

# Ueber die Luftströmungen, insbesondere die Stürme Europa's

Autor(en): **Weilemann, A.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Neujahrsblatt herausgegeben von der Naturforschenden Gesellschaft auf das Jahr ...**

Band (Jahr): **78 (1876)**

PDF erstellt am: **06.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-386815>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ueber die  
**Luftströmungen, insbesondere die Stürme Europa's**

von

**Prof. A. Weilenmann.**

---

**Mit einer Figurentafel.**

**Zürich.**

Druck von Zürcher und Furrer.

1875.

Die Witterungskunde ist eine noch verhältnissmässig sehr junge Wissenschaft. Wenn auch schon vom 17. Jahrhundert an Beobachtungen über den Witterungszustand an einzelnen Orten gemacht wurden, die ein vortreffliches Material zur Beurtheilung der klimatischen Verhältnisse der betreffenden Gegend lieferten, so waren diese Orte doch nur vereinzelt, und ohne Zusammenhang unter sich. Erst nachdem Humboldt die später durch Dove bedeutend erweiterten Isothermentafeln (Karten, in denen die Orte mit gleicher mittlerer Jahres- oder Monatstemperatur durch Linien, die Isothermen, verbunden werden) veröffentlichte, suchte man dem Bedürfnisse gleichmässiger, mit guten Instrumenten gemachten Beobachtungen gerecht zu werden. Es entstanden förmliche Beobachtungsnetze, die wenigstens für jedes Land in derselben Weise eingerichtete Beobachtungsstationen, mit den gleichen Beobachtungszeiten besaßen, in allen Ländern Europas, in Nordamerika, den europäischen Colonien u. s. f. Hiemit wurde ein reiches Material zum Studium der klimatischen Beschaffenheit unserer Erde geliefert, indem daraus die mittlern Witterungszustände abgeleitet werden konnten. Nach und nach schenkte man aber auch den Abweichungen von dem mittlern Zustande mehr Aufmerksamkeit, um den Gang der Witterung zu studiren. Die Kenntnisse in letzterer Hinsicht wurden bedeutend erweitert durch die telegraphischen Witterungsberichte. Schon seit mehr als einem Jahrzehnd werden nämlich von einer grössern Zahl von Orten Europas, namentlich von Küstenstädten, die Beobachtungen von Temperatur, Barometerstand, Wind (Richtung und Stärke) und Witterungszustand überhaupt, die Morgens um 8 Uhr gemacht werden, sofort telegraphisch nach Paris gesandt. Hier wird sogleich eine kurze Uebersicht entworfen, und namentlich auf den Barometerstand, den Wind und den Witterungscharakter Rücksicht genommen. Diese Uebersicht, aus der man sich, wie wir später sehen werden, ein Urtheil über die muthmassliche Witterung der nächsten Tage bilden kann, wird sofort im Laufe des Vormittags noch telegraphisch an die Haupthafenplätze Europas und einige Städte im Innern des Festlandes abgesandt, und ist schon von grossem Nutzen für die Schiffe gewesen. Diesen droht nämlich die meiste Gefahr an den Küsten. Wenn desshalb nach der Depesche ein Sturm zu ver-



muthen ist, so wird ein vorsichtiger Kapitän sein Schiff nicht auslaufen lassen, um einem Unglücke vorzubeugen. Zur bessern Uebersicht werden dann Wind (Richtung und Stärke) und Barometerstand in Kärtchen verzeichnet, und aus diesen ergibt sich sofort ein enger Zusammenhang zwischen beiden und der Witterung zugleich, so dass das Barometer in Wirklichkeit der untrügliche Wetteranzeiger ist, so bald man dessen Stand nicht bloss an einem Orte, sondern über einem grossen Theil der Erde gleichzeitig kennt.

Der Zweck dieser Abhandlung ist nun keineswegs, wesentlich Neues auf dem Gebiete der Meteorologie zu liefern, sondern das über Stürme und ihren Zusammenhang mit dem Wetter bereits Bekannte soll in Kürze zusammengefasst und dem Zwecke eines Neujahrsblattes gemäss, das für ein weiteres Publicum bestimmt ist, in populärer Weise dargestellt und namentlich auch die schweizerischen Verhältnisse berücksichtigt werden. Dazu benutzte ich hauptsächlich die Arbeiten von Dove, Hann, Hoffmeyer, Mohe, Reye und Wettstein mit Beifügung von einigen eigenen Ansichten. —

Der Luftdruck spielt in der neuern Meteorologie eine so bedeutende Rolle, dass ich hier einige Worte über denselben beifügen will. Die Luft übt wie jeder andere Körper auf die Unterlage einen Druck aus, der nur deshalb nicht bemerkt wird, weil er von allen Seiten gleichmässig ist. Hat man aber z. B. unter einem Gefässe mit der Luftpumpe die Luft weggesogen, so braucht es eine grosse Kraft, um das vorher leicht bewegliche Gefäss nun von der Stelle zu rücken, weil jetzt der Druck von der untern Seite aufgehört hat, und so nur der von oben wirkt.

Zur Messung des Luftdruckes dient das unter dem Namen Barometer (Schweremesser) bekannte Instrument. Füllen wir eine an dem einen Ende geschlossene Glasröhre von 1 Meter Länge ganz mit Quecksilber, halten sie am offenen Ende mit dem Finger zu und tauchen dieselbe hierauf in ein Gefäss mit Quecksilber, so wird, wenn der Finger weggenommen wird, nun nicht etwa alles Quecksilber aus der Röhre auslaufen, sondern nur ein kleiner Theil, so dass dasselbe in der Röhre um ein Bedeutendes über das Niveau im Gefässe hervorragt. Auf das Quecksilber im Gefässe drückt nämlich die äussere Luft, und jenes sinkt daher in der Röhre nur so weit, bis sein Druck demjenigen der Luft das Gleichgewicht hält. Also wird der Luftdruck gemessen durch die Höhe der Quecksilbersäule in der Glasröhre, von dem Niveau im Gefässe an gerechnet. Um diese Höhe zu messen, wird noch ein Massstab hinzugefügt, der seinen Anfang im Gefässniveau haben muss. Zur Kostenersparniss ist aber nur derjenige Theil desselben ausgeführt, den man wirklich braucht, und der ganze Apparat auf einem



Brette befestigt, wodurch das bekannte Barometer entsteht. Früher wurde der Masstab nach Pariser Zollen und Linien ausgeführt, jetzt aber wird fast allgemein das Metermass benutzt und der Stand des Barometers, d. h. die Höhe der Quecksilbersäule in Millimetern angegeben. Da sich bei grösserer Wärme das Quecksilber ziemlich beträchtlich ausdehnt, so wird bei demselben Luftdrucke bei verschiedenen Temperaturen die Angabe des Barometers nicht dieselbe sein, sondern bei höhern Temperaturen grösser als bei tiefern. Zeigt z. B. das Barometer bei einer Temperatur von  $0^{\circ}$  einen Stand von 720 Millimetern ( $^{\text{mm}}$ ), so ist derselbe bei gleichem Drucke der Luft, aber einer Temperatur von  $20^{\circ}$  Celsius schon 722,3 Millimeter. Man bringt desshalb an genauern Barometern noch ein Thermometer an, und zieht dann von dem abgelesenen Barometerstande einen der Temperatur entsprechenden, zum Voraus in Tafeln gebrachten Betrag ab, um die Länge der Quecksilbersäule zu bekommen, die sie bei  $0^{\circ}$  haben würde, d. h. man reduzirt den Barometerstand auf  $0^{\circ}$ . So müsste z. B. bei obigem Beispiele, wenn wir bei  $20^{\circ}$  Temperatur die Ablesung  $722,3^{\text{mm}}$  machen, der Betrag von  $2,3^{\text{mm}}$  abgezogen werden, und so betrüge der auf  $0^{\circ}$  reduzirte Barometerstand  $720,0^{\text{mm}}$ .

Wenn man mit einem Barometer vom Thale aus auf einen Berg steigt, so befindet sich zwischen den beiden Orten eine Luftschicht, welche auf dem Berge offenbar nicht mehr auf das Quecksilber drückt. Mithin muss die Quecksilbersäule an letzterem Orte kürzer sein als im Thale; man sagt, „das Barometer stehe tiefer“; die Ablesung ist eine geringere. Die Abnahme des Barometerstandes mit der Höhe steht mit dieser in so engem Zusammenhang, dass man mit Erfolg das Barometer zu Höhenmessungen benutzt. Wenn nun z. B. an den verschiedensten Orten Europas barometrische Beobachtungen gemacht worden sind, so können dieselben nicht unmittelbar mit einander verglichen werden, weil sie in verschiedenen Höhen gemacht worden sind. Es müssen dieselben zuerst durch Addition einer bestimmten Zahl von Millimetern, die auch von der Temperatur abhängt, auf dieselbe Höhe reduzirt werden. Man nimmt als Ausgangspunkt der Höhen den Meeresspiegel, auf welchen alle barometrischen Beobachtungen bezogen werden.

An der Meeresoberfläche steht das Barometer im Mittel ziemlich genau auf  $760^{\text{mm}}$ , auf der Sternwarte in Zürich, in einer Höhe von 480 Metern über dem Meere auf  $721^{\text{mm}}$ , auf dem grossen St. Bernhard bei 2478 Meter Höhe auf  $564^{\text{mm}}$ . Aber auch an demselben Orte ist der Barometerstand, somit auch der Luftdruck, nicht immer der gleiche, sondern vielmehr beständigen Veränderungen unterworfen, und man kann in unsern Gegenden die Schwankung vom höchsten bis zum

tiefsten vorkommenden Stande auf circa  $40^{\text{mm}}$  setzen, während sie auf dem Meere mitunter noch grösser ist. Das Mittel aus einer möglichst grossen Zahl von Beobachtungen liefert dann den mittlern Barometerstand eines Ortes, der wie schon bemerkt, am Meeresufer nahe  $760^{\text{mm}}$  beträgt. Sind nun die auf den Meeresspiegel bezogenen barometrischen Beobachtungen eines beliebigen Ortes über  $760^{\text{mm}}$ , so nennt man dies einen hohen und unter  $760^{\text{mm}}$  einen tiefen Barometerstand. Hat man die gleichzeitig beobachteten Barometerstände verschiedener Orte eines grössern Theils der Erde, nachdem sie auf das Meeresniveau reduziert worden sind, in eine Karte zu den betreffenden Orten eingetragen, so wird es solche mit gleichem Luftdrucke geben. Diese können durch eine Linie verbunden werden.

So erhält man eine ganze Reihe von Linien gleichen Luftdruckes, die sogenannten Isobaren, die gewöhnlich in Abständen von 5 zu  $5^{\text{mm}}$  verzeichnet werden.

Diese Linien sind für die neue Witterungskunde von äusserster Wichtigkeit und stehen im engsten Zusammenhange mit der Windrichtung. In Figur 1, 2 und 3 der beigelegten Tafel sind für Europa solche Isobaren verzeichnet, und der zugehörige Barometerstand dabei angegeben.

Wo nun in Nachfolgendem vom Barometerstande die Rede ist, soll immer, wenn nicht ausdrücklich etwas Anderes gesagt ist, der auf das Meeresniveau reduzierte verstanden sein, so dass der mittlere Stand bei  $760^{\text{mm}}$  sich befindet.

Zur Luftbewegung, den Winden übergehend, ist zunächst klar, dass diese ihren Grund in irgend einer Gleichgewichtsstörung der Atmosphäre haben müssen. Je grösser die Störung ist, um so beträchtlichere Dimensionen nehmen die Strömungen an, während bei geringer nur mehr lokale Winde, wie Land- und Seewinde, Berg- und Thalwinde, entstehen. Von diesen absehend, sollen in dem Nachfolgenden hauptsächlich die mit dem Namen Stürme bezeichneten grossen Luftbewegungen behandelt werden, welche namentlich die Witterungszustände bestimmen, und einen wesentlichen Einfluss auf das Klima der Länder ausüben. Beigelegt wird dann allerdings Einiges über verwandte Erscheinungen, die sich nicht sogleich von den grossen Luftbewegungen unterscheiden, wie die Gewitter und Hagelwetter.

Unter Sturm verstehen die Seeleute eine Luftbewegung von mehr als 25 Meter per Sekunde oder mehr als 19 Stunden per Stunde. Die Landratten sind bescheidener und zählen einen Wind zu den Stürmen, der 17 Meter per Sekunde oder 12 bis 13 Stunden per Stunde zurücklegt, was ungefähr doppelte Eisenbahngeschwindigkeit ist. — Die Kenntniss der Stürme, und namentlich die neuern



Ergebnisse sind für die Schifffahrt von so grosser Wichtigkeit, dass man keinem Kapitäne ein Schiff anvertrauen sollte, der sich nicht durch eine eingehende Prüfung über genaues Verständniss der Sturmgesetze und ihre Anwendung auf dem Meere ausgewiesen hat. —

Ist die Atmosphäre im Gleichgewicht, so muss über einem grossen Theil der Erde in gleichen Höhen der Luftdruck derselbe sein; der Barometerstand ändert sich also auf einer ziemlichen Fläche nur sehr wenig von einem Orte zum andern, und in diesem Falle ist von Wind sehr wenig zu verspüren, weil dann die Luft keine Tendenz haben kann, nach einem Orte eher als nach dem andern hinzuströmen. Nehmen wir dagegen an, es entstehe aus irgend einer Ursache an einem Orte ein viel geringerer Luftdruck als in seiner Nachbarschaft ringsum vorkommt, so haben wir an jenem Orte entweder in Wirklichkeit ein viel geringeres Quantum Luft über dem Barometer, oder aber die Luft ist, indem sie aufwärts in höhere Regionen strömt, verdünnt und drückt somit weniger auf die Unterlage, also auch weniger auf das Quecksilber im Barometer. Sowie nun im Wasser z. B. keine Unebenheiten an der Oberfläche auf die Dauer bleiben können, sondern sich sofort auszugleichen suchen, so wird diess in der atmosphärischen Luft noch viel mehr der Fall sein, da sie als Gas noch viel leichter beweglich ist als Wasser. Sobald sich folglich irgendwo ein beträchtlich tieferer Barometerstand zeigt als rings in der Umgebung, so wird von allen Seiten Luft nach dieser Gegend hinströmen, um das Gleichgewicht wieder herzustellen. Die Stellen, die von der zuströmenden Luft verlassen werden, müssen wieder ausgefüllt werden, und so dehnt sich die Bewegung über ein um so grösseres Terrain aus, je stärker der Druckunterschied zwischen einer Stelle und der Umgebung ist, und natürlich auch mit um so grösserer Heftigkeit. Gehen wir von der Stelle tiefsten Barometerstandes aus, so werden die Isobaren drum herum, wie z. B. Fig. 1 zeigt, mehr oder weniger der Kreisform nahe geschlossene Linien bilden. Es seien dieselben von 5 zu 5<sup>mm</sup> angebracht. Je enger dieselben bei einander liegen, um so rascher ist die Druckänderung von einer Isobare zur andern, um so energischer auch die Luftströmung gegen den innersten Punkt mit tiefstem Barometerstande, und diese Bewegung ist es, die wir als Wind bezeichnen. Die Gewalt des Windes steht im innigsten Zusammenhange mit der Dichtigkeit der Isobaren, und wächst dieser proportional. Der Ort tiefsten Barometerstandes wird das Depressionscentrum genannt, und ist zugleich Centrum der Luftströmungen. Wenn von diesem aus gerade Linien auf der Karte nach Aussen gezogen werden, so nimmt auf denselben der Luftdruck für jede geographische Meile um ein Gewisses zu. Und

diese Zunahme per geographische Meile nennt man den barometrischen Gradienten oder auch Wind-Gradienten, weil die Windstärke mit dem Gradienten wächst. Wenn dieser mehr als  $0,3^{\text{mm}}$  beträgt, d. h. wenn in einer bestimmten gegen das Depressionscentrum gehenden Richtung zwei um eine Meile von einander abstehende Orte einen Unterschied von wenigstens  $0,3^{\text{mm}}$  im Barometerstande zeigen, so geht der Wind zum Orkane über, und man nennt desshalb Gradienten von mindestens  $0,3^{\text{mm}}$  Sturm-Gradienten. Den 4. bis 7. Oktober 1844 z. B. richtete ein gewaltiger Orkan allein in Havanna einen auf über 25 Millionen Franken geschätzten Schaden an, indem er 72 Schiffe umwarf, an den Strand trieb oder entmastete, Häuser abdeckte etc. Bei demselben war der Barometerstand im Centrum nur  $715^{\text{mm}}$ , also  $45^{\text{mm}}$  unter dem Mittel. Folgendes waren die Ergebnisse der von Redfield gesammelten Barometerbeobachtungen, auf Millimeter und geographische Meilen reducirt:

Barometerstand:	$756^{\text{mm}}$	$749^{\text{mm}}$	$732^{\text{mm}}$	$715^{\text{mm}}$	$723^{\text{mm}}$	$747^{\text{mm}}$	$758^{\text{mm}}$
Im Abstände v. geogr.							
Meilen	76	56	27	0	22	50	81
	Westlich				Oestlich vom Centrum.		
Gradient	$0,35^{\text{mm}}$	$0,59^{\text{mm}}$	$0,63^{\text{mm}}$		$0,37^{\text{mm}}$	$0,86^{\text{mm}}$	$0,36^{\text{mm}}$

Man sieht, dass einzelne Gradienten den Werth  $0,3^{\text{mm}}$  bedeutend übersteigen. — In der Woche vom 7. bis 14. November 1875 tobte ein Sturm von seltener Stärke durch Europa, welcher sich auch in der Schweiz und in der engeren Heimat Zürich durch angerichteten Schaden, wie heruntergeworfene Kamine, Ziegel, entwurzelte Bäume, selbst durch Einsturz einzelner Gebäulichkeiten empfindlich fühlbar machte. Das Centrum des Sturmes lag bei London mit einem Barometerstande von  $729^{\text{mm}}$ , und der Luftdruck nahm am raschesten in der Richtung gegen die Schweiz zu, wo derselbe  $755^{\text{mm}}$  betrug. Der Gradient war aber im Maximum, welches sich in der Nähe der Schweiz befand, nicht mehr als  $0,3^{\text{mm}}$ . Wenn also schon bei diesem Betrage der Sturm eine derartige, für uns seltene Gewalt hat, wie mag er erst wüthen, wenn der Gradient  $0,8^{\text{mm}}$  und noch mehr beträgt, wie das in tropischen Orkanen vorkommt, wo er bis über  $3^{\text{mm}}$  steigt, oder mehr als den zehnfachen Betrag eines europäischen Gradienten hat.

Nach dem Erwähnten sollte man erwarten, dass die Luft direkt von allen Seiten nach dem Depressionscentrum zuströmen werde, um möglichst schnell das Gleichgewicht herzustellen. Dem ist aber nicht so, sondern die Luft läuft in Spiralform vielleicht mehrere Male um das Centrum herum, ehe sie wirklich dieses



erreicht, gleichsam als habe sie gewaltigen Respect vor dieser luftarmen Stelle. Diess ist, wie sich leicht ergibt, eine einfache Folge der täglichen Drehung der Erde um die Axe. Denken wir uns z. B. ein Depressionscentrum in der Nordsee bei  $55^\circ$  Nordbreite, welches so stark sei, dass es noch Luft aus 10 Breitengraden Entfernung, also von  $45^\circ$  und  $65^\circ$  Nordbreite anzusaugen vermöge. Der Parallelkreis von  $55^\circ$  besitzt nun einen Umfang von 3097 geogr. Meilen, derjenige von  $65^\circ$  aber einen solchen von nur 2282 Meilen, und derjenige von  $45^\circ$  hat 3818 Meilen Umfang. Wenn die Atmosphäre in Ruhe wäre, so würde die Luft an jedem Orte bei einer Drehung der Erde um sich selbst offenbar einen Weg machen, der gleich der Länge des Parallelkreises des betreffenden Ortes wäre. Diese Länge dividirt durch 24 gibt die Geschwindigkeit der Bewegung von West nach Ost in einer Stunde. Dieselbe wird für  $55^\circ$  Nordbreite 129 Meilen, für  $65^\circ$  dagegen nur 95 Meilen, während sie für  $45^\circ$  schon 159 Meilen beträgt. Wenn daher die Luft in  $65^\circ$  Nordbreite ihren Platz verlässt und nach Süden eilt, mit der besten Absicht, das lückenhafte Centrum möglichst rasch ausfüllen zu helfen, geräth sie trotz allen Sträubens auf Abwege. In Folge der allen Körpern, lebenden und todt, innewohnenden löblichen Eigenschaft der Trägheit, vermöge welcher sie in dem ihnen beigebrachten Zustande verharren, bis sie wieder mit Gewalt daraus herausgerissen werden, macht die nördliche Luft ihren Weg gegen Süden, ohne sich um die schnellere Drehung der südlichen Punkte zu kümmern; sie behält zum grossen Theil ihre langsamere Bewegung bei, obschon sie durch den Widerstand der übrigen Luft einigermassen mitgerissen wird. Die Folge hievon ist natürlich, dass die von Norden nach Süden strömende Luft nach Westen zurückbleibt. Aus denselben Gründen eilt die von Süden kommende Luft nach Osten voraus.

Beide Luftströme verfehlen also das Centrum in dem ersten Versuche. Es kommen aber auch Hülfsstruppen von Westen und Osten, welche einer allzu starken Abschweifung einen genügenden Damm entgegensetzen, und weil schliesslich doch das Gleichgewicht hergestellt werden muss, so strömt die Luft in einer Spirallinie ins Centrum hinein, und zwar die nördliche zuerst von Nord nach West und schliesslich nach Ost, die südliche zuerst von Süd nach Ost und schliesslich nach West. Dadurch entsteht natürlich eine wirbelnde Bewegung um das Centrum herum in der Richtung Süd, Ost, Nord, West, Süd, die zuletzt nahe kreisförmig wird. Die Erscheinung hat grosse Aehnlichkeit mit den Wasserwirbeln, wo das Wasser auch nicht unmittelbar, sondern in Trichterform in die Tiefe stürzt. Auf der südlichen Halbkugel wird die Luft sich in umgekehrtem Sinne Süd,

West, Nord, Ost um das Centrum drehen, weil dort die von Süden herankommende Luft nach Westen zurückbleibt, und die von Norden kommende nach Osten vorseilt. Wenn man nun die Isobaren um das Centrum herumzieht, so werden diese gleichsam die Trichterform der wirbelnden Luft darstellen, und somit diese den Isobaren entlang in den angegebenen Richtungen, etwas einwärts gegen das Centrum geneigt, einströmen. Auf den in der beigegeführten Tafel enthaltenen Karten Europas sieht man diese Erscheinung ganz deutlich. Die Pfeile stellen die Richtung des Windes dar, die Zahl der Federn deutet die Stärke desselben an. Man bemerkt sofort, dass der Wind um so stärker ist, je enger die Isobaren aneinander gedrängt sind. Bei den letztern ist immer der Barometerstand beigegeben. —

Für die Stürme ergibt sich aus dem Gesagten folgende einfache Regel zur Bestimmung der Himmelsgegend des Centrums: Man stellt sich so, dass der Wind in den Rücken bläst, dann befindet sich das Centrum auf der linken Seite auf der nördlichen Halbkugel und rechts auf der südlichen Erdhälfte. Dieses Gesetz steht ausnahmslos da, natürlich mit Modificationen der Windrichtung, wie sie sich durch die Bodengestaltung ergeben. Diese letztere kann auf die Form der um das Centrum gehenden Isobaren in gleicher Weise störend wirken, während auf dem offenen Oceane der Wirbel sozusagen in voller Reinheit sich präsentirt. Das angeführte Gesetz ist deshalb für die Schifffahrt von äusserster Wichtigkeit, weil gerade das Centrum des Sturmes die gefährlichste Stelle ist, indem dort sehr heftige Windstöße aus allen Himmelsgegenden das Schiff treffen, und bald von vorn, bald von hinten in die Segel fallen. Ferner treffen im Centrum die Wellen aus allen Richtungen zusammen und bilden die nicht ungefährliche Kreuzsee, die aus pyramidenförmigen bis 20 Meter hohen Spitzwellen besteht, und den Brandungen an Felsenriffen aufs Haar gleicht, so dass es ein Wunder ist, wie ein Schiff diese Gewalt aushält; denn es ist im Centrum total unlenkbar. Wenn also ein Sturm im Herannahen ist, so wird aus der Windrichtung zunächst die Lage des Centrums auf die angegebene Weise ermittelt, dann dem Barometer sorgfältige Aufmerksamkeit gewidmet, und das Schiff so gelenkt, dass keine Abnahme des Luftdruckes angezeigt wird; denn eine solche würde einer Annäherung ans Centrum gleichkommen.

Aus der Aenderung der durch die Windfahne angegebenen Windrichtung kann man sogar, falls die Fahne sich auf einer freien Fläche befindet, auf die Bewegung des Centrums mit einiger Sicherheit schliessen. Da die Windrichtungen im grossen Ganzen beim Sturme nur wenige Grade von den Isobaren abweichen,



so können wir, namentlich auf offener See, die Wirbelbewegung als nahe kreisförmig ansehen. Wenn dann das Centrum gerade auf uns zukommt, so wird die Windrichtung sich gar nicht ändern. Befinden wir uns auf der rechten Seite der Bahn des Centrums, so wird auf der nördlichen Halbkugel, wenn der Sturm z. B. mit Süd eingesetzt hat, dieser nach und nach in Südwest, West, Nordwest, Nordwind etc. übergehen; wenn wir dagegen auf der linken Seite sind, so geschieht die Aenderung der Windfahne in der umgekehrten Reihenfolge. Das Entgegengesetzte findet statt auf der südlichen Halbkugel. Man sieht diese Windänderung deutlich auf dem in Fig. 4 beigefügten Schema eines Gewitterwirbels, der den 28. Juli 1872 über Zürich zog und von Herrn Billwiller einlässlich untersucht wurde, und von dem wir später ebenfalls noch sprechen werden.

Die Sturmcentren bewegen sich bald rascher, bald langsamer von der Stelle, und es ist diese Bewegung wohl zu unterscheiden von der Geschwindigkeit der um das Centrum rotirenden Luft. Am langsamsten bewegen sich die Sturmcentren und mit ihnen natürlich die Stürme selbst in den tropischen Gegenden, am schnellsten in den höhern Breiten. Die Beobachtungen haben gezeigt, dass ein vollständiger Sturm auf der nördlichen Halbkugel zwischen 10 bis 20° Nordbreite beginnt, eine ziemlich langsame Bewegung nach Westen und ein wenig nach Norden annimmt, dann eine Zeit lang fast stille steht, hierauf nach Nordosten umbiegt, und diesen Weg nun mit zunehmender Geschwindigkeit verfolgt, bis seine Kraft erschöpft ist. Auf der südlichen Erdhälfte geht das Sturmcentrum ebenfalls zuerst westlich, ein wenig nach Süden, biegt ebenfalls um und bewegt sich hierauf nach Südosten.

Als Beispiel sei der Sturm erwähnt, der den 30. August 1853 in etwa 11° Nordbreite südlich vom Cap Verde in der Nähe der Westküste Afrikas begann, welcher sich dann gegen Florida in Amerika zog, den 6. bis 7. September östlich von genannter Gegend umbog und sich den 11. September nördlich von Schottland befand. Im Anfange betrug die Geschwindigkeit des fortschreitenden Centrums nur 5 Meilen per Stunde, bei der Umbiegung sogar nicht mehr 3 Meilen, und wuchs in der Nähe von Europa auf 11 Meilen per Stunde. Die Ausdehnung des Sturmes ist in den tropischen Gegenden viel geringer als in grössern Breiten, wo sie einige Hundert Meilen erreichen kann; dafür aber ist dort die Heftigkeit viel bedeutender als hier. Natürlich machen nicht alle Stürme die ganze Bahn, sondern einige den südlichen Theil, andere den nördlichen, andere vielleicht nur die Mitte. Stürme von besonderer Stärke werden als Orkane bezeichnet, oder weil sie eine drehende Bewegung haben, nennt man sie häufig auch Cyc-

lonen. Besonders heftig, wenn zum Glück auch selten, sind die Cyclonen des indischen Oceans, und diejenigen des chinesischen Meeres, die ganz geringe Ausdehnung, aber dafür eine um so fürchterlichere Wirkung haben. Die letztern heissen insbesondere chinesische Teifuns.

Die Sturmcentren bewegen sich meistens auf dem Meere und folgen im atlantischen Oceane namentlich der warmen Strömung des Golfstromes, und die Bahnen sind in diesem Meerestheile auch am vollständigsten ausgebildet. Sobald das Centrum auf das Festland rückt, so erschöpft sich der Sturm gewöhnlich ziemlich bald.

Oft bilden sich mehrere Wirbel zugleich, die verhältnissmässig nahe bei einander liegen. Natürlich werden sich dieselben in ihren Bewegungen stören, und namentlich die zwischen beiden liegende Luft sich theilen, der eine Theil um das eine Centrum, der andere um das andere Centrum drehen, und an der Grenze der beiden Gebiete immer unregelmässige Winde entstehen. Figur 3 zeigt einen solchen Fall vom 24. Januar 1868 Abends. Ein Depressionscentrum befand sich zwischen England und Island, mit einem Barometerstande von nur 725<sup>mm</sup>, ein anderes südwestlich von Neapel im mittelländischen Meere mit 750<sup>mm</sup>. Natürlich musste das stärkere nördliche Centrum ein grösseres Gebiet umfassen als das schwächere südliche, und die Grenzscheide befand sich ziemlich mitten in Frankreich bei einem Barometerstande von 770<sup>mm</sup>. Die Schweiz hatte an diesem Tage durchweg, und zwar auf den Bergkämmen sehr starken, Nordwind. Ebenso waren die Winde in Südfrankreich Nord, als zum südlichen Centrum gehörig, und in Nordfrankreich Süd, als zum Nordcentrum gehörig.

Zu gleicher Zeit befand sich sogar noch ein geringeres Depressionscentrum von 760<sup>mm</sup> im schwarzen Meere, welches wieder die Winde in Oesterreich ablenkte, so dass also im Grenzgebiete der drei Centren ein Chaos von Winden entstand.

Was nun die begleitenden Umstände eines starken Sturmes betrifft, so ist zu bemerken, dass sich um das Depressionscentrum herum ein einige Meilen breiter Raum mit Windstille oder unregelmässigen Winden befindet, und erst ausserhalb dieses Gebietes der regelmässige Sturm beginnt. Dichte Wolken und Regengüsse sind ständige Begleiter der Sturmcentren, und in tropischen Gegenden erhebt sich der Gipfel der Sturmwolke oft bis zu einer Höhe von 4 geographischen Meilen, und ist die Luft oft so mit Wolken und Regen erfüllt, dass Himmel und Meer sich zu verschmelzen scheinen, und der Tag nahezu in Nacht verwandelt wird. Ferner sind, namentlich in den Tropen, Blitz und Donner getreue Begleiter des



Sturmes. Zwischen der Erde und der eigentlichen Sturmwolke bemerkt man vielleicht in 1000 Meter Höhe rasch dahin fliegende Wolken. Diese wurden von Redfield in New-York längere Zeit sorgfältig beobachtet, und er fand, dass während der Sturm die Luft unten in Spiralwindungen gegen das Centrum hineintreibt, sie sich in der Höhe in Spiralwindungen nach Aussen entferne. Es versteht sich, dass die unten einströmende Luft wieder irgend wohin sich begeben muss, und es bleibt ihr kein anderer Ausweg, als in die Höhe zu steigen und oben seitlich abzufließen. Wenn aber die Luft in höhere Regionen gelangt, so dehnt sie sich aus und wird kälter. Die Atmosphäre enthält jedoch immer mehr oder weniger Wasser in Dampfform, und zwar ist sie über dem Meere, besonders über warmen Strichen, wie der Golfstrom, sehr wasserdampfreich. Die Luft kann nun bei einer bestimmten Temperatur nicht mehr als ein gewisses grösstes Quantum Wasserdampf in sich aufnehmen; will man mehr hineinzwängen, so verwandelt sich der Ueberschuss ganz einfach in flüssiges Wasser. Je wärmer die Luft ist, um so mehr Wasserdampf vermag sie aufzunehmen. So ist bei  $0^{\circ}$  Temperatur 4,8 Gramm die grösste Menge, die im Cubikmeter aufgenommen werden kann, während bei  $15^{\circ}$  der Cubikmeter bis zu 12,7 Gramm Wasser in Dampfform zu halten vermag; eine jede noch so kleine Menge mehr, die man hineinbringen wollte, würde sofort in flüssiges Wasser umgewandelt. Der Dampf wird aber natürlich auch in flüssiger Form ausgeschieden, wenn wasserdampfhaltige Luft gehörig abgekühlt wird; denn während sie bei der höhern Temperatur vielleicht noch ganz gut mehr hätte aufnehmen können, ist das Quantum bei der geringern Temperatur schon zu gross. Diesen Umstand kennen namentlich die Brillenträger von der unangenehmen Seite, wenn sie bei kaltem Winterwetter in ein geheiztes Zimmer kommen. Dann wird die Luft in der Nähe der Brillengläser stark abgekühlt, der Wasserdampf scheidet sich zum Theil aus und setzt sich als trübender Ueberzug auf die Gläser. Die warme, feuchte, in der Kälte ausgehauchte Luft kühlt sich soweit ab, dass der Wasserdampf in Form einer kleinen Wolke sich vor dem Munde bildet u. s. f. Aehnlich verhält es sich mit der im Sturmcentrum in die Höhe steigenden, somit kälter werdenden Luft. Sie erreicht schliesslich eine Temperatur, bei der sie nicht mehr allen Wasserdampf zu halten vermag. Er scheidet sich zum Theil aus und bildet so die den Sturm begleitenden Wolken, welche schliesslich als Regen zur Erde fallen. Nehmen wir einen Sturm in der Nähe der europäischen Küste an, so strömt auf der Ostseite südliche Luft in mehr nördlich gelegene kältere Gegenden, und muss desshalb besonders stark abgekühlt werden.

Auf der Westseite dagegen strömt nördliche Luft in wärmere südliche Breiten; sie wird erwärmt und hiemit befähigt, mehr Wasserdampf aufzunehmen, d. h. es wird auf der Westseite eher aufheitern und der Regen besonders auf der Ostseite sich bilden, d. h. auf der Seite, nach welcher sich auch das Centrum in Europa bewegt, oder auf der vordern Seite besonders reichlich fallen, während auf der hintern das Wetter eher aufheitert.

Eine Erscheinung, die zum Glück für Europa keine grosse Bedeutung hat, dagegen an gewissen Küstengegenden höchst verderblich werden kann, bleibt noch zu erwähnen. Befindet sich nämlich das Centrum tiefsten Barometerstandes auf dem Meere, so wird nicht nur die Luft, sondern auch das Wasser die luftarme Gegend auszufüllen suchen und sich in Folge dessen heben. Natürlich ist das Anschwellen des Wassers an und für sich geringfügig, weil dieser Stoff erstens viel schwerer als Luft und zweitens in flüssigem Zustande ist, und die ganze Hebung beträgt nicht einmal einen Meter. Dieselbe verschwindet vollkommen in den vom Orkane aufgepeitschten Wellen. Wenn aber bei sehr tiefem Barometerstande, wie er nur in tropischen Gegenden vorkommt, diese Erhebung den grössten Betrag erreicht, so wird diese für sich unbemerkbare sogenannte Cyclonenwelle, die dafür vielleicht mehr als 50 geographische Meilen Breite hat, und somit doch eine gewaltige Wassermasse enthält, von furchtbar verderblicher Wirkung, wenn das Centrum in eine allmähig sich verengende Bucht hineinzieht und damit das Wasser angeschwellt wird. Von Verheerungen durch Cyclonenwellen weiss man an der Coromandelküste in Ostindien zu erzählen, wo die Stadt Coringa von denselben wiederholt heimgesucht wurde, und z. B. im Dezember 1789 von drei Cyclonenwellen überrascht wurde, die alles überschwemmt, mit Sand und Schlamm überschütteten, und die Stadt mit 20,000 ihrer Einwohner dem gänzlichen Untergange weihten. Meerschiffe wurden weit ins Land hinein getragen. Aehnliche Schicksale hatten auch andere Gegenden der Küste des Meerbusens von Bengalen zu wiederholten Malen.

Wir haben schon gesehen, welches die gewöhnlichen Wege der Wirbelstürme sind, und dass sie im atlantischen Oceane hauptsächlich dem Golfstrome folgen, und so zwischen den Festländern von Amerika und Europa durchgehen, so dass das Centrum gewöhnlich bei England oder auch etwas nördlich oder südlich davon das europäische Gebiet erreicht. Tritt das Centrum auf das Festland, so erlischt der Sturm gewöhnlich nach kurzer Zeit. Auf Grund dieser Thatsachen lassen sich einige wichtige Schlüsse ziehen in Bezug auf das Klima Europas und Amerikas. Nach dem bereits erklärten Gesetze sind sämmtliche Stürme des atlantischen Oceans



solche, die sich von Süd über Ost nach Nord und West um das Centrum drehen. Wenn nun ein solcher Sturm durch den atlantischen Ocean nach Nordosten zieht, so muss er nothwendig an der Ostküste Nordamerikas mit einem nördlichen Winde einsetzen. Hierauf gelangt der westliche Theil des Wirbels an den gleichen Ort, und es kann, wenn auch seltener, der Südwind zur Geltung kommen, d. h. die Windfahne muss sich an der Ostküste Amerikas in ihrer Stellung im Sinne Nord, West, Süd ändern. Umgekehrt verhält es sich in Europa. Hier trifft zuerst der Theil ein, welcher von Süden bläst, d. h. die Stürme beginnen in Europa mit südlichen Winden. Wenn dann das Centrum nach Nordosten sich weiter bewegt, so ändern sich die Winde in Westwinde, und gehen schliesslich nach Nordwest bis Nord und mitunter sogar in Nordost über. Nehmen wir z. B. an, ein ganz kreisförmiger Wirbelsturm befinde sich mit seinem Centrum in der Nähe der Westküste Frankreichs, so werden wir folgende Erscheinungen haben: Von allen Seiten nimmt der Barometerstand gegen dieses Centrum hin ab, die Isobaren bilden um dasselbe geschlossene, nahe kreisförmige Linien. Diesen entlang, etwas nach dem Centrum einwärts geneigt, geht der Sturm in der Richtung Süd, Ost, Nord, West. Somit wird in Frankreich, der Schweiz, vielleicht noch in einem Theile Deutschlands, Italiens und Oesterreichs Südsturm herrschen, in England eher Ostwind, in Spanien Westwind, und auf dem offenen Oceane, westlich vom Centrum, Nordwind.

Rückt das Centrum hierauf bis in die Nordsee, so werden sich die Windrichtungen schon beträchtlich geändert haben. Frankreich, die Schweiz, Deutschland, Italien und ein Theil von Oesterreich haben westliche Winde, Skandinavien Südwinde, England Nordwind, und Spanien ist vielleicht schon aus dem Bereiche des Sturmes gerückt, meist auch Italien, weil die Alpenkette einen natürlichen Wall gegen die Luftströmungen bildet. Geräth das Sturmcentrum nach Mittlerrussland, so haben alle westlich davon gelegenen Gegenden, z. B. Frankreich, die Schweiz, Deutschland, Oesterreich Nordwinde, alle südlichen Westwinde, alle nördlichen Ostwinde. Verirrt sich, was zwar selten geschieht, ein Depressionscentrum in das mittelländische Meer, so haben die nördlich gelegenen Länder, wie die Schweiz, Deutschland etc. die wenigen vorkommenden Ostwinde. Hieraus ergibt sich unmittelbar, dass in Europa, namentlich im westlichen Theile, die südlichen Winde, an der atlantischen Küste Nordamerikas die Nordwinde vorherrschen müssen. Diess bestätigt sich auch vollkommen aus den Untersuchungen Hann's „über die Winde der nördlichen Hemisphäre“, indem sich nachstehende Procentzahlen der Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen, sowol starker als schwacher, f. d. Winter ergeben:

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Mitteleuropa	7,7	6,0	8,6	9,2	14,1	18,0	21,1	15,1
Nordeuropa	5,5	4,5	8,5	26,0	20,5	14,0	13,5	7,0
Centralrussland	6,7	7,9	18,9	16,8	15,5	12,2	11,7	10,0
Oestlich Nordamerika	10,5	11,0	9,0	4,0	5,0	15,5	15,5	30,0

Fassen wir die Winde aus SO, S und SW unter dem Namen südliche Winde, diejenigen aus NO, N und NW als nördliche Winde zusammen, so haben wir folgende Procentzahlen:

	Mitteleuropa.	Nordeuropa.	Centralrussland.	Oestl. Nordamerika.
Nördl. Winde	28,8	17,0	24,6	51,5
Südl. Winde	41,3	60,5	44,5	24,5

Nehmen wir bloss starke Stürme, so ist der Unterschied noch frappanter:

	Europa.	Oestlich Nordamerika.
Nordstürme	12,6%	59,9%
Südstürme	70,2%	20,2%

Die südlichen Winde bringen aber offenbar wärmere Luft als die nördlichen. Daraus folgt, dass bei vorherrschend nördlichen Winden in gleichen geographischen Breiten ein strengeres Klima herrschen muss, als bei vorherrschend südlichen, d. h. die atlantische Küste Nordamerikas muss rauher sein als Westeuropa in gleichen Breiten. Diess bestätigen die Beobachtungen auch auf das Vollkommenste, wie sich aus nachstehendem Beispiele ergibt: Neapel liegt in 40° 52' Nordbreite, New-York in 40° 42', also beide Orte nahe unter demselben Parallelkreise, während die mittlern Temperaturen in Celsiusgraden ausgedrückt, folgende sind:

	Winter.	Sommer.	Jahr.
Neapel	9,8°	23,8°	16,4°
New-York	—1,0°	21,6°	10,9°

Es ist hier am Platze, auf einen Süd Sturm aufmerksam zu machen, welcher der durch ihn bewirkten Temperaturerhöhung wegen namentlich in den Alpen sehr bekannt ist, nämlich der Föhn, dessen Wirkungen besonders in den kältern Jahreszeiten sehr auffallend sind, und sich hauptsächlich in engen Bergthälern am stärksten zeigen. Diese Südstürme bewirken oft am Ausgange der Thäler, wie z. B. in Altorf im Kanton Uri, eine bis auf 10° Celsius gehende Temperaturerhöhung. Desshalb herrschte bis vor Kurzem die Meinung, es müsse der Föhn ein aus der Wüste Sahara über die Alpen kommender Luftstrom sein. Fasst man aber irgend einen Föhnsturm näher ins Auge und vergleicht ihn mit dem



übrigen Witterungszustand Europas, indem man namentlich die Isobaren und Windrichtung und Stärke in eine Karte einträgt, so erkennt man sofort, dass jeder Föhn einfach zu einem Wirbelsturme gehört, der sein Depressionscentrum entweder westlich von Frankreich oder auch bei England hat, und der sich nach dem früher gefundenen Gesetze um das Centrum dreht. In Figur 1 der beiliegenden Karte ist ein Beispiel gegeben vom 3. April 1874, an welchem Tage sich ein ziemlich heftiger Föhn z. B. in Altorf durch eine bedeutende Temperaturerhöhung auszeichnete. Das Centrum desselben befand sich, wie man nach der Lage der Isobaren sofort sieht, nördlich von Schottland mit einem Luftdrucke von nur 710<sup>mm</sup>, was seine grosse Ausdehnung erklärlich macht.

Die Linien gleichen Luftdrucks sind zwar nicht ganz kreisförmig, sondern oval, mit einer von Nord nach Süd gehenden grössern Ausdehnung. Der Wind ist den Isobaren entsprechend mehr Südwest als reiner Südföhn.

In der Schweiz war der Luftdruck am Morgen des 3. April nur etwa 5<sup>mm</sup> unter dem mittlern Stande, somit 755<sup>mm</sup> aufs Meer reducirt, und daher die Zunahme des Barometerstandes vom Centrum weg bis zu uns 45<sup>mm</sup>, was bei einer Distanz von 330 Meilen einen mittlern Gradienten von  $\frac{45}{330} = 0,14^{\text{mm}}$  gibt, der aber in der Nähe des Centrums grösser ist, als weiter weg. In Italien ist der Wind nur noch sehr schwach, und an der mittelländischen Küste von Afrika weht er sogar nach Süden. Man muss daraus sofort schliessen, dass keine Rede davon sein kann, dass die Luft, welche der Föhn uns bringt, Saharaluft sei. Ihre bedeutende Temperaturerhöhung kann somit ihren Ursprung nicht in einer ausserordentlich warmen Gegend, aus der wir sie beziehen, haben. Diess ist um so mehr wahr, als diese Erscheinung nur lokaler Natur ist, und sich nicht auf den ganzen Continent ausdehnt, sondern immer nur am Nordabhange von Gebirgszügen, die in der südlichen Windrichtung des Wirbelsturmes liegen. Während gewöhnlich die Temperatur im Tessin ziemlich höher ist, als nördlich von den Alpen, verhält es sich beim Föhnwetter umgekehrt, wie sich auch an dem angeführten 3. April ergibt; da kommen nämlich folgende Celsiustemperaturen vor:

	7 Uhr Morgens.	1 Uhr Mittags.	9 Uhr Abends.	Tagesmittel.
Lugano.				
1874, den 1. April:	7,6°	21,6°	14,4°	14,4°
2. "	7,9	18,5	10,6	12,0
3. "	8,2	16,4	12,6	12,1
4. "	10,7	11,8	9,4	10,3

	7 Uhr Morgens.	1 Uhr Mittags.	9 Uhr Abends.	Tagesmittel.
Zürich.				
1874, den 1. April:	7,4	11,6	9,4	9,2
2. „	6,2	14,7	11,5	10,5
3. „	10,2	20,2	15,8	15,1
4. „	6,8	7,6	5,4	6,3
Altstätten (St. Gallen).				
1874, den 1. April:	8,3	11,9	7,6	9,0
2. „	6,4	17,0	10,4	11,0
3. „	10,5	21,6	16,3	15,8
4. „	9,6	9,3	5,2	7,7
Sils (Engadin).				
1874, den 1. April:	-1,6	5,2	-1,4	0,5
2. „	-4,4	9,0	-0,1	1,3
3. „	-4,4	6,2	1,6	0,9
4. „	0,3	3,0	1,0	1,1
Altorf.	April 1.	2.	3.	4.
Tagesmittel	10,7°	11,1°	16,2°	7,5°

	6 Uhr Morgens.	2 Uhr Nachm.	10 Uhr Abends.	Tagesmittel.
St. Bernhard.				
1874, den 1. April:	-4,2	-1,7	-4,9	-4,0
2. „	-5,1	2,9	-0,8	0,1
3. „	-1,0	3,0	-1,2	0,2
4. „	-2,9	-2,0	-5,3	-3,7
Genf.				
1874, den 1. April:	8,8	14,6	6,9	10,4
2. „	2,4	17,0	11,6	10,0
3. „	11,0	23,7	16,4	17,0
4. „	6,3	6,5	5,1	5,3

(Die Temperaturen mit dem Zeichen — sind solche unter 0°).

Man sieht aus diesen Angaben deutlich den Unterschied zwischen Nord- und Südabhang der Alpen, und wie hier zeigt er sich bei allen Föhnstürmen. Alle sind einem Wirbelsturme angehörig, und bewirken erst am Nordabhange eine so ungewöhnliche Erwärmung. Das letztere ersieht man noch aus nachstehenden Beispielen, von südlich und nördlich gelegenen Stationen:



Temperaturmittel beim Föhn vom 23. und 24. September 1866.

	20. Sept.	21. Sept.	22. Sept.	23. Sept.	24. Sept.	25. Sept.
Lugano	16,1°	16,8°	16,0°	19,7°	20,3°	17,4°
Faido	14,8	14,7	13,5	14,2	14,3	14,3
Gotthard	3,4	3,5	4,7	4,5	6,5	4,7
Andermatt	5,5	9,8	11,9	11,3	12,4	11,7
Altorf	12,4	14,9	19,5	23,6	22,2	21,4

Temperaturmittel beim Föhn vom 31. Januar und 1. Februar 1869.

	30. Januar.	31. Januar.	1. Februar.	2. Februar.
Lugano	3,0°	2,8°	2,3°	3,2°
Airolo	0,7	0,8	1,0	1,7
Gotthard	—6,1	—4,4	—4,7	—5,9
Andermatt	—2,9	2,7	2,3	0,3
Altorf	4,2	14,2	14,7	5,7

Diese Beispiele werden genügen, und sie zeigen zugleich, wie am Nordabhänge die Wärmezunahme gegen das Thal hinunter allmählig wächst. Während auf dem Gotthard die Zunahme sehr gering ist, beträgt sie in Andermatt schon 5 bis 6°, und in Altorf 9 bis 10 Grade.

Aehnlich verhält sich die Sache z. B. in Spanien. Nehmen wir den schon erwähnten 3. April 1874, so sind in ganz Spanien an diesem und dem vorhergehenden Tage die Temperaturen ziemlich dieselben, nämlich Morgens 8 Uhr:

	Cadix.	Lissabon.	Porto.	Madrid.	Alicante.	Barcelona.
1874, den 2. April	16°	13°	14°	11°	18°	15°
3. „	16°	14°	12°	10°	19°	17°

Dagegen war eine bedeutende Erwärmung am Nordabhänge bemerkbar, wie sich für Bayonne zeigt, wo die Temperaturen des Morgens 8 Uhr waren:

Bayonne, den 2. April.	Den 3. April.
12°	20°

Natürlich wird nicht jeder Wirbelsturm, der in der Schweiz einen Föhn erzeugt, auch einen an den Pyrenäen hervorbringen. Wenn nämlich das Centrum zwischen beiden Orten in Frankreich liegt, so wird in der Schweiz Föhn herrschen, dagegen in Spanien Nordwind. Diess war z. B. der Fall den 12. April 1874.

Woher aber, wird man sich fragen, kommt denn diese bedeutende Erwärmung? Die Sache verhält sich nun folgendermassen. Jeder hat gewiss schon gesehen, wie man in einer unten geschlossenen Glasröhre, in die ein Kolben luftdicht passte, durch schnelles Zusammenpressen der Luft ein Stück Zunder ins Glühen brachte. Die Luft wird also durch Zusammenpressen erwärmt. Ganz dasselbe finden wir in der freien Atmosphäre. Je weiter die Luft nach oben sich befindet, um so mehr dehnt sich dieselbe Menge Luft aus, um so kälter muss sie sein. In Folge dessen ist denn auch die Temperatur um so geringer, je höher man in die Atmosphäre hinaufkommt. Wenn nun umgekehrt durch irgend eine Ursache Luft aus grössern Höhen in tiefere Regionen gelangt, so wird sie zusammengepresst, weil sie unter einen grössern Druck gelangt. Die Zusammenpressung führt eine Erwärmung herbei. Diese Thatsache für sich allein wäre zwar noch kein zwingender Grund für die ausserordentliche Temperaturerhöhung; denn wenn beim Hinuntersinken die Erwärmung nur genau so stark wäre, als die Zunahme der Temperatur der ruhenden Luftsäule nach unten beträgt, so würde gar keine Erwärmung erfolgen. Es verhält sich aber in Wirklichkeit anders. Aus den meteorologischen Beobachtungen hat man berechnen können, wie rasch in den Alpen die Temperatur nach oben abnimmt, und gefunden, dass dieselbe um  $1^{\circ}$  Celsius abnehme bei einer Erhebung um 137 Meter im Sommer, um 193 Meter im Herbst, um 224 Meter im Winter und um 148 Meter im Frühling. Es spielen eben ausser der geringern Dichtigkeit noch viele andere Elemente, und namentlich der in der Luft enthaltene Wasserdampf eine bedeutende Rolle, und ebenso die Ausstrahlung des Bodens, welche Einflüsse alle zusammen eine Veränderung der Temperaturabnahme mit der Höhe durch die verschiedenen Jahreszeiten hindurch bewirken. Hiebei ist namentlich Folgendes zu berücksichtigen. Wenn Wasser oder eine andere Flüssigkeit verdunstet, d. h. in Dampfform übergeht, so wird die Temperatur der Umgebung erniedrigt, wie man sich leicht durch die Kühle überzeugen kann, die entsteht, wenn die Hände mit Weingeist oder gar mit Schwefeläther eingerieben werden. Es ist zu der Ueberführung eines Kilogramms Wasser in Dampfform, ohne dass die Temperatur erhöht würde, so viel Wärme nöthig, dass man damit 6 Kilogramm Wasser um volle  $100^{\circ}$  Celsius erwärmen könnte. Geht umgekehrt dampfförmiges Wasser in flüssigen Zustand über, so bewirkt diess eine ebenso grosse Erwärmung der Umgebung, als vorher die Abkühlung betrug. Da wir früher gesehen, dass die Luft um so mehr Wasserdampf aufzunehmen vermag, je höher ihre Temperatur ist, so ist klar, dass im Winter viel eher eine Ausscheidung desselben zu Nebel und Wolken, die im



Grunde identisch sind, möglich ist, als im Sommer. Durch diesen Prozess wird aber an die Luftsäule eine bedeutende Menge Wärme übergehen und hiemit die Temperaturabnahme mit der Höhe verzögert; daher die fast ums doppelte langsamere Abnahme im Winter gegenüber dem Sommer. Wenn jedoch die Luft von den Alpen herunter gegen das Depressionscentrum herausgesaugt wird, so muss sie der Thalsohle folgen, und man kann für diesen Fall aus der Zusammenpressung, welche die Luft erfährt, nach physikalisch bestimmten Gesetzen den Schluss ziehen, dass ohne vorkommende Störungen die Temperatur für je 101 Meter Höhenabnahme um  $1^{\circ}$  Celsius zunehmen muss. Nehmen wir jetzt als Beispiel das Gotthardhospiz mit 2093 Meter Meereshöhe und Altorf mit 454 Meter Höhe, so beträgt der Höhenunterschied 1639 Meter. Dann muss der Temperaturunterschied im Sommer  $\frac{1639}{137} = 11,9^{\circ}$ , im Herbst  $\frac{1639}{193} = 8,5^{\circ}$ , im Winter  $\frac{1639}{224} = 7,3^{\circ}$  und im Frühling  $\frac{1639}{148} = 11,1^{\circ}$  bei ruhender Atmosphäre betragen. Andermatt mit 1448 Meter Höhe liegt 645 Meter tiefer als die Passhöhe des Gotthard, demnach ist dieser Ort im Sommer um  $4,5^{\circ}$ , im Herbst um  $3,3^{\circ}$ , im Winter um  $2,9^{\circ}$  und im Frühling um  $4,4^{\circ}$  wärmer als jener. Strömt dagegen Luft von der Gotthardhöhe in Folge eines Wirbelsturmes der Thalsohle entlang hinunter, so beträgt für Altorf der Temperaturunterschied mit Gotthard  $\frac{1639}{101} = 16,2^{\circ}$ , für Andermatt  $\frac{645}{101} = 6,4^{\circ}$ . Es sei jetzt z. B. im Winter die Temperatur auf der Gotthardhöhe  $0^{\circ}$ , so muss sie bei ruhiger Luft in Andermatt  $2,9^{\circ}$  und in Altorf  $7,3^{\circ}$  betragen. Bei Föhnwind dagegen in Andermatt  $6,4^{\circ}$  und in Altorf  $16,2^{\circ}$ . Also wird, wenn der ruhige Luftzustand in Föhn, d. h. Südwind übergeht, in Andermatt die Temperatur um circa  $3\frac{1}{2}^{\circ}$ , in Altorf um circa  $9^{\circ}$  steigen müssen, wenn diejenige auf der Passhöhe unverändert bleibt. Diese Zahlen stimmen so gut, als man es erwarten kann, mit der Wirklichkeit überein, und ist hiemit das Räthsel der starken Erwärmung im Thale am Nordabhange der Alpen während eines Föhn gelöst. Im Sommer beträgt die Temperaturzunahme in Altorf nur  $16,2^{\circ} - 11,9^{\circ} = 4,3^{\circ}$ , desshalb ist die Wirkung in dieser Jahreszeit eine weniger auffallende.

Natürlich wird man erwarten, dass sich eine dem Föhne ähnliche Erscheinung auf der Südseite der Alpen zeige bei nördlichen Winden. Das ist nun allerdings der Fall; nur muss man dabei bedenken, dass besonders im Winter ein Nordsturm in unsere Gegenden uns viel kältere Luft bringt, während der Föhn schon an und für sich wärmere Luft aus südlicher gelegenen Orten mit sich führt. Es

wird sich daher die Erwärmung der Luft durch das Hinabsinken am Südabhange der Alpen weniger in einer wirklichen Erhöhung der Temperatur an diesem Abhange, als dadurch zeigen, dass bei Nordwinden die südlich von den Alpen gelegenen Gegenden um mehrere Grade mehr Temperaturunterschied gegen die nördlich gelegenen zeigen, als bei normalem Witterungszustand. Man erkennt diess sofort aus folgenden Beispielen: Die Mitteltemperatur des Januar beträgt in Zürich  $-1,5^{\circ}$  Celsius, auf dem Gotthard  $-8,2^{\circ}$  und in Lugano  $1,0^{\circ}$ . Also ist Lugano bei normalem Luftzustande circa  $2\frac{1}{2}^{\circ}$  wärmer als Zürich. In der schon einmalerwähnten Figur 3 der Tafel ist ein Depressionscentrum nördlich von England und eines in der Nähe von Sicilien. Die Schweiz liegt noch im Gebiete des letztern, und hat in Folge dessen Nordwind den 24. Januar 1868, der jedoch keine kalte Luft bringen konnte, da die nördliche sich zum nördlichen Centrum zog. Die mittlern Temperaturen sind an diesem Tage:

Zürich.	Gotthard.	Lugano.
$-3,3^{\circ}$	$-15,7^{\circ}$	$+4,4^{\circ}$ ,

d. h. Lugano ist  $7,7^{\circ}$  wärmer als Zürich und  $20,1^{\circ}$  wärmer als Gotthard. Am Tage vorher, den 23. Januar 1868, waren die Temperaturen:

Zürich.	Gotthard.	Lugano.
3,1	$-8,7$	1,0

d. h. Zürich  $2^{\circ}$  wärmer als Lugano und letzteres nur  $9,7^{\circ}$  wärmer als St. Gotthard. Während in Zürich die Temperatur um  $6,4^{\circ}$  abnahm, hat sie in Lugano im Gegentheil bei starkem Nordwind um  $3,4^{\circ}$  zugenommen. Anfang Januar 1864 herrschte ein sehr kalter Nordwind, der namentlich den 3. eine bedeutende Stärke erreichte. Folgendes sind die Temperaturen und Unterschiede:

	1864.	Zürich.	Gotthard.	Lugano.	Unterschied.	
					Lugano Zürich	Lugano Gotthard
Januar 1.		— 0,6	— 7,3	1,3	1,9	8,6
2.		— 7,7	— 19,5	— 0,9	6,8	18,6
3.		— 10,7	— 22,7	— 4,5	6,2	18,2
4.		— 10,5	— 10,9	— 3,3	7,2	7,6
5.		— 10,6	— 9,7	— 2,3	8,3	7,4
6.		— 9,7	— 7,4	— 2,7	7,0	4,7

Wenn in diesen Tagen auf der Südseite keine Temperaturzunahme stattfand, so ist diess der sehr grossen Erkaltung auf der Nordseite zuzuschreiben, und



sieht man sofort, dass wenigstens die Temperaturabnahme südlich eine beträchtlich geringere war, als nördlich.

In den sehr kalten Tagen vom 8. bis 10. Dezember 1871 bei Nordwind, nahm die Temperatur südlich von den Alpen nur um wenig ab, wie die folgenden Beobachtungen von 7 Uhr Morgens zeigen.

1871.	Zürich.	Gotthard.	Lugano.	Unterschied.	
				Lugano Zürich	Lugano Gotthard
Dezember 4.	— 7,8°	—16,4°	—5,3°	2,5°	11,1°
5.	— 7,0	—19,4	—4,7	2,3	14,7
6.	—14,0	—21,1	—2,8	11,2	18,3
7.	— 6,4	—19,2	—2,2	4,2	17,0
8.	—18,0	—21,4	—4,9	13,1	16,5
9.	—13,0	—14,0	—6,9	6,1	7,1
10.	—13,0	—12,5	—7,7	5,3	4,6
11.	— 7,8	—14,5	—6,1	1,7	8,4

Man sieht auch hier, dass trotzdem der Nordwind auf der Südseite ziemlich stark wehte, und im Norden eine fast sibirische Kälte herrschte, die Temperaturveränderung im Tessin nur eine geringe war.

Gehen wir wieder zum Föhn zurück, so ist klar, dass dieser als Theil eines Wirbelsturmes feuchte südliche Luft vom atlantischen Ocean bringt. Diese staut sich am Südabhange der Alpen, und wird gezwungen, in die Höhe zu steigen. Dadurch kühlt sie sich ab und die starken Wasserdämpfe verdichten sich zu Wolken, die schliesslich als Regen niederfallen. Am Nordabhange dagegen wird die Erwärmung so stark, dass die Luft noch viel mehr Wasserdampf aufzunehmen im Stande wäre, sie erscheint meistens sehr trocken, und es kann sich kein Niederschlag bilden. Wir haben deshalb am Südabhange Regen während des Föhn, und hell am Nordabhange. Erst wenn der Föhn aufhört und wieder Abkühlung eintritt, erscheint der Regen auch auf der nördlichen Seite. Wenn nun z. B. im Hinterrheinthal während des Föhn auch Regen fällt, so kann diess nur darin seinen Grund haben, dass dort der Südwind die Luft wieder an dem fast in der Richtung West-Ost ziehenden, nördlich gelegenen hohen Gebirgswall aufs Neue aufstaut, und so wieder Niederschläge veranlasst.

Nachdem wir so die Hauptsächlichungen bei den Wirbelstürmen besprochen haben, wird man auch nach den Ursachen derselben fragen, um eine möglichst

klare Einsicht in dieselben zu erlangen. Die nächste Veranlassung zu denselben ist, wie wir gesehen, die im Centrum stattfindende Barometerdepression, und es bleibt somit noch zu untersuchen, woher diese sich bildet. Dieselbe zeigt offenbar immer eine Luftverdünnung an, und diese kann nur entstehen, wenn die Luft in die Höhe zu gehen bestrebt ist; also muss ein tiefer Barometerstand durch eine Auflockerung der untern Luftschichten bedingt sein. Wenn man bedenkt, dass die Wirbelsturmcentren in den meisten Fällen dem warmen Golfstrome folgen, so wird man auf die Idee geführt, es möchte eine warme Unterlage für die Bildung von Wirbelstürmen besonders günstig sein. Dass diese Idee etwas für sich hat, sieht man sofort ein, wenn man an den winterlichen Ofen denkt. Wie das Holz in hellen Flammen steht, und nur das kleine Zugloch an der Ofenthüre geöffnet ist, beginnt ein mehr oder minder starkes Sausen. Die Luft im Innern des Ofens wird nämlich erhitzt, und daher spezifisch leichter als die höhern Luftschichten. Nach dem Gesetze, dass die leichtern Flüssigkeiten immer obenauf schwimmen, wird natürlich die erhitzte leichtere Luft über die schwerere zu kommen suchen und daher zum Kamine hinaussteigen. Sofort wird aber der dadurch leer gewordene Platz durch die in der Ofenthüre gelassene Oeffnung mit Luft von aussen wieder ausgefüllt, d. h. es entsteht ein Wind von aussen in den Ofen hinein. Bei unsern Stürmen strömt nach den Beobachtungen ganz sicher eine ungeheure Masse Luft in das Centrum hinein. Diese kann nicht verschwinden, sondern muss irgendwo einen Ausweg haben, und da bleibt ihr kein anderer, als in die Höhe zu steigen. Das Aufsteigen geht aber natürlich nicht von selbst, sondern es kann nur geschehen, wenn eine Luftschicht spezifisch leichter ist als die zunächst über ihr liegende. Man kann nach genauen physikalischen Gesetzen nachweisen, dass ein emporsteigender Luftstrom nur möglich ist, wenn die Temperatur der Luft nach oben rascher abnimmt als auf 101 Meter  $1^{\circ}$  Celsius. Nehmen wir nun an, die Sonne habe an einem Orte den Boden stark erhitzt, so bekommt die ihm zu allernächst liegende Luftschicht fast dieselbe Temperatur, die vielleicht 10 bis  $15^{\circ}$  höher ist, als die einer nur wenig Meter höher gelegenen Schicht, es entsteht eine Auflockerung der untern Luft, die sich über heissen Sandflächen bei Windstille durch eine zitternde Bewegung kund gibt. Bei Wind wird beständig Ausgleichung zwischen den Luftschichten stattfinden, und demnach diese Erscheinung nicht hervortreten. In den tropischen Gegenden ist die Bedingung für das Aufsteigen viel eher erfüllt als in höhern Breiten, wofür die Passatwinde Zeugen sind. Ueber einem nahe am Aequator gelegenen heissesten Gürtel der Erde ist die Tendenz des aufsteigenden Luftstromes am grössten, und



in Folge dessen strömt von Nord und Süd gegen diesen sogenannten Calmngürtel (Windstillen) die Luft heran; aber wie bei den Wirbelstürmen, so wird auch hier die Luft nach Westen zurückbleiben, und so den Nordost- und Südostpassat bilden. Ausser diesem Passatgürtel gibt es nun wohl keinen andern durchgehenden Gürtel mehr, über welchem die Luft aufsteigen könnte; gleichwohl wird es noch da und dort einzelne Stellen geben, an denen die Temperaturabnahme nach oben rascher als die angegebene Grenze ist, und wo somit durch irgend welche Bewegung das Gleichgewicht sofort gestört werden kann. Am ehesten werden sie in der Nähe der Passatzone zu treffen sein. Wie das Emporsteigen beginnt, dehnt die Luft sich aus und wird kälter und das Steigen wird so lange dauern, bis eine Schicht von gleicher Temperatur erreicht ist; zugleich strömt unten entsprechend Luft hinein. In den meisten Fällen wird das Gleichgewicht bald wieder hergestellt sein. In andern dagegen können die bestimmenden Ursachen für eine grössere Entwicklung günstig sein. Entsteht nämlich der Process des aufsteigenden Luftstromes auf dem Meere, so wird warme feuchte Luft in die Höhe geführt und abgekühlt. Ist eine bestimmte Temperatur erreicht, so kann nicht mehr alles Wasser in Dampfform bleiben, sondern scheidet sich als Wolken aus. Damit geht aber, wie schon früher erwähnt wurde, eine beträchtliche Wärmemenge an die Luft über, erwärmt diese wieder, wesshalb sie wieder rascher in die Höhe steigt und den Prozess beschleunigt und unterhält. Wenn also im Anfange nur die Temperaturabnahme so stark ist, dass die aufsteigende Luft zum Wasserausscheiden gelangt, so ist bei der sehr wasserdampfreichen warmen Meeresluft der Grund zur weitem Entwicklung gelegt, und der ganze Wirbel unterhält sich selbst. Die Wolkenbildung bedingt natürlich Regen als ständigen Begleiter der Wirbelstürme. Ferner sind Blitz und Donner namentlich in den Tropen bei jedem Wirbelsturmcentrum vorhanden. Diese elektrischen Erscheinungen sind wahrscheinlich Folgen der raschen Wasserdampfverdichtung und der dabei frei werdenden Wärme, von der sich ein Theil auf irgend eine Art in Elektrizität umwandelt. Dass Wärme und Elektrizität verwandte Erscheinungen sind, und die eine sich in die andere umwandeln lässt, ist ja eine bekannte Thatsache. Diese Entstehung der Wirbelstürme angenommen, wollen wir untersuchen, in welcher Weise das Centrum im Grossen und Ganzen sich fortbewegt. Ein Wirbel entstehe z. B. in  $15^{\circ}$  Nordbreite an der Westküste Afrika's. Die aufsteigende Luft gelangt in Regionen mit etwas grösserer Drehgeschwindigkeit um die Erdaxe, als an der Oberfläche der Erde selbst, und jene muss daher, wenn auch nur ein wenig, nach Westen zurückbleiben. Ausserdem wird die von Norden zuströmende

Luft stärker nach Westen abgelenkt, als die von Süden herkommende nach Ost, weil die Drehgeschwindigkeit der Erde gegen die Pole hin immer rascher abnimmt. Diese beiden Faktoren, besonders der zweite, bedingen offenbar eine wenn auch langsame Bewegung des Centrums nach Westen. Die von Norden kommende Luft hat ihre grösste Ablenkung nicht genau westlich vom Centrum, sondern eher etwas nördlich vom Parallelkreis des Centrums. Somit wird der Weg des Centrums ein wenig von der Westrichtung nach Norden abgelenkt sein, und das noch um so eher, als auf der Nordseite des Centrums die südlichere, etwas wärmere und wasserdampfreichere Luft einströmt, die eher aufsteigt als die nördlichere, und demnach die stärkere Verdünnung erzeugt. Wenn jetzt aber das Centrum eine bestimmte nördliche Breite erreicht hat, so kommt die Abnahme der Geschwindigkeit der Drehung der Erde ins Spiel. Wie das Centrum weiter nördlich rückt, eilt es mit seiner grössern südlichen Drehgeschwindigkeit um die Erdaxe nach Osten voraus, und dieses Vorseilen hält der Tendenz nach Westen schliesslich das Gleichgewicht, so dass die Cyclone nahezu stille steht. Endlich überwiegt die Tendenz nach Osten, und der Sturmmittelpunkt nimmt in nördlichen Breiten den Weg nach Nordosten. Je weiter der Sturm aber nach Norden kommt, um so grösser ist die Verschiedenheit des Wasserdampfgehaltes zwischen der von Norden auf der Westseite, und der wärmern von Süden auf der Ostseite herankommenden Luft. Daher wird alsdann die Wolkenbildung namentlich auf der Ostseite stattfinden, daher dort auch viel mehr Wärme frei, und demnach auf dieser Seite das Aufsteigen viel energischer stattfinden, und folglich das Centrum immer mehr auf diese Seite abgelenkt, bis schliesslich nördlich von Europa der Weg des Sturmcentrums immer mehr ein nahezu östlicher wird. Die Cyclonenmittelpunkte des atlantischen Oceans bewegen sich daher meistens von der Westküste von Afrika aus von 10 bis 20° Nordbreite gegen den mexikanischen Meerbusen, biegen dort um und ziehen nordöstlich mit zunehmender Geschwindigkeit gegen Nordeuropa, wo sie schliesslich nach Skandinavien und Russland in fast östlicher Richtung sich bewegen. Im Continente angelangt, steht ihnen keine so feuchte Luft mehr zu Gebote wie auf dem Meere, die Wärmeentwicklung durch Verdichtung von Wasserdampf nimmt ab, die Stürme erschöpfen sich und hören bald auf. Das Umbiegen des Weges beginnt ungefähr in 30° Nordbreite. Entsteht nun der Wirbelsturm an der Westküste von Afrika schon in 30° Nordbreite, so beginnt die Umbiegung sogleich, das Centrum tritt dann ins mittelländische Meer hinein und bewirkt für Europa Ostwinde. Was für den atlantischen Ocean gilt, trifft auch für den nördlichen stillen Ocean zu. Auf der südlichen Halbkugel ist



natürlich in der Nähe des Aequators die Bewegung ebenfalls eine westliche mit Tendenz nach Süden, und die Umbiegung geschieht ebenso nach Osten, wie im Norden. Man kann die Bahnen der Cyclonen auf der südlichen Erdhälfte gleichsam als Spiegelbilder derjenigen auf der nördlichen ansehen. Es werden natürlich nicht alle Stürme vollständig den beschriebenen Weg machen, sondern einige sich vorher erschöpfen, andere mehr nördlich beginnen; ferner werden lokale Eigenthümlichkeiten die Bahn mehr oder weniger verändern können. Die Stürme sind auf dem atlantischen Ocean besonders vollständig, weil ihnen der den gleichen Weg machende Golfstrom eine warme, feuchte, also unterhaltende Unterlage liefert.

Die Gewalt des Sturmes ist nun zwar im Innern des Centrums nicht am stärksten, weil dort die Bewegung eine mehr aufwärtsgehende ist, sondern es wechseln dort unregelmässige heftige Windstösse aus allen Richtungen mit förmlichen Windstillen ab, erst in einigen Meilen Entfernung werden die Isobaren enger und somit der Sturm heftiger. Dieser innere Kreis von einigen Meilen Durchmesser, welcher dem Calmngürtel der Passatwinde entspricht, ist das sogenannte windstille Centrum.

In den äquatorealen Gegenden der Meere ist der Wasserdampfgehalt der Luft sehr gross, in Folge dessen wird sich, aber wegen der hohen Temperatur erst in beträchtlicher Höhe, eine bedeutende Menge Dampf zu flüssigem Wasser verdichten, und so eine grosse Menge Wärme frei, welche der ganzen Luftbewegung eine gewaltige Energie verleiht und einen uns unbegreiflich starken Regen verursacht. Je weiter die Cyclone z. B. nach Norden vorschreitet, um so geringer wird der Wasserdampfgehalt, um so geringer die frei werdende Wärme, um so weniger energisch der Luftzudrang. Dagegen wird in nördlichern Gegenden die Sättigung eher erreicht werden, und schon eintreten durch die gegen das Centrum vorkommende Verdünnung und daherige Abkühlung der Luft. Demnach beginnt die Luft immer weiter vom Centrum weg schon aufzusteigen. Die Folgen dieser Ursachen sind viel heftigere Stürme in den Tropen, aber Erweiterung derselben von einigen Meilen bis zu einigen Hunderten, wenn der Sturm nach höhern Breiten rückt.

Aus dem Behandelten lassen sich einige nicht unwichtige Witterungsregeln für Europa ziehen: Wenn das Barometer an der Westküste Europas zu sinken beginnt, so ist das Nahen eines Depressionscentrums sehr wahrscheinlich. Kommt dasselbe wirklich, so gelangt es gewöhnlich in die Nähe von England; der Wind setzt auf dem westlichen Theile des Festlandes mit Südwest, mitunter auch

mit Süd und Südost ein. Dieser bringt an den Küsten nahezu immer, im Innern sehr wahrscheinlich, Wolken und Regen; im Centrum ist derselbe sozusagen ausnahmslos. Rückt das Centrum weiter vor und kommt kein neues, so geht der Wind über in West bis Nordwest und der Regen wird im Allgemeinen weniger reichlich. Gelangt das Centrum bis in die Mitte von Russland, so schlägt der Wind in Nord um, das Barometer steigt, der Himmel hellt auf und die Temperatur sinkt. Gelangt ein Centrum durch's mittelländische Meer hinein, so hat z. B. die Schweiz Nordost bis Ostwind, kühles und allgemein helles Wetter. Ist keine Barometerdepression in der Nähe, sondern nahezu in ganz Europa derselbe Luftdruck, so herrscht nahezu Windstille und anhaltend schönes Wetter. Ist an einem Punkte Europas der Luftdruck grösser als an den übrigen, so fliesst von da die Luft nach allen Seiten ab.

Zur Beurtheilung der muthmaasslichen Witterung der nächsten kommenden Tage sind daher die Witterungsdepeschen, die zwar einzig in der Neuen Zürcher-Zeitung unter den deutsch-schweizerischen Blättern rechtzeitig gedruckt werden, von grossem Vortheile, und besonders für Hafenstädte von unberechenbarem Nutzen. Meine Absicht ist erfüllt, wenn die vorliegenden Blätter in weitem Kreisen zum Verständniss der natürlich nur kurz gehaltenen Depeschen beitragen.

Man begreift sofort, dass nicht nothwendig auf die angegebene Weise nur grosse Wirbelstürme entstehen müssen, sondern grössere und kleinere, je nach den Vorbedingungen. Auch braucht die unterste Luftschicht nicht absolut eine hohe Temperatur zu haben, wenn nur aus irgend einer andern Ursache die Temperatur nach oben rasch genug abnimmt, obschon bei tiefer Temperatur der Beginn eines Wirbels viel weniger wahrscheinlich ist.

Die kleinsten Wirbel sehen wir zuweilen an schwülen, windstillen Sommertagen auf staubigen Strassen in Form von mitunter sehr hoch hinaufreichenden dünnen Staubsäulen; dann kommen die Wettersäulen, auf dem Lande Landhosen, auf dem Wasser Wasserhosen genannt. Bei diesen wird durch die Gewalt des aufsteigenden Luftstromes das Wasser oder der Staub in die Höhe gerissen; weiter oben fängt der Wasserdampf an sich zu verdichten, die Luft breitet sich aus und erhalten wir unten einen nach oben, oben einen nach unten sich verengenden Trichter, die sich mitunter beide vereinigen.

Unsere Gewitter sind nichts anderes, als im Sommer durch lokale aufsteigende Luftströme entstehende Wirbel. Die vorangehende Schwüle zeigt einfach eine



feuchte heisse Luft an, welche die Verdunstung des Schweisses auf der Haut verhindert, und so die Temperatur der Hautumgebung erhöht. Wir sehen diess deutlich an dem von Billwiller einlässlich untersuchten, über Zürich gehenden Gewitter vom 28. Juli 1872. Nach den Aufzeichnungen des Registrirapparates auf der Sternwarte waren nämlich die Windrichtungen folgende:

Abends 4 Uhr.	4 U. 40 M.	4 U. 50 M.	5 U.	5 U. 10 M.	5 U. 20 M.
O-NO.	NO-N.	O-N.	NO-N.	NO-N.	N-NW.
5 U. 30 M.	5 U. 40 M.	5 U. 50 M.	— 6 U.		
NW-W.	N-NW-S.	N-SW-SO-NO-N aus allen Richtungen.			

Diess entspricht genau, wie Figur 4 zeigt, einem Wirbel, der sich in der Richtung des äussern Pfeiles Nord-Ost-Süd-West drehte, und dessen Centrum wenig südlich von der Sternwarte vorbeiging. (Natürlich kann bei so kleinen Wirbeln die Erddrehung nicht mehr in Frage kommen und der Sinn der Drehung ist ein zufälliger.) Der grosse Pfeil gibt die Bewegungsrichtung des Centrums und die ihm parallele gerade die Orte an, welche die Sternwarte im Wirbel nach und nach einnahm. Das Barometer sank von Vormittags 11 Uhr bis Abends um mehr als 5<sup>mm</sup>. Die elektrischen Erscheinungen von Blitz und Donner sind, wie schon einmal erwähnt, sehr wahrscheinlich die Folge der rasch vor sich gehenden Wasserdampfverdichtung.

Für diese Anschauung sprechen die Thatsachen, dass die Gewitter fast ausnahmslos in die heisse Jahreszeit auf schwüle Nachmittage fallen, und dass namentlich der Sonne ausgesetzte enge Gebirgsthäler häufig Lokalgewitter haben, die sich nicht weiter verbreiten. Wenn, wie das erwähnte, die Gewitter von Hagel begleitet sind, so muss nothwendig der aufsteigende Luftstrom bis in Regionen gelangt sein, wo die Temperatur unter 0° ist. Diese liegt im Sommer über 3000 Meter. Dass aber die Luft so hoch steigt, kann man unter Berücksichtigung der hohen Bodentemperatur und der durch Verdichtung des Wasserdampfes entstehenden Wärme, bei jedem Hagelwetter nachweisen. Da in den Tropengegenden die Temperatur von 0° viel höher liegt, so wird sie vom aufsteigenden Luftstrome kaum erreicht werden, oder dann müssen die Hagelkörner so lange fallen, dass sie unterwegs wieder schmelzen; daher fällt in tropischen Tiefländern kein Hagel.

Die sehr heftigen und zerstörenden, meistens wenige Hundert Meter breiten nordamerikanischen Tornados, hierauf die einige Meilen breiten, für die Schiffe sehr gefährlichen, chinesischen Teifuns vermitteln dann den Uebergang zu den grossen Cyclonen, so dass Alles sozusagen eine zusammenhängende Kette bildet.

