



UNIVERSITÄTS-  
BIBLIOTHEK  
PADERBORN

## **Leitfaden der Wetterkunde**

**Börnstein, Richard**

**Braunschweig, 1901**

Jährlicher, täglicher Gang. Einfluss der Gebirge.

---

[urn:nbn:de:hbz:466:1-77440](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hbz:466:1-77440)

etwa 1500 mm u. s. w. Die Niederschlagsvertheilung in Europa ist aus der Regenkarte, Taf. I, zu ersehen.

Der jährliche Gang der Niederschlagshöhe zeigt zweierlei Typen, entsprechend der vorher mitgetheilten Verschiedenheit zwischen den europäischen Küsten- und Binnenländern. An der Nordsee liegt das Maximum im Herbst und das Minimum im Frühling, während die Binnenlandstationen das Maximum im Sommer, das Minimum im Winter haben. Die Ostseeküste zeigt mehr Aehnlichkeit mit dem Binnenland. Die gleiche jährliche Vertheilung tritt auch in der Regenhäufigkeit auf. Der Sommer zeichnet sich durch kurze, ergiebige, der Winter durch andauernde schwache Niederschläge aus. Der April scheint seinen Ruf hierbei nicht voll zu rechtfertigen, denn er hat eine geringe Niederschlagsmenge und eine kleine Zahl von Tagen mit Niederschlag. Es scheint, dass es in diesem Monat zwar selten, aber andauernd regnet.

Ebenso wie der jährliche zeigt auch der tägliche Gang der Niederschlagsmenge mannigfach verschiedene und mit der Oertlichkeit wechselnde Einzelheiten. Ein Maximum tritt an manchen Orten zur wärmsten Tageszeit, etwa um 3 Uhr Nachmittags, auf, besonders in der warmen Jahreszeit, und darf dem aufsteigenden Luftstrome zugeschrieben werden. Ein zweites Maximum findet sich frühmorgens zur kältesten Tageszeit, vielleicht veranlasst durch das gleichzeitige Maximum der relativen Feuchtigkeit, welches die Condensation erleichtert. Diese Maxima sind während des Sommers in Potsdam [Sprung (106)] und auch in Berlin [Börnstein (107)] erkennbar, doch tritt in Berlin dazu noch ein drittes Maximum etwa um 6 Uhr Abends, welches sich ähnlich auch in Chemnitz [Schreiber (108)] und in Basel [Riggenbach (109)] vorfindet und nach Less (110) wahrscheinlich den vorzugsweise am Nachmittag herabgehenden Platzregen zugeschrieben werden darf. In Wien und Klagenfurt zeigt sich dagegen [nach Hann (111)] in der warmen Jahreszeit das Hauptmaximum der Regenmenge am Abend, ebenso mit Ausnahme der Regenzeit (Juni bis October) in Calcutta und Simla [Blanford (112)].

Der Einfluss der Gebirge auf den Niederschlag wurde schon oben erwähnt. Die auf der Windseite entstehenden aufsteigenden Ströme erzeugen vermehrten Niederschlag, welchem als nothwendige Ergänzung auf der Leeseite eine verhältnissmässig trockene Gegend, der Regenschatten des Gebirges, entspricht. Ausserdem erzeugt das Gebirge auch bei windstillem Wetter Temperaturunterschiede und verticalen Luftaustausch, wodurch ebenfalls der Niederschlag vermehrt wird. Für Mitteldeutschland hat Assmann (113) diese Wirkungen im Einzelnen dargelegt; Hann (114) berechnet für die deutschen Mittelgebirge die folgenden durchschnittlichen, jährlichen Regenmengen:

Seehöhe . .	100—200	200—300	300—400	400—500	500—700	700—1000 m
Regenhöhe	580	650	700	780	850	1000 mm

Diese mit wachsender Seehöhe eintretende Steigerung der Niederschlagsmenge ist auch sonst vielfach beobachtet, scheint aber nur bis



zu etwa 1000 m Höhe zu reichen und weiter hinauf in Abnahme überzugehen. Aus Beobachtungen am Nordabhange der bayerischen Alpen entnimmt Erk (115), dass dort die Höhenregion des grössten Niederschlages eine jahreszeitliche Schwankung zeigt, im Winter zwischen 600 und 1000 m Höhe auftritt, im Sommer aber bis zu 1700 m emporsteigt.

Je höher ein Ort liegt, um so grösser ist derjenige Bruchtheil des Niederschlages, welcher in Form von Schnee herabfällt. Diejenige Höhengrenze nun, oberhalb welcher im Laufe des Jahres mehr Schnee fällt, als während der warmen Jahreszeit geschmolzen wird, bezeichnet man als Schneegrenze. Sie liegt im Allgemeinen um so höher, je geringer die geographische Breite ist, doch wird ihre Lage ausser von Temperatureinflüssen auch sehr wesentlich durch die Niederschlagsverhältnisse bedingt. In den Alpen findet man die Schneegrenze in 2500 bis 2800 m Höhe, in Norwegen bei 700 bis 1900 m, auf Franz-Josephsland bei 100 bis 300 m; in der nördlichen Polargegend hat man sie nirgend bis zum Meeresniveau herabsteigen sehen, wohl aber in südlichen hohen Breiten, wo neben dem milden Winter ein kalter Sommer auftritt [Hann (116)].

Die oberhalb der Schneegrenze niederfallenden Schneemassen werden durch die Sommerwärme nur zum Theil geschmolzen; der Rest würde sich zu immer grösserer Höhe anhäufen, wenn nicht ein beständiges Herabgleiten durch den Vorgang der Regelation bewirkt würde. Es besitzt nämlich das Eis (und ebenso der aus Eiskristallen bestehende Schnee) die Eigenschaft, dass der unter gewöhnlichen Verhältnissen bei  $0^{\circ}$  liegende Schmelzpunkt durch Druck erniedrigt wird, und dass also Eis unter genügend starkem Druck bei weniger als  $0^{\circ}$  in flüssigen Zustand übergeht, bei Aufhören des Druckes aber wieder fest wird. Eben dies Wiedergefrieren ist es, welches man als Regelation bezeichnet. Ein einfacher Versuch, der diesen ganzen Vorgang ersichtlich macht, besteht darin, dass man über einen Eisklotz einen Draht legt und dessen herabhängende Enden mit Gewichten belastet. Dann wird an den Stellen, welche durch den aufliegenden Draht Druck erfahren, das Eis geschmolzen, das entstandene Wasser wird vom Draht verdrängt, tritt über diesen und geht, da es nun nicht mehr unter Druck steht, sogleich wieder in den festen Zustand über. Auf solche Art sinkt der Draht langsam tiefer und tiefer in das Eis hinein, ohne dasselbe aber zu zerschneiden, weil über ihm die Masse immer wieder zusammenfriert, und schliesslich tritt der Draht an der Unterseite des zusammenhängend gebliebenen Eisklotzes wieder heraus. Ganz ähnlich sind die Vorgänge beim Schlittschuhlaufen: das Eis wird unter der Schlittschuhkante durch die ganze Körperlast des Laufenden gedrückt und hierdurch verflüssigt, um beim Fortgleiten des Schlittschuhes sogleich wieder zu gefrieren. Der Schlittschuhläufer bewegt sich also thatsächlich auf einer zwischen Eis und Schlittschuh befindlichen dünnen Wasserschicht. Ist die Temperatur des Eises zu niedrig, so reicht der vorhandene Druck zu seiner Verflüssigung nicht