

Der Einfluß der kontinentalen Lage auf die Jahresschwankung der Monatsmittel der Lufttemperatur im Deutschen Reich.

Von Charlotte Maisel.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung. Ziel der Arbeit: Herausstellung eines einzelnen klima- tisch wirksamen Faktors durch Ausschaltung der übrigen mit- bestimmenden Faktoren	2
I. Ausschaltung der orographischen Einflüsse	3
II. Ausschaltung des Einflusses der Höhenlage	4
1. Untersuchung der Frage nach der Beziehung zwischen Jahres- schwankung und absoluter Meereshöhe	5
A. Theoretische Erörterung	5
B. Praktische Untersuchung auf Grund von Beobachtung und Messung	6
a) Frühere Untersuchungen und Auswertung einschlägiger Beispiele aus der Literatur	6
b) Neue Versuche zur Auffindung eines zur Reduktion auf das Meeresniveau geeigneten Höhenfaktors	14
α) Die Ermittlung des Höhenfaktors nach der Methode der Ausgleichsrechnung	14
β) Die Ermittlung des Höhenfaktors nach der Methode des direkten Vergleichs	22
2. Die Bewertung des Resultates	36
A. Die Wahrscheinlichkeit des Zahlenwertes	36
B. Die Möglichkeit der Anwendung des Faktors f	37
3. Die Anwendung des ermittelten Höhenfaktors zur Ausschaltung des Einflusses der Meereshöhe innerhalb des Deutschen Reiches	39
III. Ausschaltung des Einflusses der geographischen Breite	40
IV. Das Ergebnis der Darstellung	42
1. Die großen Züge des neuen Kartenbildes	42
A. Verlauf und Hauptrichtung der Isolinien	42
B. Der Gradient der Isolinien	43

	Seite
2. Die Einzelheiten im neuen Kartenbild	44
A. Die Formen des Oberflächenreliefs in ihrem Einfluß auf den Verlauf der Isolinien	44
B. Die Exposition in ihrem Einfluß auf den Verlauf der Iso- linien	45
Karten- und Schriftennachweis	48
Graphische und kartographische Darstellungen:	Blatt
Die Wärmeabnahme im Schwarzwald	I
„ „ im Wasgenwald	II
„ „ in den Alpen	III
„ „ im Riesengebirge	IV
„ „ im Glatzer Bergland	V
„ „ im Erzgebirge	VI
„ „ im Thüringer Wald	VII
„ „ im Harz	VIII
„ „ im Rothaargebirge	IX
„ „ auf der Schwäbischen Alb	X
Der Einfluß der kontinentalen Lage auf die Jahresschwankung der Monatsmittel der Lufttemperatur im Deutschen Reich (karto- graphische Darstellung)	XI

Gegen das Innere der Kontinente nehmen im allgemeinen die jährlichen Wärmeausschläge und die Verdunstung zu; Niederschläge, Bewölkung und Luftfeuchtigkeit nehmen in gleicher Richtung ab. Ein Klima mit starken jährlichen Wärmeschwankungen, lebhafter Verdunstung, geringen Niederschlägen, schwacher Bewölkung und niedriger Luftfeuchtigkeit pflegt man daher als kontinental, ein solches mit entgegengesetzten Eigenschaften als ozeanisch zu bezeichnen. Eine absolute Grenze zwischen beiden Typen gibt es nicht. Den Bewohnern der Scilly-Inseln erscheint das Klima Ostenglands kontinental, der Moskauer wird das Klima seiner Vaterstadt im Vergleich mit Ostsibirien ozeanisch mild finden. Ozeanisch und kontinental sind Relativbegriffe.

Für die genannten Klimaelemente, insbesondere für die jährliche Wärmeschwankung, die den besonderen Gegenstand dieser Untersuchung bilden soll, ist nicht die Lage auf dem Kontinent, mit anderen Worten nicht die Entfernung vom Meer allein maßgebend. Für die Funktion eines bestimmten Ortsklimas, seine Wirkung auf die Organismen, auf Pflanzen, Tiere und Menschen ist es jedoch gleichgültig, wie weit das Maß der

„Kontinentalität“ durch die Meeresentfernung, wie weit es durch die orographische Lage (z. B. Luv- oder Leeseite eines Gebirges), durch die absolute Höhe oder durch die geographische Breite bestimmt wird. Das Klima eines tiefeingesenkten Beckens kann „kontinentaler“ sein als das eines benachbarten Gebirges, auch wenn dieses weiter vom Meer entfernt ist.

Für die vorliegende Untersuchung handelt es sich weder um die Funktion, noch überhaupt um die Feststellung des realen Klimas, vielmehr um seine Genese, m. a. W. nicht um die Wirkungen, sondern um die Ursachen der Klimagestaltung eines bestimmten Erdraumes. Nur ein Klimaelement, die Jahreschwankung der Monatsmittel der Lufttemperatur, soll herausgegriffen und aus den verschiedenen Faktoren, die darauf von Einfluß sind, der Faktor Meeresentfernung möglichst rein herausgeschält werden. Hierzu ist es notwendig, die übrigen Faktoren, einen nach dem andern, nach Möglichkeit auszuschalten.

I. Ausschaltung der orographischen Einflüsse.

Die orographischen Einflüsse lassen sich niemals vollständig, aber doch so weit ausschalten, als sie nur einzelne Wetterwarten betreffen. Dies geschieht im allgemeinen dadurch, daß für die Konstruktion beliebiger Isolinien von „abnormen“ Stationen abgesehen wird; man muß möglichst nur normale, in unserem Fall freigelegene Wetterwarten zur Auffindung der Isolinien heranziehen. Werden sämtliche Stationen eines größeren Gebiets von einem orographischen Einfluß, z. B. von der Einwirkung eines im Luv vorgelagerten Gebirges, betroffen, so muß man von der Ausschaltung absehen, die Abnormität kommt dann in einer Ausstülpung der betreffenden Isolinie zum Ausdruck und läßt sich als solche ohne weiteres erkennen.

Es sind also die verschiedenen orographischen Elemente nicht in gleicher Weise zu berücksichtigen. Nur von den großen Landformen, wie sie breite, große Hohlformen, weite Ebenen, Bodenerhebungen mit vorwiegend konvexer Oberfläche (Gebirgs- und Hügelländer) darstellen, darf man sich bei der Zeichnung der Isolinien leiten lassen, Kleinformen dagegen, wenn sie nur vereinzelt in einer Landschaft mit anderen Formtypen auftreten, wie beispielsweise kleine Täler und Wälder in sonst

ebenem Gelände oder in Gebirgsländern mit überwiegend konvexen Formen, müssen unberücksichtigt bleiben, da die Beobachtungen an solchen Punkten für kein größeres Klimagebiet Geltung haben. Damit scheidet von vornherein ein großer Teil der Talstationen aus.

Unter diesem Gesichtspunkte der weitgehendsten Ausschaltung orographischer Einflüsse ist die Hellmannsche Karte der Jahresschwankung der Monatsmittel (38, Taf. 14) angelegt. Es wäre aber naiv, darin schon einen korrekten Ausdruck des Meereseinflusses sehen zu wollen, wie dies gemeiniglich geschieht. Es ist vielmehr von vornherein anzunehmen, daß nicht nur die relative Höhe, die in den orographischen Verhältnissen zum Ausdruck kommt, sondern auch die absolute Höhe einer Station für die mittlere Jahresschwankung von Bedeutung sein dürfte und deshalb eine besondere Berücksichtigung erfahren müßte.

II. Ausschaltung des Einflusses der Höhenlage.

Die Meereshöhe sowohl wie die orographischen Verhältnisse hat zum ersten Male R. Gradmann bei der Wiedergabe der Jahresschwankung in Süddeutschland (21, Bd. I, S. 43) berücksichtigt, da es an dem Beispiel der süddeutschen Gebirge möglich war, eine Abhängigkeit der Jahresschwankung von der Meereshöhe in eindeutiger Weise festzustellen (21, Bd. I, S. 40—44). Vgl. R. Gradmann: Karte von Süddeutschland (21, Bd. I, S. 43) und Hellmanns Klimakarte (38, Taf. 14).

Der Einfluß der absoluten Meereshöhe auf die Jahresschwankung der Monatsmittel ergibt sich ja schon aus der Tatsache, daß allgemein die Wärmeabnahme mit der Höhe im Januar kleiner ist als im Juli, auch in Fällen, bei denen orographische Verhältnisse nicht als Erklärung herbeigezogen werden können.

Trotzdem hat auch Schrepfer beim Entwurf seiner Karte der „Kontinentalität von Deutschland“ (49) noch den Standpunkt vertreten, daß eine Ausschaltung der Meereshöhe unnötig sei. Es wird deshalb diese Frage der Beziehungen zwischen Meereshöhe und Jahresschwankung der Monatsmittel in besonders eingehender Weise zu behandeln sein. Nur in

den „eigentlichen Gebirgen“ will Schrepfer eine Verstärkung der „Ozeanität“ (also Abnahme der Jahresschwankung) erkennen, wobei mit dem Begriff „eigentliche Gebirge“ die ganze Überlegung ins Unklare gezogen wird.

Eine ganz falsche Bedeutung legt Schrepfer der Tatsache bei, daß im Gegensatz zu dieser Verstärkung der „Ozeanität“ in den „eigentlichen Gebirgen“, in einzelnen Fällen, je nach der Wahl der meteorologischen Stationen auch das Umgekehrte, also Steigerung der Jahresschwankung mit zunehmender Höhe, zu verzeichnen ist; in diesen Fällen soll nach Schrepfer ein Einfluß der Meereshöhe überhaupt nicht vorhanden sein, obwohl es doch nahe liegt anzunehmen, daß der Einfluß der Meereshöhe wohl vorhanden, aber durch andere Faktoren verdeckt ist. Im folgenden soll gezeigt werden, daß es tatsächlich möglich ist einen Zusammenhang zwischen Jahresschwankung und Meereshöhe festzustellen, daß es, wie auch Gradmann betont (21, Bd. I, S. 40—44), hauptsächlich nur darauf ankommt, zwischen Höhenlage und orographischer Lage scharf zu unterscheiden.

1. Untersuchung der Frage nach der Beziehung zwischen Jahresschwankung und absoluter Meereshöhe.

A. Theoretische Erörterung.

Was die theoretische Untersuchung dieser Frage anbelangt, so wären hier vor allem die Überlegungen anzuführen, die man bei Hann (31) niedergelegt findet:

Wenn man sich alle Einflüsse der Bodenform ausgeschaltet denkt, indem man sich eine Landoberfläche größeren Umfangs einfach um einen beliebigen Betrag gehoben denkt, so sollen die Veränderungen in den Temperaturen dieselben sein, wie wenn sich die Dicke der Lufthülle um denselben Betrag verringert hätte. Die Extreme müßten größer werden, Ein- und Ausstrahlung müßten bei geringerer Dichte und vermindertem Wassergehalt der Atmosphäre zunehmen; die vermehrte Einstrahlung müßte sich, wegen der Tageslänge, vor allem im Sommer bemerkbar machen, die gesteigerte Ausstrahlung im Winter. Es müßte solch ein gehobenes Plateau also eigentlich einen kontinentaleren Zug erhalten; nur von einer gewissen

Höhe ab, in der die sommerliche Wärme infolge der dünnen Lufthülle wieder niederere Temperaturwerte annehmen muß, könnten sich die Verhältnisse umkehren, die jährlichen Temperaturschwankungen mit der Höhe wieder abnehmen.

In welcher Weise die Luftbewegung, ein klimatisches Element, das doch in engster Wechselwirkung mit der Temperatur steht, hier hereinspielt, darüber ist wohl Sicheres kaum auszusagen. Man könnte sich wohl denken, daß die gehobenen Landstücke, sofern sie nur relativ kleine Teile der Erdoberfläche darstellen, eine Verkleinerung der Jahresschwankung ihrer Temperatur erfahren, da die höheren Luftschichten, in die sie hineinragen, im allgemeinen durch stärkere Luftbewegung ausgezeichnet sind und so auf eine Herabsetzung der Julitemperatur vor allem hinarbeiten können.

Hann kommt nur ganz allgemein auf die temperaturerniedrigende Wirkung der stärkeren Winde, der die höheren Teile der Erdoberfläche ausgesetzt sind, zu sprechen (31, S. 124). Auch die Möglichkeit einer Beeinflussung der Temperatur und Jahresschwankung durch Bewölkung und Niederschläge ist nicht erwogen, obwohl doch schon bei recht geringen Bodenhebungen eine Zunahme der Niederschläge und der Bewölkung zu beobachten ist, die nicht ohne Einfluß auf Ein- und Ausstrahlung und damit auf Temperatur und Jahresschwankungen sein dürfte.

In der Tat scheint man mit theoretischen Erwägungen der Frage auch nicht mit Erfolg begegnen zu können.

B. Praktische Untersuchung auf Grund von Beobachtung und Messung.

a) Frühere Untersuchungen und Auswertung einschlägiger Beispiele aus der Literatur.

Die praktische Untersuchung an den feststellbaren, meßbaren Erscheinungen der Natur ist wohl hier mehr wie in irgend einem anderen Gebiet am Platze. Doch gingen die meisten Versuche bisher dahin, nicht die Abhängigkeit der Temperatur von der reinen Meereshöhe festzustellen, sondern es wurden jeweils lokale Verhältnisse dargestellt und zahlenmäßig zum Ausdruck gebracht. Man nahm die Vergleichspunkte, wie sie eben für das jeweilige Gebiet gegeben waren,

man verglich vornehmlich Gipfelstationen mit ausgesprochenen Talstationen, nur selten kommen topographisch gleichwertige Stationen zum Vergleich, sodaß man aus den verschiedenen Größen der Temperaturabnahme, wie sie z. B. für Deutschland aus den einzelnen Gebirgen abgeleitet wurden, keinerlei Schlüsse ziehen kann auf den tatsächlichen Einfluß der absoluten Meereshöhe auf die Jahresschwankung der Monatsmittel.

Selbst eine Mittelbildung aus den einzelnen Berechnungen, wie sie von Hann (26) und Elsner (15) für die Temperaturabnahme mit der Höhe in den deutschen Gebirgen angestellt wurden, gibt falsche Werte, da die Vergleiche zwischen ungleichartigen Stationen zu stark überwiegen und ihnen kein Gegengewicht gegenübersteht. Die zahlreichen Basisstationen mit Tallage, die zu den Berechnungen verwendet wurden, verschieben ja das Teilresultat aus einigen richtig gewählten Vergleichspunkten alle nach einer Richtung und machen damit das Gesamtergebnis unbrauchbar. Da Hann (26), für seine Berechnung, Gruppen aus mehreren Stationen bildet, die nur nach dem Gesichtspunkt der ungefähr gleichen Meereshöhe zusammengestellt sind, ohne Rücksicht auf topographische Verhältnisse, so kann man hier auch kein einziges Zwischenresultat herausgreifen, das etwas über die Abhängigkeit der Temperatur bzw. der Jahresschwankung von der Meereshöhe aussagen könnte.

Bei Elsner (15) sind dagegen die Stationen paarweise zueinander in Beziehung gesetzt, und hier findet man auch schon einige Beispiele, die zeigen, daß es zum mindesten nicht notwendig ist, daß man eine Talstation als Basisstation heranzieht, damit die Gipfelstation limitierter erscheint. Es sei nur an einige dort aufgeführte Werte für die Temperaturabnahme erinnert: $0,39^{\circ}$ pro 100 m im Januar, $0,66^{\circ}$ pro 100 m im Juli für die Stationen Scharfenstein—Brocken, das bedeutet, daß auch zwischen zwei freigelegenen Stationen noch eine Abnahme der Wärmeschwankung von $0,27^{\circ}$ pro 100 m festzustellen ist. $0,55^{\circ}$ pro 100 m im Januar und $0,75^{\circ}$ pro 100 m im Juli errechnete sich aus der Kombination Fichtelberg—Oberwiesenthal; doch mögen diese Punkte einander wohl etwas zu nahe in bezug auf die Meereshöhe liegen, um zuverlässige Werte liefern zu können. Jedenfalls aber ist dieser Faktor $0,20^{\circ}$ pro 100 m, der für die Abnahme der mittleren Jahresschwankung resul-

tieren würde, kein Beweis für das Gegenteil und deutet doch schon mit einiger Sicherheit darauf hin, daß auch von einer Hangstation nach einem höher gelegenen Gipfel hin noch ein Wärmeschwankungsgefälle besteht.

Systematische Untersuchungen mit dem Zweck, einen Reduktionsfaktor für Temperatur und Jahresschwankung zu finden, der ein richtiges Bild für die Abhängigkeit der Temperatur von der absoluten Meereshöhe geben könnte, sind bis vor kurzer Zeit kaum noch angestellt worden. Man begnügte sich eben damit, rohe Werte aus den speziellen Verhältnissen, wie sie in Gebirgsländern herrschen, abzuleiten und zur Darstellung der „idealen“ Temperaturverteilung, um mit Hann zu reden (24), auf größere Erdräume zu übertragen. Auch Perlewitz verwendet zur Berechnung und Zeichnung seiner bis aufs äußerste idealisierten Isothermen die Kremser'schen Werte (48); zwar sucht er sie durch eigene Rechnung zu korrigieren, doch läßt auch das hierzu benützte Ausgangsmaterial die erforderliche kritische Durchsicht und Auslese vermissen. An anderer Stelle soll darauf näher eingegangen werden.

Eine Ausnahme bildet die Arbeit von Bigelow (54, S. 81), in der die in Frage stehende Abnahme der Jahresschwankung für Nordamerika mit bewußter Vorsicht und Genauigkeit jedenfalls nachgeprüft wird. Nur Plateaustationen, bei denen Unterschiede in der Bodenkonfiguration von vornherein ausgeschlossen sind, kommen hier zur Verwendung. Da die einzelnen Stationen, wenn sie für eine Landoberfläche größeren Umfangs gelten sollen, naturgemäß in zu weiten horizontalen Abständen voneinander liegen, mußten die Temperaturen erst auf gleiche geographische Breite und Länge zurückgeführt werden.

Aus diesem so gewonnenen Zahlenmaterial hat Bigelow die Wärmeabnahme für die Extremmonate März und Juni zu $0,27^{\circ}$ pro 100 m bzw. $0,39^{\circ}$ pro 100 m gefunden. Nach Supan darf jedoch dieser Berechnung nicht zu viel Wert beigelegt werden. „Daß der jährliche Gang sehr unregelmäßig ist, macht gegen das Ergebnis mißtrauisch“, lautet die Begründung. Den Weg, den Bigelow zur Auffindung dieser Zahlen eingeschlagen hat, bezeichnet Supan als „äußerst kompliziert“, was wohl schon auf einen methodischen Fehler hindeuten soll. (Die amerikanische Arbeit selbst konnte nicht eingesehen werden.)

Supan jedenfalls hält es für wahrscheinlicher, daß die Wärmeabnahme nicht im Winter, sondern im Sommer kleiner ist. Ein Resultat, an zwei Plateaustationen Zentralasiens durch direkten Vergleich gewonnen, soll diese Anschauungen stützen: 0,69° Abnahme auf 100 m wurde gefunden für den Winter, 0,39° für den Sommer; daß in diesem Ergebnis sehr leicht lokale Verhältnisse veranschaulicht sein können, geht schon daraus hervor, daß nur zwei einzelne Stationen die Grundlage bilden. Ein Blick auf die physikalische Karte lehrt, daß die obere Vergleichsstation Pamirski Post mit ihren extremen Temperaturen eher die Jahresschwankung einer von höheren Erhebungen eingeschlossenen Hochmulde als die einer freien Ebene wiedergibt; denn ähnlich „wie eine Festung von Bastionen umgeben ist, so wird der Pamir nach allen vier Himmelsrichtungen von großartigen und zwar doppelten Randgebirgen begrenzt“ (37, S. 298).

Was nun die Verhältnisse in Mitteleuropa anbelangt, so liegt darüber zwar keine Arbeit im Sinne einer systematischen Untersuchung vor, aber eine Bearbeitung des vor 1885 in Bayern vor allem gesammelten Beobachtungsmaterials mit solch wichtigen Folgerungen für die Abhängigkeit der Jahresschwankung von der absoluten Meereshöhe, daß hier unbedingt darauf hingewiesen werden muß. Es sind die klimatischen Besonderheiten der oberbayerischen Hochebene, an denen v. Bezold (6) eine Abstumpfung der Extreme auch für den Fall einer allgemeinen langsamen Bodenerhebung, wie sie für die Hauptmasse der Kontinente charakteristisch ist, feststellen zu dürfen glaubt; v. Bezold spricht zwar nicht gerade von der Jahresschwankung der Monatsmittel, sondern von den „Unterschieden zwischen der höchsten und tiefsten Temperatur des Tages als auch des ganzen Jahres“, doch darf man das hier Gesagte wohl auch zum großen Teil auf die Differenz zwischen den Monatsmitteln der Extremmonate übertragen. Auch die in einer Tabelle aufgeführten Mitteltemperaturen verschiedener bayerischer Stationen (6, S. 43) sprechen nicht dagegen. Es seien die Aussagen von v. Bezold, das Klima der oberbayerischen Hochebene betreffend, möglichst mit seinen eigenen Worten wiedergegeben (6, S. 43): „Ohne Rücksicht auf die Höhenlage des Landes hätte man aber höhere Temperaturen als an der norddeutschen Küste und

im norddeutschen Tiefland zu erwarten und zugleich wegen der großen Entfernung vom Meere größere Unterschiede zwischen den höchsten und tiefsten Temperaturen des Tages und des Jahres als an anderen Orten Deutschlands“. Gleichzeitig wird auch die Wärmeabnahme „auf allmählich anschwellenden Landrücken“, die Hann (30, S. 214) bis zu einem gewissen Grade bestreitet, zum mindesten sehr weit herabgesetzt wissen will, bestätigt. „Die bedeutende Erhebung über dem Meeresspiegel bewirkt jedoch nach beiden Richtungen hin das Entgegengesetzte. Der Einfluß der südlichen Lage wird durch die Höhe mehr als aufgehoben, sodaß die Mitteltemperaturen Oberbayerns, selbst wenn man von dem eigentlichen Alpenlande absieht, etwas tiefer liegen als an den meisten Orten der deutschen Küste und des norddeutschen Tieflandes. Desgleichen machen sich schroffe Extreme, wie man sie sonst im Innern des Festlandes findet, nur noch in den tiefstgelegenen Punkten des Kreises geltend, während sie sich beim Aufsteigen in höhere Lagen mehr und mehr abstumpfen. Die größten Unterschiede zwischen der höchsten und tiefsten Temperatur des Tages wie auch des ganzen Jahres weist von allen Orten des Kreises Ingolstadt auf, während dieser Unterschied immer kleiner wird, je mehr man sich über die Meeresfläche erhebt. Auch München ist nach den Aufzeichnungen lange nicht so großen Schwankungen der Temperatur unterworfen, als man es dem Gefühle nach glauben sollte.“

An anderer Stelle (6, S. 37) wird ganz allgemein von den „Schwankungen der Temperatur“ überhaupt gesprochen. „Diese sind sehr gering in der Nachbarschaft des Meeres, größer im Innern ausgedehnter Festlandsmassen. Sie sind aber auch geringer auf größeren Höhen als in tieferen Lagen, und so kommt es, daß die Temperaturunterschiede, welche an einem Orte beobachtet werden, bei Entfernung von der norddeutschen Küste anfangs immer wachsen, bis endlich die Hebung des Landes ihren Einfluß geltend macht, und dies scheint gerade von der Donaulinie an der Fall zu sein. Da die Temperaturen bei Annäherung an die Alpen sinken, die Schwankungen jedoch immer mehr abnehmen, so wird das Klima bei dem allmählichen Aufsteigen in einem gewissen Sinne rauher, in einem anderen dagegen milder.“

Diese Tatsachen lassen es jedenfalls möglich erscheinen, daß die Abnahme der Jahresschwankung mit der Höhe nicht nur in Gebirgen, sondern ganz allgemein zu finden sein dürfte.

Keine Untersuchungen großen Stils, aber einzelne Beispiele für die Abhängigkeit der Wärmeschwankung von der Meereshöhe allein finden sich auch bei Hann (30 und 31), der im allgemeinen, was die Jahresschwankung anbetrifft, nur die relative Höhe, nicht aber die absolute Meereshöhe als wirksamen Faktor ansehen möchte. Die folgenden Beispiele sind bei Hann auch nicht als Belege für die oben ausgesprochene Idee, eher noch als Beweise für das Gegenteil gedacht.

So heißt es an einer Stelle (31, S. 131) ganz allgemein: „Die Herbst- und Wintertemperaturen werden mit zunehmender Seehöhe relativ milder, Frühling und Sommer kühler, ganz ähnlich wie im Seeklima.“

Dann folgen einige Zahlen, die als Abweichungen der Monatsmittel vom Jahresmittel aufzufassen sind und für verschiedene Höhenstufen in den Ostalpen Geltung haben:

		Januar	Juli	Schwankung
Täler	400 m	—11,4°	10,5°	21,9°
Hochtäler	1900 m	— 9,0°	9,2°	18,2°
Gipfel	2400 m	— 6,9°	8,1°	15,0°
Sonnblick	3100 m	— 6,6°	7,4°	14,5°

Es ist hier also direkt ein Vergleich zwischen Schwankungen möglich, die sich in verschiedener Meereshöhe aber bei gleicher Oberflächengestaltung einstellen. Es ist rasch zu sehen, daß ein Gipfel, der um 700 m höher liegt als ein anderer, eine um 0,5° kleinere Amplitude aufzuweisen hat, daß andererseits der Unterschied zwischen den Tälern und Hochtälern noch größer ist, hier trifft auf einen Höhenunterschied von 1500 m eine Verkleinerung der Jahresschwankung um 3,7°; daraus würde sich für die Einheit 100 m eine Abnahme von rund 0,25° ergeben. Doch darf der Größe dieser einzelnen Zahlen kein zu großer Wert beigemessen werden, da ja hier immer noch unbekannte lokale Einflüsse eine Rolle spielen konnten. Die Form und Ventilation der Täler beispielsweise kann im einzelnen noch sehr verschieden sein, auch ist über

die horizontale Entfernung der einzelnen Örtlichkeiten, die das Beobachtungsmaterial lieferten, nichts ausgesagt.

An anderer Stelle wieder (31, S. 131) werden die Veränderungen in der Jahresschwankung bei zunehmender Höhe an einer Reihe von Zahlen veranschaulicht, die aber nicht nur den Einfluß der Terrainformen erkennen lassen, sondern auch ein Licht werfen auf die reine Wirkung der Meereshöhe.

Ort	Altstätten	Trogen	Gäbris	Säntis
Höhe	460 m	880 m	1250 m	2500 m
Jahresschwankung	19,4°	17,1°	15,5°	14,1°

Die Basisstation Altstätten fällt für diese Betrachtung natürlich weg, aber man sieht deutlich, daß sich auch an den Höhenstationen allein noch eine stetige Abnahme der Jahresschwankung verfolgen läßt, obwohl diese Stationen kaum Unterschiede in der topographischen Lage aufzuweisen haben; Säntis und Gäbris sind Gipfelstationen, die Station Trogen hat Kammlage. Trotzdem resultiert als Kontinentalitätsgefälle zwischen Trogen und Gäbris 0,23° pro 100 m, für die Kombination Gäbris—Säntis 0,12° pro 100 m.

Ein Vergleich ist unter diesen Stationen ohne weiteres gestattet, da ihre geographischen Koordinaten fast dieselben sind.

Schließlich sind noch einige Beispiele zu betrachten, die, nach dem vorausgeschickten Text zu schließen, eigentlich als Gegenbeispiele aufgefaßt werden müßten (31, S. 129). „Da die Ursache der langsamen Temperaturabnahme mit der Höhe im Winter die abnorme Erkaltung der Täler, namentlich ganz abgeschlossener, windstiller Talbecken ist, so fällt diese weg, wenn die untere Station auf einem geneigten oder überhaupt auf einem freien Gelände liegt, das stark ventiliert ist und normale Wintertemperatur hat.“ Die folgenden Beispiele sollen dies zeigen (nur die wichtigste Zahlengruppe ist hier aufgeführt):

Berggipfel gegen Fußstationen.

Südfrankreich. Pic du Midi, 2860 m.

Januar	April	Juli	Dezember
0,49°	0,64°	0,54°	0,48°

Mitteleuropa. Hohe Tauern (Sonnblick), 3106 m.

Januar	Juni	Juli
0,55°	0,75°	0,73°

Schottland. Ben Nevis, 1343 m.

Januar	April	Juli
0,59°	0,76°	0,70°

Nordamerika. Pikes Peak, 4303 m.

Januar	Mai	Juli	Dezember
0,54°	0,74°	0,68°	0,53°

Die fettgedruckten Zahlen stellen die Minima und Maxima der Wärmeabnahme dar.

Wenn man an die großen orographisch bedingten Unterschiede denkt, die hinsichtlich der Jahresschwankung zwischen Tälern und Gipfeln auftreten können, dann mögen die Schwankungen, denen die Werte der Temperaturabnahme in diesem Falle unterworfen sind, gering erscheinen; an und für sich sind sie aber doch noch recht beträchtlich. Wenn die Werte der Monate Januar und Juli, auf die es hier ankommt, auch nicht den größten Ausschlag bestimmen, so muß die Differenz 0,18°, die sich aus dem zweiten Beispiel errechnet, als doch nicht ganz übersehbar hervorgehoben werden.

Daß Hann eine Herabsetzung der Jahresschwankung durch die absolute Meereshöhe in diesem Sinne, d. h. in diesem relativ kleinen Maße, wohl auch nicht in Abrede stellen will, geht aus dem Wortlaut hervor, in den Hann dieselbe Behauptung an einer anderen Stelle kleidet (30, S. 216): „Die Temperaturen der Gipfelstationen, verglichen untereinander oder mit Temperaturen von Stationen an Bergabhängen, wo keine stagnierende kalte Luftschicht im Winter die Temperaturen lokal herabdrückt, ergeben eine geringe jährliche Variation der Wärmeänderung mit der Höhe, eine größere Temperaturabnahme und sehr übereinstimmende Werte der letzteren; z. B.

Ben Nevis, 1343 m gegen Ft. William (9 m)

Januar 0,59°	Mai 0,79°	Jahr 0,67°
--------------	-----------	------------

Sonnblick, 3100 m mit Kolm Saigurn (1600 m) und Schmittenhöhe (1950 m)

Januar 0,53°	Juni 0,75°	Jahr 0,65°;
--------------	------------	-------------

aber nach Süden gegen Lienz (Tal)

Januar 0,34°	Juni 0,75°
--------------	------------

Pikes Peak, 4300 m gegen Colorado Springs (1840 m)

Januar 0,52°	Mai—Juni 0,74°	Jahr 0,64°.
--------------	----------------	-------------

Nach alledem, dürfte es nicht ausgeschlossen sein, durch eingehende und kritische Untersuchung zu einer einwandfreien positiven Antwort auf diese Frage und, sofern man sich auf einen Erdraum von nicht allzu großer Ausdehnung beschränkt, auch zu einer zahlenmäßigen Festlegung der Zusammenhänge gelangen zu können.

b) Neue Versuche zur Auffindung eines zur Reduktion auf das Meeresniveau geeigneten Höhenfaktors.

Im allgemeinen gibt es zwei Methoden, nach denen man in solchen Fällen vorgehen kann.

Geht man von einzelnen wenigen Stationen aus, deren Lage im geographischen Koordinatensystem man als gleich ansehen kann, dann wird man praktisch den Weg des direkten Vergleichs zwischen je zwei Stationen wählen; vorausgesetzt, daß man nur orographisch gleichwertige Stationen kombiniert, kann man aus den Temperatur- und Höhendifferenzen das Temperaturgefälle für die Extremmonate und damit die gesuchte Größe der Kontinentalitätsabnahme in einfachster Weise bestimmen.

Will man aber der Berechnung ein größeres, über das ganze in Frage stehende Klimagebiet sich ausdehnendes Netz von Stationen zugrunde legen, dann kommt man zur komplizierteren Methode der Ausgleichsrechnung. Man drückt die Temperatur des einzelnen Ortes jeweils als Funktion der Höhe sowohl, als auch der geographischen Länge und Breite aus und kombiniert die so erhaltenen Gleichungen nach der Methode der kleinsten Quadrate.

a) Ermittlung des Höhenfaktors nach der Methode der Ausgleichsrechnung.

Zunächst sei diese Art der Lösung versucht, da sie einen gewissen Vorteil dem direkten Vergleich gegenüber zu bieten scheint. Man kann hierbei eine möglichst vollständige Ausschaltung aller lokalen Einflüsse, wie sie eben hauptsächlich die konkaven und konvexen Bodenformen verursachen, erreichen, weil man, an kein bestimmtes Maß der horizontalen Entfernung zwischen den Stationen gebunden, die Stationen nur mit Rücksicht auf ihre orographische Lage zu wählen braucht,

also die Stationen bevorzugen kann, die einer idealen Plateaustation am nächsten kommen.

Plateaustationen, unter sich verglichen, lassen wohl die Abhängigkeit der Temperatur von der absoluten Meereshöhe am besten erkennen, und wenn wir den Charakter des Landes, auf das wir die Resultate anwenden wollen, betrachten, so scheint die Wahl von Plateaustationen als Ausgangspunkt für die Untersuchung erst recht berechtigt. Deutschland ist ja in seiner Erstreckung von Norden nach Süden ein Gebiet allmählicher Landerhebung; trotz der Höhenunterschiede, die auf dieser Linie erreicht werden, ist es im ganzen von der Landform der Ebene beherrscht.

An sich könnte man die Differenzen in der Länge und Breite auch vorher eliminieren, indem man alle Orte auf einen bestimmten Punkt bezieht; doch müßte man dabei auf früheren Ergebnissen aufbauen, und die bisher gefundenen Werte für die Abhängigkeit der Temperatur von Länge und Breite sind wieder unter anderen großzügigeren Voraussetzungen gefunden, deren Auswirkung man schließlich nicht in die neue Untersuchung hereinspielen lassen möchte. Perlewitz (48) beispielsweise verwendet bei der Berechnung dieser Größen Stationen mit den verschiedensten lokalen Eigentümlichkeiten, teilweise ausgesprochene Talstationen.

Die Wahl der zur Aufstellung der Gleichungen verwendeten Stationen geschah in unserem Falle nach zwei Gesichtspunkten.

Einmal wurden die Stationen begünstigt, deren Temperaturen für ein Klimagebiet größeren Umfangs zu gelten scheinen. Ausgeschaltet wurden Gipfel-, Hang- und Talstationen sowie Stationen, deren Angaben durch Stadt- oder Industrieinfluß möglicherweise lokal gefärbt sein könnten; schließlich alle die Stationen, die in unmittelbarer Nähe und in größerer Ausdehnung von Wald, Seen oder Mooren eingeschlossen sind, also infolge lokaler Wind- und Feuchtigkeitsverhältnisse aus dem Rahmen der großen Landschaft herausfallen müssen.

Zu Hilfe genommen wurden neben den topographischen Karten des Deutschen Reiches Stationsbeschreibungen, wie sie sich in den Jahrbüchern der einzelnen Länder ziemlich vollständig vorfinden. Nur von Sachsen konnten keine Beschreibungen ermittelt werden, von Bayern waren nur die recht

knappen Angaben, wie sie in den früheren Jahren üblich waren, zur Hand, von Württemberg sind bisher überhaupt nur drei Stationen beschrieben worden. Besonders wertvoll wurden diese Beschreibungen für die Beurteilung der Brauchbarkeit der Beobachtungen, da sie ja in erster Linie von der Art der Thermometeraufstellung abhängen, von der Orientierung der Hausfront, von dem Schutz gegen direkte Bestrahlung und Rückstrahlung und schließlich von der Lage des Stationsgebäudes in bezug auf das Zentrum der Siedlung, soweit es sich um größere Siedlungen handelt, ob es innerhalb oder gegen die Peripherie hin gelegen ist. Im allgemeinen wurde dabei mehr Wert darauf gelegt, daß die unmittelbare Umgebung möglichst frei sei, da einzelne Häuser in ungenügendem Abstand von der Beobachtungsstelle ungünstiger wirken können, durch Reflexion der Sonnenstrahlung vor allem, als ausgedehntere Häuserkomplexe in größerer Entfernung, wie beispielsweise das Häusermeer einer Großstadt, das sich um einen Park oder einen Garten größeren Areals schließt.

Die zweite Aufgabe war die, unter dieser Auslese von Stationen wieder eine engere Wahl zu treffen, so, daß eine möglichst gleichmäßige Verteilung über die ganze Fläche des Deutschen Reiches resultiert und dieses Netz auch nicht allzu weitmaschig ausfällt. Denn es darf kein Gebiet in bezug auf die Zahl der ihm entnommenen Beobachtungen auffallend bevorzugt werden, und es darf auch keines gänzlich vernachlässigt werden, da man sonst nicht mehr mit vollem Recht die zahlenmäßigen Beziehungen, die für die wenigen gewählten Stationen gelten, auf die übrigen Stationen Deutschlands übertragen darf. Aus diesem Grunde darf man auch keine zu kleine Zahl von Stationen ansetzen. Eine besondere Schwierigkeit bietet in diesem Falle die Tatsache, daß innerhalb des Deutschen Reiches die Meereshöhe mit abnehmender Breite im Durchschnitt steigt. Es könnte sich die Abhängigkeit der Temperatur von der geographischen Breite leicht auch als eine Funktion der Höhe darstellen, da die geographische Breite selbst mit der Meereshöhe zusammen in einem Abhängigkeitsverhältnis zu stehen scheint. Um diese Komplikation zu vermeiden wurde versucht, einige Orte einzubeziehen, die trotz relativ großer Polhöhe ziemlich hoch gelegen sind. In Norddeutschland wurden Stationen

auf kleinen Bodenschwellen bezorzugt, die oberschlesische Platte mit ihrer relativ großen Seehöhe ist mit Rosenberg vertreten, und schließlich wurde das kleine Plateau der Schneeeifel hinzugenommen, das mit einer Höhe von 659 m alle süddeutschen Stationen, soweit sie Verwendung fanden, übertrifft. Auch die Bitburger Hochfläche liegt verhältnismäßig hoch.

Eine gewisse Beschränkung in der Wahl der Stationen wurde im übrigen von vornherein notwendig insofern, als nur 30jährige Mittel (der Periode 1881—1910), wie sie die Hellmannsche Klimatabelle enthält (38), der Untersuchung wie auch später der kartographischen Darstellung zugrunde gelegt werden sollen.

Nach alledem wurden die folgenden 25 Stationen zur Berechnung herangezogen:

Memel, Dahme, Kyritz, Köslin, Ostrowo, Samter, Rosenberg, Uelzen, Bremervörde, Lüneburg, Lingen, Hannover, Ellevick, Gütersloh, Münster, Bitburg, Schneifelforsthau, Scheyern, Crailsheim, Hohenheim, Biberach, Rostock, Dessau, Eichhoff, Gondrexange.

Auffallen mag, daß Bayern als das größte Land Süddeutschlands nur eine Station stellen soll. Es hat seinen Grund darin, daß Bayern eben in den Jahren 1880 bis 1910 noch kein sehr dichtes Stationsnetz besaß, und daß diese wenigen Stationen sich zum großen Teil durch Tallage auszeichneten.

Im übrigen fällt dadurch auch der Gegensatz zwischen den südlichen und nördlichen Stationen hinsichtlich ihrer Höhenlage nicht so sehr ins Gewicht, was die oben angedeuteten Bedenken etwas zurücktreten läßt.

Andererseits ist Württemberg durch die Stationen Crailsheim und Biberach, die ja hart an der Grenze gegen Bayern hin liegen, vertreten.

Von Stationen, deren Brauchbarkeit trotz aller Vorzüge noch fraglich erschien, wurde Auskunft von den derzeitigen Stationsleitern selbst oder der Zentralstation des betreffenden Landes eingeholt.

Für die Aufstellung des Gleichungsschemas wurde von möglichst einfachen Annahmen ausgegangen. Die Temperatur wurde als eine stetige und lineare Funktion der Höhe sowohl wie der geographischen Breite und Länge angenommen. Unter-

suchungen von Perlewitz (48) haben gezeigt, daß es keinen Sinn hat, kompliziertere Abhängigkeitsverhältnisse anzunehmen, da damit nur die Größe des bei jeder Ausgleichsrechnung auftretenden Fehlers gesteigert wird. Man könnte höchstens daran denken, die Länge λ und die Breite φ in Form ihrer Quadrate in die Gleichung einzuführen; doch zeigt der Versuch von Perlewitz, daß selbst für die Januargleichung der gefundene Faktor für λ^2 sehr klein wird, also die Abhängigkeit von λ^2 auch hier vernachlässigt werden kann. Eine eigene Untersuchung ergab dasselbe.

Für die Julitemperatur eines Ortes gilt demnach: $t = f(\varphi, \lambda, h)$, d. h. die beobachtete Temperatur t ist eine Funktion der Breite φ , der Länge λ und der Höhe h . Das Schema der Gleichungen wird dann lauten: $t = d + a \cdot \varphi + b \cdot \lambda + c \cdot h$, wobei d die gesuchte Konstante ist, a , b und c die unbekannten Faktoren für φ , λ und h .

Um die mechanische Rechenarbeit zu erleichtern, wurde noch eine Vereinfachung vorgenommen.

Für d wurde durch Überschlagsrechnung die ungefähre Zahl 20 gefunden; es kann also für d von vornherein der Wert $d' + 20$ gesetzt werden und somit an die Stelle von t $t' = t - 20$.

Für die Breiten- und Längengrade wählt man als Ausgangspunkt der Zählung nicht den Schnittpunkt des Greenwich Meridians mit dem Äquator, sondern man verschiebt ihn und läßt als Koordinatenachsen die Kreise des 47. Breitengrades und des 6. Längengrades gelten. Die verschiedenen Längen und Breiten erscheinen dann in der Gleichung als $\lambda' = \lambda - 6^\circ$ und $\varphi' = \varphi - 47^\circ$.

Die 25 Gleichungen lauten:

	$t' = d' + a \cdot \varphi' + b \cdot \lambda' + c \cdot h$
Memel:	$-3,0 = d' + a \cdot 6,25 + b \cdot 4,4 + c \cdot 29$
Dahme:	$-2,5 = d' + a \cdot 4,87 + b \cdot 7,43 + c \cdot 88$
Kyritz:	$-3,0 = d' + a \cdot 5,95 + b \cdot 6,4 + c \cdot 53$
Köslin:	$-3,3 = d' + a \cdot 7,2 + b \cdot 10,18 + c \cdot 46$
Ostrowo:	$-1,9 = d' + a \cdot 4,65 + b \cdot 11,82 + c \cdot 143$
Samter:	$-1,8 = d' + a \cdot 5,62 + b \cdot 10,58 + c \cdot 82$
Rosenberg:	$-2,6 = d' + a \cdot 3,88 + b \cdot 12,43 + c \cdot 246$
Uelzen:	$-2,9 = d' + a \cdot 5,97 + b \cdot 4,55 + c \cdot 40$

Bremervörde:	$-3,6 = d' + a \cdot 6,48 + b \cdot 3,15 + c \cdot 12$
Lüneburg:	$-2,9 = d' + a \cdot 6,25 + b \cdot 4,4 + c \cdot 29$
Lingen:	$-3,3 = d' + a \cdot 5,52 + b \cdot 1,32 + c \cdot 26$
Hannover:	$-2,8 = d' + a \cdot 5,37 + b \cdot 3,75 + c \cdot 57$
Ellevick:	$-3,4 = d' + a \cdot 5,07 + b \cdot 0,77 + c \cdot 32$
Gütersloh:	$-2,8 = d' + a \cdot 4,9 + b \cdot 2,38 + c \cdot 81$
Münster:	$-3,2 = d' + a \cdot 4,97 + b \cdot 1,62 + c \cdot 60$
Bitburg:	$-3,6 = d' + a \cdot 3,0 + b \cdot 0,57 + c \cdot 335$
Schneifel:	$-6,3 = d' + a \cdot 3,3 + b \cdot 0,42 + c \cdot 659$
Scheyern:	$-3,0 = d' + a \cdot 1,5 + b \cdot 5,45 + c \cdot 520$
Crailsheim:	$-2,8 = d' + a \cdot 2,12 + b \cdot 4,08 + c \cdot 413$
Hohenheim:	$-2,6 = d' + a \cdot 1,72 + b \cdot 3,24 + c \cdot 402$
Biberach:	$-2,7 = d' + a \cdot 1,1 + b \cdot 3,81 + c \cdot 537$
Rostock:	$-3,4 = d' + a \cdot 7,08 + b \cdot 6,1 + c \cdot 27$
Dessau:	$-2,1 = d' + a \cdot 4,83 + b \cdot 6,25 + c \cdot 63$
Eichhoff:	$-2,7 = d' + a \cdot 1,85 + b \cdot 0,48 + c \cdot 347$
Gondrexange:	$-2,2 = d' + a \cdot 1,68 + b \cdot 0,93 + c \cdot 275$

Die Auflösung der 25 Gleichungen nach den vier Unbekannten geschieht am besten nach der Gaußschen Methode der kleinsten Quadrate, da hierbei die Aussage jeder Gleichung gleichviel Gewicht erhält.

Zunächst sind Näherungswerte für die Unbekannten zu suchen. Aus den Gleichungen für die Stationen Kyritz, Dessau, Hohenheim und Biberach, die wegen der unterschiedlichen Höhenzahlen zu diesem Zwecke herausgegriffen werden mögen, ergeben sich die Werte:

$$\begin{aligned} d'_0 &= 0,3716 \\ a_0 &= -0,912 \quad (\text{genau: } -0,91198) \\ b_0 &= 0,3749 \\ c_0 &= -0,0065 \quad (\text{genau: } -0,00651). \end{aligned}$$

Daß diese Näherungswerte schon recht gut sind, geht daraus hervor, daß die aus ihnen berechneten Temperaturen k von den beobachteten Temperaturen t' nur wenig abweichen, die Differenz $l = t' - k$ durchwegs klein bleibt.

Die Zahlenrechnung wurde mit der Genauigkeit, wie sie eine fünfstellige Logarithmentafel zuläßt, durchgeführt, da es keinen Sinn hat bei der beschränkten Genauigkeit des gegebenen Zahlenmaterials mit einer größeren arbeiten zu wollen.

Für die Unbekannte c ergibt sich:

$$c = -0,00665.$$

Eine Abnahme von rund $0,67^\circ$ pro 100 m scheint für den Juli sehr wahrscheinlich, doch fragt es sich, wie weit die Gültigkeit dieses Wertes durch den möglichen Fehler, der bei der Ausgleichsrechnung nie von vornherein vernachlässigt werden darf, herabgedrückt wird.

Die Größe des mittleren Fehlers m , auf den es hier ankommt, berechnet sich zu $\pm 0,00058$.

Da der Wert für c selbst die absolute Größe 0,00665 hat, so reicht der gefundene Fehler fast an 9 % heran. Das Ergebnis ist somit doch nur als ein annähernd richtiges zu bewerten, es sagt der Wert $-0,0067 \pm 0,00058$ nur aus, daß der Höhenfaktor zwischen $-0,0061$ und $-0,0072$ liegen wird.

Es ist jedoch nicht vor auszusehen, ob die Fehlerprocente bei der Berechnung des entsprechenden Januarwertes auch ähnlich hoch ausfallen, deshalb wurde auch die Berechnung für den Januar durchgeführt.

Für die Gleichungen des Januar läßt sich eine Vereinfachung treffen, die günstig auf das Resultat einwirken könnte. Perlewitz (48, S. 94) machte darauf aufmerksam, daß Orte gleicher geographischer Länge, wenn man sie hinsichtlich ihrer Januartemperatur vergleicht, „eine regelmäßige Abnahme der Temperatur mit der Breite“ nicht erkennen lassen; auch zeigen alle Januarisothermen innerhalb Deutschlands einen im allgemeinen nordsüdlichen Verlauf (von den Störungen durch die Gebirge muß natürlich abgesehen werden). Dennoch hat Perlewitz versucht eine etwaige Abhängigkeit von der Breite rechnerisch festzustellen (48, S. 95). Das Resultat ist aber ein negatives, und so darf es wohl berechtigt erscheinen, wenn für diese Rechnung die Beziehung $t = f(\varphi)$ von vornherein vernachlässigt wird. Es scheinen die Temperaturen des kältesten Monats eben doch in der Hauptsache von dem Gegensatz zwischen West und Ost beherrscht zu sein.

Perlewitz hält es für seine Zwecke, d. h. um die Abhängigkeit von der Länge möglichst genau bestimmen zu können, für geschickt, neben λ auch noch λ^2 in die Gleichung einzuführen; es ergibt sich dann aber für die Abnahme der Tem-

peratur mit dem Quadrat der Länge ein recht unwesentliches Resultat, der Faktor für λ^2 wird gegenüber dem für λ verschwindend klein, sodaß diese besondere Maßnahme in unserem Falle ohne Bedenken unterlassen werden kann, zumal es hier nicht auf die Bestimmung des Längenfaktors ankommt.

Die Grundgleichung lautet dann:

$$t = d + b \cdot \lambda + c \cdot h$$

Die Längengrade erfahren wieder die gleichmäßige Verkleinerung ihres Zahlenwertes: $\lambda' = \lambda - 6^\circ$.

Da d ungefähr $= 2$ sein wird, kann hier an die Stelle von t $t' = t - 2$ treten.

Die 25 Gleichungen des Januars sind folgende:

	$t' = d' + b \cdot \lambda' + c \cdot h$
Memel:	$-4,7 = d' + b \cdot 4,4 + c \cdot 29$
Dahme:	$-3,4 = d' + b \cdot 7,43 + c \cdot 88$
Kyritz:	$-3,4 = d' + b \cdot 6,4 + c \cdot 53$
Köslin:	$-3,9 = d' + b \cdot 10,18 + c \cdot 46$
Ostrowo:	$-4,2 = d' + b \cdot 11,82 + c \cdot 143$
Samter:	$-4,1 = d' + b \cdot 10,58 + c \cdot 82$
Rosenberg:	$-4,9 = d' + b \cdot 12,43 + c \cdot 246$
Uelzen:	$-2,4 = d' + b \cdot 4,55 + c \cdot 40$
Bremervörde:	$-2,3 = d' + b \cdot 3,15 + c \cdot 12$
Lüneburg:	$-2,4 = d' + b \cdot 4,4 + c \cdot 29$
Lingen:	$-1,5 = d' + b \cdot 1,32 + c \cdot 26$
Hannover:	$-1,7 = d' + b \cdot 3,75 + c \cdot 57$
Ellevick:	$-1,3 = d' + b \cdot 0,77 + c \cdot 32$
Gütersloh:	$-1,4 = d' + b \cdot 2,38 + c \cdot 81$
Münster:	$-1,7 = d' + b \cdot 1,62 + c \cdot 60$
Bitburg:	$-2,8 = d' + b \cdot 0,57 + c \cdot 335$
Schneifel:	$-4,4 = d' + b \cdot 0,42 + c \cdot 659$
Scheyern:	$-5,2 = d' + b \cdot 5,45 + c \cdot 520$
Crailsheim:	$-3,6 = d' + b \cdot 4,08 + c \cdot 413$
Hohenheim:	$-3,4 = d' + b \cdot 3,24 + c \cdot 402$
Biberach:	$-4,4 = d' + b \cdot 3,81 + c \cdot 537$
Rostock:	$-2,9 = d' + b \cdot 6,1 + c \cdot 27$
Dessau:	$-2,6 = d' + b \cdot 6,25 + c \cdot 63$
Eichhoff:	$-2,7 = d' + b \cdot 0,48 + c \cdot 347$
Gondrexange:	$-2,4 = d' + b \cdot 0,93 + c \cdot 275$

Auf den Weg der Auflösung braucht diesmal nicht eingegangen werden. Die Resultate sind:

$$c = - 0,00459$$
$$m = \pm 0,0001003$$

Der Fehler beträgt also nur einen kleinen Bruchteil des c-Wertes, rund 2%, und kaum $\frac{1}{4}$ desjenigen Fehlers, der dem Juliwert zugeordnet ist.

Die möglichen c-Werte wären hier durch die Grenzen $-0,0047$ und $-0,0045$ schon ziemlich eingeengt.

Ob aber diese Grenzen tatsächlich die äußerste Möglichkeit für die Größe des gesuchten Höhenfaktors darstellen, muß dahingestellt bleiben. Es wäre immerhin möglich, daß doch da oder dort lokal auftretende Klimaelemente in merkbarer Weise hereingespielt haben, daß bei der Wahl anderer Stationen andere Resultate zum Vorschein gekommen wären, daß das ganze System zu sehr streut.

Jedenfalls aber bestätigt das Ergebnis, daß zwischen der Wärmeabnahme im Juli und Januar ein Unterschied besteht, in dem Sinn, daß dem Januar das schwächere Temperaturgefälle zukommt; und wenn die Methode auch keine exakten Werte liefern konnte, so kann sie doch wenigstens einen Anhaltspunkt geben für die Größe, die den beiden Faktoren zuzuschreiben sein wird. Es ist zum mindesten wahrscheinlich, daß der Höhenfaktor für den Juli zwischen $-0,61$ und $-0,72$, der Januarwert zwischen $-0,45$ und $-0,47$ zu finden sein wird.

β) Ermittlung des Höhenfaktors nach der Methode des direkten Vergleichs.

Nachdem die Ausgleichsmethode, trotz der Korrektheit, die man bei der Wahl des Ausgangsmaterials walten lassen kann, mit ihren zum Teil doch recht unterschiedlichen Grenzwerten keine sichere Grundlage für ein neues System von Schlüssen und Folgerungen abgeben kann, muß man schließlich doch der komplizierteren Methode die einfachere des direkten Vergleichs vorziehen.

Diese Methode hat einen schon von vornherein zu erkennenden Vorteil; man kann die Verhältnisse in ganz ein-

facher Weise graphisch veranschaulichen, man hat nur die einzelnen Temperaturen des Januar und Juli in ein Koordinatensystem einzutragen, dessen Abszisse die Meereshöhe darstellt, und man hat von Anfang an eine gute Übersicht. Es sei jedoch gleich vorweggenommen, daß zur Festlegung der endgültigen Zahlen für die Temperaturabnahme die graphische Ablesung als zu ungenau jeweils durch die Rechnung zu ersetzen sein wird.

Obwohl von dieser Methode schon immer Gebrauch gemacht wurde, hat sie doch nie zu übereinstimmenden Werten geführt, da in der Wahl der Stationen, vor allem der Fußstationen, nicht vorsichtig genug vorgegangen wurde. Gradmann (21, Bd. 1, S. 40, 41) hat zuerst darauf hingewiesen, daß unter kritischer Auslese der Stationen, um ein Hereinspielen lokaler Einflüsse zu vermeiden, Werte der Temperaturabnahme gefunden werden können, die eine einwandfreie, sichere Grundlage zur Umrechnung von Temperaturen auf die Höhenlage des Meeresspiegels abgeben könnten. Jedenfalls dürften die an verschiedenen Punkten gewonnenen Ergebnisse für die Wärmeabnahme mit der Höhe nicht in der Weise differieren, wie bisher angegeben wurde, und der Unterschied zwischen der Wärmeabnahme im Januar und im Juli dürfte bisher zu hoch errechnet worden sein. Gradmann hat mit Berechnungen aus den Stationen der süddeutschen Gebirge Beweise dafür geliefert; für die Abnahme der Jahresschwankung ist Gradmann zu dem relativ kleinen Wert von $0,23^{\circ}$ pro 100 m gekommen (21, Bd. 1, S. 44). Es kommt nur darauf an, Stationspaare zu finden, deren Temperaturdifferenzen nur eine Funktion der Meereshöhe darstellen. Wenn man den Umweg über eine vorausgehende Reduktion auf ein und dieselben geographischen Koordinaten vermeiden will, denn das würde wieder unvermeidliche Fehler hereinbringen, dann ist die Zahl der zur Verfügung stehenden Stationen ziemlich beschränkt. Da auch die Höhenunterschiede zwischen den Vergleichspunkten nicht allzu klein sein sollen, ist man von Anfang an auf die Gebiete größerer und zugleich lokal beschränkter Bodenerhebung angewiesen. In erster Linie kommen in diesem Falle für Deutschland die Alpen, die oberrheinischen Randgebirge, die mitteldeutschen Gebirge und außerdem vielleicht noch das Plateauland der Schwäbischen Alb in Betracht.

Und innerhalb dieser Gebirgsländer, worunter in diesem Falle immer neben dem eigentlichen Gebirgsmassiv auch das engere Vorland verstanden sein soll, können wieder nur solche Stationen verglichen werden, die den gleichen oder doch ähnlichen topographischen Einflüssen unterliegen.

Zunächst ist natürlich an die höchsten Punkte, an die Gipfel und Kämme der Gebirge zu denken, und es handelt sich nur darum, entsprechend freigelegene Vergleichsstationen in genügend großem vertikalen Abstand zu finden.

Bei den Alpen ist das weitaus am leichtesten, hier zeigen die einzelnen Gipfel noch so erhebliche Höhenunterschiede, daß man sie zum Vergleich bringen kann. Bei den Mittelgebirgen ist das schon schwieriger, oft findet sich auf der Höhe des Gebirgszuges überhaupt nur eine einzige meteorologische Station, oder, wenn schon mehrere vorhanden sind, so liegen sie naturgemäß leicht auf fast gleichem Niveau, wie das z. B. beim Thüringer Wald der Fall ist. Hier beträgt der Höhenunterschied zwischen den Stationen Schmücke und Inselsberg, trotz großer horizontaler Entfernung, 3 Meter, eben weil der Rennsteig nur geringen Schwankungen in der Meereshöhe unterworfen ist.

Die genaue Nachprüfung ergab, daß tatsächlich für manche Gebirge kein Stationspaar gefunden werden konnte, das den gestellten Forderungen genügen könnte. Es sei hier gleich bei der Besprechung der Untersuchung im einzelnen mit diesen Beispielen begonnen.

Die oberrheinischen Randgebirge.

Die oberrheinischen Randgebirge, samt ihrem näheren Vorland, stehen mit einem dem Umfang nach nicht gering zu achtenden Beobachtungsmaterial zur Verfügung. Aber hier macht sich der Umstand, daß der größte Teil der unteren Stationen dem Rheintal und den unmittelbaren Nebentälern des Rheins angehört, in ungünstiger Weise bemerkbar. Obwohl der oberrheinische Graben eine bedeutende Breitenausdehnung besitzt, ist er doch als eine stark konkave Landform anzusprechen, da die randlichen Höhenzüge entsprechend mächtige Wälle vorstellen, die die Senke noch dazu durch die streng nordsüdliche Richtung gegen westliche Einflüsse absperren. Wie

aus den Darstellungen der Kontinentalitätsverhältnisse sowie aus den Isothermenkarten des Januar und Juli zu ersehen ist, zeigt die oberrheinische Tiefebene auch tatsächlich alle klimatischen Eigenschaften eines meridional verlaufenden Tales, heiße Sommer und relativ kalte Winter, also starke Jahresschwankung.

Daraus erhellt, daß alle Stationen der oberrheinischen Tiefebene von vornherein aus der Reihe der brauchbaren Vergleichsstationen auszuschließen sind, da ja die höher gelegenen Stationen eine ungleich exponiertere Lage besitzen; Gr.-Belchen und Höchenschwand stellen die höchsten Punkte ihrer näheren Umgebung dar, Kniebis liegt auf einer Hochfläche.

Für den Schwarzwald bleibt so nur die Kombination der Höchenschwandstation mit den Fußstationen der östlichen Abdachung: Villingen, Freudenstadt, Schömberg und Skt. Blasien. Sieht man diese vier genau auf ihre topographische Lage hin an, dann scheiden zwei davon wegen ausgesprochener Tallage sofort wieder aus. Freudenstadt, das sich durch Hanglage vor den anderen auszeichnet, reicht jedoch mit 727 m Meereshöhe wieder zu nahe an Höchenschwand (1005 m) heran, überdies wäre es auch der großen horizontalen Entfernung wegen nicht gerade der Höchenschwandstation zuzuordnen. Dasselbe gilt von Schömberg.

Einige auffallende Ergebnisse sollen aber doch mitgeteilt werden. Ein Vergleich zwischen Freiburg und Höchenschwand z. B. würde eine Abnahme von $0,40^\circ$ pro 100 m im Januar, $0,68^\circ$ pro 100 m im Juli ergeben. Die Zahlen könnten vermuten lassen, daß Freiburg durch die Tallage gar nicht so sehr ungünstig beeinflusst sei, doch spielt bei Freiburg wohl noch ein zweiter lokaler Faktor mit herein; die Föhnwinde des Dreisamtales erhöhen hier die Temperatur im Winter sowohl wie im Sommer, das zeigt auch deutlich die graphische Darstellung (Blatt I).

Die übrigen Stationen zeigen durchwegs niedrigere Januar-temperaturen, besonders fallen Skt. Blasien und Villingen auf, die gegenüber Höchenschwand sogar eine winterliche Temperaturumkehr erkennen lassen (siehe Gradmann: 21, S. 64, Tabelle).

Alle Kombinationen mit Höchenschwand zeigen für den Januar eine Temperaturabnahme kleiner als $0,36^\circ$ pro 100 m.

Daß auch der Grenzwert 0,36 (für Badenweiler-Höchenschwand) noch zu niedrig sein dürfte und nicht nur die Wirkung der absoluten Meereshöhe enthalten kann, geht schon daraus hervor, daß Badenweiler, trotzdem es nicht eine Siedlung in der Talsohle des Klembachtales darstellt, sondern noch Hanglage besitzt, doch der großen Rheintalsenke mit ihren klimatischen Besonderheiten zuzurechnen ist; daß es nach Freiburg als der Ort mit der mildesten Januartemperatur erscheint, führt Peppler (55, S. 71) auf die Hanglage zurück; Ulsamer (55, S. 71) fügt noch hinzu, „daß Badenweiler auch gerade an der Zugstraße der durch das Belforter Loch hereinkommenden ozeanischen Winde liegt“. Es scheint also Badenweiler tatsächlich mehreren lokalen Einflüssen unterstellt zu sein, ein Umstand, der es nicht gerade geeignet erscheinen läßt, als Fußstation zu Höchenschwand zu funktionieren. Auch Gradmann kommt zu relativ kleinen Werten für die Temperaturabnahme im Januar ($0,40^{\circ}$ für den nördlichen Schwarzwald, $0,35^{\circ}$ sogar nur für den südlichen Teil). (21, Bd. 2, S. 65.)

Nur kurz sei auf die Verhältnisse im Wasgenwald hingewiesen. Hier gibt es von vornherein überhaupt keine Kombinationsmöglichkeiten, da alle Stationen, außer der Gipfelstation des Gr. Belchen, dem Haupttal bzw. den Nebentälern der oberrheinischen Tiefebene angehören. Wenn gegenüber Gebweiler der Gr. Belchen im Extremmonat der winterlichen Kälte keine sonderlich verminderte Wärmeabnahme zeigt, denn $0,42$ ist schon ein relativ hoher Wert, dann ist das wohl auch hier wieder auf Föhnwirkung zurückzuführen (40, S. 33). Auch Colmar verdankt seine relativ hohen Temperaturen einer besonderen Gunst dieser Erscheinung. „Unmittelbar vor dem Ausgang aus dem breiten Münstertal gelegen, das schroff am Vogesenkamm endigt, hat es eine sehr interessante Lage, weil es in demjenigen Teil des Oberrheins sich befindet, wo ein evt. eintretender Vogesenföhn am intensivsten auftreten muß“, so heißt es in der von meteorologischer Seite gegebenen Beschreibung, und weiter: „die Beobachtungen haben dies auch tatsächlich bewiesen“ (11, Jahrg. 1893, S. 41). Im übrigen sei auf die graphische Darstellung (Bl. II) verwiesen.

Die Alpen.

Ein Erfolg versprechenderes Objekt der Untersuchung stellt Süddeutschland in den Alpen. Hier finden wir im bayerischen Anteil zwei alte meteorologische Stationen, Wendelstein und Hohenpeißenberg (letztere eigentlich schon mehr am Übergang in die Ebene gelegen), und die 1900 errichtete Zugspitzstation. Die beste Kombination scheint die der Zugspitzstation mit Hohenpeißenberg zu sein. Die Entfernung in nordsüdlicher Richtung mag zwar etwas groß erscheinen, aber für die Januar-temperatur, auf die es hier, wie unten zu ersehen ist, hauptsächlich ankommen wird, dürfte dieser Breitenunterschied nichts ausmachen; in der geographischen Länge stimmen die beiden Stationen jedenfalls sehr gut überein.

Sie liefern die Werte $0,46^{\circ}$ pro 100 m für den Januar, $0,67^{\circ}$ pro 100 m für den Juli. Merkwürdigerweise liegt die Temperatur des Wendelsteins im Januar ziemlich außerhalb dieser Gefällslinie, während sie sich im Sommer ziemlich gut einfügt; wie Blatt III zeigt, liegen die drei Punkte, die den Temperaturen des Hohenpeißenbergs, des Wendelsteins und der Zugspitze entsprechen, fast auf einer Geraden.

Es mag sein, daß die südliche Orientierung des Wendelsteinhauses, in dem die Station untergebracht ist, dazu beiträgt, die Temperatur des kältesten Monats so hoch zu erhalten; doch liegen auch in den bayerischen Jahrbüchern Beweise vor, daß die Beobachter der Station immer wieder von neuem Unterweisung in der Ablesung und Aufzeichnung der Temperatur erhalten mußten, da des öfteren gänzlich unverwertbare Beobachtungsergebnisse eingesandt wurden. Mehr als einmal und zwar mit Nachdruck wird darauf hingewiesen.

Es scheint deshalb berechtigter, die Station Hohenpeißenberg den Ausschlag geben zu lassen. Doch soll bei dieser Arbeit vor allem darauf gesehen werden, daß auf jeden Fall kein zu niedriger Höhenfaktor für die Abnahme der Januar-temperatur erhalten werde, damit der hauptsächlich davon abhängige Wert für die Kontinentalitätsabnahme nach oben keinesfalls zu groß ausfalle.

Da nun die Stationen Zugspitze und Wendelstein eine weit geringere Herabsetzung der Wärmeabnahme für den Winter anzeigen (Januar $-0,53$ gegenüber Juli $-0,67$) als das Stations-

paar Zugspitze-Hohenpeißenberg (Januar — 0,46, Juli — 0,67), so müßte diesem Grundsatz zufolge doch die erste Kombination vorgezogen werden.

Man könnte daran denken, den Mittelwert aus den beiden Faktoren zu nehmen; günstiger erscheint jedoch eine einfache graphische Lösung: man wählt die Gefällslinie, von der die beiden Temperaturen, die des Hohenpeißenbergs und die des Wendelsteins, gleiche Abweichung zeigen. In diesem Falle würde die Abweichung für jede Station $0,45^{\circ}$ betragen.

Diese Lösung hat den Vorteil, daß sie einem sehr wesentlichen Umstand Rechnung trägt. Es wird auf diese Weise jeder Station, je nach der Größe des Höhenunterschiedes, den sie dem gemeinsamen Vergleichspunkt gegenüber aufweist, das entsprechende Gewicht bei der Mitbestimmung des Faktors beigelegt. Je näher eine Station in Bezug auf ihre Höhenlage der zugeordneten Station liegt, desto weniger hat sie für den Grad der Temperaturabnahme zu sagen.

Wichtig wird dies besonders dann, wenn man Stationen mit sehr kleiner Höhendifferenz kombiniert, wie es bei anderen niedrigeren Gebirgen unerlässlich sein wird; denn je kleiner der Wert $h_1 - h_2$ des Höhenunterschiedes wird, desto stärker tritt in dem Ausdruck für das Wärmegefälle $\frac{t_1 - t_2}{h_1 - h_2}$ ein Fehler oder eine lokale Anomalie der Temperaturen, deren Differenz $t_1 - t_2$ darstellt, hervor.

Auch Hann (25, S. 65) weist schon auf diese oder eine ähnliche Art der Lösung hin, wenn er sagt: „Bei der Bildung des Mittelwertes muß man jedenfalls den einzelnen Werten verschiedenes Gewicht beilegen, weil die Sicherheit der Resultate im allgemeinen mit der Größe des Höhenunterschiedes der verglichenen Stationen zunimmt.“

Nach alledem scheint der Faktor — 0,49 für den Januar am leichtesten zu verantworten zu sein. Vergleiche mit später gefundenen Resultaten werden dem nicht widersprechen. Gradmann (21, Bd. 2, S. 462) findet ganz ähnliche Werte: für den Januar $0,45^{\circ}$, für den Juli $0,67^{\circ}$.

Daß die übrigen Stationen der Bayerischen Alpen wie Tegernsee, Mittenwald, Partenkirchen nicht in Beziehung gesetzt werden können zu den Gipfelstationen, zeigen schon die

Werte, die Elsner in seiner Tabelle (15, S. 140) anführt, erst recht die graphische Übersicht (Bl. III) und die topographische Karte. Auch Gradmann verwendet zur Berechnung des Höhenfaktors nur die Gipfelstationen (21, Bd. 2, S. 461).

Das Riesengebirge.

Die Verhältnisse im Riesengebirge veranschaulichen in überaus klarer Weise die Zusammenhänge zwischen Bodenform und Temperatur (vergl. Bl. IV). Schreiberhau, eine Hochtalstation, Eichberg im Tale des Bobers gelegen, Warmbrunn am Zackenfluß und Zillertal, ebenfalls in einer Niederung gelegen, zeigen im Januar Temperaturen, die durchwegs unter der Linie Schneekoppe-Krummhübel liegen. Krummhübel erweist sich auch seiner Lage nach als die geeignetste Vergleichsstation; Krummhübel zieht sich auf einer sanften Bodenschwelle zwischen der kleinen und großen Lomnitz in der hier ungefähr nord-südlichen Abdachungsrichtung des Riesengebirges den Hang hinunter.

Auf die Gefällslinie von $0,48^{\circ}$ pro 100 m fällt auch beinahe das Januarmittel von Wang, das eine Station mit ebenfalls freier Lage am Hang darstellt.

Merkwürdigerweise sind gerade die Stationen Krummhübel und Wang nicht in die Tabelle von Elsner aufgenommen; daher auch hier die durchwegs kleineren Werte für das Temperaturgefälle des Januar.

Die Stationen Schnee grubenbaude und Prinz-Heinrich-Baude könnten auf Grund ihrer eigenartigen Terrainverhältnisse leichter lokalen Einflüssen unterworfen sein als die Schneekoppe, daher begnügt man sich hier besser mit der alleinigen Berücksichtigung der Beobachtungen jener alten und jedenfalls zuverlässigsten Station.

Die Wärmeabnahme im Juli kommt mit $0,696^{\circ}$ pro 100 m der für die Alpen gefundenen Zahl recht nahe, die gute Übereinstimmung zwischen Krummhübel und Wang spricht für die Wahrscheinlichkeit dieses Wertes.

Das Glatzer Bergland.

Fast noch übersichtlicher als beim Riesengebirge liegen die Verhältnisse bei den Stationen des östlichsten Teiles der Sudeten.

Der Schneeberg trägt die einzige Station mit exponierter Lage. Alle anderen Siedlungen, in denen Beobachtungsstellen eingerichtet wurden, schmiegen sich in eine konkave Bodenform hinein. Die Orte Glatz, Habelschwerdt, Ebersdorf gehören dem Glatzer Gebirgskessel an, Reinerz einem Seitental der Neiße, und das Forsthaus Brand ist an einer Paßstraße gelegen, dem Dorf Brand gegenüber, das in einer Talsenke sich hinzieht, eigentlich schon recht breit, doch scheint es immerhin im Winter eine lokale Kälte-depression zu erleiden; mit dem Schneeberg verglichen, würde sich ein sehr vermindertes Temperaturgefälle ergeben, wenn man es schon wagen wollte, diese Station mit einer nur 400 m tiefer gelegenen zu vergleichen.

Ein annähernd brauchbarer Wert wäre für dieses Gebiet höchstens durch Heranziehung der Station Weigelsdorf zu gewinnen. Weigelsdorf gehört allerdings schon dem Nordfuß des Eulengebirges an, aber es liegt in bezug auf die geographische Länge dem Schneeberg näher als Reinerz z. B., daher dürften wir doch nicht zu weit gegangen sein, wenn wir wenigstens für den Januar diesen Wert gelten lassen wollten. In die Schlußbetrachtung jedoch soll der Wert 0,42 nicht einbezogen werden, da Weigelsdorf immerhin eine nicht ganz freie Lage hat, sondern einer flachen, parallel dem Eulengebirge ziehenden Talmulde angehört.

Das Erzgebirge.

Beim Erzgebirge wäre von den hart am Gebirgsrande liegenden Stationen eigentlich nur Annaberg als passende Fußstation dem Fichtelberg zuzuordnen. Annaberg zieht sich auf der rechten Seite des Sehmatales von einem Hügel gegen den Bach zu herunter. Die Station liegt daher auch verhältnismäßig hoch, schon über 600 m.

Für Annaberg und Fichtelberg läßt sich für den Januar eine Temperaturabnahme von $0,545^{\circ}$ pro 100 m errechnen, für den Juli eine wesentlich höhere: $0,727^{\circ}$ pro 100 m. Gestützt wird dieses Ergebnis durch die Temperaturen der Zwischenstation Oberwiesenthal, das der Seehöhe nach ungefähr in der Mitte liegt zwischen Annaberg und Fichtelberg. Nur im Sommer weicht sie mit ihrer Temperatur etwas von der Linie Annaberg-Fichtelberg ab. Oberwiesenthal scheint beim ersten Blick

auf die topographische Karte in einer Talsenke zu liegen, aber bei genauerer Betrachtung sieht man, daß es einem hügelartigen Vorsprung des Hanges angehört, der diese Mulde nach oben hin abschließt; es liegt, wenn man die großen Terrainformen ins Auge faßt, am Abfall des Gebirgsstockes nach Nordwesten, nur lokal ist hier die Richtung des Fallens durch die vom Tiefland hereinziehende konkave Geländeform nach Nordosten gedreht. Auch gibt das sächsische Jahrbuch (13, Bd. 3, 1885, 2. Abt., S. 44) von den Temperaturverhältnissen Oberwiesenthals ein Bild, wie es eben nur Orte, die „auf der Höhe von Hügeln liegen“, zeigen können.

Eine Fußstation mit ungleich geringerer Seehöhe würde jedoch Colditz-Zschadraß abgeben. Colditz und Zschadraß liegen frei auf einer Höhe zwischen der Zwickauer und der Freiburger Mulde, die sich gerade nördlich dieser Stelle vereinigen, und dazu liegen die beiden Stationen unmittelbar nebeneinander, sodaß sie als gleichwertig anzusehen sind. Höchstens könnte die Entfernung in der Horizontalen, d. h. eigentlich nur der Unterschied in der geographischen Breite zwischen Fichtelberg und dieser Basisstation etwas zu groß erscheinen. Doch soll von einer Korrektur der Julitemperatur, für die die Differenz wohl etwas ausmachen dürfte, wie bisher so auch in diesem Falle abgesehen werden.

So wird auch hier wieder die beste Lösung für die Beziehung zwischen Temperatur und Höhe die Gerade darstellen, die die eingetragenen Temperaturwerte von Annaberg und Colditz-Zschadraß in gleichem Abstände links und rechts liegen läßt. So wurde der Faktor rechnerisch ermittelt zu 0,511 für den Januar und 0,667 für den Juli.

Der Thüringer Wald.

Der Thüringer Wald besitzt zwei Stationen in größerer Meereshöhe, beide am Rennsteig in fast gleichem Niveau gelegen. Wenig Auswahl bieten bei an sich großer Zahl die Fußstationen. Die Beobachtungen von Meiningen scheinen als solche nicht zuverlässig zu sein (15, S. 137 und 12). Die Talstationen Brotterode und Liebenstein lassen ihrer Lage nach lokales Klima erwarten; desgleichen Stadtilm und Scheibe. Anders bei Schnepfenthal, wo die Station in der bekannten

Anstalt untergebracht ist, die auf einer bis zu 8 m hohen Böschung und am Nordostabhange eines Vorberges des Thüringer Waldes gelegen ist. Obwohl Schnepfenthal eigentlich als Fußstation zum Inselsberg gedacht ist, wurde doch ein Vergleich mit der Station Schmücke vorgezogen, weil die Beobachtungen der Inselsbergstation teilweise für nicht ganz sicher zu erachten sind (15, S. 135).

Da die Schnepfenthaler Station an Stelle der 1896 aufgegebenen Station Waltershausen trat, muß man schließlich diese erste Station noch mit ins Auge fassen, und da diese Stationen unmittelbar nebeneinander liegen und eine zeitlich äquivalente Reihe von Monatsmitteln lieferten (je 8 Jahre hindurch), muß man sie beide für gleichwertig ansehen. Die Bodenform des Geländes von Waltershausen ist zwar keine konvexe, doch eine völlig ebene, und das Gebäude selbst scheint völlig frei gelegen zu sein. Tatsächlich macht es in diesem Falle wenig aus, ob die untere Station Hang- oder Plateaulage hat, es kommt anscheinend hauptsächlich darauf an, daß eine Stagnierung der Luftmassen vermieden ist. Die Station Waltershausen zeigt sogar einen etwas milderen Winter noch als Schnepfenthal. Die Werte für das Temperaturgefälle, zwischen denen hier zu entscheiden ist, liegen aber nicht weit auseinander:

	Januar	Juli
Schnepfenthal-Schmücke:	0,441	0,662
Waltershausen-Schmücke:	0,474	0,702

Die Mittelbildung erfolgte hier in einfachster Weise, da der Höhenunterschied zwischen Schnepfenthal und Waltershausen ja verschwindend klein ist; als arithmetische Mittel resultieren:

$$\begin{aligned} & -0,458^{\circ} \text{ pro } 100 \text{ m für den Januar} \\ & -0,682^{\circ} \text{ „ } 100 \text{ m „ „ Juli.} \end{aligned}$$

Der Harz.

Beim Harz liegt eine sehr günstige Stationsreihe vor: Brocken—Scharfenstein—Wasserleben. Drei Höhenstufen mit ziemlich großem Abstand voneinander sind durch diese Stationen vertreten. Zudem liegen die beiden Stationen Scharfenstein und Wasserleben in bezug auf das Massiv des Brockens

so, daß man sie auf den ersten Blick als die besten Vergleichsstationen für die Brockenstation erachtet. Scharfenstein ist noch am Abfall des Gebirges gelegen, Wasserleben im nördlich vorgelagerten Harzvorland.

Die topographische Lage der beiden Stationen ist nicht die gleiche, aber sie ergeben doch zusammen mit dem Brocken für den Januar wie für den Juli dasselbe Bild der Wärmeabnahme. Das Temperaturgefälle vom Brocken nach Scharfenstein und Wasserleben hin läßt sich durch eine einfache Gerade darstellen. Nur im Sommer zeigt Scharfenstein eine kleine Abweichung, die aber nicht mehr wie $\frac{1}{10}$ eines Grades ausmacht.

Es sei hier auf die topographischen Verhältnisse der beiden Stationen etwas näher eingegangen. Scharfenstein liegt am Abhang des Kleinen Brockens, und zwar ist der Hang gerade an dieser Stelle ziemlich tief angeschnitten, und innerhalb dieses Absatzes wieder erhebt sich eine etwa 4 m hohe kleine Terrasse, auf der das Forsthaus Scharfenstein steht (12, Jahrg. 1894, S. XVII). Wasserleben dagegen liegt in fast ebener Gegend. Wir haben also hier wieder einen ähnlichen Fall wie beim Thüringer Wald; Stationen mit ungleichen Terrainverhältnissen führen hier zum gleichen Resultat. Wesentlich scheint demnach nur zu sein, daß die Lage der Basisstation so weit frei ist, daß sie den Winden genügenden Spielraum läßt.

Zur genauen Berechnung der Wärmeabnahme wurden die Stationen Brocken und Wasserleben benützt, da Scharfenstein eine ungleich geringere Höhendifferenz gegenüber dem Brocken aufweist.

Das Rothaargebirge.

Beim Rothaargebirge läßt der Mangel an Stationen kaum etwas Sicheres über die Temperaturabnahme aussagen. Alt-Astenberg und Arnsberg sind die beiden einzigen Stationen, die man miteinander kombinieren kann, Brilon kommt mit 455 m der an sich nicht hoch gelegenen Station am Fuße des Astenberges (780 m) schon zu nahe. Der Wert, der für die Wärmeabnahme im Januar aus den Beobachtungen dieses Stationspaars abzuleiten ist, liegt aber unverhältnismäßig hoch und fällt mit 0,581 ganz aus der Reihe der bisher gewonnenen Resultate.

Da jeder Maßstab für die Zuverlässigkeit der Beobachtungen an den beiden Stationen fehlt, weil keine Vergleichstation vorhanden ist, so soll dieser Wert nicht in das Schlußresultat miteingerechnet werden (vgl. auch: 15, S. 134 u. 136).

Die Eifel.

Daß erst recht die Eifel, selbst wenn man den höchsten Punkt der Schneeeifel, das Forsthaus Schneifel, einbezieht, kein sicheres Maß für die Temperaturabnahme mit der Höhe erkennen lassen kann, ist von vornherein gewiß, da Bitburg, die einzige in Betracht kommende Basisstation, nur eine relative Höhe von 324 m für die obere Station übrig läßt. Sonst würden die beiden Stationen den allgemeinen Forderungen gerade noch genügen; die topographische Lage ist ähnlich, da die Bitburger Hochfläche ein fast völlig ebenes, kleines Plateau darstellt, auch der Unterschied in der geographischen Länge wäre unbedeutend, nur in der Richtung des Meridians zählt man fast 20 Minuten zwischen Bitburg und Schneifel forsthaus. Die Werte 0,43 und 0,83, die sich für die Temperaturabnahme pro 100 m aus diesem Vergleich ergeben würden, sollen deshalb nur genannt sein, aber weiterhin keine Berücksichtigung erfahren.

Die Schwäbische Alb.

Zum Schluß wäre noch zu prüfen, ob nicht auch das Plateauland der Schwäbischen Alb mit seinem an sich reichen Beobachtungsmaterial eine gewisse Gesetzmäßigkeit in der jährlichen Schwankung der Temperaturabnahme erkennen läßt. Viel verspricht es wegen der geringen Höhenunterschiede nicht. Elsner (15) ließ es bei seiner Untersuchung ganz außer acht. Hann (26) dagegen ist mit der von ihm allgemein angewandten Kombination nach der Methode der kleinsten Quadrate auch an dieses Gebiet herangetreten und kam zu Ergebnissen, die zu dem Schluß führen könnten, daß diesem Gebiet ganz eigene Verhältnisse zukommen.

Für den Januar findet Hann, daß auf 100 m nur $0,26^{\circ}$ Abnahme treffen, für den Juli $0,53^{\circ}$.

Der Grund für diese niedrigen Werte ist in der Verwendung einer überwiegenden Anzahl von Fußstationen mit Tallage zu suchen. Nach Gradmann (21, Bd. 2, S. 300) dürfte, sofern man Stationen mit abnorm kalter Tallage ausschließt,

die Temperaturabnahme im Januar sogar besonders groß sein, (0,49°), im Juli dagegen ziemlich gering (0,59°). Danach scheinen die Verhältnisse also doch von der allgemeinen Norm abzuweichen.

Betrachtet man andere Kombinationen, wie Schopfloch-Hohenheim (Bl. X), so fällt das äußerst schwache Gefälle von 0,17° pro 100 m auf. Ebenso erreicht es im Juli nur 0,47°.

Auch die Gesetzmäßigkeiten, die bei den vorhergehenden Betrachtungen immer wieder hervortraten, sind hier an einer Stelle auffallend unterbrochen. Es fallen zwar im Januar Tübingen, Heidenheim, Sigmaringen und Böttingen (vgl. auch 21, Bd. 2, S. 300) als orographisch bedingte Kälteseen mit ihrer Temperatur unter die Linie Hohenheim-Schopfloch, aber warum beispielsweise Kirchheim u. T. im Winter zu warm erscheint, ist nicht einzusehen, liegt doch die Station Hohenheim auf der Filderebene viel freier.

Es scheint, daß man bei solch kleinen Höhenstufen, wie sie im Gebiet der Schwäbischen Alb und ihrem Vorland auftreten, tatsächlich keine Folgerungen für die Temperaturabnahme ziehen darf. Wenn man nur an die Frage nach der Abnahme der Wärmeschwankung denken wollte, dann müßte man das Ergebnis ja an sich als äußerst günstig bezeichnen.

Damit wären für die Temperaturabnahme mit der Höhe eigentlich nur einige wenige Werte als allgemein gültig zu erachten; sie seien noch einmal zusammengefaßt:

	Januar	Juli
Alpen	0,49	0,67
Erzgebirge	0,51	0,67
Thüringer Wald	0,46	0,68
Riesengebirge	0,48	0,70
Harz	0,40	0,67

Die Januarwerte sind größeren Schwankungen unterworfen als die Juliwerte, es liegt das aber nur an den beiden Extremwerten 0,51 und 0,40, die für das Erzgebirge bzw. den Harz Geltung haben sollen. Sollten diese Werte für den Einzelfall nicht stimmen, so würde doch im Mittel dieser Fehler verschwinden, da sich die Abweichung von dem durchschnittlichen Wert, der durch die drei übrigen Zahlen gegeben ist, als ein fast gleichmäßiger Ausschlag nach beiden Seiten hin darstellt.

Als Reduktionsfaktor für die Temperaturen ganz Deutschlands erweist sich wohl auch in diesem Falle das einfache Mittel aus den einzelnen Faktoren als der geeignetste Wert, sind doch auch die drei großen Landschaften Nord-, Mittel- und Süddeutschland durch die angeführten Gebirge vertreten. Dieser Mittelwert errechnet sich zu:

— 0,47 für den Januar, — 0,68 für den Juli,
die Abnahme der Jahresschwankung der Monatsmittel folglich zu: 0,21 ° pro 100 m.

Berechnet man die letztere Größe als Mittel aus den einzelnen Differenzen der Januar- und Juliwerte, so findet man eine gute Übereinstimmung mit dem zuerst gefundenen Wert. Der Übersicht halber seien auch die vorher schon aufgeführten Zahlenreihen noch einmal hinzugestellt (die Zahlen bedeuten die jeweilige Abnahme pro 100 m):

	Januar	Juli	Jahres- schwankung
Alpen	0,49	0,67	0,18
Erzgebirge	0,51	0,67	0,16
Thüringer Wald	0,46	0,68	0,22
Riesengebirge	0,48	0,70	0,22
Harz	0,40	0,67	0,27
Mittel	0,47	0,68	0,21

Differenz = 0,21.

Der Faktor, mit dem die Jahresschwankung auf das Meeresniveau zu reduzieren wäre (er sei der Kürze halber mit f bezeichnet), ergibt sich beide Male zu rund 0,21.

2. Bewertung des Ergebnisses.

Theoretisch betrachtet müßte dieser Faktor f , der das Resultat des ersten Teiles dieser Arbeit darstellt, eine brauchbare Grundlage für eine neue Darstellung der Kontinentalitätsverhältnisse Deutschlands ergeben.

A. Die Wahrscheinlichkeit des Zahlenwertes.

Was zuvörderst die Gültigkeit des Wertes 0,21 betrifft, so kann ihm ein gewisser Grad von Wahrscheinlichkeit nicht abgesprochen werden. Ein Vergleich mit den früher für richtig gefundenen und

angewandten Faktoren zeigt, daß der neue Faktor f um ein Beträchtliches kleiner ausgefallen ist, daß also von dem Prozentsatz der Kontinentalitätsabnahme, der auf die Wirkung orographischer Faktoren entfällt, ein beträchtlicher Teil jedenfalls in Abzug gebracht sein muß.

Bei Hann (51, S. 142) findet man Reduktionsfaktoren für den Januar und Juli angegeben (0,3 und 0,7), die eine Kontinentalitätsabnahme von $0,4^\circ$ pro 100 m bedeuten. Die Kremser'schen Werte (15, S. 136): $0,39^\circ$ pro 100 m für den Januar und $0,67^\circ$ pro 100 m für den Juli liegen um $0,28^\circ$ auseinander, und von Perlewitz sind diese Werte nachträglich nach 0,37 und 0,7 hin korrigiert. Die von Elsner aus den deutschen Gebirgen berechneten Mittelwerte schließen eine Differenz von $0,24^\circ$ ein. Am wenigsten weicht der Wert 0,21 von dem von Gradmann für Süddeutschland gefundenen Wert (0,23) ab. (21, Bd. 1, S. 44.)

Am nächsten liegt schließlich ein Vergleich mit den Ergebnissen der Ausgleichsrechnung, soweit man hier von einem Vergleich sprechen kann, da ja der erste Versuch keine genauen Zahlen lieferte. Immerhin kann man feststellen, daß das zweite Ergebnis jedenfalls nicht im Widerspruch steht zu dem ersten, der Faktor für den Juli fällt mit 0,68, wie zu erwarten war, in das an sich große Intervall 0,61—0,72, aber auch der Januarwert 0,47 bleibt innerhalb der doch hier viel enger gezogenen Grenzen 0,45 und 0,47.

Betrachtet man den Mittelwert aus den Zahlen der oberen und unteren Grenzen als den wahrscheinlichsten (es ist ja auch das Ergebnis der zweiten Untersuchung nur ein Mittelwert), dann würde sich auch nach der Methode der Ausgleichsrechnung ein Faktor $f = 0,21$ ($= 0,67 - 0,46$) ergeben haben.

Es liegt nun auf der Hand zu fragen, was diese Tatsache für die Möglichkeit der Anwendung des Faktors f , die nun noch zu besprechen sein wird, besagen könnte.

B. Die Möglichkeit der Anwendung des Faktors f .

Um sich klar zu werden, mit welcher Berechtigung man diesen Faktor f zur Reduktion der an den einzelnen Stationen beobachteten Jahresschwankungen verwenden darf, muß man

zurückgehen auf das Material, das den Ausgangspunkt der Untersuchungen bildete.

Für den direkten Vergleich wurden zumeist die Beobachtungen von Stationen benützt, deren Lage man kurzweg als exponiert bezeichnen kann, wenn man darunter die Lage auf dem höchsten Punkte sowohl wie am Abhang einer berg- oder hügelartigen Bodenerhebung verstehen will. Nur in einzelnen Fällen konnten Stationen in völlig ebenem Gelände als untere Vergleichsstationen funktionieren.

Zunächst ist also allein der Schluß gestattet, daß der gefundene Faktor f nur Geltung hat und Verwendung finden darf, wenn man eine Station in konvexem Gelände auf das Meeresniveau zu projizieren hat. Es ist jedoch nicht von vornherein anzunehmen, daß auch zwischen Plateaustationen verschiedener Höhenlage dasselbe Temperaturgefälle besteht, und erst recht nicht ist anzunehmen, daß auch bei konkaver Bodenform das Klima mit zunehmender Höhe in genau der gleichen Weise einen ozeanischen Charakter annimmt.

Da nun aber der Faktor f und die ihm zugrunde liegenden Werte für die Temperaturabnahme des Januar und Juli sich recht gut an die Resultate der Ausgleichsrechnung anschließen, wenn man auch nicht von einem Übereinstimmen reden kann, so liegt der Schluß nahe, daß man den Faktor f wohl auf alle frei gelegenen Stationen übertragen darf. Im übrigen wird der Grundsatz der gleichmäßigen Reduktion auch von Hann vertreten (24), wenn auch dort nicht die Rede ist von der Ausschaltung der reinen Höhenwirkung. Es mag sein, daß dieser Faktor f zur Reduktion der Jahresschwankung der Monatsmittel, die für Plateaus gelten, etwas zu hoch gegriffen ist, aber wesentlich kleiner dürfte der Wert, der den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen würde, nicht sein.

Was die Talstationen anbetrifft, so kann man wohl kaum mit Bestimmtheit sagen, ob hier auch die Reduktion mit demselben Faktor f berechtigt wäre, oder welchen man an seine Stelle zu setzen hätte. Wie sich diese Schwierigkeit letzten Endes von selbst behebt, wird die praktische Anwendung des Reduktionsfaktors zeigen.

3. Die Anwendung des ermittelten Höhenfaktors zur Ausschaltung des Einflusses der Meereshöhe innerhalb des Deutschen Reiches.

Die Elimination der Unterschiede der Meereshöhe hat üblicherweise durch Reduktion auf die Höhe des Meeresspiegels zu geschehen; es wurden deshalb die Werte A , womit die Größe der Jahresschwankung bezeichnet sei, bei allen Stationen, die die Tabelle des Hellmannschen Klimaatlas enthält (38), in gleicher Weise mit dem Faktor $f = 0,21$ reduziert. Die Talstationen, auf die der gefundene Faktor f eigentlich nicht anwendbar ist, erfahren bei der kartographischen Darstellung die notwendige Berücksichtigung insofern, als diese schon infolge der Ausschaltung der orographischen Einflüsse in Wegfall kommen müssen. Damit wäre die Schwierigkeit umgangen, die sich bei der Reduktion der Beobachtungen dieser Stationen uns in den Weg stellt. Nur soweit es sich um konkave Landformen größerer Ausdehnung handelt, ist diese Lösung nicht möglich.

Es kommt hier aber wieder ein günstiger Umstand herein. Die großen Tallandschaften, auf die es hier ankommt, zeichnen sich durch relativ niedrige Meereshöhe aus. Die Reduktion fällt also in vielen Fällen ganz wenig ins Gewicht. Beispiele dafür bieten die Stationen der Oberrheinebene, des Mainzer Beckens, der Wetterau, um nur einige herauszugreifen. Straßburg mit 145 m Meereshöhe erfährt eine Vergrößerung seiner Jahresschwankung um $0,31^\circ$, wenn $A = 19,0^\circ$ ist. Für Worms (103 m) wird $A = 19,7^\circ$ nach $A_0 = 19,92^\circ$ hin korrigiert. Neuwied weist eine noch kleinere Differenz zwischen dem beobachteten und dem berechneten Wert auf: $A = 17,2^\circ$ $A_0 = 17,3^\circ$. Da die Korrekturen keine großen Beträge darstellen, dürfte auch deren möglicher Fehler nur klein sein.

Daß mit der Ausschaltung dieser im Relief der Erdoberfläche gegebenen Faktoren der orographischen Verhältnisse und der Meereshöhe aber noch keine vergleichbaren Werte erreicht sind, die eine Darstellung des Einflusses der Meeresnähe und Meeresferne erlauben würden, geht aus der Tatsache hervor, daß Temperatur und Temperaturdifferenz vor allem durch die für die Intensität und Dauer der Einstrahlung so bedeutsame

geographische Breite eines Ortes bedingt sind. Es ist deshalb notwendig, auch die Unterschiede in der geographischen Breite, wie sie in dem zur Darstellung gewählten Klimagebiet auftreten, in ihrer Wirkung auf die Jahresschwankung zu erfassen und zu eliminieren.

III. Ausschaltung des Einflusses der geographischen Breite.

Die für das Meeresniveau berechneten Größen A_0 wurden in die Formel von Gorczynski (17) eingeführt, nach der die Ausschaltung des Einflusses der geographischen Breite am ersten erreicht werden dürfte. Gleichzeitig drückt sie den Einfluß der kontinentalen Lage in Prozenten reinen Landklimas aus.

$K = 1,7 \cdot \frac{A_0}{\sin \varphi} - 20,4$ stellt den tatsächlichen Prozentsatz reinen

Landklimas dar, da ja die Schwankung der Monatsmittel mit dem Sinus der geographischen Breite ($= \varphi$) proportional geht.

Schrepfer benützt zu seiner Darstellung die ältere, Zenkersche Formel $K = \frac{6}{5} \cdot \frac{100 \cdot A}{\varphi} - 20$ (49). Die Vereinfachung der Beziehung zwischen Jahresschwankung und geographischer Breite, die diese Gleichung enthält (denn sie ersetzt entgegen der theoretischen Erwägung $\sin \varphi$ durch φ), wird von Zenker begründet (57), doch dürfte die so vereinfachte Formel zwar für eine Darstellung von Isolinien auf großen Erdräumen genügen, nicht aber dürfte sie anzuwenden sein auf ein beliebig herausgegriffenes Gebiet kleineren Umfanges, wie z. B. das Deutsche Reich. Es ist unbedingt notwendig mit der Funktion $f(\sin \varphi)$ zu rechnen, um große Ungenauigkeiten zu vermeiden. In der Besprechung, die Schrepfers Arbeit in der Meteorolog. Zeitschrift (50, S. 236) fand, ist mit Nachdruck darauf hingewiesen und die Brauchbarkeit der Zenkerschen Gleichung vollständig abgelehnt worden. Mathematische Überlegungen lassen die Unzulänglichkeit der vereinfachten Formel Zenkers gerade für ein Gebiet der hier in Frage kommenden Breitengrade ohne weiteres erkennen, da ja der Sinus einer Größe viel allmählicher ansteigt als die Größe selbst.

Als die einzige Ausdrucksmöglichkeit für K aus den Werten der Jahresschwankung steht somit die Formel von Gorczyński zur Verfügung, auf die auch in der oben genannten Besprechung (50) verwiesen ist.

Die Werte, die die Zenkersche Gleichung einerseits und die neuere Formel von Gorczyński andererseits für K liefern, weichen so weit voneinander ab, daß ein Vergleich mit der Schrepferschen Karte fast ganz in Wegfall kommen muß. Es sei dies am Beispiel einer Station erläutert, die auch durch ihre Höhenlage eine Abänderung ihres Kontinentalitätsgrades erfährt, — wir wählen dazu das Beispiel Nürnbergs:

$$\begin{array}{lcl} \text{Nach Zenker, ohne} & \left. \begin{array}{l} \text{Reduktion} \\ \text{auf den} \end{array} \right\} & \left\{ \begin{array}{l} K = 27,6\% \\ K = 29,2\% \end{array} \right. \\ \text{" " mit} & & \\ \text{Nach Gorczyński, mit} & \left. \begin{array}{l} \\ \text{Meeresspiegel:} \end{array} \right\} & \left\{ \begin{array}{l} \\ K = 24,9\% \text{ —.} \end{array} \right. \end{array}$$

Die Gegenüberstellung zeigt, daß die Berücksichtigung der Höhenlage weniger stark ins Gewicht fällt als die Korrektur nach der Formel Gorczyńskis, die sich in entgegengesetzter Richtung auswirkt wie die Reduktion auf das Meeresniveau; beide Korrekturen heben sich also z. T. auf, was natürlich auch aus theoretischen Überlegungen hervorgeht: sowohl die Einsetzung von A_0 für A als auch die Einführung von $\sin \varphi$ an Stelle von φ muß die Werte von K in der Nordsüdrichtung abändern, da ja die Höhenlage im großen und ganzen von Norden nach Süden zunimmt, also die Abweichung des Wertes A_0 von A sozusagen als eine Funktion der Breitenlage angesehen werden kann. Bei Besprechung des Kartenbildes werde ich noch einmal auf diese Verhältnisse zurückkommen.

Die geographische Breite wurde den meteorologischen Jahrbüchern der betreffenden Länder entnommen. Die Werte für K wurden zunächst ebenso wie A_0 auf die erste Dezimale genau berechnet, für die Eintragung in die Karte wurde die zweite Dezimale auf- oder abgerundet.

Obwohl ein Vergleich der neuen Karte mit derjenigen Schrepfers wegen der Verwendung der abweichenden Formeln in der Hauptsache eigentlich nur die großen Abweichungen, die dadurch veranlaßt sind, zu beurteilen erlaubt, wurden doch für die Darstellung diejenigen Isolinien gewählt, die man auch in der Karte bei Schrepfer gezeichnet findet.

IV. Das Ergebnis der Darstellung.

Was nun das Ergebnis, die neue Karte selbst, anbetrifft, so wäre hierzu nur einiges Wesentliche zu sagen; in einzelnen Fällen ist auch zum Verständnis des Linienverlaufs eine kurze Erklärung nachzutragen.

1. Die großen Züge des neuen Kartenbildes.

A. Verlauf und Hauptrichtung der Isolinien.

Oberflächlich betrachtet scheint sich das neue Linienbild recht gut an dasjenige Schrepfers anzuschließen. Der auffallendste Unterschied liegt auch nicht in der Hauptrichtung der Isolinien, die wenig geändert erscheint, sondern in der Anordnung und Verteilung der einzelnen Klimabereiche innerhalb Deutschlands. Die einzelnen Zonen, die sich über einen Bereich von $x\%$ — $(x + 2,5\%)$ erstrecken, decken sich auch nicht annähernd mit den entsprechenden Zonen bei Schrepfer; es decken sich durch Zufall nur je zwei Zonen verschiedener Kontinentalität, so z. B. die bei Schrepfer rot angelegte Zone von $17,5\%$ — 20% mit der Fläche, die das nächstniedrigere Intervall (15% — $17,5\%$) einschließt. Diese versetzte Anordnung zieht sich durch das ganze Linienbild hindurch. Es fehlt deshalb in der SO-Ecke Süddeutschlands der sehr stark kontinentale Bereich von über 30% (violett bei Schrepfer); an seine Stelle treten um rund $2,5\%$ niedrigere Werte. Andererseits reicht der Nordwesten mit Prozentwerten reinen Landklimas $< 12,5\%$ in einen stark ozeanischen Bezirk hinein, der nach Schrepfer für das Deutsche Reich nicht mehr in Frage käme.

So stark die absoluten Beträge in den beiden Darstellungen differieren, so wenig hat sich die relative Verteilung der Größe K, d. h. die Hauptrichtung der Isolinien, durch die neuen Berechnungen geändert. Die Hauptrichtung ist noch immer die ungefähre NO-SW-Richtung. Nur wenig rücken die Linien, die sich von NO her wegen des oben angeführten seltsamen Zufalls leicht vergleichend verfolgen lassen (z. B. die 20% -Linie der neuen Karte bzw. die $22,5\%$ -Linie bei Schrepfer) nach SW zu auseinander, und zwar fallen die Linien (wenigstens im nördlichen Teil ist das zu beobachten) jetzt nicht mehr so stark nach SW ab wie bei Schrepfer, sie scheinen eine leichte

Drehung erfahren zu haben in dem Sinne, daß jetzt die O-W-Richtung etwas mehr angestrebt wird. Am deutlichsten zeigt dies die 20 %-Linie, die im NO der 22,5 %-Linie Schrepfers gleichläuft, dann aber sich mehr und mehr der 20 %-Linie Schrepfers nähert. Sicher würde diese Tendenz, die SW-NO-Richtung zugunsten der Westostrichtung etwas zu verlassen, viel deutlicher hervortreten, wenn nicht mit der Elimination der Höhenunterschiede auch gleichzeitig die geographische Breite durch die Benützung der Gorczyńskischen Formel eine Berücksichtigung in anderer Weise als bei Schrepfer erfahren hätte. Wie oben gesagt, heben die beiden Korrekturen einander weitgehend auf; die Einführung von $\sin \varphi$ anstatt φ hat zur Folge, daß den niedrigeren Breitengraden nunmehr ein kleinerer Prozentsatz an „Kontinentalität“ zugesprochen werden muß, während die „Kontinentalität“ des im allgemeinen höher gelegenen Südens (also ebenfalls der niedrigeren Breitengrade) durch die Elimination der Meereshöhe eine Verschiebung nach der positiven Seite hin erfährt. Das ganze Kartenbild ist nur unter Berücksichtigung dieses Gesichtspunktes mit der Schrepferschen Karte zu vergleichen; praktisch ist deshalb ein Vergleich, der etwas Genaueres aussagen könnte über die Einflüsse der Höhenlage, die in Schrepfers Karte noch zum Ausdruck kommen, überhaupt nicht möglich.

B. Der Gradient der Isolinien.

Eine zweite Wesenseigenschaft bei der Darstellung einer sich ändernden Größe ist die Änderungsgeschwindigkeit, hier im Raum der Gradient.

Wäre allein die Reduktion auf den Meeresspiegel auszuführen gewesen, so müßte der Gradient im großen und ganzen stärker geworden sein, da die höher gelegenen Gebiete Mittel- und Süddeutschlands eine raschere Zunahme des Prozentwertes veranlaßt hätten. Da aber die Einführung der Sinusfunktion einen viel stärkeren Ausschlag nach der entgegengesetzten Seite zur Folge hat (vornehmlich in den südlicheren Teilen), ist der Süden trotz seiner Höhenlage in ähnlicher Weise wie die nördlichen Gebiete in Zonen gemäßigteren Klimas hineingerückt, der Gradient ist im großen gesehen derselbe geblieben. Die Zahl der Zonen (8) ist dieselbe wie bei Schrepfer.

Man muß natürlich von den kleineren Klimagebieten, die in die Schrepfersche Karte eingestreut sind, absehen können, um nicht eine Verminderung des Gradienten im neuen Bild feststellen zu müssen. Diese kleinen Sondergebiete sind es auch, die den auffälligen Unterschied zwischen den beiden Darstellungen der Kontinentalitätsverhältnisse (mit und ohne Reduktion auf den Meeresspiegel) ausmachen; da hinsichtlich dieser Einzelheiten ein Vergleich der beiden Linienbilder noch am ehesten möglich ist, soll auf sie noch kurz eingegangen werden.

2. Die Einzelheiten im neuen Kartenbild.

Es ist klar, daß die neue Karte größere Einfachheit und Übersichtlichkeit gegenüber derjenigen Schrepfers aufweisen muß, da ja der Einfluß der in Deutschland stark variierenden Meereshöhe ausgeschaltet sein soll. Dementsprechend werden auch nicht mehr die Bodenerhebungen und Senken sich als solche widerspiegeln, sondern in der Hauptsache nur noch die diesen eigenen Formen und die durch die Höhenunterschiede bedingte Exposition der einzelnen Gebiete gegenüber den vorherrschenden Winden.

Von einer räumlichen Vorstellung dieser Dinge sieht man am besten ab, da man sich ja schwerlich diesen doch noch bestehenden Gegensatz zwischen Tälern und Sätteln vorstellen kann, wenn gleichzeitig die ganze Oberfläche auf das gleiche Niveau projiziert gedacht werden muß.

Man muß sich eben mit der Tatsache begnügen, daß solch komplizierte Zusammenhänge, wie sie zwischen Klima und Oberflächenform einerseits, zwischen Klima und Exposition andererseits bestehen, wohl kaum zahlenmäßig erfaßt werden können; deshalb wird auch ihre Auswirkung in jeder Darstellung zum Ausdruck kommen, und sie soll es ja auch, solange man sich noch das Darstellen der dinglichen Erscheinungen in ihrer tatsächlichen räumlichen Verbreitung, soweit es nicht auf Kosten der Klarheit und der Übersichtlichkeit geht, zur Aufgabe macht.

A. Die Formen des Oberflächenreliefs in ihrem Einfluß auf den Verlauf der Isolinien.

Während bei Schrepfer die großen Aufragungen als kleine klimatische Sondergebiete aus dem Rahmen des Ganzen

herausfallen, werden bei der neuen Darstellung nur die einzelnen Linien in ihrem Verlauf mehr oder minder gestört. Gebiete mit überwiegend konvexer Bodenform wie Gebirge mit Gipfel- und Kammformen, stark gewellte Hügelländer erscheinen als Vorsprünge in die nächstkontinentalere Zone. Vogesen und Odenwald drücken die Linie von 22,5 % ziemlich weit nach Süden herab. Die Linie 22,5 % schlägt mit einem scharfen Knick aus der normalen SW-NO-Richtung in die NW-SO-Richtung um, da, wo der Thüringer Wald mit seinem herzynischen Streichen sie dazu zwingt. Sobald sich der Rennsteig langsam in die Hochfläche des Frankenwaldes verliert, muß auch diese Grenze wieder in die allgemeine Richtung einbiegen, um im Erzgebirge wieder nach SO zurückzuweichen. Auch die Sudeten verursachen ein Zurückgreifen der Isolinien; hier erreicht der Anteil des reinen Landklimas keine 25 %, und stellenweise, auf den wasserscheidenden Kämmen der Westsudeten, springt die Zone 20—22,5 % herüber.

Als besonders ozeanisch fällt das Brockenmassiv auf und im Süden der Zug der Alpen, die selbstverständlich durch ihren Reichtum an schroffen, überkonvexen Formen in dieser Hinsicht begünstigt sind.

Im Gegensatz dazu müssen die großen Senken natürlich als Vorsprünge der kontinentalen Zone auftreten, so die Baar, die Oberrheinebene in ihrem nördlichen Teil.

B. Die Exposition in ihrem Einfluß auf den Verlauf der Isolinien.

Ähnlich wie die Formen des Oberflächenreliefs kommt natürlich auch die Exposition gegenüber den Winden in der Karte zur Geltung; beide, Form und Exposition, sind in vielen Fällen in ihrer Wirkung überhaupt nicht zu trennen (Wasgenwald, Schwarzwald, Harz).

Vor allem soll an dieser Stelle eine besonders auffällige Erscheinung des Linienverlaufs erklärt werden, da sie sonst zu unwahrscheinlich wirken könnte, nämlich die absonderliche Verbreiterung der Zone 20—22,5 % im weiteren Vorland des Erzbirges.

Ohne Zweifel ist dies eine Folge der Exposition. Perlewitz (48, S. 137) betont den allgemeinen Gegensatz zwischen westlicher und östlicher Exposition, der den nordsüdlich oder nord-

ost-südwestlich streichenden Gebirgen die Bedeutung von Klimascheiden gibt. Da in Mitteleuropa die Kontinentalität nach Südosten hin zunimmt, so müssen die Orte, die östlich des Gebirges liegen und den Ostwinden preisgegeben sind, kalte Winter und heiße Sommer aufweisen, während die andere Seite mit westlicher Exposition hinsichtlich der Jahresschwankung begünstigt sein muß.

Hier muß jedoch auf einen Zufall hingewiesen werden, durch den sich gerade an dieser Stelle ein gewisser Nachteil der Darstellung recht unliebsam bemerkbar macht. In der Tat sähe das Bild ganz anders aus, wenn man die Isolinien im Abstände von 1 % beispielsweise gewählt hätte. Torgau, Dahme, auch Jena usw. zeigen sämtlich einen größeren Prozentsatz kontinentalen Klimas als beispielsweise Chemnitz und Freiberg, es sind nach NW vorgeschobene Posten kontinentaleren Charakters, sie kommen aber in der Zeichnung nicht mehr zum Ausdruck. Das ganze Gebiet ist also nicht so ozeanisch, als es auf der Karte erscheinen könnte; bei Schrepfer verläuft sogar die 22,5 %-Linie vom Nordrande des Thüringer Waldes ab ziemlich ungestört im großen und ganzen nach NO weiter. Weder diese noch jene Darstellung gibt die Verhältnisse, wie sie wirklich sind, wieder (da ja bei Schrepfer die Meereshöhe nicht berücksichtigt ist). Jedenfalls darf das starke Zurückspringen der 22,5 %-Linie in der neuen Karte keine Veranlassung zu falschen Schlüssen geben.

Daß aber ein Einfluß der Exposition vorhanden ist, der sich nicht nur auf das südwest-nordöstlich streichende Gebirge selbst, sondern auch auf das nach NW hin offene Vorland erstreckt, erhellt schon aus der Karte Schrepfers, in der sich ein Vorstoß geringeren Kontinentalitätsgrades aus dem nord-östlichen Teil des Erzgebirges deutlich erkennen läßt. Im übrigen sei auf Aßmann (4) und Perlewitz (48, S. 138) verwiesen. Nach ihnen sollen sich die nördlichen Vorländer der Gebirge durch besonders milde Winter auszeichnen, und es soll das die Folge einer diesen Gebieten eigenen Luftdruckverteilung sein.

Perlewitz geht bei der Erklärung dieser Verhältnisse von der winterlichen Abkühlung in den Bergen aus: „Über diesen befindet sich bekanntlich stets eine geringere Luftschicht als über der Ebene, und da nun die Gebirge auch eine größere

Fläche zur Ausstrahlung besitzen, so werden sie sich schneller und stärker abkühlen als die Ebene. Die Folge hiervon müßte sein, daß über den Bodenerhebungen die Luft schwerer wird und also Anlaß zu einem sekundären Luftdruckmaximum daselbst gibt, während ringsum in der Ebene verhältnismäßig geringerer Luftdruck herrschen müßte. Dies gilt nun bei uns besonders von den Gebirgen und ihren nördlichen Ebenen.“

Auch Aßmann spricht von solchen kleineren Gebieten niedrigen Luftdrucks im Norden der Gebirge.

Da das Luftdruckgefälle zwischen Gebirge und Vorland eine antizyklonale Luftbewegung im Gebirge hervorrufen muß, so müssen auf der Nordseite des Gebirges natürlich sekundäre westliche Wind entstehen, die immer erwärmend wirken, sei es nun, daß sie die kalten Ostwinde in ihrer Wirkung abschwächen, oder daß sie zusammen mit den nicht lokal verursachten Westwinden auf eine relativ hohe Erwärmung des Gebietes hinarbeiten.

Für wahrscheinlich erachtet Perlewitz auch eine Art Föhnwirkung; von Aßmann wurde sogar nördlich des Harzes eine solche beobachtet.

Damit dürfte die geringe Jahresschwankung, die auch Perlewitz für das nähere Vorland des Erzgebirges fand, als eine natürlich bedingte Erscheinung ihren Ausdruck im Linienbild zu Recht erhalten haben.

Bemerkt sei noch, daß bei der Einzeichnung der Einzelheiten im allgemeinen nicht so weit gegangen wurde wie bei Schrepfer; so wurden die kleinen, schmalen Gebiete höherer Kontinentalität, die sich den Gebirgstälern entlang in die nächstfolgende Zone hineinziehen, nicht angedeutet. Um dafür auf das Beispiel der Alpen hinzuweisen, wurde das Loisachtal ebenso wenig angedeutet wie das Inntal, das doch sicher ebenso kontinental erscheinen würde, wenn nur eine Station vorhanden wäre; erst recht wurden wegen allzu lokalen Charakters die Angaben von Oberstdorf und Reichenhall außer acht gelassen.

Schließlich wäre noch zu sagen, daß für das östliche Süddeutschland der Mangel an Stationen die Verhältnisse nicht klären ließ. Wohl ist möglich, daß das bayerisch-böhmische Grenzgebirge in Wirklichkeit noch ozeanischer wiederzugeben wäre, aber ein sicherer Beweis war nicht zu erbringen.

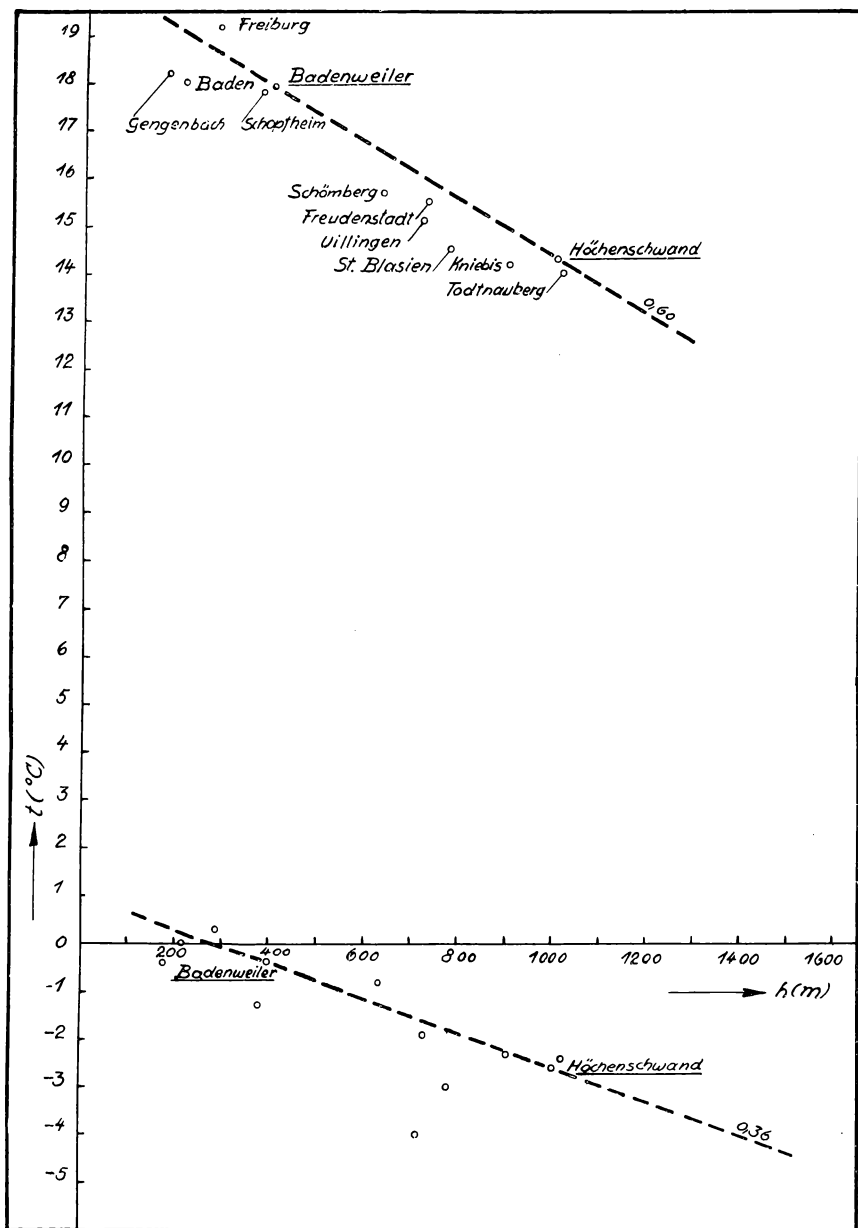
Das Wesentliche des ganzen Ergebnisses liegt auch nicht in der Art und Weise, wie die Einzelheiten des Bodenreliefs sich in dem neuen Kartenbild äußern, sondern in der Auffassung, die die neue Darstellung von der Beeinflussung Deutschlands durch die Meeresräume auf Grund seiner besonderen Lage innerhalb des europäischen Kontinents geben soll. Es hat sich gezeigt, daß auch nach Ausschaltung des modifizierenden Faktors der Meereshöhe und bei Berücksichtigung der geographischen Breite unter Benützung der Gorczyński'schen Formel die kontinentale Komponente sich im großen und ganzen noch in derselben Richtung und in demselben Maße ändert, wie Schrepfers Karte zeigt, daß aber die absoluten Werte im Durchschnitt niedriger anzusetzen sind.

Karten- und Schriftennachweis.

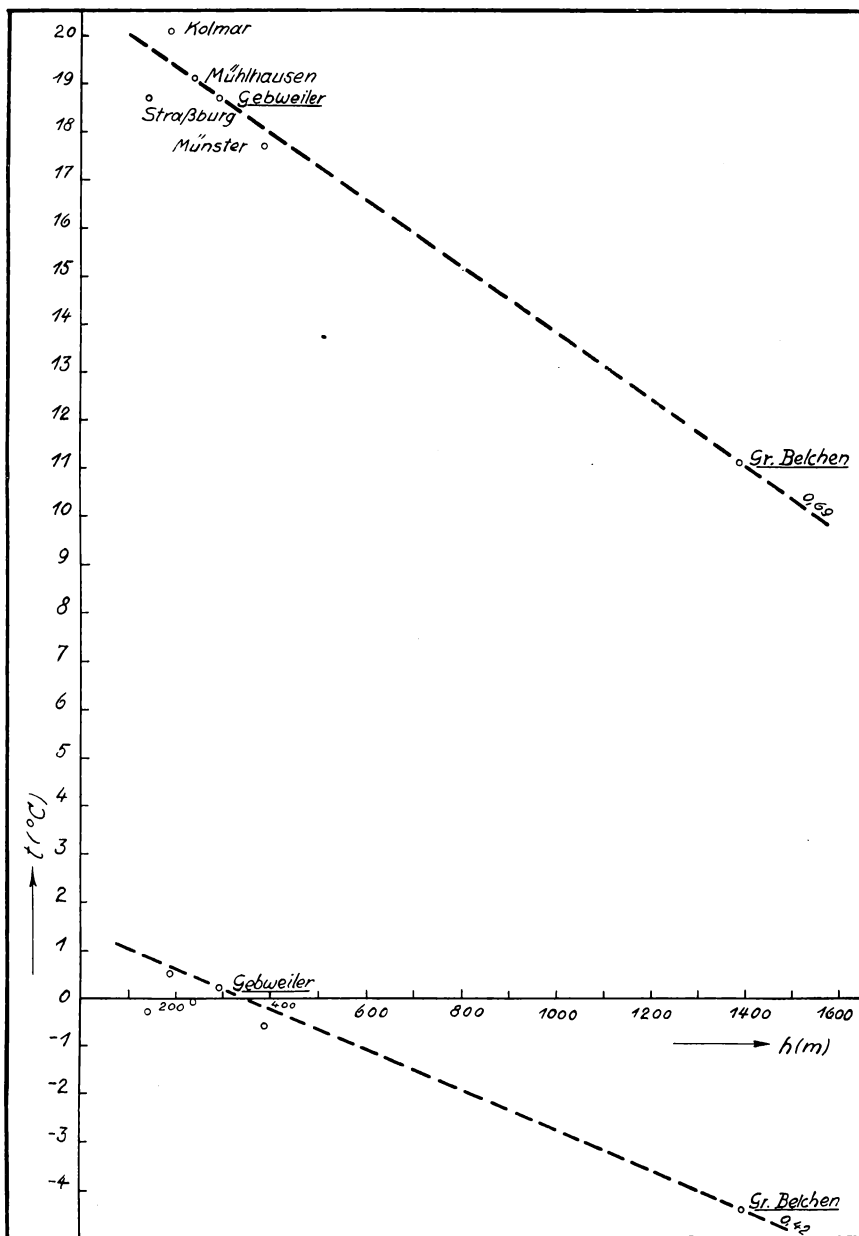
1. Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000.
2. Topographische Übersichtskarte des Deutschen Reiches 1 : 200 000.
3. Vogels Karte des Deutschen Reiches 1 : 500 000.
4. Abmann, R.: Der Einfluß der Gebirge auf das Klima von Mitteldeutschland. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. Bd. I. 1886.
5. Behrmann, W.: Oberflächengestaltung des Harzes. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. Bd. 20, S. 150. 1913.
6. v. Bezold, W.: Das Klima von Oberbayern. „Die Landwirtschaft im Regierungsbezirk Oberbayern.“ Jahrgang 1885, S. 25.
7. Börnstein, R.: Leitfaden der Wetterkunde. Braunschweig 1913.
8. Deutsches meteorologisches Jahrbuch. Baden. 1892—1910.
9. „ „ „ . Bayern. 1879, 1881, 1884/85, 1893—1910.
10. Deutsches meteorologisches Jahrbuch. Elsaß-Lothringen. 1892—1910.
11. „ „ „ . Hessen. 1901—1908.
12. „ „ „ . Preußen und übrige norddeutsche Staaten. Ergebnisse der Beobachtungen an den Stationen II. und III. Ordnung. 1886—1910, 1925.
13. Deutsches meteorologisches Jahrbuch. Sachsen. 1885.
14. „ „ „ . Württemberg. 1893, 1894/95, 1897, 1906.
15. v. Elsner, G.: Die Temperaturabnahme mit der Höhe in den deutschen Gebirgen. Bericht über die Tätigkeit des Preuß. meteorol. Instituts in den Jahren 1917, 18, 19. Nr. 305, S. 132.
16. Frankland, E.: Eigentümlichkeiten des Winterklimas alpiner Hochtäler. Zeitschrift der Österreich. Ges. für Meteorologie. Bd. IX, S. 305. 1874.

17. Gorczynski, W.: Nouvelles isothermes de la Pologne, de l'Europe et du globe terrestre. Warschau 1918.
18. Gorczynski, W.: Dasselbe. Besprechung in Meteorolog. Zeitschrift 1920, S. 364.
19. Gradmann, R.: Das Pflanzenleben der Schwäbischen Alb. 1900.
20. Gradmann, R.: Siedlungsgeographie des Königreichs Württemberg. Stuttgart 1914.
21. Gradmann, R.: Süddeutschland. 1931.
22. Günther, S.: Lehrbuch der Physikalischen Geographie.
23. Hann, J.: Beiträge zur Kenntnis des jährlichen und täglichen Ganges der Temperaturabnahme mit der Höhe im Gebirge. Zeitschr. für Meteorologie, Bd. 51, S. 492. 1916.
24. Hann, J.: Die Isothermen. Berghaus, physikalischer Atlas.
25. Hann, J.: Die Temperaturverhältnisse der österreichischen Alpenländer. I., II., III. Teil. Sitzungsberichte der Kaiserl. Akademie zu Wien. Math.-naturw. Klasse. Bd. 90, S. 585. Jahrg. 1884; Bd. 91, S. 403. Jahrg. 1885; Bd. 92, S. 33. Jahrg. 1885.
26. Hann, J.: Die Wärmeabnahme mit der Höhe an der Erdoberfläche und ihre jährliche Periode. Sitzungsberichte der Kaiserl. Akademie zu Wien. Math.-naturw. Klasse. Bd. 61, S. 65. Jahrg. 1870.
27. Hann, J.: Die Wärmeabnahme mit der Höhe an der Erdoberfläche und ihre jährliche Periode. Zeitschr. der österreich. Ges. für Meteorologie, Bd. VI, S. 316. 1871.
28. Hann, J.: Einige Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf dem Mt. Washington und Pikes Peak. Zeitschr. der österreich. Ges. für Meteorologie, Bd. 11, S. 84. 1876.
29. Hann, J.: Klima des Ben Nevis. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 27, S. 455. 1892.
30. Hann, J.: Handbuch der Klimatologie. 3. Auflage. I. Stuttgart 1908.
31. Hann, J.: Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1901.
32. Hann, J.: Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf dem Gipfel von Pikes Peak (Colorado), 4308 m, nach Beobachtungen von Nov. 1874 bis inkl. Juni 1888. Meteorologische Zeitschr., Bd. 26, S. 201. 1891.
33. Hann, J.: Wärmezunahme mit der Höhe in den Wintermonaten. Zeitschr. f. Meteorologie, Bd. 5, S. 513. 1870.
34. Hann, J.: Über die Entstehung eines Kältezentrums im Winter. Zeitschr. der österreich. Ges. für Meteorologie, Bd. 10, S. 201. 1875.
35. Hann, J.: Über die Temperatur des Obirgipfels (2140 m) und des Sonnblickgipfels (3106 m). Sitzungsberichte der Kaiserl. Akademie zu Wien. Math.-naturw. Klasse, 107. 1898.
36. Hann, J.: Zum Klima der großen zentralen Ebene von Argentinien. Potro Muerto. Meteorologische Zeitschr., Bd. 33, S. 478. 1898.
37. Hedin, Sven: Forschungen über die physische Geographie des Hochlandes von Pamir im Frühjahr 1894. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Bd. XXIX, S. 289. Leipzig 1894.
38. Hellmann, G.: Klimaatlas von Deutschland. Berlin 1921.

39. Hellmann, G.: Über den jährlichen Gang der Temperatur in Norddeutschland. Zeitschr. der österreich. Ges. für Meteorologie, Bd. XIX, S. 384. 1884.
 40. Hergesell: Die meteorologischen und klimatischen Verhältnisse Elsaß-Lothringens. „Das Reichsland Elsaß-Lothringen“, I. Teil, S. 18. Straßburg 1898—1901.
 41. Hirsch: Die Temperaturabnahme mit der Höhe in der Schweiz. Schweizerische meteorologische Beobachtungen, Jahrg. 1869 (6), S. VII.
 42. Hoppe, H.: Das Klima des Erzgebirges. Meteorologische Zeitschr., Bd. 25, S. (2). 1890.
 43. Kerner, A.: Die Entstehung relativ hoher Lufttemperatur in der mittleren Höhe der Talbecken der Alpen im Spätherbst und Winter. Zeitschr. der österreich. Ges. für Meteorologie. Bd. 11, S. 1. 1876.
 44. Knörzer, A.: Über die Temperaturverhältnisse der oberrheinischen Tiefebene. Geographische Zeitschr., 14. Jahrg., S. 372. 1908.
 45. Lang, C.: Ein Beitrag zur Klimatologie der schwäbisch-bayerischen Hochebene. Zeitschr. der österreich. Ges. für Meteorologie, Bd. XVIII, S. 150. 1883.
 46. Marx, R.: Die klimatischen Verhältnisse der Schwäbischen Alb. Württemb. Jahrb. 1919/20.
 47. Maurer, J.: Die Wärmeabnahme mit der Höhe in den Schweizer Alpen. Meteorologische Zeitschr., Bd. 43, S. 241. 1908.
 48. Perlewitz, P.: Versuch einer Darstellung der Isothermen des Deutschen Reiches für das Jahr, Januar und Juli. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. 14, Heft 2. 1902.
 49. Schrepfer, H.: Die Kontinentalität des deutschen Klimas. Petermanns Mitteilungen, Bd. 71. 1925.
 50. Schrepfer, H.: Die Kontinentalität des deutschen Klimas. Besprechung in d. Meteorolog. Zeitschr. 1926/27.
 51. Sommer, E.: Die wirkliche Temperaturverteilung in Mitteleuropa. Forschungen z. deutschen Landes- u. Volkskunde, Bd. 18, Heft 2. 1906.
 52. Spitaler, R.: Das Klima des Eiszeitalters. Prag 1922. Besprechung in d. Meteorolog. Zeitschr., S. 62. 1922.
 53. Spitaler, R.: Klimatische Kontinentalität und Ozeanität. Petermanns Mitteilungen, Bd. 68, S. 113. 1922.
 54. Supan, A.: Grundzüge der physischen Erdkunde. Leipzig 1911.
 55. Ulsamer, G.: Das Markgräfler Hügelland. Wissensch. Veröffentlichungen der geographischen Fachschaft der Universität Freiburg im Breisgau, Heft 1. 1929.
 56. Weilenmann: Über die Wärmeverteilung in der Schweiz. Schweizerische meteorologische Beobachtungen, Jahrg. 1871 (8), S. XXIX.
 57. Zenker, W.: Der thermische Aufbau der Klimate aus den Wärmewirkungen der Sonnenstrahlung und des Erdinnern. Nova acta, Bd. 67. Halle 1895.
-

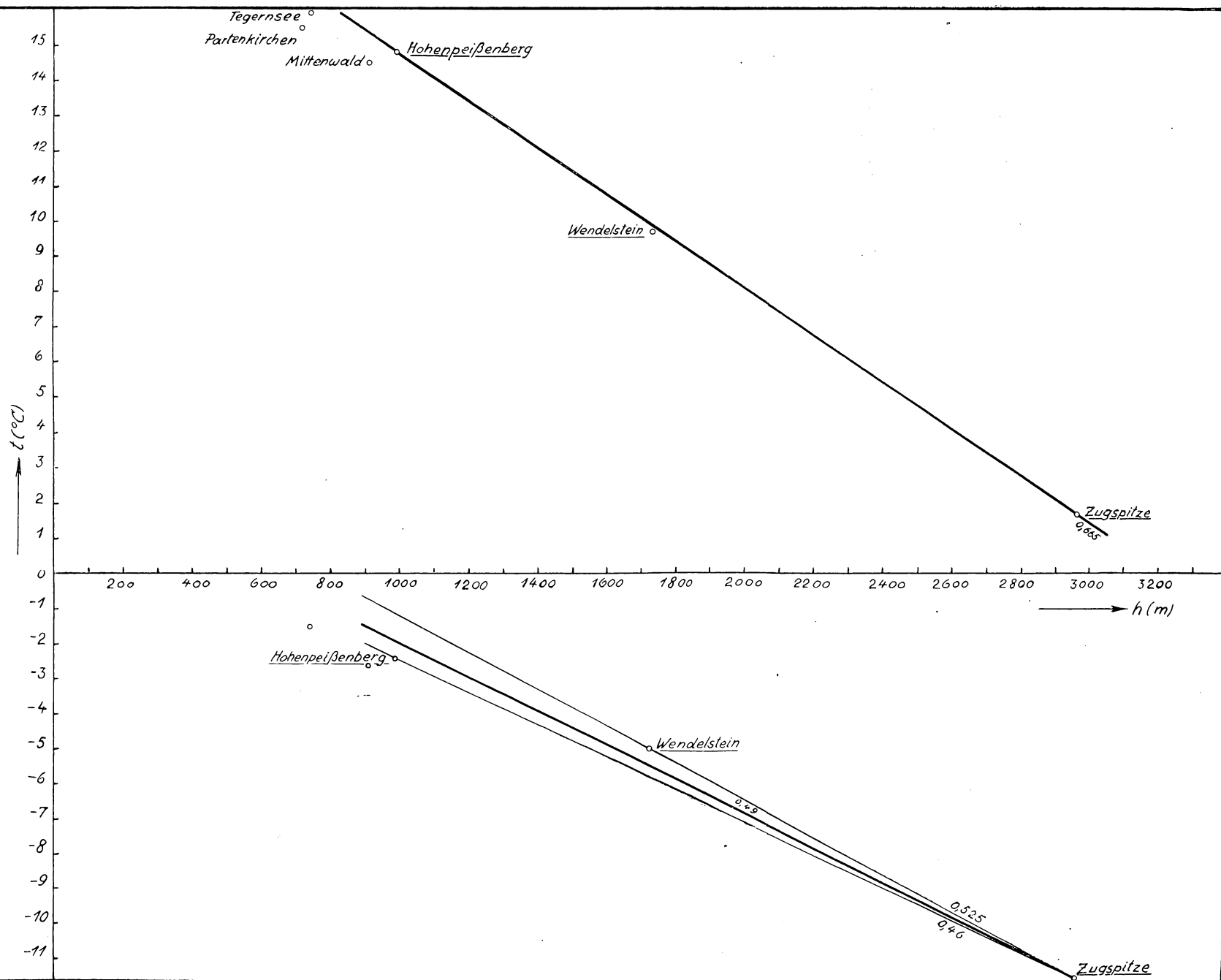


Die Wärmeabnahme im Schwarzwald.

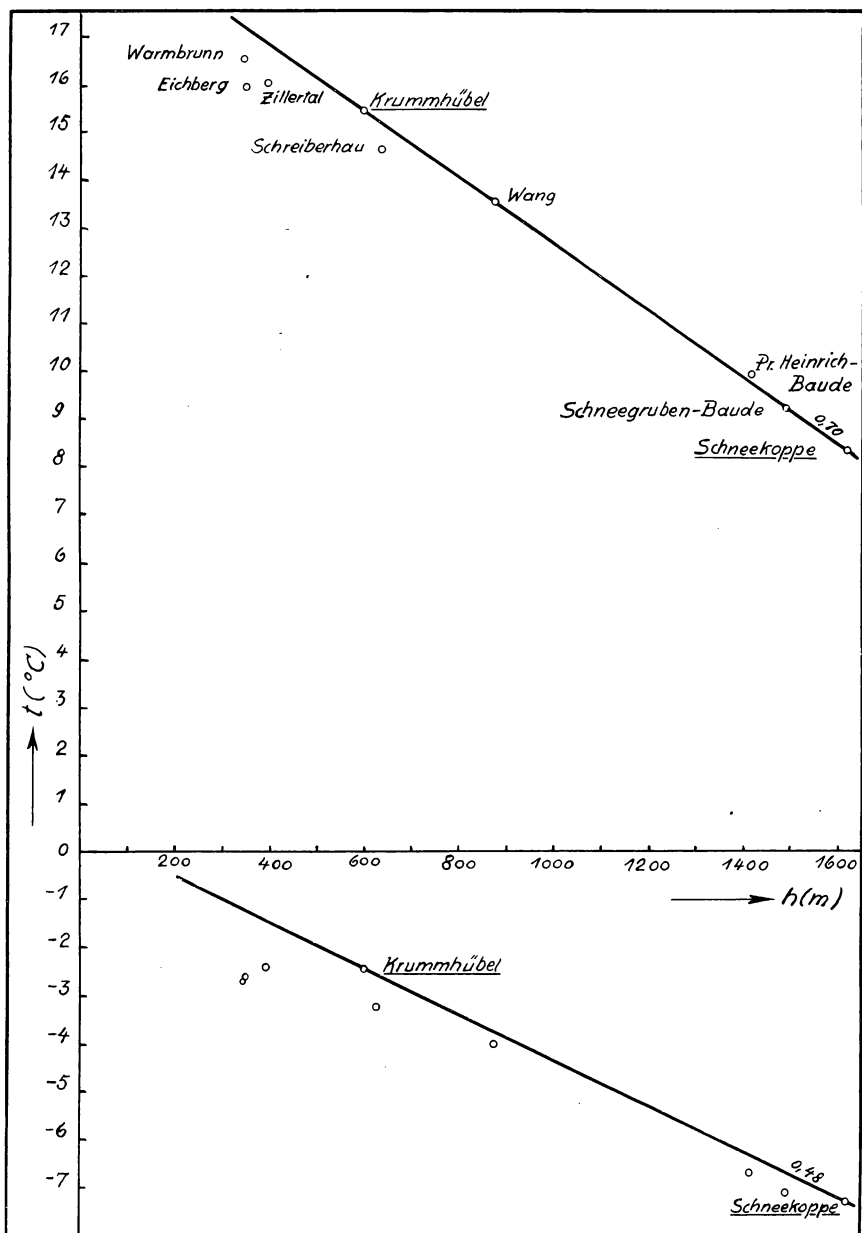


Die Wärmeabnahme im Wasgenwald.



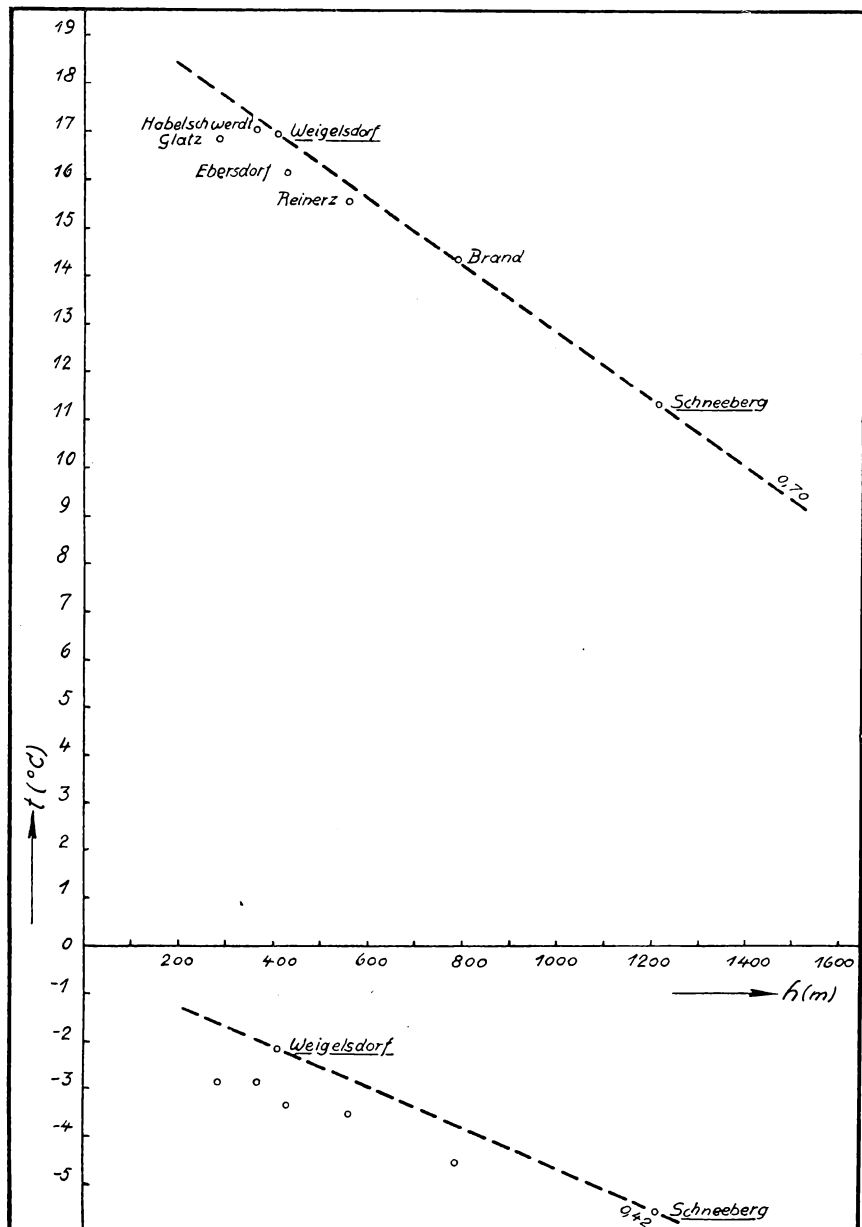


Die Wärmeabnahme in den Alpen.

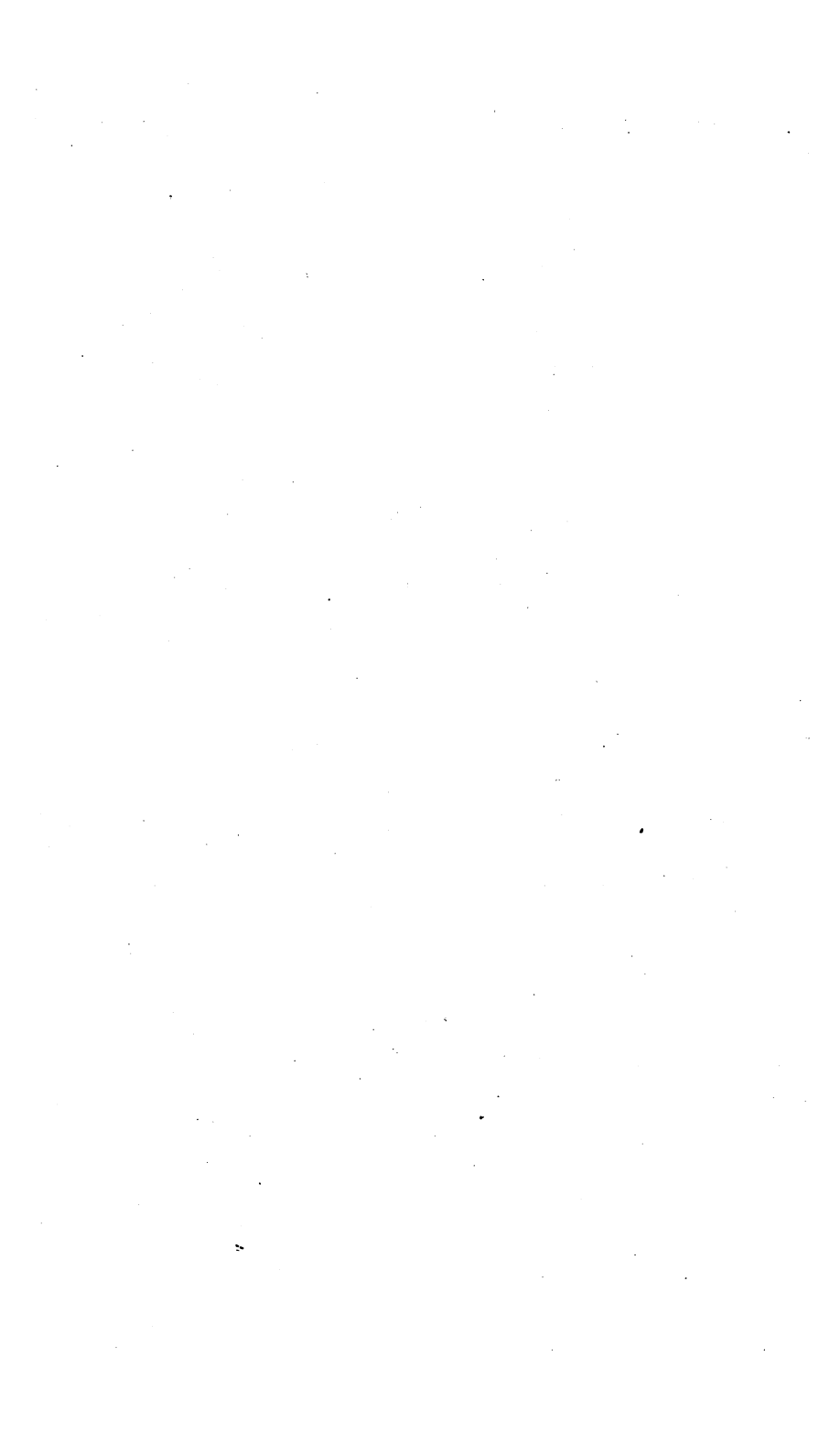


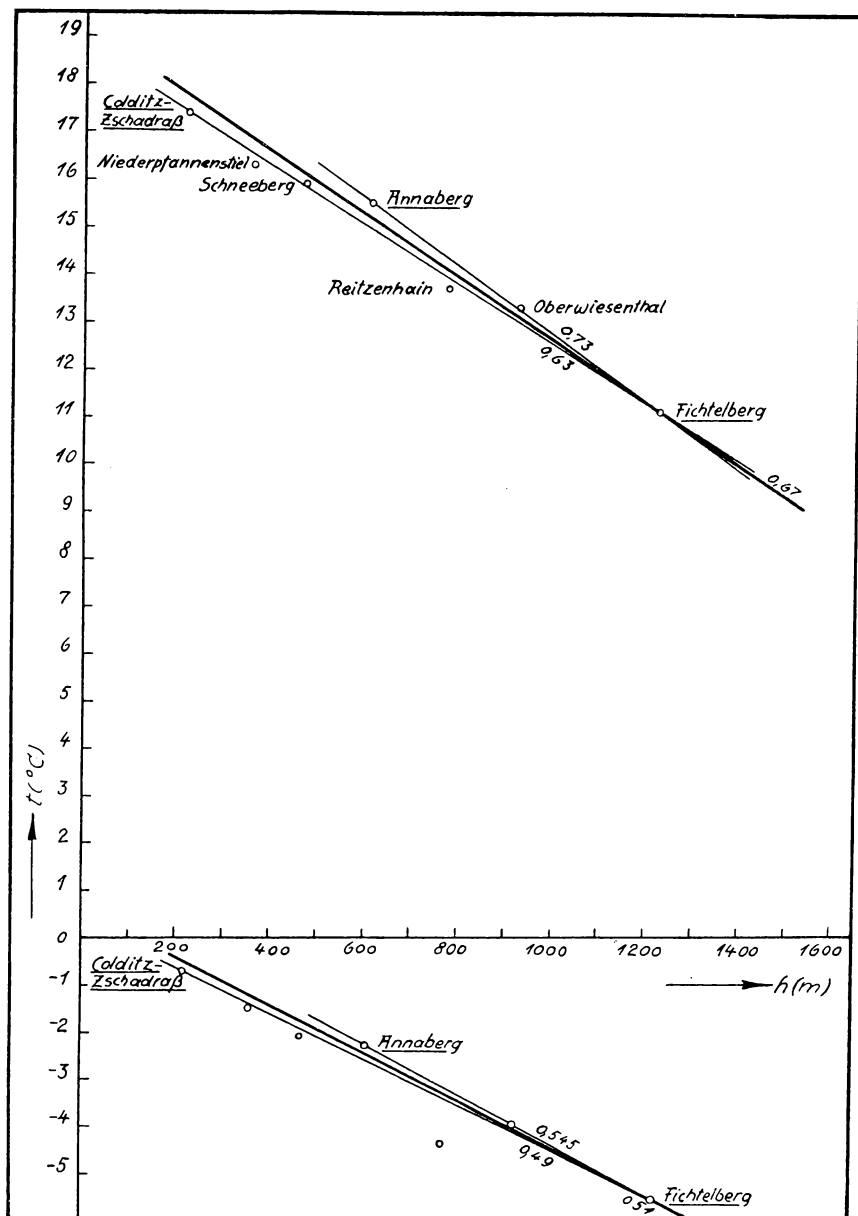
Die Wärmeabnahme im Riesengebirge.



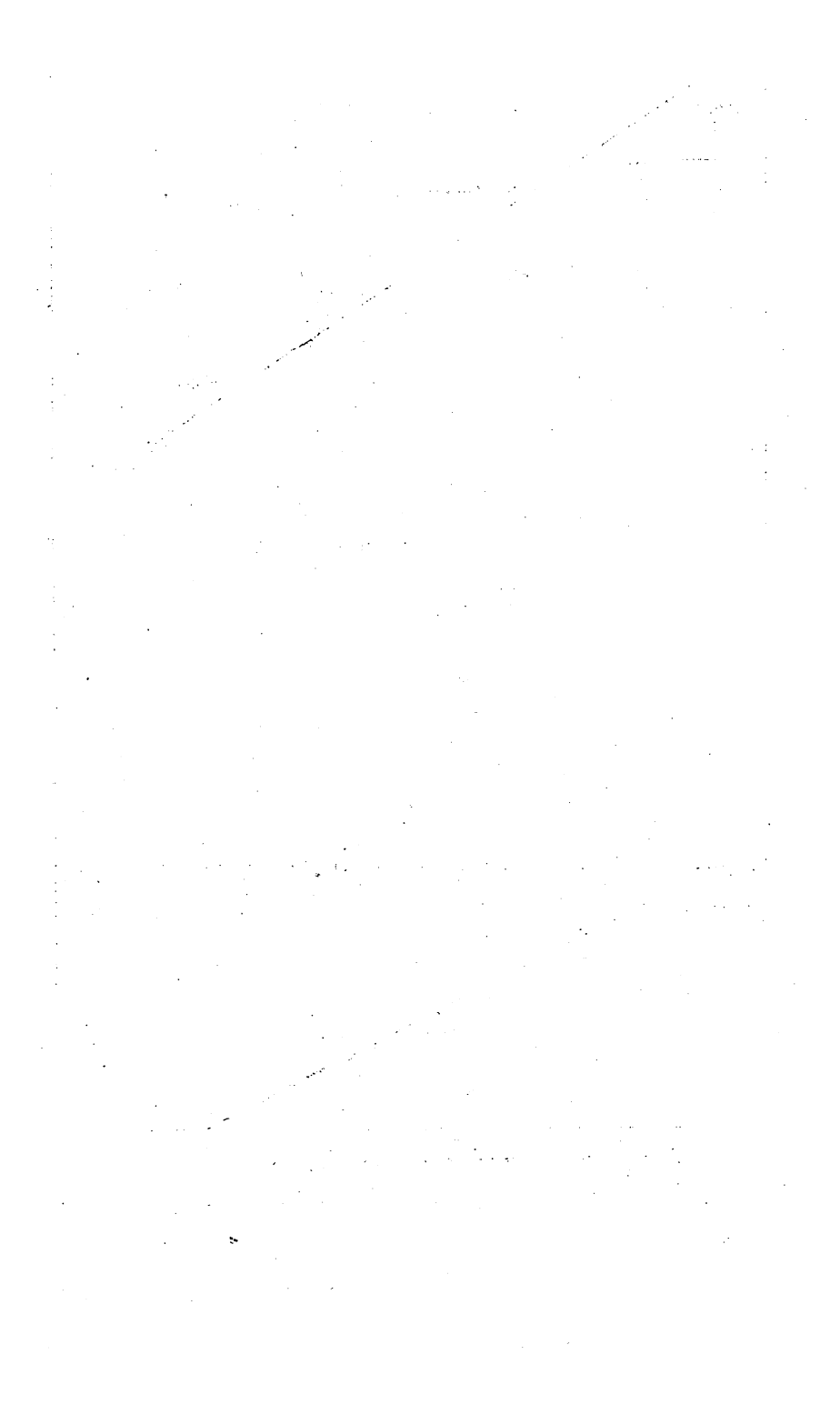


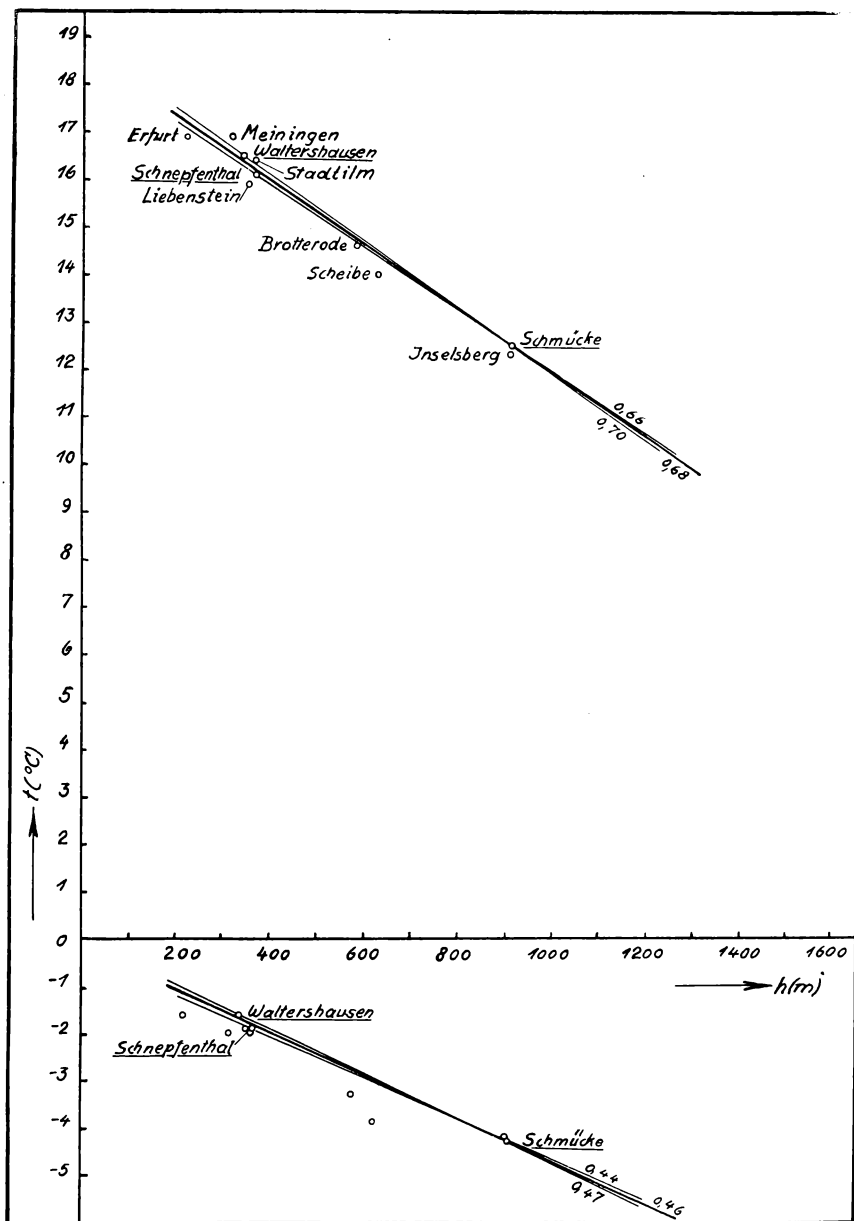
Die Wärmeabnahme im Glatzer Bergland.





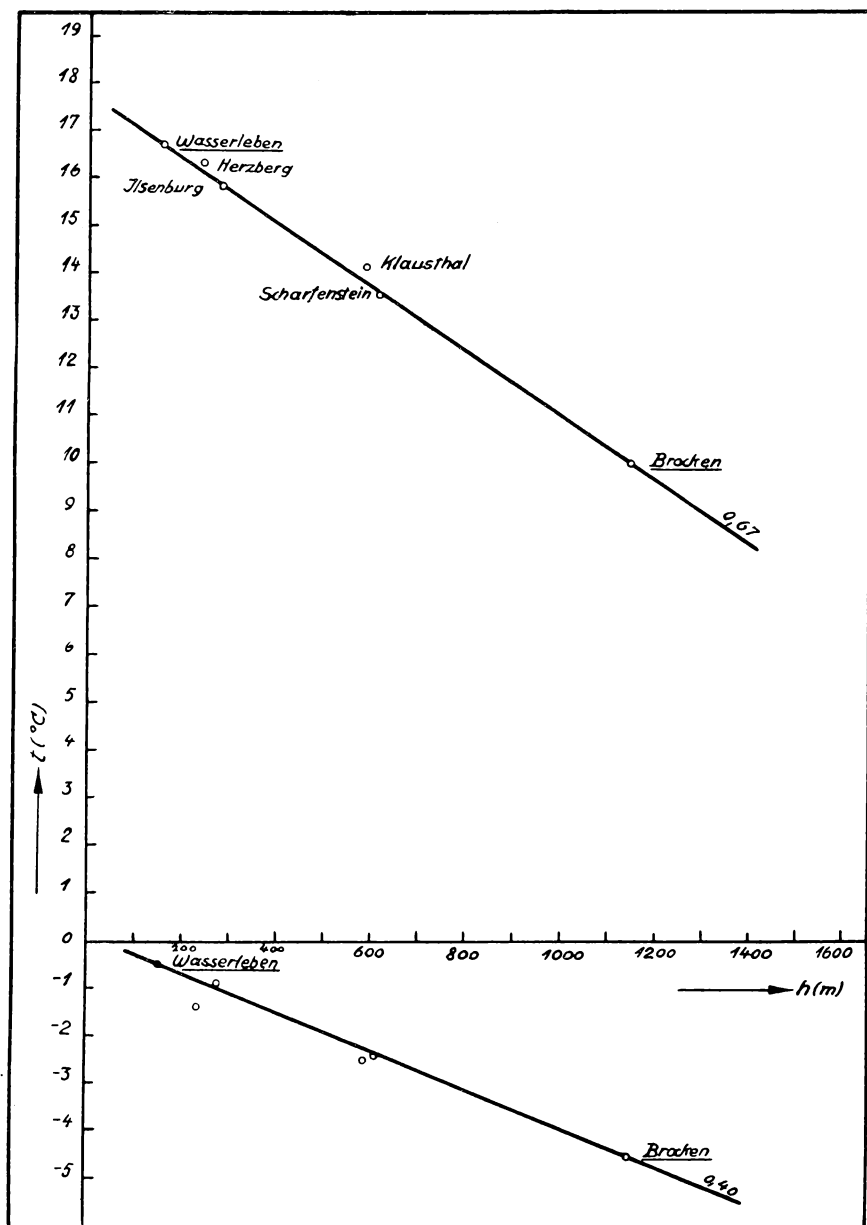
Die Wärmeabnahme im Erzgebirge.





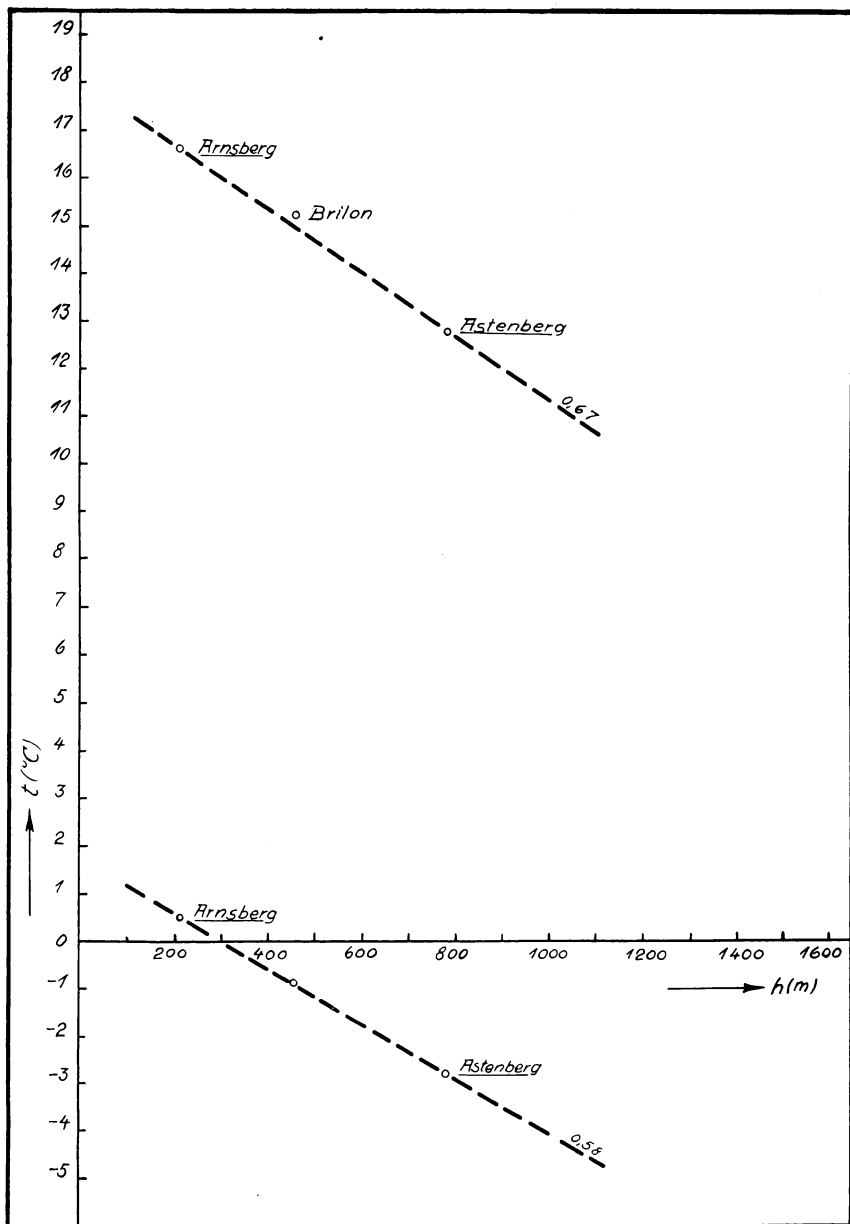
Die Wärmeabnahme im Thüringer Wald.



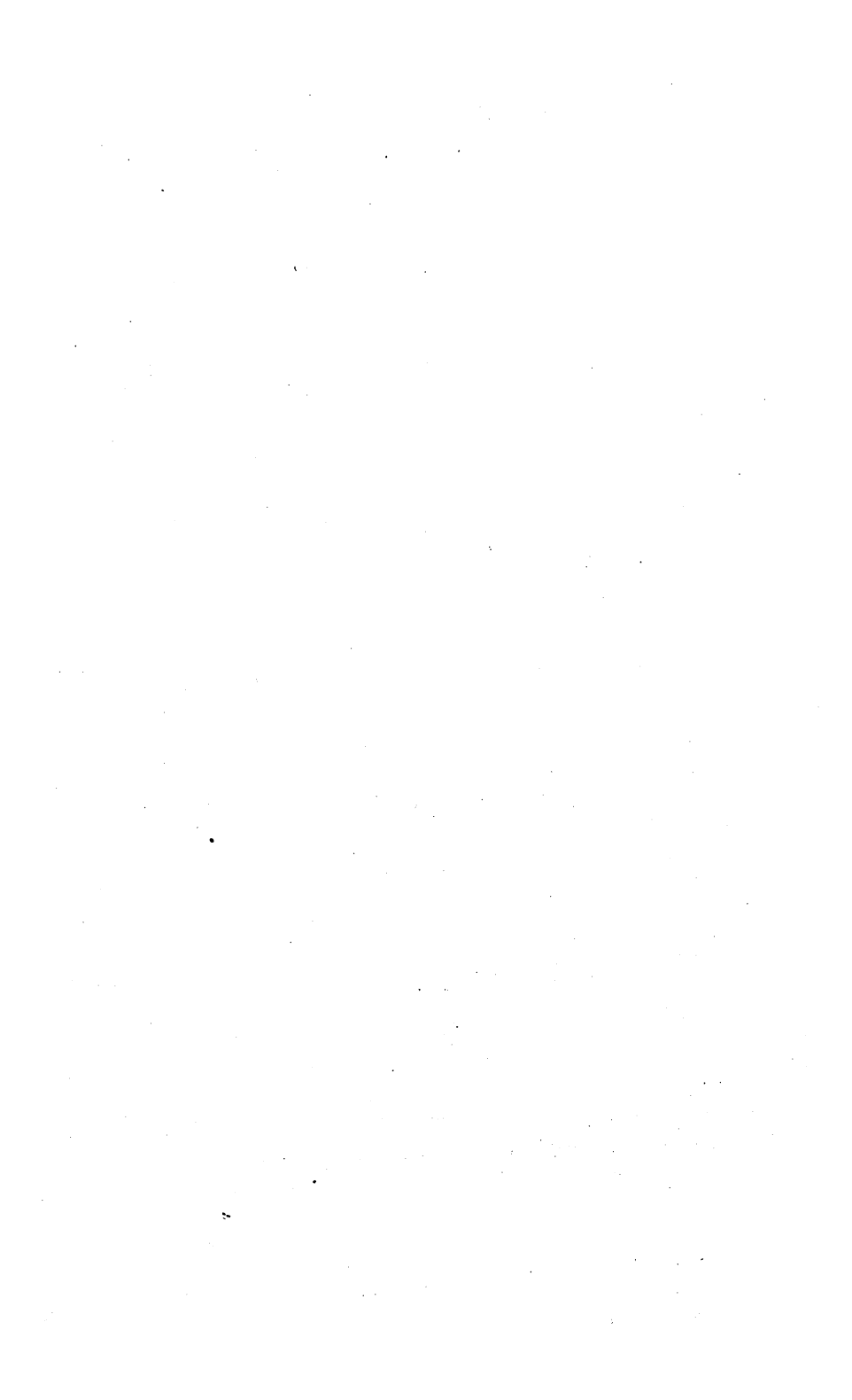


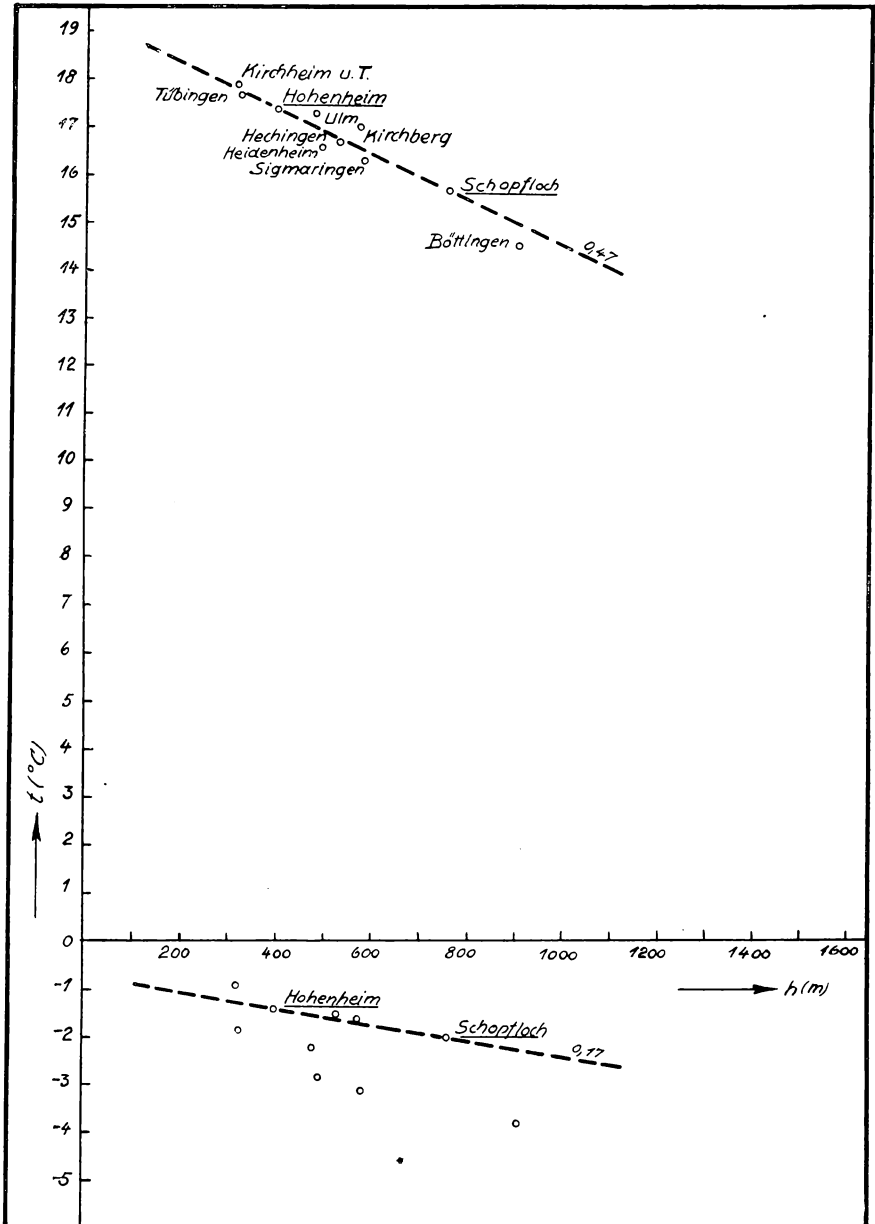
Die Wärmeabnahme im Harz.





Die Wärmeabnahme im Rothaargebirge.





Die Wärmeabnahme auf der Schwäbischen Alb.

