

der Tröpfchengrößen vorgenommen und gefunden, dass Tropfen, welche Wolken angehören, die hoch über die Spitze des Sonnblicks hinwegziehen, einen mittleren Durchmesser von 0.014 mm haben; der Durchmesser der Tropfen solcher Wolken, die die Bergspitze als Nebel umgeben, beträgt im Mittel 0.029 mm . Die Tropfen werden also um so grösser, je tiefer die Wolke ist. Das Gewicht eines solchen Nebeltropfens beträgt ca. ein hundertmillionstel Gramm. Ein Kubikmeter einer Wolke mit 3 g Wasser im m^3 und einer Sehweite von ca. 25 m enthält beinahe 300 Millionen Tropfen von der angegebenen Grösse.

Zum Schlusse sei es mir noch erlaubt darauf hinzuweisen, dass die Hochtouristen, die alljährlich in so bedeutender Zahl unsere Berge besuchen, wohl im Stande wären, die Kenntniss der Konstitution der Wolken zu bereichern, indem sie systematische Sehweitenbestimmungen durch Abschreiten und Abzählen der Schritte vornehmen könnten. Vage Schätzungen sind natürlich vollkommen werthlos. Die berühmten »zwei Schritte« sind nicht so der Ausfluss gewollter Uebertreibung als wirkliche Täuschung. Der Gletscher bietet so oft gar kein markantes Objekt dem schätzenden Auge dar, dass Schnee und Nebel in Eins verschwimmen und es wirklich den Eindruck macht, als ob man beinahe überhaupt keinen Ausblick mehr hätte. Anders ist es, wenn man seinen Kameraden so weit vorausgehen lässt, bis man ihn gerade nicht mehr sieht, und nun die Strecke abschreitet — solche Angaben werden immer werthvoll sein.

Die Zumuthung bei Erholungstouren auch ernste Messungen anzustellen, mag Manchem übertrieben erscheinen — ja sogar den wahren Naturgenuss vereiteln zu wollen. Wer dieser Ansicht ist, den möchte ich aber doch auf die schöne Stelle in Humboldt's »Kosmos« verweisen:

»Ich kann daher der Besorgniss nicht Raum geben, dass bei jedem Forschen in das innere Wesen der Kräfte die Natur von ihrem Zauber, von dem Reize des Geheimnissvollen und Erhabenen verliere. Mit wachsender Einsicht vermehrt sich das Gefühl von der Unermesslichkeit des Naturlebens; man erkennt, dass auf der Feste, in der Lufthülle, welche die Feste umgibt, in den Tiefen des Oceans wie in den Tiefen des Himmels dem kühnen wissenschaftlichen Eroberer auch nach Jahrtausenden nicht „der Weltraum fehlen wird“.«

Wien, im Januar 1902.

Der tägliche Barometergang auf Berggipfeln, insbesondere am Hohen Sonnblick.

Von A. v. OBERMAYER.

Mit 5 Tafeln und 9 Textfiguren.

Die Kurven des täglichen Barometerganges in verschiedenen Höhen.

Die fortlaufenden, unregelmässigen Aenderungen des Luftdruckes in unseren Breiten, die mit dem abwechselnden Auftreten barometrischer Maxima und Minima zusammenhängen und deren Beobachtung die Grundlage der Wetterprognose bilden, überdecken fast vollständig die täglichen kleinen und regelmässigen Schwankungen des Barometers in unseren Gegenden, die sich aus den Aufzeichnungen der Barographen erschliessen lassen. Die Schwankungen zeigen den Charakter einer zweimaligen atmosphärischen Ebbe

und Fluth im Laufe des Tages, welche aber nicht, wie die gleiche Erscheinung der Meere, von der Massenanziehung der Sonne und des Mondes herrührt, sondern der Erwärmung durch die Sonne zuzuschreiben ist.

Der verschiedene Verlauf dieser atmosphärischen Ebbe und Fluth an Küsten und im offenen Ocean, auf Berggipfeln und in Thälern, in den trüben Gebieten der Cyklonen und in den heiteren Gebieten der Anticyklonen lässt sehr interessante Aufschlüsse über die Mechanik der Erdatmosphäre gewinnen und gerade die Beobachtungen auf Gipfelstationen haben sich zu diesem Zwecke sehr brauchbar erwiesen.

Es hat schon J. M. P e r n t e r im Jahre 1881, gelegentlich der Reduction der Barographen-Aufzeichnungen vom Schafberge und vom Hochobir auf den Unterschied im täglichen Gang des Barometers auf Berggipfeln und in der Niederung, dann auf die im Laufe des Jahres eintretenden Veränderungen im Verlaufe der täglichen Barometerschwankung hingewiesen und diese Unterschiede durch Kurven erläutert. Er hat auch erkannt, dass die tägliche Amplitude anfänglich mit der Höhe abnimmt, um dann wieder zuzunehmen.

Seither ist den Beobachtungen auf Gipfelstationen mehr Aufmerksamkeit geschenkt worden; es sind die Observatorien auf dem Säntis und auf dem Sonnblick entstanden und auf einer Reihe von Stationen in Bayern, in verschiedener Erhebung und wenig verschiedener geographischer Breite Beobachtungen gesammelt worden. Es ist dadurch J. H a n n, der sich eingehend mit dem Studium des täglichen Ganges des Luftdruckes an den verschiedensten Punkten der Erdoberfläche beschäftigte, ein Material zugeflossen, aus welchem er weitere sehr beachtenswerthe Aufschlüsse über die Veränderungen dieser Erscheinung mit der Höhe gezogen hat.

Es soll im Nachfolgenden eine Uebersicht der von H a n n gewonnenen Resultate, der daran geknüpften Erklärungen und eine Anwendung seiner Darstellungsart auf die Vorgänge am Sonnblick nebst einigen hierauf bezüglichen graphischen Darstellungen gegeben werden.

Aus den zahlreichen Publikationen H a n n's hebe ich hier ein Beispiel heraus²⁾, welches sich auf eine von Direktor Fritz Erk der königlich bayerischen meteorologischen Centralstation in München eingerichtete Reihe von Zwischenstationen, in verschiedenen Höhen, mit registirenden Barometern bezieht, und welches die einschlägigen Verhältnisse anschaulich darstellt. Aus den hierüber publicirten Mittheilungen³⁾, welche zweistündliche Reduktionen dieser Aufzeichnungen enthalten, hat H a n n die Mittel für die drei Sommermonate Juni, Juli, August gebildet und die korrespondirenden Mittel für Obir, Säntis und Sonnblick zum Vergleiche beigegeben. Es ist hier noch der tägliche Barometergang in den Monaten Juli und August 1894, wie er am Mont-Blanc im Observatorium Vallot beobachtet wurde, hinzugefügt⁴⁾.

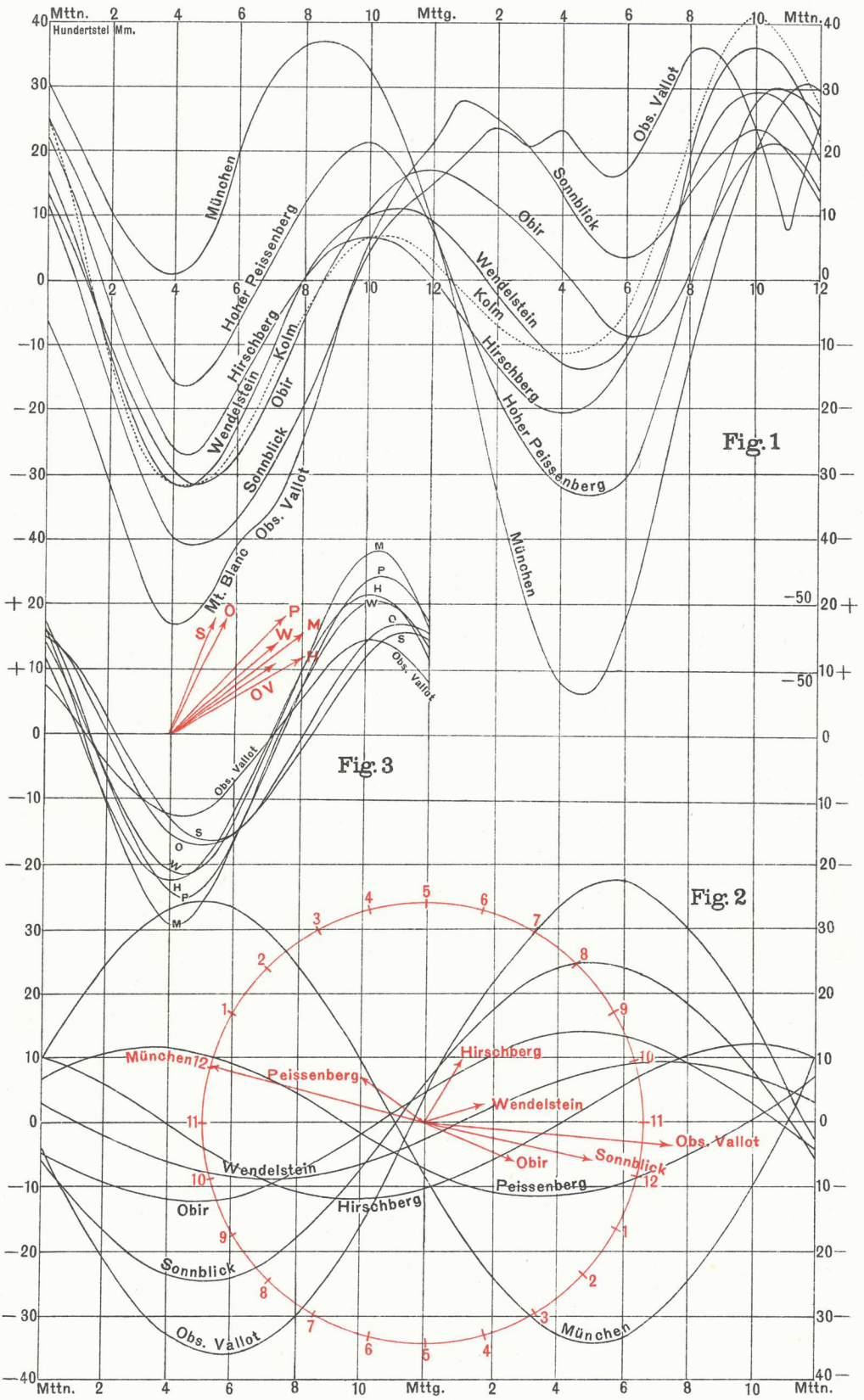
Die Kurven des täglichen Barometerganges sind in Taf. I, Fig. 1, in Abweichungen vom barometrischen Tagesmittel in Hundertstel Millimeter für die folgenden Stationen aufgenommen und für die 24 Stunden des Tages beginnend mit Mitternacht, eingetragen.

1) Sitzber. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. LXXXIV, S. 410.

2) Sitzber. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. CIII, S. 83.

3) Fritz Erk: »Die Resultate der Barometerregistrirungen in München und Wendelstein, sowie in Hirschberg und Hohenpeissenberg. Beobachtungen der meteorologischen Stationen im Königreiche Bayern 1892«, S. 147—148.

4) Sitzber. d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. CVII, S. 134 u. 142.



		N Br.	E v. Gr.		N Br.	E v. Gr.
München	526 m	48° 9'	11° 35'	Wendelstein	1727	47° 42' 13° 1'
Hohenpeissenberg	993.9	47 48	11 2	Obir	2040	46 30 14 29
Hirschberg	1512	47 40	11 42	Sonnblick	3106	47 3 12 57
Kolm-Saigurn	1600	47 4	12 59	Mont-Blanc, Obs. Vallot.	4359	45 50 6 52

Dabei sind Hirschberg und Kolm-Saigurn keine eigentlichen Gipfelstationen, sie nehmen eine Mittelstellung zwischen einer solchen und einer Gehängestation ein. Diese Stationen repräsentiren einen ganz aparten Typus des täglichen Barometerganges. Die Kurve des täglichen Barometerganges von Kolm ist punktirt gezeichnet, und es wird Kolm weiterhin nicht mehr in Betracht gezogen.

Wie aus der Figur zu erkennen, vertieft sich das Morgenminimum mit wachsender Höhe des Beobachtungsortes sehr beträchtlich, und es verspätet sich auch, wenngleich nur ganz geringfügig.

Das Vormittagsmaximum der Niederung verflacht sich mit der Höhe, beginnt aber über 1600 m wieder mit der Höhe zuzunehmen, ohne den in der Niederung beobachteten Werth zu erreichen, dabei verspätet sich das Maximum von 9ⁿ in der Ebene bis auf 2ⁿ auf den Sonnblick.

Das Nachmittagsminimum der Ebene, welches sich in den Gebirgstälern erheblich vertieft, verflacht sich mit zunehmender Höhe des Beobachtungsortes höchst auffällig und verspätet sich auch einigermassen.

Das sekundäre Abendmaximum der Niederung neigt in der Höhe zum Hauptmaximum und tritt sehr nahe um 10ⁿ ein.

Mit der relativen Erhebung des Beobachtungsortes über die Umgebung tritt eine völlige Umkehrung der Erscheinung der täglichen Barometeroscillation ein. Das sekundäre Minimum der Ebene wird zum Hauptminimum der Höhe; das vormittägige Hauptmaximum der Ebene zum sekundären Maximum der Höhe; das Hauptminimum der Ebene zum sekundären Minimum der Höhe und das sekundäre Maximum der Ebene zum Hauptmaximum der Höhe.

Diese Erscheinungen sind an eine relative Erhöhung des Beobachtungsortes über die Umgebung gebunden. Ausgedehnte Hochebenen von beträchtlicher Meereshöhe zeigen diese Umkehrung nicht, so Leh in Tibet.

Die Zerlegung der täglichen Luftdruckschwankung in die einfachen Konstituenten.

Die periodisch wiederkehrende tägliche Schwankung des Luftdruckes, mit ihren beiden Maxima und Minima ist schon von Hallström (1826) in einfache harmonische Schwingungen, Konstituenten, zerlegt worden. Dieser Gedanke hat sich seither als sehr fruchtbar erwiesen.

Man zerlegt die beobachtete Luftdruckschwankung in einmalige, zweimalige, dreimalige . . . tägliche Luftdruckschwankungen, die den Gesetzen einfacher harmonischer Schwingungen folgen und sich überlagernd die beobachteten Barometerschwankungen zusammensetzen.

Die mit der Tageszeit veränderliche Abweichung Δb des Barometerstandes vom Tagesmittel wird hiernach ausgedrückt durch die Gleichung:

$$\Delta b = a_1 \sin(A_1 + \Theta) + a_2 \sin(A_2 + 2\Theta) + a_3 \sin(A_3 + 3\Theta) + \dots$$

Dabei sind $a_1, a_2, a_3 \dots$ die Amplituden der einfachen harmonischen Schwingungen; der Winkel Θ , durch die Periodendauer τ gleich 24 Stunden ausgedrückt, ist $\frac{2\pi t}{\tau}$ und wächst proportional mit der Zeit t ; $A_1 + \Theta, A_2 + 2\Theta,$

$A_3 + 3\Theta \dots$ sind die Phasenwinkel zur Zeit t und $A_1, A_2, A_3 \dots$ die Epochenwinkel oder die Phasenwinkel zur Zeit $t = 0$.

Die Extreme der harmonischen Schwingungen treten für $A_1 + \Theta = \frac{\pi}{2}$, $\frac{3\pi}{2}$, $\frac{5\pi}{2} \dots$, $A_2 + 2\Theta = \frac{\pi}{2}$, $\frac{3\pi}{2} \dots$ ein.

Je grösser die Epochenwinkel sind, desto kleiner fallen die Θ für den Eintritt der Extreme aus. Das Wachsen der Epochenwinkel hat ein Vorauseilen der Extreme der Zeit nach, das Abnehmen derselben eine Verspätung derselben zur Folge. Eine Stunde Unterschied im Eintritt der Extreme entspricht einer Aenderung des Epochenwinkels von 15° .

Schon der berühmte Astronom F. Carlini hat nach Angabe Schiaparelli's¹⁾ im Jahre 1829 erkannt, dass der grösste Theil der täglichen Barometerschwankung durch die Summe der einfachen und doppelten täglichen Barometerschwankung dargestellt werden könne, und er hat die tägliche Barometerschwankung der Wärmewirkung der Sonne zugeschrieben, eine Ansicht, die heutzutage allgemein angenommen wird.

Im Jahre 1859 hat Lamont²⁾ nachgewiesen, dass die einmalige tägliche Luftdruckschwankung in hohem Grade vom Wechsel der Jahreszeiten und von der jeweiligen Witterung abhängig ist und auch gezeigt³⁾, dass die doppelte tägliche Barometerschwankung von diesen Umständen in merkwürdiger Weise unabhängig zu sein scheint.

In letzterer Zeit hat J. Hann⁴⁾, um die Grundlage für eine spätere Theorie der Barometerschwankungen zu schaffen, die harmonischen Konstituenten für eine grosse Anzahl von Beobachtungsstationen aus allen Ländern und Ozeanen zusammengestellt und daran nachgewiesen, dass der Epochenwinkel A_2 der zweimaligen täglichen Luftdruckschwankung eine bei meteorologischen Erscheinungen ungewöhnliche Regelmässigkeit zeigt, für alle Beobachtungsorte auf der Erdoberfläche im zweiten Quadranten liegt und im Mittel um den Werth 155° schwankt. Es drängt sich hiernach die Anschauung auf, dass die zweimalige tägliche Luftdruckschwankung der über die ganze Erde in gleicher Weise verbreitete Antheil der täglichen Barometerschwankung sei, und dass die einmalige tägliche Luftdruckschwankung sich über die zweimalige lagere. Dabei ist die einfache Schwankung an heiteren Tagen grösser wie an trüben, auf dem Meere geringer wie am Festlande und auf dem letzteren sind die Extreme um eine halbe Tagesdauer verschieden, je nachdem es sich um Stationen im Thale oder auf Berggipfeln handelt.

Bei einer späteren Gelegenheit⁵⁾ hat Hann darauf hingewiesen, dass durch die periodische, täglich in gleicher Weise wiederkehrende Wirkung der Sonnenstrahlung auf die oberen Schichten der Atmosphäre perio-

¹⁾ Sulla legge delle variazioni orarie del barometro. Memoria della Società italiana delle scienze. T. XX. Modena 1829.

²⁾ Annalen der Münchener Sternwarte III. Suppl.-Bd. 1859.

³⁾ Ueber die tägliche Oscillation des Barometers. Sitzber. der Münchener Akad. d. Wiss. 1862.

⁴⁾ Untersuchung über die tägliche Oscillation des Barometers. Denkschriften der kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. LV, S. 49.

⁵⁾ Meteorol. Zeitschr. Bd. XVI, S. 49, 1881.

dische Bewegungen von grosser Regelmässigkeit entstehen müssen, welche als eine Schwankung der Atmosphäre in ihrer Gesamtmasse auftreten.

Ein Jahr später hat der berühmte englische Physiker Sir W. Thomson¹⁾, jetzt Lord Kelvin, eine ähnliche Ansicht über die tägliche Barometerschwankung ausgesprochen. Hiernach kann die Ursache der halbtägigen Schwankung des Luftdruckes nicht der aus der Massenanziehung entspringende, Ebbe und Fluth erzeugende Einfluss der Sonne sein, weil dann auch der Mond einen viel bedeutenderen derlei Einfluss ausüben müsste, die Mondfluth der Atmosphäre aber in der That unmerklich ist; dass aber doch die zweimalige tägliche Luftdruckschwankung den Hauptantheil der Barometerschwankung ausmacht, erklärt Lord Kelvin daraus, dass die Periode der freien Schwingung der Erdatmosphäre zwölf Stunden sei, und dass daher schon geringe Fluth erzeugende Kräfte, wie die doppelte tägliche Schwankung — eine Komponente der in einer harmonischen Reihe aufgelösten Tagesschwankung der Temperatur — genüge, um diese Schwingungen einzuleiten und zu erhalten.

Dr. Max Margules²⁾ hat in einer mühevollen und scharfsinnigen, mathematischen Arbeit, der Anregung Lord Kelvin's folgend, auf Basis der von Laplace angebahnten Methoden, die Schwingungen in der Erdatmosphäre, welche durch Erwärmung entstehen können, berechnet, und dadurch eine unter gewissen Bedingungen gültige Bestätigung der Anschauungen Lord Kelvin's geliefert.

Die Grösse der Amplitude a_2 , der zweimaligen täglichen Luftdruckschwankung nimmt am Aequator gegen die Pole hin ab, ist also von der geographischen Breite abhängig³⁾.

Der jährliche Gang der Amplitude a_2 ist von den irdischen Jahreszeiten unabhängig und daher auf beiden Hemisphären gleich. Die Hauptmaxima treten zur Zeit der Aequinoktien; die Hauptminima im Juni und Juli, ein kleineres Minimum im December oder Februar ein. Zur Zeit des Periheliums ist die Amplitude a_2 der halbtägigen Barometeroscillation grösser als zur Zeit des Apheliums, während des letzteren tritt das absolute Minimum desselben ein. In dieser Abhängigkeit der Amplitude a_2 von der Stellung der Erde in ihrer Bahn sieht Hann⁴⁾ einen erneuerten

¹⁾ On the Thermodynamical Acceleration of the Earth's Rotation. By. Sir W Thomson, Proc. R. Soc. of Edinburgh. Vol. XI, pag. 396.

²⁾ Ueber die Schwingungen periodisch erwärmter Luft. Sitzber. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. XCIX, S. 204, 1890; Luftbewegung in einer rotirenden Sphäroidschale, Sitzber. Bd. C, S. 597, 1892; Sitzber. Bd. 102, S. 11, 1869, 1893.

³⁾ Dr. A. Schmidt in Gotha, hat dem Gesetze der Abnahme von a_2 mit der geographischen Breite φ folgende Form gegeben:

$$a_2 = (0.988 - 0.573 \sin^2 \varphi) \cos^2 \varphi,$$

welche die bis zu 65° beobachtete Grösse der Amplituden gut wiedergibt; man erhält damit die folgenden Werthe für diese Amplituden:

0°	10	20	25	30	35	40	45	50	55	60
0.988	0.941	0.813	0.728	0.634	0.537	0.441	0.351	0.270	0.199	0.140

Zur genaueren Bestimmung von a_2 unter dem Aequator hat Hann, Meteorol. Zeitschr. 1898, S. 389, neuerlich für eine Reihe von Stationen in der Nähe des Aequators die harmonischen Konstituenten berechnet und auf den Aequator reducirt. Er findet damit für $a_2 = 0.92$, so dass die obige Formel einer Korrektur bedarf.

⁴⁾ Denkschriften der kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. LV, S. 49.

Beweis des Zusammenhanges dieser Erscheinung mit der Erwärmung der Erdatmosphäre durch die Sonne.

Bei keiner meteorologischen Erscheinung war es bisher gelungen, den Einfluss der jährlichen Variation in der Intensität der Sonnenstrahlung nachzuweisen, trotzdem die Wärmemenge, welche die Sonne der Erde zur Zeit des Periheliums zusendet, in der gleichen Zeit um $\frac{1}{15}$ ihres Betrages grösser ist als jene, welche zur Zeit des Apheliums zugestrahlt wird. Nicht einmal Aktinometerbeobachtungen haben den Nachweis dieses Unterschiedes ermöglicht. Da die Amplitude der zweimaligen täglichen Luftdruckschwankung zur Zeit des Periheliums ein Maximum, zur Zeit des Apheliums ein Minimum aufweist, so kann wohl nicht ohne Berechtigung vermuthet werden, dass hier ein Zusammenhang mit der jährlichen Variation der Sonnenstrahlung besteht.

Es möge hier noch darauf hingewiesen werden, dass die Registrirungen der Erdströme¹⁾ in zwei Telegraphenleitungen, Berlin—Dresden, N—S und Berlin—Thorn, E—W, das Hauptmaximum der Stromentwicklung zwischen März und April, ungefähr zur Zeit des Frühlingsäquinoktiums, ein sekundäres Maximum zwischen Juni und Juli, also etwa um die Sonnenwende, ein weiteres noch geringeres Maximum zwischen September und Oktober, etwa mit der Tag- und Nachtgleiche zusammenfallend geben. Ein sehr geringfügiges Hauptminimum tritt im December zur Zeit der Wintersonnenwende ein, und zwei sekundäre Minima fallen zwischen März und Juni, dann zwischen August und September.

Die besprochene Zerlegung der täglichen Luftdruckschwankungen in die einfachen Konstituenten ergibt für die vorhin angeführten 7 Stationen (Kolm ist ausgelassen) die folgenden Werthe²⁾:

München	0.346 sin (15.1° + θ) + 0.239 sin (141.8 + 2 θ)
Peissenberg	.117 sin (36.7 + θ) + .251 sin (133.6 + 2 θ)
Hirschberg	.118 sin (120.1 + θ) + .225 sin (144.4 + 2 θ)
Wendelstein .	.095 sin (163.5 + θ) + .214 sin (138.0 + 2 θ)
Obir124 sin (202.1 + θ) + .179 sin (114.7 + 2 θ)
Sonnblick249 sin (192.3 + θ) + .167 sin (111.5 + 2 θ)
Mont Blanc Obs. Vallot	.371 sin (185.2 + θ) + .136 sin (143.6 + 2 θ)

In Taf. I, Fig. 2 sind die einmaligen täglichen Luftdruckschwankungen, nach der bei harmonischen Schwingungen üblichen Weise, durch Vektoren von der Länge der Amplitude a_1 dargestellt, die zu einer Horizontalen unter dem Epochenwinkel A_1 gezogen sind. Dabei ist die positive Richtung der horizontalen Axe nach links angenommen und der Epochenwinkel wird im Sinne der Uhrzeigerbewegung gezählt. Denkt man sich den Vektor für München in E festgehalten und um diesen Punkt mit gleichförmiger Geschwindigkeit in einem Tage ein Mal herumgedreht, so beschreibt die Projektion des im Kreise bewegten Endpunktes auf die Vertikale die darzustellende, der einmaligen täglichen Luftdruckschwankung entsprechende; einfache harmonische Schwingung. Wird der vom Endpunkte beschriebene Kreis, von dem Anfangspunkte, welcher dem Epochenwinkel entspricht, in 24 Theile getheilt, und diese entsprechend mit 1—24 beschrieben, so geben die Projektionen der Theilpunkte auf die Vertikale die Abweichungen vom Mittel zu der be-

¹⁾ Die Erdströme im Deutschen Reichstelegraphenamte und ihr Zusammenhang mit den erdmagnetischen Erscheinungen von Dr. B. Weinstein. S. 24.

²⁾ Sitzungsber. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. CVII, S. 137.

treffenden Tagesstunde an, und es können nach dem bekannten Verfahren die zugehörigen, in der Figur verzeichneten Wellenlinien konstruiert werden.

Aus dem Vektordiagramme ersieht man, dass die Amplitude der ganz-tägigen Luftdruckschwankung mit der Höhe abnimmt, für Wendelstein am kleinsten ist und von da an mit der Höhe wieder zunimmt. Dabei rückt der Epochenwinkel, der für München im 1. Quadranten liegt, mit steigender Höhe in den 2. Quadranten und für Obir, Sonnblick und das Observatorium Vallot auf dem Mont Blanc in den 3. Quadranten.

In den Wellenlinien spricht sich diese Veränderung des Epochenwinkels darin aus, dass mit zunehmender Höhe ein Vorseilen der Extreme stattfindet, das Wellenthal daher immer weiter nach links rückt, dermassen, dass dort, wo München den Wellenberg aufweist, das Wellenthal am Sonnblick hinfällt. Es vollzieht sich in dieser Weise eine vollständige Umkehrung der Erscheinung mit zunehmender Höhe.

In einer relativen Höhe von 1300—1400 *m* kann im Sommer die Amplitude der einmaligen täglichen Schwankung als nahezu verschwindend angesehen werden. Ueber diese Höhe hinaus ändert sich die Phasenzeit um die halbe Tagesdauer. J. H a n n hat diese Umkehr durch das Auftreten einer thermischen Druckschwankung erklärt, die später besprochen werden soll.

In Taf. I, Fig. 3 ist die zweimalige tägliche Luftdruckschwankung für die bezeichneten Orte durch ein Vektordiagramm und in Fig. 4 durch die entsprechenden Wellenlinien für eine halbe Tagesdauer dargestellt. Hier hat man sich den Vektor im Laufe eines Tages zwei Mal gleichförmig umlaufen zu denken.

Die Amplituden a_2 nehmen mit der Höhe dem geringeren Luftdrucke entsprechend ab. Die Epochenwinkel A_2 bleiben für alle betrachteten Stationen im 2. Quadranten und nehmen mit der Höhe ab; d. h. es tritt eine im Allgemeinen mit der Höhe zunehmende Verspätung der Extreme ein. Dieser Verspätung entsprechend verschieben sich die zugehörigen Wellenlinien nach rechts.

Die namhafte Verspätung der Extreme, welche Obir und Sonnblick aufweisen, wird auf dem Observatorium Vallot am Mont Blanc nicht beobachtet. Auch eine 38tägige, unter der Leitung Nakamura's vorgenommene Beobachtung auf dem Gipfel des Fuji in Japan gibt blos die verhältnissmässig geringfügige Abnahme des Epochenwinkels A_2 vom Meeresniveau $A_2 = 156^\circ 20'$ bis zur Höhe von 3733 *m* des Fuji¹⁾ auf $A_2 = 152^\circ 6'$.

Die thermische Druckschwankung.

Die Veränderlichkeit der einmaligen täglichen Luftdruckschwankung an verschiedenen Beobachtungsorten zu verschiedenen Jahreszeiten, an heiteren und trüben Tagen, sowie die vorerwähnte auffällige Verkleinerung der Amplitude derselben in der relativen Höhe von 1300—1400 *m*, wird von J. H a n n der Hauptsache nach daraus erklärt, dass die einmalige tägliche Luftdruckschwankung selbst wieder das Resultat einer Interferenz zweier ganztägiger Schwankungen ist, und zwar der allgemeinen einmaligen Luftdruckschwankung in der Erdatmosphäre, und der sogenannten thermischen Luftdruckschwankung.

¹⁾ J. H a n n, Sitzungsber. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. C, S. 1248.

Die allgemeine einmalige Barometerschwankung überwiegt in den unteren Schichten der Atmosphäre und ist über dem freien Ocean am deutlichsten ausgeprägt; in der Nähe des Aequators ist dieselbe angenähert gegeben durch:

$$0.3 \sin (0^\circ + \Theta),$$

sie hat einen Epochenwinkel, welcher im 1. Quadranten liegt.

Die thermische Druckschwankung rührt von der täglichen Hebung und Senkung der Flächen gleichen Druckes, in Folge der Erwärmung und Wiedererkaltung der über der Erdoberfläche befindlichen Luftschichten her. Ist für einen Punkt M in der Höhe h über der Erdoberfläche der augenblickliche Barometerstand gleich b, so steigt derselbe, wenn die unter M befindliche Luftsäule sich ausdehnt und dadurch Luft über M hinaufgehoben wird; er sinkt, wenn sich die Luftsäule unter M zusammenzieht und dadurch ein Theil der Luftmenge, welche sich oberhalb von M befand, unter M herabsinkt und dadurch das Gewicht der Luftsäule über M verkleinert wird.

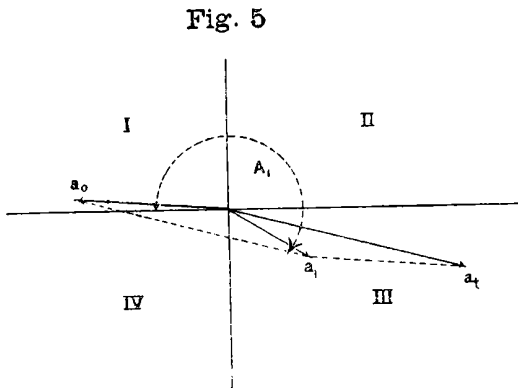
Dieser thermischen Druckschwankung kommt eine Schwingung zu, welche gegeben ist durch:

$$a_t \sin (180^\circ + \Theta),$$

deren Epochenwinkel daher bei 180° liegt; dabei wächst die Amplitude mit der relativen Erhebung des Beobachtungsortes über der Umgebung. In einer

bestimmten Höhe über der Erdoberfläche würden sich daher diese beiden gantztägigen Schwankungen des Luftdruckes gegenseitig aufheben, und damit die einmalige tägliche Oscillation verschwinden. In Wirklichkeit sind die Epochenwinkel dieser beiden Oscillationen nicht genau gleich und entgegengesetzt, es liegt jener der allgemeinen einmaligen täglichen Schwankung nur nahe bei Null, jener der thermischen Druck-

schwankung aber näher bei 240° als bei 180° . Setzt man die durch a_0 und a_t (Fig. 5) gegebenen beiden einmaligen Schwankungen nach der Regel vom Parallelogramme zusammen¹⁾, so ergibt sich die resultirende, beobachtete einmalige Druckschwankung a_1 mit dem Epochenwinkel A_1 .



¹⁾ Die Projektion des so gefundenen Vektors auf die horizontale oder vertikale Axe ist gleich der algebraischen Summe der Projektionen der Komponenten auf diese Axen. Schwingungen von verschiedenen Schwingungszeiten können nur in der Weise zusammengesetzt werden, indem die den einzelnen Tagesstunden entsprechenden Vektoren für sich zusammengesetzt und die Endpunkte der für jede Tagesstunde resultirenden Vektoren durch eine Kurve verbunden werden. Der resultirende Vektor ändert während seiner ungleichmässigen Drehung seine Länge derartig, dass sein Endpunkt stets auf jener Kurve verbleibt. Durch die Zusammensetzung der einmaligen und zweimaligen täglichen Luftdruckschwankung wird eine Pascal'sche Kurve erhalten, die sich in einfacher Weise konstruiren und an deren Punkte sich noch eine drei- oder viermalige tägliche Schwankung anreihen lässt. (Sitzber. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. CX, S. 311.)

Die Grösse der thermischen Druckschwankung lässt sich für einen Beobachtungsort in der relativen Höhe h , mit einem Barometerstande b , für eine mittlere Temperaturerhöhung Δt der unterhalb befindlichen Luftsäule nach der Formel ¹⁾ berechnen:

$$\Delta b = \frac{bh}{RT^2} \Delta t$$

Mit Rücksicht auf den Gehalt der Atmosphäre an Wasserdampf wird der Volumsausdehnungskoeffizient der Luft $\alpha = 0.0038$, die absolute Temperatur des Gefrierpunktes zu 263° Cels. und R die Konstante des Gay-Lussac-Mariotte'schen Gesetzes zu 30.37 angenommen. Den Nachweis der Richtigkeit des Verfahrens hat H a n n an den Beobachtungen über den täglichen Gang des Barometers und der Temperatur, zu Paris und auf dem Eiffelthurm, geliefert ²⁾, wobei noch darauf hingewiesen wurde, dass die wahre Lufttemperatur eine kleinere tägliche Variation haben mag als die aus den Beobachtungen in verschiedenen Höhen gerechnete Mitteltemperatur.

Auch der jährliche Gang des Barometers in einer höher gelegenen Station ist durch die thermische Druckschwankung beeinflusst. Im Sommer dehnt sich die darunter befindliche Luftsäule aus, und es wird Luft über die Station gehoben; im Winter verkürzt sich die unterhalb befindliche Luftsäule und die überlagernde Luftsäule verkleinert sich. Man kann daher nach dem Vorgange H a n n's ³⁾ mit Hilfe der im 8. Jahresberichte des Sonnblick-Vereines, S. 39 u. 40 für Sonnblick 3106 m und Bucheben 1200 m angeführten Daten die jährliche thermische Druckschwankung aus der Mitteltemperatur ableiten.

Es ist hiernach der jährliche Gang des Luftdruckes am Sonnblick, S und jener in Bucheben, B in Abweichungen vom Jahresmittel, in Millimetern:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.
B $1200\text{ m}..$	-2.6	-0.9	-1.0	-3.5	-0.9	0.0	2.7	3.1	-0.7	3.2	4.8	-4.3
S $3106\text{ m}..$	-4.1	-2.7	-3.3	-3.9	-0.2	2.2	5.6	6.0	1.4	3.8	2.9	-7.1

Der jährliche Gang der Temperaturmittel zwischen Sonnblick und Lehnerhäusl (Bucheben) in Graden C:

C	-6.0	-5.2	-5.3	-1.8	2.1	5.2	7.5	7.9	3.9	2.2	-2.1	-8.6
---------	------	------	------	------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	------	------

Der jährliche Gang des Barometers in 1200 m durch Multiplikation von B mit $520/660$ (Verhältniss der Barometerstände) auf 3106 m reducirt in Millimetern:

B _s	-2.05	-0.71	-0.79	-2.86	-0.71	0.00	2.13	2.44	-0.55	2.52	3.78	-3.39
----------------------	-------	-------	-------	-------	-------	------	------	------	-------	------	------	-------

¹⁾ J. H a n n : »Zur Meteorologie der Alpengipfel«. Sitzber. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. LXXVIII, S. 25–33.

Der Barometerstand nimmt mit der Höhe nach dem Gesetze

$$b = b_0 e^{-\frac{h}{RT}}$$

ab. Wird nach T differentiirt, so ergibt sich

$$db = b_0 \frac{h}{RT^2} e^{-\frac{h}{RT}} dT = \frac{bh}{RT^2} dT$$

und die dadurch hervorgebrachte Schwingung ist

$$\frac{1}{2} \frac{bh}{RT^2} \Delta t \sin (A_1' + \theta).$$

²⁾ Denkschriften d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. LIX.

³⁾ Denkschriften d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. LIX, S. 326.

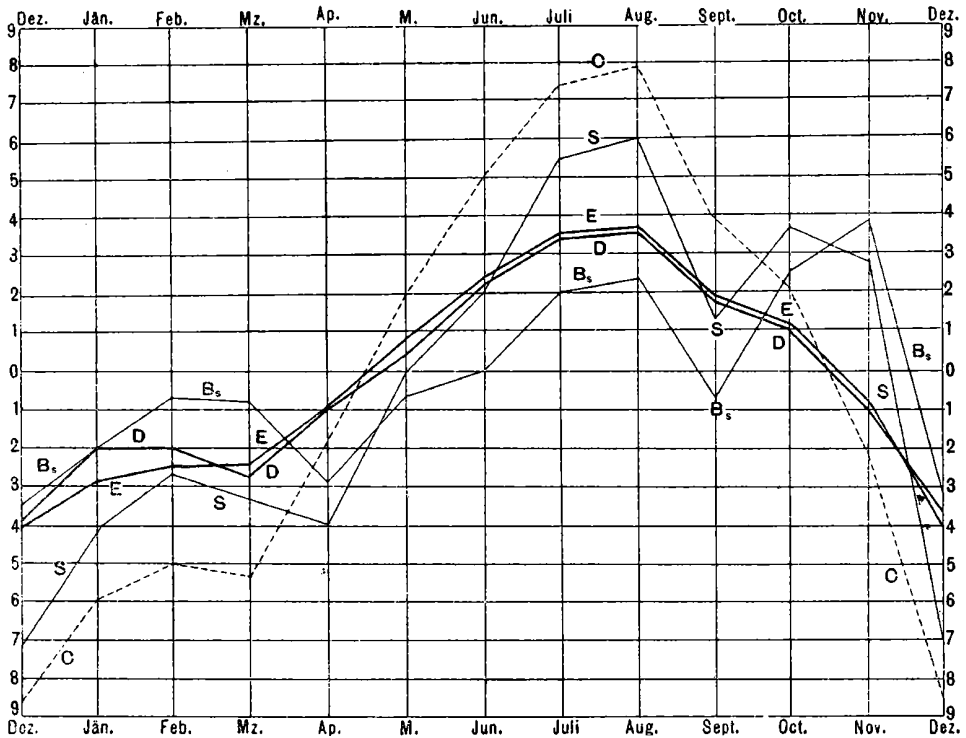
Die Differenz $S - B_s$ gibt den Unterschied des beobachteten Barometerganges auf dem Sonnblick von demjenigen an, welcher dort herrschen würde, wenn die Barometerschwankung in Bucheben 1200 m sich dem mit der Höhe abnehmenden Luftdrucke entsprechend verkleinert auf jene Höhe 3106 m übertragen würde. Diese Veränderung ist die beobachtete thermische Druckschwankung:

$$D = S - B_s \dots -2.0 \quad -2.0 \quad -2.5 \quad -1.1 \quad 0.5 \quad 2.2 \quad 3.5 \quad 3.6 \quad 2.0 \quad 1.3 \quad -0.9 \quad -3.8$$

Werden die unter C angeführten Mitteltemperatur zwischen Bucheben und Sonnblick mit $bh/RT^2 = 0.473$ multiplicirt, so ergibt sich die daraus berechnete Druckschwankung. Dabei ist $b = 520.4$, $h = 3106 - 1200 = 906$ m und wegen -0.6°C . der Mitteltemperatur zwischen Sonnblick und Bucheben $T = 263 - 0.6 = 262.4^\circ \text{C}$. Es ist:

$$E = 0.473 C \dots -2.82 \quad -2.46 \quad -2.51 \quad -0.85 \quad 0.99 \quad 2.46 \quad 3.55 \quad 3.74 \quad 1.84 \quad 1.04 \quad -0.99 \quad -4.07$$

Fig. 6



D—E zeigt den geringen Unterschied zwischen den aus Temperatur- und Barometergang gerechneten thermischen Druckschwankungen. Es ist:

$$D - E \dots 0.82 \quad 0.46 \quad -0.01 \quad -0.15 \quad -0.49 \quad -0.06 \quad -0.05 \quad -0.14 \quad 0.16 \quad 0.26 \quad 0.09 \quad 0.27$$

Aus der graphischen Darstellung in der Fig. 6 werden diese Verhältnisse noch anschaulicher ersichtlich. Die beiden dünn ausgezogenen Kurven geben den jährlichen Gang des Barometers, in Abweichungen vom Mittel, in Millimetern für den Sonnblick S und für Bucheben B_s , auf den Sonnblick reducirt. Die punktirtete Kurve C gibt den jährlichen Gang des Temperaturmittels zwischen Sonnblick und Bucheben. Die stark ausgezogenen Kurven geben den aus den Barometerbeobachtungen abgeleiteten Gang der thermischen Druckschwankung $D = B_s - S$ und jenem E, der aus den Temperaturmitteln C gerechnet ist. Diese beiden gebrochenen Linien zeigen einen sehr übereinstimmenden Verlauf.

Berg- und Thalwinde als Folge der thermischen Druckschwankung.

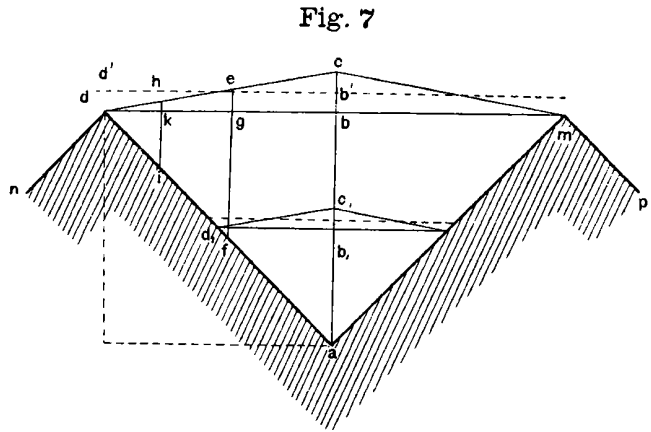
Die periodische Erwärmung und Erkaltung der Luftsäule über Thälern, hat eine Umlagerung der Luft im Gefolge, deren Verlauf von Hann zu einer vollständigen und einwurfsfreien Erklärung der Berg- und Thalwinde benützt wurde¹⁾.

Es seien in der schematischen Fig. 7 ndamp zwei parallele im Schnitte dargestellte Bergrücken von prismatischem Querschnitte, deren mehrere nebeneinander verlaufen, und welche durch ebensolche Thäler getrennt sind.

Durch die Punkte d b m verlaufe eine horizontale Fläche gleichen Barometerstandes. Wird vorausgesetzt, dass sich die Luft des Thales in kurzer Zeit gleichmässig erwärmt, so verlängern sich die Luftsäulen ab, fg, ik von verschiedenen Höhen, im Verhältnisse dieser Höhen und die Punkte b g k werden um so weniger gehoben, je geringer ihr senkrechter Abstand von dem darunter liegenden Bergabhänge ist.

Die Fläche gleichen Druckes nimmt die durch c e h d gegebene Lage und damit eine Neigung gegen den Bergrücken d an. Ein ähnliches Verhalten werden alle über

und unter db befindlichen Flächen d₁ b₁ gleichen Druckes zeigen. Dadurch wird das Gleichgewicht der Luft gestört und es beginnt die Luft von der Thalmulde gegen die Berghänge so lange zuzuströmen, bis das Gleichgewicht hergestellt und die Fläche gleichen Druckes nach d' b' gelangt ist.



Ueber dem Punkte a ist eine Luftsäule von der Höhe $\frac{1}{2} bc$ abgeflossen und der Druck entsprechend gesunken; über der Kammlinie d ist der Druck um das gleiche Maass gestiegen. In der Thalsohle vertieft dieser Vorgang das Nachmittagsminimum, auf dem Berggipfel schwächt er dasselbe.

Die Luftbewegung, welche durch das Erheben der Isobarenflächen über der Thalmitte eingeleitet wird und gegen die Hänge hin stattfindet, wohl auch in einem Thale nach aufwärts steigt, wird Thalwind genannt. Der Natur der Sache nach tritt dieser Wind während des Tages auf.

Bei der Nacht erkaltet die Luftmasse über dem Thale, die Isobarenflächen nehmen eine Neigung gegen die Thalmitte an, und die Luft fließt in die Thäler als Bergwind ab. Die zugeströmte Luft stagnirt in den Thalsohlen und Thalbecken mehr oder weniger und wird noch weiter durch Strahlung abgekühlt; sie bewirkt in den Thälern eine Erhöhung des Luftdruckes bei Nacht, und eine merkliche Abschwächung des nächtlichen Barometerminimums. Auf den Gipfeln dagegen vertieft sich dieses nächtliche

¹⁾ J. Hann, Denkschriften d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. LIX, S. 330. — Sitzber. Bd. LXXVII, S. 30.

Minimum wegen des Abfließens der Luft ganz merklich und wird zum Hauptminimum.

Diese zweimalige Umlagerung der Luft zu Folge der Erwärmung bedingt die Eingangs beschriebene Umkehrung des täglichen Ganges des Barometers auf Berggipfeln, gegenüber jenem in der Ebene oder im Thale. Wenn auch die in der vorstehenden Erklärung angenommenen Voraussetzungen in der Natur nur angenähert vorhanden sind, so trifft die gegebene Erklärung doch das Wesen des in Rede stehenden Vorganges.

Die Veränderung des täglichen Ganges des Luftdruckes im Laufe des Jahres auf dem Sonnblick, und zwar im Mittel aus allen Tagen, an den heiteren und an den trüben Tagen.

Seit der Errichtung der meteorologischen Beobachtungsstation auf dem Sonnblick wird dortselbst der Luftdruck mit Hilfe von Barographen (Redier, Richard's kleines und grosses Modell) fast ununterbrochen registriert. Die Ergebnisse der Registrirungen der ersten Jahre sind bereits von J. Hann vielfach den Untersuchungen über die tägliche Oscillation des Barometers zu Grunde gelegt worden. Trotzdem schien es nicht überflüssig, das angesammelte Beobachtungsmateriale einer längeren Reihe von Jahren der Bearbeitung zu unterziehen und daran monatweise die Veränderlichkeit des täglichen Ganges des Luftdruckes auf dem Hohen Sonnblick, und den Unterschied des Ganges an heiteren und trüben Tagen ersichtlich zu machen. Es sind zu diesem Zwecke die Beobachtungen der 10 Jahre 1887—1896 verwendet worden¹⁾. Die folgende Tabelle enthält den mittleren täglichen Gang in Hundertstel Millimetern für die einzelnen Monate in Abweichung vom Tagesmittel²⁾. Die entsprechenden Daten für die heiteren und trüben Tage sind hier nicht aufgenommen.

Zur Auffindung der heiteren und trüben Tage dienten die Angaben über die Bewölkung, an den Beobachtungsterminen 7^a, 2^p und 9^e, welche in den Jahrbüchern der Centralanstalt für Meteorologie zu Wien durch die Zahlen 0—10 ausgedrückt sind. Als trübe Tage wurden im Allgemeinen jene gezählt, an welchen die Bewölkung an den drei Beobachtungsterminen mit 10 verzeichnet, die Bewölkungssumme daher 30 ist; nur wenige Tage mit der Bewölkungssumme 29 wurden in Betracht gezogen. Als heitere Tage mussten im Sommer auch Tage zugelassen werden, an denen die Bewölkungssumme auf 6 ansteigt.

Es wurden so in den 10 Jahren gefunden:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.
Heitere Tage ...	74	59	51	36	14	9	14	37	34	30	63	44
Trübe Tage	61	68	84	91	110	103	98	96	84	103	79	78

Dabei fehlen die heiteren und trüben Tage der Monate November und December 1890, für welche keine Registrirungen vorliegen.

Zur Charakterisirung des Unterschiedes des täglichen Ganges in den verschiedenen Jahreszeiten sind in Fig. 8, S. 22, durch die ausgezogenen Kurven die mittleren Werthe der täglichen Barometerschwankung für die gesammten Tage, wie sie der Tabelle auf Seite 21 entsprechen; durch die punktirten

¹⁾ Sitzber. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. CX, S. 289.

²⁾ Siehe: Die harmonischen Komponenten des täglichen Barometerganges etc.

Kurven für die heiteren Tage und durch die gestrichelten Kurven für die trüben Tage der Monate Januar, April und August der 10 Beobachtungsjahre dargestellt.

Täglicher Gang des Barometers auf dem Hohen Sonnblick während der einzelnen Monate in Abweichungen vom Mittel in Hundertelmillimetern¹⁾.

10 Jahre: 1887—1896; November und December 1890 fehlen.

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	b _m
Januar	Vormittag	10	06	-02	-15	-26	-30	-25	-16	-04	11	19	11	515.55
	Nachmittag	-03	-14	-12	-10	-08	-03	03	10	19	25	25	19	
Februar	Vormittag	13	03	-11	-24	-29	-34	-32	-24	-14	01	16	19	515.23
	Nachmittag	10	00	-02	-04	-03	03	11	17	25	27	26	22	
März	Vormittag	10	-04	-20	-30	-36	-37	-31	-23	-11	03	15	21	515.69
	Nachmittag	14	08	04	00	-02	02	10	19	27	30	26	19	
April	Vormittag	09	-09	-24	-37	-47	-46	-41	-35	-22	-03	08	15	516.82
	Nachmittag	17	18	17	13	11	08	12	24	31	30	27	18	
Mai	Vormittag	06	-18	-34	-45	-46	-41	-34	-25	-15	-04	08	17	520.46
	Nachmittag	20	21	19	17	13	11	15	22	32	31	26	18	
Juni	Vormittag	01	-14	-32	-43	-45	-43	-36	-26	-16	-03	09	18	523.80
	Nachmittag	23	25	24	20	15	12	12	17	29	31	26	15	
Juli	Vormittag	05	-10	-26	-34	-40	-39	-33	-25	-17	-04	08	16	525.11
	Nachmittag	18	20	20	18	13	10	12	15	26	29	26	16	
August	Vormittag	03	-11	-26	-38	-42	-40	-35	-26	-16	-03	07	13	525.55
	Nachmittag	17	20	19	16	12	08	11	28	28	28	25	16	
September	Vormittag	05	-10	-21	-31	-37	-36	-31	-25	-12	01	10	16	524.85
	Nachmittag	15	14	10	07	06	06	12	20	26	26	22	15	
Oktober	Vormittag	12	-03	-17	-27	-32	-39	-34	-23	-11	01	10	12	520.17
	Nachmittag	08	01	-01	-04	-01	06	14	22	30	33	28	21	
November	Vormittag	05	-03	-12	-22	-26	-28	-24	-15	00	13	18	10	519.36
	Nachmittag	01	-08	-09	-08	-05	02	11	18	25	28	23	17	
December	Vormittag	04	-01	-08	-17	-25	-26	-20	-12	00	15	20	11	516.47
	Nachmittag	01	-08	-07	-04	-03	00	05	10	15	19	18	12	
Winter	Vormittag	08	01	-08	-20	-27	-28	-25	-17	-05	10	18	13	516.90
	Nachmittag	02	-08	-08	-07	-05	01	08	14	21	24	23	18	
Frühling u. Herbst	Vormittag	09	-07	-21	-31	-38	-40	-34	-27	-14	-01	11	16	519.38
	Nachmittag	14	10	08	04	04	06	12	21	29	30	26	18	
Sommer	Vormittag	04	-13	-30	-40	-43	-41	-35	-26	-16	-04	08	10	523.71
	Nachmittag	20	22	21	18	13	10	13	19	29	30	26	16	
Jahr	Vormittag	07	-06	-20	-30	-36	-36	-31	-23	-12	02	12	15	519.92
	Nachmittag	12	08	07	05	09	05	11	18	26	23	25	17	

¹⁾ Die harmonischen Komponenten des täglichen Barometerganges auf dem Hohen Sonnblick für die einzelnen Monate gerechnet; 10 Jahre 1887—1896 (November und December 1890 fehlen):

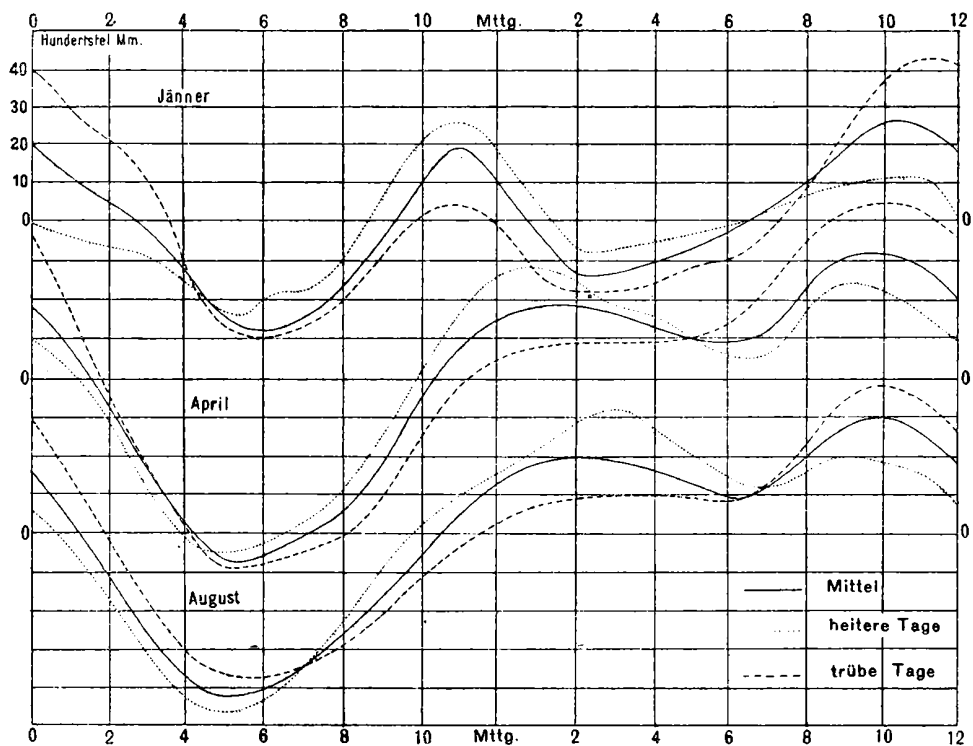
	a ₁	A ₁	a ₂	A ₂	a ₃	A ₃	a ₄	A ₄
Januar	0.1148	138° 09'	0.1787	120° 17'	0.0574	334° 12'	0.0363	186° 38'
Februar1815	159 21	.1848	110 15	.0403	299 26	.0188	117 31
März2030	171 35	.1987	113 56	.0199	266 33	.0051	334 44
April3002	175 15	.1847	103 16	.0117	201 04	.0054	194 18
Mai3058	182 02	.1755	113 56	.0411	142 13	.0060	51 34
Juni3088	185 07	.1711	105 57	.0419	143 43	.0058	120 07
Juli2714	180 29	.1559	102 52	.0313	141 44	.0101	180 00
August2778	180 00	.1601	106 51	.0298	143 45	.0109	246 44
September2301	177 53	.1615	112 16	.0124	230 33	.0048	333 58
Oktober2146	160 07	.1866	119 18	.0257	298 22	.0072	169 38
November1337	158 04	.1787	131 59	.0429	322 52	.0254	164 42
December0934	168 12	.1524	126 00	.0489	340 47	.0327	186 40
Winter	0.1283	156° 00'	0.1720	122° 01'	0.0458	326° 02'	0.0233	170° 22'
Frühling und Herbst2354	171 42	.1817	112 15	.0142	261 56	.0015	222 17
Sommer2908	181 59	.1652	107 33	.0359	142 35	.0028	173 5
Jahr	0.2153	173° 13'	0.1720	113° 58'	0.0065	291° 45'	0.0099	173° 36'

Die Kurven, welche dem Mittel aus allen Tagen der 10 Jahre entsprechen, zeigen das tiefe Morgenminimum, welches insbesondere im April ausgebildet ist, da in dieser Zeit das Maximum der zweimaligen täglichen Schwingung fällt; dann die Verspätung des Vormittagsmaximums, von 11^h im Januar auf 2^h im August. Das Nachmittagsminimum ist im Januar viel deutlicher ausgeprägt, als im April und im August, in welchen Monaten es sich beträchtlich verspätet und durch die thermische Druckschwankung abgeschwächt erscheint.

Die Morgenminima der heiteren und trüben Tage weichen nicht viel voneinander und vom Mittel aller Tage ab, sie sind nur in den Sommermonaten an den heiteren Tagen tiefer, als an den trüben Tagen.

Die Vormittagsmaxima sind an heiteren Tagen wesentlich höher als im Mittel und vom April gegen den August merklich verspätet. Auch das Nach-

Fig. 8



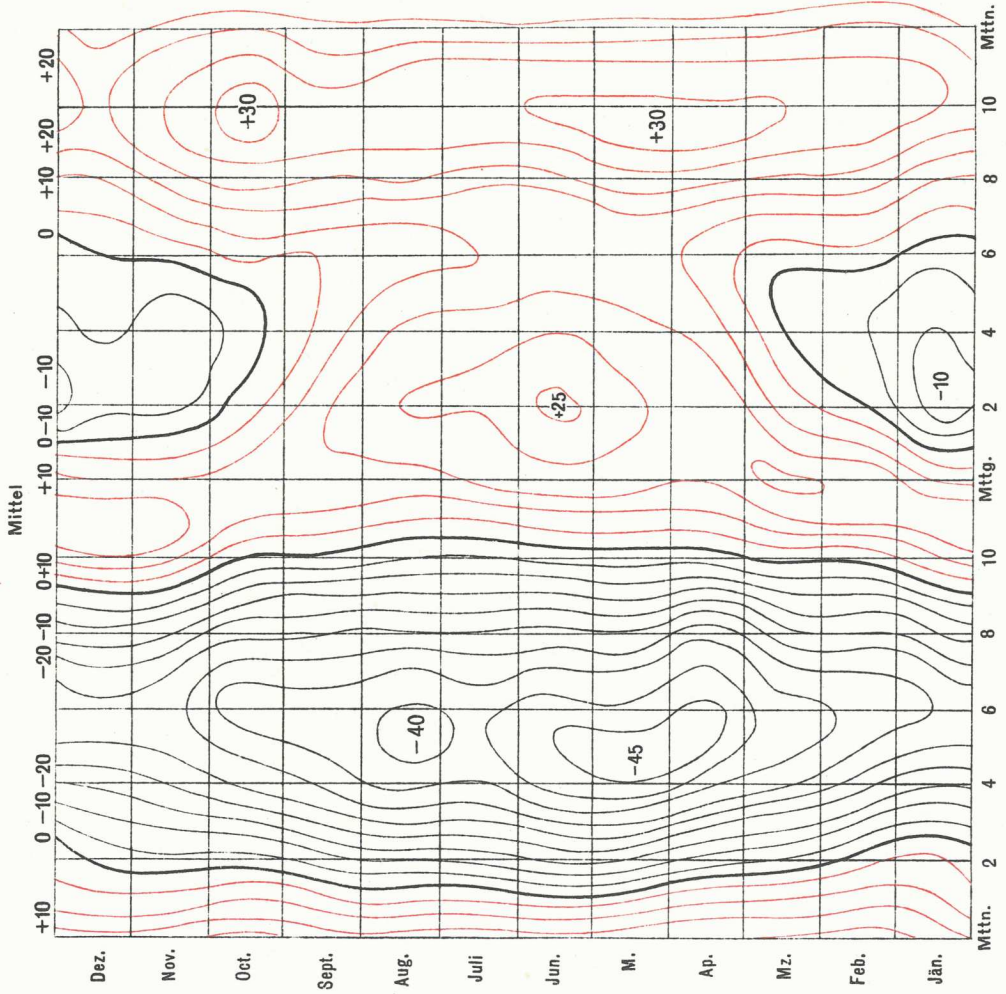
mittagsminimum verspätet sich insbesondere vom April gegen den August um fast 5 Stunden. Charakteristisch für die heiteren Tage ist die Abflachung des zur normalen Zeit eintretenden Abendmaximums.

An den trüben Tagen sind das verspätete Vormittagsmaximum und das Nachmittagsminimum, insbesondere vom April gegen den August wesentlich abgeflacht, ja, im April fließen diese beiden Extreme derartig ineinander, dass die Kurve an deren Stelle nur durch eine Strecke horizontal verläuft, ohne eine merkliche Einsenkung zu zeigen.

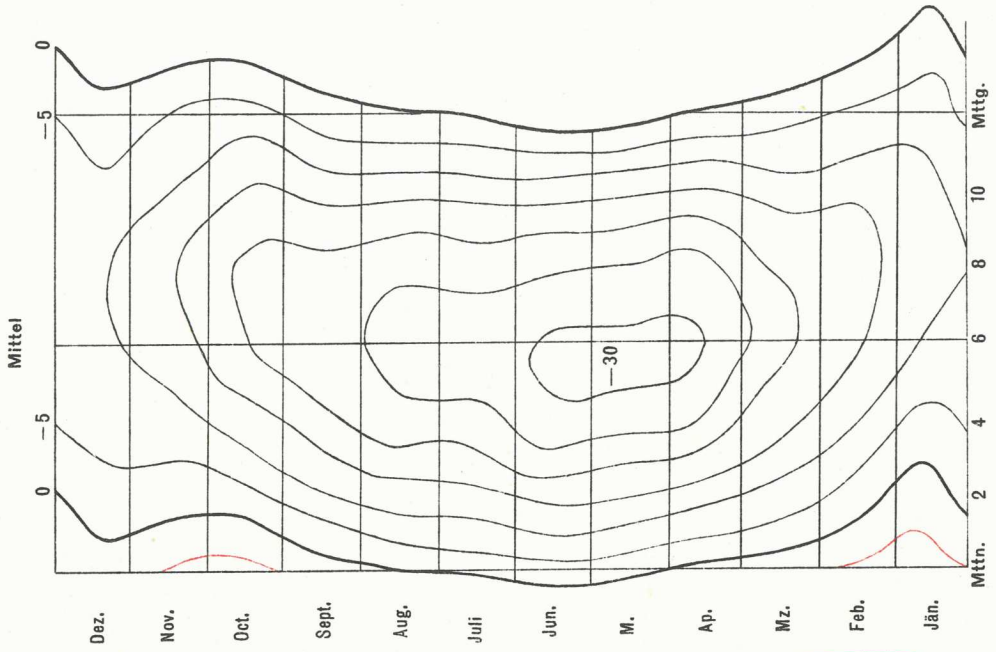
Die Kurven der täglichen Barometeroscillation beginnen an heiteren Tagen um Mitternacht mit einer geringen positiven oder sogar negativen Abweichung, jene für die trüben Tage stets mit einer beträchtlichen positiven Ausweichung.

Die Isoplethen des täglichen Barometerganges geben eine sehr anschauliche Veränderung desselben im Laufe des Jahres. Auf den

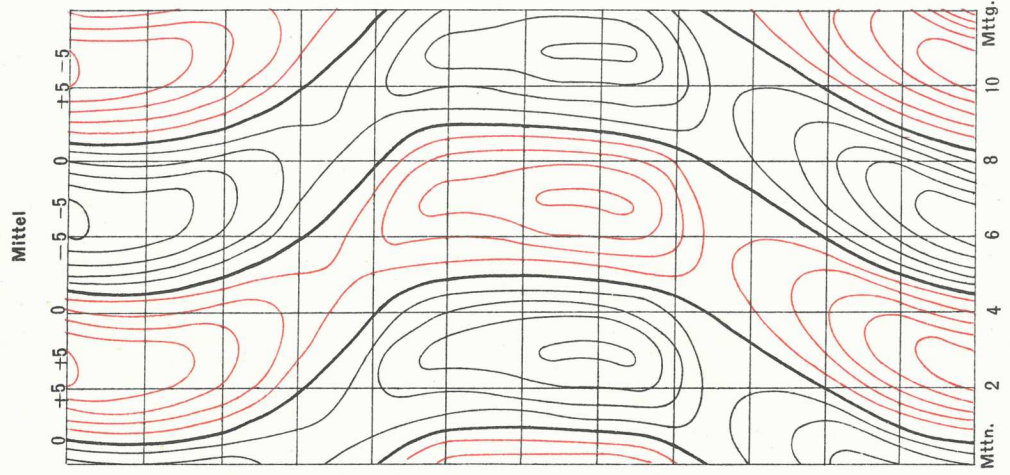
Isoplethen des täglichen Barometerganges am Sonnblick.



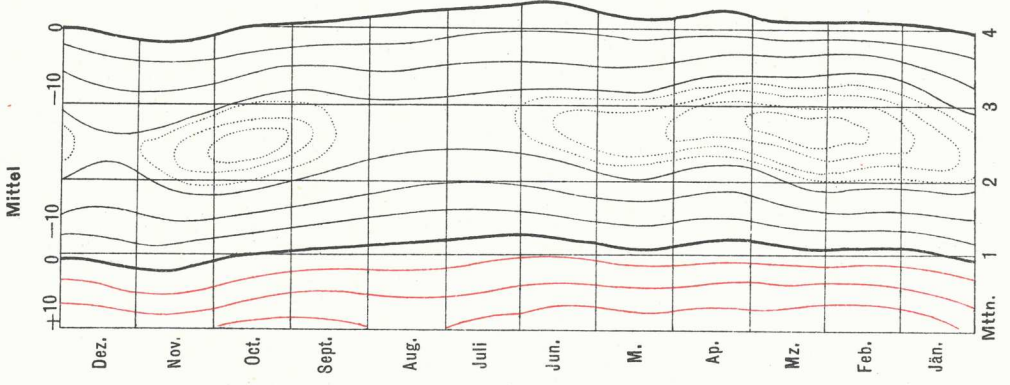
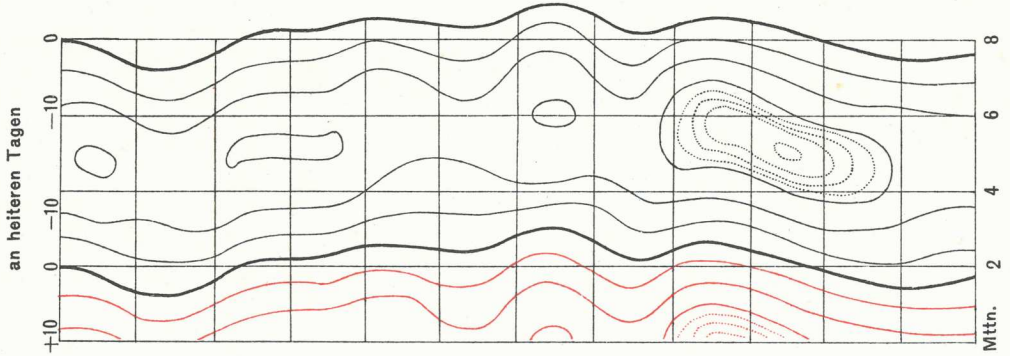
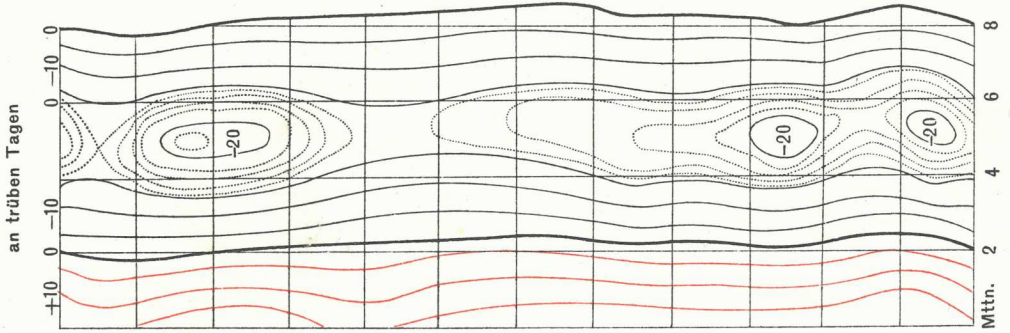
Isoplethen der einmal täglichen Luftdruckschwankung am Sonnblick.



Isoplethen der dreimal täglichen Luftdruckschwankung am Sonnblick.

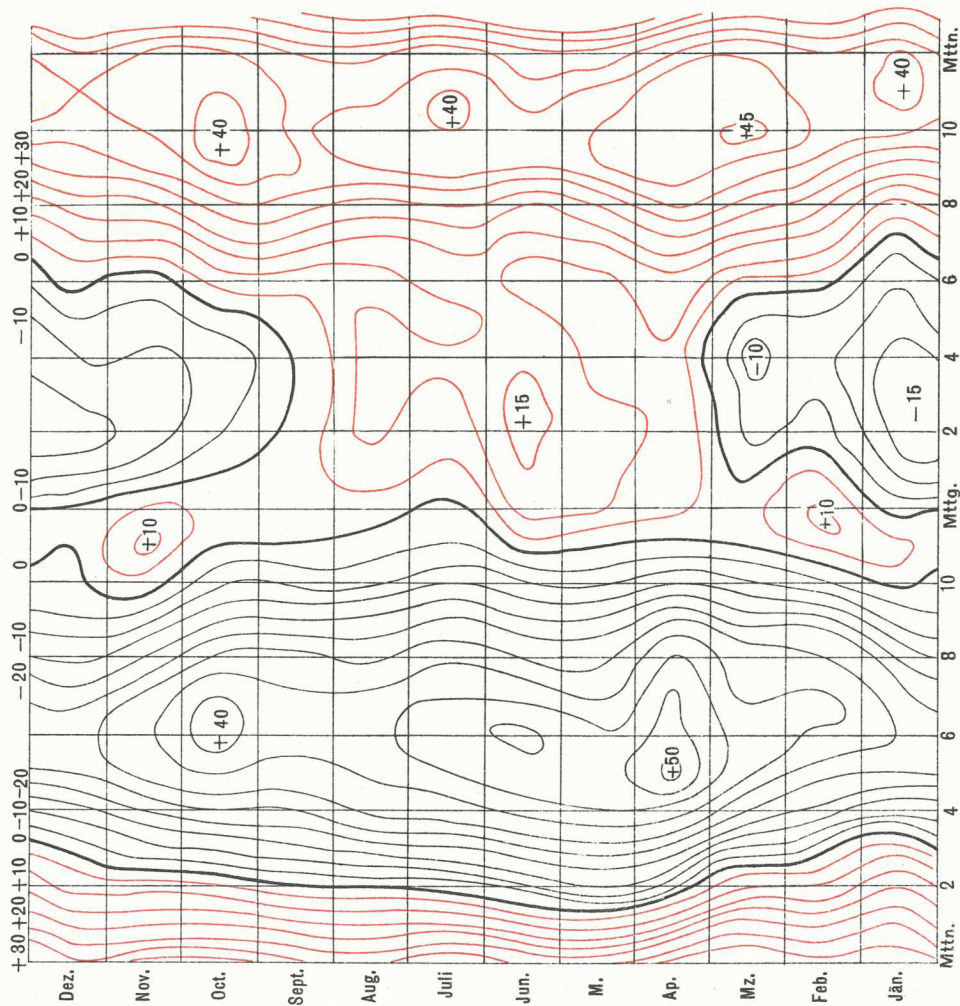


Isoplethen der zweimal täglichen Luftdruckschwankung am Sonnblick.

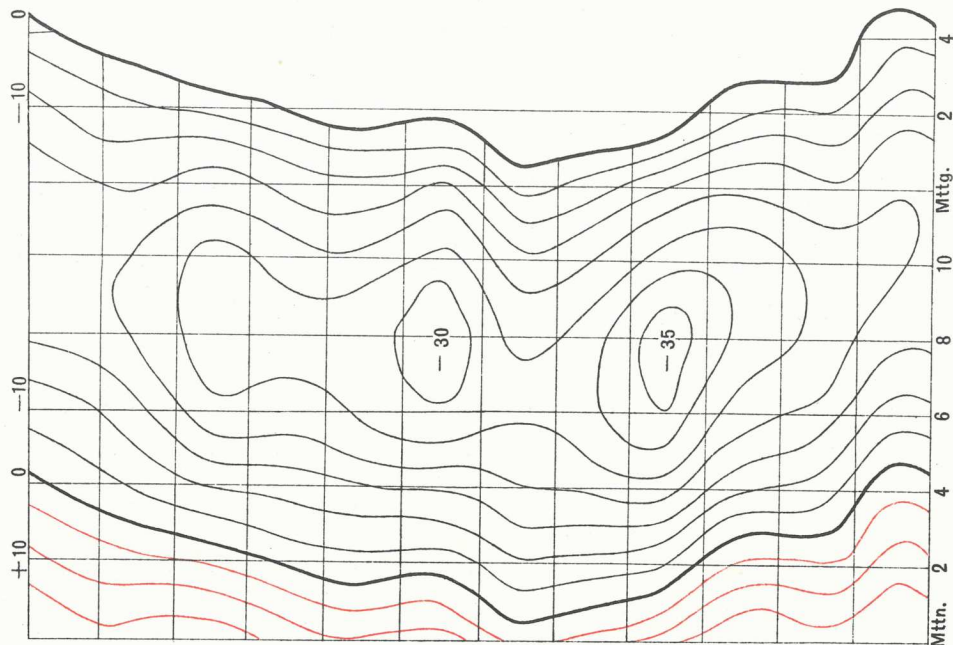


Dez. Nov. Oct. Sept. Aug. Juli Jun. M. Ap. M.z. Feb. Jän.

Isoplethen des täglichen Barometerganges am Sonnblick.
an trüben Tagen



Isoplethen der einmal täglichen Luftdruckschwankung am Sonnblick.
an trüben Tagen



Tafeln II, IV und V sind dieselben für je 5 Hundertstel Millimeter Abweichung vom barometrischen Tagesmittel, und zwar für die Gesamtheit aller in Betracht gezogenen, dann für die heiteren und für die trüben Tage dargestellt. Auf den horizontalen Mittellinien der den einzelnen Monaten entsprechenden Rechtecke wurden zu den Tagesstunden die zugehörigen mittleren Abweichungen hingeschrieben und damit die Kurven gleicher Abweichung so wie in einem Schichtenplane konstruirt. Die in Fig. 8 verzeichneten Kurven sind Profile dieses Schichtenplanes durch die Mittellinien der Monate Januar, April und August.

Die Zerlegung der täglichen Barometeroscillation in ihre harmonischen Komponenten klärt den Unterschied im täglichen Gange an heiteren und trüben Tagen auf. In den Figuren 12 und 13, S. 25, sind die beiden Wellen der einmaligen und der zweimaligen täglichen Schwankung für den Sonnblick für die 4 Monate Juni, Juli, August, September der 10 Jahre 1887—1896, sammt den zugehörigen Vektoren a_1 und a_2 für die heiteren und trüben Tage verzeichnet. Während die zweimalige tägliche Schwankung nur geringfügige Veränderungen erfährt, treten die Extreme der einmaligen Schwankung an heiteren Tagen um fast 4 Stunden früher auf.

Auf den Tafeln II, IV und V sind die Isoplethen der einmaligen täglichen Luftdruckschwankung für die Gesamtzahl der Tage, für die heiteren und für die trüben Tage verzeichnet, und zwar der Symmetrie des Verlaufes der Kurven wegen nur für die Zeit zwischen Mitternacht und Mittag. An den heiteren Tagen ist die Null-Linie dem Vorseilen der Extreme entsprechend, merklich über Mitternacht zurück gegen 11^h verschoben.

Auf Tafel III sind die Isoplethen der zweimaligen täglichen Luftdruckschwankung für die Zeit von Mitternacht bis 8^h verzeichnet. Das Eintreten der grössten Werthe der Extreme, zu Zeiten der Aequinoktien, März und Oktober, und die Verflachung in den Monaten Juli und August tritt besonders an den trüben Tagen deutlich hervor. Im Allgemeinen flachen sich die Extreme an heiteren Tagen ab und verspäten sich.

Auf Tafel III sind auch noch die Isoplethen der dreimaligen täglichen Luftdruckschwankung, deren Amplitude sich im Monate Januar auf 0.05 mm erhebt, für jedes Hundertel Millimeter Abweichung vom Mittel für alle in Betracht kommenden Tage dargestellt. Der Epochenwinkel A_3 liegt während des Winters im 4. Quadranten, während des Sommers im 2. Quadranten, ändert also seinen Werth um fast 180°. Es entspricht dies einer vollständigen Umwechslung des Wellenberges mit dem Wellenthale, welche sich in den Monaten April und September vollzieht. Der allgemeine Charakter dieser Erscheinung wird durch heiteres und trübes Wetter wenig beeinflusst.

Die Aenderung des täglichen Barometerganges an heiteren und trüben Tagen mit der Höhe.

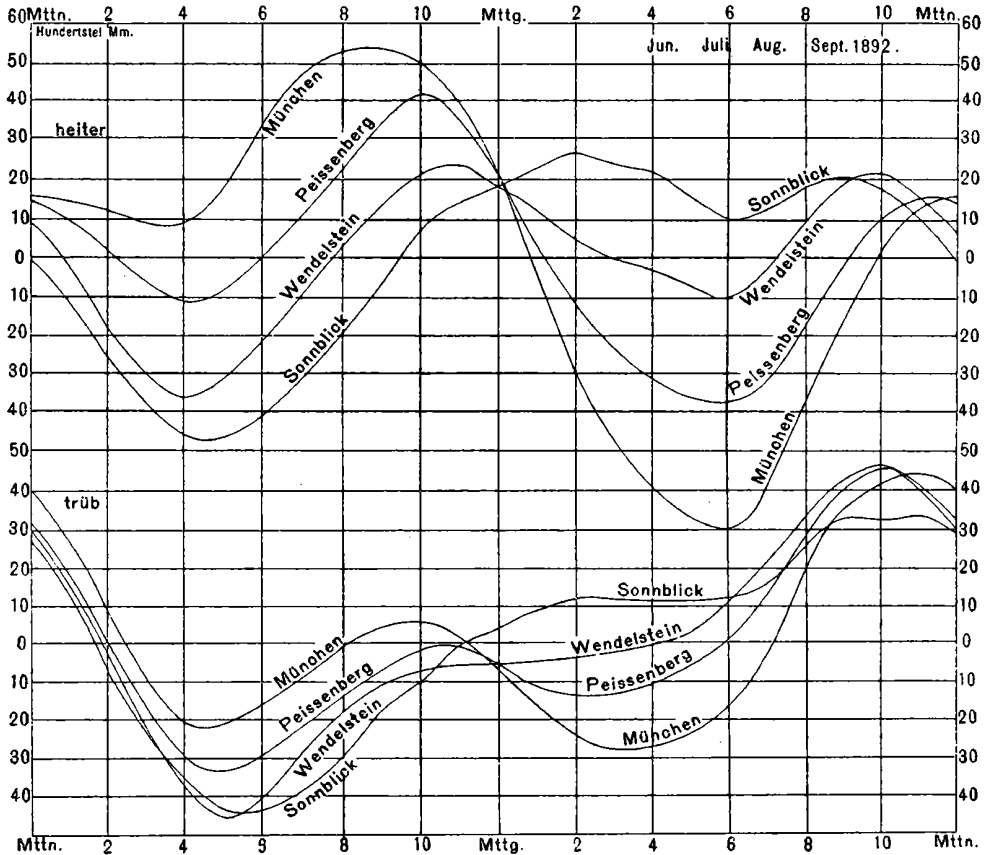
Der zuerst von Lamont für München nachgewiesene Unterschied im täglichen Gang des Barometers an heiteren und trüben Tagen wurde 1895 von J. Hann¹⁾ an den Stationen München, Peissenberg, Wendelstein und Säntis in seiner Veränderung mit der Höhe dargestellt.

¹⁾ J. Hann: »Der tägliche Gang des Barometers an heiteren und trüben Tagen, namentlich auf Berggipfeln«. Sitzber. d. kaiserl. Akad. d. Wiss., Wien, Bd. CIV, S. 505.

In der beifolgenden Fig. 9 sind die Kurven des täglichen Barometerganges für die Stationen München, Peissenberg und Wendelstein im Mittel für die 4 Monate Januar, Juli, August und September 1892 und für korrespondirende Beobachtungen an 25 heiteren und 33 trüben Tagen eingetragen. Dazu sind die Kurven der Mittel derselben 4 Monate des Jahres 1892, für den Sonnblick, aus 19 heiteren und 33 trüben Tagen gerechnet, gefügt. Diese Kurven geben ein anschauliches Bild der Veränderung des täglichen Barometerganges an heiteren und trüben Tagen mit der Höhe.

Die Zerlegung dieser Kurven in die zwei ersten harmonischen Komponenten ist für München und Sonnblick in den Fig. 10, 11, 12 und 13, sowohl

Fig. 9



durch Verzeichnung der Vektoren als der Wellenlinien durchgeführt. Für Sonnblick ist allerdings das Mittel aus den 10 Jahren 1887—1896 genommen, welches sich indessen von jenem für 1892 nur wenig unterscheidet.

In München liegt an heiteren Tagen a_1 mehr an 0° im 4. Quadranten, an den trüben Tagen im 2. Quadranten. Auf dem Sonnblick liegt a_1 an heiteren Tagen im 3., an trüben Tagen im 2. Quadranten.

Die Fig. 10 und 11 enthalten auch eine Darstellung, der einmaligen täglichen Druckschwankung für den Wendelstein, 1200 m über der bayrischen Hochebene. Dieselbe ist an heiteren Tagen durch die thermische Druckschwankung fast aufgehoben. Im Jahre 1889 betrug die entsprechende Amplitude bloß $a_1 = 0.089 \text{ mm}$, bei einem Epochenwinkel $A_1 = 162.4^\circ$. Bei

trübem Wetter hat die combinirte einmalige Druckschwankung auf dem Wendelstein eine grössere Amplitude als in München ¹⁾.

Fig. 10

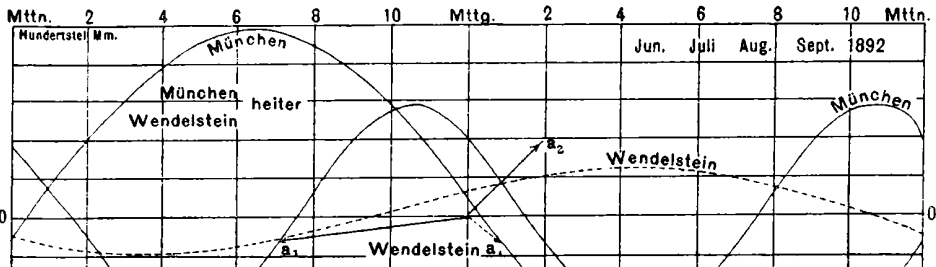


Fig. 11

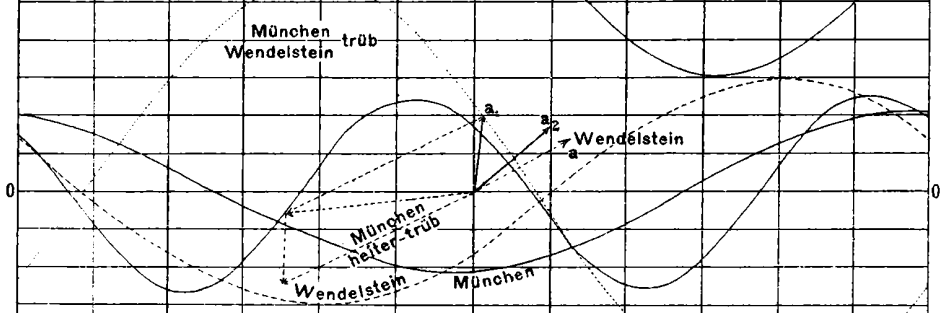


Fig. 12

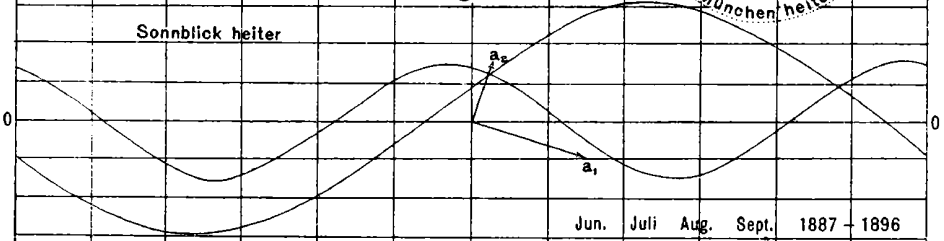
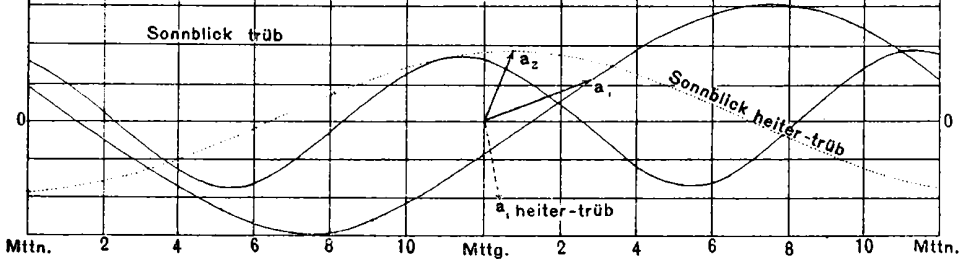


Fig. 13



¹⁾ Die von J. Hann für den Sommer (Juni—Sept.) 1892 gerechneten harmonischen Komponenten des täglichen Barometerganges (Sitzber., Bd. CIV, S. 528) sind:

		a_1	A_1	a_2	A_2
München	heiter	0.482	355.5°	0.265	136.7°
»	trüb	.200	97.2	.247	139.6
Peissenberg	heiter	.194	346.3	.245	130.4
»	trüb	.231	134.3	.216	139.1
Wendelstein	heiter	.121	214.9	.211	137.7
»	trüb	.294	150.5	.200	134.6
Obir, Sommer	heiter	.228	202.5	.169	118.3
»	trüb	.219	119.8	.199	113.3
» Winter	heiter	.222	220.8	.191	143.4
»	trüb	.135	106.4	.188	139.0

Die Wechselwirkung zwischen den Gebieten der Cyclonen und der Anticyklonen.

In der Fig. 11 ist durch die punktierten Linien derjenige Vektor a' und die entsprechende Welle angedeutet, welche den Unterschied zwischen der einmaligen täglichen Druckschwankung heiter—trüb in München darstellt und die Auffindung des zugehörigen Vektors gezeigt.

Es entspricht diesem Unterschied der Ausdruck:

$$0.5 \sin (330^\circ + \theta)$$

mit dem Maximum um 8° und einem Minimum um 8° .

J. Hann¹⁾ zeigt nun, dass eine fast gleiche Beziehung in dem Unterschiede im täglichen Gange des Barometers bei heiterem und trübem Wetter (heiter—trüb) im Allgemeinen bei Küsten- und Inlandstationen besteht, so für die Küstenorte Hamburg, Triest $0.423 \sin (329.0^\circ + \theta) + 0.032 \sin (311.2^\circ + 2\theta)$, für die Inlandorte Zürich, München, Klagenfurt $0.535 \sin (331.8^\circ + \theta) + 0.018 \sin (279.5^\circ + 2\theta)$.

Anticyklone — Cyklone (Pawlowsk) Sommer $0.652 \sin (319.6^\circ + \theta) + 0.023 \sin (261.0^\circ + 2\theta)$.

Für trübes Wetter entspricht im Allgemeinen die tägliche Luftdruckschwankung dem Ausdruck

$$0.2 \sin (90^\circ + \theta)$$

mit einem Maximum um Mitternacht und einem Minimum am Mittag.

J. Hann zeigt weiter, dass die oben bezeichneten Unterschiede im täglichen Barometergange denselben Charakter haben, wie die Unterschiede im täglichen Gange auf dem Lande und an der Küste, es gilt für Kew-Valentia, d. i. Land—Küste im Juni

$$0.44 \sin (14.5^\circ + \theta) + 0.08 \sin (192.3^\circ + 2\theta),$$

wobei der nicht sehr beträchtliche Unterschied von 330° und 14.5° in den Epochenwinkeln nicht sehr in Betracht kommt. Dagegen gibt Henry Blandford für Kalkutta-Sandhead

$$0.70 \sin (343.2^\circ + \theta),$$

so dass der Unterschied im täglichen Gange des Luftdruckes an der Huglymündung Land—Meer, sein Maximum um 7° hat.

J. Hann spricht daher folgenden Satz aus: Der Unterschied im täglichen Gange des Barometers bei heiterem und bei trübem Wetter entspricht vollkommen dem Unterschiede zwischen dem täglichen Gange des Luftdruckes über dem Lande und über der angrenzenden See.

J. Hann schliesst hieran den Satz, dass die Orte barometrischer Maxima mit klarem Himmel und grosser täglicher Wärmeschwankungen im Bezug auf die täglichen Druckschwankungen gerade so auf die Orte barometrischer Minima mit bedecktem Himmel und kleiner täglicher Wärmeschwankung reagiren, wie die Landflächen auf die benachbarten Wasserflächen²⁾.

Die Landflächen erwärmen sich Tags über rascher als das Meer und auch die Luft nimmt über dem Lande eine höhere Temperatur an; die Flächen

¹⁾ Sitzber. Bd. CIV, S. 536.

²⁾ J. Hann: »Lehrb. d. Meteorologie«, S. 412 und S. 432.

gleichen Druckes heben sich über dem Lande, die Luft beginnt in der Höhe gegen das Meer abzufließen. In Folge dessen steigt der Luftdruck über dem Meere und sinkt über dem Lande, so dass hiedurch eine Luftströmung, der Seewind, von der See gegen das Land eingeleitet wird, welcher tagsüber anhält. Bei der Nacht erkaltet das Land und die darüber befindliche Luft rascher wie das Meer und die Seeluft, der Vorgang kehrt sich um. Bei Nacht bildet sich der Landwind aus. Zwischen Orten barometrischer Maxima und Minima kommt es allerdings zu keinem Analogon der Land- und Seewinde, wohl aber tritt eine Verminderung der Gradienten an der Erdoberfläche bei Tag und eine Verstärkung bei der Nacht ein. Ein wesentlicher Unterschied liegt ja darin, dass die Grenze zwischen Wasser und Land eine scharfe ist. Dieses Grenzgebiet ist das Gebiet des unmittelbaren Luftaustausches, der sich wohl nicht viel über 1000—1500 m hinauf erstreckt. Die Gebiete heiteren und trüben Wetters verhalten sich anders.

Für einen höheren Berggipfel geben die Differenzen heiter—trüb fast den umgekehrten Gang, wie in der Niederung. Die Gradienten werden in der Richtung von der heiteren zur trüben Area oder in der Richtung der Anticyklone zur Cyklone bei Tag vergrößert, bei Nacht verringert. In einem Niveau, wo kein mittlerer Gradient mehr vorhanden wäre, würde in der Nacht ein Druckgefälle von der Area trüben Wetters gegen die Area heiteren Wetters herrschen, bei Tag aber umgekehrt. Es ist natürlich genau dasselbe, was über Land und See in der Höhe eintritt.

Für Säntis und Obir mittlerer Höhe 2200 m, gibt Hann die folgenden Werthe für die Differenz heiter—trüb¹⁾:

$$0.352 \sin(258.3^\circ + \theta) + 0.023 \sin(304.4^\circ + 2\theta).$$

Für den Sonnblick, 3106 m, beträgt dieselbe für die drei Monate Juni, Juli und August der 10 Jahre 1887—1896

$$0.1984 \sin(262^\circ 32' + \theta) + 0.0404 \sin(320^\circ 38' + 2\theta).$$

Die Amplitude der Differenz heiter—trüb der einmaligen täglichen Schwankung ist am Sonnblick wesentlich geringer als auf dem Säntis und am Obir, dagegen zeigen die Epochenwinkel für die einmalige und für die zweimalige tägliche Schwankung nahezu denselben Werth.

Die einmalige tägliche Barometerschwankung wird von einem allgemeineren Charakter beherrscht, entweder jenem des anticyklonalen (heiteres Wetter) oder des cyclonalen (trübes Wetter).

¹⁾ Für Obir sind Sitzber. Bd. CIV, S. 514 u. 527, 40 heitere und 30 trübe Tage (Juni—Sept.) 1893 und 30 heitere und 40 trübe Tage vom December 1894 bis 1. Woche März 1895 benützt. Hiezu habe ich aus den im Bd. CX der Sitzber., S. 328, für die einzelnen Monate der 10 Jahre 1887—1896 mitgetheilten Werthen der harmonischen Komponenten dieselben für die vier Monate Juni—Sept. und auf sie die drei Monate Juni—Aug., dann für den Winter (Nov.—Febr.) gerechnet; dieselben sind

		a_1	A_1	a_2	A_2
Sonnblick (Juni—Sept.)..	{ heiter	0.295	196.40°	0.143	104.29°
	{ trüb	.292	159.01	.169	109.01
Sonnblick (Juni—Aug.)..	{ heiter	.326	197.32	.157	98.20
	{ trüb	.302	161.01	.169	107.33
Sonnblick (Nov.—Febr.)..	{ heiter	.113	212.45	.145	129.42
	{ trüb	.203	127.25	.189	117.05