

Einige neue Ergebnisse
der
wissenschaftlichen
Ballon- und Drachenaufstiege.

Von
Prof. Dr. Wilhelm Trabert.

Vortrag, gehalten den 30. November 1910.

Seit einer Reihe von Jahren ist mit besonderer Vorliebe von den Meteorologen die Erforschung der sogenannten „freien“ Atmosphäre in Angriff genommen worden. Man hat dieses Ziel auf zweifache Weise zu erreichen versucht, indem man einmal an gewissen, international vereinbarten Tagen unbemannte Ballons mit selbstregistrierenden Apparaten hochließ, deren Aufzeichnungen dann nach Auffindung der Ballons ausgewertet werden, und indem man zweitens auch sogenannte aeronautische oder aerologische Observatorien gründete, an denen, womöglich täglich, durch Drachenaufstiege die dem Erdboden benachbarten Schichten bis zu 4000, 5000, ja 7000 m Höhe erforscht werden sollen.

Die internationalen Registrierballonaufstiege finden jeden Monat, im allgemeinen am ersten Donnerstag jeden Monates statt, aber da im Frühjahr, Sommer, Herbst und Winter immer an je drei, in einem Monat sogar an sechs aufeinanderfolgenden Tagen solche Ballons hochgelassen werden, so beläuft sich ihre Zahl auf 23 im Jahre.

Etwa zehn Jahre reichen diese internationalen Ballonaufstiege zurück und im allgemeinen wird bei denselben eine Höhe von 16, ja von 20 km erreicht. Die

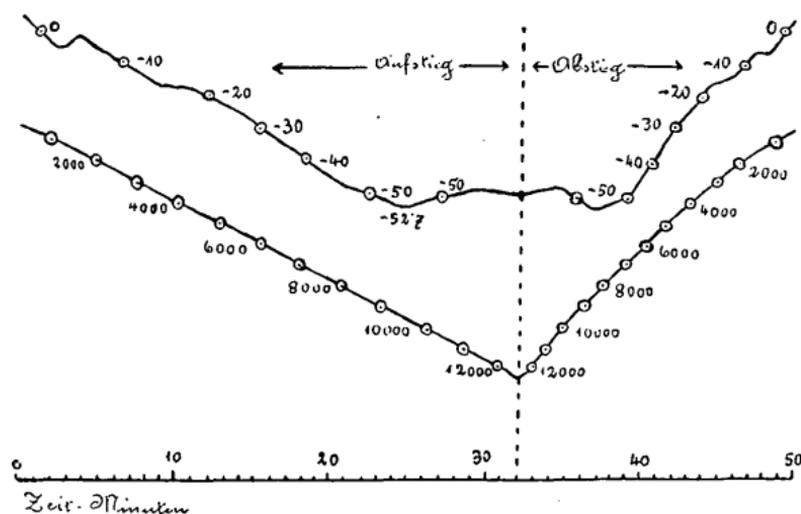
größeren Höhen, die in vereinzelt Fällen erreicht worden sein sollen, beruhen wohl auf Fehlern der Luftdruckangaben, die in sehr großen Höhen unter dem Einflusse der Sonnenstrahlung ganz beträchtliche sein können.

Da die Zahl der nichtaufgefundenen Ballons nur wenige Prozente der Gesamtzahl der hochgelassenen Ballons ausmacht, so lieferten dieselben immerhin ein sehr stattliches, etwa neun Zehntel der ganzen Atmosphäre umfassendes Material.

Die Methode, die dabei angewendet wurde, war die, auf welche man überhaupt in der Meteorologie angewiesen ist: Man beobachtet ganz systematisch an willkürlich herausgegriffenen Tagen. Wenn dann die Zahl der Tage nur erst groß genug ist, dann fallen schon von selbst die Beobachtungen auf Tage hohen und tiefen Luftdruckes, auf gutes und schlechtes Wetter, auf die für die Kälterückfälle im Mai charakteristische Situation, wie überhaupt auf irgend eine beliebige andere Wettersituation.¹⁾

¹⁾ Es erscheint daher wohl etwas zu weit gegangen, wenn Felix Exner meint, daß die internationale Methode der Aufstiege, bei welchen „ziellos“ Material zusammengetragen wird, recht unökonomisch ist. Zunächst braucht man die Kenntnis allgemeiner, durchschnittlicher Verhältnisse. Diese erlangt man aber am ökonomischsten, wenn man in jedem Monat an einem bestimmten oder an mehreren bestimmten Tagen beobachtet. Man sucht auch vor allem von den Temperaturverhältnissen Kenntnis zu erhalten. Da wird es wohl schwer, konkrete Vorschläge für eine andere Methode zu machen.

Die Drachenaufstiege, die, um nur einige Punkte zu erwähnen, z. B. in Großborstel bei Hamburg und ganz besonders in Lindenberg bei Berlin unter Aßmanns Leitung vorgenommen werden, reichen gleichfalls ziemlich weit zurück. In Lindenberg wurden dieselben regelmäßig von 1903 an täglich, in neuerer Zeit sogar zwei-



Resultate des Aufstieges vom 7. Mai 1909

Fig. 1.

mal täglich vorgenommen. Die Höhen, die dabei erreicht wurden, betragen 4, 5, 6, ja 7 km!

Es ist das Charakteristische aller dieser Untersuchungen, daß man dabei die Höhe, in welcher die Beobachtungen gewonnen werden, nicht direkt erhält, sondern erst aus dem Luftdrucke, der ja in einer ganz bestimmten, wohl bekannten Weise mit der Höhe ab-

nimmt, errechnen muß, und so erhalten wir erst mittelbar die zu einer bestimmten Höhe gehörige Temperatur.

Nehmen wir als Beispiel die Fahrt des Wiener Registrierballons vom 7. Mai 1909, so sehen wir (vgl. Fig. 1), um welche Zeit die verschiedenen Höhen erreicht wurden, wir sehen, daß die Höhe fast geradlinig mit der Zeit ansteigt, daß also in derselben Zeit ungefähr dieselben Wege zurückgelegt werden, und da die Höhe von 12.000 m nach etwa 30 Minuten erreicht wird, können wir sagen, der Ballon steigt mit einer ziemlich konstant bleibenden Geschwindigkeit von 400 m in der Minute oder von nicht ganz 7 m pro Sekunde.

Wir können aber auch aus der oberen Kurve der Figur ersehen, welche Temperaturen in den einzelnen Höhen herrschen. Mehr oder weniger regelmäßig nimmt die Temperatur von 5.4°C ab, sie erreicht in etwa 1250 m — 4.2° , nimmt dann wieder zu bis zu 1590 m, woselbst sie — 3.7° beträgt — wir haben hier eine sogenannte Inversion — und dann nimmt sie weiter ab bis — 52.7° in 9500 m. Der Ballon steigt weiter, er erreicht 12.720 m, aber die Temperatur sinkt nun nicht weiter, sie bleibt konstant oder steigt sogar ein wenig.

Der Tragballon platzt in dieser Höhe und um den Fall zu mildern, ist noch ein zweiter, nicht so stark aufgeblasener, kleinerer Ballon in Verwendung, der gleichzeitig bei der Landung als Signalballon zu dienen hat.

Beim Abstieg sehen wir wieder die tiefste Temperatur in etwa 9500 m und wir sehen wieder die kleine Inversion in etwa 1700 m.

Schon aus diesem Beispiel ersehen wir aber, daß oberhalb von etwa 10.000 m die Temperatur nicht weiter fällt, und ich erwähne gleich, daß es nicht einen einzigen Ballonaufstieg, der überhaupt so hoch reicht, gibt, der diese Erscheinung nicht zeigt. In etwa 10.000 m wird die tiefste Temperatur erreicht, dann sinkt die Temperatur nicht weiter.

Es ist selbstverständlich, daß man eine so auffallende und überraschende Erscheinung zunächst für eine Täuschung hielt. Man dachte daran, daß unter dem Einflusse der Sonnenstrahlung die Thermometer oberhalb 10.000 m zu hoch zeigten, aber auch die Registrierballons, die bei Nacht aufstiegen, und andere Ballons, bei denen die Ventilation gewiß eine genügende war, ließen diese „Isothermie“ erkennen, man beobachtete die Erscheinung auf dem Lande und auf dem Meere, nicht bloß bei uns, sondern auch in den Tropen und in den Polargegenden, und auf der internationalen aeronautischen Konferenz in Monaco im Frühjahr 1909 gab es — nach einer diesbezüglichen Frage des Präsidenten der Kommission — niemanden mehr, der an der Realität der sogenannten „isothermen Schichte“ gezweifelt hätte. Der Ausdruck „isotherme Schichte“ ist aber nicht so zu verstehen, daß überall und jederzeit in 10.000 m eine Temperatur von -50° herrsche, sondern oberhalb von etwa 10.000 m ist die Temperatur ziemlich konstant, die Temperatur selbst aber kann ortweise und zeitweise eine verschiedene sein, sie kann in derselben Höhe z. B. -45° oder auch -65° C betragen.

Daß oberhalb von etwa 10.000 m die Temperatur nicht weiter abnimmt, also eine sogenannte isotherme Schichte vorhanden ist, ist zweifellos das allerwichtigste Ergebnis der unbemannten Ballonfahrten.

Artur Wagner hat nun das gesamte Material der internationalen Ballonfahrten benützt, um (unter anderem) gewisse Gesetzmäßigkeiten in der Höhe der isothermen Zone zu erhalten. Im allgemeinen Durchschnitt ergibt sich für die Höhe dieser Zone 10·5 km, genauer 10.460 m, wenn man dieselbe von dort an zählt, wo der Temperaturfall kleiner als $0\cdot1^{\circ}$ pro 100 m wird. Im Winter, besonders im Spätwinter, Februar bis April, liegt sie tiefer, etwa 10 km (im März 9·4 km), im Sommer, besonders im Spätsommer, Juli bis September, liegt sie höher, etwa 11 km (im August 11·3 km). Da sie auch in den Tropen höher liegt wie bei uns, in den Polargegenden tiefer, kann man somit allgemein sagen: Über Gebieten mit hoher Temperatur liegt die isotherme Schichte hoch, über Gebieten mit niedriger Temperatur liegt sie tief. Die Temperaturabnahme ist dabei im Sommer und im Winter so ziemlich gleich. Sie ist nur wesentlich geringer in den bodennächsten Schichten im Winter, da ja im Winter das Stagnieren der kalten Luft in Becken und Tälern, wie überhaupt die Abkühlung der Luft unmittelbar über dem Boden zu häufigen sogenannten „Temperaturumkehrungen“ Veranlassung gibt. Dies ist auch die Ursache, daß selbst im Jahresmittel die Temperatur unmittelbar über dem Boden so

langsam abnimmt. Oberhalb von 8 km Höhe macht sich schon der Einfluß der isothermen Zone geltend und von 12 km an ist keinerlei Temperaturzunahme mehr zu sehen.

Temperaturabnahme pro 100 m:

Erde—1	1—2	2—3	3—4	Kilometer
0·33	0·46	0·50	0·57	Grad Celsius
4—5	5—6	6—7	7—8	Kilometer
0·62	0·68	0·70	0·73	Grad Celsius
8—9	9—10	10—11	11—12	Kilometer
0·64	0·52	0·32	0·13	Grad Celsius
12—13	13—14	14—15	15—16	Kilometer
0·03	0·00	— 0·01	— 0·02	Grad Celsius

Die Ursache der Temperaturabnahme sind ja wohl die vertikalen Bewegungen, denn Luft, welche absteigt, erwärmt sich um 1° pro 100 m und Luft, welche aufsteigt und deren Wasserdampf sich kondensiert, kühlt sich nur um etwa $0\cdot5^{\circ}$ pro 100 m ab, um so mehr, je weniger sie Wasserdampf enthält. Die durchschnittliche Temperaturabnahme mit der Höhe liegt also inmitten zwischen $0\cdot5$ und 1° und sie nimmt, wie wir dies deutlich vom Erdboden bis zu 8 km Höhe sehen, um so mehr zu, je höher wir steigen.

Welches ist nun die Ursache, daß die Temperatur oberhalb von 10.000 m nicht mehr abnimmt?

Da stehen sich nun zwei Auffassungen schroff gegenüber. Die einen sagen, das Primäre sind die vertikalen Bewegungen, diese fehlen oberhalb 10.000 m und

darum fehlt hier die Temperaturabnahme. Die anderen sagen, das Primäre ist die Konstanz der Temperatur oberhalb 10.000 m und weil hier die Temperaturabnahme fehlt, deshalb gibt es dort keine vertikalen Bewegungen.

Die einen haben offenbar zu erklären, warum oberhalb 10.000 m die vertikalen Bewegungen fehlen, die anderen müssen einen plausiblen Grund dafür angeben, daß oberhalb von etwa 10.000 m die Gleichgewichtstemperatur von selbst eine und dieselbe ist.

Welches sind nun überhaupt die Ursachen für die vertikalen Bewegungen? oder sagen wir lieber richtiger, welches ist die Ursache der unser ganzes Wetter bestimmenden Hoch- und Tiefdruckgebiete des Luftdruckes? Das ist offenbar eine sehr schwierige Frage und eine endgültige Antwort darauf ist heute noch nicht möglich. Wer aber dafür hält, daß die Ursache davon nur der Wasserdampf sein kann und daß der Unterschied in dem Verhalten der absteigenden Luft, in welcher die Temperatur um 1° pro 100 m zunimmt, und der aufsteigenden Luft, in welcher der Wasserdampf kondensiert wird und als Regen herabfällt, gelegen sei, der wird sagen, oberhalb von 10 km Höhe oder unter $— 50^{\circ}$ ist die Menge des Wasserdampfes in der Atmosphäre so gering, daß oberhalb dieser Höhe die Atmosphäre im Gleichgewicht stehen muß. Es gäbe hier keinen Unterschied in der Temperaturabnahme bei Auf- und Absteigen, also würden auch hier die vertikalen Bewegungen fehlen und weil diese fehlen, deshalb ist die Temperatur konstant.

Die anderen sagen: Fast die ganze Atmosphärenstrahlung besorgt der Wasserdampf. Oberhalb von 10.000 m ändert sich also die Strahlung der Erdoberfläche und der Atmosphäre nicht mehr. Da nun die Temperatur an jedem Orte jene ist, bei der Gleichgewicht herrscht zwischen der Einstrahlung und dem Verluste, so ist keine Ursache für die Änderung der Temperatur mit der Höhe mehr vorhanden. Das ungefähr ist der Gedankengang von Humphreys.

Welche von beiden Auffassungen die richtige ist, darüber kann heute noch keine definitive Auskunft gegeben werden.

Sehr interessant ist nun ein weiteres Ergebnis Wagners. Untersucht man für sich die Barometermaxima oder die Schönwettergebiete und die Barometerminima oder die Schlechtwettergebiete, so zeigt sich ein ganz entgegengesetztes Verhalten unterhalb und oberhalb der Grenzschicht zwischen dem Gebiete, in welchem die Temperatur abnimmt, und jenem, in welchem sie konstant bleibt.

Ferrel erklärte die Hoch- und Tiefdruckgebiete sehr einfach. Über einem Hochdruckgebiete, sagte er, lastet eine kalte Luftsäule, kalte Luft ist schwer, deshalb ist hier der Luftdruck hoch. In Tiefdruckgebieten ist es gerade umgekehrt, sie sind warme Luftsäulen, warme Luft ist leicht, darum ist hier an der Erdoberfläche der Luftdruck tief. Hann zeigte schon aus den Beobachtungen auf dem Sonnblick, daß es so nicht sei, wie Ferrel annahm, daß im Gegenteile die Luftsäule

in Hochdruckgebieten warm und jene in Tiefdruckgebieten kalt sei. Wagner wies nun nach, daß dies bis an die Grenze der isothermen Zone der Fall sei. Barometer-

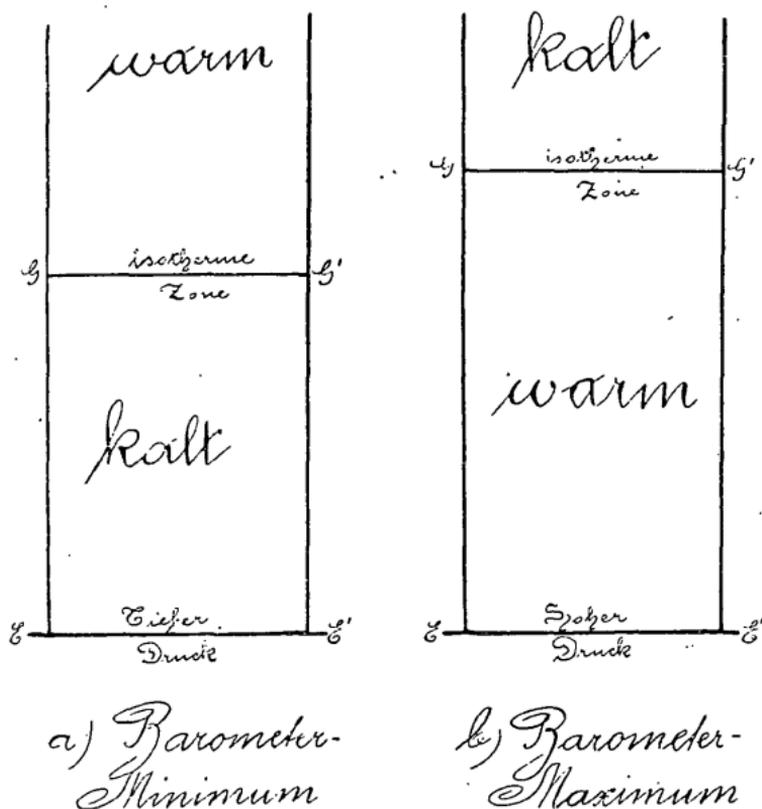


Fig. 2.

maxima sind (besonders auf der Nordwestseite) von der Erdoberfläche bis zu 9 km Höhe um 2 bis 4° zu warm, Barometerminima um 2 bis 6° zu kalt. Von 9 bis 16 km verhält es sich gerade umgekehrt.

Es zeigt sich aber weiter, daß die Höhe der isothermen Zone in Gut- und Schlechtwettergebieten eine ganz verschiedene ist. In Barometerminimis liegt die Höhe der isothermen Zone um etwa 1.1 km zu tief, in Barometermaximis liegt sie um etwa 0.8 km zu hoch.

Wir haben also ein Bild, wie es Fig. 2 veranschaulicht: In einem Barometerminimum, wenn über der Erdoberfläche EE' tiefer Druck lastet, ist die Luftsäule bis zur isothermen Zone, also zwischen EE' und GG' zu kalt, darüber zu warm; bei dem Barometermaximum ist umgekehrt bis zur Grenzschicht GG' , woselbst die isotherme Schicht beginnt, der Luftkörper zu warm, darüber zu kalt. Der Unterschied in den Temperaturen der isothermen Schicht in einem Minimum und einem Maximum ist 6 bis 8 Grade!

Wir sehen nun, daß die Grenze zwischen der isothermen Zone und jener Zone, in welcher die Temperatur mit der Höhe abnimmt, oder, wie man auch sagt, der „Troposphäre“ im Luftdruckminimum viel tiefer liegt als im Luftdruckmaximum. Was geschieht nun, wenn der Luftdruck steigt und die Grenze hinaufrückt? Wird die isotherme Zone gehoben, wie wenn sie von der Troposphäre durch eine Scheidewand getrennt wäre? Oder wird, wenn die Grenze hinaufrückt, ein Teil der isothermen Zone in Troposphäre verwandelt?

Die Antwort auf diese Frage wird uns erleichtert, wenn wir die Figur ansehen. Im Tiefdruckgebiet, wenn die Grenze tief liegt, ist die ganze darüberlagernde iso-

therme Schicht relativ warm, wärmer als ihre Umgebung, sie erfährt also einen Auftrieb, der sie als Ganzes zum Aufsteigen zwingt. Wenn die Luft steigt, kühlt sie sich aber ab und es würde nicht mehr zu verwundern sein, daß die Atmosphäre im Hochdruckgebiet, wenn die isotherme Zone höher liegt, auch kälter ist. Umgekehrt ist im Hochdruckgebiet die isotherme Schichte kälter als ihre Umgebung, es wirkt auf sie, weil die Luft schwerer ist als ringsherum, eine Kraft nach abwärts, sie sinkt und sie erwärmt sich dabei, während an der Erdoberfläche der Luftdruck fällt.

Wenn wir also annehmen, daß beim Fallen des Barometers die ganze isotherme Zone sich nach abwärts bewegt und daß beim Steigen des Barometers dieselbe sich nach aufwärts bewegt, so verwenden wir dabei eine Erscheinung, die gewiß vorhanden ist und die eintreten muß; wir haben aber dann auch jene Temperaturverhältnisse in der isothermen Zone als Konsequenzen dieser Annahme zu erwarten, die uns die Erfahrung zeigt.

Wollten wir dagegen eine Verwandlung von Teilen der isothermen Zone in Troposphäre und umgekehrt annehmen, dann bliebe die Frage offen, warum dies eigentlich geschehe, es bliebe die Frage offen, warum sich dann auch gleichzeitig die Temperatur ändere. Wir könnten uns dann auch kaum vorstellen, warum sich der verwandelte Teil ebenso verhalte wie der unverwandelte Teil.

Wir übergangen alle weiteren Kenntnisse, die uns die simultanen Ballonfahrten gebracht haben in bezug

auf den jährlichen Gang der Temperatur in verschiedenen Höhen, seine Amplitude und die Größe der Extreme; in bezug auf den jährlichen Gang der Temperaturabnahme,

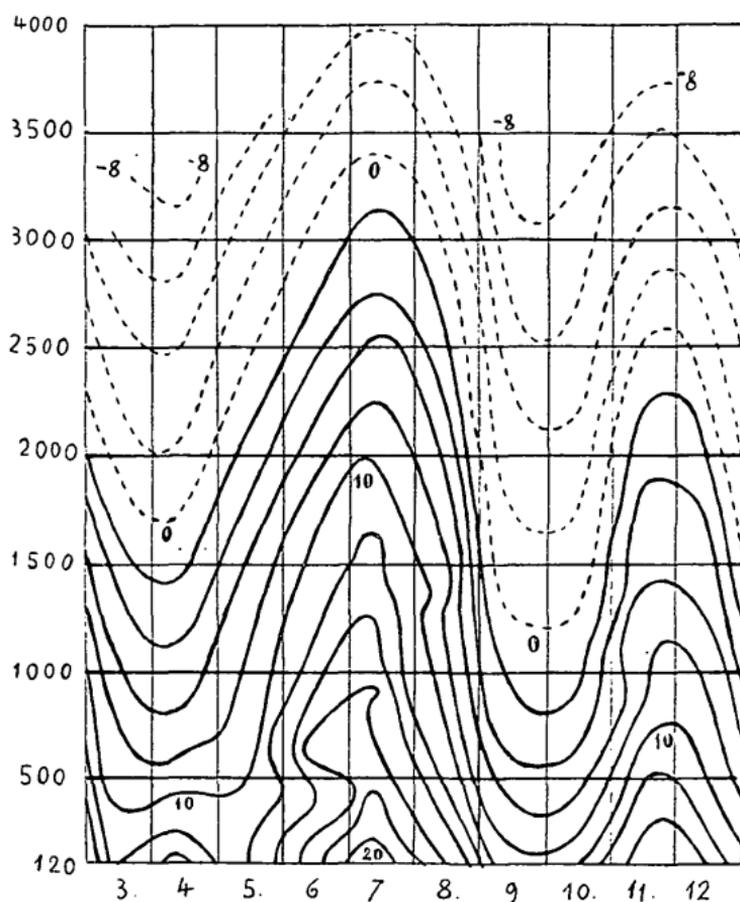


Fig. 3.

auf den Unterschied zwischen Berggipfeln und freier Atmosphäre usw. Wir wenden uns nun jenen Ergebnissen zu, welche wir insbesondere den Lindenberger Drachenaufstiegen verdanken.

Wenn wir bedenken, daß in Lindenberg täglich die Temperatur in verschiedenen Höhen ermittelt wird, dann können wir ja z. B. von der Temperatur 0° ermitteln, daß dieselbe — wir wählen das Beispiel von der Zeit des 3. bis 12. Mai 1905 (Fig. 3) — am 3. Mai etwa in einer Höhe von 2000 m liegt, daß sie bis zum 4. auf etwa 1700 m sinkt und an diesem Tage am tiefsten liegt, dann steigt sie empor am 5. und 6. Mai und erreicht am 7. etwa 3400 m. Dann fällt sie wieder bis zu etwa 1200 m am 9. oder 10., steigt dann abermals bis über 2500 m am 11. usw. Wir können so den Verlauf der 0° -Linie, aber offenbar ebenso den Verlauf auch jeder anderen Temperatur verfolgen, wir können uns z. B. von einem ganzen Monat „Isothermen“ zeichnen und ermitteln, wann eine warme, wann eine kalte Luftsäule eingebettet ist in kältere, beziehungsweise wärmere Luft ringsumher.

Wir können so die Tage einer warmen Luftsäule über Lindenberg und desgleichen die Tage einer kalten Luftsäule ermitteln und so z. B. das Verhalten des Luftdruckes beim Vorübergang einer warmen oder einer kalten Luftsäule untersuchen.

Wenn wir nun aus den Diagrammen, die in der Zeitschrift „Das Wetter“ von Aßmann für jeden Monat seit 1903 veröffentlicht sind, alle warmen und kalten Luftsäulen herausgreifen und die gleichzeitigen Luftdruckverhältnisse an jenem Tage, an welchem eine warme, beziehungsweise kalte Luftsäule über Lindenberg lastet, sowie den Luftdruck an den beiden Vortagen ermitteln, dann ergibt sich das folgende Verhalten.

Luftdruck unter warmen Luftsäulen.

	Zahl der Fälle	Zweiter Vortag	Erster Vortag	Temp.-Max.	Erster Nachttag	Zweiter Nachttag
Juli . . .	21	762·9	63·8	60·4	59·6*	60·9
Dezember .	21	63·2	67·5	65·7	61·3	59·4*
Jahr . . .	272	62·6	64·3	61·7	60·6*	61·3

Luftdruck unter kalten Luftsäulen.

Januar . . .	19	761·5*	63·0	69·7	70·6	65·6
Juli . . .	31	60·9	59·7*	61·1	61·8	61·3
Jahr . . .	317	60·3	59·0*	62·5	63·5	61·8

Wir sehen also: unter warmen Luftsäulen fällt der Luftdruck im Jahresdurchschnitt um 3·7 mm, im Dezember sogar um 8·1 mm, unter kalten Luftsäulen steigt er im Jahresdurchschnitt um 4·5 mm, im Januar sogar um 9·1 mm!

Es würde nun nichts Auffallendes an sich haben, wenn auf der Vorderseite eines Minimums, also wenn der Luftdruck fällt, südliche Winde eine Erhöhung der Temperatur bringen, daß also Erhöhung der Temperatur mit einem Fallen des Barometers verbunden wäre, und ebenso wäre es sehr plausibel, wenn Erniedrigung der Temperatur mit einem Steigen des Barometers verbunden wäre, denn auf der Rückseite einer Depression wehen ja nördliche Winde, welche kältere Luft heranwehen. So könnten wir aber nur das Fallen des Barometers vom ersten Vortage bis zum Tage der warmen Luftsäule und ebenso sein Steigen gleichfalls nur vom Vortage bis zum Tage der kalten Luftsäule erklären. Der Luftdruck fällt aber weiter, auch wenn die warme Luftsäule schon vorüber ist, und der

Luftdruck steigt weiter, wenn die kalte Luftsäule vorüber ist und ihre Temperatur bereits steigt!

Wir müssen daraus schließen, daß warme Luftsäulen an sich ein Fallen des Barometers und kalte Luftsäulen an sich ein Steigen des Barometers bewirken, und das hat auch nichts Befremdendes an sich, denn eine warme Luftsäule inmitten kälterer Luft unterliegt einem Auftriebe, es werden über einem warmen Gebiete die Flächen gleichen Druckes in die Höhe gehoben, es strömt oben viel mehr Luft ab, als unten zuströmen kann. Gerade umgekehrt verhält sich natürlich eine kalte Luftsäule, sie bewirkt an sich ein Steigen des Barometers, d. h. eine Luftzufuhr.

Wir beobachten übrigens auch, daß über den warmen Tropen, über dem warmen Kontinent im Sommer und über dem erwärmten Lande bei Tag der Luftdruck niedrig ist, er steigt vom Äquator zu den höheren Breiten, er ist hoch über dem kalten Kontinent im Winter und über dem erkalteten Lande bei Nacht. Die Tatsache selbst ist uns also wohl geläufig.

Wenn wir kurz resümieren, so haben wir also als wichtigste, zum Teile geradezu überraschende Ergebnisse der Ballonfahrten und Drachenaufstiege anzusehen:

1. Die Abnahme der Temperatur können wir nur bis zu etwa 10 km beobachten, darüber ist eine Schicht mit unverändert bleibender Temperatur, die isotherme Schichte.

2. Die Höhe der isothermen Schichte wechselt. Sie liegt hoch über den Tropen, im Sommer, in Luftdruckmaximis, kurz in Gebieten hoher Temperatur, sie liegt tief in den Polargegenden, im Winter, in Barometerminimis, oder kurz gesagt, in Gebieten niedriger Temperatur.

3. Es ist insbesondere aus der wechselnden Höhe in Barometermaximis und -Minimis zu folgern, daß sich die isotherme Schichte bei fallendem Luftdruck als Ganzes senkt, daß sie bei steigendem Luftdruck sich erhebt. Die Beobachtungen bestätigen, daß die isotherme Zone, wenn sie hoch liegt, kälter, wenn sie tief liegt, wärmer ist.

4. Warme Luftsäulen in der Troposphäre bewirken an sich ein Fallen des Barometers, kalte Luftsäulen im Gegenteil ein Steigen.

Welche Folgerungen für die Wettervorhersage insbesondere aus den letzteren Tatsachen zu ziehen sind, würde den Rahmen dieses Vortrages übersteigen.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse Wien](#)

Jahr/Year: 1911

Band/Volume: [51](#)

Autor(en)/Author(s): Trabert Wilhelm

Artikel/Article: [Einige neue Ergebnisse der wissenschaftlichen Ballon- und Drachenaufstiege. 1-19](#)