grond en de hiervoor noodzakelijke aanvullende metingen werden verricht door de auteur.

FIG. 10 en 11. Warmtegeleidingsvermogen van zand (fig. 10) en klei (fig. 11) in afhankelijkheid van de volumefracties vaste delen, X_v, en water X_w. De samenstelling van deze gronden is weergegeven in tabel 8.



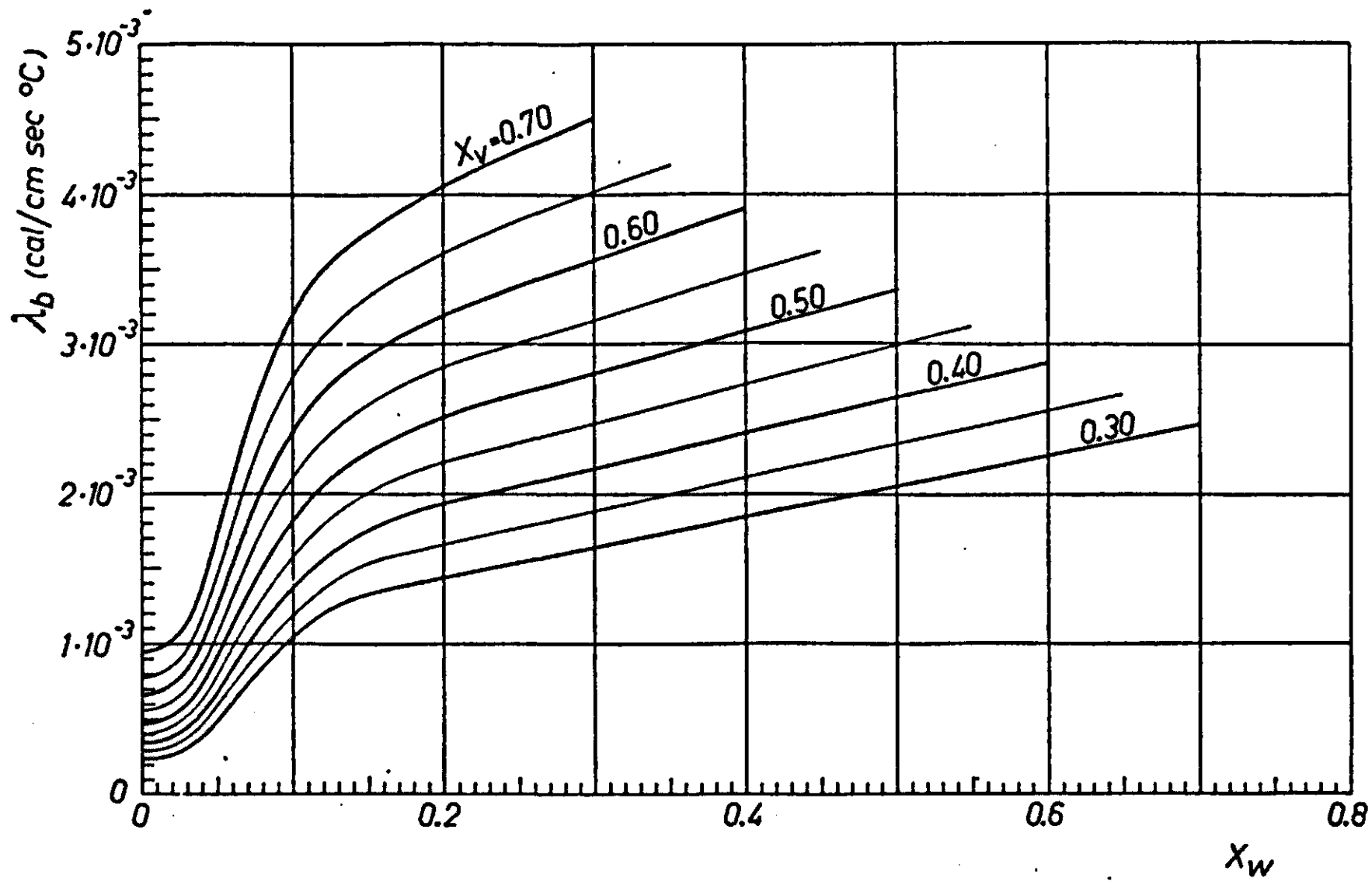


FIG. 10 *and* 11. *Influence of the volume fractions of solid material, X_v, and water, X_w, on the thermal conductivity of sand and clay. The composition of this soils is given in tabel 8.*

van een kleigrond[1] weergegeven, in afhankelijkheid van de volumefracties vaste delen en water. De samenstelling van deze gronden en de voor de berekening gebruikte gegevens zijn samengevat in tabel 10.

TABEL 8. Samenstelling en thermische eigenschappen van de gronden van fig. 9 en 10

Grondsoort	Deeltjes	Humus	Veld-capaciteit	Verwel-kingsgrens	Soortelijk gewicht	n	g_a	λ_v
Zand	3,5% <2μ; 8,0% <16μ	3,5 gew.%	12,5 gew.%		2,56	4	0,15	$10{,}5 \cdot 10^{-3}$
Klei				21,6 gew.%	2,65	5	0,125	$7{,}0 \cdot 10^{-3}$

TABLE 8. *Composition and thermal properties of the soils of fig. 9 and 10*

Uit tabel 9, die ontleend is aan DE VRIES (176), blijkt duidelijk dat het warmtegeleidingsvermogen van de grond mede bepaald wordt door de structuur.

TABEL 9. Invloed van de structuur op het warmtegeleidingsvermogen en de diffusiecoëfficiënt van droge ($X_l = 0.50$) en vochtige ($X_l = 0.25$) grond (176)

Structuur van de grond ($X_v = 0{,}50$)	n	Warmtegeleidingsvermogen		Diffusiecoëfficiënt	
		$X_w = 0$	$X_w = 0{,}25$	$X_w = 0$	$X_w = 0{,}25$
Korrelstructuur	5	$0{,}46 \cdot 10^{-3}$	$2{,}4 \cdot 10^{-3}$	0,32	0,15
Kruimelstructuur; $X_1^* = 0{,}25$	1	0,37	1,1	0,35	0,18
Kruimelstructuur; $X_1^* = 0{,}25$	3	0,41	1,3	0,34	0,17
Kluitstructuur; $X_l^* = 0{,}10$.	1	0,32	1,6	0,37	0,18
Kluitstructuur; $X_l^* = 0{,}10$.	3	0,42	1,8	0,36	0,16
Korrelstructuur met scheuren;					
$X_1^{**} = 0{,}05$; scheuren ongeordend . . .		0,43	1,9	0,33	0,16
verticaal.		0,48	2,5	0,34	0,17

TABLE 9. *Influence of structure on the thermal conductivity and diffusion rate of dry* ($X_l = 0.50$) *and wet* ($X_l = 0.25$) *soil* (176)

X_l^* en X_l^{**} hebben resp. betrekking op de volumefracties lucht in de aggregaten en in de scheuren; het warmtegeleidingsvermogen van droge en vochtige lucht is resp. gesteld op $0{,}0615 \cdot 10^{-3}$ en $0{,}12 \cdot 10^{-3}$ cal/cm sec °C.

b. De warmtecapaciteit

De warmtecapaciteit van de grond volgt uit sommatie van de warmtecapaciteit der afzonderlijke componenten, nl.:

$$C_b = C_v X_v + C_w X_w + C_l X_l \tag{3.17}$$

Hierin is $C = sc$ de warmtecapaciteit per volume-eenheid (in cal cm^{-3} (°C)$^{-1}$), waarbij s en c resp. de soortelijke massa (in g cm^{-3}) en de soortelijke warmte (in cal g^{-1} (°C)$^{-1}$) aangegeven. De warmtecapaciteit van lucht is verwaarloosbaar klein t.o.v. die van

[1] Fig. 9 en 11 zijn ter beschikking gesteld door prof. dr. W. R. VAN WIJK en dr. D. A. DE VRIES.

vaste delen en water; de warmtecapaciteit van water, minerale grond en humus is resp. 1,0, 0,46 en 0,60. Voor minerale grond geldt (176):

$$C_b = 0{,}46\, X_v + X_w \tag{3.18}$$

c. De temperatuurvereffeningscoëfficiënt

De temperatuurvereffeningscoëfficiënt, $a = \lambda_b/C_b$, is een maat voor de snelheid waarmee bestaande temperatuurverschillen worden genivelleerd. Naarmate a groter is, wordt de warmte bij gegeven temperatuurverhoging van het aardoppervlak relatief sneller doorgegeven en in mindere mate vastgelegd. In fig. 12 is de temperatuurvereffeningscoëfficiënt van een zandgrond weergegeven in afhankelijkheid van X_v en X_w; het warmtegeleidingsvermogen van deze grond is weergegeven in fig. 10 en de warmtecapaciteit volgt uit verg. 3.18. Uit fig. 12 blijkt, dat als X_v bekend is, de waarde van a niet steeds uitsluitsel geeft over de absolute grootte van X_w.

In het algemeen zijn de thermische eigenschappen van de grond afhankelijk van de diepte. In vele gevallen echter kan hiervoor een geschikte functie gekozen worden, die bij de werkelijke toestand aansluit, b.v. een lineaire of exponentiële toename met de diepte. Soms ook kan men met goede benadering aannemen dat deze eigenschappen laagsgewijze veranderen, zoals bij een bodemprofiel dat is opgebouwd uit lagen met verschillende samenstelling (overslaggronden, dalgronden e.d.) en bij een grond welke tot een bepaalde diepte is losgemaakt (grondbewerking) of met stro, turfmolm e.d. van een afschermende laag is voorzien („mulchen").

De thermische eigenschappen van bepaalde zones in de grond zijn veelal niet constant tengevolge van veranderingen in het vochtgehalte onder invloed van een wisselende grondwaterstand en/of bevochtigen en uitdrogen, en door veranderingen in de structuur van de bovenlaag, welke samenhangen met het gebruik van de grond. Bij de hier volgende beschouwingen wordt echter steeds verondersteld dat de thermische eigenschappen van grond en lucht niet veranderen met de tijd.

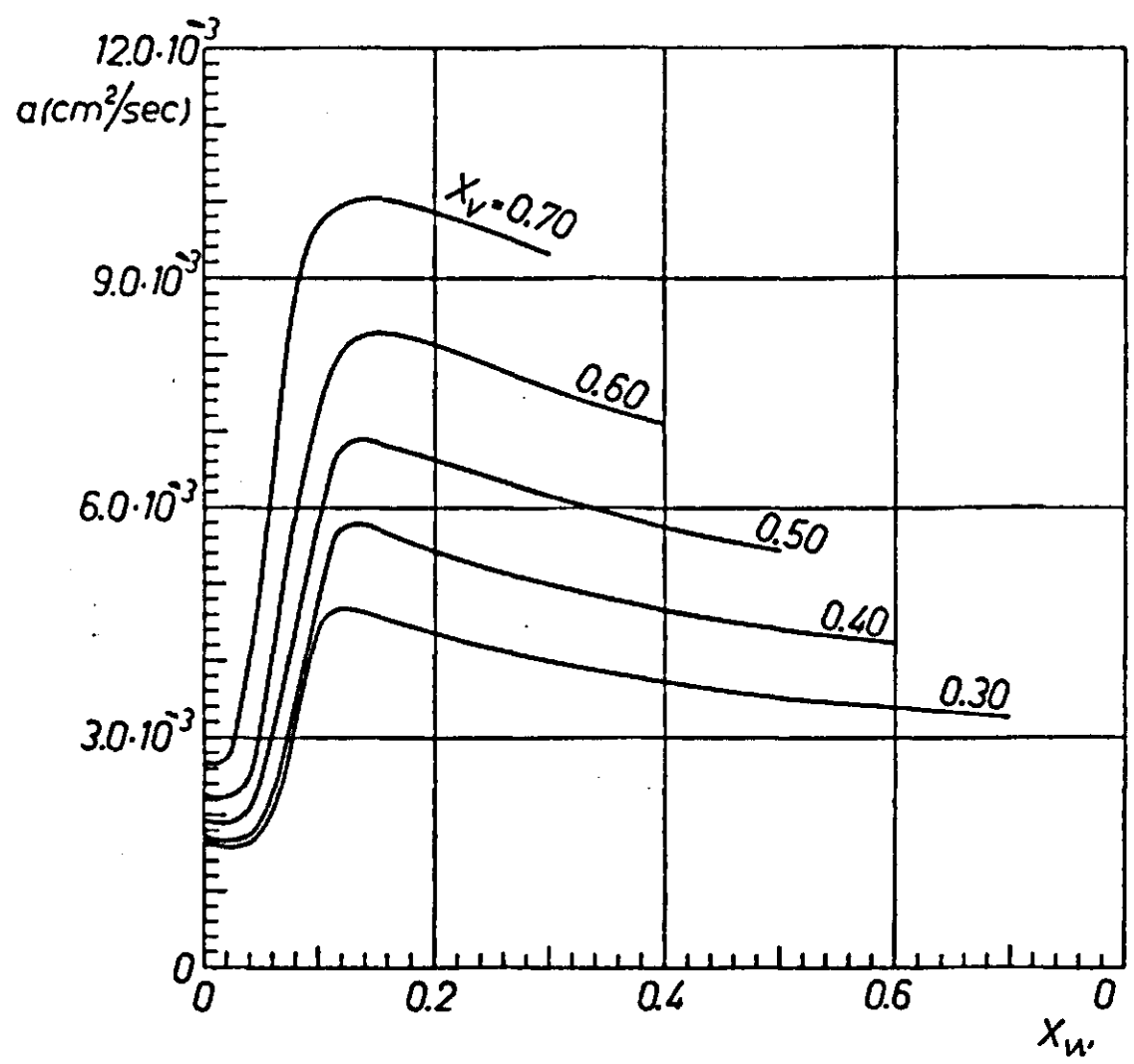


FIG. 12.
Temperatuurvereffeningscoëfficiënt van zandgrond in afhankelijkheid van de volumefracties vaste delen, X_v, en water, X_w. De samenstelling van deze grond is weergegeven in tabel 8.

FIG. 12.
Influence of the volume fractions of solid material, X_v, and water, X_w, on the thermal diffusivity of sand. The composition of this soil is given in table 8.

3. De thermische eigenschappen van de lucht

a. De turbulente diffusiecoëfficiënt

Het warmtetransport in de lucht heeft v.n. plaats door verticale verplaatsing van lucht onder invloed van temperatuurverschillen met de hoogte (convectie) en onder invloed van de wrijving, die de lucht nabij het aardoppervlak ondervindt, waardoor deze in werveling geraakt (wrijvingsturbulentie), en slechts in geringe mate door moleculaire geleiding.

De turbulente diffusiecoëfficiënt, K, welke dezelfde dimensie heeft als de temperatuurvereffeningscoëfficiënt bij moleculaire geleiding van warmte, heeft dus een thermisch en een dynamisch aspect en hangt af van het temperatuur- en van het windprofiel en van de ruwheid van het aardoppervlak. Nabij het aardoppervlak zijn de wervelingen van dezelfde orde van grootte als de oneffenheden aan het aardoppervlak, doch met toenemende hoogte kunnen deze wervelingen zich vrijer ontwikkelen, waardoor K toeneemt met de hoogte. Volgens de theorie van de turbulente beweging (zie b.v. Lettau (98)) is deze toename van K lineair, als het thermisch aandeel nihil is, hetgeen het geval is onder adiabatische[1] omstandigheden.

Onder labiele omstandigheden wordt de vrijwel steeds aanwezige wrijvingsturbulentie door convectie versterkt. Dit thermisch aandeel wordt echter pas op enige hoogte van betekenis en blijkt nabij het aardoppervlak in het algemeen verwaarloosbaar te zijn, zodat in de onderste luchtlaag (tot 25 à 100 cm), en bij constante windsnelheid, K bij benadering evenredig is met de hoogte (98). Uit de turbulentietheorie volgt nu:

$$K = k_0 \, u_* \, (z + z_0) \tag{3.19}$$

Hierbij is k_0 een constante, nl. 0,40 (162), z_0 een maat voor de ruwheid van het oppervlak in cm, en u_* voor de turbulente kracht van de wind in cm sec^{-1}. Uit verg. 3.19 volgt, dat $\partial K/\partial z = k_0 u_*$. Sutton (162) geeft voor de ruwheidsparameter z_0 de volgende waarden (tabel 10):

Tabel 10. Grootte van de ruwheidsparameter, z_0, bij verschillende oppervlakken (162)

Aard van het oppervlak	z_0 (cm)
Zeer glad (ijs e.d.)	0,001
Kort gras tot 1 cm hoogte . .	0,1
Weiland, gras tot 10 cm hoogte	0,7
Dicht gras tot 10 cm hoogte .	2,3
Gras tot 50 cm hoogte	5
Dicht gras tot 50 cm hoogte .	9

Table 10. *The roughness parameter,* z_0, *of several surfaces* (162)

[1] Men spreekt van een adiabatisch temperatuurprofiel als de potentiële temperatuur niet verandert met de hoogte, en van labiel resp. stabiel als de potentiële temperatuur afneemt, resp. toeneemt met de hoogte. De potentiële temperatuur is de temperatuur, die de lucht aanneemt, als deze zonder toevoer of afvoer van warmte op standaarddruk (1000 mbar) wordt gebracht. Daar bij adiabatische veranderingen de temperatuur van de lucht slechts ten hoogste 10^{-4} °C/cm verandert, is de verandering van de potentiële temperatuur vrijwel gelijk aan de verandering van de werkelijke luchttemperatuur ndien men luchtlagen van slechts enkele meters dikte beschouwt.

Vooral indien vlak land op wintervoor geploegd wordt of op ruggen gelegd, zal z_0 sterk toenemen.

De wrijvingssnelheid, u_*, wordt bepaald uit het bij adiabatische temperatuurprofiel optredende logaritmische snelheidsprofiel:

$$\frac{u_z}{u_*} = \frac{1}{k_0} \ln \frac{z + z_0}{z_0} \tag{3.20}$$

waarbij u_z de windsnelheid is op hoogte z (in cm/sec); u_* is ongeveer 1/20 maal u_{600} als $z_0 = 0{,}10$, en 1/10 maal u_{600} als $z_0 = 10$ cm. SCHMIDT (144) nam voor de diffusiecoëfficiënt een gemiddelde waarde aan, nl. 40000 cm²/sec, zodat deze zg. „schijnbare" diffusiecoëfficiënt, K, dus onafhankelijk van de hoogte is.

b. De warmtecapaciteit

De warmtecapaciteit van de lucht, C_l, is vrijwel onafhankelijk van de hoogte en van de tijd, tengevolge van de relatief geringe variaties in druk en temperatuur; bij 10°C en 1 atm druk is $C_l = 0{,}296 \cdot 10^{-3}$ cal cm^{-3}(°C)$^{-1}$.

4. HET TEMPERATUURVERLOOP NABIJ HET AARDOPPERVLAK ALS DE GROND HOMOGEEN IS

a. Lucht en grond thermisch homogeen

Als grond en lucht beide homogeen zijn geldt voor de oplossing van verg. 3.7, 3.8 en 3.9 volgens SCHMIDT (144):

$$\alpha_0 = 0 \tag{3.21}$$

$$\beta_0 = 0 \tag{3.22}$$

$$\gamma_0 = -\pi/4 \tag{3.23}$$

$$A_0 = \frac{B_0}{\sqrt{\lambda_b C_b \omega}} = \frac{L_0}{C_l \sqrt{\bar{K}\omega}} \tag{3.24}$$

Uit verg. 3.24 volgt:

$$R = \frac{B_0}{L_0} = \frac{\sqrt{\lambda_b C_b}}{C_l \sqrt{\bar{K}}} \tag{3.25}$$

Uit vergelijking 3.13, 3.21 en 3.22 volgt dat $U_0 = L_0 (R + 1)$. Verg. 3.24 kan nu worden omgewerkt tot:

$$A_0 = \frac{U_0}{\sqrt{\lambda_b C_b \omega} + C_l \sqrt{\bar{K}\omega}} \tag{3.26}$$

Verg. 3.9 gaat dus over in:

$$T(0, t) = T_{00} + \frac{U_0}{\sqrt{\omega}\,(\sqrt{\lambda_b C_b} + C_l \sqrt{\bar{K}}} \cos(\omega t - \pi/4) \tag{3.27}$$

Aan het grensvlak tussen twee media, waarin de thermische eigenschappen onafhankelijk zijn van de tijd en van de afstand tot dit grensvlak, is de temperatuurgolf dus $\pi/4$ radialen achter op de warmtegolf, hetwelk overeenkomt met $\pi/4 \cdot 12/2\pi = 1{,}5$ maand voor de jaarlijkse en 3 uur voor de dagelijkse periode. De amplitude aan het oppervlak is groter naarmate $\sqrt{\lambda_b C_b}$ of $\sqrt{\bar{K}}$ kleiner is, en is omgekeerd evenredig met $\sqrt{\omega}$. Het laatste houdt in dat bij gelijke U_0 de amplitude van de jaarlijkse golf $\sqrt{365} = 19$ maal zo groot is als van de dagelijkse, hetgeen in feite echter niet het geval blijkt te zijn (98).

Als de afstand tot het grensvlak zowel in de grond als in de lucht positief gerekend wordt, geldt voor p_z en h_z in verg. 3.10 en 3.11:

$$p_z = e^{-z/D_b} \qquad (3.28) \qquad\qquad h_z = e^{-z/D_l} \qquad (3.29)$$

en voor ψ_z en η_z:

$$\psi_z = -z/D_b \qquad (3.30) \qquad\qquad \eta_z = -z/D_l \qquad (3.31)$$

waarbij

$$D_b = \sqrt{\frac{2a}{\omega}} = \sqrt{\frac{\lambda_b \tau}{C_b \pi}} \text{ en } D_l = \sqrt{\frac{2\bar{K}}{\omega}}.$$

De dempingsdiepte, D, is bepalend voor de verandering van de temperatuurgolf met de afstand tot het oppervlak, waarbij de amplitude dus exponentieel en de fase lineair afneemt. Als $z = 3D$ is de amplitude een factor e^{-3} kleiner, en is dan nog slechts 5% van de waarde aan het oppervlak, terwijl de fase 3 radialen, d.i. bijna een halve periode, vertraagd is. Daar D evenredig is met $\sqrt{\tau}$, is de dempingsdiepte van de jaarlijkse golf 19 maal zo groot als van de dagelijkse.

Bij de dagelijkse temperatuurgolf wordt de gemiddelde temperatuur bepaald door de jaarlijkse golf, en is deze dus niet onafhankelijk van de diepte. Ten gevolge van de grote dempingsdiepte van de jaarlijkse golf is deze verandering met de diepte bij kleine diepteverschillen gering. De gemiddelde jaarlijkse grondtemperatuur, welke vrijwel onafhankelijk van de diepte is, is in Nederland 10°C (126).

Als het temperatuurverloop voor 2 of meer waarden van z bekend is, kan D berekend worden uit de amplitudeverandering en de fasevertraging volgens:

$$D = \frac{z_2 - z_1}{\ln \dfrac{A_{z_1}}{A_{z_2}}} = \frac{z_2 - z_1}{\psi_{z_1} - \psi_{z_1}} \qquad (3.32)$$

Hierin zijn $A_{z_1} = p_{z_1} A_0$ en $A_{z_2} = p_{z_2} A_0$ de amplituden op diepten z_1 en z_2 en zijn ψ_{z_1} en ψ_{z_2} de corresponderende fasen.

Als de temperatuur geen zuiver sinusoïdaal verloop heeft, maar wel periodiek is, kan deze in Fouriercomponenten ontbonden worden, die elk afzonderlijk aan bovenstaande theorie voldoen. Indien het temperatuurverloop niet periodiek is, kan hiervoor worden gecorrigeerd door aan vergelijking 3.9 een correctiefunctie toe te voegen (161).

b. Warmtegeleidingsvermogen in de lucht toenemend met de hoogte

Als de thermische eigenschappen van de grond niet veranderen met de diepte en

met de tijd, terwijl de turbulente diffusiecoëfficiënt lineair toeneemt met de hoogte, geldt, voorzover $k_0 u_* > 10$ cm/sec is en $z_0 < 10$ cm, voor de constanten α_0, β_0 en γ_0 in vergelijking. 3.7, 3.8 en 3.9 volgens LETTAU (97):

$$\alpha_0 = \gamma_0 + \operatorname{arctg} 1/2j \tag{3.33}$$

$$\beta_0 = \gamma_0 + \pi/4 \tag{3.34}$$

$$\gamma_0 = \operatorname{arctg} \left\{ - \frac{R \sin \pi/4 + \sin (\operatorname{arctg} 1/2j)}{R \cos \pi/4 + \cos (\operatorname{arctg} 1/2j)} \right\} \tag{3.35}$$

$$A_0 = \frac{B_0}{\sqrt{\lambda_b C_b \omega}} = \frac{L_0 \pi \sqrt{j^2 + {}^1/_4}}{k_0 u_* C_l} \tag{3.36}$$ [1]

Uit verg. 3.36 volgt:

$$R = \frac{B_0}{L_0} = \frac{\pi \sqrt{\lambda_b C_b \omega (j^2 + {}^1/_4)}}{k_0 u_* C_l} \tag{3.37}$$

waarbij j bepaald wordt door de periode en de turbulente parameters volgens:

$$j = -0{,}367 + \frac{1}{\pi} (\ln k_0 + \ln u_* - \ln z_0 - \ln \omega) \tag{3.38}$$

Uit de vergelijkingen 3.13, 3.36 en 3.37 volgt:

$$A_0 = \frac{U_0 \pi \sqrt{j^2 + {}^1/_4}}{k_0 u_* C_l (\cos \alpha_0 + R \cos \beta_0)} \tag{3.39}$$

Daar de thermische eigenschappen van de grond niet veranderen met de diepte, hebben p_z en ψ_z, die resp. de amplitudeverandering en faseverschuiving in de grond op afstand z van het oppervlak in rekening brengen, dezelfde waarde als in verg. 3.28 en 3.30, terwijl voor h_z en η_z, die betrekking hebben op amplitude en fase in de onderste luchtlaag, ($0 \leqslant z \leqslant 100$ cm), geldt:

$$h_z = \frac{\sqrt{(jJ + {}^1/_4)^2 + (j - J)^2/_4}}{j^2 + {}^1/_4} \tag{3.40}$$

$$\eta_z = - \operatorname{arctg} jJ/(2jJ + \tfrac{1}{2}) \tag{3.41}$$

waarbij J wordt bepaald door het windprofiel volgens:

$$J = j - \frac{1}{\pi} \ln \frac{z + z_0}{z_0} \tag{3.42}$$

Naarmate de grond losser is, zijn λ_b en C_b kleiner en is R dus eveneens kleiner (verg. 3.37), en is A_0 dus groter (verg. 3.39). In het algemeen is echter ook de dempingsdiepte, welke evenredig is met $\sqrt{a}$, kleiner naarmate de grond losser is, zoals blijkt uit

[1] In het algemeen is $j^2 \gg {}^1/_4$ en kan de factor $\sqrt{j^2 + {}^1/_4}$ in de verg. 3.36, 3.37, 3.39. 3.46, 3.47 en 3.50 vervangen worden door j, en de factor $j^2 + {}^1/_4$ in verg. 3.40 door j^2.

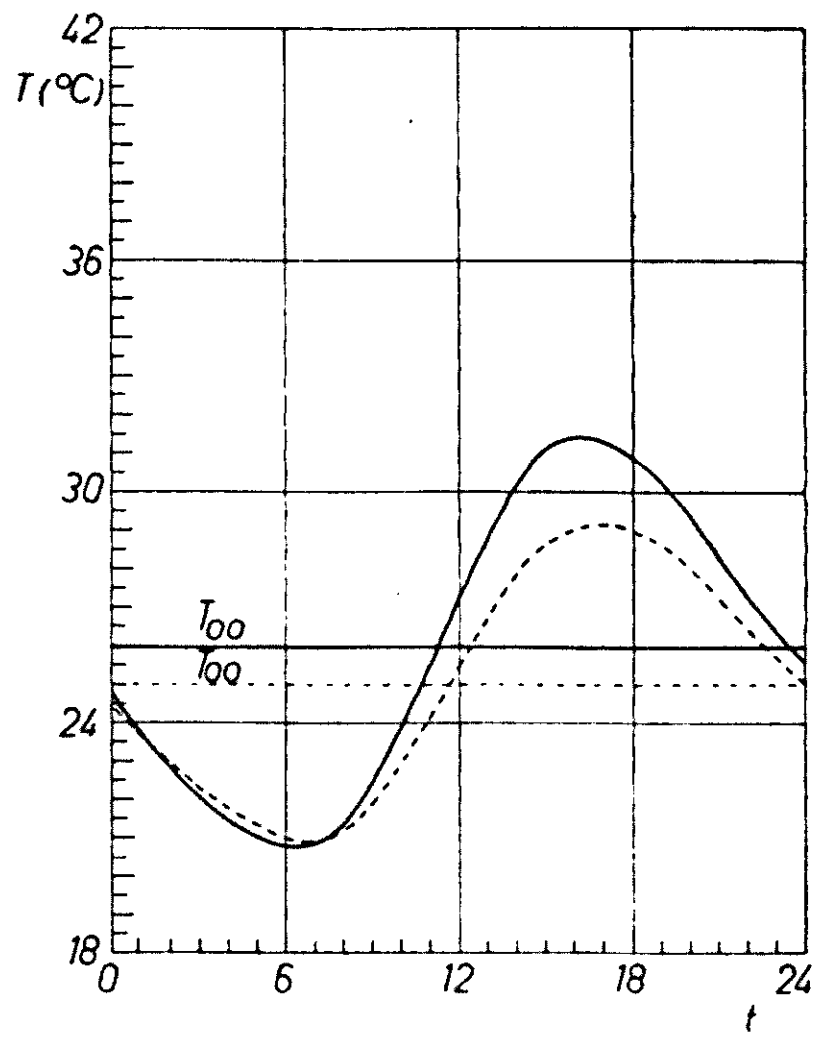


FIG. 13.
Verloop van de temperatuur op 10 cm diepte in losse (----) en aangedrukte (—) grond volgens waarnemingen van WOLLNY (181)

FIG. 13.
Course of temperature at a depth of 10 cm in loose (----) *and dense* (—) *soil* (*181*)

fig. 12. In een lossere grond neemt de amplitude van de temperatuurgolf dan ook sneller af met de diepte, en is op enige afstand van het oppervlak kleiner dan op de zelfde diepte in grond met minder losse pakking, ondanks de toename van de amplitude aan het oppervlak. Dit wordt duidelijk geïllustreerd door een groot aantal waarnemingen van WOLLNY (181), waarvan een enkel resultaat is weergegeven in fig. 13.

Verloop van de gemiddelde jaarlijkse temperatuurgolf in onbegroeide grond

De bij de berekening van het jaarlijks verloop van de oppervlaktetemperatuur met behulp van vergelijking 3.39 en 3.35 gebruikte eigenschappen van lucht en grond zijn samengevat in tabel 11. In deze tabel zijn tevens de resultaten van de berekeningen weergegeven.

TABEL 11. Amplituden en fasen van de jaarlijkse warmte- en temperatuurgolven aan het oppervlak van klei- en zandgrond, en de bij de berekeningen gebruikte eigenschappen van grond en lucht

Grondsoort	X_v	X_w	λ_b	C_b	D_b	z_0	u_{600} [1]	u_*	U_0
Klei . . .	0,60	0,24	$3{,}35 \cdot 10^{-3}$	0,516	255	0,10	410	18.9	$1{,}47 \cdot 10^{-3}$
Zand . .	0,57	0,175	$3{,}40 \cdot 10^{-3}$	0,44	280	0,10	410	18.9	$1{,}62 \cdot 10^{-3}$

Grondsoort	R	α_0	β_0	γ_0	A_0	A_{30}
Klei	0,153	— 5,1	35,6	— 10,0 etm.	7340 U_0 = 10,8 °C	9,6 °C
Zand	0,143	— 4,9	35,8	— 9,8 etm.	7400 U_0 = 12,0 °C	10,8 °C

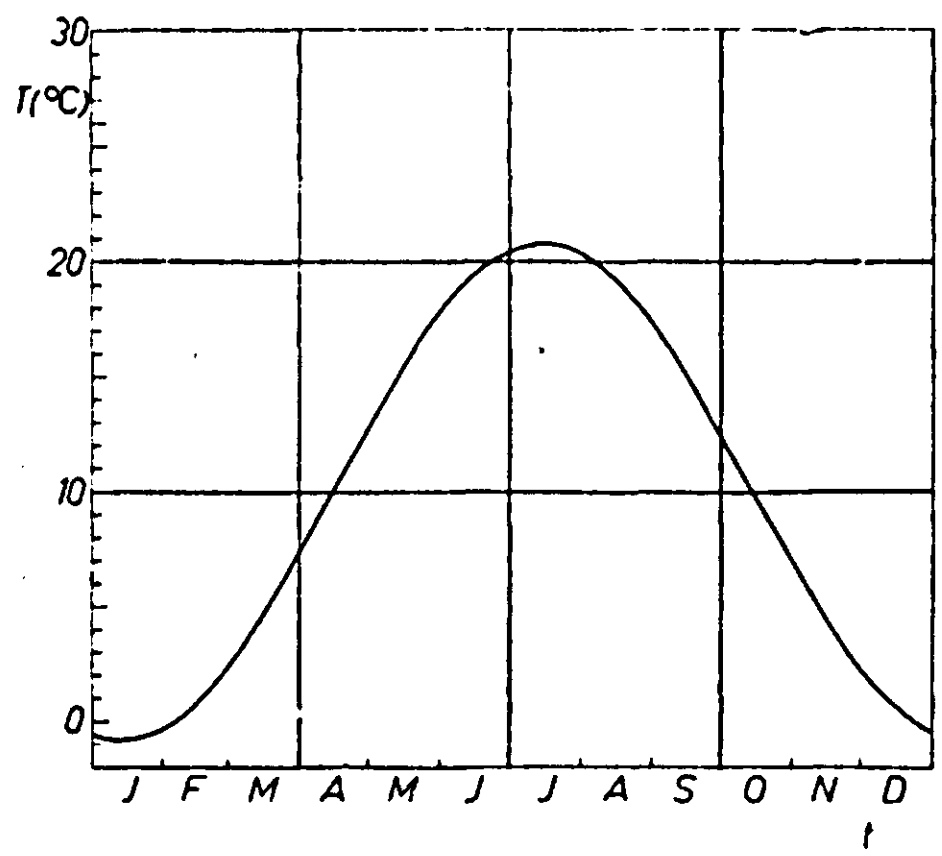
[1] Gemiddelde jaarlijkse windsnelheid op 6 m hoogte te De Bilt.

TABLE 11. *Amplitudes and phases of the yearly heat and temperature-waves at the surface of clay and sand, and the properties of these soils and of the air*

Het verloop van H_0 is weergegeven in fig. 7. Hieruit is de waarde van U_0 in tabel 11 verkregen door de onderstelling, dat zowel H_0 als de verdamping een sinusoïdaal verloop hebben, en dat de verdamping van kleigrond varieert van 0,15 mm/etm in

FIG. 14. Berekende jaarlijkse temperatuurgolf aan het oppervlak van homogene kleigrond. De bij de berekening gebruikte grootheden zijn samengevat in tabel 11.

FIG. 15. Jaarlijkse temperatuurgolven aan het oppervlak en op verschillende diepten in zand en klei volgens waarnemingen van BRAAK e.a. (25). Zand (*sand*): ——, klei (*clay*):——, -----, -·-·-



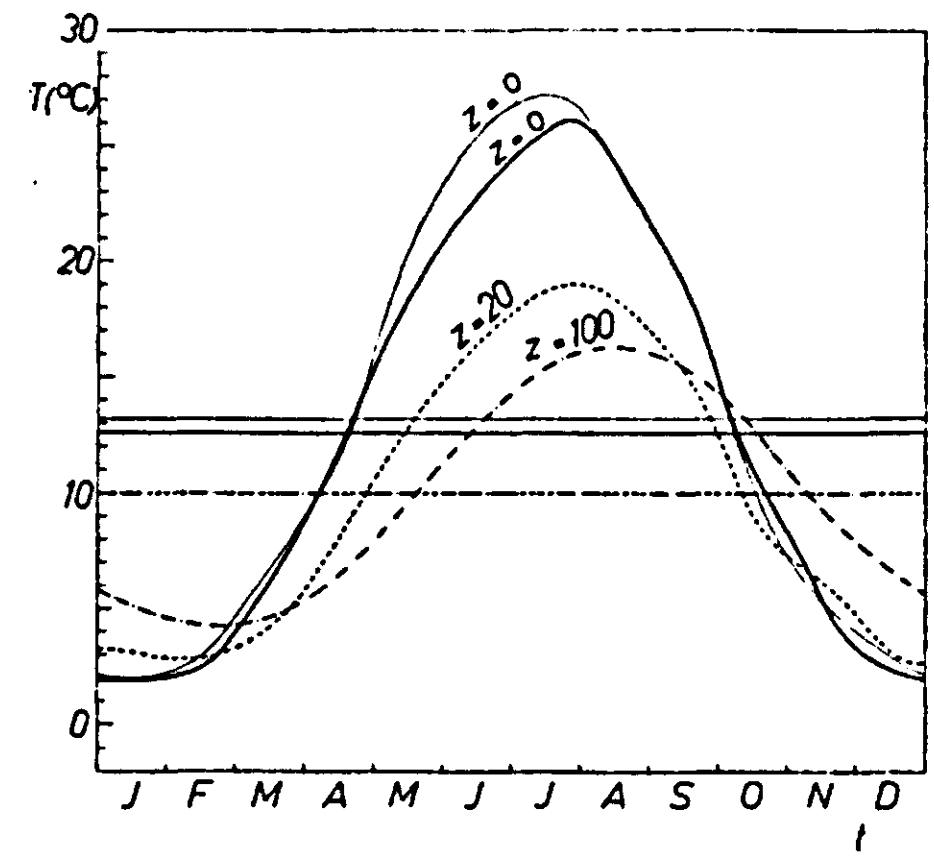


FIG. 14. *Calculated yearly temperature wave at the surface of a homogeneous clay soil. The physical properties of this soil and of the air are given in table 11.*

FIG. 15. *Observed yearly temperature waves at the surface and at several depths in sand and clay* (25)

december tot 1,5 mm/etm in juni en van zandgrond respectievelijk van 0,10 tot 1,0 mm/etm. Het op deze wijze berekende verloop van de jaarlijkse temperatuurgolf in kleigrond is weergegeven in fig. 14, waarbij is aangenomen dat de gemiddelde temperatuur bereikt wordt op 15 april en 15 oktober.

Ter vergelijking is in fig. 15 die samengesteld is met behulp van waarnemingen van BRAAK e.a. (25), het gemiddeld jaarlijks verloop van de temperatuur over de periode 1932–1937 in klei en zandgrond te Groningen weergegeven.[1]

De amplituden aan het oppervlak van klei- en zandgrond zijn bij deze metingen resp. 13,6 en 12,1 °C, en de maximumtemperatuur valt op 25 resp. 16 juli. PEERLKAMP (126) berekende voor de kleigrond over de laag 20–100 cm een dempingsdiepte van 263 cm uit de amplitudeverhouding en 239 cm uit de fasevertraging, dit is gemiddeld 251 cm, corresponderend met $a = 6{,}4 \cdot 10^{-3}\,\mathrm{cm^2/sec}$.

De invloed van de ruwheid van het oppervlak op de amplitude aan het oppervlak is op analoge wijze berekend en uitgezet in fig. 16. Hieruit blijkt dat, als z_0 toeneemt van 0,10 tot 1,0 cm, A_0 afneemt van 10,8 tot 7,4 °C.

[1] Daar fig. 15 berust op waarnemingen om 08.00, 14.00 en 17.00 uur, dus overdag genomen, is in het bijzonder de gemiddelde etmaaltemperatuur voor kleine waarden van z iets te hoog.

[2] De gemiddelde windsnelheid op het dak van het laboratorium (17,8 m boven het waarnemingsterrein) was ca. 4 m/sec. De amplitude van de luchttemperatuur boven gras was 10,1 °C op 10 cm en 7,4 °C op 200 cm hoogte; de gemiddelde temperaturen op 10 cm en 200 cm hoogte waren resp. 11,5 en 11,7 °C. De gegevens betreffende de instraling, luchttemperatuur en luchtvochtigheid zijn ontleend aan de registogrammen te Wageningen.

FIG. 16.
Invloed van de ruwheidsparameter, z_0, op de amplitude van de jaarlijkse temperatuurgolf aan het oppervlak van kleigrond, A_0. De eigenschappen van grond en lucht zijn samengevat in tabel 11.

FIG. 17.
Verloop van $p_z f_0$ en $\varphi_0 + \psi_z$ aan het oppervlak ($z = 0$, $p_z = 1$, $\psi_z = 0$) en op 8 cm diepte in zandgrond bij de jaarlijkse (——) en dagelijkse (----) temperatuurgolf in afhankelijkheid van de dikte van de losse bovenlaag. De voor de berekening gebruikte grootheden van de onderlaag en van de bovenlaag zijn resp. samengevat in tabel 11 en tabel 12.

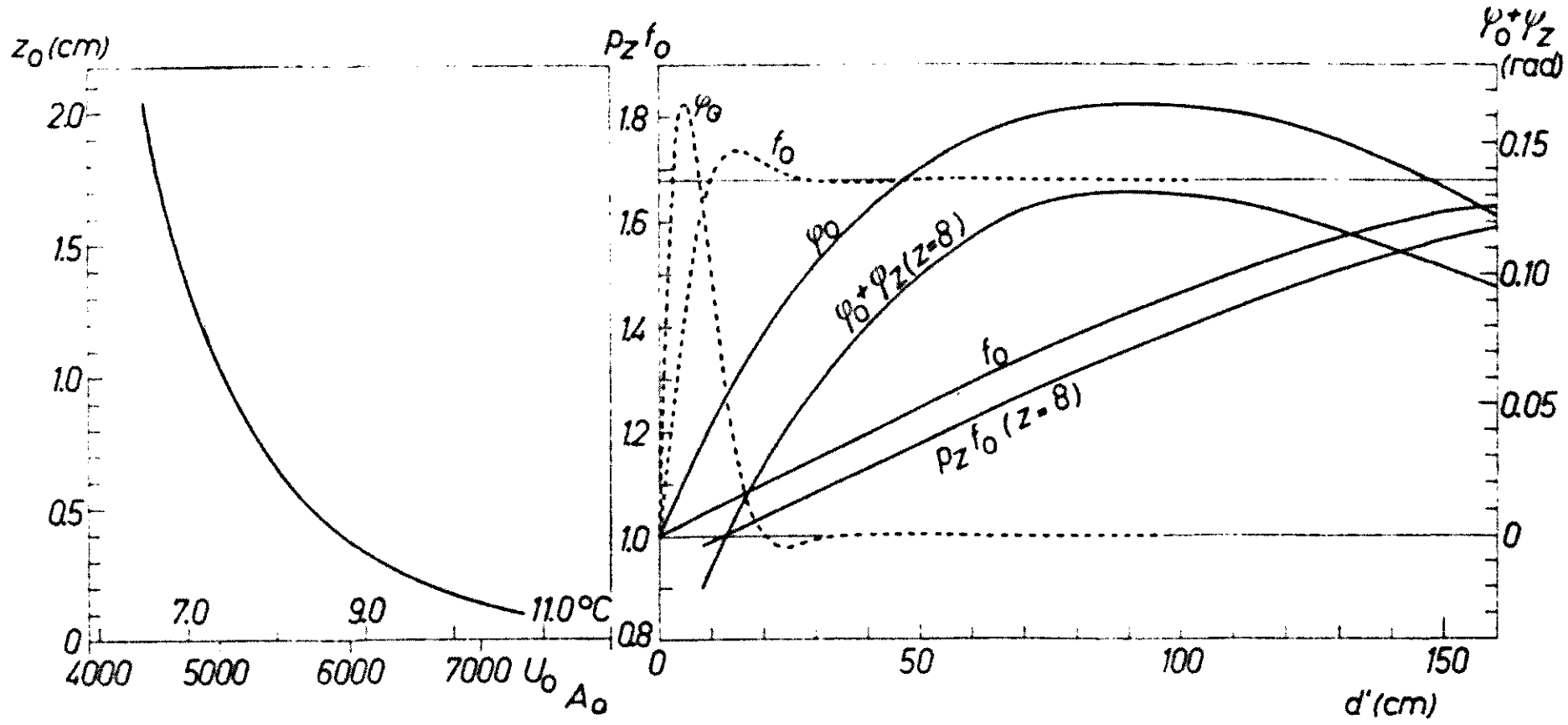


FIG. 16.
Relation between the amplitude of the yearly temperature wave at the surface of clay, A_0, and the roughness-parameter, z_0

FIG. 17.
Relation between $p_z f_0$ and $\varphi_0 + \psi_z$ at the surface ($z = 0$, $p_z = 1$, $\psi_z = 0$) and at a depth of 8 cm in sandy soil, and the depth of the upper layer. The physical properties of the lower layer are represented in table 11 and those of the upper layer in table 12. (—— yearly wave; ---- daily wave)

d. Verloop van de dagelijkse temperatuur nabij het aardoppervlak

Voor de berekening van het dagelijks temperatuurverloop is een heldere dag gekozen, nl. 8 mei 1954.[2] (fig. 7). De voor de berekening gebruikte gegevens zijn: $u_* = 20{,}4$ cm/sec, $z_0 = 0{,}7$ cm, $X_v = 0{,}45$, $X_w = 0{,}14$, $\lambda_b = 2{,}20 \cdot 10^{-3}$ (fig. 3.3), $C_b = 0{,}35$ (verg. 3.17) en $D_b = 13{,}2$. Hieruit volgt: $R = 1{,}07$; $\gamma_0 = -2{,}2$ uur, $A_0 = 2315\ U_0$ en $h_{10} = 0{,}756$. Als $U_0 = 5{,}3 \cdot 10^{-3}$ cal/cm^{2}sec (fig. 7) is de amplitude aan het oppervlak 12,3 °C, en op 10 cm hoogte 9,3 °C. Als de verdamping nihil is, is $U_0 = H_0 = 8{,}0 \cdot 10^{-3}$ cal/cm^{2}sec (fig. 7), zodat $A_0 = 18{,}5$ en $A_{10} = 14{,}0$ °C.

5. INVLOED VAN EEN LOSSE BOVENLAAG OP HET TEMPERATUURVERLOOP NABIJ HET AARDOPPERVLAK

Om de invloed van het bewerken van de grond op het temperatuurverloop na te gaan wordt verondersteld, dat de grond na de bewerking bestaat uit 2 elk op zich zelf homogene lagen met verschillende thermische eigenschappen (fig. 18). Ter onderscheiding van de onderlaag worden de symbolen, die betrekking hebben op de bovenlaag, voorzien van ′, dus X_v', X_w', λ_b', C_b', enz. De invloed van een dergelijke gelaagdheid op het temperatuurverloop in de grond is in principe behandeld door PEERLKAMP (126) en door DE VRIES en DE WIT (177) toegepast voor de berekening van de invloed van een zanddek op het nachtvorstgevaar. De invloed ervan op de verdeling tussen

FIG. 18. Model voor het berekenen van de invloed van de grondbewerking op de temperatuur van de grond en de aangrenzende luchtlaag

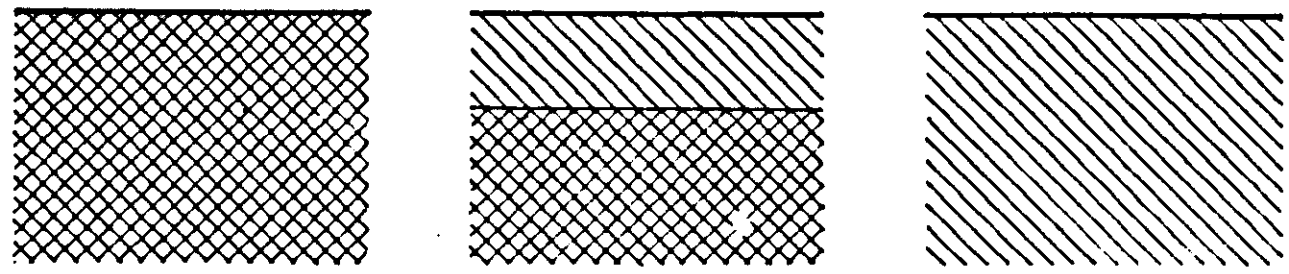


FIG. 18. *Diagram of soil cultivation to calculate its influence on the temperature of the soil and the lowest airlayer*

grond en lucht van de aan het oppervlak beschikbare warmte is behandeld door VAN DUIN (53).

Voor de oplossing van de constanten in de vergelijkingen 3.7, 3.8 en 3.9 geldt nu (53):

$$\alpha_0 = \gamma_0 + \text{arctg } 1/2j \tag{3.43}$$

$$\beta_0 = \gamma_0 + \pi/4 - \varphi_0 \tag{3.44}$$

$$\gamma_0 = \text{arctg} \left\{ - \frac{R' \sin (\pi/4 - \varphi_0) + \sin (\text{arctg } 1/2j)}{R' \cos (\pi/4 - \varphi_0) + \cos (\text{arctg } 1/2j)} \right\} \tag{3.45}$$

$$A_0 = \frac{f_0 B_0}{\sqrt{\lambda_b C_b \omega}} = \frac{L_0 \pi \sqrt{j^2 + {}^1/_4}}{k_0 u_* C_l} \tag{3.46}$$ [1]

Hieruit volgt:

$$R' = \frac{R}{f_0} = \frac{\pi \sqrt{\lambda_b C_b \omega (j^2 + 1/4)}}{f_0 k_0 u_* C_l} \tag{3.47}$$

waarbij

$$f_0 = \left\{ \frac{r^2 e^{-4\delta} + 2re^{-2\delta} \cos 2\delta + 1}{r^2 e^{-4\delta} - 2re^{-2\delta} \cos 2\delta + 1} \quad \frac{\lambda_b C_b}{\lambda_b' C_b'} \right\}^{\frac{1}{2}} \tag{3.48}$$

$$\varphi_0 = \text{arctg } \frac{2re^{-2\delta} \sin 2\delta}{r^2 e^{-4\delta} - 1} \tag{3.49}$$

met

$$\delta = d'/D_b' \quad \text{en} \quad r = \frac{1 - \sqrt{\lambda_b C_b / \lambda_b' C_b'}}{1 + \sqrt{\lambda_b C_b / \lambda_b' C_b'}}$$

Uit verg. 3.13, 3.46 en 3.47 volgt:

$$A_0 = \frac{U_0 \pi \sqrt{j^2 + {}^1/_4}}{k_0 u_* C_l (\cos \alpha_0 + R' \cos \beta_0)} \tag{3.50}$$

f_0 varieert tussen 1 als $d' = 0$ en $\sqrt{\lambda_b C_b / \lambda_b' C_b'}$ als $d' = \infty$, terwijl f_0 maximaal is als $\text{tg } 2\delta = \dfrac{r^2 e^{-4\delta} - 1}{r^2 e^{-4\delta} + 1}$

[1] Zie voetnoot op pag. 24

$\varphi_0 = 0$ als de grond homogeen is, dus als $d' = 0$ of $d' = \infty$, en φ_0 is maximaal als

$$\operatorname{tg} 2\delta = \frac{1 - r^2 e^{-4\delta}}{1 + r^2 e^{-4\delta}}$$

h_z en η_z hebben dezelfde waarde als in verg. 3.40 en 3.41, omdat de gelaagdheid van de grond geen invloed heeft op het warmtetransport in de lucht, doch voor p_z en ψ_z geldt nu:

$$0 \leqslant z \leqslant d' : p_z = \left\{\frac{r^2 e^{-4\delta} e^{2\zeta} + 2re^{-2\delta}\cos(2\delta - 2\zeta) + e^{-2\zeta}}{r^2 e^{-4\delta} + 2re^{-2\delta}\cos 2\delta + 1}\right\}^{\frac{1}{2}} \tag{3.51}$$

$$\psi_z = \operatorname{arctg} \frac{(r^2 e^{-4\delta} e^{2\zeta} + 1)\sin\zeta + re^{-2\delta}(e^{2\zeta} + 1)\sin(2\delta - \zeta)}{(r^2 e^{-4\delta} e^{2\zeta} - 1)\cos\zeta - re^{-2\delta}(e^{2\zeta} - 1)\cos(2\delta - \zeta)} - \varphi_0 \tag{3.52}$$

waarbij $\zeta = z/D_b'$.

Als $z = d'$ gaat verg. 3.51 over in

$$p_d' = \left\{\frac{e^{-2\delta}(r + 1)^2}{r^2 e^{-4\delta} + 2re^{-2\delta}\cos 2\delta + 1}\right\}^{\frac{1}{2}} \tag{3.53}$$

en 3.52 wordt:

$$\psi_d' = \operatorname{arctg} \frac{(re^{-2\delta} + 1)\sin\delta}{(re^{-2\delta} - 1)\cos\delta} - \varphi_0 \tag{3.54}$$

Het temperatuurverloop in de onderlaag wordt beschreven door de theorie van de warmtebeweging in een homogeen medium, dus geldt voor:

$$z \geqslant d' : p_z = p_d' e^{-(z-d')/D_b} \tag{3.55}$$

$$\psi_z = \psi_d' - \frac{z - d'}{D_b} \tag{3.56}$$

Het temperatuurverloop in de bovenlaag kan worden opgevat als te zijn ontstaan door een heengaande en een tegen het grensvlak teruggekaatste temperatuurgolf. Voor de amplitude op diepte z geldt dan (126):

$$0 \leqslant z \leqslant d' \quad T = F_1 e^{-(1+i)\zeta} + F_2 e^{-(1+i)\zeta} \tag{3.57}$$

$$z \geqslant d' \quad T = F e^{-(1+i)z/D_b} \tag{3.58}$$

Ter oplossing van de constanten F_1, F_2 en F worden de volgende randvoorwaarden gesteld:

1. Aan het grensvlak zijn de temperaturen in boven- en onderlaag aan elkaar gelijk:

$$F_1 e^{-(1+i)\delta} + F_2 e^{(1+i)\delta} = F e^{-(1+i)d'/D_b} \tag{3.59}$$

2. Aan het grensvlak zijn de warmtestromen aan elkaar gelijk:

$$F_1 \frac{\lambda_b'}{D_b'} e^{-(1+i)\delta} + F_2 \frac{\lambda_b'}{D_b'} e^{(1+i)\delta} = F \frac{\lambda_b}{D_b} e^{-(1+i)d'/D_b} \tag{3.60}$$

Hieruit volgt voor de temperatuur op diepte z en tijd t $(0 \leqslant z \leqslant d)$:

$$T(z,t) = T_{00} + \frac{(F_1 - F_2)\, e^{i\omega t}}{r^2 e^{-4\delta} - 2\, re^{-2\delta}\cos 2\delta + 1}\Big[e^{-(1+i)\zeta}\left\{1 - re^{-(1+i)2\delta} -\right\} - e^{(1+i)\zeta}\left\{r^2 e^{-4\delta} - re^{-(1+i)2\delta}\right\}\Big] \tag{3.61}$$

hierin is:

$$F_1 - F_2 = \frac{B_0}{\sqrt{\lambda_b' C_b' \omega}} \tag{3.62}$$

terwijl volgens verg. 3.24 geldt:

$$B_0 = A_0(\text{hom}) \sqrt{\lambda_b C_b \omega}$$

zodat:

$$F_1 - F_2 = A_0(\text{hom}) \sqrt{\lambda_b C_b / \lambda_b' C_b'} \tag{3.63}$$

In deze vergelijking heeft A_0(hom) betrekking op de amplitude aan het oppervlak van homogene onbewerkte grond, d.w.z. homogene grond waarvan de thermische eigenschappen gelijk zijn aan die van de onderlaag van de bewerkte grond.

Verg. 3.61 kan worden omgewerkt tot:

$$T(z,t) = T_{00} + \left\{ \frac{r^2 e^{-4\delta} e^{2\zeta} + 2re^{-2\delta}\cos(2\delta - 2\zeta) + e^{-2\zeta}}{r^2 e^{-4\delta} - 2re^{-2\delta}\cos 2\delta + 1} \frac{\lambda_b C_b}{\lambda_b' C_b'} \right\}^{\frac{1}{2}} A_0(\text{hom})\, e^{i(\omega t + \varphi_z)} \tag{3.64}$$

waarin

$$\varphi_z = \text{arctg} \frac{(r^2 e^{-4\delta} e^{2\zeta} + 1)\sin\zeta + re^{-2\delta}(e^{2\zeta} + 1)\sin(2\delta - \zeta)}{(r^2 e^{-4\delta} e^{2\zeta} - 1)\cos\zeta - re^{-2\delta}(e^{2\zeta} - 1)\cos(2\delta - \zeta)} \tag{3.65}$$

Voor het temperatuurverloop in grond en lucht geldt:

$$\frac{j + i/2}{k_0 u_* C_l} L_0 e^{-i(\omega t + \alpha_0)} = \frac{(1+i)}{\sqrt{2\lambda_b C_b \omega}} B_0 e^{-i(\omega t + \beta_0)} = A_0 e^{-i(\omega t + \gamma_0)} \tag{3.66}$$

terwijl

$$L_0 \sin\alpha_0 + B_0 \sin\beta_0 = \sin\alpha_0 + R' \sin\beta_0 = 0 \tag{3.67}$$

In afwijking van de formules van LETTAU voor homogene grond voldoen β_0 en R' nu aan de vergelijkingen 3.44 en 3.47, waardoor 3.67 overgaat in:

$$\sin(\gamma_0 + \text{arctg}\, 1/2j) + R' \sin(\gamma_0 + \pi/4 - \varphi_0) = 0 \tag{3.68}$$

ofwel

$$\sin\gamma_0 \cos(\text{arctg}\, 1/2j) + \cos\gamma_0 \sin(\text{arctg}\, 1/2j) + R' \{\sin\gamma_0 \cos(\pi/4 - \varphi_0) + \cos\gamma_0 \sin(\pi/4 - \varphi_0)\} = 0 \tag{3.69}$$

waaruit γ_0 afgesplitst kan worden zoals is weergegeven in verg. 3.45 door te delen door $\cos\gamma_0$ en de termen te hergroeperen.

Verloop van de jaarlijkse temperatuur in klei- en zandgrond bij aanwezigheid van een losse bovenlaag

In fig. 17 is het verloop van f_0 en φ_0 weergegeven in afhankelijkheid van de dikte van de bovenlaag, samen met het verloop van $p_z f_0$ en $\varphi_0 + \psi_z$ voor $z = 8$ cm. De voor de berekening gebruikte numerieke gegevens betreffende de bovenlaag van deze zandgrond zijn samengevat in tabel 12 (III), en van de onderlaag in tabel 11.

De invloed van de bewerking op het temperatuurverloop aan het oppervlak en aan het grensvlak is berekend voor klei- en zandgrond bij een dikte van de bovenlaag van 30 cm (II en III in tabel 12). De eigenschappen van de lucht en van de ondergrond zijn hierbij gelijk verondersteld aan die in tab. 11 voor homogene grond. Uit vergelijking van de waarden voor A_0 en γ_0 in tabel 11 en 12 blijkt, dat door deze gelaagdheid de amplitude van de gemiddelde jaarlijkse temperatuurgolf aan het oppervlak 0,1 °C is toegenomen, en de fase ca. één etmaal vervroegd. Hieruit blijkt dat het bewerken van de grond, inzoverre hierdoor de thermische eigenschappen van de grond veranderen, vrijwel geen invloed heeft op het jaarlijkse temperatuurverloop in de grond. Het boven

TABEL 12. Amplituden en fasen van de jaarlijkse warmte- en temperatuurgolven aan het oppervlak van klei- en zandgrond bij aanwezigheid van een losse bovenlaag, en de bij de berekening gebruikte eigenschappen van de bovenlagen

	X_v'	X_w'	λ_b'	C_b'	D_b'	d'	f_0	R'	φ_0
I Kleigrond	0,50	0,20	$2{,}52\ 10^{-3}$	0,43	242	15	1,03	0,149	1,5
II Kleigrond	0,40	0,16	$1{,}84\ 10^{-3}$	0,344	232	30	1,15	0,134	5,8
III Zandgrond	0,40	0,125	$1{,}70\ 10^{-3}$	0,309	235	30	1,15	0,124	6,1
IV Zandgrond met aggregaatstructuur	0,40	0,125	$0{,}98\ 10^{-3}$	0,309	178	30	1,25	0,115	9,4

	α_0	β_0	γ_0	A_0	A_d'
I Kleigrond	— 4,9	34,4	— 9,8 etm.	7360 U_0 = 10,82 °C	10,0 °C
II Kleigrond	— 3,9	33,8	— 8,9 etm.	7415 U_0 = 10,9 °C	8,8 °C
III Zandgrond	— 3,7	31,0	— 8,6 etm.	7460 U_0 = 12,1 °C	9,8 °C
IV Zandgrond met aggregaatstructuur	— 3,1	28,2	— 8,0 etm.	7500 U_0 = 12,15 °C	9,2 °C

TABLE 12. *Amplitudes and phases of the yearly heat and temperature waves at the surfaces of layered clay and sandy soils, and the physical properties of the upper layers*

de grond komen van wintergerst, hetwelk plaats vindt, als de gemiddelde dagelijkse temperatuur ca. 100 „graaddagen" boven een drempeltemperatuur van 1,5° is geweest, wordt door deze gelaagdheid niet meer dan een halve dag versneld.

In een willekeurig jaar, of in een ander klimaat, kan dit iets meer of minder zijn, afhankelijk van de grootte van U_0. In feite zal de grond in onbewerkte toestand nabij het oppervlak in het algemeen ook een wat lossere pakking hebben dan in voorbeeld I voor homogene grond is verondersteld. Komen de eigenschappen van een dergelijke bovenlaag ongeveer overeen met situatie I in tabel 14, dan is bij de gemiddelde jaarlijkse temperatuurgolf de amplitudevergroting door bewerking 0,08 °C, en de fasevervroeging 0,9 etm. Voor zandgrond kunnen analoge resultaten berekend worden (tabel 12, III). Verondersteld men dat door „goed" gebruik van de grond de bovenlaag een aggregaatstructuur verkrijgt (tabel 12, IV), dan is bij gelijke warmtecapaciteit het warmtegeleidingsvermogen geringer. Ten opzichte van homogene grond is de amplitudevergroting dan 0,15 °C, en de faseverschuiving 1,5 etm.

Bij de berekening van het warmtegeleidingsvermogen van zandgrond met aggregaatstructuur is verondersteld, dat de volumefractie poriën in de aggregaten 0,266 is, en dat al het vocht zich in de aggregaten bevindt. Tussen de aggregaten is de volumefractie poriën dus 0,60 — 0,266 = 0,334. In de aggregaten is $X_v = 0{,}40/(1 - 0{,}334) = 0{,}60$ en $X_w = 0{,}125/(1 - 0{,}334) = 0{,}1875$; het warmtegeleidingsvermogen van het aggregaat is dus $3{,}80 \cdot 10^{-3}$, zoals blijkt uit fig. 10. De grond bestaat dus uit deeltjes met een warmtegeleidingsvermogen van $3{,}80 \cdot 10^{-3}$, terwijl de volumefractie vaste delen $1 - 0{,}334 = 0{,}666$, en de volumefractie water 0 is. Uit berekening volgt nu dat $k_v = 0{,}150$ en dat $\lambda_l = 0{,}138 \cdot 10^{-3}$ dus $\lambda'_b = 0{,}98 \cdot 10^{-3}$ (vgl. 3.14).

Daar de onderstelling dat K toeneemt met de afstand ten opzichte van het aardoppervlak niet geldt voor grote hoogte, is de warmtestroom in de lucht overschat ten

FIG. 19. Verloop van de gemiddelde dagelijkse temperatuur aan het oppervlak ($z = 0$) en op 20 cm diepte ($z = 20$) in onbewerkte ($d' = 0$) en bewerkte ($d' = 20$) onbegroeide kleigrond te Wageningen

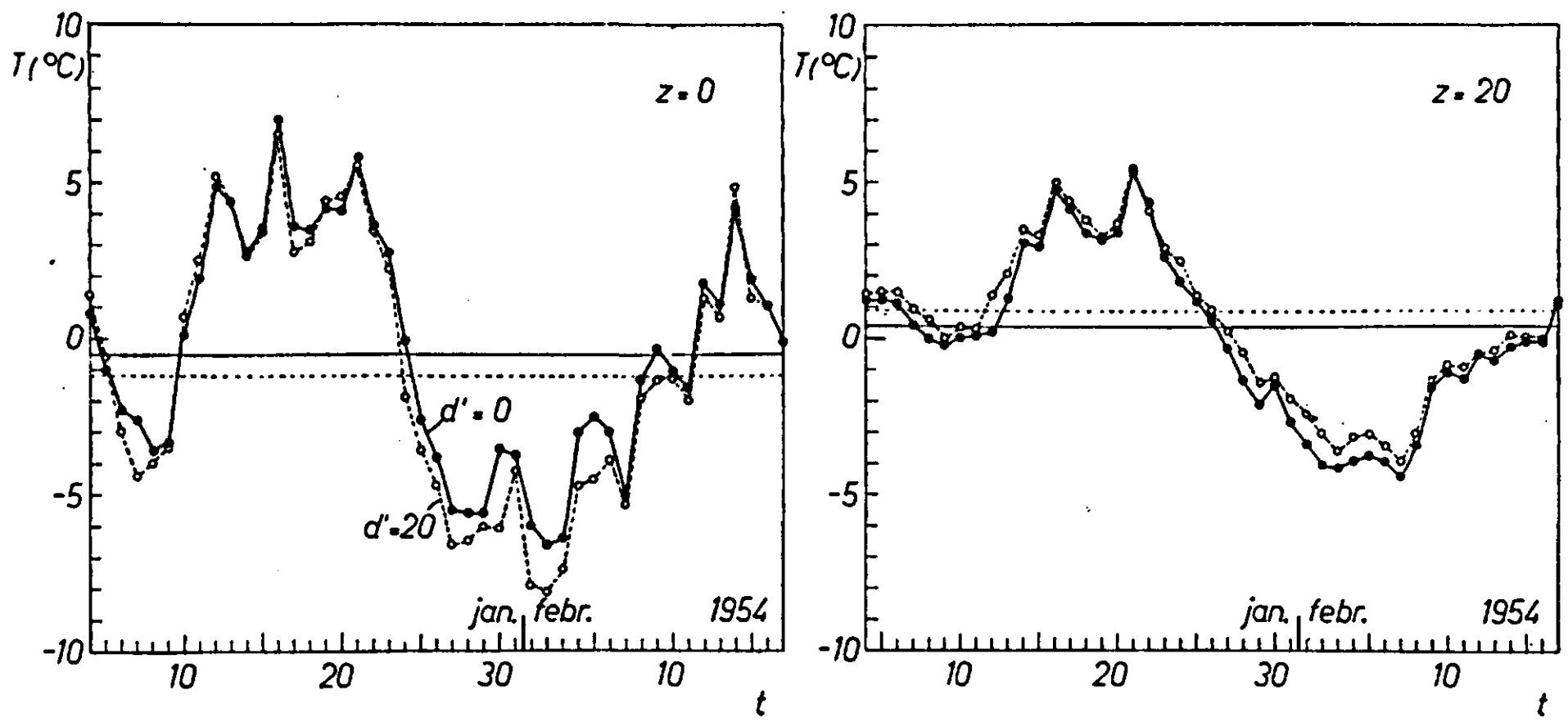


FIG. 19. *Course of mean daily temperature at the surface* ($z = 0$) *and at a depth of 20 cm* ($z = 20$) *in uncultivated* ($d' = 0$) *and cultivated* ($d' = 20$) *bare riverclay at Wageningen*

koste van de warmtestroom in de grond, en is de invloed van de bewerking op het temperatuurverloop in feite iets groter dan hier berekend is. Met de onderstelling dat de warmtestroom in bewerkte en onbewerkte grond gelijk is (53) berekent men een ander grensgeval. Voor zandgrond (tabel 12) b.v. berekent men op deze wijze een vergroting van de amplitude aan het oppervlak van ca. 1,7°C waarbij de werkelijke invloed van de bewerking dus sterk overschat wordt.

In de strenge winter van 1953–1954 werden door de auteur bodemtemperaturen gemeten in zand- en kleigrond te Wageningen. In fig. 19 is het verloop van de temperatuur weergegeven aan het oppervlak en op 20 cm diepte in kleigrond in onbewerkte toestand, waarbij $X_v = 0{,}44$ en in kleigrond met een in het najaar geploegde bovenlaag ter dikte van ca. 20 cm, waarbij $X_v' = 0{,}30$. Uit de figuur blijkt dat op het jaarlijkse verloop temperatuurfluctuaties gesuperponeerd zijn met een periode van enkele dagen of weken; in de betreffende figuur is b.v. ook een sinusvormig verloop over ca. 1 maand zichtbaar. Het verloop van de grondtonen in bewerkte en onbewerkte grond werd met een Fourier-analyse berekend. Voor de periode van 8 januari tot 7 februari is dit verloop weergegeven in tabel 13.

Aan het oppervlak is de amplitude van de grondtoon in geploegde grond groter, op 10 cm diepte gelijk aan, en op 20 cm diepte kleiner dan die in onbewerkte grond. Er is weinig verschil in fase tussen onbewerkte en geploegde grond, doch wel een duidelijke fasevertraging met de diepte. Aan het oppervlak is het temperatuurminimum het laagst in geploegde grond, doch op 10 en 20 cm diepte in onbewerkte grond. (De waarnemingen in zandgrond waren analoog aan die in kleigrond.)

Deze temperatuurverschillen zijn dus aanmerkelijk groter dan voor de jaarlijkse temperatuurgolf berekend zijn, hetgeen een gevolg is van de korte periode van de beschouwde fluctuatie.

De invloed van een bewerking op de temperatuurgolf is nl. groter naarmate de periode

TABEL 13. De temperatuurgolven (grondtonen) in onbewerkte en geploegde kleigrond ($d' = 20$) in de periode van 8 januari tot 7 februari 1954 te Wageningen

	$z = 0$	
	Onbewerkt	Geploegd
$T(z, t)$	$-0{,}4 + 5{,}9 \cos \omega t$	$-0{,}9 + 6{,}5 \cos (\omega t + 0{,}05)$
$T = T_{00}$ op	9 en 25 januari	9 en 25 januari
$T_{max.}$	+ 5,5	+ 5,6
$T_{min.}$	— 6,3	— 7,4

	$z = 10$	
	Onbewerkt	Geploegd
$T(z, t)$	$-0{,}5 + 5{,}5 \cos (\omega t - 0{,}09)$	$0 + 5{,}5 \cos (\omega t - 0{,}10)$
$T = T_{00}$ op	9–10 en 25–26 januari	9–10 en 25–26 januari
$T_{max.}$	+ 5,0	+ 5,5
$T_{min.}$	— 6,0	— 5,5

	$z = 20$	
	Onbewerkt	Geploegd
$T(z, t)$	$0{,}4 + 4{,}2 \cos (\omega t - 0{,}25)$	$0{,}9 + 4{,}0 \cos (\omega t - 0{,}25)$
$T = T_{00}$ op	10 en 26 januari	10 en 26 januari
$T_{max.}$	+ 4,6	+ 4,9 °C
$T_{min.}$	— 3,8	— 3,1 °C

TABLE 13. *The temperature waves in uncultivated and cultivated clay ($d' = 20$) at Wageningen during the period from the 8th of January to the 7th of February 1954*

τ korter (en de amplitude van de warmtegolf U_0 groter) is. Bij de homogene kleigrond (tabel 11) is $A_0 = 5170\ U_0$ als de periode niet 1 jaar, maar 1 maand is en in de bewerkte kleigrond (tabel 12, II) geldt dan dat $A_0 = 5550\ U_0$, hetgeen als b.v. $U_0 = 1{,}14 \cdot 10^{-3}$ cal/cm^{2}sec, correspondeert met $A_0 = 5{,}9$ resp. $A_0 = 6{,}3$ °C; dit is een verschil van 0,4°. Voorts zal er een stollingswarmte vrijkomen als de temperatuur beneden het vriespunt daalt, en wel te meer naarmate de grond vochtiger is. Hierdoor zal de temperatuurdaling in een onbewerkte grond kleiner zijn dan in een bewerkte grond, en de vorst zal er minder diep in doordringen. Bij waarnemingen van VON NITZSCH (116) bleek dat bij plotseling invallende vorst na een periode van dooi, de vorst in geploegde grond ($X_p = 0{,}55$) 8,2 cm diep was doorgedrongen, en in gefreesde grond ($X_p = 0{,}66$) 10,2 cm. Ook SINGH (153) vermeldt een dieper en sneller doordringen van de vorst in geploegde, dan in oppervlakkig bewerkte grond.

Uit de theorie volgt dus dat nabij het oppervlak de temperatuur in een losgemaakte grond 's winters lager en 's zomers hoger is dan in onbewerkte grond, doch dat deze

verschillen in het algemeen gering zijn. GADE (63) b.v. vond dat in de zomer de temperatuur op ca. 7 cm diepte in gefreesde grond ca. 0,5 °C hoger was dan in geploegde of gewoelde grond met een minder losse pakking. SCHWIND (148) en KEEN (84) en HOLLDACK en NITZSCH (73) constateerden eveneens dat gefreesde grond in de lente resp. zomer iets warmer is dan minder losse grond.

De amplitude aan het grensvlak tussen boven- en onderlaag ($A_{d'}$) is aanmerkelijk kleiner dan op gelijke diepte in onbewerkte grond, zoals blijkt uit tabel 13 en uit vergelijking van A_{30} in tabel 11 met $A_{d'}$ in tabel 12. Voor kleigrond is dit berekende verschil 0,8 °C, en bij zandgrond 1,0 °C. Uit tabel 13 blijkt tevens dat deze omkering van de invloed van een bewerking reeds begint bij een diepte $z \approx \frac{1}{2}d'$. Tengevolge van de kleinere warmtestroom en de grotere concentratie van de toegevoerde warmte in de bovenste zone van de losse bovenlaag zijn de temperatuurgolven in de onderlaag sterk genivelleerd ten opzichte van de temperatuurgolven op dezelfde diepte in homogene of aangedrukte grond. Dit verklaart de conclusie van APSITS (4), dat losgemaakte grond in de zomer minder warm is dan aangedrukte grond, en blijkt ook uit de waarnemingen van WOLLNY (fig. 13).

APSITS verrichtte om 7,13 en 21 uur waarnemingen in een bovenlaag van 20 cm dikte op 10 cm diepte in de periode mei-augustus. De over deze periode gemiddelde waarden van deze driemaaldaagse aflezingen in gronden met verschillend poriënvolume zijn samengevat in tabel 14.

TABEL 14. Gemiddelde temperatuur in de periode mei–augustus op 10 cm diepte in een bovenlaag van 20 cm dikte, volgens waarnemingen van APSITS (4)

X_v	7.00 uur	13.00 uur	21.00 uur	Overdag gemiddelde
0,67	13,6	16,6	16,5	15,6 °C
0,54	13,5	16,5	16,3	15,4
0,50	13,2	16,0	16,2	15,1
0,47	13,1	15,9	16,1	15,0

TABLE 14. *Average temperature at a depth of 10 cm in an upper layer to a depth of 20 cm, during the period May to August* (4)

De temperatuur van de onderlaag is 's winters, resp. 's nachts, hoger, en 's zomers, resp. overdag, lager dan op gelijke diepte in homogene grond. De invloed van het bewerken op de temperatuur van de grond is in de onderlaag dus tegengesteld aan die in de bovenlaag. Dit wordt duidelijk geïllustreerd door de waarnemingen van de auteur (tabel 13) en van WEST (180) in Australië (fig. 20).

Deze omkering blijkt ook uit de waarnemingen van KING (86), DOBSON (48). BOUYOUCOS (19, 20), MOSIER en GUSTAFSON (110), BLOHM (12), THOMPSON (167) en JAMES (80). Bij de waarnemingen van BOUYOUCOS (19) was het temperatuurverschil onder een mulch-laag maximaal in juli, nl. ruim 0,5 °C, terwijl de temperaturen in herfst en winter vrijwel gelijk waren. Bij de proeven van THOMPSON (167) was gemiddeld over 3 jaar het daggemiddelde van de temperatuur, tijdens het gehele groeiseizoen van bieten, onder een los bovenlaagje gemiddeld 1 °C lager op 7,5 cm, en 0,5 °C lager op 15 cm diepte dan op overeenkomstige diepte in onbewerkte grond. DENSCH en GROH (44) vonden gedurende de winter echter geen verschil in temperatuur van de ondergrond bij geploegde en gefreesde percelen. Bij de proeven van SCHWIND (148)

FIG. 20. Temperatuurverloop op 15, 30 en 60 cm diepte in onbewerkte grond (——), en op 18, 33 en 63 cm diepte in bewerkte grond (----) bij een dikte van de losse bovenlaag van 13 cm, volgens waarnemingen van WEST (180) in Australië

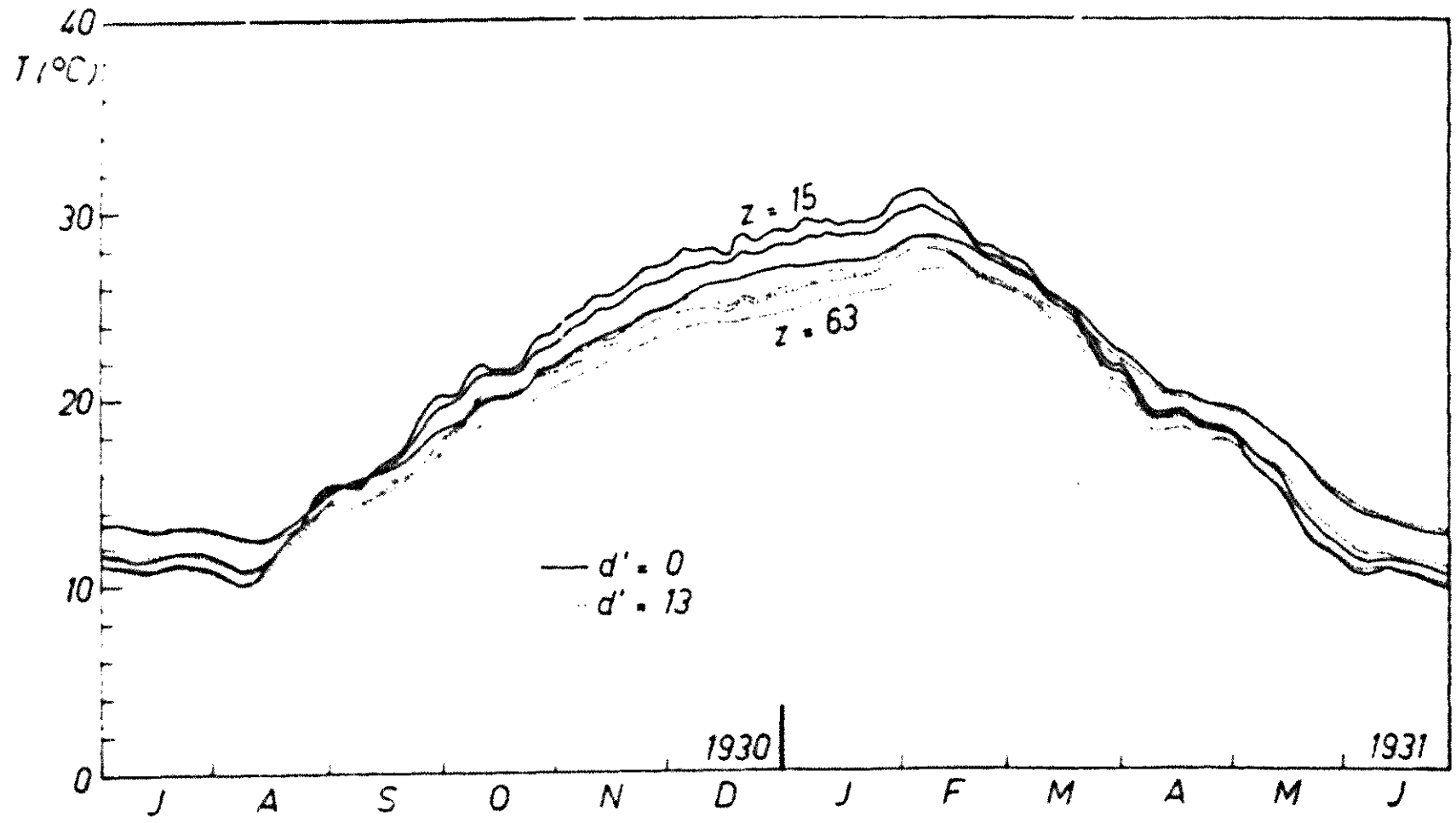


FIG. 20. *Course of temperature at a depth of 15, 30 and 60 cm in uncultivated (——) and at a depth of 18, 33 en 63 cm in cultivated (----) soil with a depth of the upper layer of 13 cm in Australia (180)*

was het daggemiddelde van de temperatuur op 10 en 20 cm diepte in geploegde grond (ploegdiepte 20 cm in voorgaande herfst) in de maand augustus lager dan in gewoelde grond (bewerkingsdiepte 12 cm), terwijl de percelen, die bewerkt waren met de frees (bewerkingsdiepte 16 cm) en de ondergrondploeg (bewerkingsdiepte 20 + 15 cm), hierbij een tussenpositie innamen. Dit temperatuurverloop is niet duidelijk, evenmin als het door VON NITZSCH (117), gemeten verloop in geploegde en gefreesde percelen met een poriënvolume van 0,49 resp. 0,51 en een vochtgehalte van 0,20 resp. 0,17, waarbij de temperatuur in gefreesde grond op elke waarnemingsdiepte gedurende de gehele dag hoger was dan in geploegde grond (tabel 15).

TABEL 15. Temperatuur (°C) in geploegde en gefreesde grond op 12–13 juli, volgens waarnemingen van VON NITZSCH (117)

Diepte in cm	Maximum		Minimum		Gemiddeld etm. temp.	
	Geploegd	Gefreesd	Geploegd	Gefreesd	Geploegd	Gefreesd
0	19,8	20,2	22,6	23,5	17,7	18,1
5	19,1	19,5	21,7	22,2	19,1	19,3
25	19,7	20,0	20,4	20,9	19,0	19,1
45	17,8	18,2	17,8	18,5	17,5	17,9

TABLE 15. *Temperature (°C) at several depths in ploughed and roto-tilled soil on the 12th and 13th of July* (117)

Deze resultaten, die ook gegeven worden door HOLLDACK en VON NITZSCH (73), zijn niet duidelijk inzoverre het temperatuurverschil tussen gefreesd en geploegd

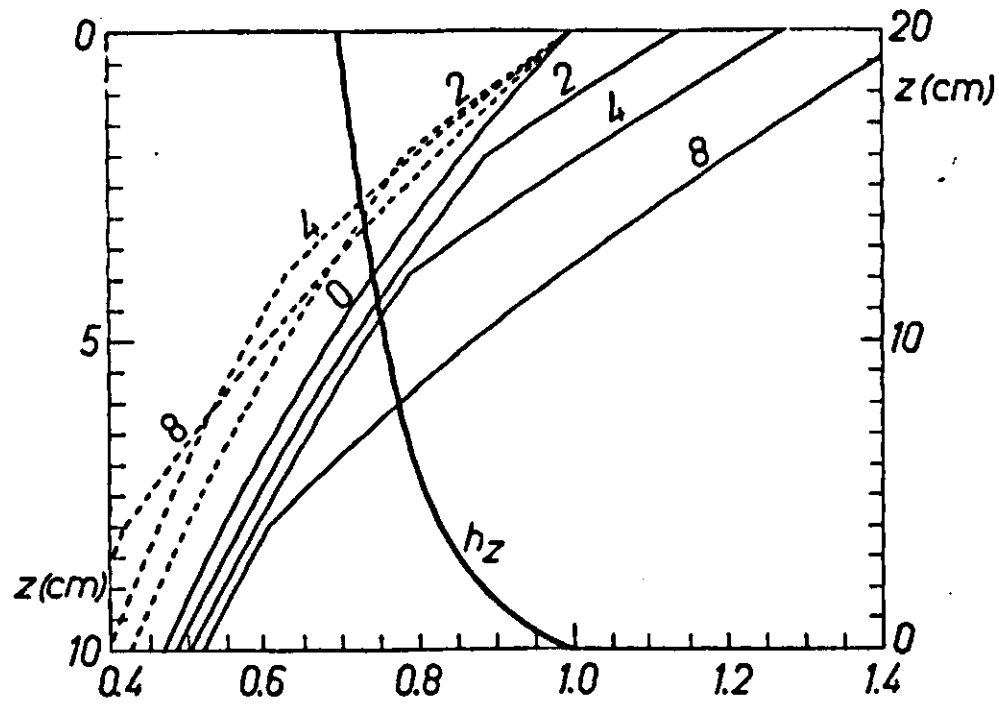


FIG. 21. Verandering van h_z (——) met de hoogte en van p_z (----) en van $p_z f_0$ (——) met de diepte voor verschillende dikten van de losse bovenlaag. De eigenschappen van de bovenlaag zijn weergegeven in tabel 16 en van de onderlaag en de lucht op pag. 27. De cijfers geven de dikte van de bovenlaag aan.

FIG. 21. *Change of h_z (——) with height and of p_z (----) and $p_z f_0$ (——) with depth for several depths of the upper layer. The properties of the upper layer are represented in table 16, and those of the lower layer and the air on page 27. The figures indicate the depth of the upper layer.*

land tot zo grote diepte positief is. Misschien is een geringere verdamping van de gefreesde grond, gepaard gaande met een grotere warmtestroom, hiervoor een verklaring.

Het dagelijkse temperatuurverloop in de grond bij aanwezigheid van een losse bovenlaag

In fig. 21 is de berekende verandering van p_z en $p_z f_0$ met de diepte weergegeven voor $d' = 2$, 4 en 8 cm in zandgrond; de thermische eigenschappen van de onderlaag en van de lucht zijn gelijk aan die bij homogene grond (pag. 27), terwijl die van de bovenlaag zijn samengevat in tabel 16.

TABEL 16. Amplituden en fasen van de dagelijkse temperatuurgolven in homogene zandgrond bij aanwezigheid van een losse en/of droge bovenlaag en de eigenschappen van deze lagen

Toestand van de grond	X_v'	X_w'	λ_b'	C_b'	D_b'	d'
I Grond homogeen .	0,45	0,14	$2.20 \cdot 10^{-3}$	0,35	13,2	0
II Losse bovenlaag .	0,34	0,106	$1,35 \cdot 10^{-3}$	0,26	12,0	4
III Droge bovenlaag .	0,45	0	$0,39 \cdot 10^{-3}$	0,21	7,15	2
IV Bovenlaag los en droog	0,34	0	$0,28 \cdot 10^{-3}$	0,16	6,94	2,5
2e laag los	0,34	0,106	$1,35 \cdot 10^{-3}$	0,26	12,0	1,5

f_0	φ_0	R'	α_0	β_0	γ_0	A_0 ($U_0 = 5,3 \cdot 10^{-3}$ resp. $8,0 \cdot 10^{-3}$)
1	0	1,07	— 1,7	0,8	— 2,2 uur	2315 U_0 = 12,3 resp. 18,5
1,27	0,47	0,84	— 1,1	0,9	— 1,6 uur	2550 U_0 = 13,5 „ 20,4
1,86	1,26	0,575	— 0,4	0,8	— 1,0 uur	2910 U_0 = 15,4 „ 23,3
3,56	1,67	0,30	— 0,1	0,7	— 0,6 uur	3500 U_0 = 18,5 „ 28,0

TABLE 16. *Amplitudes and phases of the daily temperature waves in homogeneous and layered sandy soil, and the physical properties of these layers*

Situatie III en IV in tabel 16 hebben resp. betrekking op een grond waarvan de bovenste 2 cm zijn uitgedroogd, en een grond met een losse bovenlaag ter dikte van

FIG. 22. Verandering van de amplitude met de afstand tot het oppervlak bij homogene en gelaagde zandgrond. In de figuur is de verhoogde ligging van het maaiveld na het losmaken van de grond aangegeven. I. $d' = 0$ ($X_v = 0{,}45$; $X_w = 0{,}14$); II. $d' = 4$ ($X_v' = 0{,}34$; $X_w' = 0{,}106$); III. $d' = 2$ ($X_v' = 0{,}45$; $X_w' = 0$); IV. $d' = 1{,}5$; d'' 2,5 ($X_v' = 0{,}34$; $X_w' = 0{,}106$; $X_v'' = 0{,}34$; $X_w'' = 0$).

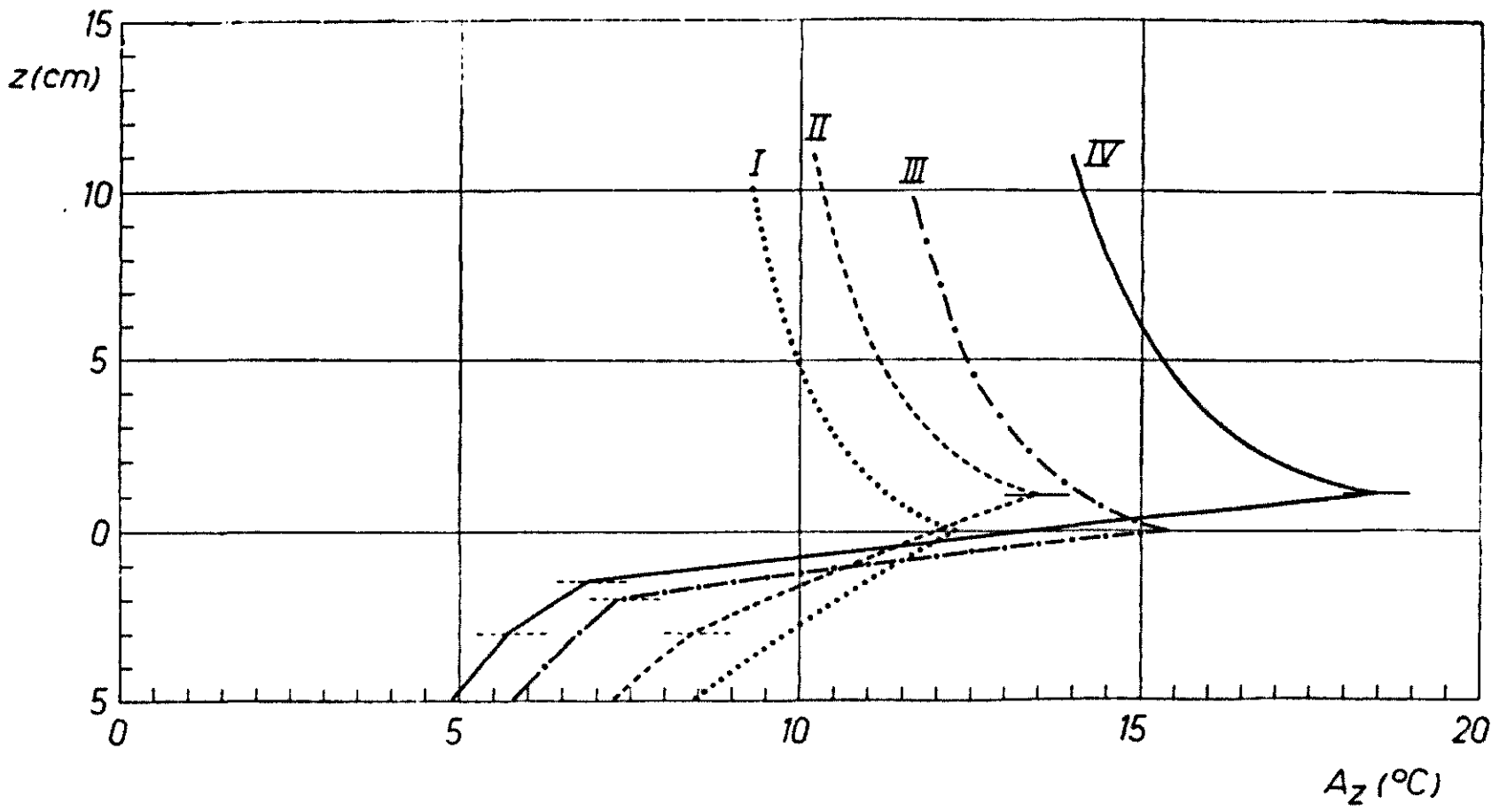


FIG. 22. *Change of the amplitude with the distance to the soil surface in the cases of homogeneous and layered soils*

4 cm, waarvan de bovenste 2,5 cm zijn uitgedroogd.[1] Voor de gevallen I–IV is de verandering van de amplitude met de afstand tot het oppervlak weergegeven in fig. 22. Hieruit blijkt dat de amplitude aan het oppervlak door de gelaagdheid is toegenomen, evenals de amplitude van de luchttemperatuur. De amplitude in de grond neemt sterker af naarmate de amplitude aan het oppervlak meer is toegenomen en is hierdoor reeds op 1 à 2 cm diepte kleiner dan in onbewerkte grond.

De oplossing van geval IV, hetwelk een drie-lagen-probleem betreft, verloopt analoog aan die voor een grond bestaande uit 2 lagen, doch in dit geval wordt de algemene oplossing van de verg. 3.59 en 3.60, waaraan nog twee soortgelijke verg. voor de tweede grenslaag moeten worden toegevoegd, zeer onoverzichtelijk. Het verdient daarom de voorkeur de numerieke waarden van de constanten direct in deze verg. in te voeren en ze vervolgens op te lossen.

Tengevolge van de toename van de amplitude van de oppervlaktetemperatuur, A_0, zal de uitstraling, welke evenredig is met $(273 + T)^4$, overdag groter en 's nachts kleiner zijn dan bij onbewerkte grond. In het gegeven voorbeeld is deze toename bij een toename van de amplitude van 12,3 tot 18,5 °C omstreeks 10 % als de temperatuur maximaal of minimaal is. Door deze uitstraling is A_0 niet 18,5 maar 17,8 °C.

Fig. 23, die betrekking heeft op waarnemingen van WEST (180) in Australië, geeft het verloop van de bodemtemperatuur weer op 24 februari 1932 in een onbewerkte grond en in een grond met een losgemaakte bovenlaag ter dikte van 13 cm. In fig. 24 is de verandering van de amplituden met de diepte weergegeven, samen met hiervoor

[1] Voor de dikte van de uitgedroogde laag in losse grond t.o.v. minder losse grond geldt volgens VAN DUIN (53):

$$d' = d\sqrt{\{(1 - X_v')\, X_w / (1 - X_v)\, X_w'\}} = 2\sqrt{0{,}66 \cdot 0{,}14 / 0{,}55\; 0{,}106} = 2.5$$

FIG. 23. Verloop van de grondtemperatuur op 24 februari 1932 in onbewerkte en in bewerkte grond met een losse bovenlaag van 13 cm, volgens waarnemingen van WEST (180) in Australië. De cijfers bij de curven geven de waarnemingsdiepten aan.

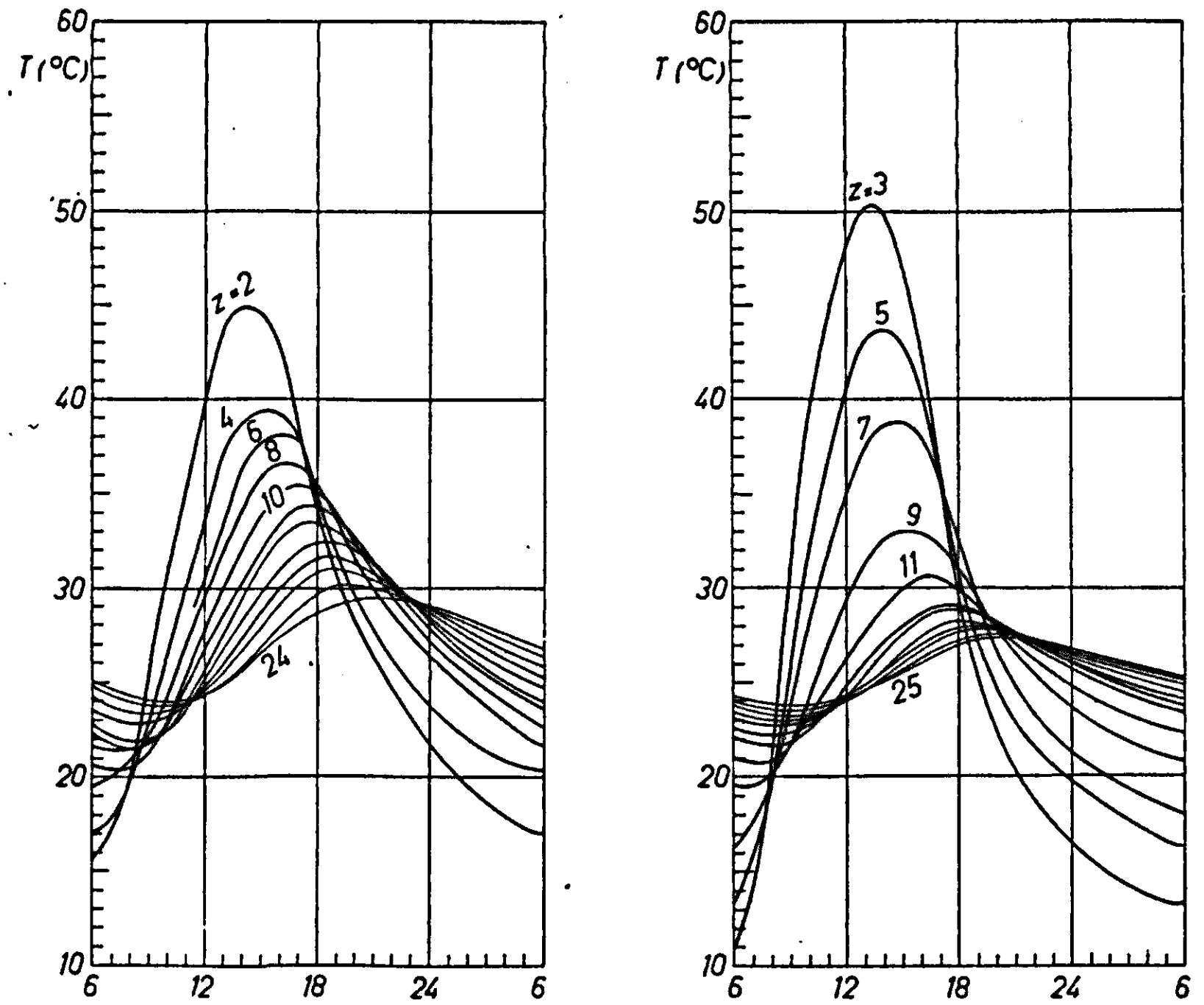


FIG. 23. *Course of the temperature in uncultivated and in cultivated soil with a loose upper layer of 13 cm depth, on the 24th of February 1932 (180). The data indicates the depths of observation.*

FIG. 24. Verandering van de amplituden met de diepte van de temperatuurgolven in onbewerkte (o—o) en bewerkte (▽—▽) grond volgens fig. 23 en de hieruit berekende amplituden in homogene grond (-------). De bij deze berekening ingezette grootheden zijn samengevat in tabel 17 en 18.

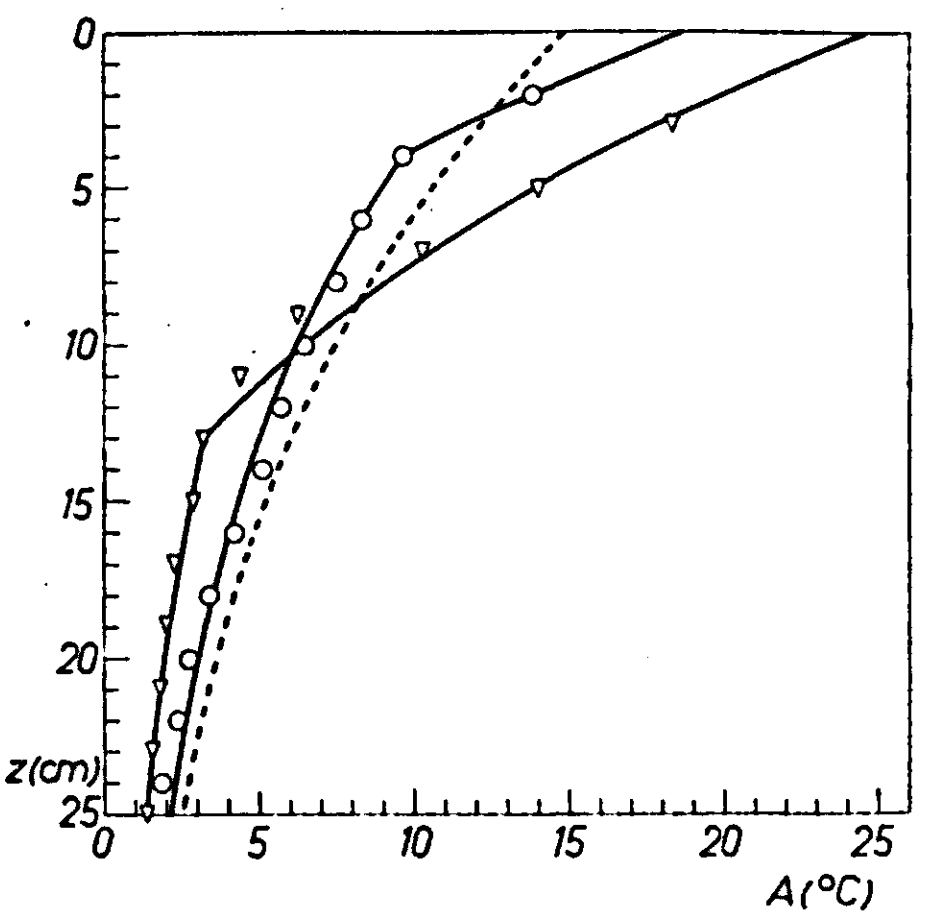


FIG. 24. *Change of the amplitudes with depth of the temperature waves in uncultivated (o—o) and cultivated (▽—▽) soils according to fig. 23, and the calculated amplitudes in homogeneous soil (-------). The properties which are used to perform this calculation are represented in table 17 and 18*

door de auteur berekende waarden, uitgaande van de experimentele gegevens op 4 cm in de onbewerkte en op 13 cm in de bewerkte grond, waarbij is aangenomen dat $D_b = 14$ cm. Het is duidelijk dat de onbewerkte grond niet homogeen is, gezien de afwijkende ligging van het punt dat betrekking heeft op de amplitude op 2 cm diepte. De dikte van de bovenlaag van de onbewerkte grond is gesteld op 4 cm, terwijl deze bij de bewerkte grond 13 cm is, verkregen door het losmaken van een laag ter dikte van 10 cm.

Voor de berekening van de verandering van de amplitude met de diepte in de bovenlagen zijn enkele veronderstellingen gemaakt omtrent de dempingsdiepte in de betreffende lagen, en het quotiënt $\sqrt{\lambda_b C_b / \lambda_b' C_b'}$ (tabel 17).

Deze grootheden zijn zodanig gekozen, dat de hiermede berekende waarden voor de amplitude op diepte $z = 2$ in onbewerkte en $z = 3, 5, 7, 9$ en 11 in bewerkte grond zo goed mogelijk aansluiten bij de experimentele waarden. De amplitude op diepte z ($z \leqslant d'$) verhoudt zich tot de amplitude op diepte d' als p_z/p_d' en volgt dus direct uit vermenigvuldiging van A_d' met het quotiënt van verg. 3.51 en 3.53, zijnde

$$\left\{\frac{r^2 e^{-4\delta} e^{2\zeta} + 2re^{-2\delta}\cos(2\delta - 2\zeta) + e^{-2\zeta}}{e^{-2\delta}(r+1)^2}\right\}^{\frac{1}{2}} \tag{3.70}$$

TABEL 17. Fysische grootheden van de grond, welke gebruikt zijn bij de analyse van de temperatuurmetingen van WEST (fig. 23 en 24) in onbewerkte en bewerkte grond

	Gegeven			Aangenomen			Berekend			
	d	d'	A_d'	D_b	D_b'	$\sqrt{\lambda_b C_b/\lambda_b' C_b'}$	p_d'	$A_0 = A_d'/p_d'$	f_0	φ_0
Onbewerkt .		(4)	9,60 °C	14,0	10,0	1,9	0,510	18,8	1,57	0,201 *rad*
Bewerkt. . .	10	13	3,15 °C	14,0	8,2	2,2	0,127	24,7	2,28	0,00 *rad*

TABLE 17. *Physical properties of the soil which are used to analyse the measurements of* WEST (*fig. 23 and 24*) *in uncultivated and cultivated soil*

Om de amplitude te kunnen berekenen aan het oppervlak van homogene, onbewerkte grond, A_0(hom), welke niet bij de waarnemingen van WEST is betrokken, dienen ook veronderstellingen gemaakt te worden omtrent de thermische eigenschappen van de lucht. Indien $z_0 = 0{,}40$ cm, en $u_* = 21{,}3$ cm/sec, corresponderend met een windsnelheid op 2 m hoogte van 330 cm/sec, en als $\sqrt{\lambda_b C_b \omega} = 3{,}03 \cdot 10^{-4}$ is, volgt uit verg. 3.37 dat $R = 1{,}37$ en $A_0(\text{hom}) = 2000\ U_0$. Met de waarden van f_0 en φ_0 in tabel 17 volgt hieruit met behulp van verg. 3.47 voor onbewerkte grond: $R' = 0{,}874$ en $A_0 = 2470\ U_0$, en voor bewerkte grond: $R' = 0{,}601$ en $A_0 = 3020\ U_0$. Voor $U_0 = 7{,}6 \cdot 10^{-3}$ cal/cm²

TABEL 18. De thermische eigenschappen van grond en lucht, welke volgen uit de in de tekst beschreven analyse van de waarnemingen van WEST (180)

Homogene grond, resp. onderlaag bij onbewerkte grond	$\lambda_b = 3{,}0 \cdot 10^{-3}$	$C_b = 0{,}421$	$D_b = 14{,}0$
Droge bovenlaag bij de onbewerkte grond .	$\lambda_b' = 1{,}14 \cdot 40^{-3}$	$C_b' = 0{,}313$	$D_b' = 10{,}0$
Losse bovenlaag bij de bewerkte grond . .	$\lambda_b' = 0{,}80 \cdot 10^{-3}$	$C_b' = 0{,}328$	$D_b' = 8{,}2$
Lucht.	$z_0 = 0{,}40$	$u_* = 21{,}3$	$U_0 = 7{,}6 \cdot 10^{-3}$

TABLE 18. *Thermal properties of soil and air which follow from the analysis of the observations of* WEST (180)

sec is A_0(hom) = 15,2°, A_0 (onbew.) = 18,8° en A_0 (bew.) = 23,0 °C, hetgeen goed overeenkomt met de resultaten samengevat in tabel 17, die zijn verkregen door extrapolatie naar het oppervlak van de experimentele gegevens. Het verloop van de amplitude met de diepte in homogene, onbewerkte grond, uitgaande van A_0(hom) = 15,2°, is eveneens in fig. 23 weergegeven. Ook de thermische eigenschappen van de verschillende lagen kunnen nu berekend worden; deze zijn, samen met de bij de berekeningen gebruikte waarden van z_0, u_* en U_0, samengevat in tabel 18 op pag 39.

Dat de amplitude van de dagelijkse temperatuurgolf groter is in een losse bovenlaag, resp. kleiner onder deze laag dan op gelijke diepte in onbewerkte grond, komt ook overeen met de waarnemingen van KING (86) en HOLLDACK en VON NITZSCH (73) resp. BOCKSCH (15), BLOHM (12) en OLSSON (120) en stemmen ook overeen met temperatuurwaarnemingen onder afdekkingsmaterialen (mulch) en sneeuw, welke een zelfde invloed hebben op het temperatuursverloop als een losse bovenlaag (soil mulch). Hieromtrent zijn o.a. waarnemingen verricht door SMITH (157), MCCALLA and DULEY (106), OPITZ (121), WEGER (178) en KRAMER (95). De resultaten van de proeven van KING (86) zijn samengevat in tabel 19.

TABEL 19. Verandering van de temperatuur met de diepte en met de tijd in onbewerkte en gerolde grond, volgens waarnemingen van KING (86)

Diepte	5–6 uur		14–16 uur		23–24 uur	
	Onbewerkt	Gerold	Onbewerkt	Gerold	Onbewerkt	Gerold
Oppervlak	58,9	59,1	81,6	80,0	55,9	55,2°F
3,8 cm	60,0	61,7	80,5	85,0	63,0	64,5
7,6 cm	61,5	62,3	73,5	78,7	65,8	67,5

TABLE 19. *Change of temperature with depth and time in uncultivated and rolled soil* (86)

BOUYOUCOS (20) vermeldt dat de temperatuur op 2,5 cm boven grond, waarvan het bovenlaagje was losgemaakt, op sommige dagen ruim 5 °C hoger was dan boven onbewerkte grond. OLSSON (120) verrichtte in mei temperatuurwaarnemingen boven gerolde en niet gerolde grond, waarbij gebruik werd gemaakt van een lichte en van een zware rol. De gemiddelde temperatuur bij 4 proeven op 5 cm hoogte boven minerale grond was — 3,1 °C bij gebruik van een zware rol, en —4,3 °C indien niet gerold was. Boven humeuze grond was de gemiddelde minimum temperatuur —4,25 resp. —5,1 °C bij gebruik van de zware resp. lichte rol, en —5,8 °C indien niet gerold was.

Bij proeven van SLATER en RUXTON (156) was de minimumtemperatuur op 3,5 cm hoogte boven losse grond 1 °C lager dan boven aangedrukte grond.

Tengevolge van de verplaatsing van lucht in horizontale richting hangt de invloed van het bewerken van de grond op de temperatuur van de lucht boven het bewerkte perceel mede af van de uitgestrektheid ervan in de heersende windrichting. In feite zal door de beperkte grootte der percelen de advectieve term in het algemeen niet verwaarloosd kunnen worden.

6. CONCLUSIES

Het losmaken van de grond beperkt zowel de warmte-opname als het warmteverlies van de grond, en vergroot, respectievelijk verkleint, de warmtestroom naar de lucht. Deze opname en afgifte van warmte door de grond blijft tevens in grotere mate tot de

laag nabij het oppervlak beperkt. Hierdoor neemt de gradiënt van de temperatuur in de losse bovenlaag sterk toe, en wel zodanig, dat de losgemaakte grond in perioden van temperatuurstijging nabij het oppervlak warmer, en daaronder aanmerkelijk kouder is dan onbewerkte grond, terwijl de temperatuur van de aangrenzende lucht hoger is. In perioden van temperatuurdaling geldt het omgekeerde. Behalve de amplituden worden ook de fasen van de temperatuurgolven door het losmaken van de grond veranderd, zodat de hoogste en laagste temperaturen in het algemeen op een vroeger tijdstip vallen.

Bij de jaarlijkse temperatuurgolf zijn deze effecten gering, doch bij onregelmatige fluctuaties van kortere duur en bij de dagelijkse temperatuurgolf heeft de bewerking een duidelijk merkbare invloed op het temperatuurverloop van de grond en de aangrenzende luchtlaag.

De invloed van de bewerking op de plantengroei hangt samen met de diepte waar de groeiprocessen plaats vinden en, in verband met het tegengesteld effect bij verwarmen en afkoelen van de grond, ook met de tijd van het jaar. De consequenties zijn voor zomer en wintergewassen dus niet geheel gelijk. De zomergewassen worden gezaaid nadat de gemiddelde dagelijkse temperatuur op zaaidiepte de minimumwaarde in het algemeen gepasseerd is, dus in een periode van temperatuurstijging. De grondtemperatuur nabij het aardoppervlak neemt dan bij aanwezigheid van een dikke, losse bovenlaag iets sneller toe, hetgeen samengaat met een door meerdere onderzoekers vermelde betere kieming en eerste groei. Hierbij hebben onregelmatige fluctuaties van kortere duur echter een dominerende invloed, en wel stimulerend of remmend, naar gelang hierbij de temperatuur stijgend of dalend is, terwijl het effect bij grotere zaaidiepte kleiner is.

Tengevolge van de toename van de dagelijkse amplitude, welke groter is dan de verhoging van de gemiddelde dagelijkse temperatuur, neemt de kans op nachtvorst toe als de grond losgemaakt is. Bij de verbouw van nachtvorstgevoelige gewassen is het daarom gewenst om de grond in kritieke perioden aan te drukken. Ook de grotere dagelijkse fluctuaties van de temperatuur van het zaad in diep losgemaakte grond bevorderen soms de kieming.

Het zaaien van wintergranen heeft plaats in een periode van temperatuurdaling, weshalve de temperatuur in een losse bovenlaag sneller afneemt dan in een homogene grond. Dit kan de kieming vertragen en vergroot de kans op vorstschade, mede door de grotere dagelijkse amplitude en de daarmee samengaande lage minima, in het bijzonder tijdens perioden van snelle temperatuurdaling. In verband hiermede is diepe en intensieve bewerking bij de verbouw van wintergranen niet gewenst. De amplituden van de temperatuurgolven onder een losse bovenlaag zijn aanmerkelijk kleiner dan op gelijke diepte in onbewerkte of aangedrukte grond. Door het aandrukken van de grond in het voorjaar neemt de temperatuur van de wortelzone sneller toe, hetgeen wellicht een vroegtijdige ontwikkeling van het gewas kan bevorderen.

IV. DE AËRATIE VAN DE GROND

1. Inleiding

De gasuitwisseling tussen grond en lucht heeft plaats door:

1. Stroming van lucht tengevolge van drukverschillen, welke veroorzaakt kunnen worden door temperatuurverschillen, verandering van de luchtdruk en door verplaatsing van water.
2. Diffusie tengevolge van verschillen in partiële druk, waarbij zich dus de afzonderlijke componenten verplaatsen.

In navolging van BUCKINGHAM (29) en ROMELL (138, 139) neemt men algemeen aan, dat de uitwisseling door diffusie hierbij de dominerende factor is (7, 11, 127, 165, 174). De partiële drukverschillen tussen bodemlucht en atmosferische lucht worden veroorzaakt door biologische en chemische processen in de grond, waarbij o.a. zuurstof verbruikt en koolzuur geproduceerd wordt.

Omtrent de invloed van de aëratie op de plantengroei zijn vele waarnemingen verricht, o.a. door BOYNTON en zijn medewerkers (21, 22, 23), die een duidelijke invloed van het zuurstofgehalte op de verschillende fasen van de wortelactiviteit constateerden. Volgens LUNDEGÅRDH (101) zijn niet alle planten even gevoelig voor een hoog koolzuurgehalte, doch in het algemeen zou dit gehalte op 15 cm diepte niet groter dan 1 % mogen zijn. Volgens WURMBACH (184) echter zijn aanmerkelijk hogere concentraties niet schadelijk gebleken.

2. De activiteit van de grond

De activiteit van de grond, die wordt uitgedrukt in mg $cm^{-3} sec^{-1}$, is een maat voor de opname en produktie van gassen in de grond. Volgens LUNDEGÅRDH (101) is de activiteit tengevolge van microbiologische omzettingen ongeveer dubbel zo groot als door de ademhaling der wortels. De activiteit van de grond, die zowel varieert met de diepte als met de tijd, is in de winter minimaal; beneden 30 cm is de activiteit gering, terwijl ze in het algemeen maximaal is op 5–15 cm diepte (101). In fig. 25, die is samengesteld met behulp van gegevens van LUNDEGÅRDH (101, pag. 161), is de verandering van de koolzuurproduktie met de diepte weergegeven in onbegroeide zandgrond. Deze koolzuurproduktie neemt af van $7{,}5 \cdot 10^{-7}$ in de laag 0–10 cm tot $0{,}25 \cdot 10^{-7}$ in de laag 30–40 cm. De gemiddelde produktie in de laag 0–40 cm is $2{,}64 \cdot 10^{-7}$ en de totale produktie $Q = 107 \cdot 10^{-7}$ mg per cm^2 bodemoppervlak per seconde. In deze figuur zijn tevens enkele bepalingen van LUNDEGÅRDH in kleigrond en in zandgrond weergegeven. Bij een aantal bepalingen van LUNDEGÅRDH in humeuze zandgrond (pag. 161) varieerde de koolzuurproduktie plaatselijk slechts weinig, nl. tussen $112 \cdot 10^{-7}$ en $187 \cdot 10^{-7}$ mg $cm^{-2} sec^{-1}$, terwijl het koolzuurgehalte wel sterk bleek te variëren, nl. tussen 0,45 en 2,24 %. Hieruit concludeert L. dat verschillen in koolzuurgehalte voornamelijk het gevolg zijn van verschillen in diffusieweerstand.

Een toename van de activiteit door het losmaken van de grond wijst op een samenhang van de activiteit met de samenstelling van de bodemlucht.

In fig. 26, die is samengesteld met behulp van waarnemingen van WURMBACH (184), is het verloop van de koolzuurproduktie in een kleigrond weergegeven bij verbouw

FIG. 25.
De activiteit op verschillende diepten in onbegroeide grond, volgens waarnemingen van LUNDEGÅRDH (101). Zand (*sand*): •—·, ——; klei (*clay*): ---, ·····.

FIG. 26.
Verloop van de koolzuurproduktie in kleigrond tijdens het groeiseizoen (14). Lucerne (*alfalfa*): ∇---∇; wintertarwe (*wheat*): ●——●; suikerbieten (*sugarbeets*): o·····o.

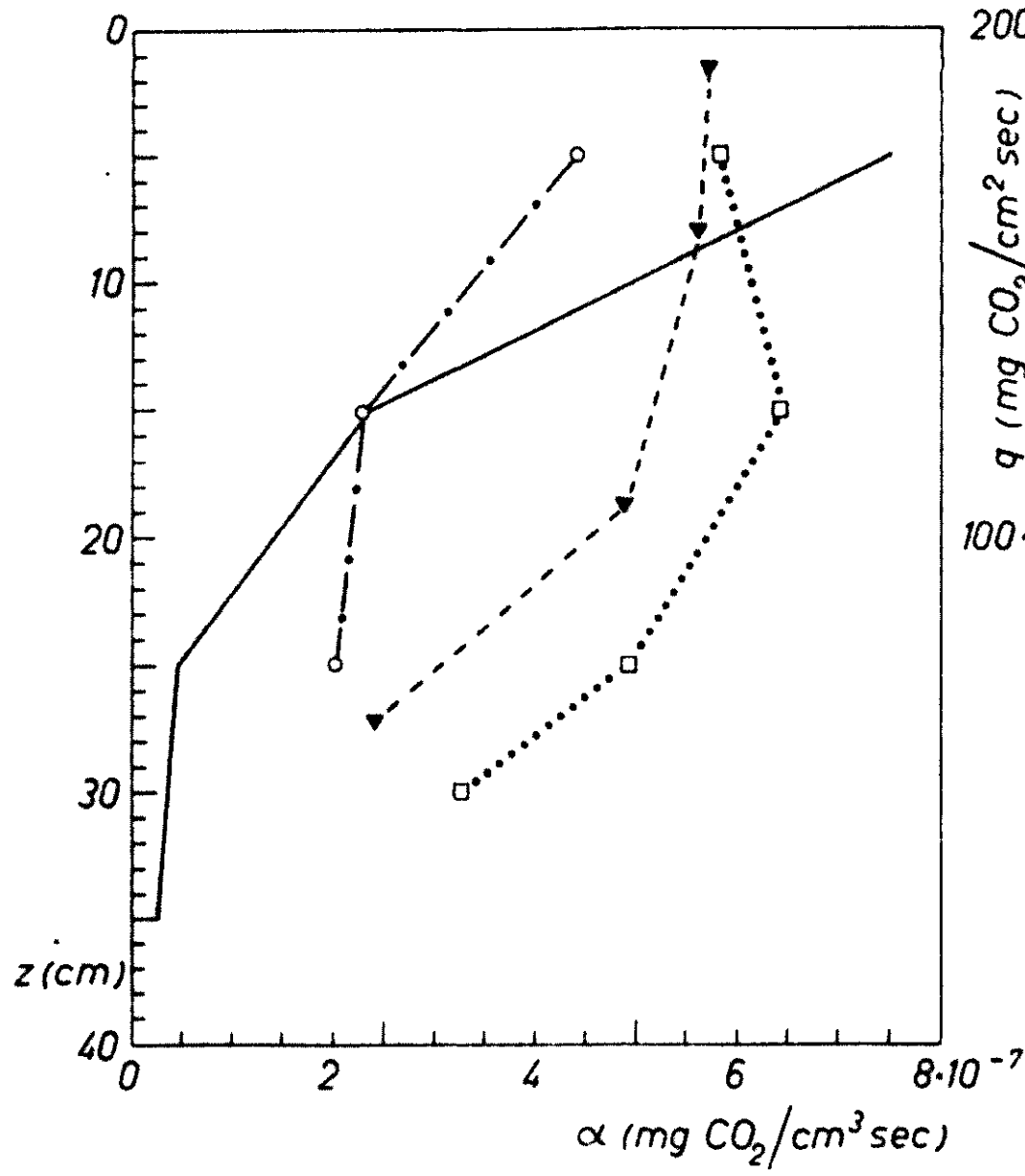


FIG. 25.
Production of carbon dioxide at several depths in bare soil, according to observations by LUNDEGÅRDH (*101*)

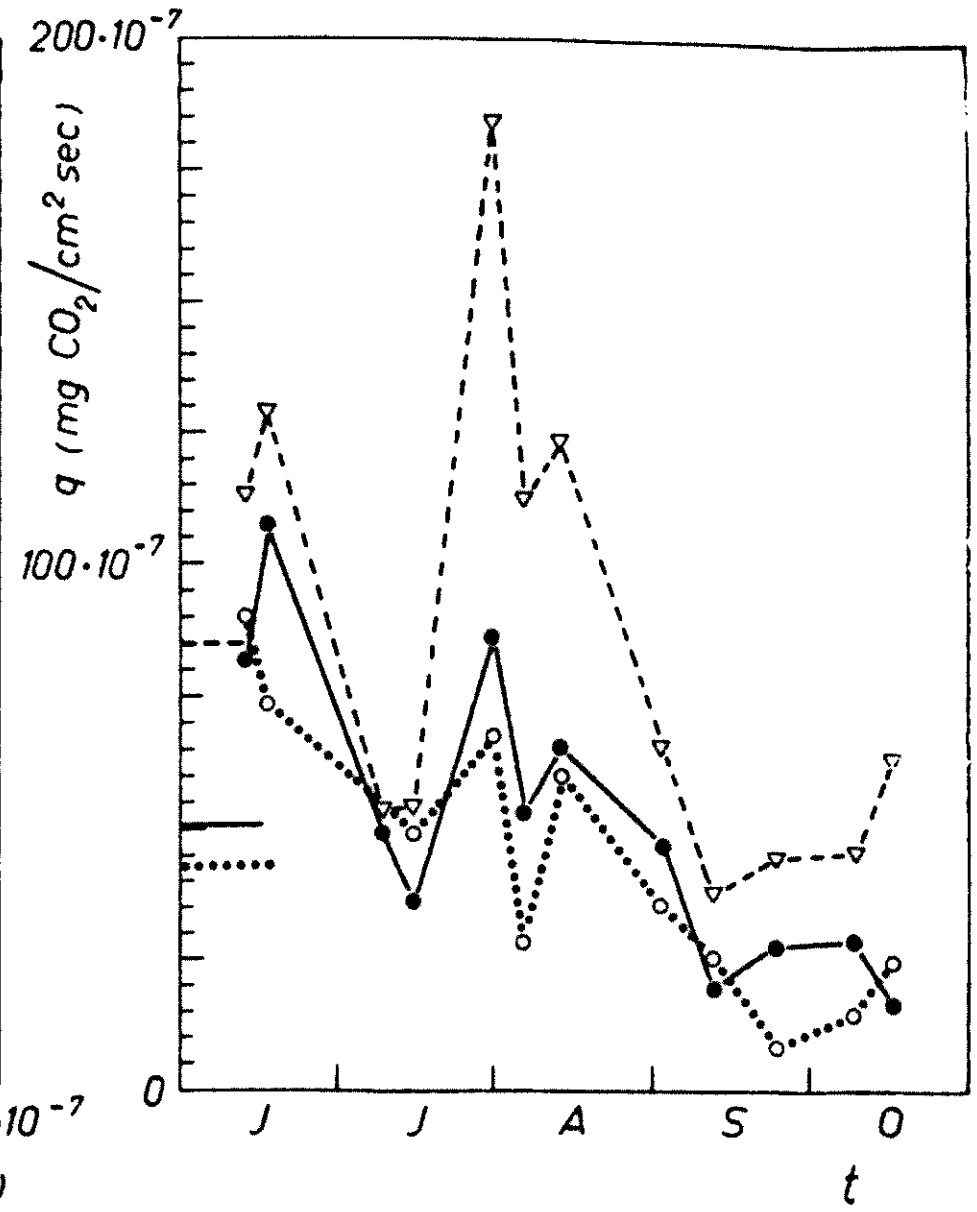


FIG. 26.
Production of carbon dioxide in loamy soil (*14*)

van suikerbieten, wintertarwe en lucerne. In de betreffende periode is de koolzuurproduktie het grootst bij lucerne, nl. gemiddeld $85 \cdot 10^{-7}$, tegenover $51 \cdot 10^{-7}$ bij wintertarwe en $43 \cdot 10^{-7}$ mg $cm^{-2} sec^{-1}$ bij suikerbieten.

Bij de waarnemingen van MAGERS (102) nam de koolzuurproduktie af in de volgorde: erwten – suikerbieten – aardappelen – haver en gerst – onbegroeid. In de periode van opkomen (28 mei) tot maaien (15 aug) van haver was de gemiddelde koolzuurproduktie volgens waarnemingen van WURMBACH (184) $100 \cdot 10^{-7}$ mg $cm^{-2} sec^{-1}$. De koolzuurproduktie was het grootst tijdens een bepaling in de periode voorafgaande aan het doorschieten, nl. $160 \cdot 10^{-7}$ mg $cm^{-2} sec^{-1}$. Bij een parallelbepaling, waarbij 2 weken later gezaaid was, was deze koolzuurproduktie in dezelfde periode gemiddeld $96 \cdot 10^{-7}$ en de grootst gemeten produktie $206 \cdot 10^{-7}$ mg $cm^{-2} sec^{-1}$. Bij de proeven van KOEPF (90) was de koolzuurproduktie bij haver aanmerkelijk lager, nl. maximaal ca. $50 \cdot 10^{-7}$ mg $cm^{-2} sec^{-1}$.

Uit meerdere onderzoekingen blijkt, dat de activiteit nauw samenhangt met de temperatuur en dientengevolge een duidelijk dagelijks verloop heeft (14, 49, 102). De CO_2-produktie is volgens DÖNHOFF (49) maximaal bij vochtig en warm weer en kan dan meer dan $300 \cdot 10^{-7}$ mg $cm^{-2} sec^{-1}$ bedragen. Volgens MAGERS (102) geldt

voor de CO_2-produktie in vochtig bouwland een waarde van ca. $85 \cdot 10^{-7}$ mg cm^{-2} sec^{-1} en een CO_2-gehalte van 0,5 % op 20 cm diepte. Bovenstaande gegevens hebben alle betrekking op West-Europese omstandigheden.

Het blijkt dat na toevoeging van stalmest de koolzuurproduktie aanmerkelijk toeneemt (101, 107, 184).

Omtrent de invloed van het bewerken van de grond op verschillende aspecten van de aëratie zijn vele waarnemingen verricht. WURMBACH (184) wijst er op dat de activiteit der bodemorganismen door het bewerken van de grond vermindert, tot de grond zich weer min of meer gezet heeft. Volgens LUNDEGARDH daarentegen (100, 101) neemt door het losmaken van de grond de activiteit toe en de koolzuurconcentratie af (tabel 20) hetgeen in het algemeen samengaat met een verplaatsing van de activiteit naar grotere diepte tengevolge van de sterkere uitdroging van de bovenlaag.

TABEL 20. Invloed van het bewerken van onbegroeide grond op de koolzuurproduktie en het koolzuurgehalte op 15 cm diepte (101)

	Geëgd	Diep geploegd
Koolzuurproduktie . . .	$64 \cdot 10^{-7}$	$142 \cdot 10^{-7}$ mg $cm^{-2}sec^{-1}$
Koolzuurgehalte op 15 cm diepte	0,18	0,11 %
	1,37	0,84 mm Hg

TABLE 20. *Influence of cultivation of bare soil on the production of carbon dioxide and its pressure at a depth of 15 cm* (101)

Volgens RUSSELL (150) echter is niet gebleken dat bewerking een duidelijke invloed heeft op de samenstelling van de bodemlucht. Dit houdt in dat een verandering van poriënvolume samengaat met een verandering van de activiteit, waardoor de verandering van de uitwisselingssnelheid tussen bodemlucht en atmosferische lucht gecompenseerd wordt. RUSSELL maakt hierbij overigens geen onderscheid tussen de bewerkte laag en de ondergrond.

Ook LÖHNIS (zie 14) wijst op de toename van de activiteit door bewerking, daar de bacteriën hierdoor met nieuw voedsel in contact komen, doch volgens BLOHM en MAGER (14) is deze toename slechts van korte duur. In tabel 21 zijn een aantal van hun bepalingen omtrent de invloed van het bewerken op de aëratie samengevat, waaruit blijkt dat een toename van het met lucht gevuld poriënvolume in het algemeen samengaat met een toename van de produktie en een afname van het CO_2-gehalte. Ook DÖNHOFF (49) vindt een duidelijke toename van de activiteit door bewerking.

3. DE DIFFUSIECOËFFICIËNT VAN GROND

Het diffusieproces in lucht wordt in stationaire toestand beschreven door de vergelijking:

$$q = \frac{D_l}{\beta^*} \frac{\partial p}{\partial z} \tag{4.1}$$

q is de gediffundeerde hoeveelheid, in $mgcm^{-2}$ sec^{-1}.

D_l is de diffusiecoëfficiënt in lucht, in cm^2sec^{-1}, welke afhankelijk is van het diffunderend gas, de temperatuur en de totale druk. Bij 1 atm en 20 °C is de diffusiecoëfficiënt van zuurstof in lucht 0,202 en van koolzuur in lucht 0,160 cm^2scc^{-1}.

TABEL 21. Invloed van het bewerken van onbegroeide grond op de volumefractie lucht, X_l, op de koolzuurproduktie, Q en op het koolzuurgehalte op 20 cm diepte (14)

Datum bepaling	Bewerking	X_l	Q	CO_2-gehalte (op 20 cm d.)
28 juni	Onbewerkt	0,24	$48 \cdot 10^{-7}$	0,46 %
	Eind april omgespit	0,34	53	0,40
2 juli	Onbewerkt	0,25	53	0,58
	Eind april omgespit	0,36	73	0,40
27 aug.	Onbewerkt	0,31	32	0,29
	Eind april omgespit	0,32	38	0,26
10 juli	In het voorjaar omgespit.	0,39	18	0,12
	Kort voor de waarneming omgespit	0,44	27	0,14
11 juli	In het voorjaar omgespit	0,39	23	0,15
	Kort voor de waarneming omgespit	0,39	27	0,15
22 juli	Kort voor de waarneming oppervlakkig losgemaakt	0,30	47	0,60
	Kort voor de waarneming omgespit	0,45	67	0,40
30 aug.	Onbewerkt (korst aan het oppervlak)	0,23	25	1,08
	Kort voor de waarneming oppervlakkig losgemaakt	0,25	33	0,53
14 okt.	Kort voor de waarneming omgespit en aangedrukt	0,22	21	0,30
	Kort voor de waarneming oppervlakkig omgespit	0,37	33	0,15

TABLE 21. *Influence of cultivation on the porosity, X_l, on the production of carbon dioxide, Q, and on the percentage of carbon dioxide at a depth of 20 cm* (14)

β^* is het quotiënt van de toename van de partiële druk van de beschouwde component en de toename van de massa, in mm Hg mg^{-1} cm^3.

$\frac{\partial p}{\partial z}$ geeft de gradiënt van de partiële druk weer, in mm Hg cm^{-1}.

De diffusie door een poreus medium wordt mede bepaald door de hoeveelheid en de vorm der poriën. Deze zijn bepalend voor de doorsnedeverkleining, X_l, en de wegverlenging tengevolge van de richtingsveranderingen der diffunderende moleculen, $\frac{l}{l_l}$. In een poreus medium met cilindrische kanaaltjes is $l/l_l = 1/\sqrt{2}$ (72), zodat voor de diffusiecoëfficiënt in grond bij benadering geldt:

$$D_b = 0{,}7 X_l D_l \tag{4.2}$$

De invloed van de korrelvorm en de volumefracties vaste delen, water en lucht op het diffusieproces in grond kan ook berekend worden volgens de in hoofdstuk III beschreven berekeningswijze voor het warmtegeleidingsvermogen van de grond.

Analoog aan verg. 3.14 geldt dan volgens DE VRIES (175) voor de schijnbare of gemiddelde diffusiecoëfficiënt in grond:

$$D_b = \frac{k_l X_l D_l}{k_v X_v + k_w X_w + k_l X_l} \tag{4.3}$$

Hierin zijn de termen met D_v en D_w vervallen, daar $D_v = 0$ en $D_w \approx 0$. Als lucht het samenhangend

medium is geldt voor k_v, k_w en k_l, analoog aan vergelijking 3.15:

$$k_l = \tfrac{1}{3} \sum_{a,b,c} \left\{ 1 + \left(\frac{D_i}{D_l} - 1 \right) g_a \right\}^{-1} \tag{4.4}$$

Hieruit volgt: $k_l = 1$, en

$$k_v = k_w = \tfrac{1}{3} \sum_{a,b,c} \left(\frac{1}{1 - g_a} \right) \tag{4.5}$$

Indien water en grond als samenhangende delen beschouwd kunnen worden geldt voor de verhouding der diffusiecomponenten in grond en lucht:

$$\frac{D_b}{D_l} = \frac{X_l}{X_l + k\,(X_v + X_w)} = \frac{X_l}{X_l + k\,(1 - X_l)} \tag{4.6}$$

Als de water-gronddeeltjes b.v. bolvormig zijn ($n = 1$) is $g_a = g_b = g_c = \tfrac{1}{3}$ (fig. 9), en is $k = 1{,}5$ (verg. 4.5). D_b/D_l varieert tussen 0 als $X_l = 0$, en 1 als $X_l = 1$. In fig. 27, die ontleend is aan DE VRIES (174), is D_b/D_l weergegeven als functie van X_l, voor deeltjes van verschillende vorm, tezamen met een aantal waarnemingspunten van PENMAN (127) voor grond, glaspoeder en mica.

Voor het geval een deel der poriën door water geblokkeerd is, zodat de met lucht gevulde poriën niet continu zijn, voert DE VRIES (174) een reductiefactor in, nl.:

$$r = \frac{1 - \varepsilon\,(1 - X_l)\,X_l}{1 + 0{,}5\,\varepsilon\,(1 - X_l)\,X_l} \tag{4.7}$$

Hierin geeft $\varepsilon\,(1 - X_l)\,X_l$ de volumefractie geblokkeerde poriën, X_0, weer, zodat $X_0 = 0$ als $X_l = 0$ en $X_l = 1$. De verhouding tussen geblokkeerde en met lucht gevulde poriën, t.w.:

$$\frac{X_0}{X_l} = \frac{\varepsilon\,(1 - X_l)\,X_l}{X_l} = \varepsilon\,(1 - X_l) \tag{4.8}$$

neemt toe van 0 als $X_l = 1$ tot ε als $X_l = 0$. Met $\varepsilon = 0.4$ verkreeg DE VRIES goede overeenstemming tussen de berekende curve voor $n = 3$, en de door PENMAN experimenteel bepaalde waarden van de diffusiecoëfficiënt in grond.

Uit berekeningen van DE VRIES (176) blijkt, dat de diffusiecoëfficiënt van grond, waarin geen poriën door water geblokkeerd zijn, voornamelijk bepaald wordt door het met lucht gevulde poriënvolume X_l, en dat de actuële structuur dan weinig invloed heeft (tabel 9).

De experimentele vergelijking van PENMAN (127), nl.:

$$D_b = 0{,}66\,X_l\,D_l \tag{4.9}$$

welke bepaald werd voor het traject dat ongeveer begrensd wordt door $0{,}15 < X_l < 0{,}7$ en goed overeenkomt met vergelijking 4.2, is in het algemeen dan ook representatief voor de diffusiecoëfficiënt van grond in dit traject. In het voorbeeld van tabel 9 is $0{,}66\,X_l = 0{,}33$ bij droge en 0,165 bij vochtige grond; de afwijkingen hiervan tengevolge van verschil in structuur zijn gering. Volgens VAN BAVEL (8) is de waarde van PENMAN iets te hoog, en is $D_b/D_l = 0{,}6$ een betere benadering. Vereffening van de 3 waarnemingspunten van VAN BAVEL levert echter de vergelijking $D_b/D_l = 0{,}72\,X_l - 0{,}06$. De constante 0,06 wijst er op dat de diffusiecoëfficiënt van vochtige grond reeds nihil is voor $X_l > 0$, hetgeen toegeschreven moet worden aan afsluiting van nog resterende met lucht gevulde poriën door water. In tabel 22 zijn de resultaten van een aantal onderzoekers samengevat.

FIG. 27.
Relatie tussen het met lucht gevuld poriënvolume, X_l, en het quotiënt van de diffusiecoëfficiënten in een granulair medium en lucht, D_b/D_l (174)

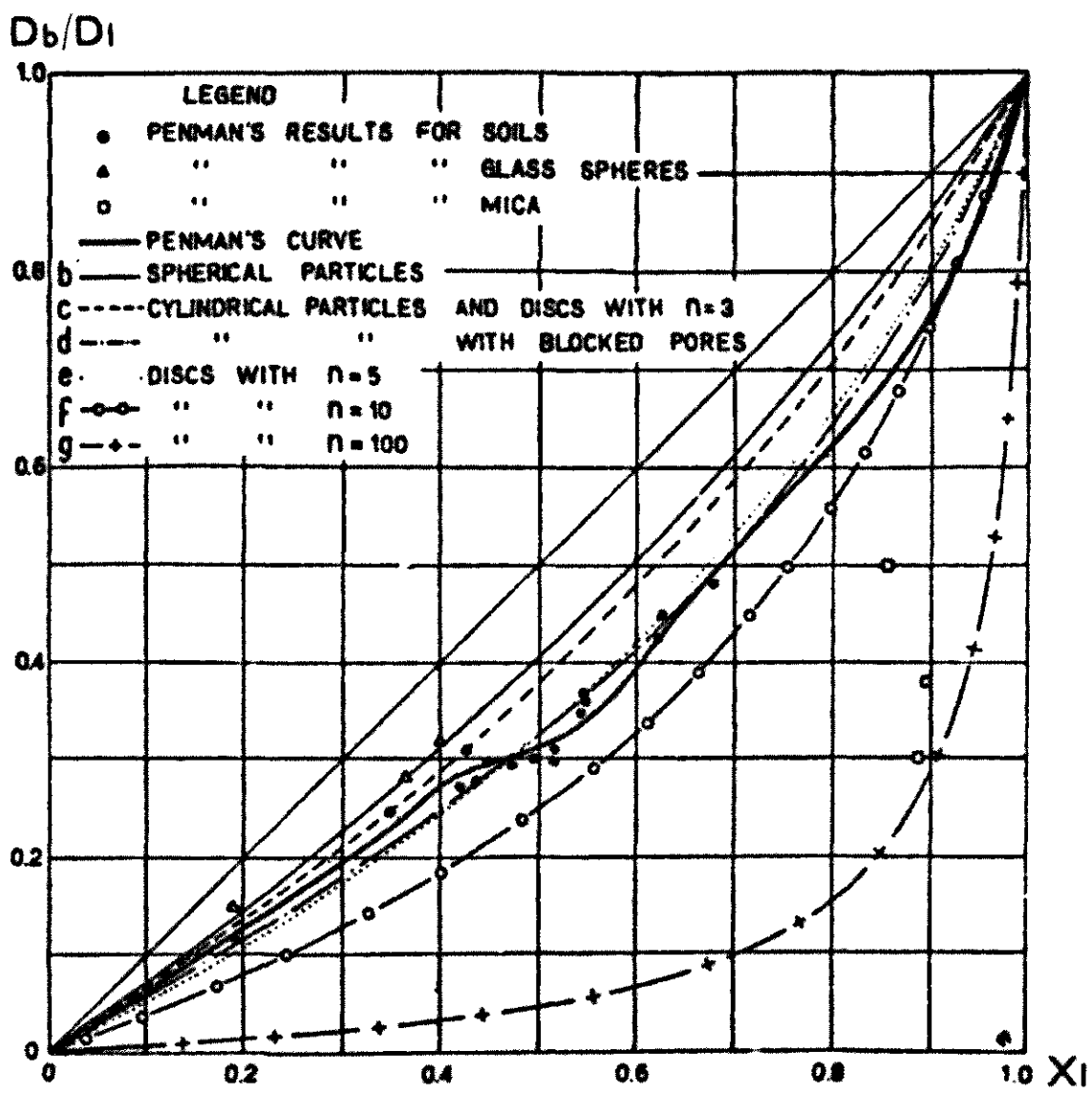


FIG. 28.
β* als functie van de temperatuur (7)

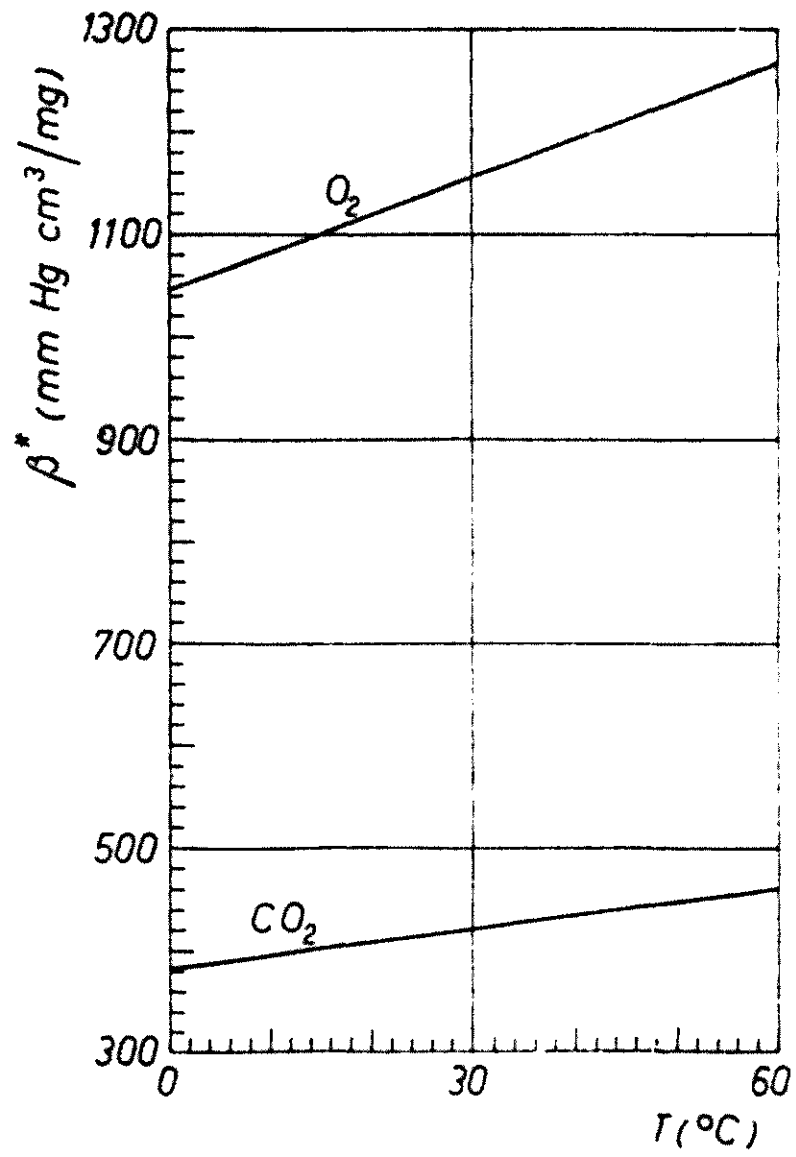


FIG. 27.
Relstion between volume fraction of air-filled pores, X_l, and ratio between diffusion rates in a granular material, D_b, and in air, D_l (174)

FIG. 28.
Relation between β and the temperature* (7)

TABEL 22. Invloed van het met lucht gevulde poriënvolume, X_l, op de diffusiecoëfficiënt van grond en glaspoeder

Onderzoeker		D_b/D_l	Geblokkeerd poriën-volume[1]
PENMAN (127)	„sand", glaspoeder	0,66 X_l	0,0
BLAKE and PAGE (11) . .	„clay"	0,71 X_l	0,0
	„clay"	1,3 X_l–0,16	0,10
TAYLOR (165)	„loam"	0,66 X_l	0,0
	kwartszand	0,97 X_l–0,10	0,10
	glaspoeder	0,78 X_l–0,08	0,10
VAN BAVEL (8)	„sand", glaspoeder	0,72 X_l–0,06	0,08
HAGAN (69)	„fine sand", fine sandy loam", „loam", „clay".		0,26–0,29
BUCKINGHAM (zie 11) . .	„sand", „clay loam" „loam" . . .		0,15
VINE (zie 11)	„clay"		0,12

TABLE 22. *Influence of porosity on the diffusion rates in granular materials and air*

[1] Verkregen door extrapolatie naar $D_b/D_l = 0$.

In het traject $0 < X_l < 0{,}15$ is dus veelal een deel der poriën geblokkeerd, en geeft vergelijking 4.9 te hoge waarden voor D_b. In het algemeen is de aëratie dan ook zeer gering als $X_l <$ ca. 0,10 is en geeft de vergelijking:

$$D_b = (0{,}9\, X_l - 0{,}1)\, D_l \tag{4.10}$$

de invloed van X_l op de diffusiecoëfficiënt van natte grond beter weer.

4. De partiële gasdruk in homogene, actieve grond

Voor het stationaire geval dat de activiteit van het medium onafhankelijk is van de tijd en van de partiële druk, en als β^*/D_b niet verandert met de diepte, geldt (7, 127):

$$\frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = -\frac{\beta^*}{D_b}\,\alpha \tag{4.11}$$

β^* heeft als dimensie: mm Hg $cm^3 mg^{-1}$. In fig. 28, die ontleend is aan van Bavel (7), is β^* weergegeven voor O_2 en CO_2 als functie van de temperatuur.

α is de activiteit van de grond, in mg $cm^{-3} sec^{-1}$; α is positief als het betreffende gas geproduceerd wordt en negatief als dit wordt opgenomen. In feite is α niet geheel onafhankelijk van de tijd, en dienen oplossingen gezocht te worden voor de niet-stationaire diffusievergelijking. Romell (139) en van Bavel (7) achten het echter waarschijnlijk dat de verandering van α relatief langzaam verloopt. In navolging van deze auteurs wordt ook een eventuele verandering van α met de partiële druk buiten beschouwing gelaten, terwijl voorts wordt aangenomen dat het transport van de component in de lucht zeer groot is ten opzichte van het transport door diffusie in de grond, zodat de partiële druk aan het oppervlak, p_0, constant is.

Vergelijking 4.11 gaat met behulp van vergelijking 4.10 over in:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = -\frac{\beta^*}{(0{,}9\, X_l - 0{,}1)\, D_l}\,\alpha \tag{4.12}$$

Als de activiteit in de laag $0 \leqslant z \leqslant l$ constant is, nl. $\alpha = A$, en als $\alpha = 0$ voor $z \geqslant l$, gelden de randvoorwaarden:

$$p = p_0 \quad \text{voor} \quad z = 0 \tag{4.13}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = 0 \quad \text{,,} \quad z = l \tag{4.14}$$

Integratie van vergelijking 4.11 met deze randvoorwaarden geeft:

$$0 \leqslant z \leqslant l: \qquad p(z) = p_0 + \frac{\beta^* A}{D_b}\left(\frac{-z^2 + 2\,l\,z}{2}\right) \tag{4.15}$$

$$z \geqslant l: \qquad p\,(z) = p_0 + \frac{\beta^* A}{D_b}\;\frac{l^2}{2} \tag{4.16}$$

Voor de diffusie in grond geldt:

$$q = \frac{D_b}{\beta^*} \frac{\partial p}{\partial z} \tag{4.17}$$

Voor $z = 0$ is $\partial p/\partial z = \beta^* Al/D_b$, dus $q = Al = Q$. In de stationaire toestand en bij gegeven activiteit is Q dus onafhankelijk van de eigenschappen van de grond.

VAN BAVEL (7) concludeert hieruit, dat niet de snelheid, waarmee de bodemgassen worden verplaatst, maatgevend is voor de aëratie, maar het verloop van de partiële druk van het betreffende gas met de diepte. In feite is echter de diffusiesnelheid, tezamen met de verandering van de partiële druk met de diepte, bepalend voor de aëratie, daar in gronden met verschillende waarden van X_l een gelijke drukverdeling correspondeert met verschillende diffusiesnelheden.

De verandering van de partiële druk met de diepte, zoals weergegeven in vergelijking 4.15 en 4.16, is reeds gegeven door ROMELL (138) en nadien door VAN BAVEL (7).

5. DE PARTIËLE GASDRUK IN GELAAGDE GROND ALS DE BOVENLAAG NIET ACTIEF IS

Voor de kwantitatieve behandeling wordt gesteld dat de grond in uitgangstoestand homogeen is met een activiteit A op diepte $b \leqslant z \leqslant l$. Als de grond nu tot diepte b is losgemaakt (dus $d' = b$), zodat de diffusiecoëfficiënt van deze laag toeneemt van D_b tot D_b', dan gelden de randvoorwaarden:

$$p' = p_0 \quad \text{voor} \quad z = 0 \tag{4.13}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = 0 \quad \text{voor} \quad z = l \tag{4.14}$$

$$q' = q \quad \text{ofwel} \quad \frac{D_b'}{\beta^*}\left[\frac{\partial p'}{dz}\right] = \frac{D_b}{\beta^*}\left[\frac{\partial p}{\partial z}\right] \quad \text{voor} \quad z = d' \tag{4.18}$$

$$p' = p \quad \text{voor} \quad z = d' \tag{4.19}$$

Uit integratie van de vergelijking

$$\frac{\partial^2 p'}{\partial z^2} = 0 \quad \text{voor} \quad 0 \leqslant z \leqslant d' \tag{4.20}$$

en van vergelijking 4.11 voor $d' \leqslant z \leqslant l$ met bovenstaande randvoorwaarden volgt:

$$0 \leqslant z \leqslant d': \quad p' = p_0 + \frac{\beta^* A}{D_b'}(l - d')z \tag{4.21}$$

$$d' \leqslant z \leqslant l: \quad p = p_0 + \frac{\beta^* A}{D_b'}(l - d')d' + \frac{\beta^* A}{D_b}\left(\frac{-z^2 + 2l(z - d') + d'^2}{2}\right) \tag{4.22}$$

$$z \geqslant l: \quad p = p_0 + \frac{\beta^* A}{D_b'}(l - d')d' + \frac{\beta^* A}{D_b}\left(\frac{-l^2 + 2l(l - d') + d'^2}{2}\right) \tag{4.23}$$

FIG. 29. Verloop van de koolzuurdruk met de diepte in homogene grond (curve I) en in grond met een losse, respectievelijk verdichte, niet actieve bovenlaag (curven II en III, respectievelijk curve IV). De bij de berekening gebruikte grootheden zijn samengevat in tabel 23.

FIG. 30. Koolzuurdruk op 15, 25 en 75 cm diepte in afhankelijkheid van het met lucht gevuld poriënvolume, X_l, als $A = 3{,}0 \cdot 10^{-7}$ mg cm^{-3} sec^{-1}, $b = 25$ cm, $l = 75$ cm en $D_b = (0{,}90\ X_l - 0{,}10)\ 0{,}16$

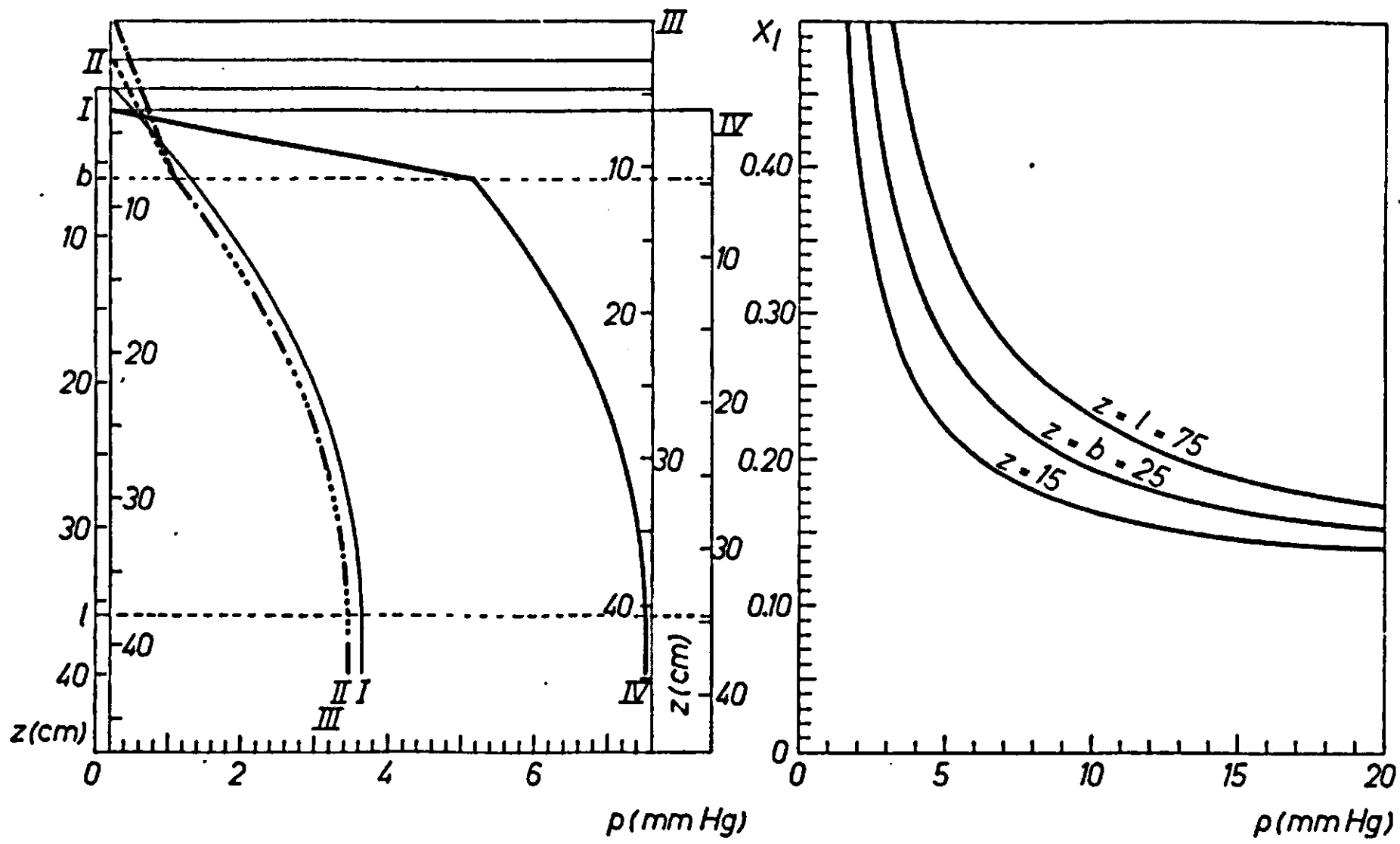


FIG. 29. *Course of pressure of carbon dioxide with depth in homogeneous soil (I) and in soil with a loose (II nd III (or a dense (IV) upper layer. The physical properties are given in table 23.*

FIG. 30. *Relation between porosity, X_l, and pressure of carbon diocide, at depths of 15, 25 and 75 cm*

De invloed van een losse, resp. dichte, niet-actieve bovenlaag op de verandering van de koolzuurdruk met de diepte is weergegeven in fig. 29 (curven II en III resp. IV). Hierbij is verondersteld dat $A = 5 \cdot 10^{-7}$, $Q = 150 \cdot 10^{-7}$, $\beta^* = 406$ (20°C), $D_l = 0{,}160$ en dat de diffusiecoëfficiënt in grond volgt uit die in lucht volgens vergelijking 4.10. De eigenschappen van de grond en de verandering hiervan door de bewerking zijn samengevat in tabel 23.

TABEL 23. Fysische grootheden welke gebruikt zijn bij de berekening van de in fig. 29 weergegeven curven

Toestand van de grond	X_v	X_w	X_l	X_v'	X_w'	X_l'	b	l	d'
I Grond homogeen . . .	0,48	0,16	0,36	–	–	–	6	36	–
II Losse bovenlaag	0,48	0,16	0,36	0,36	0,12	0,52	8	38	8
III Losse bovenlaag	0,48	0,16	0,36	0,27	0,09	0,64	10,7	40,7	10,7
IV Verdichte bovenlaag . .	0,48	0,16	0,36	0,64	0,21	0,15	4,5	34,5	4,5

TABLE 23. *Physical properties which are used to calculate the curves of fig. 29*

Daar vergroting van het poriënvolume van de niet-actieve laag steeds samengaat met toename van de dikte ervan, heeft het losmaken van een dergelijke laag in het algemeen weinig invloed op het verloop van de partiële druk in de actieve onderlaag, tenzij X_l klein is, en de toename van X_l van de betreffende laag groot is ten opzichte van de toename van de dikte er van, hetwelk bij het verbreken van een verdicht laagje (korst) het geval kan zijn.

6. De partiële gasdruk in homogene en gelaagde grond waarin de activiteit afneemt met de diepte

Om de verandering van de activiteit met de diepte in rekening te brengen, wordt de volgende functie aangenomen:

$$\alpha(z) = A - \left(\frac{z}{l}\right)^{\eta} A \tag{4.24}$$

zodat $\alpha = A$ voor $z = 0$, en $\alpha = 0$ voor $z = l$. Als de activiteit in de laag $0 \leqslant z \leqslant b$ constant is, en voor $z \leqslant b$ lineair afneemt met de diepte tot $z = l$, geldt:

$$0 \leqslant z \leqslant b: \quad \alpha = A$$

$$b \leqslant z \leqslant l: \quad \alpha = A - \left(\frac{z-b}{l-b}\right) A$$

$$z \geqslant l: \quad \alpha = 0$$

Voor de laag $b \leqslant z \leqslant l$ luidt vergelijking 4.11 nu:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = -\frac{\beta^*}{D_b}\left(A - A\,\frac{z-b}{l-b}\right) = -\frac{\beta^* A}{D_b}\,\frac{l-z}{l-b} \tag{4.25}$$

a. Homogene grond

Als de grond homogeen is, terwijl p' de partiële druk is in de laag $0 \leqslant z \leqslant b$, en p in de laag $b \leqslant z \leqslant l$, gelden de randvoorwaarden 4.13 en 4.14 en:

$$q' = q \quad \text{ofwel} \quad \frac{D_b}{\beta^*}\left[\frac{\partial p'}{\partial z}\right] = \frac{D_b}{\beta^*}\left[\frac{\partial p}{\partial z}\right] \quad \text{voor } z = b \tag{4.26}$$

$$p' = p \text{ voor } z = b \tag{4.27}$$

Uit integratie van vergelijking 4.11 voor $0 \leqslant z \leqslant b$ en van vergelijking 4.25 voor $b \leqslant z \leqslant l$ met bovenstaande randvoorwaarden volgt:

$$0 \leqslant z \leqslant b \quad p'(z) = p_0 + \frac{\beta^* A}{D_b}\left(\frac{-z^2 + (l+b)z}{2}\right) \tag{4.28}$$

$$b \leqslant z \leqslant l \quad p(z) = p_0 + \frac{\beta^* A}{D_b}\left(\frac{z^3 - 3z^2 l + 3zl^2 - b^3}{6\,(l-b)}\right) \tag{4.29}$$

$$z \geqslant l \quad p(z) = p_0 + \frac{\beta^* A}{D_b}\left(\frac{l^2 + lb + b^2}{6}\right) \tag{4.30}$$

In fig. 31 is de verandering van de koolzuurdruk met de diepte weergegeven in homogene grond waarin $A = 3.10^{-7}$, $\beta^* = 406$, $D_l = 0{,}160$ en $D_b = (0{,}90 X_l - 0{,}10) D_l$, terwijl b = 25, $l = 75$ en $X_l = 0{,}16$ (curve I) resp. $X_l = 0{,}40$ (curve II). Voor de diffusie door het oppervlak geldt: $Q = 25 \cdot 3 \cdot 10^{-7} + (75 - 25)\, 3 \cdot 10^{-7}/2 = 150 \cdot 10^{-7}$ mg cm^{-2}sec^{-1}. In fig. 30 is de partiële druk op 15, 25 en 75 cm diepte weergegeven als functie van X_l. Als X_l kleiner is dan ca. 0,20, heeft een geringe afname van X_l een grote toename van het koolzuurgehalte tengevolge. Is X_l groter dan 0,25 à 0,30, dan heeft een toename van X_l bij gelijke activiteit slechts weinig invloed op de koolzuurdruk.

b. Gelaagde grond

Als X_l' de volumefractielucht is in de bovenlaag ($0 \leqslant z \leqslant d'$), en X_l in de onderlaag ($z \geqslant d'$), terwijl α in de bovenlaag constant is ($b = d'$), en in de onderlaag lineair afneemt met de diepte, geldt voor de partiële druk:

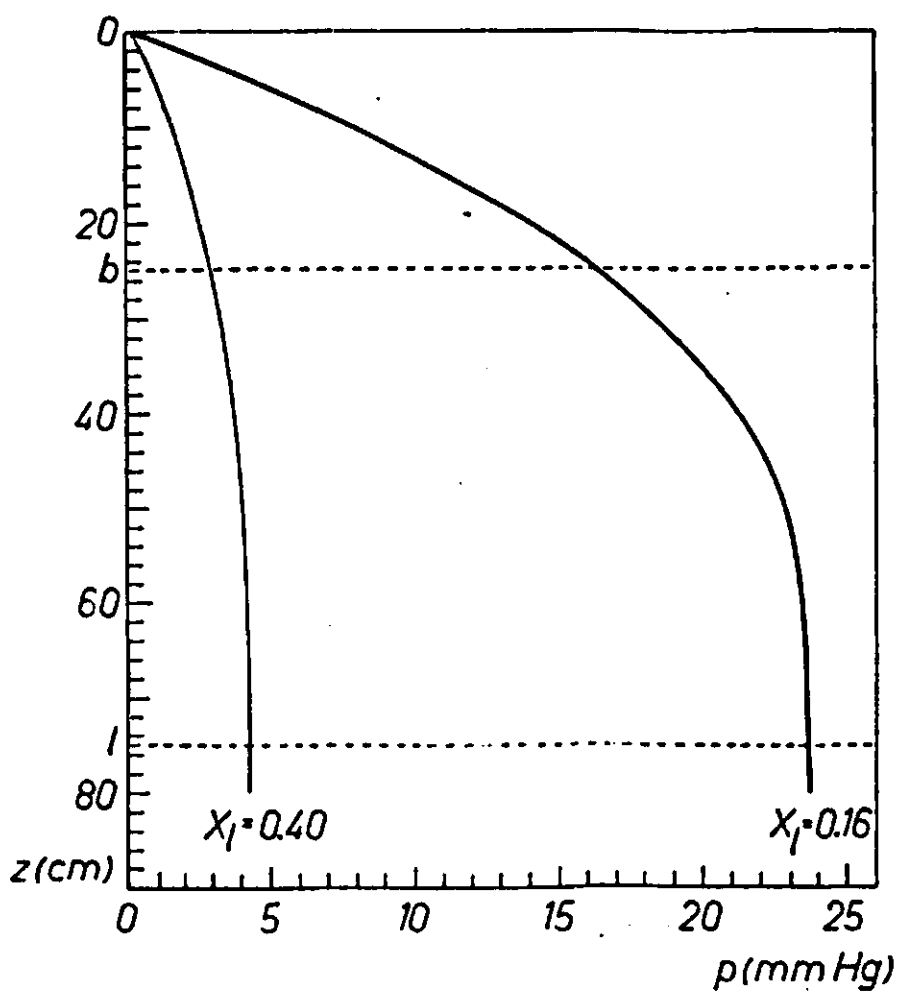
$$0 \leqslant z \leqslant d': \quad \frac{\partial^2 p'}{\partial z^2} = -\frac{\beta^* A}{D_b'} \tag{4.31}$$

$$d' \leqslant z \leqslant l: \quad \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = -\frac{\beta^* A}{D_b} \frac{l - z}{l - d'} \tag{4.32}$$

Uit integratie van vergelijking 4.31 en 4.32 met de randvoorwaarden 4.13, 4.14, 4.18

FIG. 31. Verloop van de koolzuurdruk met de diepte in homogene grond voor verschillende waarden van X_l, als $A = 3{,}0 \cdot 10^{-7}$ mg cm^{-3}sec^{-1}, $b = 25$ cm, $l = 75$ cm en $D_b = (0{,}90\, X_l - 0{,}10)\, 0{,}16$

FIG. 32. Verloop van de koolzuurdruk met de diepte in homogene grond (curve I) en in grond met een losse bovenlaag (curve II en III). De fysische grootheden zijn samengevat in tabel 24.



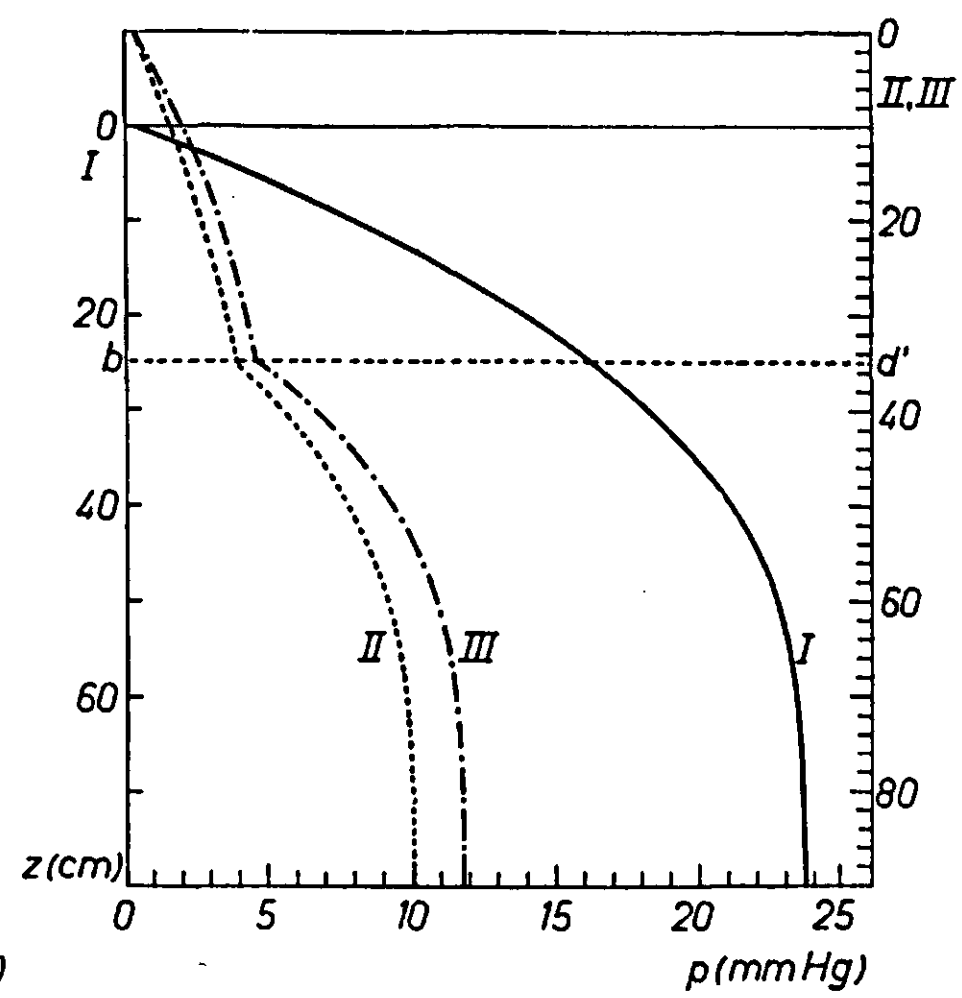


FIG. 31. *Course of pressure of carbon dioxide with a depth in homogeneous soil, for several value of X_l*

FIG. 32. *Course of pressure of carbon dioxide with depth in homogeneous soil (I) and in soil with a loose upper layer (II and III). The physical properties are given in table 24.*

en 4.19 volgt:

$$0 \leqslant z \leqslant d' \quad p'(z) = p_0 + \frac{\beta^* A}{D_b'} \left(\frac{-z^2 + (l + d')z}{2} \right) \tag{4.33}$$

$$d' \leqslant z \leqslant l \quad p(z) = p_0 + \frac{\beta^* A}{D_b'} \frac{ld'}{2} + \frac{\beta^* A}{D_b} \left(\frac{z^3 - 3z^2 l + 3zl^2 - d'^3 + 3d'^2 l - 3d'l^2}{6(l - d')} \right) \tag{4.34}$$

$$z \geqslant l \qquad p(z) = p_0 \quad \frac{\beta^* A}{D_b'} \frac{ld'}{2} + \frac{\beta^* A}{D_b} \frac{(l - d')^2}{6} \tag{4.35}$$

De invloed van een losse actieve bovenlaag op het verloop van de partiële druk in de grond is weergegeven in fig. 32 (curven II en III). De eigenschappen van de bovenlaag en van de ondergrond zijn samengevat in tabel 24.

TABEL 24. Fysische grootheden welke gebruikt zijn bij de berekening van de in fig. 32 weergegeven curven

Toestand v. d. grond	X_v	X_w	X_l	X_v'	X_w'	X_l'	b	d'	l	A	Q
I Homogeen . . .	0,56	0,28	0,16	–	–	–	25	–	75	$3.0 \cdot 10^{-7}$	$150 \cdot 10^{-7}$
II Losse bovenlaag .	0,56	0,28	0,16	0,40	0,20	0,40	35	35	85	$2.5 \cdot 10^{-7}$	$150 \cdot 10^{-7}$
III Losse bovenlaag .	0,56	0,28	0,16	0,40	0,20	0,40	35	35	85	$3.0 \cdot 10^{-7}$	$180 \cdot 10^{-7}$

TABLE 24. *Physical properties which are used to calculate the curves of fig. 32*

Uit vergelijking van curve II met curve I blijkt dat, bij eenzelfde totale koolzuurproduktie, het koolzuurgehalte in de bewerkte grond aanmerkelijk lager is dan in de onbewerkte grond. Curve III geeft de verandering van de partiële druk met de diepte weer bij eenzelfde activiteit als in homogene grond, zodat voor de totale koolzuurproduktie nu geldt: $Q = 35 \cdot 3 \cdot 10^{-7} + (85 - 35)\, 3 \cdot 10^{-7/2} = 180 \cdot 10^{-7}$ mg cm^{-2}sec^{-1}. Hieruit blijkt dat het koolzuurgehalte in bewerkte grond zeer wel kleiner en de zuurstofdruk groter kan zijn dan in onbewerkte grond, ondanks een aanmerkelijke toename van de activiteit.

Een dergelijke toename van de activiteit kan leiden tot versnelde omzetting van organische stof. Zo had b.v. een diepe bewerking van met bos begroeide zandgrond op de Veluwe tot gevolg dat in 100 jaar 30 à 40% van de organische stof verloren ging (64a).

Het losmaken van de grond heeft meer invloed op de partiële druk naarmate de activiteit in deze laag groter is. Deze invloed neemt voor $z > b$ snel af, en is nihil voor $z \geqslant l$.

7. CONCLUSIES

De diffusiecoëfficiënt van grond, welke kan worden weergegeven door een lineaire functie van het met lucht gevuld poriënvolume X_l, is veelal nul als $X_l \approx 0{,}10$ tengevolge van blokkering der poriën.

Het inzicht in het verloop van de activiteit in onbegroeide en begroeide grond en de invloed van de temperatuur en de samenstelling van de bodemlucht op de activiteit is nog zeer onvolledig. Uit de ter beschikking staande gegevens blijkt dat de CO_2-

produktie in bouwland tijdens de groeiperiode van zomergewassen gemiddeld 50–100 · 10^{-7} mg/cm^{2}sec is en maximaal ca. 300 · 10^{-7} mg/cm^{2}sec. Beneden ca. 30 cm diepte is de activiteit in het algemeen gering. De door LUNDEGARDH opgegeven grenswaarde voor de kritische CO_2-druk, nl. 1 % CO_2 op 15 cm diepte, wordt bij een constante CO_2-produktie van 300 · 10^{-7} mg/cm^{2}sec en bij een constante diffusiecoëfficiënt pas overschreden als X_l kleiner is dan ca. 0,20.

Het losmaken van een niet-actieve bovenlaag heeft alleen een gunstige invloed op de samenstelling van de bodemlucht in de actieve laag als de toename van X_l groter is dan de toename van de dikte van deze laag.

Het losmaken van een actieve laag heeft grote invloed op de samenstelling van de bodemlucht in deze laag, in het bijzonder als X_l vóór de bewerking klein is. Onder dergelijke omstandigheden kan een toename van de activiteit zeer wel samengaan met een afname van de CO_2-druk. Het dieper losmaken van de grond dan de actieve laag dik is heeft geen invloed op de samenstelling van de bodemlucht, tenzij hierdoor ook deze diepere laag actief wordt.

V. DE INFILTRATIE VAN WATER IN DE GROND

Om stagnatie van water aan het oppervlak van de grond te voorkomen moet de neerslag direct kunnen worden opgenomen en afgevoerd naar diepere lagen. Hiertoe dragen zowel de doorlatendheid voor water als het bergend vermogen van de grond bij, welke beide in sterke mate afhankelijk zijn van de structuur van de grond.

1. De hydrologische eigenschappen van de grond

a. De doorlaatfactor van verzadigde grond

Voor het berekenen van de doorlaatfactor van verzadigde grond zijn diverse formules opgesteld, waarbij steeds ondersteld is dat de stroming laminair is. Volgens Hooghoudt (74), die met deze formules de doorlaatfactor van een aantal Nederlandse gronden berekende, gelden ze alleen voor gronden waarin het percentage klei, humus en koolzure kalk niet groter is dan 3,5. Volgens Carman (34) gelden deze formules ook voor kleigrond, mits men er rekening mee houdt dat er in een deel der poriën geen stroming plaats vindt. In deze formules wordt de doorlaatfactor uitgedrukt als functie van het poriënvolume, X_p, en van het specifiek oppervlak, U, of van een andere grootheid die de deeltjesgrootte karakteriseert. Voor de doorlaatfactor geldt dan:

$$K_v = \frac{\rho g}{36 k_0 \eta} \frac{1}{U^2} \left(\frac{l}{l_l}\right)^2 \frac{(1 - S_0)^3 X_p^3}{(1 - X_p)^2} = \frac{C}{U^2} \frac{(1 - S_0)^3 X_p^3}{(1 - X_p)^2} \tag{5.1}$$

K_v is de doorlaatfactor van verzadigde grond, in cm sec^{-1}.

ρ is de dichtheid van de vloeistof, in g cm^{-3}.

g is de versnelling van de zwaartekracht, in cm sec^{-2}.

η is de viscositeit, in g $cm^{-1} sec^{-1}$; voor water is $\eta = 0{,}013$ bij 10 °C en 0,010 bij 20 °C.

U is het soortelijk oppervlak, zijnde de verhouding tussen het gezamenlijke oppervlak van alle korrels en het gezamenlijke oppervlak van eenzelfde gewichtshoeveelheid ronde korrels van dezelfde stof met een middellijn van 1 cm.

k_0 is een constante, die afhangt van de vorm der poriën. Volgens Carman (34) is k_0 ca 2,5.

$\frac{l}{l_l}$ brengt de wegverlenging in rekening bij de stroming door een poreus medium; volgens van der Held (72) is $l/l_l = 1/\sqrt{2}$, hetwelk overeenstemt met waarnemingen van Carman (34).

$S_0 = \frac{X_0}{X_p}$ is een dimensieloze grootheid die in het algemeen varieert tussen 0,1 en 0,2 (4), en aangeeft in welk deel der poriën geen stroming plaats vindt.

X_0 is het zg. niet werkzame poriënvolume, d.i. „the part of the water in the voids which is stagnant in the sharp angles between the sand grains" (79).

$C = \frac{\rho g}{36 k_0 \eta} \left(\frac{l}{l_l}\right)^2 = 420$ heeft als dimensie $cm^{-1} sec^{-1}$. Volgens Hooghoudt (74) is deze factor voor vele Nederlandse zandgronden ca. 285 bij 10 °C, indien $X_p = 0{,}35$ en $S_0 = 0$. Hieruit volgt volgens vergelijking 5.1 dat $(1 - S_0)^3$ gelijk is aan 285/420 = = 0,68, ofwel $S_0 = 0{,}12$. Wordt K uitgedrukt in m etm^{-1} en X_p en S_0 zijn resp. 0,35 en 0,12, dan geldt bij een temperatuur van 10 °C: $KU^2 = 25000$.

In fig. 33 is de met vergelijking 5.1 berekende doorlaatfactor van een zandgrond met een U-cijfer van 75 weergegeven in afhankelijkheid van het poriënvolume. Hierbij is verondersteld dat $X_0 = 0{,}06$ als $X_v = 0{,}40$ en dat X_0 evenredig is met X_v.

FIG. 33. Doorlaatfactor van zandgrond in afhankelijkheid van het poriënvolume, als $U = 75$ en $X_0 = 0.06$ als $X_p = 0.40$

FIG. 34. Invloed van de „porosity factor", d.i. het quotiënt van het niet-capillair poriënvolume en de pF-waarde bij het buigpunt, op de doorlaatfactor (9)

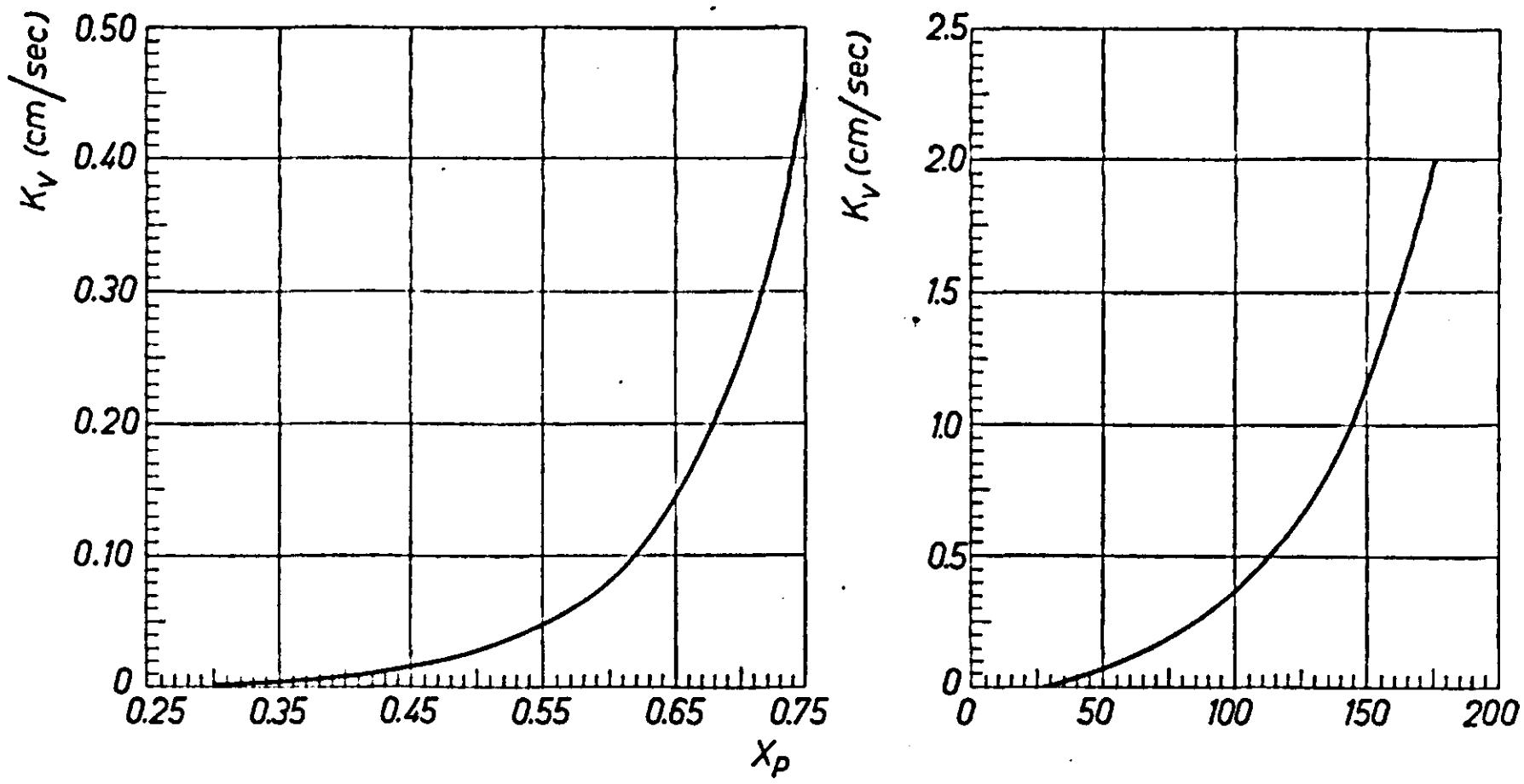


FIG. 33. *Relation between permeability, K_v, and porosity, X_p*

FIG. 34. *The relation of permeability to the ratio of the non-capillary porosity and the pF of the flex* (9)

BAVER (9) vond voor een aantal gronden met uiteenlopende samenstelling een duidelijke correlatie tussen de doorlaatfactor en het niet-capillair poriënvolume, aangegeven door het buigpunt van de pF-curve, terwijl de doorlaatfactor groter bleek te zijn naarmate de pF-waarde van dit buigpunt kleiner is. De relatie tussen de doorlaatfactor en de „porosity-factor", d.i. het quotiënt van het niet-capillair poriënvolume en de corresponderende pF-waarde, is weergegeven in fig. 34. Het capillair poriënvolume is dus vergelijkbaar met het niet werkzame poriënvolume, X_0, in vergelijking 5.1. Uit

TABEL 25. Invloed van het gehalte aan fijne deeltjes en het poriënvolume, X_p, op de doorlaatfactor en het wateropnemend vermogen van de grond (46)

% „Silt"	Volumegewicht	X_p [1]	Doorlaatfactor (cm/uur)	Wateropname	
				0–1	1–2 uur
33	1,35	0,49	2,24	5,39	3,05 cm
30	1,45	0,45	1,93	4,06	2,14
24	1,58	0,40	0,86	2,39	1,27
56	1,21	0,54	1,32	3,50	1,93
48	1,35	0,49	0,71	2,35	1,12
46	1,50	0,43	0,25	1,32	0,41

TABLE 25. *Influence of the percentage of silt and the porosity, X_p, on the permeability and the infiltration capacity* (46)

[1] Voor de omrekening van volumegewicht tot poriënvolume is het soortelijk gewicht gesteld op 2,65.

fig. 33 en 34 blijkt dat het bewerken van de grond, hetwelk steeds samengaat met verandering van het poriënvolume en de verdeling hiervan in capillaire en niet-capillaire poriën, een grote invloed heeft op de doorlaatfactor. Bij de waarnemingen van DIEBOLD (46), die onderzocht welke invloed de textuur en de pakking hebben op de doorlaatfactor en het wateropnemend vermogen van de grond, bleek de verminderde doorlaatfactor bij een afname van het poriënvolume samen te gaan met een afname van het wateropnemend vermogen (tabel 25).

Ook uit de waarnemingen van VAN DOREN en KLINGEBIEL (51) en van BAVER (9) blijkt dat de doorlaatfactor sterk toeneemt met toenemend poriënvolume.

SMITH en BROWNING (159) definiëren de doorlaatfactor als volgt (tabel 26):

TABEL 26. Typering van de doorlaatfactor volgens SMITH en BROWNING (159)

Klasse	Typering doorlaatfactor	Doorlaatfactor (cm/uur)	Beschrijving
1	Zeer groot	>25	Grove structuur; de duur der bepaling heeft geen invloed
2	Groot	2,5–25	Goed doorlatend, en goed waterhoudend vermogen
3	Matig	0,25–2,5	Bij de laagste waarden wellicht minder goede aëratie
4	Klein	0,025–0,25	Onvoldoende aëratie en beperkte wortelgroei naar de diepte
5	Zeer klein	0,0025–0,025	Slecht ontwaterde grond
6	Uiterst klein	<0,0025	Ondoorlatend, goed voor waterafdichting

TABLE 26. *Classification of the permeability of soils* (159)

b. De doorlaatfactor van onverzadigde grond

In niet verzadigde grond geldt volgens IRMAY (79):

$$K = \frac{C}{U^2} \frac{(S - S_0)^3 X_p^3}{(1 - X_p)^2} \tag{5.2}$$

Uit verg. 5.1 en 5.2 volgt:

$$\frac{K}{K_v} = \frac{(S - S_0)^3}{(1 - S_0)^3} \tag{5.3}$$

$S = \frac{X_w}{X_p}$ geeft de verzadigingsgraad van de grond weer.

Verg. 5.3 stemt overeen met de waarnemingen van WYCKOFF en BOTSET (185) waaraan deze vergelijking door IRMAY getoetst werd.

De met verg. 5.2 berekende doorlaatfactor van onverzadigde zandgrond met $U = 75$ en $X_0 = 0{,}06$ als $X_p = 0{,}40$ in afhankelijkheid van de verzadigingsgraad is weergegeven in fig. 35 en van de volumefractie water in fig. 36. Uit deze figuren blijkt duidelijk dat een geringe afname van het vochtgehalte van de grond samengaat met een sterke vermindering van de doorlaatfactor. CHILDS en COLLIS-GEORGE (37) geven een methode om de doorlaatfactor te berekenen, welke gebaseerd is op de vocht-

FIG. 35. Doorlaatfactor van zandgrond in afhankelijkheid van de verzadigingsgraad, S, voor verschillende waarden van X_p

FIG. 36. Doorlaatfactor van zandgrond in afhankelijkheid van de volumefractie water, X_w, voor verschillende waarden van X_p

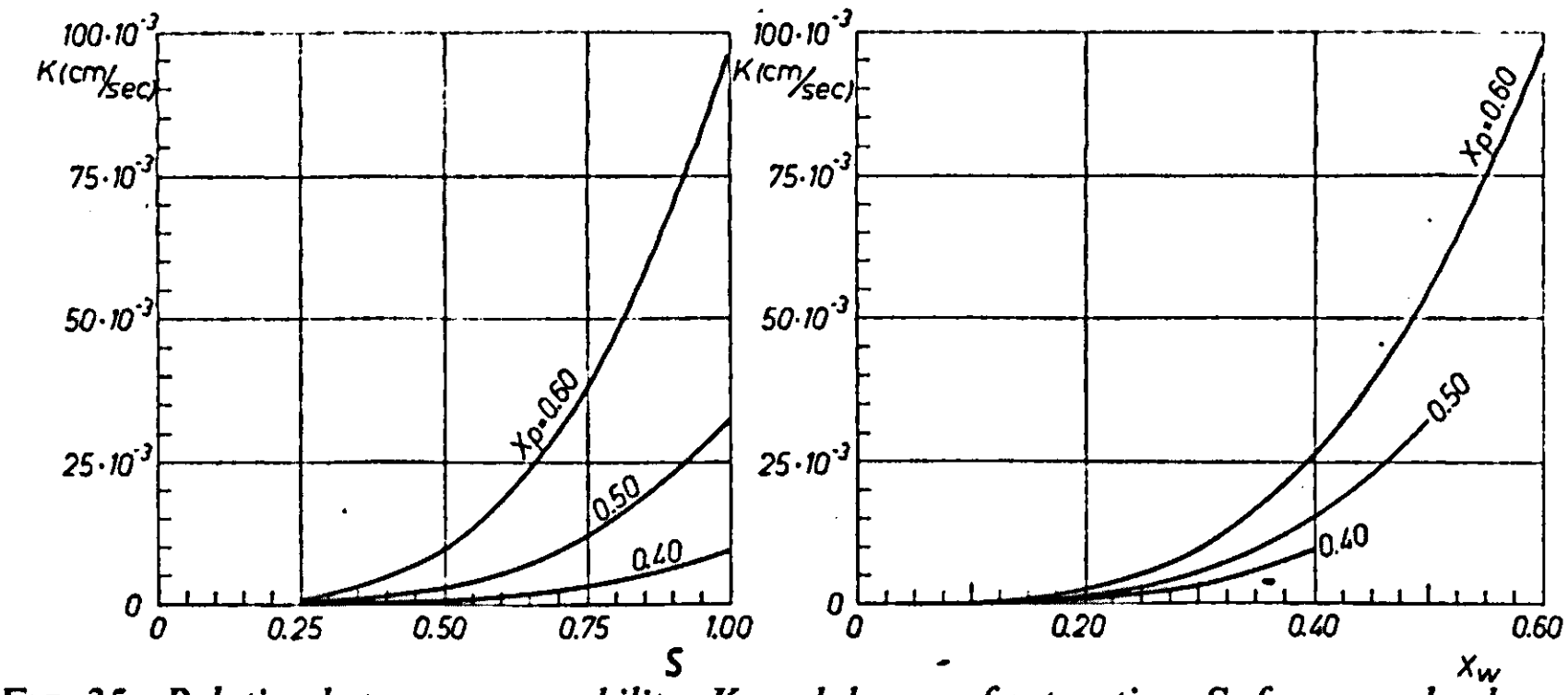


FIG. 35. *Relation between permeability, K, and degree of saturation, S, for several values of X_p*

FIG. 36. *Relation between permeability, K, and volume fraction of water, X_w, for several values of X_p*

karakteristiek van de grond, en welke dus naast het poriënvolume ook de poriënverdeling in rekening brengt.

c. Het waterbergend vermogen van de grond

Het bergend vermogen van de grond, X_b, geeft aan hoeveel water de grond opneemt als deze onder water wordt gebracht, b.v. door onderdompeling, door stijging van de grondwaterspiegel of door bevloeiing. Deze hoeveelheid hangt af van het poriënvolume en het vochtgehalte van de grond. Daar het vochtgehalte van de grond in het algemeen nauw samenhangt met het capillair poriënvolume, is het niet-capillair poriënvolume een maat voor het bergend vermogen.

Uit verschillende onderzoekingen (38, 43, 62, 133, 154, 158, 187) blijkt, dat bij het binnendringen van water in de grond niet direct alle lucht door water wordt verdreven. Bij een onderzoek van SMITH en BROWNING (158) van ca. 200 monsters van verschillende grondsoorten bleek dit met lucht gevuld poriënvolume gemiddeld ongeveer 9% van het totaal grondvolume te zijn. Door de insluiting van lucht is het bergend vermogen kleiner dan het oorspronkelijk met lucht gevulde poriënvolume, en is de doorlaatfactor dus kleiner dan van geheel verzadigde gronden. Deze insluiting van lucht komt overeen met X_0 en S_0 in verg. 5.1, 5.2 en 5.3, en met het geblokkeerd poriënvolume bij de aëratie van natte grond (zie tabel 22). Door de verandering van het poriënvolume en van de verdeling in capillaire en niet-capillaire poriën is het bewerken van de grond dus mede van invloed op het bergend vermogen.

2. HET BINNENDRINGEN VAN WATER IN HOMOGENE GROND

a. Inleiding

Over het binnendringen van water in onverzadigde grond zijn gedetailleerde waarnemingen verricht door GARDNER (64), SHAW (151), MOORE (109), BODMAN en COL-

FIG. 37. Verloop van het vochtgehalte (gewichts %) met de diepte bij infiltratie in „Yolo sandy loam" op verschillende tijdstippen vanaf het begin der infiltratie (volgens waarnemingen van BODMAN en COLMAN (17))

FIG. 38. Verandering van de druk (cm) met de diepte tijdens infiltratie in Yolo sandy loam (17)

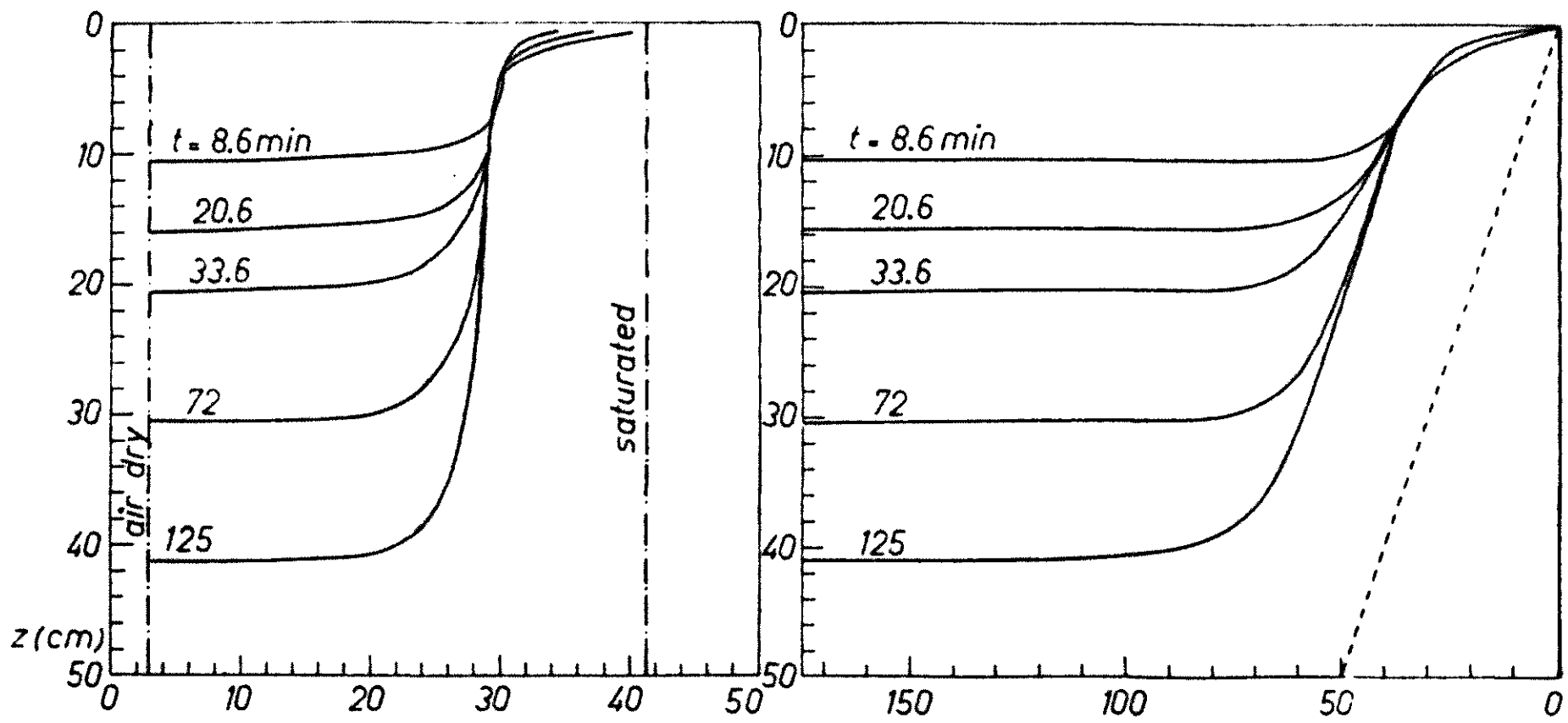


FIG. 37. *Course of moisture content (% of weight) with depth during infiltration in Yolo sandy loam (17)*

FIG. 38. *Course of pressure potential (cm) with depth during infiltration in Yolo sandy loam* (17)

MAN (17), COLMAN en BODMAN (41), MARSHALL en STIRK (103), TAYLOR en HEUSSER (166) en MILLER en RICHARD (108). Uit deze onderzoekingen, die zowel op horizontale als op verticale waterbeweging betrekking hebben, blijkt dat hierbij enkele zones kunnen worden onderscheiden. Deze zijn in het bijzonder beschreven door BODMAN en COLMAN (17) voor het binnendringen van water in de grond vanaf een verzadigd oppervlak (infiltratie). Deze zones zijn (vergelijk fig. 37 en 38):

1. Een zich vanaf het oppervlak naar de diepte uitbreidende transmissiezone waardoor het transport van water plaats heeft vanaf het oppervlak naar de bevochtigingszone. De gemiddelde doorlaatfactor van deze laag is constant, en vrijwel onafhankelijk van de snelheid van water toevoer. Bij de metingen van BODMAN en COLMAN (17) was het verzadigingspercentage ongeveer 70 in een „sandy loam", en 80 in een „silt loam", en de onderdruk 30 cm. MARSHALL en STIRK (103) vonden lagere waarden voor de onderdruk, nl. 18 cm in „sand", 9 cm in „loam" en 14 cm in „clay".
2. Een bevochtigingszone, die de overgang vormt tussen de transmissiezone en het bevochtigingsfront. Het vochtgehalte in deze zone neemt af, en de onderdruk toe met de diepte. Bij de metingen van BODMAN en COLMAN (17) nam de onderdruk in deze zone toe van 30 tot 70 cm in „sandy loam", en van 30 tot 180 cm in „silt loam".
3. Een zich naar de diepte verplaatsend bevochtigingsfront, waarboven de grond zich in kleur duidelijk onderscheidt van de ondergrond. Het vochtgehalte direct boven dit front is constant, en onafhankelijk van de diepte van dit front.

Daar grote poriën reeds bij een geringe onderdruk geen water bevatten, spelen grotere holten, afkomstig van wortels, wormen e.d., volgens BODMAN en COLMAN (17) geen rol bij het infiltratieproces, tenzij deze tot het oppervlak reiken.

De algemene vergelijking voor het transport van water in de grond luidt:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D\frac{\partial \Theta}{\partial z}\right) - \frac{\partial K}{\partial z}, \quad \text{waarbij} \quad D = K\frac{\partial \psi}{\partial z} \tag{5.4}$$

Hierin is t de tijd, z de afstand tot het oppervlak, Θ het vochtgehalte, K de doorlaatfactor en ψ de onderdruk, waarbij ψ en K afhankelijk zijn van het vochtgehalte. Deze vergelijking is numeriek opgelost door KLUTE (89) voor het in horizontale richting binnendringen van water in homogene, onverzadigde grond.

PHILIP (131) en VAN DUIN (54) gaan er van uit dat het binnendringen van water in de grond plaats heeft onder invloed van de zwaartekracht en van de onderdruk aan het bevochtigingsfront tengevolge van de kromming van de menisci, en beschreven kan worden met de stromingsvergelijking van DARCY. Daar de doorlaatfactor boven het bevochtigingsfront, K_T, blijkens de in het voorgaande genoemde experimenten vrijwel onafhankelijk is van de diepte van het bevochtigingsfront, en ook de capillaire onderdruk, ψ, vrijwel constant is, geldt voor de snelheid van dit front bij constante waterhoogte, h, aan het oppervlak:

$$\frac{dz}{dt} = \frac{K_T}{X_b}\,\frac{\psi + z + h}{z} \tag{5.5}$$

Integratie van verg. 5.5 met als randvoorwaarde $z = 0$ als $t = 0$ geeft:

$$t = \frac{X_b}{K_T}\left\{z - (\psi + h)\ln\frac{z + \psi + h}{\psi + h}\right\} \tag{5.6}$$

terwijl $i = X_b z$. (5.7)

Substitutie van verg. 5.7 in verg. 5.6 geeft:

$$i = \left(\frac{1}{K_T} - \frac{\psi + h}{z}\ln\frac{z + \psi + h}{\psi + h}\right)^{-1} t \cdot K_T \tag{5.8}$$

Uit fig. 37 blijkt dat X_w niet geheel onafhankelijk is van de diepte, dus ook X_b niet, doch het geringere vochtgehalte in de bevochtigingszone wordt min of meer gecompenseerd door het grotere vochtgehalte nabij het oppervlak, zodat het bergend vermogen van de transmissiezone goed overeenkomt met het gemiddelde bergend vermogen van het gehele bevochtigde profiel. Om het verloop van het infiltratieproces te kunnen beschrijven moeten X_b, K_T en ψ bekend zijn.

Bij de proeven van MOORE (109) met een aantal droge gronden varieerde ψ van 80 cm in grove grond tot 140 cm in klei, waaruit blijkt dat ψ slechts in beperkte mate beïnvloed wordt door het poriënvolume en de poriënverdeling, terwijl h in het algemeen verwaarloosbaar is ten opzichte van ψ. Volgens MOORE geeft ψ bij het binnendringen van water in droge grond de onderdruk weer waarbij het bodemvochtsysteem nog juist niet discontinu wordt; bij grotere waarden van ψ zou de doorlaatfactor zeer klein worden.

b. De invloed van het vochtgehalte

Naarmate de grond vochtiger is, is ψ kleiner (41), en in zeer vochtige grond nadert ψ tot nul, evenals X_b, en gaat vergelijking 5.8 voor $h = 0$ over in de stromingsvergelijking van DARCY bij een drukgradiënt van 1:1, nl.:

$$i = K_T \cdot t \tag{5.9}$$

Dit is ook het geval als de diepte van het bevochtigingsfront, z, groot is ten opzichte van ψ, weshalve verg. 5.8 na een zeker tijdsverloop, hetwelk korter is naarmate de grond vochtiger is, steeds overgaat in verg. 5.9. Deze benadering van een constante infiltratiesnelheid[1] na een bepaald tijdsverloop volgt ook uit de experimentele formules van KOSTIAKOV (93) en HORTON (75).

Zoals blijkt uit verg. 5.5 wordt de snelheid van het bevochtigingsfront in beperkte mate beïnvloed door het vochtgehalte van de grond, daar zowel X_b als ψ afnemen met toenemend vochtgehalte van de grond. Anderzijds is i sterk afhankelijk van het vochtgehalte van de grond, daar $X_b z$ (verg. 5.7), bij gelijke waarde van z, in natte grond aanmerkelijk kleiner is dan in droge grond. Dit stemt overeen met de waarnemingen van KARRAKER (83), TAYLOR en HEUSSER (166) en COLMAN en BODMAN (41), waarbij de snelheid van het bevochtigingsfront in vochtige grond iets groter, doch i aanmerkelijk kleiner bleek te zijn dan in droge grond. Bij de proeven van NEAL (113) was het vochtgehalte van de grond gedurende de eerste 20 minuten de voornaamste factor die de infiltratiecapaciteit[2], welke ongeveer varieerde met $1/\sqrt{X_w}$, bepaalde. Ook volgens een aantal andere onderzoekers is de infiltratiecapaciteit kleiner naarmate de grond vochtiger is (16, 111, 112, 168).

Bij verwaarlozing van h kan vergelijking 5.6 geschreven worden in de vorm:

$$z - \psi \ln \frac{z + \psi}{\psi} = \frac{K_T t}{X_b} = p$$

Uit fig. 39 blijkt dat voor $0 \leqslant z \leqslant 0{,}5\ \psi$ voor de diepte van het bevochtigingsfront, z, geldt:

$$\log z = \log a + 0{,}55 \log p \text{ ofwel } z = a \cdot p^{0{,}55}$$

waarbij a een constante is, die afhangt van de eigenschappen van de grond. Daar $z = i/X_b$ en $p = K_T t/X_b$ geldt dus:

$$i = X_b a\,(K_T t/X_b)^{0{,}55}$$

Deze vergelijking heeft dezelfde vorm als de experimentele vergelijking van KOSTIAKOV (93):

$$i = b t^{\beta} \tag{5.10}$$

Deze luidt in meer gepreciseerde vorm dus:

$$i = b t^{0{,}55} \tag{5.11}$$

Bij de experimenten van BODMAN en COLMAN (17) en COLMAN en BODMAN (41) bleek b wel, en β niet afhankelijk te zijn van het oorspronkelijk vochtgehalte van de grond. Ook de resultaten van een aantal andere onderzoekers kunnen met vergelijking 5.10 beschreven worden, zowel voor een opstijgend waterfront (109) als voor een front dat zich een horizontale richting (87, 89, 163) of naar de diepte beweegt (61, 111, 113). Als $z > 0{,}5\ \psi$ is $z > a p^{0.55}$ en geeft verg. 5.11 dus lagere waarden dan verg. 5.8. Uit verg. 5.11 blijkt tevens, dat in principe met één waarnemingspunt volstaan kan

[1] Deze uiteindelijke constante infiltratiesnelheid wordt ook wel de minimale infiltratiesnelheid genoemd, of de stationaire infiltratiesnelheid.

[2] De infiltratiesnelheid of opnamesnelheid is de snelheid waarmede het water de grond binnendringt. De infiltratiecapaciteit of opnamecapaciteit geeft aan hoeveel water na een bepaald tijdsverloop de grond is binnengedrongen. Deze capaciteit is dus cumulatief met de tijd.

FIG. 39. Diepte van het bevochtigingsfront, $z = K_T t/X_b$, in afhankelijkheid van de waarde $z - \psi \ln \{(z + \psi)/\psi\}$

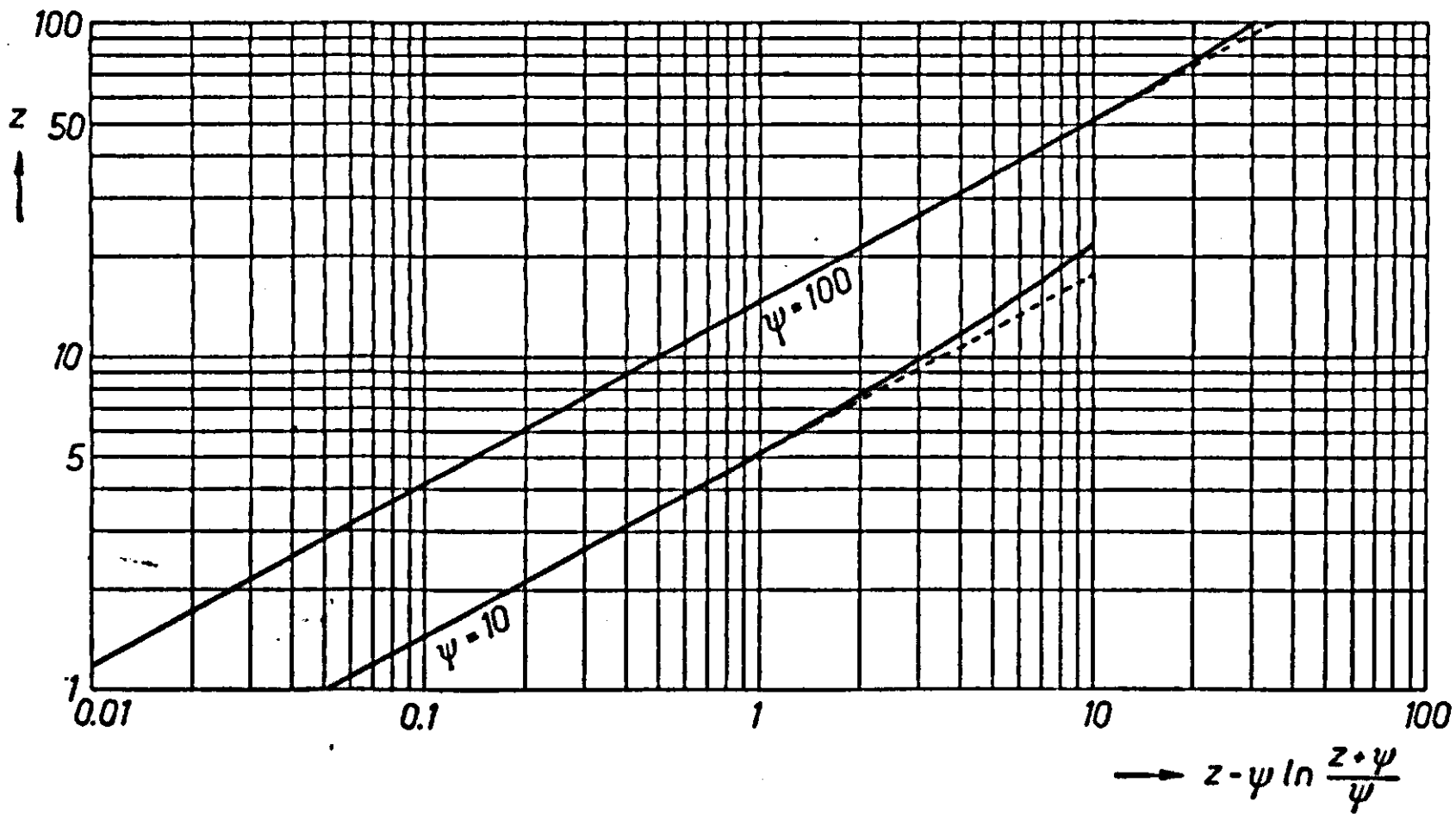


FIG. 39. *Penetration depth of the wetting front,* $z = K_T t/X_b$, *against* $z - \psi \ln \{(z + \psi)/\psi\}$

worden om het eerste deel van het infiltratieproces te beschrijven. In vochtige grond is verg. 5.11 slechts korte tijd bruikbaar tengevolge van de relatief snelle verplaatsing van het bevochtigingsfront en de kleine waarde van ψ, zodat aan de eis $z < 0{,}5\ \psi$ slechts korte tijd voldaan is.

In fig. 40 zijn enkele infiltratieproeven van BODMAN en COLMAN (17) en COLMAN en BODMAN (41) weergegeven samen met de berekende curven. De bij de berekening gebruikte grootheden, welke behoudens ψ en b, zijn ontleend aan de gegevens van BODMAN en COLMAN, zijn samengevat in tabel 27.

TABEL 27. Fysische grootheden welke gebruikt zijn bij de berekening van de in fig. 40 weergegeven infiltratiecurven voor homogene grond.

	X_p	X_w	X_b	$\frac{X_w + X_b}{X_p}$	K_v	K_T	ψ	b
„Yolo sandy loam",								
„dry run"	0,53	0,035	0,33	0,69	7,0 cm/uur	1,4 cm/uur	65 cm	8,7
„wet run"	0,53	0,23	0,11	0,64	7,0 „	1,4 „	50 „	–
„Yolo silt loam",								
„dry run"	0,53	0,05	0,39	0,83	0,25 „	0,25 „	50 „	3,3
„wet run"	0,53	0,37	0,025	0,75	0,25 „	0,25 „	7 „	–

TABLE 27. *Physical properties which are used to calculate the infiltration curves for homogeneous soils of figure 40*

Het blijkt dat de grotere verplaatsingssnelheid van het bevochtigingsfront in de vochtige grond samengaat met een geringere verzadiging van de geïnfiltreerde zone. Voorts blijkt de doorlaatfactor bij onvolledige verzadiging in zandige grond veel

sneller af te nemen dan in kleigrond waarop o.a. ook door RUSSELL en KLUTE (142) gewezen wordt. Tengevolge van de kleine waarde van ψ bereikt de infiltratiesnelheid in de vochtige kleigrond zeer snel de stationaire snelheid. Er kan onderscheid gemaakt worden tussen:

1. Goed doorlatende gronden met een groot niet-capillair poriënvolume en grote infiltratiecapaciteit, die ook bij veldcapaciteit een groot bergend vermogen hebben en waarbij de constante infiltratiesnelheid pas na langere tijd bereikt wordt.
2. Matig en slecht doorlatende gronden met een aanmerkelijk kleiner niet-capillair poriënvolume en bergend vermogen bij veldcapaciteit, en een kleinere capillaire onderdruk bij het bevochtigingsfront. De infiltratiesnelheid bij veldcapaciteit is reeds na korte tijd gelijk aan de constante infiltratiesnelheid. Tot deze categorie behoren de gronden die moeilijkheden opleveren bij de ontwatering.

De geringe infiltratiesnelheid van natte grond blijkt ook uit tabel 28, waarin het jaarlijks verloopen van de infiltratiesnelheid te Iowa is weergegeven.

TABEL 28. Gemiddeld jaarlijks verloop van de infiltratiesnelheid (in cm sec^{-1}) in een lössgrond (75)

febr.	maart	april	mei	juni	juli	aug.	sept.	oct.	nov.
0,43	0,30	0,30	3,30	3,98	3,46	1,90	2,82	–	0,28

TABLE 28. *Average infiltration rate during the year in a loess soil* (75)

FIG. 40. Geïnfiltreerde hoeveelheid, *i*, in afhankelijkheid van de tijd, *t* (uur), volgens waarnemingen van BODMAN en COLMAN (17) en COLMAN en BODMAN (41). De bij de berekeningvan deze curven gebruikte grootheden zijn samengevat in tabel 27 en tabel 29. „Silt loam": verzadigd (*saturated*) ——; luchtdroog (*air dry*) o····o; nat (*wet*) ⊙—·—⊙; „Sandy loam": verzadigd (*saturated*) ——; luchtdroog (*air dry*) ●·····●; nat (*wet*) ⊙—·—⊙; 4 resp. 14 cm „sandy loam" op „silt loam": ×– – –× resp. + – – – +; 4 cm „silt loam" op „sandy loam" □------□

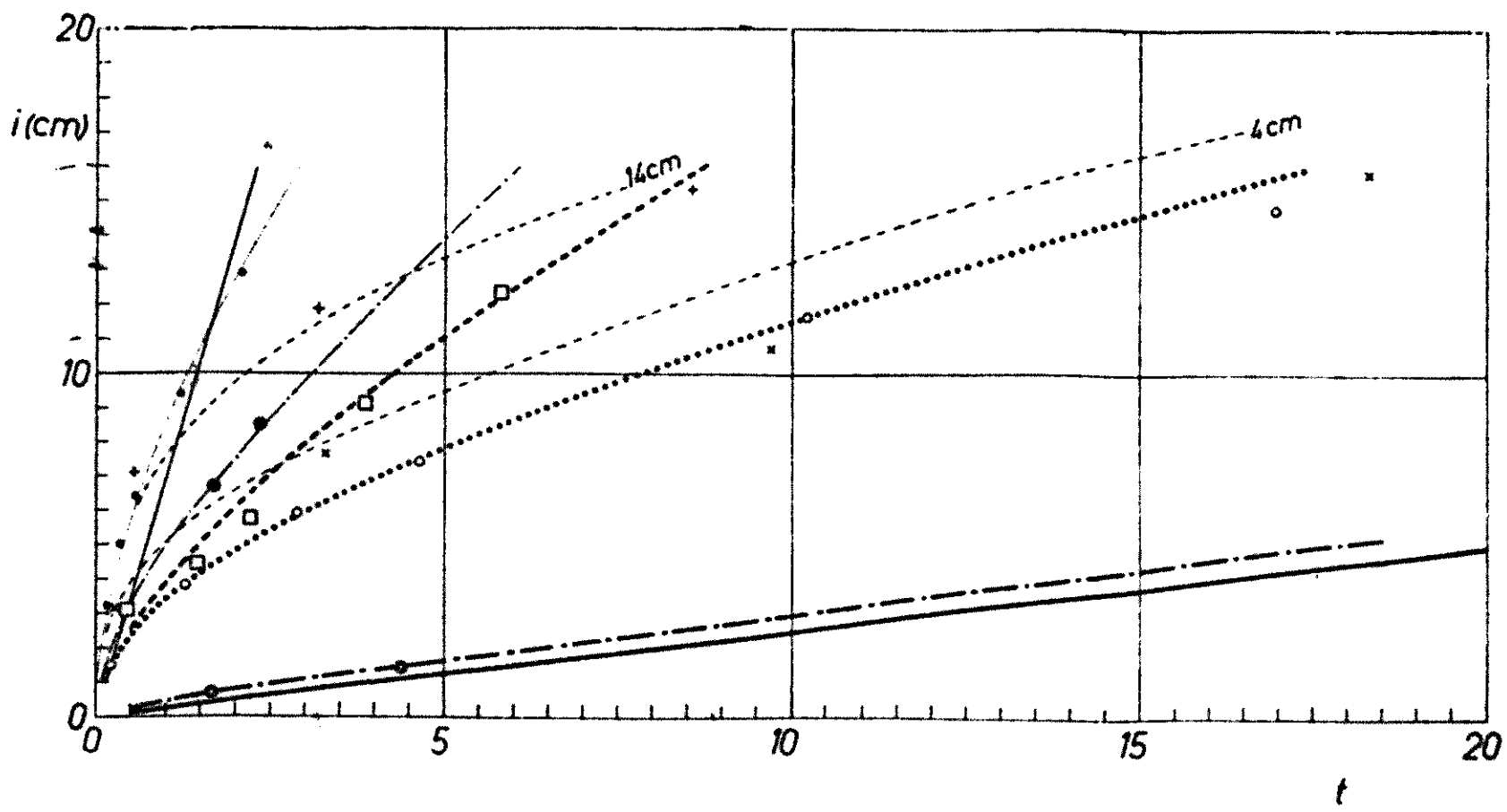


FIG. 40. *Infiltration in dependence of time (hr); the data are taken from observations by* BODMAN *and* COLMAN (17) *and* COLMAN *and* BODMAN (41). *The physical properties are given in table 27 and table 29.*

FIG. 41. Invloed van het volumegewicht op de afstand van het bevochtigingsfront, x, op tijdstip t (uur) (160)

FIG. 42. Infiltratiecapaciteit van „Marshall silt loam" en „Shelby loam" en de jaarlijkse neerslagintensiteit te Iowa (111). Neerslag (*rainfall*): —·—·; opname (*infiltration*): ——

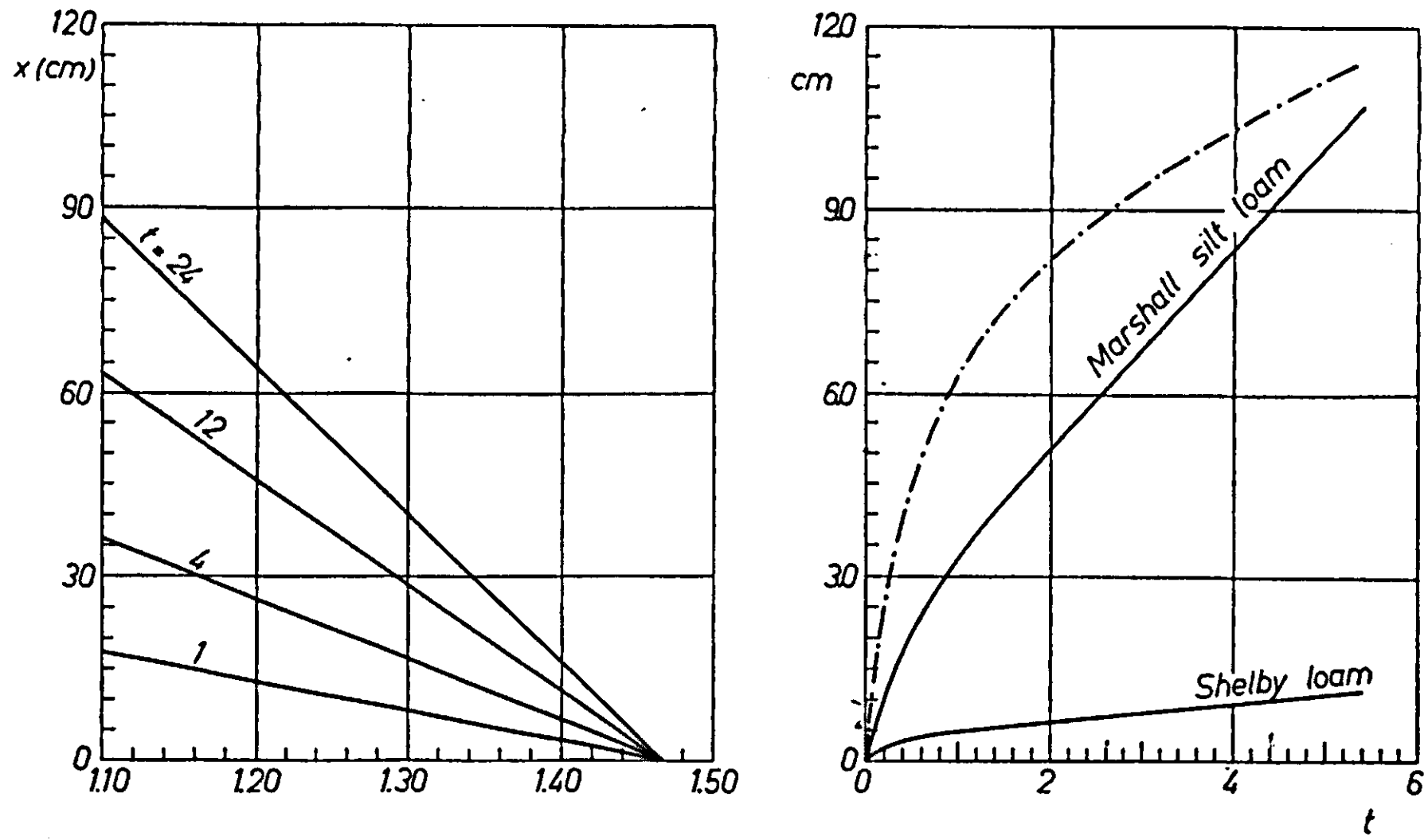


FIG. 41. *Influence of the volume weight of the soil on the distance of the wet front, x, at time t (hr) (160)*

FIG. 42. *The infiltration capacities of Marshall silt loam and Shelby loam and the yearly rainfall-intensity at Iowa (111)*

FIG. 43. Volumefracties vaste delen, X_v, capillaire poriën, X_c, en niet-capillaire poriën, X_{nc}, in „Marshall silt loam" (a) en „Shelby loam" (b)

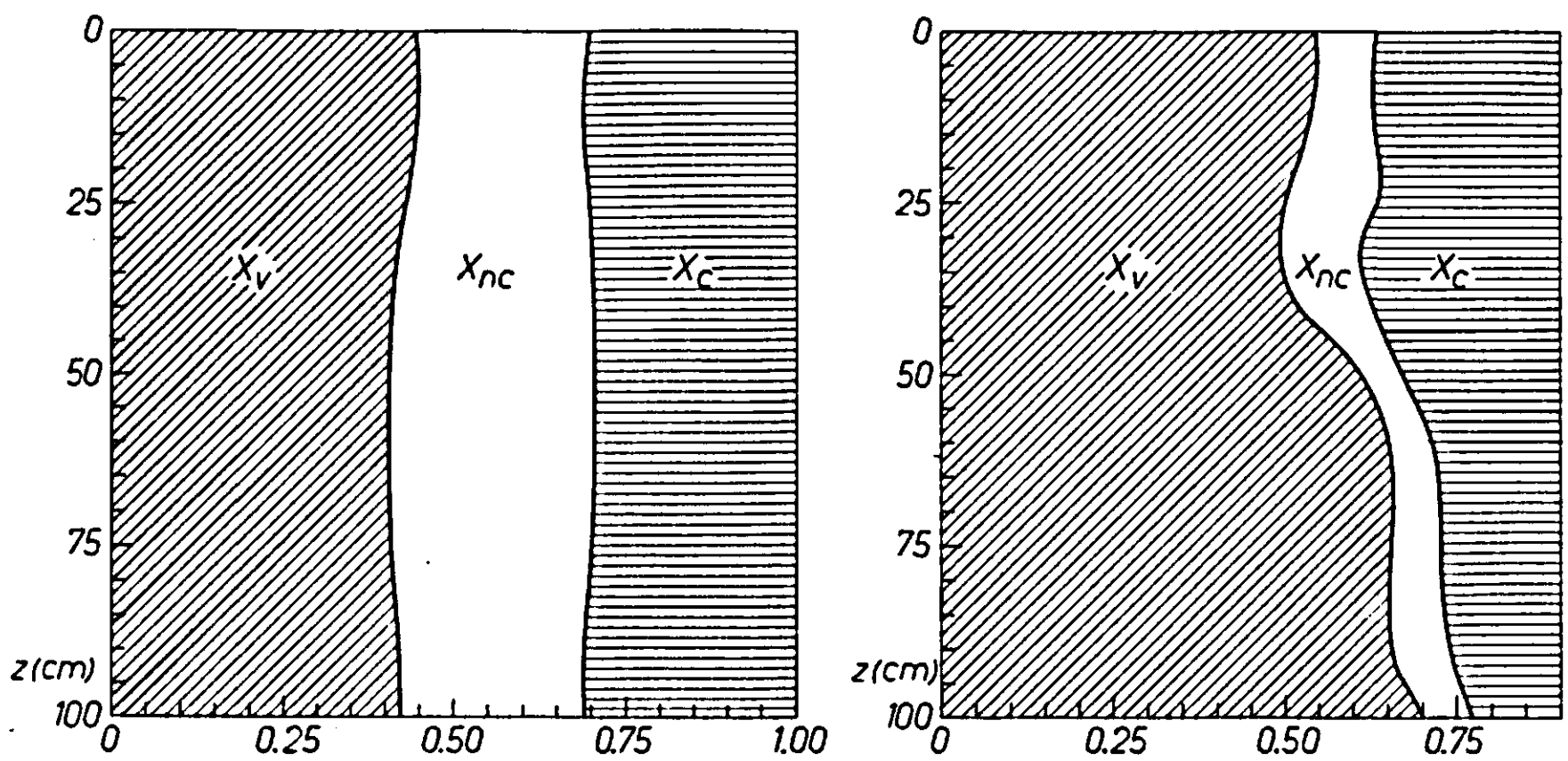


FIG. 43. *Volume fractions of solid material, X_v, capillary pores, X_c, and non-capillary pores, X_{nc}, in Marshall silt loam (a) and Shelby loam (b)*

Gedurende de herfst- en wintermaanden, waarin het vochtgehalte van de grond tengevolge van de geringe verdamping omstreeks veldcapaciteit is, is de infiltratiesnelheid minimaal en de kans op wateroverlast dus het grootst. Als door het bevochtigen van de grond bij infiltratie zwelling optreedt, neemt de infiltratiesnelheid tengevolge van de afname van het poriënvolume sterk af (26).

c. De invloed van het poriënvolume

Voor het in horizontale richting binnendringen van water in de grond geldt analoog aan verg. 5.5:

$$\frac{d\varkappa}{dt} = \frac{K_T}{X_b}\frac{\psi}{\varkappa} \tag{5.12}$$

Integratie met als randvoorwaarde $x = 0$ als $t = 0$ geeft:

$$t = \frac{X_b}{K_T}\frac{\varkappa^2}{2\psi} \tag{5.13}$$

Hieruit volgt:

$$\varkappa = \sqrt{\frac{2K_T\psi t}{X_b}} \tag{5.14}$$

en

$$i = X_b\varkappa = \sqrt{2K_TX_b\psi t} = b\,t^{0,50} \tag{5.15}$$

waarbij

$$b = \sqrt{2K_TX_b\psi}$$

De evenredigheid met $\sqrt{t}$ is o.a. reeds aangegeven door OSTASHEV (122) en KIRKHAM en FENG (87), en is in overeenstemming met de numerieke oplossing van de algemene differentiaalvergelijking voor dit probleem door KLUTE (89) en met de waarnemingen van GARDNER (64), GREEN en AMPT (65) en SWARZTENDRUBER e.a. (163).

Uit figuur 41, die ontleend is aan waarnemingen van SREENIVASON (160), en betrekking heeft op het in horizontale richting binnendringen van water in luchtdroge grond, blijkt dat de infiltratiecapaciteit groter is naarmate de grond losser is. Dit volgt ook uit vergelijking 5.13 daar x, bij eenzelfde geïnfiltreerde hoeveelheid i, omgekeerd evenredig is met X_b, en K_T groter is naarmate de volumefractie water groter is (vergelijk fig. 37).

De toename van de infiltratiesnelheid met toenemend poriënvolume, welke ook blijkt uit tabel 25 en fig. 2, is in overeenstemming met vele andere waarnemingen (13, 26, 31, 45, 46, 113, 137, 146).

De grote invloed van het poriënvolume en de verdeling hiervan in capillaire en niet-capillaire poriën op de infiltratiecapaciteit blijkt ook duidelijk uit fig. 42 en fig. 43.

5. HET BINNENDRINGEN VAN WATER IN GELAAGDE GROND

Het binnendringen van water in gelaagde grond is onderzocht door COLMAN en BODMAN (41) en DAY en LUTHIN (43). Uit hun onderzoek blijkt dat, als de bovenlaag beter doorlatend is dan de onderlaag en het bevochtigingsfront de grenslaag gepasseerd is, de drukhoogte in de bovenlaag positief is en ongeveer evenredig met de af-

FIG. 44. Verloop van het vochtgehalte (gew. %) met de diepte bij infiltratie in gelaagde grond op verschillende tijdstippen vanaf het begin der infiltratie, volgens waarnemingen van COLMAN en BODMAN (41)

FIG. 45. Infiltratie in een grond bij verschillende dikten van de bovenlaag (112). De streeplijn geeft het verloop van de infiltratie weer in homogene grond volgens vergelijking 5.11. (Zie ook tabel 30).

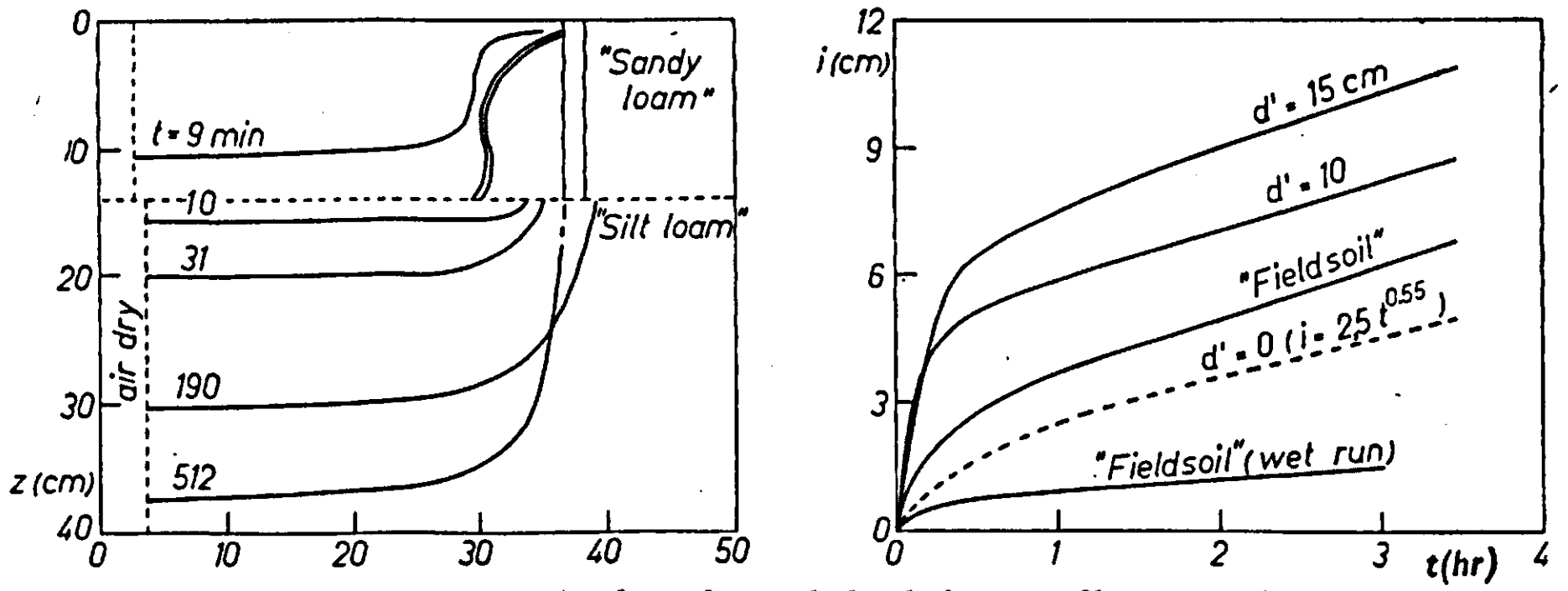


FIG. 44. *Course of moisture content (% of weight) with depth during infiltration in layered soil (41)*

FIG. 45. *Infiltration into a soil with several depths of the upper layer, d', (112). The dashed line indicates the infiltration into homogeneous soil according to equation 5.11. (See table 30).*

stand tot het oppervlak. Ook in dit geval is de bovenlaag niet geheel verzadigd, en is dus $X_b' < X_l'$ (tabel 29). In figuur 44, die ontleend is aan COLMAN en BODMAN (41), is de infiltratie weergegeven in gelaagde grond, waarbij de doorlaatfactor van de bovenlaag („sandy loam") groter is dan van de ondergrond („silt loam"). De infiltratie in de minder doorlatende onderlaag verloopt analoog aan die in homogene grond en de infiltratiesnelheid is ongeveer dezelfde als wanneer het oppervlak samenvalt met het grensvlak (41). De geïnfiltreerde hoeveelheid op tijdstip $t(z > d')$ volgt uit verg. 5.8, vermeerderd met de berging in de bovenlaag, t.w. $X_b'd'$. Als K_T' de doorlaatfactor aangeeft van de bovenlaag en K_T van de onderlaag, geldt voor de doorlaatfactor K van de laag 0 tot z:

$$\frac{1}{K} = \frac{d'}{z}\,\frac{1}{K_T'} + \frac{z - d'}{z}\,\frac{1}{K_T} \tag{5.16}$$

Als $h = 0$ volgt uit substitutie van vergelijking 5.16 in verg. 5.5 en na integratie met de randvoorwaarde $z = d'$ als $t = 0$:

$$t = \frac{X_b}{K_T}\left\{(z - d') - \psi \ln \frac{z + \psi}{d' + \psi} + d'\left(1 - \frac{K_T}{K_T'}\right) \ln \frac{z + \psi}{d' + \psi}\right\} \tag{5.17}$$

Voor de geïnfiltreerde hoeveelheid geldt:

$$i = X_b' d' + (z - d') X_b \tag{5.18}$$

Als $d' = 0$ (en $h = 0$) is verg. 5.17 gelijk aan verg. 5.6, en als $K_T' \gg K_T$ geldt bij benadering:

$$t = \frac{X_b}{K_T}\left\{(z - d') - (\psi - d') \ln \frac{z + \psi}{d' + \psi}\right\} \tag{5.19}$$

Blijkens fig. 40 stemmen de met verg. 5.17 en 5.18 berekende infiltratiecurven goed overeen met de experimentele gegevens van COLMAN en BODMAN (41). De voor de berekening gebruikte grootheden zijn samengevat in tabel 29.

TABEL 29. Fysische grootheden welke gebruikt zijn bij de berekening van de in fig. 40 weergegeven infiltratiecurven in gelaagde grond

	X_p'	X_w'	X_b'	$\frac{X_w' + X_b'}{X_p'}$	K_T'
I „Sandy loam lying over silt loam" .	0,53	0,0035	0,46	0,93	7,0 cm/uur
II „Silt loam lying over sandy loam" .	0,53	0,05	0,43	0,91	0,25 cm/uur

	X_p	X_w	X_b	$\frac{X_w + X_b}{X_p}$	K_T	ψ
I „Sandy loam lying over silt loam"	0,53	0,05	0,38	0,81	0,25 cm/uur	50 cm
II „Silt loam lying over sandy loam" .	0,53	0,035	0,28	0,59	0,60 cm/uur	65 cm

TABLE 29. *Physical properties which are used to calculate the infiltration curves for layered soils fig. 40*

Als de bovenlaag minder doorlatend is dan de onderlaag (II), is het vochtgehalte van de geïnfiltreerde zone in de onderlaag kleiner dan bij afwezigheid van deze bovenlaag (verzadigingsgraad resp. 0,59 en 0,69); de doorlaatfactor in de onderlaag is dientengevolge kleiner, nl. 0,60 cm/uur tegenover 1,4 cm/uur bij afwezigheid van deze minder doorlatende bovenlaag, zoals blijkt uit vergelijking van tabel 29 met tabel 27. In figuur 45, die ontleend is aan waarnemingen van MUSGRAVE en FREE (112), is de infiltratie weergegeven in onbewerkte grond (II) en bewerkte grond met verschillende dikten van de bovenlaag (III en IV). De voor de infiltratie belangrijke grootheden zijn samengevat in tabel 30 op blz. 68.

De cursief gedrukte cijfers zijn directe gegevens van MUSGRAVE en FREE. Bij de berekening van de overige bodemconstanten is aangenomen dat deze eigenschappen van onder- en bovenlaag in geval III en IV gelijk zijn.

Hieruit volgt voor de onderlaag een volumegewicht van 1,26, terwijl dat van de „fieldsoil" gemiddeld 1,25 is, hetgeen overeenkomt met een volumegewicht van 1,19 voor de bovenste 5 cm, en 1,26 voor de rest van de kolom. Daar de kolommen door verdamping aan het oppervlak op het gewenste gemiddelde vochtgehalte werden gebracht, is aangenomen, dat het vochtgehalte van de onderlaag in alle kolommen gelijk is en overeenkomend met de veldcapaciteit, hetwelk volgens opgave van MUSGRAVE en FREE $\pm$ 30 gewichtsprocent is. Voor het berekenen van de infiltratie in homogene grond is K_T overeenkomstig de „wet run", gesteld op 0,3 cm/uur, terwijl ψ gesteld is op 70 cm, en de verzadigingsgraad van de bovenlaag in alle gevallen op 0,87. Het bergend vermogen van de bovenlaag, dat bij de fieldsoil 1,8 cm bedraagt voor de bovenlaag van 5 cm dikte, is door het losmaken toegenomen tot 3,8 cm bij een dikte van de bovenlaag van 10 cm, en tot 5,9 cm bij een dikte van 15 cm. De infiltratiecapaciteit van deze grond is dienovereenkomstig toegenomen.

Als de bovenlaag beter doorlatend is dan de onderlaag, kan in hellend terrein transport van water plaats vinden door de bovenlaag langs de minder doorlatende onderlaag (41). Losmaken van de bovenlaag vergroot dus wel de infiltratiecapaciteit

TABEL 30. Fysische grootheden, welke betrekking hebben op de in fig. 45 weergegeven infiltratiecurven

	Gemiddeld over hele kolom					
	d'	Volume-gewicht	Lengte-kolom	X_p	Vocht-gehalte	X_w
I Homogene grond . .	0 cm	1,26	34,7 cm	0,524	29,5 gew. %	0,372
II „Field soil" (onbew.)	5 „	*1,25*	*35,0* „	*0,528*	*27,0* „	0,338
III Bewerkte grond . . .	*10* „	*1,17*	37,4 „	*0,558*	*28,2* „	0,330
IV Bewerkte grond . . .	*15* „	*1,13*	38,7 „	*0,574*	*27,1* „	0,306

	Onderlaag			
	Volume-gewicht	X_p	Vocht-gehalte	X_w
I	1,26	0,524	29,5 gew. %	0,372
II	1,26	0,524	29,5 „	0,372
III	1,26	0,524	29,5 „	0,372
IV	1,26	0,524	29,5 „	0,372

	Bovenlaag						Geïnfiltreerd na 3,5 uur	
	Volume-gewicht	X_p'	X_w'	X_l'	$X_b' = 0.87 X_l'$	$X_b' d'$	Berekend	Waarge-nomen
I . . .	1,26	0,524	0,372	0,152	0,132	0 cm	5,0 cm	cm
II . . .	1,19	0,551	0,130	0,421	0,366	1,8 „	6,8 „	6,9 „
III . . .	0,93	0,652	0,213	0,439	0,382	3,8 „	8,8 „	8,8 „
IV . . .	0,93	0,652	0,213	0,449	0,391	5,9 „	10,9 „	10,9 „

TABLE 30. *Physical properties, relating to the infiltration curves of fig. 45*

en vermindert daardoor op hellend terrein de afstroming van water („run-off"), doch bij aanhoudende regen vergroot het soms de erosie (45, 113). Onder deze omstandigheden verdient een ruwe ligging van de bovengrond de voorkeur (56, 113), terwijl ook het losmaken van de ondergrond de erosie beperkt (10, 46).

HARROLD (71) wijst erop, dat het bergend vermogen van de grond dikwijls onvoldoende benut wordt door het dichtslaan van het oppervlak onder invloed van de regen, hetgeen kan worden tegengegaan door gebruik van bodembedekkers („mulches"). In dergelijke gevallen is vergroting van de stabiliteit van de structuur belangrijker dan vergroting van het poriënvolume.

6. NEERSLAG EN NEERSLAGOVERSCHOT

Het neerslagoverschot geeft aan hoeveel groter de neerslag in een bepaalde periode is dan de infiltratiecapaciteit van de grond. In figuur 46 is weergegeven met welke frequentie een bepaalde hoeveelheid neerslag verwacht kan worden in een bepaald

FIG. 46. Hoeveelheid neerslag welke na een bepaald tijdverloop t (uur) en met een bepaalde frequentie minstens verwacht kan worden en de infiltratiecapaciteit bij een constante infiltratiesnelheid $K_T t$

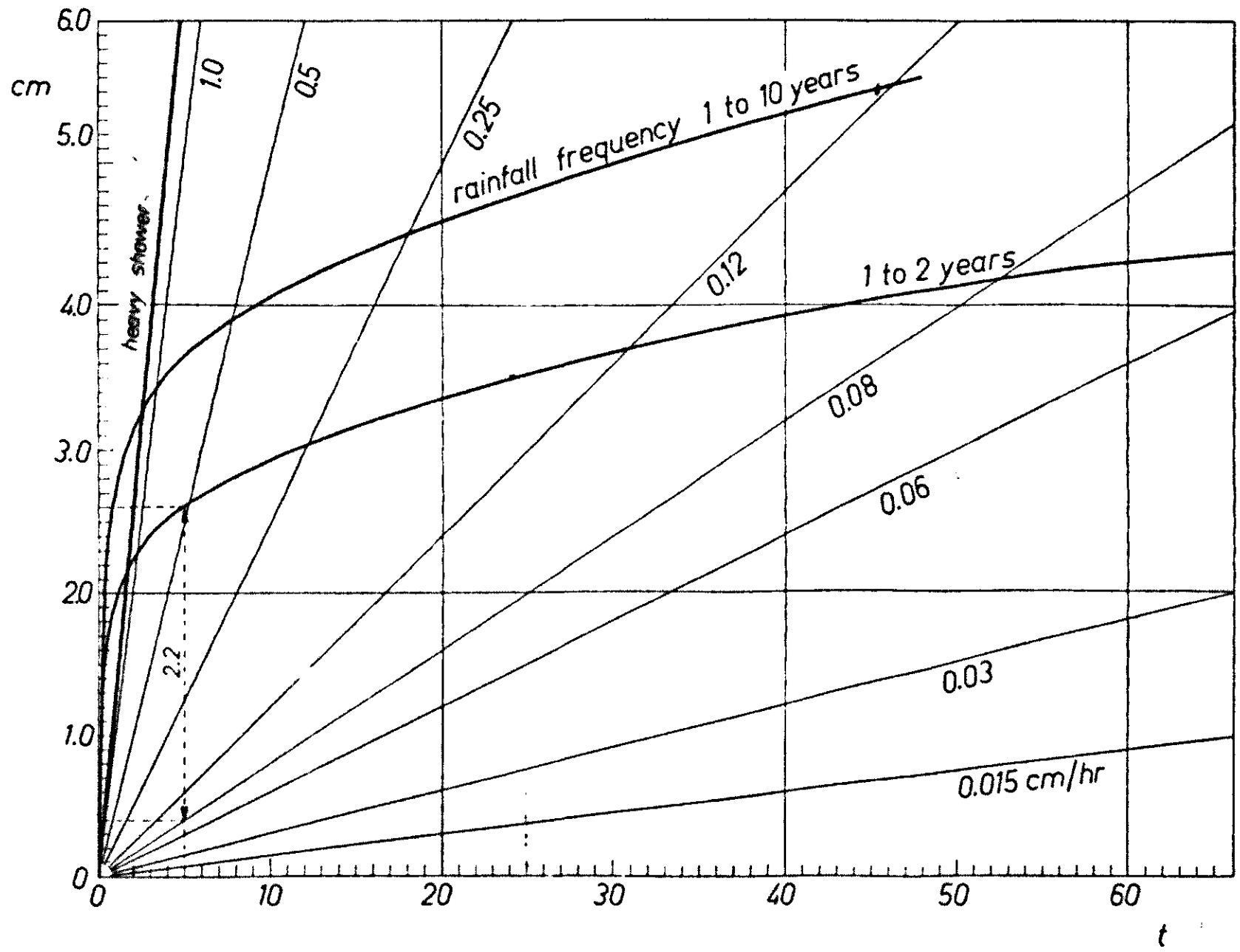


FIG. 46. *Rainfall intensities with frequencies of 1 to 2 years and 1 to 10 years, and the infiltration capacity if the infiltration rate is constant from $t = 0$*

tijdverloop. De gegevens voor Nederland zijn ontleend aan BRAAK (24) en voor Ohio (tabel 31) aan YARNELL (186). De neerslaghoeveelheid is b.v. voor Nederland 3,45 cm (of meer) in één etmaal (of binnen één etmaal), met een frequentie van 25 maal in 50 jaar. Deze curven geven alleen aan hoeveel neerslag in een bepaalde periode minstens verwacht kan worden, doch niet de verdeling van de neerslag gedurende deze periode, zodat de neerslag b.v. op de tweede dag van een meerdaagse neerslagperiode groter kan zijn dan op de eerste dag. Uit onderzoek van LEVERT (99) blijkt, dat in Nederland zware buien (gemiddelde intensiteit tijdens een periode met onafgebroken regenval $\geqslant$1,2 cm/uur) slechts kort duren, en voornamelijk in de zomer voorkomen, terwijl het aantal buien in herfst en winter veel groter is, en hun duur langer. Voor zover de neerslagcurven dus betrekking hebben op grote intensiteit, d.i. voor Nederland voor perioden van maximaal enkele uren (vergelijk fig. 46), geldt de betreffende neerslagverwachting alleen voor de zomermaanden. In Ohio komen de perioden met grote regenintensiteit eveneens voornamelijk in de zomer voor (2). In fig. 46 is tevens de wateropname voor verschillende waarden van K_T weergegeven, voor zover $i = K_T t$. Dit geeft vrij goed het wateropnemend vermogen weer van de gronden die op pag. 63 tot de tweede groep zijn gerekend, en voor zover deze op veldcapaciteit zijn, hetgeen in het algemeen gedurende de wintermaanden het geval is.

De afstand van een regenfrequentiecurve tot een opnamecurve geeft aan hoe groot op dat moment het neerslagoverschot minstens is; uit fig. 46 blijkt dat dit overschot

FIG. 47. Invloed van de infiltratiesnelheid (cm/uur) op het neerslagoverschot (cm) en de voor berging van het neerslagoverschot vereiste dikte van de bovenlaag als $X_b' = 0.20$

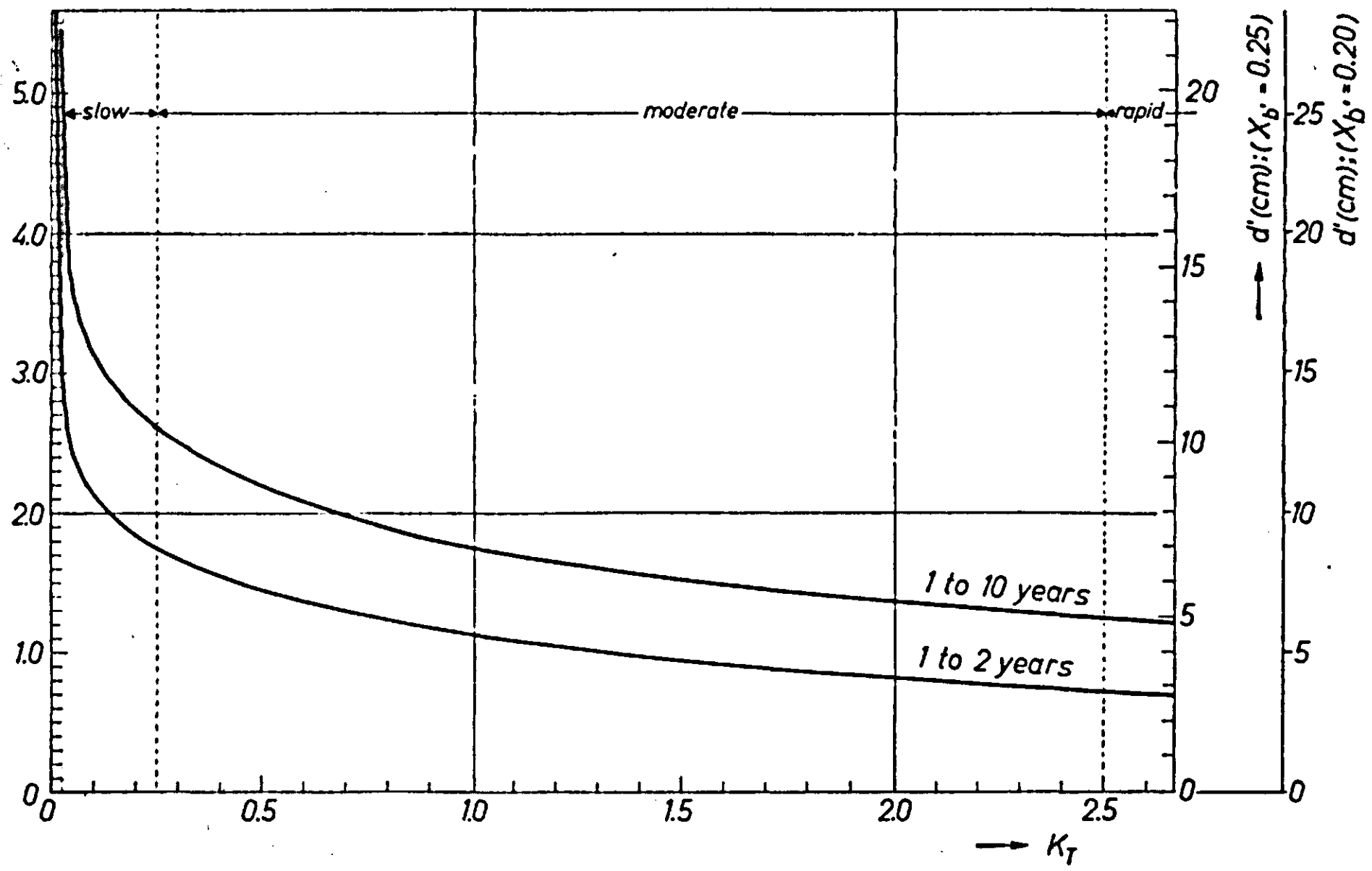


FIG. 47. *Influence of the infiltration rate (cm/hr) on the surplus of rain (cm), and depth of the upper layer to store the surplus, if the storage capacity, $X_b' = 0.20$*

eerst toe- en vervolgens weer afneemt. Het neerslagoverschot is het grootst als de afstand tussen de neerslagcurve en de opnamecurve maximaal is, aannemende dat gedurende de betreffende periode de totale hoeveelheid neerslag steeds groter is dan de hoeveelheid die in deze periode kan worden opgenomen. Dit overschot is b.v. voor Nederland bij een regenfrequentie, welke 25 maal in 50 jaar verwacht kan worden, en een opnamecapaciteit van 0,08 cm/uur, maximaal na 5 uur en bedraagt dan 2,2 cm (of meer), bij een totale regenval van 2,6 cm (of meer). In fig. 47 zijn deze neerslagoverschotten weergegeven als functie van K_T. Als de opnamecapaciteit niet voldoet aan de vergelijking: $i = K_T t$ volgt het neerslagoverschot uit de afstand van de neerslagcurve tot de voor dat geval geldende infiltratiecurve. Uit de figuur blijkt dat bij gronden welke hieraan wel voldoen, en op veldcapaciteit zijn, een afname van de opnamecapaciteit met een factor 10 slechts een verdubbeling van het neerslagoverschot tengevolge heeft. De opnamecapaciteit behoeft dus niet erg nauwkeurig bekend te zijn om toch een goede schatting van de grootte van het neerslagoverschot, waarop minstens gerekend moet worden, mogelijk te maken.

In tabel 31 is voor verschillende waarden van K_T aangegeven na welk tijdverloop het neerslagoverschot het grootst is, samen met de duur van de regenperioden waarin de gemiddelde intensiteit gelijk is aan de betreffende waarde van K_T. Hieruit blijkt dat, als $K_T > 0{,}25$ cm/uur is, de periode waarin het neerslagoverschot het grootst is, zo kort is, dat de betreffende regenintensiteiten alleen tijdens zware buien voorkomen. De perioden, waarin de gemiddelde neerslagintensiteit groter is dan K_T, zijn veel langer. Voorts is het neerslagoverschot niet alleen groter naarmate de grond een ge-

TABEL 31. Invloed van de infiltratiesnelheid (cm/uur) op het neerslagoverschot en het tijdstip, waarop dit grootste overschot optreedt, en de duur van de neerslagperiode, waarin de gemiddelde neerslagintensiteit gelijk is aan de infiltratiesnelheid

	Grootste neerslagoverschot (cm)					Periode waarna het neerslagoverschot maximaal is					Duur van de periode met gemiddelde intensiteit				
	Nederland			Ohio		Nederland			Ohio		Nederland			Ohio	
Frequentie in 50 j.	25	10	5	10	5	25	10	5	10	5	25	10	5	10	5
K_T=2,50	0,74	1,02	1,26	2,02	2,58	12	14	15	30	40 min.	42	54	65 min.	110	min.
0,80	1,22	1,60	1,88	3,22	4,24	30	38	45	80	100 ,,	3	3,8	4,5 uur	7,7	9,2 uur
0,25	1,74	2,22	2,66	4,60	5,50	1,7	2,1	2,5	4,2	4,7 uur	12	16	18 uur	28	32 uur
0,08	2,20	2,80	3,28	5,65	6,65	5,2	6,5	7,6	14	16 uur	2,2	2,9	3,5 dag	–	–
0,025	2,98	3,88	4,68	6,45	7,45	2,3	3,4	4,4	–	– dag	17	25	31 dag.	–	–

TABLE 31. *Influence of the infiltration rate (cm/hr) on the maximal surplus of rain, and on the lapse of time after which this surplus occurs, together with the duration of the period with an average rainfall intensity equal to the infiltration rate*

ringer opnemend vermogen heeft, maar de periode gedurende welke er een neerslagoverschot is, is ook langduriger. In het afvoertraject van 0,25 tot 0,025 resp. 0,0125 cm/uur neemt het neerslagoverschot in Nederland toe van 1,74 tot 2,98 resp. 4,68 cm bij een regenfrequentie van 25 maal in 50 jaar, en van 2,66 tot 4,68 cm bij een frequentie van 5 maal in 50 jaar. Het zijn dus vooral de gronden met een wateropnemend vermogen $<0{,}25$ cm/uur waar in herfst en winter het neerslagoverschot langdurig is, en uit dien hoofde bewerking behoeven om stagnatie van water bij het oppervlak te voorkomen (zie ook tabel 26). Als b.v. $X_b' = 0{,}20$, moet hiertoe de dikte van de bovenlaag 5 maal zo groot zijn om het neerslagoverschot, waarop minstens gerekend moet worden, te kunnen opnemen.

De met dit neerslagoverschot corresponderende dikte van de bovenlaag als $X_b' = 0{,}20$ is aangegeven op de rechteras van fig. 47. Bij een regenfrequentie van 5 maal in 50 jaar moet in dit geval de bovenlaag minstens 6,3 cm zijn om bij goed doorlatende gronden ($K_T \geqslant 2{,}5$ cm/uur) het neerslagoverschot in Nederland te bergen, doch bij slecht doorlatende gronden ($0{,}25 \geqslant K_T \geqslant 0{,}025$ cm/uur) geldt voor de hiertoe vereiste dikte: $24 \geqslant d' \geqslant 13$ cm.

Als de infiltratie in de ondergrond slechts tot beperkte diepte mogelijk is, is de horizontale afvoer de limiterende factor voor de verdere wateropname. Deze horizontale afvoer wordt bij drainage gesteld op ca 0,04 cm/uur als het grondwater tot 30 cm beneden maaiveld is gestegen.

Voor zover in de beschouwde regenperiode de berging in de onderlaag samen met de horizontale waterafvoer kleiner is dan de in fig. 46 aangegeven opnamecapaciteit, treedt er een extra neerslagoverschot op.

Ook indien de omstandigheden voldoen aan de bij de samenstelling van figuur 47 gemaakte veronderstellingen geeft deze figuur niet zonder meer de voor ontwatering van de bouwvoor meest gewenste bewerkingsdiepte aan. Deze hangt mede af van de stabiliteit van de structuur, zodat het in verband met het „zetten" van de grond gewenst kan zijn om dieper te bewerken. In verband met de aëratie, die bij overmaat van

water onvoldoende is, kan het gewenst zijn om d' met een bepaalde waarde te vermeerderen, welke echter niet voor alle gewassen gelijk behoeft te zijn.

7. Conclusies

Het binnendringen van water in de grond kan beschreven worden met de stromingsvergelijking van Darcy, als het vochtgehalte in de geïnfiltreerde zone en de capillaire onderdruk bij het bevochtigingsfront bekend zijn.

Indien bij relatief slecht doorlatende gronden het vochtgehalte niet beneden veldcapaciteit is, neemt de infiltratiesnelheid snel af tot de stationaire infiltratiesnelheid.

Door het losmaken van de bovengrond neemt de opnamecapaciteit sterk toe, tot het bevochtigingsfront de grenslaag gepasseerd is, waarna de verdere wateropname bepaald wordt door de opnamecapaciteit van de onderlaag. Tijdens perioden met veel neerslag is de gemiddelde neerslagintensiteit kleiner naarmate de beschouwde periode langer is. Tengevolge van de grotere opnamecapaciteit van losse grond kan door bewerken het optreden van een neerslagoverschot, dat de aëratie belemmert en structuurbederf en erosie bevordert, voorkomen worden. De hiertoe vereiste dikte van de losse bovenlaag hangt af van de te verwachten neerslag en het bergend vermogen van deze laag. Als b.v. de infiltratiesnelheid groter is dan ca. 0,25 cm/uur en het bergend vermogen gelijk is aan 0,20, is in Nederland een laag van 15 cm dikte voldoende om het neerslagoverschot te kunnen bergen tijdens een regenperiode zoals 5 maal in 50 jaar verwacht kan worden.

Voorts zijn de perioden waarin het neerslagoverschot maximaal is dan van zo korte duur, dat de betreffende intensiteiten vrijwel alleen voorkomen in perioden waarin de werkelijke infiltratiesnelheid aanmerkelijk groter is dan de stationaire infiltratiesnelheid. Gronden, waarin de stationaire infiltratiesnelheid groter is dan 0,25 cm/uur, stellen uit hoofde van de ontwatering van de bouwvoor dan ook geen hoge eisen aan de bewerking.

Als de stationaire infiltratiesnelheid kleiner is dan ca. 0,25 cm/uur, neemt de voor de berging van het neerslagoverschot vereiste dikte van de bovenlaag bij afnemende waarde van de stationaire infiltratiesnelheid sterk toe, en bedraagt b.v. in Nederland 28 cm als deze stationaire infiltratiesnelheid 0,025 cm/uur is en het bergend vermogen 0,20.

Tengevolge van de aanmerkelijke grotere regenval dient in Ohio ongeveer 2 maal zo diep bewerkt te worden om het maximale neerslagoverschot te kunnen bergen.

ABSTRACT

ON THE INFLUENCE OF TILLAGE ON CONDUCTION OF HEAT, DIFFUSION OF AIR AND INFILTRATION OF WATER IN SOIL

INTRODUCTION

Although a great number of field experiments have been carried out in the past and in recent years, only the use of ploughing down stubble and the fact that cultivation of the soil is a very effective means for killing weeds seem to be generally accepted. Whether there are other important benefits to be expected from cultivation still remains a matter of discussion.

In the present study the problem is approached in a physical way. The influence of cultivation on the temperature of the soil and of the air near the surface is calculated, and also the influence on the composition of the air in the soil and on the infiltration capacity for water. The results of these calculations are compared with experimental data obtained in different parts of the world and with measurements carried out by the author.

For this purpose the change of the physical properties of the soil by a rearrangement of its particles is discussed and the influence of a cultivated layer with regard to the transport of heat, water and air has been calculated. The cultivated soil is considered to consist of two or three layers with different volume fractions of solid material, of which the lowest layer has the properties of the uncultivated soil.

TEMPERATURE

The theory developed by LETTAU on heat transfer in the open air is used for the calculation of the distribution of the total heat flux between a homogeneous or layered soil and the air. The thermal properties of cultivated and uncultivated soil, which are treated as constant with time, have been calculated after DE VRIES, who expresses the thermal conductivity of a soil as a function of the thermal conductivities and the volume fractions of its constituents by considering the soil as a continuous medium in which particles of spherical or ellipsoïdal shape are distributed at random.

The amplitude of the temperature wave at the surface is increased by cultivation, but decreases more rapidly with depth than in uncultivated soil and the wave is more retarded in phase. By this the upper zone of the cultivated layer acts as an insulating layer on the deeper soil. The influence on the amplitude increases with increasing depth and looseness of the upper layer. The calculations also show that the longer the period of the fluctuation in temperature the smaller are the differences between cultivated and uncultivated soil. The influence due to cultivation on the daily temperature is highest on a bright day. In a climate with cold winters and hot summers the amplitude of the yearly wave is relatively most affected. The influence of cultivation on the yearly temperature wave is, however, very small, owing to the large period. An increase of the amplitude at the surface of several tenths of one degree centigrade and a phase shift of maximal two or three days are calculated for the Netherlands.

The influence on the amplitude of the daily wave is higher; it may amount to several degrees centigrade, thus markedly increasing the danger of frost damage in winter and of night frost in spring. This danger is of particular importance during spells of cold weather of a duration of several days or weeks. In those periods the minimum tem-

peratures may fall about 0.5–1 °C in the cultivated soil. If a period of comparatively hot weather follows on sowing, germination will proceed more rapidly in a deep and loose upper layer. (It is of course assumed that other conditions are the same as with the uncultivated soil). At harvest time, however, the results on the early germination and growth are in general not discernible.

Aeration

The influence of cultivation on the aeration is more complicated. Uptake and production of gases in a soil is mainly a biological process, which depends on the temperature and the moisture content of the soil and the composition of the soil air, about which information is scarce. It follows from this that the activity of the soil is also influenced by cultivation, which makes it difficult to give a quantitative prediction of the effect of cultivation on the composition of soil air.

The diffusion-coefficient of gases in soil can, on the other hand, be estimated by a method similar to the calculation of the thermal conductivity of the soil, or with the simple formula of van der Held, which is based on a random distribution of the pores around the soil particles. These calculations are complicated, however, by the blocking off of a part of the air-filled pores in wet soil.

Romell has calculated the influence of the volume fraction of air-filled pores on the partial pressure of a gas with depth. In this study a change of activity with depth is taken into consideration and also the presence of a layer with different properties. Loosening an inactive layer has generally no influence on the composition of soil air, unless the increase of the volume fraction of air-filled pores is considerable compared with the increase of depth of this layer. On the other hand loosening of an active layer may have a great influence on the aeration, especially if the volume fraction of air-filled pores is smaller than about 0.20 and if part of the air-filled pores are blocked off. In general the latter amounts to about one-tenth of the total volume of the soil.

Uptake of water

Cultivation also influences the infiltration capacity of the soil. A slow infiltration rate impedes aeration, increases run-off and also influences the physical properties of the soil, since a high moisture content often lowers the volume fraction of pores. The permeability of a saturated soil to laminar flow has been calculated with the Kozeny formula, which expresses the permeability as a function of its pore space and its texture. This formula has been modified by Carman and others and has been extended to unsaturated soil by Irmay.

To describe the penetration of a wet front into a homogeneous or layered soil the equation of Darcy is applied, from which a semi-logarithmical equation follows for the relation between infiltration and time. The first part of the infiltration curve into a homogeneous soil is approximately an exponential function. This is in accordance with the commonly used experimental equation of Kostiakov.

The infiltration rate decreases with decreasing pore space and increasing moisture content. The slow infiltration rate of several clay soils is highly increased by the loosening of the upper layer, until the wet front penetrates into the uncultivated lower layer. Further infiltration will proceed at the same rate as if the soil surface were situated at the contact plane between the layers. The influence of cultivation on the infiltration is then determined by the storage capacity of the loosened layer. The frequency of the occurrence of a certain rainfall intensity together with the infiltration

capacity of the lower layer determine the minimum depth of the upper layer which is required to store the surplus of rain. The latter is the difference between the amount of rain during a certain period and the infiltrated quantity of water during the same period. It results e.g. that a depth of the upper layer of about 15 cm is sufficient to absorb a surplus of rain which is expected to occur with a frequency of once in ten years, if the infiltration rate of the lower layer is not lower than 0.25 cm/hr, and the storage capacity of the upper layer is one-fifth of the total volume.

Conclusions

Summarizing it can be said that the physical aspects of cultivation in relation to plant growth consist in a large influence on the aeration of a compact soil by increasing the volume fraction of air-filled pores and improving the infiltration capacity of the soil and a rather small influence on its temperature. The latter results in more extreme temperatures of the overground part of the plant and of the seed (as far as the depth of cultivation is more than about twice the depth of sowing) and less extreme temperatures of the root zone.

Whether it is desirable to rearrange the soil particles by cultivation depends primarily on the climate, i.e. rainfall and energy budget, in relation to the growing stage of the crop, and further on the specific properties of both the soil and the crop.

Deep cultivation is, for instance, not desirable in a climate with dry and cold winters if winter crops are grown. It is also unfavourable in a dry and hot climate, because of the increased possibility of oxidation of organic matter. It may, on the other hand, be favourable in a temperate climate for both winter and summer crops.

SYMBOLEN[1]

A	–	produktie of opname van gas (activiteit)	$mg\,cm^{-3}\,sec^{-1}$
A_0	–	amplitude van de temperatuurgolf aan het oppervlak	°C
A_z	–	amplitude van de temperatuurgolf op diepte z	°C
B	–	warmtestroom in de grond	$cal\,cm^{2-}\,sec^{-1}$
B_0	–	amplitude aan het aardoppervlak van de warmtegolf in de grond	$cal\,cm^{-2}\,sec^{-1}$
B_{00}	–	gemiddelde waarde aan het aardoppervlak van de warmtegolf in de grond	$cal\,cm^{-2}\,sec^{-1}$
C	–	zie vergelijking 5.1 (pag. 55)	
C_b	–	warmtecapaciteit van de grond	$cal\,cm^{-3}(°C)^{-1}$
C_l	–	warmtecapaciteit van de lucht	$cal\,cm^{-3}(°C)^{-1}$
D	–	diameter van een korrel of aggregaat	cm
$D_b = \sqrt{\frac{2a}{\omega}}$	–	dempingsdiepte van de temperatuur- en warmtegolven in de grond	cm
$D_l = \sqrt{\frac{2K}{\omega}}$	–	dempingsdiepte van de temperatuur- en warmtegolven in de lucht	cm
D_b	–	diffusiecoëfficiënt in de grond	$cm^2\,sec^{-1}$
D_l	–	diffusiecoëfficiënt in de lucht	$cm^2\,sec^{-1}$
E	–	verdampingswarmte	$cal\,cm^{-2}\,sec^{-1}$
F	–	oppervlak van een porie	cm^2
H	–	netto straling aan het aardoppervlak	$cal\,cm^{-2}\,sec^{-1}$
J	–	zie vergelijking 3.42 (pag. 24)	
K	–	turbulente diffusiecoëfficiënt	$cm^2\,sec^{-1}$
$\bar{K}$	–	schijnbare diffusiecoëfficiënt	$cm^2\,sec^{-1}$
K	–	doorlaatfactor van onverzadigde grond	$cm\,sec^{-1}$, cm uur^{-1}
K_T	–	doorlaatfactor van de transmissiezone	$cm\,sec^{-1}$, cm uur^{-1}
K_v	–	doorlaatfactor van verzadigde grond	$cm\,sec^{-1}$, cm uur^{-1}
L	–	warmtestroom in de lucht	$cal\,cm^{-2}\,sec^{-1}$
L_0	–	amplitude van het aardoppervlak van de warmtegolf in de lucht	$cal\,cm^{-2}\,sec^{-1}$
L_{00}	–	gemiddelde waarde aan het aardoppervlak van de warmtegolf in de lucht	$cal\,cm^{-2}\,sec^{-1}$
$P = \rho g h$	–	zuigspanning	$g\,cm^{-1}\,sec^{-2}$
Q	–	diffusie door het oppervlak	$mg\,cm^{-2}\,sec^{-1}$
R	=	B_0/L_0	
R'	=	R/f_0	
$S = X_w/X_p$	–	deel der poriën dat met water gevuld is	
$S_0 = X_0/X_p$	–	deel der poriën waarin geen stroming plaats heeft.	
T	–	temperatuur van de grond	°C
T_{00}	–	gemiddelde waarde van de temperatuurgolf aan het aardoppervlak	°C
U	–	omtrek van een porie	cm

De symbolen voorzien van ′ hebben betrekking op de bewerkte laag.

U –	specifiek oppervlak	cm^{-1}
$U = B + L$ –	aan het aardoppervlak beschikbare warmte	$cal\,cm^{-2}sec^{-1}$
U_0 –	amplitude van de warmtegolf aan het aardoppervlak	$cal\,cm^{-2}sec^{-1}$
U_{00} –	gemiddelde waarde van de amplitude van de warmtegolf aan het aardoppervlak	$cal\,cm^{-2}sec^{-1}$
X_b –	volumefractie water die door de grond wordt opgenomen	
X_l –	volumefractie lucht	
X_0 –	volumefractie der poriën waarin geen stroming plaats heeft	
$X_p = X_l + X_w$ –	volumefractie poriën	
$X_v = 1 - X_p$ –	volumefractie vaste delen	
X_w –	volumefractie water	
$a = \lambda_b/C_b$ –	temperatuurvereffeningscoëfficiënt van de grond	cm^2sec^{-1}
b –	constante (zie verg. 5.10 en verg. 5.15)	
b –	afstand tot het oppervlak	cm
d –	bewerkingsdiepte	cm
d –	diameter van een porie	cm
d' –	dikte van de bewerkte laag	cm
e –	grondgetal van de natuurlijke logaritme	
f_0 –	amplitudevergroting van de temperatuurgolf aan het aardoppervlak tengevolge van gelaagdheid van de grond	
g –	versnelling van de zwaartekracht	cm^2sec^{-1}
g_a, g_b, g_c –	depolariserende factoren van de ellipsoïde in de richting van de a, b, c-assen	
h –	hoogte boven het oppervlak	cm
h –	hoogte van een kolom water	cm
h_z –	verandering van de amplitude van de temperatuurgolf met de hoogte	
i –	geïnfiltreerde hoeveelheid	cm
j –	zie vergelijking 3.38 (pag. 24)	
k_0 =	0,40 – constante van VON KARMAN	
k_0 –	factor die afhankelijk is van de vorm der poriën	
k_l, k_v, k_w –	zie vergelijking 3.15 (pag. 17)	
l –	afstand tot het oppervlak	cm
l/l_l –	wegverlenging van het fluïdum tengevolge van richtingsveranderingen in een granulair medium	
n –	verhouding der assen van een ellipsoïde	
p –	partiële druk	mm Hg
p_0 –	partiële druk aan het oppervlak	mm Hg
p_z –	verandering van de amplitude van de temperatuurgolf met de diepte	
q –	gediffundeerde hoeveelheid	$mg\,cm^{-2}sec^{-1}$
r –	zie vergelijking 3.48 (pag. 28)	
t –	tijd	sec, uren, etm
u_z –	windsnelheid op hoogte z	$cm\,sec^{-1}$

u_*	– wrijvingssnelheid	$cm\,sec^{-1}$
x	– afstand in horizontale richting	cm
z	– afstand tot het oppervlak	cm
z_0	– ruwheidsparameter	cm
α	– produktie of opname van gas (activiteit)	$mg\,cm^{-3}\,sec^{-1}$
α_0	– fase aan het aardoppervlak van de warmtegolf in de lucht	rad, uren, etm
β	– constante (verg. 5.10, pag. 61)	
β^*	– quotiënt van de toename van de partiële druk van de beschouwde component en de toename van de massa	mm Hg $cm^3\,mg^{-1}$
β_0	– fase aan het aardoppervlak van de warmtegolf in de grond	rad, uren, etm
γ_0	– fase van de temperatuurgolf aan het aardoppervlak	rad, uren, etm
δ	$= d'/D_b'$	
ζ	$= z/D_b'$	
η	– viscositeit	$g\,cm^{-1}\,sec^{-1}$
η_z	– faseverschuiving van de temperatuurgolf met de hoogte	rad, uren, etm
Θ	– potentiële temperatuur van de lucht	°C
λ_b	– warmtegeleidingsvermogen van de grond	$cal\,cm^{-1}\,sec^{-1}\,(°C)^{-1}$
ρ	– dichtheid	$g\,cm^{-3}$
σ	– oppervlaktespanning	$g\,sec^{-2}$
τ	– periode van een periodieke functie	sec, uren, etm
φ_0	– faseverschuiving van de temperatuurgolf aan het oppervlak tengevolge van gelaagdheid van de grond	rad, uren, etm
ψ_z	– faseverschuiving van de temperatuurgolf met de diepte	rad, uren, etm
$\omega = 2\pi/\tau$	– cirkelfrequentie van een periodieke functie	sec^{-1}, $uren^{-1}$, etm^{-1}

LITERATUUR

1. ALDERFER, R. B. and F. G. MERKLE *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **6** (1942) 98–103.
2. ALEXANDER, W. H. *Ohio Eng. Exp. Sta. Bull.* **26** (1924).
3. ANDERSON, M. A. and G. M. BROWNING *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **14** (1950) 370–374.
4. APSITS, J. *Bodenk. u. Pfianzenern.* **3** (48) (1937) 336–345.
5. AREND, L. I. and R. E. HORTON *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **7** (1943) 82–89.
6. BAIER, W. *Ber. Deutschen Wetterd. i. d. U.S. Zone,* **6** (37) (1952) 1–35.
7. BAVEL, C. H. M. van *Soil Sci.* **72** (1951) 33–46.
8. *Soil Sci.* **73** (1952) 91–104.
9. BAVER, L. D. *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **3** (1939) 52–56.
10. BENNET, H. *Soil conservation.* Mc Graw Hill, New York (1939).
11. BLAKE, G. R. and J. B. PAGE *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **13** (1948) 37–42.
12. BLOHM, G. *Technik i. d. Landwirtsch.* **8** (1927) 47–49, 74–76.
13. *Pflanzenbau* **1** (1929) 642–670.
14. BLOHM, G. und H. MAYERS *Fortschr. d. Landwirtsch.* **5** (1930) 713–719.
15. BOKSCH, F. *Landwirtsch. Jahrb.* **69** (1929) 693–787.
16. BODMAN, G. B. *Amer. Soil Surv. Assoc. Bull.* **17** (1936) 33–38.
17. BODMAN, G. B. and E. A. COLMAN *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **8** (1944) 116–122.
18. BORST, H. L. and R. WOODBURM *U.S.D.A. Techn. Bull.* **825** (1942) 1–16.
19. BOUYOUCOS, G. J. *Mich. Agr. Exp. Sta. Techn. Bull.* **17** (1913) 1–196.
20. *Mich. Agr. Exp. Sta. Techn. Bull.* **22** (1915) 1–63.
21. BOYNTON, D. *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.* **37** (1940) 19–26.
22. BOYNTON, D. and O. C. COMPTON *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.* **42** (1943) 53–58.
23. BOYNTON, D. and W. REUTHER *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.* **36** (1939) 1–6.
24. BRAAK, C. Het klimaat van Nederland. Servire, Den Haag (1950).
25. BRAAK, C., S. W. VISSER, O. DE VRIES en C. W. G. HETTERSCHIJ *Versl. Landbouwk. Onderz.* **47** (1941) 817–895.
26. BROWNING, G. M. *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **4** (1939) 23–27.
27. *Agr. Engin.* **31** (1950) 314–344.
28. BRUCE, R. R. and L. R. WEBBER *Canad. J. Agr. Sci.* **33** (1953) 430–436.
29. BUCKINGHAM, E. *U.S.D.A.. Bur. of Soils, Bull.* **25** (1904) 1–52.
30. *U.S.D.A., Bur. of Soils, Bull.* **38** (1907) 1–61.
31. BURGER, H. Proc. 4th Intern. Conf. Soil Sci. (Rome) **2** (1926) 150–163.
32. BURN, W. W. *Nebr. Agr. Exp. Sta. Bull.* **114** (1910) 1–52.
33. CALL, L. E. and M. C. SEWELL *J. Amer. Soc. Agron.* **9** (1917) 49–61.
34. CARMAN, P. C. *J. Agr. Sci.* **29** (1939) 262–273.
35. *Disc. Faraday Soc.* **3** (1948) 72–77.
36. CHILCOTT, E. C. and J. S. COLE *J. Agr. Res.* **14** (1918) 481–521.
37. CHILDS, E. C. and N. COLLIS-GEORGE *Proc. Roy. Soc. of London,* **201***a*. (1950) 392–405.
38. CHRISTIANSEN, J. E. *Soil Sci.* **58** (1944) 355–365.
39. CLEVERINGA, O. J. *Landbouwk. Tijdschr.* **60** (1948) 358–368.
40. COLE, R. *Hilgardia* **12** (1939) 429–472.
41. COLMAN, E. A. and G. B. BODMAN *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **9** (1945) 3–11.
42. DALIP, S. and S. D. NIJHAWAN *Indian J. Agr. Sci.* **14** (1944) 124–137.
43. DAY, P. R. and N. LUTHIN *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **17** (1953) 87–91.
44. DENSCH und GROH *Ill. Landwirtsch. Z.* **45** (1925) 50–51.
45. DISEKER, E. G. and R. E. YODER *Ala. Agr. Exp. Sta. Bull.* **245** (1936) 1–52.
46. DIEBOLD, C. H. *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **18** (1954) 339–343.
47. *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **18** (1954) 88–91.
48. DOBSON, T. E. W. *Roy. Met. Soc., Quart. J.* **37** (1911) 82–83.
49. DÖHNHOFF, G. *Kühn. Arch.* **15** (1927) 457–511.
50. DONAT, J. Trans. 6th Com. Int. Soc. Soil Sci., B. (Zürich), 423–439.
51. DOREN, C. A. VAN and A. A. KLINGEBIEL *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **14** (1950) 51–55.
52. *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **16** (1952) 66–69.
53. DUIN, R. H. A. VAN *Neth. J. Agr. Sci.* **2** (1954) 229–241.
54. *Neth. J. Agr. Sci.* **3** (1955) 182–191.

55. DUIN, R. H. A. VAN en D. A. DE VRIES — *Neth. J. Agr. Sci.* **2** (1954) 168–175.
56. DULEY, F. L. — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **4** (1940) 60–64.
57. EDLEFSEN, N. E. and G. B. BODMAN — *J. Amer. Soc. Agron.* **33** (1941) 713–731.
58. EKSTEEN, L. L. en M. VAN DER SPUY — *Boerd. in S. Afrika* **16** (1941) 179.
59. ESSELEN, D. J. — *Boerd. in S. Afrika* **12** (1937) 6–12 en 21.
60. FORTIER, S. — *U.S.D.A. Yearbook* (1908) 465–472.
61. FREE, G. R., G. M. BROWNING and G. W. MUSGRAVE — *U.S.D.A. Techn. Bull.* **729** (1939)
62. FREE, G. R. and V. J. PALMER — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **5** (1941) 390–398.
63. GADE, C. — *Landw. Jahrb.* **70** (1929) 89–142.
64. GARDNER, W. — *Soil Sci.* **10** (1920) 103–126.
64a. GOOR, C. P. VAN — *Landbouwk. Tijdschr.* **66** (1954) 175–181.
65. GREEN, W. H. and G. A. AMPT — *J. Agr. Sci.* **4** (1911) 1–25.
66. GROTE, G. F. — *Z. f. Acker- u. Pflanzenbau* **97** (1953) 155–176.
67. GUSTAFSON, A. F. — Soils and soil management, New York (1941).
68. GUYER, H. — Diss. Zürich (1954).
69. HAGAN, R. M. — *Hilgardia* **14** (1941) 83–118.
70. HAINES, W. B. — *J. Agr. Sci.* **15** (1925) 178–200, 529–535.
71. HARROLD, L. L. — *Agr. Eng.* (1952) 287–289.
72. HELD, E. F. M. VAN DER — Vacantie-leergang verwarmingstechn. (1939) 115–136.
72a. HENIN, S. — *Ann. Agron.* **14** (1944) 69–76.
73. HOLLDACK, H. und W. VON NITZCH — *Ill. landwirtsch. Z.* **46** (1926) 163–164.
74. HOOGHOUDT, S. B. — *Versl. Landbouwk. Onderz.* **40** (1934) 215–345.
75. HORTON, R. E. — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **5** (1941) 399–417.
76. HUBBELL, D. S. — *J. Amer. Soc. Agron.* **39** (1947) 762.
77. HUDIG, J. — *Landbouwk. Tijdschr.* **60** (1948) 349–357.
78. HUISMAN, L. H. — *Landbouwk. Tijdschr.* **65** (1953) 328–333.
79. IRMAY, S. — *Trans. Amer. Geoph. Union* **35** (1954) 463–468.
80. JAMES, E. — *J. Amer. Soc. Agron.* **37** (1945) 945–952.
81. JOHNSTON, J. R., G. M. BROWNING and M. B. RUSSELL — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **7** (1943) 105–107.
82. JUNG, E. — *Forschungsdienst* **3** (1937) 12.
83. KARRAKER, P. E. — *Soil Sci.* **10** (1920) 143–152.
84. KEEN, B. A. — *J. Agr. Sci.* **20** (1930) 364–389.
85. KING, F. H. — *Wisc. Agr. Exp. Sta., 8th Ann. Rep.* (1891) 100–134.
86. — Physics of agriculture. Madison (1914).
87. KIRKHAM, D. and C. L. FENG — *Soil Sci.* **67** (1949) 29–40.
88. KLOEPPEL, R. — *Pflanzenbau* **3** (1930) 465–493.
89. KLUTE, A. — *Soil Sci.* **73** (1952) 105–116.
90. KOEPF, H. — *Z. f. Acker u. Pflanzenbau* **98** (1954) 289–312.
91. KOHNKE, H. — *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **11** (1947) 64–67.
92. KOPECKI, J. — *Int. Mitt. Bodenk.* **4** (1914) 138–180.
93. KOSTIAKOV, A. N. — Trans 6th Comm. Int. Soc. Soil Sci. (1932) 16–21.
94. KOZENY, J. — *S. B. Akad. Wiss. Wien*, A **136** (1937) 271.
95. KRAMER, C. en J. J. POST — K.N.M.I., R. III-**151** (1955) 1–19.
96. KRAUSE, M. — *Landw. Jahrb.* **73** (1931) 603–690.
97. LETTAU, H. — *Trans. Amer. Geoph. Union* **32** (1951) 189–200.
98. — *Ber. Deutschen Wetterd. i. d. U.S. Zone* **6** (1952) (38), 127–136.
99. LEVERT, C. — *Landbouwk. Tijdschr.* **63** (1951) 404–407.
100. LUNDEGÅRDH, H. — *Ark. f. Botanik* **18** (1923) 1–36.
101. — Der Kreislauf der Kohlensäure in der Natur. Fischer Jena, (1924).
102. MAGERS, H. — *Pflanzenbau* **2** (1929) 472–544.
103. MARSHALL, T. J. and G. B. STIRK — *Soil Sci.* **68** (1949) 359–370.
104. MILLER, R. D. and J. L. MCMURDIE — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **17** (1953) 191–195.
105. MCCALL, M. A. — *J. Agr. Res.* **30** (1925) 819–831.
106. MCCALLA, T. M. and F. L. DULEY — *J. Amer. Soc. Agron.* **38** (1946) 75–89.
107. MEYER, L. und G. SCHAFFER — *Landwirtsch. Forsch.* **6** (1954) 81–95.

108. MILLER, R. D. and F. RICHARD — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **16** (1952) 33–38.
109. MOORE, R. E. — *Hilgardia* **12** (1939) 382–426.
110. MOSIER, J. G. and A. F. GUSTAFSON — *Ill. Agr. Exp. Sta. Bull.* **181** (1915) 563–586.
111. MUSGRAVE, G. W. — *J. Amer. Soc. Agr.* **27** (1935) 336–345.
112. MUSGRAVE, G. W. and G. R. FREE — *J. Am. Soc. Agron.* **28** (1936) 727–739.
113. NEAL, J. H. — *Miss. Agr. Exp. Sta. Res. Bull.* **280** (1938) 1–47.
114. NELSON, W. R. and L. D. BAVER — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **5** (1941) 69–76.
115. NESSLER, J. — *ref. Forsch. Geb. d. Agrik. Phys.* **7** (1884) 1–24.
116. NITZSCH, W. VON — *Techn. d. Landwirtsch.* **6** (1925) 236–239.
117. ——— — *Wissensch. Veröff. a. d. Siemens Konz.* **6** (1927) 1–35.
118. ——— — *R.K.T.L. Schriften* **70** (1937) 1–188.
119. OLMSTEAD, L. B. — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **11** (1947) 89–92.
120. OLSSON, A. — *Kungl. Landbruksakad. Tidskr.* **92** (1953) 220–241.
121. OPITZ, K. — *Z. Pflanzenern., Düng. u. Bodenk.* **41** (86) (1948) 213–222.
122. OSTASHEV, N. A. — Int. Conf. Soil Mech. and Forend. Eng., Proc. **1** (1936) 227–229.
123. PAGE, J. B. and C. J. WILLARD — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **11** (1947) 81–88.
124. PAGE, J. B., G. J. WILLARD and G. W. MCCUEN — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **11** (1947) 77–80.
125. PAYNE, D. — *Agr. Progr.* **27** (1952) 155–166.
126. PEERLKAMP, P. K. — *Meded. Landb. Hogesch.* **47** (1944) 1–96.
127. PENMAN, H. L. — *J. Agr. Sci.* **30** (1940) 437–462, 570–581.
128. — *J. Agr. Sci.* **31** (1941) 454–465.
129. — *Landbouwk. Tijdschr.* **62** (1950) 166.
130. PEREIRA, H. C. — *J. Agr. Sci.* **31** (1941) 212–231.
131. PHILIP, J. R. — *Soil Sci.* **77** (1953) 153–157.
132. PIEPER, G. — *Pflanzenbau* **1** (1929) 161–225.
133. POWERS, W. L. — *J. Agr. Res.* **49** (1934) 1125–1133.
134. RAMDAS, L. A. and A. K. MALLIK — *Indian Acad. Sci., Proc.* **16** (A) (1943) 1–10.
135. RANEY, W. A. — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **14** (1950) 61–65.
136. REESINCK, J. J. M. en D. A. DE VRIES — *Meded. Landbouw Hogesch.* **46** (1942) 1–24.
137. RICHARDS, S. I. and J. S. JOFFE — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **4** (1940) 94–99.
138. ROMELL, L. G. — *Meddel. Statens Skogsförsöksanst.* **19** (1922) 281–359.
139. — *Ann. Agron.* **5** (1935) 373–384.
140. RUSSELL, E. W. — *Imp. Bur. Soil Sci., Techn. Commun.* **37** (1938) 1–40.
141. RUSSELL, E. W. and B. A. KEEN — *J. Agr. Sci.* **28** (1938) 212–233.
142. RUSSELL, M. B. and A. KLUTE — *Agric. Engin.* (1954) 808–810.
143. RUSSELL, G. W. and N. P. MEHTA — *J. Agr. Sci.* **28** (1938) 272–298.
144. SCHMIDT, W. — Sitz. Ber., Akad. Wien, Math. Naturw. Kl. 127 (1918) (zie 98).
145. SCHOFIELD, R. K. — Trans. 3rd Int. Congr. Soil Sci. **2** (1935) 38.
146. SCHUYLENBORGH, J. VAN — Proefschr. Wageningen (1947).
147. — *Landbouwk. Tijdschr.* **61** (1949) 96–110.
148. SCHWINDT, R. — *Landw. Jahrb.* **86** (1938) 928–988.
149. SERGEJEV, S. F. — ref. *Deutsche Landwirtsch. Rundsch.* **10** (1933) 10.
150. SHAW, B. T. (Editor) — Soil physical conditions and plant growth. Acad. Press. Inc. New York (1952).
151. SHAW, C. F. — *Soil Sci.* **23** (1927) 303–317.
152. SHAW, C. E. — *J. Amer. Soc. Agron.* **21** (1929) 1165–1171.
153. SINGH, K. — *J. Sci. Food a. Agr.* **3** (1952) 256–264.
154. SLATER, C. S. and H. G. BYERS — *U.S.D.A. Techn. Bull.* **232** (1931).
155. SLATER, C. S. and H. HOPP — *Agron. J.* **43** (1951) 1–4.
156. SLATER, C. H. W. and J. P. RUXTON — ref *Soils a. Fertilizers* **18** (1955) 5 (2006).
157. SMITH, A. — *Hilgardia* **6** (1932) 159–203.
158. SMITH, R. M. and D. R. BROWNING — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **7** (1943) 114–119.
159. — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **11** (1947) 21–26.
160. SREENIVASON, P. S. — *Current Sci. (India)* **11** (1942) 287–288.
161. STEGGEWENTZ, J. H. — Proefschrift Delft (1933).
162. SUTTON, — Micro climatology. McGraw Hill, London (1953).

163. SWARTZENDRUBER, D., M. F. DE BOODT and D. KIRKHAM — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **18** (1954) 1–7.
164. TAMM, E. — *Pflanzenbau*, **4** (1927/28) 17.
165. TAYLOR, S. A. — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **14** (1950) 55–61.
166. TAYLOR, S. A. and N. C. HEUSER — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **17** (1953) 195–201.
167. THOMPSON, H. C. — *Corn. Agr. Exp. Sta., Mem.* **107** (1927) 1–73.
168. TISDALL, A. L. — *Agr. Res. (Austr.)* **2** (1951) 126–131.
169. TIULIN, A. F. — *Div. Agr. Chem.* **2** (1928) 77–122.
170. VEIHMEYER, F. J. and A. H. HENDRICKSON — *Soil Sci.* **68** (1949) 75.
171. VERHOEVEN, B. — Proefschr. Wageningen (1953).
172. VERSLUYS, J. — Proefschr. Delft (1916).
173. VILENSKY, D. — Trans. 1st Comm. Int. Soil Sci. Soc. (1934) 98.
174. VRIES, D. A. DE — Trans 4th Int. Congr. Soil Sci. **2** (1950) (b), 41–43.
175. — *Meded. Landb. Hogesch.* **52** (1952) 1–73.
176. — *Landbouwk. Tijdschr.* **65** (1953) 676–683.
177. VRIES, D. A. en C. T. DE WIT — *Meteorologische Rundschau* **7** (1954) 41–45.
178. WEGER, N. — *Ber. Deutschen Wetterd. i. d. U.S. Zone* **4** (1951) (28), 1–29.
179. WEST, E. S. — *J. Counc. Scient. a. Industr. Res.* **3** (1930) 97–105.
180. — *J. Counc. Scient. a. Industr. Res.* **5** (1932) 236–246.
181. WOLLNY, E. — *Forsch. Agrik. Phys.* **2** (1879) 133–162.
182. — *Forsch. Agrik. Phys.* **8** (1885) 177–205.
183. WOODRUFF, C. M. — *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.* **4** (1940) 13–18.
184. WURMBACH, H. — *Arch. f. Pflanzenbau* **10** (1933) 484–532.
185. WYCKOFF, R. D. and H. G. BOTSET — *Physics* **7** (1936) 325–345.
186. YARNELL, J. L. — *U.S. Misc. Publ.* 204.
187. ZIMMERMAN, B. C. — *Eng. News Rec.* **117** (1936) 186–187.
188. ZUNKER, F. — Trans. 6th Comm. Int. Soc. Soil Sci., B (1933) 18.