

# MITTLERE TAGES- UND JAHRESGÄNGE DER STRAHLUNGSBILANZ UND IHRER KOMPONENTEN ÜBER EINEM SÜDWESTDEUTSCHEN KIEFERNWALD

Eine klimatologische Interpretation

Mit 14 Abbildungen, 6 Tabellen und 1 Beilage (I)

ALBRECHT KESSLER und LUTZ JAEGER

*Summary:* Mean diurnal and annual regimes of the radiation balance and its components above a pine forest in south-west Germany: a climatological interpretation

In this paper a period of fifteen years of radiation measurements is analyzed. These measurements have been carried out above a pine forest canopy in the southern part of the upper Rhine valley from 1974 to 1988. Special emphasis is given to the mean daily patterns of the months and the annual pattern of the net radiation and its components, i. e. global radiation, short-wave reflected radiation, long-wave downward radiation and long-wave emission of the forest canopy. The radiation values are related to its controlling factors namely solar radiation, air temperature, water vapour and CO<sub>2</sub> content of the air and the cloudiness. Explaining these relationships, we use long standing records of the heat balance components: net radiation, turbulent fluxes of sensible and latent heat as well as the heat storage in stand and soil. The results are compared to a grass surface at Hamburg. The data of comparison had been recorded during the same period. As a result of this comparison we found that the annual mean of the net radiation of the grass surface is nearly half that of the forest canopy surface.

## 1 Einleitung

Im folgenden werden die Ergebnisse 15jähriger Messungen (1974–1988) der Strahlungsbilanz und ihrer Komponenten vorgestellt. Damit soll ein Beitrag zur empirischen Strahlungsklimatologie Mitteleuropas geleistet werden. Der Standort bei Hartheim (47°56'N, 7°37'E, 201 m NN) in der zentralen südlichen Oberrheinebene kann als typisch für eine niedrig gelegene süddeutsche Tallandschaft angesehen werden (HENDL 1966). Die Horizonteinengung des Meßplatzes ist minimal, so daß das Material auch für den ebenen mesoskaligen Bereich der Umgebung repräsentativ ist.

Besonders sei hervorgehoben, daß – zum ersten Male wohl auch im internationalen Rahmen (vgl. KESSLER 1985 a) – routinemäßig betriebene langjährige Messungen über einer *Wald*oberfläche präsentiert werden. Es handelt sich um einen Kiefernwald (*Pinus sylvestris*). Wie der Strahlungshaushalt einer Kiefernwaldoberfläche klimatologisch im Vergleich

zu anderen natürlichen Oberflächen einzuschätzen ist, wurde für mitteleuropäische Verhältnisse trotz spärlicher Datenlage in mehreren Beiträgen behandelt (KESSLER 1983 und 1985 a).

Diese Daten können mit den gleichzeitig vorgenommenen Strahlungsmessungen über einer *Rasen*oberfläche des Observatoriums Hamburg des Deutschen Wetterdienstes verglichen werden. Die Koordinaten der Hamburger Station waren bis Ende Dezember 1978: 53°38'N, 10°00'E, 14 m und von Januar 1979 an: 53°39'N, 10°07'E, 49 m. Die nach oben gerichteten Strahlungsströme waren am ersten Meßplatz typisch für einen Rasen in flachem Gelände der Norddeutschen Tiefebene. Am zweiten Meßplatz werden die Strahlungsströme auf einem ebenen, mit Gras bestandenen Dach registriert. Wasser- und Wärmehaushalt der Bodenunterlage einschließlich Grasbewuchs der beiden Meßplätze, die wiederum Einfluß auf das Reflexionsvermögen für solare Einstrahlung und die langwellige Emission haben, sind daher verschieden.

In einer früheren Abhandlung in dieser Zeitschrift (KESSLER 1973) wurden Tages- und Jahresgänge der Strahlungsbilanz in weltweiter Betrachtung analysiert, ohne daß aus Datenmangel auf die diese Größe zusammensetzenden Einzelströme näher eingegangen werden konnte. Das soll nun am Beispiel der Hartheimer Daten für eine mitteleuropäische Station nachgeholt werden; für die Hamburger Daten liegen bereits ähnliche Bearbeitungen eines älteren Meßabschnitts vor (KASTEN 1977). Dabei werden mehr allgemeine klimatologische Gesichtspunkte im Vordergrund der Betrachtung stehen. Wegen der großen Nachfrage nach derartigen Meßdaten wird auf entsprechende Dokumentation besonderer Wert gelegt. Über Spezialstudien an den Hartheimer Daten zur kurzwelligen Albedo und zur atmosphärischen Gegenstrahlung wurde bereits an anderer Stelle berichtet (KESSLER 1985 b, LEHN 1991, KEDING 1989). Weitere Auswertungen u. a. über den Zusammenhang zwischen Bewölkung und den einzelnen Strahlungsströmen sind geplant.

Die hier publizierten Daten von Hartheim und Hamburg wurden für den Gesamtzeitraum 1974–1988 einheitlich auf die Weltstrahlungsreferenzskala

(WRR 81) bezogen. Zur Umrechnung von der bis 1980 geltenden Internationalen Pyrheliometrischen Skala (IPS 1956) auf die WRR 81 wurde der Multiplikator 1.022 verwendet.

In Ergänzung zu den speziellen Messungen im Boden, im Bestand und an Türmen über dem Kiefernwald in Hartheim zur Erarbeitung des Energie-, Strahlungs- und Wasserhaushalts eines Wald-Ökosystems (SCHÄFER 1977; JAEGER 1978, 1984 a, b; HÄDRICH 1979; KÜNSTLE et al. 1979; SCHOTT 1980; GARTHE 1985; MERKEL 1987; KESSLER et al. 1988; VOGT und JAEGER 1990) wurden konventionelle Temperatur- und Feuchtemessungen mit einem Thermohygrographen in einer Wetterhütte durchgeführt, die in einer etwa NW-SE verlaufenden, langsam zuwachsenden Schneise des Kiefernwaldes aufgestellt wurde. Damit wurde beabsichtigt, die Sondermessungen mit Meßdaten vergleichen zu können, wie sie bei normalen Klimabeobachtungen der amtlichen Wetterdienste erhoben werden. Leider hat sich bei der ausgedehnten Diskussion über mögliche Veränderungen der Umwelt durch Klimaänderungen infolge des gestörten Treibhauseffektes, die fast ausschließlich am Beispiel der konventionell erhobenen Temperaturmeßreihen geführt wird, bisher noch nicht überzeugend die Erkenntnis durchgesetzt, daß auch langfristige Parallelmessungen der ursächlichen physikalischen Vorgänge im Zusammenhang mit den verschiedenen Ökosystemen notwendig sind zur angemessenen Interpretation der traditionellen Langzeitbeobachtungen. Auch in diesem Sinne wollen die Autoren die Messungen im Hartheimer Kiefernwald verstanden wissen und zu ähnlichen Untersuchungen an anderen Oberflächentypen anregen.

## 2 Der Hartheimer Kiefernwald

Die Bestandsbegründung des Hartheimer Kiefernwaldes erfolgte 1961 mit zweijährigen Kiefern. Der Boden besteht aus einer feinkörnigen Hochflutdeckschicht über sandigem Kies. Weitere Einzelheiten über den Standort sind bei KESSLER et al. (1988) zu finden. Der Reihenabstand der Bäume betrug 1,2 m und der Pflanzabstand 0,3 m. Die Reihen verlaufen ungefähr NNE-SSW. Bei einer ersten Pflegemaßnahme 1971 wurde jede dritte Reihe entfernt. Eine ertragskundliche Aufnahme im Jahre 1976 ergab eine Stammzahl von 8730 pro Hektar, nach einer Auslesedurchforstung im April 1982 war der Wert auf 6400 gesunken. Der Baumbestand besaß 1974 eine mittlere Höhe von 4,5 m, 1980 von 7,7 m und 1988 von 10,1 m.

Die Strahlungsmessgeräte waren ca. 2 m über der mittleren Gipfelhöhe auf Auslegern eines Meßturmes installiert. Die Meßhöhe wurde jeweils dem wachsenden Wald angepaßt.

## 3 Die Strahlungsbilanz und ihre Komponenten

Die Gleichung für die Strahlungsbilanz  $Q$  einer horizontalen Fläche ohne wesentliche Horizonteinengung kann in folgender Form geschrieben werden, wenn die Strahlungsströme aus dem oberen Halbraum positiv und die von unten nach oben gerichteten Ströme negativ gezählt werden:

$$Q = Q_K + Q_L = (G - R) + (A - E) \quad [1]$$

mit  $Q_K = G - R$  kurzwellige Strahlungsbilanz der solaren Strahlungsströme

$Q_L = A - E$  langwellige Strahlungsbilanz der terrestrischen Strahlungsströme

Dabei unterscheiden wir folgende Strahlungsflußdichten, die hier in  $J/(cm^2 \cdot Stunde)$  oder in entsprechenden Tages- und Monatssummen angegeben werden:

- G Globalstrahlung, zusammengesetzt aus der direkten Sonnenstrahlung  $S$  und der diffusen Himmelsstrahlung  $H$ .
- R Reflektierte Globalstrahlung oder Reflexstrahlung, mit  $R/G = \alpha$  kurzwellige Albedo.
- A Wärmestrahlung der Atmosphäre oder Gegenstrahlung. Es ist die nach unten gerichtete Temperaturstrahlung einiger atmosphärischer Gase und der Wolken.
- E Summe aus der nach oben gerichteten Wärmestrahlung der Erdoberfläche und der reflektierten Gegenstrahlung, wobei letztere nur sehr kleine Werte annimmt. E wird auch langwellige Ausstrahlung oder langwellige Emission der Erdoberfläche genannt.

Um die Interpretation der wechselseitigen Abhängigkeit von Strahlungsflüssen und „primitiven“ Klimaelementen zu erleichtern, werden im folgenden einige Strahlungsparametrisierungen genannt, die vor allem auf letztere zurückgreifen.

Zur Erklärung der Tages- und Jahresgänge der Globalstrahlung  $G$  und der Strahlungsbilanz  $Q$  kann man folgende Gleichungen hinzuziehen (KASTEN 1989):

Tabelle 1: Durchschnittliche Monatsmittel der Tagessummen der Himmelsstrahlung  $H$  in Freiburg, Mittelwerte der Jahre 1978–1988 (Joule/cm<sup>2</sup>Tag)

Average monthly mean values of daily sums of the sky radiation  $H$  in Freiburg; mean values 1978–1988 (Joule/cm<sup>2</sup>day)

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
218	323	542	705	862	981	904	776	575	384	240	175

$$G = S + H \quad [2]$$

$$S = I \cdot \sin \beta \quad [3]$$

mit  $\beta$  = Höhenwinkel der Sonne;  $I$  ist der Teil der extraterrestrischen Sonnenstrahlung  $I_0$ , der die Erdoberfläche nach Streuung und Absorption an und durch Luftmoleküle und Aerosolpartikeln der Atmosphäre erreicht.

Die Himmelsstrahlung  $H$  hängt ebenfalls direkt von der Sonnenhöhe, von der Trübung der Atmosphäre und von Menge und Mächtigkeit der Wolken ab. Da die Himmelsstrahlung in Hartheim nicht gemessen wurde, sind in den Tabellen 1 und 2 der mittlere Jahresgang und die Tagesgänge der Himmelsstrahlung der Monate Dezember und Juni für Freiburg (48°00'N, 7°51'E, 308 m) mitgeteilt worden. Freiburg liegt 20 km Luftlinie in ostnordöstlicher Richtung von Hartheim entfernt.

Von den atmosphärischen Einflußgrößen hat die permanent wechselnde Bewölkung den stärksten Einfluß auf die Globalstrahlung. Den Zusammenhang zwischen Globalstrahlung, Linke-Trübungsfaktor und Bewölkung kann man durch folgende Gleichung angeben:

$$G(N) = G(O) (1 - a[N/8]^b) \quad [4]$$

mit

$$G(O) = I_0 \sin \beta \cdot k \exp(-n \cdot L_0/\sin \beta) \quad [5]$$

mit  $G(N)$  Globalstrahlung bei  $N$  Achtel Gesamtbedeckungsgrad,  $G(O)$  Globalstrahlung bei wolkenlosem Himmel; für die Bundesrepublik kann man nach KASTEN für  $a = 0.72$  und  $b = 3.2$ , und für  $k = 0.84$  und  $n = 0.027$  annehmen.

Der Linke-Trübungsfaktor  $L_0$  ist abhängig von der Luftmasse. In sehr reiner frischer Kaltluft nimmt er den Wert 2 an. In feuchtwarmer Luft mit Werten von 4–6 liegt er um mehr als das Doppelte höher.

Tab. 3 gibt den Jahresgang des Linke-Trübungsfaktors an. Die erste Jahreshälfte zeigt deutlich niedrigere Werte als die zweite. Daß dies auch für die Hartheimer Verhältnisse gilt, belegt der ähnlich asymmetrische Jahresgang der Dampfdruckkurve (vgl. Abb. 7).

Mit  $R = \alpha G$  hängt der Betrag der Reflexstrahlung von der Albedo und der Globalstrahlung ab, wobei die Albedo wiederum eine Funktion von  $G$  ist. KESSLER (1985 b) hat die Albedo des Hartheimer Kiefernwaldes untersucht und ihre Abhängigkeit von der Sonnenhöhe, der Bewölkung, der Bodenfeuchte und dem Azimut der Sonne behandelt. Die Jahresschwankung der Werte zwischen 9.5 und 12.5 Prozent ist sehr gering. In bezug auf gleiche Sonnenhöhe fallen die Werte in der zweiten Jahreshälfte im allgemeinen etwas höher aus, bedingt durch die geringeren Bodenwassergehalte und entsprechenden Wasserverlust der Kiefernkrone. Eine Vergrößerung der Albedo durch Schnee spielt in der warmen südlichen Oberrheinebene nur eine unwesentliche Rolle. Die mittleren Jahres- und Tagesgänge der Albedo werden von der Sonnenhöhe dominiert.

Die Gegenstrahlung  $A$  in Hartheim hat bereits eine ausführliche Behandlung erfahren (KEDING 1989).  $A$  hängt bei wolkenlosem Himmel im wesentlichen von den Temperaturverhältnissen, ferner von der Verteilung des Wasserdampfes und in geringerem Maß des Kohlendioxids in der planetarischen Grenzschicht ab. Bei Wolkenaufzug vergrößert sich die Strahlungsflußdichte, da zu der Bandenstrahlung der

Tabelle 2: Durchschnittliche Monatsmittel der Stundensummen der Himmelsstrahlung  $H$  in Freiburg, Mittelwerte der Jahre 1978–1988, in wahrer Ortszeit WOZ (Joule/cm<sup>2</sup>Stunde)

Average monthly mean values of hourly sums of the sky radiation  $H$  in Freiburg; mean values 1978–1988, true solar time TST (Joule/cm<sup>2</sup>hour)

WOZ	4–5	5–6	6–7	7–8	8–9	9–10	10–11	11–12	12–13	13–14	14–15	15–16	16–17	17–18	18–19	19–20
Juni	6	21	40	59	75	90	101	107	104	97	89	73	56	39	21	6
Dezember	0	0	0	0	7	19	28	33	33	29	19	8	0	0	0	0

Tabelle 3: Monatsmittel des Linke-Trübungsfaktors  $L_0$  für die Bundesrepublik nach KASTEN (1989)Monthly mean values of the Linke-turbidity factor  $L_0$  for Germany from KASTEN (1989)

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
3.8	4.2	4.8	5.2	5.4	6.4	6.3	6.1	5.5	4.3	3.7	3.6

dreiatomigen Gase die Strahlung von den Wolkenuntergrenzen hinzutritt, wobei die Wolken als graue Strahler fungieren.

Da die Wolkenuntergrenzen im allgemeinen in verschiedenen Höhen liegen und daher unterschiedliche Temperaturen aufweisen, variiert der von diesen ausgehende Anteil an der thermischen Gesamtstrahlung aus dem oberen Halbraum entsprechend, auch in Abhängigkeit vom jeweiligen Bedeckungsgrad. Für unsere Studie steht nur der Gesamtbedeckungsgrad mit Wolken in Achteln (N) zur Verfügung, so daß zur Orientierung nur die Formel von Bolz aufgeführt werden soll. Ähnlich wie bei der Formel für die Globalstrahlung [4] kann man die Gegenstrahlung bei Bewölkung  $A(N)$  als Funktion des wolkenlosen Falles  $A(O)$  darstellen:

$$A(N) = A(O) (1 + c [N/8]^d) \quad [6]$$

Die Koeffizienten  $c$  und  $d$  sind nach BOLZ (1949) abhängig von der Bewölkungsart. Für die Gegenstrahlung ohne Bewölkung  $A(O)$  geben wir die Formel von Ångström an, die als Einflußfaktoren nur die Temperatur und den Dampfdruck berücksichtigt:

$$A(O) = \sigma T^4 (p - q \cdot 10^{-r \cdot e}) \quad [7]$$

mit  $\sigma = 5.6696 \cdot 10^{-8}$  ( $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ ) Stefan-Boltzmann-Konstante,  $T$  Hüttentemperatur (K) und  $e$  Dampfdruck (hPa). KEDING (1989) hat für die Gegenstrahlung in Hartheim folgende Werte für die Konstanten gefunden und dabei Tages- und Nachtstunden unterschieden:

$$p = 0.98/0.85 \quad q = 0.41/0.99 \quad r = 0.04/0.19$$

Die langwellige Ausstrahlung  $E$  ist im Falle des Hartheimer Kiefernwaldes insofern eine nicht einfach zu beschreibende Größe, weil die den Wald verlassende langwellige Strahlung teils von der komplexen Bestandsoberfläche, teils vom Stammraum und teils – jedenfalls in den Anfangsjahren – von der Waldbodenoberfläche ausgeht. Da die an der Emission beteiligten natürlichen Oberflächen keine Schwarzstrahler sind, ist ein allerdings geringer Anteil von  $E$  auf reflektierte Gegenstrahlung zurückzuführen.

Die langwellige Emission  $E_0$  (ohne den Betrag der reflektierten Gegenstrahlung) läßt sich einfach durch folgende Formel angeben:

$$E_0 = \epsilon \sigma T_0^4 \quad [8]$$

mit  $\epsilon$  Emissionsvermögen der emittierenden Flächen und  $T_0$  deren Temperaturen in K.

Trotz der komplexen Verhältnisse im einzelnen ist zu erwarten, daß zwischen der Hüttentemperatur und der äquivalenten Schwarzkörpertemperatur der Bestandsoberfläche  $T_a$  ein klimatologisch einfacher Zusammenhang besteht.  $T_a$  ist durch folgende Gleichung gegeben:

$$T_a = (E/\sigma)^{0.25} \quad [9]$$

Die Strahlungstemperatur der Waldoberfläche und die Lufttemperatur der bestandsnahen Luft hängen wiederum entscheidend unter anderem davon ab, wie die in der Wärmehaushaltgleichung der Erdoberfläche [10] zusammengefaßten Energieströme durch den Wasserhaushalt gesteuert werden.

$$Q + B + L + V = O \quad [10]$$

Neben der Strahlungsbilanz  $Q$  sind zu nennen: der Boden-Bestandswärmestrom  $B$ , der die Temperaturveränderungen von Bestandsmasse, Bestandsluft und Boden bewirkt; der Strom fühlbarer Wärme  $L$ , der zusammen mit den Strahlungsumsätzen des Luftvolumens und mit der Wärmeadvektion die Lufttemperatur über dem Bestand bestimmt; und der Strom latenter Wärme  $V$ , der für die Verdunstung aufgewendet wird.

Abb. 1 zeigt den mittleren Jahresgang der Wärmehaushaltglieder für den Hartheimer Kiefernwald nach KESSLER et al. (1988). Bemerkenswert ist der vergleichsweise hohe Energieaufwand für die Verdunstung  $V$  in der ersten Jahreshälfte und deren Rückgang vom Juni an infolge des Wassermangels im Boden trotz hoher Werte von  $Q$ . Nach Abschwächung von  $V$  kann viel Energie in  $B$  und vor allem in  $L$  im weiteren Verlaufe des Sommers investiert werden, trotz rückläufiger Strahlungsbilanzwerte bei sinkendem Sonnenstand.

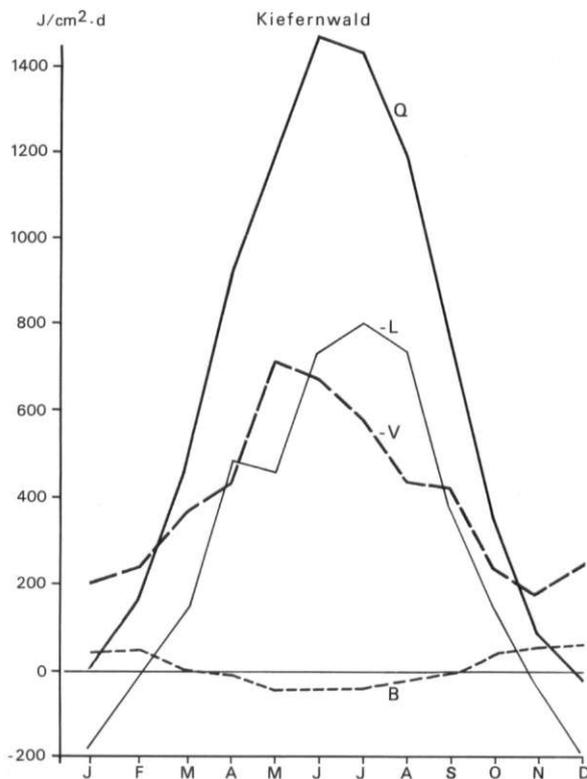


Abb. 1: Mittlerer Jahresgang der Wärmehaushaltkomponenten an der Bestandsoberfläche des Kiefernwaldes in Hartheim der Jahre 1974–1985 nach KESSLER et al. (1988); Q Strahlungsbilanz, V und L Ströme latenter und fühlbarer Wärme, B Boden-Bestandswärmestrom (Joule/cm²Tag)

Mean yearly pattern of the heat balance components of the Hartheim pine stand from 1974 to 1985; Q represents net radiation, V and L are the fluxes of latent and sensible heat respectively, and B represents the heat storage in stand and soil (Joule/cm²day)

#### 4 Die Bestimmung der Strahlungsbilanz und ihrer Komponenten in Hartheim

Globalstrahlung G und Reflexstrahlung R wurden im Spektralbereich 300–3000 nm mit Solarimetern des Typs Moll-Gorczyński (Firma Kipp und Zonen in Delft) gemessen. Die Geräte wurden in regelmäßigen Abständen von der Herstellerfirma neu kalibriert. In den Wintermonaten wurden die Hauben mit Warmluft angeblasen, um Reifbildung möglichst zu verhindern. Die Gesamtstrahlung aus dem oberen sowie aus dem unteren Halbraum im Spektralbereich zwischen 3000 und 60 000 nm wurde getrennt mit dem von Schulze entwickelten und von DÄKE (1972) verbesserten Strahlungsbilanzmesser registriert. Über die Vor-

züge dieses Gerätes gegenüber anderen Gerätetypen haben kürzlich HALLDIN und LINDROTH (1992) berichtet. Nachkalibrierungen wurden in angemessenen Abständen von der Herstellerfirma (Lange in Berlin) und dankenswerterweise vom Observatorium Hamburg des Deutschen Wetterdienstes (Leiter Dr. Kasten) durchgeführt. Die langwellige Eigenstrahlung des Gerätes wurde mit einem Widerstandsthermometer ermittelt. Aus der Innentemperatur des Gerätes und den beiden mit Pyranometern gemessenen kurzwelligen Strahlungsströmen lassen sich mit den beiden Pyrradiometermeßwerten die Gegenstrahlung A und die langwellige Strahlung des Bestandes E bestimmen.

Der Strahlungsbilanzmesser wurde durch ein Gebläse belüftet. Dadurch wird Tau, Reif, Regen und Schnee an den Lupolenhauben beseitigt. Im Winter wurde die Gebläseluft wie bei den Pyranometern zusätzlich beheizt.

Die Messungen wurden in mitteleuropäischer Zeit (MEZ) durchgeführt und nicht – wie bei reinen Strahlungsmessungen allgemein üblich – in wahrer Ortszeit (WOZ) unter Berücksichtigung der Zeitgleichungskorrektur. Der Vorteil dieser Vorgehensweise liegt darin, daß bei tagesperiodischen Betrachtungen die auf MEZ bezogenen Temperatur-, Feuchte- und Bewölkungsdaten direkt mit den Strahlungsdaten verglichen werden können. Die geographische Länge des Meßplatzes beträgt 7°37'E. Somit entsprechen den Stundenintervallen 11–12 Uhr und 13–14 Uhr, 10–11 Uhr und 14–15 Uhr etc. annähernd gleiche mittlere Sonnenhöhen. Um Vormittags- und Nachmittagsstunden besser vergleichen zu können, sind in Tab. 4 die Differenzen der Sonnenhöhen jeweils für die Mitte des Stundenintervalls zwischen äquivalenten Vormittags- und Nachmittagsstunden ( $\beta_v - \beta_n$ ) aufgeführt. Aus dem Vorzeichenwechsel erkennt man den Jahresgang der Zeitgleichung (vergleiche hierzu auch das Sonnenbahndiagramm für Karlsruhe bei HÖSCHELE und KALB 1988, S. 36).

#### 5 Die Klimaelemente Lufttemperatur, Dampfdruck, Kohlendioxidgehalt und Bewölkung

Gleichzeitig mit den Strahlungskomponenten wurden in einer Wetterhütte mit einem konventionellen Thermohygrographen Lufttemperatur und relative Feuchte gemessen und daraus mit der Magnusformel der Wasserdampfdruck bestimmt. Die Meßwerte wurden jeweils zur vollen Stunde (MEZ) aus den Registrierstreifen entnommen. Beim genauen Vergleich der Abbildungen für die Klimaelemente Tem-

Tabelle 4: Differenzen der mittleren Sonnenhöhen ( $\beta_v - \beta_n$ ) in Grad zwischen gleichartigen Vormittags- und Nachmittagsterminen in Mitteleuropäischer Zeit (MEZ) für Hartheim (7°N, 37°E)

Differences of mean solar altitudes ( $\beta_v - \beta_n$ ) between equivalent hours in the morning and afternoon in Central European Time CET at Hartheim

MEZ	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
11.30-13.30	-0.8	-1.4	-1.0	0.1	0.6	0.0	-0.9	-0.5	0.6	1.5	1.4	0.4
10.30-14.30	-1.5	-2.5	-1.7	0.0	1.0	0.0	-1.5	-0.9	1.1	2.8	2.7	0.9
9.30-15.30	-2.1	-3.4	-2.4	0.0	1.2	0.0	-1.7	-1.1	1.5	3.8	3.6	1.1
8.30-16.30	-2.4	-4.1	-2.7	0.1	1.3	0.0	-1.8	-1.2	1.8	4.4	4.4	1.4
7.30-17.30	-2.7	-4.4	-2.9	0.0	1.3	-0.1	-1.8	-1.2	1.9	4.8	4.9	
6.30-18.30			-3.0	-0.1	1.3	0.0	-1.7	-1.2	2.0	5.1		
5.30-19.30				0.0	1.1	-0.1	-1.6	-1.1				
4.30-20.30				0.0	1.0	0.0	-1.4					

peratur und Dampfdruck (Abb. 2 und 3) mit denjenigen der Strahlungskomponenten (Abb. 9, 10, Beilage I) muß beachtet werden, daß bei den Klimaelementen die langjährigen Mittelwerte über den jeweiligen Stundenterminen der Abszisse aufgetragen worden sind, während bei den Strahlungsdaten die mittleren Stundensummen jeweils am Ende der Stunde auf der Abszisse markiert sind, d. h. die Stundensumme der Stunde 12-13 Uhr ist an der Abszisse 13 Uhr aufgetragen. Tagesmittel etc. wurden jeweils aus den 24 Stundenwerten berechnet.

Für den gesamten Zeitraum waren Schätzungen des Gesamtbedeckungsgrades mit Wolken in Achtern in Stundenabständen von dem 3,2 km im Südosten entfernt gelegenen Fliegerhorst Bremgarten vorhanden, die uns freundlicherweise von den Herren Prof. Dr. von Rudloff und Dipl. Met. Wötzel zur Verfügung gestellt wurden. Die Bestimmung des Bedeckungsgrades erfolgte jeweils 10 Minuten vor der vollen Stunde. Der Wert von 12.50 Uhr MEZ wurde dem Stundenintervall von 12-13 Uhr zugeordnet usw.

### 5.1 Tagesgänge

Die Abb. 2 zeigt die mittleren Tagesgänge der Lufttemperatur. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß das Maximum des mittleren periodischen Tagesganges durch das ganze Jahr hindurch um 15 Uhr MEZ, also ca. 2.5 Stunden nach Sonnenhöchststand auftritt. Offenbar ist die Änderung des zeitlichen Abstandes zwischen diesen beiden Maxima im Laufe des Jahres, die man aufgrund der jahreszeitlichen Änderungen

des Tagesganges der Energieströme an der Bestands-oberfläche erwarten müßte, durch Auswerten der Temperaturdaten in vollem Stundenabstand nicht zu erfassen. Der Zeitpunkt der Minima folgt dem Sonnenaufgang, so daß die Asymmetrie der periodischen Tageskurve der Lufttemperatur zum Winter größer wird. Die Amplitude des Tagesganges im April weicht etwas ab. Dies hängt mit einer Bewölkungsanomalie (vgl. Abb. 12) zusammen, die sich z. B. auch in der Tageskurve der Strahlungsbilanz (vgl. Beilage I, rechte Seite) niederschlägt.

Die mittleren Tagesgänge des Dampfdrucks (Abb. 3) verwandeln sich vom Winter zum Sommer von eingipfligen in zweigipflige Kurven. Das Hauptminimum liegt am Morgen in zeitlicher Nähe zum Temperatur-Minimum. Dies hat eine geringe Wasserdampfaufnahmefähigkeit der Luft zur Folge. Außerdem wird am Morgen Taubildung und damit Entzug von Wasserdampf aus der bodennahen Atmosphäre begünstigt. Der steile Anstieg des Wasserdampfgehaltes am Vormittag hängt mit der verstärkten, durch den Strahlungsgenuß ermöglichten Wasserdampfproduktion durch die Evapotranspiration zusammen. Dieser Vorgang führt zu einem je nach Jahreszeit unterschiedlich stark ausgeprägten Vormittagsmaximum des Dampfdrucks. Ein weiterer Anstieg wird dann zunächst verhindert oder abgeschwächt durch die Labilisierung der bodennahen Atmosphäre infolge erhöhter Strahlungserwärmung der Erdoberfläche. Durch den ansteigenden vertikalen Massenaustausch wird der Abtransport des Wasserdampfes von der Erdoberfläche als Quelle nach oben forciert bzw. von oben trockenere Luft in die

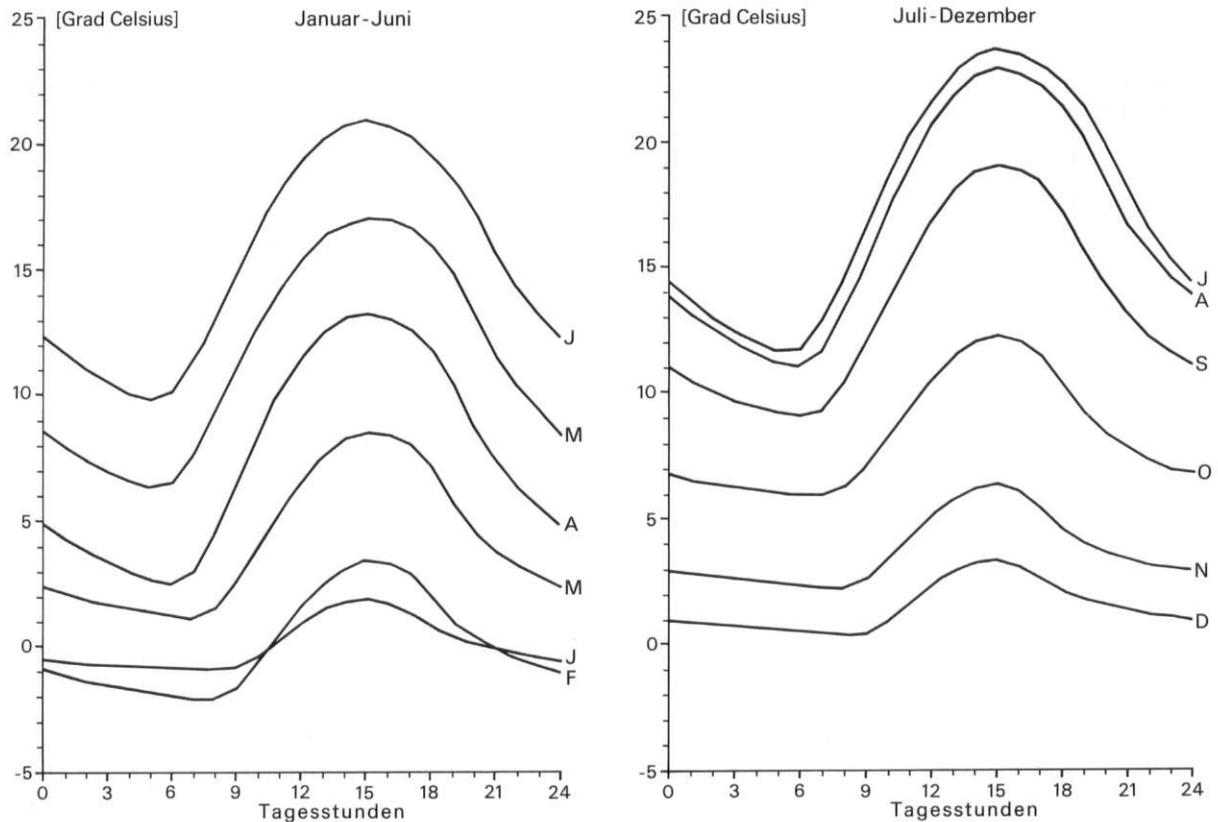


Abb. 2: Mittlerer Tagesgang der Lufttemperatur T in Hartheim für die einzelnen Monate, Mittelwerte der Jahre 1974-1988, Zeit in MEZ

Mean diurnal course of the air temperature T in Hartheim for each month from 1974-1988, time CET

bodennahe Atmosphäre gemischt. Die Wechselwirkungen zwischen diesen einzelnen Prozessen führen schließlich dazu, daß das Hauptmaximum des Wasserdampfdruckes erst in den Abendstunden erreicht wird.

Für den Kohlendioxidgehalt liegen nur kurze Messungen aus Hartheim vor (vgl. Abb. 4). Sie wurden während einer Spezialmeßkampagne (HARTEX 92) erhoben und uns freundlicherweise von Herrn Dipl. Geogr. U. Joss vom Paul Scherrer Institut zur Verfügung gestellt. Trotz der kurzen Dauer zeigen sie aber bereits das prinzipiell Wichtige für unseren Zusammenhang. Am Tage führt die durch die kurzweilige Strahlung angeregte Photosynthese zur verstärkten Fixierung des  $\text{CO}_2$  in den Pflanzen, so daß sich während der Mittagszeit in der Nähe der grünen Pflanzenoberflächen ein Minimum des  $\text{CO}_2$ -Gehaltes ergibt. Zumischung durch den dann verstärkten Austausch von  $\text{CO}_2$ -reicherer Luft vom pflanzenarmen Waldboden und aus der Atmosphäre kann den Verlust an

$\text{CO}_2$  durch die Photosynthese nicht ausgleichen. Der Rückgang des  $\text{CO}_2$ -Gehaltes in der Nähe der Bestandsoberfläche am Tage führt zu einer Abschwächung des Anteils der Gegenstrahlung, der durch die  $\text{CO}_2$ -Konzentration bedingt ist. Er ist gegenüber den anderen, auf die Gegenstrahlung wirkenden Faktoren - wie Temperatur, Bewölkung und Wasserdampfgehalt - von untergeordneter Bedeutung.

Der Tagesgang der Himmelsbedeckung mit Wolken, der direkt sowohl die Globalstrahlung G, die Reflexstrahlung R und die Albedo  $\alpha$ , als auch die Gegenstrahlung A, allerdings in gegenläufiger Weise, beeinflusst, ist auf Abb. 5 dargestellt. Klimatologisch regelhaft für die südliche Oberrheinebene scheint ein im wesentlichen zweigipfliger Tagesgang zu sein. Im Winterhalbjahr liegt das Hauptmaximum in den Morgenstunden. Es ist auf die Bildung von Nebel und niedriger Stratusbewölkung nach langer nächtlicher Strahlungsabkühlung zurückzuführen. Im Sommerhalbjahr wird dieser Effekt durch die Bildung konvek-

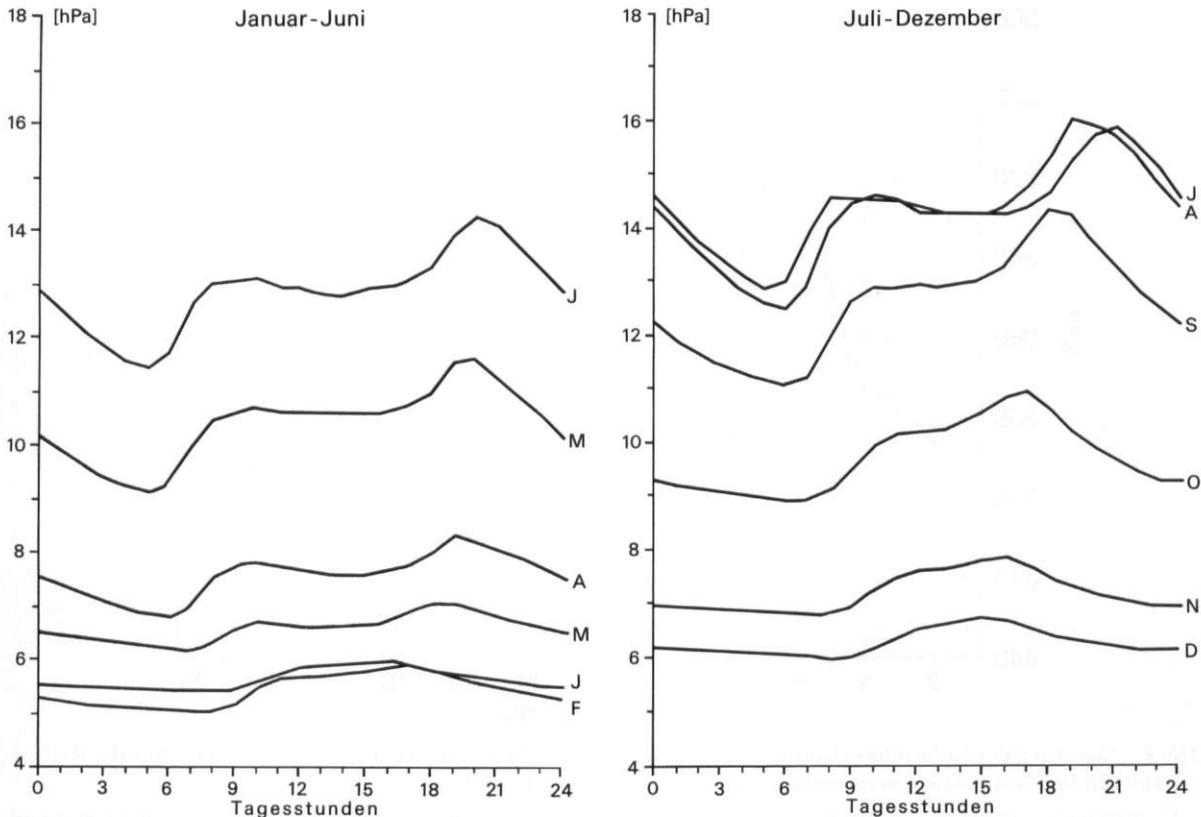


Abb. 3: Mittlerer Tagesgang des Dampfdrucks  $e$  in Hartheim für die einzelnen Monate, Mittelwerte der Jahre 1974-1988, Zeit in MEZ

Mean diurnal course of the vapour pressure  $e$  in Hartheim for each month from 1974-1988, time CET

tiver Bewölkung - verstärkt in der zweiten Tageshälfte - überdeckt mit Ausbildung des Hauptmaximums in dieser Zeit.

### 5.2 Jahresgänge

Die Jahresgänge der Klimaelemente sind in Abb. 6 für Temperatur, in Abb. 7 für Dampfdruck und in Abb. 12 für die Bewölkung dargestellt. Besonderes Merkmal der Jahreskurven ist eine größere Variabilität in der ersten Jahreshälfte bis zum Hochsommer im Vergleich mit den Herbst- und frühen Wintermonaten. Diese Eigentümlichkeit zeigen die meisten mitteleuropäischen Klimareihen. Für das Oberrheingebiet sei zu dieser Thematik auch auf die Arbeiten von HÖSCHELE und KALB (1988), FRANKENBERG (1988) und TALKNER et al. (1990) verwiesen. In dem hier behandelten 15jährigen Zeitabschnitt der Jahre 1974-1988 hat sich eine sehr markante Bewölkungsanomalie im April ergeben.

Die Maxima der besonders die langwelligen Strahlungsströme beeinflussenden Tagesmittel von Lufttemperatur und Dampfdruck sind gegenüber dem Sommersolstitium um mehr als einen Monat auf Anfang August verschoben. Auch das Minimum der Bewölkung tritt Anfang August auf. Die bemerkenswerte zeitliche Versetzung der Jahreskurve der Temperatur zum Gang der extraterrestrischen Einstrahlung (vgl. Abb. 6) ist im Trockengebiet der südlichen Oberrheinebene besonders deutlich erkennbar. Sie ist eine Folge des in den Monaten Juli und August kulminierenden fühlbaren Wärmestroms  $L$  (vgl. Abb. 1). Da nicht mehr genügend Wasser für die Verdunstung zur Verfügung steht, geht trotz hohen Strahlungsangebots  $Q$  der latente Wärmestrom  $V$  zugunsten von  $L$  zurück. Außerdem bringen die vom Atlantik nach Mitteleuropa herangeführten Luftmassen das im Vergleich zur solaren Einstrahlung retardierende „Erbe“ eines andersgearteten Energie- und Wasserhaushalts mit.

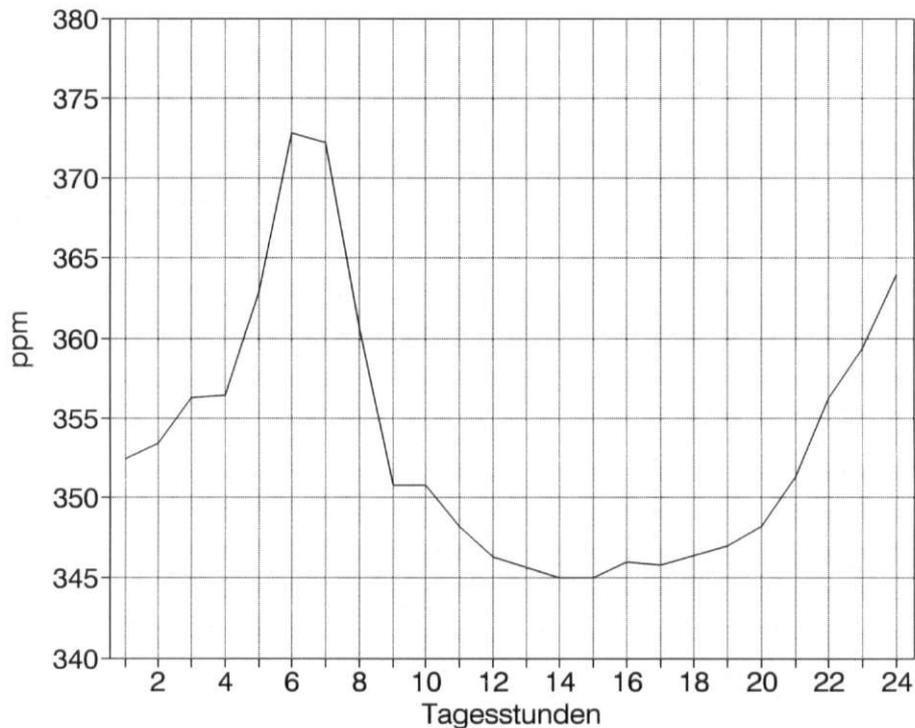


Abb. 4: Tagesgang der Kohlendioxidkonzentration (ppm) in 15 m Höhe, 3 m über der mittleren Gipfelhöhe des Kiefernwaldes in Hartheim; Mittelwerte von drei Strahlungstagen im Mai 1992

Diurnal pattern of the CO<sub>2</sub>-concentration (ppm) at 15 m height, 3 m above the pine canopy in Hartheim; mean values of three sunny days in May 1992

## 6 Der mittlere Tagesgang der Strahlungsbilanz und ihrer Komponenten

### 6.1 Strahlungsbilanz Q

In Beilage I (rechte Seite) sind die Tagesgänge der Strahlungsbilanz für die einzelnen Monate zum direkten Vergleich untereinander aufgetragen (vgl. auch Tab. 5). Außerdem sind in Beilage I die Tagesgänge der einzelnen Strahlungskomponenten, der kurz- und langwelligen Bilanzen und der Gesamtstrahlungsbilanz Q dargestellt worden.

Besondere Charakteristika des mittleren Tagesganges der Strahlungsbilanz (vgl. KESSLER 1973 und 1985 a) sind:

- Das Minimum mit größtem negativen Wert wird direkt nach Dämmerungsende beobachtet;
- Der fast lineare Anstieg der Kurve während der Nacht bis zum Dämmerungsbeginn;
- Der Nulldurchgang von negativen zu positiven Werten findet am Morgen erst nach Dämmerungsbeginn statt;
- Das Maximum tritt in der Stunde mit Sonnenhöchststand ein. Die Bewölkungsunterschiede zu benachbarten Stunden (vgl. Abb. 5) führen nicht

zu einer Verschiebung des Maximums auf diese Positionen. Da der Juli kleinere Bedeckungsgrade als der Juni zeigt (vgl. die Abb. 5 und 12), sind die Maxima beider Monate in der Stunde 12-13 Uhr quasi gleich (Juni 193.2 J/cm<sup>2</sup>h, Juli 192.9). Auch die Sonderstellung des Monats April (Beilage I, rechte Seite) ist auf eine bereits erwähnte Bewölkungsanomalie zurückzuführen.

- Unterschiede zwischen Vormittags- und Nachmittagsstundensummen der Strahlungsbilanz bei gleicher Sonnenhöhe beruhen im wesentlichen auf bewölkungsbedingten Unterschieden in der Globalstrahlung. Als Beispiel seien die Werte des Monats Juni herausgegriffen. Im Juni sind die Sonnenhöhen in MEZ von gleichartigen Stunden am Vormittag und Nachmittag (vgl. Tab. 4) gleich. Aufgrund der höheren Bedeckungsgrade am Nachmittag im Juni (vgl. Abb. 5) unterscheiden sich die Werte von Q in J/cm<sup>2</sup>h um:
 

2.8	(Stunde 11-12 und 13-14 Uhr)
9.5	(Stunde 10-11 und 14-15 Uhr)
9.4	(Stunde 9-10 und 15-16 Uhr)
6.1	(Stunde 8-9 und 16-17 Uhr)
8.0	(Stunde 7-8 und 17-18 Uhr)
8.3	(Stunde 6-7 und 18-19 Uhr)

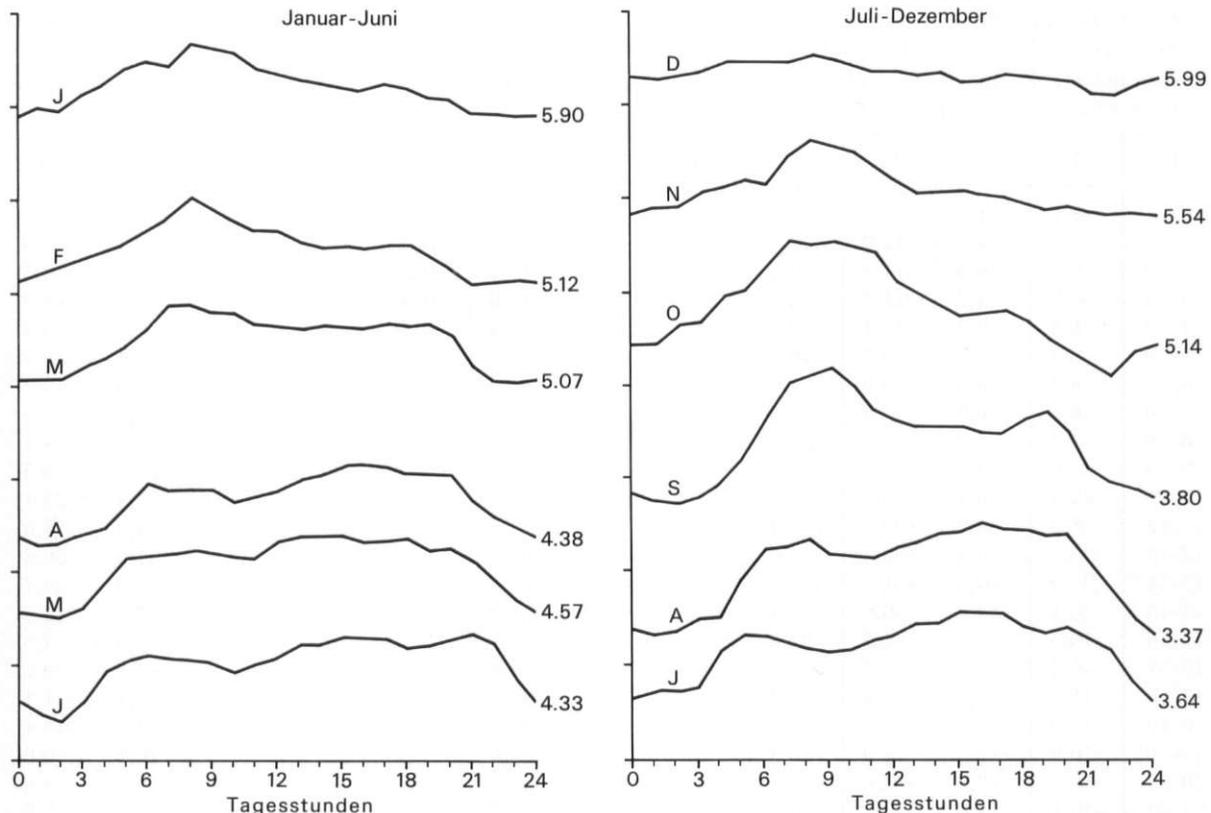


Abb. 5: Mittlerer Tagesgang der Himmelsbedeckung mit Wolken in Achteln in Bremgarten für die einzelnen Monate, Mittelwerte der Jahre 1974–1988; der Abstand zwischen zwei Strichen auf der Ordinate beträgt 1.0 Achtel, die Tageskurven wurden jeweils relativ zum Stundenwert 23–24 Uhr aufgetragen, dessen Mittelwert in Achteln am rechten Rand verzeichnet ist

Mean diurnal course of the cloud cover (eighths) in Bremgarten for each month, mean values 1974–1988; (on the ordinate the distance between two steps means 1.0 eighth), the daily variation is drawn relative to the hourly value 23–24 h on the right hand side

Wie aus den Gleichungen für die Bewölkungsabhängigkeit von Globalstrahlung [4] und Gegenstrahlung [6] abzuleiten ist, tritt dagegen der Einfluß der Gegenstrahlung zurück. Eine Änderung von 0.1 Achtel Bedeckungsgrad liefert bei einem Stundenmittel der Globalstrahlung von  $250 \text{ J/cm}^2\text{h}$  einen Wert von  $2.4 \text{ J/cm}^2\text{h}$ ; bei einem Stundenmittel der Gegenstrahlung von  $140 \text{ J/cm}^2\text{h}$  einen Änderungsbetrag von  $0.4 \text{ J/cm}^2\text{h}$ .

- f) Bereits vor Sonnenuntergang bzw. Dämmerungsende geht die Strahlungsbilanz von positiven in negative Werte über.

## 6.2 Die Komponenten der Strahlungsbilanz

Die mittleren Kurven der Globalstrahlung  $G$  zeigen am deutlichsten die Wirkung des Sinusgesetzes nach [3]. Wie bereits oben gezeigt wurde, sind die

Abweichungen von der vom Sinusgesetz dominierten Kurve, die durch den Tagesgang der mittleren Bewölkung hervorgerufen werden, von untergeordneter Bedeutung, weil die Amplitude des mittleren Tagesganges des Bedeckungsgrades nur gering ist.

Sehr deutlich geht aus Beilage I hervor, daß sich die beiden aus dem oberen Halbraum zur Erdoberfläche gerichteten Ströme durch die jeweiligen Amplituden des Tagesganges wesentlich unterscheiden. Im Vergleich zur Globalstrahlung  $G$  schwankt die Gegenstrahlung  $A$  kaum während aller Monate; das gleiche gilt für die langwellige Ausstrahlung  $E$ . Im Dezember ist die Gegenstrahlung während aller Stunden doppelt so groß wie das Tagesmaximum der Globalstrahlung. Erst von März bis September wird während hohen Sonnenstandes  $G > A$ . Selbst im Juni ist die Differenz  $G - A$  nur während der Stunden 10 bis 16 Uhr positiv. Hierdurch wird die oft unterschätzte Bedeutung der Gegenstrahlung besonders deutlich.

Tabelle 5: Durchschnittliche Monatsmittel der Stundensummen der Strahlungsbilanz  $Q$  des Kiefernwaldes in Hartheim, Mittelwerte der Jahre 1974–1988, in Mitteleuropäischer Zeit MEZ (Joule/cm<sup>2</sup>Stunde)

Average monthly mean values of hourly sums of the net radiation  $Q$  of the pine forest at Hartheim site; mean values 1974–1988, Central European Time CET (Joule/cm<sup>2</sup>hour)

MEZ	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0– 1	-9,6	-11,1	-12,2	-14,0	-11,9	-12,1	-12,5	-11,9	-11,4	-8,3	-9,5	-9,1
1– 2	-9,4	-10,7	-12,0	-13,6	-11,4	-11,5	-11,8	-11,5	-10,8	-7,9	-9,1	-8,9
2– 3	-9,1	-10,3	-11,4	-13,2	-10,8	-11,1	-11,2	-10,8	-9,9	-7,6	-8,8	-8,8
3– 4	-8,9	-9,9	-11,3	-12,9	-10,1	-10,6	-10,8	-10,0	-9,2	-7,2	-8,7	-8,8
4– 5	-8,5	-9,8	-11,1	-12,5	-8,9	-8,1	-9,4	-9,0	-8,5	-7,1	-8,3	-8,8
5– 6	-8,4	-9,4	-10,7	-10,5	0,7	5,8	2,0	-5,3	-7,8	-6,8	-8,1	-8,7
6– 7	-8,4	-8,8	-8,8	4,8	23,9	31,7	27,5	13,5	-0,3	-5,7	-7,8	-8,7
7– 8	-8,1	-6,9	3,5	34,8	55,1	68,0	64,0	44,6	22,6	3,7	-6,0	-8,5
8– 9	-4,4	5,2	28,7	71,0	91,2	106,1	104,9	83,1	54,4	22,3	4,7	-4,4
9–10	7,8	25,7	57,2	106,2	125,4	144,1	143,5	123,1	86,8	43,5	21,3	8,5
10–11	22,4	48,7	83,1	133,5	152,0	173,3	172,6	156,9	117,6	64,0	37,4	23,1
11–12	35,3	64,9	100,8	152,4	166,1	188,7	187,9	174,9	138,3	80,0	48,5	33,0
12–13	39,7	70,2	109,3	157,0	168,0	193,2	192,9	179,8	144,2	83,9	51,5	36,6
13–14	35,9	67,5	101,7	147,5	160,2	185,9	185,5	174,7	135,3	77,2	43,9	30,7
14–15	26,1	54,3	86,6	124,6	142,2	163,8	168,7	150,3	113,0	59,7	27,7	18,9
15–16	10,5	32,8	61,5	94,4	116,3	134,7	137,9	117,3	81,6	33,7	7,5	2,5
16–17	-5,2	8,3	32,3	61,0	81,6	100,0	98,8	78,5	43,3	7,2	-9,2	-9,6
17–18	-11,2	-9,4	3,8	25,3	43,9	60,0	61,7	39,3	7,6	-10,4	-12,7	-11,1
18–19	-11,0	-13,0	-12,6	-4,4	11,3	23,4	23,4	5,4	-12,7	-12,9	-12,0	-10,4
19–20	-10,5	-12,5	-14,0	-16,3	-9,7	-2,5	-5,0	-12,4	-15,2	-12,0	-10,9	-10,0
20–21	-10,2	-12,2	-13,8	-16,1	-14,2	-13,6	-14,9	-14,2	-14,3	-10,9	-10,4	-9,8
21–22	-10,1	-11,8	-13,3	-15,0	-13,4	-13,5	-14,5	-13,2	-13,5	-10,1	-10,4	-9,8
22–23	-9,9	-11,5	-12,9	-14,3	-12,9	-12,7	-13,6	-12,7	-12,6	-9,3	-10,0	-9,6
23–24	-9,7	-11,2	-12,5	-14,1	-12,3	-12,3	-13,2	-12,3	-12,0	-8,6	-9,8	-9,4

Die Sonnenhöhe ist die wichtigste Einflußgröße auf die Albedo  $\alpha$  in bezug auf den Tagesverlauf. Daher resultieren quasi symmetrische Kurven für die Reflexstrahlung. Das Tagesmaximum der Reflexstrahlung entspricht im Sommer etwa dem Betrag der langwelligen Bilanz  $Q_L = A - E$ , im Winter ist das entsprechende Maximum von  $R$  nur noch halb so groß.

Das Interesse an der langwelligen Ausstrahlung  $E$  bzw. an der daraus abzuleitenden äquivalenten Schwarzkörpertemperatur  $T_a$  (vgl. Gleichung [9]) ist durch die Anwendung bei Fernerkundungsverfahren in letzter Zeit sprunghaft gestiegen. Da diese Parameter aber im traditionellen Klimanetz nicht gemessen werden, stehen – vor allem für unterschiedliche Oberflächentypen – keine langjährigen und repräsentativen Werte zur Verfügung, die man mit den Hütten-Lufttemperatur-Werten in Beziehung setzen könnte. Andererseits müssen gerade bei großräumigen Klimastudien über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche die Hüttentemperaturen herangezogen werden, um aus diesen die langwelligen Strahlungs-

ströme abzuleiten. Abb. 8 stellt die Tagesgänge für Dezember und Juni von Hütten-Lufttemperatur  $T$  und äquivalenter Schwarzkörpertemperatur  $T_a$  der Kiefernwaldoberfläche gegenüber.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß  $T_a$  ganztägig über der Hüttentemperatur  $T$  liegt. Die größte Abweichung ist im Juni bereits um 9 Uhr mit 3,5 K erreicht, im Dezember um 13 Uhr mit 2,1 K. Sie ist das Produkt der verstärkten vormittäglichen Strahlungserwärmung der Bestandsoberfläche, die nur zögernd durch turbulente Diffusion der Bestandsluft und der waldoberflächennahen Luft weitergeleitet werden kann. Die Differenz  $T_a - T$  geht dann kontinuierlich bis zum Anbruch der Nacht zurück, wo das Minimum zu beobachten ist; im Juni um 21 Uhr mit 0,4 K, im Dezember um 18 Uhr mit 0,9 K. Der lange Angleichungsprozeß der beiden Temperaturtypen endet zu diesem Zeitpunkt. Er wird abgelöst durch den Prozeß der Kaltluftansammlung im Bestandsraum durch absinkende Kaltluft, die laufend an der Bestandsoberfläche durch den Verlust von lang-

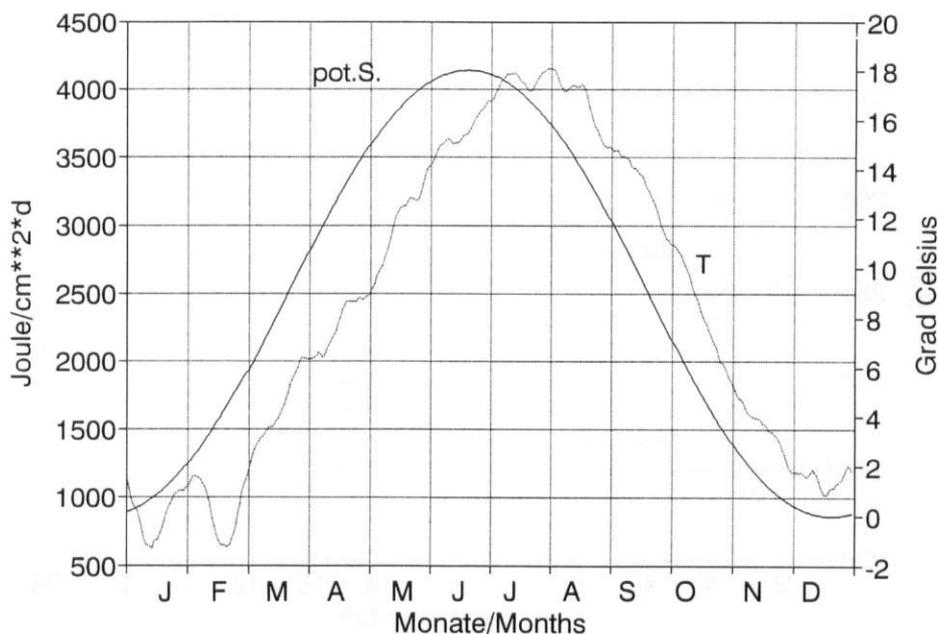


Abb. 6: Mittlerer Jahresgang der Tagesmittel der Lufttemperatur T in Hartheim und der Tagessummen der potentiellen Strahlung pot. S. = solare Strahlung am Außenrand der Atmosphäre auf die horizontale Empfangsfläche, Mittelwerte der Jahre 1974–1988

Mean yearly course of daily mean values of the air temperature T in Hartheim and of daily sums of the solar radiation at the outer edge of the atmosphere on the horizontal surface; mean values 1974–1988

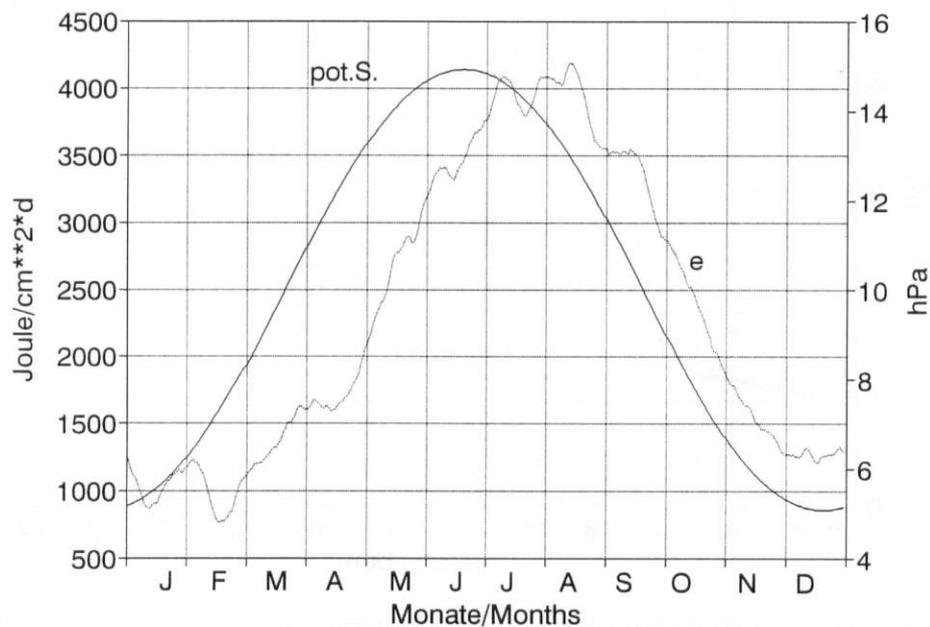


Abb. 7: Mittlerer Jahresgang der Tagesmittel des Dampfdrucks e in Hartheim und der Tagessummen der potentiellen Strahlung pot. S. = solare Strahlung am Außenrand der Atmosphäre auf die horizontale Empfangsfläche, Mittelwerte der Jahre 1974–1988

Mean yearly course of daily mean values of the vapour pressure e in Hartheim and of daily sums of the solar radiation at the outer edge of the atmosphere on the horizontal surface; mean values 1974–1988

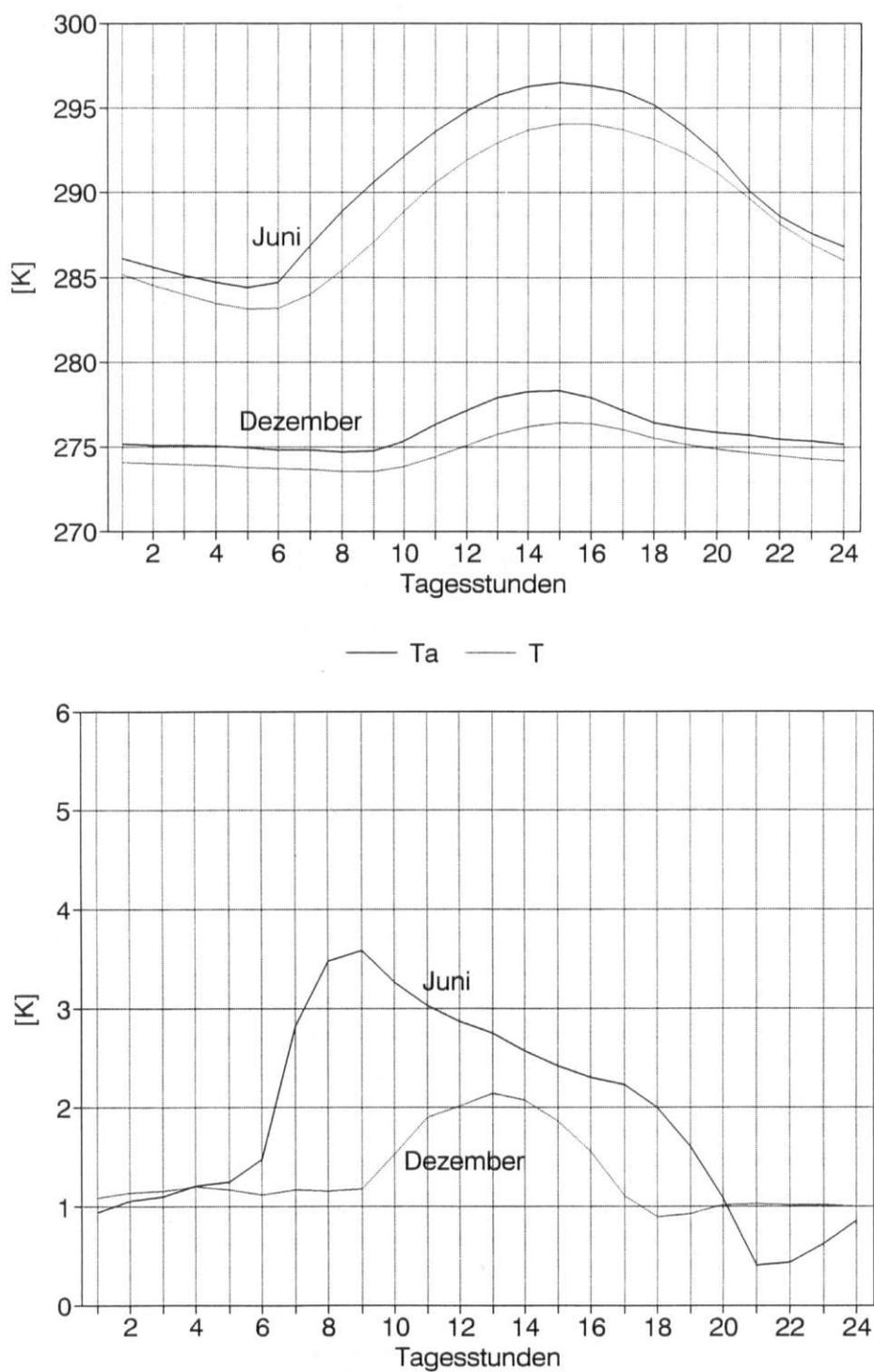


Abb. 8: Oben: Mittlerer Tagesgang der äquivalenten Schwarzkörpertemperatur  $T_a$  der Kiefernwaldoberfläche und der Lufttemperatur  $T$  in Hartheim für Juni und Dezember, Mittelwerte der Jahre 1974–1988

Unten: Mittlerer Tagesgang der Differenz  $(T_a - T)$  für Juni und Dezember

Above: Mean diurnal pattern of the equivalent black-body temperature  $T_a$  of the pine canopy surface and of the air temperature  $T$  in Hartheim for June and December; mean values 1974–1988

Below: Mean diurnal pattern of the difference  $(T_a - T)$  for June and December

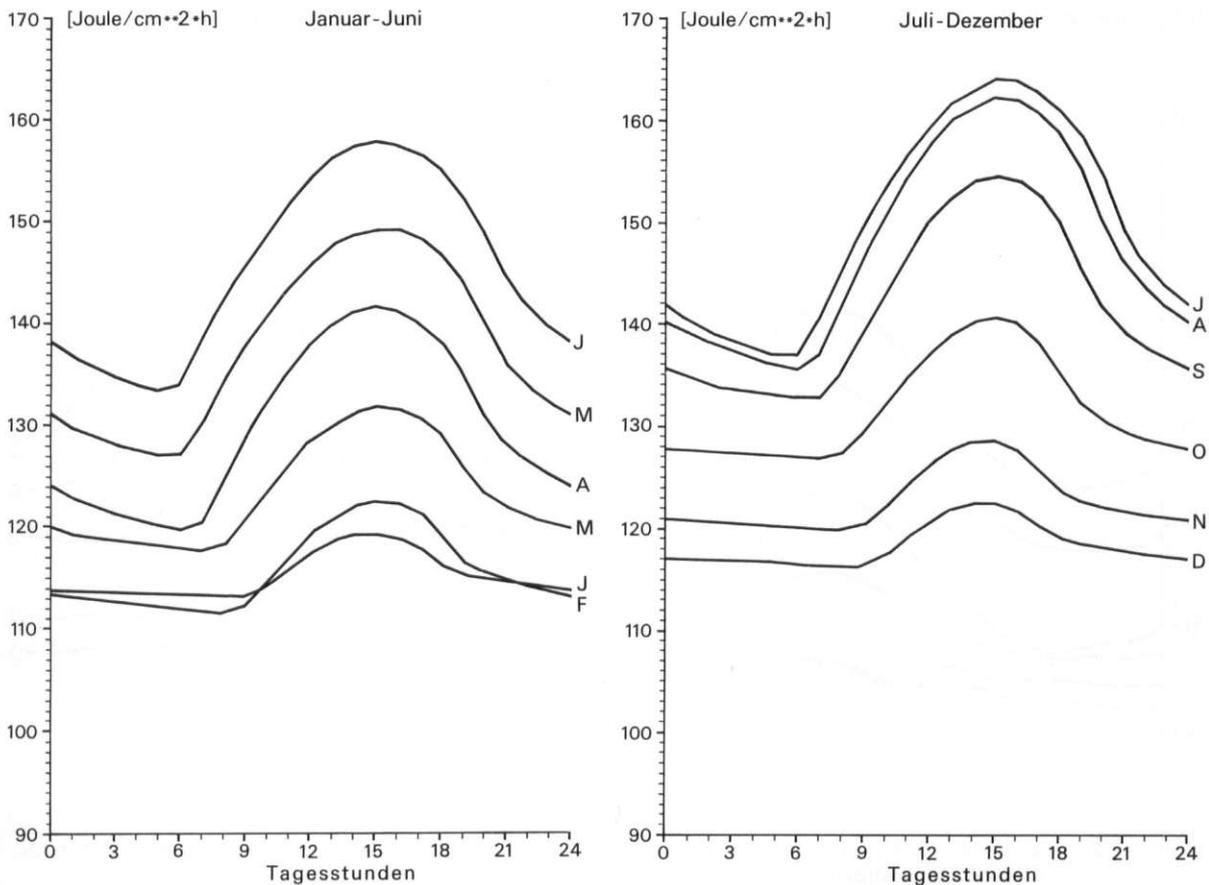


Abb. 9: Mittlerer Tagesgang der langwelligen Ausstrahlung  $E$  der Kiefernwaldoberfläche in Hartheim für die einzelnen Monate, Mittelwerte der Jahre 1974–1988

Mean diurnal pattern of the upward terrestrial radiation  $E$  of the pine stand surface in Hartheim for individual months; mean values 1974–1988

welliger Strahlungsenergie  $A-E$  produziert wird. Von da an vergrößern sich die Temperaturunterschiede bereits wieder.

Der Tagesgang der Temperaturen  $T_a$  und  $T$ , der im Sommer und Winter jeweils phasengleich verläuft (Abb. 8), unterscheidet sich vom Tagesgang der Differenz  $T_a - T$  dadurch, daß dieser stark asymmetrisch ist und im Sommer die Phase um 6 Stunden, im Winter um 2 Stunden gegenüber der Phase des jeweiligen Temperaturganges verschoben ist.

Um auf die Einzelheiten des Tagesganges von  $E$  und  $A$  näher hinweisen zu können, sind zusätzlich zur Beilage I die Tagesgänge in den Abb. 9 und 10 in größerem Maßstab vergleichend aufgetragen. Die Feinheiten im mittleren Tagesgang der langwelligen Ausstrahlung  $E$ , so einfach sich dieser in den Mittelkurven auch darstellen mag, sind im einzelnen für einen Wald deshalb schwer mit Modellen zu simulieren, weil u. a. der Tagesgang der Mikrostruktur des

Bestandswasserhaushalts bekannt sein müßte, der über den latenten Wärmestrom  $V$  (Gleichung [10]) den Wärmehaushalt der emittierenden Bestands-oberfläche maßgeblich beeinflusst. Zur Mikrostruktur des Wasserhaushalts zählt nicht nur die schwer meßbare Partition in Interzeption und Transpiration, sondern auch der Transport des Niederschlagswassers vom Auftreffen auf die Pflanzenoberflächen bis zum pflanzenabhängigen Abfließen vom Stamm und zum Abtropfen von Ästen, Nadeln und Blättern (MITSCHERLICH 1981). Für den Hartheimer Kiefernwald konnten die betreffenden Komponenten bisher nur auf monatlicher Basis untersucht werden (KESSELER et al. 1988).

Sehr viel einfacher lassen sich Feinheiten im mittleren Tagesgang der Gegenstrahlung  $A$  behandeln, da von den wichtigen Einflußgrößen Temperatur, Bedeckungsgrad und Dampfdruck Stundenwerte des Gesamtzeitraums zur Verfügung stehen.

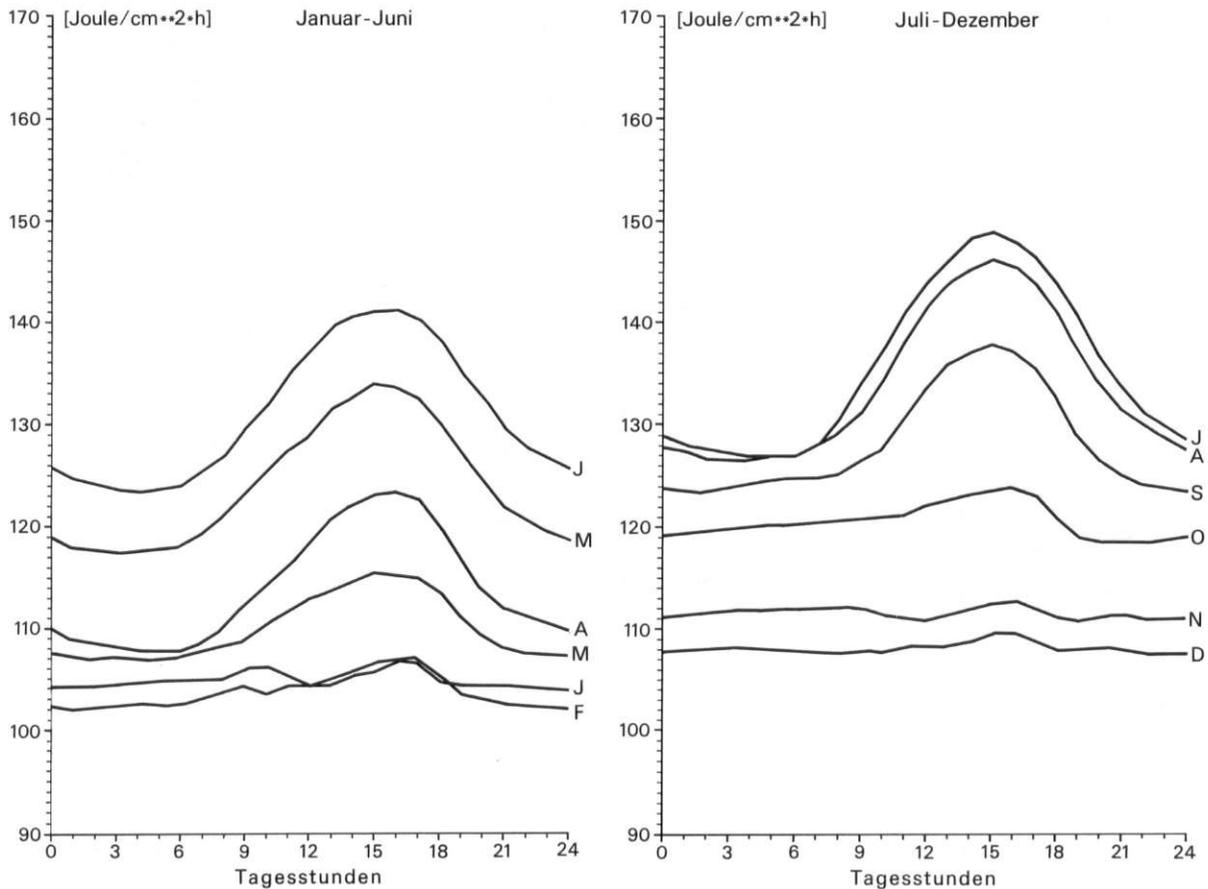


Abb. 10: Mittlerer Tagesgang der Gegenstrahlung A in Hartheim für die einzelnen Monate, Mittelwerte der Jahre 1974–1988

Mean diurnal pattern of the downward atmospheric radiation A in Hartheim for individual months; mean values 1974–1988

Während das Maximum der langwelligen Ausstrahlung E (in Beilage I ist E negativ aufgetragen, vgl. außerdem Abb. 9) fast ausschließlich in der Stunde 14–15 Uhr zu beobachten ist, verteilen sich die Maxima der Gegenstrahlung A auf die Stunden 14–15, 15–16 und 16–17 Uhr. Wenn auch bei E und A die Temperatur der den Tagesgang maßgeblich steuernde Faktor ist (Gleichungen [5], [7] und [8]), so macht sich in diesem Umstand doch der Einfluß der mehrgipfligen und phasenverschobenen Kurven von Dampfdruck und Bedeckungsgrad (Abb. 3 und 5) bemerkbar. Das Minimum der langwelligen Ausstrahlung E wird etwa bei Sonnenaufgang erreicht und es besitzt im Laufe des Jahres eine klare Verbindung zu diesem Ereignis. Vom Minimum der Gegenstrahlung A (Abb. 10 und Beilage I) läßt sich das Entsprechende – vor allem im Winterhalbjahr – nicht mehr feststellen. Die Ursache ist ebenfalls im unterschiedlichen Tagesgang von Bewölkung und Luftfeuchte im Einfluß auf A zu sehen.

In Abb. 11 werden die Wirkungen der beiden Einflußgrößen Bedeckungsgrad und Dampfdruck auf die Gegenstrahlung A am Beispiel des Monats Juni demonstriert. Die Amplitude des Tagesganges der Gegenstrahlung A (Abb. 10 und Beilage I) im Juni beträgt ca.  $18 \text{ J/cm}^2\text{h}$ . Diese Spanne geht hauptsächlich auf den Temperatureinfluß zurück (Gleichungen [6] und [7]). Während der Wasserdampf mit einer mittleren täglichen Schwankung von 2.7 hPa nur einen Schwankungsbetrag von  $1.3 \text{ J/cm}^2\text{h}$  liefert, erzeugt der Bedeckungsgrad mit einer Schwankung von ca. 1 Achtel einen Betrag von  $3.6 \text{ J/cm}^2\text{h}$ . Der oben erwähnte  $\text{CO}_2$ -Einfluß liegt noch unter dem Wasserdampfwert.

Die Dominanz der Temperatur hat dazu geführt, daß einfache Parametrisierungen der Gegenstrahlung nur auf der Temperatur basieren.

Um den Einfluß von Bewölkung und Luftfeuchte im mittleren Tagesgang von A sichtbar zu machen (vgl. Abb. 11), wurde für das Beispiel des Wasser-

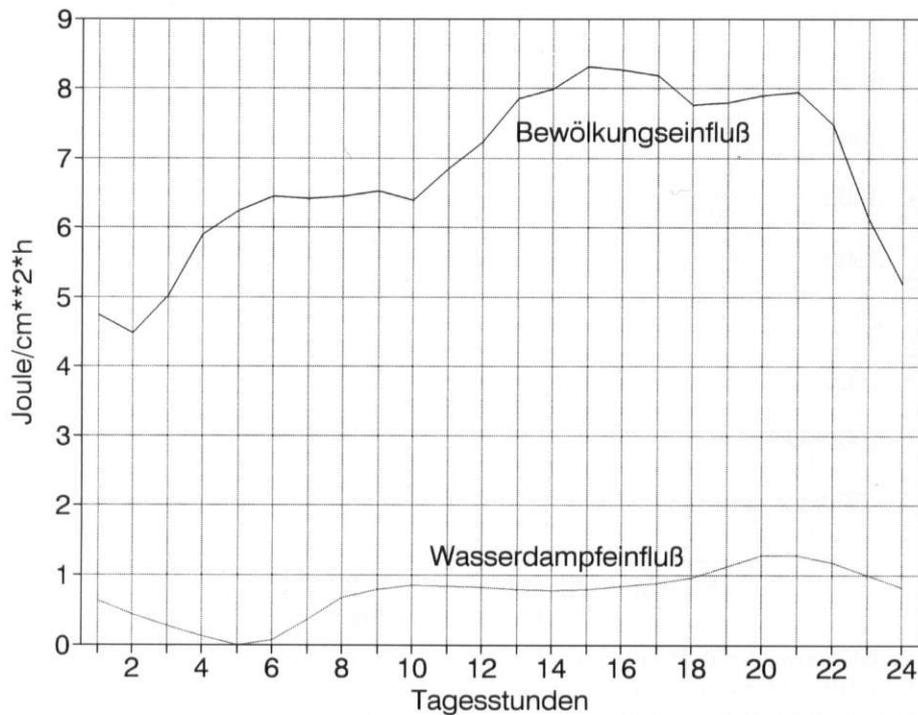


Abb. 11: Mittlerer Tagesgang des Einflusses auf die Gegenstrahlung in Hartheim, der im Monat Juni vom Wasserdampfgehalt und vom Wolkenbedeckungsgrad hervorgerufen wird, Daten für 1974–1988 (Näheres siehe Text)

Mean diurnal pattern of the effect of water vapour and cloud cover on the downward atmospheric radiation at Hartheim site; data for 1974–1988 (see text)

dampfes folgendermaßen verfahren: Aus Gleichung [7] wurde der Tagesgang von  $A(O)$  für einen konstanten Wasserdampfdruckwert (Minimum des Tagesganges  $e_0 = 11.5$  hPa) und für den mittleren Tagesgang des Wasserdampfes  $f_e$  bestimmt und die zweite Kurve von der ersten abgezogen:

$$A_e = 0.25 \sigma T^4 (10 \exp\{-0.095 e_0\} - 10 \exp\{-0.095 f_e\}) \quad [11]$$

Um den Bewölkungseffekt hervorzuheben, wurde der Tagesgang von  $A(O)$  in Gleichung [6] mit einem konstanten Wasserdampfdruckwert (Mittelwert von  $e_m = 12.87$  hPa) bestimmt und diese Werte von dem Tagesgang  $A(N)$ , der mit dem mittleren Tagesgang des Bedeckungsgrades berechnet wurde, abgezogen:

$$A_B = \sigma T^4 \frac{(0.82 - 0.25 \cdot 10 \exp\{-0.095 e_m\})}{(0.22 [N/8]^{2.5})} \quad [12]$$

Am Morgen, in der Mittagszeit und nachmittags kompensieren sich die Effekte teilweise gegenseitig, am Abend und während der Nacht wirken sie in gleicher Richtung.

Die Tagesgänge der kurz- und langwelligen Bilanzen (Beilage I) unterscheiden sich wesentlich. Während  $Q_K = G-R$  einen ähnlichen Gang wie die Globalstrahlung zeigt, da die Albedo nur klein ist, nimmt im Vergleich dazu  $Q_L = A-E$  einen quasi gleichbleibenden Verlauf an. Nachts ist die Gesamtstrahlungsbilanz  $Q$  identisch mit der langwelligen Bilanz  $Q_L$ .

#### 7 Der mittlere Jahresgang der Strahlungsbilanz und ihrer Komponenten

Die Kurven der Abb. 12, 13 und 14 basieren für die Strahlungswerte auf mittleren Tagessummen und für die Bewölkung auf den Tagesmittelwerten der 15jährigen Periode. Die entsprechenden Kurven wurden tiefpaß-gefiltert mit einem 11tägig gleitenden Mittelwert.

Zunächst fällt auf, daß die „Unruhe“ der Kurven – ähnlich wie bei den Klimaelementen Lufttemperatur, Dampfdruck und Bedeckungsgrad (Abb. 6, 7 und 12) – in der ersten Jahreshälfte größer als in der zweiten ist. Dies ist ein Merkmal mitteleuropäischen Klimas.

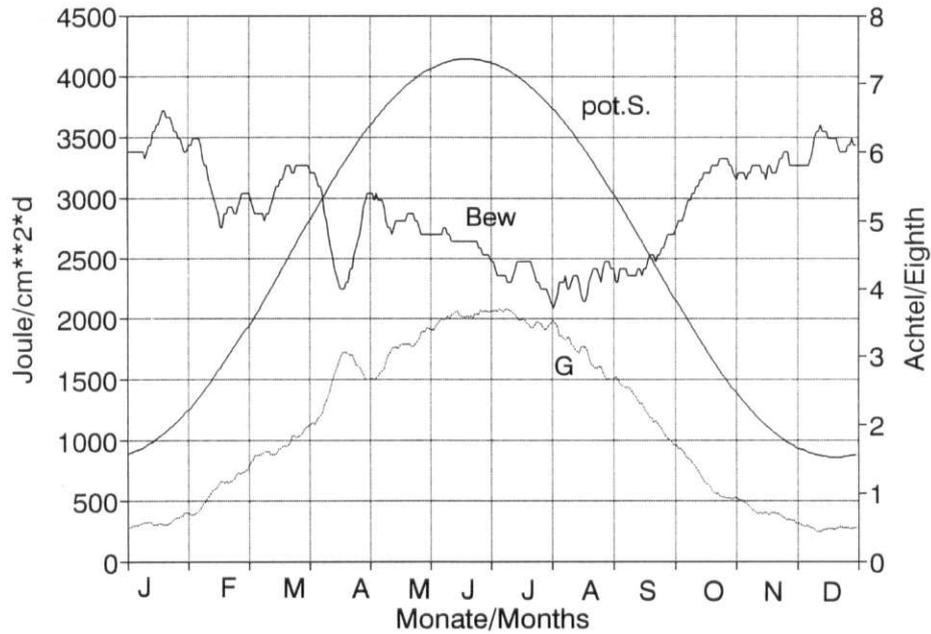


Abb. 12: Mittlerer Jahresgang der Tagessummen der potentiellen Strahlung pot. S. = solare Strahlung am Außenrand der Atmosphäre auf die horizontale Empfangsfläche, der Globalstrahlung G und der Bewölkung Bew (Tagesmittel des Bedeckungsgrades in Achteln) in Hartheim, Mittelwerte der Jahre 1974-1988

Mean yearly course of daily sums of the solar radiation at the outer edge of the atmosphere on the horizontal surface pot. S., of the global radiation G and of daily mean values of the cloud cover Bew in Hartheim; mean values 1974-1988

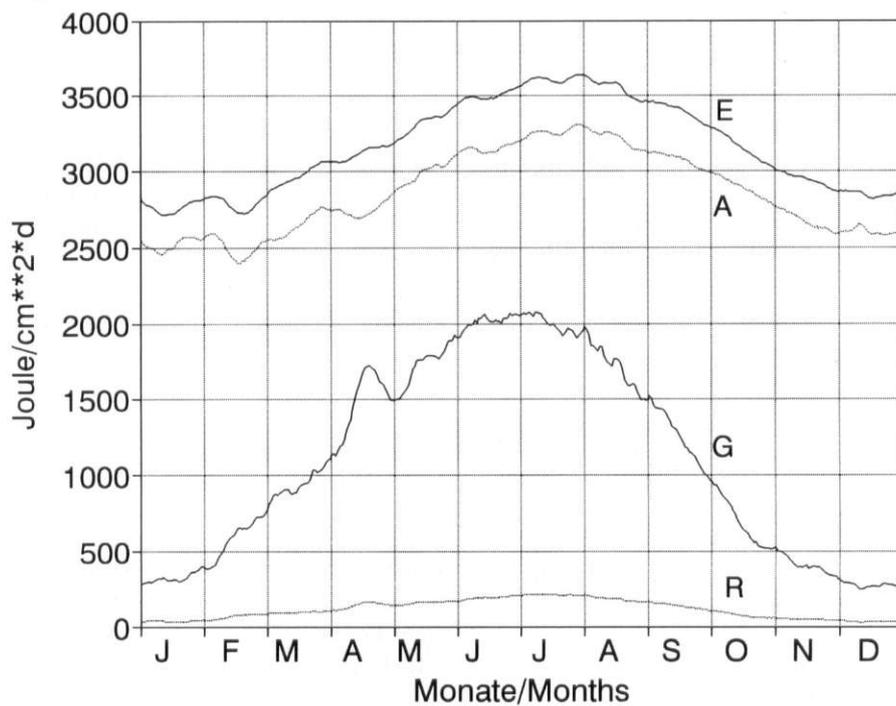


Abb. 13: Mittlerer Jahresgang der Tagessummen der Globalstrahlung G, der Reflexstrahlung R, der langwelligen Ausstrahlung des Kiefernwaldes E und der Gegenstrahlung A in Hartheim, Mittelwerte der Jahre 1974-1988

Mean yearly course of daily sums of the global radiation G, of the reflected shortwave radiation R, of the upward terrestrial radiation of the pine stand surface E and of the downward atmospheric radiation A in Hartheim; mean values 1974-1988

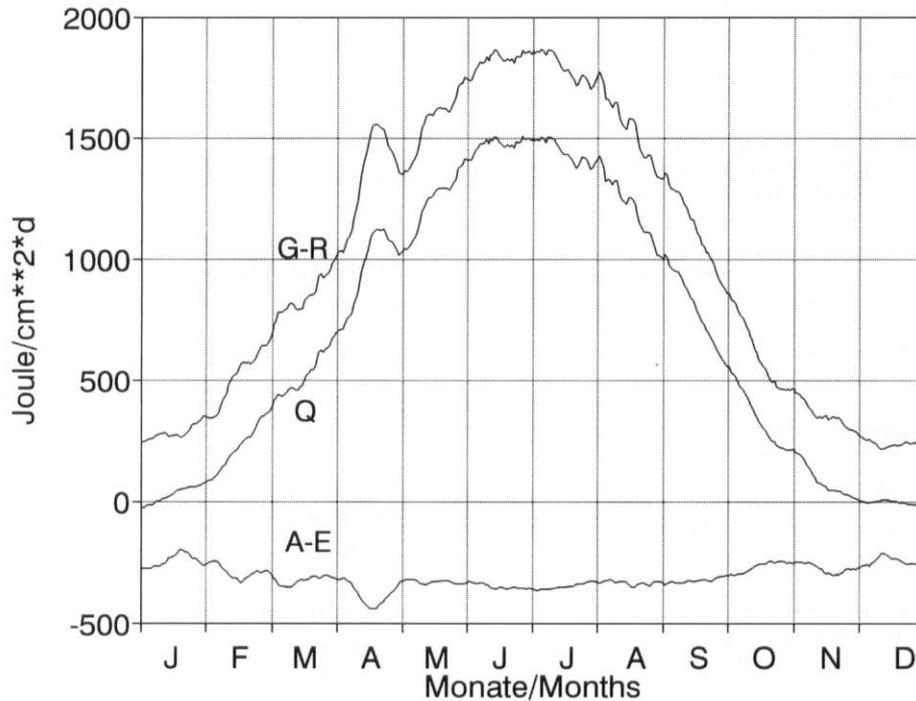


Abb. 14: Mittlerer Jahresgang der Tagessummen der Gesamtstrahlungsbilanz  $Q$ , der kurzwelligen Bilanz (G-R) und der langwelligen Bilanz (A-E) des Kiefernwaldes in Hartheim, Mittelwerte der Jahre 1974–1988

Mean yearly course of daily sums of the net radiation  $Q$ , of the short-wave radiation balance (G-R) and of the long-wave radiation balance (A-E) of the pine forest in Hartheim; mean values 1974–1988

Der Jahresgang der kurzwelligen Strahlungsflüsse G und R wird vom extraterrestrischen Strahlungsgang dominiert und vom Bewölkungsgang modifiziert, wobei gemäß Gleichung [4] im Winterhalbjahr bei niedriger Einstrahlung  $I_0$  die Änderungsbeträge bei gleicher Bewölkungsänderung kleiner sind. Das trifft für die langwelligen Strahlungsströme A und E nicht in gleicher Weise zu, da diese zusätzlich vom Jahresgang der Temperatur und des Dampfdrucks abhängen. Die Kurven von A, E und  $Q_L = A - E$  zeigen im Winterhalbjahr größere Änderungsbeträge als im Sommerhalbjahr.

Während sich die Maxima der Globalstrahlung G und der Reflexstrahlung R wegen der günstigeren Bewölkungsverhältnisse Anfang Juli gegenüber der Zeit des Sommersolstitiums um 2 Wochen verspäten, sind die Maxima von A und E um mehr als einen Monat auf Anfang August verschoben und folgen damit dem Trend der Temperatur- und Dampfdruckkurven (Abb. 6 und 7). Bei der Reflexstrahlung R trägt zur Verschiebung des Maximums auf den Juli außerdem die Tatsache bei, daß sich die Albedo  $\alpha$  im Monat Juli deutlich gegenüber den Juniwerten verändert wegen der Erhöhung ihres Anteils im nahen Infrarotbereich infolge der stärkeren Austrocknung

der Nadeln (KESSLER 1985 b). Die langjährigen Monatsmittel von Globalstrahlung G und der Reflexstrahlung R in den Monaten Juni und Juli haben folgende Werte (in  $J/cm^2/Tag$ ): Juni G 2009, R 189; Juli G 2008, R 209.

Das Minimum der Globalstrahlung wird gegenüber dem Minimum von  $I_0$  auf die erste Dezemberhälfte vorverlegt, aufgrund einer Bewölkungsanomalie, deren Einfluß auf die langwelligen Ströme – besonders auf die Gegenstrahlung – wieder deutlicher ausgeprägt ist. Die Minima der langwelligen Ströme verzögern sich im Winter gegenüber dem niedrigsten Sonnenstand um fast 2 Monate bis Mitte Februar. Dazu tragen nicht nur die Minima der Temperatur- und Dampfdruckkurven bei (Abb. 6 und 7), sondern auch eine Bewölkungsauflockerung Mitte Februar.

Die markanteste und die Strahlungsströme am stärksten prägende Witterungsanomalie der Jahre 1974–1988 ist die Bewölkungsarmut Mitte April. Während Globalstrahlung G, Reflexstrahlung R und langwellige Ausstrahlung E positive Abweichungen zeigen, geht die Gegenstrahlung A merklich zurück, weil zum Bewölkungseffekt auch ein Luftmasseneffekt mit einem Rückgang des Dampfdrucks (vgl. Abb. 7 und die Gleichungen [6] und [7]) hinzu-

Tabelle 6: Durchschnittliche Jahresmittel der Tagessummen der Strahlungsbilanz  $Q$  und ihrer Komponenten des Kiefernwaldes in Hartheim und einer Rasenoberfläche in Hamburg, Mittelwerte der Jahre 1974–1988 (Joule/cm<sup>2</sup>Tag)

Average yearly mean values of daily sums of net radiation  $Q$  and its components of the pine forest in Hartheim and of a grass surface in Hamburg; mean values 1974–1988 (Joule/cm<sup>2</sup>day)

	Kiefernwald	Rasen
Strahlungsbilanz $Q = Q_K + Q_L$	695	359
Kurzwellige Bilanz $Q_K = G - R$	1003	721
Langwellige Bilanz $Q_L = A - E$	-308	-362
Globalstrahlung $G$	1116	929
Reflexstrahlung $R$	113	208
Gegenstrahlung $A$	2854	2800
Langwellige Ausstrahlung $E$	3162	3162
Albedo $G/R$	0.101	0.224

kommt. Ein verstärkter Temperaturanstieg zu dieser Zeit wirkt diesen Effekten allerdings entgegen. Anders sind die Verhältnisse im Februar. Bei der Bewölkungsanomalie im Februar reagieren nur die langwelligen Strahlungsströme mit deutlichen Abweichungen.

Wie bei den Tagesgängen fällt die Jahresschwankung der langwelligen Bilanzen  $A - E$  nur mäßig aus mit erkennbar kleineren Werten im Winter. Das Minimum im April mag eine Besonderheit der Jahre 1974–1988 sein.

Wegen der erwähnten, teilweise sich kompensierenden Effekte der kurz- und langwelligen Strahlungsströme erscheint die Jahreskurve der Gesamtstrahlungsbilanz  $Q = Q_K + Q_L$  (Abb. 14) deutlich gleichmäßiger im Vergleich zur Globalstrahlung oder zur kurzwelligen Bilanz. Die mittleren Tagessummen der Strahlungsbilanz werden nur in der Zeit von Ende Dezember bis Anfang Januar negativ.

#### 8 Die Strahlungsbilanz und ihre Komponenten über Kiefernwald und Rasen

Die Strahlungsbilanzwerte, die im Weltstrahlungsmeßnetz (KESSLER 1985a) für Rasenoberflächen erhoben werden, haben den Vorteil, daß sie im globalen

Rahmen für diesen Oberflächentyp untereinander verglichen werden können. Der Nachteil liegt darin, daß aus diesem Material nicht direkt auf den Strahlungshaushalt anderer Vegetationsoberflächen geschlossen werden kann. Ein Ziel der Hartheimer Messungen bestand darin, wenigstens für den Oberflächentyp Kiefernwald diesen Mangel abzuschwächen. In Tab. 6 werden die 15jährigen Jahresmittel des Hartheimer Kiefernwaldes mit den Hamburger Werten über Rasen verglichen.

Die Strahlungsbilanz des Rasens ist nur halb so groß wie die der Kiefernwaldoberfläche. Aus diesen Zahlen geht hervor, daß durch die Veränderung des Oberflächentyps – beispielsweise durch einen Nutzungswechsel, wie er in Mitteleuropa seit der jüngeren Steinzeit üblich geworden ist (KESSLER 1985c) – der Strahlungshaushalt erheblich verändert werden kann. Dieses repräsentative, klimatologische Ergebnis bedeutet, daß für die beiden turbulenten Wärmeströme – den latenten Wärmestrom  $V$  (Verdunstung) und den fühlbaren Wärmestrom  $L$  (vgl. Gleichung [10] und Abb. 1) – über dem Kiefernwald in Hartheim fast doppelt soviel Strahlungsenergie zur Verfügung steht wie über der Rasenoberfläche in Hamburg. Der Kiefernwald könnte wesentlich mehr Wasser verdunsten, wenn das Niederschlagsangebot höher wäre, und er erwärmt die bodennahe Luft durch den fühlbaren Wärmestrom erheblich mehr als der Rasen in Hamburg. Dabei ist bemerkenswert, daß die langwellige Ausstrahlung beider Oberflächentypen gleich war, diese mithin die gleiche äquivalente Schwarzkörpertemperatur annahm. Der höhere Strahlungsgenuß des Kiefernwaldes führt also nicht zu einer höheren Erwärmung seiner emittierenden Bestandsoberfläche. Dieses Ergebnis dürfte ebenfalls von erheblicher Bedeutung für die klimatologische Auswertung von Satelliten-Thermalbildern im Hinblick auf die beteiligten Wärmeströme verschiedener Oberflächentypen sein.

Die Unterschiede in der Strahlungsbilanz  $Q$  zwischen den beiden Oberflächentypen sind sowohl auf oberflächenspezifische als auch auf großklimatische Bedingungen zurückzuführen. Der Kiefernwald hat eine halb so große Albedo  $R/G$  wie der Rasen. Da in Hamburg die Gegenstrahlung  $A$  wegen geringerer Lufttemperaturen als in der Oberrheinebene kleinere Werte besitzt, ist der langwellige Strahlungsverlust  $Q_L$  des Rasens auch größer. Die höhere Globalstrahlung der südlicher gelegenen Kiefernwaldstation ist im wesentlichen auf den höheren Sonnenstand zurückzuführen (leider liegen uns keine gleichartigen Bewölkungsdaten von Hamburg vor, um damit argumentieren zu können).

## Danksagung

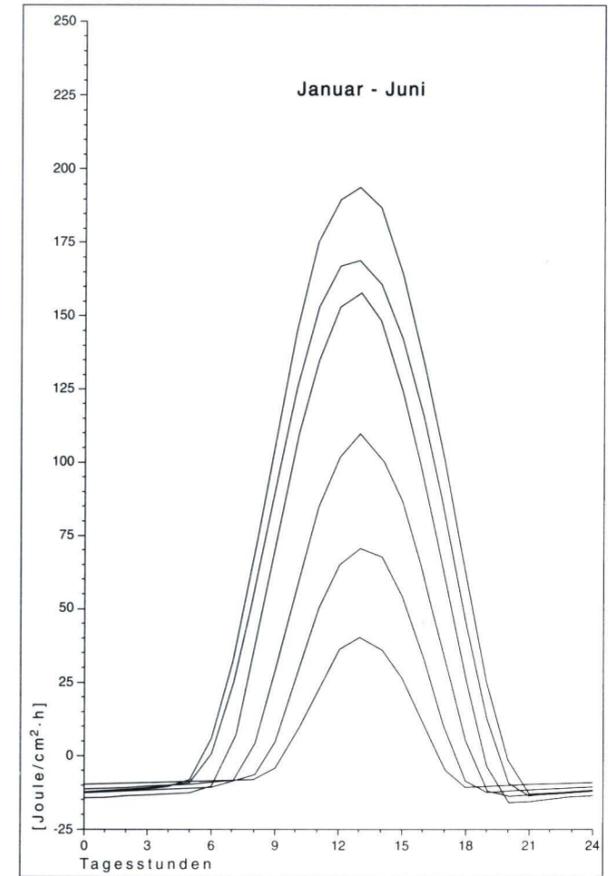
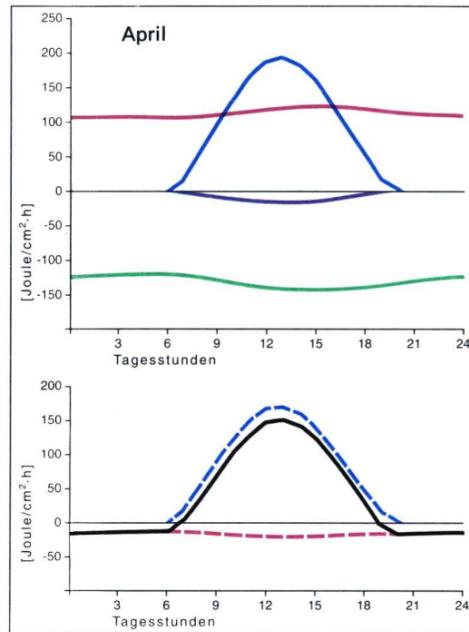
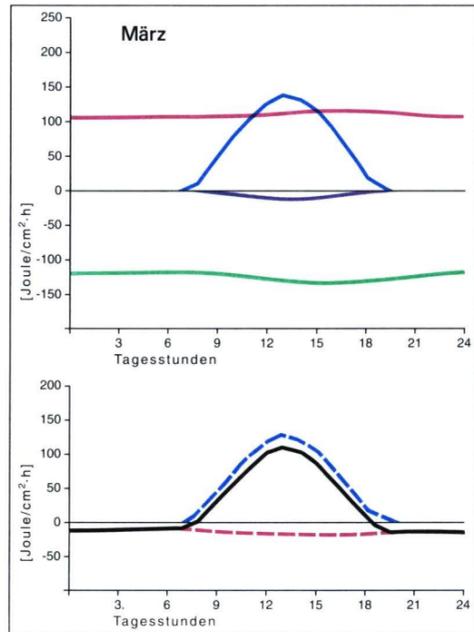
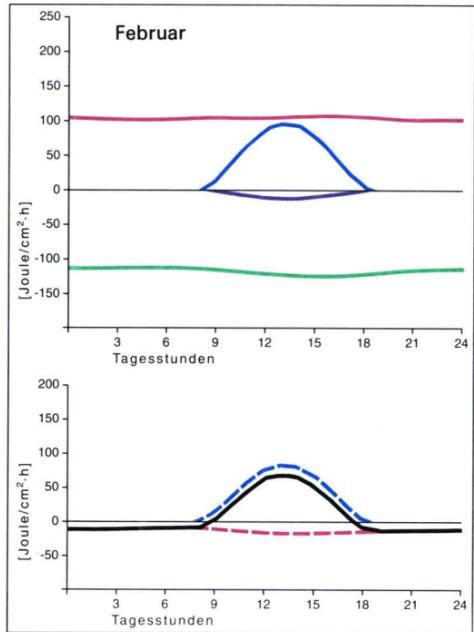
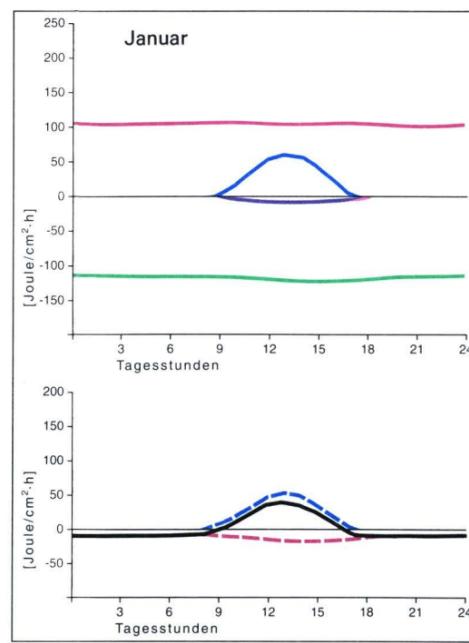
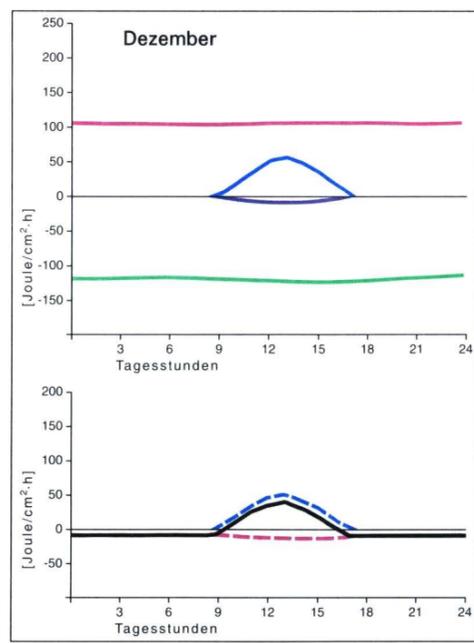
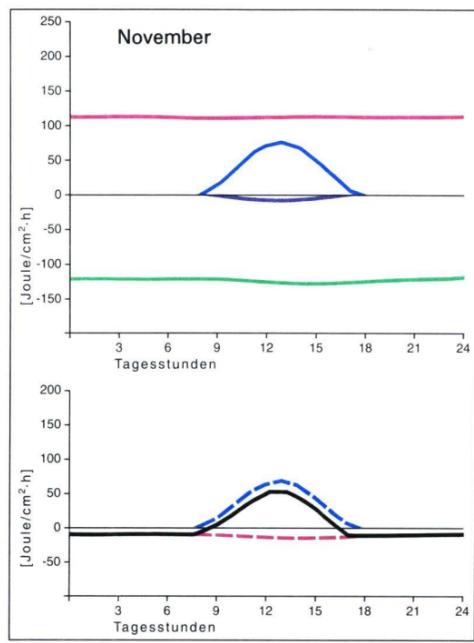
Für finanzielle Unterstützung der Untersuchungen sei folgenden Institutionen gedankt: der Deutschen Forschungsgemeinschaft, dem Bundesministerium für Forschung und Technologie, der Wissenschaftlichen Gesellschaft Freiburg und dem Ministerium für Wissenschaft und Kunst Baden-Württemberg. Weiterhin danken wir den Institutstechnikern, den Herren Trick und Fernbach, für die jahrzehntelange gewissenhafte Wartung der Waldstation. Herr Kollege Prof. Dr. H. Mayer hat die Auswertarbeiten dankenswerterweise durch Bereitstellung von Personal- und Sachmitteln tatkräftig unterstützt.

## Literatur

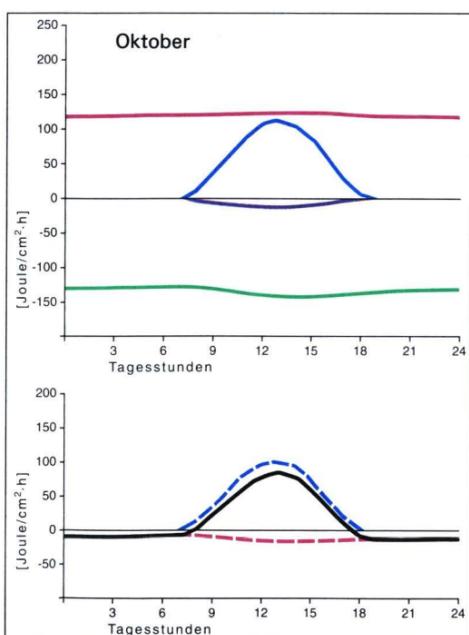
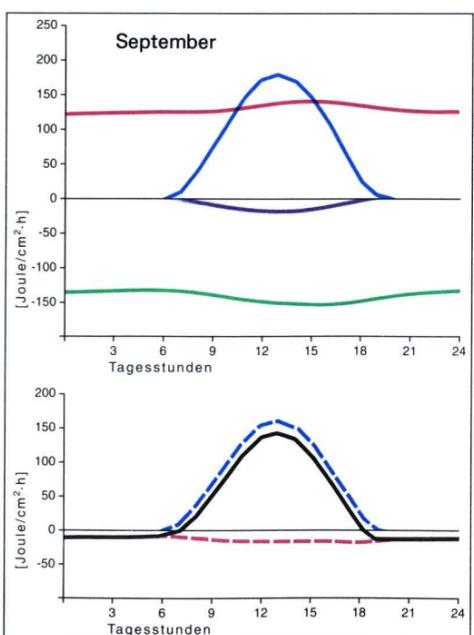
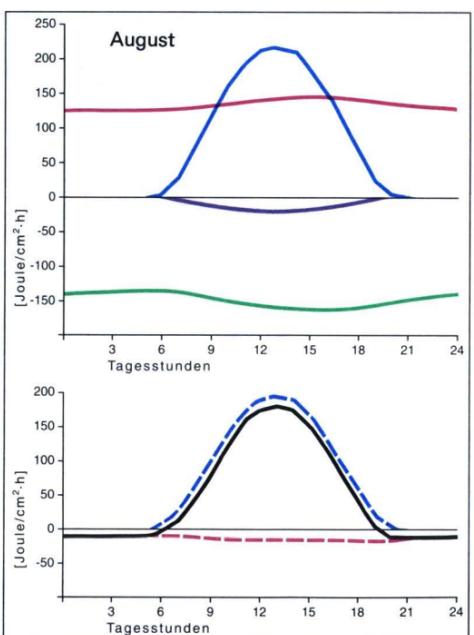
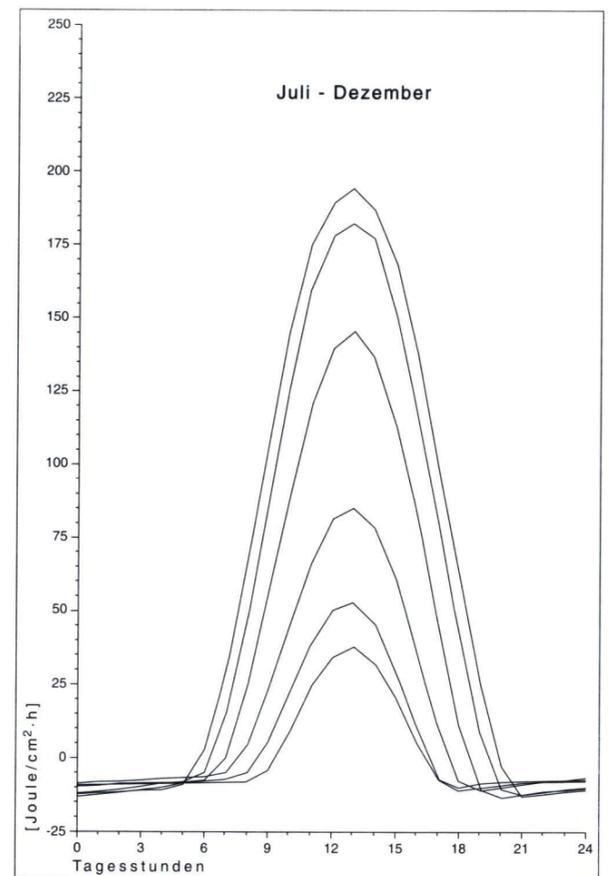
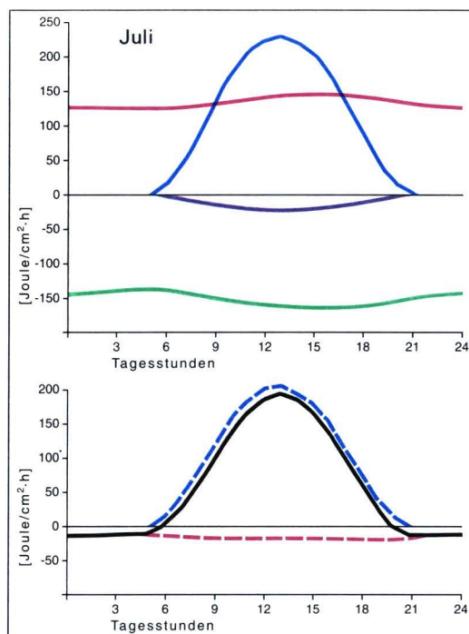
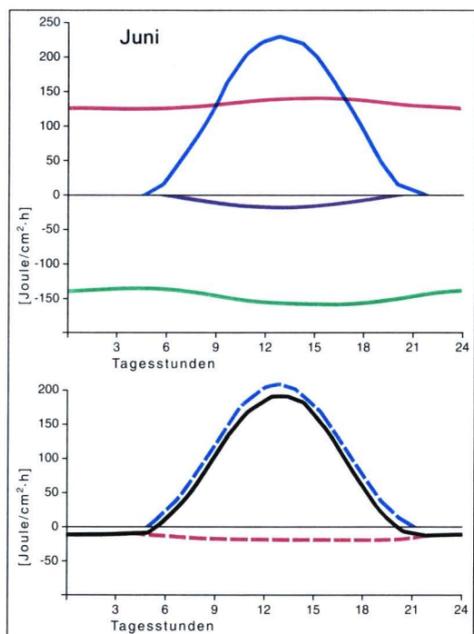
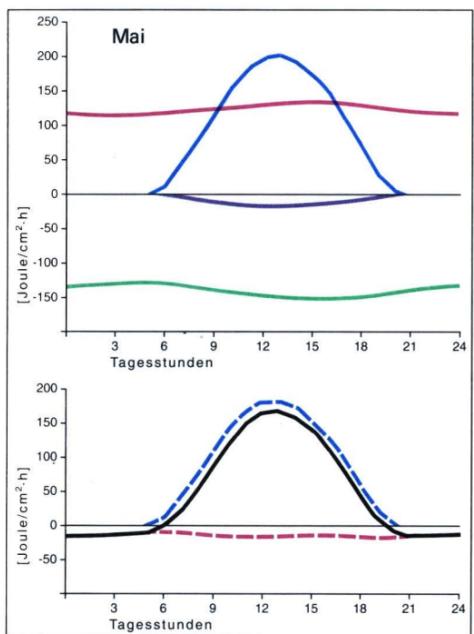
- BOLZ, H. M.: Die Abhängigkeit der infraroten Gegenstrahlung von der Bewölkung. In: *Z. f. Meteorol.* 3, 1949, 201-203.
- DÄKE, C.: Über ein neues Modell des Strahlungsbilanzmessers nach Schulze. *Ber. Deutscher Wetterd.* 126, Offenbach 1972.
- Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Hamburg: Ergebnisse von Strahlungsmessungen in der Bundesrepublik Deutschland. 1978 ff.
- FRANKENBERG, P.: Zum Klima des kurpfälzischen Oberrheingrabens. In: *Mannheimer Geogr. Arb.* 24, 1988, 9-93.
- GARTHE, H.-J.: Über das langjährige Verhalten der Energiehaushaltskomponenten eines mitteleuropäischen Kiefernwaldes. *Diss. Geowiss. Fakultät. Freiburg* 1985.
- HÄDRICH, F.: Der Wasserhaushalt einer Zweischicht-Pararendzina unter Kiefernjungbeständen im Trockengebiet am südlichen Oberrhein. In: *Mitt. Deutsche Bodenk. Ges.* 29, 1979, 149-158.
- HALLDIN, S. and LINDROTH, A.: Errors in net radiometry: comparison and evaluation of six radiometer designs. In: *Journ. Atm. Oceanic Techn.* 9, 1992, 762-783.
- HENDL, M.: Grundriß einer Klimakunde der deutschen Landschaften. Teubner Verlagsges. Leipzig 1966.
- HÖSCHELE, K. und KALB, M.: Das Klima ausgewählter Orte der Bundesrepublik Deutschland, Karlsruhe. *Ber. Deutscher Wetterd.* 174, Offenbach 1988.
- JAEGER, L.: Die klimatologische Meßstation Hartheim des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg i. B. In: *Ber. Naturf. Ges. Freiburg* 68, 1978, 47-73.
- : Climatology of wind profile parameter estimates above a growing pine forest. In: *Arch. Meteorol. Geoph. Biocl. Ser. B* 34, 1984(a), 161-179.
- : Zehn Jahre Niederschlagsmessungen über einem Kiefernbestand im angehenden Stangenholzalder. In: *Wetter und Leben* 36, 1984(b), 149-158.
- KASTEN, F.: Daily and yearly time variation of solar and terrestrial radiation fluxes as deduced from many years records at Hamburg. In: *Solar energy* 19, 1977, 589-593.
- : Strahlungsaustausch zwischen Oberflächen und Atmosphäre. In: *VDI Ber.* 721, 1989, 131-158.
- KEDING, I.: Klimatologische Untersuchung über die atmosphärische Gegenstrahlung und Vergleich von Berechnungsverfahren anhand langjähriger Messungen im Oberrheintal. *Ber. Deutscher Wetterd.* 178, Offenbach 1989.
- KESSLER, A.: Zur Klimatologie der Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche. Tages- und Jahresgänge in den Klimaten der Erde. In: *Erdkunde* 27, 1973, 1-10.
- : Über die spezifischen Strahlungsumsätze verschiedener Oberflächentypen in Mitteleuropa, klimatologisch betrachtet. In: *Wiss. Ber. Meteorol. Inst. Univ. Karlsruhe* 4, 1983, 101-112.
- : Heat balance climatology. World survey of climatology Vol. 1A. Amsterdam-London-New York-Tokyo 1985(a).
- : Über die kurzweilige Albedo eines Kiefernwaldes. Eine klimatologische Langzeitstudie. In: *Meteorol. Rdsch.* 38, 1985(b), 82-91.
- : Anthropogene Änderungen des Strahlungshaushalts der Erdoberfläche. Zur Problematik der Rekonstruktion vorzeitlicher Strahlungsklimate in Mitteleuropa. In: *Erdkunde* 39, 1985(c), 175-179.
- KESSLER, A., MÜLLER, R. und JAEGER, L.: Der Wasserhaushalt eines Kiefernwaldes und Wechselwirkungen mit dem Energiehaushalt. In: *Erdkunde* 42, 1988, 177-188.
- KÜNSTLE, E., MITSCHERLICH, G. und HÄDRICH, F.: Gaswechseluntersuchungen in Kiefernbeständen im Trockengebiet der Oberrheinebene. In: *Allg. Forst- u. Jagdztg.* 150, 1979, 205-228.
- LEHN, W. H.: A two-band clear sky albedo model for a pine forest. In: *Meteorol. Rdsch.* 43, 1991, 129-139.
- MERKEL, H.: Der Jahrring der Kiefer als klimatologische Datenquelle. *Ber. Deutscher Wetterd.* 172, Offenbach 1987.
- MITSCHERLICH, G.: Wald, Wachstum und Umwelt. Bd. 2 Waldklima und Wasserhaushalt, 2. Aufl. Frankfurt a. M. 1981.
- SCHÄFER, G.: Närelementhaushalt von Kiefernjungbeständen in der südlichen Oberrheinebene. *Freiburger Bodenk. Abh.* 7, 1977.
- SCHOTT, R.: Untersuchungen über die Energiehaushaltskomponenten in der atmosphärischen Grenzschicht am Beispiel eines Kiefernbestandes in der Oberrheinebene. *Ber. Deutscher Wetterd.* 153, Offenbach 1980.
- TALKNER, P., WEBER, R. und ROSER, W.: Daily temperatures in Switzerland from 1901-1989. In: *Paul Scherrer Institut, Annual Report 1990, Annex V*, 1990, 78-84.
- VOGT, R. und JAEGER, L.: Evaporation from a pine forest - using the aerodynamic method and Bowen ratio method. In: *Agric. Forest Meteorol.* 50, 1990, 39-54.

Mittlere Tagesgänge der Strahlungsbilanz und ihrer Komponenten über einem Kiefernwald (Mittelwerte der Jahre 1974-1988)

Mean daily course of net radiation and its components above a pine stand (Mean values 1974 - 1988)



Mittlerer Tagesgang der Strahlungsbilanz Q für die einzelnen Monate



- G Globalstrahlung
- R Reflexstrahlung
- E Langwellige Ausstrahlung der Kiefernwaldoberfläche
- A Gegenstrahlung
- $Q = Q_K + Q_L$  Strahlungsbilanz
- - -  $Q_K = G - R$  Kurzwellige Strahlungsbilanz
- - -  $Q_L = A - E$  Langwellige Strahlungsbilanz