

PROGNOSE VAN DE DAGELIJKSE MAXIMUMTEMPERATUUR  
OP HELDERE DAGEN MET WEINIG WIND  
UITGAANDE VAN DE  
WARMTEBELANS AAN HET AARDOPPERVLAK EN DE  
NACHTELIJKE TOESTANDSKROMME VAN DE ATMOSFEER

door

J.F. den Tonkelaar

## I N H O U D

	blz.
1. Inleiding	2
2. De warmtebalans	4
3. De methode van E. GOLD	10
4. De methode van M. NEIBURGER, V.A. MYERS, W. KLEINSASSER en R.J. YOUNKIN	15
5. De methode van F. KNIZEK en H. REUTER	16
6. Resultaten van de toepassing van de methode GOLD in de weerdienst	21
7. Grootteorde van de correctie voor de nachtelijke afkoeling	23
8. Vergelijkend onderzoek naar de gemeten en berekende maximumtemperaturen	25
9. Enkele slotopmerkingen	27
Literatuur	

PROGNOSE VAN DE DAGELIJKSE MAXIMUMTEMPERATUUR  
OP HELDERE DAGEN MET WEINIG WIND  
UITGAANDE VAN DE  
WARMTEBALANS AAN HET AARDOPPERVLAK EN DE  
NACHTELIJKE TOESTANDKROMME VAN DE ATMOSFEER

door J.F. den Tonkelaar.

DOEL VAN DIT VERSLAG

In de praktijk van de weerdienst (afdeling Weerdienst en Luchtvaart-meteorologie van het K.N.M.I. te De Bilt) werd tot april 1957 uitgegaan van de toestandskromme van de atmosfeer van 03.00 gmt om met behulp van een objectieve methode te komen tot een verwachting van de dagelijkse maximumtemperatuur. De methode berust op de kennis van de afgegeven hoeveelheid warmte aan de onderste luchtlagen over het tijdvak tussen zonsopkomst en het tijdstip waarop in de vroege namiddag de maximumtemperatuur wordt bereikt. De in de gebruikte methode nodige waarden waren echter afgeleid voor toepassing op een toestandskromme ten tijde van het optreden van de minimumtemperatuur.

Deze waarden werden gebruikt zonder correctie aan te brengen voor eventuele verdere afkoeling tot het tijdstip van zonsopkomst. De resultaten waren bevredigend.

Op 1 april 1957 werd de radiosondeopstijging, en daarmee de bepaling van de toestandskromme, verschoven van 03.00 gmt naar 00.00 gmt. De vraag rees toen of de toegepaste methode als gevolg van deze verschuiving gewijzigd zou moeten worden.

Om een antwoord hierop te kunnen geven werd gedurende een jaar (april 1957 t/m maart 1958) van 9 stations in West-Europa dagelijks bepaald de zgn. "GOLD-temperatuur" (maximumtemperatuur berekend volgens de methode van E. GOLD), welke werd vergeleken met de opgetreden maximumtemperatuur. Daarbij werd alleen gebruik gemaakt van die gevallen waarin voldaan was aan de gestelde voorwaarden waarbij de methode mag worden gebruikt. De resultaten van dit onderzoek vormden de aanleiding tot deze publicatie.

Tegelijk echter werden de in de loop der jaren verschenen publicaties over de gebruikte methode nader beschouwd. Het leek wenselijk deze methode uiteen te zetten mede in verband met de resultaten van een aantal onderzoekingen en series metingen ter bepaling van de grootheden, die een wezenlijke rol spelen bij de afleiding van de afgegeven hoeveelheid warmte waarop de methode uiteindelijk berust.

## 0. RESULTAAT VAN HET ONDERZOEK (samenvatting)

Het verdient aanbeveling gedurende de wintermaanden (december, januari, februari) op de in gebruik zijnde planimetreerschalen een dusdanige correctie aan te brengen op de daarin vervatte waarden, berekend door E. GOLD, dat de "GOLD-temperatuur" ca 1 graad Celsius lager uitvalt. Deze correctie volgt zowel uit het vergelijkend onderzoek als uit beschouwingen aan de hand van waarnemingsmateriaal t.a.v. de nachtelijke afkoeling, verkregen bij uurlijkse metingen aan hoge masten.

## 1. INLEIDING

Bij het voorspellen van de temperaturen neemt de dagelijkse verwachting van de maximumtemperatuur een belangrijke plaats in.

Een van de methoden daarvoor gaat uit van de plaatselijke warmte- of stralingsbalans. Door verscheidene onderzoekers zijn in de loop der jaren voor een aantal plaatsen de grootheden, welke een rol spelen in de balans, berekend.

Een speciaal geval is het onderzoek naar de dagelijkse gang in de warmtebalans bij onbewolkt weer en geen aanvoer van lucht met andere eigenschappen ten aanzien van de verticale opbouw en vochtigheid.

Uit deze gegevens, die op grafische wijze voor de verscheidene maanden van het jaar kunnen worden weergegeven, is de netto verwarming of afkoeling van de lucht te berekenen tussen twee van tevoren vast te stellen tijdstippen van de dag. Een bijzonder geval hiervan is weer de totale netto dagelijkse verwarming.

### 1.1 De verschillende onderzoekers

Een historische bijdrage op dit gebied verscheen in het jaar 1932 van de Engelsman E. GOLD onder de titel: "Maximum day temperatures and the tephigram" [4], dat hij als volgt inleidde:

"When the upper air temperatures from an early morning aeroplane ascent are plotted on a tephigram, the lower part of the curve is usually isothermal or inversional in character. An interesting problem, and one

of practical importance to the forecaster is to determine how much the temperature at the surface is likely to rise during the day, owing to the effect of solar radiation. The problem is of practical importance - principally - in quiet weather, when the path of the air in the course of the day will be substantially over the land. The problem is also simplified, as well as of more importance, when there is little or no cloud. The following note has been written with a view to assisting the interpretation of the tephigram in connexion with this problem".

Hoewel het niet de bedoeling is om alle bijdragen, die in de loop der jaren zijn verschenen, te noemen, mogen enkele belangrijke hier niet onvermeld blijven.

In 1941 publiceert M. NEIBURGER een artikel: "Insolation and the prediction of maximum temperatures".

In 1956 verschijnt een bijdrage van F. KNIZEK en H. REUTER: "Über den Wärmehaushalt der unteren Luftschichten an heiteren Tagen und die Prognose des Maximums der Lufttemperatur".

In 1958 wordt het mei-nummer van de Monthly Weather Review voor een groot deel aan dit probleem gewijd met bijdragen van:

- a) V.A. MYERS: "Application of radiation data to maximum temperature forecasting";
- b) TH.W. KLEINSASSER en RUSS.J. YOUNKIN: "Application of the heat balance approach to maximum temperature forecasting";
- c) G.D. HEMBREE: "Effect of the state of the ground on the local heat balance".

Enkele van de naar voren gebrachte beschouwingen en enige resultaten van de respectievelijke onderzoeken zullen nu eerst worden besproken en met elkaar worden vergeleken.

## 1.2 De te onderzoeken problemen

Als eerste probleem wordt nagegaan welke delen van de ontvangen totale instraling tijdens de duur van het verwarmingsproces, d.w.z. in ons bijzondere geval van de minimum- tot aan de maximumtemperatuur, respectievelijk bijdragen tot verwarming van de onderste luchtlagen, optilling daarvan, verdamping van water, verwarming van de bodem, en welk deel weer in effectieve uitstraling in het langgolvig stralingsgebied wordt omgezet.

Als tweede probleem moet worden onderzocht of de theoretisch bepaalde maximumtemperaturen in voldoende mate overeenstemmen met de opgetreden waarden.

### 1.3 Practische toepassing van de methode in de weerdienst

Op verscheidene weerdiensten wordt de methode toegepast op de volgende wijze:

Als de energiebedragen, die bijdragen tot de verwarming van de onderste luchtlagen, zijn uitgerekend voor iedere maand (of decade daarvan) afzonderlijk, worden deze bedragen grafisch opgeteld bij de op (liefst energetisch) diagrampapier uitgezette toestandskromme van het tijdstip van de minimumtemperatuur, op zodanige wijze dat het eindresultaat een toestandskromme oplevert met een droogadiabatisch verloop over de in beschouwing genomen laag die aan de verwarming deelneemt. Het is dan eenvoudig om op het diagrampapier de te bereiken maximumtemperatuur af te lezen.

## 2. DE WARMTEBALANS

Voor onze beschouwingen kan worden uitgegaan van de warmtebalans aan het aardoppervlak ( $z = 0$ ), alsmede van een uitsluitend verticaal gericht warmtetransport (dus afwezigheid van advectie, d.w.z.: geen aanvoer van andersoortige lucht).

Van de vele wijzen waarop de balans in een vergelijking kan worden weergegeven, wordt de volgende vorm gekozen:

$$\pm L = a (S + D) - eR \pm V \pm B \quad (1)$$

(naar F. KNIZEK en H. REUTER)

Hierin is:

2.1  $L$  = door de lucht opgenomen warmtehoeveelheid (dus de grootte op de waarde waarvan de gebruikte methode berust).

$L$  kan bepaald worden uit:

$L_z = c_p \cdot A \cdot \left( \frac{\partial T_2}{\partial z} + \gamma_d \right) (z = 0)$  = warmtestroom door eenheidsoppervlak (horizontaal) in de lucht aan het aardoppervlak, naar boven gericht.

$c_p$  = soortelijke warmte van de lucht bij constante druk  
(0.241 cal/gram °K)

$\gamma_d$  = droogadiabatische temperatuurgradiënt (+1 °K per 100 m)

$T_2$  = temperatuur in de lucht nabij het aardoppervlak

$\frac{\partial T_2}{\partial z}$  = temperatuurgradiënt in de lucht

$A$  = uitwisselingscoëfficiënt

Wanneer men iedere massa  $m$  welke per tijdseenheid door een oppervlakte-eenheid omlaag of omhoog gaat met de verticaal vrije weglengte vermenigvuldigt, welke zij vóór de doorgang heeft doorlopen, en alle producten sommeert, dan noemt men deze som de verticale "Austausch" coëfficiënt per tijdseenheid en eenheid van oppervlakte.

$$A_z = \frac{1}{F \cdot t} \cdot \sum m \cdot |\Delta z| \text{ gram/cm.sec. (met } F = \text{telvlak in cm}^2)$$

(O.G. SUTTON: Atmospheric Turbulence, London '49, blz. 46.

Linke's Taschenbuch II, blz. 306).

Als  $S_z$  de "stroom" is van de uitwisselbare grootheid  $\int$  (omhoog gericht +) ( $S$  = massa-eigenschap die conservatief is bij de verticale beweging - vandaar  $\int$  optellen bij  $\frac{\partial T}{\partial z}$ , omdat alleen de potentiële temperatuur conservatief is) dan is  $S_z = -A_z \cdot \frac{\partial S}{\partial z}$  = de stroom van de uitwisselbare grootheid  $S$  in gram  $S/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$ .

Indien  $S$  (in  $^{\circ}\text{K}$ ) een temperatuur voorstelt, dan is  $S_z \cdot c_p$  een opwaartse warmtestroom in  $\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$ . en als  $S$  een specifieke vochtigheid is, dan is  $S_z$  een waterdamptransport.

2.2 a ( $S + D$ ) = de door het aardoppervlak geabsorbeerde hoeveelheid kortgolvlige zonne- en hemelstraling

met:  $S$  = zonnestralingsintensiteit in  $\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$ .

$D$  = diffuse hemelstraling in  $\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$ .

$a$  = absorptiecoëfficiënt van de aarde voor kortgolvlige straling

2.3  $eR = e (\sigma T^4 - G)$  = de van het aardoppervlak netto uitgaande hoeveelheid langgolvlige straling

met:  $\sigma T^4$  = langgolvlige uitstraling van het aardoppervlak, beschouwd als zwarte straler, volgens de wet van Stefan en Boltzmann

$$\sigma = 1.36 \times 10^{-12} \text{ cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec} \cdot ^{\circ}\text{K}^4 = 5.67 \times 10^{-5} \text{ erg}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec} \cdot ^{\circ}\text{K}^4$$

$G$  = atmosferische tegenstraling

$e$  = absorptie-(= emissie-) coëfficiënt van het aardoppervlak voor langgolvlige straling

2.4  $V$  = warmteverlies (-winst) door verdamping (condensatie) aan het aardoppervlak (planten, bomen, gras, vochtige grond e.d.)

$$2.5 \quad B = k_1 \left( \frac{\partial T_1}{\partial z} \right)_{z=0}$$

$$= \int_0^z \rho_1 \cdot c_1 \left[ (T_1(z, t_0) - T_1(z, t_1)) \right] \cdot dz =$$

netto warmtewinst (-verlies) van het aardoppervlak als gevolg van de warmtegeleiding (in cal/cm<sup>2</sup>.sec)

met:  $k_1$  = warmtegeleidingscoëfficiënt van de grond (in cal/cm.sec.°K)

$c_1$  = soortelijke warmte van de samenstellende delen van de grond (in cal/gram.°K)

$\rho_1$  = dichtheid van de grond (in gram/cm<sup>3</sup>)

$T_1$  = temperatuur in de grond (in °K)

$t_0$  en  $t_1$  zijn tijdstippen (in seconden)

Volgens BRUNT kan B (warmtestroom in de bodem) ook worden gegeven op de volgende wijze:

$$B = \frac{1}{2} \left[ T_0 - T_1 \right] \left\{ \sqrt{\frac{\pi \cdot k_1 \cdot \rho_1 \cdot c_1}{t_1 - t_0}} \right\}$$

waarin  $\rho_1 \cdot c_1$  = de specifieke warmtecapaciteit van de grond (in cal/cm<sup>3</sup>.°K) (grootteorde ca 0,5 cal/cm<sup>3</sup>.°K)

## 2.6 Bepaling van de afzonderlijke groottheden van de warmtebalans

De vraag rijst of de verschillende termen van de in de aanvang gegeven vergelijking, in het bijzonder de term L, afzonderlijk kunnen worden berekend, gemeten of anderszins kunnen worden afgeleid en zo ja, wat dan hun grootteorde is.

Voor een deel zijn de verschillende termen zonder bijzondere moeilijkheden experimenteel te bepalen. Zo zijn bijv. metingen bekend van

$$S_B = a (S + D) - eR \quad (2)$$

Wanneer temperatuurmetingen in de aardbodem voorhanden zijn is ook de grootteorde van B af te leiden.

Aanzienlijk moeilijker is het gesteld met de bepaling van L en V, de overblijvende termen uit de vergelijking.

Indien de verdamping V zou kunnen worden gemeten of, d.m.v. theoretische beschouwingen omtrent de atmosferische turbulentie, kwantitatief worden benaderd, zou L als restterm uit de vergelijking te voorschijn komen.

In de praktijk blijkt de bepaling van V tamelijk onzeker uit te vallen. Een vereenvoudiging wordt bereikt in de beperking tot heldere



windstille dagen over de periode tussen  $T_n T_n$  (min. temperatuur) en  $T_x T_x$  (max. temperatuur), daar dan de complicatie van advectie en vrijkomende latente condensatiewarmte vervalt.

De energietoevoer aan de onderste luchtlagen komt praktisch alleen voort uit de door zonnestraling verwarmde aardbodem, waartegen de warmteopneming door directe absorptie door  $H_2O$  en  $CO_2$  in de lucht in de meeste gevallen verwaarloosbaar klein is. In een gebied met een homogene luchtsoort zal het verwarmingsproces bij enige wind niet beperkt blijven tot een zuil boven een gegeven oppervlak. In groter verband bezien zal een gelijksortig proces zich echter over een groot oppervlak vrijwel gelijkmatig afspelen, zodat in dergelijke omstandigheden de advectie mag worden verwaarloosd en dus van horizontaal gericht warmtetransport kan worden afgezien.

Een bezwaar is, dat er van de tijdstippen waarop  $T_n T_n$  en  $T_x T_x$  worden bereikt, niet altijd voldoende hoogreikende temperatuurmetingen voorhanden zijn om  $L$  experimenteel te bepalen. Dit zou dan op de volgende wijze kunnen gebeuren:

Uitgaande van een toestandskromme van het tijdstip  $T_n T_n$ , uitgezet op energetisch diagrampapier, kan voor elke dag (waarop aan de gestelde voorwaarden is voldaan) worden nagegaan welk bedrag is opgenomen over de periode  $T_x T_x$ , indien daarnaast de toestandskromme wordt uitgezet van het tijdstip  $T_x T_x$ . (zie fig. 2.6.1). E. GOLD e.a. gaan er vanuit dat ten tijde van  $T_x T_x$  de kromme een droogadiabatisch verloop heeft.

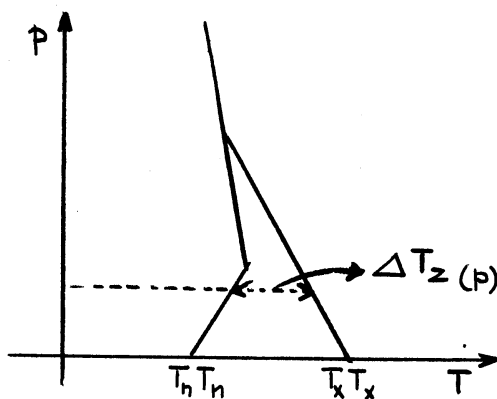


fig 2.6.1

Bepaalt men op ieder niveau het temperatuurverschil tussen de twee toestandskrommen ( $\Delta T_z(p)$ ) dan is er per niveau aan een massa-hoeveelheid  $dm$  aan warmte toegevoerd:  $dQ = c_p \cdot \Delta T_z \cdot dm$ . Substitueer hierin:  $dm = \rho \cdot d\tau$  en beperk het proces tot een zuil met een doorsnede van het grondoppervlak van  $1 \text{ cm}^2$ , dan is  $d\tau = dO \cdot dz = dz$  en dus  $dm = \rho \cdot dz$ , terwijl  $\rho \cdot dz$  weer geschreven kan worden als:

$$-\frac{dp}{g} \left( \frac{dp}{dz} = -g\rho, \text{ en } p = \int_z^{\infty} g \cdot \rho \cdot dz \text{ dyne/cm}^2 \right)$$

zodat we ten slotte krijgen:

$$L = \int_{p_0}^{p_1} dQ = - \int_{p_0}^{p_1} c_p \cdot \Delta T_z \cdot \frac{dp}{g} = - \frac{c_p}{g} \int_{p_0}^{p_1} \Delta T_z \cdot dp \quad (3)$$

Hiermede staat voor L een analoge vorm ter beschikking als voor de grootheid B. Door planimetreren op energetisch diagrampapier is de integraal voor L grafisch te berekenen.

Gevraagd zou kunnen worden of het uitgangspunt van GOLD e.a. juist is om voor de toestandskromme ten tijde van  $T_x T_x$  de droogadiabaat te nemen door de waarde van  $T_x T_x$  aan het aardoppervlak? Hierop zou kunnen worden geantwoord: Bij benadering wel. In feite echter volgt uit de waarnemingen een over-adiabatische gradiënt.

Toelichting:

1) BROCKS (Über den täglichen und jährlichen Gang der Höhenabhängigkeit der Temperatur in den unteren 300 Metern der Atmosphäre und ihren Zusammenhang mit der Konvektion) [2], die de metingen bewerkte van de Eiffeltoren 1890-1894, Potsdam Turm. Obs. 1893-1904 e.a., vond (blz. 9) .... "in dem unteren Bereich herrscht also zu allen Tages- und Jahreszeiten, an denen die Sonneneinstrahlung genügend wirksam sein kann, auch im Mittel über alle Wetterlagen, ein - meist sehr starkes - überadiabatisches Temperaturgefälle." In de zomermaanden vaak een labiele onderlaag tot 30 à 40 meter hoogte, onder bijzondere omstandigheden zelfs tot 150 meter hoogte. (Zie zijn publicatie met figuren op blz. 10).

2) J. RINK (Über das Verhalten des mittleren vertikalen Temperaturgradienten der bodennahen Luftschicht (1-76 M) und seine Abhängigkeit von speziellen Witterungsfaktoren und Wetterlagen - Untersuchungen mittels einer Seilaufzugsvorrichtung an den Funktürmen beim Aerologischen Observatorium Lindenberg Jahr 1950/51) [15].

Blz. 12, zum Tagesgradienten: "In den Monaten März bis Oktober setzt an heiteren Tagen um 8 Uhr eine starke Bodenüberhitzung ein, in deren Verlauf sich bereits gegen 9 Uhr ein überadiabatischer Gradient einstellt." Gemiddeld wordt tussen 13.00 en 14.00 uur MET over het traject van 1-76 meter een maximale gradiënt bereikt van  $1.40^{\circ}\text{C}$ . De extremen over dit traject, gemeten in 1950 en 1951, bedragen volgens Rink in jan.  $1.7^{\circ}\text{C}$ , febr. 2.9, mrt 3.7, apr. 3.5, mei 4.4, juni 4.8, juli 4.5, aug. 4.4, sept. 3.9, okt. 2.9, nov. 1.9 en dec.  $0.9^{\circ}\text{C}$ .

3) N.K. JOHNSON en G.S.P. HEYWOOD (An investigation of the lapse rate of temperature in the lowest hundred metres of the atmosphere) - 1938 Metingen aan een 100 meter hoge radiomast te Leafield, Oxon, over de jaren 1926 t/m 1930. [6].

Blz. 19, "Maximum values of the lapse rate": "From the hourly analysis of the temperature differences over the four height intervals (1.2 m to 12.4 m, 12.4 m to 30.5 m, 30.5 m to 57.4 m and 57.4 to 87.7 m) the largest hourly values of both lapses and inversions occurring during each month have been extracted.

During the five years, the greatest hourly lapse was  $-4.3^{\circ}\text{F}$  ( $2.4^{\circ}\text{C}$ ) between 1.2 m and 12 m and  $-1.9^{\circ}\text{F}$  ( $1.1^{\circ}\text{C}$ ) between 57 and 88 m; the first of these is equivalent to 21 times the dry adiabatic rate, the second 3.5 times. They both occurred in June. In midwinter the greatest lapse rates over the same intervals were respectively 9.0 and 2.6 times the adiabatic value."

Voor de gemiddelde waarden van de temperatuurgradiënt in juni werd gevonden:

tussen de niveaus	1.2 m en 12.4 m:	$9^{\circ}\text{C}$	per 100 m	( $1.0^{\circ}\text{C}$ )
	12.4 m en 30.5 m:	$1.8^{\circ}\text{C}$	per 100 m	( $0.33^{\circ}\text{C}$ )
	30.5 m en 57.4 m:	$1.2^{\circ}\text{C}$	per 100 m	( $0.33^{\circ}\text{C}$ )
	57.4 m en 87.7 m:	$1.0^{\circ}\text{C}$	per 100 m	( $0.33^{\circ}\text{C}$ )

Totale verschil  $2.0^{\circ}\text{C}$ .

Gemiddeld in juni over de eerste 100 meter volgt hieruit een gradiënt van de temperatuur van ca  $2.3^{\circ}\text{C}$  per 100 m, dus  $1.3^{\circ}\text{C}$  over-adiabatisch.

Voor gemiddelde waarden in december werd gevonden:

tussen	1.2 m en 12.4 m:	$1.4^{\circ}\text{C}$	per 100 m	( $0.16^{\circ}\text{C}$ )
tussen	12.4 m en 30.5 m:	$1.0^{\circ}\text{C}$	per 100 m	( $0.16^{\circ}\text{C}$ )
tussen	30.5 m en 57.4 m:	$0.8^{\circ}\text{C}$	per 100 m	( $0.22^{\circ}\text{C}$ )
tussen	57.4 m en 87.7 m:	$0.9^{\circ}\text{C}$	per 100 m	( $0.28^{\circ}\text{C}$ )

Over 86.5 meter dus een totaal verschil van  $0.82^{\circ}\text{C}$ , hetgeen vrijwel de normale droogadiabatische van  $1.0^{\circ}\text{C}$  per 100 meter benadert.

Het gevolg van de overadiabatische gradiënt in de allerlaagste niveaus is dat het oppervlak tussen de toestandskromme tijdens  $T_n T_n$  en die van  $T_x T_x$  kleiner is dan het oppervlak tussen eerstgenoemde en de droogadiabaat door  $T_x T_x$  zelve, welk verschil in de zomermaanden (volgens REUTER en KNIZEK) ca 20% bedraagt. In de wintermaanden is dit verschil gemiddeld veel kleiner. Men zou geneigd zijn om, gezien deze somtijds grote afwijkingen tussen de uitgangsveronderstelling van GOLD e.a. en de werkelijke toestand, te twijfelen aan een enigszins betrouwbaar resultaat van de methode.

De verscheidene onderzoekers zijn zich echter terdege de grove benadering bewust. Het gaat er in de eerste plaats niet zozeer om de grootheid  $L$  exact te berekenen als wel - omgekeerd - bij benaderde kennis van  $L$  een voorspellingsmethode voor  $T_x T_x$  te ontwikkelen. Voor dit doel is het voldoende een ruwe schatting van  $L$  te maken, daar in het zomerhalfjaar een fout in de bepaling van  $L$  van 25 tot 30% slechts een verandering in de maximumtemperatuur van 1 à 2°C ten gevolge heeft. Dit komt, omdat betrekkelijk uitgestrekte lagen - in doorsnede 's zomers tot een hoogte van 1000 à 1500 meter - aan het verwarmingsproces deelnemen.

Om dezelfde reden is het in de praktijk ook voldoende, naar gebleken is, om bij de bepaling van de  $T_x T_x$  een gemiddelde waarde van  $L$  aan te houden voor een gehele decade, ja zelfs voor een gehele maand.

Achtereenvolgens zullen we nu aandacht schenken aan de methoden van: a) E. GOLD, b) M. NEIBURGER, V. MYERS, KLEINSASSER e.a., c) F. KNIZEK en H. REUTER en de door hen gevonden waarden voor  $L$  met elkaar vergelijken.

### 3. DE METHODE VAN E. GOLD

GOLD gaat uit van de warmtebalans van die laag van de atmosfeer die aan het verwarmingsproces deelneemt, weergegeven in de volgende vergelijking:

$$L = a (S + D) - V - eR$$

Hij lost  $L$  uit deze vergelijking op.

Opgemerkt moge hierbij worden dat in deze vergelijking een term ontbreekt voor de hoeveelheid warmte die door het aardoppervlak zelve wordt geabsorbeerd en een warmtestroom in de aardbodem veroorzaakt (B). De verwaarlozing van deze term geschiedt zonder argumentatie. We willen zien in welke grootteorde dit bedrag ligt.

Stel, voor een gemiddeld geval, de warmtecapaciteit van de grond op  $0.4 \text{ cal/cm}^3 \cdot \text{graad}$ . In een extreem geval (metingen in april 1958 in KLAZINAVEEN), kan de dagelijkse gang voor onbebouwde droge grond op de diepten van 0, 3 en 10 cm bedragen resp.  $\pm 40$ , 18 en  $6^\circ\text{C}$ . Dit zou een absorptie betekenen (ruwe benadering), die ongeveer overeenkomt met die van een laagje van 10 cm met een dagelijkse gang van  $12^\circ\text{C}$ , d.i. dus:  $10 \times 0.4 = 48 \text{ cal/cm}^2$ . Hieraan moet direct worden toegevoegd, dat in een dergelijk geval de factor  $V$  vrijwel nul is. GOLD neemt voor april echter een bedrag van  $90 \text{ cal/cm}^2$  aan voor  $V$ , hetgeen ca 2 x zoveel is.

De door de aarde geabsorbeerde warmte is in geval van een begroeide aardbodem aanmerkelijk minder, omdat juist dan een relatief groot deel van de invallende energie gebruikt wordt voor verdamping van vocht uit gewassen, zodat de dagelijkse gang van de temperatuur in de aarde onder het gewas dan aanzienlijk kleiner wordt. (Bijv. 1 en 2 september 1958, De Bilt, afd. Klimatologie; dag. gang op 3 cm diepte:  $4.5^{\circ}\text{C}$ , op 10 cm:  $2.5^{\circ}\text{C}$ ). Nemen we als benadering nu een gemiddelde dagelijkse gang over 10 cm:  $3.5^{\circ}\text{C}$ , dan is bij een warmtecapaciteit van  $0.5 \text{ cal/cm}^3$  de verwaarloosde factor:  $10 \times 3.5 \times 0.5 = 17.5 \text{ cal/cm}^2$ . Als we weten, dat de hoeveelheid straling die over de beschouwde periode het aardoppervlak bereikt (tussen  $T_n T_n$  en  $T_x T_x$ ), dan ca  $300 \text{ cal/cm}^2$  is, dan zal de verwaarlozing van de betreffende term niet tot uitzonderlijke fouten leiden.

De dagelijkse bedragen van de hoeveelheid zonnestraling, die de atmosfeer binnendringt omstreeks het midden van de verscheidene maanden (voor 50 gr. NB), ontleent GOLD aan tabellen uit SHAW's "Manual of Meteorology", Vol. II. p. 4. In zijn voorbeschouwing heeft hij reeds het energie-equivalent bepaald voor  $1 \text{ cm}^2$  oppervlak van het Tephigram (=  $22.5 \text{ cal/cm}^2$ ).

Als eerste benadering geeft hij de uiterste hoogte aan tot waar de zonnestraling een oorspronkelijke isotherme atmosfeer zou kunnen "ombouwen" tot een adiabatische, als het totale bedrag der binnendringen- de zonnestraling daarvoor zou kunnen worden gebruikt. Daarna volgt een serie kwantitatieve beschouwingen, welke leiden moeten tot een aanzienlijke reductie van dit bedrag. Verwijzingen ontbreken.

De hoeveelheid zonnestraling, welke het aardoppervlak en de lagen van de atmosfeer in de onmiddellijke nabijheid daarvan bereikt, is "not much more than 60% of the amount, reaching the outside of the atmosphere, even in the middle of the day."

Wat betreft het in het wereldruim teruggekaatste deel van de invallende zonnestraling: "the latter may be taken roughly as 20% of the incident radiation; for snow it would be much more than 20%, for water appreciably less."

(Enkele albedo-cijfers ter vergelijking:

sneeuw	80 %
water	2 % invalshoek groter dan $47^{\circ}$
water	71 % invalshoek kleiner dan $5.5^{\circ}$
gras	10 tot 33 %
rots	12 tot 15 %
gesloten wolkendek	ca 80 %)

Om de energie te krijgen, die beschikbaar is om de luchtlaag bij het aardoppervlak en het aardoppervlak zelve te verwarmen, moet voor bovengenoemde reflectie worden gereduceerd.

Conclusie E. GOLD: "we should still be on the safe side if we took the actual amount of solar energy available on a clear day for warming the lower layers up to the time of  $T_x T_x$ , as not more than 50% of the total amount received in the upper layers of the atmosphere."

GOLD merkt op, dat een nauwkeuriger schatting van de beschikbare energie voor stijging van de temperatuur in de onderste lagen wordt verkregen door bovendien reducties toe te passen voor: a) door het aardoppervlak uitgezonden straling ( $\sigma T^4 - G$ ), b) de inkomende kortgolvlige indirecte hemelstraling (D) en c) de verdamping van water van het aardoppervlak (V).

Als reductie vanwege a) neemt hij 30% van de totale straling "as this is approximately the part of the radiation which will not be absorbed in the lowest layers of the atmosphere". Het gedeelte van de door het aardoppervlak uitgezonden straling dat wel in de lagere lagen geabsorbeerd wordt, komt ter beschikking voor verwarming. Het merendeel wordt echter gebruikt voor handhaving van de temperatuur en slechts een kleine rest voor stijging van de temperatuur. Geen correctie wordt toegepast voor de toenemende omhoog gerichte straling vanuit de onderste lucht-lagen.

Daarna volgt opgave van:

- a) de waarden van het niet geabsorbeerde deel over de periode van 1 uur na zonsopkomst tot ongeveer 3 uur n.m., voor elke maand van het jaar, de "aangenomen" stralingstemperaturen voor het aardoppervlak op een heldere dag. (They make no pretence at exactness, but they are probably not far from the truth);
- b) de diffuse kortgolvlige straling over de periode in kwestie, "also as a rough approximation", naar een publicatie door W.H. en L.H.G. Dines (London, Mem. R. Met. Soc. 2., No. 11, 1927);
- c) de gereflecteerde zonnestraling geschat op 20% van de invallende straling nabij het aardoppervlak, welke laatste wordt verondersteld te zijn 50% van de totale zonnestraling;
- d) de geschatte verdamping op een heldere dag, in mm water uitgedrukt, ontleend aan een tabel in Vol. II van SHAW's "Manual of Meteorology".

De totale reductie bestaat dus uit de som van a) + c) + d) verminderd met b). Door dit bedrag af te trekken van de 50%-waarden van het totale bedrag der dagelijks ontvangen hoeveelheid zonnestraling, wordt

Gecorrigeerde bedragen van de aan het aardoppervlak beschikbare zonnestraling, na vermindering en toevoeging van de bedragen met betrekking tot de uitgezonden, de diffuse en gereflecteerde straling en de verdamping, voor CA 50<sup>o</sup>NB en 0<sup>o</sup>WL. (Inkomende zonnestraling = S<sup>i</sup>).

Maand	S <sup>i</sup> Inkomende straling. Dagelijks bedrag	aantal uren T <sub>n</sub> T <sub>n</sub> → T <sub>x</sub> T <sub>x</sub>	(1-e <sup>x</sup> ) R = a <sub>1D</sub> straling		1/5 · 1/2 S <sup>i</sup>	verdamping V		totale reductie	L	
			(1-e <sup>x</sup> )(σT <sup>4</sup> -G)	stralingstemp. en 30% totaal uitgez. str.		diffuse kortgolvlige straling	reductie voor 20% reflectie			geschat bedrag in mm
	(1) (2) 100% 50% cal/cm <sup>2</sup>	(3)	(4) °C	(5) cal/cm <sup>2</sup>	(6) cal/cm <sup>2</sup>	(7) cal/cm <sup>2</sup>	(8)	(9) cal/cm <sup>2</sup>	(10) cal/cm <sup>2</sup>	(11) cal/cm <sup>2</sup>
jan.	210	6	7	50	25	20	0.3	20	65	40
febr.	350	7	10	70	30	35	0.5	30	105	70
mrt.	530	8	16	90	35	50	1.0	60	165	100
apr.	730	9	27	110	45	70	1.5	90	225	140
mei	920	10	37	130	55	90	2.0	120	185	175
juni	980	10	42	150	55	95	2.0	120	310	180
juli	950	10	42	150	55	95	2.0	120	310	165
aug.	820	9	42	135	45	80	1.5	90	260	150
sept.	620	8	32	110	35	60	1.0	60	195	115
okt.	410	7½	21	85	30	40	0.5	30	125	80
nov.	250	6½	10	65	25	25	0.3	20	85	40
dec.	175	6	7	50	20	17	0.2	10	57	30

Kolom (11) = [(2)+(6)] - [(5)+(7)+(9)] → L = 0.4 S<sup>i</sup> - V - R(1-e<sup>x</sup>)  
 e<sup>x</sup> = geabsorbeerd deel van de langgolvlige uitstraling R [= (σT<sup>4</sup>-G)]

uiteindelijk het bedrag verkregen, dat overblijft voor verwarming van de onderste luchtlagen.

GOLD gaat dus uit van kwantitatieve schattingen, met behulp waarvan L wordt opgelost uit de vergelijking, die de stralingsbalans van de atmosfeer nabij het aardoppervlak geeft.

Ter vergelijking mogen enkele cijfers dienen, die ontleend zijn aan metingen te Nashville, Tenn. (39°, 81°W).

Cloudless sky. Hourly insolation on a horizontal surface, based on data from January 1945 through September 1946, p. 150. [12].

Insolation on the 15th day of the month (in langleys/uur = cal/cm<sup>2</sup>.uur).

Hour ending local mean solar time	Febr.	April	June	August	Oct.	Dec.
6 am	0	1	5	2	0	0
7	0	9	20	15	0	0
8	7	30	40	32	10	1
9	21	50	56	49	25	15
10	37	63	70	65	40	29
11	52	74	80	76	54	36
12	58	80	87	81	61	42
pm						
13	61	81	86	83	63	43
14	56	76	80	77	57	39
15	41	63	71	66	44	28
16	27	47	57	57	29	15
17	8	30	39	33	11	3
18	1	9	20	15	1	0
19	0	1	5	2	0	0
Totaal tot 17 u.:	360	575	650	600	385	250

Deze cijfers moeten worden vergeleken met die van de grootheid  $\frac{1}{2} S_1$  uit de 2e kolom van de tabel van GOLD. De invloed van de geografische breedte speelt, zoals uit een vergelijking blijkt, een belangrijke rol, als we ten minste aannemen, dat GOLD's veronderstelling t.a.v. de 50%-waarden juist is.



4. DE METHODE VAN M. NEIBURGER, V.A. MYERS, W. KLEINSASSER en R.J. YOUNKIN

De werkwijze, welke NEIBURGER e.a. volgden is vrijwel gelijk aan die van GOLD, met dit verschil dat zij in de gegeven vergelijking bij de methode van GOLD wel een term opnemen voor de warmte, benodigd voor verwarming van het aardoppervlak. Evenals door GOLD wordt een albedo aangenomen van 20%. Voor het bedrag der uitgaande langgolvlige straling gaat men uit van de netto-opwaartse straling aan de top van de laag van de atmosfeer, welke wordt verwarmd, over de periode tussen  $T_n T_n$  en  $T_x T_x$ . De waarden hiervoor ontleent NEIBURGER aan de stralingskaart van ELSASSER, of die van MÜGGE en MÖLLER. Dan zegt hij: "It was assumed that the net outgoing radiation from the top of the heated layer can be closely approximated by the total black-body radiation at the temperature of the earth in the spectral region  $8\frac{1}{2}$  microns to 11 microns, plus one-half the black-body radiation in the regions 7 to  $8\frac{1}{2}$  and 11 to 14 microns, while the exchange of radiation between the adjacent atmospheric layers very nearly cancels the radiation in all other regions of the spectrum."

Ook NEIBURGER beseft, dat de verdamping (V) een grootheid is die schommelt tussen wijde grenzen. Hierbij baseert hij zijn schattingen op een waarnemingsreeks uit 1939 van HOLZMAN en THORNTHWAITE gedaan te ARLINGTON FARM, Virginia (directe omgeving van Washington)

Tabel, bevattende de aantallen calorieën, benodigd voor de dagelijkse verdamping (gemiddelde waarden voor de afzonderlijke maanden), ontleend aan de opgaven van resp. GOLD, NEIBURGER en MYERS.

Ter vergelijking:	jan.	feb.	mrt	apr.	mei	juni	juli	aug.	sep.	oct.	nov.	dec.
GOLD (50°N, 0°W)	20	30	60	90	120	120	120	90	60	30	20	10
NEIBURGER(38°N,77°W)	20	(30)	40	45	70	105	80	60	(45)	30	30	20
MYERS (37°N,87°W)	-	25	-	50	-	95	-	65	-	25	-	15

Vooraf over de maanden april t/m augustus corrigeert GOLD voor aanmerkelijk hogere bedragen dan NEIBURGER en MYERS, die bovendien op zuidelijker breedte hebben gemeten. Opgemerkt zij nog, dat NEIBURGER, in tegenstelling tot GOLD, afzonderlijk corrigeert voor de door het aardoppervlak geabsorbeerde warmte (B).

De waarde van L (afgerond), welke NEIBURGER zelf geeft voor de verscheidene maanden (voor Chicago) - met gebruikmaking van de verdampingsgegevens van Washington i.p.v. Chicago - stellen we hier náást die van GOLD:

	jan.	feb.	mrt	apr.	mei	juni	juli	aug.	sep.	oct.	nov.	dec.
$L_N$ (NEIBURGER)	5	45	114	184	208	191	187	150	98	41	-2	-20
$L_G$ (GOLD)	40	70	100	140	175	180	165	150	115	80	40	30

Hoewel NEIBURGER beweert: "using these values, the maximum temperature was computed for several days, when advective change was expected to be slight. The agreement with observation was found to be excellent", stemt deze uitspraak tot twijfel, te meer daar uit ervaring bekend is, dat er zelfs in de wintermaanden altijd nog een temperatuuropening is van  $T_n$  naar  $T_x$ , hetgeen hier bij negatieve L-waarden voor november en december niet mogelijk zou zijn. Hij toetste dan ook een aantal gevallen in juni, juli, augustus en september, hetgeen juist de maanden zijn waarin de procentuele verschillen met de waarden van GOLD het geringst zijn, en een kleine afwijking (tot 10 à 15%) nauwelijks 1 à 2 graden scheelt in de maximum temperatuur.

In een aantal gevallen (1939 en 1940) vindt hij maximaal afwijkingen tussen berekende en opgetreden waarden tot 2°C, zowel te hoog als te laag. Zoals hij zelf ook opmerkt (blz. 101/102: Discussion of results): "In spite of the crudeness of the assumptions which were made regarding the various terms of the equation in order to evaluate L, the insolation effective in heating the atmosphere, the maximum temperatures computed were remarkably close to those observed. One of the reasons for this is that on days when the layer heated extends sufficiently high, the temperature is not very sensitive to a small amount of additional heat. In midsummer a difference of 10% in the effective insolation leads to only one or two degrees centigrade difference in maximum temperature."

## 5. DE METHODE VAN F. KNIZEK EN H. REUTER

REUTER en KNIZEK hebben getracht voor het gebied van Wenen berekeningen voor de grootte L uit te voeren (onder gebruikmaking van de in de aanvang gegeven vergelijking voor de warmtebalans aan het aardoppervlak), als wel L te bepalen door planimetreren van de vlakken tussen de toestandskrommen ten tijde van  $T_n$  en die van  $T_x$ .

### 5.1 De experimentele bepaling van L

Uit 100 gevallen werd door planimetreren van bovenomschreven vlakken, L bepaald, waarbij voor de toestandskromme van  $T_n$  genomen werd de radiosondegegevens van 04.00 plaatselijke tijd te WIEN-TULN (48°NB) en voor die van  $T_x$  de droogadiabaat door de maximumtemperatuur, op dagen dat er weinig bewolking was met een zwakke wind, over de periode van maart - oktober in de jaren 1949 t/m 1951. Zie voor resultaat hun publicatie blz. 329. [8].

Er blijkt een sterke strooiing in de waarden van L voor te komen, waarvan het moeilijk is de oorzaak te bepalen. Enerzijds kan deze gezocht worden in de ontoereikendheid van de methode, anderzijds in de daadwerkelijke variatie van de factoren, die betrokken zijn bij de warmte-omzettingen. Daarvoor is het nodig L vanuit een ander gezichtsveld te benaderen.

## 5.2 De theoretische benadering van L

Indien men de termen van de warmtebalans van het aardoppervlak kan bepalen (experimenteel), dan is L als restterm van de vergelijking op te lossen, evenals GOLD en NEIBURGER met hun vergelijking deden.

Ook KNIZEK en REUTER voeren aan, dat de grootste moeilijkheid schuilt in de bepaling van het warmteverlies van het bodemoppervlak door verdamping. Wat wel gelukken zal in de meeste gevallen, is om met voldoende nauwkeurigheid de som (L + V) als restterm op te lossen. Dit resultaat is in hun figuur 3 getekend (voor  $\rho_1 c_1 = 0.55 \text{ cal/cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C}$ , en voor albedo 20% (grasland) aangenomen). Hierbij beschikken we dus over een boven-grens van L (verdamping nihil). Alle experimenteel bepaalde waarden voor L groter dan deze grenswaarde, kunnen gevoeglijk buiten beschouwing worden gelaten. Ze zijn ofwel door advectieve invloeden of door niet inachtneming van overadiabatische gradiënten in de onderste luchtlagen te verklaren, mogelijk ook door onjuiste planimetrering.

REUTER en KNIZEK houden dan nog 80% van hun waarnemingsmateriaal over waaruit een gemiddelde curve is afgeleid.

Tevens gaan zij na van welke invloed de spreiding van afzonderlijke waarden van L is op de maximumtemperatuur, m.a.w. hoe groot de erdoor veroorzaakte veranderingen in  $T_x T_x$  zullen zijn. Worden de geplannete waarden, die liggen boven de "theoretische" bovengrens, wél meegenomen (20 stuks), dan is de gemiddelde fout in  $T_x T_x$   $1.2^\circ$  en worden alleen de "getolereerde" beschouwd, dan is die gemiddelde fout  $0.9^\circ\text{C}$ . In onderstaande tabel worden naast elkaar gegeven de op 5-vouden afgeronde

- kwantitatief beredeneerde L-waarden, volgens E. GOLD,  $L_G$
- experimentele L-waarden, bepaald door KNIZEK en REUTER,  $L_R$
- uit de warmtevergelijking opgeloste L-waarden volgens NEIBURGER,  $L_N$ .

Maandgemiddelde van L in  $\text{cal/cm}^2$  over periode  $T_n T_n$  tot  $T_x T_x$

		mrt	apr.	mei	juni	juli	aug.	sept.	okt.
a:	$L_G$ (50°NB)	100	140	175	180	165	150	115	80
b:	$L_R$ (48°NB)	105	135	160	190	180	135	95	65
c:	$L_N$ (42°NB)	115	185	210	190	185	150	100	40

De verschillen tussen REUTER en GOLD zijn slechts van de orde van 10 tot 20 cal/cm<sup>2</sup>, d.i. 10% van de totale waarde, hetgeen in de gevonden  $T_T$  een verschil van 1-2°C zou veroorzaken. De waarden van NEIBURGER  $T_x$  wijken vooral sterk af in de maanden april, mei en oktober, de maanden waarin hij niet getoetst heeft en het "breedte-effect" wellicht een belangrijker rol speelt dan in de zomermaanden. Zowel GOLD als REUTER geven een laagdikte aan die aan de verwarming deelneemt. Rekening houdend met de geografische gegevens van WIEN-TULN (hoogte 176 meter, gem. druk 990 mb) komen beiden tot de onderstaande laagdikten:

	mrt	apr.	mei	juni	juli	aug.	sept.	okt.
laagdikte in mb: REUTER	120	150	170	190	180	150	120	90
laagdikte in mb: GOLD	95	110	120	125	120	110	100	85

ofwel dezelfde vergelijking in meters:

	mrt	apr.	mei	juni	juli	aug.	sept.	okt.
laagdikte in m : REUTER	1065	1355	1600	1810	1730	1400	1110	800
laagdikte in m : GOLD	900	1050	1170	1200	1140	1080	960	810

Uit het artikel is niet duidelijk geworden op welke wijze REUTER en KNIZEK aan de waarden van de uitgestrektheid van de aan de verwarming deelnemende luchtlaag komen; het lijkt het meest waarschijnlijk, dat zij deze hebben afgelezen uit hun diagrampapieren waarop zij de planimetring toepasten.

De verschillen in dikte zijn nogal aanzienlijk, tot 600 meter in juni en juli.

Deze verschillen spelen ook bij verdere beschouwing een belangrijke rol. Het is namelijk niet geheel correct, het door planimetreren verkregen bedrag van de warmtewinst van de onderste luchtlagen gelijk te stellen aan de grootheid L van de vergelijking van de warmtebalans van het aardoppervlak. De altijd nog betrekkelijk dikke laag die eraan deelneemt (zo we zagen tot 1800 meter!) zal namelijk in staat zijn, vanwege haar gehalte aan waterdamp en koolzuur, zelf straling te absorberen en uit te zenden en daardoor temperatuurveranderingen kunnen ondergaan!

We moeten daarom, voordat we gerechtigd zijn dit effect te verwaarlozen, de stralingsbalans van de L-laag aan een nader onderzoek onderwerpen. Stel dat de lucht door absorptie een warmtewinst heeft,  $L_a$ , en een warmteverlies door stralingsafgifte,  $L_s$ , dan is de warmtehoeveelheid die ter beschikking staat voor temperatuurveranderingen in de onderste luchtlaag  $L_o + L_a - L_s$ , waarin  $L_s$  het verschil is tussen de effectieve uitstraling van de luchtlaag nabij het aardoppervlak ( $E_o$ ) en die aan

de bovenzijde van de L-laag ( $E_h$ ), dus  $L_s = E_o - E_h$ .  $L_o$  heeft dus betrekking op de situatie aan het aardoppervlak,  $L_h$  op die van de laag ter dikte van h meters.

De warmtehoeveelheid, die dus in feite voor temperatuurveranderingen van de onderste luchtlagen ter beschikking staat, wordt gegeven door  $L_h = L_o + L_a - L_s$ . Te onderzoeken dus of  $(L_a - L_s)$  t.o.v.  $L_h$  te verwaarlozen is.

Daartoe wordt de balans aan de bovenzijde van de L-laag bepaald. Volgens een grafiek, gegeven door KNIZEK en REUTER, blijken de verschillen maximaal ca. 30 cal te bedragen in de maand juli, op een totaal van ca. 180 cal, d.w.z. ca. 16%; m.a.w. de warmtewinst  $L_o$ , opgelost uit de vergelijking van het aardoppervlak, is 30 cal geringer (in juli) dan wanneer  $L_h$  uit de warmtebalans aan de bovenzijde van de laag (dikte h) wordt beplaald. In feite lossen KNIZEK en REUTER dus de termen  $L_o + V$  en  $L_h + V$  op.

Een interessant resultaat is bovendien het volgende: Zowel voor de situatie aan het aardoppervlak als voor de toestand aan de bovenzijde, kan de verhouding worden bepaald van de opgenomen energie voor verdamping en verwarming der onderste luchtlagen t.o.v. de hoeveelheid energie die ter plaatse ter beschikking staat. M.a.w.:

$\frac{L_o + V}{S + D}$  wordt vergeleken met  $\frac{L_h + V}{S + D + L_a}$ , waarbij voor S + D een reductie

is aangebracht van 20% (albedo). REUTER en KNIZEK komen dan tot de slotsom dat "mit ganz geringer Streuung im Mittel für die Bilanz an der Bodenfläche 51%, für diejenige an der oberen Begrenzung der L-schicht 53% der aufgenommenen (absorbierten) Strahlung wieder durch Wärmescheinleitung und Verdunstung an die unteren Luftschichten abgegeben werden."

Dit resultaat luidt, anders geformuleerd: Over het tijdvak van het verwarmingsproces op heldere dagen, bestaat er, onafhankelijk van het jaargetijde, gemiddeld een zodanige verdeling van de geabsorbeerde "globale instraling", dat de ene helft wordt gebruikt voor verwarming van de aardbodem en voor uitstraling in het langgolvlige gebied (effectieve uitstraling) terwijl de andere helft gebruikt wordt voor verwarming van de onderste luchtlagen en voor verdamping.

KNIZEK en REUTER geven vervolgens een tabel waarin voor de maanden mei t/m oktober de maandgemiddelden van  $L_o + V$  gegeven worden, als volgt berekend:

Uitgegaan wordt van het aantal uren tussen minimum- en maximum temperatuur voor Wenen (volgens KOSTLIVY). Over deze periode zijn de



Duidelijk is te zien, dat de door GOLD aangenomen waarden over de maanden maart t/m augustus beduidend hoger liggen dan de waarden van NEIBURGER en een gemiddelde van  $V_{\text{max}} + V_{\text{min}}$  van de waarden door REUTER verstrekt.

Zonder hiervoor enigerlei bewijs te bezitten, lijkt het mij niet onwaarschijnlijk dat GOLD op experimentele wijze de grootte-orde van  $L$  uit beschikbare toestandskrommen tot zijn beschikking heeft gehad en daarna door kwantitatieve beschouwingen aan de andere grootheden zodanige waarden heeft toegekend, dat er een acceptabele waarde voor  $L$  uit de vergelijking te voorschijn kwam. Immers, zou GOLD bovendien een correctiebedrag hebben ingevoerd voor de warmte opgenomen door de aardbodem, welke bedrag alleen een beduidende rol zou kunnen spelen in de maanden maart t/m augustus (in september is de warmtestroom in de bodem hoofdzakelijk opwaartsgericht of heerst er warmte-evenwicht), dan zou dit bedrag de factor  $V$  enigermate kunnen reduceren.

## 6. RESULTATEN VAN DE TOEPASSING VAN DE METHODE GOLD IN DE WEERDIENST

De gevonden waarden voor  $L$  voor de verschillende maanden van het jaar corresponderen in energie-waarde met een bepaald oppervlak van een energetisch diagrampapier (STÜVE-diagram of Tephigram). Het in de weerdienst gebruikte diagrampapier ( $\theta_s - p$ -diagram) is niet energetisch. Strikt genomen mogen de "GOLD-schaaltjes" (getransformeerd voor dit diagrampapier) hierop dus niet worden toegepast. De fout die echter ontstaat valt binnen de tolerantiegrenzen.

Voor de berekening van de maximumtemperatuur zou men dus dagelijks moeten beschikken over een toestandskromme van de atmosfeer ten tijde van de minimumtemperatuur. Ook daaraan is niet voldaan.

Bovendien heeft het alleen zin de methode toe te passen in gevallen waar voldaan is aan de beginvoorwaarden: ongehinderde instraling, albedo 20% (dus b.v. niet: half-bewolkt, of de aarde geheel of gedeeltelijk bedekt met sneeuw) aardoppervlak niet doordrenkt van neerslag, geen advection van andersoortige lucht, geen buien gedurende de beschouwde periode (extra warmte nodig voor verdamping) e.d.

Tot 1 april 1957 werden de "GOLD-schaaltjes" in de weerdienst gebruikt, zonder correctie voor het feit, dat steeds werd uitgegaan van de toestandskromme van 's ochtends drie uur (het internationaal vastgestelde tijdstip van de sondeoplatting) en niet die ten tijde van  $T_{n n}$ . Redelijkerwijs mag men aannemen, dat in de zomermaanden nauwelijks enige afwijking zal ontstaan, daar enerzijds het oppervlak van het energie-diagram groot is en anderzijds de afkoeling tot aan het tijdstip van de minimumtemperatuur (stralingsomstandigheden) relatief slechts een klein oppervlak zal beslaan.

In de wintermaanden echter, bij heldere nachten, zonder mist (eigen straler) en weinig wind, ligt er tussen het tijdstip van de minimumtemperatuur (doorgaans één uur na zonsopkomst) en drie uur in de ochtend een tijdsspanne van circa 6 uur, waarin nog een aanmerkelijke daling van de temperatuur zal plaatsvinden. Daar bovendien in het winterjaargetijde de dikte van de luchtlaag, die door het GOLD-schaaltje bestreken wordt, maar 500 à 600 meter bedraagt, is het logisch te veronderstellen, dat de GOLD-diagrammen te hóge waarden voor  $T_x T_x$  zouden opleveren in die gevallen waarin aan de voorwaarden is voldaan.

Een systematisch onderzoek naar de resultaten van de toepassing van de GOLD-schalen werd tot 1 april 1957 niet gedaan, waarschijnlijk mede door het feit, dat de algemene indruk in de weerdienst was dat geen in het oog lopende afwijkingen voorkwamen.

Wel bestond de indruk, dat op dagen met intensieve straling in de zomer de diagrammen uitkomsten gaven, die 1 à 2 graden lager waren dan de opgetreden waarden van de maximumtemperatuur. In het licht van het reeds aangehaalde feit van de overadiabatische gradiënten in de niveaus nabij het aardoppervlak, zou deze indruk wellicht door een statistisch onderzoek bevestigd kunnen worden.

Stemden de resultaten dus tot 1 april 1957 tot tevredenheid, de vraag deed zich toen voor of dit zo zou blijven, gezien de verschuiving van het tijdstip van de sondeoplatting van 03.00 GMT naar 00.00 uur GMT met ingang van 1 april 1957! Het vermoeden rees, dat de uitkomsten nu wel eens merkbaar hoger zouden kunnen gaan uitvallen.

Ten overvloede zij vermeld dat de werkwijze in de praktijk is, dat het meestal niet-isotherme verloop van de toestandskromme theoretisch isothermisch wordt gemaakt door het schaalteje zodanig te plaatsen, dat de oppervlakjes op het diagrampapier, "links" en "rechts" van de isotherm op het schaalteje, ingesloten door de toestandskrommen van de temperatuur, de isotherm, het verlengde van de droogadiabaat door  $T_x T_x$  en de isobaar van de QFE van het waarnemingsstation, gelijk worden gemaakt. Onderzocht zou dus dienen te worden hoeveel °C in stralingsnachten, bij weinig wind (b.v. minder dan 8 kts) de "theoretische" isotherm, op bovenstaande manier geconstrueerd, van 00.00 GMT zal verschillen van die ten tijde van zonsopkomst. Het verschil in oppervlak tussen de twee isothermen, de isobaar door de QFE van het waarnemingsstation en de droogadiabaat door de maximumtemperatuur zou dan het energiebedrag opleveren, dat moet worden afgetrokken van de waarden die door GOLD voor de respectievelijke maanden is opgegeven. Aan de hand van de gecorrigeerde bedragen zouden dan nieuwe schalen kunnen worden geconstrueerd.



7. GROOTTEORDE VAN DE CORRECTIE VOOR DE NACHTELIJKE AFKOELING

Verondersteld werd, dat de grootteorde van de afkoeling tussen het tijdstip van de sondeoplatting (00.00 GMT) en dat van  $T_n$  in eerste instantie benaderd zou kunnen worden door gebruik te maken van uurlijkse metingen, verricht aan hoge masten, welke doorgaans een betrouwbaar beeld geven van de verschillende fasen in het afkoelingsproces en van de structuur van de toestandskrommen.

De afkoeling in de onderste laag van ca. 100 meter zal namelijk verreweg de grootste rol spelen daar deze afkoeling, mede ten gevolge van het extra waterdampgehalte, de afkoeling boven 100 meter zal overheersen.

aantal uren tussen 00.00 GMT en tijdstip zonsopkomst GMT (afgerond)

jan.	febr.	mrt.	apr.	mei	juni	juli	aug.	sept.	okt.	nov.	dec.
8	7	6	4½	4	3	3½	4½	5½	6	7	8

Een vrij goede schatting van de temperatuurdaling op een aantal niveaus tussen 0 en 100 meter is te maken door de grafieken te gebruiken, welke I.A. SINGER en G.S. RAYNOR geven in hun publicatie: "Analysis of meteorological tower data April 1950 - March 1952 Brookhaven National Laboratory" [18]. Weliswaar bevindt deze toren zich dicht nabij de kust en op zuidelijker breedte dan ons land ligt (positie: Long Island, 40.52N en 72.53W), maar zij hebben de afkoeling afzonderlijk bekeken voor heldere nachten, gedeeltelijk en geheel bewolkte nachten, zodat toch een vrij nauwkeurig beeld te voorschijn zal komen daar de nachtelijke uitstraling in heldere nachten van dezelfde grootteorde is op 40°NB als op 50°NB. Hier volgen de waarden, herleid uit de grafieken van hun publicatie:

Temperatuurdaling, in graden C, over het aantal uren voor zonsopkomst gemeten aan een meteorologische mast te Brookhaven, op verscheidene hoogten boven het aardoppervlak.

	jan.	febr.	mrt.	apr.	mei	juni	juli	aug.	sept.	okt.	nov.	dec.
11 m	2.2	2.2	2.2	1.9	1.8	1.8	1.8	1.8	1.7	1.7	1.8	2.2
22 m	2.0	2.0	1.7	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.2	1.6	2.0
45 m	2.0	2.0	1.5	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8	0.7	0.8	1.3	2.0
100 m	2.0	2.0	1.2	0.6	0.5	0.3	0.3	0.4	0.5	0.6	1.3	2.0

Voor de temperatuurverdeling op de niveaus boven de 100 meter biedt een publicatie van R. HOLTZAPFEL [5] enige houvast, waarin tot een hoogte van 7000 meter de dagelijkse gang van de temperatuur is geschetst voor een stralingsdag, vermoedelijk in het zomerseizoen, want  $T_n$  op 100 meter heeft tussen 05.00 en 06.00 uur een waarde van ca. 12°C. Hieruit blijkt, dat tussen 00.00 MET en 04.00 MET tussen 300 en 600 meter b.v. een daling

van gemiddeld  $0.4^{\circ}\text{C}$  plaatsheeft, welke waarde goed aansluit bij de metingen op 100 meter van SINGER en RAYNOR.

De daling van de temperatuur op 2 meter hoogte, dus in de hut, ontlene we aan een publicatie van Dr. H. MOLLWO [11], die de metingen bewerkte van Frankfurt/Main over het tijdvak 1926-1950 en daarbij de wolkenloze nachten afzonderlijk beschouwde, dus de ongestoorde stralingstoestand.

Over de periode tussen 00.00 GMT en het tijdstip van het minimum is de afkoeling in de hut over de verscheidene maanden (voor Frankfurt/Main):

	jan.	febr.	mrt.	apr.	mei	juni	juli	aug.	sept.	okt.	nov.	dec.
temp.												
daling $^{\circ}\text{C}$	3	3	3	$2\frac{1}{2}$	$2\frac{1}{2}$	$2\frac{1}{2}$	3	4	4	$3\frac{1}{2}$	$3\frac{1}{2}$	3

Gezien de grote dikte van de laag waarop de grootheid L betrekking heeft in de maanden april t/m september (tabel blz. 18) - volgens GOLD 1000 tot 1200 meter - en de omstandigheid dat de nog plaatsvindende afkoeling ten gevolge van de nachtelijke uitstraling in de laag boven de eerste 100 meter hooguit van de orde van  $0.2$  tot  $0.5^{\circ}\text{C}$  is, zal het oppervlak dat het totale energieverlies geeft van 00.00 GMT tot  $T_n$  in verhouding klein zijn ten opzichte van het totaal oppervlak van de grootheid L.

In eerste instantie lijkt het aanbrengen van een correctie over genoemde periode dan ook niet wenselijk.

Anders is het gesteld in de periode oktober t/m maart, meer in het bijzonder in de maanden december, januari en februari, waarin enerzijds de hoogte van de L-laag slechts 500 tot 700 meter bedraagt en de energieoppervlakken voor L aanmerkelijk kleiner zijn dan de zomerwaarden, terwijl anderzijds het bedrag van het nachtelijk energieverlies groter is dan 's zomers en derhalve relatief t.o.v. L aanzienlijk groter. Voor een idee van de grootteorde: een kolom van slechts 200 meter dikte, bij  $1\text{ cm}^2$  grondoppervlak verliest bij een afkoeling van gemiddeld  $1\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$  ca. 6 cal., bij een afkoeling van  $2^{\circ}\text{C}$  ca. 8 cal. Ten opzichte van L, met een waarde van 30 tot 40 cal. is dit 20 à 25%.

Dit wil dus zeggen: 20 tot 25% van de gegeven L-waarde moet in de ochtenduren eerst gebruikt worden om een toestandskromme te scheppen, welke een structuur bezit, gelijkwaardig aan die van 00.00 GMT. Pas het restant zal dan in aanmerking komen om de extra verwarming te geven, die leidt tot de toestandskromme van het tijdstip der maximumtemperatuur.

Stellen we als uitgangspunt voor een kwantitatieve benadering, dat de laag boven 100 meter afkoelt met 75% van het bedrag der afkoeling op 100 meter (naar metingen te Brookhaven), dan betekent dit een energieverlies, in cal.:

	okt.	nov.	dec.	jan.	febr.	mrt.
laagdikte in m :	800	550	500	550	750	900
gem. afkoeling in °C :	0.5	1.0	1.5	1.5	1.5	0.9
energieverlies tussen 00.00 uur en $T_n T_n$ :	10	13	15	17	23	16

De bedragen, die het energieverlies geven, bevatten ieder ca. 1 cal. welke de extra afkoeling geeft over de laag 0 tot 100 meter.

De gereduceerde L-waarden,  $L_g$ , zien er nu uit als volgt:

	okt.	nov.	dec.	jan.	febr.	mrt.
$L_g$ -waarde :	70	27	15	23	47	84

Wordt de GOLD-schaal met dit bedrag gereduceerd, dan betekent dit een gemiddeld lagere maximumtemperatuur voor de resp. maanden van

	okt.	nov.	dec.	jan.	febr.	mrt.
verlaging $T_x T_x$ :	0.3	0.6	1.0	1.0	1.3	0.6 °C

Wat ons nu interesseert is, of deze, door kwantitatieve beschouwingen gevonden correcties, door de waarnemingen worden bevestigd. Daartoe dienen dan voor een geheel jaar de berekende GOLD-maxima te worden vergeleken met de gemeten maxima.

#### 8. VERGELIJKEND ONDERZOEK NAAR DE GEMETEN EN BEREKENDE MAXIMUMTEMPERATUREN

Gedurende de periode april 1957 t/m maart 1958 zijn voor dit doel van 9 stations in West-Europa in de omgeving van 50°NB dagelijks (op routine-basis) bepaald de z.g. "GOLD-temperatuur", door toepassing van de "GOLD-schaal" op de toestandskromme, verkregen uit de radiosonde-oplating van middernacht. Tevens werd van de desbetreffende stations de gemeten maximumtemperatuur genoteerd. Alleen die gevallen waaraan bij benadering voldaan was aan de voorwaarden voor de toepassing van de methode GOLD, werden in beschouwing genomen (zie inleiding).

Het resultaat is als volgt:

Verschillen tussen  $T_x T_x - T_G$ , ingedeeld in 7 categorieën;  
aantallen gevallen per maand, gespecificeerd per halve maand

$T_x T_x - T_G$ GOLD		$\leq -3^\circ\text{C}$	$-2^\circ\text{C}$	$-1^\circ\text{C}$	$0^\circ\text{C}$	$+1^\circ\text{C}$	$+2^\circ\text{C}$	$+3^\circ\text{C}$
Maand								
apr. 1957	1-15	0	3	28	21	24	7	1
	16-30	0	4	19	17	19	6	3
	totaal	0	7	47	38	43	13	4
mei 1957	1-15	0	3	19	27	19	7	3
	16-31	0	1	16	33	20	6	3
	totaal	0	4	35	60	39	13	6
juni 1957	1-15	0	1	17	29	27	7	4
	16-30	0	4	21	15	15	17	2
	totaal	0	5	38	44	42	24	6
juli 1957	1-15	1	12	23	21	7	5	1
	16-31	0	4	13	18	5	3	0
	totaal	1	16	36	39	12	8	1
aug. 1957	1-15	0	8	14	12	11	5	2
	16-31	0	3	19	29	10	5	0
	totaal	0	11	33	41	21	10	2
sept. 1957	1-15	0	0	15	26	4	4	0
	16-30	0	5	20	20	8	3	0
	totaal	0	5	35	46	12	7	0
okt. 1957	1-15	0	3	34	36	21	6	0
	16-31	0	6	18	16	9	1	0
	totaal	0	9	52	52	30	7	0
nov. 1957	1-15	0	10	22	10	3	1	0
	16-30	3	3	22	12	7	3	0
	totaal	3	13	44	22	10	4	0
dec. 1957	1-15	0	6	9	16	4	2	0
	16-31	4	5	8	9	0	1	0
	totaal	4	11	17	25	4	3	0
jan. 1958	1-15	5	8	10	8	2	0	0
	16-31	10	10	10	8	1	0	0
	totaal	15	18	20	16	3	0	0
febr. 1958	1-13	10	6	8	5	0	0	0
	14-28	3	4	11	8	2	2	0
	totaal	13	10	19	13	2	2	0
maart 1958	1-15	2	7	13	17	6	7	0
	16-31	2	11	24	25	10	8	1
	totaal	4	18	37	42	16	15	1

Uit dit onderzoek volgt in de eerste plaats de gemiddelde afwijking voor de afzonderlijke maanden:

jan.	:	72	gevallen,	som -98,	gem. afwijking:	<u>-1.4 °C</u>
febr.	:	59	"	, som -72,	" "	: <u>-1.2 °C</u>
maart	:	133	"	, som -36,	" "	: <u>-0.3 °C</u>
april	:	152	"	, som +20,	" "	: <u>+0.1 °C</u>
mei	:	157	"	, som +40,	" "	: <u>+0.2 °C</u>
juni	:	159	"	, som +60,	" "	: <u>+0.4 °C</u>
juli	:	113	"	, som -40,	" "	: <u>-0.3 °C</u>
aug.	:	118	"	, som +41,	" "	: <u>-0.0 °C</u>
sept.	:	105	"	, som -17,	" "	: <u>-0.1 °C</u>
okt.	:	150	"	, som -26,	" "	: <u>-0.2 °C</u>
nov.	:	96	"	, som -61,	" "	: <u>-0.6 °C</u>
dec.	:	64	"	, som -43,	" "	: <u>-0.7 °C</u>

Een vergelijking tussen de kwantitatief-theoretisch benaderde en de uit het vergelijkend onderzoek naar voren komende afwijkingen tussen de  $T_x T_x$  en de  $T_G$  laat het volgende zien: (waarden in °C)

		okt.	nov.	dec.	jan.	febr.	mrt.
$T_{GOLD} - T_x T_x$	theor.:	0.3	0.6	1.0	1.0	1.3	0.6
idem	exp. :	0.2	0.6	0.7	1.4	1.2	0.3

De mate waarin de waarden elkaar bevestigen is van dien aard, dat hieruit een bedrag kan worden afgeleid waarmee de GOLD-schaal zal moeten worden gereduceerd, ten einde ook in de wintermaanden weer tot bevredigende resultaten te komen. Het onderzoek laat onder meer ook zien, dat het aanbrengen van een correctie in de maanden maart t/m oktober beter achterwege kan blijven, daar de grootte van de afwijkingen vallen binnen de afrondingsfouten van de temperatuuropgaven bij de maximumtemperaturen (0.5°C) en de meetnauwkeurigheid van de schaal.

Voorgesteld wordt de schaaltes zodanig te corrigeren, dat de af te lezen  $T_{GOLD}$  op het  $\theta_s - p$ -diagram voor de maanden november, december, januari en februari een bedrag (in °C) lager uitvalt van de grootte:

0.6, 0.8, 1.2, 1.2.

## 9. ENKELE SLOTOPMERKINGEN

Behalve de voornoemde resultaten heeft het waarnemingsmateriaal nog enkele andere interessante feiten aan het licht gebracht:

### 9.1 De hogere $T_x T_x$ -waarden dan de berekende $T_G T_G$ in een hogedrukgebied

In een aantal gevallen, welke vrijwel over alle maanden van het jaar verdeeld liggen, komt het voor dat de opgetreden maximumtemperatuur 2 tot 3 gr. C hoger ligt dan berekend volgens de methode GOLD. Vrijwel zonder uitzondering komen deze gevallen voor, wanneer de stations binnen de directe invloedssfeer van een hogedrukgebied verkeren, waarbij enerzijds een sterke instraling heerst bij kleine verdamping, daar het dan al een aantal dagen droog weer is geweest, terwijl er anderzijds tussen de toestandskromme van 00.00 GMT en die van 12.00 GMT merkbare verschillen bestaan, die aan subsidentie moeten worden toegeschreven. De omstandigheden voor een extra verwarming van de onderste luchtlagen zijn dan bijzonder gunstig, daar de dikte van de laag die aan het verwarmingsproces deelneemt geringer is. De bovenzijde van de laag wordt nl. ten dele ook door subsidentie verwarmd.

### 9.2 De invloeden van een sneeuwdek

De methode van GOLD berust op een albedo-aanneming van 20%. In gevallen waarin het aardoppervlak geheel of gedeeltelijk met sneeuw bedekt is, is dit albedo aanmerkelijk hoger. De maximumtemperaturen zullen dan ook belangrijk beneden de  $T_G$  moeten blijven daar de waarde van L kleiner wordt. Zo had bijvoorbeeld op 16 december 1958 een drietal Duitse stations bij aanwezigheid van een sneeuwdek een  $T_x T_x$ , welke 6 tot 8 graden lager was dan de berekende  $T_{GOLD}$ !

### 9.3 Grondinversies

In de wintermaanden komen juist bij stralingsomstandigheden in de nacht en ochtend vaak dunne grondinversies tot ontwikkeling. Het uitzetten van de toestandskromme geeft dan enige moeilijkheden, daar het werkelijke verloop op het diagram niet is weer te geven. Van de temperatuur op 2 meter hoogte wordt de toestandskromme getrokken naar het eerste markante punt of de temperatuur op 1000 mb. Hierdoor wordt vaak het onderste deel van de atmosfeer kouder weergegeven dan het is. Toepassing van de GOLD-schaal zal dan leiden tot een lagere  $T_G$  dan wanneer van de werkelijke toestandskromme kon worden uitgegaan. De energie, die nodig is om de dunne grondinversie op te ruimen, bedraagt hooguit 2 à 3 calorieën terwijl bij de gevolgde methode van uitzetten door tekenfouten een structuur kan ontstaan, welke een "te koud gebied" geeft waarvoor ca. 10 cal. nodig is om dit op te ruimen, in extreme gevallen bij slordig uitzetten tot 15 cal.

Als we bedenken, dat in december de gereduceerde L-waarde 15 cal. en in januari 23 cal. bedraagt, laat zich gemakkelijk inzien dat dit tot onbevredigende resultaten zal leiden, waarbij het verschil 1 tot 2 gr. C bedraagt. In enkele gevallen (bij toepassing van de ongecorrigeerde GOLD-schaal) bleek ook dat de op routinebasis bepaalde  $T_G$  1 à 2 gr. C lager was dan wanneer de toestandskromme meer aan de werkelijkheid werd aangepast. Verwacht mocht worden dat de  $T_{x x}$  lager dan de  $T_{GOLD}$  zou uitvallen. Hij bleek er dan echter mee samen te vallen of er zelfs 1 gr. C boven te liggen. Werd de gecorrigeerde  $T_G$  echter bepaald, dan bleek de  $T_{x x}$  er niet meer mee samen te vallen, maar eronder te liggen. Het  $\theta_s$ -diagram leent zich echter niet om de verlangde details tot uitdrukking te kunnen brengen, zodat in de wintermaanden de waarde van de  $T_{GOLD}$  als leidraad voor de verwachting geringere betekenis moet worden toegekend dan in de overige maanden.

-o-o-o-

## LITERATUUR

- [1] F. BERNHARDT en H. PHILIPPS: Die räumliche und zeitliche Verteilung der Einstrahlung, der Ausstrahlung und der Strahlungsbilanz im Meeresniveau. Teil I: Die Einstrahlung.  
Abh. d. Met. und Hydr. Dienstes der DDR. Nr. 45  
Berlin, 1958.
- [2] K. BROCKS : Die Höhenabhängigkeit der Lufttemperatur in der nächtlichen Inversion.  
Meteor. Rundschau, Jrg 2 Hft 5/6, pp. 159 t/m 167.  
Bad Kissingen, 1949.
- [3] K. BROCKS : Über den täglichen und jährlichen Gang der Höhenabhängigkeit der Temperatur in den unteren 300 M der Atmosphäre und ihre Zusammenhang mit der Konvektion.  
Berichte des Deutschen Wetterdienstes i.d. US-zone. Nr. 5 (30 blz). Bad Kissingen, 1948.
- [4] E. GOLD : Maximum day temperatures and the tephigram.  
Prof. Notes No. 63. Met. Off. 336 c. London, 1933.
- [5] R. HOLZAPFEL : Zum Mechanismus des täglichen Temperaturganges in den Stockwerken in der Troposphäre.  
Ann. der Met. Jrg 4, 1951, pp. 45-48.
- [6] N.K. JOHNSON en G.S.P. HEYWOOD: An investigation of the lapse rate of temperature in the lowest hundreds meters of the atmosphere.  
Geoph. Memoirs No. 77. M.O. 419 e. Vol. IX, No. 5.  
London, 1938 (50 blz).
- [7] TH.W. KLEINSASSER en R.J. YOUNKIN: Application of the heat balance approach to maximum temperature forecasting.  
Monthly Weather Review. Vol. 86, No. 5. May 1958, pp. 165-170.
- [8] F. KNIZEK en H. REUTER: Über den Wärmehaushalt der unteren Luftschichten an heiteren Tagen und die Prognose des Maximums der Lufttemperatur.  
Arch. für Met., Geoph. und Bioklim. Serie A, Bd 9 Hft 3, pp. 324-338. Wien, 1956.
- [9] H. KRAUS : Untersuchungen über den nächtlichen Energietransport und Energiehaushalt in der bodennahen Luftschicht bei der Bildung von Strahlungsebeln.  
Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 48, Bd 7. Offenbach/M, 1958.
- [10] F. LINKE : (Enkele gegevens uit het Taschenbuch) 5e dr. Linkes Taschenbuch. blz. 306. Akad. Verlagsgesellschaft. Leipzig, 1939.



- [11] H. MOLLWO : Temperaturminimum und Taupunkt.  
Met. Rundschau Jrg 4 Hft 9/10, pp. 175. Frankfurt/M,  
1951.
- [12] V.A. MYERS : Application of radiation data to maximum temperature  
forecasting.  
Monthly Weather Review. Vol. 86, No. 5. May 1958,  
pp. 149-164.
- [13] M. NEIBURGER : Insolation and the prediction of maximum temperatures.  
Bull. Am. Met. Soc. Vol. 22. No. 3, pp. 95-102. 1941.
- [14] H. REUTER : Forecasting minimum temperatures.  
TELLUS. Vol. III No. 3, pp. 141-147. Stockholm, 1951.
- [15] J. RINK : Über das Verhalten des mittleren vertikalen Tempera-  
turgradienten der bodennahen Luftschicht (1-76 M)  
und seine Abhängigkeit von speziellen Witterungs-  
faktoren und Wetterlagen.  
Abh. des Met. und Hydr. Dienstes der DDR. Nr. 18,  
Bd III. Berlin, 1953 (Diss.).
- [16] M. SCHARRINGA : Nachtvorst, bodem en begroeiing.  
Med. Dir. v.d. Tuinbouw 21. 1958, pp. 344-349.
- [17] N. SHAW en E. AUSTIN: Enkele tabellen.  
Manual of Met. Vol. II, 1928 en Vol. III 1930,  
pp. 445.
- [18] I.A. SINGER en G.S. RAYNOR: Analysis of meteorological tower data.  
(April 1950-March 1952).  
Rapport van Brookhaven, Nat. Lab. BNL 461 (T-102),  
1957.
- [19] O.G. SUTTON : Atmospheric turbulence, 2nd ed.  
London, 1955, pp. 46. (Methuen en Co, London)
- [20] T.L. WILLIAMS : The use of insolation in forecasting temperatures.  
Bull. Am. Met. Soc. Vol. 34, No. 6, June 1953,  
pp. 245-249.