

## Werk

**Jahr:** 1928

**Kollektion:** fid.geo

**Signatur:** 8 GEOGR PHYS 203:4

**Digitalisiert:** Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

**Werk Id:** PPN101433392X\_0004

**PURL:** [http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X\\_0004](http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0004)

**LOG Id:** LOG\_0082

**LOG Titel:** Ergebnisse und Aufgaben der meteorologischen Strahlungsmessungen

**LOG Typ:** article

## Übergeordnetes Werk

**Werk Id:** PPN101433392X

**PURL:** <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

**OPAC:** <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

## Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

## Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen  
Georg-August-Universität Göttingen  
Platz der Göttinger Sieben 1  
37073 Göttingen  
Germany  
Email: [gdz@sub.uni-goettingen.de](mailto:gdz@sub.uni-goettingen.de)

## Ergebnisse und Aufgaben der meteorologischen Strahlungsmessungen.

Von R. Süring.

Nach Bemerkungen über Methodik und Apparat werden besprochen: Strahlungsklimatische Untersuchungen; Messungen in verschiedenen Spektralbereichen; theoretische und experimentelle Arbeiten über den Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Erde; Klimastörungen, die sich in Anomalien des Durchlässigkeitskoeffizienten für Strahlung äußern; Schwankungen der Solarkonstanten.

Das meteorologisch wirksame Spektrum der direkten Sonnenstrahlung beginnt bei etwa  $0.3 \mu$ , hat ein Maximum bei  $0.5$  bis  $0.6 \mu$ , und endet bei etwa  $3 \mu$ . Das untere Ende des Spektrums ist durch eine Ozonbande, das obere durch Wasserdampfbanden abgegrenzt. Absorptionsbanden des Wasserdampfes zeigen sich schon von  $0.9 \mu$  an; von  $6.3$  bis  $34 \mu$  ist die Wasserdampfbande nicht unterbrochen; die Annahme, daß einige dieser Banden von flüssigem Wasser und nicht von Wasserdampf herrühren, ist nach G. Hettner<sup>1)</sup> nicht berechtigt. Das Maximum der Energie des wolkenlosen Himmelslichtes liegt bei  $0.4 \mu$  und verschiebt sich bei bewölktem Himmel bis  $0.8 \mu$ . Die dunkle vom Boden und von den Luftschichten ausgesandte Strahlung liegt — soweit sie für die Meteorologie in Frage kommt — auf Wellen zwischen  $7$  und  $14 \mu$  mit einem Maximum zwischen  $8$  und  $10 \mu$ . Diese Wellengebiete zwischen  $0.3$  und  $3 \mu$ , sowie zwischen  $7$  und  $14 \mu$  werden nachfolgend als „meteorologisches Strahlungsgebiet“ betrachtet.

Das meteorologische Problem der Sonnenstrahlung besteht darin, zu untersuchen, was an Strahlungsenergie quantitativ und qualitativ zu uns gelangt, wie die Atmosphäre diese Strahlung verändert, und welche Energiemengen in der Atmosphäre und auf der Erde infolge der Bestrahlung umgesetzt werden. Die Intensität  $J$  der Strahlung wird entweder in Kalorien oder in Joule- bzw. Wattsekunden ( $1 \text{ g-cal} = 4.184 \text{ Joule}$ ) ausgedrückt<sup>2)</sup>, ihre Beziehung zur Beschaffenheit der Atmosphäre durch den Durchlässigkeitskoeffizienten  $q$  oder durch den Absorptionskoeffizienten (Extinktionskoeffizienten)  $a$ , neuerdings vielfach ergänzt durch den Trübungsfaktor  $T$ . F. Linke<sup>3)</sup> hat den Trübungsfaktor in die Bouguer-Lambertsche Formel eingeführt, um wenigstens angenähert den Einfluß der optischen, chemischen und meteorologischen Beschaffenheit der Atmosphäre auf die Güte der Luftmasse  $m$  kenntlich zu machen. Die Bouguer-Lambertsche Formel nimmt dann die Gestalt an:

$$J_m = J_0 q_m^m T = J_0 e^{-a_m m T}.$$

$mT = 1$  ist die relative Weglänge einer vollkommen staubfreien und trockenen Luftmasse bei Zenitstand der Sonne vom Meeresspiegel an gerechnet, der Faktor  $T$  gibt also an, wie viele ideale Atmosphären gerade die gleiche Ex-

tinktion geben würden, wie die vorhandene Atmosphäre.  $T$  ist daher ein recht anschauliches, wenn auch kein exaktes Kriterium für die Reinheit der Luft, wie die folgenden Mittelwerte von  $T$  zeigen.

	Arosa	Potsdam	Frankfurt a. M.
Sommer . . . . .	1.80	2.72	3.79
Winter . . . . .	1.34	1.99	3.08

Die Verschiedenheiten des Trübungs-faktors sind auch für getrennte Spektralbereiche untersucht worden<sup>4)</sup>. Über den prognostischen Wert des Trübungs-faktors sind die Ansichten noch geteilt.

Mangelhaftigkeit der Apparatur hat lange Zeit die Entwicklung der meteorologischen Strahlungsforschung aufgehalten; in den letzten Jahren hat sich das gründlich geändert. Es gibt mehrere Apparatetypen, welche die Intensität der gesamten direkten Sonnenstrahlung — allerdings mit Einschluß einer Sonnenumgebung von etwa 4° Winkelabstand — thermometrisch, optisch oder thermoelektrisch mit einer relativen Genauigkeit von 2 bis 3 Proz. messen, wenn alle Vorsichtsmaßregeln in der Handhabung beachtet werden. Der Zustand der Absolutinstrumente ist noch nicht ganz befriedigend; auch hier herrscht eine Unsicherheit von 1 bis 2 Proz.; die amerikanische Smithsonianskala und die schwedische Ångströmskala weichen sogar um 3 Proz. voneinander ab; doch wird hierüber voraussichtlich schon auf der nächsten internationalen Zusammenkunft eine Einigung erzielt werden.

Die Messung der diffusen Himmelsstrahlung bei Tage ist gleichfalls befriedigend möglich, besonders mit den Apparaten von Ångström, der seine Apparatur auch registrierend eingerichtet hat. Ergebnisse mehrjähriger Registrierungen der Tagesstrahlung von Sonne plus Himmel sind unter anderem aus Davos (Dorn) und Stocksund bei Stockholm (Ångström) veröffentlicht<sup>5)</sup>; auch aus England und Nordamerika liegt einiges Material vor. Ångström bestimmt thermoelektrisch die Temperaturdifferenz zwischen einer geschwärzten und einer weißen Lamelle, und die Fortschritte bestehen darin, daß es gelungen ist, einen weißen Anstrich — eine ölige Suspension von Zinkoxyd zu finden, die für dunkle Strahlung von mehr als  $4\mu$  fast dasselbe Absorptionsvermögen hat wie Platinschwarz (98 Proz.). Die beiden Streifen geben keine Temperaturdifferenz bei langwelliger Bestrahlung, der Apparat reagiert daher nur auf Tageslicht. Der Wetterschutz ist durch eine sehr homogene und transparente Glasglocke aus Zeiss-Flintglas erreicht. Hier setzen nun die Schwierigkeiten ein, wenn man den gesamten Strahlungsaustausch, also auch die Ausstrahlung bei Tage messen will, denn es gibt kein Filter, das für Wellen von mehr als  $4\mu$  vollkommen durchlässig ist. Ångström hilft sich bei seinem Pyrgeometer für nächtliche Ausstrahlung mit einer Platte aus Flußspat, welche Strahlung bis zu  $12\mu$  durchläßt. Einen Apparat, welcher diese Effektivstrahlung, also die Differenz zwischen der kurzwelligen Einstrahlung und der langwelligen Ausstrahlung direkt mißt, hat neuerdings F. Albrecht-Potsdam konstruiert. Albrecht verzichtet auf jede Windschutzhülle und eliminiert den Windeinfluß

durch Messung der Temperaturdifferenz zwischen bestrahlter Platte und Lufttemperatur bei zwei verschiedenen Heizungen der Platte. Hierzu wird die Differenz der Temperatur einer frei exponierten Platte gegen die Lufttemperatur bei Bestrahlung und bei bekannter elektrischer Heizung gemessen oder registriert<sup>6)</sup>.

Hinsichtlich der Qualität der Strahlung sind neuerdings vielfache Versuche gemacht, gewisse Spektralteile der Sonnen- oder Himmelsstrahlung zu messen. Abgesehen von rein physikalischen Studien über Messungen bestimmter Spektrallinien kommen hier spektroskopische und Filtermessungen gewisser Spektralbereiche in Frage. Die spektroskopischen Methoden von Goldschmidt und Alt (Gitter oder Prisma vor einer photoelektrischen Kaliumzelle), Albrecht (Prisma vor einem elektrischen Widerstandsthermometer) und Gorczyński (Prisma vor einem Thermoelement) sind noch im Versuchsstadium<sup>7)</sup>. Filtermessungen in Verbindung mit photoelektrischen Zellen und mit Aktinometern für Wärmestrahlung sind zurzeit noch bequemer und wohl auch besser durchgearbeitet<sup>8)</sup>. Sehr saubere spektroskopische Messungen des kurzwelligen Teiles der Sonnenstrahlung bei  $0.3\mu$  sind besonders von Dorno, Fabry und Buisson, Götz, Hoelper und Dobson ausgeführt<sup>9)</sup>.

Hinsichtlich der Ergebnisse der meteorologischen Strahlungsforschung stehen strahlungsklimatische Arbeiten an erster Stelle. Ausgehend von den Bedürfnissen der Heilkunde sind zunächst in Davos (Dorno), dann in einer größeren Zahl von Kurorten (z. B. Arosa, Riezlern im Algäu, Agra im Tessin, Taunus, Schreiberhau, Wyk auf Föhr) ausgedehnte Messungen über Intensität der Gesamtstrahlung und besonders der ultravioletten Strahlung angestellt und verarbeitet. Hand in Hand damit gehen die bis 1883 zurückreichenden Messungen an Observatorien (Montpellier, Stockholm, Potsdam, Frankfurt, Warschau, Petersburg usw.) und auf Expeditionen (Linke, Atlantischer Ozean und Argentinien; Gorczyński, Ozeane, Sahara, Mexiko, Siam; Perlewitz und Georgii, Atlantischer Ozean).

Wenn auch den älteren Messungen — bis etwa zum Jahre 1900 — meist nur ein geringer Grad von Genauigkeit zukommt, so sind sie doch hinsichtlich der Änderungen von Monat zu Monat und von Jahr zu Jahr vielfach mit Erfolg benutzt. H. H. Kimball hat mittlere Monatswerte für 90 Orte zusammengestellt und F. Linke hat mittlere Tagessummen der Sonnenstrahlung auf eine zur Strahlungsrichtung senkrechte Fläche monatsweise für geographische Breiten von  $0^{\circ}$ ,  $20^{\circ}$ ,  $40^{\circ}$ ,  $50^{\circ}$ ,  $60^{\circ}$ ,  $70^{\circ}$  und  $80^{\circ}$  abgeleitet. Es ist eine der wichtigsten Aufgaben der Zukunft, für eine bessere Vergleichbarkeit und Prüfung der verschiedenen Arten von Instrumenten Sorge zu tragen. Für praktische Zwecke hat J. Schubert die Bestrahlung von Flächen verschiedener Neigung und Himmelsrichtung aus den von W. Marten zusammengestellten strahlungsklimatischen Daten Potsdams abgeleitet<sup>10)</sup>.

Auf das spärliche Material von direkten Messungen der Himmelsstrahlung ist schon hingewiesen worden. Glücklicherweise besteht nach A. Ångström für

mittlere Breiten eine lineare Beziehung zwischen Gesamtstrahlung  $J_s$  bei der Bewölkung  $S$  ( $S = 1$  für wolkenlosen Himmel,  $S = 0$  für ganz bedeckten Himmel) und der Strahlung bei wolkenlosem Himmel  $J_1$ , so daß aus den leicht ausführbaren Registrierungen der Sonnenscheindauer und Messungen der Himmelsstrahlung bei wolkenlosem Himmel brauchbare Mittelwerte der gesamten Himmelsstrahlung für einen Ort abgeleitet werden können. Als Beziehungs-gleichung wurde gefunden für

$$\text{Stockholm (A. Ångström)} \quad J_s = J_1 (0.235 + 0.765 S),$$

$$\text{Washington (H. Kimball)} \quad J_s = J_1 (0.22 + 0.78 S).$$

Bei vielen dieser strahlungsklimatischen Arbeiten hat man schon auf die Intensität verschiedener Spektralteile Rücksicht genommen. Dabei hat sich gezeigt, daß die Intensitätsverteilung eine deutliche Abhängigkeit von der geographischen Breite hat. Es ist dies auch nicht verwunderlich, denn wenn der Wasserdampf abnimmt, also vom Äquator zum Pol oder vom Meeresniveau bis in große Höhen, müssen die Wasserdampfbanden des Spektrums eine Verschiebung des optischen Schwerpunktes gegen kürzere Wellen verursachen. Gorczyński fand bei gleicher Gesamtintensität von 1.22 cal in Europa und in den Tropen für die Tropen eine Abnahme des Rotgehalts (oberhalb von  $0.8 \mu$ ) um 6 Proz. Es ist noch nicht festgestellt worden, wie eine Abschwächung der Strahlungsintensität im Rot durch eine stärkere Intensität im kurzwelligen Spektrum kompensiert wird. Gorczyński ist mit solchen Messungen in Mexiko beschäftigt; über die Änderungen des Transmissionskoeffizienten mit der Höhe hat das Meteorologische Observatorium Potsdam im Sommer 1928 in einem Dreiecksnetz in Tirol (Höhenunterschied 2420 m) Messungen angestellt.

Hinsichtlich der Durchlässigkeit der Atmosphäre in verschiedenen Spektralbereichen interessiert am meisten — therapeutisch und geophysikalisch — der rasche Abfall der Strahlung bei  $0.3 \mu$ . Fabry und Buisson vor allem haben durch jahrelange sorgfältige Messungen festgestellt, daß dieser Abfall nur zum kleinsten Teile von atmosphärischen Zuständen der unteren Luftschichten abhängt, vielmehr seine Ursache haben muß in einer Ozonschicht von etwa 3 mm äquivalenter Dicke in einer Höhe von 30 bis 40 km. Weitere Untersuchungen (Dobson, Götz, Hoelper) haben drei anscheinend zuverlässige, aber nicht aufgeklärte Feststellungen geliefert:

1. Der Ozongehalt nimmt mit steigendem Luftdruck ab, oder — wie Dobson und Götz es ausdrücken — die Höhe der Stratosphäre ist am größten, wenn der Ozongehalt am größten ist.
2. Die Ozonschicht ist am größten im Frühling, am kleinsten im Herbst.
3. Die Ozonmenge ist in der Nacht größer als am Tage <sup>11)</sup>.

Absorptionskoeffizienten in anderen Wellenbezirken als Ultraviolett sind besonders für Wasserdampf-, Dunst- und Staubabsorption untersucht worden;

diese Arbeiten stehen meist in engem Zusammenhang mit Ermittlungen über den Trübungsfaktor. Durch die allzu scharfe Einstellung auf den Trübungsfaktor wird die geophysikalische Deutung der Ergebnisse etwas eingeschränkt. Eine Betrachtung der Ergebnisse unter allgemeinen Gesichtspunkten dürfte noch verfrüht sein<sup>12)</sup>.

Neben der Strahlungsemission von Sonne und Himmel ist die Emission des Erdbodens und die Absorption von Wolken, Luftmassen und Erde für das Strahlungsgleichgewicht von Bedeutung. Die am Boden wirksame (effektive) Ausstrahlung setzt sich nachts zusammen: 1. aus der Ausstrahlung des Bodens oder des Strahlungsgeräts (im allgemeinen nach dem Stefan-Boltzmannschen Strahlungsgesetz), 2. aus der Gegenstrahlung etwaiger Wolken und 3. aus der Gegenstrahlung der Luftschicht.

Aus den Untersuchungen von Defant geht hervor, daß die Strahlung der Wolke nur außerordentlich wenig die Strahlung eines schwarzen Körpers von der Temperatur der unteren Begrenzung der Wolke übertrifft. Zunahme des Wasserdampfgehalts vermindert zwar die Bodenausstrahlung, erhöht aber die Gegenstrahlung, und insgesamt nimmt die effektive nächtliche Ausstrahlung mit zunehmendem Wasserdampfgehalt ab. Die geringe effektive Bodenstrahlung bei bedecktem Himmel ist bei niedrigen Wolken zum größten Teile eine Folge der Strahlung der Wolkendecke. Der Einfluß der Gegenstrahlung der Luftschicht zwischen Wolke und Erde ist um so größer, je höher die Wolke ist. Eine hohe Wolke ist aber im allgemeinen kälter als eine niedrige und kompensiert dadurch zum Teil den stärkeren Einfluß einer Gegenstrahlung der Luftschicht. Immerhin bleiben nach den Beobachtungen von Ångström und Asklöf ziemlich große Unterschiede der effektiven Ausstrahlung übrig<sup>13)</sup>:

Bewölkung:	heiter	nb; str; str-cu.	a-str	ci-str
Eff. Ausstrahlung . .	0.169	0.023	0.039	0.135 cal cm <sup>-2</sup> min <sup>-1</sup>

Will man die effektive Bodenausstrahlung für Wärmeaustauschbetrachtungen verwenden, so kann man angenähert die Ausstrahlung in eine lineare Beziehung zur Stärke der Himmelsbedeckung setzen. Nach Ångström gilt die Formel:

$$R_w = R_0 \left( 1 - k \frac{w}{10} \right),$$

wo  $R_w$  die Ausstrahlung bei der Bewölkung  $w$  (0 wolkenlos, 10 ganz bedeckt),  $R_0$  die Ausstrahlung bei wolkenlosem Himmel,  $k$  einen von der Wolkenart abhängigen Faktor (für hohe Wolken etwa 0.2, für niedrige 0.9) bedeuten.  $R_0$  hängt vom Wasserdampfgehalt ab.

Auch für die nächtliche Abkühlung gilt eine ganz analoge Gleichung, so daß man die Abkühlung der Luftmassen proportional der effektiven Ausstrahlung setzen kann. Da letztere um so kleiner ist, je größer der Wasserdampfgehalt der Luft ist, so besagt dies, daß die direkte Ausstrahlung der mit Wasserdampf vermengten Luft nicht die alleinige Ursache der nächtlichen Abkühlung ist,

und darin zeigt sich schon die Schwierigkeit, wenn man Strahlungsergebnisse zu Energiebetrachtungen erweitern will. Höchstens um eine Größenordnung verschieden sind die Energieänderungen infolge von nächtlicher Ausstrahlung, ungeordneter Zirkulation und — wie Ertel in einer bald erscheinenden Arbeit zeigt — stratosphärischer Druckänderungen. Es wäre ein Referat für sich, die hier hineinspielenden Arbeiten (u. a. W. Schmidt, Defant, Exner) zu berücksichtigen. Besonders kompliziert wird das Problem, sobald man zur dreidimensionalen Darstellung (Berücksichtigung des Austausches in den höheren Luftschichten) übergeht.

Für klimatologische Übersichtsrechnungen (Defant, Ångström) genügt es, unter Berücksichtigung des Massenaustausches nach W. Schmidt die Energiezufuhr auf verschiedenen Breitengraden aus Einstrahlung, mit Rücksicht auf das Reflexionsvermögen von Wasser und Land, aus Ausstrahlung und aus Energiezufuhr durch Kondensation und Verdunstung zu berechnen<sup>14)</sup>. Hierbei genügt es, in erster Annäherung die Ausstrahlung auf allen Breiten einander gleich zu setzen, da sich gegen den Äquator hin die Wirkungen von zunehmender Temperatur und zunehmendem Wasserdampfgehalt ungefähr kompensieren. Ångström fand so, daß sich die Energieumsätze, auf die Flächeneinheit bezogen, durch die Formel

$$Q = M + N \cos^2 \varphi$$

darstellen lassen, wobei  $M$  und  $N$  Konstante und  $\varphi$  die geographische Breite bedeuten.

Ganz außerordentlich kompliziert wird das Problem, wenn man die wahre Temperatur- und Wasserdampfgehaltverteilung mit der Höhe in die Rechnung einführt. Hergesell hat wohl als erster aus der wahren Wasserdampfverteilung Schlüsse auf die ausgehende Strahlung gezogen<sup>15)</sup>. R. Mügge und G. Simpson haben insbesondere die Bedeutung der Stratosphärentemperatur für das Strahlungsgleichgewicht (und umgekehrt) hervorgehoben. Nach Simpson sendet uns die Stratosphäre mehr als  $0.12 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$  in Form von langwelliger Strahlung zu. Die wirklich beobachtete gleichmäßige Temperatur der Stratosphäre ist daher unverständlich, wenn wir nicht einen Austausch mit der hohen Ozonschicht annehmen. G. Falckenberg, E. Stoecker und R. Steiner haben für die untersten Luftschichten den Einfluß von  $\text{H}_2\text{O}$  und  $\text{CO}_2$  untersucht und sind zu der Ansicht gekommen, daß die Entstehung der Bodeninversion schon vor Sonnenuntergang durch Umwandlung der von  $\text{H}_2\text{O}$  und  $\text{CO}_2$  zugestrahlten Bandenstrahlung in schwarze Erdstrahlung zu erklären ist<sup>16)</sup>.

Recht groß ist schließlich die Literatur über strahlungsklimatische Störungen, wie sie durch Vulkanausbrüche entstehen; allerdings liegen nur wenige korrekte Zahlenangaben darüber vor, inwieweit die Abnahme der Sonnenstrahlung durch Verstärkung der diffusen Strahlung kompensiert wird. Abgesehen von den Messungen von Dorno in Davos gibt es auch keine Daten dafür, wie sich die

Störungen spektral verteilen. Natürlich ist die Verringerung der ultravioletten Sonnenstrahlung am größten. Man hat auch untersucht, inwieweit die Strahlung durch die Sonnenfleckenperiode beeinflusst wird. Lindholm hat zur Ermittlung solcher Einflüsse aus ungestörten Tagen des Zeitraums 1909 bis 1926 die Extinktion berechnet, welche nicht durch molekulare Zerstreuung oder Wasserdampf entstanden ist, also nur die eigentliche Staubtrübung. Die Berechnung hat aber trotz aller Sorgfalt zu keinem positiven Ergebnis geführt<sup>17)</sup>.

Die Frage nach einer Inkonstanz der Sonnenstrahlung außerhalb der Erdatmosphäre ist noch ungeklärt. Kurzperiodische Schwankungen der Solar konstanten werden von C. G. Abbot und H. Clayton angenommen; jedoch halten die weitaus meisten Meteorologen und Geophysiker die von den genannten Forschern angeführten Beweisgründe nicht für ausreichend. Vielleicht erklären sich die kleinen Schwankungen durch Änderungen der hohen atmosphärischen Ozonschicht; jedenfalls ist eine Nachprüfung auf astronomischem Wege erwünscht, etwa durch Vergleichen mit den Helligkeitsschwankungen von Planeten, wobei die Wirkung der Erdatmosphäre durch Anschluß der Helligkeit an Fixsterne ausgeschaltet werden kann<sup>18)</sup>.

Aus der vorangegangenen Darstellung wird man schließen müssen, daß trotz des in den letzten Jahren stark angewachsenen Beobachtungsmaterials die Messungen zu sehr auf die Erdoberfläche und die untersten Luftschichten beschränkt geblieben sind. Strahlungsbeobachtungen im Flugzeug, Ballon und Hochgebirge sind eine dringende Aufgabe für die Zukunft. Dabei ist neben der direkt einfallenden Strahlung auch das Absorptionsvermögen der Luft auf verschiedenen Wellenlängen zu untersuchen.

Eine zweite meteorologische Aufgabe besteht darin, die Beziehung zwischen Trübung der Atmosphäre und Wetterlage eingehender zu verfolgen; auch hier ist eine spektrale Zerlegung der einfallenden Strahlung erwünscht.

Drittens ist für einen besseren Anschluß der verschiedenen Apparattypen untereinander zu sorgen; mindestens sollte jedes größere Land einen oder mehrere Standardapparate haben. Erst dann ist zu erwarten, daß der Strahlungshaushalt der Atmosphäre fehlerfrei ermittelt wird.

#### Literatur \*).

1) G. Hettner: Über das ultrarote Absorptionsspektrum des Wasserdampfes. *Ann. Phys.* **55**, 476 (1918).

2) Diskussion zwischen A. Ångström und Sir Napier Shaw über Wärmemaß oder elektrisches Maß der Strahlung in *Monthly Weather Review* **55**, 364, 491 (1927) und *Quart. Journ. R. Met. Soc.* **53**, 448 (1927).

3) F. Linke: *Beitr. z. Phys. fr. Atmosph.* **10**, 91 (1922); *Meteorol. Zeitschr.* **39**, 161 (1922); *Zeitschr. f. Geophys.* **1**, 55 (1925).

---

\*) Die folgende Literaturzusammenstellung stellt natürlich nur einen kleinen Auszug aus den zahlreichen Veröffentlichungen des letzten Jahrzehnts dar.



4) U. a. W. Hartmann: Meteorol. Zeitschr. **42**, 337 (1925); P. Götz: ebenda **42**, 477 (1925); W. Milch: Zeitschr. f. Geophys. **1**, 109, 151 (1925); O. Hoelper: ebenda **1**, 251 (1925); W. Milch: Gerlands Beitr. z. Geophys. **16**, 98 (1927).

5) C. Dorno: Meteorol. Zeitschr. **39**, 303 (1922); A. Ångström: Meddelanden Meteorol.-Hydr. Anstalt (Stockholm) **4**, Nr. 3 (1928).

6) A. Ångström: Meddelanden Meteorol.-Hydr. Anstalt (Stockholm) **3**, Nr. 12 (1927). F. Albrecht: Meteorol. Zeitschr. **45**, 465 (1928).

7) H. Goldschmidt: Meteorol. Zeitschr. **43**, 241 (1926).

8) K. Büttner: ebenda **45**, 272 (1928).

9) C. Dorno: Licht und Luft im Hochgebirge. Braunschweig 1909. Weitere Literatur siehe unter <sup>11)</sup>.

<sup>10)</sup> H. H. Kimball: Monthly Weather Review **55**, 155 (1927) (mit vielen Literaturangaben); F. Linke: Handbuch d. normalen und pathol. Physiologie **17**, 463 (1928); J. Schubert: Meteorol. Zeitschr. **45** (1928); W. Marten: Abhandl. d. Preuß. Meteorol. Inst. **8**, Nr. 4 (1926).

<sup>11)</sup> Fabry und Buisson: Journ. de phys. **2**, 197 (1924); G. M. Dobson: Proc. Roy. Soc. London **110**, 660 (1926); **114**, 521 (1927); P. Götz: Das Strahlungsklima von Arosa, 1926; J. Cabannes et J. Dufay: Journ. de phys. **7**, 257 (1926); **8**, 125 (1927); O. Hoelper: Zeitschr. f. Geophys. **3**, 184 (1927); P. Götz and G. M. Dobson: Proc. Roy. Soc. London **120**, 251 (1928).

<sup>12)</sup> O. Hoelper: Zeitschr. f. Geophys. **1**, 251 (1924/25); W. Milch: ebenda **2**, 334 (1926); Gerlands Beitr. z. Geophys. **16**, 66 (1927); C. Dorno: Grundzüge des Klimas von Muottas-Muraigl, 1927; W. Hartmann: Gerlands Beitr. z. Geophys. **18**, 30 (1927).

<sup>13)</sup> A. Defant: Geografiska Annaler **4**, 99 (1922); A. Ångström: Smithson. Misc. Coll. **65**, Nr. 3 (1915); Meteorol. Zeitschr. **33**, 529 (1916); **34**, 14 (1917); S. Asklöf: Geografiska Annaler **2**, 253 (1920).

<sup>14)</sup> A. Defant: Geografiska Annaler **3**, 309 (1921); A. Ångström: ebenda **7**, 122 (1925); Gerlands Beitr. z. Geophys. **15**, 1 (1926).

<sup>15)</sup> H. Hergesell: Arbeiten d. Preuß. Aeron. Obs. Lindenberg **13**, 1 (1919); R. Mügge: Zeitschr. f. Geophys. **2**, 63 (1926); Spezialarbeiten d. Geophys. Inst. Leipzig **3**, 239 (1927); G. C. Simpson: Memoirs R. Meteorol. Soc. **3**, Nr. 21 (1928).

<sup>16)</sup> G. Falckenberg und E. Stoecker: Beitr. z. Phys. fr. Atmosph. **13**, 246 (1927); G. Falckenberg: Meteorol. Zeitschr. **44**, 108 (1927); **45**, 55 (1928).

<sup>17)</sup> C. Dorno: Meteorol. Zeitschr. **34**, 253 (1917); **37**, 82 (1920); H. H. Clayton: Smithson. Misc. Coll. **77**, Nr. 6 (1925); N. N. Kalitin: Gerlands Beitr. z. Geophys. **15**, 376 (1926); F. Lindholm: ebenda **18**, 127 (1927).

<sup>18)</sup> C. G. Abbot: Quart. Journ. R. Met. Soc. **52**, 1 (1926); Smithson. Misc. Coll. **80**, Nr. 2 (1927); H. H. Clayton: Monthly Weather Rev. **53**, 522 (1925); F. Linke: Meteorol. Zeitschr. **41**, 74 (1924); W. Milch: Zeitschr. f. Geophys. **1**, 374 (1924/25).