

# ÜBER DIE THERMISCHE TEMPERATURSCHICHTUNG IN BERGTÄLERN

VON BARBARA OBREBSKA — STARKEL

**Zusammenfassung:** Auf Grund seiner eigenen Beobachtungen und der bisherigen Resultate anderer Forscher in der Forschung der nächtlichen Temperaturschichtung stellt die Verfasserin fest, dass sich die nächtliche Temperaturschichtung in Tälern aller Art (ohne Hinsicht auf die Höhe über dem Meeresspiegel) folgendermassen gestaltet: 1. die Inversionsschicht des Talgrundes, 2. die warme Hangzone, 3. die Gipfelzone. Nach der Meinung der Verfasserin kann die obere Grenze der Inversionsschicht als das wärmste Niveau des Temperaturprofils des Tales angesehen werden. Da die Nachttemperatur in der warmen Hangzone mit der Höhe abnimmt, kann nach der Meinung der Verfasserin als obere Grenze der warmen Hangzone die Höhe bezeichnet werden wo die Temperatur noch höher ist als die tiefste Temperatur des Talgrundes.

Die Änderungen der Temperaturkennzeichen in der Gipfelzone sind in Zusammenhang mit den Temperaturveränderungen der freien Atmosphäre.

**Summary:** On the basis of her own observations and the results of other workers in the observation of the nocturnal temperature layers the author states that the nocturnal temperature stratification develops (regardless of the altitude above sea level) in the following way: 1) the inversion layer of the valley bottom, 2) the warm slope zone, 3) the summit zone. In the author's opinion the upper boundary of the inversion layer may be regarded as the warmest level of the temperature profile of the valley. The author thinks that since the nocturnal temperature decreases with growing altitude in the warm slope zone, the altitude where the temperature is even higher than the lowest temperature of the valley bottom may be regarded as the upper limit of the warm slope zone. The changes of the temperature characteristics in the summit zone are connected with the temperature changes of the free atmosphere.

Die lokalen, unterschiedlichen, durch das Relief der einzelnen Talformen bedingten thermischen Verhältnisse weckten seit je das Interesse vieler Praktiker (u. a. der Gärtner, Forstleute und Architekten) und sind seit den zwanziger Jahren unseres Jahrhunderts Gegenstand klimatologischer Beobachtung geworden.

A. I. WOJEJKOW wies bereits um das Ende des XIX. Jhs. auf die Unterschiedlichkeiten der Temperaturschwankungen im Tagesgang in verschiedenen Teilen der Täler und Kessel hin. Die erste, quantitative Beurteilung jedoch und eine Charakteristik der Raumverteilung der Nachttemperaturen im Tal, brachte erst im Jahre 1918 F. D. YOUNG (nach GEIGER, 1961). Dieser führte eine Reihe von Messungen am Hang von San José im Pomona-Tal (USA) durch und stellte dabei das Auftreten minimaler Lufttemperaturen an der Sohle von Konkavformen und ihre Wertzunahme Hangaufwärts fest.

Diese und spätere Forschungen sowie Sondierungsergebnisse in verschie-

denen Taltypen verallgemeinernd, bearbeitete R. GEIGER (1961) ein Schema der Unterschiedlichkeit der Lufttemperatur im Tal während wolkenloser und windstiller Nächte. Infolge starker Ausstrahlung am Talboden bildet sich ein Kaltluftsee, der durch die an den Hängen gravitationsmässig herabsinkende kalte Luft gespeist wird. Der Luftabkühlungsprozess verläuft auch verhältnismässig stärker auf Hochebenen, Kuppen und Bergrücken als an den Hängen infolge der dort herrschenden besseren Luftstagnierungsbedingungen. Infolge dieser Innentalzirkulation entsteht eine warme Hangzone (thermal belt), die ihr Vorhandensein dem dynamischen Herabsinkungsprozess der Luft und dem Abwandern der abgekühlten Luft gegen Senken verdankt. Ein wesentliches Merkmal der warmen Luft in dieser Schicht ist die Mikroturbulenz.

Seit einem halben Jahrhundert zielen also die Forschungen der Klimatologen darauf hin, folgendes festzustellen:

1. den vertikalen Bereich und das Ausmass jeder einzelnen der erwähnten Schichten in Abhängigkeit von den morphometrischen und morphographischen Eigenschaften der Täler,
2. die Intensität der lokalen Zirkulationsprozesse und die Gestaltung der thermischen Unterschiede in den einzelnen Taltypen im Tages- und Jahresgang unter Berücksichtigung der Wetterlage.

Der vorliegende Aufsatz verfolgt das Ziel, die wichtigsten Forschungsergebnisse über die thermische Dreischichtung, insbesondere das Ausmass der Inversionsschicht in ausgewählten Bergmassiven darzustellen und zu vergleichen.

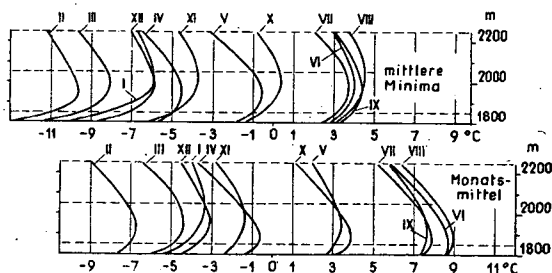
### **Einige Forschungsergebnisse über die Unterschiedlichkeiten der Nachtlufttemperaturen in Tälern**

Die meisten Bewertungen der thermischen Lufttemperaturschichtung stützen sich auf kurzdauernden Beobachtungsreihen. Zur Aufklärung dieses Problems haben die österreichischen und deutschen Forscher viel beigetragen. Einer der ersten war W. SCHMIDT (nach KOCH, 1961), welcher seit 1930 Untersuchungen in der Umgebung von Wien führte. In den Jahren 1931 und 1932 nahm das Autorenensemble R. GEIGER, M. WOEFFLE und L. P. SEIP (nach GEIGER, 1961) dieses Problem im Bayerischen Wald wieder auf, in dem sie die Messungen im Bereich des Grossen Arbers konzentrierten. Nach 1950 führten A. BAUMGARTNER, G. HOFMANN, G. KLEINLEIN und G. WALDMANN (nach GEIGER, 1961) in derselben Berggruppe die Arbeiten weiter, und prüften die thermischen Verhältnisse der Hänge des Grossen Falkensteins. Besondere Beachtung verdienen die auf dem WSW-Hang des Grossen Falkensteins (622 bis 1307 ü.d.M.) gesammelten Daten basierenden Ergebnisse A. BAUMGARTNERS. An Hand des von diesem Forscher angeführten Stundenmittelwert vom Mai 1955 bringe ich ein Diagramm aus welchem hervorgeht, dass die maximalen Temperaturmittel nachts am Hang etwa 170 m über der Talsohle (also 796 ü.d.M.) auftraten. Der Unterschied des Temperaturwertmittels zwischen diesem Hangpunkt und der Talsohle schwankte zwischen 2,0° um 20<sup>h</sup> und 4,5° um 4<sup>h</sup> und um 6<sup>h</sup> (Abb. 1). Diese Daten spiegeln ebenfalls die Haupteigenschaften des Bildungsprozesses der thermischen Dreischichtung im Talbereich infolge Ausstrahlung wider. Der stärkste Luftabkühlungsprozess spielte sich am Talboden und im Bereich sanft geneigter Partien am Fuss des Hanges in einer Höhe von 36 m über dem Tal-

Abb. 1. Vertikale Lufttemperaturverteilung auf Grund der Stundenmittelwerte vom Mai 1955 am Westhang des Grossen Falkenstein (nach A. BAUMGARTNER).

Erläuterung der Bezeichnungen:

1 — von 20 Uhr stammende Angaben, 2 — Angaben von 4 Uhr



boden ab, wo das Mittel des Temperaturabfalls zwischen 20<sup>h</sup> und 4<sup>h</sup> 5,3° betrug; der schwächste dagegen — in der Gipfelregion (bei einem Temperaturabfall um 1,1°) infolge Luftzufluss aus der freien Atmosphäre. In dem obenerwähnten wärmsten Hangabschnitt betrug die Temperaturveränderung während der Nachtzeit 2,8°. Überdies änderte sich die Intensität des Temperaturabfalls während der Nacht bei Reliefenergie von ca 800 m im Höhenbereich von 300 bis 500 m über der Talsohle, also ungefähr 1/2 bis 2/3 des Höhenunterschiedes des Talbereiches nicht, und betrug im Mittel 1,8°. Das würde also von einem schwächeren Anteil der höheren, oberhalb des Inversionsbereiches gelegenen Hangpartien, im Prozess des lokalen Innentalwärmeaustausches zeugen.

Um den Fortschritt der Arbeiten auf diesem Gebiet zu sichern müssen die ausgeschiedenen Bereiche der thermischen Zonen und die in diesen Bereichen auftretende, durch die Wetterlage und den Charakter der Talausformung bedingte Intensität des Lufttemperaturwechsels klar umrissen werden. Die an den Hängen des Grossen Arbers in den Jahren 1931—32 (GEIGER, 1961) durchgeführten Untersuchungen bestärkten in der Überzeugung, dass die Unterschiedlichkeit des Temperaturfeldes in Bergtälern am deutlichsten und vollkommensten während wolkenloser und windstiller Nächte, bei Hochdruck und Advektion trockener, kontinentaler Luftmassen hervortritt. Diese Feststellung war von wesentlicher Bedeutung bei der Bestimmung der Hauptmerkmale der Lufttemperaturverteilung in dem in Frage kommenden Gelände. Sie beweist nämlich, dass die an Hand kurzer, mikroklimatischer, bei stagnierendem Ausstrahlungswetter durchgeführten Beobachtungsreihen erzielten Resultate richtig und repräsentativ sind.

Eine eingehende Analyse der thermischen Schichtung in Tälern von verschiedener Ausformung und verschiedener Hangneigung brachte H. G. KOCH (1961) auf Grund der im Jahre 1953 durchgeführten Forschungen. In der zahlreichen Gruppe der durchforschten Täler mit Hochplateaurelief in der Umgebung von Jena bei relativer Höhe von 180—200 m konnten sogar 5 Niveaus ausgesondert werden, die sich folgendermassen vom Talboden bis zu den Berg- rücken schichteten:

1. die Kaltluft am Talboden bei Berücksichtigung von Niederungen verschiedener Grösse, die das Entstehen von Kaltluftseen begünstigen,
2. die Übergangszone mit charakteristischer Homothermie oder schwachem Lufttemperaturanstieg,
3. die warme Schicht in der oberen Hangpartie,
4. Rückenflächen und Berg Rücken mit etwas niedrigeren Temperaturen im Verhältnis zu den in den Punkten 3 und 5 angeführten Schichten,

5. die Maximaltemperaturen auf den aus den Rückenflächen aufragenden Gipfeln und Kuppen.\*

In Hügellandgebieten oder Geländen mit entwickeltem Terrassensystem wurde jedoch die Übergangszone nicht beobachtet. In diesem letzten Fall und bei gleichzeitig sehr mannigfaltigem Hangrelief mit zahlreichen, sanfter oder steiler geneigten Hangzonen — verwischte sich sogar das Bild der einheitlichen Region der warmen Zone, die in eine ganze Reihe kleiner, thermisch unterschiedlicher Abschnitte aufgeteilt war.

M. G. KOCH vertritt die Ansicht, dass das vertikale Ausmass einer jeden der erwähnten thermischen Schichten von der Ausformung der Talsohle und der Hangzone abhängt. Je steiler der Hang, desto tiefer von der Talschulter reicht die warme Zone hinunter. Dagegen wird flaches Gelände, wo der Abfluss erschwert ist, von Kaltluft eingenommen, wobei der Ausstrahlungsprozess intensiver am Talboden als auf den Rücken verläuft, weil der Effekt infolge Abriegelung und durch den Zufluss von Kaltluft aus höher gelegenen Hangpartien und dessen Stagnierung gesteigert wird.

Und so ist in der Umgebung von J e n a (Gleissberge) in der Kalkhügellzone, wo über dem sanften, weiten Talbodengelände ein etwa 100 m hoher, steiler Hangabschnitt aufragt, die warme Hangzone eng mit dem Ausmass und dem Bereich dieses Abschnittes verbunden. Das bedeutet, dass je höher über der Talsohle der steilere Hang ansetzt, desto höher auch die warme Zone beginnt. Im Zusammenhang damit ändert sich die Mächtigkeit der Kaltluftschicht von 120 bis auf etwa 80 m über der Talsohle. Von der warmen Zone trennt sie die deutliche homotherme Übergangsschicht, die ein Ausmass von etwa 20 m erreicht, und die an die im Verhältnis zu den höheren Hangpartien sanfter geneigte Hangfläche gebunden ist.

In diesen Abschnitten des Saaletales dagegen, wo die Neigung zwischen den fast vertikalen, steil abstürzenden Hangpartien und dem sanft geneigten Talboden sich heftig ändert, lag die Talbodenkaltluft unmittelbar unter der warmen Hangluftschicht. Je grösser der Unterschied zwischen den Neigungswinkeln und je breiter der Talboden war, desto deutlicher trat der thermische Kontrast zwischen den beiden Zonen hervor. Diese Gesetzmässigkeit trifft auch in Gebirgsgeländen zu.

Die sich durch die von H. G. KOCH geführten Nachforschungen ergebende wichtige Folgerung war die Feststellung der Allgemeinheit der in Gebieten von mannigfaltigem Relief auftretenden thermischen Dreischichtung. Der Verfasser betont, dass die Kontraststärke der Temperatur zwischen der Talbodenkaltluft und der Warmluftschicht am Hang nicht von der Seehöhe des gegebenen Geländes abhängt. Dagegen hat auf den Verlauf und die Intensität der lokalen Innentalzirkulation u. a. die Breite und der Oberflächencharakter des Talbodens sowie der Hangneigungswinkel und die Hangausformung Einfluss.

Ausserdem muss ich feststellen, dass in den von H. G. KOCH gebrachten

---

\* Die Verfasserin ist der Ansicht, dass diese Einteilung zu eingehend ist, weil bei diesen relativen Temperaturhöhen die in Punkt 5 angeführten Geländekulminationen genetisch zu warmen Schicht gehören und mit dem dynamischen Luftabsinken verbunden sind.

thermischen Profilen, die verschiedene Regionen von mannigfaltigem Relief betreffen, eine wichtige Gesetzmässigkeit auftritt, d.h. dass — ausser den erwähnten morphometrischen und morphographischen Eigenschaften der Täler — bei der Bildung der Ausmasse der einzelnen thermischen Niveaus im Querprofil die relative Höhe im Bereich der gegebenen konkaven Form eine wichtige Rolle spielt.

Eine überaus interessante Bearbeitung der Lage und des Ausmasses der warmen Hangzone in den Innenalpen brachte M. AULITZKY (1967, 1968). Während ökologischer Untersuchungen an der Wald- und Baumgrenze in Tirol wurden zwischen Juni 1953 und Dezember 1962 auch eingehende Lufttemperaturmessungen geführt. Diesen Teil der Innenalpen kennzeichnet ein kontinentales Klima. Im Bereich des Flussgebietes bei Ötz von relativen Höhen 800 bis 1300 m verläuft die obere Waldgrenze bei etwa 2000 m, die obere Baumgrenze dagegen liegt bei 2200 m. Im Talquerschnitt wurde an den ESE-Hängen (1820 bis 2440) und den WNW-Hängen (von 1820 bis 2232 m) ein dichtes Netz von Messstellen angebracht, wobei der Charakter der Hangreliefs sowie die Verteilung der Pflanzengesellschaften beachtet wurde. Der Grundgedanke dieser klimatologischen Untersuchungen knüpfte an die schon erwähnten, von BAUMGARTNER gebrachten Ergebnisse an.

AULITZKY's Verdienst ist die Feststellung und urkundliche Belegung der Richtigkeit der bereits in den früher von BAUMGARTNER (1961) veröffentlichten Arbeiten angenommene Gesetzmässigkeit, dass nicht nur die aus Zeiträumen mit schönem Wetter stammenden Daten, sondern auch die Monatsmittelwerte der Temperatur sowohl während der Vegetationsperiode wie auch während des Jahresganges des Auftretens der thermischen Schichtung widerspiegeln. Die warme Hangzone tritt also tatsächlich und stets in mannigfaltig ausgeformten Gebieten auf, und mit ihrer Auswirkung auf die Pflanzenvegetation in Gebirgsgebieten muss gerechnet werden. Der Bereich und das Ausmass der warmen Hangzone ändern sich im Laufe des Jahres und weisen während der Wintermonate ein Maximum, während der Sommermonate ein Minimum auf. Und zwar liegt ihre obere Grenze,\* im Winter oberhalb 700 m, im Sommer dagegen 350 m über dem Talboden: an Hand der Tagesmittelwerte schwankt ihre Lage zwischen 500 und 200 m.

Die Temperaturunterschiede zwischen der Talsohle und den an der Obergrenze der warmen Hangzone gelegenen Punkten liessen den Jahresgang erkennen. Sie schwankten zwischen  $3,0^{\circ}$  und  $1,0^{\circ}$  wenn man die mittleren Monatsminima berücksichtigte, und zwischen  $1,5^{\circ}$  und  $0,1-0,2^{\circ}$  bei Berücksichtigung der mittleren monatlichen Tageswerte.

AULITZKY betont gleichzeitig, dass der ESE-exponierte Hang gegenüber dem WNW-Hang thermisch begünstigt war, weil dort die Temperaturmittel um 100 bis 150 m höher auftraten, als auf dem gegenüberliegenden Hang mit WNW-Exposition. Die Exposition bewirkt also eine gewisse Asymmetrie im Bereich der einzelnen thermischen Zonen des Talgebietes ohne jedoch das Allgemeinbild der Schichtung zu stören. Ähnliche Veränderungen in der räumlichen Verteilung der Lufttemperatur, jedoch in geringerer Masse, verursachte das Mikrorelief und die Unterschiedlichkeit des Pflanzenkleides (hauptsächlich der Waldgesellschaften).

\* die von AULITZKY als das obere Niveau der Hauptinversion bezeichnet wurde.

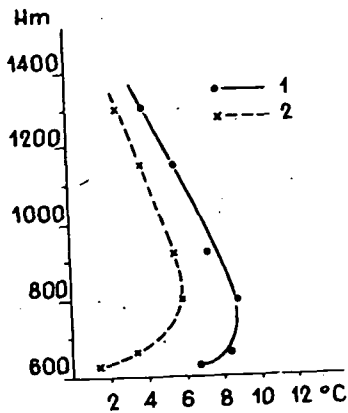


Abb. 2. Monatsmittel und mittlere monatliche Minima der Lufttemperatur in 2 m am WNW-Hang des Gurgler Tales im Zeitraum V1 1954 bis V 1955, °C (nach H. AULITZKY)

Die von AULITZKY in einem einfachen und anschaulichen Diagramm dargestellten und für den untersuchten Talquerschnitt gültigen Abhängigkeiten der mittleren und extremen Monatstemperaturen (Abb. 2) von der See- oder Talbodenhöhe ermöglicht die Bewertung sowohl des Ausmasses der Inversions-schicht wie auch der warmen Hangzone und der darüberliegenden, der freien Atmosphäre angenäherte Zone. Bei der Bestimmung des Inversionsausmasses, der sog. „Hauptinversion“ vertrat AULITZKY, ähnlich wie BAUMGARTNER, die Ansicht, dass die Inversion durch den wärmsten Hangpunkt im thermischen Profil bedingt ist. Wenn man jedoch die seinen Arbeiten beigefügten thermischen Profile und die angeführten Hauptinversionsbereiche während der einzelnen Perioden eingehend analysiert so ergibt sich, dass AULITZKY durch die obere Inversionsgrenze im Grunde genommen — die Scheininversion meinte. Höchstwahrscheinlich wählte er z.B. aus den mittleren Minima des betreffenden Monats den höchstgelegenen Hangpunkt aus, wo der Temperaturwert höher lag als am Talboden. Indessen — wie das aus den Diagrammen der Monatsmittelm minima (Abb. 2) ersichtlich ist — reicht während der warmen Periode vom Mai bis Ende September die Inversionsschicht von etwa 120 bis 140 m über den Talboden, in den restlichen Monaten dagegen von 180 bis 200 m und erzielt lediglich im März 220 m. Untersuchungen der Verteilung der mittleren Monatswerte im Talprofil beweisen — ähnlich wie die Betrachtung der oben beschriebenen oberen Grenze der warmen Zone — dass die obere Inversionsgrenze im Tal tiefer liegt. In den mittleren Tageswerten spiegelt sich nämlich der Einfluss sowohl der maximalen wie auch der minimalen Temperaturen wider. Es scheint deshalb, dass die Analyse der Schichtung und des Ausmasses der thermischen Zone im Talbereich sich nicht nur auf generalisierten Diagrammen der Abhängigkeit der mittleren monatlichen Tages- oder Minimaltemperaturen stützen sollte, sondern dass dabei auch typische Einzelercheinungen der Lufttemperaturverteilung an den Hängen — ähnlich denen von H. G. KOCH (1961) dargestellten — in Betracht gezogen werden müssten. Auf den letztgenannten sind die Merkmale der thermischen Schichtung nicht vermischt.

AULITZKY betonte nachdrücklich einen wesentlichen, biologischen Aspekt der Temperaturunterschiedlichkeiten in Bergtälern. Er wies darauf hin, dass die Lage der warmen Hangzone in der Verteilung der Pflanzengesellschaften

ihren Niederschlag findet. Infolge der längeren Vegetationsperiode und auch der auf den Assimilations- und Atmungsprozess sich günstig auswirkende längere Phase der Optimaltemperaturen sind die Entwicklungsbedingungen für die Baumbestände günstiger, und die durch niedrige Temperaturen, Dürre und übermässige Hitze verursachten Schäden weit geringer als am Talboden. Diese Folgerungen, die durch konkrete, quantitative, die ökologische Charakteristik eines hohen Bergmassivs betreffenden Daten belegt sind, sind ungemein wertvoll und in der klimatologischen Literatur eine Seltenheit.

Es wäre also höchst wünschenswert, die äusserst reichhaltigen, viele Jahre hindurch gesammelten Materialien einer Analyse zu unterwerfen, welche den Einfluss der gegebenen Wetterlage auf die thermischen Verhältnisse in Bergtälern in Betracht ziehen würde.

In der polnischen Literatur fand das Problem der Unterschiedlichkeit der thermischen Verhältnisse im Talquerschnitt in einer Publikation von T. NIEDZWIEDZ (1968) Ausdruck. Er beschränkte sich darin auf die Nachtfrost-Charakteristik (Tagestemperaturmaximum  $> 0^\circ$  und ein Temperaturminimum  $< 0^\circ$ ), d.h. der sehr empfindlichen Indikatoren des Einflusses des Geländereiefs auf die örtliche Zirkulation und den Wärmeaustausch. Dem Forscher stand ein ganzes Netz von Messstellen zur Verfügung, welche die einzelnen Elemente des Hügellandreliefs im Rabatalabschnitt (Westkarpaten) repräsentierten. An Hand der täglichen Beobachtungen der extremen Temperaturen während des Messzeitraumes vom September 1965 bis Juni 1966 und im Zusammenhang damit der Analyse der Nachtfrosthäufigkeit im Bereich einer grösseren, physisch-geographischen Einheit (des Wieliczka-Vorgebirges und der angrenzenden Beskidpartie) bestimmte er die Abhängigkeit des mittleren Frühjahrs- und Herbsttemperaturminimums von der Seehöhe und auch der Höhe über der Talsohle. Des weiteren wurde die Abhängigkeit des Temperaturmittels von der mittleren Dauer der frostlosen Phase und den Nachtfrost-Extremwerten errechnet. Zum Schluss definierte NIEDZWIEDZ den Grad der in dieser Art Geländen drohenden Nachtfrostgefahr. Aus der von ihm dargestellten, auf Extremdaten gestützten Regionalisierung der Nachtfrostgefährdeten Gebiete erhellt, dass die unteren Partien des durch Terrassen zergliederten Rabatals, durch intensive Abkühlung bis zu einer Höhe von 50 m über den Talboden gekennzeichnet ist. Wie das aus den, in dem erwähnten Artikel gebrachten Diagrammen zu ersehen ist, erreicht hier die Inversionsschicht bis etwa 80 m Höhe über den Talboden, und der Hügellandrücken liegt im Bereich der warmen Hangzone. Aus den letzten Informationen dieses Verfassers geht hervor, dass er an Hand eines reicheren, in diesem Gebiet gesammelten Materials, die Grenzen der einzelnen thermischen Zonen verschiebt. In seiner Arbeit (1970) bewertet er die Mächtigkeit der Inversionsschicht auf 150 m, und die obere Grenze der darüberlagernden warmen Zone auf 700 m über dem Talboden (Abb. 3).

Diese Publikation ist ein interessanter Beitrag zur Methodik der Bearbeitung der thermischen Temperaturschichtung in Geländen von verschiedenartiger Ausformung.

Die Verfasserin dieser Abhandlung führte in den Jahren 1962 bis 1965 in zwei Flussgebieten im Gorcegebirge (Beskiden, relative Höhen 400—600 m) (1969—1970) Untersuchungen über die räumliche Lufttemperaturverteilung. Auf Grund dieser Forschungen konnten folgende thermische Zonen in den Talquerschnitten mit Mittelgebirgsrelief und im Zusammenhang

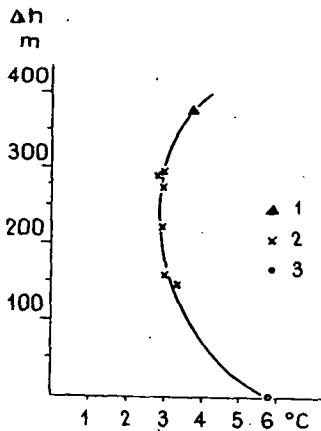


Abb. 3. Abhängigkeit der mittleren Frühlings- und Herbsttemperatur von der relativen Höhe über dem Talboden der Raba und von der Seehöhe in Gaik-Brzezowa (Hügellandregion) nach T. NIEDZWIEDZ.

damit die in den entsprechenden Zonen gelegenen mesoklimatischen Regionen bestimmt werden:

1. die Region der Talinversionsbereiche bis zu einer Höhe von 120—140 m über dem Talboden,
2. die Region der warmen, oberhalb der Inversionszone gelegenen Hänge und Riedel, (identisch mit der warmen Hangzone; die Ausmasse dieser Schicht überschreiten 100 m),
3. die Region der kühlen, bis über 1000 m Seehöhe aufragenden, ausserhalb der örtlichen Innentalzirkulation und des Wärmeaustausches gelegenen Berg- rücken. In dieser Region weisen die thermischen Verhältnisse ähnliche Merkmale wie diejenigen der freien Atmosphäre auf.

In Anlehnung an die von AULITZKY im Alpental gemachten Beobachtungen muss betont werden, dass bei den im Verhältnis zum Ö t z t a l geringeren relativen Höhen das vertikale Ausmass der dritten Schicht im G o r c e g e b i r g e weit geringer war.

Die Verfasserin führte obige Typologie an Hand einer Analyse des Lufttemperaturtagesganges bei Berücksichtigung der mittleren und absoluten Tagesamplituden, der mittleren Tages- und Nachttemperaturen, vervollständigt durch mittlere Tagestemperaturwerte, durch. Auf Grund dieser Betrachtungen kann nochmals festgestellt werden, dass bei kontinuierlicher Veränderlichkeit der Temperaturwerte an den Hängen die Grenzenbestimmung der einzelnen thermischen Zonen ungemein schwierig und zuweilen subjektiv ist. Und zwar wendete die Verfasserin bei der Bestimmung der Mächtigkeit der Inversionsschicht auf Grund des Abhängigkeitsdiagramms der mittleren Unterschiede zwischen den Tages- und Nachttemperaturen und der Höhe über dem Talboden ein anderes Kriterium an. Sie ging nämlich von dem Standpunkt aus, dass der Kurvenabschnitt, entlang dessen minimale Wertveränderungen der erwähnten Unterschiede zu verzeichnen sind, die warme Hangzone charakterisiert (Abb. 4.). Diese Überzeugung gewann sie auf Grund einer Analyse der Temperaturverteilung in den einzelnen thermischen Profilen während gewisser, festgesetzter Tage mit stagnierendem Ausstrahlungswetter. Im Verhältnis jedoch zu den von anderen Forschern angeführten Angaben war die Mächtigkeit der Inversionsschicht um etwa 40 bis 60 m geringer.

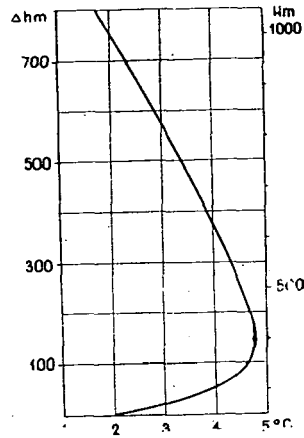
Eine Schattenseite der Arbeit ist, dass sie sich auf kurzen, aus den Som-



Abb. 4. Abhängigkeit zwischen der relativen Höhe über dem Talboden und den Temperaturmitteldifferenzen bei Tag und bei Nacht (100 cm oberhalb der Bodenfläche im Gorcegebirge).

Erläuterungen der Bezeichnungen:

1 — Differenzwerte am Hauptbergrücken; 2 — am Hang; 3 — am Talboden.



mermonaten stammenden Messreihen stützt, weil — wie das die Forschungen von BAUMGARTNER und AULITZKY bewiesen — zu dieser Zeit der Inversionsbereich und die warme Hangzone am tiefsten liegt. Nichtsdestoweniger können diese Ergebnisse als repräsentativ bezeichnet werden, weil die erörterte thermische Zonierung auch infolge der Bodenkulturinversion\* und der Verteilung der Matten mit thermophilen Pflanzengattungen in Erscheinung tritt.

Zum Abschluss dieser Übersicht einiger Untersuchungen der thermischen Lufttemperaturschichtung in Gebirgsgeländen und auf Hochebenen kann festgestellt werden, dass an Hand der bisherigen Forschungen alle Autoren darin einig sind, dass die thermische Dreischichtung in Mittel- und Hochgebirgstälern auftritt. Bei geringeren relativen Höhen tritt im allgemeinen nur die Inversionsschicht und die warme Zone auf und die Bergrücken liegen im Bereich dieser letzteren. Meinungsverschiedenheiten herrschen dagegen bzgl. der Begrenzung der einzelnen Schichten. Deshalb ist es notwendig, die Kriterien zu vereinheitlichen, um eine eindeutige Bestimmung zu ermöglichen.

### Über das Ausmass der Inversion in Tälern

Um die im gegebenen Gelände herrschenden thermischen Verhältnisse richtig zu beurteilen ist es notwendig, die Mächtigkeit der Kaltluftseen kennenzulernen und die warme Hangzone zu lokalisieren.

Das Problem kann durch Bestimmung des Ausmasses der Inversionsschicht im Bereich konkaver Formen gelöst werden. Die in Tabelle I zusammengestellten Forschungsergebnisse über das Durchschnittsausmass der Inversion in verschiedenen Gebirgsgebieten und auf Hochebenen, hauptsächlich in Europa, stützen sich entweder auf Beobachtungen, die aus Messstellen stammen, welche in unterschiedlicher relativer Hanghöhe oberhalb des Tal-

\* Ackerfelder erstrecken sich über die Ober- und Mittelhangpartien, während die von Kaltluftseen eingenommenen Unterhangpartien mit Buchen und Tannen bestockt sind.

bodens angebracht waren, oder auf Sondierung der Atmosphäre. In diesem zweiten Fall berücksichtigte ich nur die Bodeninversion, weil sie genetisch mit dem Ausstrahlungs- und Abkühlungsprozess der untersten Atmosphärenschicht zusammenhängt.

Die in der Zusammenstellung angeführten Daten sind nach den Relieftypen der einzelnen Berggruppen geordnet und veranschaulichen, dass die obere Inversionsgrenze fast überall eine Höhe von 150 m über dem Talboden überschreitet. Bei relativen Höhen von über 600 m liegt die Inversionsgrenze zu meist oberhalb 200 m. In Mittelgebirgskesseln, die ausgedehnte und abgeschlossene Kaltluftammelbecken sind, kann die Mächtigkeit der Inversionsschicht grösser sein. Das können die Beobachtungsergebnisse im Kessel von Nowy Targ beweisen, wo der Kaltluftsee noch zusätzlich durch die von der höher gelegenen subtatische Senke herabfliessende kühle Luft gespeist wird, was natürlich den Abkühlungseffekt bedeutend erhöht (MICHALCZEWSKI, 1962).

Gleichzeitig ist zu betonen, dass die an den, an den Hängen angeordneten Messstationen ermittelten Daten über das Inversionsausmass mit denjenigen aus der Sondierung der Atmosphäre resultierenden ziemlich übereinstimmen. Das beweist, dass die Profilmessungen in Bergtälern ziemlich repräsentativ und dieser Art Forschungen zweckmässig sind. Im Lichte der erwähnten Arbeiten scheint es auch, dass in Bergtälern, wo das Relief dem Entstehen der örtlichen Zirkulation und dem nächtlichen Wärmeaustausch keine grösseren Hindernisse stellt, die Mächtigkeit der Inversionsschicht grundsätzlich nicht von derjenigen, die auf der Ebene mittels Sondiermethode festgestellt wurde, abweicht.

Die bisherigen Forschungsergebnisse zusammenfassend darf man an Hand des gesammelten Materials daraus nicht etwa weitere Folgerungen ziehen und die Gesetzmässigkeit der Inversionsausmasse in verschiedenartig ausgeformten Tälern mit verschiedenen Hangneigungswinkeln bestimmen. Denn dieses Material ist sowohl hinsichtlich der Forschungsperioden, der Beobachtungsmethoden wie auch hinsichtlich ihrer Zahl und Häufigkeit, nicht homogen. In den meisten Fällen waren die hier ausgenutzten Publikationen unter einem anderen Gesichtswinkel bearbeitet. Vor der neuzeitlichen Topoklimatologie steht daher die Aufgabe, sowohl die Forschungsmethoden wie auch die Kriterien, nach welchen die einzelnen thermischen Zonen im Talquerschnitt ausgesondert werden, zu vereinheitlichen. Deshalb wäre es angezeigt, Messungen sowohl in Tälern von mannigfaltigen Relieftypen, wie im Bereich eines einzelnen Tales in verschiedenen charakteristischen Querschnitten, in die Wege zu leiten. Es wäre auch sehr interessant, das Ausmass der Lufttemperaturinversion in Bergen und Hochebenen und in deren Vorgelände zu untersuchen, um ihre gegenseitige Abhängigkeit zu verfolgen und zu bestimmen.

### Schlussfolgerungen

Die seit längerer Zeit geführten Untersuchungen der thermischen Schichtung in Geländen von mannigfaltiger Ausformung ermöglichten die Feststellung, dass in Tälern aller Art — ungeachtet ihrer Seehöhe — im Laufe der Nacht folgende Schichten auftreten:

1. die Talbodeninversionszone,
2. die warme Hangzone,

3. die Gipfelzone, zu welcher bei grösseren relativen Höhen auch die Oberhangpartien gehören, die sich oberhalb des Bereiches der Innentalzirkulation und des Wärmeaustausches befinden. Die Veränderung der thermischen Verhältnisse je nach der Höhenlage verläuft hier im Einklang mit den Gradienten der freien Atmosphäre.

In Geländen mit Hügellandrelief von geringerer, relativer Höhe bilden sich nachts oftmals nur die zwei ersten Schichten. Das vertikale Ausmass und die Mächtigkeit einer jeden unterliegen im Tages- und Jahresgang Schwankungen, die auch durch die Talausformung und Hangneigung bedingt sind. Der mittlere Inversionsbereich im Gebirge schwankt etwa bei 150 m oberhalb des Talbodens, in Mittelgebirgstälern kann er grösser sein.

Im Bereich der Inversionsschicht findet gleichzeitig mit der Höhenzunahme auch eine Temperaturzunahme statt. An der oberen Inversionsgrenze ist es am wärmsten; dort herrschen auch die günstigsten Vegetationsbedingungen. Die fortwährenden thermischen Veränderungen verursachen Schwierigkeiten bei der Bestimmung der einzelnen Lufttemperaturbereiche in Tälern. Im Zusammenhang damit schlage ich vor, die obere Grenze des Inversionsbereiches als die wärmste Zone im thermischen Hangprofil zu bezeichnen. Unmittelbar über der Inversionsschicht liegt die warme Hangzone, wo die Lufttemperaturschwankungen im Tagesgang geringer sind als am Talboden und die Vertikalgradienten der Temperaturveränderungen mit der Höhenlage sich wenig ändern. Des weiteren schlage ich vor, bei der Bestimmung der oberen Grenze diesen Punkt auszunutzen, an welchem die Hangtemperatur noch immer höher ist als an der kühleren Stelle des Talbodens. Vom methodischen Standpunkt aus sollte die Bestimmung des erwähnten Temperaturniveaus bei Heranziehung thermischer Indikatoren, die den Verlauf der Nachttemperaturen, d.h. der mittleren Temperaturminima, die mittleren Nachttemperaturen und den Grad der Nachtfrostgefahr charakterisieren. Die Tagesmittel geben, obwohl sie die Eigenschaften der Lufttemperaturdreischichtung erkennen lassen, zu kleine Werte.

Beim gegenwärtigen Forschungsstand fehlt es immer noch an einer genauen Charakteristik der einzelnen, reliefbedingten Schichten. Deshalb ist eine Vereinheitlichung der Arbeitsmethodik und die Konzentrierung der Forschungsarbeiten in typischen Gebieten notwendig, weil die Lösung dieses Problems grundlegende Bedeutung für die Wirtschaftstätigkeit des Menschen in der geographischen Umwelt hat.

#### LITERATUR

- AULITZKY, H. (1967): Lage und Ausmass der „warmen Hangzone“ in einem Quartal der Innenalpen. *Annalen der Meteorologie*. N. F., Nr. 3, 1967, 159–165.
- AULITZKY, H. (1968): Die Lufttemperaturverhältnisse einer Zentralalpinen Hanglage. *Arch. Met. Geoph., Biokl., Ser. B*, Bd 16, 1968; 18–69.
- BROCKS, K. (1949) Die Höhenabhängigkeit der Lufttemperatur in der nächtlichen Inversion. *Meteorologische Rundschau*. 2 Jg, H.5/6, Mai–Juni, 1949; 159–167.
- DAUBERT, K. (1962): Ein Beitrag zur Kenntnis der Bodeninversion. *Meteorologische Rundschau*, Jg 1. H.5, Sept./Okt. 1962.
- EKHARDT, E. (1949): Über Inversionen in den Alpen. *Meteor. Rundschau*, Jg 2, H 5/6, Mai/Juni 1949. 153–159.

## Einige Angaben über das Durchschnittsausmass der Inversionsschicht in konkaven Geländeformen

| Verfasser   | Untersuchungsgebiet                                   | Relieftyp<br>(relative Höhen)   | Forschungsmethoden  | Durchschnittliche<br>obere Inversions-<br>grenze der Lufttem-<br>peratur | Bemerkungen   |
|---|---|---|---|--|---|
| Ekhardt E.<br>(1949)                              | Kärntner-Mulde<br>Innenalpen                          | Intramontaner Kes-<br>sel im Hochgebirge;<br>relative Höhe<br>über 1000 m | Radiosondierung   | etwa 250 m<br>sekundäres Häufig-<br>keitsmaximum                         |   |
| Aulitzky H.<br>(1967, 1968)                       | Ötztal<br>Innenalpen                                  | Hochgebirge<br>relative Höhe<br>800—1300 m                                | Hangstationen   | Scheininversion<br>700 m im Sommer<br>350 m im Winter                    | mittleres Ausmass<br>120—140 m im<br>Sommer<br>180—220 m im<br>Winter |
| Geiger R., Woelfle<br>M. Seip L. Ph.<br>(1933/34) | Grosser Arber<br>Bayerischer Wald                     | Mittelgebirge<br>rel. Höhe etwa<br>900 m                                  | Hangstationen   | etwa 300 m   |   |
| Baumgartner A.<br>(1961)                          | Grosser Falkenstein<br>Bayerischer Wald               | Mittelgebirge<br>rel. Höhe etwa<br>900 m                                  | Hangstationen   | 200—300 m  | nach F. Schnelle  |
| Michalczewski J.<br>(1962)                        | Kessel von Nowy<br>Targ<br>Westkarpaten               | Intramontaner Kes-<br>sel rel. Höhe<br>400—700 m                          | Hangstationen und<br>Vergleich mit<br>der Radiosondierung | etwa 370 m   |   |
| Obrebska—Starkel<br>B. (1969, 1970)               | Beskidien, Jaszcze-<br>und Jamne-Tal;<br>Westkarpaten | Mittelgebirge<br>rel. Höhe 400—600<br>m                                   | Hangstationen<br>(mikroklimatische<br>Messungen)          | 120—140 m  | zu geringe Werte<br>von 40—60 m                                       |
| Koch H. G.<br>(1953)                              | Thüringen   | Hochebenen<br>rel. Höhe 80—350<br>m                                       | Mikroklimatische<br>Messungen<br>an Hängen                |  |   |

|   |   |  |               |   |   |
|---|---|--|---------------|---|---|
| Daubert K.<br>(1962)  | Thübingen-Hoch-<br>ebene zwischen<br>dem Ammer- und<br>Neckartal  | Hochebene<br>rel. Höhe etwa<br>300 m                                 | Hangstationen | unterhalb 100 m<br>200—300 m<br>400—700 m             | der Verfasser gab<br>nur die Grenzen<br>der Inversionsbe-<br>reiche an ohne die<br>Häufigkeit zu be-<br>rücksichtigen |
| Gelmgole N. F.<br>(1963)                                    | Nordhänge des Kir-<br>gisischen und<br>Transilenischen<br>Ala-Tau | Vorgebirge<br>Vorland des Hoch-<br>gebirges rel. Hö-<br>he 650—850 m | Hangstationen | 200—250 m   |   |
| Tiskov Ch.<br>(1963)  | Mittlerer Vorder-<br>balkan                                       | Hügelland<br>rel. Höhe 200—<br>300 m                                 | Hangstationen | 200 m<br>sekundäres Maxi-<br>mum 300 m                |   |
| Kleiss  | Stuttgart-Cannstadt   | Schwäbische Jura<br>Hochebene rel.<br>Höhe etwa 300 m                | Sonden        | 150 m<br>sekundäres Maxi-<br>mum 350—400 m            |   |
| Peppler W.  | Bayerische Hoch-<br>ebene   | Hochebene  | Sondierung    | 170 m   | nach Feldmann   |
| Feldmann G.<br>(1965)                                       | Bayerische Hoch-<br>ebene<br>München—Riem                         | Hochebene  | Sondierung    | 170—200 m<br>sekundäres maxi-<br>mum 300 und<br>500 m |   |
| Garnet A., Bach<br>W. (1966)                                | Pennin-Vorgebirge<br>Don-Tal                                      | Hügelland rel. Höhe<br>etwa 400 m                                    | Hangstationen | etwa 250 m  |   |
| Iwasaki Takasi,<br>Nakagawa Jukio<br>Kanokahara Mi-<br>noru | Ichara (Japan)  | Hügelland  |               | 100—200 m   |   |

| Verfasser               | Untersuchungsgebiet                  | Relieftyp<br>(relative Höhen)   | Forschungsmethoden                             | Durchschnittliche<br>obere Inversionsgrenze<br>der Lufttemperatur        | Bemerkungen                                      |
|-------------------------|--------------------------------------|---|--|--|--|
| Niedzwiedz T.<br>(1970) | Rabatal<br>Westkarpaten              | Hügelland, rel.<br>Höhe 120 m am<br>Fuß des Mittel-<br>gebirges; globale<br>rel. Höhe etwa<br>900 m | Hangstationen                                  | etwa 150 m   |  |
| Broks K.<br>(1949)      | West- und Mittel-<br>europa          | Tiefebene   | Sondierungen                                   | 200—250 m  |  |
| Rink J.<br>(1953)       | Lindenberg-Observatorium             | Tiefebene   | Radiosondierung                                | 500 m; Häufigkeits-<br>maximum im Feb-<br>ruar 950 m, im<br>August 390 m |  |
| Maskova G. B.<br>(1963) | Europäischer Teil<br>der Sowjetunion | Tiefebene   | Beobachtungen von<br>einem 300 m<br>hohen Turm | 150—300 m  | jahreszeitlich<br>bedingte Verän-<br>derlichkeit |
| Herath                  | Lindenberg-Observatorium             | Tiefebene   |  | 150—200 m  | nach Feldmann                                    |
| Ventura E.<br>(1968)    | Ungarisches Tiefland<br>Budapest     | Tiefebene   |  | 100—500 m  |  |

- FELDMAN, G. (1965): Bodeninversion über München — Riem, ihre Häufigkeit und wicklung im Tagesgang. Meteor. Rundschau, Jg 18, H.1, Jan/Febr. 1965; 3—14.
- GARNET, A; BACH, W. (1966): An investigation of urban temperature variations by traverses in Sheffield (1962—63). Biometeorology II) Proceedings of the Third International Biometeorological Congress held at Pau, S. France, 1—7. September 1963/1966; 601—607.
- GEIGER R. (1961): Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig.
- GELMGOLC N. F. (1963): Gorno-dolinnaja cirkulacija Severnych sklonov. Tian-szania. Leningrad.
- IWASAKI TAKASI, NAKAGAWA JUKIO, KONAKACHARA MINORU — Nogio kisio. J. Agric. Meteorolog., Nr. 1, 1968; 7—14.
- KOCH, H. G. (1961): Die warme Hangzone. Neue Anschauungen zur nächtlichen Kaltluftschichtung in Tälern und an Hängen. Zeitschrift für Meteorologie, Bd 15, H 1—6, Januar/Juni 1961; 151—171.
- MASZKOVA, G. B. (1963): Niekotoryje rezultaty meteorologiczeskich nabludenij na vysočnoj basznej. Izuczenije pograničnogo sloja atmosfery s 300-metrovoj meteorologiczeskoj basznej. Moskva, 1963; 65—89.
- MICHALCZEWSKI, J. (1962): Długotrwałe zastoiska mrozowe Kotliny Podhalanskiej. Acta Geographica Lodziensia nr. 13, 1962; 27—70.
- NIEDZWIEDZ, T. (1968): Przymrozki w pogórskim odcinku doliny Raby. Zeszyty Nauk. U.J. Prace geogr. z. 18, Kraków 1968; 53—68.
- NIEDZWIEDZ, T. (1970): Primer kartograficeskogo predstavlenija zamorozkov v usloviach pogornogo reliefa Karpat. Zeszyty Naukowe U.J.; Prace geograficzne z. 26, Kraków 1970.
- OBREBSKA — STARKEL, B. (1969): Some results of investigations of meso- and microclimatic conditions in small mountain drainage areas in the Beskides (Polish West Carpathians). Acta Universitatis Szegediensis, Pars.: Acta Climatol. T. VIII, fasc. 1—4, Szeged 1969; 67—81.
- OBREBSKA — STARKEL, B. (1969): Stosunki Mikroklimatyczne na pograniczu pieter lesnych i pół uprawnych w Górcach. Zeszyty Naukowe U.J. CCXIV, Prace Geograficzne 23, Kraków 1969.
- OBREBSKA — STARKEL, B. (1969): Mezoklimat zlewni potoków Jaszeze i Jamne. Studia Naturae, S. A., nr. 3, Kraków 1969, 7—99.
- RINK, J. (1953): Über das Verhalten des mittleren vertikalen Temperaturgradienten der bodennahen Luftschicht (1—76 m) und seine Abhängigkeit von speziellen Witterungsfaktoren und Wetterlagen. Abhandlungen des Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes der Deutschen Demokr. Republik; Nr. 18 (Bd III), Berlin 1953, 7—43.
- SCHNELLE, F. (1965): Frostschutz im Pflanzenbau. Bd I.—Die meteorologischen und biologischen Grundlagen der Frostschadenverhütung; München, Basel, Wien 1963. Bd II — Die Praktik der Frostschadenverhütung; München, Basel, Wien 1965.
- TISZKOV, CH. (1963): Temperaturnite inverziji prez studenoto polugodije v srednija Predbalkan mezu rekite Rosica i Belica. Izvestija na Geografskija Institut, T.8, 1963
- VENTURA, E. (1968): A Budapest fölért észlelt hőmérsékleti inverziók jellemzői. Időjárás 72, Nr 3, 1968; 166—174.
- WOJEJKOW, A. I. (1948): Klimaty zemnego szara i w osobiennosti Rosszi Izbrannyje sočinenija, t. I. Izd Ak. Nauk SSSR, 1948.