Zeitschrift: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft = Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles = Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 126 (1946)

Vereinsnachrichten: Section de Géophisyque, Météorologie et Astronomie

Autor: [s.n.]

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 01.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

3. Section de Géophysique, Météorologie et Astronomie

Séance de la Société suisse de Géophysique, Météorologie et Astronomie

Vendredi, samedi et dimanche, les 6, 7, 8 septembre 1946

Président : Dr MAX BIDER (Bâle)
Secrétaire : J.-C. THAMS (Locarno-Monti)

1. WILHELM KAISER (Subingen b. Solothurn). — *Proportionen der Weltkörper im System Sonne-Erde-Mond.*

Die Proportionen der Kugelgrössen aller Hauptkörper im Sonnensystem hat der Referent eingehend dargestellt in seinem unten genannten Werke [1].

Danach ist die *Sonne* ein solcher Körper, dessen Volumen gerade sechsmal grösser ist als das Volumen einer Kugel mit einem Radius von rund 60 Erdradien r. Eine solche Kugel nennen wir « Mondsphäre », weil ihr Radius D = 60 r den mittleren Abstand Erde—Mond darstellt.

(r = 1)

Mondsphäre: Radius D = 60 r. r = mittl. Radius der Erde.
Volumen v = 60 · 60 · 60 k = 216 000 Erdkugeln k.

Sonnenkugel: V = 6 Mondsphären = 1 296 000 Erdkugeln k.

Volum V = 6 v also: Radius $R = 60\,r\sqrt[3]{6} = 109\,r$.

Diese vom Referenten gefundene mathematische Formel für den Sonnenradius R ist eine logische Folge der Volumformel V = 6 v und liefert sehr genau den durch Messungen sichergestellten Wert R = 109 Erdradien. Es bestehen für Sonne : Mondsphäre die Proportionen:

$$R : D = 109 : 60 = \sqrt[3]{6} : 1 = 1._{817} : 1 = 100 : 55 = 1 : 0._{55}.$$

Betrachten wir jetzt eine Kugel E, umfassend das Volumen der *Erde,* mit dem Radius r = 1. — Eine zweite Kugel M sei im kosmisch-sinnvollen Radienverhältnis $60 : 109 = 0._{55}$ kleiner als die Erde E, hat also den Radius $m = 0._{55}\,r$ und das Volumen $a = {}^1/_6$ der Erde.

---

[1] Vgl. das vom Referenten veröffentlichte Werk: « Die geometrischen Vorstellungen in der Astronomie. » Versuch einer Charakteristik des Wahrheitsgehaltes astronomisch-mathematischer Aussagen » von Dr. Wilh. Kaiser, zwei Textbände, drei Atlanten mit Fig. und Kosmologie. — Bezug vom Verf.

Eine dritte Kugel N mit dem Radius $n = \frac{1}{2} m = 0._{275} r$ hat das Volumen $u = {}^1/_8 a = {}^1/_{48}$ der Erde. Eine wenig kleinere Kugel L mit dem Radius $l = {}^3/_{11} r = 0._{273} r$ hat das Volumen $e = {}^1/_{49}$ der Erde.

Die Messungen haben ergeben, dass gerade unser *Erdmond* den Radius $l = {}^3/_{11} r$ und das Volum $e = {}^1/_{49} E$ hat.

Für den Planeten *Mars* ergeben neuere Beobachtungen den Kugelradius $s = 0._{53}$ Erdradien r. Das ist nahe dem theoretischen Wert für $(s) = 1 : 1._{913} = 0._{523}$, wobei $(1._{913})^3 = 7$ ist.

Wenn also die Marskugel den Radius (s) hat, so ist sie rund siebenmal kleiner als das Volumen unserer Erde. Und weil nach obigem der Mond das Volum ${}^1/_{49} E$ hat, so ist also:

Mars = ${}^1/_7$ *Volum der Erde. Mond* = ${}^1/_7$ *Mars* = ${}^1/_{49}$ *Erde.*

Für *Venus* ergeben neuere Messungen den Radius $t = 0._{958} = (1 - {}^1/_{24}) r$, also im Verhältnis zur Erde das Volum $1 - {}^3/_{24} = {}^7/_8$ Erde.

Für *Merkur* ergeben die Messungen den Radius $x = 0._{375} r = {}^3/_8 r$, also im Verhältnis zur Erde das Volumen ${}^{27}/_{512} E$ = rund ${}^1/_{19}$ Erde.

2. Friedrich Schmid (Oberhelfenschwil). — *Neue Beiträge zur Gegenscheinfrage.*

Nachdem P. Pezenas 1730 auf den Gegenschein hingewiesen hatte, kamen Brorsen und Humboldt im folgenden Jahrhundert über seine Entstehung zu grundsätzlichen Meinungsverschiedenheiten. Brorsen hielt den Gegenschein für eine selbständige, jedoch mit dem Zodiakallicht in Verbindung stehende Lichterscheinung, während Humboldt im Gegenschein eine reflektive Erscheinung des Zodiakallichtes erkannte. Der Schreibende hatte schon immer darauf hingewiesen, dass beide Auffassungen richtig sind. Der selbständige Gegenschein entsteht durch indirektes Sonnenlicht und durch die Tiefenwirkung zum atmosphärischen Äquator, während der reflektive Gegenschein als eine Gegendämmerung des Zodiakallichtes aufgefasst werden muss.

Wir kennen schon am Dämmerungshimmel die Vorgänge der Gegendämmerung, die mit der Hauptdämmerung in einem engen Kontakte stehen. Am Nachthimmel vergrössert sich die Kontrastwirkung von hell und dunkel ganz gewaltig. Das Zodiakallicht, dessen Lichtstärke gegen die Lichtachsenbasis die Helligkeit der Milchstrasse mehrmals übertreffen kann, bewirkt am dunklen Nachthimmel eine Gegendämmerung. Das ist der reflektive Gegenschein, der den selbständigen Gegenschein teilweise oder ganz überdecken kann. Die Beobachtungen haben ergeben, dass auch der sommerliche Nachtschein unserer Breiten, dessen Intensität dem Zodiakallichte nicht nachsteht, einen reflektiven Gegenschein erzeugen kann, den der Schreibende schon 1928 in den « Problemen der kosmischen Physik» kurz erwähnt hat. Diesen Gegenschein habe ich in den letzten Jahren weiter untersucht. Er setzt sich nach dem Übergang des Zodiakallichtes zum sommerlichen Nachtschein bis in die zweite Hälfte August fort und erlischt mit der Intensitätsabnahme des Nachtscheins. Die Frage ist zwar zu überlegen, ob dieser Gegenschein,

der im Erdschatten liegt, nicht durch die Zodiakallichtmaterie bewirkt werden könnte, da im Sommerhalbjahr die Ekliptik in unseren Breiten flach über dem Südost- und Südhorizonte liegt. In diesem Falle müsste sich aber die Aufhellung des Himmelsgrundes bandartig von Südwesten bis gegen Osten erstrecken, was bestimmt nicht der Fall ist. Es zeigt sich ein abgegrenztes Segment, und Sterngruppen, wie das Pegasusviereck und die Fische, die in der zweiten Winterhälfte ganz vom Zodiakallichtscheine eingeschlossen sind, liegen noch bestimmt ausserhalb des Dämmerungssegments. Diese Gegendämmerung ist auch nicht an die Lage der Ekliptik gebunden, wenn sie einseitig auf- oder absteigt. Sie ist ein schwaches Ebenbild des nördlichen Nachtscheins. Damit hat auch die Existenz eines reflektiven Gegenscheins des Zodiakallichtes eine starke Stütze erhalten.

3. William Brunner-Hagger (Zürich). — *Beziehungen zwischen Dämmerungshelligkeiten und Aufbau der Atmosphäre.*

Auf Grund der Untersuchungen der Helligkeitsänderungen während der Dämmerung (Publ. d. Eidgen. Sternwarte, Bd. VI, S. 72) zeigte sich, dass alle Himmelsstellen ihre Helligkeit nahezu im gleichen Verhältnis ändern wie der Zenit. Es soll deshalb hier nur die Zenithelligkeit betrachtet werden. Zur Lagebestimmung des Dämmerungslichtes wollen wir in der Atmosphäre Flächen gleicher Zenithelligkeit aufsuchen. Im sonnbeleuchteten Teil der Luft ist das diffuse Streulicht der Luftsäule über einem Punkte zur Hauptsache proportional der darüberliegenden Luftmasse. Die Höhen, für welche die Zenithelligkeiten (wie der Luftdruck) um ganze Zehner-Potenten abnehmen, sind gleich ganzen Vielfachen von 18,4 km. In $6 \times 18{,}4 = 110{,}4$ km Höhe, d. h. im Niveau der E-Schicht, ist die Gasdichte bereits so gering, dass das diffusgestreute direkte Sonnenlicht nicht heller ist als das nächtliche Eigenleuchten der Hochatmosphäre, welches auch nur 1 Millionstel der Zenithelligkeit bei Sonnenuntergang ausmacht. Längs der Erdschattengrenze, d. h. an der Trennungsfläche von der direkt zur nur indirekt beleuchteten Luft erleidet die Beleuchtung zwischen benachbarten Elementen einen Helligkeitssprung von der Grössenordnung eines Zehntels. Im Schatten liegen somit die gleich stark reflektierenden Schichten ca. 18 km tiefer als die sonnbelichteten. Dringen wir um 111 km = 1^0 in horizontaler Richtung tiefer in den Erdschatten ein, so nimmt die Helligkeit längs Niveauflächen um ca. 1 Sterngrössenklasse ab, d. h. in $2\frac{1}{2}^0$ um 2,5 Magnit. = $^1/_{10}$. Die Flächen gleicher Zenithelligkeit fallen somit im Erdschatten auf 278 km Horizontaldistanz um 18,4 km ab, sie sind ca. 4^0 geneigt.

Um abzuschätzen, welche Anteile Dämmerungslichtes vom direkt sonnbeleuchteten Atmosphärenteil herrührt, berechnen wir die Luftmasse über der Schattengrenze. Die Höhe H in km über der Erdoberfläche folgt mit guter Näherung aus der Formel: $H = d^2$, wo d die Sonnendepression bedeutet. Das Helligkeitsabfallgesetz für den sonn-

beleuchteten Teil ist dann: *m (Sterngr.)*$=d^2 \times 0^m,136$. Ein Vergleich der Werte dieser Formel ergibt für d = 3° bis 6° eine sehr gute Übereinstimmung mit dem beobachteten Helligkeitsabfall. Für 0° bis 3° ist er stärker für d>6° wesentlich kleiner als der beobachtete. Für d=5° (H = 25 km) sind die Gasdichten in den besonnten Schichten schon so klein, dass die bodennahen Schichten im Erdschatten bereits mehr zum gesamten Zenitlicht beitragen als die besonnten Luftteile. Der beobachtete stärkere Helligkeitsgradient zu Beginn der Dämmerung dürfte seinen Grund in der Dunsttrübung haben, die sich der reinen Atmosphäre überlagert und rasch mit der Höhe abnimmt. Am Ende der astronomischen Dämmerung ist das in den untersten Schichten (<18 km) mehrfach diffus reflektierte Licht immer noch so hell wie die selbstleuchtenden Ionosphärenschichten. Dieses Ergebnis folgte auch unabhängig von dieser Betrachtung direkt aus Helligkeitsmessungen im Vertikal der Sonne.

Bedeutendere Helligkeitsanteile am Dämmerungs- und Nachthimmelslicht kommen für höhere Schichten nur in Frage, wenn zur gewöhnlichen diffusen Gasreflexion noch Reflexionen an hochatmosphärischen Trübungsschichten hinzukommen wie beim Purpurlicht, den leuchtenden Nachtwolken und Leuchtstreifen, oder wenn Selbstleuchterscheinungen hinzukommen.

4. Emil Leutenegger (Frauenfeld). — *Über den Durchgang des Lichtes durch die Erdatmosphäre.*

Es wird die Schwächung eines von aussen in die Erdatmosphäre eintretenden Lichtstrahls von der Wellenlänge λ, der in der Höhe h_i über der Erdoberfläche (über Meeresniveau) unter dem Zenitwinkel $z = 90°$ ankommt, untersucht. Das Lambert-Beersche Gesetz

$$J'_\lambda = J_\lambda \cdot e^{-\int_0^\infty a_\lambda \varrho \, ds}$$

wird in die folgende Form gebracht:

$$\log \sigma_\lambda = \log \frac{J'_\lambda}{J_\lambda} = \frac{1}{H} \int_0^\infty \xi \log p_\lambda \, ds,$$

wo H die Höhe der sogenannten homogenen Atmosphäre, $\xi = \frac{\varrho}{\varrho_0}$ die relative Dichte und p_λ den Transmissionskoeffizienten bedeuten.

Einer Publikation von Link und Sekera[1] sind die Werte von ξ für Höhen bis 75 km entnommen. Diese sind für die unteren Atmosphärenschichten aus aerologischen Aufstiegen, für die Höhen von 20 bis 45 km aus Anomalien der Schallausbreitung und für Höhen über 45 km aus Meteorbeobachtungen und Dämmerungserscheinungen ab-

[1] Dioptr. Tafeln d. Erdatmosphäre. Publ. Prazske Hvezdnarny, C. 14 (1940).

geleitet, und zwar für eine mittlere sommerliche und eine mittlere winterliche Atmosphäre getrennt. Zugleich enthalten die Tafeln die Werte der Weglängen s, gemessen vom tiefsten Punkt des Lichtweges bis zu demjenigen Punkt desselben, wo er die Höhe $h > h_1$ über der Erdoberfläche hat. Mit diesen Werten von ξ und der von Wilsing [1] gefundenen empirischen Formel, die in etwas abgeänderter Form lautet:

$$\log p_\lambda = -\frac{\varkappa(\xi)}{\lambda - 0{,}288}, \quad \text{wo } \varkappa(\xi) = \frac{0{,}01388\,\xi}{1 - 0{,}56818\,\xi^{4}},$$

ist zu verschiedenen Höhen $h > h_1$ und verschiedenen Wellenlängen λ der Wert von $-\xi \log p_\lambda$ als Funktion von s numerisch ermittelt und durch Kurven graphisch dargestellt worden. Die Werte des Integrals $\int_0^\infty \xi \log p_\lambda \, ds$ und damit die Werte von $\log \sigma_\lambda$ sind durch Ausmessung der von diesen Kurven, der s-Achse und der Achse der $(-\xi \log p_\lambda)$-Werte begrenzten Fläche des Planimeters bestimmt worden.

Die Veränderlichkeit des Extinktions-, bzw. Transmissionskoeffizienten ist nach Schoenberg [2] zu erklären durch eine allgemeine Energie-Absorption im Wasserdampf der Luft, Streuung an grösseren Dunst- und Staubpartikeln. Es wurde daher darauf verzichtet, besondere Schwächungsfaktoren für Wasserdampf, Dunst und Staub zu berechnen. Auch die durch das Auftreten starker tellurischer Absorptionslinien im roten Teil des sichtbaren Spektrums und durch das Vorhandensein breiter Absorptionsbanden im Infraroten sich dokumentierende selektive Absorption des Wasserdampfes wurde nicht berücksichtigt, vor allem, weil sie im wesentlichen ausserhalb des sichtbaren Spektrums liegt. Dagegen wurde die durch das Ozon im Wellenlängenbereich von 440 μ bis 760 μ verursachte Absorption studiert und mit der allgemeinen Absorption verglichen.

Schliesslich wurde durch Integration über den annähernd gesamten Wellenlängenbereich die Schwächung der Gesamtstrahlungs-Energie näherungsweise berechnet, und zwar 1. objektiv — wie sie etwa ein Bolometer anzeigen würde — und 2. subjektiv, wie sie das menschliche Auge empfindet.

Aus den Darstellungen geht hervor, dass Lichtstrahlen, welche durch die untersten Schichten hindurchgehen, selbstverständlich die stärkste Schwächung erfahren, dass aber diese Schwächung im Sommer geringer ist als im Winter. Für in grösseren Höhen ($h > 7$ km) durchgehende Strahlen ist gerade das Gegenteil der Fall. Im übrigen aber weichen die Sommerkurven für grössere Minimalhöhen nicht wesentlich von den Winterkurven ab, woraus folgt, dass für diese Strahlen ein unterschiedlicher Aufbau der Atmosphäre hinsichtlich ihrer lichtschwächenden Wirkung nicht sehr ins Gewicht fällt.

---

[1] Publ. d. Astroph. Obs. zu Potsdam 25, Nr. 80 (1924).
[2] Handb. d. Astroph. Bd. II/1. Hälfte, 2. Teil.

5. F. Zwicky (Pasadena, Calif.). — *Zur Expansions-Helligkeits-Beziehung für Novae.* — Kein Manuskript eingegangen.

6. Martin Jaggi (Winterthur). — *Über die Lichtsäule.*

Die Lichtsäule (abgek. LS) ist eine relativ seltene, aber sehr schöne Himmelserscheinung, die bei grosser Kälte im Gebirge oder auch vom Flugzeug aus beobachtet wird. Sie findet ihre Erklärung in der Anwesenheit kleiner, schwebender Eiskriställchen (vgl. Pernter-Exner, Meteorologische Optik). Mehrere im Winter 1944/45 im Parsenngebiet photographierte LS ergeben, bzw. bestätigen folgende Präzisierungen: die LS sensu stricto steht spiegelbildlich zur Sonne bezüglich des mathematischen Horizontes; sie ist — wie der Regenbogen und der Halo — eine *subjektive* Erscheinung, aber im Gegensatz zu diesen zwei Erscheinungen beruht ihr Zustandekommen ausschliesslich auf der *regulären Reflexion* der Sonnenstrahlen an den Begrenzungsflächen der Eiskriställchen (Fehlen jeglicher Farbdispersion) (vgl. Stuchtey, Ann. der Physik [4] 59, S. 33, 1919).

In der rechnerischen Untersuchung ersetzen wir die Kriställchen durch einzelne kleine *Einheits*spiegelchen, deren Verhalten unabhängig von der Kristallform untersucht werden kann. Ihre Raumorientierung sei gegeben durch die Zenitdistanz ϑ und den Azimut φ ihrer Spiegelnormalen. Wie müssen sich nun die Spiegelebenen über alle Raumrichtungen verteilen, damit nach Reflexion des Sonnenstrahlenbündels eine Aufhellung entsteht, die mit den photographierten LS identisch ist? Von verschiedenen ad hoc diskutierten Verteilungen sind die folgenden wiedergegeben:

1. Die « *Gradnetzverteilung* ». Sie ist durch die Häufigkeitsfunktion $H = G/\sin\vartheta$ definiert. Ihr liegt die Vorstellung zugrunde, dass jedes sphärische Einheitsrechteck der mit Zenitkoordinaten versehenen Himmelskugel von gleichviel Spiegelnormalen durchstossen wird.

(Die entsprechende Aufhellung wurde vom Referenten mit Hilfe eines rotierenden Modellkristalles experimentell demonstriert; der Versuch ist in der « Schweizerischen Lehrerzeitung » vom 30. November 1945 beschrieben.)

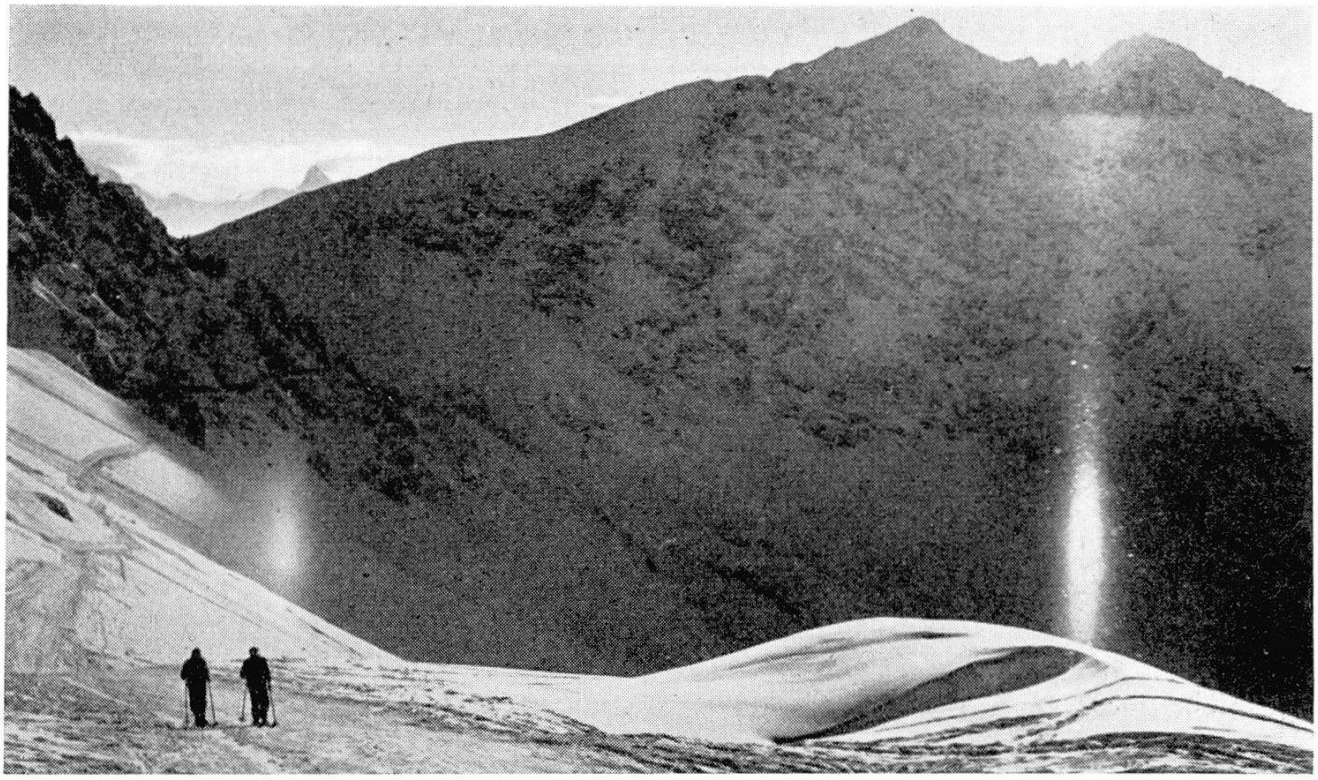
2. Die « *thermodynamischen Verteilungen* » sind durch die Gleichung

$$H = \frac{u}{4\pi \operatorname{Sin} u} e^{u \cos\vartheta}$$

charakterisiert. Die Richtungsverteilung ist hier so wie beispielsweise bei Molekülen oder Atomen im klassischen Temperaturgleichgewicht (Maxwell-Boltzmann), wenn dieselben einem ausrichtenden Kraftfeld ausgesetzt sind. Der Parameter u ist ein Mass für die Ordnung der Spiegelebenen.

Abschliessend wird noch eine Photo gezeigt, auf der neben der LS, im waagrechten Abstand von 22 Grad, eine weitere Aufhellung zu sehen ist. Diese Aufhellung steht zur LS im gleichen Verhältnis wie eine Nebensonne zur Sonne. Für sie wird deshalb die Bezeichnung « Nebenlichtsäule » vorgeschlagen.

Eine ausführliche Behandlung der LS erscheint später.



Lichtsäule (rechts) und linke Nebenlichtsäule, gesehen vom S-Abhang des grossen Schiahorns. Über der Nebenlichtsäule im Hintergrund das Tinzenhorn. Photo T. Wagner, Davos.

7. Fritz Gassmann (Zürich). — *Anwendung der Fourier-Theoreme auf Registrierungen von Seismographen und Schwingungsmessern.*

Die Anwendung der Fourier-Theoreme auf Seismographen ist von W. T. Born und J. M. Kendall in der Zeitschrift «Geophysics», Band VI, 1941 dargestellt worden. In weiterer Ausführung der dort entwickelten Gedanken kann die Theorie sowohl auf periodische Seismogramme mit Hilfe von Fourier-Reihen wie auf unperiodische mit Hilfe von Fourier-Integralen angewendet werden. Ferner kann man mehrere Systeme mit gegebenen Frequenzcharakteristiken hintereinander schalten. Die komplexe Frequenzcharakteristik des zusammengesetzten Systems ist einfach das Produkt der komplexen Charakteristiken der einzelnen Teile. Schliesslich lässt sich die Frequenzcharakteristik berechnen, wenn die Bewegungsgleichung des Seismographen in Form einer linearen Differentialgleichung mit konstanten Koeffizienten gegeben ist. Eine aus-

führlichere Publikation wird demnächst erscheinen in der Zeitschrift « Elemente der Mathematik ».

8. Fritz Gassmann (Zürich). — *Näherungsmethode zur Bestimmung der Quellen von Potentialfeldern in der Geophysik.*

An der letztjährigen Jahresversammlung (siehe die Verhandlungen der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, Fribourg, 1945, Seite 117) wurde die Bestimmung der Quellen von Potentialfeldern, wie sie in der Geophysik ausgeführt wird, dargestellt. Es wurde dabei ohne weitere Ausführungen erwähnt, dass, wenn eine angenommene Quellenverteilung ungenügende Übereinstimmung mit dem an der Erdoberfläche gemessenen Feld ergibt, die Quellenverteilung verbessert werden kann. Für die Verbesserung der Positionen und Ergiebigkeiten der Quellen wird nunmehr eine den Bedürfnissen der Geophysik angepasste Näherungsmethode angegeben. Sie stützt sich auf die Taylorsche Reihenentwicklung des Feldes in Abhängigkeit der Koordinaten und der Ergiebigkeiten der Quellen, wobei aber nicht der übliche Weg der Ausgleichsrechnung, der alle Verbesserungen in einem Rechnungsgang liefert, eingeschlagen wird, da dieser Weg in der Regel viel zu kompliziert ist in Anbetracht der beschränkten Genauigkeit der zur Verfügung stehenden geologischen Unterlagen. Es wird vielmehr eine Methode angegeben, bei der die Bestimmung der Verbesserungen in einzelnen Gruppen erfolgt, wobei es gelingt, die Anzahl der Unbekannten in den aufzulösenden linearen Gleichungssystemen so niedrig zu halten, dass der Aufwand an Rechnung der beschränkten Genauigkeit der Daten wirklich angepasst ist. Eine eingehendere Publikation über die Methode und die zugehörigen rechnerischen Hilfsmittel wird folgen.

9. Fritz Gassmann (Zürich). — *Graphische Methode zur Bestimmung der Schwerestörung von unterirdischen Massen beliebiger Form.*

Die unterirdische Masse wird in einem Grundriss durch Höhenkurven dargestellt. Im gleichen Grundriss werden die Stationen, für die die Schwerestörung der Masse bestimmt werden soll, eingetragen. Ein Auszähldiagramm wird auf den Grundriss gelegt, und es werden die Felder gezählt, die in die einzelnen durch die Höhenkurven abgegrenzten Teile des Grundrisses des Körpers fallen. Die so ermittelten Zahlen werden multipliziert mit den Zählwerten der betreffenden Felder, die einer Kurventafel zu entnehmen sind. Die Summe der Produkte ergibt die gesuchte Schwerestörung. Das Verfahren gestattet, mit einem Minimum von Rechenarbeit die Schwerestörung eines beliebig geformten Körpers für ein ganzes Stationsnetz zu ermitteln. Eine eingehendere Darstellung der Methode wird mit Auszähldiagramm und Kurventafel in der Zeitschrift « Eclogae geologicae helveticae » erscheinen, zusammen mit einer von E. Niggli durchgeführten Anwendung auf die Schwereanomalie des in die Schweiz fallenden Teiles der Ivreazone.

10. E. Niggli (Leiden-Zürich). — *Magnetische Messungen an der Mangan-Eisenerz-Lagerstätte Fianell (Avers).*

Die ausführliche Arbeit erscheint in « Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen », Bd. 26.

11. Jakob M. Schneider, Altstätten (St. Gallen). — *Erosionsprobleme des quartären Rheingletschers und Bodensees.*

Letzthin sind die Theorien nach Penck-Brückner : « Alpentäler und Randseen sind durch Gletschererosion entstanden », und Albert Heim : « Das ist unmöglich », wieder akut geworden. Gibt es nicht physikalisch-mathematische Beweise und geologische Tatsachen, welche Klarheit schaffen? Klar liegen Gletschererosionsgrössen vor; de Quervain und Schnitter erhielten pro Jahr am Bifertengletscher wenigstens 1 cm; Hess am Hintereisferner 1 bis 2 cm; Lütschg am Obern Grindelwaldgletscher 1 bis x cm ?, am Allalingletscher, verbunden mit Splitterung der Felsrinde, maximal ca. 6 cm. 6 cm Jahrerosion ergeben 600 m in 10 000, 1200 m in 20 000 Jahren. Genügt das nicht für die Entstehung aller unserer Grosstäler und Seen ? Nach Milankowitsch-Sörgel (1937) dauerten alle 12 Sörgelschen Gletschervorstösse von Günz I-Würm III zusammen 119 500 Jahre, fast 6 × 20 000. Somit alles entschieden ? Hess hat nur 421 m in 315 000 Jahren Tiefenerosion am Hintereisferner errechnet. Stimmt beides nicht ?

Nach Penck-Brückner hat der Rheingletscher das Rheintal geschaffen durch Erosion von zirka 1000 m Mächtigkeit. Sind Irrtümer nachweisbar ? 1. In keinem Fall hat der Rheingletscher im Bodenseegebiet oder Rheintal während den ganzen Vorstossphasen erodiert; der Gletscher kam da erst spät an und schmolz wieder zurück. Die Totalerosion eines Vorstosses ergibt sich nur in den Hochtälern beim Gletscheranfang, wo der Gletscher schon lange und noch lange erodierte, als Bodensee und Rheintal gletscherfrei waren. 2. Alle Gletscher krochen abwärts; Täler waren schon da, durchflossen vom erodierenden Wasser im Pliocän und jedem Interglacial. 3. Man darf nicht die Jahresgrösse der Gletschererosion vom blossen Eis multiplizieren, um die Gletschererosionsgrösse talabwärts zu erhalten, denn bald häuft sich zwischen Boden und Gletscher Grundmoräne an, welche den Gletscherkontakt mit dem Felsboden verunmöglicht, direkte Gletschererosion ausschaltet, die indirekte mit zunehmender Mächtigkeit hemmt. Im Rheintal steht nahe Altstätten eine metertiefe Grundmoräne an, die Splitter- und Schleiferosion nicht zuliess. Im Seebecken dasselbe. 4. Meist übersieht man die wirkliche Eiserosion auf dem Rücken der Inselberge und auf Höhen hoch über dem Talgrund. Von Chur bis Altstätten war der Rheingletscherrücken über 1300 m über Meer, der Rheintal-Felsboden etwa 200 m über Meer. Die Rücken der gletscherüberfeilten Höhen und Inselberge um Altstätten liegen 450 m, 555 m, 607 m, 703 m, 866 m, 1060 m, 1203 m über Meer. Auf zirka 1200 m Höhe befinden sich Gletscherblöcke von

Puntaigli-Granit, Verrucano usw. Auf den so verschiedenen Felsrücken ohne Grundmoräne schliff tief erodierend der Gletscher mit 200, 300, 400, 500, 600, 700 m Mächtigkeit, also mit verschiedenster Schwere zu gleicher Zeit; er konnte diese Felspartien nicht tiefer niederschleifen. Was sagt die Geologie dazu? Der Kamor, 1750 m, besteht aus Seewer Kalk, der Schrattenkalk deckt. Der Seewer Kalk wurde nicht wegerodiert und liegt verschieden tief, weil das Rheintal ein Einbruchstal ist. Der Säntis-Seewer Kalk ist ohne Gletschererosion maximal zirka 150 m mächtig. Also beträgt die Tiefenerosion aller Rheingletschervorstösse zusammen weniger als 150 m. Das ist erklärbar durch zu kurze Dauer der Eiszeiten. 5. Dasselbe Resultat ergibt die Breitenerosion. Die Breite des Rheintals bei Altstätten, Oberriet, Rüti ist nicht das Ergebnis der Breitenerosion des Rheingletschers. Der Hinterrheingletscher zwang starke Eismassen durch die Viamala, an der noch Moränenreste kleben. Diese Schlucht ist hoch über der Basis nicht 30 m breit. Sehr eng ist ebenso die gletscherschliffmarkierte Albulaschlucht bei Filisur. Bei 30 m Schluchtbreite beträgt aber die Seitenerosion nicht 30 m, denn der Gletscher schliff beide Schluchtwände und erodierte bei 30 m Breite somit je weniger als 15 m, weil eine Kluft schon vorbestand. Bei Sargans umfasste der Rheingletscher den Gonzen, den er auf beiden Seiten anschliff, aber nicht wegschliff. Links vom Gonzen, nahe Mels, steht geschliffener, mit Hohlkehlen markierter, harter Fels an, Distanz bis zur Bergwand zirka 120 m, also totale Breitenerosion weniger als 60 m. Die Gletscher aller Vorstösse drängten sich dort hindurch. Rechts vom Gonzen nahe Oberriet hat eine Schlucht beidseitig Gletscherschliffe, Schrammen und Hohlkehlen und zugleich Flusserosionskessel, die vor dem Gletscher waren, weil das Eis die Kesselränder abrundete und etwa handbreit in die Kessel schleifend hineindrang. Diese Schlucht misst von einer Schliffwand zur andern z. B. 8,30 m. Diese Schlucht erinnert an den Reussgletscher mit der Schöllenenschlucht; an den Aaregletscher mit der rechts und links gletschergeschrammten Spitallamm und den Schluchten auf beiden Seiten; an den Rhonegletscher mit der Schlucht hinab ins Goms. Die maximale Grösse der Breitenerosion in diesen durch die längste Zeit gletschererfüllten Gebieten beträgt ausnahmslos wenig. Die stärkste Gletschererosion durch das ganze Glacial mit Früh- und Spätglacial hat hier keine einzige Felswand auch nur 30 m zurückgefeilt, obwohl die physikalischen Bedingungen für grösste Erfolge vorhanden waren mit Ausnahme des Faktors Zeit, die zu kurz war. Die Physik arbeitet exakt.

Diskussion : Prof. Dr. A. Piccard über den Mangel an Grundmoräne am heutigen Rhonegletscher-Rest.

12. Auguste Piccard (Chexbres). — *Le mouvement des continents.*

Si l'on admet que les continents sont constitués par des blocs de Sial flottant sur du Sima, le centre de gravité d'un continent est plus haut que le centre de gravité du Sima déplacé par le continent.

Il en résulte deux systèmes de forces agissant sur les continents : l'un est dû à la force centrifuge; il pousse les continents vers l'équateur; nous n'en parlerons pas ici. L'autre, dû à la lune (et aussi un peu au soleil, dont nous ne parlons pas ici), pousse les continents vers l'ouest. Nous n'examinerons pas la question de savoir jusqu'à quel point ces forces se manifestent d'une façon perceptible. (Les fosses de grandes profondeurs se trouvant généralement près des côtes à l'est des continents parlent en faveur d'un déplacement des continents vers l'ouest.)

La théorie de cette dérive vers l'ouest est basée sur l'inhomogénéité de l'attraction lunaire qui tend à allonger la terre. Mais, et c'est le point sur lequel nous désirons insister ici, si la déformation de la terre était purement élastique, elle serait symétrique par rapport à la ligne terre-lune et les forces agissant sur les continents, alternant toutes les huit heures de sens, se compenseraient en moyenne.

Pour que les continents soient effectivement poussés vers l'ouest, il faut une asymétrie. Celle-ci est fournie par la viscosité de la terre qui produit un retard ou un déphasage entre action de la lune et déformation de la terre. En effet, nous devons considérer que sous l'influence des températures élevées et des fortes pressions, l'intérieur de la terre est un liquide très visqueux (analogue au verre). Vis-à-vis des variations rapides de forces (tremblements de terre) il se comporte comme un solide, mais vis-à-vis des variations lentes, il réagit comme un liquide visqueux (très visqueux car s'il cédait complètement aux forces extérieures, il serait en équilibre avec elles et il n'y aurait pas de marées). L'allongement de la terre restant en arrière par rapport à la lune, celle-ci produit un couple tendant à ralentir la rotation terrestre et à accélérer la rotation de la lune autour de la terre. Ce couple agit en moyenne relativement plus sur les continents légers émergeant du Sima que sur le Sima lui-même. Il doit donc pousser les continents vers l'ouest.

13. Ernst Wanner und Max Grütter (Zürich). — *Einige Beobachtungen anlässlich des Erdbebens vom 25. Januar 1946.* — Erscheint in den Annalen der M. Z. A.

14. Peter Courvoisier (Davos). — *Über Luftdruckvariographen.*

Seit den Arbeiten von Helmholtz über Grenzschichtwellen (um 1890) ist die Feinstruktur des zeitlichen Luftdruckverlaufes immer wieder Gegenstand des Studiums gewesen, jedoch haben die verschiedenen Veröffentlichungen kaum Zusammenhang. So kommt es, dass die Beschreibungen der Arbeitsweise der verschiedenen Instrumente immer noch lückenhaft sind und dass keine Übersicht über die vorkommenden Effekte möglich ist.

Es lässt sich nun die Arbeitsweise der Variographen aller Bauarten charakterisieren durch eine aus zwei Faktoren bestehende « Kenn-

funktion », die das Verhalten des Variographen hinsichtlich der Frequenz der Luftdruckschwankungen kennzeichnet. Dabei beschreibt der erste Faktor das Frequenzverhalten des bei allen Variographen vorhandenen Gasgefässes mit Druckausgleichskapillare, während der zweite das Frequenzverhalten des Anzeigeinstrumentes wiedergibt. Erst wenn die beiden in diesen Faktoren auftretenden Zeitkonstanten (Apparatkonstanten) genügend unterschiedliche Werte haben, tritt ein Frequenzgebiet auf, in dem die Variographenanzeige frequenzunabhängig ist, so dass in diesem Gebiet direkt der Druckverlauf aufgezeichnet wird. Da die beobachteten Luftdruckschwankungen so gut wie nie periodisch sind, lassen sich nur die Effekte in einem solchen Frequenzgebiet einigermassen auswerten.

Ordnet man in einem doppelt-logarithmischen Diagramm mit der Frequenz als Abszisse und Druckschwankungsamplitude als Ordinate auch den nur als Zacken im Variogramm auftretenden Schwankungen einen ihrer Amplitude in mbar entsprechenden Punkt zu, der bei einer der doppelten Ablaufdauer der Zacke entsprechenden « Frequenz » einzutragen ist, so ordnen sich die Schwankungseffekte von den langperiodigen Luftdruckwellen (Weickmann und Schüler) bis zu Periodenlängen von etwa 2 min in ein Band, für das man grob ansetzen kann : Amplitude $\times$ Frequenz = const. Trotz Unterschieden von mehreren Zehnerpotenzen in Amplitude und Frequenz werden demnach die zu diesem Band gehörenden Druckeffekte gleichartige physikalische Ursachen haben. Diesem Band steht ein weiteres Band von Druckeffekten (etwa zwischen 10^{-2} und 10 Hz) gegenüber, das seinen Ursprung in der Böigkeit des Windes hat. Dieses Windband ist immer nur bis zu einem der mittleren Windgeschwindigkeit und dem herrschenden Turbulenzfaktor entsprechenden Grade « angeregt ». Schwache Windströmungen sind weitgehend laminar, so dass auch unterhalb des Windbandes gelegene Effekte beobachtet werden können (Saxer). Ob diese letzteren Effekte (wesentlich periodisch) eine Fortsetzung des ersterwähnten Bandes sind, ist noch unbekannt.

15. F. W. Paul Götz und Ph. Casparis (Arosa). — *Erfahrungen mit dem Strahlungsschreiber Robitzsch.*

Die Eichfaktoren allein als Funktion der Sonnenhöhe streuen stark. Es bewährt sich ihre Darstellung sowohl als Funktion von Sonnenhöhe als auch von Azimut. Die Eichungen nehmen wir statt mit der üblichen Methode der Abschattung der Sonne, bei der der Ausschlag der Himmelsstrahlung bestimmt wird, direkt durch Fernhaltung des Himmels mit einem gegen Sonne gerichteten Tubus vor. Bei dem kleinen Beitrag der Himmelsstrahlung ist so der Eingriff in das thermische Gleichgewicht des träge arbeitenden Instruments viel kleiner. Es verschwinden nun die Unterschiede der Eichfaktoren von Vormittag (Nachhinken des Ausschlags) und Nachmittag.

Da man die Registrierstreifen nicht von Stunde zu Stunde mit anderen Eichfaktoren auswerten kann, sind integrale tägliche Eichfaktoren üblich, die nur mit der Jahreszeit wechseln. Sie gelten eigentlich nur für Tage mit ausschlaggebender direkter Sonnenstrahlung. Eine Integration über dem bedeckten weissen Himmel ergibt nahe den gleichen Eichfaktor wie für die Sommermonate. Es ist so durchaus begründet, wenn in einer Arbeit über die Globalstrahlung in Zürich mit seiner winterlichen Hochnebeldecke ein im Jahreslauf konstanter Eichfaktor zugrunde gelegt ist.

Die spektrale Empfindlichkeit unseres Instruments ist, genau entgegengesetzt den Literaturangaben nach Stapf, für kurzwellige Strahlung stark vermindert. Das blaue Himmelslicht wird so allermindestens um 30 % zu schwach gemessen.

Lässt sich der starke Gang der Eichfaktoren erklären oder gar beseitigen ? Die selektive Empfindlichkeit vermag nur etwa 3 % Anstieg zu erklären, wovon etwa die Hälfte an der Glasglocke liegt. Wir dachten weiter an die Unsymmetrie der Apparatur. Die auf der Unterseite geschwärzten Empfängerlamellen liegen so über einem blanken unteren Schutzteller, dass sie von reflektierter Strahlung inhomogen und variabel nach Azimut und Sonnenhöhe getroffen werden können. Dies wurde durch eine geeignete Schutzkappe unterbunden, die sich den Lamellen seitlich anlegt. Der Erfolg ist einmal der, dass so die lästige Azimutabhängigkeit der Eichfaktoren ganz wegfällt. Aber ferner steigt nun auch die fast lineare Eichkurve gemässigter mit der Sonnenhöhe. Bei einer Höhenabhängigkeit der Eichfaktoren von immerhin noch 20 % sinken die integralen Winterwerte nun nur noch auf 88 statt wie bisher 82 % der Sommerwerte.

16. Peter Courvoisier (Davos). — *Über den Eichfaktor des Aktinographen Robitzsch.*

Für alle Strahlungsmessinstrumente, die in stationärem Gleichgewicht in bezug auf ihre Wärmebilanz arbeiten, spielt die Wärmeableitung vom Empfängerkörper nach der Umgebung eine ausschlaggebende Rolle. In den meisten Fällen, so auch beim Aktinographen Robitzsch, wird diese Wärmeableitung überwiegend durch Luft besorgt, so dass die starke Temperaturabhängigkeit dieser z. T. konvektiven Wärmeableitung eine starke Temperaturabhängigkeit des Instrument-Eichfaktors bedingt. An einem Aktinographen des Observatoriums Davos wurde eine zusätzliche Einrichtung zur Registrierung der Temperatur der weissen Bimetallamellen des Apparates getroffen. Die Auswertung von Eichungen, die durch Abdecken der direkten Sonnenstrahlung gewonnen sind, nach der gleichzeitigen Temperatur der weissen Lamellen gibt eine Temperaturabhängigkeit des Eichfaktors von 0,5 % pro ° C zwischen 5° und 45° C. Die Streuung der Werte ist ähnlich wie bei der bisherigen Auswertung nach Sonnenhöhen, d. h. etwa ± 5 %. Die Temperaturregistrierungen zeigen einen weitgehend paral-

lelen Verlauf mit der Strahlungskurve; die Amplituden betragen an Strahlungstagen bis zu 50°, an bedeckten Tagen meist zwischen 10° und 20°. Korrigiert man von einer Ausgangstemperatur aus (Lufttemperatur 8^h a. m.) mit der registrierten Temperaturkurve und dem obigen Temperaturkoeffizienten des Eichfaktors die Strahlungsregistrierung, so findet man durch Planimetrieren der korrigierten Kurve Korrekturzuschläge zu den gemessenen Strahlungssummen, die sich als Funktion der Ausgangstemperatur und eines mittleren Strahlungsausschlages (Fläche/Strahlungsdauer) darstellen lassen. In diesen Zuschlägen erkennt man die von Stapf eingeführten jahreszeitlichen Staffelfaktoren wieder. Ausserdem sind bei gleicher Ausgangstemperatur die Zuschläge für Strahlungstage grösser als für bedeckte Tage mit nur Himmelsstrahlung. Der Unterschied hat die von Stapf beobachtete Grösse von 10%. Da die Möglichkeit besteht, dass bei starker Ventilation des Gerätes die Temperaturamplituden kleiner werden, ist damit zu rechnen, dass die jahreszeitlichen Staffelfaktoren keine allgemeine Gültigkeit haben, sondern von der Aufstellung des Instrumentes abhängig sind.

17. Hugo Wierzejewski und Fritz Prohaska (Davos-Platz). — *Zur Theorie des Kugelpyranometers Bellani.*

Das Kugelpyranometer Bellani, auch Destillationsluzimeter genannt, gehört zu den wenigen Strahlungsmessinstrumenten, die sich auf Grund ihres Messprinzipes und ihrer einfachen Handhabung für die Verwendung in der angewandten Klimatologie eignen. Es wurde schon vor zirka 100 Jahren erfunden und ist das einzig bekannte Strahlungsmessinstrument, das bei kugelförmiger Auffangfläche direkt Strahlungssummen abzulesen gestattet. Das Kugelpyranometer ist daher für die Messung der von allen Seiten auffallenden Strahlung (einschliesslich der vom Boden kommenden Reflexstrahlung) bestimmt und hat dadurch vor allem für den Bioklimatologen Bedeutung, der sich für den Strahlungsgenuss eines allseitig exponierten Körpers, z. B. eines Menschen, einer Pflanze usw. interessiert.

Als Strahlungsempfänger dient eine Glaskugel von beliebig wählbarem spektralem Absorptionsvermögen. An diese ist ein graduiertes Rohr angeschmolzen, das durch das Innere der Kugel bis nahe an die obere Wandung führt. Die Kugel ist mit Alkohol gefüllt. Zum Schutz gegen äussere Störungseinflüsse (Wind usw.) ist sie mit einer Hüllkugel aus farblosem Glas umgeben und der Zwischenraum zwischen beiden Kugeln evakuiert.

Es wurde eine Untersuchung der physikalischen Wirkungsweise und der Abhängigkeit der Empfindlichkeit des Instruments von Störungseinflüssen durchgeführt. Im Gegensatz zu fast allen übrigen Strahlungsmessinstrumenten wird die Strahlungsenergie nicht zur Temperaturerhöhung des Empfängerkörpers, sondern zur Änderung des Aggregatzustandes (nämlich zur Verdampfung der Alkoholfüllung) ausgenutzt.

Der Alkoholdampf destilliert ins Rohr, wo er kondensiert, so dass die Menge des dort gesammelten Alkohols durch Ablesung an der Rohrteilung gemessen und somit als Mass für die während der Exposition aufgefallene Strahlungssumme benutzt werden kann.

Nur ein kleiner Teil der absorbierten Strahlungsenergie geht durch unmittelbaren Wärmeaustausch zwischen Empfänger- und Hüllkugel verloren: $Q = Q_r + Q_h$ (Q = absorbierte Strahlungsenergie, $Q_r = v\,M$ = zur Verdampfung der Alkoholmenge M aufgewendete Energie, Q_h = Wärmeverlust nach der Hüllkugel). Abgesehen von der Temperaturabhängigkeit der Verdampfungswärme v, die bekannt ist, können Störungseinflüsse die Empfindlichkeit des Instruments nur insoweit beeinflussen, als sie die Grösse des Verlustgliedes Q_h verändern. Da dieses klein ist gegen Q_r, ist die resultierende Veränderlichkeit der Empfindlichkeit relativ gering. Es kann infolgedessen mit einer Genauigkeit der Summenwerte von ± 5 % gerechnet werden.

18. Paul Bener (Davos). — *Der Einfluss der Bewölkung auf die Himmelsstrahlung.*

Der grosse Einfluss, den die Bewölkung auf die Himmelsstrahlung ausübt, ist schon von verschiedenen Autoren behandelt worden. Um die Verhältnisse für Davos genauer zu untersuchen, wurden für die Zeitpunkte der fünf bis acht täglichen Wolkenbeobachtungen die Momentanwerte der Himmelsstrahlung bestimmt und mit der Bewölkung verglichen. Als Empfänger diente ein Solarimeter Moll-Gorczyński mit abgeschatteter Thermosäule, als Registrierinstrument ein Schlagbügelgalvanometer.

Ordnet man die einzelnen Werte unter Verzicht auf eine genauere Unterscheidung nur nach tiefen, mittelhohen und hohen Wolken und betrachtet die mittlere Himmelsstrahlung für verschiedene Sonnenhöhen als Funktion des Bewölkungsgrades, so zeigen sich zwischen den tiefen und mittelhohen Wolken keine wesentlichen Unterschiede, während die Cirren hauptsächlich durch ihre relativ geringe Himmelsstrahlung auffallen. Bei tiefen und mittelhohen Wolken erreicht die Himmelsstrahlung im Mittel beim Bewölkungsgrad $^8/_{10}$ das Maximum und geht bis zum Bewölkungsgrad $^{10}/_{10}$ wieder zurück. Dagegen steigen die Werte bei Cirren bis zur vollständigen Bedeckung an. Für Sonnenhöhen von 30—40 Grad und Bewölkungsgrade von $^1/_{10}$, $^8/_{10}$ und $^{10}/_{10}$ wurden folgende Mittelwerte der Himmelsstrahlung bestimmt: Für tiefe Wolken 0,11, 0,44 und 0,30 cal/cm²min, für mittelhohe Wolken 0,13, 0,47 und 0,36 cal/cm²min, für hohe Wolken 0,09, 0,20 und 0,25 cal/cm²min. Extremwerte von 0,8 cal/cm²min kommen bei starker Bewölkung bei allen Wolkenfamilien vor. Eine genauere Untersuchung der verschiedenen Wolken*formen* beschränkte sich auf den $^9/_{10}$ bis $^{10}/_{10}$ bedeckten Himmel. Die Stratus-Formen St, Ns, As ergeben bei vollständig verdeckter Sonne die geringste Himmelsstrahlung, die translucidus-Formen Sc tr, Ac tr, As und St bei durch-

scheinender Sonne die höchste. In der Mitte liegen die opac-Formen Sc op, Ac op. Bei As und Ac tr wird eine durchschnittlich etwas höhere Strahlung beobachtet als bei St, bzw. Sc tr. Bemerkenswerterweise unterscheiden sich As und St bei durchscheinender Sonne hinsichtlich ihrer Himmelsstrahlung kaum von Sc tr und Ac tr. Für die Sonnenhöhen 10, 35 und 55 Grad ergaben sich folgende Mittelwerte: Für Stratus-Formen 0,07, 0,20 und 0,31 cal/cm²min, für translucidus-Formen 0,12, 0,42 und 0,56 cal/cm²min, für opac-Formen 0,08, 0,31 und 0,38 cal/cm²min. Bis jetzt wurden zirka 1300 Einzelwerte oder ungefähr ein Drittel des ganzen Beobachtungsmaterials benutzt. Auf Grund aller Werte sollen diese Ergebnisse nochmals geprüft und die Strahlungseigenschaften der verschiedenen Wolkentypen noch eingehender untersucht werden.

19. Gustave Swoboda (Lausanne). — *Gegenwartsstand der internationalen meteorologischen Zusammenarbeit.* — Kein Manuskript eingegangen.

20. Max Waldmeier (Zürich). — *Die Quellgebiete der korpuskularen Sonnenstrahlung.*

Die korpuskulare Sonnenstrahlung, die sich auf der Erde durch die Störungen im Erdmagnetismus und in der Ionosphäre bemerkbar macht, kann in zwei Komponenten zerlegt werden: die eruptive, nur während kurzer Zeit emittierte Partikelstrahlung P_e und die oft während mehreren Monaten kontinuierlich emittierte Partikelstrahlung P_k. Während die Quellgebiete der P_e-Strahlung schon vor 20 Jahren mit den grossen chromosphärischen Eruptionen, die eine Lebensdauer von rund 1 Stunde haben und nur innerhalb grosser Sonnenflecken auftreten, identifiziert werden konnten, hat die Identifikation der Quellgebiete der P_k-Strahlung bisher allen Versuchen widerstanden. Diese Gebiete wurden deshalb von J. Bartels 1932 vorläufig als M-Regionen bezeichnet. Die lange Lebensdauer der M-Gebiete, die hohe Korrelation der erdmagnetischen Störungen mit den Protuberanzen und die oft beobachtete Erscheinung, dass die langen Koronastrahlen, in denen man eine Korpuskularstrahlung zu sehen geneigt ist, mit Protuberanzen in Verbindung stehen, legten es nahe, die Quellgebiete der P_k-Strahlung in den stationären Protuberanzen zu suchen. An Hand von Bartels-Diagrammen für den Erdmagnetismus einerseits und für die Protuberanzen anderseits wurde der erwartete Zusammenhang festgestellt. Die Laufzeit Sonne—Erde beträgt für die P_k-Strahlung 3—7 Tage, im Gegensatz zu 1—3 Tagen für die P_e-Strahlung. Die beiden Korpuskularstrahlungen können deshalb auch als langsame bzw. schnelle unterschieden werden. Die Quellgebiete sind somit örtlich und zeitlich an die stationären Protuberanzen gebunden und entwickeln sich wie diese in Gebieten, in denen vorher Sonnenflecken aufgetreten waren.

21. Max Waldmeier (Zürich). — *Vorführung kinematographischer Wolkenaufnahmen.*

22. Fritz Prohaska (Davos). — *Zur Klimatologie der verschiedenen Wolkengattungen auf Jungfraujoch.*

Während der 13 Monate des int. Polarjahres (August 1932 bis August 1933) wurden von Dr. U. Chorus 6mal täglich differenzierte Wolkenbeobachtungen auf Jungfraujoch durchgeführt. Bei deren Bearbeitung zeigte es sich, dass die übliche Mittelbildung aus den 3 Hauptterminen für Gipfelstationen zu kleine Tagesmittelwerte liefert, da das Maximum der Bewölkung am Nachmittag nicht erfasst wird. Eine gute Annäherung ergibt eine Mittelbildung mit doppeltem Gewicht des Mittagstermins. Das Jahresmittel betrug 6,9, doch hatte mehr als ein Drittel aller Tage eine Bewölkung von 81 % bis 99 %. 9 Tage waren wolkenlos und 55 ganz bedeckt. Letztere waren im Winter doppelt so häufig als im Sommer.

Der Anteil der tiefen Wolken betrug rund 70 %, in trüben Monaten 90 % der Gesamtbewölkung, 10 % derjenige der mittelhohen und 20 % der Ci-Anteil. Die einzelnen Wolkengattungen hatten folgende Anteile: Nebel 46 %, Ci 14 %, Cu 9 %, Fc 9 %, Cs 7 %, Sc 5 %, Ac 5 % (Ac lent 1 %!), As 4 %. Das letzte Prozent verteilte sich auf den Cc, Ns und Cb. Der St wurde überhaupt nicht beobachtet. Die geringste Mannigfaltigkeit der Wolkenformen hat der Winter. Der Gang der Bewölkung wird im grossen und ganzen durch den Gang der tiefen Wolken und da vor allem durch den Nebel bestimmt. Das Joch hat allein im Sommer soviel Nebeltage als Bern während des ganzen Jahres. Der Nebel ist es auch, bei dem 95 % aller Niederschläge fallen. Doch fällt nicht bei jedem Auftreten des Nebels Niederschlag, sondern nur in zirka der Hälfte der Fälle. Die hohen und mittelhohen Wolken haben nur im Winter, wo sie doppelt so häufig auftreten als im Sommer, einen grösseren Einfluss auf die Gesamtbewölkung. Vor allem beträgt der Anteil der reinen Ci in dieser Jahreszeit mehr als 30 %.

Im Tagesgang nehmen die mittelhohen und hohen Wolken vom Morgen zum Abend ab. Im Gegensatz dazu stehen die Beobachtungen aus dem Tiefland, nach denen die Ci-Bewölkung ein mittägliches Maximum hat. Der Tagesgang der tiefen Wolken wird im Sommer durch denjenigen des Cu und des Nebels bestimmt mit dem Minimum am Morgen und dem Maximum zwischen 17 und 19 Uhr, im Winter dagegen allein durch denjenigen des Nebels mit Morgenmaximum und Abendminimum. So scheint der Nebel im Winter vor allem durch St-Wolken, im Sommer durch Cu-Wolken verursacht zu werden.

23. Karl Frey (Olten). — *Der präfrontale Temperaturfall einer Kaltfront.*

Es ist eine Erfahrungstatsache, dass bereits vor dem Durchgang einer Kaltfront in höheren Luftschichten ein Temperaturfall stattfindet, der mit der Theorie eines keilförmigen Eindringens von Kalt-

luftmassen nicht ohne weiteres vereinbar ist. Über die Ursachen, die zu diesem präfrontalen Temperaturfall führen, bestehen verschiedene Ansichten.

Am 16. November 1942 wurden bei einem Kaltlufteinbruch im Pilatusgebiet Temperatur, relative Feuchtigkeit und Luftdruck in Höhenintervallen von 100—150 m und in Zeitintervallen von 1½ Stunden registriert.

Dem Kaltlufteinbruch ging eine längere Hochnebelperiode voran. Die erste Kaltluftstaffel erreichte den Pilatus am 16. November um 17¼ Uhr. Doch bereits seit 12 Uhr mittags ist die Temperatur oberhalb der Hochnebeldecke fortwährend gefallen. Der Temperaturfall ist zuerst in 1200—1300 m ü. M., unmittelbar oberhalb des Hochnebels, eingetreten und hat sich bis 17 Uhr, mit einer deutlich feststellbaren Verzögerung, auf über 2000 m ü. M. hinaus fortgepflanzt. Der präfrontale Temperaturfall erreichte ein Ausmass von 6—7 °. Mit dem Durchgang der Böenwalze der Kaltfront ist dann eigenartigerweise wieder ein vorübergehender Temperaturanstieg von 1—2 ° erfolgt.

Vom 17. November bis 18. November, also von der zu Ende gehenden Hochnebellage an bis nach dem staffelweise erfolgten Kaltlufteinbruch, ist die Temperatur in 400 m ü. M. um 1 ° gestiegen, in 2000 m ü. M. um 9 ° und in 3500 m ü. M. um 13½ ° gefallen.

Für den festgestellten präfrontalen Temperaturfall von 6—7 ° ergibt sich in diesem Fall wohl nur eine Erklärung: Die nahenden Kaltluftmassen haben eine Hebung der im Pilatusgebiet liegenden Luftmasse veranlasst, und das präfrontale Sinken der Temperatur ist hier durch die aufgestiegene, potentiell bedeutend kältere Luft der Niederung entstanden.

Weit vor Kaltfronten liessen sich in gewissen Fällen auch absinkende Inversionen feststellen, die am ausgeprägtesten in 2000 m ü. M. auftraten und nach unten mit Verspätung allmählich ausklangen.

Eine systematische Untersuchung dieser bedeutungsvollen präfrontalen Vorgänge dürfte wohl auch für den schweizerischen Wetterdienst nützlich sein.

24. H. G. Cannegieter (De Bilt, Holland). — *Das Klima der Niederlande während zweieinhalb Jahrhunderten.*

Regelmässige instrumentelle Beobachtungen wurden in Holland im Jahre 1706 begonnen. Von 1730 an wurden sie in Utrecht von *Van Musschenbroek* gemacht, der 1740 nach Leiden übersiedelte und sie dort bis 1758 fortsetzte.

A. Labrijn hat alle holländischen Beobachtungen des 18. und 19. Jahrhunderts gesammelt und kritisch bearbeitet. Die historische Epoche fand 1848 ihren Abschluss, als das Meteorologische Institut in Utrecht die Beobachtungen aufnahm. 1896 wurde das Institut nach De Bilt verlegt.

Unter den historischen Beobachtungsreihen ist die längste die von Zwanenburg, einer Station zwischen Amsterdam und Haarlem. Sie umfasst die Zeit 1735—1861. Es war an Hand der Beobachtungen von 1849—1860 möglich, die früheren Temperaturmessungen auf 24stündige Mittel umzurechnen und an die Mittel von Utrecht-De Bilt anzuschliessen. Für die zweifelhaften Reihen des 18. Jahrhunderts wurden Vergleichsstationen in geringer Entfernung benutzt. So war es möglich, die gesamte Beobachtungsreihe von 1735—1777 und später homogen zu machen und an De Bilt anzuschliessen. Diese Temperaturbeobachtungen wurden durch solche von Delft ergänzt. Das Ganze bildet eine durchlaufende Reihe von 1706—1944, also 239 Jahre.

Die Bearbeitung wurde auch auf die Niederschlagsmessungen ausgedehnt. Es lagen 22 Beobachtungsreihen von 13 Stationen vor. Auch hier war es möglich, die Ergebnisse für die Zeit 1735—1944 tabellarisch zusammenzustellen.

Des weiteren wurden die historischen Windbeobachtungen untersucht, da von anderer Seite die Frage aufgeworfen wurde, ob sich die Windrichtung seit den historischen Zeiten systematisch geändert habe. Diese Frage ist jedoch schwer zu lösen. Doch sind Anzeichen systematischer Änderungen vorhanden, anschliessend an die säkularen Änderungen der Temperaturen und der Niederschläge.

Die langen Beobachtungsreihen gaben Gelegenheit zum Studium der Frage: Hat sich das Klima von Westeuropa im Laufe der 2½ Jahrhunderte geändert? Zum Vergleich diente die Standardperiode 1901—1930. Die Frage kann bejahend beantwortet werden. Mit Sicherheit können 3 Perioden, unterbrochen von 2 kurzdauernden Übergangsperioden, angegeben werden. Das Endergebnis ist in folgender Tabelle niedergelegt:

1700—1770	Verminderung des maritimen Charakters.
1770—1790	Übergang.
1790—1920	Zunahme des maritimen Charakters.
1920—1925	Übergang.
1925 bis heute	Verminderung des maritimen Charakters.

25. Fritz Gygax (Bern). — *Über die Grösse der Verdunstung im Südtessin.*

Der beträchtlichen Reihe der gewässerkundlichen Studien im schweizerischen Hochgebirge, die seit einem halben Jahrhundert von Herrn Dr. O. Lütschg, unserm Meister der hydrologischen Forschung, ausgeführt werden, gliedert sich als 16. Untersuchungsgebiet das obere Magliasinatal an.

Geographisch gehört das Flussgebiet der Magliasina zum Malcantone, zu jener Mittelgebirgs- und Schollenlandschaft, die sich westwärts Lugano bis zur Landesgrenze erstreckt. Geologisch liegt es im Kristallin des Seengebirges, speziell in der südlichen Injektionszone des Tamaroraumes.

20 Niederschlagssammler, 1 Abfluss- und 3 meteorologische Stationen konnten in den Jahren 1938 und 1939 in dem rund 20 km² umfassenden Gebiet errichtet werden. Die Messdauer umschliesst die fünf Jahre 1939—1944.

Ein wichtiges Ziel der Untersuchung war die Abklärung der Frage nach der Grösse der Gebietsverdunstung. Da auf kostspielige Spezialuntersuchungen zu ihrer direkten Bestimmung verzichtet werden musste, versuchte der Verfasser einerseits über die hydrologischen Bezugsgleichungen durch Bestimmung der Vorratsänderung und anderseits über Sättigungsdefizit und Wildsche Waage der Grösse der Landesverdunstung beizukommen. Die so errechnete Verdunstungsgrösse stellt einen Maximalwert dar, weil in der Abflussmessung eine gewisse Unsicherheit herrscht in dem Sinne, dass infolge der Lage der Limnigraphenstation in einem epigenetischen Laufstück der Magliasina wahrscheinlich nicht der ganze Abfluss erfasst werden konnte.

Über die extremen jährlichen V-Werte sowie über den Mittelwert während der Messdauer gibt die nachstehende Tabelle Auskunft:

Magliasina, mittlere Höhe 1055 m

	Temperatur	Niederschlag	Verdunstung	
1941	7,7°	2425 mm	377 mm	
1943	10,3°	1407 mm	562 mm	
Mittel 1939—1944	9,2°	1754 mm	488 mm	V in % des N.: 28

Die grösste Verdunstungsschwankung in Prozenten des Mittelwertes beträgt 38 % und ist, verglichen mit den von Lütschg mitgeteilten Werten, relativ klein.

Ähnlich hohe Verdunstungswerte erhält Prof. Burger im Gebiet der Valle Melera. Als Mittelwert führt Burger für die nämliche Periode 1939—1944 für N-A 642 mm oder 36 % des Niederschlages an.

Meines Wissens liegen mit den Untersuchungen in der Valle di Melera und der Magliasina die einzigen hydrologischen Spezialforschungen im Südtessin vor. Übereinstimmend und im Gegensatz zu den nordalpinen Untersuchungsgebieten ergeben sie beträchtlich grössere Werte für die Landesverdunstung, die zweifelsohne in erster Linie auf die spezifischen klimatischen Verhältnisse zurückzuführen sind.

Vergleicht man die Wasserbilanzen der beiden Täler für das Sommer- und Winterhalbjahr getrennt miteinander, so ergibt sich: Für das Winterhalbjahr beträgt die Verdunstung 31 % des Sommerwertes im Meleragebiet, gegen 57 % im Malcantone. Dieses divergierende Verhalten dürfte in erster Linie der verschiedenen geographischen Lage der beiden Studiengebiete zuzuschreiben sein; das sich frei nach Süden öffnende Malcantone wird auch im Winter grössere Verdunstungswerte aufweisen müssen, steht doch zudem das Tal in der kalten Jahreszeit wochenlang unter stark austrocknendem Föhneinfluss.

Die Wildsche Waage ergibt für das obere Malcantone eine mittlere tägliche Verdunstungshöhe von 2,1 mm. Der monatliche Höchstwert betrug 110 mm, er fiel auf den keine Niederschläge, wohl aber 256 Son-

nenstunden und 19 typische Föhntage aufweisenden Monat März 1944. Extreme Tageswerte für die Verdunstung einer freien Wasseroberfläche liegen zwischen 6,8 und 7,2 mm; diese sind vor allem in den Monaten März und April zu finden, durchwegs verbunden mit ausgesprochenen Föhnlagen. Zieht man die aus den hydrologischen Gleichungen errechneten Verdunstungswerte in Vergleich mit jenen der Wildschen Waage, so erhält man das mit allem Vorbehalt aufzunehmende Resultat: Die Landesverdunstung würde im Südtessin etwa 70% der Verdunstung einer freien Wasseroberfläche betragen.

26. Marcel de Quervain (Davos/Weissfluhjoch). — *Zur Bestimmung des Wassergehaltes von Nassschnee.*

Das nachfolgend beschriebene Verfahren zur Bestimmung des Wassergehaltes von Nassschnee geht auf eine kalorimetrische Methode zurück, die durch *Croce*[1] erstmals angewandt wurde. Es beruht auf dem Umstand, dass ein bestimmtes Quantum Nassschnee eine kleinere Schmelzwärme benötigt als dasselbe Quantum Trockenschnee von 0°. Die Messungen von *Croce* erreichten mit einem Fehlerbereich von ± 5 % Feuchtigkeit nicht die erwünschte Genauigkeit. Das neue Messgerät weist demgegenüber einige wesentliche Verbesserungen auf und liefert eine Genauigkeit von zirka ± 1—2 %. Es besteht in einem wärmeisolierten Kalorimetergefäss mit eingebautem Heizelement, Thermometer und Rührer. Die absolute Feuchtigkeit F, definiert als prozentualer Gewichtsanteil des tropfbaren Wassers am Gewicht einer Nassschneeprobe, wird bestimmt, indem die Probe durch Aufheizen des Kalorimeters geschmolzen wird. Man misst die dazu nötige elektrische Energie und die Endtemperatur des Schmelzwassers und berechnet mit Hilfe dieser Grössen und einiger weiterer Konstanten (Schmelzwärme des Eises, Wasserwert des Kalorimeters) den Wert von F nach einer einfachen Formel. Während *Croce* die Schmelzwärme durch heisses Wasser zuführte und dabei unkontrollierbare Wärmeverluste infolge Ableitung und Verdampfung beim Einführen der Probe in Kauf nehmen musste, ändert sich bei der elektrischen Wärmezufuhr die Kalorimetertemperatur nur wenig, und die Verluste fallen nicht ins Gewicht. Zudem lassen sich in einem kleinen Raum verhältnismässig grosse Schneemengen untersuchen, was auch eine Verbesserung der Genauigkeit zur Folge hat. Wesentlich für die Genauigkeit ist die elektrische Leistungsmessung. Man kann diese umgehen, indem man den Heizwert des Stromes durch eine zweite Heizperiode, anschliessend an die Schmelzperiode, kalorimetrisch ermittelt.

Die Methode hat sich bei den ersten Untersuchungen über die Wasserspeicherungsfähigkeit verschiedener Schneearten, bei Messungen der Schneefeuchtigkeit in der natürlichen Schneedecke und bei Plastizitätsuntersuchungen an feuchtem Schnee bereits gut bewährt.

---

[1] Ehem. Schneeforschungsstelle des Generalinspektorates für das Deutsche Strassenwesen. (Bericht 1943.)

27. J. Häfelin (M. Z. A., Zürich). — *Winduntersuchungen auf dem Jungfraujoch.*

Bekanntlich entsprechen die Windverhältnisse auf dem Jungfraujoch nicht den in der Schweiz vorherrschenden Strömungen. Ein Vergleich der in den Jahren 1938—1945 gemeldeten Windrichtungen vom Sphinxobservatorium und vom Säntis ergibt folgendes Bild:

	Jungfraujoch	Säntis
WNW-N-Wind	58,5 %	15 %
NNE-E-Wind	3 %	13,5 %
ESE-S-Wind	34,5 %	12 %
SSW-W-Wind	4 %	59,5 %

Die Untersuchungen über das Windprofil, die von meinen Kollegen Grütter und Schüepp in früheren Jahren begonnen und von mir dieses Jahr fortgesetzt wurden, ergaben folgendes Resultat:

NW-N-Wind. Der NW-N-Wind hat eine je nach Windstärke verschieden große vertikale Komponente. Bei Geschwindigkeiten über 10 m/Sek. beträgt die Abweichung von der Horizontalen mehr als 70°. Über und hinter dem Observatorium entsteht ein turbulenter und windschwacher Raum, in dem selbst bei Windstärken um 20 m/Sek. oft entgegengesetzte Windrichtungen konstatiert werden. Auf der Südseite des Sphinxgipfels bildet sich dann ein grosser Leewirbel von 80—100 Meter Durchmesser aus.

SE-S-Wind. Auch der Südostwind zeigt eine beträchtliche vertikale Komponente mit Abweichungen von der Horizontalen bis zu 70°. Jedoch stürzt der SE-Wind in 1 bis 2 Metern Abstand hinter dem Observatorium sofort in die Tiefe ab, und es bildet sich nur ein kleiner Leewirbel von 1 bis 2 Meter Durchmesser aus. Beim SE-Wind ist die Windrichtung über dem Observatorium im allgemeinen horizontal. Die mittels Bändern und Rauchbüchsen beobachteten Winkel waren selten grösser als 20°.

Höhenwind			Jungfraujoch				
				Fälle		Geschwindigkeit	
Richtung	Anzahl Fälle	Mittlere Geschwind. km/h	Richtung	Anzahl	% aller Fälle	mittlere km/h	% der wirklichen
NW-N	255	33,7	NW-N			25,0	74
SE-S	109	21,0	SE-S			35,0	167
SSW-SW	159	34,2	NW-N	13	8	10,0	29
		33,1	SE-S	139	87	32,4	98
WSW	130	38.1	NW-N	62	48	17,5	46
		36,1	SE-S	47	36	18.8	52
W-WNW	218	32,1	NW-N	177	81	19,3	60
		23.2	SE-S	20	9	12,9	56

Bemerkenswerte Abweichungen ergeben sich aus dem Vergleich der Windstärken auf dem Jungfraujoch und den gleichzeitig ausgeführten Höhenwindmessungen von Talstationen für die zwei Hauptwindrichtungen.

Während also bei Übereinstimmung der beiden Windrichtungen, im Falle des NW-Windes, die auf dem Jungfraujoch gemessene Windstärke nur etwa ¾ der Geschwindigkeit in der freien Atmosphäre ist, so steigt bei SE-S-Wind die Stärke auf dem Sphinxgipfel auf 167 % der wirklichen Geschwindigkeit an. Dies lässt sich aus der Lage der Station gut erklären. Nördlich des Jungfraujochs ist ein steiler Abfall des Geländes bis weit ins Tal hinab, südlich aber ein langsames Sinken des Gebirges über den Aletschgletscher bis ins Rhonetal. Entsprechend dem Kontinuitätssatz ist es deshalb erklärlich, dass bei SE-Wind auf dem Joch eine grössere Windstärke herrschen muss als in der freien Atmosphäre, da viel mehr Luft durch die Jungfraujochlücke strömen muss als bei NW-Wind.

Wie aus der Tabelle ersichtlich ist, entspricht die Windrichtung auf dem Jungfraujoch oft nicht der in der freien Atmosphäre gemessenen Richtung. Die Höhe der abgelenkten Strömung konnte mit Pilotballonen oder mit Rauchbüchsen bestimmt werden. Sie beträgt bei schwachen Winden etwa 30—100 m, steigt aber bei Windgeschwindigkeiten von 10—20 m/Sek. bis auf 200, ja manchmal bis auf 300 m an.

28. J. Häfelin (MZA Zürich). — *Der Wasseraustausch zwischen Luft und Schneeoberfläche im Hochgebirge.*

Von 53 gleichzeitigen Messungen der Schneeoberflächentemperatur und der Feuchtigkeit und Temperatur der Luft auf dem Jungfraujoch ergaben nur drei Messungen Kondensation, obwohl rund ein Drittel der Beobachtungen in der für die Kondensation günstigen Nachtzeit ausgeführt wurden. Bei diesen drei Messungen erreichte die Differenz der Dampfspannung der Luft und der Sättigungsspannung bei der Temperatur der Schneeoberfläche übrigens nur geringe positive Beträge, so dass die Menge des kondensierten Wasserdampfes, die proportional dieser Differenz ist, nur gering sein konnte. Der Betrag des Austausches wurde während zweier Tage mit der Piccardschen Waage, die bereits von Dr. R. Billwiller und Prof. A. de Quervain benutzt wurde (siehe Annalen der MZA 1918), gemessen. Diese kurze Messreihe, bei der die Schalen mit Schnee jeweils auf der Sonnenseite exponiert wurden, erbrachte teilweise beträchtliche Verdunstungsmengen, deren Maximum in den Nachmittagsstunden des heiteren ersten Tages 0,182 mm pro Stunde betrug. Kondensation trat an diesen zwei Tagen nicht ein, obwohl die erste Nacht anfänglich noch hell war. Die Messresultate entsprechen denjenigen, die A. de Quervain Ende August 1917 auf dem Jungfraujoch ausführte und die bei annähernd bedecktem Himmel maximale Verdunstungsbeträge von 0,122 mm pro Stunde aufweisen.

Für den ersten, heiteren Tag betrug die gesamte Verdunstungsmenge etwa 1,5 mm, für den zweiten, trüben Tag etwa 1,0 mm. Auf dem

Jungfraujoch wurden in den Jahren 1938—1945 im Mittel 72 heitere und 124 trübe Tage gezählt. Nehmen wir den Verdunstungsbetrag an den bewölkten Tagen zu 1,25 mm an, so würde man pro Jahr die respektable Summe von 440 mm erhalten. Jedoch ist dieser Betrag wohl zu hoch, da an Tagen mit Nebel die Verdunstung geringer ist, entsprechend den an solchen Tagen gefundenen kleineren Werten der Dampfspannungsdifferenzen.

29. Albert Defant (Innsbruck). — *Allgemeine atmosphärische Zirkulation in äquatorialen Gebieten.*

Das allgemein angenommene Bild der atmosphärischen Zirkulation der Tropenzone zeigt am Äquator eine Tiefdruckrinne und aufsteigende Luftbewegung, in den Hochdruckgebieten der Rossbreiten absteigende Bewegungen, dazwischen wehen die Passate, darüber die Antipassate. Dieses Bild ist etwas schematisch gehalten und entspricht nicht vollständig den Verhältnissen. Überlegungen, die analog jenen sind, die bei der genannten Zirkulation zur Erklärung des « Äquatorialen Gegenstromes » führten, machen es notwendig, auch bei der atmosphärischen Zirkulation die Anschauungen über das Zirkulationsrad der Tropenzone in einigen Punkten zu revidieren. In einer unveröffentlichten Dissertation hat *H. Nabl* zeigen können, dass diese Überlegungen erst zu einer richtigen Darstellung der Zirkulation der äquatornahen Gebiete führen, die durch die Beobachtungen bestätigt wird.

Die Abweichung von dem zum geographischen Äquator symmetrischen Schema der tropischen Zirkulation wird bedingt dadurch, dass der *thermische* Äquator nicht mit dem geographischen zusammenfällt. Über dem Atlantischen Ozean liegt er z. B. stets auf der Nordhemisphäre (zwischen 5—10° N), im Indischen Ozean in gleicher Breite auf der Südhemisphäre. Diese Tatsache verlangt, dass zwischen der Tiefdruckrinne am thermischen Äquator und einer schwächeren am geographischen sich ein Hochdruckrücken einschiebt; denn nur bei einer solchen Druckverteilung ist die ganze Zirkulation *dynamisch stabil.* Dies verlangt z. B. im Atl. Ozean das Übergreifen des SE-Passats auf die Nordhemisphäre, wie es die Beobachtungen lehren; aber zwischen beiden Passaten tritt eine Drehung der Strömung über S, SW auf W auf, also ein « Äquatorialer Gegenstrom der Atmosphäre », der notwendig ist, wenn die äquatoriale Zirkulation stabil sein soll.

Der Nachweis, dass diese Druckverteilung tatsächlich existiert, wurde für den Atlantischen Ozean durch genaue Analyse der Druckwerte der 1°-Felder der Tropenzone, in den vom Kgl.-Niederländischen Meteor. Institut herausgegebenen « Waarnemingen » 1870 bis 1922 erbracht. Auch in den Windverteilungen des Indischen Ozeans lässt sich das Vorhandensein eines « Äquatorialen Gegenstromes » er-

weisen. Sicher ist, dass mit der *Asymmetrie* in der Entwicklung der atmosphärischen Zirkulation in der Tropenzone eine entsprechende Umgestaltung der Druckverteilung ursächlich verknüpft sein muss.

30. Max Schüepp (Zürich). — *Über die Darstellung und die Realität der meteorologischen Singularitäten.*

Wenn wir in der Meteorologie von Singularitäten sprechen, so meinen wir damit markante Punkte im Jahresablauf eines Wetterelementes. Bei der Temperaturkurve z. B. sind in Mitteleuropa besonders die Kälterückfälle um Mitte Juni, die sogenannte Schafkälte und die Erwärmung zwischen Weihnachten und Neujahr, das Weihnachtstauwetter, bekannt. Neben diesen bedeutenden Abweichungen vom glatten Kurvenverlauf gibt es in der mittleren Jahreskurve viele kleine und kleinste Zacken, bei welchen wir uns die Frage stellen, wieweit wir sie mit dem Namen Singularitäten belegen oder als zufällig betrachten sollen. Voraussetzung für eine allgemeine Bedeutung ist, dass wir diese Unstetigkeiten bei anderen Stationen wiederfinden. Um diese Arbeit der Identifikation sicher durchführen zu können, sollten wir neben der normalen Darstellung der Singularitäten durch Jahreskurven weitere, eingehendere Darstellungen verwenden, welche nicht auf dem Durchschnittswert mehrerer Jahrzehnte, sondern auf Einzelwerten beruhen. Diese sollen vor allem anschaulich lesbar sein, aber auch angenäherte Berechnungen gestatten.

Wir erhalten eine gute Übersicht, wenn wir das betreffende Wetterelement in einzelne Stufenwerte einteilen und diese Stufen durch einfache Symbole, z. B. Striche und Kreise von verschiedener Zahl und Grösse, bezeichnen. Diese Symbole werden in quadratische Felder eingetragen, welche je einem Tag entsprechen. Auf der Abszissenachse werden z. B. die einzelnen Jahre seit 1864, in Richtung der Ordinate die Tage des Jahres, bzw. eines Monates vom 1. Januar an eingetragen.

Betrachten wir in dieser Darstellung das Weihnachtstauwetter, so sehen wir, dass es nur im Zeitraum von 1909 bis 1936 wesentlich in Erscheinung trat, mit einem kleinen Vorläufer um die Jahrhundertwende. Vorher und nachher war der Zeitraum zwischen Weihnachten und Neujahr eher kalt. Diese gegensätzliche Verteilung zeigt sich sehr anschaulich, besonders wenn wir für die verschiedenen Perioden die Häufigkeit der einzelnen Stufenwerte im gleichen Koordinatensystem auftragen. Ähnliche Bilder finden wir nicht nur bei der Temperatur, sondern auch bei anderen Elementen, z. B. beim Niederschlag, bei der Bewölkung, beim Wind usw. Die Weihnachtssingularität umfasst also nicht den ganzen meteorologisch erforschten Zeitraum, sondern in unserer Gegend nur einen Abschnitt von 25 bis 30 Jahren.

Ein anderes Bild finden wir bei den Juni-Kälterückfällen. Dort ist die Verteilung im Zeitraum seit 1864 gleichmässig. Wohl treten zeit-

weise entgegengesetzte warme Perioden von 5 bis 10 Jahren Dauer um Mitte Juni auf, aber wir werden den Begriff der Singularitäten ja nur für länger dauernde Erscheinungen von mindestens 20 bis 30 Jahren verwenden.

Ob die Juni-Kälterückfälle Jahrhunderte dauern werden, ob es überhaupt immerwährende Singularitäten gibt, ist noch fraglich. Wir kennen ja z. B. in den sogenannten Eisheiligen eine in früheren Jahrhunderten gut ausgeprägte Singularität, welche jetzt beinahe ganz verschwunden ist.

31. Max Bider (Basel) und Christian Thams (Locarno). — *Platzregen nord- und südwärts der Alpen.*

In neuerer Zeit hat die von Wussow[1] vorgeschlagene Definition « dichter Regen » (Platzregen) weite Verbreitung gefunden, wonach ein Regenfall als « dichter Regen » bezeichnet wird, der während der Zeit t (in Minuten) mindestens eine Niederschlagshöhe h (in Millimetern) ergibt, wobei $h = \sqrt{5\,t - \frac{1}{576} \cdot t^2}$. Aus den Pluviographenregistrierungen von Basel 1888 bis 1940 und Locarno 1935 bis 1945 wurden die « dichten Regen » ausgezogen und statistisch verarbeitet, wobei die schon publizierten Ergebnisse von Zürich[2] 1901 bis 1930 zum Vergleich herangezogen wurden. Die mittlere monatliche und jährliche Anzahl « dichter Regen » ist in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Basel	—	0,2	0,5	0,7	0,5	0,3	0,1	—	—	2,3
Zürich	0	0,3	0,7	0,9	0,8	0,3	0,1	—	—	3,1
Locarno	0,3	1,1	1,0	4,4	2,2	1,8	0,7	0,3	0,1	11,9

Die während «dichten Regen» fallenden Niederschlagsmengen betragen in Basel jährlich durchschnittlich 30 mm, in Locarno dagegen 376 mm, der Anteil an der Gesamtniederschlagsmenge erreicht in Basel durchschnittlich knapp 4 %, in Locarno 20 %. In Locarno ist nicht nur die Häufigkeit und Ergiebigkeit der « dichten Regen » viel grösser als in Basel, sondern auch vor allem ihre Dauer. Da die Wussowsche Formel für « dichte Regen », die länger als 24 Stunden dauern, unbrauchbar wird (die Mindesthöhen h nehmen wieder ab!), sind bei der gesamten Verarbeitung Regenfälle von längerer Dauer nicht berücksichtigt worden; als Beispiel sei immerhin der Regen vom 4.—7. April 1939 erwähnt, der 62 Stunden und 50 Minuten dauerte und 150,1 mm ergab.

---

[1] *G. Wussow,* Met. ZS, Bd. 39, S. 173, 1922.
[2] *H. Uttinger,* Annalen d. Schweiz. Meteorolog. Zentralanstalt, 1930.

Nach der Dauer geordnet, gab es jährlich die folgenden Zahlen « dichter Regen » :

	Minuten			Stunden		
	0—20	21—40	41—60	1—4	4—12	12—24
Basel	1,9	0,3	0,1	—	—	—
Locarno	2,2	2,6	1,6	3,0	1,7	0,8

Von besonderem Interesse ist der Tagesgang der Häufigkeit (pro Dezennium) der « dichten Regen » (ohne Regenfälle, die länger als eine Stunde dauern):

	Tageszeit (MEZ)					
	0—4 h	4—8 h	8—12 h	12—16 h	16—20 h	20—24 h
Basel	1,8	1,2	1,2	7,4	7,5	4,0
Zürich	1,5	2,0	1,3	8,0	13,4	5,3
Locarno	13,6	7,3	6,4	7,2	11,7	16,3

Während in Basel und Zürich das Maximum der Häufigkeit auf die Zeit von 12—20 Uhr fällt, tritt in Locarno das Maximum in den Nachtstunden ein, ein Tagesgang, der vorzugsweise an Küstenstationen vorkommt.

32. Gian Alfred Gensler (Zürich). — *Die agrarmeteorologische Bedeutung der Vegetationszeit.*

Die Vegetationszeit (kurz VZ) stellt die Zeitspanne dar, innerhalb welcher im Laufe eines Jahres im Mittel eine ununterbrochene, aktive, produktive Entwicklung in der Pflanzenwelt möglich ist. Lassen wir die durch extreme Niederschlagsverhältnisse bedingten Schranken beiseite, die Wärmeverhältnisse allein sollen massgebend sein. Diese können einerseits durch einen unteren Grenzwert der mittleren Tagesmittelwärme, z. B. + 5 bis + 6 ° C oder 43 ° F gegeben sein oder durch das durchschnittliche letzte und erste Auftreten von dem Pflanzenwuchs schädlichen Frösten, vorwiegend infolge starker nächtlicher Ausstrahlung. In der Agrarmeteorologie der USA wurde dabei mit der Definition des killing frost die Frostintensität nicht mehr nach dem Gradwert der abgelesenen Temperatur, sondern auf Grund des an Kulturpflanzen zugefügten Schadens bestimmt. Vergleiche mit meteorologischen Hüttentemperaturen ergaben das klimatisch wertvolle Ergebnis, dass im Frühjahr am Tage, an welchem noch mit einer Wahrscheinlichkeit von 50 % mit einem solchen Schadenfrost zu rechnen ist, die mittlere Minimatemperatur + 6 bis + 7 °, das Tagesmittel + 12 bis + 13 ° C beträgt; ebenso im Herbst. Diese beiden Tage schliessen im Sommerhalbjahr die growing season (VZ) ein. Darauf stützt sich eine Unterteilung der USA in 7 zirka breitenparallele Zonen, an deren Grenzen charakteristische VZen auftreten; so wird der Baumwollgürtel nordwärts durch 200, der Maisanbau mit 170,

der Sommerweizen bei 120 Tagen, bei Intensivproduktion, begrenzt. Einzelne Pionieräcker reifen Gerste in Kanada bei 60 Tagen VZ.

Eine neuere Fassung des VZ-Begriffes stützt sich auf den Standpunkt, ein rentabler Anbau könne nur dort erfolgen, wo die Ernte in vier von fünf Jahren gesichert sei. Dazu ist jedoch erforderlich, dass die Entwicklungszeit dieses Gewächses an beiden Enden durch eine höchstens nur je 10prozentige Frostwahrscheinlichkeit eingespannt wird. Diese garantierte VZ ist etwa um 30 Tage kürzer als die erstgenannte. Die entsprechenden Wärmewerte stellen sich hier bei der Minimatemperatur auf + 9 bis + 10 °, dem Tagesmittel auf + 14 bis + 16 ° C.

Es wurde nun versucht, unter Berücksichtigung der grösseren Kontinentalität (z. B. cold waves) des USA-Klimas gegenüber Mitteleuropa für unsere Zonen gleichsinnige Grenzwerte zu ermitteln; + 5 ° im ersten, + 7½ ° C im zweiten Falle lauten sie für die mittleren Tagesminimatemperaturen. So weist Zürich 185 gewöhnliche, 150 Tage garantierte VZ-Tage auf. Es kann damit ein direkteres Übernehmen der zahlreichen in Nordamerika untersuchten Beziehungen zwischen VZ und Anbaumöglichkeiten erfolgen, deren Anwendung gerade in unserem Gebirgslande von grossem Werte sein kann.

33. Paul Ackermann (Payerne). — *Prinzipielles zur Feuchtigkeitsmessung bei tiefen Temperaturen.*

Die Schwierigkeit, genaue und rasche Feuchtigkeitsmessungen schon bei normalen Temperaturen auszuführen, ist allgemein bekannt. Noch gewaltig grösser sind die Hindernisse, Feuchtigkeiten bei tiefen Temperaturen zu bestimmen.

Der Grund liegt in der relativ kleinen Anzahl der Wassermoleküle, die sich in der Luft befinden. Damit ein Messinstrument reagiert, muss es eine bestimmte Anzahl Wassermoleküle aufnehmen. Sind nun in der Luft wenige dieser Moleküle vorhanden, so ist die Wahrscheinlichkeit des Auftreffens dieser Moleküle auf das Instrument gering, d. h. die Trägheit ist sehr gross.

Der Dampfdruck gibt, abgesehen von einer Temperaturkorrektion, ein Mass für die Zunahme der Trägheit bei abnehmender Temperatur. Bei 100 % Feuchtigkeit und + 20 ° beträgt dieser Druck 17,535 mm Hg. Er ist also schon da sehr viel kleiner als der Luftdruck bei dieser Temperatur der Normalatmosphäre. Der Druck würde in der Normalatmosphäre einer Höhe von über 30 km entsprechen. Bei — 20 ° sinkt der Dampfdruck auf 0,934 mm Hg und bei — 60 ° gar auf 0,008 mm Hg (über Eis).

Man erkennt, dass die Wassermoleküldichte angenähert wie eine Exponentialfunktion mit abnehmender Temperatur abnimmt, d. h. die Trägheit nimmt mit abnehmender Temperatur exponential zu. Als

weiterer verschlechternder Faktor wirkt noch die Anwesenheit der viel zahlreicheren Luftmoleküle.

Einen guten Überblick über die Verhältnisse ergeben auch die freien Weglängen der Wassermoleküle, wenn man die Luft als eliminiert denkt. Bei $+20^{\circ}$ und, wie immer hier angenommen, 100 % Feuchtigkeit beträgt die freie Weglänge $1{,}3 \times 10^{-3}$ cm, bei $-20^{\circ} = 2{,}5 \times 10^{-2}$ cm, bei $-40^{\circ} = 1{,}9 \times 10^{-1}$ cm und bei $-60^{\circ} = 2$ cm.

Um einwandfrei messen zu können, muss die freie Weglänge klein gegenüber den Dimensionen des Messinstrumentes sein. Wir ersehen daraus, dass mit den aktuellen Messinstrumenten angenäherte Feuchtigkeiten nur knapp bis auf -20° gemessen werden können.

Von den bestehenden Instrumenten mögen einige in bezug auf die Trägheit viel besser sein als andere; aber es handelt sich immer nur um einen konstanten Verbesserungsfaktor, der die exponentielle Zunahme der Trägheit mit abnehmender Temperatur nicht zu kompensieren vermag.

Um diese prinzipielle Schwierigkeit zu lösen, bleibt nur die Möglichkeit, eine molekulare Messmethode zu finden.