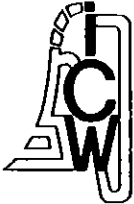


ICW nota 1645
oktober 1985

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



nota

instituut voor cultuurtechniek en waterhuishouding, wageningen

DE INVLOED VAN BODEMSOORT EN VOCHTGEHALTE OP DE
BODEMTEMPERATUUR

ir. J.G. Wesseling

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

I N H O U D
= = = = =

	pag.
Inleiding	1
1. Algemene theorie	1
2. Temperatuur als randvoorwaarde	4
3. Flux als randvoorwaarde	5
4. Gebruikte grondsoorten	9
5. Dempingsdiepten en amplituden	10
6. Berekening van bodemtemperaturen	12
7. Resultaten	16
8. Beperkingen en opmerkingen	24
9. Conclusies	25
Literatuur	25

In l e i d i n g

Naar aanleiding van een vraag van het Landbouwschap m.b.t. de wijze waarop met gasmeters gemeten hoeveelheden gas worden gecorrigeerd is er een kort onderzoek gedaan naar de invloed van bodemsoort en vochtinhoud op de bodemtemperatuur op 90 cm diepte. Hiervoor zijn drie grondsoorten in beschouwing genomen: zand, klei en veen. Voor elke grondsoort zijn drie vochtgehalten beschouwd: veldcapaciteit (pF 2.0), matig droog, en verwelkingspunt (pF 4.2). Hierdoor ontstaan 9 gevallen, waarvoor de bodemtemperaturen zijn berekend bij dezelfde randvoorwaarden aan de bovenzijde van het profiel.

1. A l g e m e n e t h e o r i e

De algemene differentiaalvergelijking voor warmtestroming in de bodem is

$$C \frac{\delta T}{\delta t} = \nabla(\lambda \nabla T) \quad (1)$$

waarin T = temperatuur (K),

t = tijd (s)

∇ = Laplace operator

C = warmtecapaciteit ($J.m^{-3}.K^{-1}$)

λ = warmtegeleidingsvermogen ($W.m^{-1}.K^{-1}$)

Zowel λ als C zijn afhankelijk van de bodemtemperatuur en de vochtinhoud van de bodem. De temperatuurafhankelijkheid van deze coëfficiënten is echter relatief gering, zodat deze meestal wordt

verwaarloosd.

De warmtecapaciteit C kan als volgt worden berekend:

$$C = \rho_{sm} c_{sm} x_{sm} + \rho_{so} c_{so} x_{so} + \rho_w x_w + \rho_a c_a x_a \quad (\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}) \quad (2)$$

waarin x_{sm} = fraktie vaste stof (mineraal) (-)

x_{so} = fraktie vaste stof (organisch) (-)

x_a = fraktie van het bodemvolume ingenomen door lucht (-)

x_w = fraktie van het bodemvolume ingenomen door water (-)

$\rho_{sm} c_{sm}$ = warmtecapaciteit van minerale bodemdelen

$$(1.92 \cdot 10^6 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1})$$

$\rho_{so} c_{so}$ = warmtecapaciteit van organische bodemdelen

$$(2.88 \cdot 10^6 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1})$$

$\rho_w c_w$ = warmtecapaciteit van water

$$(4.18 \cdot 10^6 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1})$$

$\rho_a c_a$ = warmtecapaciteit van lucht

$$(1255 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1})$$

Daar de warmtecapaciteit van lucht erg klein is vergeleken met die van de overige bodembestanddelen, kan de term $\rho_a c_a x_a$ worden verwaarloosd. De frakties aan organische en minerale delen in een bodem zijn constantes, zodat de relatie tussen C en x_w te schrijven is als

$$C = (1.92 x_{sm} + 2.88 x_{so} + 4.18 x_w) \cdot 10^6 \quad (\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}) \quad (3)$$

Er zijn ook formules voor het bepalen van λ uit de bodemstructuur

en het vochtgehalte, zie bijv. VAN WIJK (1966). Omdat deze vergelijkingen echter niet altijd even goede resultaten opleveren wordt de relatie tussen λ en x_w meestal in het veld of in het laboratorium gemeten.

Beschouwen we slechts 1-dimensionale warmtestroming, dan gaat verg. (1) over in

$$C \frac{\delta T}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \left(\lambda \frac{\delta T}{\delta z} \right) \quad (4)$$

waarin z de verticale coördinaat is (cm) met de oorsprong aan de bovenzijde van het profiel en positief omhoog.

Ter vereenvoudiging worden λ en C vaak als constanten beschouwd, dus onafhankelijk van z , x_w en T . Verg. (4) wordt dan geschreven als

$$\frac{\delta T}{\delta t} = a \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} \quad (5)$$

waarin $a = \lambda/C =$ temperatuurvereffeningscoëfficiënt ($m^2.s^{-1}$)

Verg. (5) kan op vele manieren worden opgelost, zowel analytisch als numeriek. Welke methode wordt toegepast hangt af van de randvoorwaarden aan boven- en onderzijde van het profiel. In de volgende hoofdstukken worden 2 gevallen beschouwd: een sinusoidale temperatuur aan het oppervlak, en een gegeven warmtestroomdichtheid door dit vlak op dagbasis. Als randvoorwaarde aan de onderzijde wordt een warmtestroomdichtheid van 0 W.m^{-2} op oneindige diepte aangenomen.

2. T e m p e r a t u u r a l s r a n d v o o r w a a r d e

De opwarming van het aardoppervlak geschiedt periodiek door de zon en vertoont een jaarlijkse en een dagelijkse periode. Dit kan worden geschreven als (zie o.a. VAN WIJK (1966), FEDDES (1971), FEDDES (1983)):

$$T(0,t) = T_a + A_0 \sin \omega t \quad (6)$$

waarin $T(0,t)$ = de temperatuur aan het aardoppervlak op
 tijdstip t (C)

A_0 = amplitude van de temperatuurgolf (C)

T_a = de gemiddelde temperatuur (C),

ω = hoekfrequentie van temperatuurgolf (rad.d⁻¹)

Stel verder dat $T(z,0)=T_a$, dan luidt de oplossing van verg. (5)

$$T(z,t) = T_a + A_0 e^{z/D} \sin(\omega t + \phi) \quad (7)$$

waarin $D = \sqrt{\frac{2a}{\omega}}$ = dempingsdiepte (m)

$\phi = z/D$ = faseverschuiving van de temperatuurgolf met
 de diepte (rad)

Verg. (7) toont dat de amplitude en de faseverschuiving van de bodemtemperatuur afhankelijk zijn van zowel de diepte z als van de dempingsdiepte D . Op een diepte gelijk aan de dempingsdiepte is de amplitude van de bodemtemperatuurgolf nog $A_0 \cdot e^{-1} = 0.37 A_0$. Dit houdt in dat de amplitude op die diepte nog slechts 37% is van de amplitude aan het oppervlak. Deze dempingdiepte D is afhankelijk van zowel de temperatuurvereffeningscoefficient van de bodem, a , als van de hoeksnelheid ω .

3. Flux als randvoorwaarde

Onder natuurlijke omstandigheden wordt de bodem praktisch uitsluitend door de straling van de zon opgewarmd. De netto straling die het aardoppervlak bereikt wordt benut voor de verdamping, de warmteuitwisseling met de lucht en de opwarming van de bodem. De energiebalans luidt nu

$$R_n = LE + H + G \quad (8)$$

waarin R_n = netto stralingsstroombichtheid ($W.m^{-2}$)

E = verdampingsflux ($kg.m^{-2}.s^{-1}$)

L = verdampingswarmte van water ($2.5148 \cdot 10^6 J.kg^{-1}$)

H = voelbare warmtestroombichtheid ($W.m^{-2}$)

G = bodemwarmtestroombichtheid ($W.m^{-2}$)

Een warmtestroombichtheid wordt hierbij gedefinieerd als de hoeveelheid warmte, die per oppervlakte- en per tijdseenheid aan het aardoppervlak toe- of afgevoerd wordt.

In het kader van dit onderzoek moet de bodemwarmtestroombichtheid bepaald worden met behulp van de andere termen van de energiebalans:

$$G = R_n - LE - H \quad (9)$$

De netto stralingsstroombichtheid kan worden berekend uit de door het KNMI gemeten globale stralingsstroombichtheid. Een veel gebruikte relatie hiervoor is (FEDDES (1971)):

-6-

$$R_n = p R_g - q \quad (10)$$

waarin R_g = gemeten globale stralingsstroomdichtheid ($W.m^{-2}$).

De constanten p en q zijn afhankelijk van het gewas dat op het veld staat (FEDDES, 1971).

Voor het berekenen van de potentiële evapotranspiratie zijn veel formules bekend (zie FEDDES (1971), ZARADNY, KOWALIK and FEDDES (1978), BELMANS, WESSELING and FEDDES (1983), DE GRAAF en FEDDES (1984), BEGELEIDINGSGROEP GELGAM (1984)). Hier is gekozen voor de berekening volgens Thom en Oliver (DE GRAAF en FEDDES (1984)):

$$LE_p = \frac{s \cdot (R_n - G) + \rho_v c_p (e_s - e) / r_a}{s + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (W.m^{-2}) \quad (11)$$

waarin:

s = afgeleide van de verzadigingsdampdruk e_s naar de

temperatuur: $s = de_s/dT$ ($mbar.K^{-1}$)

ρ_v = dichtheid van vochtige lucht (1.2047 kg.m^{-3})

c_p = specifieke warmte van vochtige lucht bij constante druk

($1004 \text{ J.kg}^{-1}.K^{-1}$)

e_s = verzadigingsdampdruk ($mbar$)

e = dampdruk ($mbar$)

r_a = aerodynamische weerstand voor waterdamptransport

($s.m^{-1}$)

γ = psychrometerconstante (0.67 mbar.K^{-1})

-7-

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

In verg. (11) luidt de uitdrukking voor r_a voor zowel neutrale als niet-neutrale omstandigheden:

$$r_a = 4.72 \frac{[\ln(\frac{z}{z_0})]^2}{1 + 0.54 u_2} \quad (12)$$

waarin:

z_0 = ruwheidslengte (m)

u_2 = windsnelheid op 2 meter hoogte ($m.s^{-1}$)

De voelbare warmtestroomdichtheid H kan worden berekend als (FEDDES (1971), MENENTI (1984)):

$$H = \rho_a c_p \frac{T_b - T_a}{r_a} \quad (W.m^{-2}) \quad (13)$$

waarin:

T_a = luchttemperatuur op 2 m hoogte (K)

T_b = temperatuur aan het bodemoppervlak (K)

MENENTI (1984) stelt de waarde van r_a voor woestijngrond op $200 s.m^{-1}$, terwijl o.a. FEDDES (1971) r_a voor warmte gelijk stelt aan r_a voor waterdamp. In dit onderzoek wordt de waarde van r_a in verg. (13) gelijk gesteld aan r_a uit verg. (11) en berekend volgens verg. (12).

Aan de hand van de berekende bodemwarmtestroomdichtheid moet nu de bodemtemperatuur worden bepaald. Als er aan de bovenzijde van een bodemprofiel van tijdstip t_0 tot t_1 een flux G_0 wordt aangelegd, en de initiële bodemtemperatuur $T(z,0)=0$, kan het verloop

van de bodemtemperatuur worden berekend als (VAN WIJK, 1966):

$$\begin{aligned}
 T(z,t) = & \frac{G_0}{\lambda} \left\{ \frac{\sqrt{[4a(t-t_0)]}}{\sqrt{\pi}} \exp \left[\frac{-z^2}{4a(t-t_0)} \right] \right. \\
 & \left. + z \operatorname{erfc} \left[\frac{-z}{\sqrt{[4a(t-t_0)]}} \right] \right\} \\
 - & \frac{G_0}{\lambda} \left\{ \frac{\sqrt{[4a(t-t_1)]}}{\sqrt{\pi}} \exp \left[\frac{-z^2}{4a(t-t_1)} \right] \right. \\
 & \left. + z \operatorname{erfc} \left[\frac{-z}{\sqrt{[4a(t-t_1)]}} \right] \right\} \quad (14)
 \end{aligned}$$

voor $t \geq t_1$. Hierin is $\operatorname{erfc}(x)$ de complementaire foutenintegraal, gedefinieerd als

$$\operatorname{erfc}(x) = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-\xi^2} d\xi \quad (15)$$

Voor bodemtemperaturen geldt (onder aanname van een constante C en λ) het principe van superpositie. De verandering in bodemtemperatuur tengevolge van de opgelegde warmtestroomdichtheid op dag n mag worden opgeteld bij het effect van de warmtestroomdichtheid die is toegevoerd op de vorige dagen. Wanneer verder wordt aangenomen dat alle parameteters op dagbasis zijn gegeven, kan verg. (14) nu worden uitgebreid tot:

$$\begin{aligned}
 T(z,n) = T(z,0) + \sum_{i=1}^n \left[\frac{G_i}{\lambda} \left\{ \frac{\sqrt{[4a(n-i-1)]}}{\sqrt{\pi}} \exp \left[\frac{-z^2}{4a(n-i-1)} \right] \right. \right. \\
 \left. \left. + z \operatorname{erfc} \left[\frac{-z}{\sqrt{[4a(n-i-1)]}} \right] \right\} \right] \\
 - \left[\frac{G_i}{\lambda} \left\{ \frac{\sqrt{[4a(n-i-1)]}}{\sqrt{\pi}} \exp \left[\frac{-z^2}{4a(n-i)} \right] \right. \right. \\
 \left. \left. + z \operatorname{erfc} \left[\frac{-z}{\sqrt{[4a(n-i)]}} \right] \right\} \right] \quad (16)
 \end{aligned}$$

waarin

$T(z,n)$ = bodemtemperatuur op diepte z aan het einde
 van dag n (K)

G_i = bodemwarmtestroomdichtheid op dag i ($W.m^{-2}$)

4. Gebruikte grondsoorten

Voor het onderzoek zijn drie gronden in beschouwing genomen: zand (Fairbank sand, VAN WIJK (1966), pag. 230), klei (Healy clay, VAN WIJK (1966), pag. 232) en veen (Fairbanks peat, VAN WIJK (1966), pag. 233). Voor elk van deze gronden zijn drie vochttoestanden aangenomen: vochtig (ca. -100 cm drukhoogte, veldcapaciteit), matig droog (ca. -2000 cm drukhoogte) en droog (ca. -16000 cm drukhoogte). Aan de hand van de bijbehorende vochtinhoud x_g kon nu de bijbehorende λ uit de tabellen in het boek van VAN WIJK (1966) worden gehaald. De warmtecapaciteit C is berekend volgens verg. (3). De benodigde gegevens hiervoor staan in Tabel 1. De aldus verkregen waarden van λ , C en a zijn weergegeven in Tabel 2.

Tabel 1. Frakties minerale delen x_{gm} , organische delen x_{go} , en water x_w bij enkele drukhoogten

Grondsoort	x_{gm}	x_{go}	x_w		
			$h=-100$ cm	$h=-2000$ cm	$h=-16000$ cm
Fairbanks zand	0.65	0.05	0.184	0.102	0.047
Healy klei	0.50	0.05	0.450	0.304	0.231
Fairbanks veen	0.00	0.20	0.676	0.399	0.250

Tabel 2. Warmtegeleidingsvermogen λ , warmtecapaciteit C en temperatuurvereffeningscoefficient a voor enkele bodemsoorten en vochtinhouden.

Bodem	x_w	λ (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	C (J.m ⁻³ .K ⁻¹)	a (m ² .s ⁻¹)
Fairbanks zand	0.184	2.02	0.2045 10 ⁷	0.9876 10 ⁻⁶
	0.102	2.12	0.1704 10 ⁷	0.1246 10 ⁻⁵
	0.047	1.46	0.1473 10 ⁷	0.9893 10 ⁻⁶
Healy klei	0.450	1.21	0.2870 10 ⁷	0.4206 10 ⁻⁶
	0.304	0.98	0.2259 10 ⁷	0.4323 10 ⁻⁶
	0.231	0.95	0.1954 10 ⁷	0.4838 10 ⁻⁶
Fairbanks veen	0.676	0.44	0.3402 10 ⁷	0.1291 10 ⁻⁶
	0.399	0.25	0.2243 10 ⁷	0.1095 10 ⁻⁶
	0.250	0.14	0.1621 10 ⁷	0.8732 10 ⁻⁷

5. D e m p i n g s d i e p t e n e n a m p l i t u d e n

De gegevens in de Tabellen 1 en 2 kunnen worden gebruikt om de dempingsdiepten van de dagelijkse en de jaarlijkse temperatuurgolf te bepalen, evenals de amplitudes op bepaalde diepten. Tabel 3 geeft de dempingsdiepten D voor de beschouwde gronden en de fractie van de amplitude van de temperatuurgolf aan het oppervlak op 50 en op 90 cm diepte. Uit deze tabel blijkt dat wat betreft de jaargolf niet gezegd mag worden dat de dempingsdiepte toeneemt met de hoeveelheid vocht in de bodem. Zo is voor Healy klei de dempingsdiepte het grootst in het geval met de matige verzadiging. De verklaring hiervoor ligt in het feit dat de dempingsdiepte afhankelijk is van de temperatuurvereffeningscoefficient a, dus van zowel λ als van C.

Tabel 3. Dempingsdiepten D en frakties van de jaar- en de dagtemperatuurgolf op 50 en op 90 cm.

Bodem	x_w (-)	Jaargolf			Daggolf		
		dd. (m)	f_{50} (-)	f_{90} (-)	dd. (m)	f_{50} (-)	f_{90} (-)
Fairbanks zand	0.184 *	3.15	0.85	0.75 *	0.16	0.05	0.00
	0.102 *	3.54	0.87	0.78 *	0.19	0.07	0.01
	0.047 *	3.15	0.85	0.75 *	0.16	0.05	0.00
Healy klei	0.450 *	2.05	0.78	0.65 *	0.11	0.01	0.00
	0.304 *	2.08	0.79	0.65 *	0.11	0.01	0.00
	0.231 *	2.20	0.80	0.66 *	0.12	0.01	0.00
Fairbanks veen	0.676 *	1.14	0.64	0.45 *	0.06	0.00	0.00
	0.399 *	1.05	0.62	0.42 *	0.05	0.00	0.00
	0.250 *	0.94	0.59	0.38 *	0.05	0.00	0.00

Voor veen is de dempingsdiepte D aanzienlijk kleiner dan voor zand en klei. De grotere warmtecapaciteit, veroorzaakt door de grotere hoeveelheid water die de grond bevat, is hier debet aan. Ook wat betreft de frakties van de amplitudes van de jaargolf zijn er vooral op 90 cm grote verschillen. Zo zal in het geval van veldcapaciteit in de zandgrond 75% van de amplitude van de temperatuurgolf aan het oppervlak nog op 90 cm diepte meetbaar zijn, terwijl dit in de veengrond slechts 45% is. Ook hier ligt de verklaring weer in de grotere hoeveelheid vocht die het veenprofiel bevat. De dagelijkse temperatuurgolf dringt, zoals verwacht, aanzienlijk minder diep door dan de jaarlijkse temperatuurgolf. In het zandprofiel is de amplitude van de dagelijkse temperatuurgolf op 50 cm diepte gemiddeld nog 6% van die van de golf aan het oppervlak, voor het kleiprofiel is dit 1%, en in het

veenprofiel is op 50 cm al helemaal niets meer van de dagelijkse periode te merken. Op 90 cm diepte is de fraktie in alle gevallen kleiner dan 1%.

6. B e r e k e n i n g v a n b o d e m t e m p e r a t u r e n

De waarden in Tabel 1 zijn gebruikt voor het berekenen van bodentemperaturen met behulp van verg. (16). Voor deze berekeningen zijn de gemiddelde meteorologische waarnemingen van De Bilt over 1951 tot 1980 gebruikt. De gemiddelde luchttemperatuur is gegeven in fig. 1, de gemiddelde globale straling in fig. 2. Uit deze globale straling is de netto straling berekend volgens verg. (10) met $p=0.649$ en $q=0.23$ (FEDDES, 1971). De aldus berekende netto straling is ook in fig. 2 weergegeven.

De potentiële evapotranspiratie is berekend volgens de verg. (11) en (12), met $z_0=0.01$ m (FEDDES en DE GRAAF (1984)). Verder is een constante $r_c=100$ s.m⁻¹ (BEGELEIDINGSGROEP GELGAM (1984)) aangenomen. Daar de actuele verdamping afhankelijk is van het vochtgehalte van de bodem, is er een eenduidige relatie aangenomen tussen de verhouding LE/LE_p en de verhouding $x_w/x_{w,sat}$, waarbij $x_{w,sat}$ de fraktie water in de bodem is in geval van verzadiging. Fig. 3. geeft deze relatie grafisch weer.

-13-

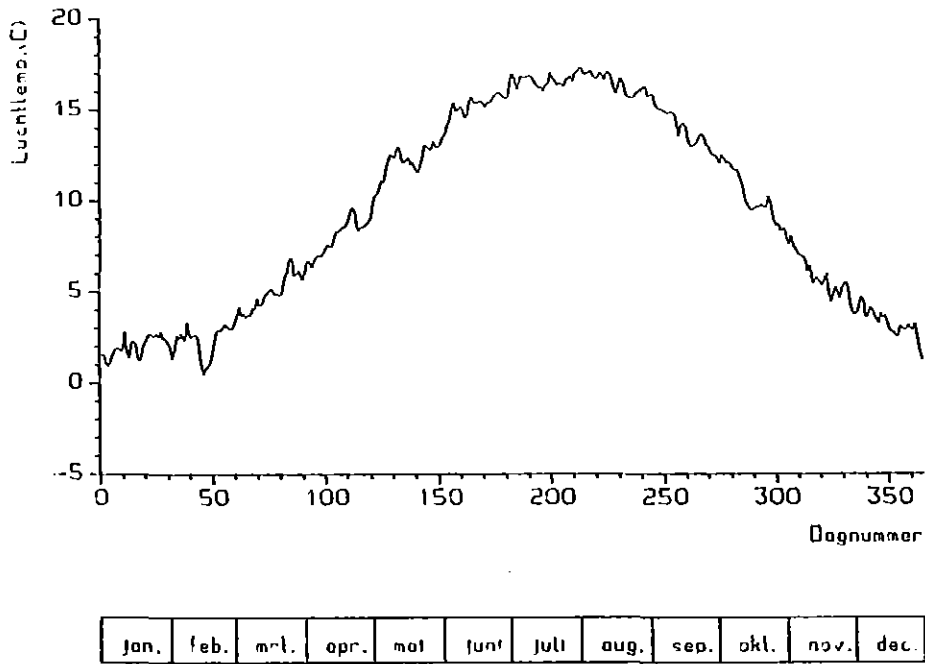


Fig. 1. Gemiddelde luchttemperatuur berekend uit waarnemingen van De Bilt over 1951 t/m 1980.

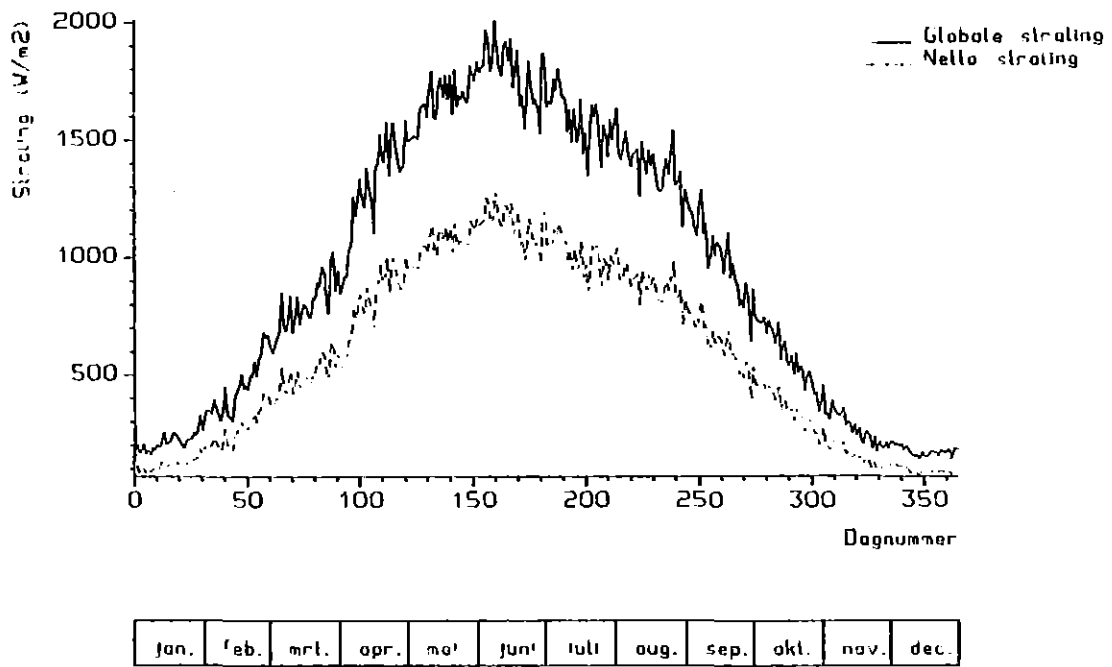


Fig. 2. Gemiddelde globale en netto straling berekend uit waarnemingen van De Bilt over 1951 t/m 1980.

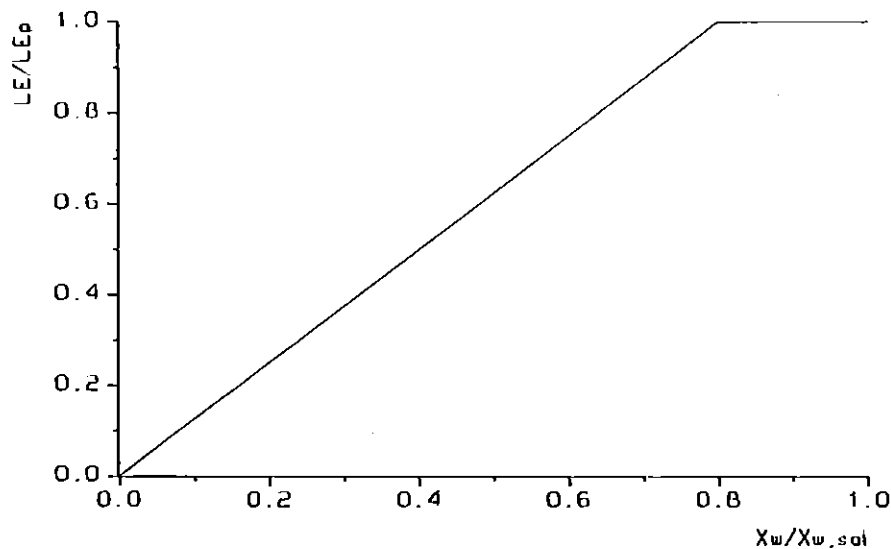


Fig. 3. Bepaling van LE uit LE_p , x_w en $x_{w,sat}$.

De voelbare warmtestroomdichtheid wordt berekend aan de hand van verg. (13). Voor T_b wordt in dit geval de temperatuur op 5 cm diepte genomen. Nu zijn alle termen van de warmtebalans bekend, zodat de bodemwarmtestroomdichtheid berekend kan worden volgens verg. (9). Hierbij doet zich echter het volgende probleem voor: voor het berekenen van de bodemtemperatuur aan het einde van dag k , T_k volgens verg. (16) moet de bodemwarmtestroomdichtheid gedurende deze dag, G_k , bekend zijn. Uit de meteorologische gegevens worden H_k en LE_k bepaald, maar G_k kan niet worden bepaald omdat de bodemtemperatuur aan het einde van de dag nog niet bekend is. Daarom wordt hiervoor de volgende iteratiemethode toegepast:

1. Stel iteratieteller $i=1$
2. Stel $G_k^i = G_{k-1}$
3. Bereken $T(z,k)$ volgens verg. (16)
4. Bereken G_k^{i+1} volgens

$$G_k^{i+1} = \frac{\sum_{j=1}^i \sqrt{j} G_k^i}{\sum_{j=1}^i \sqrt{j}} \quad (17)$$

5. Als $\|G_k^{i+1} - G_k^i\| > \varepsilon \cdot \|G_k^{i+1}\|$
 dan
 $i=i+1$
 ga verder met stap 3 als $i < \text{maxitr}$
 waarbij maxitr het maximaal toegestane aantal
 iteraties is,
 anders
 neem aan dat het gevonden resultaat correct is.

Bij de berekeningen is $\text{maxitr}=100$ en $\varepsilon=0.01$ gesteld. Daarmee blijkt G_k^i vrij snel naar een eindwaarde te convergeren. Er zijn gemiddeld ongeveer 10 iteraties nodig. Een willekeurig iteratieverloop is gegeven in fig. 4.

Op de boven beschreven wijze zijn de bodemtemperaturen berekend. De eerste resultaten werden verkregen door gebruik te maken van de meteocijfers van 1982. Hiermee bleek bovenstaande methode prima te voldoen. Bij berekeningen met gemiddelde waarden voor de meteorologische gegevens trad een probleem op. Daar de potentiële evapotranspiratie niet lineair afhankelijk is van de meteorologische gegevens, neemt de uit gemiddelde meteocijfers berekende potentiële evapotranspiratie veel te lage waarden aan.

-16-

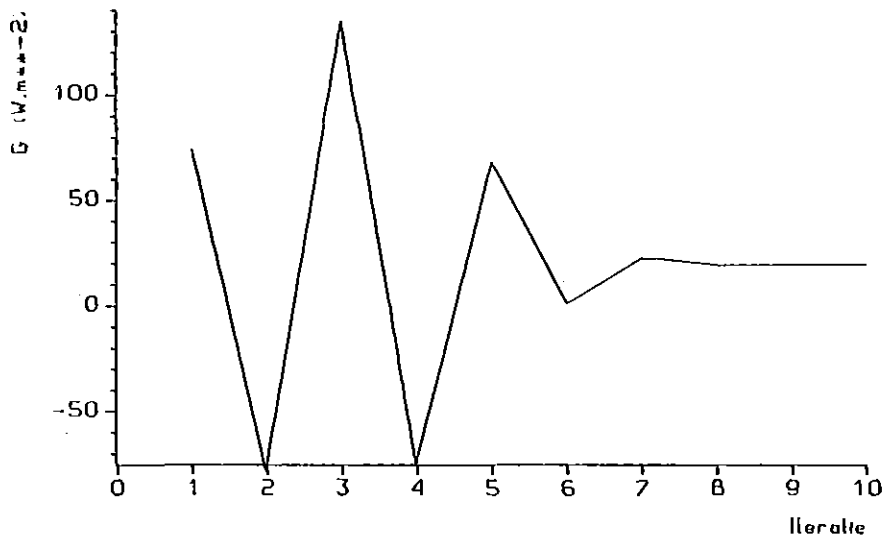


Fig. 4. Een willekeurig iteratieverloop.

De enige oplossing voor dit probleem is de potentiële evapotranspiratie per jaar te berekenen, en vervolgens dan het gemiddelde over een reeks van 30 jaren te nemen. Dit houdt wel in dat de relatie tussen de potentiële evapotranspiratie en de bodemwarmtestroomdichtheid wordt genegeerd, en dus niet in de iteratieprocedure wordt betrokken.

Daar voor een goed beeld van het verschil in het temperatuursverloop in relatie tot vochtinhoud en bodemsoort de gemiddelde meteocijfers de voorkeur hebben, is toch voor deze benadering gekozen.

7. Resultaten

De in de vorige paragraaf besproken methode en gegevens zijn

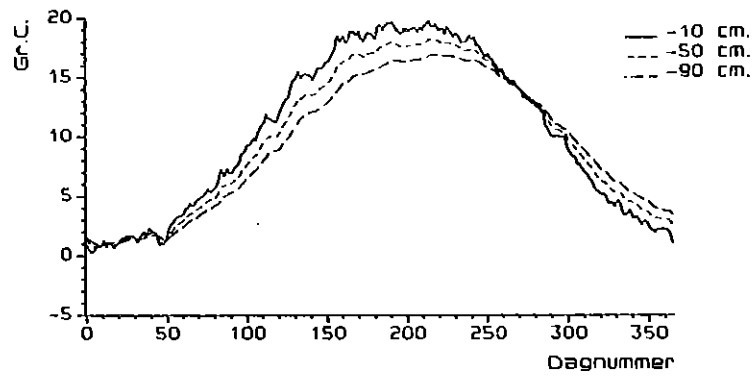
toegepast voor het berekenen van de bodemtemperaturen in de beschouwde profielen. Daar de initiële bodemtemperatuur niet bekend is, is deze gelijk gesteld aan de luchttemperatuur op dag 1 (1 januari). Vervolgens zijn de bodemtemperaturen berekend op verschillende diepten 10, 20, 30, tot 100 cm dus met stappen van 10 cm.

Figuur 5 geeft voor de matig droge profielen het temperatuurverloop op 10, 50 en 90 cm diepte. In deze figuur is vooral bij veen het faseverschil tussen de verschillende diepten goed zichtbaar. Zo treedt de maximale bodemtemperatuur op 10 cm diepte op rond begin augustus, en op 90 cm diepte ongeveer eind september.

Ter vergelijking kan het faseverschil tussen de beide dieptes worden berekend uit de dempingsdiepte van de jaarlijkse temperatuurgolf, zoals gegeven in Tabel 3. (Zie voor de methode VAN WIJK (1966), FEDDES (1971) of FEDDES (1983)). Op 10 cm is het verschil in fase met de temperatuurgolf aan het oppervlak voor matig nat veen $(0.1/1.05) * (365/2\pi) \approx 5$ dagen, op 90 cm is dit $(0.9/1.05) * (365/2\pi) \approx 50$ dagen, zodat het verschil tussen deze twee diepten ongeveer 45 dagen is, hetgeen redelijk overeenkomt met de waarden in fig. 5c.

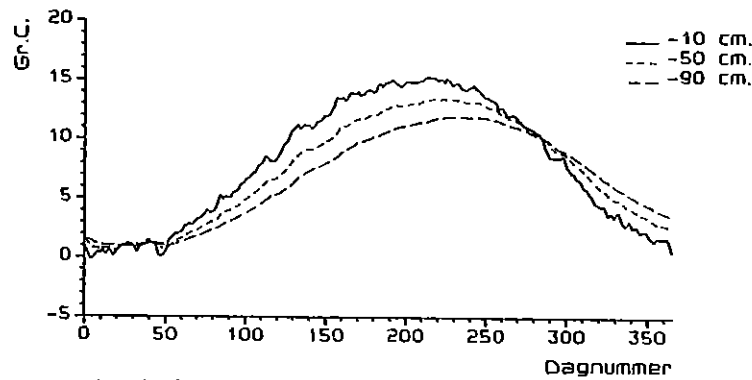
De figuren tonen ook aan dat de invloed van de straling op de bodemtemperatuur pas half februari merkbaar wordt. Voor die tijd wordt de energie die de bodem bereikt volledig gebruikt voor evapotranspiratie. In al de figuren is te zien dat de tempera-

-18-



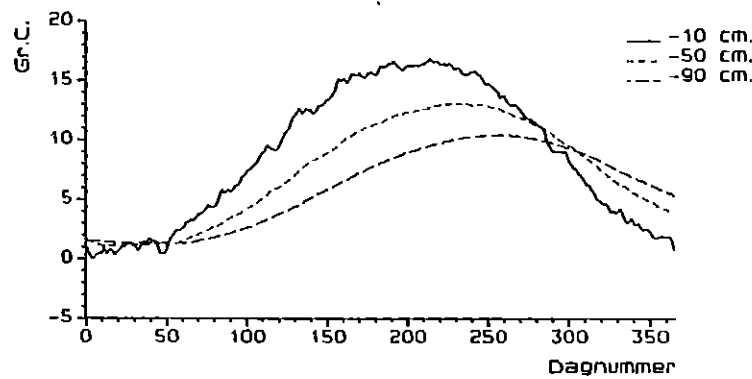
Fairbanks zand

Jan.	feb.	mrt.	apr.	mei	Juni	Juli	aug.	sep.	okt.	nov.	dec.
------	------	------	------	-----	------	------	------	------	------	------	------



Healy klei

Jan.	feb.	mrt.	apr.	mei	Juni	Juli	aug.	sep.	okt.	nov.	dec.
------	------	------	------	-----	------	------	------	------	------	------	------



Fairbanks veen

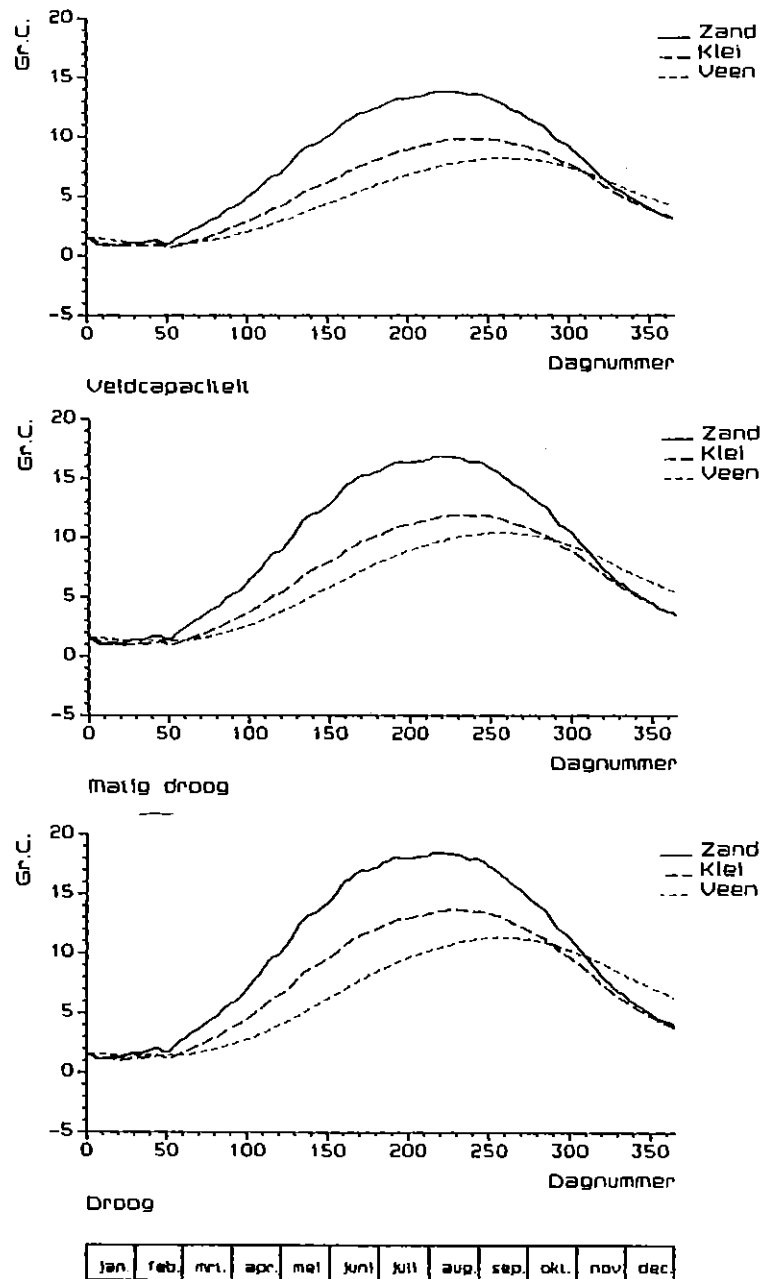
Jan.	feb.	mrt.	apr.	mei	Juni	Juli	aug.	sep.	okt.	nov.	dec.
------	------	------	------	-----	------	------	------	------	------	------	------

Fig. 5. Berekenende temperaturen uit gemiddelde meteorologische gegevens voor de matig droge profielen: a. zand, b. klei en c. veen.

tuurschommelingen met een relatief hoge frequentie op grotere diepte sterker worden gedempt. Op 90 cm is er praktisch geen snelle variatie meer. Door het grotere vochtgehalte van het veenprofiel is dit verschijnsel hier nog aanzienlijk groter dan bij de zand- en kleiprofielen. Let ook op het 'snijden' van de temperatuurlijnen in de herfst. Na de herfst hebben de diepere bodemlagen een hogere temperatuur dan de hogere lagen, terwijl dit in de zomer juist omgekeerd is.

In figuur 6 zijn de temperaturen op 90 cm diepte uitgezet op basis van eenzelfde zuigspanning van de bodem. Hieruit blijkt dat tussen klei en veen weinig verschil in temperatuur bestaat, maar dat er een vrij groot faseverschil optreedt van ca. 20 dagen in het geval van veldcapaciteit tot ca. 40 dagen in het droge geval. Een en ander houdt in dat de gemiddelde temperatuur op jaarbasis weinig zal verschillen, maar dat de maximum temperatuur bij veen 40 dagen later optreedt dan bij klei. Voor het zandprofiel ligt de temperatuur in alle gevallen hoger gedurende de zomerperiode.

De gemiddelde bodemtemperaturen over een maand op 50 cm diepte zijn gegeven in Tabel 4, terwijl Tabel 5 de waarden geeft op 90 cm diepte. De laatste kolommen van deze tabellen geven de gemiddelde bodemtemperatuur over het jaar en de amplitude van de temperatuur aan. De amplitude is berekend uit de minimale en maximale temperatuur volgens $A = 0.5 * (T_{\max} - T_{\min})$. Deze twee waarden geven een tamelijk goed beeld van het temperatuurverloop over het jaar. Toch is enige voorzichtigheid hier wel geboden: op



Figuur 6. De berekende temperaturen voor de verschillende profielen weergegeven volgens de aangenomen zuigspanning: a. veldcapaciteit, b. matig droog, c. droog.

Tabel 4. De berekende maandgemiddelden en het jaarlijkse gemiddelde van de bodemtemperatuur op 50 cm diepte voor verschillende profielen.

Grondsoort x _w	M a a n d												jaargem.	anpl.		
	(-)	jan.	feb.	mrt	april	mei	juni	juli	aug.	sep.	okt.	nov.			dec.	*
Fairbanks zand	0.184 *	0.8	1.2	3.4	6.5	10.2	13.1	14.5	14.7	13.2	10.0	6.0	3.1	*	8.1	7.5
	0.102 *	1.1	1.8	4.5	8.4	13.0	16.4	17.7	17.7	15.4	11.4	6.7	3.5	*	9.9	9.1
	0.047 *	1.3	2.1	5.1	9.5	14.6	18.5	19.7	19.5	16.9	12.4	7.3	3.9	*	11.0	10.1
Healy klei	0.450 *	0.7	0.7	2.0	4.2	6.6	8.8	10.3	11.0	10.3	8.4	5.4	2.9	*	6.0	5.6
	0.304 *	0.8	1.1	2.8	5.5	8.6	11.3	12.8	13.3	12.2	9.6	6.1	3.3	*	7.3	6.7
	0.231 *	1.0	1.4	3.4	6.5	10.3	13.3	14.8	15.1	13.6	10.5	6.6	3.6	*	8.4	7.7
Fairbanks veen	0.676 *	0.9	0.8	1.6	3.4	5.5	7.5	9.0	9.9	9.7	8.4	6.0	3.7	*	5.6	5.0
	0.399 *	1.1	1.2	2.4	4.7	7.7	10.4	12.1	13.0	12.4	10.4	7.5	4.7	*	7.4	6.6
	0.250 *	1.3	1.5	2.8	5.3	8.6	11.7	13.7	14.5	13.9	11.7	8.6	5.6	*	8.3	7.3

Tabel 5. De berekende maandgemiddelden en het jaarlijkse gemiddelde van de bodemtemperatuur op 90 cm diepte voor verschillende profielen.

Grondsoort x _w	M a a n d												jaargem.	anpl.		
	(-)	jan.	feb.	mrt	april	mei	juni	juli	aug.	sep.	okt.	nov.			dec.	*
Fairbanks zand	0.184 *	1.0	1.2	2.8	5.5	8.7	11.5	13.1	13.7	12.7	10.2	6.8	3.9	*	7.7	6.9
	0.102 *	1.2	1.6	3.8	7.2	11.3	14.7	16.3	16.7	15.1	11.7	7.5	4.4	*	9.4	8.4
	0.047 *	1.3	1.9	4.2	7.9	12.5	16.3	18.0	18.3	16.5	12.8	8.3	4.9	*	10.3	9.3
Healy klei	0.450 *	1.0	0.8	1.6	3.2	5.3	7.2	8.8	9.7	9.6	8.3	6.1	3.8	*	5.5	4.9
	0.304 *	1.1	1.1	2.1	4.2	6.9	9.3	11.0	11.8	11.4	9.7	6.9	4.3	*	6.7	5.9
	0.231 *	1.1	1.3	2.6	5.1	8.2	11.1	12.8	13.6	12.9	10.7	7.5	4.7	*	7.7	6.8
Fairbanks veen	0.676 *	1.3	1.1	1.3	2.2	3.6	5.2	6.6	7.7	8.1	7.7	6.5	4.7	*	4.7	4.1
	0.399 *	1.4	1.3	1.7	2.9	4.8	7.0	8.8	10.0	10.4	9.7	8.1	6.0	*	6.0	5.3
	0.250 *	1.4	1.4	1.8	3.1	5.1	7.4	9.4	10.8	11.3	10.7	9.2	7.0	*	6.6	5.7

90 cm diepte geeft de over het jaar gemiddelde bodemtemperatuur voor het matig droge kleiprofiel een waarde van 6.7 graden, voor veen 6.0 graden. Dus een verschil van slechts 0.7 °C. Ook de amplitude geeft slechts een klein verschil te zien: 0.6 °C. Kijken we echter naar figuur 6b, dan zien we dat er gedurende de zomermaanden een verschil in temperatuur is van zo'n 3 °C. Omdat dit verschil wordt veroorzaakt door verschillen in faseverschuiving, komt het niet in de gemiddelde jaartemperatuur tot uitdrukking. In beide tabellen is wel te zien dat de amplitude van de temperatuur voor elk profiel toeneemt als het vochtgehalte afneemt. De berekende waarden hebben dezelfde orde van grootte als GEIGER (1961) vond voor enkele profielen in Duitsland.

Tabel 6 geeft de gemiddelde bodemwarmtestroomdichtheid over de maanden weer, evenals het jaargemiddelde hiervan. Hieruit blijkt dat in de maand januari voor de meeste profielen nog een negatieve flux optreedt, zodat er energie uit de bodem verdwijnt door evapotranspiratie en de voelbare warmtestroom. In het algemeen neemt de gemiddelde waarde af met het vochtgehalte van het bodemprofiel. Indien er minder vocht aanwezig is, zal de opwarming sneller gaan, waardoor er weer meer energie met de voelbare warmtestroom verdwijnt. Dat deze redenering voor Fairbanks zand niet opgaat, ligt alleen aan de gekozen waarden voor λ en C . Ook de amplitude van deze flux neemt af met het vochtgehalte, zodat de bodemwarmtestroomdichtheid constanter verloopt in de tijd.

Tabel 6. De bodemwarmtestroomdichtheden ($W.m^{-2}$), gemiddeld per maand en per jaar voor de beschouwde bodemtypen.

Grondsoort x_w	M a a n d												* jrgm. ampl.		
	(-)	jan.	feb.	maart	april	mei	juni	juli	aug.	sep.	okt.	nov.		dec.	
Fairbanks zand	0.184 *	-0.8	0.8	4.5	7.2	9.1	9.0	7.3	4.9	0.6	-3.0	-6.0	-5.5	* 2.3	11.9
	0.102 *	-0.3	1.5	5.2	8.5	10.7	10.2	7.8	5.1	0.1	-3.7	-6.5	-5.8	* 2.7	13.2
	0.047 *	0.1	1.6	4.6	7.6	9.4	8.8	6.5	4.2	-0.3	-3.4	-5.6	-4.8	* 2.4	11.6
Healy klei	0.450 *	-1.3	0.0	3.0	4.6	6.0	6.3	5.6	3.9	1.1	-1.9	-4.6	-4.5	* 1.5	8.8
	0.304 *	-0.7	0.5	3.1	4.9	6.2	6.2	5.1	3.4	0.5	-2.1	-4.3	-4.0	* 1.6	8.6
	0.231 *	-0.4	0.7	3.3	5.3	6.7	6.5	5.1	3.3	0.2	-2.4	-4.4	-3.9	* 1.7	8.9
Fairbanks veen	0.676 *	-0.9	0.0	2.1	3.2	4.1	4.2	3.8	2.5	0.6	-1.4	-3.2	-3.1	* 1.0	6.4
	0.399 *	-0.3	0.4	1.8	2.9	3.6	3.5	2.8	1.7	0.0	-1.4	-2.5	-2.2	* 0.9	5.4
	0.250 *	0.0	0.5	1.4	2.3	2.8	2.6	2.0	1.2	-0.2	-1.1	-1.8	-1.5	* 0.7	4.4

Tabel 7. De actuele evapotranspiratie (cm) per maand en per jaar voor de verschillende bodemtypen en vochtgehaltes.

Grondsoort x_w	M a a n d												* jaartot.	
	(-)	jan.	feb.	maart	april	mei	juni	juli	aug.	sep.	okt.	nov.		dec.
Fairbanks zand	0.184 *	1.4	2.2	4.4	7.0	10.2	11.1	10.5	9.3	6.4	3.8	1.9	1.3	* 69.2
	0.102 *	0.8	1.2	2.4	3.9	5.6	6.1	5.8	5.1	3.5	2.1	1.0	0.7	* 38.4
	0.047 *	0.3	0.5	1.1	1.8	2.6	2.8	2.7	2.4	1.6	1.0	0.5	0.3	* 17.7
Healy klei	0.450 *	2.1	3.3	6.6	10.6	15.5	16.9	16.0	14.1	9.7	5.7	2.8	2.0	* 105.4
	0.304 *	1.6	2.5	5.0	8.1	11.7	12.8	12.1	10.7	7.4	4.4	2.2	1.5	* 80.1
	0.231 *	1.2	1.9	3.8	6.1	8.9	9.8	9.2	8.2	5.6	3.3	1.6	1.1	* 60.9
Fairbanks veen	0.676 *	2.1	3.3	6.6	10.6	15.5	16.9	16.0	14.1	9.7	5.7	2.8	2.0	* 105.4
	0.399 *	1.3	2.1	4.1	6.6	9.6	10.5	10.0	8.8	6.1	3.6	1.8	1.2	* 65.7
	0.250 *	0.8	1.3	2.6	4.2	6.0	6.6	6.2	5.5	3.8	2.2	1.1	0.8	* 41.2

Tabel 7 laat de actuele evapotranspiratie zien, zoals berekend m.b.v. verg. (11) en fig. 3. Uiteraard is de evapotranspiratie lager naarmate het vochtgehalte van het profiel afneemt.

8. B e p e r k i n g e n e n o p m e r k i n g e n

- De overgang van verg. (4) naar verg. (5) is in de praktijk een moeilijk punt, omdat de variabelen λ en C wel afhankelijk zijn van zowel temperatuur als bodemvocht, en deze niet constant zijn in de tijd.
- De waarde van r_c is in werkelijkheid afhankelijk van de drukhoogte van het water in de bodem (BEGELEIDINGSGROEP GELGAM, 1984)
- Er is geen rekening gehouden met de invloed van de temperatuur van water dat door infiltratie en kwel in de bodem terechtkomt.
- Het vochtgehalte van de bodem is constant gehouden met de tijd. Dit is een aanname die niet met de werkelijkheid overeenkomt.
- Bij de berekeningen van de bodemtemperatuur is uitgegaan van een initiele temperatuur die voor alle profielen en vochtgehaltes dezelfde was, nl. de luchttemperatuur op 1 januari. Aan de hand van de fig. 5 en 6 kan men echter constateren dat hier wel 5 °C verschil tussen kan zitten. Een en ander kan tot nog grotere verschillen leiden dan nu zijn gevonden.
- De hier berekende bodemtemperaturen kunnen lager liggen dan de in werkelijkheid optredende bodemtemperaturen, omdat hier

met gemiddelde waarden is gewerkt.

- Er is uitgegaan van een homogeen profiel, wat in werkelijkheid zelden voorkomt.
- De potentiële evapotranspiratie is afhankelijk van de bodemwarmtestroomdichtheid (zie vgl. 11). Bij de eerste runs van het computer programma met meteorologische gegevens van 1982 is hier wel rekening mee gehouden, bij de berekeningen waarvan deze nota de resultaten presenteert, was dit niet mogelijk. Zie paragraaf 7.

9. C o n c l u s i e

Naar aanleiding van de verkregen resultaten mag worden geconcludeerd dat de bodemtemperatuur op 90 cm diepte niet voor alle bodemprofielen en vochtinhouden gelijkgesteld mag worden. Verschillen tot ca. 10 °C kunnen zich voordoen in extreme situaties. Voor een meer gedetailleerde voorspelling van deze verschillen, ook in heterogene bodemprofielen zou een nader onderzoek vereist zijn.

L I T E R A T U U R

Begeleidingsgroep GELGAM, 1984. Herziening van de berekening van de gewasverdamping in het hydrologische model GELGAM. Rapport van de ad hoc groep verdamping. Provincie Gelderland, Dienst Waterbeheer secretariaat, Rijkswaterstaat, Dienst Informatieverwerking, Arnhem. pp.92.

-26-

- BELMANS, C., J.G. WESSELING and R.A. FEDDES, 1983. Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. Journal of Hydrology, 63, 3/4 : 271-286. Technical Bulletin I.C.W. nr. 21.
- FEDDES, R.A., 1971. Water, heat and crop growth. Proefschrift Landbouwhogeschool Wageningen. H. Veenman & Zonen, Wageningen, pp. 184.
- FEDDES, R.A., 1983. Fysische processen: transport van warmte, water en lucht. PAO-cursus "Waterkwaliteit landelijk gebied; aspecten van kwaliteitsbeheer". Landbouwhogeschool Wageningen: pp. 27.
- FEDDES, R.A., P.J. KOWALIK and H. ZARADNY, 1978. Simulation of field water use and crop yield. Simulation Monograph Series. PUDOC, Wageningen. pp. 189.
- GEIGER, R., 1961. Das Klima der bodennahen Luftschicht. F. Vieweg und Sohn, Braunschweig: pp. 646.
- GRAAF, M. DE en R.A. FEDDES, 1984. MODEL SWATRE: Simulatie van de waterbalans van grasland in het Hupselse beekgebied over de periode 1976 t/m 1982. Nota I.C.W. 1563. pp. 34.
- MENENTI, M., 1984. Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques. Proef-

-27-

schrift Landbouwhogeschool Wageningen. I.C.W. Wageningen:
pp. 202.

WIJK, W.R. VAN, 1966. Physics of plant environment. North-
Holland Publ. Comp., Amsterdam. 2nd ed.: pp. 382.