



Berichte des Deutschen Wetterdienstes

28

**Untersuchungen über den Wärme- und Wasserhaushalt
eines jungen Waldes**

von
Albert Baumgartner



Zitationsvorschlag:

Baumgartner, Albert: Untersuchungen über den Wärme- und Wasserhaushalt eines jungen Waldes - Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 1956.
(Berichte des Deutschen Wetterdienstes ; 28)

ISSN der Onlineausgabe: 2194-5969

ISSN der Druckausgabe: 0072-4130

Nutzungsbedingungen



Dieses Dokument steht unter folgender Creative Commons-Lizenz

Sie dürfen das Werk bzw. den Inhalt unter folgenden Bedingungen vervielfältigen, verbreiten und öffentlich zugänglich machen: Sie müssen den Namen des Autors/Rechteinhabers in der von ihm festgelegten Weise nennen. Dieses Werk bzw. dieser Inhalt darf nicht für kommerzielle Zwecke verwendet werden und es darf nicht bearbeitet, abgewandelt oder in anderer Weise verändert werden.

Mit der Verwendung dieses Dokumentes erkennen Sie die Nutzungsbedingungen an.

Herausgeber und Verlag: :

Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Straße 135
D- 63067 Offenbach am Main

Internet: www.dwd.de

Mail: bibliothek@dwd.de

Inhalt		Seite
Vorwort		3
Zusammenfassung		3
I. Zum Problem		4
1. Die Zielsetzung		4
2. Der Energietransport durch Strahlung		4
3. Die Verteilung der Strahlungsenergie im Bestande ..		5
4. Die Wärmeströme und die Energiebilanz des Waldes		5
5. Methodik und Erfahrungsstand von Wärmehaushalts-		6
messungen		
6. Bedeutung von Wärmehaushaltsuntersuchungen im		7
Walde für die Forstwissenschaft und für die		
Forstwirtschaft		
II. Durchführung der Freilandversuche 1951—1953		7
7. Der Versuchsplatz und der Bestand		7
8. Das Versuchsgerät und dessen Verteilung		8
9. Weitere Hilfsmittel, Versuchsablauf, Wetterlage		9
III. Die meteorologischen Zustandsgrößen im Walde		9
10. Der Strahlungsumsatz	(S)	10
11. Die Lufttemperatur	(ϑ)	15
12. Die Pflanzentemperatur	(ϑ_P)	19
13. Die Bodentemperatur	(ϑ_B)	19
14. Die relative Luftfeuchtigkeit	(F)	20
15. Der Dampfdruck	(e)	23
16. Die Äquivalenttemperatur	(ϑ_a)	27
17. Der Tau		27
18. Die potentielle Verdunstung (Piché)		30
19. Die Bodenfeuchtigkeit		32
20. Die Windgeschwindigkeit	(u)	
und die Rauigkeitsgrößen	(z_0, z', l, τ)	34
21. Der Austauschkoefizient	(A)	39
IV. Berechnung der Wärmehaushaltsglieder		40
22. Der Wärmeumsatz in der Pflanzenmasse	(Pp)	40
23. Wärmeumsätze in der Bestandsraumluft	(Pl)	41
24. Der Wärmestrom im Boden	(B)	42
25. Wärmeumsätze beim Stoffwechsel der Pflanzen(K)		44
26. Wärmeumsätze bei Niederschlägen	(R)	45
27. Der vertikale Wärmestrom in der Luft und die		
Energieumsätze bei Verdunstung,		
Transpiration und Taubildung		45
27. 1. Der vertikale Wärmestrom in der Luft ..(L)		46
27. 2. Horizontaler Massen- und Wärme-		
transport	(Q)	47
27. 3. Die Energieumsätze bei Verdunstung,		
Transpiration und Kondensation	(V)	48
28. Die Energiebilanz		49
V. Literatur		50

Diese Arbeit wurde unter dem Titel „Untersuchungen über den Wärme- und Wasserhaushalt in und am Rande eines jungen Fichtenwaldes“ als Inaugural-Dissertation von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität München angenommen.

Anschrift des Verfassers:

Observator A. Baumgartner, München 13, Amalienstr. 52/III,
 Meteorologisches Institut der Bayerischen Forstlichen
 Forschungsanstalt.

Vorwort

Die vorliegende Abhandlung beruht auf Freilandmessungen, welche das Meteorologische Institut der Bayerischen Forstlichen Forschungsanstalt, dem ich als Observator angehöre, in den Jahren 1951—1953 durchgeführt hat.

Die Versuche fanden unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. Rudolf Geiger statt. Aus der Erfahrung vieler eigener bestandsklimatologischer Untersuchungen schöpfend, hat sein steter Rat nicht nur dazu geführt, daß das erstrebte wissenschaftliche Ziel erreicht werden konnte, sondern auch durch rationelle Gestaltung der Versuche der Kostenaufwand bescheiden blieb. Ich habe ihm für die Übertragung der Bearbeitung der Freilandbeobachtungen und für viele Anregungen bei der Abfassung des Textes besonders zu danken.

Bei der Gewinnung des Beobachtungsmaterials haben alle Angehörigen des Meteorologischen Instituts kameradschaftlich zusammengewirkt. Unter erschwerten Arbeits- und Lebensbedingungen haben mit mir Dr. G. Hofmann, Forstmeister K. Mauerer und Werkmeister G. Weinberger mehrere Wochen bei täglich 18- bis 20stündigem Einsatz im Walde verbracht.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, auch darauf hinzuweisen, daß ohne die Unterstützung durch ERP-Mittel und durch die Bayerische Staatsforstverwaltung die umfangreiche Aufgabe nicht zu lösen gewesen wäre.

Zusammenfassung

In der Einleitung werden das Problem und der derzeitige Stand der Erforschung des Wärmehaushaltes einer pflanzenbedeckten Erdoberfläche behandelt sowie in Tab. 1 und 2 Richtwerte des Strahlungs- und Wärmehaushaltes einer Wiese bei München mitgeteilt. In Teil II werden Meßplätze und Geräte und in Teil III die Ergebnisse der Messungen aller greifbaren meteorologischen Zustandsgrößen in einem jungen Fichtenwald und auf einer benachbarten Freifläche beschrieben.

Mit den Registrierungen des Strahlungssaldos an 6 Meßstellen im Vertikalprofil wurde eine neue Meßgröße in die forstmeteorologische Forschung eingeführt, die zugleich den wesentlichsten oberirdischen Wachstumsfaktor repräsentiert. Der stärkste Energieumsatz findet zwischen den Wipfeln statt, während man bisher den Kronenraum als „aktive Oberfläche“ bezeichnet hat (vgl. Abb. 9).

Auf Grund von dichten Profilmessungen konnten Luft-, Boden- und Pflanzentemperaturen (Abb. 12, 13, 14 und 18), die relative Luftfeuchtigkeit (Abb. 22), die komplizierten Dampfdruck- und Äquivalenttemperaturverteilungen (Abb. 25, 31) und die Verteilung der Piche-Verdunstung (Abb. 36) in Isoplethendiagrammen, die den Bestandsraum bis 5 m über den Wipfeln umfaßten, dargestellt werden.

Mit einer neuen Methode (doppelseitig exponierte Tauplatten) wurden die vertikalen Tauprofile bis in 16 m Höhe im Walde und im Freiland untersucht (Abb. 33 u. 35). Aus den Messungen der Piche-Verdunstung und den Bodenfeuchtebestimmungen ergab sich der tägliche Wasserverbrauch des Waldes, der in den heißen Dürretagen vom 28. 6. — 8. 7. 1951 etwa 7 mm betrug. Die Wiese entnahm die Bodenfeuchte aus oberflächennahen, der Wald aus tieferen Bodenschichten, wobei der Wald mit Zunahme der Dürre den Wasservorrat im Boden sparsamer nutzte (siehe Abb. 39 u. 40).

Die Messungen der Windgeschwindigkeit über den Baumkronen (Abb. 42—47) erweiterten unsere Kenntnisse über die Strömungsverhältnisse für den Fall der extremen Rauigkeit, wie sie durch die Waldkrone ge-

geben ist. Nullpunktverschiebung, Rauigkeitsparameter, Mischungsweglänge, Schubspannungsgeschwindigkeit und Schubspannung sind abgeleitet worden (Abschnitt 20) und ermöglichten die analytische Darstellung des sogenannten logarithmischen Windprofils. Die Prandtl'sche Faustregel: $z_0 = d/30$ (d = Durchmesser der Aufräumungselemente) verliert bei einem Walde seine Gültigkeit, weil die laminare Grenzschicht, die für Reibungen bei Rauigkeiten von der Dimension mm und cm noch das Strömungsprofil beeinflusst, bei Rauigkeiten von Meter-Durchmessern keine Rolle mehr spielt. Aus dem Windprofil und der thermischen Schichtung wurde der Tagesgang des Austauschkoeffizienten (Tab. 27) berechnet.

Mehrere Korrelationen der meteorologischen Zustandsgrößen mit dem Strahlungssaldo gaben Einblick in die Verdunstungsfunktion (Abb. 37) und in den Aufbau des Windfeldes (Abb. 46).

In Teil IV wurden die Wärmehaushaltsglieder berechnet und im Sinne des Satzes von der Erhaltung der Energie die Energiebilanz des Waldes erstmals aufgestellt (Abb. 48 u. 49, Tab. 38 u. 39). Von ca. 600 cal/cm², die an einem heißen Hochsommertage (Mittel 28. 6. bis 6. 7. 1952) aus der Sonnenstrahlung für Wärmeumsätze zur Verfügung standen, wurden am Tage nur 2¹/₂% zur Erwärmung des Bodens, 3% zur Erwärmung der Pflanzenmasse, 1¹/₂% zur Erwärmung der Luft im Bestandsraum, hingegen 63% für Verdunstung verwendet und 31% an den Luftraum oberhalb des Bestandes abgegeben. Nachts wurden bei einem Strahlungsumsatz von ca. 30 cal/cm² vom Erdboden 10, vom Bestand 22, von der Luft 1 cal/cm² abgegeben und bei der Taubildung 8 cal/cm² gewonnen.

Die Untersuchung hat gezeigt, daß ein Wald ein hervorragendes Experimentierfeld der Mikrometeorologie darstellt. In ihm kann man zur gleichen Zeit eine solche Variation aller Zustandsgrößen auf engem Raume antreffen, wie sie anderswo z. B. an pflanzenfreien oder nur von niedrigen Pflanzen bedeckten Erdoberflächen, wenn überhaupt, dann nur durch langdauernde Untersuchungen bei verschiedenster Witterung erfassbar sind.

I. Zum Problem

1. Die Zielsetzung

Zu einem wirklichen Verständnis des meteorologischen Geschehens in einem Pflanzenbestande kann man nur dann kommen, wenn man auf die Ursachen zurückgeht und, wie R. Geiger (47) sagte, „der Natur gleichsam in die Werkstatt schaut“. Daher sollte durch die Untersuchung geklärt werden, wieviel Energie an einem Tage für den Wärmehaushalt eines Waldes aus der Strahlung zur Verfügung steht und wie sich diese Energie auf die einzelnen Wärmeumsätze im Walde verteilt.

2. Der Energietransport durch Strahlung

Der Wärmehaushalt des Waldes hängt im wesentlichen von dem Umfange der Energieübertragung durch Strahlung ab. Maßgebend ist die Differenz aus dem zum Bestande hinführenden und von ihm wegführenden Strahlungsstrom. Der Betrag des Energiegewinns oder -verlustes ist durch den Skalarwert S der Resultierenden \vec{S} im Vektorfeld des Strahlungsstromes bestimmt.

Im Falle eines ebenen homogenen Waldes ergibt sich S aus der Differenz zwischen dem Strahlungsstrom aus dem oberen Halbraum S_0 und dem Strahlungsstrom aus dem unteren Halbraum S_u , die durch eine knapp über dem Bestande liegende horizontale Bezugsfläche gehen. Zu S_0 zählen die direkte Sonnenstrahlung J, die diffuse Himmelsstrahlung D und die langwellige Eigenstrahlung der Atmosphäre G, welche von den gasförmigen Konstituenten (Wasserdampf, CO_2 , O_3 usw.) und von den festen Beimengungen der Luft ausgeht.

$$S_0 = J + D + G.$$

S_u setzt sich zusammen aus der Reflexion der kurzwelligen Globalstrahlung von Sonne und Himmel R_k , aus der Reflexion der Gegenstrahlung R_l und aus der Eigenstrahlung der bewaldeten Erdoberfläche A.

$$S_u = R_k + R_l + A$$

Bezeichnet man das Reflexionsvermögen des Waldes im kurzwelligen Spektralbereich mit r_k und im langwelligen Bereich mit r_l sowie das Absorptionsvermögen mit a_k bzw. a_l , wobei

$$1 - r_k = a_k \text{ und } 1 - r_l = a_l,$$

dann wird

$$S = S_0 - S_u \\ = a_k (J + D) + a_l G - A.$$

Bei Auftrennung in Spektralbereiche ergibt sich S aus den Skalarwerten der Resultierenden S_k im kurzwelligen Bereich und S_l im langwelligen Bereich zu

$$S = S_k + S_l.$$

Den Betrag des resultierenden Strahlungsstromes erhält man entweder durch Messung der einzelnen Komponenten des Strahlungshaushaltes oder direkt mit Strahlungsumsatzmessern, die F. Albrecht (6) entwickelt hat.

S wird im deutschen Sprachgebrauch vielfach mit „Strahlungsbilanz“, im englischen mit „net radiation“ bezeichnet. Da es im Strahlungshaushalt tagsüber zu einem Energiegewinn, nachts zu einem Energieverlust kommt und nur kurzfristig in den Übergangstageszeiten Strahlungseinnahmen und -ausgaben gleich groß

sind, trifft der Ausdruck Strahlungsbilanz die Sache nicht ganz. Mit dem Bilanzbegriff ist der Fall der Gleichheit oder des Abgleichens verbunden, der bei Wärmehaushaltsbetrachtungen durch Aufstellung der Energiebilanz im Sinne des 1. Hauptsatzes der Wärmelehre richtige Anwendung findet. Sachlich gesehen entspricht die Differenz $S_0 - S_u$ dem Begriff des Saldos im Wirtschaftsleben, aus dem auch der Bilanzbegriff entlehnt ist. In dieser Abhandlung wird deshalb S mit „Strahlungssaldo“ bezeichnet. In gleicher Weise geeignet ist auch der Ausdruck „Effektivstrahlung“ und unter gewissen Einschränkungen wegen des zeitlichen Bezugs auch die Wortbildung „Strahlungsumsatz“.

S wird positiv bezeichnet, wenn der Wald aus dem Strahlungsstrom Energie gewinnt. Die Dimension Energie/Fläche · Zeit wird mit cal/cm^2min oder in $mcal/cm^2min$ angegeben.

Die Übereinstimmung zwischen dem S des Waldes und dem S an der Bezugsfläche über dem Bestande ist nur dann gegeben, wenn in der Schicht zwischen dem Walde und der Bezugsfläche (\equiv mit der Ebene des Strahlungsumsatzmessers) keine Strahlung umgesetzt wird. Nachdem F. Möller (72) eine solche Strahlungsaufnahme durch die bodennahe Luft wahrscheinlich gemacht hat, ist es erforderlich, daß die Aufstellung von Strahlungsumsatzmessern so nahe an der Oberfläche des Bestandes erfolgt, daß man noch ein Flächenmittel des Strahlungssaldos erhält, ohne gleichzeitig durch den Schatten des Meßfühlers das Strahlungsfeld zu beeinflussen.

Über die Größenordnung der Glieder des Strahlungshaushaltes im Tages- und Jahresablauf unterrichten Tabelle und Abb. 1. Der Tabelle liegen eigene Auswertungen der Strahlungssaldomessungen am Meteorologischen Institut München und Daten aus der umfangreichen Strahlungsliteratur unter vorzugsweiser Benutzung des Werkes von F. Linke (69) zugrunde.

Tab. 1 Strahlungshaushalt einer natürlichen horizontalen Bodenoberfläche unter mitteleuropäischen Verhältnissen ($\varphi = 48 - 53^\circ N$).

	Heiterer Sommertag		Mittlere monatliche Tagessummen		Mittlere Jahressummen kcal/cm ² Jahr
	morgens	nachts	Sommer	Winter	
	cal/cm ² min		cal/cm ² Tag		
S_0 : J	1.25	0.00	270	20	53
D	0.20	0.00	218	52	42
G	0.42	0.38	740	545	240
S_u : A	0.65	0.48	829	586	264
R_k	0.30	0.00	90	31	20
R_l	0.04	0.03	60	25	16
S_0	1.87	0.38	1228	617	335
S_u	0.99	0.51	979	642	300
S_k	1.15	0.00	398	41	75
S_l	-0.27	-0.13	-149	-66	-40
S	0.88	-0.13	249	-25	35

Bei Berücksichtigung der Bewölkung stehen dem Walde an einem mittleren Sommertag für Wärmeumsätze rund 250 cal/cm^2 Tag zur Verfügung. An einem Wintertag gehen täglich durchschnittlich 25 cal/cm^2 Tag verloren. Der Jahresetat des Strahlungshaushaltes beträgt ca. 35 000 cal/cm^2 Jahr.

An Tagen ohne Bewölkung lassen sich folgende Tagessummen feststellen:

	J	D	G	S	
Hochsommertag	570	130	690	600	cal/cm ² Tag
Wintertag	70	40	450	—50	cal/cm ² Tag

An einem heiteren Hochsommertag werden somit bis zu 600 cal/cm²Tag vom Wald eingenommen und den verschiedenen Wärmeströmen zugeführt.

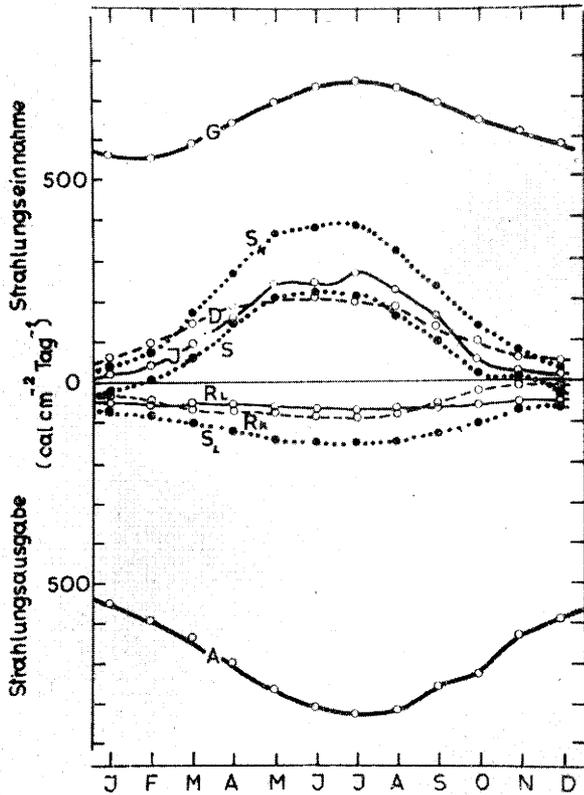


Abb. 1

Die Glieder des Strahlungshaushaltes (Tagessummen) im Jahresgang, nach F. Sauberer (91) für Wien.

Die Abb. 1 beruht auf den von F. Sauberer (91) mitgeteilten Zahlenwerten für den Strahlungshaushalt von Wien. Zwei Merkmale sind besonders hervorzuheben: a) der hohe Anteil der Gegenstrahlung am Strahlungshaushalt beruht darauf, daß G mit rund 0,4 cal/cm²min die 24 Stunden über wirksam ist. In der Tagessumme wird daher die Globalstrahlung (J + D) von der Gegenstrahlung in allen Jahreszeiten übertrifft. Die langwellige Reflexion ist in der Tagessumme von der gleichen Größenordnung wie die kurzwellige Reflexion: Im Sommer wächst G an bedeckten Tagen bis auf 830 cal/cm²Tag. Die Gegenstrahlung wird jedoch nicht in voller Höhe wirksam, weil sie durch die fast gleich große Ausstrahlung der Erdoberfläche überkompensiert wird. b) Im Winter werden die mittleren monatlichen Tagessummen der Sonnenstrahlung von der Himmelsstrahlung oft weit übertrifft.

3. Die Verteilung der Strahlungsenergie im Bestande

Das Bestandsinnenklima richtet sich nicht nur nach dem Betrag des Strahlungssaldos, sondern auch danach, wo sich im Bestande der Strahlungsumsatz vollzieht.

Die ersten Meßwerte des Strahlungssaldos unter Vegetationsdecken hat F. Sauberer (89) 1937 mitgeteilt. Unter verschiedenen Baum- und Straucharten fand er

zur Mittagszeit Salden zwischen 0,01—0,05 cal/cm²min. R. Geiger und Mitarbeiter (48) untersuchten 1950 in einem jungen Fichtenwalde den Tagesgang und die vertikale Gliederung der Strahlungssalden. Zwischen den Wipfeln wurden bereits 60% des über dem Bestande gemessenen Strahlungssaldos umgesetzt, zwischen den Kronen etwa 30%, und nur 5% der gesamten dem Walde verfügbaren Energie verblieben dem Waldboden.

Rückschlüsse auf die Energieverteilung im Bestande lassen sich auch aus Lichtmessungen ziehen, die eine zusammenfassende Bearbeitung durch R. Geiger (47) gefunden haben. A. Baumgartner (14) zeigte durch Einführung eines relativen Höhenmaßes, daß sich die gemessenen Lichtprofile in Abhängigkeit von der vertikalen Gliederung der Pflanzenmasse ordnen lassen.

Neben der quantitativen Verminderung tritt im Walde eine von den optischen Eigenschaften des Pflanzenmaterials abhängige qualitative Umwandlung der Strahlung ein. Nach A. Seybold (102, 103) und F. Sauberer (89) absorbiert (A) und transmittiert (T) ein grünes Laubblatt (Nadeln verhalten sich ähnlich) im Bereiche von

λ	0.40	0.50	0.52	0.55	0.60	0.64	0.68	0.70	0.75	1.00	2.40 μ
A	95	90	80	70	80	80	90	25	15	12	70 %
T	3	6	6	14	8	7	5	45	58	44	21 %

Der maximale Energieanteil der zum Waldboden gelangenden Strahlung liegt bei 0,8 μ . K. Egle (30) stellte Änderungen der spektralen Verteilung der Strahlung im Jahreslauf besonders zur Zeit der Laubentfaltung und Verfärbung fest. Je nachdem die Strahlung auf die Ober- oder Unterseite der Blätter oder Nadeln trifft, ändert sich T um 5—8%. Während das Licht leichter in den Bestand gelangt als hinaus, wird die Infrarotstrahlung besser hinausgelassen als hinein.

Auf den verhältnismäßig hohen Anteil der langwelligen Strahlungsumsätze in hohen Pflanzenbeständen wies F. Sauberer (90) hin. Unter einem Weißbuchenblättdach verminderte sich das Tageslicht auf 8,5%, der Strahlungssaldo ging aber nur auf 20% zurück. Jeder Pflanzenteil steht zu jeder Zeit im Energieaustausch mit seiner Umgebung, wodurch Temperaturgegensätze im Bestandsraum verringert werden. Zur Mittagszeit wird das Bestandsinnere u. a. durch Wärmestrahlung von der „äußeren tätigen Oberfläche“ her erwärmt, nachts dadurch von dort aus abgekühlt. In gewissem Sinne zeigt diese Art von Energieübertragung Wirkungen, die einer Wärmeleitung ähnlich sind.

4. Die Wärmeströme und Energiebilanz des Waldes

Der Strahlungsumsatz wird primär an den Nadel- (blatt)- und Holzoberflächen und sekundär am Waldboden vollzogen. Daraus ergeben sich Wärmeströme innerhalb der Pflanzenmasse (P_P) und im Boden (B). Durch Wärmeübergang nimmt auch die Luft im Bestandsraum (P_L) am Strahlungsumsatz teil. Der Energiegewinn oder -verlust im Bestandsraum hat einen vertikalen Massen- und Wärmefluß (L) zwischen der Luft im Walde und dem freien (= bestandsfremden) Luftraum über dem Walde zur Folge. Im allgemeinen ist der Wärmehaushalt der umgebenden Erd- oder Waldoberfläche nicht genügend homogen, so daß ein horizontaler Wärmefluß (Q) zustande kommt, der aber in seiner Äußerung von L nicht zu unterscheiden ist. Zum Verdampfen des Transpirationswassers (T) und zur direkten Verdunstung aus dem Waldboden = Evaporation (E) werden je g Wasser rund 600 cal beansprucht. $E + T$ wird gewöhnlich mit Evapotranspiration (V) bezeichnet. Durch diese Prozesse wird Masse transportiert und, z. B. bei der Hebung des Wassers

in den Bäumen, Arbeit gegen die Schwerkraft geleistet. Die Arbeitsleistung ist aber gegenüber den Änderungen der inneren Energie klein.

Niederschlagswasser führt dem Bestande je nach Wetter und Jahreszeit Wärme (R) zu oder ab. Der Energiebedarf der biochemischen Photosynthese (K) wird direkt aus der Strahlung gedeckt. Bei der Pflanzenatmung wird Wärme frei. Der aus dem Erdinnern kommende Wärmestrom ist verschwindend klein und wird in B erfaßt.

Diese Vielfalt der Glieder des Wärmehaushaltes einer pflanzenbedeckten Erdoberfläche war es wohl, was A. Schmauß (92) veranlaßte, die Erforschung des Wärme- und Strahlungshaushaltes der Atmosphäre und Erdoberfläche als eine besonders reizvolle Anwendung des Satzes von der Erhaltung der Energie zu bezeichnen. Dieser Satz, der seine Formulierung in der Gleichung

$$Q = \Delta U + A$$

findet, besagt, daß sich die einem Körper zugeführte Wärme Q restlos wiederfindet in der Änderung ΔU seiner inneren Energie U und der von ihm geleisteten Arbeit A. In gleicher Weise lassen sich alle obigen Wärmeströme zur Energiebilanz des Waldes zusammenfassen. Wählt man das Vorzeichen für die einzelnen Glieder so, daß alle Wärmeströme, die zur Zählfläche hinführen, positiv und alle, die von ihr wegführen, negativ gewertet werden, so läßt sich die Energiebilanzgleichung in der Form angeben:

$$S + B + P + L + V + K + R + Q = 0.$$

Durch das Wegfallen von R an niederschlagsfreien Tagen, durch das Vernachlässigen von K sowie durch Einbeziehen von Q in L und P in B vereinfacht sich die Gleichung auf die 1930 von F. Albrecht (1) angegebene Form

$$S + B + L + V = 0.$$

Allerdings waren dort die Vorzeichen anders gewählt.

Im Laufe eines Tages nehmen die Wärmehaushaltsglieder gewöhnlich folgende Vorzeichen an:

	S	P	B	L	V	K	Q	R
tagsüber	+	-	-	-	-	-	±	-
nachts	-	+	+	+	+	+	±	+

R. Geiger (41) hat zwischen dem „Einstrahlungstypus“ und dem „Ausstrahlungstypus“ unterschieden, die sich eng an das obige Schema anschließen. Sie sind in Abb. 2 durch Temperaturprofile und durch Pfeile für die

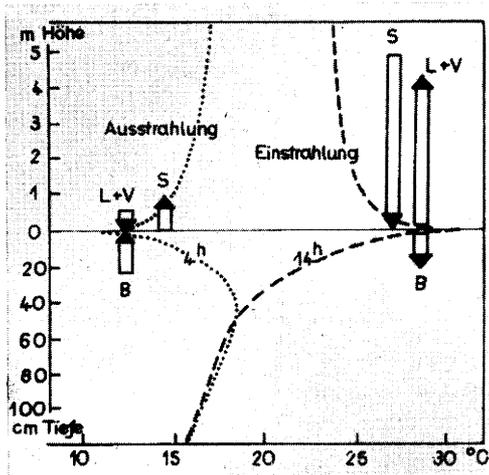


Abb. 2
Wärmehaushaltstypen und Richtung sowie relative Größe der Wärmeströme.

Wärmeströme dargestellt. J. A. Businger (23) erweiterte die Klassifikation durch Kombination der von der Strahlung her bestimmten Größen S, B + P und L + V mit Störungsgliedern auf mindestens 8 mögliche Wärmehaushaltstypen. Sie treten dann auf, wenn z. B. die autochthone, aus dem Strahlungssaldo herrührende Temperaturschichtung von Fremdluft beseitigt wird. Bei Advektion von wärmerer Luft am Tage oder kälterer Luft nachts kann eine Richtungsänderung des L- und auch des V-Gliedes erfolgen. Zu positivem (negativem) S kommt dann ein + (—) Wärmestrom L aus der Luft.

5. Methodik und Erfahrungsstand von Wärmehaushaltsmessungen

Von den Gliedern der vereinfachten Energiebilanz sind derzeit nur S und B verhältnismäßig sicher zu messen. L und V sind sodann als Summe aus

$$S + B = - (L + V)$$

erhältlich. Zur Lösung der Gleichung führen die separate Bestimmung von L oder V mit Hilfe der von J. G. Taylor (109) und W. Schmidt (94) eingeführten Stromgleichung aus

$$L = A_{\theta} c_p \frac{d\theta}{dz}$$

bzw.
$$V = A_q r \frac{dq}{dz}$$

Es bedeuten: A_{θ} und A_q die Austauschkoefizienten [g/cm sec] für Wärme und Wasserdampf, c_p die spezifische Wärme der feuchten Luft bei konstantem Druck [cal/g grad], r die Verdampfungswärme [cal/g] und $d\theta/dz$ und dq/dz zeitliche Mittelwerte der vertikalen Gradienten von potentieller Temperatur [°C/cm] und Wasserdampf [gcm⁻³/cm].

Schwierigkeiten bereitet die Bestimmung des Austauschkoefizienten A wegen der Autokorrelation zwischen Schichtung der Eigenschaft und dem Eigenschaftstransport. L. F. Richardson (86), H. U. Sverdrup (107), H. Lettau (67) u. a. haben Kriterien gefunden, die in gewissem Grade gestatten, den nach W. Prandtl (83) aus der Bewegungsgröße abgeleiteten Austauschkoefizienten der jeweiligen Temperaturschichtung anzupassen. Unabhängiger ist das von W. C. Swinbank (108) und E. Frankenberger (33) ausgebaute Verfahren zur Bestimmung des Vertikaltransportes durch Zählung und Messung des Umfangs und der Eigenschaften der Austauschkörper und deren Vertikalgeschwindigkeiten.

Bei der Behandlung von einzelnen Haushaltsgliedern wurde früher das Hauptgewicht auf die Bestimmung von B und später auf die Ermittlung des turbulenten Wärmestromes L gelegt. Derzeit hat sich die Forschung vor allem der Verdunstungsmessung zugewandt, deren Verfahren W. Thornthwaite und B. Holzman (111), O. G. Sutton (106), F. Pasquill (78), F. Albrecht (8), E. Frankenberger (34), (37) u. a. wesentlich erweitert haben.

Der Umfang der aufzuwendenden Mittel ließ es bei den bisherigen Versuchen nur selten zu, eine Energiebilanz aufzustellen. Wegbereiter war der Finne Th. Homén (55), (56), der bei der Verfolgung des Nachtfrostphänomens und bei den Untersuchungen über die Taubildung bereits 1893—1897 zu Ergebnissen gelangte, die wegen der gründlichen und folgerichtigen Versuchsanstellung heute noch Gültigkeit haben. F. Albrecht (3), (5), (7) gab in grundlegenden Abhandlungen über den Wärmehaushalt von Land- und Wasserflächen eine erste Vorstellung von der Mannigfaltigkeit in der regionalen Verteilung des Wärmehaushaltes. O. Eckel und H. Reuter (29) untersuchten den Wärmehaushalt von Fließgewässern, M. Franssila

(39) und E. Frankenberger (38) jene von Wiesenflächen, F. Albrecht und P. Brosse (4) verarbeiteten Haudes Beobachtungen in der Wüste Gobi. C. W. Thornthwaite und Mitarbeiter (113) sammelten wertvolles Mikroklimamaterial für landwirtschaftliche Nutzflächen, M. Kumai und T. Chiba (66) berichteten über Reisflächen. Die Energiebilanz von Schnee- und Eisflächen war Gegenstand von Untersuchungen von H. U. Sverdrup (107), H. Hoinkes mit N. Untersteiner (54), A. Angström (9), F. Krügler (65), E. Niederdorfer (75) und von H. Reuter (85). Aus all diesen Arbeiten geht hervor, daß das Problem des Wärmehaushaltes mit dem Problem des Wasserhaushaltes auf das engste gekoppelt ist. Das eine läßt sich nur mit Hilfe des anderen lösen und verstehen.

Eine Übersicht über die Größenordnung der Glieder des Wärmehaushaltes, wie sie für eine Wiese bei München zu erwarten sind, gibt die Tabelle 2. Ihr liegen Ergebnisse der eigenen Arbeit und Daten genannter und anderer Autoren zugrunde.

Tab. 2 Wärmehaushalt für eine Wiese bei München ($\varphi \sim 48^\circ \text{N}$).

	Heiterer Sommertag		Mittlere monatliche Tagessummen		Mittlere
	mittags	nachts	Sommer	Winter	Jahressummen
	cal/cm ² min		cal/cm ² Tag		kcal/cm ² Jahr
S	0.88	-0.13	250	-25	35
B	-0.16	0.07	-35	10	±0
P	-0.00*)	0.00	—0	0	±0
K	-0.01	0.00	-15	0	-1
L	-0.24	0.04	-60	22	-7
V	-0.47	0.01	-140	-7	-27
R	—	—	-0	+0	-0

*) Die Werte ±0.00 sind kleiner als 5 mcal bzw. 0.5 kcal.

Die Strahlung wird in der Sommer- und in der Jahresbilanz vorwiegend für die Verdunstung verwendet. An zweiter Stelle steht die Wärmeabgabe an die Luft. Das B-Glied erscheint in der Jahressumme nicht, es bleiben ja auch die Jahresmittel der Bodentemperatur nahezu gleich. Hingegen speichern sich etwa 3% des Strahlungssaldos in den Assimilationsprodukten der Pflanzen. Durch Vermoderung kommt diese Energie dem Boden zugute oder wird beim Verbrennen des Holzes oder der Kohle technisch genutzt. Im Winter spielt der Wärmeübergang aus der Luft eine bedeutende Rolle.

6. Bedeutung von Wärmehaushaltsuntersuchungen im Walde für die Forstwissenschaft und für die Forstwirtschaft

Unter all den verschiedenen Bodendecken ist der Wald ein extremer Fall. Da er aber 1/4 der Festlandsfläche bedeckt, kommt dem Wärmehaushalt des Waldes allgemeines Interesse zu.

Schon 1846 hatte H. W. Dove, der Erfinder der synoptischen Wetterkarten (26), „Zusammenhänge der Temperaturänderungen der Atmosphäre und der oberen Erdschichten mit der Entwicklung der Pflanzen“ erkannt; 1877 verfolgte E. Wollny (124) den Einfluß der Pflanzendecke auf die physikalischen Eigenschaften des Bodens. Insbesondere glaubte man von jeher, daß größere Waldflächen einen Einfluß auf die Gestaltung von Wetter, Witterung und Klima besitzen. Durch forstmeteorologische Doppelstationen im Freien und im Walde versuchten E. Ebermayer (27) in Bayern, A. Müttrich (73), (74) und J. Schubert (98) in Norddeutschland, H. E. Hamberg (49) in Schweden, A. Woeikoff (119) in Rußland, M. W. Harrington (50) in Amerika das Problem zu lösen. Mit dem

von L. v. Liburnau (68) und von Großgrundbesitzern (101) ausgesprochenen Wunsche sollte in Österreich auf gleiche Weise der alte Chronistenstreit über die Wald- und Wasserfrage beendet und „die Frage, welchen Einfluß der Wald auf das Klima und den Boden ausübt, einer endgültigen Beantwortung entgegengeführt werden“. P. Schreiber (96) faßte seine Bemühungen resigniert in dem folgenschweren Schlusse zusammen: „Bezüglich der Doppelstationen bin ich der Ansicht, daß dieselben einen Beitrag zur Lösung der Waldfrage überhaupt nicht geben können“. Jedoch haben all diese Versuche bewiesen, daß man von einem eigenen Waldklima sprechen kann, eben weil der Wald spezielle Formen des Wärmeumsatzes besitzt. Eine selbständige Forstmeteorologie gründet sich darauf, deren Ergebnisse durch E. Ebermayer (28), M. v. Liburnau (68), J. Schubert (100), R. Geiger (46), (47), H. Burger (21) und M. Woelfle (122) zusammenfassend bearbeitet worden sind. Vergleichende Wärmehaushaltsversuche in Wald und Freiland könnten wegen ihrer quantitativen Aussage die Beantwortung der Frage nach dem Waldeinfluß erheblich vorwärtsbringen.

Über die Bedeutung des Waldes für den Wasserhaushalt geht der Streit ebenfalls noch fort. Wohl haben Vergleichsversuche und experimentelle Entwaldungen die Wohlfahrtswirkungen des Waldes eindeutig erwiesen (vgl. R. Geiger (47), (44), (45), H. Burger (22), J. Kittredg (61) u. a.). Aber die Frage nach dem Eigenverbrauch des Waldes steht noch offen. Es ist anzunehmen, daß der Wald im allgemeinen mehr Wasser verbraucht als eine niedrigere Pflanzendecke, was B. Huber (60) rechtfertigte, weil der Wald ja auch Holz erzeugt. Wenn der Wald aber mehr Wasser verbraucht, dann muß sich dies neben einer Feuchteanreicherung der über den Kronen strömenden Luft auch wegen der Verdampfungswärme in der Energiebilanz bemerkbar machen. Neben direkten Wasserdampfstrommessungen bieten Wärmehaushaltsuntersuchungen die einzige brauchbare Möglichkeit, um die natürliche Verdunstung von Beständen in ebenem Gelände ohne Störung des Waldes selbst zu bestimmen.

Schließlich kann die Kenntnis des Wärmehaushaltes auch unmittelbare Bedeutung für den Forstbetrieb erlangen. E. Assmann (10) wies auf die Abhängigkeit der Wuchsaussichten eines Baumes in einem mehrschichtigen Bestande von der Bestandsschicht, in der die Krone wächst, hin. Man darf annehmen, daß diese „Wuchsenenergieklassen“ in unmittelbarem Zusammenhang mit den Wärmehaushaltsgliedern Strahlung (Licht) und Massenaustausch (Zubringung von CO₂, Abtransport des Wasserdampfes) stehen. Durch Regelung des Pflanzverbandes oder andere Eingriffe in den Bestand hat es der Waldbauer in der Hand, über die Verteilung der Wärmehaushaltsglieder das Mikroklima und damit das Wachstum seiner Bäume zu gestalten. Daher wünscht J. N. Köstler (62) den künftigen Ausbau der forstmeteorologischen Forschung auf diesem Gebiet.

Obwohl man nach Vorstehendem einer Erforschung des Wärmehaushalts von Wäldern große wirtschaftliche Bedeutung zumessen darf, war es, abgesehen von einem ersten Versuch, den 1900 J. Schubert (99) unternommen hatte, und von der Vorbereitung der Meßmethodik durch F. Albrecht (2), zur praktischen Ausführung solcher Untersuchungen noch nicht gekommen.

II. Durchführung der Freilandversuche 1951—1953

7. Der Versuchsplatz und der Bestand

Der Wald, in dem die Untersuchungen durchgeführt worden sind, liegt etwa 30 km südöstlich Münchens

auf der Schotterebene am Südrande des Hofoldinger Forstes im Forstamt Sauerlach, Distrikt V, Unterabteilung 3d. Die geographische Lage ist bestimmt durch $\varphi = 47^{\circ}55'$, $\lambda = 11^{\circ}43'$. Da der Versuchsplatz im Rahmen der Schmauß-Festschrift 1952 durch K. Mauerer (71) eingehend beschrieben worden ist, bedarf es hier nur mehr einiger zusätzlicher Erläuterungen.

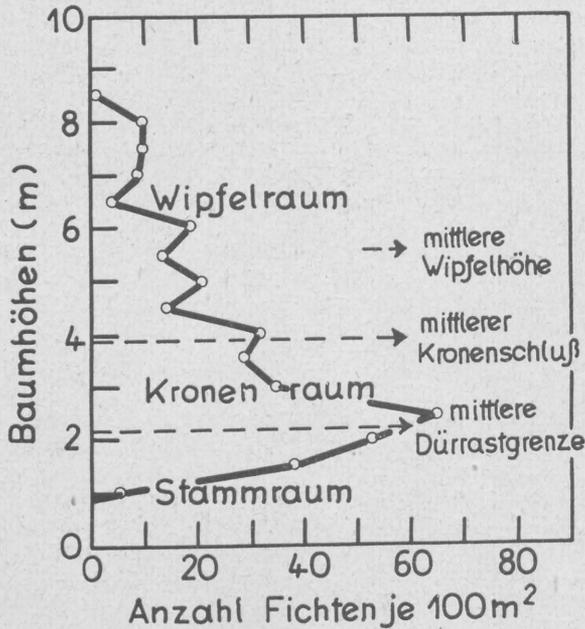


Abb. 3
Vertikalgliederung des Versuchsbestandes.

Der Bestand war eine natürliche, von waldbaulichen Eingriffen noch unberührte Fichtenverjüngung. Aus der Bestandsaufnahme ergab sich Abb. 3, in der die Häufigkeit der Baumhöhen (Klassen je 0,5 m) in einem Probefeld von 100 m² dargestellt ist. Über dem ca. 7 cm tiefen Oberboden befand sich eine etwa 2 cm dicke Nadel- und Reisigauflage. Der Stammraum (= Dürrastrum) war mit dürrerem Reisig und abgestorbenem Unterholz (630 Stämmchen/100 m²) urwaldartig ausgefüllt. Die Obergrenze des Stammraumes (= Dürrastgrenze = Untergrenze des Kronenraumes) lag zwischen 150 und 260 cm, im Mittel 213 cm über dem Boden. Der Kronenraum (= Grünstaum) wurde aus dem Astmaterial von 349 Bäumen/100 m² gebildet und war deshalb gleichmäßig dicht geschlossen. Als Obergrenze des Kronenraumes (= Kronenschluß) definieren wir diejenige Schicht, von der sich die Wipfel deutlich als solche herausheben. Das war in einer Höhe von 4,0 m über dem Waldboden der Fall. Den Raum vom Kronenschluß bis zum höchsten Wipfel bezeichnen wir als Wipfelraum. Aus der Linksschleife der Häufigkeitsverteilung über die Ordinate ist die Bevorzugung der wenigen herrschenden Bäume gegenüber den unterdrückten deutlich erkennbar.

Die mittlere Bestandshöhe betrug 5,55 m. Ein Baum der Probefläche war 8,7 m hoch, wobei der astfreie Gipfeltrieb mit 0,8 m beteiligt war. Die größte Höhe der Rauigkeiten, die als Wipfel den Kronenschluß überragten, betrug demnach 4,7 m, als mittlerer Durchmesser der Rauigkeiten (d) sind 3,1 m anzunehmen. Die Wirksamkeit der Rauigkeiten ist oberhalb d/2 viel geringer als unterhalb, weil die Aufräumung des Wipfelraumes im oberen Teil nur durch die gertenförmigen Baumgipfel zustande kommt. Aus diesen Abmessungen ist ersichtlich, daß die Aufräumung der Bestandsobergrenze nicht die Dimensionen der kleinen Turbulenzelemente besitzt, sondern jene von Konvektionskörpern. Die rauhe Gestalt des Wipfelraumes, —

A. Baumgartner (11) hat sie in einer Topographie wiedergegeben — kann nicht ohne Einfluß auf das Strahlungs-, und, über den reibungsbedingten Vertikal-austausch, auf das Windfeld bleiben. Es ist daher fraglich, ob man die aus dem Mischungswegansatz unter anderen Voraussetzungen hergeleitete Austauschgröße in den Wärmehaushaltsgleichungen anwenden darf; eine Frage, die später zur Behandlung kommt.

Die Gesamtbaumholzmasse betrug 189 Festmeter/ha, was einer gleichmäßig am Boden verteilten Holzschicht von 1,89 cm entspricht.

An die Naturverjüngung schloß sich im Westen eine Kahlfläche an, in der Parallelbeobachtungen angestellt wurden. Die Bodendecke bestand dort aus einer sehr lückigen frostgehemmten Fi-Fo-Kultur inmitten von Seegras, Beerengestrüpp usw. Natürlich wurden bei Westwind meteorologische Eigenschaften der Kahlfläche in Richtung zur Dichtung verschoben, aber bei Ostwind hatte die im Bestande gelegene Meßstelle reines Waldklima, denn weit nach Osten erstreckt sich nur reiner Fichtenwald.

8. Das Versuchsgerät und dessen Verteilung

Das Problem verlangt eine gleichzeitige und räumliche Erfassung aller meßbaren meteorologischen Zustandsgrößen. Das abgelegene Versuchsfeld und die Beschränkung der Untersuchungen auf wenige ausgewählte Wetterlagen erforderten den Einsatz störungsunempfindlicher Geräte und einfache, kurzfristig herstellbare elektrische Schaltungen. Dennoch glich das Unternehmen, dem Material nach, einer Inlands-expedition.

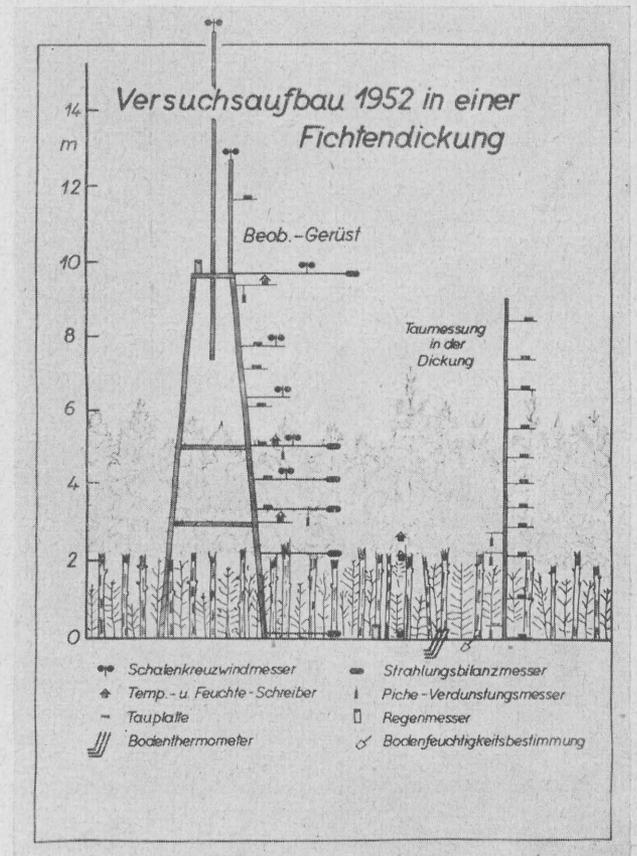


Abb. 4
Die Verteilung der Meßgeräte am Beobachtungsgerüst in der Fichtendichtung.

In den Fichtenwald wurde ein 10 m hohes Holzgerüst gestellt. In einfacher Ausführung entsprach es etwa

denjenigen, die früher R. Geiger (42), (43) bei seinen grundlegenden bestandsklimatologischen Untersuchungen und H. Ungeheuer (116) bei den Messungen in einem Buchenhochwald am Hang verwendet hatten. Abweichend davon wurden nunmehr sämtliche Geräte seitlich des Gerüsts auf Auslegern untergebracht. Die Vierkant-Leichtmetall-Ausleger erlaubten ein störungsfreies Einschieben der Meßfühler in den Bestand und schalteten bei den Anemometern einen Gerüsteinfluß aus. Von der Plattform in 10 m führte noch eine einschiebbare Stange bis in 16 m Höhe über dem Waldboden. Ein Mast in der Nähe des Gerüsts nahm die Taumesser auf.

Einen maßstabsgerechten Vertikalschnitt von Gerüst und Bestand und eine schematische Übersicht über die Verteilung der Instrumente gibt die Abb. 4. Die Instrumente sind den Meßprinzipien entsprechend durch Symbole eingetragen. Auf Meßgeräte und Meßverfahren wird bei der Darstellung der Ergebnisse im Teil III eingegangen. Die Anordnung der Geräte war keineswegs speziell auf das Austausch-Problem abgestellt, sondern einerseits durch die materiellen Mittel des Institutes begrenzt, andererseits von einem ursprünglich anderen Versuchsziel bestimmt.

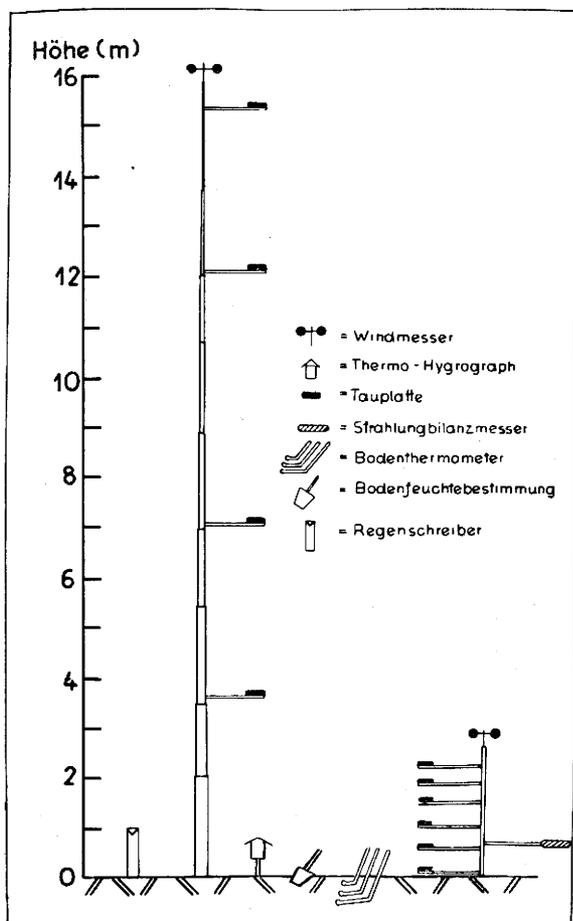


Abb. 5

Der Versuchsaufbau 1952 auf einer Wiederaufforstungsfläche.

Die Geräteverteilung auf der Wiederaufforstungsfläche geht aus der Abb. 5 hervor. Als Träger für die Windmesser und Tauplatten diente dort ein bis in 16 m Höhe ausfahrbarer ehemaliger Funkmast. Ähnlich wie beim Gerüst waren die Geräte an Auslegern untergebracht. Die Horizontierung geschah durch schrägverspannte dünne Drähte. Wie sich später herausstellte, stand die Freilandstation bei W- bis NW-Winden noch im Störungsbereich eines vorgelagerten Altholzes.

9. Weitere Hilfsmittel, Versuchsablauf, Wetterlage

Zur Abwicklung des Beobachtungsprogramms erwies sich der Forschungswagen des Institutes als unentbehrliche Hilfe a) für den Transport der Ausrüstung zum abgelegenen Versuchsplatz, sobald es galt, eine günstige Wetterlage rasch auszunützen, b) zum Herbeischaffen von Verbrauchs- und Lebensmitteln, c) als Schlafstelle, d) zur Gewinnung von Zeitkontrollen und Wetternachrichten mit dem Autoradio. Gerade die Kenntnis der Wetterlage führt bei mikrometeorologischen Messungen im Freiland zu besserer Arbeitsdisposition und zu rationeller Gestaltung der Versuche. Als unzweckmäßig erwies sich die stationäre Unterbringung der Registriergeräte im Wagen. Deshalb wurde eine kleine Hütte in einem schmalen Zugangspfad zum Meßplatz errichtet. Ein Notstrom-Benzinaggregat diente in den Morgen- und Abendstunden zum Nachladen der Meßbatterien.

In den Meßperioden vom 3.—4. 7., 10.—12. 7., 6.—9. 8. und 20.—23. 8. sowie 10.—21. 9. 1951 sammelten wir Erfahrungen über die Zweckmäßigkeit der Versuchsanordnung und über die Verwendbarkeit der Geräte. Die Hauptuntersuchungen wurden vom 29. 6.—15. 7. 1952 durchgeführt. Im Sommer 1954 erfolgten Kontrollmessungen des Temperatur- und Windfeldes mit einer neuen Thermistormeßanlage. Als Vorläufer der Messungen im Walde ist eine Untersuchung über Frostschutzmaßnahmen zu werten, die A. Baumgartner (12) bearbeitet hatte und wobei der Wärmehaushalt eines künstlichen Nebelfeldes abgeschätzt werden konnte.

Da alle Ergebnisse bestandsklimatologischer Versuche wetterlagenmäßig gebunden sind, sei eine kurze Beschreibung des Wetterablaufes zwischen 29. 6.—15. 7. 1952 angefügt. Die Versuche begannen nach einer Regenperiode. Der Waldboden war mit Wasser gesättigt und im Walde war es noch kühl. Am 26./27. 6. entwickelte sich im süddeutschen Raume eine kräftige, sehr hochreichende Hochdruckzelle, die bis etwa 8. 7. zu einer Hitzeperiode führte. Am 4. 7. 1952 wurden in 2 m Höhe an vielen Orten Süddeutschlands mit nahezu 40° C die jemals gemessenen Höchstwerte der Lufttemperatur überschritten. Das fast wolkenfreie Wetter dauerte bis zum 8. 7. Am Morgen des 9. Juli, nach fast 14tägiger Dürreperiode, brachte frische maritime Polarluft bei leichtem Regen die erste aperiodische Abkühlung. An den Folgetagen kam es vor allem in den Nachmittagsstunden zu stärkerer Bewölkung und teilweise zu Gewittern. Die Temperatur sank ab, Luft- und Bodenfeuchte stiegen wieder an.

Für die Wärmehaushaltsversuche war dieses Wetter hochwillkommen. Wir erlebten den Wald im feuchten und kühlen Zustande, verfolgten das Eindringen der Hitze, das Austrocknen der Feuchte, das Wiederbenetzen des dürrten Bodens und die langsame Rückkehr in ein dem Leben des Waldes entsprechendes Milieu. Die häufigen Ostwinde hatten zur Folge, daß die W-Randstellung des Beobachtungsplatzes das Waldklima in reiner Ausprägung geboten hat.

III. Die meteorologischen Zustandsgrößen im Walde

Das gesamte Registrier- und Beobachtungsmaterial wurde in stündlichen Werten tabelliert, anhand der Eichwerte und Vergleichsmessungen korrigiert und in Mitteln für die heiteren Tage vom 28. 6.—7. bzw. 8. 7. 1952 zusammengefaßt. Das Rohmaterial ist im Tabellenteil niedergelegt, der in den Wiss. Mitt. d. Meteorologischen Instituts München veröffentlicht wird. Durch diese Aufbereitung der Meßergebnisse für die quantitative Durchrechnung des Wärmehaushalts ergab sich zugleich der in den Abschnitten 10—21 niedergelegte Beitrag zum Mikroklima eines jungen Waldes.

10. Der Strahlungsumsatz

Zur Berechnung der Energiebilanz würde im allgemeinen das Messen des Strahlungssaldos knapp oberhalb des Bestandes in halbstündigen oder stündlichen Intervallen hinreichen. Da es aber noch an genügenden quantitativen Messungen der Strahlung innerhalb von Pflanzenbeständen fehlte, wurde die vertikale Verteilung des Strahlungssaldos an 6 Meßstellen im Bestande gleichzeitig bestimmt.

10. 1. Meßgerät

Die Strahlungssaldomessungen begannen 1951 mit dem von G. Hofmann (51) beschriebenen Gerät. Nach den Erfahrungen der Freilandversuche wurde es zum Modell 1952 weiterentwickelt und in der Instituts-werkstätte durch G. Weinberger in Serie gebaut.

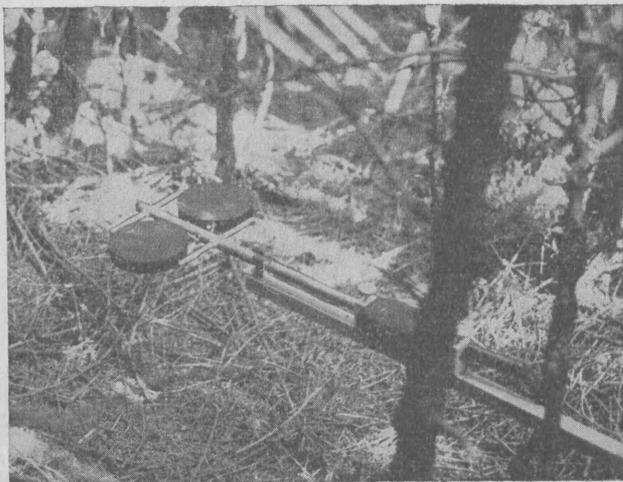


Abb. 6

Strahlungsumsatzmesser in 20 cm Höhe über dem Waldboden. Im Hintergrund: Erdbodenthermometer.

W. Pohl (80) hat die thermischen und Strahlungseigenschaften des Umsatzmessers untersucht sowie die Registrierungs- und Auswertemethode eingehend beschrieben. Die äußere Form und die Aufstellung der Geräte lassen sich aus Abb. 6 und Abb. 41 ersehen.

10. 2. Meßprinzip

Von den zwei völlig gleichen Plattensystemen wird der linken oberen Platte und der rechten unteren Platte zusätzlich je die gleiche Heizleistung H [cal/cm²min] zugeführt. Es seien ϑ_1 und ϑ_3 die Temperaturen der linken bzw. rechten Plattenoberseiten, ϑ_2 und ϑ_4 die Temperaturen aus den entsprechenden Unterseiten, U_1 und U_r die Thermospannungen aus $\vartheta_1 - \vartheta_2$ und $\vartheta_3 - \vartheta_4$ und k der thermoelektrische Temperaturkoeffizient der Konstantan-Chromnickel-Thermoelemente, so ist für das

linke System

$$U_1 = k(\vartheta_1 - \vartheta_2) = \varepsilon_l(S + H)$$

und für das

rechte System

$$U_r = k(\vartheta_3 - \vartheta_4) = \varepsilon_r(S - H).$$

Die Addition der beiden Thermospannungen ergibt

$$U_S = U_1 + U_r = 2\varepsilon S,$$

die Subtraktion

$$U_H = U_1 - U_r = 2\varepsilon H.$$

Mit $q = U_S/U_H$ erhält man den Strahlungssaldo aus der Gleichung

$$S = q \cdot H.$$

Da vorausgesetzt ist, daß $\varepsilon_l \sim \varepsilon_r$, was erfüllt ist bei Gleichheit der technischen Konstruktion und $q \sim 1$,

war H etwa in der Größe von S zu wählen. Dabei war der vertikalen Verteilung von S im Bestande Rechnung zu tragen. Tagsüber zwischen 7.30 und 16.30 Uhr wurden dem Meßgerät über dem Walde in der Regel 0.8 und dem am Waldboden aufgestellten Umsatzmesser 0.2 cal/cm²min zugeführt. Nachts waren alle Geräte mit 0.2 cal/cm²min beheizt. Dies verhinderte auch einen Taubeschlag der Oberflächen. Bei einer maximalen Entnahme je Meßgerät von 250 mA in der Mittagszeit betrug die Tagesleistung der Meßbatterien 30 Ah, die durch Laden mit dem Aggregat zu ersetzen waren.

10. 3. Registrierung und Auswertung

Die Thermospannungen U_1 und U_r wurden durch einen Drehumschalter, der auch den Übergang von Meßstelle zu Meßstelle besorgte, automatisch zu U_S und U_H addiert bzw. subtrahiert. Die Registrierung erfolgte mittels eines Sechsfarben-Schlagbügelschreibers (Innenwiderstand 62 Ω , Vollausschlag 5 mV = 120 mm Skalenlänge, Meßgenauigkeit des Endausschlages 1,5%, Hersteller: Fa. Hartmann & Braun, Frankfurt). Die Dämpfung des Galvanometers ließ eine Registrierfolge von zwei Meßwerten pro Minute zu, so daß von jedem der sechs eingesetzten Umsatzmesser pro Stunde 10 Strahlungssalden vorliegen. Die Registrierfolge war der sehr günstigen Trägheit der Meßfühler angepaßt, die sich innerhalb von 4 Minuten neuen Verhältnissen bis auf 1% angleichen. Der Registrierstreifenvorschub betrug 2 cm/Std., die Dicke eines Registrierpunktes ≈ 0.005 cal/cm²min. Eine optische Ausgleichung der Registrierkurven zu Stundenmitteln war zumindest bei den U_S -Werten tagsüber nicht möglich. Daher wurden alle Registrierpunkte tabelliert.

Einen Aufschluß über die Streuung der Meßgrößen U_S und U_H gibt die Tabelle 3.

Tab. 3 Gang der Meßgrößen U_S und U_H [10⁻²mVolt] in 10 m Höhe am 7. 7. 52 ab 4, 12 und 20 Uhr

	00	6	12	18	24	30	36	42	48	54 Min	
U_S	4h	-3.2	-3.4	-3.3	-3.1	-2.9	-2.8	-2.6	-2.3	-2.2	-2.0
	12h	319	376	394	384	373	380	397	383	364	371
	20h	-39	-38	-37	-39	-40	-40	-38	-37	-38	-37
U_H	4h	88	87	90	90	90	88	86	90	86	85
	12h	310	321	311	329	321	308	338	314	307	312
	20h	90	90	89	89	90	90	91	92	93	92

Die der Strahlung proportionale Größe U_S und die von der Ventilation abhängige Größe U_H streuen tagsüber mit 5—10% des jeweiligen Mittelwertes, nachts sind die Werte zeitlich beständiger.

An den Rohwerten von $S = \frac{U_S}{U_H} H$ wurden die Korrekturen angebracht, die sich nach der von W. Pohl (80) durchgeführten Untersuchung als notwendig erwiesen haben:

a) Die thermische Korrektur berücksichtigt den Energieübergang von den Platten an die Luft. Bei fehlender Ventilation tritt freie Konvektion und im Strömungsbereich eine ventilationsabhängige Ungleichheit des Wärmeüberganges an den Plattenober- bzw. Unterseiten auf. Daher entspricht der beobachtete Wert q nicht dem wahren q_w . Zum gemessenen q ist das Glied

$$\Delta q = k(1 + q), \quad \text{wobei} \\ k = 0,019 + 0,0008 u, \quad u = \text{Windgeschw. [m/sec],}$$

hinzuzufügen. Da wir q durch Anpassung von H an S nicht über die Grenzen -1 und $+2$ hinausgehen ließen, erreichte Δq , wie auch Tab. 4 zeigt, keine Werte über 0.06.

Tab. 4 Thermische Korrektur der Strahlungssaldomessungen am 5. 7. 1952 (10 m Höhe)

	0-1	3-4	6-7	9-10	12-13	15-16	18-19	21-22	Uhr
S	-0.06	-0.05	0.25	0.77	1.17	0.97	0.18	-0.07	cal/cm ² min
H	0.20	0.20	0.20	0.84	0.84	0.84	0.20	0.20	cal/cm ² min
u	1.0	1.3	1.1	2.4	3.0	3.7	2.3	0.8	m/sec
q	-0.26	-0.22	1.17	0.79	1.22	0.85	0.58	-0.25	
Δq	0.01	0.01	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.01	

An einem heiteren Sommertag mit Windgeschwindigkeiten zwischen 0.5 und 4 m/sec würden die ohne Berücksichtigung des Windeinflusses berechneten Strahlungssalden nachts bis zu 10%, tagsüber bis zu 4% falsch sein.

b) Die Strahlungskorrektur berücksichtigt die Abweichungen des Absorptionsvermögens im kurz- und langwelligen Spektralbereich gegenüber einer ideal schwarzen Oberfläche und die Abweichungen vom Lambert'schen Cosinusetz bei schräg einfallender Strahlung. Die Plattenschwärzungen reflektieren im kurzwelligen Spektralbereich von $\lambda = 0.4 - 0.7\mu$ im Mittel etwa 5.3% und im langwelligen Bereich etwa 13%. Über die Beträge der angebrachten Strahlungskorrekturen ΔS (gegenüber den Pohl'schen Korrekturen, die zu hoch sein dürften, wurden um 20% reduzierte verwendet) unterrichtet die Tabelle 5.

Tab. 5 Strahlungskorrektur ΔS für die Umsatzmessungen in 10, 4.1 und 0.2 m Höhe.

		Tageszeit								
		0-1	3-4	6-7	9-10	12-13	15-16	18-19	21-22	Uhr
Sonnenhöhe		-		20	52	64	42	15	-	0
10 m Höhe (über den Wipfeln)										
S		-0.05	-0.04	0.24	0.67	1.06	0.83	0.12	-0.05	cal/cm ² min
ΔS		-0.00	-0.01	0.09	0.10	0.11	0.14	0.06	-0.01	cal/cm ² min
4.1 m Höhe (Kronenschluß)										
S		-0.02	-0.01	0.02	0.28	0.58	0.07	0.00	-0.00	cal/cm ² min
ΔS		-0.01	-0.01	0.02	0.04	0.06	0.02	0.01	-0.01	cal/cm ² min
0.2 m Höhe (über dem Waldboden)										
S		0.01	0.01	0.01	0.05	0.07	0.07	0.04	0.02	cal/cm ² min
ΔS		-0.01	-0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.01	cal/cm ² min

Die Strahlungskorrektur macht oberhalb der Wipfel tagsüber etwa 10%, in den Übergangstageszeiten und nachts 10—20% der Strahlungssalden aus. In den Strahlungssummen fallen die relativ hohen Abweichungen und Korrekturen bei niedrigem Sonnenstand nicht sehr ins Gewicht, weil zu dieser Zeit auch die Strahlungssalden klein sind. Im Bestande erhalten die Umsatzmesser vorwiegend diffuse Strahlung, daher wurde vorausgesetzt, daß dort das Cosinusetz annähernd erfüllt war. Dafür erlangte im Bestande die thermische Korrektur größere Bedeutung.

10. 4. Meßgenauigkeit und Meßgröße

Unter Berücksichtigung aller technischen, thermischen und optischen Eigenschaften der Plattensysteme läßt sich die Genauigkeit der Messungen bei Laborbedingungen auf $\pm (2\% + 0.01 \text{ cal/cm}^2\text{min})$ treiben. Bei Freilandmessungen sind jedoch der Genauigkeit durch das Verhalten der Meßgröße selber natürliche Grenzen gesetzt. Der Strahlungssaldo ist im Freien keine stetige Größe, sondern weist Fluktuationen auf, die der Böigkeit der üblichen meteorologischen Zustandsgrößen durchaus ähnlich sind. Diese „Strahlungsböigkeit“, deren Tagesgang an Hand der Abb. 7 besprochen wird, bedingt, daß bei Wärmehaushaltsuntersuchungen nur die Verwendung von Mittelwerten der Strahlungssalden sinnvoll ist. Der Augenblickswert hängt in hohem Maße von den durch konvektive Massenumlagerungen verursachten Temperatur- und Wassergehaltsänderungen in der freien Atmosphäre

über dem Meßort ab, auf die vor allem der langwellige Strahlungsstrom anspricht. Bei Messungen im Walde kommt noch hinzu, daß sich wegen der willkürlichen Wahl des Aufstellungsortes die Strahlungssalden auf nahem Raume ohne weiteres um 10—20% unterscheiden können. Für den vorliegenden Zweck arbeitet der Umsatzmesser daher genau genug.

Bei Profilmessungen kommt es auch auf die relative Genauigkeit der eingesetzten Geräte an. Auch hierüber liegen Erfahrungen vor. In Tabelle 6 sind die Werte S_1 und S_2 von zwei Umsatzmessern, die aus einer Serie von 10 Geräten willkürlich ausgewählt und mehrere Monate nebeneinander unter gleichen äußeren Bedingungen aufgestellt waren, wiedergegeben.

Tab. 6 Vergleich von Umsatzmessern am 4. 4. 1953

	0	1	2	3	4	5	6	7	8h
S_1	-0.11	-0.11	-0.10	-0.10	-0.10	-0.10	-0.02	0.21	cal/cm ² min
S_2	-0.11	-0.11	-0.10	-0.10	-0.10	-0.10	-0.03	0.21	cal/cm ² min
	8	9	10	11	12	13	14	15	16h
S_1	0.45	0.64	0.74	0.78	0.79	0.62	0.39	0.41	cal/cm ² min
S_2	0.45	0.63	0.74	0.78	0.83	0.65	0.40	0.40	cal/cm ² min
	16	17	18	19	20	21	22	23	24h
S_1	0.25	-0.00	-0.14	-0.14	-0.11	-0.06	-0.07	-0.10	cal/cm ² min
S_2	0.26	0.00	-0.15	-0.15	-0.12	-0.06	-0.07	-0.11	cal/cm ² min

Die Tabelle besagt, daß sich die Strahlungssalden verschiedener Umsatzmesser nachts vollkommen deckten, nur tagsüber traten Unterschiede von 2—3% von S_1 auf. Dabei darf man sogar aus dem geringen Gang von $S_1 - S_2$ darauf schließen, daß die Meßplatten nicht vollständig horizontal waren. Durch Verwitterung der Plattenschwärzung wurde die Albedo im Laufe der Zeit etwas verändert. Eine Verschlechterung der relativen Genauigkeit der im Höhenprofil aufgestellten Umsatzmesser trat aber dadurch nicht ein.

10. 5. Die Struktur des Tagesganges

Der Strahlungsumsatz einer horizontalen und abschirmungsfreien Erdoberfläche verläuft an einem heiteren Tage im wesentlichen harmonisch und symmetrisch zum Scheitelwert. Dieser tritt mit dem täglichen Sonnenhöchststand im wahren Mittag ein. Dem symmetrischen Verlauf ist die Strahlungsböigkeit überlagert. Ein Beispiel hierfür gibt Abb. 7, die auf Beobachtungen in 5-Minuten-Intervallen beruht.

Am 11. 9. 1951 war der ganze Himmelsraum bis 11 Uhr wolkenlos. Um 11 Uhr wurde vor der Sonne leichter Dunst festgestellt. Das Himmelsblau war stark mit Weiß gemischt. Gegen 13 Uhr trat im benachbarten Alpenraum (SE), aber nicht an der Station, hochreichende Quellbewölkung auf, die sich ab 14 Uhr wieder auflöste. Zwischen 13 und 16 Uhr drifteten vor der Sonne einzelne flache Cu vorbei, die sich als starke Einbuchtungen im Kurvenverlauf der Registrierung über dem Walde zu erkennen gaben. Die Unruhe des Tagesganges war also nur zeitweise von fertigen Wolken verursacht. Es genügen bereits Kondensate von der Form dünner Schleier, um den effektiven Strahlungsstrom zu vermindern. Es kamen aber auch momentane Überhöhungen von S vor, z. B. kurz nach 8 Uhr, die bei tiefstehender Sonne durch Reflexstrahlung von Wolken herrühren können.

In den Bestand drang die Strahlungsunruhe tagsüber nur gedämpft ein. Dafür machte sich darin die Ausformung des Wipfelraumes in der für den jeweiligen Aufstellungsort des Meßgerätes charakteristischen Weise geltend. Gegenüber dem Einfluß der Kronenform auf den Tagesgang der Strahlungssalden trat tagsüber der Einfluß der Bewölkung zurück.

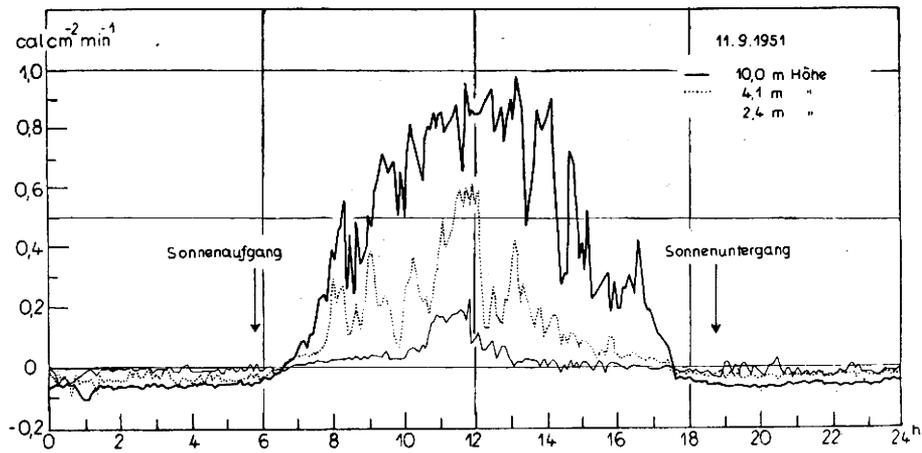


Abb. 7
Struktur des Tagesganges der Strahlungssalden an einem heiteren Tage über und im Walde.

Der Übergang zu den negativen Salden der Nacht war an Strahlungstagen in der Stunde vor Sonnenuntergang zu beobachten. Die Sonnenstrahlung verschwindet um diese Zeit schneller, als die Wärmestrahlung vom relativ warmen Boden abnimmt. Die stärksten Energieverluste der Erdoberfläche traten kurz vor erlöschender Dämmerung auf. Im Laufe der Nacht ging der Energieverlust um rund 30% von etwa 80 auf ca. 50 mc cal/cm²min zurück.

Nach Sonnenuntergang nahm die Strahlungsruhe besonders stark und anhaltend im Stammraum zu, erst gegen Mitternacht kehrte langsam Ruhe ein. Sie dauerte bis zur Morgendämmerung. Schon vor Sonnenaufgang erkennt man den neuen Tag in einer merkwürdigen Aufregung des Strahlungsganges im Stammraum des Waldes und in einer raschen Abnahme des Strahlungsverlustes. Aber erst eine Dreiviertelstunde

nach Sonnenaufgang kam es zu einem effektiven Strahlungsgewinn.

Am Tage wird der Gang des Strahlungsumsatzes von der Globalstrahlung beherrscht. Nachts bestimmt die Wärmestrahlung des Bodens die Richtung und den Betrag des effektiven Strahlungsstromes. In den Übergangsstunden führt der Wärmenachschub aus dem Boden über die Bodenoberflächentemperaturen zu einem Nachlauf des Strahlungssaldos hinter dem sonnentäglichen Gang.

10. 6. Die Verteilung des Strahlungssaldos im Walde

Einen zahlenmäßigen Überblick, wie sich an einem heißen Hochsommertage die Strahlungsenergie in den verschiedenen Bestandsschichten des jungen Fichtenwaldes verteilt, vermittelt Tabelle 7.

Tab. 7 Stundenmittel der Strahlungssalden in und über der Fichtendickung an dem heiteren Hochsommertage 28. 6. 1952 [10⁻²cal/cm²min]

Zeit	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24h
10 m*)	-7	-7	-7	-6	-1	19	38	72	96	110	116	115	114	111	87	85	60	37	19	0	-5	-7	-6	-4	
6.3	-5	-5	-5	-6	-3	15	19	69	86	106	117	126	114	111	85	86	59	44	24	2	-5	-7	-4	-3	
4.1	-4	-4	-5	-5	-2	7	35	42	25	36	92	114	79	85	35	8	6	3	3	2	0	0	-1	-1	
3.0	-1	-1	-1	-2	-2	2	3	5	4	4	3	2	3	2	3	5	2	3	3	3	2	1	1	0	
1.7	1	1	1	0	0	1	3	4	4	7	6	6	6	5	3	3	4	4	4	5	4	4	2	1	
0.2	0	0	0	1	2	3	2	3	4	5	6	7	5	6	6	5	6	5	3	1	1	1	1	1	

*) = Meßhöhe: 10 m über dem Boden ; 4 m über den Wipfeln; 6.3 m = im Bereich der Baumwipfel, 4.1 m = im Kronenschluß, 3.0 m = innerhalb des Astraumes, 1.7 m = im Stammraum, 0.2 m = in Waldbodennähe.

Die Registrierung in mehreren Metern über den Baumwipfeln (10 m Höhe) repräsentiert den Fall des Tagesganges der Strahlung an einer ungestörten, freien Fläche. Sie kann für die Ergebnisse der anderen Meßstellen als Bezugsfläche hergenommen werden, um den Waldeinfluß zu erkennen. Zu Beginn des Tages wurde die Einstrahlung natürlich zuerst oberhalb der Wipfel wirksam. Während in 10 m Höhe schon zwischen 4 und 5 Uhr ein positiver Strahlungssaldo festzustellen war, zeigte das Gerät zwischen den Wipfeln in 6.3 m noch -40 mc cal/cm²min. Das liegt daran, daß von der Sonne her noch kein Strahlungsaustausch mit den beschatteten Bestandteilen stattfand. Dort war es in gewissem Sinne noch Nacht. Bis gegen 10 Uhr blieb der Strahlungssaldo innerhalb der Wipfel hinter dem 10-m-Saldo zurück, dann wuchsen aber die 6.3-m-Salden übermäßig an. Diese Erscheinung bedarf einer besonderen Klärung.

Die Überhöhung des Strahlungsumsatzes im Wipfelraum hängt mit der Tatsache zusammen, daß der

Strahlungsstrom einen Vektor darstellt. Wenn irgendein Pflanzenteil oder stellvertretend der Umsatzmesser zwar voll besonnt sind, jedoch der Horizont überhöht ist, weil sie in einiger Entfernung von Pflanzenmasse umgeben sind, so ist anzunehmen, daß sich beim Annähern an den Bestand von oben her neben der z-auch die x- und y- Komponente ändern. Die x- und y-Komponenten bedeuten seitliche Zustrahlung, deren Anteil aber am Strahlungsumsatz nur mit dem Cosinusetz, also nur schwach eingeht. Die Ursache ist somit bei der z-Komponente zu suchen. Ein im Sonnenschatten liegendes „Tal“ zwischen den Baumwipfeln hat naturgemäß nicht die Temperatur wie eine Sonnenseite und kann wegen der fehlenden direkten Sonnenstrahlung im kurzwelligen Bereich auch nur die Himmelsstrahlung reflektieren. Dem zwar selbst besonnten, aber über dem Schattentale stehenden Umsatzmesser geht daher von unten her weniger Strahlung zu als dem Gerät, das weiter außen in 10 m Höhe steht und sowohl aus beschatteten als auch aus besonnten Tälern

Rückstrahlung empfängt. Es ist somit

$$S_{u, 10} > S_{u, 6.3} \text{ und da } S = S_0 - S_u,$$

wird

$$S_{10} < S_{6.3}.$$

Der gemessene Maximalbetrag $\Delta S_{u, 10-6.3} = 90 \text{ mcal/cm}^2\text{min}$ läßt sich in zwei Anteile zerlegen. Aus der Globalstrahlung stammen zur Mittagszeit bei Sonnenhöhen von 50—60° bei $S_{u, 10}$ etwa 35 mcal, aus der diffusen Strahlung bei $S_{u, 6.3}$ nur 5 mcal, so daß für den kurzwelligen Bereich rund 30 mcal erklärt sind. Der Rest von 60 mcal entfällt auf den langwelligen Strahlungsstrom. Er läßt auf einen Temperaturunterschied zwischen den beschatteten „Wipfeltälern“ und der Gesamtheit der Bestandsoberschicht von ca. 6° C schließen. Nach der vorstehenden Überlegung ist anzunehmen, daß der Effekt des überhöhten Strahlungsumsatzes sich nicht nur auf eine Lage zwischen den Wipfeln eines Bestandes beschränkt, sondern sich auch bei Mulden bei bestimmter Ausdehnung in Randhöhe finden lassen muß.

Nachts war der effektive Strahlungsverlust bei 6.3 m kleiner als in 10 m Höhe, weil die seitliche Zustrahlung aus den horizontalschirmenden Teilen des Bestandes die Ausstrahlung vermindert.

Die Ausformung des Wipfelraumes bedingt auf engem Raume starke Strahlungsunterschiede. Einzelne Wipfelteile sind voll besonnt, die anderen im Schatten. Bei Windruhe gibt es dadurch an heiteren Tagen im Bereich der Wipfel lokale Überwärmungsstellen. Warmluftablösungen und Mikroadvекtionen, die sich durch driftende Spinnfadenbällchen vom Gerüst aus gut verfolgen ließen, wirken den Temperaturunterschieden entgegen.

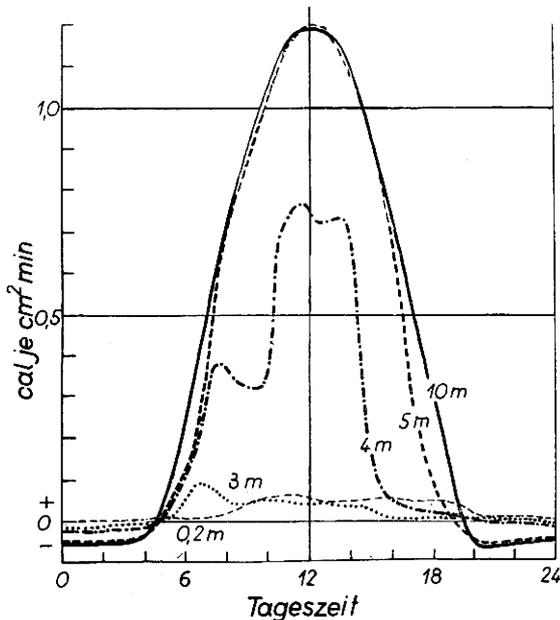


Abb. 8

Gang der Strahlungssalden an heiteren Hochsommertagen in und über dem Fichtenwalde (Mittel: 29. 6. — 7. 7. 52).

Die Meßstelle 4.1 m (Kronenschluß) lag sehr häufig im Teilschatten und, wie aus Abb. 8 hervorgeht, mitten im stärksten Energiegefälle. Der Strahlungsumsatz $S_{4.1}$ war immer kleiner als S_5 oder S_{10} . Tagsüber war die Globalstrahlung, nachts die effektive Ausstrahlung vermindert. Der steile Abfall um 15 Uhr kann durch die verhältnismäßig starke Strahlung aus den zwar noch sehr warmen, aber doch schon im Schatten liegenden tieferen Teilen des Kronendaches gedeutet werden. Schon am frühen Nachmittag näherte sich der

Strahlungssaldo einem Gleichgewicht zwischen Ein- und Ausstrahlung. Der Übergang zu negativen Salden begann im Meßprofil häufig zuerst im unteren Wipfelraum, im Herbst sogar schon ab 16 Uhr.

Die Form der asymmetrischen Kurve von $S_{4.1}$ ist ortsgelunden und von der Stellung des Umsatzmessers zu den Nachbarwipfeln abhängig. Wenn die Sonne am Nachmittag zum Horizont absteigt, beschattet sie das Meßgerät anders als am Vormittag. Da die Gliederung der Wipfel nur durch das Baumwachstum verändert wird, gleichen sich die Registrierungen an aufeinanderfolgenden wolkenfreien Tagen weitgehend. Bewölkung schafft hingegen andere Absolutwerte und andere Formen des Tagesablaufes.

Der „Zweigschatten“, auf den 1952 durch G. Hofmann (51) und A. Baumgartner (11) aufmerksam gemacht worden ist, bildete bei den späteren Messungen keine technischen Schwierigkeiten mehr. Am Gang der U_H -Werte sind solche Verfälschungen der Registrierung leicht zu erkennen und auszuschneiden. Die Ergänzung der Werte erfolgt, indem man U_H -Werte zur q-Berechnung aus zeitlich nahe gelegenen ungestörten Registrierstellen entnimmt, in denen annähernd gleiche Windgeschwindigkeit und ähnliche Zustrahlung herrschte.

Die Meßstelle 3.0 m befand sich im dichten Grünastraum. Die darüber liegende ca. 1 m dicke Astschicht verursachte, daß eine Abhängigkeit des Ganges der Strahlungssalden von der Sonnenhöhe fast nicht mehr festzustellen ist. Der sekundäre Gipfel von $S_{3.0}$ zwischen 7 und 8 Uhr war durch einen zufälligen größeren „Lichtfleck“ bedingt. Der Sonnenuntergang trat nicht mehr als elementares Geschehnis hervor. Ähnlich steht es mit noch tiefer liegenden Bestandsschichten wie Stammraum und Bodennähe, wo auch der Sonnenaufgang nur mehr an der Strahlungsunruhe erkenntlich war. Im unteren Kronenraum haben wir an einer Stelle besonders großer Dichte des Zweigmaterials über dem Umsatzmesser mit Mittagswerten von $20 \text{ mcal/cm}^2\text{min}$ ($\cong 2\%$ von S_{10}) die niedrigsten Salden des Meßprofils erfaßt.

Meßreihen in verschiedenen Höhen des Stammraumes ergaben keine wesentlichen vertikalen Unterschiede der Strahlungssalden. Die Registrierungen in Waldbodennähe (0,2 m Höhe über dem Boden) repräsentieren deshalb annähernd die Verhältnisse der gesamten Schicht vom Waldboden bis zur Dürreastgrenze. In diesem Raume waren Energiegewinn und -verlust sehr gering. Längere Zeit herrschte Strahlungsgleichgewicht. Maximaler Strahlungsgewinn trat bei fleckenweiser Aufhellung des Waldbodens ein. In der ersten Nachthälfte blieb der Strahlungssaldo positiv, weil die Zustrahlung aus dem noch relativ warmen Kronenraum die Energieabgabe von der Bodenoberfläche überkompensierte. Später trug auch die Bodenoberfläche durch effektiven Strahlungsverlust aktiv zur Abkühlung des Waldes bei.

Gegenüber dem Strahlungsumsatz im Wipfelraum kann der nächtliche Energieverlust des Bestandesinneren überraschend hoch sein. Im Herbst 1950 wurden im Stammraum Werte bis zu $-30 \text{ mcal/cm}^2\text{min}$ beobachtet. Die Krone schirmt den langwelligen Strahlungsstrom aus dem Waldinnern demnach nur zu etwa $\frac{2}{3}$ ab. Darin liegt eine Bestätigung der Tatsache, daß der Kronenraum tagsüber gegenüber der kurzwelligen Strahlung relativ undurchlässiger ist als nachts gegenüber der langwelligen (=Wärme)Strahlung. Die Abkühlung des Bestandes geht also nicht nur auf advektivem oder konvektivem Wege durch Einsickern der im Wipfelraum gebildeten Ausstrahlungskaltluft vor sich, sondern auch zu $\frac{1}{3}$ durch Strahlung. Die Hauptproduktion von Kaltluft vollzieht sich natürlich im Wipfelraum.

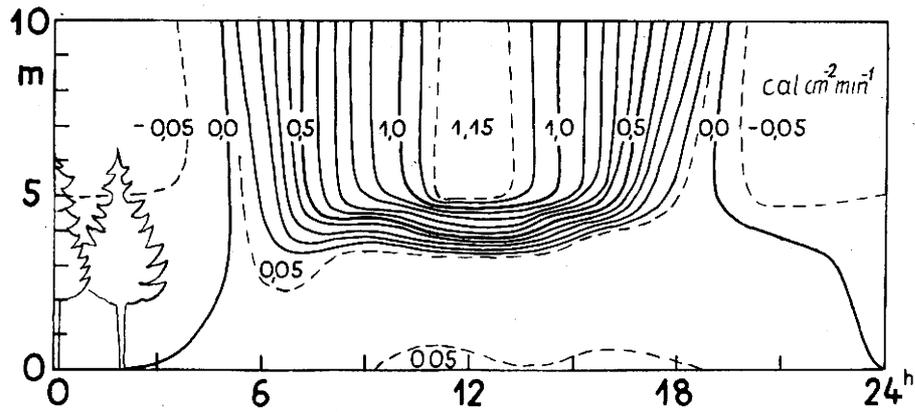


Abb. 9
Isoplethen der Strahlungssalden in und über der Fichtendickung. Veranschaulichung der angehobenen, aktiven Oberfläche (Mittel: 29. 6. — 7. 7. 52).

Vor dort her füllt sie den Bestand auf und erzeugt die abendliche Temperatur-, Feuchte- und Strahlungsunruhe (1°C Temperaturunterschied $\approx 0,01\text{ cal/cm}^2\text{min}$).

Einen aufschlußreichen Überblick über die Verteilung der Strahlungssalden an einem heißen Hochsommertage im Bestande vermittelt Abb. 9. In ihr sind alle Meßwerte eines Tages eingetragen und gleiche Strahlungssalden durch Linien (Isoplethen) verbunden. Zwei Merkmale sind besonders hervorzuheben: a) Die Drängung der Isoplethen tagsüber im Kronenraum kennzeichnet die sogenannte „angehobene aktive Oberfläche“. Sie wird nicht, wie man bisher angenommen hatte, durch den Kronenraum, sondern durch eine Schicht zwischen den Wipfeln dargestellt. Bis zum Kronenschluß ist bereits der Hauptteil des Energieflusses abgefangen. Das sekundäre Maximum des Energieumsatzes am Waldboden ist im Vergleich dazu unbedeutend. Nachts ist das Energiegefälle im oberen Bestandsraum nicht an einer Isoliniendrängung erkenntlich. Die später zu besprechenden Taumessungen zeigen aber, daß sich auch nachts der Strahlungsumsatz vorwiegend im Bereich der Wipfel abspielt. b) Der Einfluß der Kronenraumausformung deutete sich nur in einer Krümmung der Isolinen am Vor- und Nachmittage an. Obwohl die lokale Lage der Meßgeräte im Bestand von entscheidender Bedeutung für den momentanen Verlauf der beobachteten Strahlungssalden war, kann man nach Vorstehendem den Schluß ziehen, daß jede willkürliche Lage der Meßstelle im Kronenraum eines gleichmäßig geschlossenen Bestandes den Mittelwert der Höhenschicht gut repräsentiert. Für die tägliche Strahlungssumme ist eine Verschiebung des Strahlungsmessers in der Horizontalen weniger einflußreich als eine Verschiebung in der Vertikalen. Das, was man an Strahlung durch eine Horizontalverschiebung der Meßgeräte in gewissen Tagesstunden gewinnt, verliert man in anderen Tagesstunden durch Beschattung wieder.

10. 7. Strahlungssummen

Um einen Überblick über die gesamte im Laufe eines Tages in den verschiedenen Bestandsstockwerken umgesetzte Energie zu bekommen, ist eine stündliche und tägliche Integration der je Minute anfallenden Strahlungsleistung durchgeführt und in Tab. 8 wiedergegeben worden. Entsprechend ihrem Vorzeichen sind die Meßwerte fortlaufend ab null Uhr addiert.

Tab. 8 Stündliche und tägliche Strahlungssummen über und in der Fichtendickung an heiteren Sommer- und Herbsttagen [cal/cm²Stunde].

Höhe (m)	7. 7. 1952					11. 9. 1951		
	10.0	5.0	4.1	3.3	0.2	10.0	4.1	2.1 m
Tageszeit								
0—1	-4.8	-4.9	-0.6	-0.6	-0.6	-4.2	-1.9	-1.9
1—2	-4.2	-4.9	-0.6	-0.6	-0.6	-4.5	-2.0	-0.6
2—3	-4.2	-4.9	-0.6	-0.6	-0.6	-3.8	-1.7	-0.4
3—4	-4.2	-4.9	-1.2	-0.6	-0.4	-3.7	-1.9	-0.5
4—5	-4.8	-3.6	-0.6	-0.6	-0.2	-3.4	-1.5	-0.8
5—6	7.8	2.4	1.8	0.6	0.0	-3.2	-1.6	-0.5
6—7	17.4	12.0	7.8	4.8	0.0	-0.1	-0.1	-0.2
7—8	35.4	37.2	21.0	4.8	0.3	11.1	3.5	1.0
8—9	45.0	43.2	15.0	3.0	1.8	24.4	7.9	1.6
9—10	58.8	60.0	16.8	3.6	2.4	39.7	12.5	1.9
10—11	62.4	64.8	34.8	4.2	3.0	46.2	26.5	5.7
11—12	68.4	72.0	43.2	4.8	4.2	49.4	37.6	9.7
12—13	70.2	73.8	37.8	3.6	3.0	51.6	14.1	3.6
13—14	67.2	72.0	33.0	3.0	3.0	45.8	13.0	0.8
14—15	63.0	68.4	13.8	3.0	3.0	33.4	6.9	0.4
15—16	49.2	56.4	4.2	1.8	2.4	17.4	3.3	0.3
16—17	39.6	31.2	3.0	1.2	2.4	15.1	1.5	-0.0
17—18	19.2	4.8	1.2	1.2	1.8	1.6	-0.6	-0.5
18—19	4.8	-2.4	0.6	0.6	1.2	-3.4	-1.9	-1.1
19—20	-4.2	-2.4	0	0.3	0.3	-4.2	-2.1	-0.4
20—21	-4.2	-4.2	-0.6	0.0	0.0	-3.6	-2.1	-0.9
21—22	-4.2	-3.6	-0.6	-0.3	0.0	-3.6	-2.0	-1.4
22—23	-4.2	-4.2	-0.6	-0.6	0.0	-3.9	-1.7	-0.7
23—24	-3.6	-3.0	-0.6	-0.6	-0.6	-3.1	-1.6	-0.9
cal/cm ² Tag	565.8	555.2	223.0	36.0	34.6	290.7	104.1	14.2
%	100	98	39	6	6	100	35	5

Von den rund 600 cal/cm^2 , die an einem heiteren Hochsommertage in Wipfelhöhe des Bestandes zur Verfügung standen, wurden bereits bis zur Höhe des Kronenschlusses etwa $300\text{ cal/cm}^2\text{Tag}$ umgesetzt. Dem Waldboden verblieben nur etwa 5%. Ungefähr 60% des Strahlungsumsatzes entfielen allein auf die Schicht oberhalb des Kronenschlusses. Dies ist in gewissem Sinne überraschend, weil die Wipfel den Raum viel weniger mit Pflanzenmasse ausfüllen, als dies im Kronenraum der Fall ist.

Die Vertikalprofile der Strahlungssalden waren im Sommer und Herbst ähnlich. Aber das Verhältnis der nächtlichen Energieabgabe zur Energieeinnahme am Tage hatte sich verschoben:

	Sommertag					Herbsttag			
Einnahme (E)	9.7	5.0	4.1	3.3	0.2	10.0	4.1	0.2	m Höhe
Ausgabe (A)	608	598	229	40	38	336	127	25	cal/cm ² d
E/A %	7	7	3	11	8	13	18	43	

Im Vergleich zur Strahlungseinnahme verlor das Bestandsinnere mehr Strahlung als die Obergrenze des Waldes. Im Herbst war der Anteil des nächtlichen Strahlungsverlustes an der Tagessumme um so größer, je näher die Bezugsstelle am Waldboden lag.

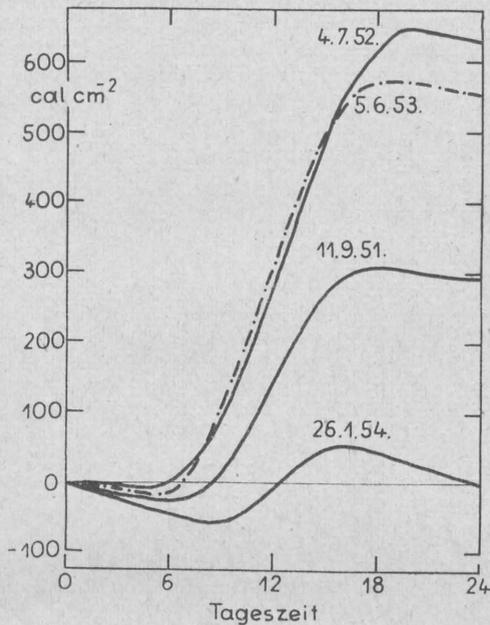


Abb. 10

Gang der täglichen Strahlungssummen an heiteren Tagen im Jahresablaufe in München.

Aus mehrjährigen Messungen des Strahlungssaldos am Meteorologischen Institut München sind für Abb. 10 einige heitere Tage ausgewählt worden. Die Figur und die Werte der Tab. 8 ermöglichen einen Vergleich der Strahlungsleistung am Tage mit der des Nachts. Daraus ist ersichtlich, daß die Nacht, mit Ausnahme der Winterzeit, kein Energieäquivalent zum Tage darstellt. Vielmehr wird die Strahlung sofort in andere Energieformen umgewandelt, die zum größten Teil nachts nicht mehr in Erscheinung treten. Besonders deutlich wird diese Feststellung, wenn man nach Art der Fig. 5 in (74) die Strahlungssummen an aufeinanderfolgenden Tagen einer sommerlichen Schönwetterperiode aufträgt. Dann tritt die Nacht nur als ein Zeitabschnitt in Erscheinung, in dem die positive Strahlungsleistung lediglich unterbrochen ist. Der Strahlungsgewinn verteilt sich auf folgende Stunden

	Sommer-,	Herbst-,	Wintertag.
positives S	14	10	7 Std.

Der tägliche Strahlungsverlust in klaren Nächten wird von der Dauer der Nacht und der Temperatur der strahlenden Medien sowie von dem im Jahresgange erheblich schwankenden Wasserdampfgehalt der Luft bestimmt. In den kurzen Sommernächten ($e \approx 15$ Torr) wächst der nächtliche Energieverlust nur bis auf ca. 20 cal/cm² an. Obwohl die Bodentemperaturen auch nachts relativ hoch sind, ist die effektive Ausstrahlung mit rund 0,13 cal/cm²min in Sommernächten nicht höher als im Winter ($e \approx 3$ Torr). Das liegt daran, daß ja auch der Gegenstrahlung aus der Atmosphäre im Sommer eine höhere Lufttemperatur und ein relativ hoher Wasserdampfgehalt der Luft zugrunde liegt.

11. Die Lufttemperatur

Luft-, Boden- und Pflanzentemperaturen sind qualitative Äußerungen des Wärmehaushaltes. Aus dem Verlaufe dieser Zustandsgrößen hat man daher bereits früher manche Rückschlüsse auf die Energieumsätze im Walde ziehen können. Aber erst die Messungen des Strahlungssaldos bieten nunmehr die Gelegenheit, den Ablauf der Temperaturen in direktem Zusammenhang mit den Energieumsätzen zu bringen.

11. 1. Meßgeräte und Meßgenauigkeit

Die Lufttemperatur wurde im Bestande in 10, 5, 3, 2,5, 1,5 und 0,2 m Höhe mit Bimetall- und Bourdonrohr-Thermographen (24-Stunden-Uhren) der Fa. R. Fueß, Berlin, registriert. Die Aufstellung ist aus Abb. 11 zu ersehen. Gegenüber modernen elektrischen Meßverfahren bieten Thermographen den nicht zu unterschätzenden Vorteil des geringen Betreuungsaufwandes; zugleich übernehmen die Meßfühler eine erwünschte Glättung der Registrierkurve.



Abb. 11

Lufttemperatur und -Feuchtemessungen im Wipfelraum des Bestandes (5 m über dem Boden).

Strahlungsschutzhütten aus Hartfaserplatten und hochglanzpolierte Aluminiumfolien über den Meßfühler schirmten die Sonnen- und die diffuse Himmelsstrahlung ab, ohne das natürliche Bestandsklima durch große Fremdmassen selber merkbar zu stören. Die Anordnung stellte einen Kompromiß zwischen Strahlungsschutz und Ventilation dar. Im Bestandsprofil sind die Auswirkungen von Verstrahlung und Belüftung an jedem Meßort anders. Eigentlich müßte man dieser Tatsache durch ein wechselndes Verhältnis zwischen Strahlungsschutz und Ventilationsvermögen Rechnung tragen.

Aus ganztägigen Aspiratorvergleichen vor und nach den Versuchen in 1,5 m Höhe auf der Wiederaufforstungsfläche wurden die Korrekturen zu den Registrierungen ermittelt und die relative Genauigkeit der Profilmessung auf $\pm 0,2^\circ$ C sichergestellt. Im Walde wurden die Geräte täglich zyklisch vertauscht.

11. 2. Temperaturverteilung im Walde an heiteren Tagen

Die Ergebnisse der stündlichen Auswertungen sind in Isoplethendiagrammen dargestellt worden. Die Art dieser Verarbeitung ermöglicht mehr als andere, die Temperaturverteilung zu überblicken, den Einzelmesswert zu kontrollieren und ausgeglichene Tagesgänge zu erhalten. Diese Diagramme zeigten, daß es sinnvoll ist, die Werte aus dem Zeitraum 28. 6. — 7. 7. 1952 zu Mittelwerten zusammenzufassen. Sie sind in Tab. 10 und Abb. 12 wiedergegeben.

Tab. 10 Mittlerer Tagesgang der Lufttemperatur in der Fichtendickung an den heiteren Tagen vom 29. 6. — 7. 7. 1952 ($1/10^0$ C).

Höhe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	h
10 m	152	145	140	135	143	174	205	226	246	260	273	285	294	298	299	296	290	277	261	222	202	194	175	168	
5 m	135	127	121	114	121	161	201	232	255	270	284	298	307	308	307	300	291	270	242	201	175	162	152	148	
3 m	137	129	123	117	118	138	172	210	240	266	280	291	304	307	296	291	284	267	245	212	183	167	155	147	
2.5 m	143	134	126	119	119	136	166	203	218	249	273	287	293	297	295	291	280	266	243	211	186	167	153	144	
1.5 m	136	130	122	116	115	128	148	169	195	224	245	262	274	278	280	276	269	255	237	208	182	165	154	146	
0.2 m	137	132	126	120	120	128	143	161	181	199	219	238	252	255	257	255	249	239	226	206	179	165	154	145	

Nach der Abb. 12 läßt sich der Temperaturgang an heiteren Tagen in 4 Abschnitte gliedern:

a) Dem gleichförmigen und geringen Energieumsatz der Nacht entspricht eine geringe Zahl von Isothermen. Nach der Umschichtung und Kaltlufteinlagerung änderte sich die Temperatur im Walde in der zweiten Nachthälfte nur mehr wenig. Die tiefste Temperatur trat erst kurz vor Sonnenaufgang im Stammraum auf. Ein sekundäres Minimum (vgl. Abb. 15, 3. 7. 52) fand sich häufig noch im Kronenschluß, wo die Kaltluft erzeugt worden ist.

b) Die geringe Liniendichte der Nacht hat ein Gegenstück in der Mittagszeit, wo trotz hoher Strahlungsleistung wegen der Konvektion und Verdunstung die Temperaturen mehrere Stunden lang fast gleichblieben. Das Maximum der Lufttemperatur lag etwas über dem Kronenschluß.

c) und d) Nacht und Mittagstyp sind durch die Übergangstageszeiten getrennt, in denen sich, erkenntlich an der großen Isothermendichte, Aufbau und Abbau des Temperaturfeldes als Folge der großen Änderungen der Strahlenleistung rasch vollzogen.

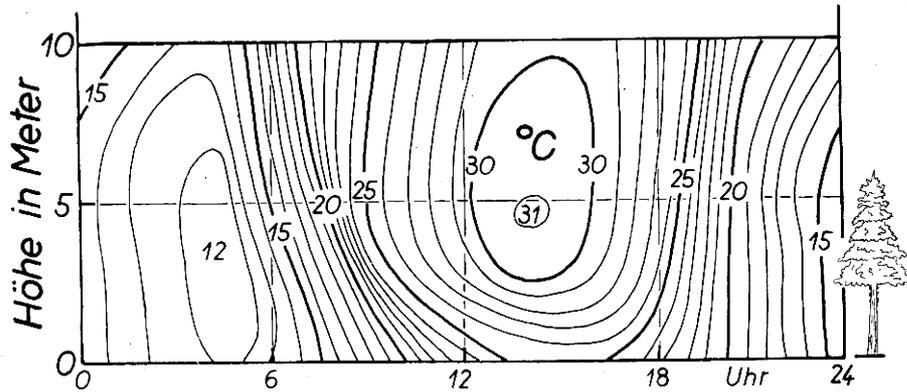


Abb. 12
Temperaturverteilung in dem jungen Fichtenwalde an heiteren Hochsommertagen (Mittel: 28. 6. — 7. 7. 1952).

Aus der Abb. 12 sind nachfolgende Temperaturprofile zur Minimum- und Maximumzeit und Tagesschwankungen zu entnehmen.

Höhe	0	1	2	3	4	5	6	8	10 m
Minimum	12.0	11.6	11.7	11.7	11.5	11.4	11.7	12.6	13.5 °C
Maximum	25.7	27.2	29.1	30.7	30.7	30.8	30.8	30.1	29.9 °C
Tages- schwankung	13.7	15.6	17.4	19.0	19.2	19.4	19.1	17.8	16.4 °C

In der Temperaturverteilung nahm der Kronen-

raum nicht dieselbe bevorzugte Stellung ein wie bei der Verteilung der Strahlungssalden (vgl. Abb. 9). Die im Kronenraum aufgefangene Energie wurde über den turbulenten Massenaustausch und über die freie Konvektion nach oben und unten verteilt. Die konvektive Wärmeabgabe war bis in ca. 3 m Höhe (Asträum) wirksam. Der Verlauf der Thermoisoplethen besagt, daß der junge Fichtenwald bis hinab zum Waldboden vom äußeren meteorologischen Geschehen durchsetzt worden ist.

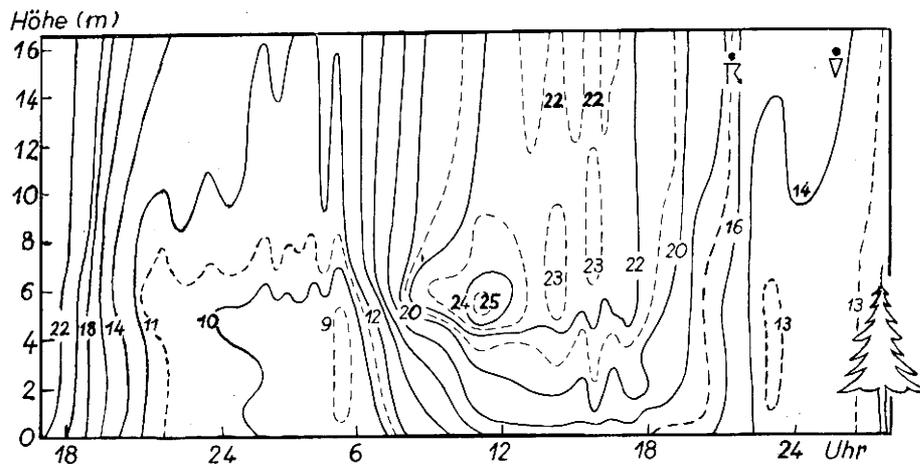


Abb. 13
Temperaturverteilung vom 21. — 23. 7. 1954 in und über der Fichtendickung nach Halbleiternmessungen an 12 Meßstellen im Vertikalprofil.

Die mittlere tägliche Erwärmung der Außenluft betrug 1,1° C, die Erwärmung der Luft in Waldbodennähe 1,4° C. Da dem Waldinneren aber nur 5% der außerhalb angefallenen Energie zukam, deutet der Unterschied eine viel sparsamere Wärmewirtschaft des Bestandsinneren an.

Die zügige Linienführung im mittleren Temperaturverlauf läßt einen Vorgang nicht erkennen, der für Einzeltage am Versuchsort typisch ist. Das ist das Eingreifen der tagesperiodisch bestimmten Ausgleichsströmung zwischen den Alpen und dem Alpenvorland. Die Nacht vom 21. auf 22. 7. 1954 sei als Beispiel herangezogen. Die Temperaturverteilung im Bestande ist aus der Abb. 13 zu ersehen, deren Werte mit einer Thermistoranlage gewonnen wurden. Der Figur liegen 700 Einzelwerte aus 12 Meßhöhen zwischen 0 und 16 m Höhe zugrunde. Am Abend des 21. 7. 54 kam die Luft gegen 21 Uhr zur Ruhe, dann wurde der Bergwind zunächst als leichte Brise spürbar. Das Windmaximum trat um Mitternacht auf. Das Eingreifen des Bergwindes erkennt man im Wipfelraum an dem Pulsieren und Ansteigen der Temperaturen. Die Ausstrahlungskaltluft wurde durchmischt, die relative Luftfeuchtigkeit

und der Tau nahmen ab. Innerhalb des Waldes blieb es verhältnismäßig ruhig, und der nächtliche Temperaturabfall ging langsam weiter. Die Bezeichnung „ungestörtes Strahlungswetter“ besagt nicht, daß das meteorologische Geschehen am Bestand völlig autochthon ist, sondern schließt auch die dann auftretenden und lagebedingten tagesperiodischen Erscheinungen des Meso- und Makroklimaraumes ein.

11. 3. Vertikale Temperaturgradienten an heiteren Tagen

Eine Vorstellung von der Wandlung der Temperaturgradienten im Bestande im Laufe eines Tages vermittelt die Abb. 14. Innerhalb und über dem Bestande kamen zu gleicher Zeit verschiedene Gradienten vor. Ihre Nulldurchgänge liegen nachts höher als am Tage, was besagt, daß der vertikale Einflußbereich des Waldes sich im Tagesgange ändert. Zu einer adiabatischen Schichtung, die den ganzen Bestandsraum umfassen würde, kam es zu keiner Tageszeit. Über dem Walde stellte sie sich zwischen 7—8 und 17—18 Uhr beim Übergang von der stabilen zur labilen Schichtung ein.

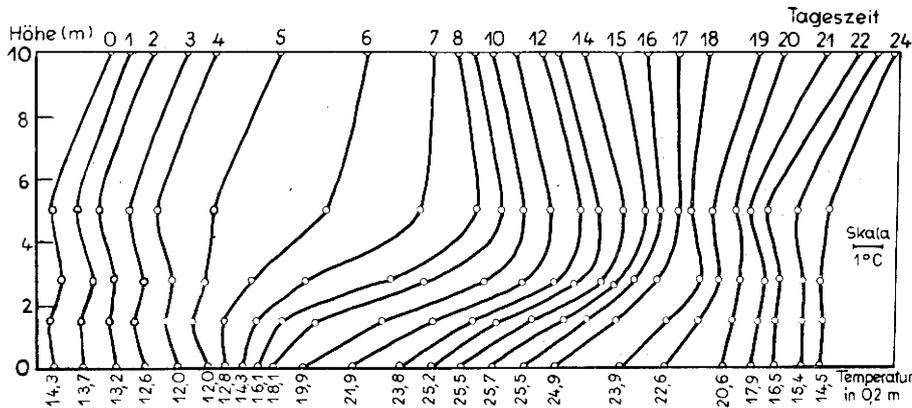


Abb. 14 Tageszeitliche Wandlung der Temperaturschichtung in und über der Fichtendickung (Mittel: 28. 6. — 7. 7. 1952).

Zur Berechnung des vertikalen Wärmestromes (L) können die in Tabelle 11 wiedergegebenen Temperaturgradienten zwischen 5 und 10 m Höhe dienen.

Temperaturabnahme mit der Höhe ist negativ bezeichnet.

Tab. 11 Tagesgang der Temperaturgradienten zwischen 5 und 10 m Höhe (°C/100 m).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Uhr
34	36	38	42	44	26	8	-12	-18	-20	-22	-26	-26	-20	-16	-8	-2	14	38	42	54	64	46	40	

Während 10 Stunden führte das Temperaturgefälle zu einem Wärmestrom an die freie Luft. Zur Nachtzeit war der Gradient stärker als tagsüber, aber der Transportfaktor kleiner.

11. 4. Tagesgang der Lufttemperatur an gestörten Tagen

Als gestörte Tage werden solche bezeichnet, an denen der stetige Ablauf der Temperatur durch einen nicht tagesperiodisch auftretenden meteorologischen Vorgang durchbrochen oder die Strahlungsleistung durch die Bewölkung stark vermindert ist. Mit verringerter Strahlungsleistung verkleinerten sich die Temperaturunterschiede im Meßprofil zur Maximumzeit (14 Uhr) nicht merklich:

Meßhöhe	10	5	2.5	1.5	0.2 m
Strahlungstag (4. 7. 52)	31.9	32.7	32.2	30.9	27.8 °C
trüber Tag (14. 7. 52)	23.5	23.5	21.0	20.3	18.6 °C

Dieselbe Tatsache ergibt sich auch aus den Tagesmitteln:

Meßhöhe	10	5	3	2.5	1.5	0.2 m
heitere Tage (29. 6.—7. 7.)	22.3	21.6	21.1	20.8	19.6	18.3 °C
trübe Tage (8. 7.—14. 7.)	18.9	19.4	17.4	17.2	16.4	15.9 °C

In den Tagesmitteln waren Kronenraum und Waldbodennähe an heiteren Tagen nicht als bevorzugte Niveaus zu erkennen, weil der Überwärmung am Tage die stärkere Abkühlung nachts gegenüberstand.

Beispiele für den Einfluß von Niederschlägen auf die Verteilung der Temperaturen im Walde geben die Abb. 13 und 15.

Bei einem Mittagsregen mit nachfolgender Erwärmung (12. 7. 52), aber auch beim Durchzug einer Wol-

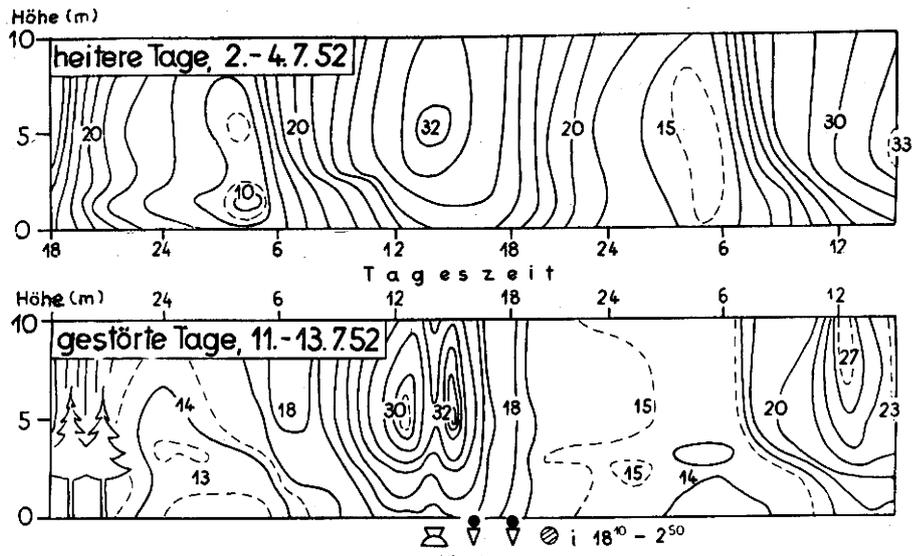


Abb. 15
Temperaturverteilung an heiteren und gestörten Tagen in der Fichtendickung.

kenbank in der Mittagszeit eines heißen Sommertages kam es zu einer Teilung des Temperaturganges in zwei Maxima. Dabei war natürlich die Störung im Kronenraum ausgeprägter als im Walde. Die größere Trägheit des Bestandsinnenklimas beruht einerseits auf der schweren Zugänglichkeit für die Außenluft, andererseits auf der größeren Holzmasse und Wärmekapazität dieses Bestandsraumes. Jedoch war auch dort schon vom 2. Tag an die Vorwitterung als solche nicht mehr zu erkennen.

Stärkere Niederschläge bringen im Bestande innerhalb weniger Minuten auch große Temperaturunterschiede zum Verschwinden. Es bleibt dabei gleich, ob der Regen am Tage (vgl. Abb. 15, 12. 7. von 16—17 Uhr) oder nachts (siehe Abb. 13, 23. 7., 21 Uhr) fällt.

Schließlich sei noch ein Fall besprochen, der im Herbst 1951 verfolgt werden konnte. Er ist in Abb. 16 dargestellt. Von einer vorausgegangenen Regenperiode her war der Bestand noch feucht und kühl. Über dem relativ kalten Bestande wurde advektiv Warmluft transportiert. Daher lag die höchste Temperatur über dem Wipfelraum, wie auch aus den Tagesmitteln und den Tagesschwankungen hervorgeht:

Höhe	10	5	3	1.5	0.1 m
Tagesmittel	19.9	16.6	15.9	13.3	14.2 °C
Tagesschwankung	16.0	15.4	15.3	9.3	10.7 °C

Den ganzen Tag war der Wärmestrom aus der freien Luft zum Bestand hin gerichtet. Hinsichtlich des Wärmeaustausches innerhalb des Waldes nahm der

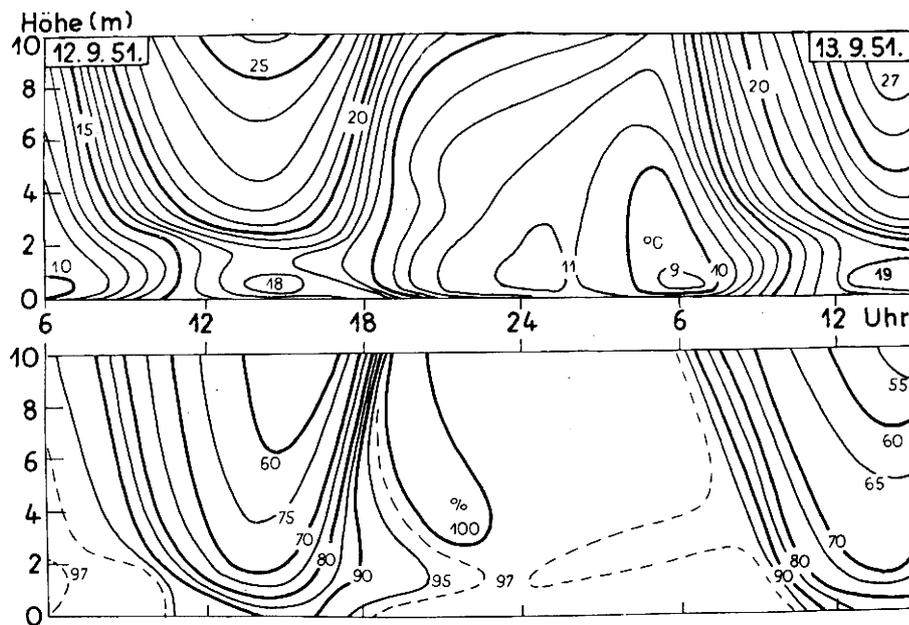


Abb. 16
Lufttemperatur- und Luftfeuchteschichtung in und über dem Walde an einem Herbsttage mit Warmluftadvektion.

von dünnen Ästen durchsetzte Stammraum eine Sonderstellung ein. Er stellte sich in den Übergangstageszeiten als Wärmesenke dar, was verständlich ist,

da er in bezug auf den Umsatz der Sonnenstrahlung wegen seiner vorwiegend vertikalen Gliederung benachteiligt ist.

11.5. Mitteltemperatur der Luft im Bestandsraum

Um den Wärmeumsatz in der Holzmasse und in der jeweils im Bestand lagernden Luft zu bestimmen, war

es zweckmäßig, deren Mitteltemperatur zu berechnen. Zur Ableitung der in Tabelle 12 angegebenen Temperaturen ist Abb. 12 herangezogen worden.

Tab. 12 Mitteltemperaturen der Luft im Bestandsraum (° C)
(Mittel 28. 6. — 7. 7. 1952)

Bestands- schicht	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24h
0—1 m	14.2	13.5	12.9	12.3	11.9	12.3	13.5	15.2	17.2	20.0	22.2	23.7	25.4	25.7	25.8	25.9	25.6	24.7	24.2	21.4	19.3	17.0	15.7	14.7	
1—2 m	14.1	13.3	12.6	11.9	11.6	12.1	13.8	15.8	18.9	21.0	23.0	25.3	27.2	27.9	28.2	27.9	27.3	25.9	24.3	21.8	19.4	17.2	15.8	14.8	
2—3 m	14.3	13.5	12.8	12.2	11.9	12.7	15.3	18.5	21.1	23.3	25.9	28.0	28.9	29.6	29.6	29.4	28.6	26.7	24.7	21.9	19.3	17.1	15.7	14.8	
3—4 m	14.2	13.3	12.6	11.8	11.8	12.0	16.2	19.8	23.2	25.2	27.3	28.5	29.2	30.6	30.4	29.7	29.3	27.5	24.9	22.0	19.3	17.0	15.6	14.7	
4—5 m	14.1	13.1	12.4	10.7	11.9	14.1	17.3	21.4	23.8	25.4	27.4	28.7	30.2	30.7	30.8	30.2	29.4	28.0	26.4	22.1	19.3	16.9	15.6	14.8	
M ₀₋₅	14.2	13.3	12.6	11.7	11.8	12.6	15.2	18.2	20.8	23.0	25.2	26.6	28.3	28.9	28.9	28.6	28.0	26.6	24.9	21.8	19.3	17.0	15.9	14.7	

Die Mittelwertbildung wurde nur für die Schicht vom Waldboden bis in den Wipfelraum hinein (0—5 m) durchgeführt, weil auf diese Höhe später die Austauschrechnung bezogen wird. Diesen Raum füllte die Pflanzenmasse mit einem Anteil von nur 0.4% aus. Das Tagesmittel der Lufttemperatur (M₀₋₅) im Bestand betrug 20.3° C. Ein Vergleich des Tagesganges von M₀₋₅ mit den Werten der Tab. 10 oder Abb. 12 ergibt, daß man M₀₋₅ an der Grenze vom Dürrast- zum Grünast-raum, also in ca. 2 m Höhe, hätte registrieren können.

gestellt worden. Die stärkste Energiespeicherung in der Bestandsluft vollzog sich in den frühen Morgenstunden, aber schon von 6 Uhr früh ab wurde der Wärmegewinn zunehmend kleiner. Etwa von 15 Uhr an nahm die Mitteltemperatur der Bestandsluft ab. Der stärkste Energieverlust erfolgte kurz vor Sonnenuntergang. Der Taufall verzögerte die Abkühlung, der Bergwind brachte nach Mitternacht durch Verstärkung der vertikalen Durchmischung einen ähnlichen Effekt hervor.

Stündliche Änderung der Mitteltemperatur (° C)

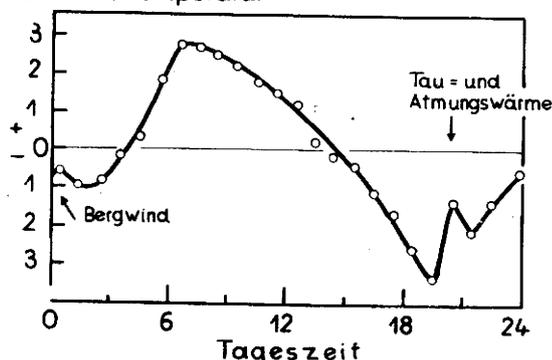


Abb. 17

Stündliche Änderungen der mittleren Lufttemperatur in der Bestandsschicht 0—5 m Höhe.

Aus Tab. 12 ließen sich die stündlichen Änderungen der Mitteltemperatur im Bestandsraum berechnen. Sie sind recht aufschlußreich und deshalb in Abb. 17 dar-

12. Pflanzentemperatur

Aus Arbeitsgründen haben wir während der Hauptversuche keine systematischen Messungen der Pflanzentemperaturen vornehmen können. Hingegen wurden durch Stichprobenmessungen mit den massen- und trägheitsarmen Thermoelementen an verschiedenen Tagen die Temperaturunterschiede der Pflanzenoberflächen gegenüber der Luft festgestellt. Der Strahlungsfehler war durch eine abgeschirmte Gegenlötstelle eliminiert. Tagsüber ergaben sich im Kronenraum Übertemperaturen bis zu 8° C, nachts Untertemperaturen bis zu 0.2° C, also in einer Größenordnung, wie sie nach B. Huber (58) zu erwarten sind. Die Unterschiede waren im Stammraum gering, so daß es für die Abschätzung des Wärmeumsatzes dort genügt, von der Lufttemperatur auszugehen.

Unter Berücksichtigung der vertikalen Verteilung und des Tagesganges der Temperaturunterschiede ließen sich unter Zugrundelegung der Tabelle 12 die in Tabelle 13 angegebenen Mitteltemperaturen der Gesamtholzmasse in der Bestandsschicht 0—5 m Höhe ableiten.

Tab. 13 Mittlere Temperatur der Gesamtholzmasse in der Bestandsschicht 0—5 m Höhe

Tageszeit																							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24h
13.4	12.6	11.9	11.8	12.1	14.1	16.8	19.7	22.4	25.0	27.4	29.6	31.0	31.7	30.7	29.1	27.5	25.9	23.1	20.5	18.0	16.2	15.0	14.3° C

Auch bei der mittleren Pflanzentemperatur traten natürlich die stärksten Änderungen schon am frühen Morgen bzw. am späten Nachmittag kurz vor Sonnenuntergang auf. Das Tagesmittel der Pflanzentemperatur des ganzen Bestandsraumes betrug 20.9° C, lag also um 0.6° C höher als die mittlere Temperatur der im Bestand lagernden Luft.

13. Die Bodentemperatur

Über die Bodentemperatur liegen für die Zeit vom 28. 6. bis zum 15. 7. stündliche Ablesungen an Quecksilberthermometern vor, die in 30, 20, 10 und 2 cm Tiefe im Walde und auf der benachbarten Kahlfäche eingesetzt waren. Im Walde bedeckte Nadelstreu, auf der unbewaldeten Fläche Gras den Boden. In Tab. 14

sind die Beobachtungen im Walde zu Mittelwerten für die Strahlungstage vom 28. 6. — 7. 7. zusammengefaßt.

Die Temperaturen der Bodenoberfläche stammen aus den Tagen vom 3. 7. — 8. 7. und wurden durch freie Auslage von Quecksilberthermometern, deren Quecksilbergefäß dünn mit Nadelstreu übersät war, gewonnen. Obwohl im Walde der Strahlungsfehler nicht sehr groß ist, stellen die Angaben nur Näherungswerte dar. Sie decken sich weitgehend mit den Registrierungen der Lufttemperatur in Bodennähe, nachts lagen sie etwas tiefer, tagsüber etwas darüber. Der Scheitelpunkt am 14. Uhr scheint jedoch durch einen „Lichtfleck“ hervorgerufen und zu hoch zu sein. Die Reihe deutet an, daß unmittelbar an der Waldbodenoberfläche eine ganz schwache, nur wenige Zentimeter

Tab. 14 **Mittlerer Gang der Bodentemperaturen**
28. 6. — 7. 7. 1952 in $1/10^{\circ}$ C

Boden-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24h
0 cm	130	123	115	109	117	119	137	163	183	204	224	241	254	268	257	255	247	243	226	201	171	163	149	146
2 cm	138	134	131	128	126	125	128	133	140	148	154	162	168	172	174	175	176	175	173	168	161	155	150	146
5 cm	138	136	133	131	129	127	127	128	131	135	139	144	148	151	153	155	157	157	157	156	154	150	147	144
10 cm	131	130	129	128	126	126	125	124	124	125	126	128	130	132	133	135	136	138	139	139	139	138	137	136
20 cm	125	125	125	124	124	123	123	123	122	123	123	123	123	124	124	125	126	126	127	127	128	128	128	128
30 cm	111	111	111	111	111	111	112	112	112	112	113	113	112	112	112	112	112	112	112	112	112	112	112	112

Höhe umfassende Überwärmungsschicht am Tage und Unterkühlungsschicht in der Nacht ausgebildet war. Für die einzelnen Bodentiefen berechnen sich folgende Tagesmittel und Tagesschwankungen.

Tiefe	2	5	10	20	30 cm
Tagesmittel					
Wald	15.2	14.3	13.1	12.5	11.2 $^{\circ}$ C
Kahlfläche	17.9	17.6	16.7	15.8	14.9 $^{\circ}$ C
Tagesschwankung					
Wald	5.1	3.0	1.5	0.6	0.2 $^{\circ}$ C
Kahlfläche	7.9	5.3	2.6	0.9	0.4 $^{\circ}$ C

Der Jahreszeit und der vorausgegangenen kühlen Witterung entsprechend führte das Temperaturgefälle zu einem Wärmestrom in den Boden. Das Gefälle zwischen Oberflächennähe und 30 cm Tiefe war im Waldboden um 0.03° C cm^{-1} größer als im Freilandboden. Der Unterschied rührt von der isolierenden Nadelstreu- decke des Waldbodens her. Schon ab 5 cm fiel dort der Gradient stark ab.

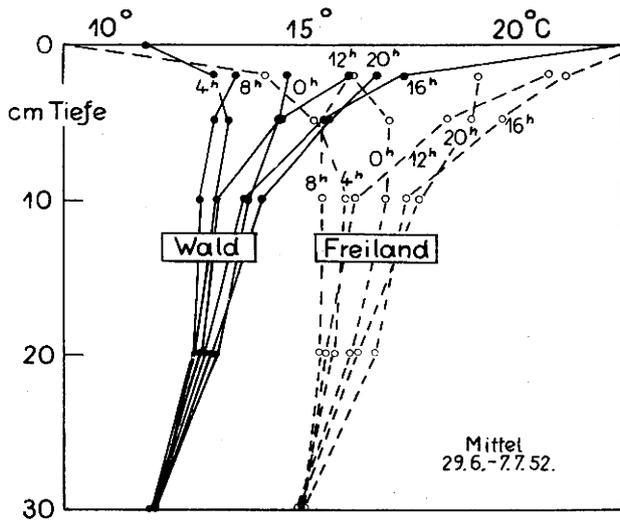


Abb. 18

Tautochronen der Bodentemperatur in Wald und Freiland.

Aus Abb. 18 geht hervor, daß der Waldboden zu allen Tageszeiten und in allen Meßtiefen kühler als der Freilandboden war. Das ist verständlich, denn der Waldboden empfing ja nur einen Bruchteil der Strahlung, die auf die Bodenoberfläche der Kahlfläche fiel. Außerdem war der Waldboden anfangs wesentlich feuchter, die spezifische Wärme also größer.

Als Eintrittszeiten der täglichen Extremwerte lassen sich etwa folgende Tageszeiten festlegen:

Luft in Bodennähe	2	5	10	20	30 cm Tiefe
Waldboden					
Maximum	15	17	18	20	22.30 11.30 Uhr
Minimum	4.30	6	6.30	8	9 3 Uhr
Kahlfläche					
Maximum	14	14	16	18	21 11.30 Uhr
Minimum	4	5	6	8	9 1 Uhr

Im Walde hinkten die Extreme stärker hinter dem Sonnenstande nach als im Freien. In 30 cm Tiefe fanden wir die Maxima kurz vor Mittag des Folgetages. Die Minima entstanden in der oberen Bodenschicht im Freien kurz vor und im Walde knapp nach Sonnenaufgang. In 30 cm Tiefe traf die Abkühlungswelle erst im Laufe der nächsten Nacht ein.

Die Unterschiede in den Bodentemperaturen von Wald und Freiland kamen einerseits durch die Phasenverschiebung, andererseits durch den unterschiedlichen Strahlungsumsatz zustande. Die Verteilung der Unterschiede geht aus Abb. 19 hervor. Tagsüber vergrößern

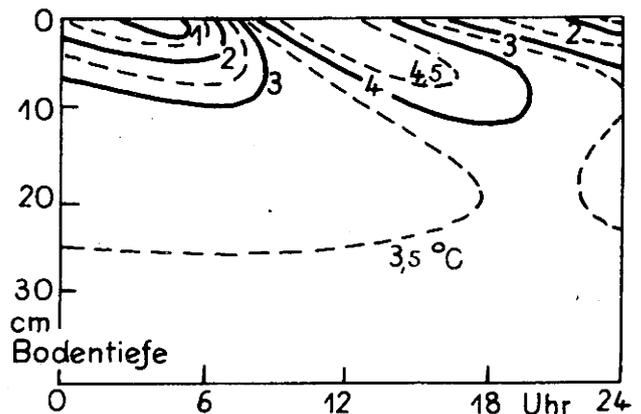


Abb. 19

Mittlere Differenz der Erdbodentemperaturen von Kahlfläche und Dichtung. (28. 6. — 7. 7. 52).

ten sich die Differenzen wegen der höheren Strahlungsleistung im Freiland. Nachts gleichen sie sich weitgehend aus, weil die Waldbodenoberfläche nur im geringen Maße Energie durch Strahlung verlor.

Die Tageswelle der Temperatur drang in den Waldboden bis zu 35 cm, in den Freilandboden bis zu 40 cm tief ein. Zur Berechnung des Wärmeumsatzes im Boden ist somit das mitgeteilte Material hinreichend. Die hierfür erforderlichen Parameter werden in den späteren Abschnitten besprochen.

In 5 cm über den Bodenoberflächen wurde außerdem das „Grasminimum“ gemessen. Im Durchschnitt der heiteren Tage hatte die Fichtendichtung 10.9, die Freifläche 6.2 bzw. 5.3 $^{\circ}$ C als Tiefsttemperaturen in Bodennähe aufzuweisen. Im extremsten Falle betrug der Unterschied zwischen Wald und Freiland 10° C! Am Morgen des 7. 7. 52, also während heißer Hochsommertage, war auf der Wiederaufforstungsfläche Bodenfrost festzustellen.

14. Die relative Luftfeuchtigkeit

Die relative Luftfeuchtigkeit sagt nur wenig über die Menge des vorhandenen und transportierten Wasserdampfes aus. So lange der Wasserdampfgehalt der Luft unverändert bleibt, verläuft sie wegen der Temperaturabhängigkeit des Dampfdruckes im wesentlichen invers zum Temperaturgange. In und über dem

Walde wird aber der Luft durch Transpiration, Verdunstung, Taubildung Konvektion und Advektion ständig Wasserdampf zugeführt oder entzogen.

14. 1. Meßmethode und Meßgenauigkeit

Die Registrierungen erfolgten im Bestandsprofil mit Haarhygrographen (Tagesuhren) der Fa. R. Fueß. Die Geräte waren vor Verstrahlung geschützt und neben den Thermographen (siehe Abb. 11) auf Auslegern in den Bestand eingeschoben. Vor und nach den Versuchen führten wir eintägige Vergleichsmessungen mit dem Aspirationspsychrometer durch. Über die einheitliche Geräteaufstellung unterrichtet Abb. 20.

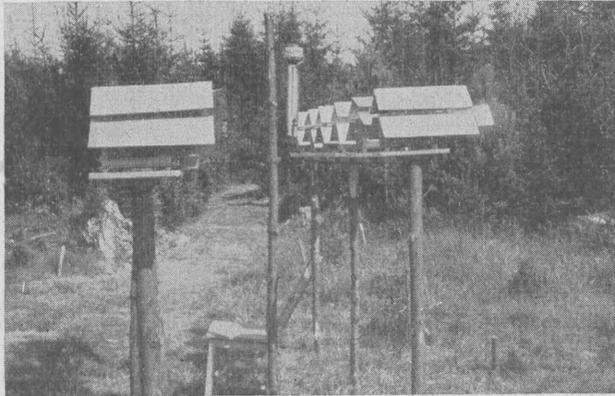


Abb. 20

Vergleichsmessungen der Registriergeräte bei einheitlicher Geräteaufstellung im Freiland mit dem Aspirations-Psychrometer.

Während der Messungen im Bestande begünstigten die zeitliche Invarianz des nächtlichen Feuchtigkeitsganges, Nebelschichten am Abend und Morgen und das Beschlagen der Geräte am Morgen die Kontrolle der Registrierungen im Sättigungsbereich. Zwischen 90 und 100% ist daher eine relative Genauigkeit der Profilmessungen von $\pm 1\%$ wahrscheinlich. Am Tage nützten Vergleiche mit dem Aspirationspsychrometer nur wenig, weil der Ventilationsstrom von 5 m/sec in der Nähe der Registriergeräte die Feuchteschichtung und die Hygrographenanzeige veränderte. Die Mittagswerte, die 50—60% betragen, sind auf $\pm 2\%$ sicher. Wegen der größeren absoluten Unterschiede von Meßstelle zu Meßstelle ist diese Genauigkeit zu dieser Tageszeit hinreichend.

Bei der Auswertung sind Fluktuationen ausgeglichen worden. Tagsüber war der Feuchteverlauf oberhalb der Wipfel ausgesprochen ruhig. Dagegen betrug die Feuchteunruhe der Stammraumluft in der Mittagszeit $\pm 3\%$, und die durchschnittliche Dauer der Störungen 6 Minuten. Nachts war die Registrierkurve im Walde ruhig, aber über den Wipfeln gestört.

14. 2. Tagesmittel und vertikale Schichtung

Aus dem Gang der Tagesmittel war ersichtlich, daß die relative Luftfeuchtigkeit im Walde während der Dürreperiode von Tag zu Tag nur um 1% abgenommen hatte. Für heitere (29. 6. — 7. 7.) und für trübe Tage (9. 7. — 14. 7.) ergaben sich folgende Vertikalprofile:

Höhe	10	5	3	2.5	1.5	0.2 m
Mittel 29. 6. — 7. 7.	63	63	70	69	71	79%
Mittel 9. 7. — 14. 7.	76	80	84	86	87	90%

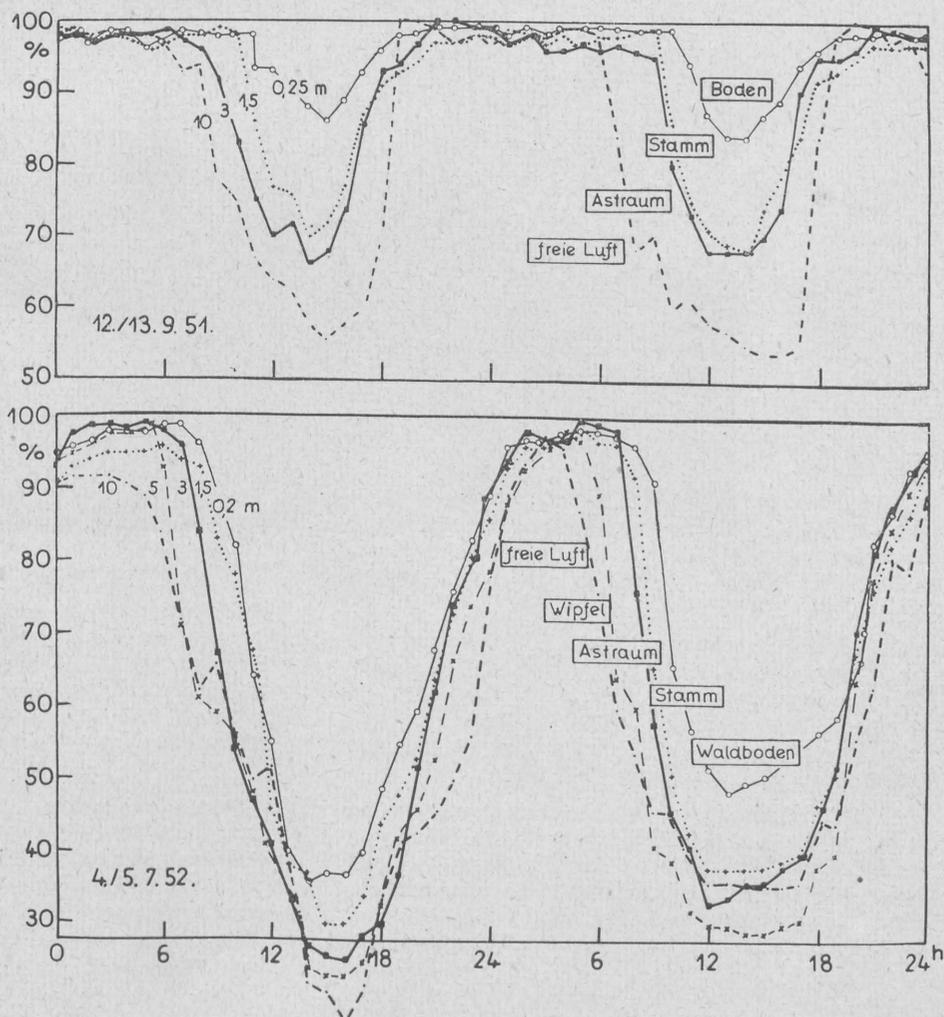


Abb. 21

Tagesgang der relativen Luftfeuchtigkeit (%) an einem Herbst- und Hochsommertag in und über dem Fichtenwalde.

Ähnliche Profile hatten wir 1951 an Septembertagen erzielt, als der Bestand von sehr warmer Fremdluft überströmt war (siehe Abb. 16):

Höhe	10	5	3	1.5	0.1 m
12.—13. 9. 51	83	88	90	91	96%

Die Beobachtungen von 1951 und 1952 gleichen sich darin, daß das Feuchtegefälle im Tagesmittel vom Waldboden zu den Wipfeln gerichtet war. Der Kronenschluß trennte die Waldluft von der freien Luft über dem Bestande.

14. 3. Tagesgang an heiteren Tagen

In der Abb. 21 findet man tagsüber die Gegenläufigkeit zur Lufttemperatur. Das vertikale Gefälle betrug im Sommer zur Mittagszeit rund 15%, im Herbst 30%. Wegen der oberen Begrenzung der relativen Luftfeuchtigkeit durch den Sättigungswert 100% kam es nachts zu einer Bündelung der Registrierungen.

Die Reinform des Tagesganges der relativen Luftfeuchtigkeit an den heiteren Hochsommertagen ist in der Tabelle 15 enthalten.

Tab. 15 Mittlere Stundenwerte der relativen Luftfeuchtigkeit (%) an heiteren Hochsommertagen (28. 6. — 7. 7. 52).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24h
10 m	87	89	91	92	87	80	72	65	58	52	48	44	42	37	35	34	36	42	50	60	70	78	80	85
5 m	91	92	93	94	91	83	69	61	52	47	43	39	36	32	32	32	34	41	52	67	78	82	85	88
3 m	96	96	97	97	98	97	91	78	63	52	46	40	38	36	36	38	41	48	60	73	82	88	92	95
2.5 m	91	93	95	96	97	98	91	81	65	56	52	48	45	38	38	39	42	46	54	62	70	78	83	87
1.5 m	94	95	95	96	97	97	96	90	74	61	52	45	41	39	37	38	41	47	59	71	79	84	89	92
0.2 m	95	96	96	96	97	97	97	96	89	78	68	60	54	53	53	52	55	62	69	75	84	88	92	93

Aus den Mittelwerten ergibt sich nachstehende vertikale Verteilung der Tagesschwankung

Höhe	10	5	3	2.5	1.5	0.2 m
Tagesschwankung	58	62	62	60	60	45%

Die niedrigste Luftfeuchtigkeit trat etwas oberhalb des Kronenschlusses auf, wo um 14 Uhr die höchsten Temperaturen festgestellt worden sind. Entsprechend dem Eindringen der Temperaturwelle in den Bestand verzögerte sich auch das Auftreten des Minimums der

Luftfeuchtigkeit am Waldboden um rund 1 Stunde. Nachts deckte sich das Vorkommen der Feuchtehöchstwerte mit dem Auftreten und der Lage des Kaltluftkörpers im Bestande.

Die stärksten Luftfeuchtegefälle traten in den Übergangstagesstunden auf. Am Vormittag wirkte sich die Kühle des Waldinneren und zum Abend hin die Wärmespeicherung aus, welche vor und nach Sonnenuntergang zu einer Feuchte Senke im Dürrast (= Stamm)raum führte.

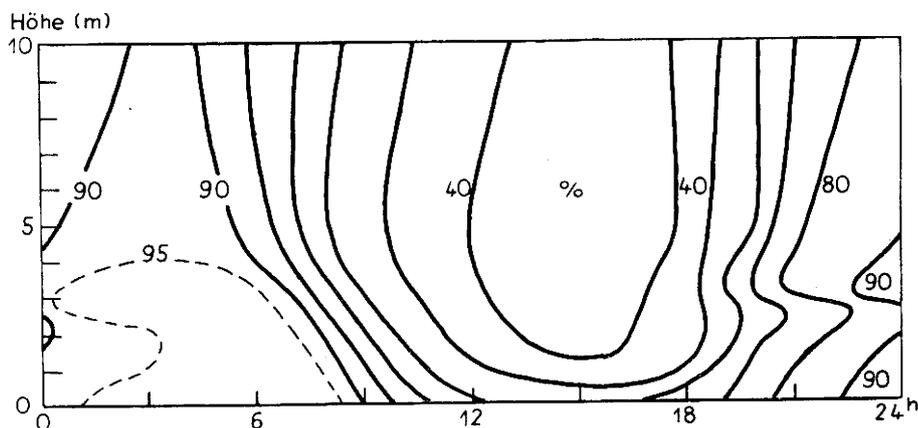


Abb. 22 Verteilung der relativen Luftfeuchtigkeit (%) an heiteren Tagen in und über dem Walde (Mittel: 29. 6. — 7. 7. 52).

Die Isoplethen der Abb. 22 verlaufen ähnlich wie diejenigen für die Lufttemperatur (Abb. 12). Dem Bestand wurden tagsüber von außen her bis in den Stammraum hinunter die Eigenschaften des herrschenden Wetters aufgeprägt.

Zur Mittagszeit waren oberhalb 2 m Höhe nur mehr geringe Feuchteunterschiede nachzuweisen. Die vertikale Einflußhöhe des Waldes auf die Luftfeuchte unterlag einem Tagesrhythmus. Nachts erstreckte sie sich über die Wipfelhöhe hinaus, tagsüber zog sie sich auf eine schmale Schicht am Waldboden zurück.

Das Waldinnere hatte an den Sommertagen weder thermisch noch feuchtemäßig ein Treibhausklima. Es bot jedoch wegen der größeren Beständigkeit den Organismen, die mit einem Lichtminimum auskommen, z. B. den Pilzen, günstigere Lebensbedingungen als das Freiland. Das erwies sich auch an den Versuchstagen

im Herbst 1951, innerhalb welcher die Stockhäuse der Jungfichten von Hallimasch umfaßt wurden.

14. 4. Nebel und Beschlag im Bestand und Freiland

Kondensationserscheinungen gaben in den Abend- und Morgenstunden wertvolle Hinweise über räumliche Unterschiede im Wärmehaushalt. Durch sie wurden oft Vorgänge sichtbar, deren Wärmeumsätze so geringfügig waren, daß sie sich in den Registrierungen kaum zu erkennen gegeben hätten.

Kurz vor Sonnenuntergang bildeten sich in rund 1 m über den Baumgipfeln flache Nebelschleier. Sie entstanden durch Mischung der wärmeren freien Luft mit der Ausstrahlungskaltluft im Wipfelraum. Mit zunehmender Dämmerung verbreitete sich die Nebelschicht und senkte sich unter gleichzeitiger Abnahme der Nebeldichte in den Wipfelraum ein. Das Absinken des

abendlichen Wipfelnebels ist in der Abb. 16 durch eine schlauchartige Linienführung für 100% zum Ausdruck gekommen. Durch Wasserdampfentnahme aus der Luft für den Tauniederschlag auf den Pflanzen löste sich der Nebelschleier zwischen den Wipfeln auf.

In den Morgenstunden trat im unteren Kronenraum und im Stammraum Beschlag auf den Holzoberflächen und auch auf den Registriergeräten auf. Im Vergleich zum Wipfelraum, wo um diese Zeit der Strahlungsumsatz zum Verdunsten des Tauniederschlags führte, waren die Massen im unteren Bestandsraum unterkühlt. Der Wasserdampftransport (siehe Abb. 25 und 27) ging vom oberen Kronenraum aus. Die Feuchteanreicherung durch das verdampfende Tauwasser war mehrfach an dünnen Dunstschichten in 1—2 m Höhe über den Wipfeln zu beobachten. Wie Abb. 21 zeigt, wurde jedoch im Stammraum die Wasserdampfsättigung der Luft nicht oder nur kurzfristig erreicht.



Abb. 23
Verdampfender Reif auf dichter Naturverjüngung
am 21. 9. 1954, 08.35 Uhr.

Beim Verdunsten von Reif auf dichten Fichten-Verjüngungen, siehe Abb. 23, lag eine dichte Nebelbank von 60—80 cm Höhe auf den Wipfeln auf. Bei der stabilen Temperaturschichtung verblieb der Wasserdampf in dem meterdicken wipfelnahen Luftraum. Es genügte Bruchteile der etwa 0.05 mm ($\equiv 0.03 \text{ g/cm}^2$ Wasser) hohen Reifschicht, um ein Sättigungsdefizit von 0.05 g/m^3 (bei 5° C Lufttemperatur und 90—95% Rel. F.) zum Verschwinden zu bringen.

Die benachbarte Wiederaufforstungsfläche war ein ausgezeichnetes Studienfeld für Strahlungsnebel. In Abb. 24 ist ein mehrschichtiges Nebelfeld, das am 10. 9. 1951 zwischen 18.15 und 18.45 Uhr zu beobachten war, festgehalten. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen einer Theorie von R. Fleagle (32) trat die erste Nebelschicht in rund 1 m Höhe über dem Boden auf. Der Nebelunterrand war scharf ausgeprägt. Ein sekundärer Nebelschleier entstand knapp über den Grasspitzen, die schon vorher betaut waren. Zwischen den beiden Nebelschichten konnte man noch weithin sehen. Wenige Minuten später bildeten sich, z. T. bestandsbedingt, auch in höheren Schichten weitere Nebelschleier. Im weiteren Verlaufe wuchs der Primärnebel von 1 m Höhe nach unten und füllte die anfänglich nebelfreie Schicht aus. Sodann wuchs der Boden nebel langsam in die Höhe und löste sich sowie die oberen Schleier auf. Die Schichtenbildung über dem Primärnebel läßt sich dadurch erklären, daß der Primärnebel als strahlender Körper die Rolle des Erdbodens übernommen hatte.

Die Nebelfelder wurden verlagert und zusammengeschoben, so daß Bodenflächen entblößt und benachbarte Nebelfelder verdichtet wurden. Sie paßten sich der Strömung und der Unterlage an. Der Nebel ist nach seiner Bildung zu einer Eigenschaft des wandernden Kaltluftkörpers geworden. So lassen sich auch



Abb. 24
Geschichteter Strahlungsnebel am 10. 9. 1951, 18.45 Uhr.

quasistationäre, schräg liegende Nebelfelder an Verjüngungsrändern erklären.

15. Der Dampfdruck

Der Dampfdruck ist für die Bearbeitung des Wärmehaushaltes eine wichtigere Größe als die relative Luftfeuchtigkeit, weil er zusammen mit der Austauschgröße zu einer Aussage über den Strom der latenten Energie führt. Die Werte sind mit Hilfe der Lufttemperatur- und Luftfeuchtigkeitsregistrierungen aus einer Aspirationspsychrometertafel (R. f. W. Verlag

Vieweg, Braunschweig 1935) entnommen worden. Bei einem solchen Verfahren gehen natürlich sowohl die Fehler der Temperaturmessung als auch die Fehler der Luftfeuchtigkeitsmessung in die abzulesenden Dampfdruckwerte ein. Die Anwendbarkeit der Methode bei Profilmessungen setzt somit einen genügenden Wasserdampfgradienten voraus.

15. 1. Tagesgang an heiteren Hochsommertagen

Aus den stündlichen Auswertungen haben wir mittlere Stundenwerte für die heiteren Hochsommertage berechnet (Tab. 16).

Tab. 16 **Mittlere Stundenwerte des Dampfdruckes an den heiteren Tagen vom 29. 6. — 7. 7. 52 (Torr).**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24 h
10 m	11.4	11.1	10.9	10.7	10.7	12.0	13.1	13.4	13.5	13.1	13.0	13.0	12.7	11.5	11.0	10.6	10.7	10.6	12.5	12.0	12.3	12.3	12.0	12.2
5 m	10.5	10.2	9.8	9.5	9.7	11.4	12.3	12.9	12.8	12.6	12.5	12.2	11.9	10.8	10.5	10.3	10.1	10.8	11.5	11.8	11.2	11.3	11.0	11.1
3 m	11.3	10.8	10.5	10.1	10.2	11.6	13.6	14.7	14.2	13.6	13.1	12.1	12.3	11.9	11.3	11.5	11.6	12.5	13.8	13.7	12.7	12.6	12.2	11.9
2.5 m	11.1	10.7	10.4	10.0	10.0	11.2	13.2	13.5	13.0	12.9	13.5	13.0	12.7	11.7	11.3	11.1	11.5	12.1	12.0	12.0	11.5	11.3	11.0	10.9
1.5 m	11.4	10.8	10.3	9.9	9.9	10.8	12.1	13.0	12.7	12.5	11.9	11.5	11.1	10.9	10.5	10.6	11.0	11.5	12.9	12.8	12.3	11.9	11.8	11.5
0.2 m	11.2	10.9	10.6	10.2	10.3	10.9	11.2	13.1	13.9	13.6	13.4	13.3	13.0	13.0	12.9	12.7	13.0	14.0	14.3	13.8	13.1	12.6	12.1	12.0

Durch das Ineinandergreifen der den Dampfdruck gestaltenden Parameter Temperatur, Verdunstung und Austausch ist die Dampfdruckverteilung, Abb. 25, im Tagesablaufe komplizierter und schwieriger zu verstehen als die Verteilung von Lufttemperatur und relativer Luftfeuchtigkeit. Tagsüber war die bekannte Doppelwelle mit je einem Dampfdruckmaximum vormittags und am frühen Abend ausgeprägt vorhanden. Das Vormittagsmaximum trat im Astraum unterhalb des Kronenschlusses auf. Das besagt nicht, daß dort die stärkste Transpiration erfolgte. Es wurde vielmehr wegen der leichteren Zugänglichkeit durch den Wind und

durch die konvektive Ablösung von Warmluftkörpern die feuchte Luft aus dem Wipfelraum stärker entnommen als aus dem Astraum. Zum Abend hin lag das Hauptmaximum am Waldboden. Das sekundäre Maximum im Astraum lieferte dann zusammen mit dem Feuchtegefälle aus der freien Luft den Wasserdampf für die zu dieser Zeit innerhalb des Wipfelraumes bereits in Gang gekommene Taubildung. Am frühen Nachmittag trat die sogenannte Dampfdruckdepression auf, die sich aus dem konvektiven Wasserdampf-Abtransport und durch die physiologisch bedingte Einschränkung der Pflanzentranspiration ergibt.

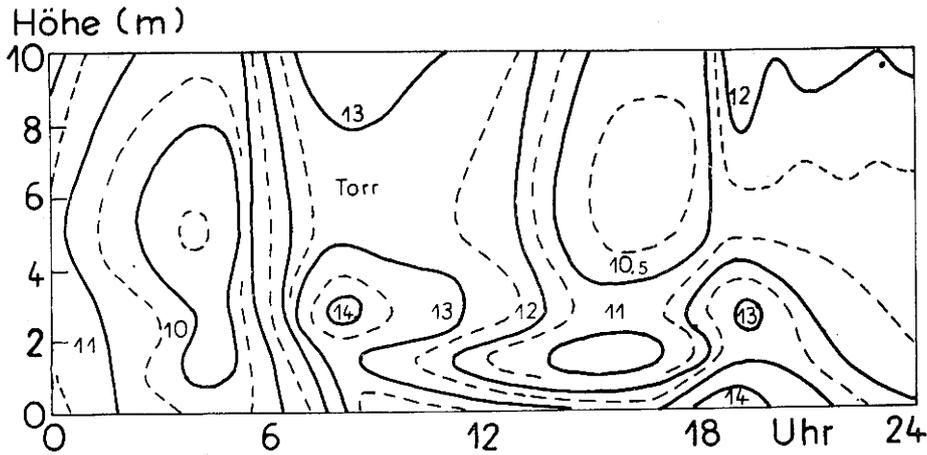


Abb. 25
Mittlere Dampfdruckverteilung im austrocknenden Walde (Torr)
während der heißen Hochsommertage vom 29. 6. — 7. 7. 1952.

Das Hauptminimum der Dampfdruckdepression lag über dem Bestande, es war von einem sekundären Minimum im Dürrastraum nur durch die ein wenig höhere Luftfeuchtigkeit im Astraum getrennt. Nachts, als sich Wasserdampf aus der freien Luft in Form des Taus am Bestande niederschlug, wurde der Temperaturgang zum Hauptfaktor für den Dampfdruck. Man kann dies unschwer aus der Kongruenz der Thermo- und Dampfdruckisoplethen von Abb. 12 und 25 ersehen. Am frühen Morgen entstanden, ähnlich wie bei der Temperaturverteilung vor Sonnenaufgang, häufig zwei Dampfdruckminima zwischen den Wipfeln und im Stammraum.

Aus der Abb. 25 ließen sich Stundenwerte und die stündlichen Änderungen des mittleren Dampfdruckes der im Bestande befindlichen Luft ableiten. Sie sind in Abb. 26 dargestellt. Da die Dampfdruckwerte (mm Hg-Torr) dem Betrage nach den Werten der absoluten Feuchte (g/m^3) nahezu entsprechen, geben die Kurven zugleich den Tagesgang des Wasserdampfgehaltes der Waldluft wieder. Das Tagesmittel des Dampfdruckes der Bestandsluft betrug 11.3 Torr. Der Gesamtwassergerhalt der 5 m hohen Säule über der Grundfläche 1 cm^2 machte somit nur rund 0.006 g aus. Der Wasservorrat der Bestandsluft ist also so gering, daß sich Wasserdampfumsätze, sei es durch die Transpiration, sei es durch Vertikaltransporte, rasch im Bestande be-

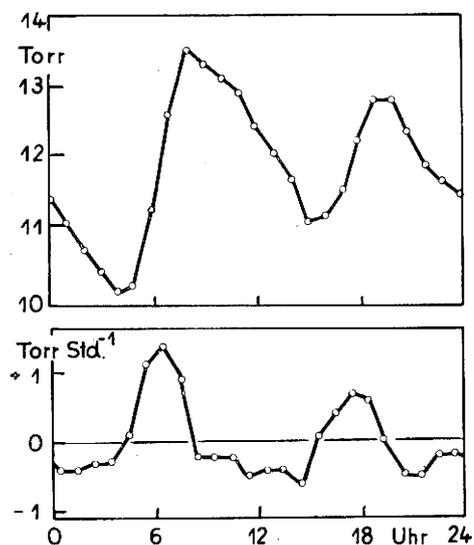


Abb. 26
Tagesgang und stündliche Änderungen des mittleren Dampfdruckes der Bestandschicht 0-5 m Höhe (Mittel: 29. 6. — 7. 7. 52).

merkbar machen mußten. Am Morgen setzte sofort mit beginnendem positivem Strahlungssaldo, zum Teil

durch Verdunsten des Taus, eine Erhöhung des Wasserdampfgehaltes der Bestandsluft ein. Der Anstieg dauerte jedoch kaum zwei Stunden, einesteils weil dann das Tauwasser verdunstet war und andererseits weil bald ein vertikaler Abtransport erfolgte. Von 8 Uhr morgens an bis zum Nachmittag war sodann der Wasserdampfgehalt im Bestande im Abnehmen. Mittags stand der durch den hohen Energieanfall aus der Strahlung verstärkten Verdunstung ein zunehmend wachsender Massenaustausch gegenüber. Der stärkere Abfall zwischen 11 und 15 Uhr könnte mit der physiologisch bedingten Einschränkung der Transpiration zusammenhängen. Ab 15 Uhr, als der Massenaustausch ruhiger wurde und die Bäume trotz abnehmender Oberflächentemperaturen wieder voll transpirierten, stieg der Dampfdruck der Bestandsluft zum zweiten Maximum des Tages an. Nun nahm aber auch der Strahlungsumsatz so weit ab, daß von der Energieseite her die Verdunstung fast zum Erliegen kam.

Die Witterung vom 29. 6. — 8. 7. 52 führte zum extremen Fall der Dampfdruckverteilung des in einer Hitzeperiode austrocknenden Bestandes. Die Abb. 25 enthält daher auch manche Eigenheiten, die man im Normalfalle nicht antreffen würde. Zu diesen zählt auch das sekundäre Minimum in der Abb. 25 zur Mittagszeit im Wipfelraum. Es könnte durch eine fehlerhafte Registrierung der relativen Luftfeuchtigkeit von 2—3% hervorgerufen worden sein, welche bei Mittagsfeuchten von 30% und Lufttemperaturen um 30° C ja schon zu Dampfdruckdifferenzen von 1 Torr führt! Wahrscheinlicher ist jedoch eine andere Ursache: Da die Baumhöhen nach NE hin etwas anstiegen und die Trockenperiode durch NE-Winde ausgezeichnet war, konnte sich zeitweise über dem leewärts anschließenden niedrigeren Bestände eine feuchtereichere interne Grenzschicht durchsetzen. Für diese Erklärung spricht auch die Abb. 27. Nachdem nämlich der Bestand durch Gewitter- und Landregen wieder befeuchtet war,

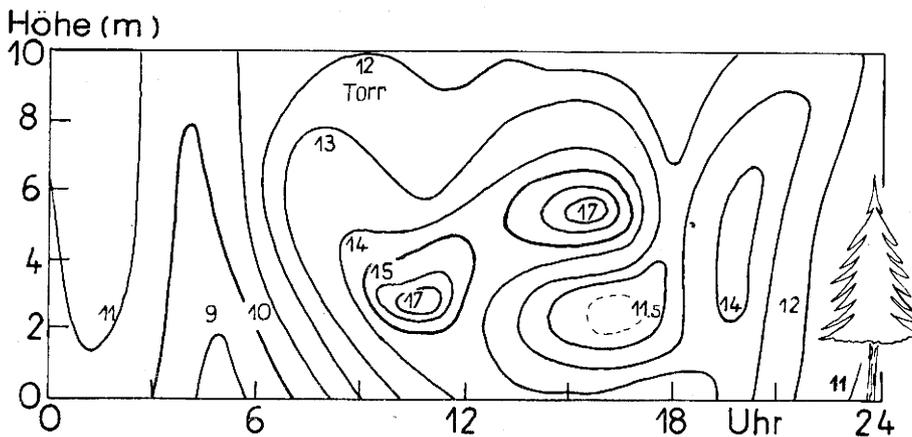


Abb. 27
Dampfdruckverteilung (Torr) am 11. 7. 1952 in und über dem Walde nach Wiederbefeuchtung durch Gewitter- u. Landregen.

stellte sich ein kräftigeres und stetiges Dampfdruckgefälle über dem Walde ein, bei dem das Minimum fehlte.

15. 2. Vertikale Dampfdruckgradienten

Aus den Tagesmitteln leiteten wir folgende mittlere Dampfdruckprofile ab.

Höhe	10	5	3	2.5	1.5	0.2 m
Mittel 29. 6. — 7. 7. 52	11.9	11.2	12.2	11.7	11.5	12.5 Torr
Mittel 9. 7. — 14. 7. 52	11.9	12.8	12.1	12.4	12.2	12.3 Torr

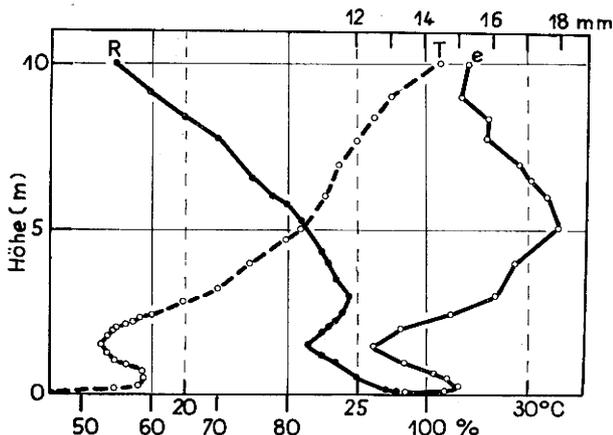


Abb. 28
Profile von Lufttemperatur (T), relativer Luftfeuchtigkeit (R) und Dampfdruck (e) an einem Spätsommernachmittag. Die Werte sind Isoplethendiagrammen entnommen.

Erwartungsgemäß war im Tagesdurchschnitt das Dampfdruckgefälle vom Waldboden zum Stammraum gerichtet. Es setzte sich aber nicht bis in den Kronenraum fort, denn der ist durch die Transpiration der Assimilationsorgane ja selbst eine Wasserdampfquelle, von der sowohl ein Wasserdampfstrom nach oben zu den Wipfeln als auch nach unten zum Stammraum hin ausgeht. Wie auch aus Abb. 28 zu ersehen ist, war der Dampfdruck im Astraum zeitweise höher als in Bodennähe. Die Dampfdrucksenke im oberen Dürstraum war besonders scharf am 13. 9. 51 ausgebildet, als der Bestand von Warmluft überströmt wurde:

Höhe	10	5	3	1.5	0.1 m
Tagesmittel 12.—13. 9.	13.8	12.3	12.0	10.1	11.4 Torr
Tageszeit 10 h	12.1	12.8	12.9	10.4	12.7 Torr
Tageszeit 16 h	15.0	16.3	15.1	11.5	15.3 Torr

Im Stammraum waren Dampfdruckgefälle von mehreren Torr/m nicht selten.

Geringe Niederschläge bewirkten durch die Befeuchtung der Äste, daß der Dampfdruck im Kronenraum zuweilen stark anwuchs, die Feuchtesenke im Stammraum verschwand und das Dampfdruckgefälle zum Waldboden hin gerichtet war. Sobald jedoch stärkere Regenfälle den Waldboden trafen, wurden Stamm- und Kronenraum vom Boden her vom Wasserdampf durchsetzt.

Zur Ableitung der Verdunstung aus dem Wasserdampfstrom sind die Gradienten des Dampfdruckes über dem Bestande von besonderem Interesse. Für die

Schicht 3—10 m Höhe ergaben sich im Mittel für die trockenheißen Strahlungstage vom 29. 6. — 7. 7. und

für die trüben und gestörten Tage zwischen 8. 7. und 14. 7. 52 nachstehende Gradienten:

Tab. 17 Dampfdruckgradienten über dem Walde (10^{-2} Torr/m)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	h
Strahlungstage	2	3	6	8	6	6	-7	-16	-10	-7	-1	15	6	-4	-4	-10	-12	-10	-14	-18	-7	-4	-2	6	
gestörte Tage	0	-1	3	5	5	2	-19	-23	-27	-27	-21	-4	-11	-17	-20	-14	-15	-19	-13	-11	5	4	8	3	

Ein in der Mittagszeit zum Bestande hin gerichtetes Wasserdampfgefälle besagt lediglich, daß die Verdunstung zu dieser Zeit eingeschränkt war, denn der

Dampfdruck der verdunstenden Oberflächen war sicherlich höher als der Dampfdruck der Luft.

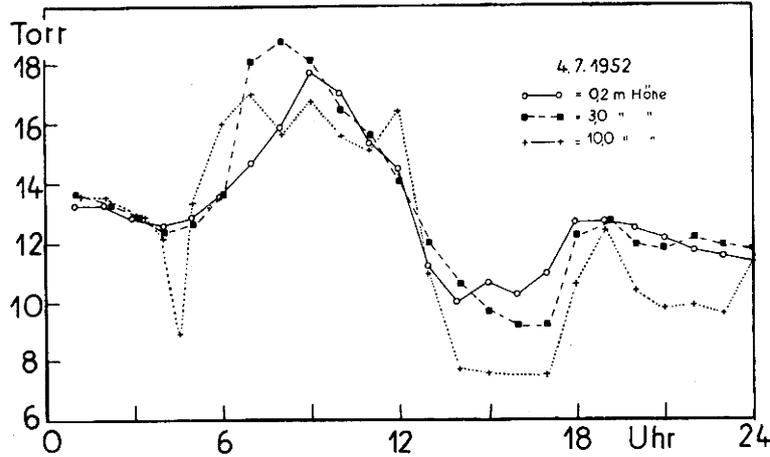


Abb. 29

Tagesgänge des Dampfdruckes in verschiedenen Höhen als Beispiel für die tageszeitliche Wandlung der Stromrichtung des Wasserdampfes.

Die Abb. 29 ist ein Beleg für die Feststellung, daß der Dampfdruck in und über dem Walde eine rasch wechselnde Zustandsgröße ist. Wie auch die vorhergehenden Darstellungen zeigten, kehrten sich mehrmals am Tage die Gradienten zwischen einzelnen Meßhöhen um.

Tab. 18 Sättigungsdefizit der Luft (Torr) (Mittel 29. 6. — 8. 7. 52)

	0	3	6	9	12	15	18	21	h
10 m	2.1	1.1	2.9	9.7	16.2	20.6	17.3	5.5	Torr
5 m	1.5	0.8	1.7	11.7	19.3	22.6	16.0	3.8	Torr
1.5 m	1.0	0.4	0.3	4.3	14.0	17.9	13.0	3.4	Torr

15. 3. Das Sättigungsdefizit der Luft

Eine sehr markante Größe, die sich aus der aktuellen Lufttemperatur und dem Dampfdruck ableiten läßt, ist das Sättigungsdefizit des Luft ($E_L - e_L$). Vielfach wird es sehr treffend als Dampfhunger bezeichnet. Im Tagesgange nahm es in der Schicht um 10, 5 und 1.5 m Höhe folgende Werte an:

Die straffe Temperaturabhängigkeit des Sättigungsdampfdruckes bedingt, daß Dampfhunger und Lufttemperatur nahezu synchron laufen. Daher deckte sich auch die Lage des Dampfhungermaximums mit dem zwischen den Wipfeln auftretenden Maximum der Lufttemperatur. Zwischen dem Strahlungssaldo und

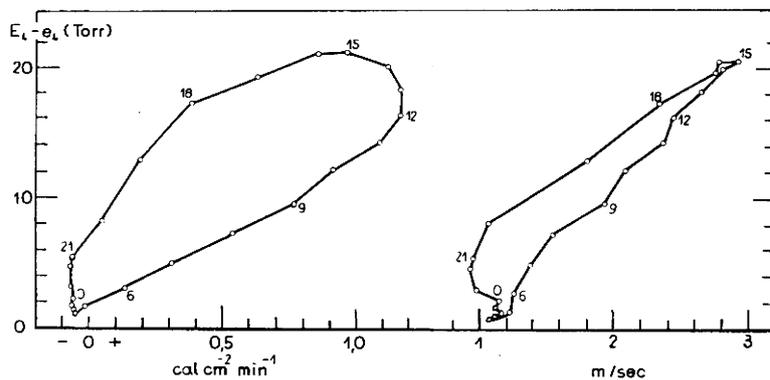


Abb. 30

Beziehung zwischen Sättigungsdefizit und Strahlungssaldo bzw. Windgeschwindigkeit im Tagesablauf für die Meßhöhe 10 m über dem Waldboden.

dem Sättigungsdefizit existiert eine ähnliche Phasenverschiebung wie zwischen Strahlung und Temperatur. Durch Auftragen der stündlichen Werte des Strahlungssaldos kam der Linienzug der Abb. 30 zustande. Das Sättigungsdefizit wuchs mit steigender Windgeschwindigkeit. In der Windgeschwindigkeit ist der Gang des Massenaustausches enthalten, durch den tagsüber feuchte Luft aufwärts und trockene Luft abwärts geführt werden. Der Gang des Dampfungers war weitgehend eine direkte Folge der vertikalen Durchmischung der waldnahen Luft.

16. Die Äquivalenttemperatur

Die Äquivalenttemperatur gibt an, welchen Temperaturwert die Luft annehmen würde, wenn die gesamte

im Wasserdampf der Luft latent enthaltene Energie bei Kondensation isobar zur Temperaturerhöhung der Luft verwendet würde. Sie ist also dem Gesamtwärmegehalt der Luft proportional.

Die Größe wurde durch Eingang mit der Feuchttemperatur in Tab. 69, Linkes Meteor. Taschenbuch, neue Ausg. Bd. II., gewonnen. Eine Übersicht über die mittlere Verteilung der Äquivalenttemperatur gibt Abb. 31. Der Tagesgang ist vorwiegend von der Lufttemperatur abhängig. Vor allem gilt dies für die Verhältnisse zur Nachtzeit. Das Mittagmaximum lag des noch großen Feuchtegehaltes wegen mehr in der Zeit des Sonnenhöchststandes als das Maximum der Lufttemperatur.

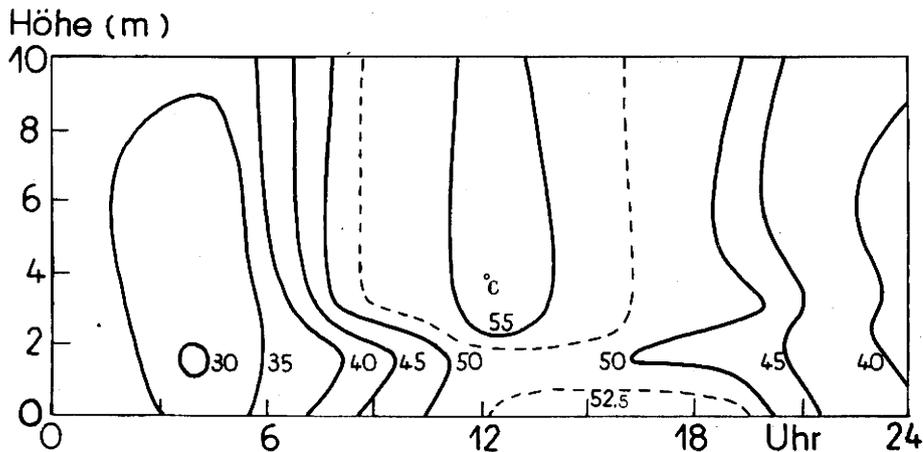


Abb. 31
Verteilung der Äquivalenttemperatur in und über dem Walde
(Mittel: 28. 6. — 7. 7. 1952).

Ausgehend von einer mittleren Äquivalenttemperatur der Luftschicht im Bestandsraum (von 0—5 m Höhe)

um 24 Uhr in Höhe von 39.1° C ließen sich nachfolgende stündliche Änderungen berechnen:

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24 h
$\Delta \vartheta_{\frac{1}{2}}$	-2.1	-1.1	-1.9	-1.9	0.7	3.9	6.8	1.4	3.0	3.8	1.3	0.4	0.4	-0.6	-0.9	-0.9	0.1	-0.4	-0.6	-2.6	-4.4	-2.3	-1.9	-0.6	0° C

Der Wärmegehalt wuchs mit der Lufttemperatur in den ersten Morgenstunden rasch an. Die beim Dampfdruck schon besprochene Verdunstungsbremse am frühen Vormittag ist auch im Äquivalenttemperaturgang zwischen 7 und 8 Uhr als Rückgang des Zuwachses stark ausgeprägt vorhanden gewesen. Umgekehrt rief die wiederauflebende Verdunstung trotz rasch fallender Lufttemperatur am Spätnachmittag sogar noch einen Anstieg des Wärmegehaltes im Bestande hervor. Der Taufall äußerte sich in einem beschleunigten Rückgang des Gesamtwärmegehaltes der Luft, da mit dem Tauniederschlag der spezifische Wassergehalt der Luft beträchtlich verringert wird. Die Äquivalenttemperaturen haben für Wärmehaushaltsuntersuchungen eine besondere Bedeutung, weil sich mit ihren Gradienten die Summe von L und V durch die Stromgleichung berechnen läßt.

17. Der Tau

Der Taufall hat einen nicht unerheblichen Einfluß auf den Wärmehaushalt eines Waldes. 0.3 mm Tau bedeuten, daß rund 20 cal als Kondensationswärme frei werden. Bei einer Strahlungssumme von rund -40 cal/cm² je Taunacht werden somit etwa 50% des nächtlichen Energieverlustes aus der negativen Verdunstung gedeckt. Das Abtauen fällt in eine Zeit geringer Strahlungsleistung; um 0,3 mm zu verdampfen,

muß nach Sonnenaufgang die Strahlungssumme von fast 2 Stunden aufgewendet werden. Aber auch im Rahmen des täglichen Wasserumsatzes ist der Tauniederschlag nicht unbedeutend. Das Verhältnis von nächtlichem Tau zur Verdunstung tagsüber beträgt an heiteren Tagen, an denen etwa 3, maximal 8 mm verdunsten, 1 : 10.

17. 1. Zur Meßmethodik

Der Tauniederschlag wurde mit Leickschen Tauplatten aus Biskuitporzellan (hergestellt von der Fa. Staatl. Porzellanmanufaktur, Werk Selb) und einer Tauwaage nach Keßler-Fueß gemessen. Die runden und weißen Porzellanplatten haben eine Dicke von 5 mm, einen Radius von 5.6 cm (Oberfläche 100 cm²) und durchschnittlich ein Gewicht von 58 g und sind vor und nach der Exponierung in Aluminiumkassetten gewogen worden. 1951 legten wir die Platten in oben geöffneten Bakelitkassetten aus, 1952 gingen wir auf Grund der theoretischen Überlegungen von G. Hofmann (52) zur doppelseitig exponierten Auslage der Platten über. Die Aufstellung im Bestande geht aus Abb. 32 hervor.

Bei Vergleichsmessungen von nebeneinander in 30 cm über homogenem Gras ausgelegten Tauplatten in Aluminium- bzw. Pertinaxkassetten und im Ringhalter hatten die einseitig exponierten Platten nur 46% des

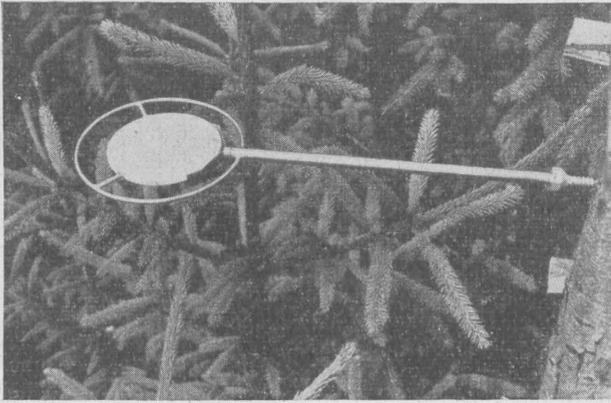


Abb. 32

Tauplatte aus Biskuitporzellan am Ringhalter, doppelseitig frei exponiert im Wipfelraum der Fichtendickung.

vollen Taus der beiderseitig exponierten Platten erhalten. Auch bei Vergleichen im Vertikalprofil hat sich dieser Unterschied eingestellt:

	3.5	4.1	5.0	6.0	7.5	9.0	12.0	m Höhe
freie Auslage	0.15	0.10	0.60	0.69	0.18	0.06	0.00	g/100 cm ²
in Pertinax	0.03	0.02	0.20	0.35	0.08	0.03	0.03	g/100 cm ²

Die Gesamtsummen betragen 1.78 bzw. 0.74 g, so daß die Platten in den Kunststoffbehältern nur 44%, also

weniger als die Hälfte, des Taus der freien Platten erhielten.

Bei gleichen Aufstellungsbedingungen betragen die individuellen Unterschiede der Taumengen von einer großen Zahl ausgelegter Tauplatten $\pm 2\%$. Legt man Tauplatten in die Grasdecke, so ergibt sich eine räumlich starke Differenzierung der Taumengen. Von 9 ausgelegten Platten betrug der Tauniederschlag am 1./2. 7. 52 im einzelnen 1.15, 1.08, 1.70, 1.74, 1.54, 1.41, 1.29, 1.46 und 1.58 g/100 cm², im Mittel also 1.45 g/100 cm². Die Ursache der örtlich großen Unterschiede liegt im Pflanzenhöhenrelief, das die Strahlungssalden und den Wärme- und Wasserdampftransport aus Luft und Boden bei jedem Taufänger verschieden regelte. Für räumlich vergleichbare Messungen müssen die Aufstellungsorte der Taufänger über der Grasnarbe liegen, jedoch nur knapp darüber, weil mit jedem weiteren Zentimeter Höhe die Taugabe wächst, wie die Ergebnisse der Profilmessungen beweisen.

17. 2. Der Ablauf des nächtlichen Taufalles

Aus den Registrierungen des Tauschreibers in Grasnähe waren folgende mittlere stündliche Änderungen der Tausumme in starken Taunächten zu berechnen.

20	21	22	23	24	1	2	3	4	5	6	7	8	9 h
0.6	1.4	1.3	1.3	2.9	2.3	2.4	2.2	2.8	0.7	-2.2	-1.3	-3.0	mg/hcm ²

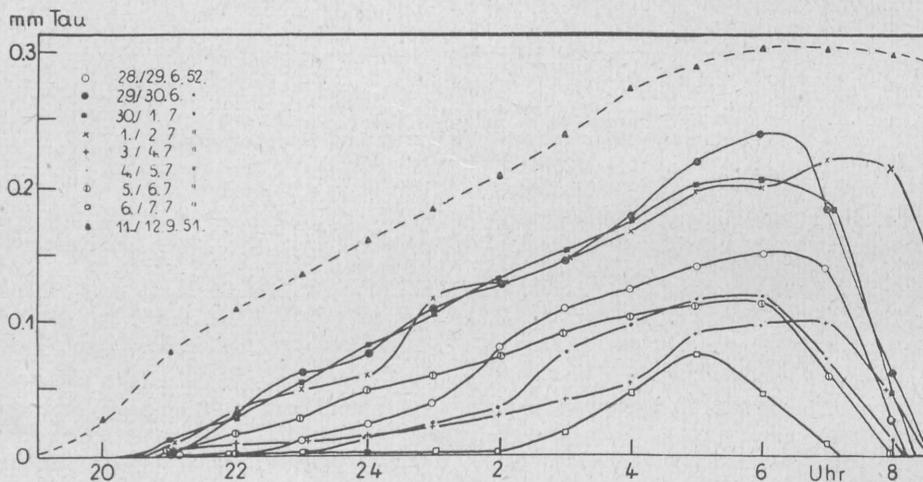


Abb. 33

Tauregistrierungen mit einem Kessler-Fuß-Tauschreiber. Man beachte die Tauschübe und das Weiterwachsen der Taumengen nach Sonnenaufgang (= 4.20 Uhr).

Nach einem feinen Beschlag, der sich auf den Gräsern der Kahlfläche schon 1 Stunde vor Sonnenuntergang bemerkbar machte, verlief der Taufall in der ersten Nachthälfte ziemlich gleichmäßig. Aus den Einzelregistrierungen, Abb. 33, ersieht man, daß gelegentlich stärkere Tauschübe auftreten. Zu einem ersten Maximum des Tauzuwachses kam es um Mitternacht. Die zweite Nachthälfte, insbesondere die Stunde um den Sonnenaufgang, brachte den stärksten Taufall. Man darf den Verdunstungsablauf des in der kegelförmigen Mulde des Tauschreiberfängers zusammengelaufenen Wassers nicht identifizieren mit jenem von Tau an Pflanzen. Bei diesen kommt der Tau in diskreten Tropfen vor, und Strahlung und Ventilation wirken sich viel schneller aus.

17. 3. Das vertikale Tauprofil im Walde und auf dem Freiland

Aus den Schemazeichnungen der Abb. 4 und 5 geht hervor, daß im Bestande in zwei sich überschneiden-

den Vertikalprofilen und auf der Wiederaufforstungsfläche bis in 16 m Höhe die Tauniederschläge mit Tauplatten gemessen worden sind. Die Abb. 34 gibt eine Vorstellung, wie störungsfrei die Platten in dem Profil über den Baumwipfeln aufgestellt waren. Eine Übersicht über alle Meßwerte aus der Versuchsperiode bietet die Abb. 35. Obwohl die einzelnen Profile durch keine eigene Zeichengebung unterschieden sind, geht klar hervor, daß sich die vertikalen Tauverteilungen von Kahlfläche und Wald grundsätzlich unterscheiden: Die Maxima der Kahlflächenprofile liegen in etwa 1 bis 1.5 m Höhe über der Grasdecke, die Maxima der Profile im Bestande kamen in rund 5.3 m Höhe im mittleren Wipfelraum vor. Dem Betrage nach waren die Spitzenwerte auf der Kahlfläche etwa doppelt so groß wie im Walde. Beide Profile haben gemeinsam, daß die Tauwerte mit der Höhe nicht linear abnahmen. Das mittlere Tauprofil wird durch Tabelle 19 wiedergegeben.

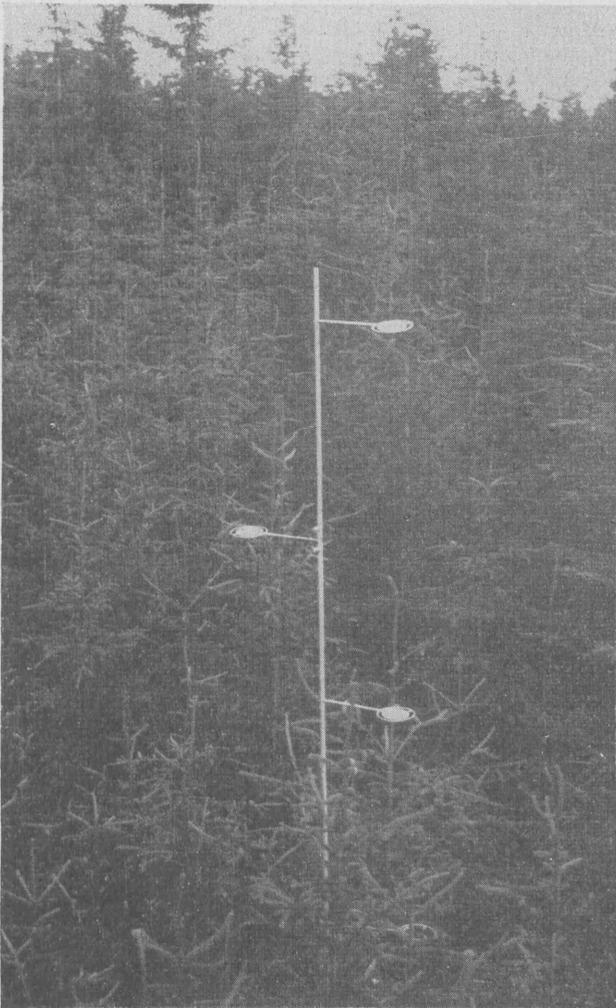


Abb. 34

Taumessung im Vertikalprofil durch die Fichtendickung.

Tab. 19 Mittleres Vertikalprofil der Taumengen

	0.5	1.0	1.5	2.5	4.0	5.5	8.0	10.0	12.0	16.0	m
Freiland	8	17	27	21	17	14	10	8	6	3	mg/cm ²
Wald	0.5	0.5	0.5	1	2	12	6	4	3	1	mg/cm ²

Im Durchschnitt sind die Tauwerte im Freiland in allen Meßhöhen größer gewesen.

Das Tauprofil kann als ein Beispiel dafür angesehen werden, daß die Baumkrone auch nachts die „äußere tätige Oberfläche“ darstellt. Die Zone des maximalen Taus lag nachts etwas tiefer als die Zone des stärksten effektiven Strahlungsverlustes. Dies hängt mit der Vertikalverteilung der taubildenden Faktoren zusammen, die G. Hofmann (53) in ein Strahlungs- und ein Ventilations-Feuchteglied aufgespalten hat. Von seiten der Strahlung her liegt die energetische Grenze in Gipfelhöhe der Bäume. Aus der Dampfdruckschichtung war zu ersehen, daß das größte Feuchtegefälle tiefer als die maximale Unterkühlungsschwelle auftrat. Der Wärmeübergang aus der Luft führt zu immer geringerer Verdunstung, je tiefer die Schicht am Bestand liegt. Ein viertes Glied, die Wärmeabgabe aus der Pflanzenmasse und der Luft im Bestandsraum, ist nur abends von Belang und hat ihr Maximum im Austraum, ist aber energetisch unwirksamer als die anderen Größen.

Im Kronenraum der Bäume schlug sich der Wasserdampf bei leichtem Tau nur auf den Oberseiten des

Zweigmaterials, bei stärkerem Tau allseitig nieder Versuche mit verschieden orientierten Tauplatten in Pertinax-Kassetten ergaben knapp über dem Kronenschluß bei horizontaler Exponierung 0.080, bei Auslage nach unten 0.075 und bei Auslage nach oben 0.104 mm Tau. Dies besagt, daß infolge der seitlichen Zustrahlung eine Nivellierung der effektiven Ausstrahlung zustande kommt.

Am Waldboden kamen nur mehr 5% der vollen Taumenge vor. Dabei dürfte der dort gebildete Tau noch etwas geringer sein, da sich gewöhnlich in der zweiten Nachthälfte sehr große, labil aufgehängte Tautropfen bei geringster Erschütterung im Wipfelraum von den Zweigen lösten und in den Bestand fielen. Solche Tautropfen lösen gelegentlich beim Auftreffen auf tiefer liegende Zweige kaskadenartigen Tropfenschauer aus. In Waldbodennähe kann dadurch eine höhere Taumenge vorgetäuscht werden.

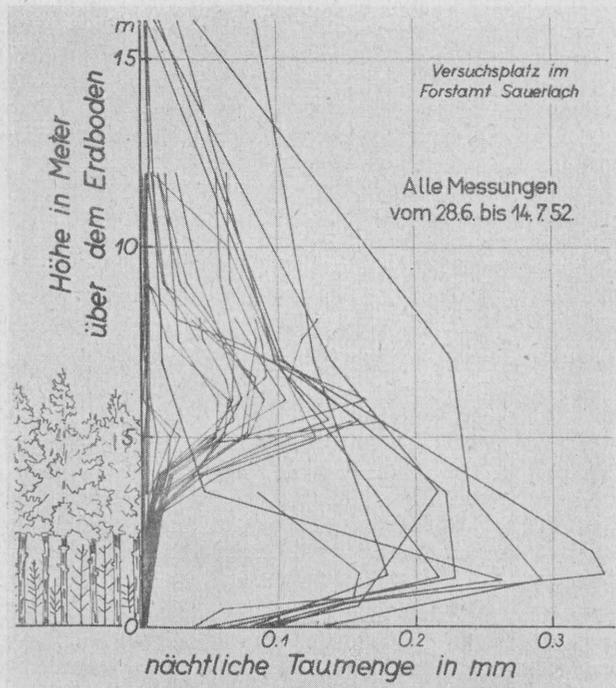


Abb. 35

Tauspunde auf einer Kahlfläche (rechte Kurvenschar mit dem Taumaximum in Bodennähe) und in der Fichtendickung (linke Kurvenschar mit dem Taumaximum im Wipfelraum der Dichtung).

Nicht so einfach ist die Deutung des Tauprofiles über dem Freiland, da von dort nicht so eingehende Meßreihen über alle Zustandsgrößen vorliegen wie für den Wald. Einen Hinweis geben die Nebelbeobachtungen. Die von R. Fleagle (32) abgeleitete Deutung der kritischen Höhe der Bodennebelbildung über einer kalten Oberfläche ist nur auf den Beginn der Taubildung übertragbar. Der Strahlungssaldo innerhalb der Schicht 1 m über dem Boden ist nahezu konstant, jedenfalls im Bereich der Meßgenauigkeit. Daher läßt sich nur eine Aussage über die anderen Parameter machen. Der Einfluß der Bodenwärme nimmt mit der Höhe zunehmend ab, der Austausch von Wärme und Wasserdampf aus der Luft mit der Höhe zu. Die Zone des maximalen Taufalles deckt sich demnach mit der Schicht, in der die Summe der beiden Glieder am wenigsten zur Energiebilanz beitragen. Hinzu kommt, daß in Bodennähe durch den Taufall eine gewisse Feuchteverarmung der Luft eintritt. Die Höhenlage des maximalen Taus ist veränderlich, weil der Einflußbereich der langwelligen Strahlung vom Wasserdampfgehalt der boden-

nahen Luft und der des Wärmeüberganges aus der Luft von der Stabilität der thermischen und Art der dynamischen Schichtung abhängt. Daß der Einfluß der Bodennähe stärker ist als der Einfluß des Wärmeüberganges aus der Luft ergibt sich daraus, daß das Tauprofil des Freilandes nach oben hin wesentlich langsamer abnahm als zur Bodendecke hin. Letztere Tatsache berührt auch die Frage nach der Herkunft des Tauwassers.

Der stärkste Taufall wurde in der Nacht vom 13./14. 7. 51 mit den in Pertinaxkassetten befindlichen Tauplatten gemessen, wobei sich als Tauprofil ergab:

Wald	0.05	1.5	2.8	4.1	6.5	10.0	m Höhe
Tau	0.056	0.068	0.078	0.389	0.433	0.318	mm

Man darf annehmen, daß sich bei einer beiderseitig frei exponierten Platte in den maximalen Taufallzonen wesentlich höhere Werte des Tauniederschlages eingestellt hätten.

17. 4. Die Herkunft des Tauwassers

Um 0.5 mm Tau (= 0.05 g Wasser/cm²) niederzuschlagen, müßte bei einer absoluten Luftfeuchtigkeit von 10 g Wasser/m³ (= 0.01 mg Wasser/cm³) eine Luftschicht von 50 m ausgetrocknet werden. Vom Beginn bis zum Ende einer Taunacht nimmt der mittlere Wasserdampfgehalt einer solchen Schicht jedoch nur um etwa 3 g/m³ ab, so daß man als Einzugshöhe des Taus rund 150 m erhält. Da die 0.5 mm Tau sich auf etwa 500 Minuten verteilen, läßt sich unter der Annahme des nicht bekannten mittleren Dampfdruckgefälles de/dz der Austauschkoefizient aus der Stromgleichung

$$S = -A \cdot de/dz = 1.10^{-4} \text{ g/cm}^2 \text{ min}$$

abschätzen:

de/dz	0.5	1	2	$\cdot 10^{-4}$ Torr/cm
A	2	1	0.5	g/cm min

Die Austauschkoefizienten für Nachtverhältnisse stimmen mit Ergebnissen anderer Autoren überein und zeigen, daß der Wasserdampftransport durch den turbulenten Massenaustausch ausreichen kann, um einen ergiebigen Taufall hervorzurufen.

Gewöhnlich dürfte jedoch die Einzugshöhe des Wasserdampfes für die Kondensation unter 150 m liegen, weil ein Teil des Tauwassers auf der Grasfläche aus der Bodenluft stammt. Im Walde wird auch aus der Transpiration Tauwasser geliefert. Wie man aus

den Dampfdruckverteilungen, Abb. 25 und 27 (abendliches Dampfdruckmaximum im mittleren Kronenraum), ersehen kann, geben die Bäume, zumindest in der ersten Nachthälfte, in einer tieferen Bestandsschicht durch Verdunstung Wasser ab, während sich zu gleicher Zeit in einer höheren Bestandsschicht (Wipfelraum) der Wasserdampf als Tau auf den Pflanzen niederschlägt. Auf die Möglichkeit eines solchen Mikrokreislaufes des Wassers hatte schon A. Schmauß (93) hingewiesen.

18. Potentielle Verdunstung

Um Näherungswerte über die vertikale Verteilung des Verdunstungsanspruches (Verdunstung einer ständig feuchten Oberfläche) im Walde zu bekommen, hatten wir Piche-Evaporimeter so aufgehängt, daß sich die weißen Filterpapierscheiben in den Höhen 10, 5, 3, 2.5, 2 und 0.1 m über dem Waldboden befanden. Das feuchte Fließpapier ist ein Probekörper, welcher der Eigenart der transpirierenden Assimilationsorgane näher kommt als eine freie Wasseroberfläche. Die physiologisch bedingten Spaltöffnungsbewegungen der Pflanzenorgane, die mittags die Transpiration einschränken, kann natürlich das Papier nicht mitmachen. Dafür macht sich allerdings die weiße Papierfarbe wegen des geringeren Absorptionsvermögens im kurzwelligen Bereich verdunstungsmindernd bemerkbar.

Für die Wärmehaushaltsuntersuchungen wäre es zweckmäßig, wenn sich die Piche-Verdunstung auf die Flächeneinheit beziehen ließe, dies ist aber wegen der zweiseitigen Wasserabgabe von den feuchten Blättern kaum möglich. Die Papierscheiben haben bei dem Querschnittsdurchmesser 5.4 cm eine Oberfläche von $2 \times 22.9 = 45.8 \text{ cm}^2$. Davon sind vom wassergefüllten Glasrohr (Innenfläche 1 cm^2) und von den Halterspangen Teile bedeckt, so daß man nur rund 44 cm^2 als verdunstende Oberfläche bezeichnen kann.

18. 1. Tagesgang und Verteilung des Verdunstungsanspruches

Die Beobachtung vieler Zustandsgrößen ließ es nicht immer zu, die Verdunstungsmesser stündlich abzulesen. Um auf die stündlichen Verdunstungswerte zu kommen, die in Tabelle 20 zum Mittel 29. 6. — 8. 7. 52 zusammengefaßt sind, mußte deshalb der zeitraubende Weg über die Differenzbildung und die graphische Interpolation beschritten werden.

Tab. 20 Mittlere stündliche Piché-Verdunstung an heißen Sommertagen in und über dem Fichtenwalde (10⁻² g/44 cm²).

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24h
0.1 m	2	3	4	4	8	11	14	13	17	26	32	41	61	66	64	71	69	60	41	40	21	16	11	7	
1.0 m	1	2	4	3	3	8	14	14	23	34	37	64	84	96	101	106	92	75	54	35	19	17	9	5	
2.5 m	1	2	0	4	2	7	13	13	28	43	53	70	102	112	113	106	84	74	51	32	23	13	6	5	
3.0 m	2	0	1	2	3	10	11	17	35	48	61	89	100	127	130	120	117	95	54	30	21	12	8	5	
5.0 m	5	9	7	8	8	10	14	27	68	105	137	171	193	195	207	210	201	150	74	37	23	12	9	9	
10.0 m	21	21	14	15	15	24	33	76	101	128	171	193	229	276	286	292	269	192	123	79	53	47	35	28	

Der stärkste Verdunstungsanspruch trat zur Zeit des Temperaturmaximums über dem Bestande auf, weil dort Strahlungszufuhr und Wärmeübergang aus der Luft sowie der Abtransport von Wasserdampf maximale Werte annehmen. Nachts haben die Evaporimeter auch zur Zeit des Taufalles in geringem Umfange Wasser abgegeben. Abb. 36 besitzt eine weitgehende Ähnlichkeit mit den Isoplethen der Lufttemperatur (Abb. 12) und der Luftfeuchtigkeit (Abb. 22), deren Verteilungen durch den vertikalen Massenaustausch wesentlich beeinflusst sind.

18. 2. Das Vertikalprofil des Verdunstungsanspruches im Walde

In der Schönwetterperiode 29. 6. — 8. 7. 52 verdunsteten in den einzelnen Höhen folgende Wassermengen:

0.1	1.0	2.5	3.0	5.0	10.0 m Höhe
71	91	96	110	190	273 cm ³
26	33	35	40	69	100 %

Ein ähnliches Profil war zwischen dem 20. 8. und

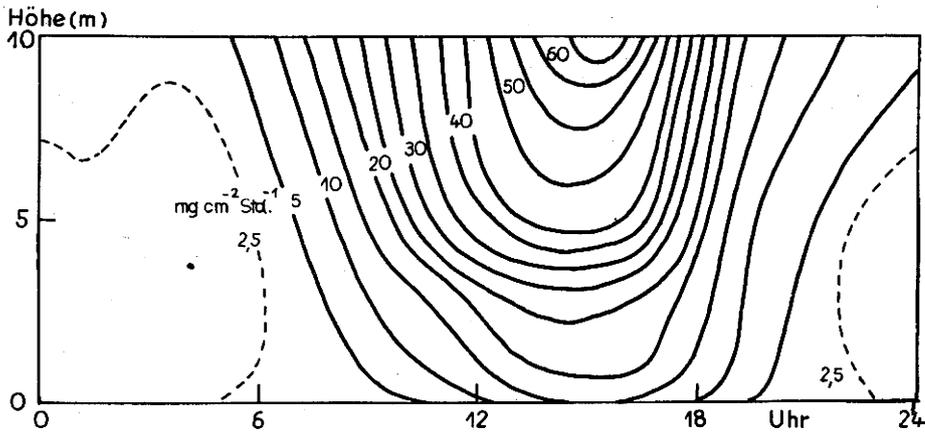


Abb. 36
Verteilung des Verdunstungsanspruches (Piche-Rohre) an einem Hochsommertag in und über dem Walde. (Mittel: 29.6.—8.7.52).

22. 8. 51 bei bedecktem Himmel festzustellen (Wasserabgabe in 10 m Höhe 6.5 cm³):

21 21 24 42 78 100 %

Bezogen auf 44 cm² verdunstende Oberfläche des Piché-Rohres sind also in Wipfelhöhe zwischen 29. 6. bis 8. 7. 52 rund 6.2 g/cm² Wasser abgegeben worden, was einer mittleren täglichen Verdunstungshöhe von 6.2 mm entspricht. Für die Energiebetrachtungen ist diese Angabe jedoch nicht ausreichend, weil die aus den zweiseitig feuchten Probekörpern erhaltenen Werte nicht auf eine größere Oberfläche extrapoliert werden können. Bezieht man die Verdunstung nur auf eine

der beiden Verdunstungsflächen, und zwar die obere, so würde man unter Abzug der Glasrohrfläche 1.28 g Verdunstung pro Tag und cm² erhalten. Das war aber aus energetischen Gründen (Strahlungssaldo 600 cal/cm²d) nicht möglich. Die hier mitgeteilten Messungen der potentiellen Verdunstung von einer ständig feuchten Filterpapierscheibe geben somit nur ungefähr eine Vorstellung von der Größe der wahren Verdunstung im Bestande. Mit dem Einsatz der Piche-Evaporimeter sollte auch kein anderer Zweck verfolgt werden, als die vertikale Verteilung des Verdunstungsanspruches im Bestande festzulegen und den wahrscheinlichen Maximalwert der Bestandsverdunstung zu bestimmen.

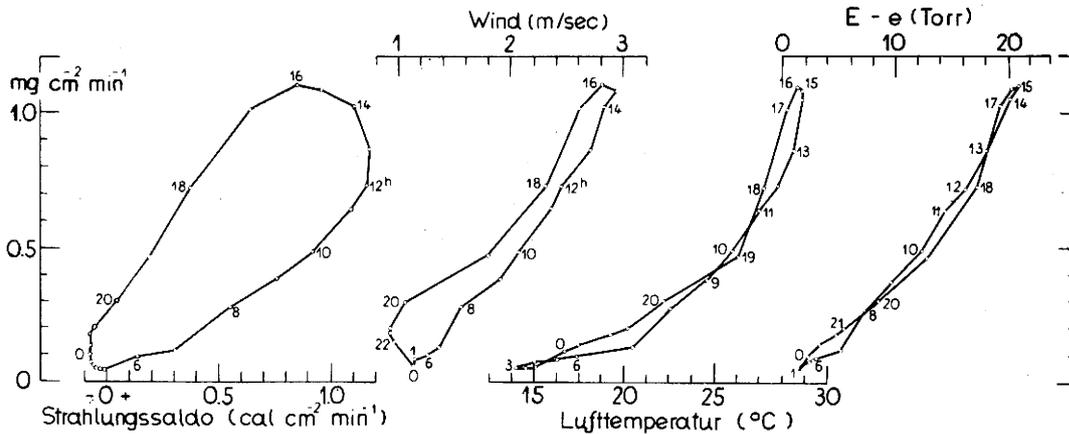


Abb. 37
Beziehungen zwischen den verschiedenen Zustandsgrößen und der Piche-Verdunstung bei der Meßhöhe 10 m im Tagesablaufe.

18. 3. Hinweise für die Verdunstungsfunktion

In Abb. 37 sind für die Meßhöhe 10 m die mittleren Stundenwerte des Strahlungssaldos, der Windgeschwindigkeit, der Lufttemperatur und des Sättigungsdefizits der Luft $E - e$ gegen die Verdunstung aufgetragen und die Diagrammpunkte aufeinanderfolgender Tagesstunden verbunden. Aus der Strahlungsfunktion ist ersichtlich, daß bei derselben Strahlungsleistung am Vormittag wesentlich weniger verdunstete als am Nachmittag. Beispielsweise beträgt der Verdunstungsunterschied zwischen 9 und 16 Uhr 40 mg/cm²h. Am Vormittag war die Temperatur der Verdunstungsfläche niedrig, am Nachmittag hoch und zugleich der Massenaustausch stärker entwickelt und das Sättigungsdefizit vergrößert. Die Darstellung besagt, daß bei Hereinnahme der Strahlung in eine Verdunstungsformel die

Koeffizienten Funktionen des Tagesganges zu sein hätten oder, mit anderen Worten, daß es durch eine einfache Produktformel nicht möglich ist, den Verdunstungsablauf an einem Einzeltag zu beschreiben. Daß es hingegen Formeln geben kann, durch welche die mittlere Verdunstung für einen längeren Zeitraum, z. B. von Wochen oder Monaten, dargestellt werden kann, wird damit nicht bezweifelt. Für diese Zeiträume ist ein statistischer Ausgleich der Verdunstungsfunktionen zu Regressionslinien durchführbar.

Auch die Windfunktion ist nicht eindeutig, weil Temperatur und Sättigungsdefizit eine Phasenverschiebung zwischen Vor- und Nachmittag hervorrufen. Sie ist jedoch kleiner als bei der Strahlung. Aussichtsreicher ist es hingegen, eine Verdunstungsformel für den Tagesgang der Verdunstung abzuleiten, die sich an die Luft-

temperatur oder an das Sättigungsdefizit hält. Besonders letzte Größe ist es, die wegen der Konstanz und näherungsweise Linearität des Verlaufes ihrer Verdunstungsfunktion eine Formel nahelegt, die sich an die Psychrometerformel (\equiv Dalton'sche Verdunstungsformel) anlehnt und in der Form

$$V = f (E - e)$$

mehrfach Anwendung gefunden hat. (Vgl. Hann-Süring 4. Aufl.).

19. Die Bodenfeuchtigkeit

Die Evaporation (= direkte Verdunstung von Wasser aus dem Boden) und die Transpiration (= indirekte Abgabe von Wasserdampf durch die Pflanzen) müssen sich durch Wasservorratsänderungen im Boden bemerkbar machen. Zur Abschätzung des Wasserverbrauches des Waldes ist deshalb versucht worden, den Wassergehalt des Bodens fortlaufend zu bestimmen. Die Flachwurzeligkeit des jungen Fichtenbestandes in der humosen Oberschicht begünstigte das Vorhaben. Die Messungen verfolgten aber auch das Ziel, Unterlagen für die Berechnung der Wärmekapazität des Bodens zu liefern. Sie wird vom Wassergehalt modifiziert und bei der Abschätzung des Wärmeumsatzes im Boden (B) benötigt.

19. 1. Meßmethodik und Bodenprofil

Die Bestimmung der Bodenfeuchte erfolgte täglich zwischen 14 und 16 Uhr durch Entnahme von Bodenproben aus den Tiefen 5, 10, 20 und 30 cm. Es wurde eine horizontale Schicht von je 100 cm² und ca 1/2 cm Dicke (Volumen 55 cm³) ausgestochen. Außerdem haben wir auch die etwa 1 cm dicke verbackene Nadelstreu- und die ebenso dicke Wurzelfilzschicht der Grasfläche des Freilandes abgehoben und auf den flüchtigen Wassergehalt hin untersucht. Die großflächige Entnahme aus dünnen Bodenschichten hat gegenüber der Bohrmethode den Vorteil, daß die Meßwerte von horizontalen Bodenfeuchteinhomogenitäten weniger beeinflusst sind. Die Frischgewichtsbestimmung erfolgte sofort im Freiland, die Wägung der getrockneten Proben im Institut. Auf die Entfernung der Restfeuchtigkeit im Trockenschrank wurde verzichtet, da die Proben mehrere Monate in einem sehr trockenen Raum bei 20° C und 40% rel. F. gelagert waren und es überdies nur auf die Wasservorratsänderungen ankam. Die Meßgenauigkeit betrug etwa 1%.

Im Walde besteht die Schicht 0—1 cm aus Fichtennadeln, bis 7 cm Tiefe folgt Rohhumus. Von 7 bis 30 cm Tiefe findet sich Mineralboden in der Form eines gelblichen, nach der Tiefe zu dunkler werdenden frischen Lehmbodens. Vom B-Horizont ab, bei 50 cm Tiefe, wird der Boden rasch kiesig und geht bei 60 cm in den unverwitterten Niederterrassenschotter mit feinstem bis faustgroßem Material über.

Auf der Freifläche stößt man unter dem rund 1—2 cm dicken Graswurzelfilz auf einen hellen, schwach humosen, lehmigen Boden, der in 14 cm Tiefe von einer dunkleren vermergelten Lehmschicht abgelöst wird, die mit der Tiefe ebenfalls rasch in den Kies führt.

19. 2. Gang und Profile der Bodenfeuchte (Gewichtsprozent)

Aus dem Verhältnis der Gewichts-differenz Frischminus Trockengewicht zum Trockengewicht ergaben sich die in Abb. 38 wiedergegebenen Bodenfeuchtwerte in Gewichtsprozenten. Sie geben jene Wassermenge an, welche auf 100 g trockenen Boden entfällt. Die Beobachtungen begannen, als die Böden noch bis in die Oberschicht naß waren. Die extrem hohen An-

fangswerte der Bodenfeuchte im Oberboden des Waldes kennzeichnen weniger einen hohen Wassergehalt als vielmehr die Fähigkeit des Quellens von Nadelstreu und Rohhumus. Das Wasser verdunstete oder versickerterte aus dieser toten Bodendecke sehr rasch, ebenso schnell nahmen darin die Bodenfeuchtwerte nach den Gewitterniederschlägen wieder zu.

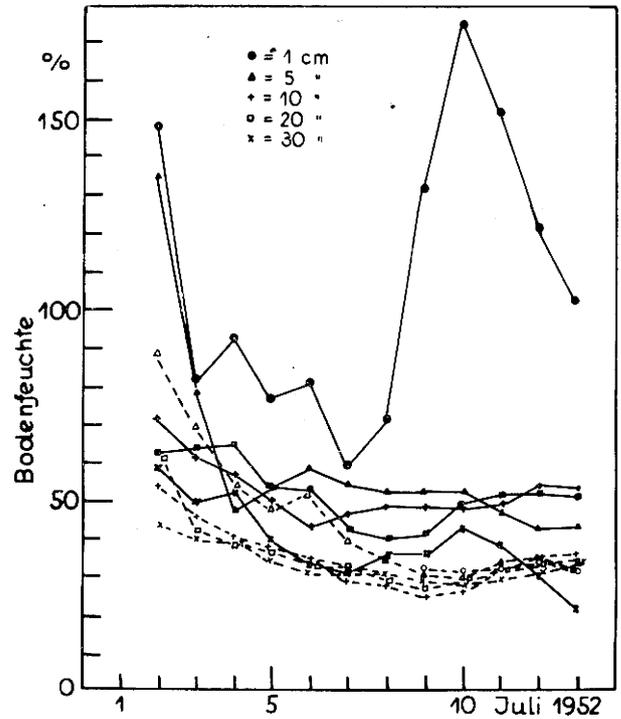


Abb. 38
Verlauf der Bodenfeuchte (Gewichtsprozent) vom 2. — 14. 7. 52 im Boden der Fichtendickung (ausgezogene Linien) und im Boden der Kahlfäche (gestrichelte Linien).

Die starke Streuung der Bodenfeuchtwerte im Walde hat mehrere Ursachen: Die Bestandsgliederung führt bekanntlich zu einer sehr differenzierten Niederschlagsverteilung am Waldboden. Die Unebenheit der Bodenoberfläche, die Inhomogenität der Bodendecke sowie die Durchsetzung des Bodens mit dem in Umwandlung begriffenen organischen Material bedingt ein örtlich sehr verschiedenes Einsickern des Regens in den Boden. Die Baum- und Wurzelverteilung hat zur Folge, daß das Wasser aus dem Boden lokal verschieden entnommen wird. Um repräsentative Feuchtwerte zu bekommen, ist das Material durch Bildung dreitägig übergreifender Mittel mit doppelter Wertung des Stichtages ausgeglichen worden. Danach ergaben sich für den 3. 7. und 7. 7. 52 die in Tab. 21 wiedergegebenen Profile.

Tab. 21 **Bodenfeuchte (%) in Wald und Freiland**

Bodenschicht		0	5	10	15	20	25	30 cm Tiefe
Dickung	3. 7.	96	73	62	62	60	53	
Dickung	7. 7.	77	51	45	43	39	35	
Freifläche	3. 7.	73	60	45	46	46	42	
Freifläche	7. 7.	41	35	29	31	32	31	

Die Austrocknung hatte innerhalb weniger Tage alle beobachteten Bodentiefen erfaßt, wobei der Wasseranteil innerhalb von 4 Tagen um etwa 1/3 abnahm.

19. 3. Der Wassergehalt (Volumprozent)

Zur Berechnung des Wassergehaltes der Volumseinheit aus den auf das Trockengewicht bezogenen Boden-

feuchtwerten war das Raumgewicht des trockenen Bodens zu bestimmen. Mit verschiedenen, den Bodenarten angepaßten Stechern wurden Proben von bekannten Volumen entnommen*) und zur Trocknung gebracht. Für die Entnahmestellen der Bodenfeuchteproben ergaben sich als Profile des Raumgewichtes (g/cm^3) die in Tab. 22 angegebenen Werte.

Tab. 22 Raumgewichte für Wald und Freilandboden

Bodenschicht	0—1	4.5—5.5	9.5—10.5	19.5—20.5	29.5—30.5 cm Tiefe
Dickung	0.10	0.25	0.54	0.80	0.98 g/cm^3
Freifläche	0.46	0.81	0.93	1.00	1.03 g/cm^3

Bewuchs und Verwitterung hatten unter den räumlich nahen Versuchsflächen, die noch vor rund 40 Jahren gleichartig mit Altholz bestockt waren, zu ganz verschiedenen Bodenprofilen geführt.

Die Verteilung des Wassergehaltes (= Bodenfeuchte (%)) \times Raumgewicht) vom 1. — 13. 7. 52 in Wald und Freilandboden geht aus Abb. 39 hervor. Für die Na-

ben, als am 9. 7. 52 ein Gewitterregen die Dürreperiode beendete. Es fielen 7 mm Niederschlag, die vom Rasen sofort aufgenommen worden sind, während der Benetzungswiderstand der dürren harzhaltigen Nadelstreu im Walde zunächst zu Wasserpfützen führte. Nach der Wiederbenetzung folgte ein Landregen von 20 mm Niederschlag, wovon 10 mm am Waldboden ankamen und den Oberboden im Bestand bis in 5 cm Tiefe durchfeuchteten. Hingegen drang der Regen in den Freilandboden nur 2—3 cm tief ein. Die Nadelstreu hat für den Wasserhaushalt des Waldes die hervorragende Eigenschaft, daß sie sich in Trockenzeiten verschließt und einen Kuchen bildet, der die Verdunstung mindert, aber bei starkem Regen nach der Benetzung quillt und dann mehr und schneller Wasser aufnehmen kann als die Grasnarbe.

Aufschlußreich ist der Gang des Unterschiedes im Wassergehalt von Wald und Freilandboden. Obwohl im Freilandboden geringere Bodenfeuchtwerte (%) festgestellt wurden, war der Wassergehalt (g/cm^3) dort anfänglich höher als im Waldboden. Diese Tatsache ist nicht darauf zurückzuführen, daß der Bestand einen Teil des Niederschlages zurückgehalten hatte, sondern, wie man aus der Lage der feuchtesten Bodenschichten ersehen kann, weil der dichtere Freilandboden eine geringere Wassertransparenz besitzt als der Waldboden. Der maximale Wassergehalt war im Wald mit 0.6 g/cm^3 in 30 cm Bodentiefe über einer verhärteten Mergelsperre zu finden, während die feuchteste Schicht im Freiland mit 0.8 g/cm^3 zwischen 5 und 25 cm, also oberflächennäher, anzutreffen war. In der Dürreperiode verlor der Oberboden der Kahlfäche mehr Wasser als dieselbe Schicht des Waldbodens. Am Ende der Dürreperiode war der Waldboden in allen gemessenen Tiefen feuchter als der Freilandboden. Dieser Vorgang kennzeichnet die hütende Eigenschaft des Waldes über das Bodenwasser in Trockenzeiten.

19.4. Wasservorrat und Wasserverbrauch

Mit den Werten der Tabelle 21 wurde der Wasservorrat in der Schicht 0—40 cm und der mittlere tägliche Wasserverbrauch an den heißen Hochsommertagen berechnet. Die Integration des Wassergehaltes von Zentimeterschichten führte auf die in Abb. 40 dargestellte vertikale Verteilung des Wasservorrates. In der Figur sind zugleich die Ausgangsprofile für Bodenfeuchte (%) und Raumgewicht (g/cm^3) enthalten.

Besonders an den Profilen für den Waldboden erkennt man den Unterschied zwischen den auf das Trockengewicht und auf das Volumen bezogenen Bodenfeuchtwerten. Bei der geringen Masse der Nadelstreu führt schon wenig Wasser auf hohe prozentuale Bodenfeuchte. Mit zunehmendem Raumgewicht näherten sich Bodenfeuchte- und Wassergehaltsprofile, die bis zum Kieshorizont extrapoliert worden sind.

Im Walde erfolgte die Wasserentnahme vorwiegend aus der feuchtereichen Schicht zwischen 20 und 30 cm. Aus den oberen Bodenschichten ist relativ wenig verdunstet. Dies besagt, daß der Wasserverbrauch des Waldes fast ausschließlich über die Transpiration erfolgte. Die Evaporation war gering. Die Haarwurzeln haben den Boden etwas tiefer als im groben Wurzelhorizont abgeweidet.

Im Freiland vollzog sich der Wasserumsatz hauptsächlich in Nähe der Bodenoberfläche. Dies hat zweierlei Ursachen: Einerseits offenbart sich darin der Einfluß des Wurzelhorizonts, weil am meisten Wasser aus der Schicht knapp unter dem Wurzelfilz des Rasens entnommen worden ist. Andererseits hatten Strahlung und Ventilation stärkeren Zugang zur Bodenoberfläche als im Walde, so daß es auch zu beträchtlicher Evaporation kam. Der Betrag des Wasservorrates und des

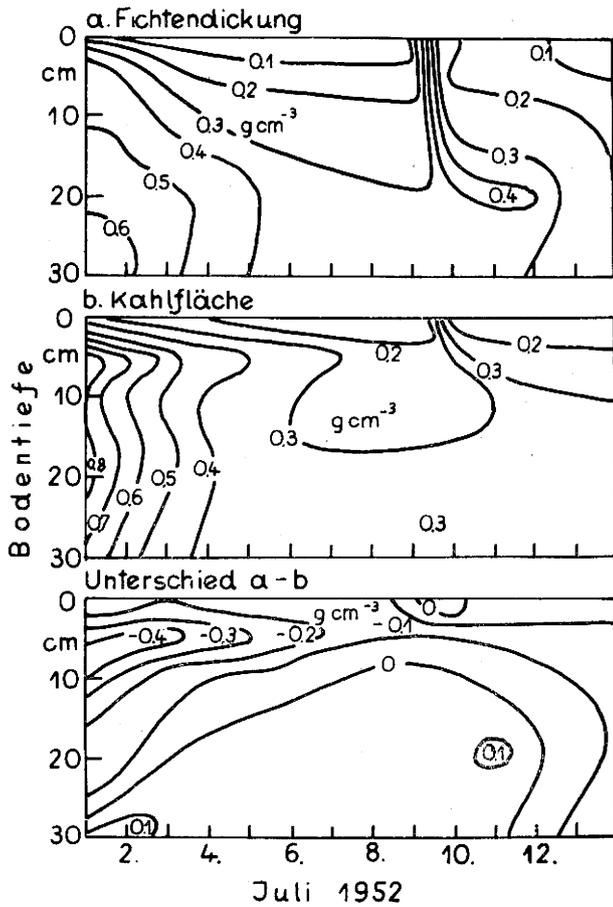


Abb. 39

Wasservorrat im Boden: a) der Fichtendickung, b) der Freifläche und der Gang des Unterschiedes a — b.

delstreuendecke der Fichtendickung ist bezeichnend, daß sie fast doppelt so viel Wasser enthielt als das Trockengewicht betrug. Das Volumen war aber nur zu $1/5$ bis $1/20$ von Wasser ausgefüllt. In der 1 cm dicken Streuschicht befanden sich anfangs 2 mm, nach 5-tägiger Austrocknung $1/2$ mm Wasser. Das unterschiedliche Verhalten der Bodenoberfläche auf dem Freiland und in der Dickung war eindrucksvoll mitzuerle-

*) Für Beratung habe ich Herrn Prof. Dr. E. Kraus und für Mithilfe den Herren Dr. Zöttl und Forstmeister Erhardt vom Bodenkundlichen Institut der Forstlichen Forschungsanstalt München zu danken.

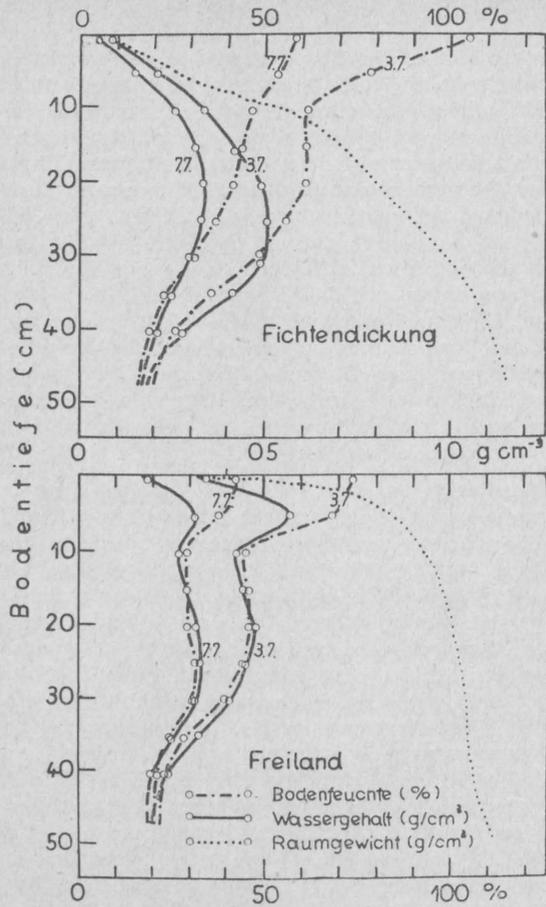


Abb. 40

Bodenfeuchteprofile (Volum- und Gewichtsprozente) und Profil des Raumgewichtes. Die Fläche zwischen den ausgezogenen Linien entspricht dem Wasserverbrauch während der vier Tage vom 3. 7. — 7. 7. 52. Im Fichtenwalde wurde dem Boden das Wasser aus einer tieferen Schicht entnommen als unter der Grasdecke des Freilandes.

Wasserverbrauches kann Tabelle 25 entnommen werden.

Tab. 23 Wasservorrat und Wasserverbrauch (g) in der Bodenschicht 0—40 cm.

Schicht	0—5	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30	30—35	35—40	0—40 cm
Wald									
3. 7.	0.53	1.42	1.91	2.29	2.52	2.49	2.27	1.63	15.06
7. 7.	0.38	1.02	1.59	1.57	1.66	1.64	1.34	1.12	10.32
(3. — 7.)	0.15	0.40	0.32	0.72	0.86	0.75	0.93	0.51	4.74
Freiland									
3. 7.	2.38	2.54	2.15	2.30	2.34	2.25	1.85	1.31	17.02
7. 7.	1.32	1.53	1.40	1.57	1.61	1.61	1.49	1.11	11.64
(3. — 7.)	1.06	1.01	0.75	0.73	0.73	0.64	0.36	0.20	5.84

Insgesamt befanden sich im Freiland entsprechend an der Oberfläche auftreffenden höheren Regenmengen in der Schicht 0—40 cm Bodentiefe zu Beginn der Versuche 2 g Wasser mehr als im Waldboden. Ebenso übertraf die tägliche Vorratsänderung des Freilandes (1.37 g = 13.7 mm) jene des Waldes (1.18 g = 11.8 mm) um rund 2 mm. Die Vernachlässigung der Schicht unterhalb 40 cm bewirkt zwar beim Wald einen größeren Fehler als beim Freiland, ändert aber nur den Betrag des Unterschiedes, nicht jedoch das Vorzeichen.

Die tägliche Vorratsänderung geht nicht allein auf das Konto der Verdunstung. Das geht schon daraus hervor, daß dazu der gesamte Strahlungssaldo des ganzen Tages nicht ausreichen würde. Neben dem

Transport von Wasser und Wasserdampf zur Bodenoberfläche hin ist auch das Sickerwasser zu berücksichtigen. Leider haben wir darüber keine eigenen Messungen, so daß Werte aus fremden Versuchen herangezogen werden müssen. Die Sickerwassermengen sind vom Niederschlagsverlauf, von der Niederschlagsdichte, von der Durchfeuchtung und Art des Bodens usw. abhängig. Nach Untersuchungen von Neal, Horton u. a., die S. Uhlig (115) verwertet hat, und nach den Beobachtungen an Popoff-Lysimetern von K. Schubach (97) fallen die täglichen Sickerwassermengen aus einer flachen Bodenschicht während einer Trockenperiode von Tag zu Tag sehr rasch ab. Da sich die humosen Böden zu Beginn der Versuche noch in nassem Zustande befanden, dürften die täglichen Sickerwassermengen anfänglich bis zu 10 mm, nach den 4 Tagen aber nur noch 2—3 mm täglich betragen haben. Das Kiesmaterial des Unterbodens begünstigte die Versickerung. Man geht nicht viel fehl, wenn man als Mittelwert der Versickerung 4—5 mm ansetzt. Nach Verminderung der Vorratsänderung um obigen Wert ergibt sich aus dem Bodenwasserhaushalt als mittlere tägliche Verdunstung jedenfalls ein Wert, der im Walde kaum unter 7 mm und im Freiland kaum unter 8 mm lag.

20. Windgeschwindigkeit und Rauigkeitsgrößen

Im Wärme- und Wasserhaushalt einer Erdoberfläche kommt dem Wind eine der Strahlung ebenbürtige Vermittlerrolle zu. Mit der im Freiland immer vorhandenen Eigenschaft der Turbulenz vollzieht sich nicht nur der Wärme- und Wasserdampfübergang zum und vom Pflanzen- und Bodenmaterial, sondern auch der zur Durchmischung führende Vertikaltransport (Austausch) der kinetischen und latent der Luft innewohnenden Energie. Der Wind zerstört die aus dem Strahlungssaldo aufgebaute Temperaturschichtung, und die Schichtung beeinflusst den Wind. Zur Abschätzung des vertikalen Energieflusses kommt man ohne Windmessungen nicht aus. Darüber hinaus bot sich Gelegenheit, erstmalig die Parameter für eine so rauhe Oberfläche, wie sie die Waldkrone darstellt, zu ermitteln, für die es bisher noch keine Zahlenwerte gab.

20. 1. Meßmethodik und Auswertung

Die Windgeschwindigkeit (u) ist mit Schalenkreuzkontaktanemometern gemessen worden, die zwischen 0.45 und 0.91 m/sec anliefen und im Walde an den Auslegern in den Höhenstufen 16.0, 12.2, 9.8, 8.0, 6.4, 5.1 und 4.2 m eingesetzt waren (Abb. 41). Der tiefstgelegene



Abb. 41

Anemometer und Strahlungsumsatzmesser im Wipfelraum.

gene Windmesser befand sich im Kronenschluß, der höchstgelegene ca. 10 m über dem Wald. Der unterschiedlichen Reibungsschwelle entsprechend kamen die

besseren Anemometer in der Reihenfolge der Güte in den unteren Teil, die schwerer anlaufenden in den oberen Teil des Meßprofils. Die Kontaktgabe erfolgte je 100 m Windweg und wurde auf einem Hartmann & Braun-12-fach-Kontaktschreiber registriert. Die Eichcharakteristiken der Anemometer sind gerade von der Form $u = A + kz$, wobei $A =$ Anlaufgeschwindigkeit (m/sec), $k =$ Neigung der Eichkurve, $z =$ Kontaktzahl pro Minute. Sie blieben während der Versuche nahezu konstant. Für die Auswertung kam das Mittel aus der Vor- und Nacheichung zur Verwendung.

Die nachfolgenden Ergebnisse beruhen auf der Auszählung von rund 80 000 Kontakten*). Durch Darstellung der Windwerte in Isoplethendiagrammen konnten Rechenfehler ausgemerzt und fehlende Daten aus

Zeiten, in denen die Reibung der Anemometer im Wipfelraum größer als die Windkraft war, bequem interpoliert werden. Messungen mit einem Albrecht'schen Hitzdrahtanemometer bestätigten die so gefundenen Windgeschwindigkeiten bis auf ± 5 cm/sec. Eine weitere Verfeinerung des Windprofils im Bestandsraum erhielten wir im Sommer 1954 durch Anwendung der von G. Kraus (64) entwickelten Windmeßanlage mit geheizten Halbleiterthermometern, die in Strahlungsschutzhütten untergebracht waren. Windgeschwindigkeiten von 10 cm/sec sind dadurch noch meßbar.

20. 2. Tagesgang der Windgeschwindigkeit

Ein Beispiel für die Verteilung der Windgeschwindigkeit an einem Strahlungstage in und über dem Walde gibt die Abb. 42. Daraus ist zu entnehmen, daß

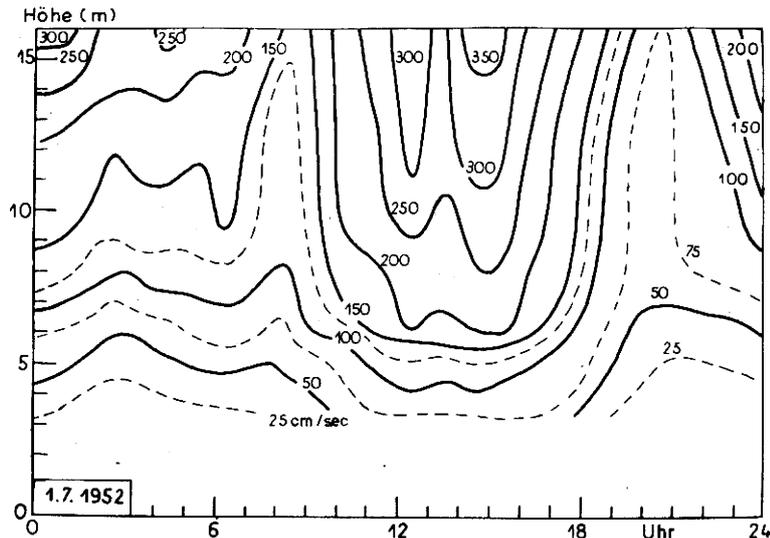


Abb. 42
Verteilung der Windgeschwindigkeit (Isotachen) an einem Strahlungstage in und über der Fichtendickung.

sich das Windmaximum in allen Meßhöhen am frühen Nachmittag einstellte. Ein sekundäres Maximum trat um Mitternacht auf. Wie aus Tabelle 24 hervorgeht, kam es im Mittel zum Windminimum an den höher gelegenen Meßstellen am Abend, an den tiefer gelegenen aber erst im Laufe der Nacht. Dieses Verhalten hängt mit der thermischen Schichtung zusammen. Am Abend, als der Oberwind langsam erlosch, befand sich die wipfelnahe Luft gerade im Übergang zur stabilen Schichtung. Sie wurde aber vom Oberwind mitgenommen. Nach Stabilisation der Luft über dem Bestande hörte der Einfluß des Oberwindes im Wipfelraum fast

auf. Die dann im unteren Meßprofil aufgetretenen Luftbewegungen waren überwiegend katabatischer Art, d. h. sie folgten der Schwere. Windgeschwindigkeiten zwischen 5 und 10 cm/sec waren sehr häufig. Zu völligen Windstillen kam es nicht.

Das nächtliche Auffrischen des Windes rührt vom Bergwind her, der vom nahen Alpenraum kommt. Der Effekt der Gegenströmung, das weit ins Alpenvorland ausgreifende Talwindssystem, war zwar tagsüber nicht zu erkennen, dürfte aber in der Windzunahme mittags enthalten sein.

Tab. 24 Stündliche Windgeschwindigkeit in und über dem Walde. Mittel 28. 6 — 5. 7. 1952, (cm/sec).

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24h
16 m	197	194	186	188	211	214	198	199	233	253	284	301	332	355	372	360	359	312	246	149	135	151	169	179	
12.2 m	139	147	134	131	153	152	154	172	203	225	251	264	293	306	321	313	304	256	196	101	98	109	111	141	
9.8 m	104	119	111	109	124	127	139	156	193	208	236	243	265	281	293	279	278	233	180	104	94	93	98	116	
8.0 m	89	89	88	88	98	103	115	134	166	186	202	216	238	245	254	248	246	203	153	84	73	73	78	88	
6.4 m	65	64	59	61	67	76	91	109	128	147	168	180	199	207	217	201	201	188	117	71	58	58	63	64	
5.1 m	45	44	38	43	49	54	58	70	76	81	92	102	118	122	127	116	124	98	78	52	41	42	43	47	
4.2 m	27	20	18	25	33	34	41	50	59	63	71	85	94	98	99	92	98	78	62	43	29	27	28	32	

Im Falle des 1. 7., vgl. Abb. 42 und mittleres Teilbild der Abb. 43, war das Kentern des Bergwindes am Morgen besonders stark ausgeprägt. Im Durchschnitt (mittleres Bild der Abb. 43) wuchs der Wind am Morgen mit zunehmender Einstrahlung am Versuchsort

meist schneller an als der Bergwind erlosch. Zwischen dem Windminimum vor der Morgendämmerung und dem morgendlichen Wendepunkt lag daher häufig ein sekundärer Anstieg der Geschwindigkeit, der auch im Falle des 1. 7. zwischen 4 und 8 Uhr wahrnehmbar ist.

*) Für Mithilfe bei dieser zeitraubenden Aufgabe habe ich Frau A. Pazeller zu danken.

An wolkigen oder bedeckten Tagen (unteres Teilbild der Abb. 43) fehlte die Ausgleichsströmung. Das Ver-

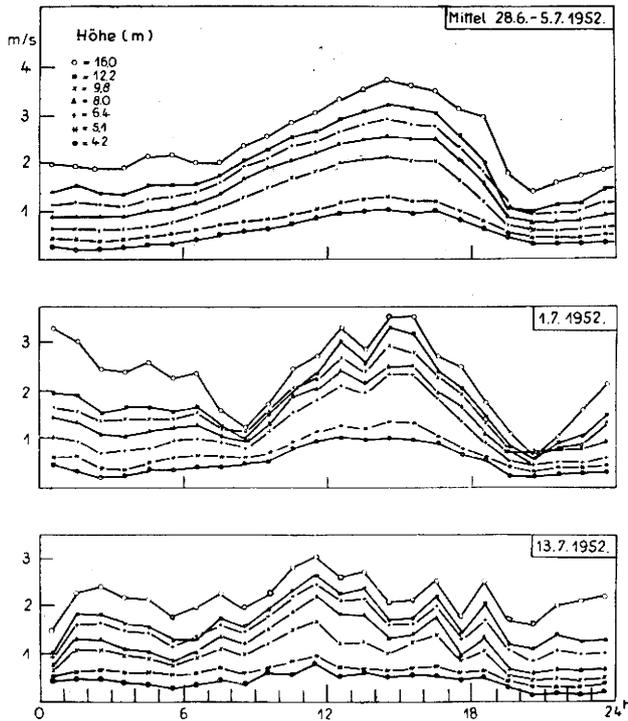


Abb. 43

Tagesgänge der Windgeschwindigkeit über dem jungen Walde bei verschiedenem Wetter:
 Oben: Mittel heiterer Hochsommertage
 Mitte: ausgeprägtes Berg- und Talwindssystem
 Unten: trübes Wetter.

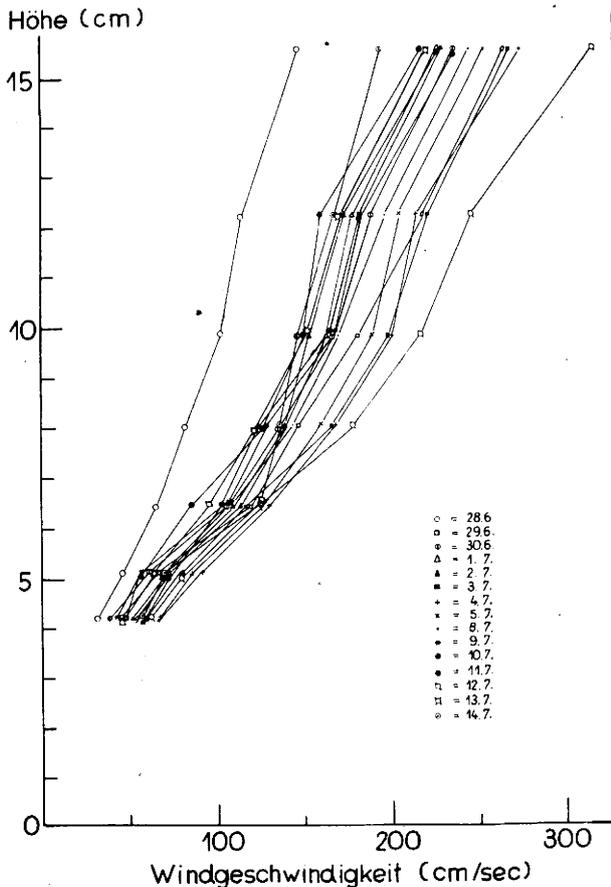


Abb. 44

Vertikalprofile nach Tagesmitteln der Windgeschwindigkeit über dem Fichtenwalde.

tikalprofil bestand den ganzen Tag über fast unverändert fort.

20. 3. Das mittlere vertikale Windgeschwindigkeitsprofil

In Abb. 44 sind die mittleren täglichen Windprofile aus dem Zeitraum 28. 6. — 14. 7. eingetragen. Infolge der beständigen Wetterlage im Kerngebiet von hohem Luftdruck unterschieden sich die Tagesmittel nur wenig. Die Geschwindigkeit nahm über dem Bestande je Meter Höhe um rund 15 cm/sec zu. Die geringfügige Ausbauchung der Vertikalprofile bei 12.2 m ist trotz systematischer Vertauschung der Anemometer aufgetreten.

Gleichzeitige Windmessungen auf der Wiederaufforstungsfläche ergaben, daß der Windgeschwindigkeit in 2.5 m Höhe des Freilandes ungefähr die Strömung in 8.5 m Höhe im Bestand entsprach. Dies besagt, daß die Ventilation oberhalb der Waldkrone relativ zum Abstand der Reibungsschicht stärker war als im Freiland. Die erhöhte Turbulenz verstärkte den Austausch, und dem in seiner Ausdehnung begrenzten Wald wurde über den Wipfeln noch der stärkere Freilandwind dieses Niveaus aufgeprägt.

Für die Strahlungstage 28. 6. — 5. 7. 52 wurde aus den stündlichen Werten folgende mittlere vertikale Verteilung der Windgeschwindigkeit und der Tagesschwankung berechnet.

	4.2	5.1	6.4	8.0	9.8	12.2	16.0m
Höhe							
Windmittel	54	73	118	148	175	196	241 cm/sec
Tagesschwankung	81	89	159	181	200	223	237 cm/sec

Aus dem Sprung in der Tagesschwankung zwischen 5.1 und 6.4 m folgt, daß die stärkste Bremsung nicht etwa innerhalb der Baumwipfel zu suchen ist. Oberhalb der Schicht um 6 m erfolgte eine geringe Zunahme, unterhalb nur eine geringe Abnahme der täglichen Windschwankung.

20. 4. Das vertikale Windprofil als Funktion der Windgeschwindigkeit

Die Abhängigkeit der Windschichtung von der Windgeschwindigkeit ließ sich bis zu Windgeschwindigkeiten von 9 m/sec prüfen. Gelegentlich eines Gewitters am 11. 7. 51 wurde um 21.20 Uhr eine Böe mit folgenden Windprofil registriert:

4.1	5.8	6.7	10.0	16.0 m
0.8	1.7	4.0	6.0	7.3 m/sec.

In dieser Zahlenreihe erblickt man die Erfahrung, daß ein Sturm den geschlossenen Bestand kaum durchsetzt. Nach M. Woelfle (120), (121) gilt dies auch für Althölzer, solange ein Trauf vor dem Durchblasen schützt.

In Abb. 45 sind einige Profile in Abhängigkeit von der Geschwindigkeit des Oberwindes geordnet. Alle Windverteilungen laufen im Kronenschluß in einen Geschwindigkeitsbereich ein, der zwischen 0,5 und 1 m/sec liegt. Die Geschwindigkeitsverteilungen im Stammraum beruhen auf Stichprobenmessungen mit dem Hitzdrahtanemometer. Als Beispiel sei eine Meßreihe angeführt, die im Stammraum bei gleichzeitigem Oberwind von 1.75—2.0 m/sec gewonnen wurde, wobei jeder Wert aus 15 sekundlich durchgeführten Ablesungen stammt.

5	20	40	80	120	160	180	200
8	14	13	8	15	16	16	13

Abgesehen von der geringfügigen Streuung, wobei der Wert in 80 cm Höhe auf eine gleichzeitige Flaute des Oberwindes zurückging, herrschte innerhalb des Bestandes nur ein geringer Luftzug. Diese Feststellung besagt, daß bei forstmeteorologischen Untersuchungen

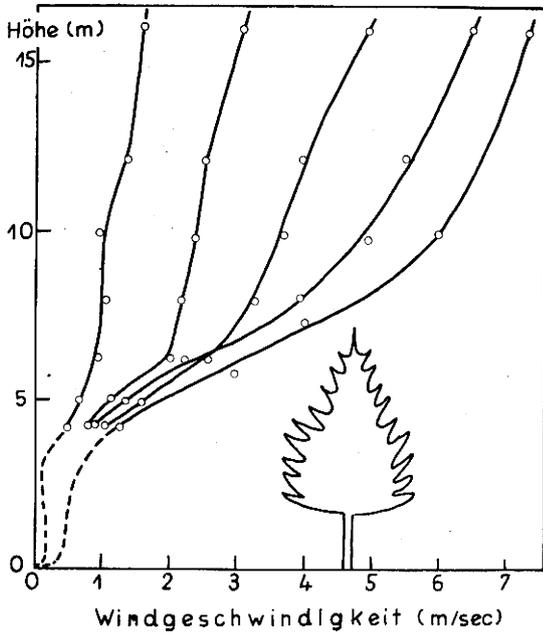


Abb. 45

Windverteilung über dem Walde bei verschiedenem Oberwind (= u_{16m}).

in jungen Beständen an die Anemometer hohe Anforderungen zu stellen sind.

20. 5. Die Windgeschwindigkeit als Funktion des Strahlungssaldos

Die in III, 10 mitgeteilten Strahlungssalden sind verwendet worden, um eine Beziehung zwischen dem Tagesgang der Strahlung und der Windgeschwindigkeit herzustellen. In Abb. 46 sind beide Größen für die Meßhöhen 5, 10 und 16 m gegeneinander aufgetragen. Dabei konnte davon ausgegangen werden, daß sich der Strahlungssaldo von der Höhe 10 m nach oben hin wenig ändert. Durch Verbinden der Diagrammpunkte in der Reihenfolge der Tagesstunden entstanden die Kurvenzüge. Aus ihrer Neigung läßt sich die bekannte Tatsache ersehen, daß die Windgeschwindigkeit tags-

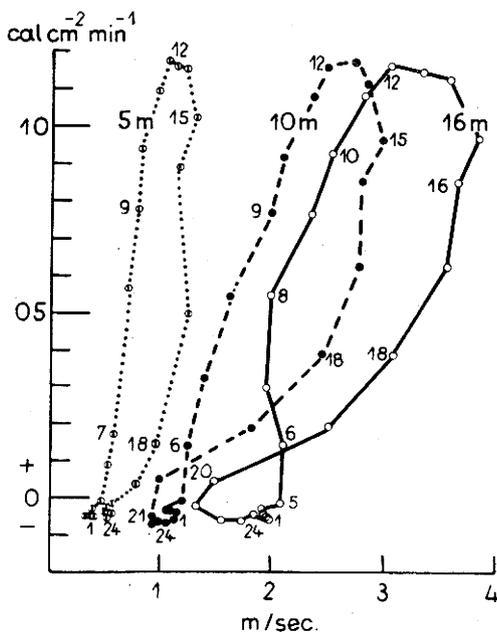


Abb. 46

Beziehung zwischen Windgeschwindigkeit und Strahlungssaldo.

über mit dem Strahlungssaldo wuchs bzw. abnahm; daß sie aber dieser Beziehung um so weniger folgte, je weiter die Meßstelle im Bestande lag.

Zwischen der Strahlungsleistung und der Windgeschwindigkeit existieren Phasenunterschiede, die mit der Meßhöhe zunehmen. Die Funktion ist also nicht eindeutig. Derselben Strahlungsleistung entsprach am Vormittag eine geringere Windgeschwindigkeit als am Nachmittag. Der Wind läuft dem Gang des Strahlungssaldos nach. Das Maximum des Windes tritt 2—3 Stunden nach dem Maximum der Strahlungsleistung auf. Die Höhenabhängigkeit der Phase besagt, daß der zwischengeschaltete Austauschmechanismus in größeren Höhen später in Gang kam. Bei kleinem oder negativem Strahlungssaldo machen die Kurvenzüge bei Meßstellen von den Baumwipfeln aufwärts eine Schleife. Der Wendepunkt erfolgte um so früher am Abend und später am Morgen, je höher die Meßstelle lag. Bei gleicher Strahlungsleistung wehte am Abend ein schwächerer Wind als am Morgen. Ursache ist die thermische Schichtung der waldnahen Luft. Die Zunahme des Windes bei dem fast konstanten Strahlungssaldo der Nacht war eine Folge der Ausgleichsströmung am Alpenrand. An gleichzeitigen Wind- und Strahlungsmessungen müßte sich verfolgen lassen, wie sich der Schnittpunkt bis in große Höhen verlagert und wo die Schicht liegt, in der Wind- und Strahlung immer entgegengesetzt verlaufen. Nach den neuen Messungen in Nebraska, über die H. Lettau anlässlich der Meteorologentagung in Frankfurt 1955 berichtete, dürfte dies oberhalb 150 m der Fall sein.

20. 6. Windprofil und thermische Schichtung

Wie bereits C. W. Thornthwaite mit M. Halstead (110) und mit P. Kaser (112) feststellten, unterliegt das Windprofil im Tagesgange der thermischen Schichtung der bodennahen Luft. Nur im Falle ausschließlicher Turbulenzreibung, das ist bei adiabatischer (= indifferenten, neutralen) Schichtung, läßt sich das Windprofil über einer rauhen Oberfläche nach dem Schubspannungsansatz von L. Prandtl (84)

$$\tau = \rho_L u_a^{*2}$$

und der Prandtl-Karman'schen Beziehung

$$l_a = \alpha (z + z_0)$$

durch eine Gerade von der Form

$$\bar{u}(z)_a = u_a^* \cdot \frac{1}{\alpha} [\ln z + z_0] - \ln z_0]$$

darstellen. Dabei ist vorausgesetzt, daß

$$\frac{du_a^*}{dz} = u_a^{*'} = 0.$$

$\bar{u}(z)_a$ bedeutet das zeitliche Mittel der Windgeschwindigkeit in der Höhe z bei adiabatischer Temperaturschichtung, u_a^* die zugehörige Schubspannungsgeschwindigkeit und l_a die Mischungsweglänge, ρ_L ist die Dichte der Luft. Nach den Untersuchungen von P. A. Sheppard (104) nimmt die v. Karman'sche Turbulenzkonstante α in Abhängigkeit von der Rauigkeit Werte zwischen 0,2 und 0,6 an, meist findet der Mittelwert 0,4 Verwendung. z_0 ist ein Rauigkeitsparameter, der vorwiegend von den geometrischen Maßen der Aufrauungselemente abhängt und sichert, daß die Formel auch bei $u(0) = 0$ erfüllt ist.

Die Abb. 47, in der die stündlichen Windprofile bei logarithmischer Höhenstufung aufgetragen sind, zeigt, daß sich nur kurzzeitig am späten Morgen zwischen den Profilen 6—7 und 7—8 Uhr eine Gerade ergab. Tagsüber nahm der Wind mit der Höhe schneller zu als nachts. Dem Massenfluß aus der Turbulenzreibung (erzwungene Konvektion) ist die freie Konvektion überlagert. Sie führt bei Instabilität zu einer Beschleunigung.

nigung der Luft in Grenzflächennähe, bei Stabilität zur Bremsung. Das Profil der Tagesmittel ergab nahezu eine Gerade. Dies weist auf eine Gleichverteilung der thermischen Einflüsse von Tag und Nacht hin.

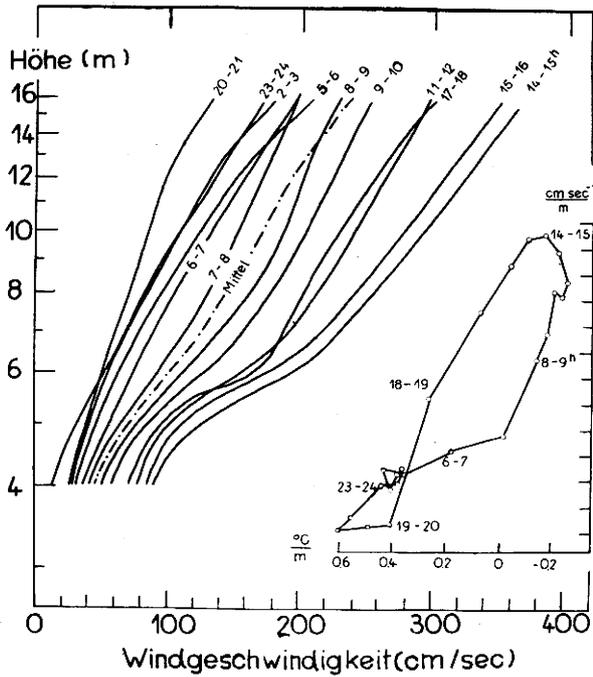


Abb. 47

Abhängigkeit des Windprofils von der thermischen Schichtung. Im Nebendiagramm sind die Temperaturgradienten für die Schicht 5—10 m Höhe verwendet.

In dem Nebendiagramm der Abb. 47 ist eine Beziehung zwischen dem Wind- und Temperaturgradienten für die Schicht 5—10 m Höhe hergestellt. Das vertikale Windgefälle war umso geringer, je stabiler die Luft über dem Bestande geschichtet war. Nach Überschreiten des Temperaturgradienten 0,4°C/m hatte sich das Windprofil nicht mehr geändert. Eine sehr enge Korrelation zwischen Windprofil und thermischer Schichtung bestand tagsüber. Der Windgradient wuchs mit zunehmender Instabilität rasch an. Während aber im stabilen Bereich die thermische Schichtung den Wind verminderte, begrenzte tagsüber der Wind den Gradienten der thermischen Schichtung.

In den Übergangstagesstunden traten innerhalb des Meßprofils Windinversionen auf. Sie wurden am häufigsten um Sonnenuntergang, aber auch im Laufe des frühen Vormittages beobachtet. Zwischen 19 und 21 Uhr war der Oberwind in 16 m Höhe oftmals um 10—30 cm/sec schwächer als die Kaltluftströmung in Wipfelnähe der Bäume. Als Ursache dürfte die richtungsabhängige Umlagerung der gebildeten Kaltluftkörper anzusehen sein. Es ist überraschend, daß diese Erscheinung auch noch in den stündlichen Werten zum Ausdruck kam (vgl. Abb. 43 am 1. 7. und Abb. 47 Profil 17—18 Uhr). Ebenfalls waren tagsüber kurzzeitige Windgeschwindigkeitsumkehrungen, hervorgerufen durch verstärktes seitliches Zuströmen, bei konvektiven Umlagerungen festzustellen.

20. 7. Das logarithmische Windprofil und die Rauigkeitsgrößen

Der Wald stellt einen so extremen und weitverbreiteten Fall einer Aufrauhung der Erdoberfläche dar, daß es von großem Interesse für die Dynamik der unteren Atmosphäre ist, die Rauigkeitsgrößen, die das Windfeld über dem Walde kennzeichnen, zu kennen. Der Einfluß eines Waldes äußert sich auf zweierlei

Art; die gegliederten Baumkronen bewirken eine Verstärkung der Turbulenz, die Waldränder heben das Strömungsfeld an.

Aus der Abb. 45 geht hervor, daß das Windprofil in und über dem jungen Walde in mehrere Abschnitte zu zerlegen ist: Den Waldboden berührt die einige Millimeter dicke laminare Grenzschicht, in der die Zähigkeitskräfte überwiegen und die Diffusion den Stoffübergang beherrscht. Darüber liegt der schwach durchlüftete Stammraum. Der Luftaustausch vollzieht sich darin in großen, zeitlich unregelmäßig durchdriftenden Luftkörpern; im zeitlichen Mittel ist die Windgeschwindigkeit in allen Höhen des Stammraumes fast dieselbe. Der Kronenraum ist eine sehr windschwache Bremschicht. Die gut durchlüftete turbulente Reibungsschicht beginnt etwa mit dem Kronenschluß und geht in das Windfeld der freien Atmosphäre über.

Die verwickelten Verhältnisse der Windverteilung in und über einem Walde in geschlossener Form analytisch zu erfassen, ist kaum möglich und auch nicht sehr lohnend. Wie ein Versuch von H. F. Poppendick (82) erwies, führen die Ableitungen zu Formeln, die außerhalb der praktischen Verwendbarkeit liegen. Gerade die Belüftung des Bestandsinneren ist so sehr eine Frage des Traufes, der Bestandsdichte und der Säuberung des Stammraumes von Ästen, daß eine aus experimentellen Befunden abgeleitete Windverteilungsfunktion nur lokale Bedeutung haben könnte.

Anders ist es mit der Analyse der Windverhältnisse über dem Wald allein. Das Windprofil bei indifferenter Temperaturschichtung endete bei $z = 290$ cm. Die Darstellung der Windverteilung durch das logarithmische Windgesetz setzt aber voraus, daß $u(z) = 0$, bei $z = 0$. In dieser gedachten Ebene (Bodenoberfläche) hat u_0 schon einen endlichen Wert, der z_0 proportional ist. Um die Bedingung $u(0) = 0$ zu erfüllen, ist die Höhe z erst von einer höheren Schicht im Bestande ab zu zählen, durch welche gewissermaßen die im Walde eingeschlossene und fast ruhende Luft von dem turbulenten Windfeld abgegrenzt ist. Die empirische Änderung des logarithmischen Windgesetzes durch Vornahme einer Nullpunktverschiebung von der Länge z' führt auf die Form

$$u_a(z) = \frac{u_a}{z} \ln(z + z_0 + z') = \frac{u_a}{z} \ln \frac{z-d}{z_0}$$

Die Basislinie liegt also bei

$$z' = z_0 - d.$$

W. Paeschke (77) hatte bereits gezeigt, daß z' nicht identisch mit der mittleren Höhe der Pflanzen ist. E. L. Deacon (24) empfahl daher, d aus dem Windprofil zu entnehmen, indem man versucht, bei welchem $z-d$ sich das gemessene Windprofil $u_a(z)$ als beste Gerade darstellen läßt.

Unsere Messungen führten auf folgendes adiabatisches Windprofil (Mittel 28. 6. — 5. 7.):

Tab. 25 Windprofil bei adiabatischer Temperaturschichtung

	4.2	5.1	6.4	8.0	9.0	12.2	16.0 m
$u_a(z)$	45	65	93	120	142	165	198 cm/sec

Die beste Gerade ergab sich bei $d = -10$ cm und bei $z = 290$ cm, so daß die Basislinie bei $z' = 300$ cm zu legen ist. Der Rauigkeitsparameter z_0 ist also für die Fichtendickung fast genau so groß wie die Nullpunktverschiebung z' , welche besagt, um welche Höhe der Wald das Strömungsfeld vom Boden abgehoben hat. Die weitgehende Übereinstimmung von z_0 und z' ist natürlich zufällig, weil der Teil des Astraumes, bis zu dem die Turbulenz wirksam wird, gerade nur 3 m vom

Boden entfernt ist. Mit dem Wachsen des Bestandes dürfte z_0 sich nur mehr wenig, jedoch das z' immer stärker ändern, weil der Stammraum relativ zu den Abmessungen der Wipfel immer höher wird.

Ein Vergleich mit den geometrischen Abmessungen des Fichtenwaldes ergibt, daß z' wesentlich geringer als die mittlere Höhe des Bestandes (5.55 m), daß das z_0 mit 290 cm jedoch fast gleich dem mittleren Durchmesser der Aufrauung (d_r) ab Kronenschluß (310 cm) ist.

Ein Wald bietet also für das Windfeld ganz andere Bedingungen als eine niedere Bodendecke. L. Prandtl (84) hatte für das Verhältnis z_0/d_r bei der Strömung in fast glatten Röhren 1/30, Nikuradse (76) für Strömung in rauen Röhren, mit Sandkörnern als Rauigkeitselementen, 1/6 angegeben. Für den Wald fanden wir nahezu 1. Daraus darf man schließen, daß z_0 um so mehr an den mittleren Durchmesser der Rauigkeit herankommt, je größer die Rauigkeitselemente sind. Das liegt daran, daß bei Rauigkeitselementen mit Durchmessern von Millimetern die laminare, wandnahe Grenzschicht gewissermaßen die Kanten ganz oder teilweise überdeckt, und daher den Wirkungsgrad der Aufrauung auf die Turbulenz vermindert. Je höher die Kanten über die laminare Grenzschicht hinausragen, um so geringer wird der Einfluß der Grenzschicht, bis schließlich, wie im Falle unseres Waldes, die laminare Grenzschicht mit ihrer Millimeterdicke im Vergleich zu meterhohen Wipfeln keine Rolle mehr spielt.

Die fast gleichen Beträge von z_0 und z' ermöglichen es, in dem speziellen Falle dieser Fichtendickung das Windprofil durch die vereinfachte Formel

$$u_a(z) = \frac{u_a^*}{z} \ln \frac{z}{z_0}$$

auf wenige Prozent genau darzustellen.

Die adiabatische Schubspannungsgeschwindigkeit u_a^* erhält man aus zwei Windmessungen \bar{u}_1 und \bar{u}_2 in den Höhen z_1 und z_2 aus dem Ansatz für das logarithmische Windgesetz zu

$$u_a^* = z_0 \frac{\frac{u_{a2}}{z_2 - d} - \frac{u_{a1}}{z_1 - d}}{\ln \frac{z_2}{z_1}}$$

Sie betrug 52 cm/sec. Mit den abgeleiteten Größen läßt sich das folgende Windprofil berechnen, das, wie der Vergleich mit Tab. 25 zeigt, zu fast vollständiger Übereinstimmung mit dem gemessenen adiabatischen Windprofil führt:

Berechnetes adiabatisches Windprofil

($z_0 = 290$ cm, $z' = 300$ cm, $d = -10$ cm, $u_a^* = 52$ cm/sec, $\alpha = 0.45$).

z	4.2	5.1	6.4	8.0	9.8	12.2	16.0 m
$u_a(z)$	45	68	93	118	142	168	198 cm/sec.

Für die adiabatische Mischungsweglänge, welche nach H. Lettau (67) mit dem vertikalen Windgradienten $u'(z)$ in folgender Weise verknüpft ist

$$l_a = \frac{u_a^*}{u'(z)}$$

ergab sich die in Tab. 26 wiedergegebene vertikale Verteilung.

Tab. 26 Verteilung der Mischungsweglänge l_a über dem Walde.

z	3.0	5.0	7.5	10.0	12.5	15.0 m
l_a	131	221	333	447	558	671 cm

Bei $u_a(z) = 0$ hat l_a bereits eine Länge von 131 cm. Die Turbulenzreibung übt eine Schubspannung

$$\tau_a = \rho u_a^{*2}$$

auf die Waldkrone aus.

Für $\vartheta_{L,a} \sim 20^\circ \text{C}$, $\rho \approx 1,14 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3$ wird

$$\tau_a = 2.7 \text{ g/cm sec}^2$$

Die vorstehenden, für indifferente Temperaturschichtung abgeleiteten Rauigkeitsgrößen ändern sich im Tagesgange mit der thermischen Schichtung und der Windgeschwindigkeit. Extrapoliert man die Profile der Abb. 47 der Turbulenzreibungsschicht bis zum Schnittpunkt mit der Ordinate, so daß $u(z) = 0$, so stellt man nachstehenden Gang der „Nullstelle“ fest:

	0	6	12	18 h
$z_{u(z)=0}$	260	280	420	410 cm.

Der Einfluß des Waldes auf das Windfeld erstreckt sich um so weiter nach oben, je weniger stabil die Luft geschichtet ist. Zu ähnlichen Ergebnissen führen die in Abb. 45 aufgetragenen Profile, wobei mit steigender Geschwindigkeit des Oberwindes die Rauigkeit scheinbar wächst.

Die Windverteilung ließe sich ebensogut wie durch das logarithmische Gesetz auch durch ein Potenzgesetz annähern. Auf die Ergebnisse und die damit zusammenhängenden Fragen kann jedoch in diesem Rahmen nicht näher eingegangen werden.

21. Der Austauschkoefizient

Nach Kenntnis der Rauigkeitsgrößen ist der zur Abschätzung des vertikalen Massen-, Wärme- und Wasserdampfesflusses notwendige Austauschkoefizient A berechenbar. Falls die Durchmischung nur durch die Turbulenzreibung zustande kommt, gilt der L. Prandtl'sche Ansatz

$$A_a = \rho l_a^2 u_a'$$

der sich nach der Lettauschen Definition der Mischungsweglänge

$$u_a^* = l_a u_a'$$

überführen läßt in

$$A_a = \rho l_a u_a^{*2}$$

Mit Hilfe dieser Gleichung ergab sich bei neutraler Schichtung folgende lineare vertikale Verteilung des Austauschkoefizienten A_a :

z	3.0	5.0	7.5	10.0	12.5	15.0 m
A_a	7.8	13.1	19.7	26.5	33.1	39.8 g/cm sec.

Die Temperaturmessungen hatten aber gezeigt, daß sich nur kurzfristig im Übergang von stabiler zu labiler Schichtung und umgekehrt eine indifferente Schichtung eingestellt hatte. Bei stabiler Schichtung besitzen die von unten kommenden Turbulenzelemente größere Dichte als die von oben kommenden. Gegenüber einer neutralen Schichtung muß also in diesem Falle von der Turbulenz zusätzlich Hebungarbeit geleistet werden, d. h. der Massenaustausch verringert sich. Bei einer labilen Schichtung besitzen die von unten kommenden Turbulenzelemente einen Auftrieb. Zur erzwungenen Konvektion aus der Turbulenzreibung gesellt sich dann noch die freie Konvektion aus der thermischen Schichtung, wodurch sich die turbulente Strömung und damit der Austausch erhöht.

Die Rauigkeitsgrößen und der Austauschkoefizient weichen daher im Tagesgange von den Werten im adiabatischen Falle erheblich ab. Der Fehler, der durch Anwendung von A_a in einer nicht neutralen Schichtung entsteht, ist um so kleiner, je näher die betrachtete Schicht am Boden liegt, natürlich ausgenommen die laminare Grenzschicht. Bei Beobachtungen in den unteren 50 Zentimetern liegt nach F. Pasquill (79) der Fehler der Austauschberechnung für Wasserdampf mit nicht reduziertem A bei stabiler Schichtung in Höhe von $\pm 10\%$ und bei instabiler Schichtung bei $\pm 20\%$.

Zur Angleichung der adiabatischen Mischungsweglänge, der Schubspannungsgeschwindigkeit und des Austauschkoefizienten an die jeweilige thermische Schichtung wurde der von H. Lettau (22) 1949 angegebene Reduktionsfaktor

$$x = \frac{g \cdot \theta' l_a^2}{T_m (u_a^*)^2}$$

angewandt. θ' ist der vertikale Gradient der potentiellen Lufttemperatur,

$$\theta = T (p/p_0)^{0.29}, \quad p_0 = 1000 \text{ mb}$$

Bei geringen Höhenunterschieden besteht zwischen den Gradienten potentieller und einfacher Lufttemperatur kaum ein Unterschied. Bei indifferenten Schichtung ist $\theta' = 0$. g ist die Schwerkbeschleunigung, T_m die Mitteltemperatur der Schicht, für welche l , u^* und A ab-

geleitet werden. x ist eine Funktion mit der Höhe und geht in die Ausgangsgleichungen in folgender Weise ein:

$$l = l_a \frac{1}{1+x}$$

$$u^* = u_a^* \frac{1}{1+x}$$

$$A = A_a \frac{1}{(1+x)^2}$$

Die in Tabelle 27 niedergelegten Tagesgänge des Reduktionsfaktors x , der Mischungsweglänge l , der Schubspannungsgeschwindigkeit u^* , der Schubspannung τ und des Austauschkoefizienten A sind aus den Gradienten in der Schicht 5—10 m Höhe berechnet, gelten also für etwa 7.5 m Höhe.

Tab. 27 **Tagesgang der Rauheitsgrößen und des Austauschkoefizienten.** (Mittel 28.6.—8.7., Schicht 5-10 m Höhe, $A_a = 21.3 \text{ g/cm sec}$, $u_a^* = 52 \text{ cm/sec}$, $l_a = 333 \text{ cm}$).

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24 h
1+x	1.47	1.45	1.47	1.51	1.55	1.44	1.22	0.97	0.80	0.77	0.74	0.71	0.68	0.72	0.78	0.86	0.94	1.07	1.32	1.50	1.60	1.74	1.69	1.54	
l	227	230	227	220	214	230	277	340	415	437	447	474	486	457	426	390	354	310	253	223	210	183	197	217 cm	
u^*	35	36	35	34	33	36	43	53	65	68	70	74	76	71	66	61	55	48	40	35	33	29	31	34 cm/sec	
τ	1.5	1.6	1.6	1.5	1.4	1.6	2.2	3.4	5.0	5.6	5.8	6.7	6.9	6.0	5.3	4.5	3.7	2.8	1.9	1.5	1.3	1.0	1.2	1.4 dyn/cm	
A	9.9	10.2	9.9	9.3	8.9	10.2	14.4	22.5	33.4	36.2	36.8	42.7	45.6	41.3	34.7	29.3	24.4	18.6	12.3	9.5	8.3	7.2	7.4	9.0 g/cm sec	

x ist in hohem Maße vom Temperaturgradienten abhängig. Nimmt die Temperatur mit der Höhe ab, wird x negativ und $(1+x) < 1$, bei stabiler Schichtung sind x und $(1+x)$ positiv. Die Minima obiger Größen traten vor Sonnenuntergang, die Maxima aber mittags auf, also nicht in Koizidenz mit dem Temperatur- und Windmaximum. Die Mischungsweglänge wuchs von rund 200 cm nachts auf rund 500 cm am Tage an. Die Schubspannungsgeschwindigkeit folgte zunächst der Windgeschwindigkeit ziemlich linear, nahm jedoch ab Mittag bei noch zunehmender Strömung wieder ab. Die Funktion weist ähnliche Merkmale (Hysterese) auf, wie sie bei anderen Zustandsgrößen (siehe Abb. 46) gefunden wurden. Die Schubspannung überschreitet die aus der Literatur bekannten Werte für weniger raue Unterlagen ganz erheblich. Auch die Austauschwerte sind für die mäßige Windgeschwindigkeit von rund 2 m/sec beträchtlich, was bei der hohen Rauigkeit der Waldoberfläche ganz natürlich ist.

Die vorstehende Tabelle gibt nur Richtwerte. Das liegt daran, daß es nicht statthaft ist, zu jeder Tageszeit mit mittleren Gradienten für die grenzflächennahe Schicht zu rechnen. Diese Bemerkung gilt besonders für die Austauschkoefizienten des Nachtabschnittes, die dem vertikalen Wärmefluß sicherlich nicht proportional sind, weil, wie auch spätere Überlegungen rechtfertigen, zu dieser Tageszeit sich der Austausch nicht vorwiegend aus der Turbulenzreibung ergab, sondern auch durch konvektive Massenumlagerungen.

IV. Die Wärmehaushaltsglieder

Das im Teil III mitgeteilte Beobachtungsmaterial kann nunmehr als Grundlage dienen, um die Wärmehaushaltsglieder im einzelnen zu berechnen. Die Lage der Bezugsfläche für den Wärmehaushalt des Waldes sei in 5 m Höhe, d. h. noch unter den höchsten Wipfeln, angenommen. Die Wipfel selbst liegen schon so sehr in der Übergangszone und oft außerhalb der Waldatmosphäre, daß sie schon zum Raum der durchmischten Freiluft zu zählen sind.

22. Der Wärmeumsatz in der Pflanzenmasse (P_p)

Bei kaum einem der bisherigen Versuche zur Abschätzung der Energiebilanz hat man dem Wärmeumsatz in

der Pflanzenmasse stärkere Beachtung geschenkt. Dies lag daran, daß man es meist mit flachen Bodendecken zu tun hatte, z. B. Gräser, die keine nennenswerte Masse und Wärmekapazität besaßen. Bei bestimmten landwirtschaftlichen Kulturpflanzen und insbesondere im Wald ist jedoch die Pflanzenmasse bereits so groß, daß die umgesetzte Energie in die Größenordnung der Wärmebewegung im Boden kommt. Um welche Beträge es sich handeln kann, vermag nachstehende Übersicht aufzuzeigen. Der Tabelle sind maximale stündliche Änderungen der Mitteltemperaturen $\Delta \bar{\theta}_p$ der Pflanzenmasse der Bodendecken zugrunde gelegt.

Pflanzen	Trockensubstanz g/cm ²	$\Delta \bar{\theta}_p$ °C	P_p cal/cm ² min
Gräser, Getreide, Hackfrüchte	0.5	10	0.08
Jungwald	2	5	0.17
Altholz	15	3	0.50

Ein anschauliches Beispiel über den Wärmeumsatz einer Grasdecke hat H. M. Bolz (16) beschrieben. Bei dessen Messungen waren 1 cm² Boden mit 0.2 g Gras der spezifischen Wärme 0.8 cal/g grad bedeckt. Zur Erwärmung dieser Gräser um 10 Grad sind also 1.6 cal/cm² erforderlich, entsprechend 3 Minuten voller Sonnenstrahlung.

Für die Berechnung des Wärmestromes in der Holzmasse des Fichtenwaldes kann von Tabelle 13, in welcher die mittleren Temperaturen der Gesamtbaumholzmasse ($\bar{\theta}_p$) angegeben sind, ausgegangen werden. Dabei war angenommen worden, daß sich zumindest der unterste Kronen- und Stammraum fast auf Lufttemperatur befanden. Über- und Untertemperaturen der Rinde können durch entsprechende Unter- oder Übertemperaturen des Schaffholzes kompensiert sein, z. B. auch durch die kühlende Wirkung des Transpirationsstromes, worauf E. Rouschal (88) aufmerksam gemacht hatte. Stärkere Abweichungen der Rinden- oder Nadeltemperaturen von der Lufttemperatur im Wipfelraum fallen nicht so sehr ins Gewicht, weil der Anteil dieser Bestandsschicht an der Gesamtbaumholzmasse relativ gering ist.

Die Wärmekapazität der Holzmasse hängt von deren Trockenmasse und vom Wassergehalt ab. Die spezifi-

sche Wärme für trockenes Fichtenholz beträgt rund 0.35 cal/g grad. F. Kollmann (63) gibt für stehenden Wald an, daß der Wassergehalt 75—80% beträgt. So kommt man auf eine spezifische Wärme des lebenden Baumholzes von 0.55—0.65, also rund 0.60 cal/g grad. Feuchtes Fichtenholz hat im natürlichen Zustande eine Rohwichte von ca. 850 kg/Fm = 0,85 g/cm³. Aus den Aufnahmen des Versuchsbestandes wurde ermittelt,

daß der Bestand bei gleichmäßiger Dichte einer 1.89 cm hohen Holzschicht gleichzusetzen ist. Die Wärmeumsätze (P_p) der Gesamtholzschicht, einschließlich des Nadelmaterials, berechnen sich daher aus den Änderungen der mittleren Temperatur der Holzmasse $\Delta\vartheta_p$ zu $P_p = 1.89 \times 0.85 \times 0.60 \cdot \Delta\vartheta_p = 0.0161 \Delta\vartheta_p$ cal/cm²min und sind als Mittel für den Zeitraum 29. 6. — 7. 7. 52 in Tab. 28 angegeben.

Tab. 28 **Wärmevorratsänderungen in der Holzmasse**
(mcal/cm²min)

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24 h
P _p	-15	-13	-11	-2	4	32	45	47	43	42	39	35	25	11	-16	-26	-26	-26	-45	-42	-40	-29	-19	-11	

Der Tagesablauf von P_p (vgl. Abb. 48) ist durch eine rasche Zunahme des Wärmevorrates in der Holzmasse des Bestandes nach Sonnenaufgang ausgezeichnet. Aber bereits am frühen Morgen brachte der zunehmend wachsende Energieanfall keine proportionale Vergrößerung des Wärmevorrats in der Pflanzenmasse mehr. Nach dem Überschreiten des Temperaturmaximums gab der Bestand die Wärme sehr rasch ab. Das Maximum der Wärmeabgabe wurde vor Sonnenuntergang überschritten, als der Taufall einsetzte.

Die Werte der Tab. 28 stehen in guter Übereinstimmung mit den unter ähnlichen Annahmen von G. Horney (57) aufgestellten Rechentabellen und belegen, daß man keineswegs die von der Pflanzenmasse des Waldes aufgenommenen Wärmemengen im Tagesgang der Energiebilanz vernachlässigen soll.

Die Speicherung von Wärme in der Holzmasse für den nächsten Tag (interdiurne Erwärmung) ist außerordentlich gering. Im Mittel war keine festzustellen. Dasselbe gilt auch für das Jahr. J. Schubert (99) hatte als jährlichen Wärmeumsatz (Summe der Einnahmen im Sommer + Summe der Ausgaben im Winter) für einen Wald mit einer Holzmasse von 300 Fm/ha bei Annahme einer spezifischen Wärme von 0.5 cal/g grad und einer Jahresschwankung der Lufttemperatur von 20° C rund 30 cal/cm²Jahr erhalten. Das ist sehr wenig im Vergleich zu den anderen Gliedern des jährlichen Energiehaushaltes, die kal/cm²Jahr betragen.

F. Albrecht (2) hatte als eine besondere Aufgabe gerade von Waldmessungen die Untersuchung des Wärmeaufnahmevermögens im Kronenraum bezeichnet. Auch hierüber lassen sich Angaben machen, wenn man die Vertikalverteilung der Holzmasse und der Temperaturen gegenüberstellt. Am Energieumsatz ist natürlich der obere Astraum am stärksten beteiligt. Diese Bestandsschicht hat bei noch relativ großer Pflanzenmasse eine sehr große Tagesvariation der Temperatur. Die darüber liegende Schicht im unteren Wipfelraum hat demgegenüber zwar die stärksten Temperaturschwankungen, aber bereits ein wesentlich geringeres Wärme-Speicherungsvermögen.

Tab. 29 **Wärmeumsätze in der Luft im Bestandsraum** (mcal/cm²min)

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24 h
	-1.4	-2.2	-1.9	-0.2	0.7	4.5	6.7	6.5	6.0	5.3	4.3	3.6	2.9	0.5	-0.2	-1.0	-2.6	-3.8	-6.2	-7.9	-3.1	-5.1	-3.1	-2.2	

Die Gegenüberstellung von P_p und P_l in Abb. 48 zeigt, daß natürlich P_l wegen der geringeren Wärmekapazität der Luft zu allen Tageszeiten weit unter den Wärmeumsätzen in der Pflanzenmasse blieb. Für die Auslösung der mikrometeorologischen Erscheinungen, wie Taufall und Nebelbildung, haben die 6—8 mcal/cm²min jedoch zu Beginn des Abends eine ge-

23. Änderungen des Wärmegehaltes der im Bestandsraum eingeschlossenen Luft (P_l)

Mit der Erwärmung oder Abkühlung der Pflanzenmasse geht eine Änderung des Wärmegehaltes der Luft im Bestandsraum einher. Diese Änderungen sind, gleichwie ob sie durch Wärmeübergang von den Pflanzenoberflächen aus dem Strahlungsumsatz herrühren oder durch Konvektion und Advektion in den Bestandsraum hineingebracht wurden, in die Bilanzgleichung einzubeziehen.

Die Änderungen des Wärmegehaltes $\Delta P_l / \Delta t$ zwischen den Terminen t₁ und t₂ ergeben sich aus

$$P_{l,1} - P_{l,2} = c_p H (\bar{\varrho}_1 \vartheta_1 - \bar{\varrho}_2 \vartheta_2) / \Delta t \quad [\text{cal/cm}^2 \text{min}]$$

$\vartheta_{1,2}$ sind die Mitteltemperaturen der im Bestande eingeschlossenen Luft, $\bar{\varrho}_{1,2}$ die zugehörigen Luftdichten, c_p die spezifische Wärme der feuchten Luft und H die Höhe des Bestandsraumes. Für eine 1 Meter hohe Luftschicht beträgt P_l in Abhängigkeit von folgenden stündlichen Änderungen der Mitteltemperatur $\Delta\vartheta$:

0.1	1.0	5.0 °C/h
0.5	5.0	30 mcal/cm ² min.

In einer Grasschicht von 20 cm Höhe sind die Wärmevorratsänderungen für die Energiebilanz nicht von Belang. F. Krügler (65) stellte bei nächtlichen Wärmehaushaltsmessungen fest, daß die Energieabgabe einer 50 cm hohen Luftschicht in und über Gras stets weniger als 0.002 cal/cm²min betrug, weil die Abkühlung der Luft stets unter 0.1 Grad/min blieb. Bei einem Hochwald mit einer Baumhöhe von 40 Metern und einem in den Übergangsstageszeiten durchaus vorkommenden Wert $\Delta\vartheta = 2-3^\circ \text{C/h}$ nimmt P_l = 0.01 cal/cm²min an, d. h. die Größenordnung der Energie, die für die Kondensation des Wassers bei der nächtlichen Taubildung aufzuwenden ist.

Für die 5 m hohe Luftschicht in dem Fichtenwalde ergaben sich unter Zugrundelegung der aus den Iso-plethendiagrammen abgeleiteten und in Tab. 12 wiedergegebenen Mittel aus

$$P_l \approx 25 \cdot 10^{-4} \Delta\vartheta$$

die Werte der Tab. 29 (Mittel 29. 6. — 7. 7. 1952).

wisse Bedeutung. Bei Sonnenuntergang entsprach die Größe P_l ungefähr der Wärmeabgabe vom Boden. Im übrigen entspricht der Tagesgang dem Kurvenverlauf der Abb. 17, welche die stündlichen Änderungen der mittleren Lufttemperatur im Bestande enthält, woraus ja die Werte berechnet sind.

24. Der Wärmestrom im Boden (B)

Die Wärmekapazität der Volumseinheit eines natürsänderungen abgeleitet worden, weil die Verteilung der Bodentemperatur, der Bodenfeuchte und des Raumgewichtes vorliegen und über die spezifische Wärme des trockenen Bodens passende Annahmen gemacht werden konnten.

Aus Tabelle 14 wurden die stündlichen Änderungen der Bodentemperatur $\Delta\theta_3$ berechnet. Sie betragen in 20 cm Tiefe weniger als $1/10^0$ C. In größeren Tiefen war kein nennenswerter tagesperiodischer Wärmefluß mehr vorhanden. Eine graphische Abschätzung ergab, daß die Meßergebnisse aus 2, 5, 10 und 20 cm Tiefe als Mittelwerte für die nachstehenden Bodenschichten repräsentativ sind:

0 — 3, 3 — 7, 7 — 15 und 15 — 25 cm.

Die Wärmekapazität der Volumeinheit eines natürlichen feuchten Bodens setzt sich zusammen aus der Wärmekapazität der Masse des trockenen Bodens c_t und aus der Wärmekapazität c_w , die durch den Wassergehalt bestimmt ist. Der Wärmeverrat in der Bodenluft ist unbedeutend. Legt man den im Durchschnitt der Tage vom 2. — 6. 7. 1952 herrschenden Bodenwassergehalt zugrunde, so ergeben sich unter Berücksichtigung der Bodenzusammensetzung und bei Annahme der von R. Geiger (47) mitgeteilten spezifischen Wärmen für die einzelnen Bodenschichten nachstehende Werte c_f der Volum-Wärmekapazität für frischen, natürlichen Waldboden:

Schicht	Bodenart	cal/cm ³ grad		
		c_t	c_w	c_f
0—2 cm	Nadelstreu	0.08	0.08	0.16
2—5 cm	Rohhumus	0.15	0.12	0.27
5—7 cm	Rohhumus	0.18	0.26	0.44
10—20 cm	Rohhumus und	0.22	0.30	0.52
20—30 cm	Mineralboden	0.25	0.35	0.60

Tab. 30 Wärmeverratsänderungen im Waldboden (10⁻² cal/cm² h)

Tiefe	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24 h
0—3 cm	-19	-19	-16	-12	-12	4	12	26	35	34	33	38	24	21	8	6	2	-2	-9	-24	-29	-28	-24	-24	
3—7 cm	-40	-34	-33	-32	-39	-20	-3	12	40	56	60	61	57	43	42	23	17	4	0	-12	-34	-51	-36	-42	
7—15 cm	-65	-46	-50	-46	-46	-19	-27	-27	-15	23	38	69	65	73	69	58	58	65	43	15	-4	-19	-34	-43	
15—25 cm	-22	-17	-11	-11	-28	-28	-23	-23	11	11	11	17	17	17	33	33	39	5	45	28	33	23	33	-11	

Bezieht man die Wärmeverratsänderungen auf die Schichtdicke 1 cm, so ist ersichtlich, daß das lockere Streumaterial in der Oberschicht des Waldbodens ihre bevorzugte Stellung gegenüber der Strahlung nicht voll auszunutzen vermochte. Der stärkste Energieumsatz

Tab. 31 Wärmestrom im Waldboden (Mittel 29. 6. bis 8. 7. 52) (mcal/cm² min)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24 h
-24	-19	-18	-17	-21	-10	-6	-2	8	21	22	31	27	26	25	20	19	12	13	1	-5	-13	-10	-16	

Obwohl die oberste Bodenschicht schon seit 5 Uhr früh Wärme aufgenommen hatte, kam es erst ab 8 Uhr, also lange nach dem Auftreten positiver Strahlungssalden, zu einer Energiezunahme des gesamten Bodens von 0 bis 25 cm Tiefe. Hingegen begann die Wärmeabgabe aus den oberen Bodenschichten schon am Spätnachmittage. Zum Energieverlust des gesamten Bodens kam es aber nahezu gleichzeitig mit dem Einsetzen negativer Strahlungssalden. Im übrigen schloß sich der Tagesgang des Wärmestromes in den Boden dem Gang des Strahlungssaldos an; das Maximum der Wärmeeinlagerung trat beim Sonnenhöchststand ein.

Für die Tiefenstufen, in welchen die Temperaturbeobachtungen als Mittelwerte betrachtet werden können, ergab die Interpolation:

Tiefenstufe	0—3	3—7	7—15	15—25 cm
c_f	0.16	0.36	0.48	0.56 cal/cm ³ grad

Bodenschichtung und Wassergehalt führten also zu einem scharfen Vertikalprofil der Wärmekapazität des Waldbodens. Eine Vernachlässigung dieser Tatsache, die in der Literatur vielfach anzutreffen ist — eine Ausnahme machten u. a. T. h. H o m é n (55), J. S c h u b e r t (99), H. S ü r i n g (105) und J. B r a c h t (18) —, würde zu schweren Fehlern in den Beträgen der Bodenwärme führen. Besonders ist es der Wasservorrat, der den Wärmehaushalt des Bodens stark beeinflusst.

Das Befeuchten führt zu einer Änderung des Reflexionsvermögens der Oberfläche, für das A. B a u m g a r t n e r (13) Werte angegeben hat; es erhöht die Wärmekapazität des Bodens und die Wärmeleitfähigkeit, und durch Verdunstung wird die Oberflächentemperatur herabgesetzt. D. B r u n t (20) schrieb, „daß kein einfaches Taschenrezept alle die Möglichkeiten beherrschen kann, die aus dem verschiedenen Grade der Feuchtigkeit der vielen Bodenarten entspringen, da die Effekte außerordentlich komplexer Natur sind“.

Im Interesse genauer Wärmehaushaltsbestimmungen sollten mehr experimentelle Untersuchungen der Wärmekapazität natürlicher Böden durchgeführt werden.

Im Mittel für den Zeitraum 29. 6. — 9. 7. 1952 erhält man für die einzelnen Bodenschichten die in Abb. 30 angegebenen stündlichen Änderungen des Wärmeverrates im Boden.

war am Grunde der Streuauflage zu finden.

Durch Integration über die gesamte Bodenschicht 0—25 cm, in der sich der tagesperiodische Wärmestrom abspielte, ist Tabelle 31 berechnet worden.

In der Tagessumme steht einem Wärmegewinn von 13.5 cal/cm² ein Wärmeverlust von 9.66 cal/cm² gegenüber. Um den nächtlichen Wärmeverlust zu ersetzen, bedurfte es des Wärmestromes bis zum frühen Nachmittag. Die interdiurne Wärmespeicherung betrug rund 4 cal/cm². Von den 634 cal/cm² aus dem Strahlungssaldo, die für die Wärmeumsätze im Laufe eines Tages aufgewendet werden konnten, entfielen für den Umsatz im Waldboden rund 23 cal/cm², d. h. 4%. Von dem positiven Saldo in Höhe von 605 cal/cm² sind tagsüber nur 2% in den Boden eingelagert worden. Bezieht man die vom Boden aufgenommene Wärme auf

den Strahlungssaldo der Bodenoberfläche, der rund 45 cal/cm² ausmachte, — davon wurden nachts etwa 5 cal/cm² wieder abgegeben —, so ist erkenntlich, daß die Einlagerung nur 1/3 der an der Bodenoberfläche umgesetzten Strahlung beanspruchte. Die restlichen 30 cal/cm² dienten zur Verdunstung aus dem Waldboden oder zur Erwärmung der Luft im Bestandsraum. Die natürliche Verdunstung des Waldbodens konnte also aus energetischen Gründen kaum mehr als 1/2 mm je Tag betragen.

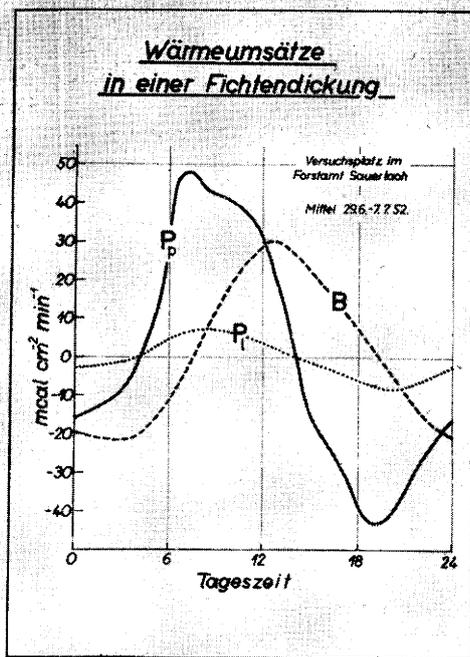


Abb. 48
Wärmeumsätze im Bestandsraum und im Waldboden der Fichtendickung.
B = Wärmestrom im Boden
P_p = Wärmestrom in der Pflanzenmasse
P_l = Wärmestrom in der Luft im Bestandsraum.

Abb 48 ermöglicht einen Vergleich von B mit P_p und P_l. Am Abend wuchs der Wärmestrom aus dem Boden noch an, als Pflanzenmasse und Bestandsluft ihre maximale Wärmeabgabe längst überschritten hatten. Dem Betrage nach wurde B von P_p meist übertroffen! Aus der Summe von B + P_p + P_l erklärt sich nun zwanglos das Zustandekommen des positiven Strahlungssaldos während der ersten Nachthälfte im Stammraum und in der Nähe der Bodenoberfläche. Infolge der Phasenverschiebung kompensierten oder summierten sich zeitweise B und P_p + P_l. Darin liegt die Schwierigkeit, den Wärmehaushalt in zeitlich festbegrenzte Tages- und Nachtabschnitte aufzuteilen. Der Vorzeichenwechsel von Wärmeeinnahme und -abgabe erfolgt bei den drei Komponenten zu verschiedenen Zeiten. Um nicht gegenseitig abhängige Vorgänge auseinanderreißen zu müssen, ist es sinnvoller und zweckmäßiger, solche Zeitabschnitte zusammenzufassen, in denen alle Variablen gleiches Vorzeichen besitzen. Das ist nach Mitternacht der Fall.

Leider lassen sich nur wenige Arbeiten anderer Autoren heranziehen, um festzustellen, welche Anteile aus dem Strahlungssaldo in Abhängigkeit von der Art der Bodendecken in den Boden gelangen und welche Stellung hierbei der Wald einnimmt. Für eine nackte Oberfläche berechnete W. Schmidt (95), daß von der gesamten zugeführten Strahlung folgende Beträge (‰) in die Erde transformiert werden:

Granit	Fels	Sandboden	Eis	Schnee	Schneewasser	Meer
72	64	63	51	16	39	99.6%

Obwohl passende Austauschwerte angenommen sind, gehen diese Zahlen (Vgl. auch die darauf beruhende Abb. 67 bei R. Geiger (47)) an den natürlichen Verhältnissen teilweise weit vorbei, weil die Verdunstung außer acht gelassen ist. Unter natürlichen Verhältnissen fand Th. Homén, daß während der täglichen Erwärmungsperiode aus dem Strahlungssaldo (490 cal/cm²) in den Boden eingelagert worden sind:

Granit	Sandheide	Moor
42	19	9 (‰)

Zur Verdunstung sind bei Granit 0, bei Sand 14 und beim Moor 48‰ angewandt worden. Zwischen dem theoretischen Befund W. Schmidt's und den empirischen Werten klafft eine große Lücke. Sie ist aber nicht allein durch Beachtung der Verdunstung zu schließen, sondern erst bei Berücksichtigung des Einflusses der Bodenbedeckung. F. Albrecht (3) gab an, daß im Sandfeld bei Potsdam im Juni 1903 bei dem mittleren positiven Strahlungssaldo von 207 cal/cm² durchschnittlich 70 cal/cm² = 33‰ je Tag vom Boden aufgenommen worden sind. Von den 70 cal/cm² waren am nächsten Tage nur noch 18 cal/cm², d. s. 11‰ der Strahlungssumme des gesamten Tages (160 cal/cm²) als Erhöhung des Wärmeverrates im Boden festzustellen. Für eine Wiesenfläche fand E. Frankenberger (38) bei Hamburg in der Zeit von 7—14 Uhr als eingelagerte Bodenwärme 14‰ des Strahlungssaldos und M. Franssila (39) bei Pälkäne tagsüber 15—28‰ der zur gleichen Zeit umgesetzten Strahlung. Aus diesen Angaben und aus Tabelle 32 geht deutlich hervor, daß bei niederen Pflanzenbeständen oder vor allem bei pflanzenfreien Böden ein kräftiger Wärmestrom im Boden existiert als im Walde. Der Wärmeumsatz in dem von J. Schubert (99) untersuchten Kiefernwald war tagsüber etwa 1/3 und in der hier betrachteten natürlichen Fichtenverjüngung (vgl. Tab. 31) sogar nur rund 1/5 so groß als in den Wiesenböden.

Tab. 32 Tagesgänge des Wärmestromes an heiteren Hochsommertagen in verschiedenen Bodenarten unter verschiedenen Bodendecken (mcal/cm² min).

	0-1	3-4	6-7	9-10	12-13	15-16	18-19	21-22 h
Potsdam, nackter Sand	-70	-63	26	157	165	39	-84	-84
Leipzig, lehmig, Rasen	-65	-40	63	155	105	-3	-57	-77
Pälkäne, Humus, Gras	-72	-56	33	127	137	76	15	-67
Eberswalde, Sand, Gras	-95	-55	15	160	130	25	-85	-85
Eberswalde, Sand, Kiefernwald	-50	-15	5	55	50	5	-30	-25

Autoren: Potsdam, F. Albrecht (3), Leipzig, J. Bracht (18), Pälkäne, M. Franssila (39), Eberswalde, J. Schubert (99).

In Tabelle 33 ist der Anteil des Wärmestromes im Boden unter verschiedenen Bodendecken als Funktion des Strahlungssaldos S abgeschätzt. Dabei ist vorausgesetzt, daß die Böden ähnlich und die über den Bodendecken gemessenen Strahlungssalden S bei allen Bodendecken gleich und = 100‰ seien. Mit S_B sind die in der Bodendecke an der Bodenoberfläche herrschenden Strahlungssalden bezeichnet. Bei nacktem Boden ist S = S_B = 100‰. Die erste Zahlenspalte gibt S_B in Prozenten von S an. Das im Innern des Bestandes auftretende Strahlungssaldo ist natürlich umso kleiner je stärker die Überschildung ist. Der in der zweiten Zahlenspalte angeführte Anteil des Wär-

mestromes im Boden, bezogen auf den Strahlungssaldo über dem Bestand, beträgt je nach Pflanzenart 2—30%. Dem Betrage nach ist der Wärmestrom in den Böden am größten, deren Oberfläche am wenigsten über-schirmt ist. Aus der dritten Spalte geht jedoch hervor, daß der Nutzeffekt des Strahlungssaldos der Boden-oberfläche für den Wärmestrom im Boden mit dem Überschirmungsgrad zunimmt.

Tab. 33 Anteil des Wärmestromes im Boden (%) am Strahlungssaldo bei verschiedenen Bodendecken.

Bodendecken	S _B (%)	Anteil des B (%)	
		an S	an S _B
nackter Boden	100	15—30	15—30
Weidewiese	30—80	15	20—35
Getreidefeld	10—30	10	25—35
langes Gras	5—10	5	30—40
Wald	5	2—3	30—45

Beim nackten Boden wird die gesamte Strahlung an der Bodenoberfläche umgesetzt. Dadurch überwärmt sie sich tagüber stark und verliert viel Energie durch Konvektion und Verdunstung. Bei niederen Bodendecken ist der Strahlungssaldo an der Bodenoberfläche verringert. Wärmeübergang und Verdunstung erfolgen zum Teil in der angehobenen „aktiven Oberfläche“, zum Teil noch an der Bodenoberfläche. Im Walde fehlen nahezu konvektiver Ab- und Zufluß sowie direkte Verdunstung aus dem Boden, so daß ein größerer Teil der am Waldboden umgesetzten Strahlung dem Boden zugute kommt.

Man möchte meinen, der Wärmeumsatz im Boden wäre hinreichend bekannt, da es ja einfach ist, die Bodentemperatur zu messen und dies auch an zahllosen Stellen geschieht. Aber leider wird der Schritt von der Temperaturmessung zur Berechnung des Wärmestromes im Boden so selten begangen, daß heute noch die Ergebnisse Homéns, die vor 70 Jahren vorgelegt worden sind, als Quellenmaterial immer wieder benutzt werden müssen. Das elegante mathematische Problem der Temperatur- und Wärmeleitung wurde ausgeschöpft, aber an der empirischen Bestimmung der zwei Parameter Wassergehalt und Wärmekapazität der Trockensubstanz des Bodens, die notwendig sind, um B ableiten zu können, ist man vorbeigegangen. Daher steht auch jetzt noch das Problem des Wärmefflusses im Boden unter verschiedenen Bodendecken weit offen.

25. Wärmeumsätze beim Stoffwechsel der Pflanzen (K)

Bei der Photosynthese wird in den grünen Farbstoffkörpern (Chloroplasten) der Assimilationsorgane der Pflanzen von dem aus der Luft entnommenen Kohlendioxyd und dem Wasser des Saftstromes Glukose nach der Reaktionsgleichung (103)

$$6 \text{ Mol } \text{CO}_2 + 6 \text{ Mol } \text{H}_2\text{O} + 700 \text{ kcal} \rightarrow 1 \text{ Mol } \text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + 6 \text{ Mol } \text{O}_2$$

gebildet. Die Bindungsenergie wird direkt aus der Strahlung entnommen. Neben der Photosynthese läuft ständig die Photolyse einher, bei der Pflanzenzucker über Zwischenformen zu CO₂ und Wasser abgebaut und eine Wärmetönung (Atmungswärme) verursacht wird. Die aus dem Stoffwechsel der Pflanzen sich ergebenden Wärmeumsätze führen also auf einen Saldo aus der zur Photosynthese aufgewendeten Strahlung und der bei der Respiration von CO₂ freigegebenen Wärme.

25.1. Energiebedarf der Assimilation

Zur Abschätzung des Betrages der Strahlung, die am Tage zur Assimilation verwendet wird, kann man sowohl von der gebildeten Kohlehydratmenge als auch

von der CO₂-Aufnahme bzw. von dem freigegebenen Sauerstoff ausgehen. Der Saftstrom ist ungeeignet, da dieser zum größten Teil bei der Transpiration unge-nützt die Pflanze verläßt.

a) Nach H. Lundegardh (70) beträgt die stündliche Stoffproduktion von in der Sonne stehenden Pflanzen 1.25 g/m². Nach der Reaktionsgleichung sind zur Erzeugung von 1 g Glukose rund 4 kcal erforderlich, also für die 1.25 g etwa 0.01 cal/cm² min. Aus der Globalstrahlung, die zur Mittagszeit eines Sommertages ca. 1.3 cal/cm² min beträgt, werden von den Pflanzen etwa 1 cal/cm² min absorbiert. Der Energieverbrauch bei der Assimilation zur Mittagszeit ist also mit 1% der Sonnenstrahlung anzusetzen. In den Morgen- oder Nachmittagsstunden ist der prozentuelle Anteil jedoch viel höher. Der mittlere tägliche Energieaufwand läßt sich auf ähnliche Weise berechnen. P. Filzer (31) und H. Walter (118) gaben an, daß die landwirtschaftlichen Kulturpflanzen und die meisten Baumarten während einer Vegetationszeit zwischen 0.5 und 1 kg/m² ≈ 0.1 g/cm² Trockenmasse erzeugen. Die Vegetationszeit erstreckt sich bei Getreide über 130, bei Hackfrüchten über 150 und bei Bäumen über 170, also rund über 150 Tage. Je Tag wird durchschnittlich an 10 Stunden voll produziert, so daß 10⁻⁶g/cm² min gebildet werden, was 0.005 cal/cm²min (Heizwert des Stoffes) gleichkommt.

b) Der Weg über die CO₂-Aufnahme je Blattflächeneinheit führt gegenüber dem obigen Befund zu scheinbaren Widersprüchen, weil die Bestimmung der Bezugsfläche nicht eindeutig ist. H. T. Brown und F. Escombe (19), H. Lundegardh (70), B. Huber (59) u. a. fanden unter natürlichen Verhältnissen an heiteren Tagen eine CO₂-Assimilation von 0.2—0.3 mg CO₂/h m² Blattfläche = 10⁻⁷ Mol CO₂/cm² min. Aus der Reaktionsgleichung ergibt sich, daß es zur Bildung von 1 Mol CO₂ einer Energie von annähernd 1.2 · 10⁵ cal (1 g CO₂ = 2²/₃ kcal) bedarf, so daß als Wärmeaufwand 0.012 cal/min cm² Blattfläche anzusetzen sind.

Nach R. Geiger (47) und nach Messungen von H. M. Bolz (16) treffen je cm² Erdoberfläche 20—40 cm² assimilationsfähige Oberfläche. Zu niedrigeren Zahlen führt folgende überschlägige Rechnung: Für Laub- und Nadelbäume mit einem Bestandsalter von 40—50 Jahren fanden Hartig und H. Burger, zitiert von H. Polster (81), eine Blattmasse von 5000—40 000 kg/ha, wonach man für Laubwald rund 0.1 g/cm² und für Nadelwald rund 0.3 g/cm² annehmen darf. H. Polster gab als Umrechnungsfaktoren von 1 g Frischgewicht auf 1 cm² Blattfläche Werte zwischen 50 und 150 an. Demnach entsprechen im Laubwald einer horizontalen Oberfläche von 1 cm² rund 12 cm² Blattfläche, im Nadelwald rund 20 cm² Nadeloberfläche. Diese Oberfläche darf man aber nur zu einem Teil in Rechnung stellen, weil die Schattenblätter und die Blattunterseiten nur wenig oder gar nicht assimilieren. Schon bei Annahme einer zehnfachen Ausdehnung der assimilierenden Oberfläche kommt man über die Kohlen-säure-Bilanz auf einen Wärmeverbrauch von 0.1 cal/cm² min! Der Betrag in Höhe von 10% der Gesamt-absorption ist sicherlich zu groß, weil er in der Energiebilanz in den Morgenstunden hätte erkennbar sein müssen. Selbst eine 3- bis 5fache Oberflächenvergrößerung erscheint schon hoch.

Zu vernünftigeren Werten führt eine Ableitung aus der Jahresstoffproduktion. Für ein Kartoffelfeld, das mit Kraut und Knollen einen Jahresertrag von 0.7 kg/m² abwirft, (v. Borries (17) erhielt ca. 3.8 kg/m²), berechnete M. Woelfle (123) als mittlere tägliche Netto-Assimilation zwischen Mai und September 11 g CO₂/m²d. Dabei war zugrunde gelegt, daß die Trok-kensubstanz pflanzlicher und tierischer Stoffe etwa

50% Kohlenstoff enthält. Zur Bildung von 1 g Trokensubstanz sind — bei Berücksichtigung der Atomgewichte $C = 12, O = 16, — \frac{0.5 \cdot 44}{12} = 1.83 \text{ g CO}_2$ erforderlich. 11 g $\text{CO}_2/\text{m}^2\text{d}$ entsprechen etwa $\frac{1}{6} \cdot 10^5 \text{ g CO}_2/\text{cm}^2\text{min}$, woraus man den mittleren Wärmebedarf der Assimilation zu $0.005 \text{ cal}/\text{cm}^2\text{min}$, wie weiter oben, erhält. Als wahrscheinliche obere Grenze des Wärmebedarfs der Assimilation sind $0.03 \text{ cal}/\text{cm}^2\text{min}$ anzusehen, wenn man die Maximalwerte der Assimilation von Kostytschew, die B. Huber (58) mit $0.75 \text{ mg CO}_2/\text{cm}^2\text{h}$ angegeben hat, einsetzt.

Der Tagesgang der Assimilation hängt u. a. von der

photochemisch wirksamen Lichtmenge, vom CO_2 und von der physiologisch geregelten Öffnung der Stomata ab. Der Tagesgang der Spaltöffnung und zuweilen das völlige Schließen der Spalten haben bedeutende Folgen für den Wärmehaushalt eines Bestandes. Die mittägliche Assimilationsbremse durch Verengung der Spalten erfolgt zu dem Zeitpunkt, in dem sich aus der Strahlung der größte Energieanfall und in der Luftfeuchte das stärkste, verdunstungsfördernde Sättigungsdefizit einstellt. Die Verminderung der Transpiration hat eine Verlagerung der umgesetzten Energie von dem Verdunstungsmitglied auf B, P und vor allem auf L (Konvektion) zur Folge.

Tab. 34 Tagesgang des Energieumsatzes beim Stoffwechsel der Pflanzen (mcal/cm²min).

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24h
5	5	5	5	0	-3	-4	-5	-6	-7	-7	-6	-4	-4	-4	-5	-5	-4	-3	-2	8	7	6	6	

25. 2. Wärmeabgabe bei der Respiration

Im Gegensatz zur Assimilation, die sich am Tage in den obersten Stockwerken des Bestandes vollzieht, ist die Respiration auch nachts und im ganzen Bestandsraum wirksam.

Unter Annahme des von H. Lundegardh (70) angegebenen nächtlichen Substanzverlustes von Kartoffelblättern bei 10°C mit $60 \text{ mg}/\text{h m}^2$ Blattfläche leitete H. M. Bolz (16) einen Wärmegewinn von rund $0.0003 \text{ cal}/\text{cm}^2\text{min}$ ab. Da aber bei der nächtlichen Atmung auch die Schattenblätter beteiligt sind, muß man die Oberflächenvergrößerung 10—20fach ansetzen, so daß sich als Energiegewinn aus der nächtlichen Pflanzenatmung 0.005 bis maximal $0.01 \text{ cal}/\text{cm}^2 \text{ min}$ ergeben können. Das sind bis zu 10% der nächtlichen Strahlungssalden. W. Tranquillini (114) hat für den Betrag der Respiration bei Versuchen im Hochgebirge nachts etwa $\frac{1}{5} — \frac{1}{10}$, tagsüber ca. $\frac{1}{3}$ der Netto-Assimilation zur Mittagszeit gefunden. Die Atmung wächst mit der Temperatur. Die Atmungswärme ist daher in warmen Nächten größer als in kühlen.

Die Botaniker haben die Atmung als temperaturerhöhenden Effekt vielfach im Freien beobachten können. B. Huber (58) hat darüber eingehend berichtet. H. T. Brown und F. Escombe (19) veranschlagten die hervorgerufenen Übertemperaturen von Blättern auf 0.02°C . H. M. Bolz (16) beobachtete im Ährenbereich eines Getreidefeldes nachts eine Übertemperatur von 0.9°C , die wahrscheinlich auf Atmung zurückzuführen ist.

Neben der Atmung der Assimilationsorgane ist die Rindenatmung unbedeutend. Die am und im Boden bei den Zersetzungs Vorgängen freiwerdende Wärme ist bedeutsamer. W. Schumacher (zitiert in (123)) gibt an, daß der Boden stündlich $200—500 \text{ mg CO}_2/\text{m}^2 \text{ h}$ ausscheidet, das ist das 3—4fache der Blattatmung. Die freiwerdende Wärme entspricht also nahezu dem Energiebedarf der Assimilation. Denkbar wäre, daß die bei der Zersetzung kompakter Laub- und Nadelstreudecken umgesetzte Energie sich in einem günstigen Zeitpunkt im Temperaturprofil des Bodens erkennen läßt.

Der Tagesgang des Wärmeumsatzes beim Stoffwechsel der Pflanzen ist in Tabelle 34 größenordnungsmäßig wiedergegeben. Es ist festzustellen, daß Assimilation und Respiration zu keiner Tageszeit höhere Energiebeträge umsetzen, als die Unsicherheit in der Bestimmung der Hauptwärmehaushaltsglieder S, B, L und V in die Energiebilanz hineinbringen.

26. Wärmeumsätze bei Niederschlägen

Die Energie, die bei Niederschlägen der Erdoberfläche zugeführt oder entzogen wird, ist im Vergleich

zur Strahlungsleistung gering. Sie hängt von der Niederschlagsmenge und von dem Temperaturunterschied der Hydrometeore gegenüber dem Bestande ab und ist tages- und jahreszeitlich bedingt. Um 1 mm Regen um 1 Grad zu erwärmen, sind $0.1 \text{ cal}/\text{cm}^2$ aufzuwenden. Das ist an einem Sommermittag die Sonnenstrahlung einer Zehntel-Minute. Die Niederschläge kommen im Sommer kühler, in den Übergangsjahreszeiten teils kühler, teils wärmer als die Bodenoberfläche an. Im Jahresmittel dürfte noch ein gewisser Betrag übrigbleiben, der notwendig ist, um die Hydrometeore an die Unterlage anzugleichen. Rechnet man für die Vegetationszeit mit einer Unterkühlung des Regens um 2°C , so würden bei einer Niederschlagsmenge von 500 mm etwa 0.1 kcal in die Energiebilanz einzusetzen sein. Bezogen auf den Tag und die Strahlungsleistung ist dies ein kleiner Betrag.

Jedoch haben selbst kurzfristige Regen im Sommer für den Tagesgang des Wärmehaushalts einige Folgen. Bei einem Gewitterregen von $10 \text{ mm}/\text{h}$ und einer Temperaturdifferenz von 5°C werden dem System Bestand + Boden bei vollständiger Wasseraufnahme rund $0.08 \text{ cal}/\text{cm}^2 \text{ min}$ entnommen. Da dem Regen gewöhnlich eine Abschattung der Bezugsfläche voraus- und nachgeht, sind 80 mcal für mikrometeorologische Vorgänge nicht unbedeutend. Empfindlicher wirken sich allerdings die Nebenerscheinungen eines Regens aus. 10 mm Regen erhöhen die Wärmekapazität der oberen Bodenschicht um 1 cal, was sich nach dem Regen in einem verzögerten Temperaturanstieg äußert. In der Regel wird jedoch — prozentuell sehr viel bei geringen Niederschlagsmengen — ein Teil des Niederschlagswassers an den Pflanzen hängenbleiben (Interception). Nach F. Delfs (25) sind dies bei Neubenetzung durch 10 mm Regen in einem jungen Fichtenbestand etwa 5 mm. Zur Verdunstung dieser Interception sind aber 300 cal erforderlich, entsprechend einer vollen Sonnenstrahlung von rund 5 Stunden Dauer. Verglichen mit dem Einfluß der Wassertemperatur des Regens ist also die Nachwirkung des Regens durch Beanspruchung der Verdunstungswärme ungeheuer groß.

27. Der vertikale Wärmestrom in der Luft und die Energieumsätze bei Verdunstung, Transpiration und Taubildung

Aus der Energiebilanz

$$S + B + P = - (L + V)$$

ließen sich nunmehr die in Tabelle 35 wiedergegebenen Werte für die Summe von L und V berechnen.

Tab. 35 Tagesgang von L + V und B + P
(mcal/cm² min)

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12h
L+V	22	23	14	34	-7	-118	-259	-498	-715	-854	-1030	-1093	
B+P	40	34	31	19	16	-22	-46	-51	-57	-68	-65	-70	
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24h
L+V	-1119	-1082	-950	-855	-636	-402	-156	-54	11	18	29	26	
B+P	-55	-36	-9	7	10	18	38	49	48	47	32	29	

Aus der Tabelle ist ersichtlich, daß die umgesetzte Strahlung überwiegend für die Wasserdampfumsätze und für den vertikalen Wärmestrom angelegt wurde. B, P und K zusammen ergaben nicht einmal 10% des Gesamtumsatzes. Lediglich in der Nacht waren sie ein wesentlicher Bestandteil, weil sie den langwelligen Strahlungsumsatz mitbestimmten und, infolge der stabilen Schichtung der Luft, es weder zu einer Verdunstung noch zu horizontalem oder vertikalem Wärmetransport kam. Am späten Nachmittag (15—19 h) führte die Abgabe der im Bestande angesammelten Energie dazu, daß L + V den Wert des Strahlungssaldos überstieg. Ob dieser Beitrag des Bestandes zur Energiebilanz sich in der Aufrechterhaltung der Konvektion oder bei der Verdunstung äußerte, läßt sich nicht entscheiden. Ein ähnlicher Vorgang spielte sich am frühen Morgen zwischen 4 und 5 Uhr ab. Der Waldboden verlor um diese Zeit mehr Wärme, als durch Strahlung an der Bestandsobergrenze abgeführt worden ist. Der Differenzbetrag von ca. 9 mcal/cm²min wurde durch den leichten Beschlag an der Bodenoberfläche abgefangen.

Der geringe Energieanteil aus dem Strahlungssaldo, der dem Bestand zukommt, besagt auch, daß aus dem Energieumsatz am Tage für den Energieumsatz der Nacht im Bestande nur wenig gespeichert wird. Energetisch ist die Nacht keineswegs ein Äquivalent zum Tage in dem Sinne, daß die Nacht das verbraucht, was am Tage hereinkommt — wie man es vielleicht aus den Tagesschwankungen der Temperaturen und aus vielen Lehrbüchern der Meteorologie herauslesen könnte. Das, was am Tage an Energie in den Bestand hineingeht, wird am Tage zur Arbeitsleistung bei der Verdunstung und Transpiration verbraucht oder im vertikalen Wärmestrom an die freie Atmosphäre abgegeben. Nur ein Bruchteil wird über die Speicherung in Boden und Bestand der Nacht zur Verwirschaftung überlassen.

27. 1. Der vertikale Wärmestrom in der Luft (L)

Durch die Bezugsfläche über dem Bestande fließt Wärme aus zweierlei Ursachen an die freie Luft ab oder dem Walde zu: a) durch thermische (= freie) Konvektion, bei der Luftkörper entsprechend dem Temperaturgefälle ihrem Auftrieb folgen oder absinken und b) durch den dynamisch bedingten Massenaustausch. Die freie Luft greift turbulent von oben her in den Bestandsraum ein, gibt ihre thermischen Eigenschaften in Turbulenzelementen ab und nimmt in solchen die thermischen Eigenschaften der Bestandsluft mit.

Im Hinblick auf die Auswirkungen ist eine Unterscheidung zwischen dynamischem und thermischem Austausch nebensächlich, aber bei Anwendung des aus dem Windprofil abgeleiteten Austauschkoeffizienten zur Berechnung des vertikalen Wärmestromes sind beide Vorgänge auseinanderzuhalten. Nach L. Prandtl (84) „kann man bei Konvektion und horizontaler Luftbewegung annehmen, daß, wenn zwei Ursachen vorhanden sind, der wirklich eintretende Austausch ungefähr mit dem größeren von den beiden Austauschbeträgen übereinstimmt. Bei Hinzukommen einer Schubspannung richtet sich der Austausch in der bo-

dennahen Zone nach der Schubspannung, in höheren Schichten aber nach der Wärmekonvektion“. Durch den Prandtl'schen Reibungsansatz werden nur die durch Reibung der Strömung an der Grenzfläche bedingten Mischungsvorgänge beschrieben. Die freie Konvektion folgt einem anderen Gesetz. Die freie Konvektion bedingt, daß der aus dem Impuls abgeleitete Austauschkoeffizient A_m sich vom Austauschkoeffizienten für Wärme A_θ unterscheidet. E. Frankenger (35), (36) hat nachgewiesen, daß das Verhältnis A_m/A_θ von der Höhe über dem Boden abhängt. A_m und A_θ weichen um so mehr voneinander ab, je höher die Bezugsschicht von der Bodenoberfläche entfernt ist. In der bodennahen Schicht kann nach H. Lettau (67) $A_m = A_\theta = A$ gesetzt werden. Der Übergang von der erzwungenen zur freien Konvektion hängt von dem ineinandergreifen der vertikalen Wind- und Temperaturgradienten ab. A_m/A_θ unterliegt daher dem Tagesgang. Beim Wald dürfte eine Gleichheit von A_m und A_θ in der Reibungsschicht über den Wipfeln anzunehmen sein, weil, wie die relativ hohen A_m -Werte zeigten, die Turbulenz zumindest am Tage in hohem Maße ausgeprägt, also die freie Konvektion herabgesetzt war.

Unter Berücksichtigung, daß die Grenzschichttheorie Mittelwerte voraussetzt, so daß der Differentialquotient durch den Differenzenquotienten

$$\theta'(z) = \frac{\bar{\theta}_1 - \bar{\theta}_2}{z_1 - z_2}, \quad z_2 > z_1,$$

ersetzt werden kann, läßt sich die Konvektionsgleichung für den allgemeinen Fall in expliziter Form schreiben:

$$L = - \frac{c_p \rho u_a^* l_a \bar{\theta}'}{(1+x)^2} = \frac{c_p \rho x^2 (\bar{u}_{a,2} - \bar{u}_{a,1}) (\bar{\theta}_1 - \bar{\theta}_2)}{(\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d})^2 \cdot (1+x)^2}$$

$\bar{u}_{a,1,2}$ und $\bar{\theta}_{1,2}$ sind zeitliche Mittelwerte.

Alle Terme ergeben darin positive Zahlenwerte, es wird also um so mehr Wärme vertikal quer zur Strömung transportiert, je stärker Wind- und Temperaturgradienten ausgebildet sind. Die Formel entspricht einer 1939 von W. Thornthwaite und B. Holzman (11) abgeleiteten Beziehung. Sie ist durch die Hereinnahme des von H. Lettau angegebenen Terms $(1+x)^2$ sowie durch die Nullpunktverschiebung d erweitert und in ähnlicher Form von U. Berger-Landefeldt (15) angewendet worden.

Durch Verwendung der in den Abschnitten 11 und 21 berechneten Temperaturgradienten und Austauschkoeffizienten ergaben sich für die aufwärts gerichtete Konvektion und damit für die Verdunstung als Restglied aus der Energiebilanz tagsüber die in Tabelle 36 angegebenen Werte.

Tab. 36 **Wärmeumsätze bei Konvektion und Verdunstung tagsüber an einem heißen Hochsommertag im jungen Fichtenwald (Mittel 29. 6. — 8. 7. 52)**
(mcal/cm²min)

	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17h
L	-58	-317	-347	-360	-368	-381	-370	-341	-271	-136	
V	-440	-398	-507	-670	-725	-738	-712	-609	-584	-499	

Demnach wuchs die Konvektion schon am frühen Morgen steil an, um tagsüber in etwa gleicher Größenordnung zu bleiben. Am späten Nachmittage lief der Wärmefluß langsam aus. Beim Gang der Verdunstung ist zu erkennen, daß am Morgen zunächst der Tau auf den Bäumen zu beseitigen war. Insgesamt waren hierfür etwa 15 cal (= 0.3 mm Tau) innerhalb des Zeitraumes von 6—8h früh aufzuwenden, das sind rund 0.13 cal/cm²min oder ein Drittel der währenddessen angefallenen Strahlungssumme. Aus dem Rückgang der Wärmeumsätze für die Verdunstung um 8—9h ersieht man das Ende des Abtauens und zugleich, daß die Transpiration erst von da ab richtig in Gang gekommen war. Der Tau ist ein wesentlich flüchtigeres Wasser als das Wasser der Transpiration, das den stomatären Transpirationswiderstand zu überwinden hat. Obwohl die Witterung Dürrecharakter trug, stellte sich die mittägliche V-Depression kaum ein.

Die Nachtwerte führten nicht in gleicher Weise zu einem diskutierbaren Ergebnis. Aus thermischer Schichtung und dem Austausch war ein Wärmestrom bis zu 0.25 cal/cm²min zu berechnen, der jedoch auf Grund des Strahlungssaldos und des Verhaltens der übrigen Größen in der Energiebilanz nicht möglich ist. Der Grund für das Versagen liegt nicht an der Theorie, sondern daran, daß sich der Massenaustausch nachts innerhalb der Schicht in 5—10 m Höhe weniger nach den Regeln der Turbulenzreibung, als vielmehr durch konvektive Umlagerungen vollzogen hatte, wobei die Zahl der Austauschelemente gering, die Austauschkörper jedoch groß waren. Ein solcher Austausch ließe sich nur durch Austauschkoeffizienten beschreiben, die um mehr als eine Zehnerpotenz geringer als die berechneten sind. Zu einer ähnlichen Feststellung kam kürzlich H. Kraus (64) bei Energiebetrachtungen für die Bildung von Strahlungsnebeln. Es dürfte an und für sich prinzipiell unmöglich sein, aus dem Impulsaustausch und den Temperaturgradienten für eine grenzflächennahe Schicht zu allen Tageszeiten reelle Konvektionsdaten abzuleiten, weil zumindest in den Übergangstageszeiten durch die Meßschicht hindurch der Umbau und Aufbauprozess der stabilen und labilen Schichtung wandert, so daß die Voraussetzung der Stetigkeit des Gradienten und des Massen- und Wärmeflusses nicht immer gegeben ist. Die hier durchgeführte Bestimmung der Verdunstung aus der Energiebilanz nach direkter Berechnung der Konvektion aus dem Massenaustausch stellt den ersten Versuch dar, V allein aus dem Wärmehaushalt abzuleiten, ohne eine Zustandsgröße des Wasserhaushaltes in Anspruch genommen zu haben.

Vergleichbare Daten für den Tagesgang der Konvektion liegen wenige vor. Über die Größenordnung des vertikalen Wärmeflusses bei anderen Bodendecken kann nachstehende Zusammenstellung von Ergebnissen anderer Autoren unterrichten (mcal/cm²min):

	Tageszeit										
	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22h
Ikenzüng	+8	+7	-0	-200	-360	-410	-350	-180	-2	+5	+5
Potsdam	+21	+15	-0	-55	-72	-85	-89	-55	-14	+16	+12
Pälkäne	+55	+46	+38	-65	-90	-90	-46	-41	51	96	61

Die an heiteren Sommertagen gewonnenen Daten (Ikenzüng nach H a u d e s Beobachtungen in der Wüste Gobi, bearbeitet durch F. A l b r e c h t, entnommen aus

H. L e t t a u (67), ist ein Beispiel für trockenen Wüstenboden; Potsdam nach F. A l b r e c h t (3) kennzeichnet die Verhältnisse für humiden, nackten Sandboden und Pälkäne nach F r a n s s i l a (39) für langes Gras lassen nur zwischen dem trockenen Wüstenboden von Ikenzüng und den humiden nackten bzw. grasbedeckten Böden von Potsdam und Pälkäne bedeutende Unterschiede erkennen. Es ist jedoch aus einer einfachen Überlegung heraus zu verstehen, daß auch verschiedene Pflanzenbestände ungleiche Konvektion verursachen. Prinzipiell ist dies natürlich eine Folge der Verschiedenheit des Verdunstungsgliedes, aber auch bei ähnlichem Wasserhaushalt ist das möglich. Der vertikale Wärmestrom L wird einestells bestimmt vom Temperaturgradienten, andererseits von der Turbulenz, die eine Funktion der Rauigkeit ist. Die Turbulenz wächst zwar mit der Rauigkeit, sie verkleinert aber dabei zunehmend das thermische Gefälle, so daß man nicht sagen kann, mit zunehmender Rauigkeit steigt auch der vertikale Wärmefluß. Hingegen ist der Temperaturgradient nicht nur von der Turbulenz, sondern vor allem von dem Strahlungssaldo, von der durch Leitung in Boden und Pflanzen abgeführten Wärme und von der zur Verdunstung benötigten Energie abhängig. Die Albedounterschiede und daher die Strahlungssalden von zwei verschiedenen gearteten Oberflächen, z. B. einer Wiese und eines Waldes, sind relativ gering. Gegensätze ergeben sich aber in der Temperaturverteilung durch die Tiefe des Raumes, in der sich der Strahlungsumsatz in fühlbare Wärme vollzieht. Das führt zusammen mit der wirksamen Rauigkeit zu einer flacheren vertikalen Temperaturabnahme über dem Walde und zu schwächerer Wärmeabgabe an die Luft. Dabei ist zunächst über den Anteil der Verdunstungswärme noch gar nichts ausgesagt, die das Ganze zu einem außerordentlich komplexen Problem macht. Zum Beispiel dürfte der geringere Wärmestrom im Boden eine erhöhte Verdunstung des Waldes zur Folge haben. Daß die Aussage über die schwächere Konvektion des Waldes jedoch nicht verallgemeinert werden darf, zeigt eine Beobachtung, die Segelflieger machen können und die O. F u c h s (40) beschrieb: „Wenn nach dem Durchgang von Schauern die Sonne herauskommt, ist über den Wäldern bereits eine starke Böigkeit anzutreffen, während über dem übrigen Lande noch völlige Ruhe der Vertikalgeschwindigkeit herrscht. Das rührt daher, daß das an den Blättern und Nadeln befindliche Niederschlagswasser in das Innere des Waldes abtropft und sich den Vorgängen an der tätigen Oberfläche viel schneller entzieht als über einer niedrigen Bodendecke.“ In Berglagen äußert sich derselbe Prozeß nach längeren Regenfällen vielfach im Rauchen der Wälder, das F. R o ß m a n n (87) beschrieben hat; dessen Erklärung ist jedoch bei stationären Vorgängen aus energetischen Gründen nicht hinreichend. Die Energie wird nicht allein aus der Wärmereserve des Waldes, sondern z. T. aus dem Waldboden und aus dem selbst bei schlechtem Wetter immer noch fort dauernden Strahlungsumsatz im Kronen- und Wipfelraum genommen. Über die Konvektion hat die Art der Bodendecken in gewissen Fällen einen Zugang zur Gestaltung des Wetters und Klimas, indem sie z. B. bei labilen Zuständen den Ausschlag gibt. In der Erforschung der Konvektionsunterschiede sehen wir ein wertvolles Mittel, um die vielumstrittene Frage nach dem Einfluß der Bodendecke auf die Atmosphäre zu erkennen. Aber bis dahin ist noch ein weiter Weg.

27. 2. Horizontaler Massen- und Wärmetransport

In der Turbulenztheorie wird horizontale Homogenität der Strömung und der Schichtung vorausgesetzt. Es sollen also für eine bestimmte Höhe zeitlich und räumlich repräsentative Mittelwerte existieren. Das ist über ausgedehntem ebenen Gelände, gleichförmiger

Oberfläche und gleichem Untergrund dann der Fall, wenn die meteorologische Vorgeschichte überall dieselbe war. Um in diesen Fällen das aus dem Wärmehaushalt stammende individuelle Vertikalprofil der meteorologischen Zustandsgrößen zu verwischen, bedarf es großräumiger Advektionsprozesse, wie z. B. Luftmassenverlagerungen. Da solche über die gewöhnlich erreichbaren Meßhöhen im Mikroklimaraum weit hinausgehen, so äußern sie sich in der Meßschicht nur als Änderung des Wärme- oder Feuchtevorrates, die sich leicht abschätzen läßt.

Im allgemeinen bewirken aber Vegetation und Boden bereits auf kleinem Raume Variationen der Bodenoberflächen- und Lufttemperaturen. Diese ziehen horizontale Massentransporte, sei es durch direkte horizontale Verlagerung, sei es über die freie Konvektion, nach sich. Dabei werden natürlich auch die Eigenschaften der Luft, wie Wärme und Wasserdampf, mitgeführt. Die vorgefundenen Vertikalprofile setzen sich deshalb meist aus dem individuellen Profil, das sich aus der Konvektion am gegebenen Orte ergibt, und dem Vertikalprofil der Fremdmasse zusammen. Will man den Wärmehaushalt einer speziellen Bodenoberfläche, z. B. eines Getreidelandes oder eines Fichtenwaldes, in Reinform bekommen, so muß man also dafür sorgen, daß der Meßplatz von den Randgebieten weiter entfernt ist, als die Störungen in die Testfläche hineinreichen. Die Frage der räumlichen Repräsentativität ist ein Meßproblem für sich. Aus Messungen vertikaler Temperatur- und Feuchteunterschiede schätzte E. Frankenberg (35), (38) die Mindestgröße der Bezugsfläche ab, welche um die Meßstelle homogen sein muß, um aus den Vertikalprofilen den individuellen Wärmeaustausch an einer gegebenen Fläche zu bestimmen. Anhand der Höhenlage interner Grenzschichten und den gemessenen Vertikalgeschwindigkeiten wurden die befahrenen Trajektorien der aufwärts bewegten Luftteilchen konstruiert. Die geforderte Flächengröße ist demnach eine Funktion der Meßhöhe und der Vertikalgeschwindigkeit. Bei einer Meßhöhe von 2 m entstammen die Fremdeinflüsse am häufigsten aus einem luvseitigen Horizontalabstand von 8 m, bei der Meßhöhe 13 m bereits aus 130 m und bei 70 m Höhe aus einer Entfernung von 2—3 km. Daraus ist zu folgern, je störungsreicher das Gelände ist, um so mehr müssen bodennahe Schichten zu den Wärmehaushaltsmessungen an einer speziell gearteten Bodenoberfläche herangezogen werden.

Im Falle des Fichtenwaldes ist die sicherlich geringfügige Vorratsänderung beim Durchströmen des Waldes in den Wärmeumsätzen des Bestandes miteinfaßt worden. Eine Aufspaltung des L-Gliedes in die (vertikale-) Konvektion und in die (horizontale-) Advektion ist nicht möglich und auch nicht sinnvoll, da die Wirkung im Energiehaushalt in beiden Fällen über die Zählfläche im Massenaustausch erfaßt ist und sich qualitativ durch nichts unterscheidet. Die Repräsentativität des Profils am Versuchsplatz ist weitgehend gesichert, da die Ostwinde ein weites Waldgebiet zu überstreichen hatten, bevor sie zum Meßort kamen. Jedoch ist nicht ausgeschlossen, daß aus den 50—100 m ostwärts vom Versuchsplatz beginnenden und einige Meter höheren Beständen zeitweise interne Feuchtegrenzschichten in den Meßraum am Versuchsplatz drifteten, wodurch die im folgenden beschriebene Ableitung der Verdunstung über den Wasserdampfaustausch teilweise erschwert wurde.

27. 3. Die Energieumsätze bei Verdunstung, Transpiration und Kondensation (V)

Auf ähnliche Weise wie der vertikale Wärmestrom läßt sich der vertikale Wasserdampfstrom S_q der sich als Folge der Wasserumsätze über dem Bestande ein-

stellt, durch das Produkt aus dem Wasserdampfgefälle q' und dem Austauschkoeffizienten A_q für Wasserdampf beschreiben:

$$S_q = A_q \cdot q'$$

q bedeutet dabei den Dampfgehalt im Gramm Luft (spezifische Feuchte). Für jedes Gramm Wasser, das im Bestande verdunstet und durch die Zählfläche (cm^2) fließt oder aus der freien Luft kommt und sich im Bestande niederschlägt, sind im Energiehaushalt je nach der Temperatur beim Verdampfungs- oder Kondensationsprozeß etwa 575—590 cal einzusetzen. Die den Wasserumsätzen äquivalente Energie läßt sich demnach aus der Gleichung

$$V = - r_w A_q \cdot q' \quad (\text{cal/cm}^2 \text{ sec})$$

berechnen, wobei mit r_w die Verdampfungswärme bezeichnet ist. Für den Fall, daß der aus der Turbulenzreibung abgeleitete Austauschkoeffizient A_m auch für den Wasserdampftransport gilt, kann obige Formel bei Anwendung des Lettau'schen Reduktionsgliedes x und nach Beachtung der Nullpunktverschiebung d in folgende Gleichung für den aus dem Wasserdampftransport resultierenden Energieumsatz übergeführt werden (Austauschmethode), die im Aufbau der Konvektionsgleichung entspricht:

$$V = \frac{r_w \varrho z^2 (u_{1,2} - u_{a,1}) (q_1 - q_2)}{(\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d})^2 (1 + x)^2}$$

Die Indizes 1, 2 kennzeichnen die Werte aus den Meßhöhen z_1 und z_2 .

Sofern die vertikalen Austauschkoeffizienten A_θ und A_q gleich sind, was nach E. Frankenberg (37), (38) in der bodennahen Luftschicht hinreichend der Fall zu sein scheint, läßt sich nach dem von H. U. Sverdrup (107) und F. Albrecht (8) angegebenen Wärmehaushaltsverfahren V mit Hilfe der Energiebilanz aus dem Quotienten L/V ableiten. Es wird

$$\frac{L}{V} = \frac{A_\theta}{A_q} \cdot \frac{c}{r_w} \cdot \frac{\theta'}{q'} = a \frac{\theta'}{q'}$$

Gewöhnlich werden bei dieser Methode Dampfdruckwerte (Torr) anstelle der spezifischen Feuchte (g Wasser / g Luft) verwendet. Da $q = 0.623 \frac{e}{b}$, nimmt bei $c_p = 0.24 \text{ cal/g grad}$, $r_w = 585 \text{ cal/g}$ und $b = 710 \text{ Torr}$ der Faktor a ungefähr den Wert $1/2$ an. Setzt man L nach obiger Beziehung in die Energiebilanzgleichung ein, so ergibt sich die Verdunstung aus den Wärmehaushaltsgliedern zu

$$V = - \frac{S + B + P}{1 + 1/2 \frac{\theta'}{e'}}$$

Um die Auswertearbeit nach vorstehender Formel zu erleichtern, hat G. Horney (57) Tabellen zur Ableitung von B , P und $1/2 \cdot \theta'/e'$ angegeben.

K. Unger (117), der bei einer Untersuchung der Verdunstungsunterschiede verschiedener Pflanzenbestände beide Verfahren erprobt und den Arbeitsaufwand verglichen hat, gibt der Austauschmethode den Vorzug. Zur Beurteilung der Meßgenauigkeit fehlte jedoch eine dritte objektive Wertereihe.

Für den Nachtabschnitt lieferten die Gradienten der Lufttemperatur und der — Feuchte nach der Austausch (a) — und nach der Wärmehaushaltsmethode (b) die in Tabelle 37 niedergelegten Wärmeumsätze.

Tab. 37 Wärmeumsätze bei Verdunstung und Konvektion im Nachtabschnitt eines heißen Sommertages (Mittel 29. 6. — 7. 7. 52) im jungen Fichtenwald (mcal/cm² min).
Tageszeit

	17	18	19	20	21	22	23	24	1	2	3	4	5	6	7h
V a)			6	5	10	10	9	9	9	10	11	10			
b)	-221	-128	-28	4	7	12	8	6	12	13	18	-3	-70	-185	
L a)			-48	6	8	19	20	3	14	14	23	-17			
b)	-181	-108	-26	7	11	17	18	6	11	1	16	-4	-48	-74	

Aus der Wertereihe b) ist ersichtlich, daß zum Abend hin die Kondensationswärme dem Betrage nach fast der Verdunstung entsprach. Die Tauwärme erreichte im Laufe der Nacht eine Wärmesumme von rund 5 cal, was einer Tauhöhe von nahezu 0.1 mm gleichkommt. Im Durchschnitt der betrachteten Sommertage dürfte sie allerdings 0.15 — 0.20 mm betragen haben, wie aus den Taumessungen hervorging. Die Tatsache, daß die Verdunstung am Morgen den doppelten Betrag der Konvektion beanspruchte, spricht für die Wertereihe b), während die Wertereihe a) zu dieser Zeit abgebrochen werden mußte, weil für die Austauschrechnung das Beobachtungsmaterial nicht hinreicht. In der Wärmehaushaltmethode ist der Austauschkoeffizient nicht direkt enthalten. Es wird für die Temperatur und für die Feuchte gleicher Austauschvorgang und gleicher Austauschwert angenommen, was bei den nächtlichen ballenweisen Umlagerungen der Fall sein dürfte. Die aus der Energiebilanz und aus dem Massenaustausch erschlossenen Tagesgänge fügen sich an den Nahtstellen im Tages- bzw. Nachtabschnitt so gut aneinander an, daß es naheliegt, auch bei ähnlichen Versuchen jeweils die gängigste der beiden Methoden in Anwendung zu bringen.

28. Die Tages-Energiebilanz

Aus den in den Abschnitten 21 — 27 berechneten Wertereihen stellt sich nunmehr die in Abb. 49 und in nachstehender Tabelle 38 wiedergegebene Verflechtung aller Wärmehaushaltsglieder dar. Die Werte sind auf 1/100 cal abgerundet, um zu bezeugen, daß die Anga-

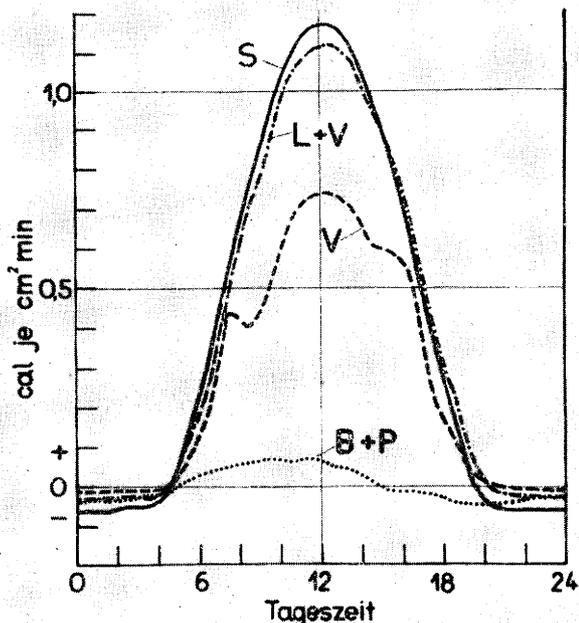


Abb. 49 Tagesgang der Wärmehaushaltsglieder an einem Hochsommertage in dem jungen Fichtenwalde (Mittel: 29. 6. — 7. 7. 1952).

ben nur einen Genauigkeitswert von rund 10% besitzen.

Tab. 38 Gang der Wärmehaushaltsglieder in dem jungen Fichtenwalde an einem heißen Sommertage (Mittel 29. 6. — 7. 7. 52) (1/100 cal/cm²min).
Tageszeit

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24 h
S	-6	-6	-5	-5	-1	14	30	55	77	92	110	116	117	112	96	85	63	38	20	1	-6	-6	-6	-6	
P	1	1	1	0	-1	-3	-5	-5	-5	-4	-4	-2	-1	2	3	3	3	3	5	5	4	3	2	1	
B	2	2	2	2	1	1	0	-1	-2	-2	-3	-3	-3	-3	-2	-2	-1	-1	0	1	1	1	1	2	
L	2	2	1	2	0	-5	-7	-6	-31	-35	-37	-37	-38	-37	-34	-27	-14	-18	-11	-3	1	1	2	2	
V	1	1	1	1	0	-7	-19	-44	-40	-50	-67	-73	-74	-71	-61	-59	-50	-22	-13	-3	0	1	1	1	

Nachfolgend sei zum Termin 0-Uhr für die Bezugsfläche in 10 m Höhe die Tages-Energiebilanz aufgestellt. Sie stellt gewissermaßen eine Kassenprüfung an Hand der Einnahme- und Ausgabebücher dar.

Tab. 39 Tages-Energiebilanz (Mittel 28. 6. — 7. 7. 52) (cal/cm²Tag)

Haushaltsglied	Einnahme	Ausgabe	Saldo	(%)
S	615	29	586	100
P	22	22	0	0
B	10	13	-3	0,5
L	6	203	-197	33,5
V	5	391	-386	66,0
Bilanz	658	658		

Die Bilanz ist in der Summe aller Einnahmen und Ausgaben abgeglichen. Bei einem Gesamtstrahlungsumsatz von 644 cal/cm² Tag, wovon 615 cal als Strahlungsgewinn am Tage und nur 29 cal nachts als Strahlungsausgabe auftraten, wurden am Tage 22 cal in den Bestandsraum und 13 cal in den Boden eingelagert. 205 cal/cm² gingen an die freie Atmosphäre verloren. 391 cal/cm² wurden zum Verdampfen des Wassers bei der Transpiration durch die Pflanzen und bei der direkten Verdunstung aus dem Boden aufgewandt. Aus Rücklieferung waren als Einnahmen zu buchen: die Wärmeabgabe am Nachmittag und nachts durch die Luft und die Pflanzen im Bestandsraum (22 cal/cm²), die nächtliche Wärmeabgabe aus dem Waldboden mit 10 cal, die Kondenswärme (Tau) beim Rückstrom von Wasserdampf zum Wald (5 cal) und der nächtliche Wärmeübergang von der Luft zum Bestand (6 cal).

Andere Bilanztermine, wie sie vorgegeben waren durch Sonnenaufgang oder durch Zusammenfassung der Summe aller gleichgerichteten Glieder ohne Rücksicht auf den Zeitpunkt des Vorzeichenwechsels, führen wegen der Vorratsbildung im Bestand und Boden nicht immer zu abgeglichener Bilanz.

Zwei grundsätzliche Folgerungen lassen sich aus den vorliegenden Ergebnissen ziehen:

1. Die Strahlungsenergie wurde am Tage fast vollständig zur Verdunstung verbraucht (2/3) oder nach dem Umsatz im Bestande durch den Massenaustausch in den Luftraum verlagert.

Effektiv verblieben von den rund 600 cal/cm²Tag durch Speicherung für den Folgetag nur 5 cal/cm², die sich in einer interdiurnen Temperaturerhöhung im Bestand und Waldboden bemerkbar machten. Der Wald lebte also energetisch gesehen von der Hand in den Mund. Das Bestandsklima wurde von der Witterung an jedem Tag neu geprägt. Es ist nicht die Nacht, die den Energievorrat vom Tage verzehrt, sondern der Umsatz und der Energieverbrauch werden bereits am Tage vollzogen.

Die vorliegenden Ergebnisse haben in zweierlei Hinsicht mehr als nur lokale Bedeutung.

Im Hinblick auf meteorologische Bedürfnisse ist zu bedenken, daß sich die Energietransformation von Strahlung in fühlbare Luft- und Bodenwärme wegen der großen Waldbedeckung der Erde (8% der gesamten Erde und 1/4 des Festlandes) innerhalb weiten Raumes auf ähnliche Weise vollzieht. Die Untersuchungen leisten also einen Beitrag zur Erweiterung unserer Kenntnisse des Wärmehaushaltes der Erdoberflächen.

Darüber hinaus kann erwartet werden, daß auch die Forstwirtschaft aus solchen Versuchen Nutzen ziehen wird, denn der Forstmann ist es, der durch den Eingriff in den Bestand, indem er z. B. den Wald lichtet, das Verhältnis der Wärmehaushaltskomponenten zueinander ändert und damit die oberirdische Wuchskraft bestimmt. Diese Tatsache wird für die Zielsetzung kommender Arbeiten maßgebend sein. Neben einem Ausbau der Methodik, wofür die vorliegenden Untersuchungen Grundlagen geliefert haben, soll danach getrachtet werden, die unterschiedliche Wirkung verschiedener Bewirtschaftung der Bestände zu erarbeiten. Die Versuchsmethode eröffnet auch die Aussicht, zu einer befriedigenden Lösung des umstrittenen Problems des Wasserhaushaltes verschiedener Pflanzenbestände zu gelangen.

V. Literatur

- (1) Albrecht, F.: Über den Zusammenhang zwischen täglichem Temperaturgang und Strahlungshaushalt. Gerlands Beitr. Geophys. 25, 1—35 (1930)
- (2) Albrecht, F.: Die Meßgeräte des Wärmeumsatzes der pflanzenbestandenen Erdoberfläche unter besonderer Berücksichtigung von Messungen im Walde. Z. angew. Meteor. 54, 105—115, 137—146 (1937)
- (3) Albrecht, F.: Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche in verschiedenen Klimagebieten. Wiss. Abh. R. f. W. 8, Nr. 2 (1940)
- (4) Albrecht, F. u. Brosse, P.: Report form the Scientific. Exp. to the Northwestern Prov. of China under the leadership of Dr. Sven Hedin. The Sino-Svedish Exp. — 14,9, Meteorology 2, Stockholm 1941.
- (5) Albrecht, F.: Über die Wärme- und Wasserbilanz der Erde. Ann. Meteor. 2, 129—143 (1949)
- (6) Albrecht, F.: Betrachtungen über die Konstruktionsgrundlagen von Strahlungsumsatzmessern und Beschreibung einer einfachen Form dieses Gerätes. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B 1, 373—387 (1949)
- (7) Albrecht, F.: Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdatmosphäre und seine thermodynamische Bedeutung. Ber. Dt. Wetterd. 3, Nr. 17 (1950)
- (8) Albrecht, F.: Die Methoden zur Bestimmung der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B, 2, 1—38 (1951)
- (9) Angström, A.: On the radiation and temperature of snow and the convection of the air at its surface. Ark. Mat. Astron. Fys. 13, Nr. 21 (1919)
- (10) Assmann, E.: Die Standraumfrage und die Methodik von Mischbestandsuntersuchungen. Allg. Forst- u. Jagdz. 125, 149—153 (1954)
- (11) Baumgartner, A.: Die Strahlungsbilanz in einer Fichtendickung. Forstwiss. Cbl. 71, 337—349 (1952)
- (12) Baumgartner, A.: Meteorologische Untersuchungen bei Frostschutzmaßnahmen im Pflanzgarten Grafrath. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. München Nr. 1 (1953)
- (13) Baumgartner, A.: Das Eindringen des Lichtes in den Boden. Forstwiss. Cbl. 72, 171—184 (1953)
- (14) Baumgartner, A.: Licht und Naturverjüngung am Nordrand eines Waldbestandes. Forstwiss. Cbl. 74, 59—64 (1955)
- (15) Berger-Landefeldt, U.: Beiträge zur Messung der Evapotranspiration nach dem Austauschverfahren. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B, 5, 66—102 (1953)
- (16) Bolz, H. M.: Der Einfluß der infraroten Strahlung auf das Mikroklima. Abh. Meteor. Dienst. DDR. 1, Nr. 7 (1951)
- (17) Borries, G. von: Windschutzbeobachtungen über den Einfluß von Maisstreifen auf Mikroklima und Pflanzenertrag. Manuskript, München 1951.
- (18) Bracht J.: Über die Wärmeleitfähigkeit des Erdbodens und des Schnees und den Wärmeumsatz im Erdboden. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig 2. Ser. 14, H. 3 (1949)
- (19) Brown, H. T. u. Escombe, F.: Researches on some of the processes of grean leaves. Proc. Roy. Soc. London 76 B, 29—111 (1905)
- (20) Brunt, D.: Some factors in Micro-Climatology. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 72, 185—188 (1946)
- (21) Burger, H.: Waldklimafragen I—III. Mitt. Schweiz. Anst. Forstl. Versuchswesen 17, 92—149 (1932), 18, 7—54 u. 155—192 (1933)
- (22) Burger, H.: Einfluß des Waldes auf den Wasserhaushalt. Mitt. Arbeitskreis Wald u. Wasser Nr. 1, 8—15 (1954)
- (23) Businger, J. A.: Some Aspects of the Influence of the Earths Surface on the Atmosphere. Meded. Verh. Nederl. Meteor. Inst. Nr. 61 (1954)
- (24) Deacon, E. L.: Vertical profiles of mean Wind in the Surface layers of the Atmosphere. Geophys. Mem., London 11, Nr. 91 (1953)
- (25) Delfs, F.: Niederschlagsrückhaltung (Interception) in verschiedenartigen Fichtenbeständen. Mitt. Arb.-Gem. Wald u. Wasser Nr. 1, 131—136 (1954)

- (26) Dove, H. W.: Über den Zusammenhang der Temperaturveränderungen der Atmosphäre und der oberen Erdschichten mit der Entwicklung der Pflanzen. *Ann. Phys. Chemie Ser. 2* **68**, 224—235 (1846)
- (27) Ebermayer, E.: Instruktion für die Beobachter der für forstliche Zwecke errichteten meteorologischen Stationen in Bayern. Aschaffenburg 1866.
- (28) Ebermayer, E.: Die physikalischen Einwirkungen des Waldes auf Luft und Boden und seine klimatologische und hygienische Bedeutung. Aschaffenburg 1873.
- (29) Eckel, O. u. Reuter, H.: Zur Berechnung des sommerlichen Wärmeumsatzes in Flußläufen. *Geogr. Ann.* **32**, 188—197 (1950)
- (30) Egle, K.: Zur Kenntnis des Lichtfeldes und der Blattfarbstoffe. *Planta* **26**, 546—583 (1937)
- (31) Filzer, P.: Die natürlichen Grundlagen des Pflanzenertrags in Mitteleuropa. Stuttgart 1951.
- (32) Fleagle, R.: A theory of fog formation. *J. Marine Res.* **12**, 43—50 (1953)
- (33) Frankenberger, E.: Über den Austauschmechanismus der Bodenschicht und die Abhängigkeit des vertikalen Massenaustausches vom Temperaturgefälle nach Untersuchungen an dem 70 m hohen Funkmasten in Quickborn/Holstein. *Ann. Meteor. Beih.* 1948, 1—23.
- (34) Frankenberger, E.: Über das vertikale Gefälle der Luftfeuchtigkeit und die Verdunstung bei Quickborn/Holstein. *Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 12*, 45 (1950)
- (35) Frankenberger, E.: Untersuchungen über den Vertikalaustausch in den unteren Dekametern der Atmosphäre. *Ann. Meteor.* **4**, 358—374 (1951)
- (36) Frankenberger, E.: Sommerliche Mittagsprofile der potentiellen Temperatur, der spezifischen Feuchte, der thermischen Energie und der Windstärke an klaren Tagen über einem Schleswig-Holsteiner Wiesengelände bei verschiedenen Windstärken. *Ann. Meteor.* **6**, 1—4 (1954)
- (37) Frankenberger, E.: Messungen der natürlichen Verdunstung über Gras nach verschiedenen Methoden und einige Folgerungen betreffend atmosphärischer Turbulenz und Konvektion. *Ann. Meteor.* **6**, 5—13 (1954)
- (38) Frankenberger, E.: Ergebnisse von Wärmehaushaltsmessungen. *Meteor. Rdsch.* **7**, 81—85 (1954)
- (39) Franssila, M.: Mikroklimatische Untersuchungen des Wärmehaushalts. *Mitt. Meteor. Zentr.-Anst. Helsinki Nr. 20* (1936)
- (40) Fuchs, O.: Bodenwasser und thermische Konvektion. *Beitr. Phys. fr. Atm.* **20**, 174—213 (1933)
- (41) Geiger, R.: Das Stationsnetz zur Untersuchung der bodennahen Luftschichten. *Dt. Meteor. Jb. Bayern* 1921—1923.
- (42) Geiger, R.: Untersuchungen über das Bestandsklima. 6. Teile. *Forstwiss. Cbl.* **47** (1925) u. **48** (1926)
- (43) Geiger, R. u. Amann, H.: Forstmeteorologische Messungen in einem Eichenbestand. 5 Teile, *Forstwiss. Cbl.* **53** (1931) u. **54** (1932)
- (44) Geiger, R.: Wald und Klima. Wohlfahrtswirkungen des Waldes. *Mitt. Reichsforstwirtschaftsrat*, Berlin 1932.
- (45) Geiger, R.: Wider die Gefährdung des Landes durch Waldzerstörung. *Allg. Forstz.* **2**, 137—140 (1947)
- (46) Geiger, R.: Wetter u. Klima. Neudammer Forstl. Lehrb. 11. Aufl. Band 1, 9—52 (1948)
- (47) Geiger, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig 1950.
- (48) Geiger, R. u. Mitarbeiter: Untersuchungen zum Wärme- u. Wasserhaushalt junger Fichtenbestände. *Forstwiss. Cbl.* **71**, 322—349 (1952)
- (49) Hamberg, H. E.: De l'influence des forêts sur le climat de la Suède. Bihang till domästyrelsens berättelse skogsväsendet 1884, Stockholm 1885.
- (50) Harrington, M. W.: Forest Influences. *Dep. Agric. Forestry Div. Bull. Nr. 7* (1893)
- (51) Hofmann, G.: Ein Strahlungsbilanzmesser für forstmeteorologische Untersuchungen. *Forstwiss. Cbl.* **71**, 330—337 (1952)
- (52) Hofmann, G.: Zur Methodik der Taumessung. *Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 38*, 360—364 (1952)
- (53) Hofmann, G.: Die Thermodynamik der Taubildung. *Ber. Dt. Wetterd. Nr. 18* (1955)
- (54) Hoinkes, H. u. Untersteiner, N.: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern. I. und II. *Geogr. Ann.* **34**, 99—158 (1952) u. **35**, 116—11 (1953)
- (55) Homén, Th.: Bodenphysikalische u. Meteorologische Beobachtungen mit bes. Berücksichtigung d. Nachtfrostphänomens. Berlin 1894.
- (56) Homén, Th.: Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde. Leipzig 1897.
- (57) Horney, G.: Vorschläge für die Durchführung von Messungen des Wärme- u. Wasserhaushalts von Kulturpflanzenbeständen. *Meteor. Rdsch.* **4**, 100—103 (1951)
- (58) Huber, B.: Der Wärmehaushalt der Pflanzen. Freising-München 1935.
- (59) Huber, B.: Über die vertikale Reichweite vegetationsbedingter Tagesschwankungen im CO₂-Gehalt. *Forstwiss. Cbl.* **71**, 372—380 (1952)
- (60) Huber, B.: Über den Wasserbedarf des Waldes. *Allg. Forstz.* **8**, 22—23 (1953)
- (61) Kittredge, J.: Forest Influences. New York 1948.
- (62) Köstler, J. N.: Besprechung des „Klima der bodennahen Luftschicht“, 3. Aufl. *Forstwiss. Cbl.* **72**, 254—255 (1953)
- (63) Kollmann, F.: Technologie des Holzes und der Holzwerkstoffe. Bd. I. Berlin 1951.
- (64) Kraus, H.: Der Energiehaushalt von Strahlungsnebeln. *Dipl. Arbeit f. Physik, Universität München* 1955.
- (65) Krügler, F.: Nächtliche Wärmehaushaltsmessungen an der Oberfläche einer grasbewachsenen Ebene. *Wiss. Abh. R. f. W.* **3**, Nr. 10 (1937)
- (66) Kumai, M. u. Chiba, T.: On the heat energy balance of the paddy field. *J. agric. Meteor., Tokyo* **8**, 117—119 (1953)
- (67) Lettau, H.: Isotropic and Non-Isotropic Turbulence in the Atmospheric Surface Layer. *Geophys. Res. Pap. Cambridge / Mass. Nr. 1* (1949)
- (68) Liburnau, L. von: Wald, Klima und Wasser. München 1878.
- (69) Linke, F.: Die Strahlung in der Atmosphäre. *Handbuch der Geophysik* **8**, Berlin 1942/43.
- (70) Lundegårdh, H.: Klima und Boden in ihrer Wirkung auf das Pflanzenleben. 3. verb. Aufl. Jena 1949.

- (71) Mauerer, K.: Der Versuchsbestand. Forstwiss. Cbl. **71**, 324—330 (1952)
- (72) Möller, F.: Strahlungsvorgänge in Bodennähe. Z. Meteor. **9**, 47—53 (1955)
- (73) Müttrich, A.: Jahresberichte über die Ergebnisse der von den forstlichen Versuchsanstalten . . . eingerichteten forstlich-meteorologischen Stationen. Berlin 1875 ff.
- (74) Müttrich, A.: Über den Einfluß des Waldes auf die periodischen Veränderungen der Lufttemperatur. Z. Forst- u. Jagdwesen **22**, 385—400, 449 bis 458, 513—526 (1890)
- (75) Niederdorfer, E.: Messung des Wärmeumsatzes über schneebedecktem Boden. Meteor. Z. **50**, 201 bis 208 (1933)
- (76) Nikuradse, J.: Gesetzmäßigkeiten der turbulenten Strömung in glatten (rauhem) Rohren. VDI Forschungsheft **336**, 29 (1932) u. **361**, 10 (1933)
- (77) Paeschke, W.: Experimentelle Untersuchungen zum Rauigkeits- und Stabilitätsproblem in der bodennahen Luftschicht. Diss. Göttingen 1937, u. Beitr. Physik fr. Atm. **24**, 163—189 (1937) u. Biokl. Beibl. **4**, 155—163 (1947)
- (78) Pasquill, F.: Eddy diffusion of water vapour and heat near the ground. Proc. Roy. Soc. A **198**, 116 bis 139 (1949)
- (79) Pasquill, F.: Some Estimations of the amount and diurnal variation of evaporation from a clayland pasture in faire spring weather. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. **75**, 249—256 (1949) u. **76**, 287—307 (1950)
- (80) Pohl, W.: Untersuchungen an einem Strahlungsbilanzmesser. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. München Nr. 2 (1954)
- (81) Polster, H.: Die physiologischen Grundlagen der Stoffezeugung im Walde. München 1950.
- (82) Pependiek, H. F.: Investigation of Velocity and Temperature Profiles in air layers within and above Trees and Brush. Univ. of California, Dep. of Eng. Los Angeles 1949.
- (83) Prandtl, L.: Meteorologische Anwendung der Strömungslehre. Beitr. Physik fr. Atm. **19**, 188 bis 202 (1932)
- (84) Prandtl, L.: Strömungslehre. 2. Aufl. Braunschweig 1935.
- (85) Reuter, H.: Über die Theorie des Wärmehaushaltes einer Schneedecke. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. A **1**, 62—92 (1948)
- (86) Richardson, L. F.: The supply of energy from and to atmospheric eddies. Proc. Roy. Soc. London A **97**, 354—373 (1920)
- (87) Roßmann, F.: Das Rauchen der Wälder nach Regen. Meteor. Rdsch. **5**, 105 (1952) u. Wetter und Leben **4**, 56—57 (1952)
- (88) Rouschal, E.: Die kühlende Wirkung des Transpirationsstromes in Bäumen. Ber. Dt. Bot. Ges. **57**, 53—66 (1939)
- (89) Sauberer, F.: Zur Kenntnis der Strahlungsverhältnisse in Pflanzenbeständen. Biokl. Beibl. **4**, 145—155 (1937)
- (90) Sauberer, F.: Über die Strahlungseigenschaften der Pflanzen im Infrarot. Wetter u. Leben **1**, 231 bis 234 (1948)
- (91) Sauberer, F.: Beiträge zur Kenntnis des Strahlungsklimas von Wien. Wetter u. Leben **4**, 187 bis 192 (1952)
- (92) Schmauß, A.: Die Rolle des Energiesatzes in der Meteorologie und Geophysik. Robert Mayer und das Energieprinzip 1842—1942, Gedenkschrift zur 100. Wiederkehr der Entdeckung des Energieprinzips. Berlin 1942.
- (93) Schmauß, A.: Randbemerkungen VIII, Die Pflanze als Taulieferant. Z. Meteor. **5**, 183—184 (1951).
- (94) Schmidt, W.: Der Massenaustausch bei der ungeordneten Strömung in freier Luft und seine Folgen. S. — B. Akad. Wiss. Wien IIA **126**, 757 bis 804 (1917)
- (95) Schmidt, W.: Der Massenaustausch in freier Luft u. verwandte Erscheinungen. Hamburg 1925.
- (96) Schreiber, P.: Die Einwirkungen des Waldes auf Klima u. Witterung. Dresden 1899.
- (97) Schubach, K.: Wasserhaushaltsuntersuchungen an verschiedenen Bodenarten unter besonderer Berücksichtigung der Verdunstung (nach Methode Popoff). Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 40 (1952)
- (98) Schubert, J.: Monats- und Jahresmittel der Bodentemperatur auf dem Felde und im Kiefernwalde. Z. Forst- u. Jagdwesen **20**, 18—32 u. 728 bis 731 (1888)
- (99) Schubert, J.: Der jährliche Gang der Luft- u. Bodentemperatur im Freien und in Waldungen und der Wärmeaustausch im Erdboden. Berlin 1900.
- (100) Schubert, J.: Grundlagen der allgemeinen und forstlichen Klimakunde. Z. Forst- u. Jagdwesen **72**, 257—273 (1940)
- (101) Schwarzenberg, J. A., Fürst u. a.: Aufruf an die österreichischen Großgrundbesitzer zur privaten Aufbringung der Mittel f. d. staatl. forstl. Vers. W. Österreichs. Mitt. forstl. Vers.-Wesen Österreichs II, 1881 abgedruckt im Vorwort.
- (102) Seybold, A.: Über die optischen Eigenschaften der Laubblätter, III. Planta **20**, 577—601 (1933)
- (103) Seybold, A.: Pflanze, Klima und Wetter. In: Woltereck: Wetter, Klima u. Mensch. 2. Aufl. Leipzig 1952.
- (104) Sheppard, P. A.: The aerodynamic drag of the earths surface and the value of von Karman's constant in the lower atmosphere. Proc. Roy. Soc. London A **188**, 208—222 (1947)
- (105) Süring, R.: Der tägliche Temperaturgang in geringer Bodentiefe. Veröff. Preuss. Meteor. Inst. **6**, Nr. 6 (1919).
- (106) Sutton, O. G.: The problem of diffusion in the lower atmosphere. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. **73**, 257—281 (1947)
- (107) Sverdrup, H. U.: The Eddy Conductivity of the Air over a Smooth Snow Field. Geophys. Publ. **11**, Nr. 7 (1935)
- (108) Swinbank, W. C.: The measurement of the vertical transfer of heat. J. Meteor. **8**, 135—145 (1951)
- (109) Taylor, G. J.: Eddy motion in the atmosphere. Philos. Trans. London A **215**, 1—26 (1914)
- (110) Thornthwaite C. W. u. Halstead, M.: Note on the variation of wind with height in the layer near the ground. Trans. Amer. Geophys. Un. **23**, 249 bis 255 (1942)
- (111) Thornthwaite, C. W. u. Holzman, B.: The determination of Evaporation from land and water surfaces. Monthly Weather Rev. **67**, 4—11 (1939) u. US Dep. of Agric. Techn. Bull. 817 (1942)

- (112) Thornthwaite, C. W. u. Kaser, P.: Wind Gradient Observations. Trans. Amer. Geophys. Un. 24, 166 bis 182 (1943)
- (113) Thornthwaite C. W. u. Mitarbeiter: Publications in Climatology. Seabrook/N. J. 1953 ff.
- (114) Tranquillini, W.: Über den Einfluß von Über-temperaturen der Blätter bei Dauereinschluß in Küvetten auf die ökologische CO₂-Assimilationsmessung. Ber. Dt. Bot. Ges. 67, 191—204 (1954)
- (115) Uhlig, S.: Die Abschätzung der Bodenverdunstung an Hand von Bodenfeuchtemeßwerten. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 35, 182—187 (1952)
- (116) Ungeheuer, H.: Mikroklima in einem Buchen-hochwald am Hang. Biokl. Beibl. 1, 75—88 (1934)
- (117) Unger, K.: Zur Abschätzung von Verdunstungs-unterschieden verschiedener Pflanzenbestände am natürlichen Standort. Angew. Meteor. 2, 1—14 (1954)
- (118) Walter, H.: Einführung in die Phytologie. Stutt-gart 1950.
- (119) Woeikoff, A.: On the Influence of Forests upon Climate. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 12, 26—36 (1886)
- (120) Woelfle, M.: Windverhältnisse im Walde. Forst-wiss. Cbl. 61, 65—75, 461—475 (1939) u. 64, 160—182 (1942)
- (121) Woelfle, M.: Wald u. Windschutz. Forstwiss. Cbl. 57, 349—362, (1935), u. 58, 325—328, 429—448 (1936)
- (122) Woelfle, M.: Waldbau und Forstmeteorologie. 2. Aufl. München 1950.
- (123) Woelfle, M.: Erörterungen über die vertikale Reichweite vegetationsbedingter Tagesschwan-kungen im CO₂-Gehalt der Atmosphäre. Forst-wiss. Cbl. 73, 158—166 (1954)
- (124) Wolny, E.: Der Einfluß der Pflanzendecke und Beschattung auf die physikalischen Eigenschaften und die Fruchtbarkeit des Bodens. Berlin 1877.



