

53252

1966 FEB 1 6.

ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS

PARS CLIMATOLOGICA SCIENTIARUM NATURALIUM

CURAT: R. WAGNER



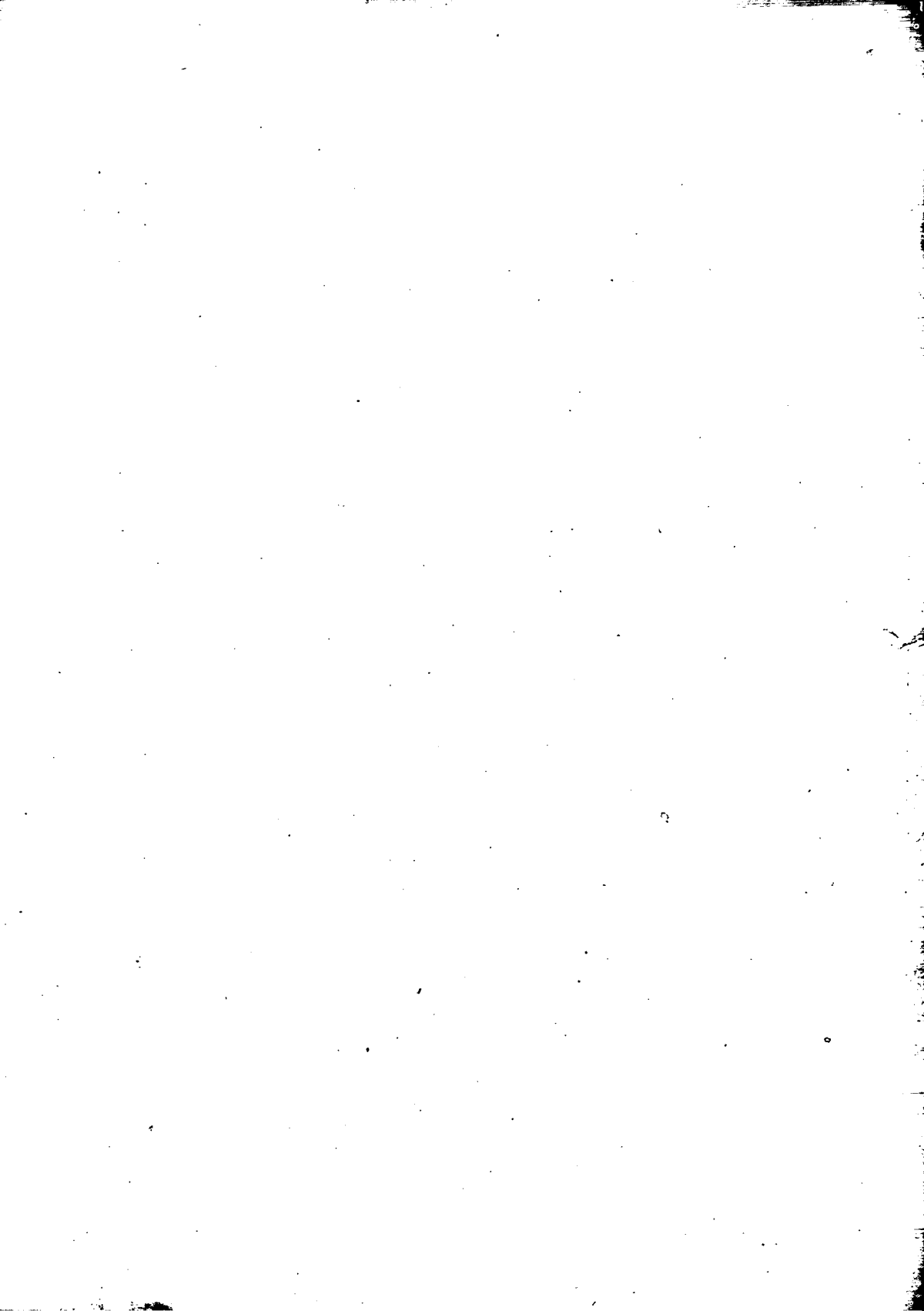
ACTA CLIMATOLOGICA

TOMUS VI.

FASC. 1-4.

SZEGED (HUNGARIA)

1966



ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS

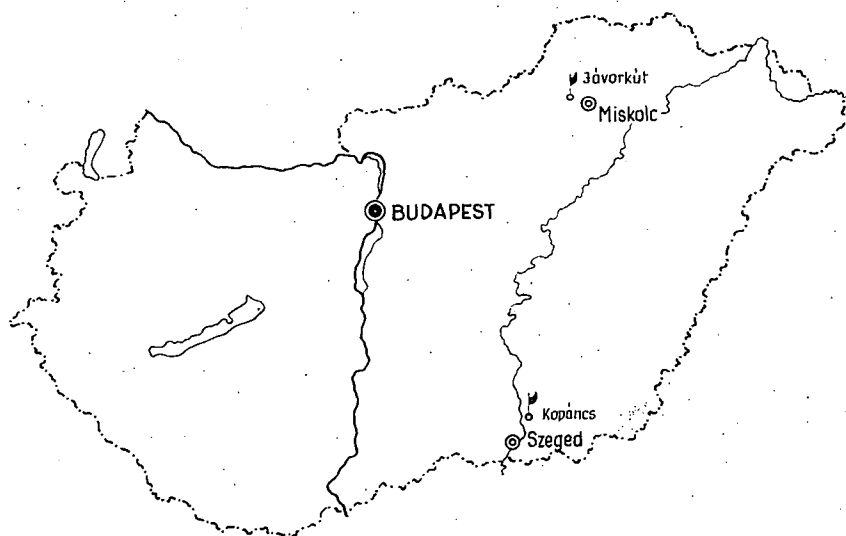
PARS CLIMATOLOGICA SCIENTIARUM NATURALIUM

CURAT: R. WAGNER

ACTA CLIMATOLOGICA

TOMUS VI.

FASC. 1—4.



SZEGED (HUNGARIA)

1966



DIE TEMPERATUR DES BODENS, DES WASSERS UND DER LUFT IN KOPÁNC S

II. Teil

VON R. WAGNER

Die Lufttemperatur

In diesem Abschnitt wollen wir uns mit den Lufttemperaturverhältnissen der Lufträume dreier verschiedener Substrate befassen. Da Beobachtungen das ganze Jahr hindurch nicht ausgeführt worden sind, müssen wir uns mit der Präsentation der täglichen Lufttemperaturgänge begnügen, worin auf Grund der täglichen Extremwerte auch die Temperaturamplituden eingeschlossen sind. Zwar befassen wir uns auch einzeln mit der Temperatur der Luftraumes über der Sodaerde, über dem offenen Wasser und des Reisbestandes, ist unser Hauptziel diese miteinander zu vergleichen.

Die brauchbare einschlägige Literatur ausser den schon früher erwähnten kann auch in Verbindung mit dem Mikroklima der Sodaerde nicht als bedeutend bezeichnet werden. Dieser aber kommen nahe diejenigen Feststellungen, die sich mit dem Mikroklima der Wiesen und Weiden und mit dem bodennahen Mikroklima des nackten Bodens befassen (GEIGER 1961).

Auf den heimatlichen Sodaerden hat D. BERÉNYI (1951) zum ersten Male 1949 Untersuchungen beim HORTOBÁGY—HALASTÓ ausgeführt. Er hat die Lufttemperatur in 5 cm über der nackten Sodaerde und über der Sodaerde dritter Klasse und die Bodentemperatur in 5 cm gemessen. Auf der Sodaerde dritter Klasse war eine verdorrte Vegetation von *Camphorosma* und *Artemisia* zu finden. Er hat festgestellt, dass sich die Luft über der nackten Sodaerde weniger erwärmt ($37,0^{\circ}$) als über der Sodaerde dritter Klasse ($38,9^{\circ}$), und dass die Abkühlung über der Vegetation stärker ist, was auch daraus folgt, dass die nackte Sodaerde der bessere Wärmeleiter ist.

WAGNER (1956/a) hat im August 1952 im Gebiet von KÉTEGYHÁZA—VARJASPUSZTA die Bodentemperatur verschieden bedeckter Sodaerden und die Temperatur der darüberliegenden Luft gemessen. Die täglichen Temperaturamplituden im bis 30% mit *Camphorosmetum annuae* und bis 60% mit *Achilleeto—Festucetum pseudovinae* bedeckten Sodaboden und darüber waren folgende:

TABELLE XLI

	30 % bedeckt		60 % bedeckt	
	15. VIII.	16. VIII.	15. VIII.	16. VIII.
- 5 cm	16,5°	17,2°	8,2°	8,3°
- 15 cm	7,1	7,1	3,9	3,9
+ 15 cm	22,1	21,6	23,2	21,4
+ 50 cm	20,3	19,4	18,9	20,0
+ 100 cm	19,1	18,3	19,5	18,0

Wenn man die Amplituden der Bodentemperatur mit den Angaben der Tabelle XIX und der Tabelle XX vergleicht und man in Betracht nimmt, dass die Vegetationsbedeckung des Sodabodens in KOPÁNCs 60% ist und dass er auch trockener war, scheiner die Angaben verlässlich zu sein.

Die Feststellungen von BERÉNYI, nach denen die Temperatursenkung um Sonnenuntergang nahe dem Boden über dem mit Pflanzen bedecktem Sodaboden sehr rasch ist, werden von den Beobachtungen in VARJASPUSZTA bestätigt.

Von den heimatlichen Ereignissen die sich auf die Temperatur — bzw. Mikroklimaverhältnisse des mit Pflanzen nicht bedeckten Wassers, oder genauer der Kleingewässer beziehen, habe ich keine Kenntnis. Die Ergebnisse der BALATON — Forschung des Staatlichen Meteorologischen Instituts können mit den Temperaturwerten der von uns untersuchten ganz dünnen Wasserschicht eindeutig nicht verglichen werden. Aus den Balaton — Forschungsarbeiten von GYÖRGY PÉCZELY (1962), GABRIELLA ENDRÓDI—KISSNÉ ERZSÉBET TÓTH (1964), und FERENC WEINGARTNER (1964) erhellt es, dass es infolge der Grössenunterschiede der Wassermassen bedeutende Unterschiede im täglichen Gang der Wassertemperatur gibt, was der besseren Mischung des Wassers des BALATON zuzuschreiben ist. Während man bei dem kleinen Gewässer in KOPÁNCs bei heiterem Wetter im Vergleich zur geringen Tiefe meist eine bedeutende Temperaturschichtung findet, ist es unbedeutend beim Wasser des BALATON. Im Gegensatz zum vertikalen Temperaturunterschied von 2—3°C in der 20 cm Wasserschicht in KOPÁNCs beträgt er an der untersuchten Stelle des BALATON in der 160 cm Wasserschicht nicht einmal 1° (ENDRÓDI—KISSNÉ TÓTH 1964, Abb. 3). Es kann auch festgestellt werden, dass die tägliche Temperaturamplitude viel grösser ist in 1 cm unter der Oberfläche der Wasserschicht in KOPÁNCs als an der Oberfläche des Wassers des BALATON. (ENDRÓDI—GÖTZ 1964).

Nach den Angaben von ENDRÓDI—GÖTZ (1964) war die tägliche Temperaturschwankung der Wasseroberfläche an Strahlungstagen sowohl im Juli als auch im August 3,1°. Das macht nicht einmal ein Drittel der täglichen Temperaturschwankung der Wasserschicht in KOPÁNCs aus. Eine etwas grössere Amplitude (4,2°) weist PÉCZELY (1962) aus am 7—9. Juni 1958 in einer in antizyklonaler Lage untersuchten Periode.

BÉLA PAPP (1961) hat Temperaturmessungen am 26—27. Mai 1959 in einem 10 Morgen weiten, 150 cm tiefen Teich im Naturschutzgebiet von MARTONVÁSÁR ausgeführt. Dieser in seinen Dimensionen mit dem BALATON nicht vergleichbare Teich weicht noch immer wesentlich vom untersuchten Gebiet von KOPÁNCs ab; besonders in der Tiefe des Wassers findet man einen so grossen Unterschied. An der Klimastation von MARTONVÁSÁR war das Maximum am 26. 22,1° und das

Radiationsminimum 2,6°. Die tägliche Schwankung betrug 4,2° an der Wasseroberfläche, 20° im Wasser und 4,3° in 5 cm. Die täglichen Temperaturmittel sind in 5 und in 10 cm am grössten (20,4° und 20,2°) und darum kann in der oberen 10 cm — Schicht des Wassers eine den IsoPLEthen des offenen Wassers von KOPÁNCS ähnliche Linienführung in Abb. 2 von PAPP (1961) erkannt werden.

In der oberen 20 cm — Schicht des Teiches von MARTONVÁSÁR beträgt die Schwankung der Temperatur 40—45% der Temperaturschwankung der Wasserschicht in KOPÁNCS, wobei die unterschiedlichen Jahreszeiten sowohl als auch die Dicke der Wasserschicht eine Rolle spielen.

Aus der Abhandlung von ENDRÖDI—KISSNÉ TÓTH (1964) erhellt auch, dass die Temperaturwirkung des Wasserbodens im Falle des BALATON wesentlich geringer ist als in der von uns untersuchten Wasserschicht.

Im weiteren wollen wir noch den Tagesgang der Lufttemperatur über den zwei verschiedenen Wasserschichten untersuchen. Dagegen kann man im Zusammenhang mit den klimatologischen Abhandlungen von J. KAKAS (1949) und GY. PÉCZELY (1958) auf keine Vergleichsgrundlage rechnen.

Über das Mikroklima, besonders aber über die Agrometeorologie des Reisbestandes sind zahlreiche Abhandlungen von japanischen Forschern erschienen. Eine Schwierigkeit dabei ist, dass die Abhandlungen in japanischer Sprache veröffentlicht werden, aber auch das, dass Japans Klima von dem unseres Landes verschieden ist.

GEIGER beruft sich auf die wichtigsten Arbeiten japanischer Verfasser (1961). Die Ereignisse der japanischen Reisforschungen sind zum meisteil Teil im JOURNAL OF AGRIC. MET. TOKIO zu finden und die meisten Abhandlungen berichten vom meteorologischen Gesichtspunkte aus über Untersuchungen im Interesse besserer Ernten.

Alle enthalten natürlich auch mikroklimatologisch bewertbare Angaben, doch müssen die Abhandlungen von HANEDA, E. (1956), HANIU, J.—TSUGAWA (1955), KUMAI, M.—CHIBA, T. (1953), KUSAKABE, M. (1958), SATO, S. (1954, 1955), SATONE, H. (1951), SUZUKI, S. (1943, 1951), TSUBOI, Y.—NAKAGAWA, Y. (1954), YABUKI, K. (1954) hervorgehoben werden.

Den Zusammenhang der Klimafaktoren und der Reisernte haben unter anderen ABE, I. (1957, 1959), HAYASHI, M.—HASHIZUME, A.—INONE, S.—NOMIZO, Z. (1958), KURASHIGE, K. (1951), KURIHARA, K.—MATSUYANA, M. (1955), NAKADA, Y. (1957), NAKAHARA, M.—MITSUDERA, M. (1952, 1958), SATO, S. (1956) SHIRAKI, M.—OHASHI, T.—NIWA, J. (1958) and YANAGYA, K. (1958) untersucht.

Viele haben sich mit der Einwirkung des Windes auf den Reisbestand und mit der windscherenden Wirkung des Reisbestandes selber beschäftigt, Unter diesen müssen die Artikel von INONE, E., TANI, N., IMAI, K., NAKAGAWA, Y. und TSUBOI, Y. erwähnt werden.

Unter anderen haben sich MITSUI, K. (1957), OZAWA, Y.—HONDA, I. (1955), sowie TAKAHASHI, Y.—IWATA, I. (1954) mit der Temperatur des Bewässerungswassers und ihrem Einfluss auf den Reisbau beschäftigt.

Ebenfalls haben NISHIUSHI, H. (1955) und SATO, S.—FUN—AHASHI, Y. (1958) in ihren Artikeln den Einfluss auf den Reisbau vom Gesichtspunkt der Bodentemperatur aus behandelt.

Infolge der Verschiedenheit des japanischen Klimas vom unsrigen werden auch verschiedene Probleme des Reisbaus aufgeworfen. Im südlichen Teil Japans kommt auch die Kühlung des Bewässerungswassers des Reises in die Frage. Im Norden muss die Temperatur des Bewässerungswassers erhöht werden. Das agrometeorolo-

gische Institut der ökonomischen Fakultät der Universität von HOKKAIDO hat Experimente für die Vorerwärmung des zur Bewässerung bestimmten Wassers unter der Leitung von YAKUWA, R. (1955, 1956) und bei der Mitarbeiterschaft von YAMABUKI, F. und T. MAEDA ausgeführt. Bei solcher Überflutung erwärmt das Wasser verschiedener Temperatur den Boden und die darüberliegende Wasserschicht in verschiedenem Masse.

In unserem Lande hat sich DÉNES BERÉNYI (1951) als erster mit dem Mikroklima des Reises 1949 beschäftigt. Er untersuchte das Klima der trocken gebauten und des bewässerten Reisbestandes. Hier gehen wir auf seine Angaben und Feststellungen, die den überflutet — bewässerten Reisbestand betreffen ein.

Er führte seine Beobachtungen in HORTOBÁGY und PALLAG aus. Auf Grund seiner Beobachtungen, die er vor der Blütezeit über der Wasseroberfläche in 50 cm hohem Bestand an einem heißen (30°C) Sommertag (28—29. August) ausführte, stellt er fest, dass die Temperatur innerhalb des Bestandes bei Tag unter der des freien Raumes bleibt und dass der Bestand bei Nacht etwas wärmer ist als das trockene Gelände.

Die Bodenoberfläche unter dem Wasser erwärmt sich langsamer als der trockene Boden und erreicht sein Temperaturmaximum um 19 Uhr, in 5 cm Tiefe um 21 Uhr; das Minimum setzt um 7 Uhr bzw. um 8—10 Uhr ein. An der Bodenoberfläche unter dem Wasser setzen das Maximum und das Minimum in KOPÁNCZ früher ein, aber in der 5 cm Bodenschicht gibt es keinen wesentlichen Unterschied. Die Ursache des Unterschieds ist wahrscheinlich in der Dicke der Wasserdecke zu suchen.

Am Ende August (23—24.) ist nachts — nach den Beobachtungen von BERÉNYI — die wassernahe Schicht am wärmsten; bei Tag ist der obere Teil des Bestandes am wärmsten; nur in den Mittagsstunden — bei hohem Sonnenstand — bildet sich ein von der Wassernähe positiver Temperaturgradient.

Diese Forschungsergebnisse sind später durch die Untersuchungen von WAGNER (1957, 1959) bestätigt worden.

Mit der Temperaturwirkung des verschieden tiefen Bewässerungswassers des Reises hat sich IMRE PETRASOVITS (1958) beschäftigt. Er führte seine Experimente 1955 in KISÚJSZÁLLÁS, 1956 ebendort und in SZARVAS mit verschiedenen Reiserarten aus. Eine Parzelle behandelte er mit Rennüberflutung so dass sie mit Wasser gesättigt sei. Die einzelnen Parzellen wurden unter einer 5, 15 und 25 cm dicken Wasserdecke gehalten.

Im Laufe der in der Vegetationsperiode ausgeübten Beobachtungsserie brachte er die Thermometer in 5 und 15 cm im Boden, in 2, 5, 7,5 und 12,5 cm von der Bodenoberfläche in der Wassermitte bzw. in den einzelnen Parzellen, und in 50 cm über dem Wasser an. In den einzelnen Phenophasen wurden auch 24stündige Beobachtungen angestellt, als ein Thermometer auch in 10 cm über der Wasseroberfläche angebracht war. Übrigens wurden die Beobachtungen zu Terminzeitpunkten vorgenommen. Die wichtigsten Feststellungen sind folgende:

Die mittlere Temperaturschwankung der Wasserschicht nimmt mit der Dauer der Vegetationsperiode und mit der Dicke der Wasserdecke ab.

Die Dicke der Wasserdecke beeinflusst in erster Linie nicht die mittlere Temperatur der Wasserschicht, sondern die Bodentemperatur, bzw. die Amplitude der Bodentemperatur.

Das tiefere Bewässerungswasser ermässigt die Abkühlung und Erwärmung der Wasser — aber besonders die der Bodenschichten.

PETRASOVITS (1958/107) stellt noch fest: „Die die Temperaturschwankung ermässigende Wirkung des tiefen Wassers im Boden und im Wasser (bei völligentwickelten und geschlossenem Bestand) ist zur Zeit des Rispentreibens wesentlich grösser als in der Periode des Buschigwerdens. Im Gegensatz zu den Wasser — und Bodenschichten aber ist die in 50 cm über dem Boden gemessene Temperaturschwankung im Bestand grösser zur Zeit des Rispentreibens als in der Periode des Buschigwerdens.“

Trotzdem, dass die Untersuchungen von PETRASOVITS im wesentlichen auf täglich drei Beobachtungen gegründet sind, bestätigen seine Ergebnisse im Zusammenhang mit der Entwicklung des Pflanzenbestandes gut unsere ähnlichen Feststellungen in den ersten Abschnitten.

Lufttemperatur über dem Sodaboden

Für den Tagesgang der Temperatur, für ihre täglichen Amplituden im bodennahen Luftraum des Sodabodens sind dieselben Sachen charakteristisch wie im allgemeinen in den offenen Gebieten der Tiefebenen. An heiteren Strahlungstagen setzen die Tempeturminima gegen Sonnenaufgang, das Maximum nach der Kulmination der Sonne ein. Wenn man aber die ganze Beobachtungsperiode in Betracht nimmt, scheint es nicht zweckmässig, die Zeitpunkte des Einsetzens der Maxima und Minima statistisch zu bewerten, weil sowohl der Zeitpunkt des Maximums als auch der Zeitpunkt des Minimums von der Bewölkung und von der Luftströmung stark beeinflusst werden und man darum mit bedeutender Streuung rechnen muss. Die Maxima können zwischen 12 und 16 Uhr, die meisten Minima gegen 4 Uhr beobachtet werden, aber in einzelnen Fällen kamen sie auch in anderen Stunden der Nacht vor.

Auf Grund der zehntägigen stündlichen Mittel gibt Tabelle XLII Bericht über die Zeitpunkte der Maxima und Minima.

TABELLE XLII

	10 cm		50 cm		100 cm		150 cm		200 cm	
	Max.	min.	Max.	min.	Max.	min.	Max.	min.	Max.	min.
11—20. VII.	14	4	14	4	15	4	14	4	14	4
21—30. VII.	12	4	15	4	15	4	14	4	14	4
31. VII.—10. VIII.	15	4	15	4	15	4	15	4		
11—20. VIII.	13	5	15	5	15	5	15	4		

Auch auf Grund dieser Mittel erhellt die Zufälligkeit des Einsetzens der Maxima. Nur bei den Minima kann die Verschiebung des Zeitpunktes des Sonnenaufganges in der Wirkung der stetigen Verminderung der Deklination der Sonne beobachtet werden.

Wir haben die Temperaturisoplethen des Luftraumes über dem Sodaboden auf Grund der vier zehntägigen Mittel gezeichnet (Abb. 25, 26, 27, 28). Aus diesen kann der Tagesgang der Temperatur im ganzen Raum gut gesehen werden. Die Anhäufung der kalten Luft beginnt nach Sonnenuntergang und nach Mitternacht kann die Schichtung unter der unteren 50—100 cm — Schicht, besonders zwischen 21—30. Juli beobachtet werden. Es ist in diesen Tagen, dass es im Fröhmorgen am kühlsten und dass die Erwärmung bei Tag am geringsten ist. Nämlich waren 5 Tage (21., 22., 23., 24., 28. Juli) von den zehn Tage vorwiegend trüb. Also ist die nächtliche Abkühlung nach der verhältnismässig geringer Erwärmung bedeutend.

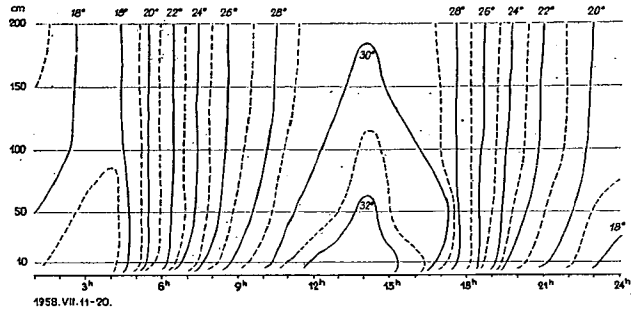


Abb. 25 Temperaturisoplethen über Sodaboden. 11—20. 7. 1958

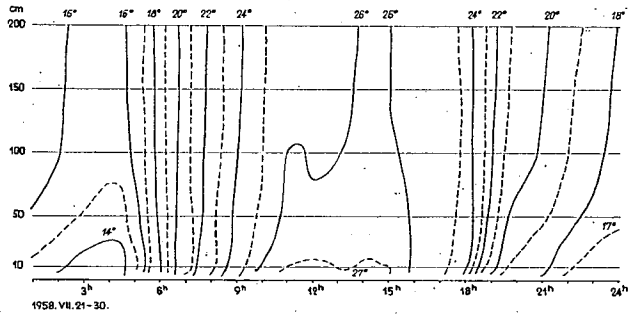


Abb. 26 Temperaturisoplethen über Sodaboden. 21—30. 7. 1958

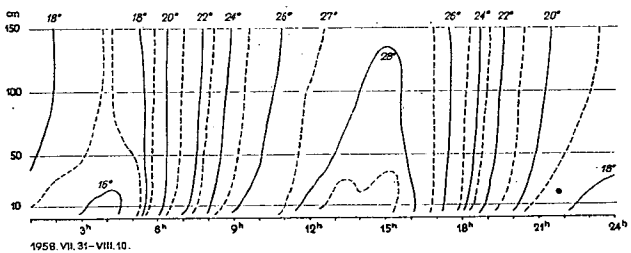


Abb. 27 Temperaturisoplethen über Sodaboden. 31. 7.—10. 8. 1958

Unter der Wirkung der längeren Nächte sitzt das kalte Luftkissen immer länger auf dem Boden und an Hand der Angaben der 10 cm — Schicht kann man feststellen, dass seine Herrschaft per Dekade um ungefähr je 15 Minuten länger dauert.

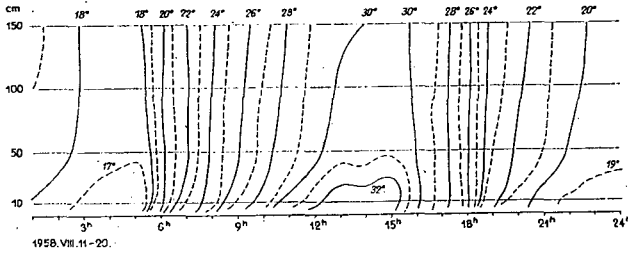


Abb. 28 Temperaturisoplethen über Sodaboden. 11–20. 8. 1958

Die Periode der Erwärmtheit (Á. Kiss 1959) dauert ungefähr von 9 bis 17 Uhr; innerhalb deren befindet sich die wärmste Periode zwischen 12—15 Uhr, als die Maxima in allen Schichten einsetzen.

Die zehntägigen Mittel der Extremwerte in 10 cm sind folgende:

	Max.	Min.	Δ
11–20. VII.	33,5	15,0	18,5
21–30.	29,6	12,3	17,3
31. VII. –10. VIII.	30,9	14,6	16,3
11–20.	32,8	15,5	17,3
21–25.	31,5	14,1	17,4
11. VII. –25. VIII.	31,7	14,3	17,4

Aus diesen Werten kann man sehen, dass im allgemeinen die zweite Dekade die tiefste Temperatur hatte, zwar waren der 4. und der 8. August die zwei kühlest Tage. Es war zu dieser Zeit, dass wir in der 10 cm — Schicht die niedrigsten Maxima (20,0 und 20,8) massen, aber bei trübem Wetter vertieften sich die Minima nicht (12,3 und 15,1). So waren die täglichen Temperaturamplituden (7,7 und 5,7) gering und erreichten nicht die Hälfte der mittleren täglichen Schwankung.

Die tiefsten Temperaturen der 46 Tage haben wir am 24–28. Juli gemessen, und zwar der Reihe nach: 10,0, 11,3, 11,0, 9,4, 12,0°. Das Minimum war niedrig auch am 20. und am 21. mit 10,9° und 10,6° sowie am 6. August mit 10,6°. Die höchsten Maxima dagegen des 15., 16. Juli, 1., 2. und 20. August erreichten 37,0, 37,7, 37,0, 38,4 und 37,8°. Wenn man alle die Maxima in Betracht nimmt, sieht man, dass sie in einer Weiten Temperaturskala verteilt sind. Werte von 25–30° kamen an 16 Tagen vor; Werte über 30° an 32 Tagen. Die Wertgrenzen waren am häufigsten zwischen 30–33° (17) und über 36° (9). In zwei Fällen erreichte, bzw. eben nur übertraf das Maximum 20°. Dagegen kam das höchste Minimum (19,2 am 17. Juli) diesem Wert nahe und sogar erreichte diesen über 100 cm.

Die absoluten Minima bewegten sich in kleineren Latituden. In drei Fällen waren sie unter 10°, am häufigsten in 23 Fällen zwischen 13—16°, in 10 Fällen zwischen 10—13°, in den übrigen Fällen zwischen 16,1—19,2°.

Die grossen täglichen Temperaturamplituden sind mit den Extremwerten verbunden. Man kann natürlich nicht erwarten, dass man nach der grössten Erwärmung auch das tiefste Minimum an dem gleichen Tag findet. Der extreme Temperaturunterschied der Beobachtungsperiode ist 29,0° (38,4° am 2. August und 9;4 am 27. Juli); am 20. August beobachteten wir 22,2° in 24 Stunden, was 76,6% dieses grossen Temperaturunterschieds ausmacht.

Eine Schwankung von 20° oder mehr kam an 10 Tagen (13., 14., 20., 27., 29. Juli, 1., 2., 6., 7. und 20. August) vor. Im Verhältnis dazu ist noch die Amplitude zwischen 19—20° an 7 Tagen und zwischen 16—19° in 15 Fällen bedeutend.

Es folgt aus dem Charakter des gegebenen Substrates, dass vom Boden nach oben sowohl die Temperaturmaxima als auch die Minima mässiger werden und so die Tagesschwankung auch kleiner wird. Das Mass dieser Erscheinungen im Prozent der Temperaturamplitude der 10 cm — Schicht ausgedrückt gibt einen guten Anhaltspunkt (Tabelle XLIII).

TABELLE XLIII
Die Schwankung der Lufttemperatur in %

	50 cm	100 cm	150 cm	200 cm
11—20. VII.	87,6	80,6	78,5	76,4
21—30.	86,5	80,0	79,2	77,0
31. VII. — 10. VIII.	86,4	82,8	81,4	75,6
11—20.	90,4	86,8	83,8	
21—25.	89,0	85,9	81,1	
11. VII. — 25. VIII.	87,9	83,0	80,6	

Eine solche Verminderung der Temperaturamplituden mit der Höhe kann als gleichmässig betrachtet werden, da der Unterschied mit zunehmender Höhe nach Dekaden 4,0, 6,2, 5,3% beträgt. Die hervorragend höchsten % — Werte findet man im Mittel der Tage 11—20. August, was soviel bedeutet, dass sich auch die höheren Schichten mehr erwärmten und abkühlten als in anderen Dekaden.

Natürlich zeigen die Prozentwerte grosse Unterschiede unter den verschiedenen Wetterverhältnissen der einzelnen Tage. Zum Beispiel war die Temperaturschwankung in 50 und 100 cm am 8. August gleich mit der in 10 cm und sogar in 150 cm war der Unterschied nur 7,8%. Wenn man alle die Tage in Betracht nimmt, findet man, dass die Verhältniszahl der Schwankung in der 50 cm — Schicht nur an 3 Tagen unter 80% blieb.

Da der vertikale Gang der Temperatur in grossem Masse vom Wetter (Strahlung, Luftströmung, Bewölkung, Niederschlag) abhängig ist, gibt die Beobachtungsperiode nicht genügendes Material, um unter den gegebenen Umständen auch nur einen Versuch zur Entdeckung allgemeiner Gesetzmässigkeiten zu machen.

Wir nehmen die Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung (Grad/ Stunde) für jede Schicht der vier Dekaden in Betracht. Der Einfachheit halber bezei-

chen wir die je zehn Tage innerhalb 11—20., 21—30. Juli, 31. Juli — 10. August, 11—20. August im folgenden mit A, B, C, D.

Selbstverständlich muss man je zwei Perioden, die der Erwärmung und die der Abkühlung unterscheiden. In den Dekaden A, B, und C ist die Erwärmung schon zwischen 4—5 Uhr des Frühlorgens nachweisbar. Nur im Mittel der mit D bezeichneten Dekade gibt es noch eine ganz leichte Abkühlung (0,1°), aber es gibt eine bedeutende Erwärmung zwischen 5—6 Uhr.

Die Erwärmung beginnt im ganzen Raum der untersuchten Luftschicht aber ihre Geschwindigkeit ist nicht gleich. In den untersuchten Schichten (in 10, 50, 100, 150 und in den ersten zwei Dekaden auch 200 cm) ist der Unterschied der Geschwindigkeit der Erwärmung von unten nach oben bedeutend. In Dekade A zwischen 10 cm und 200 cm fällt er zwischen 4—5 Uhr von 2,7 auf 1,5, zwischen 5—6 Uhr von 2,8 auf 2,3, in Dekade B von 5 bis 6 Uhr von 3,0 auf 2,3, zwischen 6—7 Uhr von 2,8 auf 1,9. In der ersten Dekade des August ermässigt sich die stundenweise Erwärmung zwischen 5—6 Uhr von 3,0 auf 1,6. Die rascheste Erwärmung in den vier Dekaden war 3,6° in 10 cm, 2,8° in 150 cm zwischen 6 und 7 Uhr in der Periode 11—20. August.

Die Abkühlung beginnt um 14 Uhr im Juli und 15 Uhr im August. Der Vorgang ist langsam in den ersten zwei Stunden; er erreicht nicht einmal 1°. Dann wird er schneller: zwischen 17 und 18 Uhr ist er schon um 2°, in Dekade sogar 2,8°. Das Maximum setzt nach allen zehntägigen Mitteln um 18—19 Uhr mit den Werten 3,1, 3,5, 3,1 und 4,7°/Stunde ein. Danach nimmt die Geschwindigkeit der Abkühlung allmählich ab und sinkt nach 22 Uhr unter 1°.

Diese Werte beziehen sich auf die 10 cm — Schicht. Auch in den höheren Schichten mässigt sich die Geschwindigkeit der Abkühlung.

Wir haben die mittleren Werte berechnet, die in Tabelle XLIV zusammengefasst sind. Daraus kann man berechnen, dass sowohl die Erwärmung als auch die Abkühlung in der Periode 11—20. Juli am raschesten und in Dekade C am langsamsten waren innerhalb deren sich auch die zwei 24stündigen Perioden mit der geringsten Temperaturschwankung am 4. und 8. August befanden.

TABELLE XLIV

Die Geschwindigkeit der Erwärmung [+] und der Abkühlung [—] [Grad/Stunde]

	11—20. VII.		21—30. VII.		31. VII.—10. VIII.		11—20. VIII.		Heitere Tage	
	+	—	+	—	+	—	+	—	+	—
10 cm	1,68	1,20	1,57	1,07	1,27	1,08	1,61	1,15	1,61	—13,6
50 cm	1,57	1,11	1,20	0,86	1,12	0,95	1,38	0,99	1,38	1,16
100 cm	1,39	0,99	1,12	0,80	1,04	0,88	1,36	0,97	1,30	1,10
150 cm	1,30	0,93	1,10	0,79	1,00	0,85	1,32	0,94	1,27	1,08
200 cm	1,25	0,89	1,08	0,77						

Die stundenweise Temperaturveränderung nimmt mit der Entfernung vom Boden ab, aber in verschiedenem Masse. Die Erwärmung und die Abkühlung folgen in der 50 cm — Schicht in Dekade A dem Gang der 10 cm — Schicht. Am meisten weichen sie davon in Dekade B ab. Die Ursachen sind auch hier die warme, heitere Periode (Dekade A) bzw. die trüben Tage (Dekade B).

Im Gebiet des BALATON haben ENDRÖDI—GÖTZ (1964) stündliche Erwärmungs- und Abkühlungswerte gerechnet. Ihre Angaben beziehen sich auf die 50 cm — Schicht ihrer Stationen am Ufer und auf trockenem Gelände. Die mitgeteilten Werte für Juli sind 0,90 und — 0,82, für August 0,92 und — 0,92 an der Uferstation; für Juli 0,92 und — 0,92, für August 1,29 und — 0,92 an der Geländestation.

Diese Angaben können mit den Angaben von KOPÁNCS wegen der Verschiedenheit der Wetterverhältnisse und der Beobachtungsperioden nicht verglichen werden. Doch müssen wir die Folgerung ziehen, dass sowohl die Erwärmung als auch die Abkühlung in KOPÁNCS rascher sind.

Einen besseren Vergleichsgrund erhalten wir aus der Abhandlung von ENDRÖDI (1964). ENDRÖDI hat die heiteren und die trüben Tage voneinander abgesondert, und zwar von der Gewohnheit abweichend betrachtete als heiter diejenigen Tage an denen die Bewölkung nicht mehr als 2 Zehntel war, und als trüb diejenigen Tage an denen das tägliche Mittel der Bewölkung 8 Zehntel erreichte. Wir selbst haben diejenigen Tage als heiter betrachtet an denen die *reellen* täglichen Mittel der Bewölkung 2,4 Zehntel nicht überschritten. Das bedeutet, dass die für die heiteren Tage berechneten Angabenreihen infolge der beinahe gleichen Auffassung vergleichbar sind.

Vor allem muss man feststellen, dass das Maximum beim BALATON in der 50 cm — Schicht 29,2°, das Minimum 15,4° also die Amplitude 13,8° ist. In KOPÁNCS sind diese Werte in der gleichen Reihe 30,9°, 15,7° und 15,2°. Die Untersuchungen am BALATON wurden vom 4. Juli bis 31. August 1962 durchgeführt. Die Periode war also nicht wesentlich länger als von 1958 in KOPÁNCS.

Die Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung ist in Tabelle XLV enthalten. Wenn man die Angabenreihe dieser Tabelle für 50 cm mit der entsprechenden Reihe der Tabelle IV von ENDRÖDI (1964) vergleicht, sieht man, dass die Erwär-

TABELLE XLV

Die Geschwindigkeit der Erwärmung [+] und der Abkühlung [—] [Grad/Stunde] an heiteren Tagen

Stunden	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12
Niveaus											
10	-0,5	-0,4	-0,5	1,6	3,3	3,3	2,7	2,1	1,4	1,5	1,4
50	-0,4	-0,8	-0,5	1,1	2,6	2,8	2,5	1,8	1,6	1,0	1,2
100	-0,5	-0,7	-0,6	1,1	2,4	2,6	2,3	1,7	1,4	1,3	1,0
150	-0,6	-0,7	-0,5	1,0	2,3	2,5	2,1	1,8	1,2	1,3	1,1

Stunden	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23	23-24
Niveaus												
10	0,4	0,0	0,0	-1,2	-1,5	-2,3	-4,3	-2,4	-1,3	-0,6	-0,7	-0,1
50	0,4	0,2	0,0	-0,5	-1,0	-1,9	-3,3	-2,2	-0,9	-0,9	-0,7	-0,3
100	0,2	0,5	0,0	-0,5	-0,7	-1,7	-2,8	-2,1	-1,1	-1,1	-0,7	-0,2
150	0,1	0,6	0,0	-0,3	-0,7	-1,7	-2,6	-1,9	-1,2	-1,1	-0,8	-0,3

mung in KOPÁNCS nach Sonnenaufgang viel rascher ist. Beim BALATON steigt das Thermometer zwischen 4—5 Uhr bloss 0,3 (bis 7 Uhr um 6,5°, beim BALATON steigt das Thermometer um 5,1°; danach gibt es keine besondere Abweichung, und die Erwärmung hört auf zur gleichen Zeit (14—15 Uhr). Auch die Geschwindigkeit der Abkühlung ist rascher in der grossen Tiefebene. Der Unterschied ist am grössten zwischen 18—19 Uhr; in SIÓFOK —2,3, in KOPÁNCS —3,3 ist die Geschwindigkeit der Abkühlung. Diese Unterschiede zeigen den mehr kontinentalen Charakter des Sodabodengebiets von KOPÁNCS.

Die relativen Temperaturangaben beweisen wieder die grössere Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung des Sodaerdengebiets von KOPÁNCS. Wenn man die entsprechenden Angaben der Tabelle XLVI und der Tabelle III von ENDRÓDI (1964) vergleicht, sieht man, dass die Werte um 4, 14 und 15 Uhr (0, 100 und 100) gleich sind. Die Unterschiede sind zwischen 5 und 9 Uhr am grössten, und zwar in stundenweisen Reihe um 5, 8, 6, 7, 6% höher in der Periode der Erwärmung. In der Abkühlungsperiode sind die relativen Temperaturen von KOPÁNCS am tiefsten; um 19 Uhr und 20 Uhr sind sie um 9 und 8% geringer.

TABELLE XLVI

Die relative Temperatur der Luft über dem Sodaboden

cm	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
10	7,9	5,1	2,8	0,0	9,0	27,7	46,3	61,6	73,4	81,3	89,8	97,7
50	11,2	8,5	3,3	0,0	7,2	24,3	42,8	59,2	71,0	81,6	88,2	96,0
100	12,6	9,1	4,2	0,0	6,3	25,2	41,2	57,3	69,2	79,0	88,1	95,1
150	12,8	8,6	3,6	0,0	7,1	23,6	41,4	56,4	69,3	77,8	87,1	95,0

cm	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
10	100,0	100,0	100,0	93,2	84,7	71,7	47,4	33,9	26,5	23,2	19,2	18,6
50	98,7	100,0	100,0	96,7	90,1	77,6	55,9	41,4	34,2	28,3	23,7	21,7
100	96,5	100,0	100,0	96,5	91,6	79,7	60,1	45,4	37,8	30,1	25,2	23,8
150	95,7	100,0	100,0	97,8	92,8	80,7	62,1	48,6	40,0	32,1	26,4	24,3

Von unten nach oben über dem Sodaboden nimmt die Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung mit der Höhe ab. Infolge dessen bildet sich natürlich Isothermie in der bodennahen Luftschicht gegen 6 Uhr und 18 Uhr aus. Die Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung ist *in allen schichten* vor und nach der Isothermie (morgens und abends) am raschesten. Daraus folgt schon, dass *die Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung ihren täglichen Gang hat* und dass das Maximum der Erwärmungsgeschwindigkeit gegen die morgendliche, das Maximum der Abkühlungsgeschwindigkeit gegen die abendliche Isothermie ist.

Das auf Grad/Stunde gerechnete Minimum der Temperaturveränderung ist natürlich gegen die Zeit des Temperaturmaximums. Für die Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung kann man wegen der Advektion, aber hauptsächlich wegen der Konvektion an einem Strahlungstag befriedigend nicht einmal Geschwindigkeit pro Stunde rechnen, nur im Mittel mehrerer Tage kann man hoffen, charakteristische Angaben zu gewinnen. Darum richten wir nur die Aufmerksamkeit auch im Mittel von 18 heiteren Tagen darauf, dass die Erwärmungsgeschwindigkeit zwischen 13—14 Uhr von unten nach oben zunimmt, obwohl dies wegen der intensiven Erwärmung eben mit der Advektion zu erklären ist. Nachts nimmt die Abkühlungsgeschwindigkeit in der 10 cm — Schicht nach 21 Uhr infolge der Anhäufung der Kaltluft meist ab; zur gleichen Zeit ist diese Tendenz in den darüberliegenden Schichten mässiger. So ist die Temperatursenkung in den 50, 100 und 150 cm — Schichten rascher.

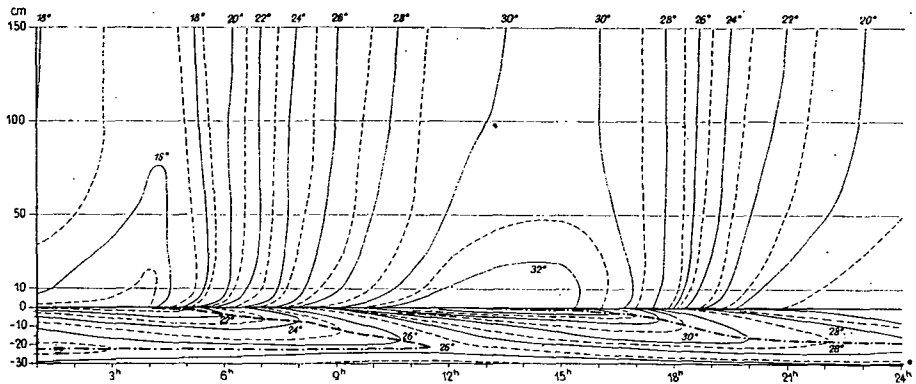


Abb. 29 Boden- und Lufttemperaturisoplethen auf Sodaboden im Durchschnitt von 18 heiteren Tagen. Juli und August 1958. — Die dicke Ereignislinie stellt die ständigen Veränderungen der Wärmeschicht im Boden, die dicke, gestrichelte Linie stellt die der Kälteschicht dar.

Die relative Temperaturwerte enthaltende Tabelle XLVI gibt Auskunft über die Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung und auch über den Tagesgang der einzelnen Schichten. Bei der Bewertung der Tabelle muss man wissen, dass wir die Angaben auf Grund des Beobachtungsmaterials von 18 heiteren Tagen ausgearbeitet haben. Das niedrigste (T_m) und das höchste (T_M) Stundenmittel und die tägliche Temperaturamplitude, die sich aus dem Unterschied dieser beiden ergibt stellen wir im folgenden dar:

	T_M	T_m	$T_M - T_m$
10 cm	32,5	14,8	17,7
50 cm	30,9	15,7	15,2
100 cm	30,5	16,2	14,3
150 cm	30,3	16,3	14,0

Aus diesen Angaben ist es auch ersichtlich, dass Temperaturunterschied zwischen 10 cm und 150 cm zur Zeit des Minimums — $1,5^{\circ}$ und zur Zeit des Maximums $2,2^{\circ}$ ist. Die Vertikalen Temperaturunterschiede erreichen ihre grössten Werte im ihrem Tagesgang nicht zu diesen zwei Zeitpunkten. Der maximale Unterschied der 10 und 150 cm — Luftschichten um 13 Uhr ist $2,8^{\circ}$, was die grosse Labilität des Luftraumes beweist: In umgekehrter Richtung ist der Temperaturunterschied um 20 Uhr und 21 Uhr mit dem Wert — $2,3^{\circ}$ am grössten. Diese Werte zeugen von einem bedeutenden Temperaturgradienten (um 13 Uhr $2,0^{\circ}/m$, um 20 Uhr und 21 Uhr $1,6^{\circ}/m$.)

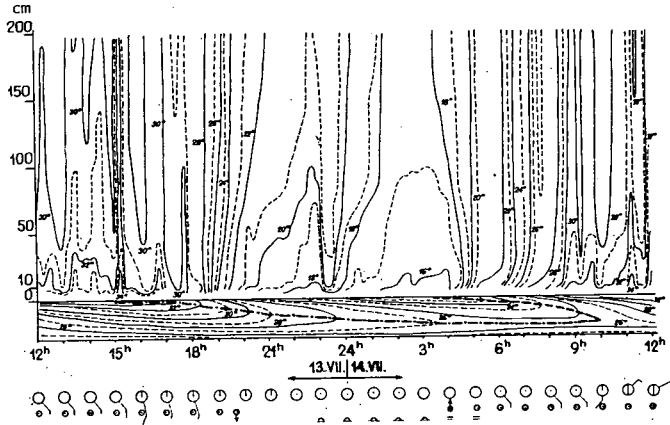


Abb. 30 Boden- und Lufttemperaturisoplethen auf Sodaboden. 13—14. 7. 1958. — Die dicke Ereignislinie stellt die ständigen Veränderungen der Wärmeschicht im Boden, die dicke, gestrichelte Linie stellt die der Kälteschicht dar. Die dargestellte Bodenschicht ist 30 cm, die Luftschicht 200 cm dick. Im unteren Teil der Abbildung geben die Wetterzeichen Auskunft über das Wetter

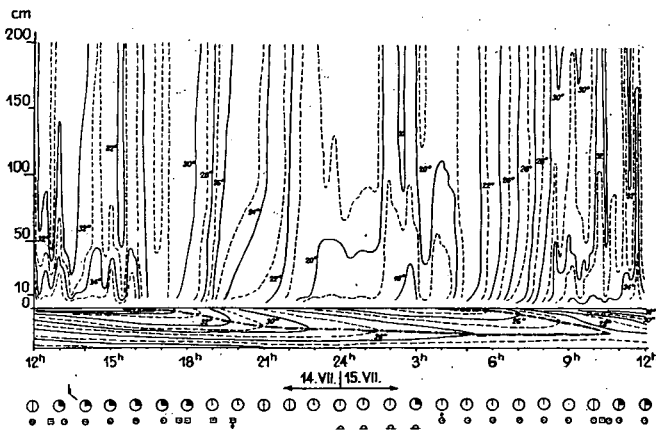


Abb. 31 Boden- und Lufttemperaturisoplethen auf Sodaboden. 14—15. 7. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 30

Die stündlichen Werte der vertikalen Temperaturgradienten sind in der Tabelle XLVII zusammengefasst. Daraus ist es zweifellos, dass sie in der unteren (10—50 cm) Luftschicht in jeder Stunde grösser sind. Eine Ausnahme findet man um 18 Uhr als der Gradient zwischen 50—100 cm $-0,2$ ist. Es gibt Unterschiede auch in der vertikalen Verteilung des Gradienten um 6 Uhr des Morgens.

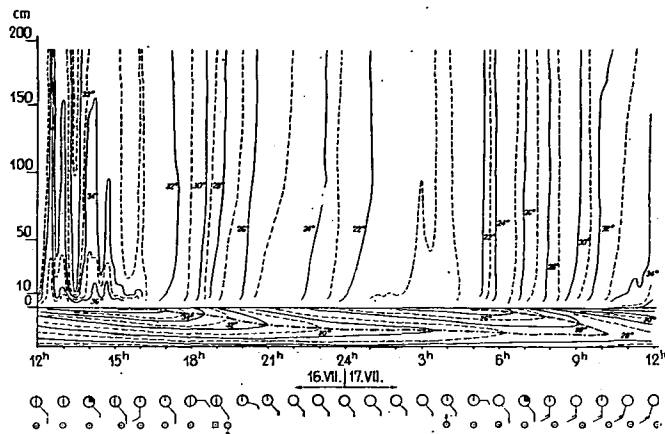


Abb. 32 Boden- und Lufttemperaturisoplethen auf Sodaboden. 16—17. 7. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 30

A. C. BEST hat die vertikalen Temperaturgradienten in PORTON (England) für die 2,5—30 und 30—120 cm Luftschichten über kurzem Gras auf Grund von zweijährigen Mitteln bestimmt. Die zweistündigen Werte sind von GEIGER (1961) angegeben worden. Der Tagesgang dieser Werte im Juli und im August stimmt in seinen

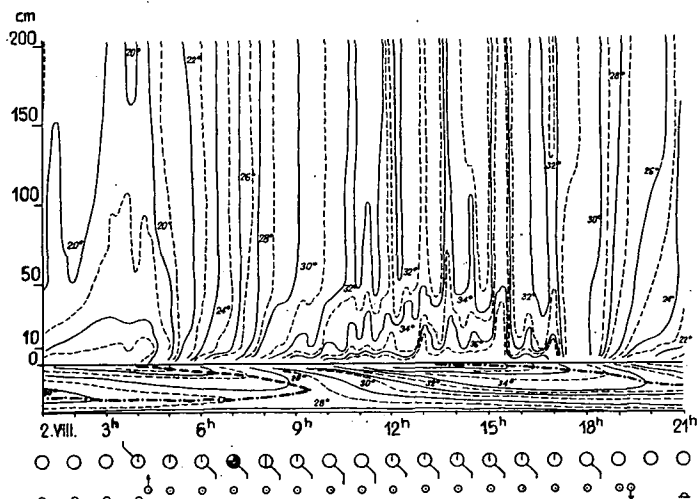


Abb. 33 Boden- und Lufttemperaturisoplethen auf Sodaboden. 2. 8. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 30

Hauptzügen mit den Ergebnissen von KOPÁNCS überein. Wegen den unterschiedlichen Beobachtungsschichten sind die Grössen nicht vergleichbar, aber wenn man in Betracht nimmt, dass der Gradient zwischen 2,5—30 cm im zweijährigen Mittel um 12 Uhr im Juli ein Wert von 5,02/m, im August 4,92°/m und in KOPÁNCS ein

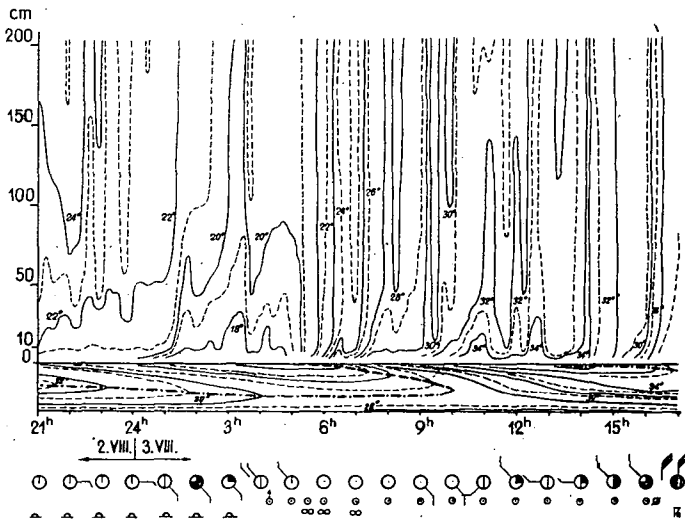


Abb. 34 Boden- und Lufttemperaturisoplethen auf Sodaboden. 2—3. 8. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 30

Wert von 4,5°/m ist zwischen 10—50 cm, kann man annehmen, dass es in KOPÁNCS in der 2,5—30 cm — Schicht im Mittel der heiteren Sommertage mit einem Gradienten von 10°/m gerechnet werden muss. Gegenüber dem englischen Gradientenmaximum von 1,09 (Juli) und 1,27 (Aug.) nach Sonnenuntergang haben wir einen Wert von 3,5 in unserer Tabelle.

Wenn man unsere Werte mit den am BALATON gemessenen vertikalen Temperaturunterschieden (ENDRÓDI, 1964) vergleicht, kann es zweifellos festgestellt werden, dass die Temperaturgradienten an heiteren Tagen über dem Sodaboden grösser sind. Leider können wir hier keinen vollständigen Vergleich machen, da die Schichten der Beobachtungen am BALATON nicht die gleichen sind wie die in KOPÁNCS. Natürlich ist der Tagesgang der gleiche.

Bei heiterem Wetter verändern sich die vertikalen Temperaturgradienten rasch und erreichen auch wesentlich höhere Werte als die durchschnittlichen. Statt der Aufzählung der Einzelangaben scheint es richtiger, einige Isoplethenkarten darzustellen. Die Temperaturverteilung der heiteren Tage ist durch die Abbildungen 30, 31, 32, 33, 34, die der trüben Tage durch die Abbildungen 35 und 36 gut dargestellt.

Zum Schluss muss noch erwähnt werden, dass die Werte der zehntägigen Mittel im Vergleich zu der Tabelle XLVII die aus den Beobachtungsangaben der heiteren Tage zusammengestellt ist nicht wesentlich abweichen. Abgesehen von der Dekade 21—30. Juli als der Temperaturgradient zwischen 7—18 Uhr positiv war, stimmte

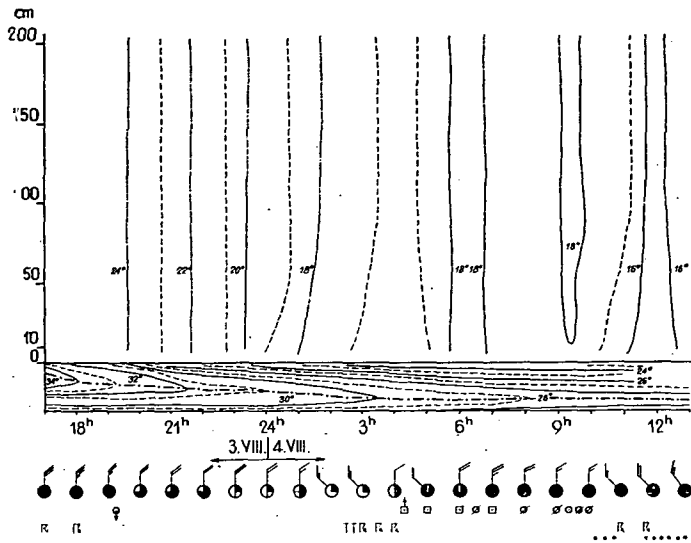


Abb. 35 Boden- und Lufttemperaturisoplethen auf Sodaboden. 3—4. 8. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 30

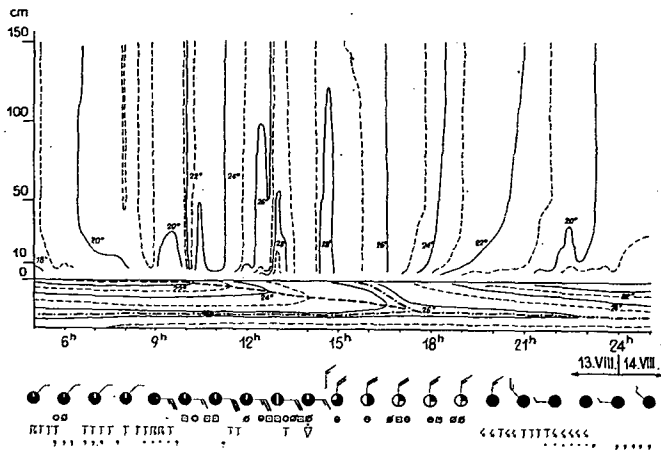


Abb. 36 Boden- und Lufttemperaturisoplethen auf Sodaboden. 13—14. 8. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 30

er in den anderen drei Dekaden mit dem der heiteren Tage (6—18 Uhr) überein. Zur Orientierung geben wir die in den einzelnen Stunden eingetretenen Maxima der Temperaturgradienten der 10—50 und 10—150 cm — Schichten der zehntägigen Mittel in Grad/m an.

Auch diese Werte tragen zur Charakterisierung der einzelnen Dekaden bei. Die sehr intensive Erwärmung in den Mittagsstunden der Dekaden 11—20. Juli und 11—20. August wie auch die Anhäufung der Kaltluft in den Nächten der Dekade 21—30. Juli sind gut ersichtlich.

	Tags		Nachts	
	10—50 cm	10—150 cm	10—50 cm	10—150 cm
11—20. VII. (A)	4,8	2,1	-2,2	-1,4
21—30. (B)	3,0	1,3	-3,5	-1,4
31. VII. — 10. VIII. (C)	4,0	1,7	-3,0	-1,1
11—20. (D)	5,5	2,0	-3,2	-1,4

In diesem Abschnitt haben wir versucht, die wichtigeren charakteristischen Züge des bodennahen Luftraumes des Sodabodens zu beschreiben, und in den folgenden Abschnitten wollen wir die Verhältnisse der Luftschicht neben dem offenen Wasser, dann im Reisbestand und darüber vergleichen.

TABELLE XLVII

Die vertikale Temperaturgradient [Grad/m] an heiteren Tagen

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
10—50	-3,0	-3,2	-2,3	-2,2	-1,0	0,8	2,0	1,2	3,2	2,8	4,0	4,5
50—100	-1,2	-1,0	-1,2	-1,0	-0,6	-0,4	0,2	0,6	0,8	1,2	0,6	1,0
100—150	-0,2	0,0	0,0	-0,2	-0,4	0,4	0,0	0,4	0,2	0,6	0,6	0,4
10—150	-1,4	-1,4	-1,1	-1,1	-0,6	-0,1	0,6	1,1	1,2	1,4	1,6	1,8

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
10—50	4,5	4,0	4,0	2,2	1,0	0,0	-2,2	-3,0	-3,5	-2,8	-2,8	-2,2
50—100	1,4	0,8	0,8	0,8	0,2	-0,2	-1,2	-1,4	-1,4	-1,0	-1,0	-1,2
100—150	0,6	0,4	0,4	0,0	0,0	0,0	-0,4	-0,8	-0,4	-0,6	-0,4	-0,2
10—150	2,0	1,6	1,6	0,9	0,4	0,0	-1,3	-1,6	-1,6	-1,4	-1,3	-1,2

Die Lufttemperatur über dem freien Wasser

Das Wasser hat physische Eigenschaften, die von denen des trockenen Bodens, in diesem Falle des Sodabodens verschieden sind. Die Wirkungen dieses wohlbekannten Faktors haben wir schon teils bei den in den vorhergehenden Abschnitten behandelten Teilen, bei der Beschreibung der Boden — und Wassertemperaturverhältnissen wahrnehmen können. Im Gegensatz zu den extremen Werten des Sodabodens haben wir den wesentlich mässigeren Tagesgang der Temperatur der dünnen Wasserschicht sowohl innerhalb der offenen als auch innerhalb der pflanzenbedeckten, bzw. mit Reis bedeckten Wasserschicht kennengelernt.

Aus den verschiedenen Weisen der Wärmeabgabe der zwei verschiedenen Substrate folgt, dass der Wärmehaushalt des Bodens und der des Wassers voneinander abweichen und dass die Luft über der Erdoberfläche sich intensiver erwärmt als die, die mit der Wasserschicht in Berührung steht. Eben darum findet man sowohl die höchste als auch die tiefste Lufttemperatur nahe dem Boden, und aus dem vorhergegangenen Abschnitt konnte man auch sehen, dass mit der Entfernung vom Boden die Lufttemperaturmaxima sich vermindern, die Minima steigen, und die täglichen Temperaturamplituden allmählich kleiner werden.

Die Temperaturamplitude über der offenen Wasserschicht ist unter den von uns gemessenen Schichten in 10 cm von der Wasseroberfläche am grössten. Von da aufwärts wird sie allmählich kleiner. In der Wasserschicht ist sie im obersten 1 cm (im Folgenden als Wasseroberfläche bezeichnet) am grössten; bis zur Mitte des Wassers wird sie mässig, von da abwärts rasch kleiner. Was die Frage betrifft, wo die Schicht mit der grössten täglichen Temperaturamplitude zwischen der Lufttemperatur in 10 cm und der Wasseroberfläche zu finden ist, sind wir auf Folgerung angewiesen.

Bevor wir das kurz behandeln, überblicken wir Tabelle XLVIII. Daraus ist es ersichtlich, dass die Lufttemperaturmaxima — wie auch über dem trockenen Boden — mit der Höhe kleiner werden und die Minima in Gegensatz zu den trockenen Gebieten auch kleiner sind. Dementsprechend sind die Temperaturamplituden in der 10 cm — Schicht am kleinsten und sie nehmen mit der Höhe ab. Das zeigt Tabelle XLIX, wo wir die Amplitude der 10 cm — Schicht als 100% betrachten.

Wenn man diese Tabelle mit Tabelle XLIII vergleicht sieht man, dass die Temperaturamplituden über trockenem Boden in wesentlich grösserer Masse mit der Höhe abnehmen in Gegensatz zu den Lufttemperaturamplituden über dem Wasser.

Wenn man die täglichen Amplituden der Luftschicht in 10 cm über dem Sodaboden mit den Temperaturen der 10 cm — Schicht über dem Wasser vergleicht, findet man bedeutende Unterschiede. Diese Verhältniszahlen sind folgende:

11 – 20. VII.	81
21 – 30.	82
31. VII. – 10. VIII.	77
10 – 20.	78
11. VII. – 25. VIII.	79

Diese Abweichungen bedeuten in den einzelnen Fällen eine um 3–4° kleinere tägliche mittlere Temperaturschwankung.

Vergleichen wir die Angaben der Tabelle XLVIII mit den Ergebnissen der schon erwähnten einheimischen Untersuchungen. Bei ENDRÓDI—GÖTZ (1964) finden wir,

TABELLE XLVIII

Die Mittel der Extremwerte der Temperatur in °C in Wasser und in Luftraum über dem Wasser

Kopáncs 1958.

	11 – 20. VII.			21 – 30. VII.			31. VII.–10. VIII.			11 – 20. VIII.			11. VII.–25. VIII.			Heitere Tage		
	Max.	min.	Δ	Max.	min.	Δ	Max.	min.	Δ	Max.	min.	Δ	Max.	min.	Δ	Max.	min.	Δ
200 cm	30,8	17,4	13,4	27,6	14,5	13,1												
150 cm	30,9	17,5	13,4	27,9	14,5	13,4	28,4	16,2	12,2	29,6	16,6	13,0	28,9	16,1	12,9	30,6	16,2	14,4
100 cm	31,1	17,5	13,6	28,1	14,7	13,4	28,5	16,3	12,0	30,0	16,5	13,5	29,2	16,1	13,1	30,8	16,3	14,5
M	31,2	17,6	13,6	28,2	14,8	13,4	28,5	16,5	12,0	30,4	16,9	13,5	29,5	16,4	13,1	31,1	16,4	14,7
M/2	31,5	17,8	13,7	28,7	14,9	13,8												
10 cm	32,9	18,0	14,9	29,4	15,3	14,1	29,4	16,9	12,5	30,9	17,4	13,5	30,5	16,8	13,7	32,1	17,0	15,1
-1 cm	31,6	21,9	9,7	28,7	19,6	9,1	28,9	19,6	9,3	29,4	20,8	8,6	29,6	20,4	9,2	30,9	20,6	10,3
-10 cm	31,4	22,3	9,1	28,6	19,8	8,8	29,1	20,1	9,0	29,5	21,1	8,4	29,6	20,8	8,8	31,0	21,0	10,0
-20 cm	29,7	22,8	6,9	27,2	20,6	6,6	28,1	20,7	7,4	29,0	21,2	7,8	28,6	21,4	7,2	29,8	21,6	8,2

M = In der Höhe des Rispenniveaus

M/2 = In der halben Höhe des Pflanzenbestandes

dass die Temperaturamplitude in 200 cm über dem Wasser 8,3° und 9,3°, an der Uferstation 9,8° und 11,0°, an der Landstation 11,1° und 12,9° ist in Juli und August im Mittel der heiteren Tage. Bei ENDRÖDI (1964) nach Tabelle II in 50 und 200 cm ist die Temperaturschwankung über dem Lande 10,8° und 10,0°, über

TABELLE XLIX

Tage:	H ö h e				
	M/2	M	100 cm	150 cm	200 cm
11 – 20. VII.	92	91	91	90	90
21 – 30.	98	95	95	95	93
31 – 10. VIII.		96	96	98	
10 – 20.		100	100	96	
11. VII. – 25. VIII.		96	96	94	
Heitere Tage		97	96	95	

dem Wasser in denselben Schichten 7,1° und 7,2° in der Beobachtungsperiode Juli—August 1962. Diese Angaben sind Ergebnisse der Forschungen am BALATON (PLATTENSEE). Nach den über dem Teich von MARTONVÁSÁR 26—27. Mai 1959 ausgeführten Beobachtungen von B. PAPP (1961) ist die Amplitude 21,1° in 10 cm, 14,5° und 13,7° in 200 und 150 cm über dem Wasser.

An Hand dieser Forschungsergebnisse sieht man, dass die Werte am BALATON von denen in KOPÁNCS bedeutend abweichen; bei denen von MARTONVÁSÁR sind die Unterschiede schon geringer, aber es ist hauptsächlich die Tendenz der vertikalen Verteilung der Temperaturmaxima (von oben nach unten abnehmend), die auf ein verschiedenartiges Mikroklima hinweist. Es kann festgestellt werden, dass die Advektion in den Temperaturverhältnissen des Luftraumes über dem offenen Wasser in KOPÁNCS nicht zu vernachlässigen ist.

Trotzdem, dass die Tendenz der Temperaturmaxima und der täglichen Temperaturamplituden kontinentalen Charakters ist, macht sich die Wirkung des untersuchten Kleinwassers nicht nur darin geltend, dass der darüberliegende Luftraum sich weniger erwärmt und weniger abkühlt, sondern grundsätzlich in der Grösse der vertikalen Temperaturgradienten und in der Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung.

Die Erwärmung und die Abkühlung der Luft über dem Lande ist rascher als die des Luftraumes beim Wasser. Wir sind nicht in der Lage, den Gang der Erwärmung und der Abkühlung der Oberfläche des Sodabodens mit dem der Wasseroberfläche zu vergleichen. Die in der 1 cm — Schicht des Wassers gemessenen Temperaturwerte können mit den in der 2 cm — Schicht des Sodabodens gemessenen Werten verglichen werden. Bei einer solchen Vergleichung können wir aber keineswegs solche Angaben bekommen, die die Verhältnisse der Erwärmung der Oberfläche des Landes und des Wassers zeigt. Eines können wir aber mit voller Sicherheit behaupten, und zwar, dass die Bodenoberfläche ihre Erwärmung von 4 Uhr ab, ihre 2 cm — Schicht ihre Erwärmung zwischen 4 und 5 Uhr beginnt; die Wasseroberfläche gerät in diesen Zustand zwischen 5—6 Uhr, also an der Wasseroberfläche (bei gegebener Wasserdicke) beginnt die Erwärmung im Mittel der Heiteren Tage um 1,5 Stunden später.

TABELLE I

Die Geschwindigkeit der Erwärmung [+] und der Abkühlung [-] im Wasser und im wassernahen Luftraum
[Grad/Stunde] an trüben [a] und an heiteren [b] Tagen

Kopáncs 1958.

		1- 2	2- 3	3- 4	4- 5	5- 6	6- 7	7- 8	8- 9	9- 10	10- 11	11- 12	12- 13	13- 14	14- 15	15- 16	16- 17	17- 18	18- 19	19- 20	20- 21	21- 22	22- 23	23- 24	
Über dem Wasser	150	a)	-0,1	-0,9	-0,5	0,5	1,8	1,6	1,1	0,7	1,0	0,2	0,1	0,4	0,3	0,5	-0,5	-0,2	-0,7	-1,5	-1,6	-0,9	-0,9	-0,1	-0,6
		b)	-0,7	-0,5	-0,6	0,6	2,5	2,4	1,9	1,7	1,2	1,1	0,9	0,5	0,4	0,3	-0,1	-0,8	-1,3	-2,5	-1,9	-1,4	-0,9	-0,9	-0,6
	60	a)	-0,2	-0,8	-0,5	0,3	1,8	1,7	1,1	0,3	0,7	0,7	0,0	0,5	0,4	0,4	-0,6	-0,3	-0,8	-1,6	-1,5	-1,0	-0,7	-0,3	-0,5
		b)	-0,7	-0,6	-0,5	0,8	2,5	2,5	2,0	1,4	1,3	1,0	0,9	0,7	0,3	0,3	-0,7	-0,6	-1,5	-2,7	-1,7	-1,3	-1,0	-0,7	-0,6
	10	a)	-0,2	-0,9	-0,4	0,5	1,8	1,6	1,3	0,3	0,9	0,4	0,1	0,4	0,4	0,3	-0,2	-0,4	-0,6	-0,5	-0,7	-0,4	-0,6	-0,5	-0,4
		b)	-0,6	-0,5	-0,6	0,9	2,3	2,5	1,9	1,3	1,8	1,0	0,8	0,8	0,2	0,4	-0,6	-0,5	-1,9	-2,6	-1,9	-1,3	-1,0	-0,6	-0,6
Im Wasser	1	a)	-0,6	-0,4	-0,3	-0,2	-0,1	0,3	0,5	0,6	0,7	1,1	0,7	0,5	0,5	0,3	-0,2	-0,4	-0,6	-0,5	-0,7	-0,4	-0,6	-0,5	-0,4
		b)	-0,5	-0,5	-0,4	-0,4	0,0	0,4	1,0	1,5	1,7	1,5	1,5	1,3	0,7	0,2	-0,2	-0,7	-1,1	-0,9	-0,9	-0,8	-0,7	-0,9	-0,5
	10	a)	-0,6	-0,4	-0,4	-0,2	-0,1	0,2	0,4	0,7	0,7	0,9	0,9	0,4	0,4	0,3	0,0	-0,3	-0,6	-0,5	-0,7	-0,4	-0,6	-0,6	-0,5
		b)	-0,4	-0,5	-0,5	-0,3	-0,2	0,2	0,9	1,3	1,6	1,4	1,8	1,0	1,0	0,4	-0,1	-0,7	-1,0	-1,0	-0,8	-0,8	-0,8	-0,7	-0,7
	20	a)	-0,5	-0,4	-0,4	-0,4	-0,2	0,2	0,2	0,5	0,7	0,8	0,5	0,5	0,4	0,3	0,1	-0,1	-0,3	-0,5	-0,6	-0,4	-0,5	-0,5	-0,4
		b)	-0,4	-0,5	-0,4	-0,4	-0,2	0,1	0,6	0,8	1,1	1,3	1,2	1,1	0,9	0,7	0,1	0,0	-0,8	-0,5	-0,7	-0,8	-0,8	-0,5	-0,7



Es ist noch bemerkenswert, dass die Geschwindigkeit der Temperaturveränderung in der 2 cm — Schicht des Bodens zum Beginn der Erwärmung (zwischen 5 und 6 Uhr) 0,8, im Maximum der Erwärmung (zwischen 10—11 Uhr) 2,4 und im Maximum der Abkühlung (zwischen 17—19 Uhr) 1,8 Grad/Stunde ist; dagegen sind die Werte bei der Wasseroberfläche (zwischen 6 und 7 Uhr) 0,4, (von 9 bis 10 Uhr) 1,7 und zwischen 17—18 Uhr 1,1 Grad/Stunde. (Siehe Tabelle L.)

Die stündlichen Werte der Erwärmung und der Abkühlung findet man in Tabelle L. Wenn man diese Tabelle mit Tabelle XLV vergleicht, kann man sehen, dass das Maximum der Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung über dem Sodaboden und über dem Wasser in der gleichen Periode einsetzt. Also sind die Tagesgänge ähnlich; nur im Luftraum des Wassers sind sie geringer.

Über den verschiedenen Substraten ist die Geschwindigkeit der Temperaturveränderungen der verschiedenen Schichten abweichend. Die grösseren Temperaturamplituden sind im Luftraum des Sodabodens zu finden. Die stündlichen Geschwindigkeiten der Temperaturveränderungen sind also grösser über dem Sodaboden.

Im gegenwärtigen Falle sind die Temperaturminima der bodennahen Schicht des Sodabodens höher als über dem freien Wasser. Die um 4 Uhr über dem Sodaboden eintretenden Minima sind in 10 cm um 2,6°, im Rispenniveau um 1,0° und in 150 cm um 0,4° geringer als zum gleichen Zeitpunkt über dem Wasser. Infolge der schnellen Erwärmung des Luftraumes über dem Sodaboden ist die Lufttemperatur in 150 cm über beiden Substraten schon nach einer Stunde gleich. Von diesem Zeitpunkt an bis 16—17 Uhr ist die Temperatur dieses Niveaus ständig tiefer über dem Wasser (um 12 Uhr 0,6), dann nach 17 Uhr bis 5 Uhr des Morgens ist sie um einige Zehntel (eventuell um 0,5) Grad höher. Im Rispenniveau treten die gleichen Temperaturen um 6 und 7, dann um 17 Uhr ein. Zwischen den zwei Zeitpunkten ist es kühler im Luftraum des Wassers (um 12 Uhr um 1,1°), des Nachts dagegen wärmer (um 20 Uhr um 1,5°). Die Temperaturunterschiede des Luftraumes des Sodabodens und des Wassers sind am grössten in den Schichten die den Substraten am nächsten liegen (in 10 cm), wenn die Abweichung um 12 Uhr 2,0°, um 20 und 21 Uhr 3,2° beträgt. Hier können 7 und 17 Uhr als die Zeitpunkte des Eintretens der die gleichen Temperaturen bezeichnet werden.

TABELLE LI

Die mittlere Geschwindigkeit der Erwärmung [+] und der Abkühlung [-] [Grad/Stunde]
im Luftraum über dem freien Wasser

Höhe	11.—20. VII.		21.—30. VII.		31. VII.— 10. VIII.		11.—20. VIII.		Heitere Tage		Trübe Tage	
	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
10 cm	1,19	1,01	1,07	0,91	0,99	0,84	1,13	0,95	1,28	1,09	0,73	0,62
M	1,12	0,95	1,03	0,87	1,00	0,85	1,14	0,96	1,26	1,08	0,72	0,61
150 cm	1,04	0,96	0,95	0,81	0,99	0,84	1,09	0,92	1,23	1,04	0,72	0,61

All das folgt aus der einfachen Tatsache, nach der das Wasser die darüberliegende Luftschicht von seiner eigenen Temperatur abhängig erwärmt oder abkühlt. Wenn die Lufttemperatur tiefer ist als die Temperatur des Wassers, dann gibt das Wasser der Luftschicht Wärme ab, wenn die Lufttemperatur höher ist, dann zieht

das Wasser Wärme ab. Infolge der Wärmespeicherungsfähigkeit des Wassers wärmt nachts die Wasserschicht bei heiterem Wetter die damit in berührung stehende Luftschicht. Bei tag dagegen kühlt sie diese letztere. Das ist gut ersichtlich in der Iso-plethendarstellung der heiteren Tage (Abb. 37). Wenn man diese mit der Temperaturdarstellung des Luftraumes über dem Sodaboden (Abb. 29) vergleicht, kommt man zu der Feststellung, dass die Advektion im Luftraum über dem Wasser nicht zu vernachlässigen ist.

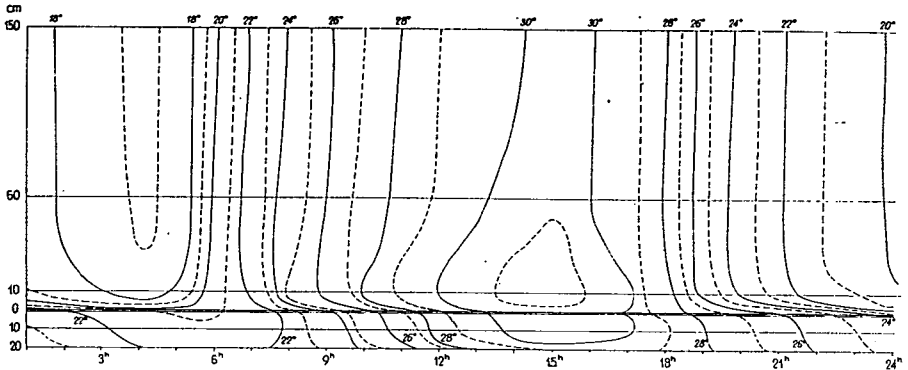


Abb. 37 Wasser- und Lufttemperaturisoplethen im freien Wasser und darüber im Mittel von 18 heiteren Tagen

Es weist noch an die Advektion an den heiteren Tagen, dass die Temperatur der Luftschicht des Sodabodens die Temperatur der Luftschicht über dem freien Wasser in 150 cm über der Wasseroberfläche um 5 Uhr, in der Höhe die dem Rispenniveau entspricht zwischen 6 und 7 Uhr, im 10 cm Niveau ungefähr um 7 Uhr übertrifft. Also schreitet die Landwirkung von oben nach unten fort, was zugleich die Abnahme der vertikalen Wärmewirkungen der Wasserschicht beweist.

An heiteren Tagen ist die Wasserschicht zwischen 7 und 17 Uhr kühler als die 10 cm Schicht der Luft, vom Abend bis zum Morgen dagegen ist die erste wärmer als diese letztere. Das kann man aus der entsprechenden Spalte der Tabelle LII gut sehen. Es ist auch gut ersichtlich, dass die 10 cm-Schicht der Luft zwischen 8—10 Uhr morgens beinahe um 3 Grad wärmer, nachts um 3,5—3,7 Grad kühler ist als die Wasseroberfläche. In der Schicht zwischen 10—60 cm ist der vertikale Temperaturgradient immer positiv, bei Tag 2 Grad/m oder ein diesem nahe kommender Wert. Zwischen 60—150 cm sind die Werte gering, von 16 Uhr bis Mitternacht sind sie umgekehrt.

Innerhalb der Beobachtungsperiode haben wir 11 trüben Tage ausgewählt, um ihre Temperaturverteilung mit der heiteren Tage vergleichen zu können. Bei ihrer Auswahl aber mussten wir uns fügen, weil es in der Beobachtungsperiode keine völlig trüben Tage gab. Die reellen Mittel der Bewölkung der in Betracht genommenen trüben Tage veränderten sich zwischen 5,2 und 9,1 und das 11tägige Mittel war 6,3. Auch so können bedeutende Unterschiede im Vergleich zu den heiteren Tagen beobachtet werden. Das Maximum der Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung war zwischen 5 und 7 Uhr und zwischen 18 und 20 Uhr, durchschnittlich in einem Wert von +1,6 und -1,6 Grad/Stunde. Wie man es aus der Tabelle L feststellen kann, zeigt die Temperaturveränderung in jeder gemessenen Luftschicht und

TABELLE LII

Der vertikale Temperaturgradient [Grad]m im Wasser und in der wassernahen Luftschicht an trüben [a] und an heiteren [b] Tagen

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Luft	60-150 cm	a)	0,3	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,6	0,6	0,1	0,2	0,3	0,2
		b)	0,1	0,1	0,0	0,1	0,3	0,3	0,4	0,5	0,2	0,3	0,2	0,2
	10-60 cm	a)	0,6	0,6	0,4	0,6	1,0	1,0	0,8	1,2	1,0	1,6	1,0	1,2
		b)	1,0	1,2	1,4	1,2	1,4	1,0	1,0	1,2	1,0	2,0	2,0	1,8
	0-10 cm	a)	33,0	29,0	34,0	35,0	28,0	9,0	-4,0	-12,0	-9,0	-11,0	-4,0	2,0
		b)	36,0	37,0	37,0	29,0	26,0	3,0	-18,0	-27,0	-29,0	-28,0	-23,0	-16,0
Wasser	10-0 cm	a)	3,0	3,0	2,0	2,0	2,0	2,0	1,0	0,0	1,0	1,0	-1,0	1,0
		b)	4,0	5,0	5,0	4,0	5,0	3,0	2,0	-1,0	-1,0	-2,0	-3,0	0,0
	20-10 cm	a)	6,0	7,0	7,0	7,0	7,0	6,0	6,0	4,0	2,0	2,0	1,0	-3,0
		b)	4,0	4,0	4,0	5,0	4,0	4,0	2,0	-1,0	-6,0	-11,0	-12,0	-18,0
		13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
Luft	60-150 cm	a)	0,3	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0	-0,1	0,0	-0,1	0,1	-0,1	0,0
		b)	0,4	0,3	0,5	-0,5	0,1	-0,1	-0,3	-0,1	0,0	-0,1	-0,1	0,1
	10-60 cm	a)	1,0	1,0	0,8	1,4	1,6	0,8	1,0	1,0	1,4	1,4	1,2	1,8
		b)	2,0	1,8	1,6	1,8	2,0	1,2	1,4	1,0	1,0	1,0	1,2	1,2
	0-10 cm	a)	3,0	4,0	4,0	5,0	3,0	7,0	19,0	27,0	31,0	32,0	31,0	29,0
		b)	-11,0	-6,0	-8,0	-4,0	-6,0	2,0	9,0	29,0	34,0	37,0	34,0	35,0
Wasser	10-0 cm	a)	1,0	0,0	0,0	2,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	4,0	3,0
		b)	-3,0	0,0	2,0	3,0	3,0	4,0	3,0	5,0	5,0	4,0	6,0	4,0
	20-10 cm	a)	-3,0	-3,0	-3,0	-2,0	0,0	3,0	3,0	4,0	4,0	5,0	4,0	5,0
		b)	-17,0	-18,0	-15,0	-13,0	-6,0	-4,0	1,0	1,0	1,0	1,0	3,0	3,0

ist. Nach dieser Abbildung befindet sich die Wasserschicht in langsamer Erwärmung, obwohl der Wasserboden die Temperaturerhöhung bremst. Am 14. 8. der am Frühmorgen regnerisch, am Vormittag vorwiegend trüb war (Abb. 39), steigt die Temperatur der Luft unter dem Einfluss der am Vormittag verhältnismässig rasch steigenden Wassertemperatur, die am Frühmorgen noch ausgeglichen war. Die *ständige* erwärmende Wirkung der Wasserschicht kann gut gesehen werden in Ablauf der Isothermien sowohl in der Erwärmungs- als auch in der Abkühlungsperiode.

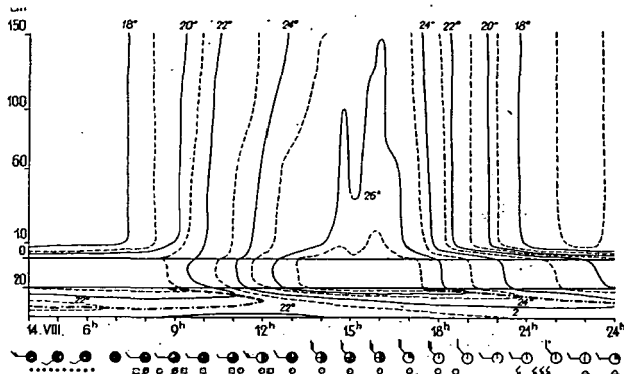


Abb. 39 Temperaturisoplethen am 14. 8. 1958. Freies Wasser — Das Niveau 0 ist das Niveau des Wassers. Darüber Luftschicht, darunter 0—20 cm dicke Wasserschicht, in 20—40 cm Bodenschicht. Im unteren Teil der Abbildung findet man die Wetterzeichen

Einen anderen Charakter hatte das Wetter am 4. August. Infolge des Kälteeinbruchs blieb die Luft kalt und bis zu den Mittagstunden kühlte sie sich sogar fortwährend ab. Auch die Temperatur des Wassers sank fortwährend. Die Bodenschicht mässigte die Abkühlung, und in den Mittagstunden wurde die Wasserschicht vom Boden unter dem Wasser sogar erwärmt, aber die Temperatur der Oberfläche sank weiter. Trotz all dem machte sich die erwärmende Wirkung der Wasserschicht geltend (Abb. 40).

Wenn man auf Grund der 10 tägigen Mittel die Temperaturunterschiede des Wassers und der 10 cm —Schicht der Luft untersucht, findet man, dass die Werte bei Nacht immer grösser und bei Tag immer kleiner sind. Das sieht man gut in den Abbildungen 41, 42, 43 und 44. In der Dekade 21—30. Juli ist das Wasser von 13 Uhr ab wärmer als die Luft, aber auch in der Dekade 31. Juli—10. August ist der Unterschied zwischen 12—17 Uhr sehr gering.

Auf Grund all dieser Tatsachen kann unsere obige Feststellung als bewiesen angesehen werden, dass *auch eine seichte [20 cm dicke] Wasserschicht die vertikale Verteilung der Lufttemperatur bedeutend beeinflusst und bei trübem Wetter mit ihren Wärmevorräten den darüberliegenden Luftraum auch bei Tag erwärmt.*

Wenn man die auf Grund der zehntägigen Mittel über dem Sodaboden (Abb. 25, 26, 27, 28) und auf Grund der Mittel der heiteren Tage (Abb. 29) gefertigten Isoplethen mit den auf ähnliche Perioden bezogenen Isothermen über dem freien Wasser (Abb. 37, 41, 42, 43, 44) vergleicht, zeigen sich auffallende Unterschiede. Diese Unterschiede ergeben sich aus der Geschwindigkeit der Temperaturveränderungen, aus der ganz entgegengesetzten Lage der vertikalen Temperaturgradienten.

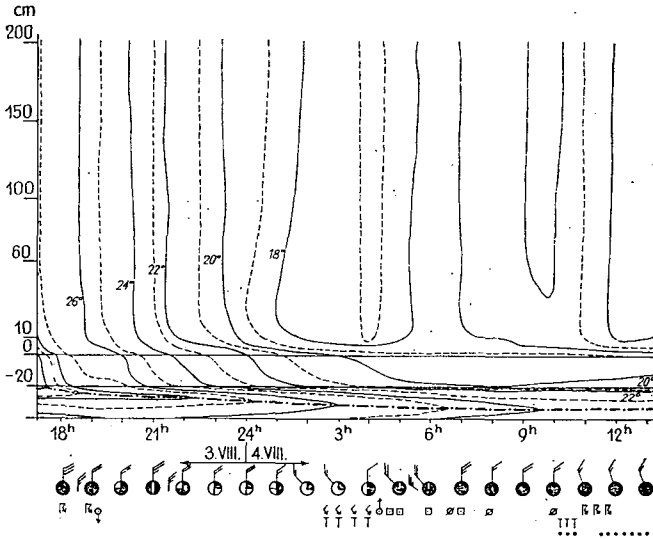


Abb. 40 Temperaturisoplethen am 3—4. 8. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 39

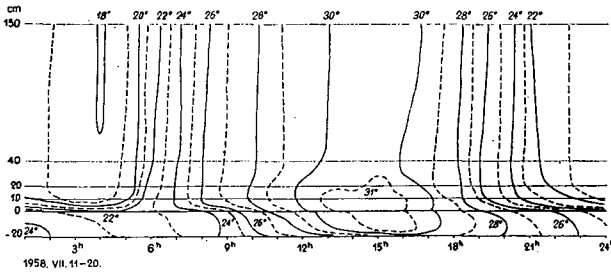


Abb. 41 Temperaturisoplethen. Freies Wasser. 11—20. 7. 1958. Auf Grund von zehntägigen Mitteln

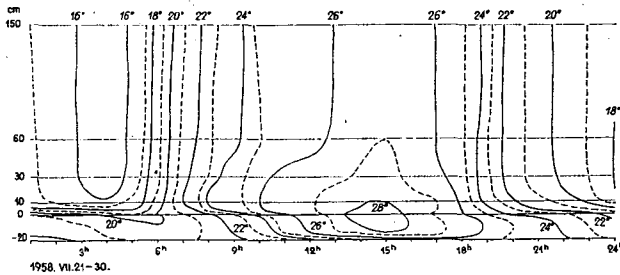


Abb. 42 Temperaturisoplethen. Freies Wasser. 21—30. 7. 1958. Auf Grund von zehntägigen Mitteln

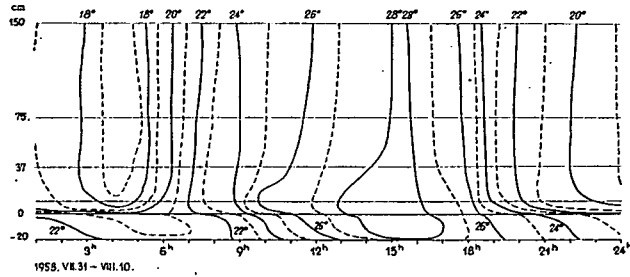


Abb. 43 Temperaturisoplethen. Freies Wasser. 31. 7—10. 8. 1958. Auf Grund von zehntägigen Mitteln

Besonders sind die Nachtverhältnisse entgegengesetzt, wenn die Kaltluft im Mikroklimaraum sich unter dem Einfluss der Wasserschicht um mehrere Grade erwärmt. In den Tagesstunden macht sich diese Tatsache in der rascheren Erwärmung und Abkühlung des Luftraumes über dem Sodaboden geltend. Es scheint, dass diese seichte, 20 cm dicke Wasserschicht an heiteren Tagen nur soviel Rolle spielt, dass sie die mit dem Wasser in Berührung stehende dünne Schicht der erhitzten Luft über dem Sodaboden, die mit der Advektion kommt, kühlt.

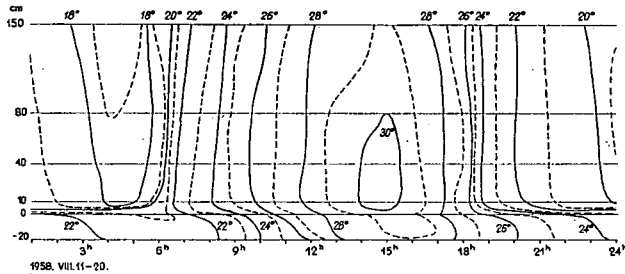


Abb. 44 Temperaturisoplethen. Freies Wasser. 11—20. 8. 1958. Auf Grund von zehntägigen Mitteln

Wenn man die Temperaturisoplethen der einzelnen Tage untersucht, kann man feststellen, dass *an heiteren Tagen, besonders am Vormittag, eine verhältnismässig kühlere Luftschicht auf der Wasseroberfläche platz nimmt*. Die Temperaturerhöhung des Luftraumes über dem Wasser durch Advektion ist rascher als die Erwärmung der Wasserschicht unter dem Einfluss der Strahlungsenergie der Sonne, dagegen bleiben die Wasseroberfläche und die einige mm dicke Schicht der damit in Berührung stehende Luftschicht infolge der Verdunstung der Wasseroberfläche in der Erwärmung zurück. Im allgemeinen ist die im Luftraum des freien Wassers schon am Nachmittag eintretende Temperatursenkung eine Folge der Advektion und dann verschwindet die kühlere Lufthaut an der Wasseroberfläche und die wärmende Wirkung der Wasserschicht kommt zur Geltung.

Besonders in den frühen Nachmittagsstunden in der wärmsten Periode kommt die wärmende Wirkung des Wassers auch bei Tag zur Geltung, und die Erwärmung zufälligerweise die Abkühlung der Luft oder beide können auf die aktive Rolle der Wasserschicht zurückgeführt werden. Bedingungen der aktiven Rolle des Wassers

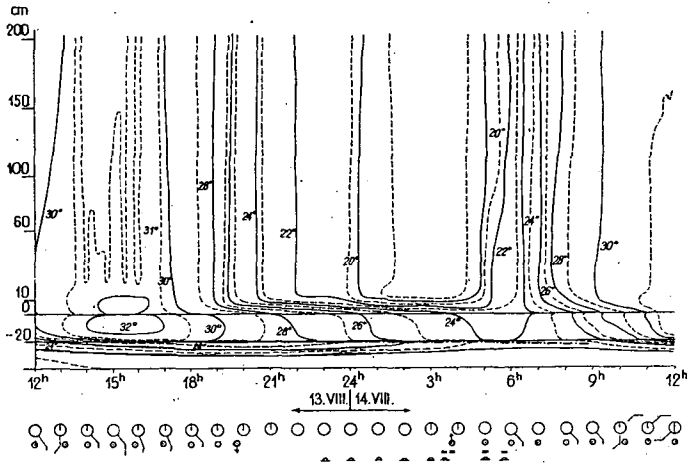


Abb. 45 Temperaturisoplethen. Freies Wasser. 13—14. 7. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 39

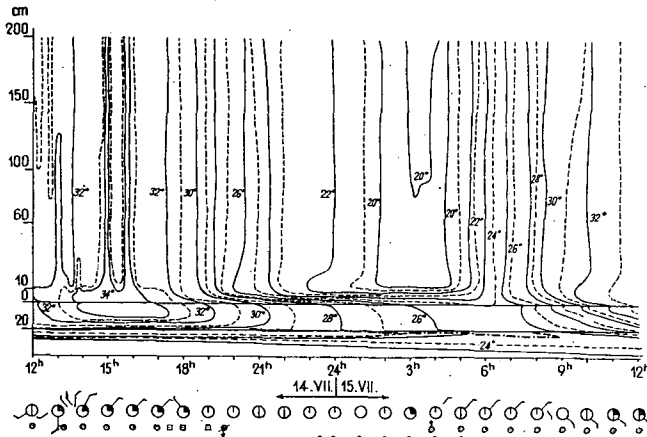


Abb. 46 Temperaturisoplethen. Freies Wasser. 14—15. 7. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 39

sind die intensive Erwärmung der Wasserschicht, die Windstille oder eine leichte Luftströmung, die rasche Abnahme der Windgeschwindigkeit und das trübe Wetter. Dieses letztere ist aber schon behandelt worden.

Hier geben wir einige Isoplethendarstellungen um die obigen Feststellungen zu beweisen. Abb. 45 zeigt die Wirkung der intensiv erwärmten Wasserschicht, besonders

auf der 32 gradigen Isotherme. In Abb. 50 zeigt sich die wärmende Wirkung der Wasserschicht mit der Schwächung des Windes zwischen 16—18 Uhr, aber zur gleichen Zeit erscheint auch die kühle Lufthaut an der Wasseroberfläche. In Abb. 47 geht die Abkühlung zwischen 16—18 Uhr von der Wasseroberfläche aus. Dasselbe sieht man in Abb. 51 um 17 Uhr, während nach Abb. 46 erfolgt die Erwärmung der Luft nach 13 Uhr unter dem Einfluss der Wasserschicht.

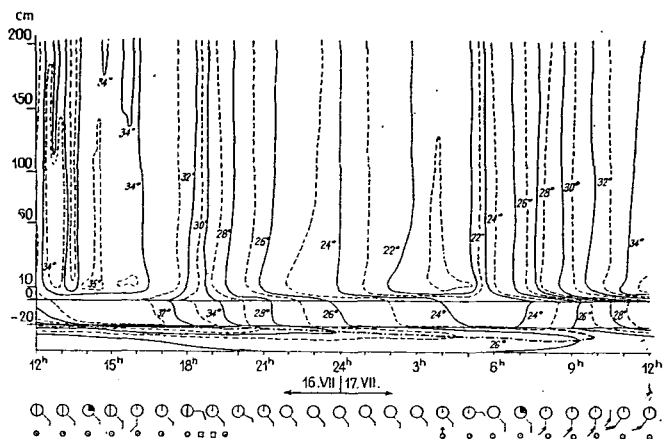


Abb. 47 Temperaturisoplethen. Freies Wasser. 16—17. 7. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 39

Wenn wir all das wissen, können wir feststellen, dass *die seichte Wasserschicht von kleiner Ausdehnung an heiteren Tagen eine aktive, wärmende Wirkung auf die darüberliegende Luft nur eine kurze Weile ausübt.*

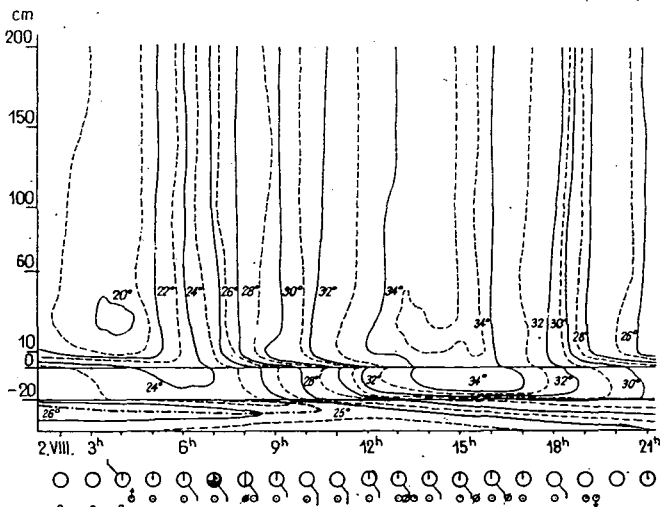


Abb. 48 Temperaturisoplethen. Freies Wasser. 2. 8. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 39

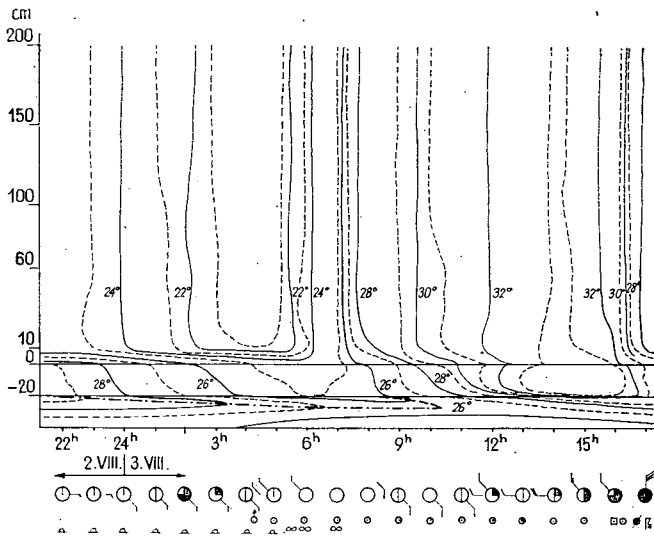


Abb. 49 Temperaturisoplethen. Freies Wasser. 2—3. 8. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 39

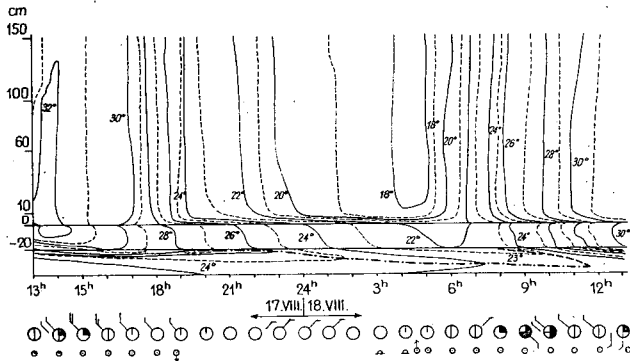


Abb. 50 Temperaturisoplethen. Freies Wasser. 17—18. 8. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 39

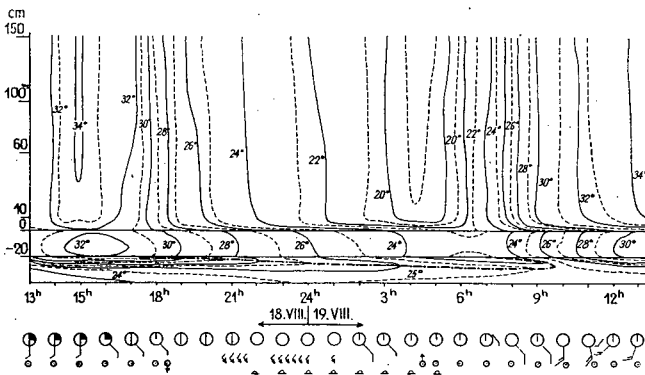


Abb. 51 Temperaturisoplethen. Freies Wasser. 18—19. 8. 1958. — Zeichenerklärung unter Abb. 39

Infolge der Einwirkung der Substrate, die sich in der Umgebung seichter Gewässer rasch erwärmen und abkühlen, sind die *Mikroklimata der kleinen seichten Gewässer solche von ihren Umgebungen abhängige modifizierte Mikroklimata, in denen der Wärmehaushalt der eigenartigen Substrate von den sie umgebenden Substraten unabhängig ist aber die Temperatur ihres Luftraumes meist nicht kontrolliert, sondern bedeutend modifiziert.*

An Sommertagen kühlt die Wasserschicht meist die darüberliegende Luft, aber vom Wetter abhängig kann sie ihn auch kontrollieren; an sommerlichen Nächten wärmt sie ausnahmslos die darüberliegende Luft. Das beweisen ausser den obenerwähnten Abbildungen auch die Abbildungen 48 und 49.

Die Temperatur im Luftraum des Reisbestandes

In der zeitlichen und räumlichen Verteilung der Temperatur des Reisbestandes findet man Züge die mit denen des freien Wassers gleich und andere die denen entgegengesetzt sind. Ein für sie gemeinsamer Charakterzug ist, dass das Bewässerungswasser den darüberliegende Luft bei Tage kühlt, bei Nacht erwärmt, aber in den Prozessen der Erwärmung und der Abkühlung des Wassers findet man Unterschiede (Siehe das Kapitel mit dem Titel „Die Temperatur des Wassers“). Es gibt aber einen wesentlichen Unterschied in der vertikalen Schichtung der Temperatur innerhalb des Reisbestandes, was auch natürlich ist, weil der Pflanzenbestand als eine strahlungsauffassende Oberfläche dient.

Die Zeitpunkte des Eintretens der Temperaturminima stimmen mit denen über dem Wasser mit geringen Abweichungen überein. Bei den Maxima findet man kleine Unterschiede. Die Zeitpunkte des Eintretens der Minima und Maxima auf Grund zehntägiger Mittel sind in Tabelle LIII zusammengefasst.

In der Dekade 3 und 4 treten die Minima im Vergleich zum freien Wasser eine Stunde später ein, was offenbar mit der Schattenwirkung der Vegetation und mit der Verspätung der Erwärmung des Bewässerungswassers zusammenhängt.

Die Maxima treten in der 10 cm-Schicht in den zwei ersten Dekaden um je eine, im August um je zwei Stunden früher ein. Dieser Zeitunterschied hängt offenbar mit der Entwicklung der Pflanzen und mit der Lage der Sonne zusammen. Die im August entwickelte Vegetation übt die geringste Schattenwirkung zu einem Zeitpunkt näher dem Zeitpunkt der Kulmination aus; also nähern sich auch die Temperaturmaxima in der 10 cm-Schicht diesem Zeitpunkt.

TABELLE LIII

Die Zeitpunkte der Temperaturmaxima und Minima

Höhe: Tag:	10 cm		Rispeniveau		150 cm	
	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.
11 – 20. VII.	14	4	14	4	15	4
21 – 30. VII.	14	4	14	4	15	4
31. VII. – 10. VIII.	13	5	15	4	15	4
11 – 20. VIII.	13	5	15	4	15	4

Aus den Mitteln der Extremwerte der täglichen Temperatur (Tabelle LIV) ist es ersichtlich, dass es am wärmsten innerhalb des Pflanzenbestandes, in seinem halben Hohe, und am kühlfsten im Rispeniveau ist. Die Mittel der Temperaturminima weisen in vertikaler Verteilung sehr geringe Unterschiede auf, und auf die Unterschiede von einigen Zehntelgraden kann man verlässliche Feststellungen nicht basieren.

Im Juli haben wir Thermometer auch 10 cm über und 10 cm unter dem Rispeniveau angebracht, um festzustellen welche Rolle das Rispeniveau im Laufe der Abkühlung und der Erwärmung spielt. Im Mittel der Extremwerte ist dies ein Anhaltspunkt in Bezug auf die Maxima, was beweist, dass die Anhäufung der Wärme vorwiegend im Raume des Pflanzenbestandes stattfindet.

Die Unterschiede der Temperaturminima im Luftraum des Reisbestandes und des freien Wassers (vergleiche Tabellen XLVIII und LIV) sind sehr gering; dagegen sind die Unterschiede der Temperaturmaxima im Rispeniveau und innerhalb des Pflanzenbestandes verhältnismässig gross. Die Unterschiede der Temperaturamplituden werden auch grundlegend durch die Unterschiede der Maxima bestimmt.

Am grössten sind die Temperaturschwankungen über dem Sodaboden, und wenn wir die Amplitude der 10 cm-Schicht desselben als 100% nehmen, erhalten wir im Vergleich zu diesem die folgenden Prozentwerte über anderen zwei Substraten:

Höhe	Freies Wasser	Reisbestand
10 cm	80,8	79,7
M/2	83,8	88,8
M	78,2	84,4
100 cm	77,9	78,3
150 cm	76,9	74,2

(Der Wert M/2 bezieht sich auf 11. 7. - 5. 8.)

Die beiden Zahlenreihen beweisen einerseits die mässige Wirkung des Wassers (10 cm), andererseits innerhalb des Reisbestandes dessen eigenartige Wirkung.

Über die prozentige Verteilung der täglichen Temperaturschwankungen im Luftraum des Reisbestandes berichtet Tabelle LV.

Aus der Tabelle sieht man, dass die Schicht mit der grössten täglichen Temperaturamplitude mit Ausnahme der trüben Tage immer im Pflanzenbestand zu finden ist und die Amplitude mit dem Wachsen des Pflanzenbestandes grösser wird. Dem widerspricht in gewissem Masse das Mittel der Dekade 31. Juli-10. August; hier aber müssen wir bedenken, dass die zwei kühlfsten Tage innerhalb dieser Periode vorkamen, als unter dem Einfluss der abgekühlten Wasserschicht die Temperaturmaxima in der 10 cm-Luftschicht hinter der Erwärmung der Blätterzone bedeutend zurückblieben. Ausser dieser Dekade ist die Temperaturschwankung der Rispenzone immer grösser als die der darüberliegenden Luft.

An heiteren Tagen ist die Temperaturschwankung mässig. Doch ist sie im Rispeniveau am grössten, weil die Erwärmung in den Pflanzenbestand nur langsam hineindringt. Die aktive Schicht bleibt also bei Tage im Rispeniveau.

TABELLE LIV

Die Mittel der Extremwerte der Temperatur in °C im Bewässerungswasser und im Luftraum des Reisbestandes

Kopáncs 1958.

	11. – 20. VII.			21. – 30. VII.			31. VII. – 10. VIII.			11. – 20. VIII.			11. VII. – 25. VII.			Heitere Tage		
	Max.	min.	Δ	Max.	min.	Δ	Max.	min.	Δ	Max.	min.	Δ	Max.	min.	Δ	Max.	min.	Δ
150 cm	31,1	17,6	13,5	28,4	15,0	13,4	28,5	16,5	12,0	30,4	17,0	13,4	29,5	16,4	13,1	30,9	16,4	14,5
100 cm	31,9	17,5	14,4	28,8	15,0	13,8	29,0	16,4	12,6	30,8	16,9	13,9	30,0	16,4	13,6	31,5	16,3	15,2
M + 10	32,6	17,6	15,0	29,0	15,0	14,0												
M	33,6	17,6	16,0	29,3	14,8	14,5	29,8	16,2	13,6	31,9	16,9	15,0	31,0	16,3	14,7	32,9	16,3	16,6
M – 10	34,2	18,0	16,2	30,2	14,9	15,3												
M/2	34,3	18,0	16,3	30,2	14,9	15,3	30,0	16,2	13,8	32,6	17,3	15,3	31,7	16,5	15,2	33,9	16,7	17,2
10 cm	34,0	18,0	16,0	29,2	15,0	14,2	27,8	16,3	11,5	31,0	17,3	13,7	30,4	16,6	13,8	32,3	16,7	15,6
– 1 cm	30,3	33,5	7,8	27,0	20,2	6,8	27,6	20,6	7,0	27,6	21,2	6,4	27,9	21,0	6,9	29,0	21,2	7,8
– 10 cm	30,0	22,7	7,3	26,8	20,5	6,3	27,3	20,9	6,4	27,3	21,4	5,9	27,6	21,3	6,3	28,7	21,7	7,0
– 20 cm	28,8	23,2	5,6	25,7	21,0	4,7	25,9	21,3	4,6	25,6	21,7	3,9	26,3	21,7	4,6	27,2	22,2	5,0

M = Im Rispeniveau

M + 10 = 10 cm über dem Rispeniveau

M – 10 = 10 cm unter dem Rispeniveau

M/2 = In der halben Höhe des Pflanzenbestandes

Bei heiterem Wetter ist die vertikale Verteilung der Temperaturamplituden fast identisch mit dem auf Grund der Mittel der gesamten Tage zusammengestellten Bild. Der Unterschied besteht nur darin, dass die täglichen Schwankungen über dem Pflanzenbestand geringer sind.

TABELLE LV

Die täglichen Temperaturamplituden in %

	10 cm	M/2	M-10	M	M+10	100 cm	150 cm
11-20. VII.	100	102	101	100	94	90	84
21-30.	100	108	108	102	99	97	94
31. VII. - 10. VIII.	100	120		118		118	104
11-20.	100	112		109		102	98
11. VII. - 25. VIII.	100	110		107		99	95
Heitere Tage	100	110		106		97	93
Trübe Tage	100	100		105		98	94

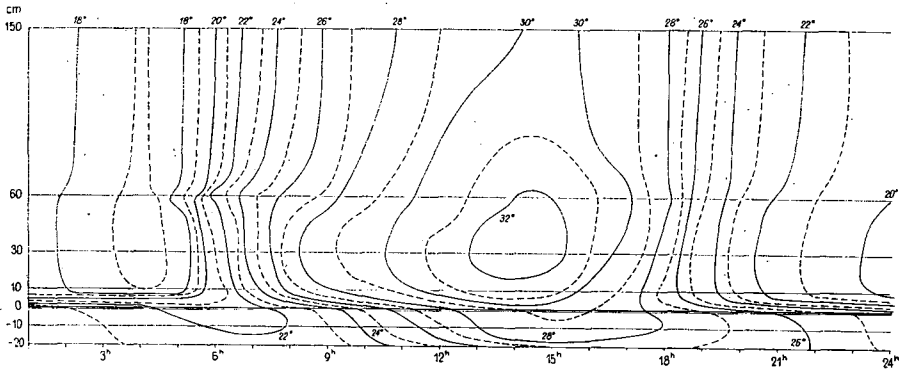


Abb. 52 Temperaturisoplethen an heiteren Tagen im Reisbestand

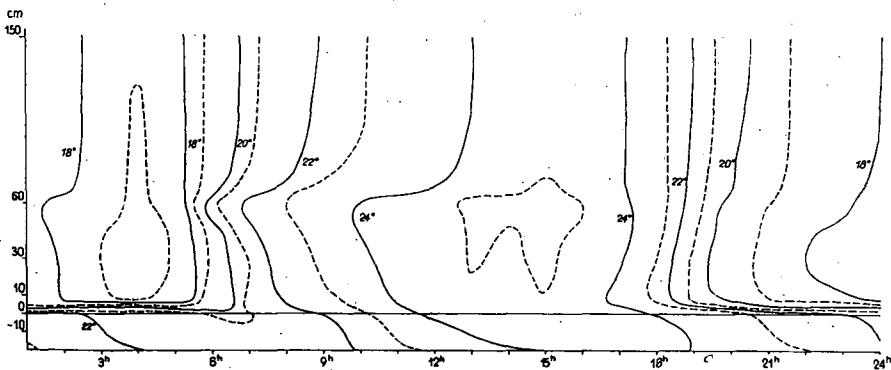


Abb. 53 Temperaturisoplethen an vorwiegend trüben Tagen im Reisbestand

Auf Grund dieser Tatsachen kann man feststellen, dass *die täglichen Temperaturschwankungen innerhalb des Pflanzenbestandes am grössten sind und an heiteren wie auch an trüben Tagen mit dem Wachstum der Pflanzen ihre verhältnismässige Grösse wächst.*

TABELLE LVI

Die mittlere Geschwindigkeit [Grad/Stunde] der Erwärmung [+] und der Abkühlung [-] im Luftraum des Reisbestandes

Höhe	11.-20. VII.		21.-30. VII.		31. VII.-10. VIII.		11.-20. VIII.		Heitere Tage		Trübe Tage	
	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
10 cm	1,51	1,08	1,16	0,83	1,01	0,72	1,18	1,00	1,32	1,11	0,74	0,62
M	1,52	1,09	1,22	0,87	1,09	0,92	1,22	1,03	1,39	1,18	0,77	0,65
150 cm	1,12	0,94	1,05	0,75	0,96	0,81	1,22	0,87	1,22	1,03	0,68	0,57

Auch die mittlere Geschwindigkeit der *Erwärmung und der Abkühlung* beweist die Rolle des Pflanzenbestandes (Tabelle LVI). Über dem Sodaboden ist die Geschwindigkeit der Temperaturveränderung im 10 cm-Niveau am grössten. Ähnlich ist die Lage auch über dem freien Wasser. Im Reisbestand aber ist die Temperaturveränderung immer grösser im Rispeniveau als in 10 cm Höhe über dem Wasser.

Wenn man die Werte der stündlichen Temperaturveränderungen (Tabelle LVII) überblickt, kommt man zur überraschenden Feststellung, dass im untersuchten Gebiet die Erwärmung am heftigsten im Rispeniveau des Reisbestandes beginnt; hier ist die Geschwindigkeit der Erwärmung grösser als im 10 cm-Niveau des Sodabodens (1,6) und des freien Wassers (0,9). Die Geschwindigkeit der Erwärmung nimmt auch in den nachfolgenden Stunden, und die maximale Geschwindigkeit verlegt sich auch in den Pflanzenbestand und sie ist auch in der Schicht über dem Wasser nicht vernachlässigbar. Das Maximum der Geschwindigkeit der Abkühlung ist zwischen 18—19 Uhr im Rispeniveau, aber die Abkühlung in der Nähe des Wassers beginnt schon nach 13 Uhr.

Die Abkühlung ist am schnellsten über dem Sodaboden, aber die Luft kühlt sich schneller ab im Reisbestand als über dem freien Wasser.

Bei trüben Wetter ist die Geschwindigkeit der Erwärmung morgens mässiger, und das Maximum der Temperaturveränderung verlegt sich auf die Blätterzone nur nach 7 Uhr. In der abendlichen Periode der Abkühlung aber findet man das Maximum der Abkühlung im Rispeniveau.

Die Erwärmung des Luftraumes des Reisbestandes geht immer aus dem Rispeniveau aus, dann verlegt sie sich in das Innere des Pflanzenbestandes. Die Abkühlung dagegen tritt in der Nähe des Wassers am ehesten auf, was auch die Abbildungen 52, 53, 54, 55, 56 und 57 beweisen. Dieser Vorgang zeigt sich auch zum Beginn des Wachstums des Reises in den zehntägigen Mitteln, aber die Erwärmung verlegt sich hier sehr schnell in das Innere des Pflanzenbestandes. Dasselbe kann beobachtet werden auch in den Abbildungen 58 und 59, die die Temperaturverhältnisse je einer 24 stündigen Periode darstellen.

Die auf Grund von hier zehntägigen Temperaturmitteln gezeichneten Isoplethen (Abb. 54, 55, 56, 57) zeigen gut den Gang der Erwärmung und der Abkühlung unter dem Einfluss der Entwicklung der Vegetation und aus diesen Abbildungen stellt es auch heraus, dass sich bei Tag innerhalb des Reisbestandes eine warme Luftschicht bildet von der wie von einer Achse aufwärts und abwärts die Temperatur abnimmt.

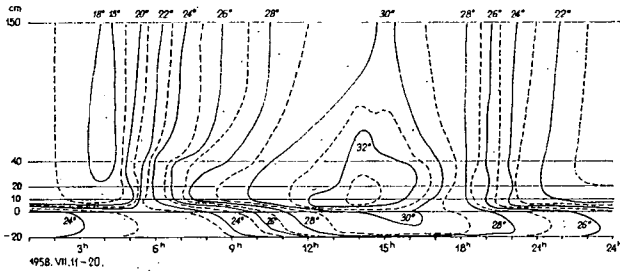


Abb. 54 Temperaturisoplethen im Reisbestand. 11–20. 7. 1958. Zehntägige Mittel

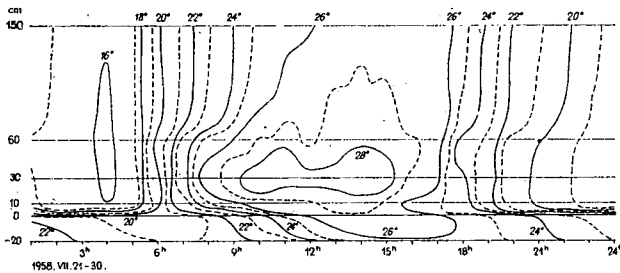


Abb. 55 Temperaturisoplethen im Reisbestand. 21–30. 7. 1958. Zehntägige Mittel

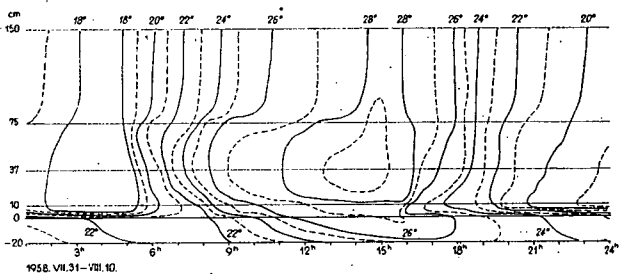


Abb. 56 Temperaturisoplethen im Reisbestand. 31. 7.–10. 8. 1958. Zehntägige Mittel

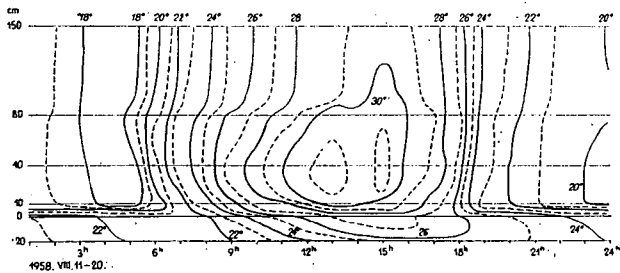


Abb. 57 Temperaturisoplethen im Reisbestand. 11–20. 8. 1958. Zehntägige Mittel

TABELLE LVII

Die Geschwindigkeit der Erwärmung [+] und der Abkühlung [-] im Bewässerungswasser und im Luftraum des Reisbestandes an trüben [a] und an heiteren [b] Tagen

		Stunden	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	
Über dem Wasser	150 cm	a)	-0,1	-0,9	-0,5	0,5	1,7	1,4	0,9	0,7	0,6	0,5	0,2	
		b)	-0,8	-0,7	-0,6	0,8	2,3	2,5	2,0	1,6	1,3	0,7	0,9	
	60 cm	a)	-0,2	-0,8	-0,5	0,8	2,7	1,8	0,9	0,6	0,4	0,4	0,4	
		b)	-0,8	-0,5	-0,5	2,1	3,6	2,3	1,9	1,1	0,9	1,2	0,7	
	30 cm	a)	0,0	-0,9	-0,4	0,5	2,1	1,8	1,4	0,9	0,5	1,1	-0,4	
		b)	-0,7	-0,7	-0,5	0,7	3,7	3,8	2,8	1,3	0,7	0,8	1,1	
	10 cm	a)	-0,2	-0,7	-0,4	0,5	2,0	1,1	1,0	0,5	0,6	0,9	0,2	
		b)	-0,5	0,5	-0,5	0,6	3,0	3,1	2,6	1,5	0,9	0,3	1,5	
	Im Wasser	-1 cm	a)	-0,3	-0,3	-0,4	-0,3	-0,2	0,0	0,2	0,7	0,9	0,8	0,5
			b)	-0,5	-0,3	-0,5	-0,4	-0,2	0,0	0,7	1,3	1,5	1,4	1,1
		-10 cm	a)	-0,3	-0,4	-0,4	-0,4	-0,2	0,0	0,2	0,5	0,6	0,8	0,6
			b)	-0,4	-0,3	-0,5	-0,4	-0,2	-0,1	0,3	0,9	1,3	1,3	1,3
-20 cm		a)	-0,3	-0,4	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	0,1	0,2	0,4	0,4	0,5	
		b)	-0,5	-0,3	-0,5	-0,3	-0,3	-0,1	-0,1	0,3	0,7	0,9	0,9	

Um das zu beweisen haben wir die vertikalen Temperaturgradienten auf heitere und vorwiegend trübe Tage gerechnet, und diese sind in Tabelle LVIII zusammengefasst.

Die grössten vertikalen Temperaturunterschiede findet man bei Tag und bei Nacht zwischen der Wasseroberfläche und der 10 cm-Luftschicht. Von 18 Uhr abends bis 6 Uhr morgens ist die Wasserschicht wärmer als die 10 cm-Luftschicht; dementsprechend ist der vertikale Temperaturgradient positiv. Die wärmende Wirkung des Wassers aber wirkt nur auf ungefähr die halbe Ausdehnung des Pflanzenbestandes, sie dringt nur um 1 und 2 Uhr nachts bis zum Rispeniveau hinauf was auch von positiven Temperaturgradienten bewiesen wird.

Bei Tag ist die Wasserschicht kühler als die darüberliegende Luft, aber auch die 10 cm-Luftschicht ist kühler als die mittlere Schicht des Pflanzenbestandes, die in der Tabelle als die Hälfte der mittleren Höhe des Pflanzenbestandes durch die 30 cm-Schicht dargestellt ist. In der oberen Hälfte des Pflanzenbestandes und darüber ist der vertikale Temperaturgradient positiv. Also kann man auf Konvektion von da

TABELLE LVII

Die Geschwindigkeit der Erwärmung [+] und der Abkühlung [-] im Bewässerungswasser und im Luftraum des Reisbestandes an trüben [a] und an heiteren [b] Tagen

Stunden		12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23	23-24		
Über dem Wasser	150 cm	a)	0,4	0,3	0,3	-0,1	-0,3	-0,7	-1,6	-1,5	-0,9	-0,9	-0,1	-0,5	
		b)	0,7	0,1	0,5	-0,4	-0,4	-1,3	-2,2	-2,1	-1,4	-0,8	-0,8	-0,4	
	60 cm	a)	0,4	0,0	0,1	-0,3	-0,5	-0,9	-2,3	-1,7	-0,6	-0,8	0,0	-0,5	
		b)	0,8	0,7	0,0	-1,7	-1,0	-1,8	-3,3	-2,2	-1,1	-0,9	-0,7	-0,3	
	30 cm	a)	0,6	-0,5	0,7	-0,5	-0,6	-1,2	-2,1	-1,6	-0,6	-0,7	-0,2	-0,4	
		b)	0,6	0,4	0,0	-1,5	-1,3	-2,4	-2,8	-1,8	-1,1	-0,9	-0,6	-0,5	
	10 cm	a)	0,4	-0,1	0,2	-0,5	-0,7	-1,0	-1,9	-1,3	-0,7	-0,2	-0,5	-0,5	
		b)	1,0	0,0	-0,4	-1,5	-0,9	-2,0	-2,2	-1,8	-1,0	-0,9	-0,4	-0,5	
	Im Wasser	-1 cm	a)	0,3	0,3	0,2	-0,1	-0,4	-0,2	-0,6	-0,4	-0,5	-0,3	-0,3	-0,5
			b)	0,9	0,3	0,2	-0,2	-0,5	-0,6	-0,6	-0,6	-0,5	-0,5	-0,5	-0,6
		-10 cm	a)	0,3	0,4	0,3	0,0	-0,3	-0,3	-0,3	-0,4	-0,4	-0,4	-0,4	-0,4
			b)	1,1	0,5	0,2	-0,1	-0,3	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,6	-0,5
-20 cm		a)	0,3	0,3	0,3	0,1	0,0	-0,1	-0,1	-0,2	-0,3	-0,3	-0,4	-0,4	
		b)	0,8	0,6	0,4	0,3	0,1	-0,1	-0,2	-0,2	-0,4	-0,5	-0,4	-0,6	



TABELLE LVIII

Der vertikale Temperaturgradient [Grad/m] im Bewässerungswasser des Reises und in dem darüberliegenden Luftraum an trüben [a] und an heiteren [b] Tagen

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Über dem Wasser	150-60 a)	-0,3	-0,4	-0,3	-0,3	0,0	1,1	1,5	1,5	1,4	1,2	1,1	0,9
	cm b)	-0,6	-0,6	-0,3	-0,2	1,2	2,7	2,4	2,3	1,8	1,3	1,8	1,7
	60-30 a)	-1,3	-0,7	-1,0	-0,7	-1,7	-3,6	-3,6	-2,0	-1,0	-0,7	1,7	0,3
	cm b)	0,0	0,3	-0,3	-0,3	-5,0	-4,0	0,3	3,6	4,0	3,6	2,3	3,6
	30-10 a)	1,0	0,0	1,0	1,0	1,0	0,5	1,0	-1,0	-3,0	-2,5	-3,5	-0,5
	cm b)	0,0	1,0	2,0	2,0	1,5	-2,0	-5,5	-6,5	-5,5	-4,5	-4,5	-5,0
	10-0 a)	44,0	43,0	47,0	47,0	39,0	17,0	-2,0	-10,0	-8,0	-5,0	-6,0	-3,0
	cm b)	50,0	50,0	52,0	52,0	42,0	10,0	-21,0	-40,0	-42,0	-36,0	-25,0	-29,0
Im Wasser	0-10 a)	3,0	3,0	2,0	2,0	1,0	1,0	1,0	1,0	-1,0	-4,0	-4,0	-3,0
	cm b)	2,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	2,0	-2,0	-6,0	-8,0	-9,0	-7,0
	10-20 a)	3,0	3,0	3,0	4,0	5,0	5,0	4,0	3,0	0,0	-2,0	-6,0	-7,0
	cm b)	4,0	3,0	3,0	3,0	4,0	3,0	3,0	1,0	-5,0	-11,0	-15,0	-19,0

		13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Über dem Wasser	150-60 a)	1,3	1,0	0,8	0,6	0,3	0,1	-0,3	-0,9	-0,6	-0,4	-0,3	-0,3
	cm b)	1,8	2,4	1,9	1,6	0,9	-0,3	-0,9	-1,0	-0,7	-0,8	-0,7	-0,6
	60-30 a)	-0,3	-2,0	0,0	-0,7	-1,0	-2,0	-1,3	-1,0	-1,0	-0,7	-0,3	-1,0
	cm b)	2,7	1,6	1,6	-1,0	-2,0	-4,0	-2,3	-1,0	-1,0	-0,1	-0,7	-1,3
	30-10 a)	-1,5	0,5	-1,5	-2,0	-2,5	-1,0	0,0	1,5	1,0	3,5	1,5	1,0
	cm b)	-3,0	-5,0	-7,0	-7,0	-5,0	-3,0	0,0	0,0	0,5	0,5	1,5	1,5
	10-0 a)	-4,0	0,0	0,0	4,0	7,0	14,0	27,0	36,0	38,0	37,0	40,0	40,0
	cm b)	-30,0	-27,0	-21,0	-8,0	-4,0	10,0	26,0	38,0	43,0	47,0	46,0	45,0
Im Wasser	0-10 a)	-3,0	-2,0	-1,0	0,0	1,0	0,0	3,0	3,0	4,0	3,0	2,0	3,0
	cm b)	-5,0	-3,0	-3,0	-2,0	0,0	1,0	2,0	3,0	3,0	3,0	2,0	3,0
	10-20 a)	-7,0	-8,0	-8,0	-7,0	-4,0	-2,0	0,0	2,0	3,0	4,0	4,0	4,0
	cm b)	-22,0	-21,0	-19,0	-15,0	-11,0	-7,0	-4,0	-1,0	0,0	0,0	2,0	1,0

rechnen, darunter aber ist die Schichtung der Luft stabil, die vertikale Mischung der Luftschicht kann also nur bei stärkerer Turbulenz stattfinden.

Die einzelnen Perioden der Abbildungen 58 (14—16 Uhr, 11—12 Uhr), 59 (13—15 Uhr), 60 (15 Uhr), 61 (9—15 Uhr), 62 (14—15 Uhr) und 60 (10—12 Uhr) deuten auf Konvektionsströmungen..

Im Mittel der vorwiegend trüben Tage kühlt das Bewässerungswasser die darüberliegende Luftschicht nur in den Stunden 7 bis 13 Uhr; dementsprechend ist der Temperaturgradient der 0—10 cm-Luftschicht in dieser Periode negativ. Der den ganzen Tag dauernde negative Temperaturgradient der 30—60 cm-Luftschicht ist charakteristisch für die vorwiegend trübe Periode, in der der Gradient nur um 11 und 12 Uhr

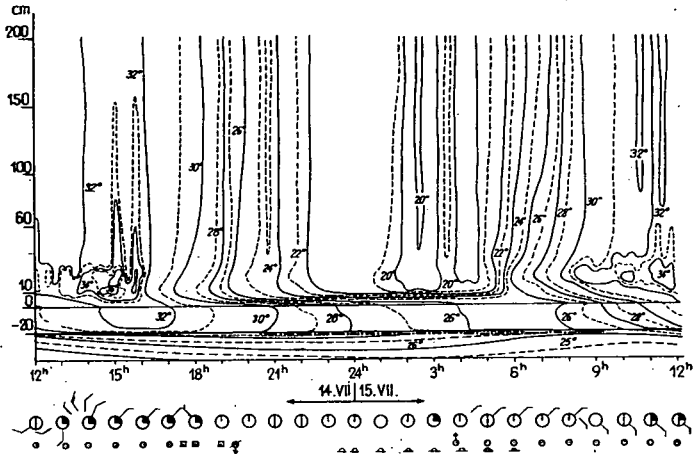


Abb. 58 Temperaturisoplethen. Reisbestand. 14—15. 7. 1958. Zeichenerklärung unter Abb. 39

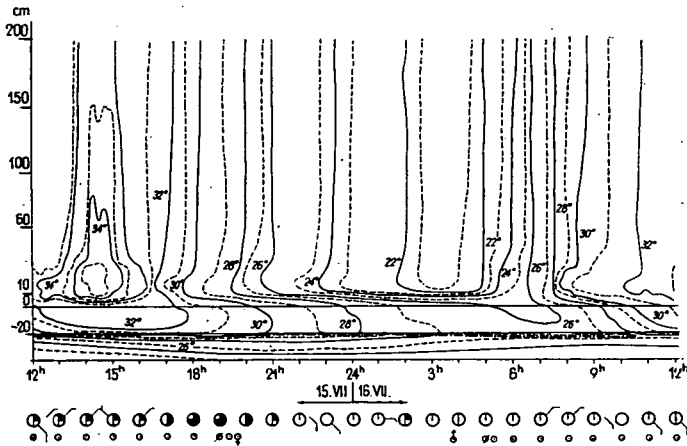


Abb. 59. Temperaturisoplethen. Reisbestand. 15—16. 7. 1958. Zeichenerklärung unter Abb. 39

positiv wird. Das beweist, dass das Rispeniveau besonders am frühen Vormittag wärmer ist als der Pflanzenbestand. Bei Nacht befindet sich also verhältnismässig kühlere Luft innerhalb des Pflanzenbestandes zwischen der Luftschicht unter dem Einfluss des warmen Bewässerungswassers und den wärmeren Luftschichten im oberen Teil des Pflanzenbestandes. Bei Nacht dagegen ist der Pflanzenbestand wär-

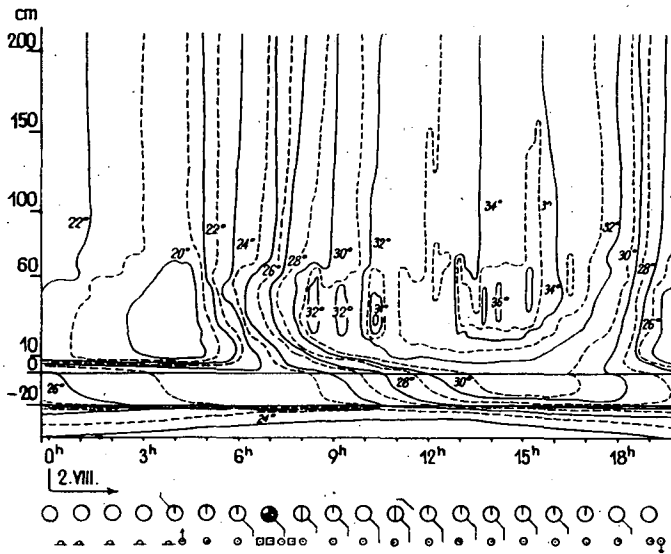


Abb. 60 Temperaturisoplethen. Reisbestand. 2. 8. 1958. Zeichenerklärung unter Abb. 39

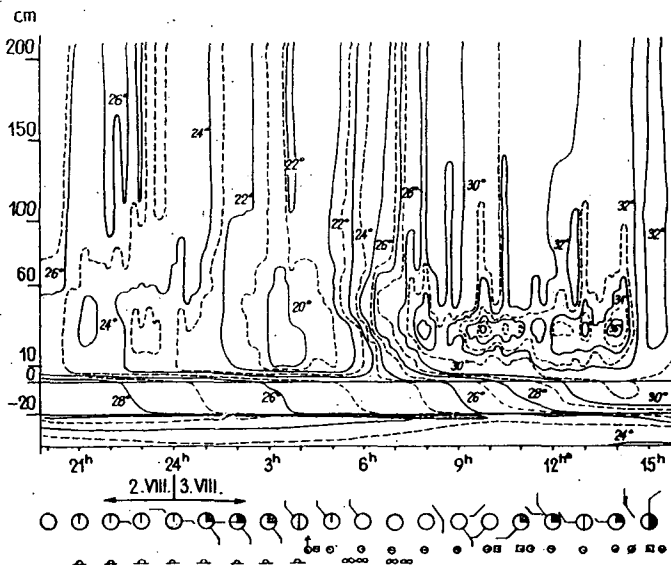


Abb. 61 Temperaturisoplethen. Reisbestand. 2—3. 8. 1958. Zeichenerklärung unter Abb. 39

mer. Das kann man in Abbildungen 53 und 64 auch feststellen zwar stellt diese letztere eine veränderlich wölkige, windige Nacht in Temperaturisoplethen dar.

Wenn man die Temperaturverhältnisse der heiteren Tage im Luftraum des Reisbestandes untersucht, kommt man zu der Feststellung, dass *unter der wärmeren Wirkung des Bewässerungswassers bei Nacht im Niedrigen Bestand immer eine labile Luftschichtung zustande kommt* (Abb. 58, 59).

Mit der Entwicklung, mit dem Wachsen der Vegetation aber, und mit der Vergrößerung der Ausstrahlungsfläche *sammelt sich kühle Luft im Pflanzenbestand an*, was gut zu sehen ist in Abb. 60, 61, 62 und 63. Diese kalte Zone des Pflanzenbestandes ist am Fröhrgen schon völlig im Zusammenhang mit der Abkühlung der darüberliegenden Luft (Abb. 62, 63).

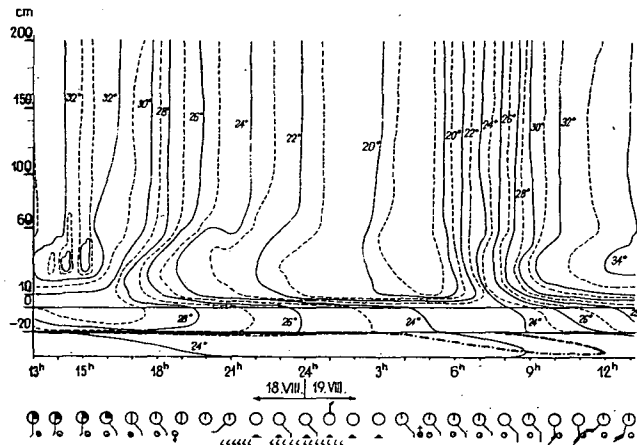


Abb. 62 Temperaturisoplethen. Reisbestand. 18—19. 8. 1958. Zeichenerklärung unter Abb. 39

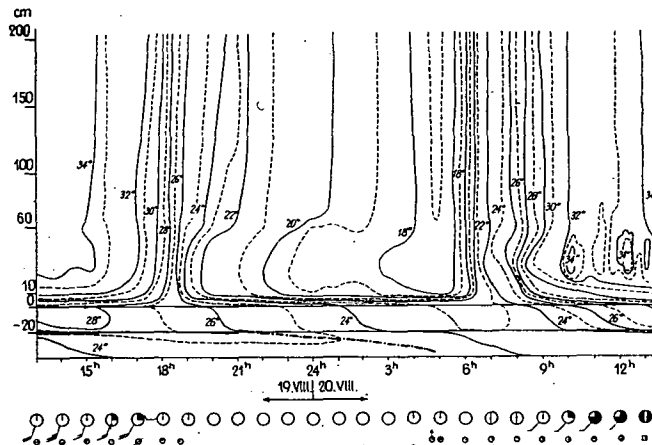


Abb. 63 Temperaturisoplethen. Reisbestand. 19—20. 8. 1958. Zeichenerklärung unter Abb. 39

An heiteren Tagen ist die Temperaturschichtung der Luft in der ganzen Beobachtungsperiode einheitlicher. In der unteren Hälfte des Pflanzenbestandes gibt es bei Tag eine ständige, stabile Schichtung; in der oberen Hälfte des Pflanzenbestandes erwärmt sich die Luft intensiv und sozusagen schliesst so die untere, verhältnismässig kühle Luftschicht ab. Man kann also feststellen, dass die Luft innerhalb des Reisbestandes bei heiterem Wetter bei Tag hinsichtlich der Temperatur zweifach geschichtet ist; im unteren Teil des Pflanzenbestandes nimmt eine stabile, verhältnismässige kühle Luftschicht, darüber eine warme labile Luftschicht Platz.

Nach der Meinung mehrerer Autoren ist der Reisbestand bei Nacht wärmer, bei Tag kühler als seine Umgebung. Auf Grund der obigen muss man die Frage stellen, ob diese Feststellung richtig ist.

Die auf einige Schichten bezogenen Angaben unserer Messungen der Lufttemperatur über drei verschiedenen Substraten sind in Tabellen LIX und LX zusammengefasst. Sowohl die Tabellen, die die Mittel der heiteren Tage, wie auch die Tabellen, die die Mittel der trüben Tage enthalten, sind mit den Temperaturangaben des Wassers ergänzt worden, weil es eben das Wasser ist, das den Tagesgang der Temperatur von dem Sodaboden verschieden macht.

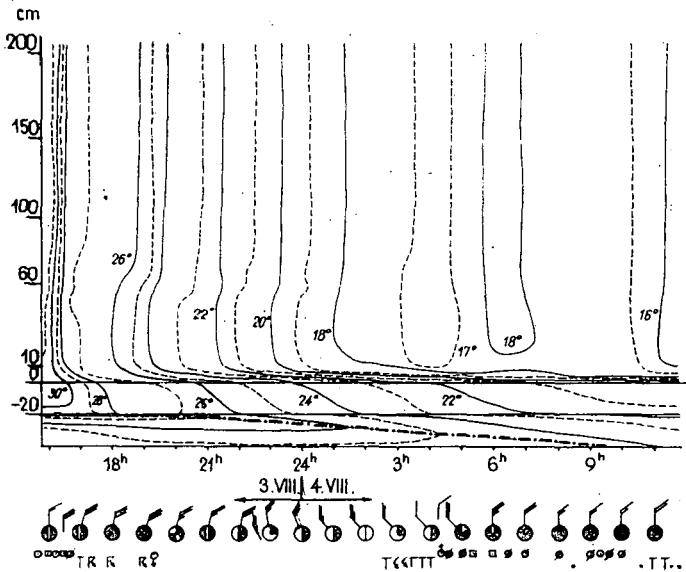


Abb. 64 Temperaturisoplethen. Reisbestand. 3—4. 8. 1958. Zeichenerklärung unter Abb. 39

Zweifellos ist in 10 cm sowohl über dem freien Wasser, wie auch über dem Bewässerungswasser bei Nacht wärmer, bei Tag kühler als über dem Sodaboden.

Es ist auch zweifellos, dass die Luftschicht in 10 cm über dem freien Wasser und über dem Bewässerungswasser bei Nacht wärmer, bei Tag kühler ist als über dem Sodaboden. Zweifellos ist auch, dass die Luftschicht über dem Sodaboden bei Tag wärmer, bei Nacht kühler ist als die Luftschicht über dem freien Wasser.

TABELLE LIX

Die Temperatur der Luft und des Wassers in °C an heiteren Tagen

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
10 cm	Sodaboden	16,2	15,7	15,3	14,8	16,4	19,7	23,0	25,7	27,8	29,2	30,7	32,1
	Wasser	19,1	18,5	18,0	17,4	18,3	20,6	23,1	25,2	26,5	28,3	29,3	30,1
	Reis	18,5	18,0	17,5	17,0	17,6	20,6	23,7	26,3	27,8	28,7	29,0	30,5
50 cm	Sodaboden	17,4	17,0	16,2	15,7	16,8	19,4	22,2	24,7	26,5	28,1	29,1	30,3
	Wasser	18,6	17,9	17,3	16,8	17,6	20,1	22,6	24,6	26,0	27,3	28,3	29,2
60 cm	Reis	18,5	17,7	17,2	16,7	18,8	22,4	24,7	26,6	27,7	28,6	29,8	30,5
150 cm	Sodaboden	18,1	17,5	16,8	16,3	17,3	19,6	22,1	24,2	26,0	27,2	28,5	29,6
	Wasser	18,5	17,8	17,3	16,7	17,3	19,8	22,2	24,1	25,8	27,0	28,1	29,0
	Reis	19,0	18,2	17,5	16,9	17,7	20,0	22,5	24,5	26,1	27,4	28,1	29,0
1 cm	Wasser	22,7	22,2	21,7	21,3	20,9	20,9	21,3	22,3	23,8	25,5	27,0	28,5
	Reis	23,5	23,0	22,7	22,2	21,8	21,6	21,6	22,3	23,6	25,1	26,5	27,6
10 cm	Wasser	23,1	22,7	22,2	21,7	21,4	21,2	21,5	22,4	23,7	25,3	26,7	28,5
	Reis	23,7	23,3	23,0	22,5	22,1	21,9	21,8	22,1	23,0	24,3	25,6	26,9
20 cm	Wasser	23,5	23,1	22,6	22,2	21,8	21,6	21,7	22,3	23,1	24,2	25,5	26,7
	Reis	24,1	23,6	23,3	22,8	22,5	22,2	22,1	22,2	22,5	23,2	24,1	25,0

		13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	M - m
10 cm	Sodaboden	32,5	32,5	32,5	31,3	29,8	27,5	23,2	20,8	19,5	18,9	18,2	18,1	17,7
	Wasser	30,9	31,1	31,5	30,9	30,4	28,5	25,9	24,0	22,7	21,7	21,1	20,5	14,1
	Reis	31,5	31,5	31,1	29,6	28,7	26,7	24,5	22,7	21,7	20,8	20,4	19,9	14,5
50 cm	Sodaboden	30,7	30,9	30,9	30,4	29,4	27,5	24,2	22,0	20,9	20,0	19,3	19,0	15,2
60 cm	Wasser	29,9	30,2	30,7	30,0	29,4	27,9	25,2	23,5	22,2	21,2	20,5	19,9	13,9
	Reis	31,3	32,0	32,0	31,3	30,3	28,5	25,2	23,0	21,9	21,0	20,3	20,0	15,3
150 cm	Sodaboden	29,7	30,3	30,3	30,0	29,3	27,6	25,0	23,1	21,9	20,8	20,0	19,7	14,0
	Wasser	29,5	29,9	30,2	30,1	29,3	28,0	25,5	23,6	22,2	21,3	20,4	19,8	13,5
	Reis	29,7	29,8	30,3	29,9	29,5	28,2	26,0	23,9	22,5	21,7	20,9	20,5	13,4
1 cm	Wasser	29,8	30,5	30,7	30,5	29,8	28,7	27,8	26,9	26,1	25,4	24,5	24,0	9,8
	Reis	28,5	28,8	29,0	28,8	28,3	27,7	27,1	26,5	26,0	25,5	25,0	24,4	7,4
10 cm	Wasser	29,5	30,5	30,9	30,8	30,1	29,1	28,1	27,4	26,6	25,8	25,1	24,4	9,7
	Reis	28,0	28,5	28,7	28,6	28,3	27,8	27,3	26,8	26,3	25,8	25,2	24,3	6,9
20 cm	Wasser	27,8	28,7	29,4	29,5	29,5	28,7	28,2	27,5	26,7	25,9	25,4	24,7	7,9
	Reis	25,8	26,4	26,8	27,1	27,2	27,1	26,9	26,7	26,3	25,8	25,4	24,8	5,1

TABELLE LX

Die Temperatur der Luft und des Wassers in °C an trüben Tagen

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
10 cm	Sodaboden	16,6	16,1	15,5	15,1	16,1	18,4	20,1	21,2	22,5	23,3	24,0	24,0
	Wasser	18,6	18,4	17,5	17,1	17,6	19,4	21,0	22,3	22,6	23,5	23,9	24,0
	Reis	18,1	17,9	17,2	16,8	17,3	19,3	21,2	22,2	22,7	23,3	24,2	24,4
50 cm	Sodaboden	17,4	17,2	16,5	16,1	17,0	18,7	20,0	21,3	22,4	22,9	23,7	23,7
	Wasser	18,3	18,1	17,3	16,8	17,1	18,9	20,6	21,7	22,0	22,7	23,4	23,4
60 cm	Reis	18,3	18,1	17,3	16,8	17,6	20,3	22,1	23,0	23,6	24,0	24,4	24,4
150 cm	Sodaboden	18,0	17,9	17,0	16,5	17,2	18,8	20,1	21,2	22,2	22,4	23,3	23,4
	Wasser	18,0	17,8	17,0	16,5	17,0	18,8	20,1	21,2	21,9	22,9	23,1	23,2
	Reis	18,6	18,5	17,6	17,1	17,6	19,3	20,7	21,6	22,3	22,9	23,4	23,6
1 cm	Wasser	21,9	21,3	20,9	20,6	20,4	20,3	20,6	21,1	21,7	22,4	23,5	24,2
	Reis	22,5	22,2	21,9	21,5	21,2	21,0	21,0	21,2	21,8	22,8	23,6	24,1
10 cm	Wasser	22,2	21,6	21,2	20,8	20,6	20,5	20,7	21,1	21,8	22,5	23,4	24,3
	Reis	22,8	22,5	22,1	21,7	21,3	21,1	21,1	21,3	21,8	22,4	23,2	23,8
20 cm	Wasser	22,8	22,3	21,9	21,5	21,3	21,1	21,3	21,5	22,0	22,7	23,5	24,0
	Reis	23,1	22,8	22,4	22,1	21,8	21,6	21,5	21,6	21,8	22,2	22,6	23,1

		13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	M - m
10 cm	Sodaboden	24,7	24,4	24,7	24,0	23,8	22,5	20,2	18,4	17,4	16,4	16,3	16,3	9,6
	Wasser	24,4	24,8	25,1	24,8	24,6	23,6	21,9	20,4	19,6	18,9	18,5	18,3	8,0
	Reis	24,8	24,7	24,9	24,4	23,7	22,8	20,9	19,6	18,9	18,7	18,1	17,6	8,1
50 cm	Sodaboden	24,2	24,3	24,7	24,2	24,0	22,9	20,9	19,1	18,2	17,1	17,0	17,0	8,6
	Wasser	23,9	24,3	24,7	24,1	23,8	23,0	21,4	19,9	18,9	18,2	17,9	17,4	7,9
60 cm	Reis	25,2	25,2	25,3	25,0	24,5	23,6	21,3	19,6	19,0	19,2	18,0	17,7	8,5
150 cm	Sodaboden	23,9	24,2	24,3	24,2	23,9	23,2	21,4	19,6	18,8	17,9	17,7	17,4	7,8
	Wasser	23,6	23,9	24,4	23,9	23,7	23,0	21,5	19,9	19,0	18,1	18,0	17,4	7,9
	Reis	24,0	24,3	24,6	24,5	24,2	23,5	21,9	20,4	19,5	18,6	18,5	18,0	7,5
1 cm	Wasser	24,7	25,2	25,5	25,3	24,9	24,3	23,9	23,1	22,7	22,1	21,6	21,2	5,2
	Reis	24,4	24,7	24,9	24,8	24,4	24,2	23,6	23,2	22,7	22,4	22,1	21,6	3,9
10 cm	Wasser	24,8	25,2	25,5	25,5	25,2	24,6	24,1	23,4	23,0	22,4	22,0	21,5	5,0
	Reis	24,1	24,5	24,8	24,8	24,5	24,2	23,9	23,5	23,1	22,7	22,3	21,9	3,7
20 cm	Wasser	24,5	24,9	25,2	25,3	25,2	24,9	24,4	23,8	23,4	22,9	22,4	22,0	4,2
	Reis	23,4	23,7	24,0	24,1	24,1	24,0	23,9	23,7	23,4	23,1	22,7	22,3	2,6

Anders ist die Lage, wenn man die Temperatur des Luftraumes über dem Sodaboden und über dem Reisbestand vergleicht. Man würde kein völlig verlässiges Bild erhalten, wenn man nur die 50 cm-Schicht über dem Sodaboden mit der das Rispenniveau des Reises vertretende 60 cm-Schicht vergleichen würde, obwohl von den beiden während der 24 Stunden immer die oberste Schicht des Reisbestandes wärmer ist. Wenn man aber versucht zu vergleichen wo und wann im ganzen Gelände am wärmsten ist, kommt man zu der Feststellung, dass die Temperatur um 5 Uhr im Rispenniveau des Reisbestandes am höchsten ist, und es ist wärmer hier auch noch um 8 Uhr als in 10 cm über dem Sodaboden. Also wenn man das ganze Gelände in Betracht nimmt kann man feststellen, dass die Erwärmung (unter den untersuchten Schichten) über dem Reisbestand beginnt; um 7—10 Uhr ist die Temperatur (24,8, 27,6, 28,9, 29,6) sogar am höchsten innerhalb des Pflanzenbestandes (30 cm). Nur von 11 Uhr ab ist es am wärmsten in 10 cm über dem Sodaboden, aber um 14 und 15 Uhr erreicht die Temperatur der Mitte des Reisbestandes die dort gemessenen Maxima.

Im Laufe der Abkühlung hat zweifellos der Sodaboden die grösste Rolle, und von 19 Uhr bis 5 Uhr des Morgens sind die tiefsten Temperaturen in seiner Nähe zu finden.

Auf Grund dieser Tatsachen kann man zwei Feststellungen machen:

1. In der Erwärmung der Reisfelder hat der Pflanzenbestand eine nicht vernachlässigbare Rolle. *Er steigert die Erwärmung in den Vormittagsstunden und wie die freien Gewässer, mässigt er die Abkühlung.*
2. *Bei Nacht ist der Reisbestand wärmer als seine Umgebung, aber bei Tag sind nur die unteren Teile des Bestandes kühler; der obere Teil ist immer wärmer als die Schichten in der gleichen Höhe.*

Bei vorwiegend trübem Wetter ist die Luftschicht nahe dem Sodaboden von Abend (18 Uhr) bis Morgen am kühleren; bei Tag ist die Temperatur des Luftraumes über dem freien Wasser beinahe gleich der des Luftraumes über dem Sodaboden, während die oberen Schichten des Reisbestandes hauptsächlich morgens und am Frühvormittag um ungefähr 1,5° wärmer sind. Die Ursache davon ist wahrscheinlich, dass bei dem nicht völlig trübem Wetter von Zeit zu Zeit direkte Sonnenstrahlung zur Geltung kam.

Zusammenfassend können wir feststellen, dass die seichte Wasserschicht die Temperaturamplituden des Bodens bedeutend vermindert und eine Phasenverschiebung verursacht. Die Vegetation im Wasser mässigt weiter die täglichen Temperaturschwankungen und auch die Phasenverschiebung steigert sich.

Der Pflanzenbestand mässigt die Erwärmung der seichten Wasserschicht und beeinflusst bedeutend ihren Wärmehaushalt.

Die bodennahe Luft erwärmt sich intensiv, bei Nacht kühlt sie sich bedeutend ab. Die seichte Wasserschicht kühlt bei Tag und wärmt bei Nacht die darüberliegende Wasserschicht; dementsprechend sind die Temperaturschwankungen mässiger als die des Sodabodens. Das Bewässerungswasser im Reisbestand kühlt bei Tag und wärmt bei Nacht den Bestand in der unteren Zone. Aber in der oberen Zone ist die Erwärmung bedeutend; so ist die tägliche Temperaturamplitude hier am grössten und in 90% kommt sie den Temperaturschwankungen der 10 cm-Schicht über dem Sodaboden nahe. Die Erwärmung des Luftraumes des Reisbestandes beginnt immer im Rispenniveau und von hier verlegt sie sich in das Innere des Pflanzenbestandes, wessen Erfolg ist, dass der Luftraum innerhalb des Pflanzenbestandes hinsichtlich der Temperatur zweifach geschichtet ist.

Wir denken es ist uns gelungen, die charakteristischen Züge der Temperatur der drei verschiedenen Mikroklimata der drei verschiedenen Substrate zu entdecken, was zugleich ein Beweis ist für den mikroklimagestaltenden Einfluss der seichten Wasserschicht und der Vegetation.

Zusammenfassung

Die Abhandlung befasst sich auf Grund gleichzeitiger viertelstündig ausgeführter Lufttemperaturmessungen über Sodaboden, seichter Wasserschicht und im bewässerten Reisbestand und darüber mit den Zeitpunkten des Eintreffens der Extremwerte der Lufttemperatur, mit den täglichen Temperaturamplituden, mit der Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung und mit den vertikalen Temperaturgradienten. Es wird festgestellt, dass die grössten Temperaturschwankungen über dem Sodaboden zu finden sind. Bei Tag kühlt, bei Nacht wärmt die seichte Wasserschicht die darüberliegende Luft. Die täglichen Temperaturamplituden sind Dank dem Einfluss der Advektion am grössten in 10 cm über dem Wasser. Nach oben vermindert sich mässig diese Schwankung. Im unteren Teil des Reisbestandes kühlt das Bewässerungswasser die Luftschicht bei Tag, bei Nacht wärmt es sie. Im oberen Teil des Pflanzenbestandes aber erwärmt sich die Luft intensiv. So ist die Temperaturschichtung im Pflanzenbestand unten stabil, oben labil. Es kann festgestellt werden, dass bei Nacht der Luftraum des freien Wassers und des Reisbestandes wärmer ist, bei Tag die Schicht über dem freien Wasser und die Schicht des Reisbestandes dicht beim Wasser kühler ist. Die obere Schicht des Luftraumes des Pflanzenbestandes ist am frühen Vormittag wärmer als ihre Umgebung, aber in den Mittagsstunden gibt es keinen wesentlichen Unterschied.

Summary

The paper deals on the basis of simultaneous quarterhourly air temperature measurements over alkali soil, shallow water and in flooded rice stand and over it with the times of the appearance of the extreme air temperature values, the daily temperature amplitudes, the velocity of warming and cooling and the vertical temperature gradients. It states that the greatest variations of temperature are to be found over the alkali soil. The shallow water cools by day and warms by night the air above it. Owing to the influence of advection the daily temperature variations are greatest at 10 cm above the water. They become moderately reduced higher up. In the lower part of the rice stand the flooding-water cools the air in the daytime and warms it at night.

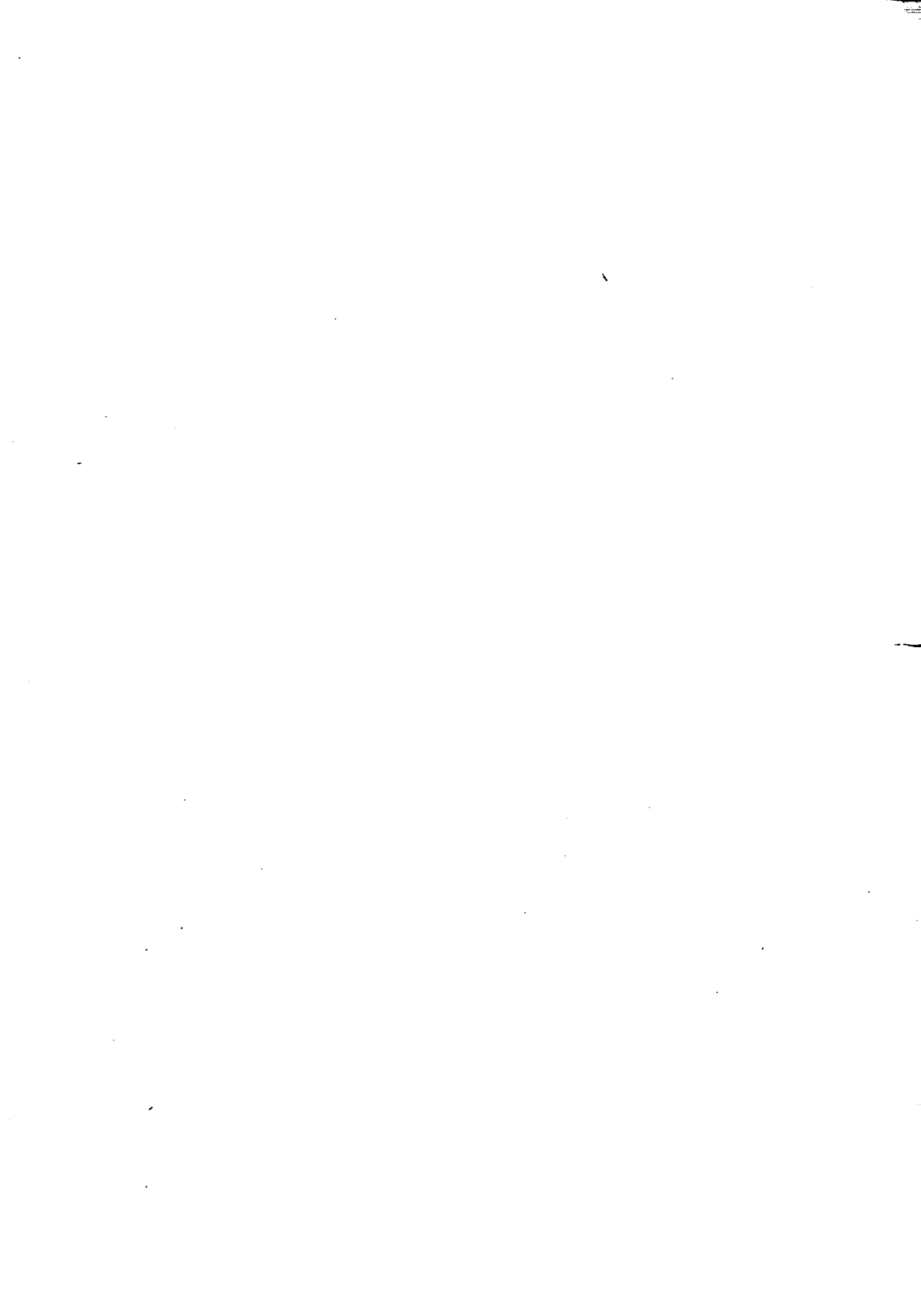
In the upper part of the stand, however, the air gets warmed up intensively. Therefore the temperature layers in the rice stand are stabile below and labile above. It may be laid down that the air space of the free water and of the rice stand is warmer at night; in the daytime the air layer above the free water and the air layer of the rice stand near the water is cooler. Early in the morning the upper layer of the air space of the rice stand is warmer than its environment, but there is no essential difference around midday.

LITERATUR

- ABE, I.: J. Agr. Met. Japan. 1957.
ABE, I.: J. Agr. Met. Japan. 1959.
ANTAL, E.: Párolgás vízfelszínről. Időjárás 66, 1962.
AUJESZKY, L., B. BERÉNYI und B. BÉLL: Mezőgazdasági meteorológia. Budapest 1951.
ADÁMNYÉ, KAFLANOVITS, E.: A lég- és vízhőmérséklet változékonysága Siófokon. Időjárás 69, 1965.
BACSÓ, N.: Bevezetés az agrometeorológiába. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest 1958.
BACSÓ, N.: Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest 1959.
BACSÓ, N.: Öntözéssel kapcsolatos meteorológiai ismeretek. Agrártud. Egyetem, Gödöllő, 1963. Manuscript.
BACSÓ, N.—KAKAS J.—TAKÁCS L.: Földrajz II. Magyarország éghajlata. Pedagógus Továbbképzés. Kézirat. Tankönyvkiadó, Budapest.

- BACSO, N.—KAKAS J.—TAKACS L.: Magyarország éghajlata. A Földrajzi Könyv- és Térképtár Értesítője. II. évf. Budapest 1951.
- DOBOSI, Z.: Kritérium a függő mikrolima jelenlétének megállapításához. Időjárás 60, 1956.
- ENDRÓDI, G.: A hőmérséklet és a szél alakulása vízfelszín és szárazföld felett. Beszámoló az 1963-ban végzett tud. kutatásokról. II. rész. OMI Hivatalos Kiadványai. XXVII. kötet. Budapest 1964.
- ENDRÓDI, G. und G. GÖTZ: A víz és a hőmérséklet kölcsönhatása sugárzásos napokon a Balaton térségében. Időjárás 68, 1964.
- ENDRÓDI, G. und KISSNÉ, TÓTH E.: A Balaton vizének hőmérséklete és a tó hőhőztartása. Időjárás 68, 1964.
- GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Ein Lehrbuch der Mikroklimatologie. Braunschweig 1961.
- HANEDA, E.: J. Agr. Met. Japan. 1956.
- HANYU, J.: J. Agr. Met. Japan. 1955.
- HANYU, IVURO, TSUGAWA und KIYOHARU: J. Agr. Met. Japan. 1954.
- HAYASHI, M.—A. HASHIZUME, S. INONE und Z. NOMIZO: J. Agr. Met. Japan. 1958.
- HÖHNE, W.: Experimentelle und mikroklimatische Untersuchungen an Kleingewässern. Abhandlungen des Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes der DDR. 4. 1954.
- INONE, E.: J. Agr. Met. Japan. 1955.
- INONE, E.—TANI, N.—IMAI, K.: J. Agr. Met. Japan. 1955.
- KAKAS J.: A Balaton hatása a hőmérséklet alakulására. Időjárás 53, 1949.
- KISS Á.: Angaben zur Erwärmtheit einer Sanddüne. Acta Climatologica. Szeged 1959.
- KISSNÉ, TÓTH E.: A talaj hőforgalmának kérdései Magyarországon. Időjárás 65, 1961.
- KUMAI, M. und T. CHIBA: J. Agr. Met. Japan. 1953.
- KURASHIGE, K.: J. Agr. Met. Japan. 1951.
- KURIHARA, K und M. MATSUYANA: J. Agr. Met. Japan. 1955.
- KUSAKABE, M.: J. Agr. Met. Japan. 1958.
- MITSUI und KAZUO: J. Agr. Met. Japan. 1957.
- NAKADA, Y.: J. Agr. Met. Japan. 1957.
- NAKAGAWA, Y.: J. Agr. Met. Japan. 1956.
- NAKAGAWA, Y. und Y. TSUBOI: J. Agr. Met. Japan. 1955.
- NAKAHARA, M. und M. MITSUVERA: J. Agr. Met. Japan. 1958.
- NISHIUCHI, H.: J. Agr. Met. Japan. 1955.
- OZAWA, Y. und I. HONDA: J. Agr. Met. Japan. 1955.
- PAPP B.: Kísérlet tőföldről légtér és a víz hőmérsékletének vizsgálatára. Beszámoló az 1960-ban végzett tud. kutatásokról. OMI Hivatalos Kiadványai XXIV. kötet. Budapest 1961.
- PETRASOVITS I.: A rizs különböző mélységű ársztóvizének hőmérsékleti hatásáról. Időjárás 62, 1958.
- PÉCZELY Gy.: A Balaton hatása a nedvesség és hőmérséklet alakulására. Időjárás 62, 1958.
- PÉCZELY Gy.: Adatok a Balaton vízhőmérsékletének napi menetéhez. Időjárás 66, 1962.
- SATO, S.: J. Agr. Met. Japan. 1954.
- SATO, S.: J. Agr. Met. Japan. 1955.
- SATO, S.: J. Agr. Met. Japan. 1956.
- SATO, S.—FUNAHASHI, Y.: J. Agr. Met. Japan. 1958.
- SATONE H.: J. Agr. Met. Japan. 1951.
- SAUBERER, F.: Über das Licht im Neusiedlersee. Wetter u. Leben 4. 1952.
- SHIRAKI, M., T. OHASHI und J. NIWA: J. Agr. Met. Japan, 1958.
- SIMONNÉ, KISS I.: Adatok a rizs biológiájához és agrotechnikájához. Kandidátusi értekezés. Szarvas 1940.
- SUZUKI, S.: J. Agr. Met. Japan, 1943.
- SUZUKI, S.: J. Agr. Met. Japan, 1951.
- TAKAHASHI, Y. und I. IWATA: J. Agr. Met. Japan, 1954.
- TAKACS, L.: A magyarországi talajok hógazdálkodása. A MTA Műszaki Tud. Osztályának Közleményei. X. kötet. Budapest 1953.
- TANI, N., E. INONE, und K. IMAI: J. Agr. Met. Japan. 1956.
- TSUBOI, Y. und Y. NAKAGAWA: J. Agr. Met. Japan. 1954.
- UJIE, S., K. MIYAMOTO und Z. KOJIMA: J. Agr. Met. Japan. 1955.
- WAGNER, R. Adatok a Délkelet-Alföld mikroklimájához Földrajzi Értesítő. 1956 (a)
- WAGNER, R.: Mikroklimatérsegek és térképezésük. Földrajzi Közlemények. 1956 (b)
- WAGNER, R.: Adatok a kopáncsi rizsföldek éghajlatához Időjárás 61, 1957.
- WAGNER, R.: A mikroklima hatása a rizs megbetegedésére. MTA Agrártudományok Osztályának Közleményei. XIV. k. (1958)

- WAGNER, R.: Angaben zum Mikroklima der Reisfelder Kopáncs. Acta Climatologica. Szeged 1959.
- WEINGARTNER, F.: A Balaton vízfelszínének sugárzási egyenlege. Beszámoló az 1963-ban végzett tud. kutatásokról. OMI Hivatalos Kiadványai XXVII. kötet. Budapest 1964.
- YABUKI, K.: J. Agr. Met. Japan. 1954.
- YANAGYA, K.: J. Agr. Met. Japan. 1958.
- YAKUWA, R.: Studies on farm irrigation. Reprinted from Memoirs of the Faculty of Agriculture Hokkaido University, Sapporo, Japan. 1955.
- YAKUWA, R.: Studies on the Raising of the Temperature of Irrigation Water. Reprinted from Memoirs of the Faculty of Agriculture Hokkaido University Sapporo, Japan. 1956



TEMPERATURVERHÄLTNISSE AUF BERGWIESE UND IN TANNENWALDBESTAND AN SONNIGEN SOMMERTAGEN

(Jávorkút 1962)

von J. BOROS

Das untersuchte Gebiet und das Stationennetz

Das Hauptgestein das das BÜKK-Hochplateau bildet, der bläulichgraue Kalkstein vom mittleren Trias verkarstet sich sehr leicht. Die Verkarstung und die die sich in den Kalkstein einkeilenden sich verkarstigenden Gesteine bringen mannigfaltige Mikroformen zustande. Die Mannigfaltigkeit der Mikroformen, ihr eigenartiges Mikroklima, die antropogenische Einwirkung werfen viele theoretische und praktische Probleme für die Forstwirtschaft auf, deren Lösung nur durch die Erforschung der Zusammenhänge, bei Substrate und durch effektive Messungen möglich ist.

Die ersten Mikroklimabeobachtungen auf dem Karstplateau des BÜKK wurden von BACSÓ und ZÓLYOMI 1934 ausgeführt (2).

Die 1953 beginnende und auch heute fortdauernde Messungsserie von WAGNER dient zur Kenntnis der Mikroklimaverhältnisse der verschiedenen Expositionen, Substrate und Mikroformen. Durch die hier angestellten Untersuchungen hat er seine Vorstellungen über die Kartierung und Systematisierung der Mikroklimaräume demonstriert (7).

Nach der Klimaregionaufteilung Ungarns nach JÓZSEF KAKAS (5) gehört das Bükkgebirge der Region C_4 an: es ist feucht, kühl, mit kaltem Winter.

Auf Grund der 50 jährigen Mittel der in verschiedenen Höhen über dem Meeresspiegel liegenden Stationen kann es mit folgenden jährlichen und Augusttemperaturdurschnitten charakterisiert werden (1):

	Höhe m	August C°	Jährlich C°
Miskolc	130	20,1	9,7
Lillafüred	310	17,1	8,2
Hollóstenő	572	17,5	7,2
Bánkút	880	15,4	6,0

Der mittlere Wert der Temperaturabnahme mit der Höhe zwischen den Stationen von MISKOLC und BÁNKÚT beträgt $0,5^\circ/100$ m.

Im Vergleich mit den Angaben anderer Stationen ist dieser Wert veränderlich, da die lokalen Wirkungen an diesen Stationen schon stark in den Vordergrund treten. LILLAFÜRED zum Beispiel liegt in einem geschlossenen Talbecken, wo sich im Winter die kalte Luft anhäuft; darüber entwickelt sich oft Nebel, was die

Einstrahlung bedeutend vermindert. In jährlicher Beziehung kann es Unterschiede von 1—2° geben zwischen den jährlichen Durchschnittstemperaturen der S— und N— exponierten Hänge und Frostlöcher.

Es ist charakteristisch für die Bergklimate, dass die sommerlichen Maximumwerte infolge der Temperaturabnahme mit der Höhe annähernd um 1° niedriger sind in jedem 100 m, dagegen im Winter infolge der häufigen inversionellen Temperaturschichtung auch die Minimumgradiente Inversionscharakter haben. Daraus folgt, dass das 50jährige Mittel der jährlichen mittleren Temperatur im BÜKK kleiner als 49°, also um 4—6° geringer ist als in den tiefländischen Gebieten, die auf derselben geographischen Länge liegen.

Die Niederschlagsmenge im BÜKK ist auf Grund 40jähriger Mittel folgende:

	August mm	Jährlich mm
Miskolc	61	583
Lillafüred	71	727
Hollóstető	79	804
Bánkút	89	896

Es gibt also 300 m Niederschlag in BÁNKÚT als in MISKOLC. Der in der Form von grossen sommerlichen Wolkenbrüchen fallende Niederschlag fördert die Bodenerosion, und seine grosse Menge begünstigt die Verkarstung.

Im Mesoklima des BÜKK-Gebirges bilden die Berge und Täler Ortsklimate; innerhalb dieser bringen die Substrate, die morphologisch-orographischen Verhältnisse und die Unterschiede der Strahlungswirkungen zahlreiche mehr oder weniger verschiedenartige Mikrokimate zustande.

Das Mikroklimatologische Institut der Attila József Universität hat unter der Leitung von RICHARD WAGNER im Juli—August 1962 mikroklimatologische Beobachtungen im BÜKK-Gebirge ausgeführt.

Unsere Messungen haben wir auf der Linie KURTABÉRC—JÁVORKÚT—LÉTRÁSTETŐ an mehreren Klima- und Mikroklimastationen ausgeführt. Vom 31. Juli bis 21. August haben wir die Gelegenheit gehabt, in JÁVORKÚT in 685 m Höhe über dem Meeresspiegel, 400—500 m von der Jávör—Quelle entfernt in einem jungen 15—20jährigen Föhrenwald (*Pinus silvestris*) — Bestand und auf der daneben gelegenen Wiese Mikroklimastationen anzulegen.

Dieses Terrain war interessant für uns, weil man nur wenige Föhrenbestände von ähnlichem Alter finden kann und so hatten wir eine Gelegenheit Vergleichsmessungen zwischen einem Föhrenbestand und dem offenen Terrain anzustellen.

Auf diesem Terrain legten wir drei Mikroklimastationen an: im Föhrenbestand, auf der Wiese und auf der rückenförmigen Erhöhung, die wir im weiteren „Hügel“ und die dort angelegte Station Hügelrückenstation nennen. Die relative Höhe des Hügelrückens im Vergleich zum Bett des Baches, der beim Fuss des Hügels fliesst und das Wasser der Jávör—Quelle in eine Wasserschlinger leitet, ist 3,5 m.

In der untersten Zone der Stämme des Föhrenbestandes hat zwar das Verdorren der Zweige begonnen, doch beugen sich die Zweige bis zum Grunde nieder, berühren sie sich und schliessen den Bestand ab.

An allen drei Stationen wurde die Temperatur der Luft in 10, 150 und 300 cm Tag und Nacht jede 15 Minuten, die des Bodens in 2 und 10 cm stündlich mit Widerstandsthermometern nach WAGNER—GALYAS gemessen. Jede 15 Minuten führten wir Windrichtungsmessungen, mit Schalenanemometern in 1 m Höhe Windgeschwindigkeitsmessungen, sowie auch visuelle Beobachtungen (Bewölkung, Wolkenarten, Tau usw.) ausgeführt.

Eine Klimastation wurde zwischen dem Wald und dem Hügel aufgestellt mit einem August—Psychrometer einem Maximum- und Minimumthermometer, einem Temperatur — und Feuchtigkeitsschreiber in der Thermometerhütte. Die Beobachtungen wurden hier in Terminzeitpunkten ausgeführt.

Die Makrosynoptische Lage in der Beobachtungsperiode

Während der Beobachtungsperiode war das Wetter veränderlich. Im Graphikon, das aus den Angaben der täglichen Terminmittel von BUDAPEST und JÁVORKÚT zusammengestellt wurde, können die von einigen kleineren Abweichungen abgesehen parallel laufenden Veränderungen verfolgt werden (Abb. 1).

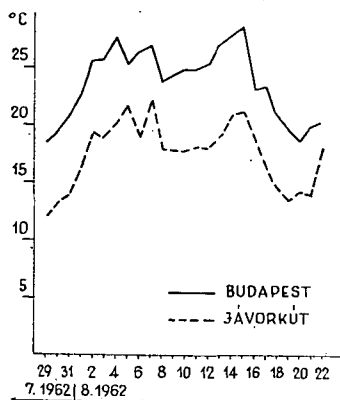


Abb. 1 Das tägliche Mittel der Temperatur (29.7.—22. 8. 1962)

Auf Grund der Terminmittel und des täglichen Wetterberichtes des OMI (Staatliches Meteorologisches Institut) kann die Beobachtungsperiode in vier Hauptabschnitte geteilt werden:

1. Das warme Wetter vom 26—27. Juli wurde am Nachmittag des 27. unter dem Einfluss der von W kommenden feuchten labilbalancierten Luft von geringerer Abkühlung, starker Bewölkung, stellenweise Sturmwetter abgelöst. Am 29—30. begann das Aufbrechen der Bewölkung und das langsame Steigen der Temperatur. Unter der Einwirkung der am 31. Juli und 1. August einströmenden subtropischen Luftmassen stieg die Temperatur weiter.

2. In der Nacht des 5. und des 7. August stürten zwei Kaltfronten die Erwärmung mit Gewittern und Platzregen und brachten 6,5, bzw. 1,2 mm Niederschlag auf unser Beobachtungsgebiet.

3. Vom 8. bis zum 15. August herrschte eine antizyklonale Lage im Becken der Karpathen mit stillem, trockenem Wetter, geringer Bewölkung und stellenweise mit kleineren Wärmegewittern. Während dieser Periode war die Temperatur mässig hoch, allmählich steigend, um 2,4—7,4° höher als das vieljährige Mittel.

4. In der Nacht vom 15. zum 16. August wurde Europa von westen her von kühler, ozeanischer Luft überflutet, die der Hitze ein Ende machte und in unserer Beobachtungsgebiet Gewitter und Platzregen produzierte mit 2,3 mm Niederschlag am 16. und 6,1 mm Niederschlag am 18. Ab den 20. August begann die Bildung eines sich von der skandinavischen Halbinsel bis zum Balkan ziehenden Hochdruckrückens.

Charakterisierung des Wetters der für Aufarbeitung ausgewählten Tage

Visuelle Beobachtungen führten wir jede 15 Minuten aus. So können wir uns mit dem Vergleich des reellen und des täglichen Terminmittels der Bewölkung und mit der täglichen Verteilung der Bewölkung kurz befassen.

Im Mittel von 20 Tagen ist der Unterschied zwischen dem täglichen reellen und dem Terminmittel nur 3% zum Vorteil des Terminmittels (Tabelle 1). Wenn man ihren Unterschied täglich beobachten, findet man, dass er zwischen —21 und + 27% schwankt. In einer so kurzen Zeit ist kein verhältnismässiger Zusammenhang zwischen diesen beiden Werten nachweisbar, doch ist es aus der grossen Schwankung der Unterschiede ersichtlich, dass *das Terminmittel der Bewölkung in Hinsicht auf eine kurze Periode das reelle tägliche Mittel nicht, oder nur eventuell im Durchschnitt vieler Jahre vertreten kann.*

Die tägliche Verteilung der Wolkenmenge ist von regelmässigem Sommertyp (Abb. 2).

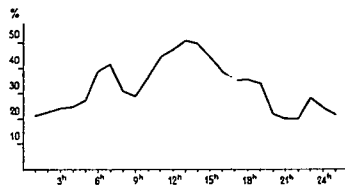


Abb. 2 Die mittleren Stundenwerte der Bewölktheit zwischen 1. 8. und 20. 8. in JÁVORKÚT

Das abendliche Minimum setzt um 22 Uhr ein, dann bei Erscheinung und Verstärkung der Ausstrahlungsbewölkung tritt nach langsamem Steigen ein kleines Maximum um 7 Uhr des Morgens ein. In diesem Vorgang von Steigen nimmt die Bewölkung zwischen 5 und 6 Uhr um 11,5% zu. (Vermutlich ist dieses plötzliche Steigen nicht der reellen Zunahme der Bewölkung zuzuschreiben, sondern die fernen dünnen, stratusartigen Wolken sind nach dem Sonnenaufgang besser beobachtbar.)

Die teilweise Abnahme der Ausstrahlungsbewölkung, die zwischen 8 und 9 Uhr ein sekundäres Minimum zustande bringt, ist mit der Erwärmung verbunden. Schon dann, aber später mit noch zunehmender Intensität, beginnt die Bildung von konvektionärer Cu — Wolken, deren Menge ihr Maximum um 13 Uhr erreicht und eine Bewölkung von 51% ausmacht.

In der Beobachtungsserie findet man 14 Tage, wenn die Bewölkung gering und die Einstrahlung ungestört ist, also zu mikroklimatologischer Aufarbeitung besonders geeignet sind. Auch andere Umstände (Beobachtung, Instrumente, Windverhältnisse usw.) in Rücksicht nehmend haben wir den 3., 4. und 5. August zur Aufarbeitung ausgewählt.

Am Frñhmorgen des 3.8. nach einer heiteren Nacht begann der Aufzug der Wolken um 5 Uhr, und es war wölkig den ganzen Tag bis 17 Uhr. Ci- und Cu-Wolken bedeckten den Himmel maximal zu 80%, eine Bewölkung von mehr als 50% gab es aber nur zwischen 10 und 12 Uhr. Der Wind stand auf um 6 Uhr des Tages. Die Richtung des Windes war SE—S—SW, seine maximale Geschwindigkeit 10,8 km/Stunde um 12,30 Uhr.

In der Nacht zum 4.8. beobachteten wir zwischen 3—7 Uhr eine 10prozentige Ci— Bewölkung, dann von 9 Uhr bis 18,45 Uhr eine Cu — Bewölkung. Während des Tages erreichte die Bewölkung 50% nur einmal. Der Wind wehte von 7 Uhr des Morgens bis 16 Uhr durchschnittlich mit einer Geschwindigkeit von 3—3,5, maximal 6,6 km/Stunde von E—SE—S.

Am Frñhmorgen des 5.8. beobachteten wir von 3 Uhr bis 4,45 Uhr eine 10 prozentige Sc — Bewölkung, von 8,30 Uhr bis 11,30 Uhr eine 50—60prozentige Cu — Bewölkung, bis 18,45 eine 80—90prozentige Cu — und Cb — Bewölkung und aus SE — Richtung fernes Donnern. Um 20 Uhr erfolgte völlige Windstille, dann um 20,45 Uhr brach ein Gewitter von heftigem Platzregen begleitet mit 6,5 mm Niederschlag aus. Dann unterbrachen wir die instrumentelle Beobachtung aus technischen Gründen. Der Wind, der während des Tages wehte war von E — und S — Richtung mit einer Geschwindigkeit von durchschnittlich 4—5, maximal 9,3 km/Stunde.

Es muss erwähnt werden, dass wir in der ganzen Messungsperiode jede Nacht, besonders nach Mitternacht eine meist SW-gerichtete Luftströmung von veränderlicher Stärke beobachteten, die manchmal mit unseren Instrumenten nicht messbar, manchmal geschwinder als 3 km/Stunde war.

Der Tagesgang der Lufttemperatur

In der heiteren Nacht zum 3.8. kühlte sich die Luft auf der Hügel Spitze in 10 cm um 4,30 Uhr auf 10,1° ab. Sie kam diesem Wert um Mitternacht schon einige zehntel Grad nahe, aber unter der Wirkung des Windes, der zwischen 0—3 Uhr wehte und SW — gerichtet war mit einer mittleren Geschwindigkeit von 1—2 km/Stunde, erwärmte sie sich auf 11,9° und kühlte sich wieder ab nur als der Wind aufhörte (Abb. 3). Die Temperatur der 150 und 300 cm — Schichten ist beinahe gleich. Ihr Unterschied während der ganzen Nacht ist $\pm 0,1—0,3^\circ$, bei der Temperatur der 10 cm — Schicht um 1,5—2,0° höher. Nach Sonnenaufgang, um 4,45 begann die intensive Erwärmung und die Temperaturinversion wurde um 6,15 Uhr beobachtet. Danach ist für die Temperaturschichtung der tägliche Einstrahlungstyp charakteristisch.

Die intensive Temperaturerhöhung währte bis 7,15, dann veränderte sich von 7 Uhr ab die Lufttemperatur vom Wind und von der Bewölkung abhängig. Das Steigen oder die Senkung der Temperatur erreichte in 10 cm Höhe sogar 5,0° zwischen zwei Beobachtungen (15 Minuten). Die Schwankungen traten auch in höheren Schichten auf, aber mit geringeren Amplituden.

Während des Tages beträgt der Unterschied zwischen 10—150 cm 1,0—1,5°, zwischen 150—300 cm 1,5—2,0°. Die intensive Temperatursenkung erfolgt um 17 Uhr; um 18 Uhr erfolgt die Inversion und die Anordnung der vorigen Nacht wiederholt sich mit dem Unterschied, dass der viel schwächer Nachtwind keine starke Schwankung in der Temperatur verursachte und so die Extremwerte in allen Niveaus um ungefähr 1,0° niedriger waren.

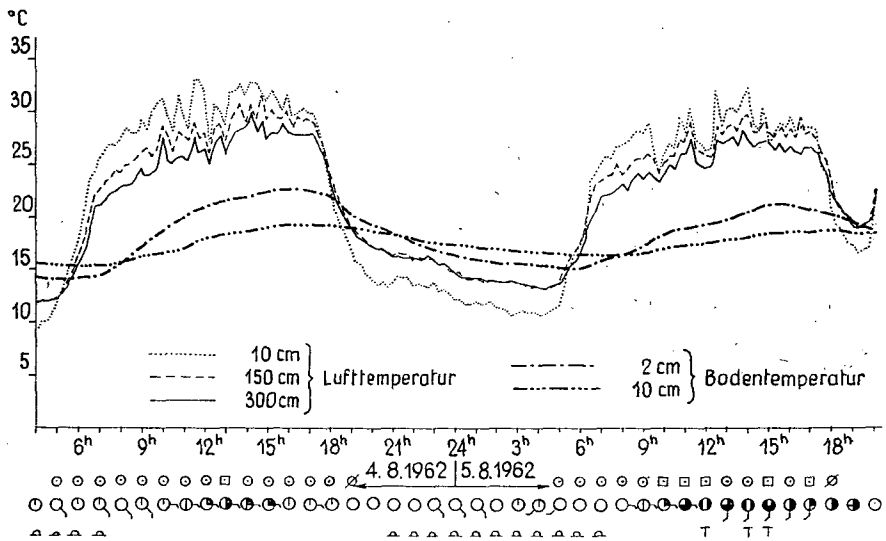
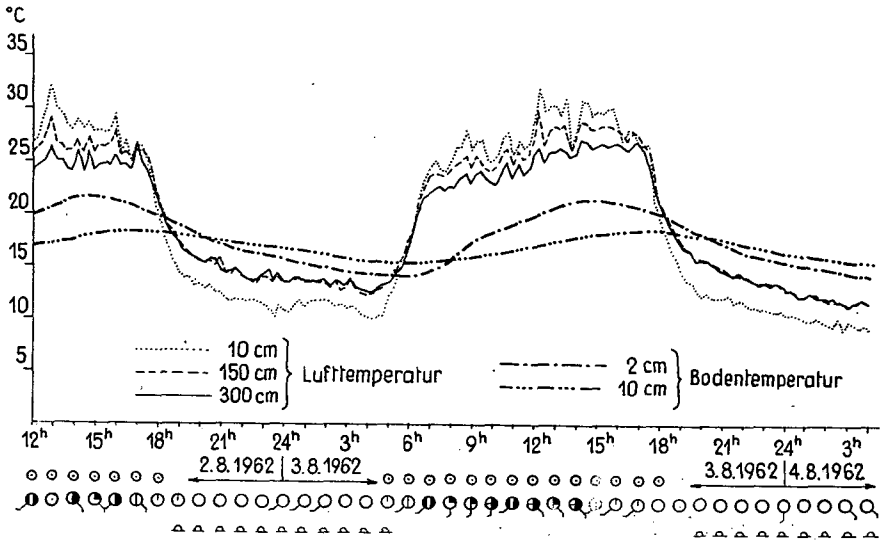


Abb. 3 Der Tagesgang der Luft- und der Bodentemperatur auf dem Hüggrücken

Nach dem Minimum von 4 Uhr, da der Himmel völlig wolkenlos war, konnte die Inversion um 5,15 beobachtet werden. Während des Tages war der Himmel leicht bewölkt. Einmal ist die Bewölkung 50% und so die Einstrahlung sehr stark. Die schwache E-gerichtete Luftströmung störte die starke Erwärmung des Terrains nicht. Die Sonne wurde nur bei vier Beobachtungen von Cu — Wolken verhüllt und stärkere Temperatursenkungen fanden wir nur dann. Die Maxima waren in allen Niveaus um 1,0—2,0° höher als am vorigen Tag.

Die abendliche Abkühlung wurde von 20,15 Uhr ab von intensiver Taubildung begleitet, die den Temperaturgang des 10 cm — Niveaus am stärksten störte: sie verursachte eine Temperaturerhöhung von 1,0°. Das Frühmorgenminimum erfolgte um 4,15 Uhr mit einem Wert von 10,5° in 10 cm.

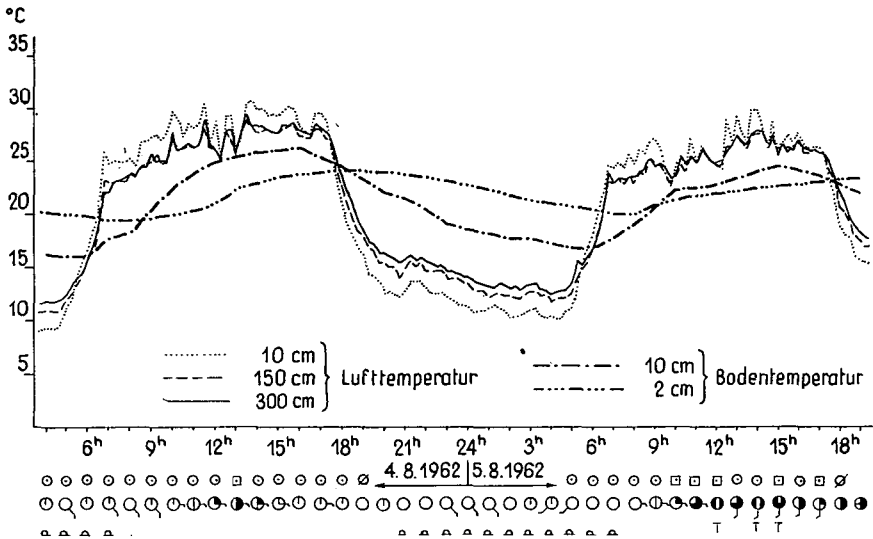
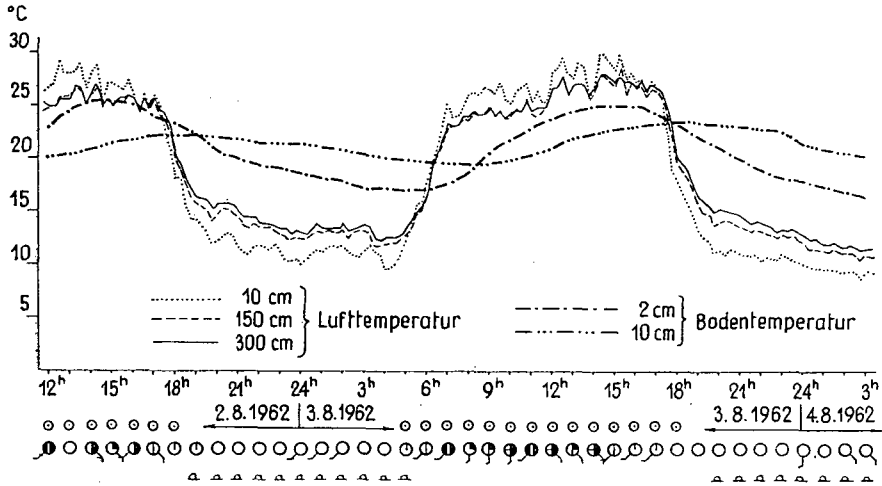


Abb. 4 Der Tagesgang der Luft- und der Bodentemperatur auf der Wiese

Die tägliche Erwärmung wurde am 5.8. von der stärker gewordenen Bewölkung und vom stärkeren Wind stark gestört. Die Temperaturunterschiede zwischen den einzelnen Niveaus waren geringer; in zwei Fällen war die Schichtung zwischen 10 und 150 cm beinahe isothermisch, was die starke Abkühlung hinderte. Um 20,45 Uhr unterbrachen wir die Beobachtungen wegen eines Gewitters.

Auf der Wiese war der Wert des morgendlichen Minimums am 3.8. in 10 cm 9,7, in 150 und 300 cm 11,7 und 12,3°. Die Temperatur der Luft war also tiefer in allen drei Höhen als auf der Hügelspitze. Am Vormittag sind die Temperaturschwankungen unter dem Einfluss der Bewölkung und des Windes geringer als auf der Hügelspitze; sie betrug zwischen zwei Messungen maximal nur 4,0°. Auch in den höheren Niveaus war die Schwankung merkbar aber mit kleineren Amplituden.

Es ist charakteristisch für den Tagesgang der Temperatur, dass der Temperaturunterschied der 150 und der 300 cm Niveaus während des ganzen Vormittags $\pm 0,2$ — $0,3^\circ$ nicht überschritt und diese Niveaus um $2,0^\circ$ kälter waren als das 10 cm Niveaus (Abb. 4).

Im Gang der Abkühlung, nach der Inversion von 17,15 Uhr scheiden sich die Temperaturkurven der 150 cm — und 300 cm — Niveaus, und bis zur morgendlichen Inversion ist die Luft in 300 cm am wärmsten. Danach kommt die Temperatur des 150 cm Niveaus mit $0,8^\circ$ und die Temperatur des 10 cm Niveaus mit $2,5$ — $3,0^\circ$. Die bei Nacht von Zeit zu Zeit erscheinende Luftströmung lässt ihre Wirkung auch hier merken; sie stört den Gang der Abkühlung in allen Höhen. Die temperatursteigernde Wirkung der Taubildung ist auch merkbar; sie steigert die Temperatur der 10 cm — Schicht um $1,6^\circ$ am 4. Der Temperaturgang des 4. und 5. ist ähnlich dem des vorigen Tages.

Die Wirkung der Veränderungen der Einstrahlung zeigte sich sehr empfindlich, besonders in 10 cm Höhe, im Temperaturablauf der Wiese. In den Fällen wo die Sonne durch Wolken scheint, kühlt sich die 10 cm — Schicht so sehr ab, dass die Temperatur der 3 m — Schicht beinahe isothermisch wird (Abb. 5).

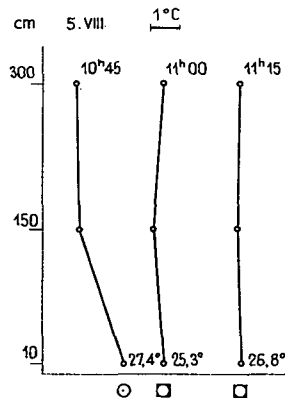


Abb. 5 Die Veränderung der Schichtung der Lufttemperatur auf der Wiese bei der Abnahme der Einstrahlung

Wenn man die Tagesgänge der beiden Stationen vergleicht, bemerkt man, dass die Temperatur der Luft auf der Hügelspitze bei Nacht, und auf der Wiese bei Tag beinahe gleich war und dass die Hügelspitze sowohl bei Tag als auch bei Nacht

wärmer ist als die Wiese. (Auf die Erklärung dieser Erscheinungen kommen wir bei der Behandlung der Extremwerte zurück).

Der Föhrenbestand ist jung und dicht; so war das in 10 cm angebrachte Thermometer noch in den Zweigen.

Aus den Angaben der im Föhrenbestand angebrachten Thermometer kann man auf den teilweisen Zusammenhang des Mikroklimas des Föhrenbestandes folgern. Am Tage ist die 300 cm — Schicht am wärmsten. Darauf folgen mit durchschnittlich um $0,8^{\circ}$ tieferer Temperatur die 10 — und 150 cm — Schichten, deren Temperatur nach den Messungen voneinander nur wenig abweicht (Abb. 6). Die beinahe gleiche

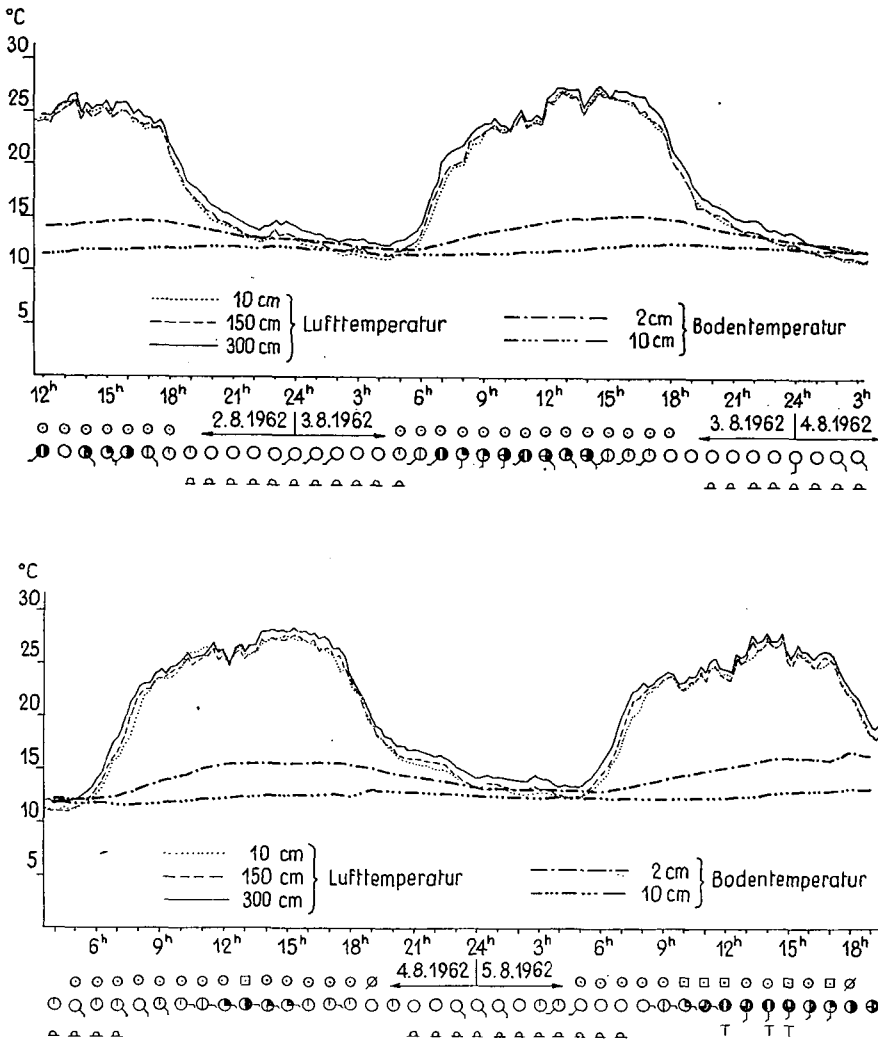


Abb. 6 Der Tagesgang der Luft- und der Bodentemperatur im Föhrenwald

Temperatur der 10 — und 150 cm — Schichten bedeutet unserer Meinung nach keine Isothermie in der ganzen Schicht, sondern nur, dass sich auch die 10 cm — Schicht in dem Masse erwärmt hat wie die 150 cm — Schicht. Es ist möglich, dass es sich im Föhrenbestand eine zweifache aktive Schicht in der Periode der Einstrahlung ausgebildet hat und die oben beschriebene Erscheinung dieser Tatsache zuzuschreiben ist. Die erste aktive Schicht ist im Laubwerk des Föhrenbestandes zu finden, und es ist diese Schicht die die Temperatur der 300 und 150 cm — Schichten kontrolliert. Das Laubwerk der jungen Föhrenwälder im Gegensatz zu dem unserer Laubwälder ist in den höheren Regionen weniger geschlossen, es beschattet den unteren Luftraum des Waldes nicht völlig, und so mehr oder minder direkte Strahlung auch in die unteren Regionen eindringt und hier eine sekundäre aktive Schicht zustande kommen kann. Dass es so ist schein bestätigt zu sein durch die Tatsache, dass in den Vormittagsstunden bei tieferer Sonnenstand gewöhnlich zwischen 10—12 Uhr, wenn mehr direkte Strahlung in die unteren Regionen eindringen kann, die sekundäre aktive Schicht stärker, und so die Temperatur in 10 cm höher, oder mindestens der der 300 cm — Schicht gleich wird (Abb. 7).

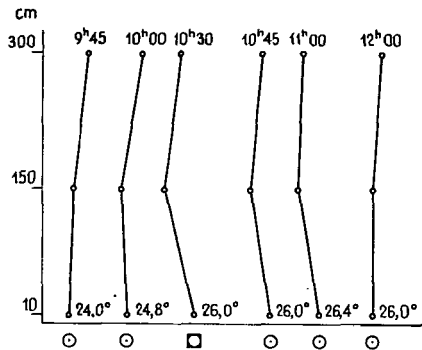


Abb. 7 Die Verstärkung der zweiten aktiven Schicht im Föhrenwald in den Vormittagsstunden

Diese zweite aktive Schicht befindet sich vermutlich in der Schicht zwischen 10 und 150 cm, aber nicht immer in derselben Stelle, sondern sie wandert mit der Veränderung des Einfallswinkels.

In den Vormittagsstunden sind die mit der Bewölkung und dem Wind zusammenhängenden Temperaturschwankungen auch hier wahrnehmbar, doch erscheint eine bedeutende Schwankung nur infolge der Veränderung der Einstrahlung. Die vom Wind verursachte Temperaturveränderung beträgt nur einige Zehntelgrade, da der dichte Waldbestand die Windstärke bedeutend ermässigt. Die durch Strahlung und Wind hervorgerufenen Temperaturschwankungen am stärksten in den höheren Niveaus auftreten. Die Tagestemperatur schwankt zwischen 26—28°; an keinem Tage und in keinem Niveau erreicht sie 29,0°.

Im Laufe der nächtlichen Abkühlung gerät die aktive Schicht in 10 cm Höhe. Diese Schicht ist am kältesten, aber ihre Temperatur sinkt auch minimal nicht unter 11,0°. In 150 und 300 cm Höhe ist die Luft um 0,5 bzw. 1,5° wärmer. Bei Nacht ermöglicht der weniger geschlossene Nadelwaldbestand das Zustandekommen des Ausstrahlungstyps dadurch, dass er der Ausstrahlung Weg gibt, obwohl es ihn mässigt.

Vermutlich behält die in der höheren Region des Laubwerks befindliche primäre aktive Schicht ihre Rolle und stellt eine sekundäre Ausstrahlungsschicht dar was der grosse, die ganze Nacht dauernde Temperaturunterschied zwischen 150 und 300 cm andeutet.

Die den Abkühlungsvorgang störende Wirkung des Nachtwindes ist in 300 cm am stärksten, da der Bestand in höheren Regionen lichter ist und die Stärke des Windes in geringerem Masse vermindert.

Das um Sonnenaufgang einsetzende intensive Temperaturanstieg ist im Vergleich zu den beiden anderen Stationen weniger rasch und dauert 1—1,5 Stunden länger.

Die Untersuchung der Extremwerte der Lufttemperatur

Zur Beschreibung und Charakterisierung der auf den Substraten entstehenden mikroklimatischen Eigentümlichkeiten können wir ausser den Tagesgängen auch die Extremwerte und die Schwankung der Temperatur gebrauchen. Diese Werte drücken die Temperaturschwankungen und ihre Amplituden aus. Man kann die Extremwerte der einzelnen Tage und Substrate miteinander vergleichen und eine Erklärung für ihre Unterschiede in der Verschiedenheit der Substrate und des Wetters finden.

Im Tagesgang der Lufttemperatur können vier Hauptperioden unterschieden (Abb. 8):

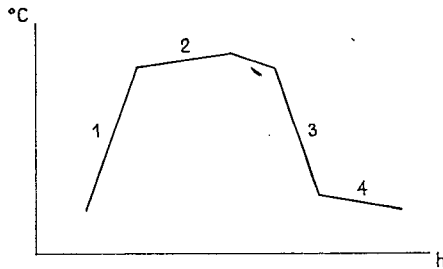


Abb. 8 Die Abschnitte des Tagesganges der Lufttemperatur

1. die Periode der intensiven Erwärmung vom Frühmorgenminimum ab
2. die Periode mit kleinen einwegigen Veränderungen
3. die Periode der intensiven Abkühlung
4. die Periode der langsamen Abkühlung.

Diese Form des Tagesganges der Temperatur kann bei heiterem, verhältnismässig windstillem Wetter mit starker Einstrahlung zustande kommen.

Das maximum der Temperatur ist in der periode mit kleinen einwegigen Veränderungen in einer Richtung zu finden. Charakteristisch für den Gang dieser Periode ist die mehr oder weniger starke, von der Bewölkung und vom Wind abhängige Schwankung der Temperatur. Ihr Wert in 10 cm Höhe in offenem Gelände, zwischen zwei Messungszeitpunkten (15 Minuten) sogar 6,0° erreichen kann.

Neben den Extremwerten führte ÁRPÁD KISS 1959 die Begriffe der Erwärmtheit und der Abgekühltheit ein. Er gebrauchte seine Methode bei der Aufarbeitung der in ÜLLES auf Tribsand ausgeführten Untersuchungen (6).

Die *Erwärmtheit* ist der Mittelwert der gemessenen Temperaturen von der Beendigung der intensiven Erwärmung bis zum Beginn der intensiven Abkühlung, und die *Abgekühltheit* ist der Mittelwert der gemessenen Temperaturen von der Beendigung der intensiven Abkühlung bis zum Beginn der intensiven Erwärmung (Perioden 2 und 4 in Abb. 8). In diesen Perioden ist die Veränderung der Temperatur in einer Richtung verhältnismässig gering.

Der Wert der Erwärmtheit und der der Abgekühltheit sind gut anwendbar, wo das Tempo der Erwärmung und der Abkühlung gross ist. Infolge der morphologischen und Strahlungsverhältnisse gibt es eine solche Lage im BÜKK-Gebirge, wo das Tempo der Erwärmung und der Abkühlung im 10 cm Niveau 7—8°/Stunde erreicht. So können die Tagesgänge mit einem steilseitigen Trapez verglichen werden. *Der mittlere Wert des Abschnitts zwischen den steilen Seiten zeigt an in welchem Masse die Luft über dem Substrat in den einzelnen Schichten sich im Laufe des Tages erwärmt, bzw. abgekühlt hat. Dieser Wert ist charakteristisch für das Substrat.* Da der Gang der nächtlichen Abkühlung, besonders in seiner letzten Phase, in allgemeinen gleichmässig ist und das Tempo der Abkühlung meist 0,5°/Stunde nicht übertrifft, drückt das Minimum das Mass der Abgekühltheit aus, und darum scheint es unnötig, einen besonderen Abgekühltheitswert zu kalkulieren.

TABELLE II

Die Werte der Erwärmtheit in °C am 1., 3., 4., 5., 13., 14. August

Tage	Hügelrücken			Wiese			Föhrenwald		
	10 cm	150 cm	300 cm	10 cm	150 cm	300 cm	10 cm	150 cm	300 cm
1.	24,7	22,9	21,3	24,0	22,1	22,0	21,9	21,8	22,4
3.	27,8	26,6	25,0	26,9	25,5	25,6	25,3	25,2	25,9
4.	30,5	28,4	26,8	28,0	26,4	26,5	25,8	25,8	26,4
5.	28,2	26,9	25,5	26,4	25,5	25,8	25,1	25,1	25,8
13.	29,9	28,4	26,8	27,9	26,9	27,2	25,8	25,8	26,5
14.	31,2	28,7	27,0	29,1	27,5	27,7	26,6	26,4	27,1

Diese Methode kann die ausführliche Analyse der Tagesgänge nicht überflüssig machen.

Die Werte der Erwärmtheit an den ausgewählten Tagen an den einzelnen Stationen und in den einzelnen Schichten sind in Tabelle 2 und Abb. 9 dargestellt.

Der Wert der Erwärmtheit war an allen drei Tagen in 10 cm Höhe auf dem Hügelgipfel am grössten und erreichte 30,5° am 4. August. Wenn man die Windverhältnisse des 3. und des 4. August vergleicht, kommt man zu der Folgerung, dass sich das Gebiet wegen der stärkeren Bewölkung und der störenden Wirkung des stärkeren Windes am 3. in geringerem Masse erwärmen konnte. Diese Annahme wird durch den Wert der Erwärmtheit (27,8°) am 3. bestätigt. Wenn man die aus den 15 — minutenweisen Messungen erhaltenen Maximumwerte 32,0° am 3., 32,8° am 4., deren

Unterschied also $0,8^\circ$ ist, vergleicht, bekommt man kein reelles Bild von der Erwärmung, da das Maximum an beiden Tagen eben dann eintritt, als keine Wolke die Sonne verhüllte, die Luftströmung schwach war, und so die starke Einstrahlung ihre Wirkung günstig entfalten konnte. Während eine solche Lage fast den ganzen Vormittag für den 4. August charakteristisch war, kam sie am 3. nur einige Male für eine kurze Zeit vor und war für den ganzen Tag nicht charakteristisch. Dieser Unterschied zeigt sich dagegen überzeugend im Wert der Erwärmtheit.

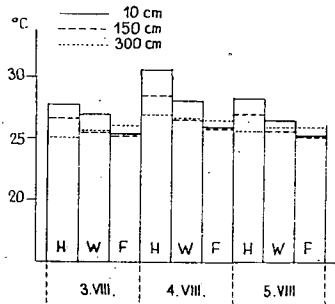


Abb. 9 Die Werte der Erwärmtheit am 3. 8., 4. 8. und 5. 8. auf dem Hügelrücken (H), auf der Wiese (W) und im Föhrenwald (F)

Auch am 5. August verhinderte die starke Bewölkung eine starke Erwärmung. Die Erwärmtheit der 150 cm — Schicht ist am grössten auf dem Hügelgipfel, am 4. $28,4^\circ$, am 5. $26,9^\circ$, um $0,5-0,6^\circ$ höher als die der 10 cm — Schicht der Wiese. Die 300 cm — Schicht erwärmt sich im allgemeinen um $1,5^\circ$ weniger als die 150 cm — Schicht.

Die tägliche, beinahe isotherme Anordnung der 150 cm — und der 300 cm — Schichten der Wiese zeigt sich auch im Wert der Erwärmtheit. Der maximale Unterschied zwischen den Werten der Erwärmtheit dieser zwei Schichten ist $0,2^\circ$.

An den drei untersuchten Tagen verändert sich die Erwärmung des Föhrenbestandes am wenigsten. Am wärmsten ist die 300 cm — Schicht; ihre Veränderung während der drei Tage ist nur $0,6^\circ$ und ist um $0,6-0,8^\circ$ wärmer als die gleich erwärmten 10 — und 150 cm — Schichten.

In Abb. 10, die die Unterschiede der Erwärmtheit der verschiedenen Schichten darstellt, sieht man, dass der Unterschied zwischen der 150 und der 300 cm — Schicht der Wiese $0,2^\circ$ beträgt, also ihre Erwärmtheit beinahe gleich ist. Dafür ist unserer Meinung nach der Wind mit vorwiegend S — Komponent verantwortlich. Der Pflanzenbestand von Sträuchern und Bäumen der die Wiese von zwei Seiten umgibt verengt den Querschnitt des Windes, die Geschwindigkeit des Windes nimmt zu, der Wind mischt die bodennahen Luftschichten und die starke Einstrahlung ist nur zur Erhaltung der höheren Temperatur der 10 cm — Schicht genügend. Wenn die Strahlung abnimmt, wird die ganze 300 cm — Schicht beinahe isothermisch. Infolge der mischenden Wirkung des Windes wird die stark erwärmte Luft von 10 cm weg befördert; dies ist die Erklärung auch ihrer im Vergleich zur Hügelspitze weniger Erwärmtheit.

Wir waren nicht in der Lage, die Windgeschwindigkeit an allen drei Stationen zu messen, aber es ist wahrscheinlich dass die Windgeschwindigkeit auf der Hügelspitze geringer war, weil das neben den Hügel laufende beinahe N—S gerichtete

Bachbett dem Wind einen guten Ableitungsweg versichert und so auf der Hügelspitze nur eine schwächere Mischungswirkung entwickeln konnte. Hier sind auch die Unterschiede der Erwärmtheit der 10—150 cm Schicht grösser als auf der Wiese. Am 4. August bekommt ausser der intensiven Einstrahlung auch die Windstärke eine Rolle darin, dass der Unterschied der Erwärmtheit zwischen 10 und 150 cm sowohl auf der Hügelspitze als auch auf der Wiese im Vergleich zu den vorangehenden lagen grösser war.

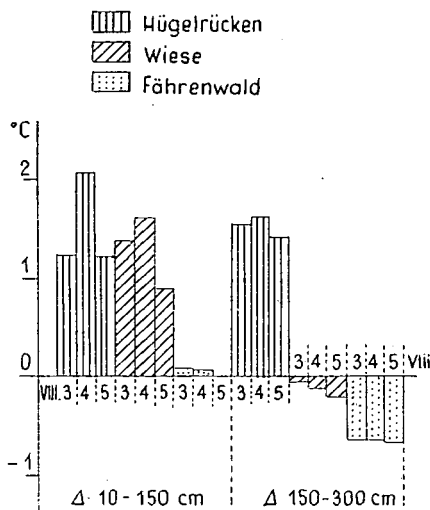


Abb. 10 Die Unterschiede der Erwärmtheit an den drei Stationen zwischen 10—150 und 150—300 cm

Im Föhrenbestand ist die Temperaturschichtung störende Wirkung des Windes wegen der Geschlossenheit des Bestandes gering, und die Unterschiede der Erwärmtheitswerte der einzelnen Tage betragen nur einige Hundertstel Grade.

Die Minima der Lufttemperatur sind in allen Niveaus und an jedem Tag auf der Wiese am tiefsten (Tabelle 3, Abb. 11).

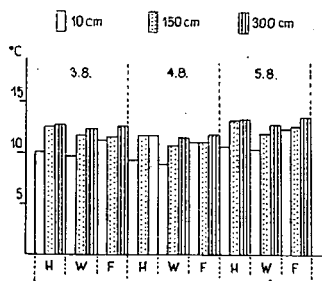


Abb. 11 Die Minima der Lufttemperatur auf dem Hügelrücken (H), auf der Wiese (W) und im Föhrenwald (F)

Das minimum des 10 cm Niveaus der Wiese ist um $0,4^{\circ}$, das des 150 cm — Niveaus um $0,8—1,2^{\circ}$ tiefer als die Werte die in entsprechender Höhe über der Hügelspitze gemessen wurden. Also ist die Hügelspitze in allen ihren Niveaus wärmer als die Wiese. Vermutlich ist das Bachbett zwischen der Wiese und der Hügelspitze der kälteste Punkt des Geländes. Hierher sickert die abgekühlte Luft vom Hügelabhang herab. Auch von der Seite der Wiese fällt das Gelände hierher ganz leicht, und auch ein geringes Sickern nach dem Bachbett ist auch von dort möglich und es entsteht hier ein Kaltluftteich in der Nacht. An keiner der Stationen finden wir einen ausstrahlungshemmenden Faktor, also ist für die geringere Abkühlung der Hügelspitze die herabsickernde kalte Luft verantwortlich.

Die leichte nächtliche Luftströmung verursacht eine stärkere Temperaturschwankung auf der Wiese, aber sie kann die nächtliche Temperaturschichtung vom Ausstrahlungstyp nicht verhindern.

In Nächten vom Ausstrahlungstyp kommt die Temperatur der 150—300 cm — Luftschicht auf der Hügelspitze der Isothermie nahe. Zum Ersatz der hinuntersickernden kalten Luft strömt wärmere Luft aus den höheren Schichten nach der Bodenoberfläche. Die fast isothermische Schichtung bedeutet, dass die vertikale Grenze des Mikroklimaraumes in der oberen Schicht der angehäuften kalten Luft ist. In einer bewölkten Nacht, wie es unsere Messungen am 8. August bestätigen als es stark bewölkt und die Ausstrahlung wesentlich geringer und die Zurückstrahlung wesentlich grösser war, steigt die Temperatur der 10 und der 150 cm Schicht so sehr, dass die Luft in 150 cm am wärmsten wird. Zwischen 10 und 300 cm wird der Temperaturunterschied zum Vorteil der 300 cm — Schicht nur $0,8—1,0^{\circ}$ (Abb. 12). Diese Eigentümlichkeit hat auch ÁRPÁD KISS in viel stärkerer Form bei seinen Messungen auf Sanddünen in ÜLLÉS beobachtet (6).

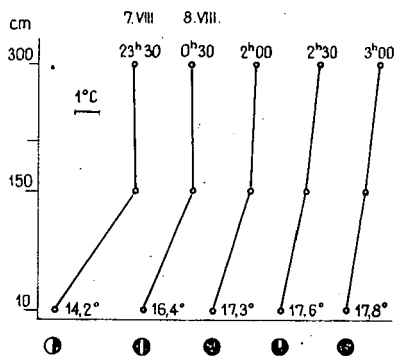


Abb. 12 Die vertikale Profil der Lufttemperatur auf dem Hügelrücken bei starker Bewölkung

Der Unterschied der Temperaturminima zwischen 10 und 150 cm in heiteren Nächten auf der Hügelspitze ist um $0,4—0,9^{\circ}$ grösser, da die Temperatur der 150 cm — Schicht von der von oben her kommenden wärmeren Luft kontrolliert wird.

Im Föhrenbestand finden wir in der Nacht einen regelmässigen Ausstrahlungstyp: die 10 cm — Schicht ist am kältesten. Diese Schichtung trifft schon um 16 Uhr ein, wenn die tieferen Niveaus des Föhrenbestandes in den Selbstschatten geraten und keine direkte Strahlung bekommen. Das Laubwerk des Föhrenbestandes gibt Weg

der Ausstrahlung obwohl es ihn mässigt; es ist in 10 cm um 1,6—2,2° wärmer als die Wiese, und auch die Temperatur der höheren Schichten sinkt trotz der geringeren täglichen Erwärmung nicht unter die Temperatur der entsprechenden Höhen der Wiese.

Unsere Meinung nach drücken die Minimumtemperaturen den Wert der Abgekühltheit einer Schicht aus; darum versuchen wir den Unterschied der Erwärmtheit und des Minimums zur Darstellung der Schwankung der Erwärmtheit der einzelnen Schichten zu gebrauchen (Abb. 13). (Zugleich geben wir in Tabelle 3 die auf Grund der 15 — minütlich gemessenen Extremwerte der Lufttemperatur und die daraus ausgerechnete Schwankung an).

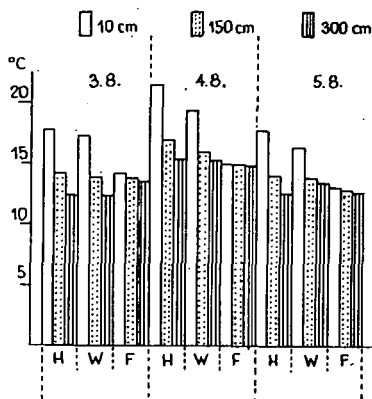


Abb. 13 Die Unterschiede der Erwärmtheit und der Minima auf dem Hügelrücken (H), auf der Wiese (W) und im Föhrenwald (F)

Auf der Hügelspitze ist die Schwankung in 10 cm am grössten, um 0,5—1,9° grösser als in der Vertiefung. Die Ursache davon ist die intensive und ungestörte Erwärmung. Ihr Wert am 4. August beträgt 21,3°.

Am gleichmässigsten ist die Schwankung im Föhrenbestand; an den untersuchten Tagen erreicht sie 15,0° in keinem Niveau und die Schwankung der einzelnen Schichten weicht nur um einige Zehntelgrad voneinander ab.

Die Temperatur des Bodens

Die Minima der Bodentemperatur auf der Hügelspitze und auf der Wiese treten an allen drei Tagen in 2 cm zwischen 5—6 Uhr, in 10 cm zwischen 6—7 Uhr auf. Die Phasenverschiebung zwischen dem Eintritt der Minimumwerte der 2 und der 10 cm Schicht beträgt auf der Hügelspitze 1, auf der Wiese 2 Stunden.

Am stärksten kühlt sich der Boden auf der Hügelspitze ab: das Minimum ist am 4. August in 2 cm 14,1°, also um 1,3° wärmer als die 10 cm — Schicht (Abb. 14). Auf der Wiese erreichte die Temperatur der 2 cm — Schicht 16,0° nur am 4.; an den anderen Tagen blieb sie um 1,0° unter diesem Wert (Tabelle 4). Auch sie 10 cm — Schicht zwischen 2 und 10 cm beträgt 3,0—3,4°.

Die Maxima sind auf der Wiese am grössten. Am 4. August folgt die 2 cm — Schicht mit 26,4°, die 10 cm — Schicht mit Werten zwischen 23—24°. Auf der Hügelspitze ist die Temperatur in 2 cm um 3,5° tiefer als auf der Wiese, in 10 cm erreicht sie nur 18—19°. Der Unterschied ist zwischen den Maxima der 2 cm — und der 10 cm — Schicht auf der Hügelspitze am grössten, durchschnittlich über 3,0°, während auf der Wiese ist er um 1,0—1,5° geringer (Abb. 15). Die Maxima in 2 cm treten

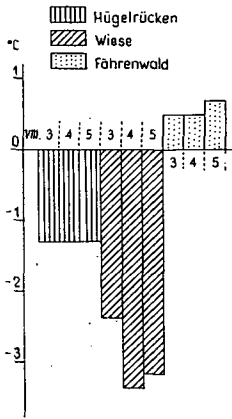


Abb. 14 Die Unterschiede der Bodentemperaturminima zwischen 2 und 10 cm

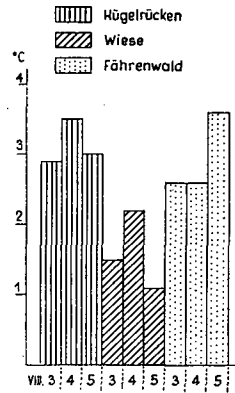


Abb. 15 Die Unterschiede der Bodentemperaturmaxima zwischen 2 und 10 cm

an beiden Stationen um 15—16 Uhr ein. Die Phasenverspätung ist 1—2 Uhr in 10 cm auf der Hügelspitze, 2—3 Uhr in der Vertiefung.

Die tägliche Schwankung ist auf der Wiese am grössten; in 2 cm erreicht sie 10,4° (am 4. August). Auf der Hügelspitze beträgt sie zur gleichen Zeit nur 8,7°. Auch in 10 cm ist die Schwankung durchschnittlich um 1,0° grösser auf der Wiese (Abb. 16).

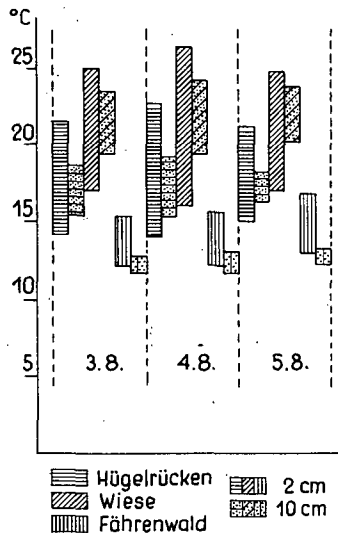


Abb. 16 Die tägliche Schwankung der Bodentemperatur

Wenn man die Temperatur der Wiese und der Hügelspitze mit den sich über den Substraten ausbildenden Lufttemperaturverhältnissen vergleicht, findet man einen Gegensatz: auf der Hügelspitze ist die Bodentemperatur bei den vormittäglichen hohen Lufttemperaturwerten tiefer.

In beiden Schichten der Wiese ist die tägliche Schwankung der Bodentemperatur grösser. Diese Erscheinung lässt auf die bessere Wärmeleitungsfähigkeit des Wiesenbodens folgern. In diesem Fall — weil sich die schlechteren Wärmeleiter in den der Oberfläche näher liegenden Schichten stärker erwärmen — sollte der Wert des Maximums in 2 cm auf der Hügelspitze höher sein. In der Tat ist er um $3,5^{\circ}$ niedriger als an der anderen Station.

Für diesen Unterschied ist die Vegetation verantwortlich. Auf der Hügelspitze und am S — exponierten Hang des Hügels ist die Vegetation infolge der günstigen Strahlungsverhältnisse üppig. Die vorwiegend aus schmalblättrigen Grasgewächsen bestehende Vegetation bildet eine sehr dichte, verflochtene Schicht über der Bodenoberfläche, und so wird die auf der Bodenoberfläche ankommende Strahlungsmenge stark verringert. Damit kann die mit der anderen Station verglichene geringere Erwärmung der der Oberfläche nahen Bodenschichten erklärt werden. Auch das Wurzelsystem der üppigen Vegetation beeinflusst die Wärmeleitungsfähigkeit des Bodens. Der von Wurzeln aufgelockerte und durchwehte Boden der Hügelspitze ist ein schlechterer Wärmeleiter; darum erwärmt sich die Schicht zwischen 2 cm und 10 cm weniger und ihre Schwankung ist geringer als die der Wiese. Zwar kühlt sich die 10 cm Schicht auf der Hügelspitze stärker ab als die gleiche Schicht über die Wiese, aber das ist die Folge der geringeren Erwärmung.

Ein eigenartiges, von den anderen Stationen verschiedenes Bild zeigt die Bodentemperatur des Föhrenbestandes. Tag und Nacht ist diese am wärmsten. In 2 cm erreichte die Temperatur in der ganzen Beobachtungsperiode $17,0^{\circ}$ nicht. Wegen der Geschlossenheit des Laubwerkes des Föhrenwaldes erreicht wenige direkte Strahlung die Bodenoberfläche. Dagegen schützt das Laubwerk den Boden auch gegen starke Abkühlung. Die 2 cm — Schicht kühlt sich nie tiefer ab als die Temperatur der 10 cm — Schicht; sie ist durchschnittlich um $0,5^{\circ}$ wärmer als dieses letztere. Ihre tägliche Schwankung ist durchschnittlich $3,5^{\circ}$. In 10 cm spielen sich die täglichen Temperaturveränderungen zwischen $12-13^{\circ}$ ab. Die tägliche Schwankung ist hier $1,0-1,4^{\circ}$. Die Unterschiede zwischen den Maxima des 2 cm — und des 10 cm — Niveaus sind verhältnismässig gross, $2,6-3,6^{\circ}$, da das angehäuften dürre Laub ein sehr schlechter Wärmeleiter ist.

Die Extremwerte und Schwankungen der Bodentemperatur sind in Tabelle 4 angegeben.

Zusammenfassung

Auf Grund der Mikroklimauntersuchungen, die wir zwischen dem 31. Juli und dem 22. August 1962 in JÁVORKÚT im BÜKK-GEBIRGE ausgeführt haben, können die charakteristischen Eigenschaften der Luft- und Bodentemperatur der gemessenen Substrate festgestellt werden.

Auf der Wiese wird die Temperatur von der mischenden Wirkung der vorwiegend SW Advektion so stark herabgesetzt, dass die Temperatur der gemessenen 300 cm-Luftschicht in einigen Fällen beinahe isothermisch wird. Darum *findet man die höchsten Temperaturen auf dem Hügelrücken*. Nachts ist es umgekehrt; die Wiese ist kälter, weil die abgekühlte Luft von dem Hügelrücken gegen die Wiese hinabsickert und aus den höheren Schichten Nachschub bekommt. Infolge dessen nähert sich die vertikale Grenze des Mikroklimaraumes der Oberfläche, was vom beinahe isothermischen Charakter der 150—300 cm Luftschicht bestätigt wird. Vermutlich ist der kälteste Punkt des Geländes im Bachbett zwischen den beiden Stationen zu finden. Die hinabsickernde kalte Luft sammelt sich hier.

TABELLE IV.

Die Extremwerte und die tägliche Schwankung der Bodentemperatur in °C

Tage	Hügelrücken						Wiese						Föhrenwald					
	2 cm			10 cm			2 cm			10 cm			2 cm			10 cm		
	min.	max.	Δ	min.	max.	Δ	min.	max.	Δ	min.	max.	Δ	min.	max.	Δ	min.	max.	Δ
Aug.																		
1.	12,2	20,6	8,4	14,1	17,9	3,8	15,1	24,1	9,0	18,2	22,2	4,0	10,1	13,8	3,7	10,5	11,9	1,4
2.	14,0	21,6	7,6	15,0	18,3	3,3	16,2	25,4	9,2	19,0	22,2	3,2	12,9	14,7	1,8	11,3	12,3	1,0
3.	14,1	21,5	7,4	15,4	18,6	3,2	17,0	25,0	8,0	19,4	23,5	4,1	12,1	15,3	3,2	11,6	12,7	1,1
4.	14,0	22,7	8,7	15,3	19,2	3,9	16,0	26,4	10,4	19,4	24,2	4,8	12,1	15,6	3,5	11,6	13,0	1,4
5.	15,0	21,2	6,2	16,3	18,2	1,9	17,0	24,8	7,8	20,2	23,7	3,5	12,9	16,8	3,9	12,2	13,2	1,0
6.	15,3	23,7	8,4	16,4	19,8	3,4	17,4	26,6	9,2	20,4	24,8	4,4	12,5	16,2	3,7	12,0	13,3	1,3
7.	13,9	24,0	10,1	15,2	19,8	4,6	15,7	27,2	11,5	19,6	24,7	5,1	12,0	16,8	4,8	11,6	13,6	2,0
8.	15,6	22,8	7,2	16,5	20,1	3,6	17,7	25,6	7,9	20,8	24,2	3,4	13,3	15,7	2,4	12,3	13,6	1,3
9.	15,0	20,4	5,4	16,1	18,6	2,5	16,8	23,4	6,8	20,0	22,0	2,0	13,0	14,8	1,8	12,3	12,9	0,6
10.	13,5	22,0	8,5	15,2	18,9	3,7	14,8	24,8	10,0	18,8	23,0	4,2	11,9	14,8	2,9	12,0	12,7	0,7
11.	14,5	23,3	8,8	16,0	19,3	3,3	16,2	26,1	9,9	19,4	24,9	5,5	12,7	15,3	2,6	12,3	13,1	0,8
12.	13,6	22,5	8,9	15,5	19,5	4,0	15,0	25,9	10,9	19,1	23,8	4,7	11,9	15,6	3,7	11,8	13,2	1,4
13.	14,3	21,0	6,7	16,8	19,0	2,2	15,5	24,7	9,2	19,3	23,8	4,5	12,4	16,0	3,6	12,0	13,4	1,4
14.	14,3	23,9	9,6	16,0	20,8	4,8	15,8	26,6	10,8	19,0	24,4	5,4	12,7	16,0	3,3	12,4	13,6	1,2
15.	14,7	23,5	8,8	15,8	20,5	4,7	15,5	25,7	10,2	18,9	24,2	5,3	12,6	15,5	2,9	12,2	13,4	1,2
16.	15,8	21,4	5,6	17,1	19,0	1,9	17,9	24,8	7,0	19,8	23,7	3,9	14,0	16,2	2,2	13,3	13,8	0,5
17.	13,7	20,2	6,5	16,0	18,7	2,7	15,1	23,5	8,4	19,3	21,9	2,6	12,8	15,8	3,0	12,8	13,8	1,0
18.	14,7	22,6	7,9	16,0	18,4	2,4	16,1	24,0	7,9	19,2	21,5	2,3	13,4	15,5	2,1	12,7	13,1	0,4
19.	12,8	19,0	6,2	15,2	17,4	2,2	14,0	21,1	7,1	17,8	20,6	2,8	12,0	13,2	1,2	12,0	12,3	0,3
20.	10,8	20,2	9,4	14,4	17,8	3,4	11,8	23,2	11,4	16,6	20,7	4,1	11,2	13,0	1,8	11,3	12,0	0,7

*Die Bodentemperatur ist höher auf der Wiese, da die dichte grasige Vegetation auf der Hügel-
spitze eine grössere Menge direkte Strahlung auf die Bodenoberfläche nicht erlaubt. Der Boden ist
hier ein schlechterer Wärmeleiter. Infolge dessen ist die tägliche Schwankung in der 10 cm — Boden-
schicht geringer.*

*Die von dem Sonnenstand abhängige Verschiebung der aktiven Schicht innerhalb des bis zum
Boden hinabreichenden Laubwerkes und die geringere tägliche Schwankung sind charakteristisch für
den Föhrenwald. Die Bodenoberfläche ist vor der direkten Strahlung verschlossen. So ist die Boden-
temperatur niedrig; wegen des angehäuften dünnen Laubes ist die Wärmeleitungsfähigkeit des Bodens
schlecht, darum ist die 10 cm — Schicht Tag und Nacht kühler.*

*Auf Grund der Untersuchungen ist die Wiese, die sich auch hinter dem Hügel fortsetzt, ein Mikro-
klimaraum erster Ordnung, und der Hügel ein Mikroklimaraum dritter Ordnung, das nach der Exposition
in weitere Mikroklimaräume niedriger Ordnung aufgeteilt werden kann.*

*Das Mikroklima des jungen Föhrenwaldes kann nicht als völlig abhängiges Mikroklima angesehen
werden. Auf Grund seiner Strahlungs — und Temperaturverhältnisse kann der Föhrenwald als ein
Mikroklimaraum erster Ordnung angesehen werden.*

Summary

On the basis of the microclimatological investigations carried out in JÁVORKÚT in the BÜKK-
mountains between July 31 and August 22, 1962, the characteristics of the air and soil temperatures
of the substrates can be determined.

On the meadow the mixing effect of the prevailing SW advection reduces the temperature so
much, that in some cases the temperature of the 300 cm air layer becomes nearly isothermal.

In consequence of this *the highest temperatures are found on the hilltop*. At night the situation
is reversed, the meadow being colder because the cooled air glides slowly down from the hilltop
towards the meadow and receives reinforcement from the higher air layers. Owing to this the vertical
border of the microclimatic space approaches the surface, which, is proved by the nearly isothermal
nature of the 150—300 cm air layer. Probably the coldest point of the area can be found in the bed
of the brook between the two stations; the downgliding cold air gathers here.

The soil temperature is higher on the meadow because the dense grassy vegetation on the hilltop
does not let through a greater quantity of direct radiation to the surface. The soil here is a worse heat
conductor, therefore the daily variation in the 10 cm soil layer is smaller.

*The shifting of the active layer within the foliage which reaches down to the ground as well as the
smaller daily variation are characteristic of the pine-wood*. The shifting, of course, depends on the
altitude of the sun. The soil surface is sealed off from direct radiation, so the temperature of the soil
low; its heat conductivity is poor because of the accumulated forest litter, so the 10 cm layer is cooler
day and night.

*On the basis of our observations the meadow in the investigated area which continues behind the
hill is a microclimatic space of the first, order, the hill rising out of it a microclimatic space of the third
order which can be divided according to exposure into further microclimatic spaces of lower orders.*

*The microclimate of the young pine-wood cannot be considered an entirely dependent micro-
climate. On the basis of its radiation and temperature conditions it can be considered a microclimatic
space of the first order.*

LITERATUR

1. BACSÓ, N., J. KAKAS und L. TAKÁCS: Magyarország éghajlata. — Az Országos Meteorológiai
Intézet hivatalos kiadványa XVII. kötet. Budapest 1953.
2. BACSÓ, N. und B. ZÓLYOMI: Mikroklima és növényzet a Bükk-fennsíkön. — *Időjárás* 38, Nr 9—10,
1934.
3. GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. — Braunschweig 1961.
4. Időjárás napijelentés, Juli, August, 1962. — Országos Meteorológiai Intézet.
5. KAKAS, J.: Természetes kritériumok alapján kijelölhető éghajlati körzetek Magyarországon.
— *Időjárás*, 64, Nr 6, 1960.
6. KISS, Á.: Angaben zur Erwärmtheit einer Sanddüne. — *Acta Climatologica*. Szeged 1959.
7. WAGNER, R.: Mikroklimatárségek és térképezésük. — *Földrajzi Közlemények*, 80, Nr 2, 1956.

INHALTSVERZEICHNIS

WAGNER, R.: Die Temperatur des Bodens, des Wassers und der Luft in Kopács II. Teil ...	3
BOROS, J.: Temperaturverhältnisse auf Bergwiese und in Tannenwaldbestand an sonnigen Sommertagen	53



Felelős kiadó: Dr. Wagner Richárd
Megjelent 400 példányban 6,5 (A/5) iv, + 5 melléklet terjedelemben
Kézirat a nyomdába érkezett: 1966 szeptember hó
Készült: monó szedéssel, íves magasnyomással az MSZ 5601-59 és az MSZ 5603-55 szabványok szerint
66-6383 — Szegedi Nyomda

