

## GEOGRAPHISCHE GRADIENTEN DER LUFTTEMPERATUR

## Probleme ihrer Definition und Berechnung und ihre Anwendung

Mit 2 Abbildungen und 8 Tabellen

KLAUS HORMANN

*Summary:* Geographical gradients of air temperature

Geographical gradients of air temperature are primarily required for the calculation of temperature values at arbitrarily chosen points away from weather stations. For more than a century the determination of the geographical vertical gradient of air temperature, the most important gradient in this, has essentially been arrived at by either of two methods:

a) definition on the basis of the difference in temperature of two suitable weather stations at different altitudes (paired-stations method), or

b) definition by balancing the differences in altitude and temperature of all weather stations in a given territory (regression method). The latter has been described repeatedly as the only consistent one, but it failed to prevail because its accuracy suffers greatly from the uniform treatment of weather stations in different topographical situations. The former allows consideration of influences of the position by selection of the stations, but fundamentally it lacks an unambiguous definition of the geographical vertical gradient of the air temperature.

The disadvantage of the low level of accuracy of the regression method may be overcome if it is expanded into a multiple regression method, including variables for the characterisation of the topographical position of the weather stations. The methods described above for the building of models of spatial differentiation of temperature values can also be applied to other climatic elements, such as the calculation of detailed precipitation maps.

Gradienten der Lufttemperatur und Gradienten anderer Klimaelemente dienen zwei Hauptzwecken:

1. Sie ermöglichen eine formale Beschreibung der räumlichen (3-dimensionalen) oder einer n-dimensionalen Differenzierung der Klimawerte. Sie sind damit die Grundlage quantitativer Modelle, die es erlauben, Klimawerte für beliebige Punkte auch abseits von Klimastationen zu berechnen.

2. Sie sind das wichtigste Hilfsmittel zur Erklärung der Differenzierung der Klimawerte.

Voraussetzung zum Arbeiten mit Gradienten ist ihre einwandfreie Definition. Der aerologische Vertikalgradient der Lufttemperatur (im Sinne von LAUTENSACH und BÖGEL 1956, S. 270) mag zwar messtechnische Probleme aufwerfen, doch bereitet seine Definition keine grundsätzlichen Schwierigkeiten. Man kann davon ausgehen, daß für jeden Zeitpunkt an

jeder Stelle in der Atmosphäre durch Wahl einer genügend kleinen Höhenspanne der Vertikalgradient mit beliebiger Genauigkeit bestimmt werden kann und daß aus solchen Einzelmessungen dann Mittelwerte für beliebige Zeit- und Höhenspannen gewonnen werden können.

Anders ist es mit dem geographischen Vertikalgradienten der Lufttemperatur. Die Angabe von LAUTENSACH und BÖGEL, daß sich der aerologische Vertikalgradient auf die freie Atmosphäre, der geographische auf die Erdoberfläche bezieht, genügt nicht zu einer einwandfreien Definition. Eindeutig definiert wäre ein „auf eine Fläche bezogener Vertikalgradient“ nur, wenn es sich um eine senkrechte Fläche handelte. Da dies bei der Erdoberfläche normalerweise nicht der Fall ist, kann normalerweise ein geographischer Vertikalgradient der Lufttemperatur nicht direkt, d. h. nicht ohne Verquickung mit einem horizontalen Gradienten, bestimmt werden.

Zur Trennung des horizontalen und des vertikalen Gradienten sind verschiedene Verfahren entwickelt worden. RIVOLI (1880, S. 11) und HANN (1908, S. 133) versuchen, zu einer vorhandenen Höhenstation eine tiefer gelegene Basisstation mit derselben Geographischen Breite und Länge dadurch zu gewinnen, daß sie aus mehreren tiefergelegenen Stationen in der Umgebung der Höhenstation Klimawerte einer idealen Basisstation berechnen. Am bekanntesten dürfte das von LAUTENSACH und BÖGEL (1956, S. 271) beschriebene Verfahren sein. Hier werden zwei Stationspaare A-B so ausgewählt, daß bei einem Paar die Stationen eine beträchtliche, beim anderen eine möglichst geringe Höhendifferenz haben, und daß die beiden Verbindungslinien A-B im Grundriß möglichst parallel verlaufen. Für jedes Stationspaar gilt dann, wenn man die Temperaturdifferenz der Stationen mit  $dt$ , die Höhendifferenz mit  $dh$ , die Horizontalentfernung mit  $de$  und die vertikalen und horizontalen Temperaturgradienten mit  $gh$  und  $ge$  bezeichnet, folgende Gleichung<sup>1)</sup>:

$$dt = dh \cdot gh + de \cdot ge$$

<sup>1)</sup> Die Formulierung der Gleichung lautet hier anders als bei LAUTENSACH und BÖGEL, inhaltlich ist sie aber mit der dort gegebenen Gleichung identisch. Das Vorzeichen des Vertikalgradienten der Lufttemperatur wird in dieser Ar-

Dabei sind  $dt$ ,  $dh$  und  $de$  bekannte Werte, es handelt sich also um eine Gleichung mit zwei Unbekannten. Da jedes Stationspaar eine solche Gleichung liefert, lassen sich mit 2 Stationspaaren  $gh$  und  $ge$  berechnen.

Dieses Verfahren beruht allerdings auf folgenden Voraussetzungen:

1. In dem Gebiet, in dem die 4 beteiligten Stationen liegen, gilt für alle Stationspaare derselbe Vertikalgradient und für alle parallelen Stationspaare derselbe Horizontalgradient.

2. Außer den durch den vertikalen und den horizontalen Gradienten erfaßten Änderungen gibt es keine systematischen Einflüsse auf die Lufttemperatur.

Insbesondere die zweite Annahme ist eine sehr schwerwiegende Vereinfachung, da topographische Einflüsse wie Beckenlage, Gipfellage, Küstenlage oft eine beträchtliche Rolle spielen. Es wäre in Anbetracht der begrenzten Zahl von Höhenstationen aber praktisch undurchführbar, daraus die Forderung abzuleiten, alle beteiligten Stationen müßten den gleichen Lagetyp haben. Auch LAUTENSACH und BÖGEL (1956, S. 272) räumen ein, daß „die Formel der Höhenstation mit der der Basisstation oft nicht voll identisch ist“.

Die Forderung von LAUTENSACH und BÖGEL, daß das zweite Stationspaar eine möglichst geringe Höhendifferenz aufweisen soll, ist zur Lösung des Gleichungssystems nicht unbedingt notwendig. Entscheidend ist, daß das Verhältnis der beiden Höhendifferenzen und das der beiden Entfernungen nicht ähnliche Werte hat, da dann die Lösung ungenau wird (wenn die Quotienten gleich sind, ist die Lösung unbestimmt und u. U. widersprüchlich). Die Forderung nach geringer Höhendifferenz beim zweiten Stationspaar ist aber insofern sinnvoll, als bei großer Entfernung und geringer Höhendifferenz beim zweiten Stationspaar stets sicher-

heit umgekehrt gewählt als in den meisten bisherigen geographischen Arbeiten: Es erhält, wie in der Mathematik und Physik üblich, ein Gradient ein positives Vorzeichen, wenn die Zielgröße (abhängige Variable) mit zunehmender Einflußgröße (unabhängige Variable) zunimmt (Gradient im Sinne von Steigung). Das bedeutet, daß bei Abnahme der Lufttemperatur mit zunehmender Höhe (Normalfall in der Troposphäre) der Vertikalgradient der Lufttemperatur negativ ist. Auch FLIRI (1975, S. 146f.) wählt das Vorzeichen des Vertikalgradienten der Lufttemperatur in dieser Weise. Die in der Meteorologie und Klimatologie lange Zeit praktizierte, noch von KEIL (1969, S. 169) energisch vertretene umgekehrte Regelung bedeutet bei programmierter Bearbeitung beliebiger Gradienten eine unnötige Komplikation. Wenn man die Temperaturabnahme mit der Höhe durch positive Zahlen kennzeichnen will, sollte man das Wort Temperaturgefälle benutzen. Das empfiehlt sich auch beim Größenvergleich negativer Gradienten: Die korrekte Aussage, daß der Gradientwert  $-0.4^{\circ}/100\text{m}$  größer ist als  $-0.6^{\circ}/100\text{m}$  führt u. U. zu Irrtümern, die vermieden werden, wenn man die Beträge der Gradienten oder die Werte des Temperaturgefälles vergleicht.

gestellt ist, daß die Quotienten der Höhendifferenzen und der Entfernungen nicht gleich sind.

Die Bestimmung des vertikalen und des horizontalen Temperaturgradienten mit Hilfe zweier paralleler Stationspaare (bei unterschiedlicher Neigung der Verbindungslinien der beiden Stationen) erscheint als physikalisch einwandfrei. Die Anwendung dieser Methode ohne subjektive Beschränkung auf „geeignete“ Stationen führt jedoch u. U. zu recht unterschiedlichen Ergebnissen. Das soll zunächst an einigen Beispielen aus Portugal gezeigt werden.

Die von LAUTENSACH und BÖGEL benutzten beiden Stationspaare

1. Coimbra 141 m ( $9.7^{\circ}$ ) – Serra da Estrêla 1383 m ( $2.4^{\circ}$ ) und
2. Lissabon 77 m ( $10.8^{\circ}$ ) – Campo Maior 280 m ( $8.7^{\circ}$ )

(in Klammern jeweils die benutzten Januar-Mitteltemperaturen der Periode 1931–60, nach WERNSTEDT 1972) wurden durch eine Reihe von weiteren Stationspaaren ergänzt, so daß mehrere unabhängige Bestimmungen des geographischen Vertikalgradienten möglich wurden (Lage der Stationspaare siehe Abb. 1).

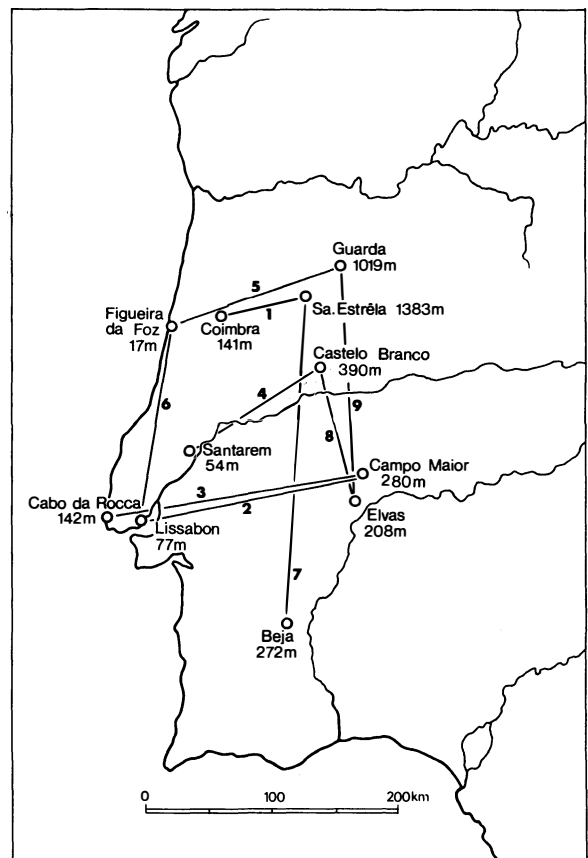


Abb. 1: Lage der für Portugal benutzten Stationspaare  
Location of the pair of stations used for Portugal

Als zusätzliche, zu den Paaren 1 und 2 parallele (d. h. WSW-ENE-orientierte) Paare wurden gewählt:

- 3. Cabo da Roca 142 m (11.2°) – Campo Maior 280 m (8.7°)
- 4. Santarem 54 m (9.8°) – Castelo Branco 390 m (7.9°)
- 5. Figueira da Foz 17 m (10.1°) – Guarda 1019 m (3.4°)

Außerdem folgende S-N-Paare:

- 6. Lissabon 77 m (10.8°) – Figueira da Foz 17 m (10.1°)
- 7. Beja 272 m (9.2°) – Serra da Estrêla 1383 m (2.4°)
- 8. Elvas 208 m (8.0°) – Castelo Branco 390 m (7.9°)
- 9. Elvas 208 m (8.0°) – Guarda 1019 m (3.4°)

Tabelle 1: Vertikalgradienten (°C/100 m) der Januar-Mitteltemperaturen in Mittelportugal, berechnet aufgrund der möglichen Kombinationen von 5 WSW-ENE-orientierten Stationspaaren

Halbfett gesetzte Stationspaarnummer: Großer Höhenunterschied, hier 1002 m und 1242 m. Andere Stationspaarnummern: Geringer Höhenunterschied, hier 138 m, 203 m, 336 m. Halbfett gesetzter Gradientwert: Von LAUTENSACH und BÖGEL benutzte Stationspaarkombination.

Vertical gradient (°C/100 m) of the January mean temperatures in central Portugal, calculated on the basis of possible combinations of 5 WSW-ENE oriented pairs of stations

	1	2	3	4	5
1	*				
2	-0.55	*			
3	-0.54	(+0.08)	*		
4	-0.59	(-0.26)	(-0.18)	*	
5	-0.52	-0.60	-0.55	-0.74	*

In Tabelle 1 sind die Vertikalgradienten der Januar-Mitteltemperaturen zusammengestellt, die sich mit Hilfe der 5 WSW-ENE-orientierten Stationspaare bestimmen lassen. Bei den in Tabelle 1 eingeklammerten Gradientenwerten ist die Höhendifferenz in Anbetracht der beträchtlichen Horizontalentfernung offensichtlich nicht ausreichend. Bei den Kombinationen, bei denen wenigstens 1 Stationspaar eine Höhendifferenz von mehr als 1000 m aufweist, ergeben sich durchweg Gradienten zwischen  $-0.5^\circ$  und  $-0.6^\circ$  pro 100 m; nur die Kombination 4/5 ergibt den etwas stärker abweichenden Wert von  $-0.74^\circ/100$  m. Es ist aber nicht leicht, überzeugende Argumente zu finden, mit denen man diesen Wert von  $-0.74^\circ$  als weniger brauchbar einstufen kann, und in jedem Falle stellen solche Argumente subjektive Eingriffe in die Definition des geographischen Vertikalgradienten der Lufttemperatur dar.

In der gleichen Weise, wie aus zwei Gleichungen von zwei Stationspaaren der Vertikalgradient  $gh$  bestimmt

wird, läßt sich auch der Horizontalgradient ermittelt. Hier nötigt das bei den Stationspaaren 1 bis 5 gewonnene Ergebnis zu einer größeren Skepsis gegenüber der Doppel-Stationspaar-Methode, da die Kombination der Stationspaare 1 und 2 einen Horizontalgradienten von  $0.53^\circ/100$  km ergibt, die Kombination der Stationspaare 1 und 4 dagegen einen Gradienten von  $-0.08^\circ/100$  km, d. h. eine schwache Temperaturabnahme von E nach W im Januar. Die etwas abweichende Richtung der Verbindungslinie des Stationspaares 4 kann nicht dafür verantwortlich gemacht werden: Die Verbindungslinien der Stationspaare verlaufen nach Abb. 1 in LAUTENSACH und BÖGEL (1956, S. 271) etwa senkrecht zu den reduzierten Januar-Isothermen. Bei einem Richtungsunterschied der Verbindungslinie 4 von  $20^\circ$  dürfte sich dann der für Linie 4 ermittelte Horizontalgradient nur um den Faktor  $\cos(20^\circ) = 0.94$  unterscheiden.

Tabelle 2: Vertikalgradienten (°C/100 m) der Januar-Mitteltemperaturen in Mittelportugal, berechnet aufgrund der möglichen Kombinationen von 4 N-S-orientierten Stationspaaren

Halbfett gesetzte Paarnummer: Großer Höhenunterschied (1111 m bzw. 811 m).

Vertical gradient (°C/100 m) of the January mean temperature in central Portugal, calculated on the basis of possible combinations of 4 N-S oriented pairs of stations

	6	7	8	9
6	*			
7	-0.48	*		
8	(+0.16)	-0.94	*	
9	-0.43	(-2.98)	-0.88	*

Bei Benutzung der N-S-orientierten Stationspaare streuen die sich ergebenden Werte für den Vertikalgradienten der Januar-Temperaturen stärker (siehe Tabelle 2). Der wenig sinnvolle Wert von  $-2.98^\circ/100$  m bei der Kombination der Stationspaare 7 und 9 ergibt sich dadurch, daß hier der Fall vorliegt, daß die Quotienten der Höhendifferenzen und der Entfernungen sehr ähnliche Werte aufweisen, nämlich 1.37 und 1.34. Aber auch die durchaus der Vorschrift entsprechenden Kombinationen 7/8 und 8/9 ergeben wesentlich andere Werte für den Vertikalgradienten als die Kombinationen der WSW-ENE-orientierten Stationspaare.

Noch mehr streuen die Werte des Vertikalgradienten, wenn man Beispiele aus einem Gebirgsland nimmt, in dem stärker als im thermisch ausgeglichenen Portugal mit winterlichen Kälteseen und begünstigten Hanglagen zu rechnen ist und in dem ausgesprochene Gipfelstationen benutzt werden. Auf die Anführung von Beispielen aus den Alpen wird hier verzichtet, da die gleichartige Behandlung etwa der Stationspaare Schmittenhöhe 1957 m – Moserboden 1961 m (Gipfel – Trogtalboden), Bischofshofen 545 m – Millstadt 575 m

(häufige Kälteseen – Hanglage mit See-Begünstigung) und Zugspitze 2960 m – Sonnblick 3105 m (2 Gipfelstationen) als „Paare gleicher Stationshöhe“ wohl als böswillig empfunden würde. Zur Vermeidung oder Bevorzugung bestimmter Kombinationen müßten aber subjektive Kriterien herangezogen werden, so daß von einer objektiven Definition und Bestimmung des Vertikalgradienten dann nicht mehr die Rede sein könnte.

Letzten Endes kennzeichnen die mit Hilfe eines Stationspaares (auch bei Hinzuziehung eines Hilfspaares) bestimmten Gradienten eben die thermischen Bedingungen zwischen diesen Stationen und nicht allgemein die eines Gebietes. Eine Entscheidung, ob der aus Stationspaaren gewonnene Wert repräsentativ ist, kann aber ohne eine klare Definition des geographischen Vertikalgradienten nicht getroffen werden.

Es erscheint deshalb sinnvoll, zur Ermittlung der ein Gebiet kennzeichnenden Vertikalgradienten alle Klimastationen des Gebietes heranzuziehen und nicht nur einige „geeignete“ Stationen oder Stationspaare. Das kann auf folgende Weise geschehen:

In einem Diagramm mit den Achsen Temperatur (z. B. Januar- oder Juli-Mitteltemperatur) und Höhe ü. M. läßt die Eintragung der Werte der Klimastationen in jedem Gebirgsland eine mehr oder weniger gute lineare Abhängigkeit erkennen (siehe Abb. 2 oder die gleichartigen Abbildungen in LAUER 1973, S. 202). Es ist naheliegend, die Steigung der Regressionsgeraden als den mittleren Vertikalgradienten der Lufttemperaturen an der Erdoberfläche (= geographischer Ver-

tikalgradient der Lufttemperatur) zu betrachten. Die Methode wurde bereits von WEILENMANN (1871, zitiert nach MAURER 1908, S. 242), HANN (1884) und MAURER (1908) meistens unter der Bezeichnung „Ausgleich nach der Methode der kleinsten Quadrate“ benutzt. Die sich bei Anwendung dieses Verfahrens auf 41 Stationen in Österreich westlich 13° E (Salzburg) ergebenden Vertikalgradienten sind in Tabelle 3 in Spalte 1 angegeben.

Würde man den geographischen Vertikalgradienten der Lufttemperatur eines Gebietes auf diese Weise definieren, so ginge man allerdings von der Vorstellung aus, daß allein die Höhenlage einen berücksichtigenswerten systematischen Einfluß auf die Temperaturen hat. Geht man dagegen von der Annahme aus, daß es innerhalb des Untersuchungsgebietes auch noch eine systematische Zunahme der Temperatur von N nach S gibt, dann ergibt sich, daß der Betrag der durch die Steigung der Regressionsgeraden in Abb. 2 dargestellten Vertikalgradienten zu klein sein muß. Es liegen nämlich die höheren Stationen im Mittel mehr im Süden des Untersuchungsgebietes, wobei dann die vertikale Temperatur-Abnahme durch die meridionale Temperatur-Zunahme etwas abgeschwächt wird. Diese verschiedenen Einflüsse lassen sich bei einer größeren Zahl von Stationen leicht durch multiple Regression voneinander trennen. Auch dieses Verfahren wurde offensichtlich bereits von WEILENMANN 1871 benutzt (siehe MAURER 1908, S. 242), wobei nach Höhe und Geographischer Breite ausgeglichen wurde.

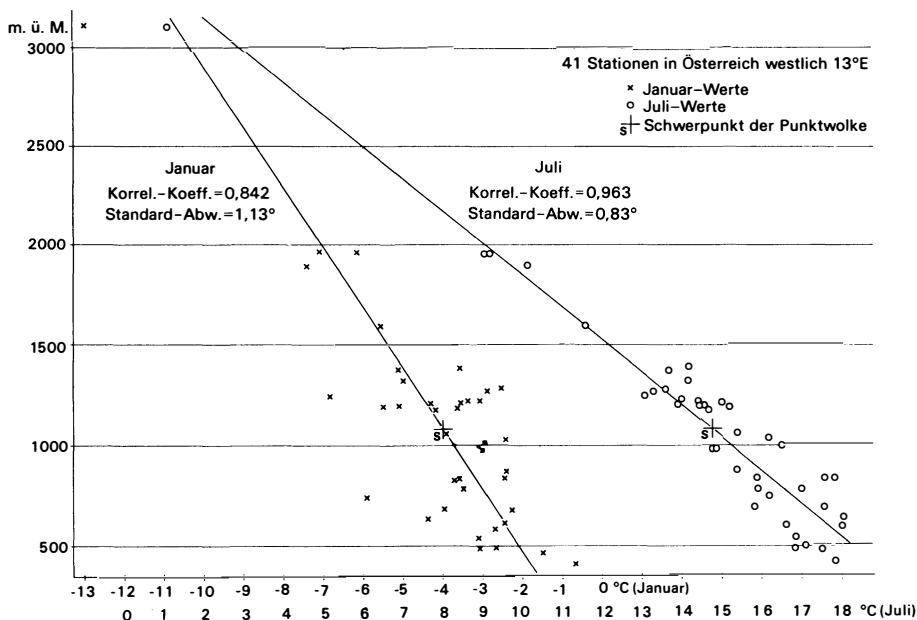


Abb. 2: Abhängigkeit der Januar- und Juli-Temperaturen von der Höhenlage und zugehörige Regressionsgeraden für 41 Stationen in Österreich westlich 13° E

Dependence of the January and July temperatures on altitude and the related regression slopes for 41 stations in Austria west of 13° E

An einer derartigen Bestimmung des Vertikalgradienten orientierte sich auch BÖGEL. Er schreibt (1956, S. 4): „Ideal ist es zweifellos für einen Raum, die mittleren Monatstemperaturen der einzelnen Klimastationen als Funktion der Geographischen Koordinaten einschließlich der Höhe über dem Meeresspiegel anzusetzen und dann auszugleichen.“ Er sieht sich aber genötigt, „die Gesamtbearbeitung des vorliegenden Problems mit linearer Ausgleichung noch weit zurückzustellen“, einmal, weil dabei ein peripher-zentraler Wandel oder ein Höhenwandel der Vertikalgradienten nicht erfaßt werden kann, zum anderen, weil damals der Rechenaufwand bei der weltweiten Bearbeitung der Vertikalgradienten durch BÖGEL wohl kaum tragbar gewesen wäre.

Der entscheidende Grund, weshalb sich eine Definition des geographischen Vertikalgradienten der Lufttemperatur als Steigung einer Regressionsgeraden nicht durchsetzen konnte, dürfte aber nicht der Rechenaufwand gewesen sein, sondern die Tatsache, daß die bei diesem Verfahren nicht berücksichtigten Einflüsse der topographischen Lage der Stationen zu groben Unstimmigkeiten führten. Diese Schwierigkeiten konnte man vermeiden, wenn man die Bestimmung der Vertikalgradienten mit nur wenigen „geeigneten“ Stationen vornahm. Die scheinbar größere Genauigkeit des individuellen Stationspaar-Verfahrens wurde höher bewertet als die Tatsache, daß ihm im Grunde keine klare Definition des Vertikalgradienten zugrunde lag.

Im folgenden soll gezeigt werden, daß sich die Genauigkeit der Aussagen bei durch Regression definier-

tem Vertikalgradienten wesentlich steigern läßt, wenn man in geeigneter Weise weitere Variablen einführt. Zur Erläuterung dieses Weges sei zunächst die Bestimmung des Vertikalgradienten unter Ausgleich der Einflüsse von Höhe, Geographischer Breite und Geographischer Länge am Beispiel des Gebietes Österreich westlich 13° E vorgestellt<sup>2)</sup>.

Die sich bei Annahme einer Abhängigkeit der Temperatur von Höhe, Geogr. Breite und Geogr. Länge für das Untersuchungsgebiet durch multiple Regression ergebenden Gradienten sind in Tabelle 3 in den Spalten 2, 3 und 4 angegeben. Der Vergleich der Spalten 1 (Vertikalgradienten bei einfacher Regression Höhe/Temperatur) und 2 (Vertikalgradienten bei multipler Regression Höhe – Breite – Länge/Temperatur) zeigt, daß, wie erwartet, die Beträge der Vertikalgradienten in Spalte 2 meistens etwas größer sind als die in Spalte 1. Nur in den Monaten November und Februar sind die Beträge fast gleich, im Dezember und Januar sind sie sogar etwas kleiner. Daß im Dezember und Januar der S-N-Gradient trotzdem nicht positiv ist (was Temperaturzunahme nach Norden bedeuten würde), liegt daran, daß ja auch noch der zonale Gradient beteiligt ist (bei etwas größerer mittlerer Höhe der Stationen im Ostteil des Gebietes).

Die Gleichung der Regressionsgeraden in Abb. 2 kann folgendermaßen geschrieben werden:

$$(1) \quad T = \bar{T} + gh \cdot (h - \bar{h})$$

<sup>2)</sup> Für Österreich wurden die Klimawerte 1901–50 (nach WERNSTEDT 1972) benutzt.

Tabelle 3: Gradienten von 3 Temperaturmodellen für Österreich westlich 13° E aufgrund von 41 Stationen zwischen 412 m und 3105 m Höhe

Gradients for 3 temperature models for Austria west of 13° E. based on 41 stations between 412 m and 3105 m in altitude

	h-Modell (1)	h, b, l-Modell (2)			h, b, l, ut1km (200 m)-Modell (7)			
	1 vert. Grad. gh °C/100 m	2 vert. Grad. gh °C/100 m	3 merid. Grad. gb °C/°B	4 zonal. Grad. gl °C/°L	5 vert. Grad. gh °C/100 m	6 merid. Grad. gb °C/°B	7 zonal. Grad. gl °C/°L	8 vert. Zus.- Grad. gh 200 °C/100 m
Januar	-0.35	-0.33	-0.20	-0.37	-0.43	-0.64	-0.50	1.14
Februar	-0.44	-0.44	-1.17	-0.27	-0.52	-1.48	-0.36	1.10
März	-0.55	-0.56	-1.42	-0.16	-0.60	-1.58	-0.21	0.51
April	-0.62	-0.64	-1.72	-0.07	-0.65	-1.75	-0.08	0.09
Mai	-0.63	-0.65	-1.54	-0.03	-0.66	-1.56	0.03	0.04
Juni	-0.62	-0.65	-1.70	0.08	-0.66	-1.74	0.07	0.13
Juli	-0.59	-0.62	-1.65	0.09	-0.64	-1.74	0.06	0.27
August	-0.56	-0.59	-1.57	0.06	-0.61	-1.67	0.04	0.29
September	-0.52	-0.54	-1.44	-0.04	-0.57	-1.56	-0.08	0.40
Oktober	-0.45	-0.46	-1.10	-0.14	-0.51	-1.28	-0.19	0.55
November	-0.40	-0.40	-0.44	-0.25	-0.46	-0.71	-0.34	0.87
Dezember	-0.34	-0.33	-0.04	-0.28	-0.41	-0.39	-0.38	1.12
Jahr	-0.50	-0.52	-1.17	-0.11	-0.56	-1.34	-0.16	0.56

wobei  $\bar{T}$  und  $\bar{h}$  die Mitteltemperatur und die mittlere Höhe der benutzten Stationen darstellen (= Koordinaten des Schwerpunktes der Punktwolke in Abb. 2) und  $gh$  den vertikalen Temperaturgradienten. Bei der Gleichung (1) wird für die Temperatur allein eine Abhängigkeit von der Höhe angenommen. Ich nenne deshalb das dieser Gleichung zugrunde liegende Modell der räumlichen Differenzierung der Temperaturwerte das h-Modell.

Nimmt man einen systematischen Einfluß von Höhe, Breite und Länge auf die Temperaturen an (h, b, l-Modell), so ergibt sich als Modellformel

$$(2) \quad T = \bar{T} + gh \cdot (h - \bar{h}) + gb \cdot (b - \bar{b}) + gl \cdot (l - \bar{l})$$

wobei b und l Breite und Länge, gb und gl die zugehörigen Gradienten darstellen<sup>3)</sup>. Eine Formel dieser

<sup>3)</sup> Die Formeln werden noch etwas einfacher, wenn man statt von den Koordinaten des Schwerpunktes der benutzten Stationen ( $\bar{T}$ ,  $\bar{h}$ , ...) von dem Punkt ausgeht, bei dem die Variablen h, b und l den Wert 0 haben. Die Gleichungen lauten dann  $T = T_0 + gh \cdot h$  bzw.  $T = T_0 + gh \cdot h + gb \cdot b + gl \cdot l$ . Beide Formen der Gleichung haben ihre Vor- und Nachteile. Bei Benutzung einer elektronischen Rechenanlage erfordert die von  $T_0$  ausgehende Formel weniger Rechenzeit; sie benötigt aber eine höhere Stellengenauigkeit, was sie u. U. für Tischrechnungen ungünstiger werden läßt. Beim praktischen Arbeiten ist es auch etwas angenehmer, wenn die Ausgangswerte Zahlen sind, die das Untersuchungsgebiet direkt kennzeichnen und nicht etwa theoretische Januartemperaturen des Schnittpunktes des Äquators mit dem Greenwich-Meridian (die für ein Österreich-Modell u. U. 100° C betragen können!). Im rechnerischen Ergebnis besteht kein Unterschied zwischen den beiden Formen der Gleichung.

Art wurde für zwei Variablen auch von BÖGEL (1956, S. 10) benutzt. Um den Ausgleich von 3 Variablen zu vermeiden, beschränkte sich BÖGEL dabei auf 73 Stationen eines schmalen W-E-Streifens zwischen 50°30' und 50°59' N sowie 7°30' und 18°30' E. Seine Formel entspricht deshalb der eines h, l-Modelles. BÖGEL benutzt dieses Beispiel, um die Berechtigung des als Stichprobenmethode von ihm dann in großem Umfang benutzten Stationspaarverfahrens zu prüfen.

Die Formeln (1) und (2) erlauben es, für beliebige Punkte Temperaturwerte zu berechnen, z. B. auch für solche Punkte, an denen die Mitteltemperaturen durch Messungen bekannt sind. Ein Vergleich der Meßwerte mit den aufgrund der Modellformel berechneten Werten ermöglicht eine Kontrolle der Güte des Modelles, etwa indem man die mittlere Differenz oder die Standardabweichung berechnet. Die in Tabelle 4 angegebenen Standardabweichungen zeigen, daß das h, b, l-Modell (Modell 2) eine bessere Modellgüte aufweist als das h-Modell (Modell 1).

Beim Vergleich der mittleren Fehler oder der Standardabweichungen des h-Modelles und des h, b, l-Modelles (1. und 2. Spalte der Tabelle 4) fällt auf, daß die Verbesserung der Güte des h, b, l-Modelles gegenüber der des h-Modelles in den Sommermonaten größer ist als in den Wintermonaten und daß die Fehler beider Modelle in den Wintermonaten größer sind als in den Sommermonaten. Offensichtlich bewirken die im Winter wesentlich ausgeprägteren Temperaturinversionen, daß die räumliche Differenzierung der Temperaturwerte im Winter nicht so gut allein durch die linearen Einflüsse der drei Variablen Höhe, Länge und Breite erklärt werden kann. Die Richtigkeit dieser These be-

Tabelle 4: Güte verschiedener Temperaturmodelle für Österreich westlich 13° E, gekennzeichnet durch die Standardabweichung (°C) der Modellwerte der Stationen von den Meßwerten

Halbfett Gesetztes: Wert des Modelles mit der kleinsten Standardabweichung für den betreffenden Monat (bzw. Jahr).  
Quality of various temperature models for Austria west of 13° E. indicated by means of the standard deviation (°C) of the model values of the stations from the measured values.

Bold print: the value of models with the lowest standard deviation for the relevant month or year

Modell Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8
Modell-Typ	h (1 Var.)	h, b, l (3 Var.)	h, b, l, ut1km 30 m	4 Variablen 50 m	mit Begrenzung von 100 m	von ut1km auf 150 m	200 m	400 m
Januar	1.13	1.04	0.87	0.83	0.73	<b>0.69</b>	0.74	0.90
Februar	0.98	0.88	0.73	0.67	<b>0.64</b>	0.65	0.70	0.82
März	0.80	0.68	0.64	0.62	0.62	<b>0.61</b>	0.63	0.67
April	0.83	0.70	0.69	<b>0.68</b>	0.69	0.69	0.69	0.69
Mai	<b>0.74</b>	0.62	<b>0.61</b>	0.61	0.62	0.62	0.62	0.62
Juni	0.83	0.70	0.67	<b>0.65</b>	0.68	0.69	0.69	0.70
Juli	0.83	0.71	0.65	<b>0.62</b>	0.66	0.68	0.70	0.71
August	0.76	0.65	0.57	<b>0.54</b>	0.58	0.61	0.63	0.65
September	0.75	0.65	0.56	<b>0.53</b>	0.57	0.59	0.61	0.64
Oktober	0.71	0.63	0.53	<b>0.49</b>	0.51	0.53	0.56	0.61
November	0.76	0.69	0.58	0.54	0.50	<b>0.48</b>	0.52	0.63
Dezember	0.99	0.93	0.82	0.80	0.72	<b>0.69</b>	0.72	0.84
Jahr	0.69	0.61	0.52	<b>0.48</b>	0.49	0.50	0.53	0.59

weist folgender Versuch: Neben dem „generellen“ Vertikalgradienten der Temperatur wird ein „Zusatzgradient“ für die untersten 200 m über dem Talboden berechnet. Um einen solchen Gradienten zu erhalten, benutzen wir als 4. Variable die „1-km-Untertiefung“. Unter der „1-km-Untertiefung“ (ut1km) einer Station wird die Differenz zwischen der Stationshöhe und der Höhe des tiefsten Punktes in 1 km Umkreis verstanden. Sie soll eine auf beliebige Punkte anwendbare Objektivierung der „Höhe über dem Talboden“ sein. Selbstverständlich entspricht diese einfache Größe „ut1km“ nicht immer dem, was ein Geomorphologe als Höhe über dem Talboden betrachten würde. Wie die Ergebnisse der Modellrechnungen zeigen, erlaubt sie aber bereits eine gute Erfassung der besonderen Temperaturverteilungen in der Nähe des Talbodens. Zur Berechnung eines Zusatzgradienten für die untersten 200 m über dem Talboden werden alle ut1km-Werte, die größer als 200 m sind, = 200 m gesetzt. Die Variable hat dann die Kurzbezeichnungen „ut1km (200 m)“.

Führt man mit Höhe ü. M., Geogr. Breite, Geogr. Länge und dieser Variablen ut1km (200 m) eine multiple Regression durch, so ergibt sich eine merkliche Verbesserung der Modellgüte dieses 4-Variablen-Modelles gegenüber dem h, b, l-Modell in den Wintermonaten (vergleiche die Spalten 2 und 7 der Tabelle 4). Das heißt, wenn auf diese Weise die winterlichen Temperaturinversionen in Talbodennähe berücksichtigt werden können, dann sind die Modelle der Winter- und der Sommertemperaturen etwa gleich gut (Standardabweichungen um  $0.65^{\circ}\text{C}$ ). Die Modelle der

Herbstmonate Oktober und November haben beim 4-Variablen-Modell Nr. 7 besonders geringe Fehler.

Beim Modell 7 war die obere Grenze der ut1km-Werte auf 200 m gesetzt worden, was klimatologisch etwa bedeutet, daß mit einer mittleren Mächtigkeit der bodennahen Schicht mit abweichendem Gradienten von 200 m gerechnet wurde. In weiteren Rechnungen wurde nun dieser Wert variiert, indem er = 30 m, 50 m, 100 m, 150 m und 400 m gesetzt wurde. Dabei ergab sich für das Untersuchungsgebiet Österreich westlich  $13^{\circ}\text{E}$ , daß sich in den Wintermonaten bei den Modellen mit einer Begrenzung der ut1km-Werte auf 150 m die geringsten Fehler ergaben, in den Sommermonaten dagegen bei einer Begrenzung der ut1km-Werte auf 50 m (siehe halbfett gesetzte Werte in der Tabelle 4). Einen Hinweis auf die Ursachen dieses Unterschiedes gibt die Betrachtung der Gradienten. Tabelle 5 gibt auf der linken Seite einen Überblick über die sich für die verschiedenen Modelle ergebenden generellen Vertikalgradienten. Man erkennt, daß die Vertikalgradienten der Temperatur modellgebundene Größen sind; daß es wenig Sinn hat, die Richtigkeit eines Gradientenwertes zu diskutieren, wenn man nicht gleichzeitig festlegt, welche Variablen mit zu berücksichtigen sind. So läßt die Einführung der Variablen ut1km (mit Begrenzung der Werte auf 200 m) den Januar-Vertikalgradienten von  $-0.33^{\circ}/100\text{ m}$  (Modell 2) auf  $-0.43^{\circ}/100\text{ m}$  (Modell 7) springen, da jetzt besonders tiefe Temperaturen in Talbodennähe durch den Zusatzgradienten begründet werden und deshalb den Wert des generellen Gradienten nicht mehr so stark belasten.

Tabelle 5: Vertikalgradienten ( $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ) verschiedener Modelle der Lufttemperaturen für Österreich westlich  $13^{\circ}\text{E}$

Halbfett gesetzt sind die Gradienten des (nach Standardabweichung) besten 4-Variablen-Modells des betreffenden Monats (bzw. Jahr).

Vertikal gradients of various models ( $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ) of air temperatures for Austria west of  $13^{\circ}\text{E}$ . The gradients (according to standard deviation) of the best 4-variable models of the relevant months (or year) are bold print

Modell Nr. Modell-Typ ut1km- Begrenzung auf	Generelle Vertikalgradienten							Vertikalgradienten in Talbodennähe (= Genereller Gradient + Zusatzgradient)				
	1 h	2 h, b, l	4 h, b, l, ut1km-Modelle	5	6	7	8	4	5	6	7	8
	0 m	0 m	50 m	100 m	150 m	200 m	400 m	50 m	100 m	150 m	200 m	400 m
Januar	-0.35	-0.33	-0.40	-0.41	<b>-0.43</b>	-0.43	-0.41	3.50	1.84	<b>1.32</b>	0.94	0.21
Februar	-0.44	-0.44	-0.50	-0.50	-0.52	-0.51	-0.49	2.99	<b>1.29</b>	0.81	0.48	-0.11
März	-0.55	-0.56	-0.60	-0.60	<b>-0.60</b>	-0.60	-0.59	1.18	0.27	<b>0.08</b>	0.10	-0.44
April	-0.62	-0.64	<b>-0.66</b>	-0.65	-0.65	-0.65	-0.63	<b>0.23</b>	-0.41	-0.48	-0.56	-0.69
Mai	-0.63	-0.65	<b>-0.67</b>	-0.66	-0.66	-0.66	-0.64	<b>0.25</b>	-0.43	-0.53	-0.62	-0.72
Juni	-0.62	-0.65	<b>-0.67</b>	-0.67	-0.66	-0.66	-0.64	<b>0.86</b>	-0.16	<b>-0.39</b>	-0.53	-0.69
Juli	-0.59	-0.62	<b>-0.66</b>	-0.65	-0.65	-0.64	-0.62	<b>1.48</b>	0.12	-0.20	-0.37	-0.62
August	-0.56	-0.59	<b>-0.63</b>	-0.62	-0.62	-0.61	-0.59	<b>1.59</b>	0.22	-0.13	-0.32	-0.57
September	-0.52	-0.54	<b>-0.58</b>	-0.57	-0.57	-0.57	-0.55	<b>1.79</b>	0.38	0.03	-0.17	-0.48
Oktober	-0.45	-0.46	<b>-0.51</b>	-0.50	-0.51	-0.51	-0.49	<b>1.92</b>	0.59	0.25	0.04	-0.31
November	-0.40	-0.40	-0.44	-0.45	<b>-0.46</b>	-0.46	-0.44	2.24	1.00	<b>0.65</b>	0.41	-0.09
Dezember	-0.34	-0.33	-0.38	-0.39	<b>-0.41</b>	-0.41	-0.39	2.62	1.39	1.00	0.71	0.09
Jahr	-0.50	-0.52	<b>-0.56</b>	-0.56	-0.56	-0.56	-0.54	<b>1.72</b>	0.50	0.20	0.00	-0.37

Der Gradient der 4. Variablen wurde als Zusatzgradient bezeichnet, d. h. er gibt nicht etwa den Temperaturgradienten auf den untersten 200 m über dem Talboden an, sondern den Unterschied zwischen dem generellen Vertikalgradienten der Temperatur und dem auf den untersten 200 m über dem Talboden. Erst die Summe von generellem Vertikalgradient und Zusatzgradient gibt den mittleren Vertikalgradienten auf den untersten 200 m über dem Talboden an. Die sich so ergebenden Vertikalgradienten auf den untersten 50 bis 400 m über dem Talboden sind in der rechten Hälfte der Tabelle 5 angegeben. Diese Vertikalgradienten dürfen nicht einfach mit gemessenen Vertikalgradienten in Bodennähe (etwa den von GEIGER 1961, S. 75f. angegebenen) verglichen werden. Es sind Modell-Gradienten, deren statistische Aussage etwa so zu kennzeichnen ist: „Wenn man zur Beschreibung der Temperaturverteilung eine lineare Gleichung mit den Variablen Höhe ü. M., Geogr. Breite, Geogr. Länge und  $ut1km$  (50 m) benutzt, dann ergibt sich die optimale Beschreibung der Januar-Mitteltemperaturen, wenn man für  $ut1km$  (50 m) den Gradienten  $+3.50^\circ/100$  m nimmt.“ Wenn in Wirklichkeit die mittlere Mächtigkeit der Inversionsschicht wesentlich größer ist als 50 m, dann werden die Gradienten bei Annahme einer größeren Grundschichtmächtigkeit geringer ausfallen. Nur wenn man das Programm bei der Modellentwicklung zwingt, mit einer Grundschichtmächtigkeit von 50 m zu arbeiten, ergeben sich die genannten Gradientenwerte.

Für die Frage, welche von diesen Gradienten als mittlere Gradienten in Talbodennähe realistisch sind, ist wesentlich, welche angenommenen Grundschichtmächtigkeiten (= Begrenzung der  $ut1km$ -Werte) die kleinsten Modellfehler ergeben. Zu diesem Zwecke sind in Tabelle 5 die Werte des generellen Vertikalgradienten und des Vertikalgradienten in Talbodennähe halbfett gesetzt, die zum besten 4-Variablen-Modell gehören. Danach erhält man für das Untersuchungsgebiet die beste Beschreibung der Temperaturverteilung mit Hilfe eines  $h, b, l, ut1km$ -Modelles, wenn man in den Monaten November bis März für den bis 150 m (100 m) über dem Talboden gelegenen Höhenbereich mit positiven Vertikalgradienten arbeitet (Temperaturzunahme mit der Höhe), die ihr Maximum mit  $+1.32^\circ/100$  m im Januar haben. In den Monaten April bis Oktober empfiehlt es sich, eine Abweichung vom generellen Vertikalgradienten nur für den Bereich bis 50 m über dem Talboden anzunehmen. Die jahreszeitliche Zunahme des für diese Höhenspanne günstigsten Vertikalgradienten (von  $0.23^\circ/100$  m im April auf  $1.92^\circ/100$  m im Oktober) kann durch die abnehmende Bedeutung der Luftaufheizung vom Erdboden her (hebt im Frühjahr bei den Tages-Mitteltemperaturen weitgehend die Wirkung nächtlicher Inversionen auf) und die zunehmende Bedeutung von Inversionen im Herbst und Winter erklärt werden.

Auffallend ist, daß die Zusatzgradienten größten-

teils positiv sind, d. h. die Vertikalgradienten in Talbodennähe sind durchweg größer (größer auch im Sinne von 0.1 ist größer als  $-0.3$ ) als die generellen Vertikalgradienten, wobei für die Vertikalgradienten in Talbodennähe teils negative, teils positive Werte auftreten (siehe Tabelle 5). Zu positiven Vertikalgradienten in Talbodennähe (Inversion der Monatsmitteltemperaturen) kommt es bei Annahme einer 200 m mächtigen Grundschicht in den Monaten Oktober bis März, wobei die Gradienten im Dezember und Januar besonders hohe Werte erreichen.

Negative Zusatzgradienten (die addiert zu den negativen generellen Gradienten dann Beträge der Gradienten in Talbodennähe ergeben, die größer sind als die der generellen Gradienten) treten nur bei Annahme einer Mächtigkeit der Sondergradient-Schicht von 400 m auf, und zwar in den Monaten April bis Juni. Das läßt sich folgendermaßen erklären: In unmittelbarer Talbodennähe wirken sich nächtliche Kaltluftsammlungen stärker auf die Mittelwerte aus als die mittägliche Überhitzung in Bodennähe. Das gilt aber in der Zeit von April bis Juni nur für einen sehr begrenzten Höhenbereich (z. B. bis 50 m, aber nicht bis 400 m). Betrachtet man den Bereich bis 400 m über dem Talboden, dann macht sich in dieser Zeit eine positive Temperatur-Anomalie (Heizflächeneffekt) bemerkbar.

Es erscheint bemerkenswert, daß hier aufgrund von Modellrechnungen Aussagen über mittlere Mächtigkeiten von Inversions- oder Sondergradient-Schichten gewonnen wurden, ohne daß irgendwo Vergleichsmessungen über kurze Entfernungen bei geringen Höhenunterschieden gemacht wurden. Die Aussagen ergeben sich sozusagen aus dem Vergleich einer „mittleren Talbodenstation“ mit einer „mittleren Station in 200 m Höhe über dem Talboden“ usw.

Zur weiteren Verbesserung der Temperaturmodelle bestehen u. a. folgende Möglichkeiten:

a) Annahme nichtlinearer Abhängigkeiten. Es ist durchaus nicht selbstverständlich, daß ein Vertikalgradient der Lufttemperatur in einem Gebiet in 1000 m und in 3000 m Höhe den gleichen Wert haben muß (s. a. LAUTENSACH und BÖGEL 1956, S. 271). In Abb. 2 liegt der oberste Wert (Sonnblick, 3105 m) sowohl im Januar wie im Juli beträchtlich links der Regressionsgeraden. Dieser Tatbestand bleibt auch bei den genaueren Modellen mit mehr als einer Variablen erhalten. Es läßt sich eine Verbesserung des mittleren Modellfehlers um einige hundertstel Grad erreichen, wenn man der Regressionsgeraden eine Parabel überlagert, die bewirkt, daß der Betrag der generellen Vertikalgradienten der Temperatur in der Höhe etwas kleiner ist als in den tieferen Lagen. Da das in diesem Falle aber auf eine Sonderregelung für eine einzige Station hinausläuft (sozusagen eine „Lex Sonnblick“), wurde dieser Weg zunächst nicht weiter verfolgt. Es deuten aber auch die Modellrechnungen für Himalaya-



Gebiete (s. u.) darauf hin, daß es sinnvoll ist, mit der Abnahme der Vertikalgradienten in größeren Höhen zu rechnen. Der Effekt einer Modellverbesserung kann aber auch, wie unter b) näher ausgeführt wird, statt durch einen sich in Abhängigkeit von der Höhe ändernden Vertikalgradienten durch Einführung einer weiteren Variablen erreicht werden (z. B. durch die Variable „Höhe über der mittleren Reliefhöhe in 50 km Umkreis“). Die Formulierung, daß der Vertikalgradient in der Höhe im Betrag kleiner ist, hat deshalb nur Sinn, wenn man sie auf ein konkretes Modell, z. B. ein h, b, l-Modell bezieht.

b) Häufig empfiehlt es sich, noch weitere Variablen zu benutzen. Das ist z. B. notwendig, wenn der Einfluß der sogenannten „Massenerhebung“ oder der Lage zu Meeren erfaßt werden soll. Der beliebte Ausdruck „Massenerhebung“ sollte allerdings vermieden werden, da die Masse des Gebirges und durch sie bedingte Anomalien des Schwerefeldes wohl kaum einen Einfluß auf die Temperaturen haben. Ich ersetze diesen Ausdruck deshalb durch das Wort „Flächenerhebung“, wobei in erster Linie an den Heizflächeneffekt zu denken ist. Daß es sich beim Anstieg der Isothermenflächen zu den Zentralalpen hin um einen Flächenerhebungseffekt (Heizflächeneffekt) handelt, ist von FLIRI (1975, S. 139) weitgehend verneint worden (TOLLNER [1948/49] bestreitet überhaupt eine thermische Begünstigung der Zentralalpen). Selbst wenn in West-Österreich ein gewisser Einfluß der Flächenerhebung auf die Temperaturen bestehen sollte, würde die von N nach S zunehmende Flächenerhebung bereits durch die Variable Geographische Breite annähernd erfaßt werden. Eine derartige indirekte Erfassung der Flächenerhebung durch einfache Lagevariablen wie Geogr. Breite oder Geogr. Länge ist dagegen bei einem Land mit einem ausgeprägten peripher-zentralen Wandel oder unregelmäßiger Anordnung der Großformen nicht zu erwarten. Die Karte der bei einem h-Modell verbleibenden Residuen (Abweichungen der Stationswerte von den durch die Regressionsgerade gegebenen Temperaturwerten) in LAUER 1973, S. 203, zeigt, daß am Ostabfall der mexikanischen Meseta eine wesentliche Verringerung der Abweichungen kaum durch Hinzunahme der Variablen b und l zu erwarten ist, sondern vor allem von einer Parametrisierung der Lage relativ zu den Erhebungen und zum Meer.

Die Möglichkeiten der Modellverbesserung durch weitere Variablen wurden am Beispiel der Iberischen Halbinsel untersucht. Die Beschränkung auf das Arbeitsgebiet Iberische Halbinsel westlich 2° W (Linie San Sebastian–Almeria) erfolgte zunächst aus technischen Gründen: Für dieses Gebiet standen aufgrund der Arbeit von C. RÖSSLER (1976) Gitterdaten zur Erfassung des Reliefs und der Land-Meer-Verteilung zur Verfügung. Die Ausklammerung der wenig vom Atlan-

tik beeinflussten Stationen Ostspaniens ist aber auch sinnvoll, weil dadurch dem Modell die Bewältigung einiger Formenwandelkategorien erspart wird, was die Modellfehler verringert.

Für die Iberische Halbinsel westlich 2° W (108 Stationen) zeigt das h, b, l-Modell eine wesentlich geringere Güte als für Österreich westlich 13° E (vergleiche 1. und 2. Spalte in Tabelle 6<sup>4</sup>). Zwar sind die Werte der Standardabweichung von Januar bis März etwas kleiner als die für Österreich, doch erreicht die Standardabweichung beim h, b, l-Modell der Iberischen Halbinsel im Sommer fast 2°, mehr als das Doppelte der Werte des h, b, l-Modelles für Westösterreich. Dieser Unterschied ist durch die starke Erwärmung der zentralen Hochflächen der Iberischen Halbinsel bedingt, die durch ein h, b, l-Modell nicht besonders berücksichtigt werden kann. Zur Berechnung eines Sondergradienten für den talbodennahen Bereich wurde aus technischen Gründen nicht wie bei Österreich ut1km (50 m), ut1km (100 m) usw., sondern ut5km (200 m) und ut5km (400 m) benutzt. Die aufgenommenen Reliefdaten erlaubten keine Bestimmung der „1 km-Untertiefung“, sondern nur die der „5 km-Untertiefung“. Die Begrenzung der ut5km-Werte auf 200 m (Modell 23) führte im Durchschnitt zu etwas kleineren Fehlern als die auf 400 m (Modell 22). Die Verbesserung dieser beiden Modelle gegenüber dem h, b, l-Modell ist in den Wintermonaten beträchtlich (Verringerung der Standardabweichung um 0.2 bis 0.3°), in den Sommermonaten, wo sie am nötigsten wäre, dagegen unbedeutend (siehe Tabelle 6). Das läßt sich so erklären: In den Wintermonaten spielen Inversionen oder Gradientenabweichungen in Talbodennähe eine wesentliche Rolle. In den Sommermonaten sind dagegen die Abweichungen der realen Temperaturen von denen eines h, b, l-Modelles nicht auf Talbodennähe, etwa auf eine Überhitzungsschicht beschränkt; sie sind regionaler Natur.

Beim Modell 24 wurde zu h, b und l als 4. Variable die „mittlere Übertagung der Stationen in 10–50 km

<sup>4</sup>) Die Modelle eines bestimmten Gebietes wurden bei dieser Untersuchung in der Reihenfolge ihrer Berechnung fortlaufend nummeriert. Die Modellnummer ist die kürzeste Form der Modell-Identifizierung, sie gibt aber keine Modell-Beschreibung. So hat z. B. das h, b, l-Modell von Westösterreich die Nummer 2 der Österreich-Modelle, das der Iberischen Halbinsel dagegen die Nummer 1. Zur inhaltlichen Kennzeichnung eines Modelles ist neben der Nennung des Gebietes, für das es gilt, die Angabe seiner Variablen erforderlich (und diese genügt, wenn man für alle Variablen lineare Abhängigkeit annimmt). Für die Variablen wurden stets dieselben Nummern benutzt (da diese im Programm festgelegt sind): Die Variablen h, b und l haben stets die Nummern 1, 2 und 3, die Variable ut1km stets die Nummer 43 usw. Ein 4-Variablen-Modell mit den Variablen Höhe, Geogr. Breite, Geogr. Länge und 1km-Untertiefung mit Begrenzung auf 200 m hat die Kurzbezeichnungen „h, b, l, ut1km (200 m)-Modell“ oder „1, 2, 3, 43 (200)-Modell“.

Tabelle 6: Güte verschiedener Temperaturmodelle für die Iberische Halbinsel westlich 2° W (zum Vergleich in Spalte 1 h, b, l-Modell W-Österreich), gekennzeichnet durch die Standardabweichung (°C) der Modellwerte der Stationen von den Meßwerten. Bei Modell 41 zusätzlich der maximale Fehler (negativ: Modellwert kleiner als Meßwert)

Modell 26 benutzt die Variablen Nr. 1, 2, 3, 26, 41 (200), 82; Modell 29 die Variablen 1, 2, 3, 26, 41 (200), 61 bis 64, 69 bis 72; Modell 41 die Variablen 1, 2, 3, 26, 41 (200), 61 bis 76.

Bedeutung der Variablen-Nummern: 1, 2, 3: Höhe, Geogr. Breite, Geogr. Länge

26: mittlere Übrerragung in 10–50 km Entfernung, 41: Höhe über Talboden in 5 km Umkreis (ut5km), 61 bis 64: mari 5–25 km in N, E, S, W, 65 bis 68: mari10–50 km in NE, SE, SW, NW, 69 bis 72: mari25–100 km in N, E, S, W, 73 bis 76: mari50–250 km in NE, SE, SW, NW, 82: mari10–250 km

Quality of different temperature models for the Iberian Peninsula west of 2° W. (for a comparison see column 1 h, b, l model, western Austria) indicated by the standard deviation (°C) of the model values of stations from the measured values. In Model 41 also the maximum error (negative: model value lower than the measured value)

Modell Nr.	W-Österr. Iberische Halbinsel									
	2 (O)	1	22	23	24	25	26	29	41	41
Variablenzahl	3	3	4	4	4	4	6	13	21	21
beteiligte Variablen	h, b, l	h, b, l	h, b, l, 41 (400)	h, b, l, 41 (200)	h, b, l, 26	h, b, l, 82	siehe oben			Max. Fehler Modell 41
Januar	1.04	1.00	0.72	0.71	0.85	0.66	0.53	0.53	0.46	-1.78
Februar	0.88	0.72	0.58	0.54	0.71	0.65	0.51	0.48	0.45	-1.30
März	0.68	0.62	0.59	0.56	0.62	0.61	0.56	0.51	0.47	1.24
April	0.70	0.82	0.80	0.79	0.78	0.71	0.68	0.65	0.56	1.58
Mai	0.62	0.99	0.97	0.97	0.95	0.74	0.72	0.68	0.54	1.31
Juni	0.70	1.52	1.50	1.49	1.46	1.03	0.97	0.93	0.72	-1.73
Juli	0.71	1.96	1.90	1.90	1.86	1.25	1.20	1.16	0.89	2.00
August	0.65	1.79	1.74	1.72	1.71	1.15	1.06	1.03	0.82	-1.85
September	0.65	1.19	1.18	1.16	1.17	0.86	0.79	0.77	0.63	-1.46
Oktober	0.63	0.68	0.61	0.56	0.68	0.66	0.52	0.51	0.44	-1.17
November	0.69	0.85	0.67	0.65	0.77	0.68	0.59	0.56	0.51	1.23
Dezember	0.93	0.99	0.80	0.82	0.93	0.74	0.65	0.62	0.51	-1.56
Durchschnitt										
Januar-Dezember	0.74	1.09	1.00	0.99	1.04	0.81	0.73	0.70	0.58	±1.52
Jahr	0.61	0.70	0.68	0.64	0.69	0.61	0.51	0.49	0.44	1.07

Entfernung<sup>5)</sup> (Kurzbezeichnung „ür10–50km“) genommen, in der Hoffnung, daß diese Variable in Kombination mit der Variablen h die Flächenenerhebung erfaßt. Der Vergleich der Güte dieses Modelles 24 mit der des h, b, l-Modelles (Modell 1) zeigt, daß auch durch diese Variable die unangenehm hohen Standardabweichungen der Sommermonate nicht merklich verringert werden. Für die Wintermonate ist das Modell 24 sogar deutlich schlechter als die Modelle 22 und 23, d. h. in den Wintermonaten spielen Sondergradienten in Talbodennähe eine größere Rolle als die Flächenenerhebung.

Der Vergleich der Modelle 1, 22, 23 und 24 legt die Vermutung nahe, daß die großen Fehler in den Sommermonaten durch die Nichtbeachtung der Unterschiede in der Lage zu den umgebenden Meeren bedingt sind. Zur Prüfung dieser Hypothese wurden

<sup>5)</sup> Die „Übrerragung einer Station in 10 bis 50 km Entfernung im N“ ist definiert als die Differenz zwischen der Höhe des höchsten nördlich der Station in einer Entfernung zwischen 10 und 50 km gelegenen Geländepunktes und der Höhe der Station. Die „mittlere Übrerragung einer Station in 10–50 km Entfernung“ ist der Mittelwert der Übrerragungen in den 4 Haupthimmelsrichtungen.

Variablen zur morphometrischen Erfassung des Meereseinflusses definiert. Dabei wurde von folgenden Überlegungen ausgegangen:

Die Küstenferne ist zur morphometrischen Erfassung des Meereseinflusses wenig geeignet, da sie nicht die Richtung, in der die Wasserflächen liegen, berücksichtigt, und da z. B. tief ins Land eingreifende Meeresbuchten die Küstenferne stark herabsetzen ohne daß ein entsprechend starker klimatischer Einfluß vorliegen muß. Zur Definition von Variablen zur genaueren Erfassung des Einflusses von Wasserflächen wurde deshalb danach getrachtet, die Größe der Wasserflächen und ihre Lage relativ zur Klimastation zu berücksichtigen. Dazu wurden folgende Annahmen gemacht:

1. Der Einfluß einer Wasserfläche auf die Lufttemperaturen am Ort A ist proportional der Weglänge der über die Wasserfläche zum Ort A streichenden Luftmassen.

2. Der Einfluß einer in einer bestimmten Himmelsrichtung zu einem Ort A gelegenen Wasserfläche ist bei gleicher Weglänge (= in der Himmelsrichtung gemessene Breite der Wasserfläche) umgekehrt proportional der Entfernung zum Ort A. Um zu vermeiden, daß ein unmittelbar an der Küste gelegener Ort bei

Anwendung dieser Annahme unendlich hohe Werte des Meereseinflusses erhält, muß dabei ein Nahbereich (z. B. 0–5 km) ausgeschlossen werden.

Da die folgende Definition sich auf diese beiden Annahmen beschränkt, wird z. B. die Wassertemperatur nicht berücksichtigt. Es handelt sich um eine „morphometrische Maritimität“, bei der Unterschiede der Wassertemperaturen innerhalb des Modellgebietes nur so weit erfaßt werden können, als sie mit einer der benutzten Variablen parallel laufen.

Die gemachten Annahmen sind durchaus nicht selbstverständlich (wenn auch vielleicht einleuchtend). Ihre „Annehmbarkeit“ muß aber nicht vor ihrer Anwendung bewiesen werden; sie ergibt sich, wenn ein darauf aufbauendes Modell besonders geringe Fehler aufweist.

Aufgrund der beiden Annahmen läßt sich für eine bestimmte Himmelsrichtung eine „morphometrische Maritimität“ (kurz „mari-Wert“ genannt) für den Entfernungsbereich von  $e_a$  km bis  $e_z$  km folgendermaßen definieren:

$$\text{mari} = \int_{e_a}^{e_z} 1/e \cdot de \quad (\text{Summierung nur über Wasserflächen})$$

Dieses Integral hat, wenn in der betreffenden Himmelsrichtung nur Wasserflächen vorkommen, z. B. folgende Werte:

$$\begin{aligned} \text{mari}_{25-100\text{km}} &= \ln(100) - \ln(25) = 1.386 \\ \text{mari}_{5-25\text{km}} (= \text{mari}_{10-50\text{km}}) &= \ln(25) - \ln(5) \\ &= 1.609 \\ \text{mari}_{5-50\text{km}} (= \text{mari}_{10-100\text{km}} = \text{mari}_{25-250\text{km}} \\ \text{usw.}) &= \ln(50) - \ln(5) = 2.303 \\ \text{mari}_{5-500\text{km}} = \text{mari}_{10-1000\text{km}} &= 4.605 \end{aligned}$$

Man kann also die mari-Werte zweier aneinanderstoßender Entfernungsbereiche einfach addieren, um den mari-Wert des Gesamtbereiches zu erhalten.

Der so definierte mari-Wert gilt für eine bestimmte Himmelsrichtung. Seine vollständige Kennzeichnung erfordert deshalb noch die Angabe der Himmelsrichtung, z. B. in der Form „mari<sub>25–100km, 270°</sub>“. Mit Hilfe der mari-Werte der 4 Haupthimmelsrichtungen läßt sich auch eine nicht mehr richtungsgebundene „morphometrische Gesamt-Maritimität“ (z. B. „marig<sub>25–100km</sub>“) definieren, wobei allerdings die u. U. wichtige Differenzierung nach Himmelsrichtungen verlorengeht. Diese Definition der mari-Werte kann man als eine Stichprobenbestimmung der morphometrischen Maritimität auf den 4 Haupthimmelsrichtungen auffassen (die noch durch eine gleichartige auf den 4 Diagonalhimmelsrichtungen ergänzt werden kann). Es sei erwähnt, daß es physikalisch perfekter (und aufwendiger in der Datengewinnung und -verarbeitung) ist, die morphometrische Maritimität für die gesamte Umgebung des Ortes durch Summierung von Flächen

( $dF \cdot 1/e^2$ ) zu bestimmen, doch zeigen die folgenden Ergebnisse, daß bereits die Stichprobenbestimmung auf 4 oder 8 Himmelsrichtungen gute Ergebnisse, d. h. beträchtliche Modellverbesserungen bringen.

Das 4-Variablen-Modell 25 hat neben h, b und l als 4. Variable die Variable „marig<sub>10–250km</sub>“ (Variable Nr. 82), d. h. eine morphometrische Gesamtmaritimität, die nicht nach Himmelsrichtungen differenziert ist. Bereits durch Einführung dieser einen Variablen ergibt sich (siehe Spalte des Modelles 25 in Tabelle 6) für die bei den vorher beschriebenen Modellen so wenig befriedigend bewältigten Sommermonate eine bedeutende Verbesserung des Modelles. Die Standardabweichung des Juli-Modelles verringert sich gegenüber dem besten 4-Variablen-Modell ohne Maritimitäts-Variable (Modell 24) um  $0.6^\circ$ , nämlich von  $1.86^\circ$  auf  $1.25^\circ$ . Ähnlich bedeutend ist die Verbesserung bei den anderen Sommermonaten. Nur für die Monate Februar, März, Oktober und November ist das Modell 25 geringfügig schlechter als die Modelle 22 und 23, was leicht verständlich ist: Das Temperaturgefälle Land – Meer kehrt sich etwa zu diesen Zeiten um; die auf die morphometrische Maritimität bezogenen Temperaturgradienten sind zu dieser Zeit so klein, daß das h, b, l, marig<sub>10–250km</sub>-Modell (Modell 25) kaum besser ist als das h, b, l-Modell (Modell 1). In diesen Monaten ist die Variable  $ut_{5\text{km}}$  (200 m) (oder  $ut_{5\text{km}}$  (400 m)) wichtiger als die Maritimitätsvariable marig<sub>10–250km</sub>.

Ein 6-Variablen-Modell, bei dem neben h, b und l dann sowohl  $ür_{10-50\text{km}}$ ,  $ut_{5\text{km}}$  (200 m) und marig<sub>10–250km</sub> beteiligt sind, ist dann in allen Monaten besser als die 4-Variablen-Modelle (siehe Spalte des Modells 26 in Tabelle 6). Dabei hätte für die Wintermonate die Variable Nr. 26 ( $ür_{10-50\text{km}}$ ) praktisch weggelassen werden können. Das zeigt die Tabelle 7, in der angegeben ist, welchen Anteil im Mittel die verschiedenen Variablen am Aufbau der Modell-Temperaturwerte haben.

Bei dem 6-Variablen-Modell Nr. 26 ist der Einfluß des Meeres nur pauschal, ohne Differenzierung nach Himmelsrichtungen, durch eine Variable erfaßt. Da aber eine Meeresfläche auf der Luv-Seite einer Klimastation (bezogen auf die Haupt-Windrichtung) sich wesentlich stärker auf die Lufttemperaturen auswirkt als eine gleich große und gleich weit entfernte Meeresfläche auf der Lee-Seite, muß eine Differenzierung der mari-Werte nach Himmelsrichtungen eine weitere Modell-Verbesserung ergeben (siehe Tabelle 6, Modell 29). Die Zahl von 13 Variablen ergab sich bei Modell 29 dadurch, daß außer 4 Himmelsrichtungen auch zwei Entfernungsbereiche unterschieden wurde (5–25 km und 25–100 km). Durch dieses Unterscheiden mehrerer Entfernungsbereiche wird die 2. Annahme (Wirkung einer Wasser-Weglänge umgekehrt proportional der Entfernung) flexibler gestaltet. Ihre Gültigkeit wird dann nur noch innerhalb eines Entfernungsbereiches vorausgesetzt. Eine noch stärker räumlich differenzierte Erfassung des Meereseinflusses und dadurch eine wei-

Tabelle 7: Mittlerer Anteil ( $^{\circ}/_{00}$ ) der Variablen an der Bestimmung der Temperaturwerte und Anteil der nicht vom Modell erklärten Abweichung (Residuen) bei verschiedenen Temperaturmodellen

Die Anteile sind grundsätzlich als positive Werte zu lesen. Das hinzugefügte Vorzeichen ist das Vorzeichen des entsprechenden Gradienten. Es dient hier dazu, jahreszeitliche Umkehrungen der Gradientenrichtung sichtbar werden zu lassen.

Mean proportion ( $^{\circ}/_{00}$ ) of the variable in the definition of the temperature values and proportion of the deviation unexplained by the model (residuals) in different temperature models. In principle the proportions are to be taken as positive values. The added sign is the one of the corresponding gradient. Here it serves to allow seasonal reverse movements in the direction of the gradient to become visible.

Variablen	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Österreich westlich 13° E, Modell 1 (h-Modell)													
1 (Höhe ü. M.)	-585	-683	-758	-772	-790	-760	-751	-754	-763	-752	-713	-618	-773
Residuen	415	317	242	228	210	240	249	246	237	248	287	382	227
Österreich westlich 13° E, Modell 2 (h, b, l-Modell)													
1 (Höhe ü. M.)	-481	-569	-668	-709	-740	-706	-695	-698	-694	-658	-606	-529	-691
2 (Geogr. Br.)	-16	-82	-92	-104	-95	-101	-101	-102	-101	-85	-36	-3	-85
3 (Geogr. Länge)	-159	-102	-56	-24	11	25	28	23	-17	-58	-114	-132	-43
Residuen	344	247	184	164	154	168	176	178	188	199	244	336	180
Österreich westlich 13° E, Modell 6 (h, b, l, ut1km (150)-Modell)													
1 (Höhe ü. M.)	-434	-509	-622	-691	-730	-687	-668	-667	-636	-596	-545	-466	-625
2 (Geogr. Gr.)	-37	-82	-90	-102	-95	-100	-100	-101	-97	-83	-47	-26	-83
3 (Geogr. Länge)	-149	-107	-64	-27	7	18	16	9	-29	-68	-117	-129	-55
43 (ut1km (150))	232	172	92	24	18	37	61	70	87	116	173	212	111
Residuen	147	130	132	156	150	157	155	153	151	136	118	167	126
Iberische Halbinsel westlich 2° W, Modell 26 (h, b, l, ür 10-50 km, ut5km (200), marig 10-250 km-Modell)													
1 (Höhe ü. M.)	-461	-482	-532	-442	-394	-287	-226	-250	-323	-434	-448	-426	-411
2 (Geogr. Br.)	-180	-218	-195	-243	-201	-197	-205	-201	-217	-238	-236	-206	-232
3 (Geogr. Länge)	24	26	50	6	74	94	115	118	98	78	38	35	78
26 (ür 10-50 km)	3	5	-3	20	11	21	22	15	11	-9	-5	5	9
41 (ut5km (200))	101	108	70	45	35	58	49	69	66	92	87	84	77
82 (marig 10-250 km)	128	59	-23	-100	-156	-207	-235	-219	-170	-56	74	131	-96
Residuen	102	103	127	143	129	137	149	127	115	92	112	113	97

tere Modellverbesserung ergibt sich, wenn man die mari-Werte auch noch für die Himmelsrichtungen NE, SE, SW und NW bestimmt. Auf diese Weise ergab sich das Modell 41 mit 21 Variablen (davon 16 mari-Variablen), bei dem (siehe Tabelle 6) die Standardabweichung auch in den Sommermonaten unter 1° C beträgt und die maximale Abweichung höchstens 2° (Juli). Modelle mit einer so großen Zahl von Variablen haben den Nachteil, daß sie zwar sehr gute rechnerische Verwirklichungen der Meßwerte durch das Modell ermöglichen, daß aber die Rolle der einzelnen Variablen nicht mehr so sicher interpretiert werden kann wie bei den Modellen mit wenigen Variablen. Solche Modelle haben einen Sinn, wenn für praktische Anwendungen möglichst genaue Temperatur-Prognosen gewünscht werden, sie sind aber durch Modelle mit einer kleineren Anzahl von Variablen zu ersetzen, wenn eine genetische Interpretation der Modellgrößen erfolgen soll. Da es unbefriedigend ist, wenn Modelle, deren Gradienten erklärt werden, eine geringere Modellgüte haben als andere „nicht erklärbare“ Modelle, wird z. Z. vor allem daran gearbeitet, wie ohne Ver-

ringerung der Modellgüte die Zahl der Variablen verkleinert werden kann.

Beim Vergleich der Vertikalgradienten der Lufttemperatur der verschiedenen Modelle für die Iberische Halbinsel (Tabelle 8) fällt auf, daß im großen und ganzen ein Jahresgang des Vertikalgradienten um so mehr verlorengeht, je kleiner die Modellfehler werden. Während beim h, b, l-Modell (Modell 1) die Jahresamplitude des Vertikalgradienten 0,44° C beträgt (0,64-0,20), hat der geringe Amplitudenwert von 0,09 beim Modell 41 nicht mehr den Charakter einer systematischen jahreszeitlichen Änderung, sondern den einer rein statistischen Fehlerschwankung. Das zeigt ebenfalls, daß Gradienten nicht ohne Bezug auf ein bestimmtes Modell bewertet werden können. Ein geographischer Vertikalgradient der Lufttemperatur ist nicht eine natürliche Konstante eines Gebietes, sondern jeweils Baustein eines bestimmten Modelles. Auch die Abb. 2 in LAUTENSACH und BÖGEL 1956 (S. 272), bei der die Jahresamplitude des ohne Hilfspaar berechneten Gradienten deutlich größer ist als die des mit Hilfspaar berechneten, läßt sich in dieser Richtung in-

Tabelle 8: Vertikalgradienten ( $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ) verschiedener Modelle der Lufttemperaturen auf der Iberischen Halbinsel westlich  $2^{\circ}\text{ W}$ ; Jahresamplitude des Vertikalgradienten und mittlerer Fehler der Monatsmodelle in  $^{\circ}\text{C}$

Vertical gradients ( $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ) of different models of the air temperatures on the Iberian Peninsula west of  $2^{\circ}\text{ W}$ . Annual range of the vertical gradient and mean error of the monthly model in  $^{\circ}\text{C}$ .

Modell Nr. beteiligte Variablen	1 h, b, l	23 h, b, l, 41 (200)	24 h, b, l, 26	25 h, b, l, 82	26 siehe Erläuterung Tabelle 6	29	41
Januar	-0.64	-0.73	-0.65	-0.53	-0.64	-0.64	-0.62
Februar	-0.60	-0.68	-0.59	-0.53	-0.63	-0.64	-0.63
März	-0.57	-0.62	-0.56	-0.57	-0.63	-0.64	-0.66
April	-0.51	-0.52	-0.47	-0.55	-0.58	-0.60	-0.64
Mai	-0.56	-0.47	-0.43	-0.57	-0.60	-0.62	-0.66
Juni	-0.32	-0.35	-0.27	-0.50	-0.56	-0.58	-0.64
Juli	-0.20	-0.23	-0.15	-0.46	-0.51	-0.53	-0.57
August	-0.26	-0.31	-0.20	-0.47	-0.57	-0.58	-0.60
September	-0.40	-0.43	-0.35	-0.52	-0.60	-0.60	-0.62
Oktober	-0.55	-0.61	-0.52	-0.55	-0.66	-0.67	-0.66
November	-0.61	-0.69	-0.62	-0.54	-0.63	-0.64	-0.61
Dezember	-0.64	-0.72	-0.65	-0.53	-0.62	-0.61	-0.59
Jahr	-0.48	-0.53	-0.46	-0.53	-0.60	-0.61	-0.62
Jahresamplitude	0.44	0.50	0.50	0.11	0.15	0.14	0.09
mittlerer Fehler der Monatsmodelle	0.87	0.80	0.84	0.66	0.58	0.56	0.47

interpretieren. Die Hauptfrage bei der Untersuchung der geographischen Vertikalgradienten der Lufttemperatur kann deshalb nicht lauten, welches der wahre Vertikalgradient bei einem bestimmten Klimatyp ist, sondern mit welchen Gradienten sich bei vorgegebener Auswahl der beteiligten Variablen eine optimale Erfüllung der Temperaturwerte der Meßstellen erreichen läßt. Das h, b, l-Modell nimmt unter den vielen möglichen Modellen insofern eine Sonderstellung ein, als es das beste Modell ist, das sich auf die normalerweise mit Klimadaten veröffentlichten Lagedaten beschränkt. Die Beobachtung, daß beim genauesten Temperaturmodell für die Iberische Halbinsel westlich  $2^{\circ}\text{ W}$  praktisch kein Jahresgang des Vertikalgradienten der Lufttemperatur mehr feststellbar ist, darf jedoch nicht verallgemeinert werden. Bei allen Temperaturmodellen für Nepal bleibt ein deutlicher Jahresgang des Vertikalgradienten, nämlich größte Werte des vertikalen Temperaturgefälles im April (um  $0.70^{\circ}/100\text{ m}$ ) und kleinste Werte im August (um  $0.45^{\circ}/100\text{ m}$ ). In der trockenen, heißen Vormonsunzeit gibt es offensichtlich häufig synoptische Vertikalgradienten in der Größenordnung des trockenadiabatischen Gradienten, zur Monsunzeit dagegen synoptische Vertikalgradienten, die etwa dem feucht-adiabatischen entsprechen. Da diese Erscheinung die gesamte von Klimastationen erreichte Troposphäre betrifft, kommt sie auch in den Vertikalgradienten der Modelle mit morphometrischen Variablen zum Ausdruck.

Wenn man für praktische Arbeiten, etwa ökologische Untersuchungen, die Grenze des tragbaren maximalen Prognosefehlers bei etwa  $\pm 2^{\circ}\text{ C}$  ansetzt, dann können h, b, l-Modelle nur in besonders einfachen Fällen als

für die Praxis ausreichend betrachtet werden (meeresferne Gebiete oder geradliniger Küstenverlauf, keine Besonderheiten der Wassertemperaturen, einheitliches Relief im Untersuchungsgebiet, insbesondere Fehlen des Gegensatzes von Hochflächen, Gebirgsland und Tiefland, keine Becken mit der Möglichkeit der Bildung von Kälteseen, einheitliches Relief auch in der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes). Der von BÖGEL (1956, S. 11) für sein Testgebiet (E-W-Streifen in Deutschland zwischen  $50^{\circ}30'$  und  $50^{\circ}59'$  Breite) ermittelte maximale Fehler eines h, l-Modelles der Januar-Temperaturen von  $1.2^{\circ}\text{ C}$  muß als derartiger besonders einfacher Fall angesehen werden. In Anbetracht der Tatsache, daß es sich um ein Modell der Januar-Temperaturen ohne Benutzung von Sondergradienten für talbodennahe Bereiche handelt, erscheint dieser Fehler im Vergleich zu meinen Berechnungen erstaunlich klein. Es muß allerdings berücksichtigt werden, daß BÖGEL auf 1831–1930 reduzierte Temperaturwerte benutzte, während bei den hier vorgestellten Berechnungen vorwiegend auf die von WERNSTEDT (1972) veröffentlichten Daten zurückgegriffen wurde, zu denen keine Angaben über die Reduktion vorliegen. Selbstverständlich gehört die Homogenisierung der Eingangs-Klimadaten und ihre Reduzierung auf einen einheitlichen Zeitraum auch zu den wesentlichen Möglichkeiten der Modellverbesserung.

Ein h, b, l-Temperaturmodell mit einer zur statistischen Sicherung ausreichend großen Zahl von Klimastationen in unterschiedlicher Höhe und Position, bei dem der maximale Fehler in allen Monaten unter  $2^{\circ}\text{ C}$  bleibt, läßt sich wohl nur für kleinere Gebiete, d. h.

nur bei großer Stationsdichte erreichen und auch dort nur bei Ausschaltung von Sonderstandorten wie z. B. Lage am Boden einer Doline. Nimmt man einfach die Klimastationen eines größeren Staates zur Modellbildung, so ergeben sich für die h, b, l-Modelle wesentlich größere maximale Fehler, nämlich (jeweils maximaler Fehler des ungünstigsten Monats):

- 41 Stationen Österreich westlich 13° E: 2.5° (Januar)
- 108 Stationen Portugal u. Westspanien: 6.1° (August)
- 218 Stationen Italien: 4.6° (Januar)
- 158 Stationen Jugoslawien u. Albanien: 3.7° (Januar)
- 80 Stationen Marokko: 10.5° (Juli)
- 84 Stationen Iran und Afghanistan: 9.1° (April)
- 54 Stationen Nepal und angrenzendes Indien: 4.0° (Dezember)
- 101 Stationen Bolivien und Peru: 8.9° (November)
- 200 Stationen Argentinien und Chile: 8.2° (August)

Verkleinert man die Modellgebiete und grenzt sie nach klimatologischen Gesichtspunkten ab statt durch politische Grenzen, so werden die maximalen Fehler kleiner, z. B. für

- 31 Stationen Altiplano (Anden): 4.1° (November)
- 60 Stationen Anden-Westabdachung südl. 10° S: 4.5° (Januar)

Der Verkleinerung der Untersuchungsgebiete und ihrer Abgrenzung nach klimatologischen Überlegungen sind aber Grenzen dadurch gesetzt, daß eine ausreichende Zahl von repräsentativ verteilten Klimastationen gegeben sein muß.

Der erhöhte Aufwand, den Modelle mit morphometrischen Variablen erfordern, bedingt, daß an dieser Stelle noch kein Überblick über die Unterschiede der geographischen Temperaturgradienten in verschiedenen Klimazonen gegeben werden kann, doch ist der zusätzliche Aufwand auch nicht so groß, daß er ein definitives Hindernis darstellen würde. Ein Überblick über die Vertikalgradienten von h, b, l-Modellen verschiedener Klimazonen könnte schon gegeben werden, doch ist die Aussagekraft solcher Gradienten bei maximalen Fehlern von mehr als 5° C zu gering, als daß man erwarten könnte, daß diese Gradienten den mehr intuitiv durch die Stationspaarmethode gewonnenen Werten vorgezogen werden. Es läßt sich aber bereits sagen, daß bei einer Berücksichtigung der Einflüsse des Umgebungsreliefs und der Lage zu Wasserflächen durch besondere Variablen der dann verbleibende echte Einfluß der Höhenlage merklich weniger räumlich und zeitlich variiert als die auf klassische Weise bestimmten geographischen Vertikalgradienten. Abweichungen von mehr als 0.2° vom Durchschnittswert von etwa  $-0.55^{\circ}/100\text{ m}$  dürften bei guten Temperaturmodellen schon selten sein.

Die praktische Bedeutung von Modellen der räumlichen Differenzierung von Klimawerten liegt vor allem darin, daß sie es ermöglichen, Klimawerte für beliebige Geländepunkte anzugeben. Eine umfassende

Korrelation von Vegetationstypen, Bodentypen oder Werten der Schneegrenzhöhe mit Klimawerten scheidete in Gebirgsländern bisher stets daran, daß einerseits die Anzahl und Verteilung der Klimastationen nicht ausreichten, um Korrelationsrechnungen allein mit den Vegetations-, Boden- oder gar Schneegrenzdaten der Klimastationen durchzuführen, andererseits aber keine genügend genauen Methoden existierten, um für beliebige „Fundorte“ von Vegetations- und Bodentypen oder Schneegrenzhöhen die Klimawerte zu schätzen. Hier eröffnen Modelle, die die Wirkung vieler Variablen eindeutig in Gradienten festlegen, neue Möglichkeiten. Wenn z. B. ein Temperaturmodell vorliegt, lassen sich mit seiner Hilfe die Temperaturen für beliebige Punkte berechnen, und zwar mit einer klareren Übersicht über die möglichen Fehler als bei den bisher üblichen Schätzungen. Dabei werden als Eingangsdaten so viele Werte benötigt, wie das Modell Variablen hat, z. B. 1 Wert, nämlich die Höhe des Punktes, bei einem h-Modell, 3 Werte bei einem h, b, l-Modell und mehr Werte (Höhe, Geogr. Breite, Geogr. Länge und Umgebungsreliefdaten oder mari-Werte) bei Modellen mit morphometrischen Variablen. Die Aussage des berechneten Modellwertes ist entsprechend differenziert: Ein h-Modell gibt Temperaturen für bestimmte Höhen, ein h, b, l-Modell Temperaturen für konkrete Punkte im Raum, aber für „mittlere Lageeigenschaften“, nicht für die wirklichen Umgebungsreliefverhältnisse. Diese werden bei Modellen mit morphometrischen Variablen berücksichtigt, die dann auch Temperaturen für theoretische Punkte mit Tallage, Gipfellage usw. berechnen können. Bei Temperaturmodellrechnungen für Nepal zeigte es sich allerdings, daß Extrapolationen, die mehr als 1000 m über die höchsten Meßstationen hinausgehen, mit Vorsicht zu betrachten sind. Offensichtlich stellt die Annahme eines von 0 bis 6000 m konstanten Vertikalgradienten eine zu starke Vereinfachung dar. Auch komplizierte Modelle mit zahlreichen morphometrischen Variablen eröffnen keine revolutionären Möglichkeiten der extremen Extrapolation in Bereiche, die weit abseits aller empirischen Meßwerte liegen. Die Annahme einer linearen Wirkung der Variablen ist nicht physikalisch begründet, sondern sie läßt sich nur innerhalb eines Bereiches mit Meßwerten durch die Fehlergrößen rechtfertigen. Werden Temperaturwerte für Höhen weit über den Klimastationen benötigt, so sollte man zu ihrer Berechnung Modelle benutzen, bei denen die Trendflächen auch noch oberhalb der Klimastationen abgestützt werden, etwa indem man für hohe Gipfel die etwas genauer abzuschätzenden Temperaturen der freien Atmosphäre einsetzt. Diese Abschätzung könnte durch Modelle der Temperaturen in der freien Atmosphäre erfolgen, wobei trotz des Namens „freie Atmosphäre“ Variablen zur Kennzeichnung des „Untergrundreliefs“ von Vorteil sein dürften.

Mit den hier beschriebenen Methoden lassen sich auch Niederschlagswerte für beliebige Punkte der Erdober-

fläche ermitteln, Niederschlagsgradienten berechnen und Hypothesen von linearen oder nichtlinearen Verteilungen (z. B. Hypothese einer Höhe maximaler Niederschläge) prüfen. Wegen der großen Bedeutung der Relief-Einflüsse (z. B. Luv- und Leewirkungen) genügt hier allerdings ein h, b, l-Modell in Gebirgsländern selbst bei bescheidensten Ansprüchen nicht. Über die Verfahren zur Bestimmung von Niederschlagsgradienten und Berechnung von Niederschlagskarten soll an anderer Stelle berichtet werden.

#### Literatur

- BÖGEL, R.: Untersuchungen zum Jahresgang des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde. Ber. d. Dt. Wetterdienstes 4, 26, 1956.
- FLIRI, F.: Das Klima der Alpen im Raum von Tirol. Monographien zur Landeskunde Tirols, Folge I, Innsbruck 1975.
- GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. 2. Aufl., Braunschweig 1961.
- HANN, J. v.: Die Wärmeabnahme mit der Höhe auf der Erdoberfläche und ihre jährliche Periode. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., 2. Abt., 61, 65–81, 1870.
- : Die Temperaturverhältnisse der österreichischen Alpenländer. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., 2. Abt., 90, 585–683, 91, 403–453, 92, 33–198, 1884/85/86.
- : Die Temperaturabnahme mit der Höhe in der Serra da Estrêla. Meteorol. Z. 25, 132–134, 1908.
- KEIL, K.: Gradient und Gefälle. Meteorol. Rundschau 22, 169–170, 1969.
- LAUER, W.: Zusammenhänge zwischen Klima und Vegetation am Ostabfall der mexikanischen Meseta. Erdkunde 27, 192–213, 1973.
- LAUSCHER, F.: Klimatographie von Österreich. Lufttemperatur. Österr. Akad. Wiss., Denkschr. Gesamtakad., 3, 2. Lief., 137–206, 1960.
- LAUTENSACH, H. und R. BÖGEL: Der Jahresgang des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde. Erdkunde 10, 270–282, 1956.
- MAURER, J.: Die Wärmeabnahme mit der Höhe in den Schweizer Alpen. Meteorol. Z. 25, 241–246, 1908.
- RIVOLI, J.: Die Serra da Estrêla. Pet. Mitt. Erg.-H. 61, 1–36, 1880.
- RÖSSLER, C.: Die Niederschlagsverteilung auf der Iberischen Halbinsel. Unveröff. Zulassungsarbeit für das Staatsexamen, 1976.
- TOLLNER, H.: Der Einfluß großer Massenerhebungen auf die Lufttemperatur und die Ursachen der Hebung der Vegetationsgrenzen in den inneren Ostalpen. Archiv. f. Meteor., Geophys. u. Bioklim., Ser. B, 1, 347–372, 1948/49.
- WERNSTEDT, F. L.: World Climatic Data. Lemont, Pennsylvania 1972.

## FAKTORENANALYSEN ZUM KLIMA MITTELEUROPAS

Ein Beitrag zum Problem der Kontinentalität sowie zur Aussagefähigkeit von Faktorenwerten

Mit 14 Abbildungen und 7 Tabellen

FRANZ-JOSEF KEMPER, WOLFGANG SCHMIEDECKEN

*Summary:* Factor Analysis of the Climate of Central Europe

This contribution follows two aims, which entail a climatological and a methodical problem. Both are connected with the use of factor analytic techniques. The climatological question regarding potential components of continentality or oceanicity is tackled with the aid of orthogonal and oblique factor analytic approaches. The methodical problem, on the other hand, consists in the dependence of factor scores on transformations of the initial variables in order to achieve normal distributions. Different authors have been able to show that factor loadings react quite resistently to transformation provided the distribution of variables is not too skewed. In contrast to this, BAHRENBURG and GIESE have recently pointed out the strong influence of transformations on factor scores. By reanalysing the climatological data these authors had used, it seemed more probable, however, that factor scores, computed by different techniques, are also relatively resistant to transforma-

tions of the variables, even if not quite as strongly as factor loadings, and that alterations in the scores correspond to expectations.

In a second factor analysis on the climate of Central Europe six factors were extracted and their regional distribution examined, while at the same time the stations were placed more closely and the number of variables was enlarged. It was shown that the scores of the factors „temperature“ and „precipitation“ reacted similarly to the corresponding mean annual scores. The scores of the factors „humidity“ and „cloudiness“ proved to show a strongly differentiated picture, largely dependent on the relief. The distribution of scores of the factors „variation of temperature“ and „variation of precipitation“, which are taken as indicators for a thermic and hygric continentality or oceanicity, showed results which were not wholly in accordance with previously held opinions. On the whole, it is possible to summarize this in the following statements: thermic and hygric continentality are not only different in