

Sektion für Geophysik, Meteorologie und Astronomie

Autor(en): [s.n.]

Objektyp: **AssociationNews**

Zeitschrift: **Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden
Gesellschaft. Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Actes
de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Partie
scientifique et administrative = Atti della Società Elvetica di
Scienze Naturali**

Band (Jahr): **142 (1962)**

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

3. Sektion für Geophysik, Meteorologie und Astronomie
 Sitzung der Schweizerischen Gesellschaft für Geophysik,
 Meteorologie und Astronomie

Samstag, den 8. September 1962

Präsident: Dr. TH. ZINGG (Davos-Platz)

Sekretär: W. KUHN (Zürich)

1. W. MÖRIKOFER (Davos). – *Zur Klimatologie der Zirkumglobalstrahlung, gemessen mit Kugelpyranometer.*

Neben dem verständlichen Wunsch der meteorologischen Strahlungsforschung, durch differenzierende Meßmethoden die zeitlichen, örtlichen und spektralen Einzelheiten der Strahlungsströme in der Atmosphäre und am Erdboden zu analysieren, tritt auch stets wieder das Bedürfnis nach der Erfassung der Gesamtwirkungen in Erscheinung. Durch einfache und nicht zu kostspielige integrierende Instrumente läßt sich in einem ganzen Netz von Strahlungsstationen die räumliche Verteilung des Strahlungsgenusses bestimmen. Diesem Zwecke dient das Kugelpyranometer, dessen Prinzip, die Strahlung durch die verdunstete Alkoholmenge zu messen, von P. Bellani stammt. In seiner ursprünglichen Ausführung (1) war es geeignet, die Tagessumme der von Sonne, Himmel und Bodenreflex auf einen frei exponierten Körper (freistehende Pflanze, Baum, Gebäude, Mensch im Freien) auffallenden Strahlung von Sonnenstrahlungsqualität, die sogenannte Zirkumglobalstrahlung, mit einem mittleren Fehler von $\pm 10\%$ zu messen. Durch systematische Versuche gelang es dann am Observatorium Davos, die Genauigkeit des Instruments so zu erhöhen, daß der Fehler nur noch $\pm 3\%$ beträgt (2). Dieses Instrument dient vor allem den Forschungen der Bioklimatologie, der Agrar- und Forstmeteorologie, daneben aber auch der Strahlungsklimatologie.

Mittlere Tagessummen der ZGS in Davos

8jährige Mittel 1953–1960 in cal/cm²d

	M	SD 100 %	SD 0 %
Januar	116	180	50
Februar	158	210	76
März	205	268	105
April	223	308	129
Mai	226	320	91
Juni	193	320	87
Juli	197	302	68
August	184	280	58
September	175	245	55
Oktober	146	200	48
November	116	160	47
Dezember	97	150	42

Einige Beispiele, zum Teil von Davos, zum Teil von anderen Stationen, lassen die Bedeutung der Zirkumglobalstrahlung (ZGS) erkennen. Dabei bedeutet: M = Mittel aller Tage, SD 100 % = Mittel der wolkenlosen Tage, SD 0 % = Mittel der sonnenlosen Tage.

Bedenkt man, daß die ZGS die Resultante von drei Komponenten mit ganz verschiedenartigem Jahresverlauf darstellt, so erklären sich die Abweichungen von einem zum Sommersolstitium symmetrischen Verlaufe leicht. Die Sonnenscheindauer ist im Herbst dank geringerer Bewölkung bedeutend größer als im Frühling bei gleichem Sonnenstand. Die Bodenreflexion ist in Davos vom November bis zum April dank der Schneedecke sehr viel größer (Albedo ca. 60 %) als im Sommerhalbjahr (Albedo ca. 10 %). Infolgedessen sind die Werte der ZGS während der Dauer der Schneedecke durchwegs höher als ohne diese. Durch diese Einflüsse erklären sich die großen Variationen der ZGS im Jahresverlauf und bei verschiedenen Witterungsbedingungen. Noch größere Schwankungen treten nach der folgenden Tabelle beim Vergleich verschiedener Stationen auf.

Mittlere Tagessummen der ZGS

Mittel aller Tage in cal/cm²d

	Basel	Locarno	Davos	Weißfluh- joch	Bergen (Norwegen)
Januar	64	108	116	202	17
Februar	97	121	158	270	68
März	142	167	205	339	112
April	170	210	233	368	158
Mai	209	222	226	348	183
Juni	211	216	193	282	180
Juli	210	239	197	249	177
August	194	209	184	216	150
September	167	195	175	227	97
Oktober	114	171	146	236	48
November	60	118	116	209	22
Dezember	48	96	97	175	7

Auch in dieser Tabelle erklären sich die örtlichen und jahreszeitlichen Unterschiede zwanglos durch die Variationen von Tages- und Sonnenscheindauer, Bewölkung und Bodenbedeckung.

Es ist hie und da versucht worden, eine Beziehung der ZGS zu finden, einerseits zur Sonnenscheindauer, andererseits zur Globalstrahlung von Sonne und Himmel auf Horizontalfläche. Dabei übersieht man, daß eine eindeutige und konstante Beziehung gar nicht zu erwarten ist. Neben der direkten Sonnenstrahlung sind ja auch die diffuse Himmelsstrahlung und die Bodenreflexstrahlung maßgebend für die Größe der ZGS. Ähnlich verspricht ein Vergleich mit der Globalstrahlung auf Horizontalfläche nur

dort Erfolg, wo der Bodenreflex immer klein bleibt und die Sonnenbahn stets in der Nähe des Zenits liegt. In höheren Breiten geht die Sonnenstrahlung auf eine horizontale Fläche nur mit ihrer Vertikalkomponente ein, auf eine Kugelfläche dagegen mit ihrer vollen Stärke.

Ein orientierender Versuch, den Anteil der drei Komponenten der ZGS wenigstens für wolkenlose Tage zu analysieren, führt zu dem Ergebnis, daß im Jahresdurchschnitt im Klima von Davos die direkte Sonnenstrahlung 60%, die diffuse Himmelsstrahlung 22% und die Reflexstrahlung 18% der gesamten ZGS ausmacht. Im Jahresverlauf verteilen sich diese Prozentanteile jedoch sehr ungleich, indem im Winter die reflektierte Strahlung auf nahezu 40% der Gesamtsumme ansteigt, während der Anteil der direkten Sonnenstrahlung im Sommer sein Maximum erreicht.

Literatur

1. *Mörikofer W.*: Erfahrungen mit einem einfachen Strahlungsintegrationsinstrument (Destillationsaktinometer Bellani). Verh. SNG, Chur 1938, S. 133.
2. *Courvoisier P., Wierzejewski H.*: Das Kugelpyranometer Bellani. Archiv Met. Geoph. Biokl., Ser. B 5, 413 (1954).

2. M. BIDER (Basel). – Messungen der Zirkumglobalstrahlung in Basel (1954–1961).

Die acht Jahre (1954–1961) umfassenden Messungen der Zirkumglobalstrahlung (ZGS) mit Bellani-Kugelpyranometer haben die folgenden Monatsmittel (in cal/Tag IPS) ergeben; ihnen sind die auf die Periode 1931–1960 reduzierten Monatsmittel sowie die mittleren Monatsextremwerte beigegefügt.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1954–1961	64	97	142	170	209	211	210	194	167	114	60	48	140
1931–1960	63	86	137	173	203	219	224	202	159	106	58	46	140
Mittl. Minimum	8	21	31	24	44	53	64	63	34	18	10	6	
Mittl. Maximum	167	184	239	279	310	305	297	291	259	209	155	135	

Einen tieferen Einblick in die Verhältnisse gestattet die Untersuchung der Häufigkeit von Tageswerten nach bestimmten Stufen der ZGS; in der folgenden Tabelle ist eine Zusammenfassung in Stufen von je 30 cal/Tag gegeben, wobei die Häufigkeit in Prozenten aller Fälle angegeben ist.

bis	0	31	61	91	121	151	181	211	241	271	301
	30	60	90	120	150	180	210	240	270	300	
Nov., Dez., Jan.	38,7	23,1	14,4	10,8	9,5	2,5	0,9				
Mai, Juni, Juli	0,7	1,4	5,2	7,6	7,5	10,4	11,5	14,1	11,7	21,5	8,5
Jahr	12,6	11,3	9,8	9,7	11,0	9,4	11,0	8,6	7,7	7,4	2,3

Bekanntlich ist die Korrelation der ZGS mit der Sonnenscheindauer sehr eng; für die Monatsmittel der beiden Größen ergeben sich Korrelationskoeffizienten für die einzelnen Monate zwischen 0,70 und 0,98, im Mittel 0,89, so daß die monatliche Sonnenscheindauer zur Reduktion auf eine andere Beobachtungsperiode benützt werden kann. Meist wird die Beziehung der Tageswerte der relativen Sonnenscheindauer (in Prozenten der möglichen) zu denjenigen der relativen ZGS (in Prozenten der Werte an Strahlungstagen) verglichen, wobei sich jahreszeitliche Unterschiede ergeben; die Basler Ergebnisse bestätigen die für Locarno-Monti (1) gefundenen Beziehungen. Ein Vergleich mit den einjährigen Registrierungen der Globalstrahlung ergibt an sonnenlosen Tagen eine von der Jahreszeit unabhängige lineare Regression, wobei die ZGS ungefähr die Hälfte der Kalorienwerte der Globalstrahlung erreicht. Bekanntlich ist der Einfluß einer Schneedecke auf die ZGS sehr groß. Wenn man die relative ZGS in Abhängigkeit von der relativen Sonnenscheindauer an Tagen mit und ohne Schnee untersucht, erhält man die folgenden Werte:

	0	5	20	40	60	80	95 %	relative Sonnenscheindauer
Tage mit Schneedecke	30	44	57	74	83	96	105	
Tage ohne Schneedecke	11	22	36	52	69	80	95	
Quotient	2,7	2,0	1,6	1,4	1,2	1,2	1,1	

Der Quotient der relativen ZGS an Tagen mit Schneedecke zu denjenigen an Tagen ohne Schneedecke nimmt mit zunehmender relativer Sonnenscheindauer stark ab; der Einfluß einer Schneedecke ist also an trübigen Tagen relativ viel größer als an sonnigen Tagen (2). Eine ausführlichere Darstellung ist an anderer Stelle vorgesehen.

Literatur

1. *Thams J.C., Wierzejewski H.*: Messungen der Zirkumglobalstrahlung am Alpensüdfuß. *Archiv Met. Geoph. Biokl.*, Bd. 9, 185–198 (1958).
2. *Angström A.*: Der Einfluß der Bodenoberfläche auf das Lichtklima. *Gerlandsbeiträge*, Bd. 34 (Köppenband III), 123–130 (1931).

3. HUGO WIERZEJEWSKI (Davos). — *Ein neues integrierendes Meßinstrument für Sonnen- und Himmelsstrahlung mit ebener Empfangsfläche.*

Seit etwa 10 Jahren wird am Observatorium Davos ein integrierendes Strahlungsmeßinstrument mit kugelförmiger Empfangsfläche für die Strahlung hergestellt, das Kugelpyranometer Bellani (PBK). Dieses Instrument zeichnet sich einerseits durch die Einfachheit seiner Bedienung aus, andererseits zugleich aber auch durch eine erstaunliche Genauigkeit. Es sind bis heute etwa 700 dieser Instrumente in die ganze Welt hinausgegangen und haben sich gut bewährt, so daß der Wunsch entstand, auch über ein entsprechendes Meßgerät mit horizontaler, statt kugelförmiger Empfangsfläche für die Strahlung verfügen zu können.

Bei der Entwicklung eines Horizontalflächenpyranometers vom Typ Bellani (PBH) ergeben sich allerdings noch schwieriger zu lösende technologische Probleme als beim PBK. Trotzdem wurde diese Aufgabe am Observatorium Davos vor einigen Jahren in Angriff genommen, weil die bei der Entwicklung des PBK gesammelten Erfahrungen es erhoffen ließen, daß es möglich sein würde, auch die der Herstellung eines zuverlässig arbeitenden PBH entgegenstehenden fabrikatorischen Schwierigkeiten zu überwinden. Inzwischen sind diese Entwicklungsarbeiten genügend weit vorangeschritten, so daß es berechtigt erscheint, über den Stand dieser Arbeiten zu berichten.

Bevor auf die speziellen Probleme eingegangen wird, die sich bei der Konstruktion eines PBH ergeben, soll zunächst die physikalische Wirkungsweise der Strahlungsmeßinstrumente vom Typ Bellani (PB) in Erinnerung gerufen werden. Diese Instrumente unterscheiden sich von den übrigen kalorischen Meßinstrumenten durch ihr Meßprinzip. Der physikalische Effekt, der zur Messung der Strahlung ausgenutzt wird, ist bei einem PB die Phasenumwandlung eines Stoffes, nämlich die Verdampfung einer Flüssigkeit (Alkohol), die sich in einem Empfängerkörper befindet, der durch die Strahlung erwärmt wird. Der erzeugte Dampf wird nachfolgend in einem graduierten Meßrohr kondensiert, so daß das kondensierte Flüssigkeitsvolumen gemessen werden kann. Es stellt ein Maß für die auf den Empfängerkörper aufgefallene Strahlungssumme dar. Man hat also in den Pyranometern vom Typ Bellani nicht nur äußerst einfach zu bedienende, sondern zugleich auch automatisch integrierende Meßgeräte, mit denen ohne umständliche Auswertarbeiten direkt Tagessummen der Strahlung gemessen werden können.

Betrachtet man nun die physikalischen Vorgänge in einem PB genauer, so ergibt sich folgendes Bild: Die auf die Empfängerfläche (Kugel­fläche beim PBK, Horizontalfläche beim PBH) auffallende Strahlung wird entsprechend dem Absorptionsvermögen der Fläche absorbiert und erwärmt dadurch den Empfängerkörper. Die diesem auf diese Weise zugeführte Wärmeenergie E kann auf verschiedenen Wegen an die Umgebung abfließen. Der Hauptanteil E_R wird durch Verdampfung des Alkohols in latente Verdampfungswärme umgewandelt. Diese wird durch den

gebildeten Dampf ins Meßrohr übergeführt und dort bei der Kondensation des Dampfes an der Rohrwandung als Kondensationswärme wieder frei. Diese fließt durch Wärmeleitung durch die Rohrwandung hindurch und wird schließlich von deren äußerer Oberfläche durch Konvektion und langwellige Strahlung an die Umgebung abgegeben. Der Restanteil E_A fließt dagegen vom Empfängerkörper unmittelbar nach der ihn umgebenden Außenhülle des Instrumentes und wird von dieser, ebenfalls durch Konvektion und langwellige Strahlung, an die Umgebung abgegeben.

Wie in einer früheren Veröffentlichung über das PBK (1) gezeigt wurde, besteht zwischen der Bestrahlung B , das heißt der während der Expositionsdauer auf die Empfängerfläche durchschnittlich je Flächeneinheit aufgefundenen Strahlungsenergie, die gemessen werden soll, und dem infolge dieser Bestrahlung überdestillierten Alkoholvolumen $M = A_R \cdot (Y_2 - Y_1)$ die Beziehung:

$$B = \frac{r \cdot A_R}{\alpha \cdot A_E} (1 + R_R / R_A) \cdot (Y_2 - Y_1)$$

Hierin bedeuten A_E und A_R die Flächengrößen der Empfängerfläche und des Rohrquerschnittes, α das effektive Absorptionsvermögen der Empfängerfläche, r die Verdampfungswärme des Alkohols, R_R und R_A die thermischen Widerstände, die dem Abfluß der Wärmeenergie E vom Empfängerkörper an die Umgebung auf den Wegen über das Meßrohr und über die Außenhülle entgegenstehen und schließlich Y_1 und Y_2 die Ablesungen des Alkoholstandes an der Teilung des Meßrohres zu Beginn und nach dem Ende der Exposition. $Y_2 - Y_1$ ist also die Zunahme des Alkoholstandes im Rohr infolge der Bestrahlung B . Um ein brauchbares PB zu erhalten, muß der Eichfaktor K , das heißt der Faktor, mit dem die gemessene Differenz $Y_2 - Y_1$ multipliziert werden muß, um die zu messende Größe B zu erhalten, unveränderlich sein. Von den in diesem Eichfaktor enthaltenen Größen sind A_R und A_E unveränderliche geometrische Größen, α und r sind physikalische Konstanten, von denen allerdings r eine kleine Temperaturabhängigkeit von etwa $0,2\%/^{\circ}\text{C}$ besitzt. Dagegen besitzen R_R und R_A eine gewisse Veränderlichkeit, die vor allem durch die Windabhängigkeit des Wärmeübergangs an den Oberflächen des Rohres und der Außenhülle bedingt ist. Um diese Veränderlichkeit unschädlich zu machen, muß man durch konstruktive Maßnahmen dafür sorgen, daß R_A groß gegenüber R_R und infolgedessen R_R/R_A klein gegenüber 1 wird. Beim PBK gelingt dies durch Metallisierung des Empfängerkörpers und Evakuierung des Zwischenraumes zwischen diesem und der Außenhülle. Beim PBH liegen die Verhältnisse komplizierter, weil der Wärmewiderstand R_A aus mehreren parallel geschalteten Widerständen zusammengesetzt ist und weil außerdem wegen der Bedingung der Er-

fällung des Kosinusgesetzes eine Metallisierung der horizontalen Empfängerfläche nicht zulässig ist. Ein besonders bei der Entwicklung des PBH neu hinzukommendes Problem ergibt sich weiterhin daraus, daß bei diesem Instrumenttyp nicht wie beim PBK die von allen Seiten auffallende Strahlung, sondern nur die auf die horizontale Empfängerfläche auffallende Strahlung gemessen werden soll. Der Hauptanteil der von allen Seiten auf das Instrument auftreffenden Strahlung ist also hier als Störstrahlung zu betrachten. Der Empfängerkörper muß deshalb gegen diese so gut abgeschirmt werden, daß derjenige Bruchteil des durch Absorption der Störstrahlung im Instrument verursachten Wärmestromes, der bis zum Empfängerkörper gelangt, klein gegenüber dem von der horizontalen Empfängerfläche absorbierten Strahlungsenergiestrom ist.

Anhand einer Schnittzeichnung des Instrumentes läßt sich zeigen, durch welche konstruktiven Maßnahmen die erwähnten Forderungen, die an ein PBH gestellt werden müssen, erfüllt werden können.

Literatur

1. Courvoisier P., Wierzejewski H.: Das Kugelpyranometer Bellani. Beiträge zur Strahlungsmeßmethodik V. Archiv Met. Geoph. Biokl. B 5, 413 (1954).

4. PAUL BENER (Davos). — *Über die spektrale Intensität der ultravioletten Global- und Himmelsstrahlung in Davos.*

Eine genauere Kenntnis der spektralen Intensität der ultravioletten Himmels- und Globalstrahlung ist sowohl für die Strahlungsklimatologie und Photobiologie wie auch für das theoretische Verständnis der Lichtstreuung in der Atmosphäre von Interesse. Von wenigen Ausnahmen abgesehen, fehlten jedoch bis in die letzte Zeit *spektrale* Messungen der ultravioletten Strahlung des Himmels unter Berücksichtigung des Cosinusgesetzes. Um diese Lücke auszufüllen, sind in den letzten Jahren am *Physikalisch-Meteorologischen Observatorium Davos* eine große Zahl von Himmels- und Globalspektren aufgenommen worden. Die effektive spektrale Bandbreite betrug bei diesen Messungen im Wellenlängenbereich 295 bis 410 $m\mu$ ungefähr 0,9 bis 2,8 $m\mu$, und die Registrierkurven zeigen eine Anzahl Maxima, Minima und andere Einzelheiten, welche durch das Zusammenwirken von Gruppen stärkerer Fraunhoferlinien sowie durch die Ozonbanden erzeugt werden. Es war für den vorliegenden Zweck nicht notwendig, die Registrierungen nach allen Details auszuwerten. Die Intensitäten wurden daher in Intervallen von 2,5 $m\mu$ den Kurven entnommen und für runde Werte der Sonnenhöhe interpoliert. Für Wellenlängen $\lambda \geq 330 m\mu$ wurden Mittelwerte der Intensität über Intervalle von 10 $m\mu$ gebildet. Die zur selben Wellenlänge und Sonnenhöhe gehö-

renden Einzelwerte der Intensität wurden hierauf in ihrer Abhängigkeit von Trübung, Bodenreflexion, Bewölkung und Schichtdicke des atmosphärischen Ozons untersucht. Ein Einfluß der Trübung läßt sich in unseren Ergebnissen nicht mit Sicherheit erkennen, dagegen liegen die Winterintensitäten infolge der durch die Schneedecke erhöhten Bodenreflexion durchschnittlich 30% höher als die Sommerwerte. Die Ultraviolettintensität der Himmelsstrahlung wird durch dünne Schichtbewölkung in viel geringerem Maße verstärkt, als dies für die Gesamtintensität der Fall ist, dagegen sinkt auch die ultraviolette Himmelsstrahlung bei dichter, tiefer Bewölkung stark ab. Zur Untersuchung des Ozoneinflusses wurden die einzelnen Intensitätswerte in Funktion der am betreffenden Tage am *Lichtklimatischen Observatorium Arosa* gemessenen mittleren Ozonschichtdicke aufgetragen und ausgeglichen. Die über alle bisherigen Ergebnisse gemittelten Werte der ultravioletten Himmels- und Globalstrahlung bei Bewölkungsgraden $\leq 1/10$ lassen sich durch die folgende Formel darstellen:

$$\log I(\lambda, h, x) = \log I(\lambda, h, x_0) - T(\lambda, h)(x - x_0)$$

Es bedeutet $I(\lambda, h, x)$ die spektrale Intensität in $W\text{ cm}^{-2}\text{ m}\mu^{-1}$, λ die Wellenlänge, h die Sonnenhöhe und x die Schichtdicke des atmosphärischen Ozons in cm, ausgedrückt nach der alten Skala (vor 1957). Der Koeffizient $T(\lambda, h)$ ist ein Maß für die Stärke des Ozoneinflusses und hängt vom Absorptionskoeffizienten des atmosphärischen Ozons und von der Sonnenhöhe ab. Werte des Koeffizienten $T(\lambda, h)$ und der Intensität $I(\lambda, h, x_0)$ für eine Bezugsschichtdicke $x = x_0 = 0,250$ cm sind in den Tabellen 1a und 1b für Himmels- und Globalstrahlung sowie für verschiedene Wellenlängen und Sonnenhöhen angegeben.

Die über $10\text{ m}\mu$ gemittelte Intensität der Himmels- und Globalstrahlung variiert zwischen $330\text{ m}\mu$ und $390\text{ m}\mu$ und für Sonnenhöhen über 10° nicht sehr. Die spektrale Verteilung ist hier im wesentlichen durch das extraterrestrische Spektrum bestimmt, welches in diesem Bereiche ein entsprechendes Plateau aufweist. Unterhalb $330\text{ m}\mu$ fällt die spektrale Intensität wegen der hier einsetzenden Ozonabsorption und auch infolge der abnehmenden extraterrestrischen Intensität der Sonnenstrahlung sehr stark ab und erreicht auch bei hohen Sonnenhöhen bei Wellenlängen $\lambda \geq 290\text{ m}\mu$ die kurzwellige Grenze der Meßbarkeit. Die Intensität variiert in diesem Bereich in Funktion der Wellenlänge und Sonnenhöhe um mehrere Größenordnungen. Schwankungen des atmosphärischen Ozons im Betrag von $0,100$ cm, wie sie im Verlaufe eines Jahres vorkommen können, erzeugen zum Beispiel bei $300\text{ m}\mu$ Variationen der Himmelsstrahlungsintensität um den Faktor 3,5 bis 9,8, wie aus den Werten für $T(\lambda, h)$ der Tabelle 1a hervorgeht.

Tabelle 1a

Intensität $I(\lambda, h, x_0)$ der ultravioletten Himmelsstrahlung in $Wcm^{-2}m\mu^{-1}$ für eine Ozonschichtdicke von $x_0 = 0,250$ cm (alte Skala) und Koeffizient $T(\lambda, h)$ in cm^{-1} . Für $\lambda = 340$ bis 410 $m\mu$ kann die Absorption des atmosphärischen Ozons vernachlässigt und $T(\lambda, h) = 0$ gesetzt werden. Diese Werte beziehen sich auf Winterverhältnisse in Davos (1590 m ü. M.) und Bewölkungsgrade $\leq 1/10$.

h		0°	5°	10°	20°	30°	40°	50°
λ ($m\mu$)								
300	I	—	—	—	2,34-9	1,16-8	4,78-8	1,03-7
	T	—	—	—	9,9	8,6	6,2	5,5
310	I	7,29-9	3,18-8	1,11-7	6,81-7	1,93-6	3,21-6	4,60-6
	T	5,3	6,2	8,2	6,2	4,3	2,6	1,9
320	I	9,96-8	6,40-7	2,04-6	6,75-6	1,09-5	1,49-5	1,85-5
	T	1,8	3,2	3,2	1,9	1,6	0,9	0,7
330	I	5,40-7	2,67-6	6,29-6	1,38-5	2,10-5	2,58-5	2,98-5
	T	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	0,1	0,1
340	I	7,74-7	3,40-6	7,24-6	1,45-5	2,10-5	2,57-5	2,85-5
350	I	9,03-7	3,59-6	7,33-6	1,44-5	1,98-5	2,40-5	2,80-5
360	I	9,38-7	3,65-6	7,30-6	1,37-5	1,89-5	2,28-5	2,68-5
370	I	9,14-7	4,25-6	8,43-6	1,48-5	2,01-5	2,35-5	2,62-5
380	I	9,70-7	4,07-6	7,42-6	1,26-5	1,66-5	2,02-5	2,37-5
390	I	5,00-7	3,37-6	7,30-6	1,32-5	1,75-5	2,04-5	2,27-5
400	I	1,40-6	5,70-6	1,03-5	1,67-5	2,16-5	2,51-5	2,80-5
410	I	1,60-6	6,80-6	1,33-5	1,95-5	2,55-5	3,00-5	3,30-5

Tabelle 1b

Entsprechende Werte für die ultraviolette Globalstrahlung

h		15°	20°	25°	30°	40°	50°
λ ($m\mu$)							
300	I	—	2,00	5,90	1,56-8	7,66-8	2,30-7
	T	—	—	12	12	9,4	12
310	I	3,30-7	8,52-7	1,65-6	2,66-6	5,55-6	9,05-6
	T	7,8	6,2	5,1	3,6	3,9	4,8
320	I	4,76-6	8,47-6	1,25-5	1,69-5	2,58-5	3,50-5
	T	2,1	1,8	1,8	0,9	1,4	2,0
330	I	1,20-5	1,86-5	2,59-5	3,27-5	4,67-5	6,12-5
	T	0,3	0,2	0,3	0,1	0,2	0,3
340	I	1,35-5	2,06-5	2,83-5	3,56-5	4,88-5	6,17-5
350	I	1,40-5	2,10-5	2,88-5	3,65-5	5,06-5	6,41-5
360	I	1,41-5	2,18-5	2,98-5	3,76-5	5,02-5	6,39-5
370	I	1,76-5	2,57-5	3,41-5	4,22-5	5,88-5	7,18
380	I	1,85-5	2,52-5	3,13-5	3,70-5	5,02-5	6,60-5

Eine Beschreibung des für unsere Messungen benutzten Spektrometers und der Meßmethode sowie eine eingehendere Diskussion der Ergebnisse ist an anderer Stelle gegeben worden (1).

Literatur

1. Bener P.: Investigation on the spectral intensity of ultraviolet sky and sun + sky radiation under different conditions of cloudless weather at 1590 m a. s. l. Davos, December 1960.

5. EMIL FLACH (Davos). — *Zur Klimatologie der Abkühlungsgröße in der Schweiz.*

Ausgehend von der Tatsache, daß bei klimatologischen und speziell bioklimatologischen Problemstellungen, insbesondere thermischer Natur, der Verfolg nicht nur von Wettereinzelementen, sondern auch von Elementekombinationen erforderlich ist, führte schon seit mehreren Jahrzehnten zu den verschiedenartigsten experimentellen Versuchen in dieser Hinsicht.

Einer dieser Wege hat sich als sehr fruchtbar erwiesen, der vor rund 35 Jahren von R. Thilenius und C. Dorno in Davos beschritten worden ist und der meßtechnischen Erfassung der «Abkühlungsgröße» (= AG) mit dem «Davoser Frigorimeter» dient. Der Testkörper dieses Frigorimeters besteht aus einer massiven Kupferkugel mit einer mittleren Oberflächentemperatur von 36,5°C, die im Meßvorgang durch eine elektrische Heizvorrichtung konstantgehalten wird. Die jeweils für die Aufrechterhaltung der Oberflächentemperatur erforderliche Heizenergie gibt dabei ein Maß für die Größe des Wärmeentzugs, der durch die Einwirkung der meteorologischen Faktoren auf die Kugeloberfläche in der Regel gegeben ist (1). Dieser Wärmeentzug, ausgedrückt in Millikalorien pro Quadratmeter und Sekunde, wird als *Abkühlungsgröße* bezeichnet.

An der Komplexwirkung auf den Testkörper sind vorzugsweise die Lufttemperatur, die Luftbewegung (Windstärke), die kurzwellige Wärmestrahlung von Sonne, Himmel und reflektierendem Erdboden wie auch der langwellige Strahlungsaustausch des Testkörpers mit der Umgebung beteiligt. Unmittelbare Daten, zum Beispiel für wärmephysiologische Sondierungen, vermag das Davoser Frigorimeter nicht zu liefern, doch bieten seine Angaben weitgehende Hinweise auf die Größe des Wärmeanspruchs an den Organismus, wie er unter den verschiedensten Wetter- und Klimasituationen zutage treten kann. Das Meßgerät arbeitet in seiner heute gegebenen Konstruktionsweise auch unter extremen Klimabedingungen einwandfrei. Es hat eine weite Verbreitung in vielen Ländern der Erde zwischen tropischen und arktischen Breiten (3).

Im Bereich der Schweiz waren im Laufe der letzten 30 Jahre rund 18 Abkühlungsgrößen-Meßstationen in Betrieb, die wertvolle Ergebnisse und interessante Perspektiven für die bioklimatologische und speziell kurortklimatologische Erschließung der verschiedenartigen schweizerischen Landschaften erbrachten (2). Die längsten Beobachtungsreihen besitzen Davos, Basel, Baden bei Zürich, Zürich und Locarno-Monti.

Besonderes Interesse beansprucht im Bereich der Schweiz die Höhenabhängigkeit der Abkühlungsgröße, wie sie in den charakteristischen Jahreszeiten des Winters und Sommers hervortritt. In dieser Hinsicht weist die Statistik nach, daß die hochalpinen Tal- bzw. Hanglagen besonders im Winter weit weniger großen Abkühlungsreizen ausgesetzt sind als beispielsweise die Niederungsgebiete der Alpennordseite (vgl. Tabelle). Diesen Landschaften gegenüber sind die unteren Höhenbereiche südlich

des Alpenkamms (Tessin, Wallis) gerade im Winter erheblich begünstigt. Dies erklärt sich z. T. aus der Höhenverteilung der Sonnenscheindauer zu dieser Jahreszeit.

Die winterliche Höhenverteilung der Sonnenscheindauer bekundet nämlich, daß nord- und südwärts des Alpenkamms in den Höhenbereichen zwischen 400 und 800 m die niedrigsten Summen der Sonnenscheindauer gefunden werden; in dieser Schicht wird auch die größte Frequenz von Hochnebel beobachtet. Oberhalb 800 m nimmt die Sonnenscheindauer rasch zu und erreicht in Höhenlagen von 1600 m (mit rund 100 Stunden pro Wintermonat) das Doppelte der Werte in 600 m (mit 50 Stunden). In den südschweizerischen Landschaften (Tessin und Wallis) besitzt die Sonnenscheindauer um diese Zeit auch in den unteren Höhenbereichen verhältnismäßig hohe Werte (110–120 Stunden pro Wintermonat), so daß die Höhenzunahme derselben bis auf 135 Stunden in 1600 m nicht mehr stark in Erscheinung tritt. Diese Tatsachen üben auf das Verhalten der Abkühlungsgröße einen nicht unbedeutenden Einfluß aus, indem günstige Einstrahlungsbedingungen zwangsläufig auch niedrigere AG-Werte zur Folge haben müssen.

Dem Studium der strukturellen Beschaffenheit der Abkühlungsgröße dienlich sind Vergleiche zeitlicher Abläufe langjähriger Mittelwerte dieses thermischen Komplexelements, dies vor allem, wenn gegensätzliche Landschaften betrachtet werden. So ergeben Vergleiche von Abkühlungsgrößen-Differenzen zwischen Basel und Davos in ihrer Bezugnahme auf die entsprechenden Unterschiede der Lufttemperatur, Wärmestrahlung und Luftbewegung, daß die letztere ein stark dirigierendes Moment bei der frigorimetrischen Erfassung der Abkühlungsgröße darstellt. Demgegenüber sind die übrigen Elemente mehr sekundär an der AG-Struktur beteiligt.

An dem Verhalten der Windstärke in Niederung und Hochgebirge ist bemerkenswert, daß hierbei im Jahresverlauf ausgeprägte Gegensätze existieren. So besitzt im Bereich der nördlich des Alpenkamms gelegenen Niederungen der Grad der Luftversetzung sein Jahresmaximum im Winter, während in den alpinen Hochtälern dieses im Sommer beobachtet wird. Entsprechend angeordnet sind die jährlichen Minima (in Davos im Winter, in Basel im Hoch- bzw. Spätsommer). Diese Umstände bedingen die geringe Jahresamplitude der AG in den alpinen Hochtälern (Davos) und die demgegenüber weit mehr auseinander liegenden Jahresextreme in den Niederungen (Basel).

Die beigefügte Übersicht über die Monats- und Jahresmittelwerte der mit dem Davoser Frigorimeter gemessenen Abkühlungsgrößen unterstreicht die Bedeutung dieser klimatologischen Komplexgröße für die bioklimatologische Diagnostik des Niederungs- und Höhenklimas der Schweiz, dies sowohl nach örtlichen als auch nach zeitlichen Gesichtspunkten.

*Monats- und Jahresmittelwerte der mit dem Davoser Frigorimeter gemessenen Abkühlungsgröße (AG)
in mcal/cm²·sec (Schweiz)*

Ort	Basel	Baden	Zürich	Bad Ragaz	Wiesen	Lenzerheide	Davos	Montreux	Montana	Locarno-Monti
m ü. M.	317	386	493	518	1460	1476	1560	375	453	380
Zahl der Jahre	25	10	12	5	3	3	30	3	2	9
I	22,4	17,1	24,6	20,4	14,2	20,4	15,8	12,8	19,2	16,1
II	20,3	15,6	23,0	18,8	12,5	19,4	16,1	13,8	15,7	15,8
III	16,7	13,3	19,4	18,6	11,8	17,1	14,2	13,0	16,0	14,5
IV	13,7	11,2	17,3	16,5	11,2	16,8	13,3	7,6	15,3	12,0
V	10,1	8,6	14,4	13,9	9,6	15,5	11,8	7,7	11,9	11,0
VI	8,2	6,6	11,1	10,5	9,0	11,2	10,1	3,7	8,8	8,3
VII	7,9	6,1	10,6	9,7	7,8	12,5	9,3	4,4	8,8	7,0
VIII	8,1	6,2	10,2	10,0	8,4	12,5	8,9	3,9	8,7	7,8
IX	10,0	8,0	12,1	11,3	8,6	13,3	10,0	7,2	9,8	9,8
X	13,6	10,8	16,4	14,1	10,7	15,8	12,1	8,6	12,7	12,0
XI	18,2	13,9	20,4	18,1	11,6	17,9	14,3	13,3	12,9	14,1
XII	21,2	16,5	23,2	19,1	13,2	18,8	15,3	14,0	14,9	15,8
Jahr	14,2	11,1	16,9	15,1	10,7	15,9	12,6	9,2	12,9	12,0
Amplitude	14,5	11,0	14,4	10,7	6,4	9,2	7,2	10,1	10,5	9,1

Literatur

1. *Wierzejewski H.*: Theoretisches und Konstruktives zur Messung der Abkühlungsgröße. *Archiv Met. Geoph. Biokl. B* 2, 65 (1950).
2. *Mörikofer W.*: Zur Klimatologie der Abkühlungsgröße. *Acta Davosiana* 1, 3 (1933).
3. *Flach E., Mörikofer W.*: Comprehensive climatology of cooling power as measured with the Davos Frigorimeter. Part I: General results of the climatology of cooling power. Davos, August 1962. 71 S.

6. R. LIST, A. AUFDERMAUR (Davos), H. OESCHGER (Bern), G. GENSLER (Kloten). — *Zum Eisfall von Muri vom 3. Juli 1961*¹.

7. M. DE QUERVAIN (Weißfluhjoch-Davos). — *Zu Schneenumwandlung und Massenaustausch an der Oberfläche des grönländischen Inlandeises*.

Der Massenumsatz und die Massenbilanz des grönländischen Inlandeises basieren auf dem Zuwachs (Niederschlag, Kondensation) der Ablation (Verdunstung, Abschmelzen unter Abfluß, Eisausstoß). Bei der Messung des Zuwachses wird gewöhnlich nicht auf eine Niederschlagsmessung abgestellt, sondern auf die Wasserwertmessung bereits abgelagerter Schichten. Damit besteht die Möglichkeit, effektive Zuwachswerte (unter Einbezug des Dampfaustausches mit der Oberfläche) auch weit zurückliegender Epochen festzustellen, sofern die Datierung der Schichten gelingt. Das einfachste Verfahren zur Datierung besteht im Abzählen der Jahresschichten auf Grund von Periodizitäten struktureller Art (Dichte, Härte, Korngröße usw.), die mit den saisonmäßigen Klimaschwankungen verknüpft sind. Solche Periodizitäten sind an ausgeschnittenen Firnproben an der veränderlichen Transparenz direkt erkennbar, wobei die sommerlichen Ablagerungen als hellere Streifen erscheinen. In einzelnen Fällen — und dies besonders mit zunehmender Tiefe — ist die Identifizierung von Jahresschichten schwierig wegen scheinbarer Abnormitäten oder wegen schwacher Differenzierung.

Anlässlich der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition 1959/60 (EGIG. Technische Organisation: Expéditions polaires françaises) wurden an der Station Jarl-Joset (Position ca. 71° 20' N — 33° 30' W, Höhe 2870 m) während des Monats Juli 1959 über die Bildung der sogenannten Sommerfacies direkte Beobachtungen angestellt. Gleichzeitig wurde dreimal täglich der Dampfaustausch mit der Atmosphäre gemessen. Der betreffende Monat war sehr wind- und niederschlagsarm, so daß die Verhältnisse an ein und derselben oberflächlichen Schneesicht über längere Zeit verfolgt werden konnten.

Die Firnumwandlung, auf der die Bildung der Sommerfacies beruht, entspricht grundsätzlich der aufbauenden Metamorphose der alpinen Schneedecke und wird gesteuert durch die Temperaturverhältnisse. In

¹ Erscheint a. a. O.

einem idealisierten Schneekörper (Modell mit einem röhrenförmigen Porensystem parallel zu einem Temperaturgradienten) beträgt der Diffusionsstrom des Wasserdampfes (1)

$$m = -\frac{nD \cdot p_0}{RT} \left[f'(T) - \frac{1}{T} \right] \cdot \exp. [f(T)] \cdot \text{grad } T \quad \text{g/cm}^2\text{s}$$

mit n Porosität des Modells
 D Diffusionskonstante
 R Gaskonstante für Wasserdampf
 T Abs. Temperatur
 $p_0 \exp. [f(T)] = p_s$ Dampfdruck
 $f(T)$ empirische Temperaturfunktion
 $f'(T)$ Ableitung nach der Temperatur

Für eine gegebene Stelle im Schnee hängt also der für die Umwandlung verfügbare Dampfstrom von der Temperatur und von deren Gradienten ab. Unter Berücksichtigung gewisser Abweichungen der realen Schneedruckstruktur gegenüber der Modellstruktur berechnet man für den erforderlichen Temperaturgradienten zur völligen Umsetzung eines 1 mm dicken Schneeplättchens bei -10° in 30 Tagen einen Wert von zirka $0,8^\circ/\text{cm}$. Solche Gradienten sind im zentralen Grönlandfirn in größeren Tiefen als 50 cm nicht anzutreffen. Daß sie oberflächlich an der Tagesordnung sind, wird anhand der Messungen gezeigt.

Die Beobachtungen bestanden einerseits in der täglich drei- bis viermaligen Messung der Temperaturen im Bereich der obersten 30 cm mittels Thermoelementen und andererseits in der Strukturanalyse dieser Schichten an Hand von Dünnschnitten an Proben, die mit Phthalsäureester konserviert nach der Schweiz zurückgebracht worden waren.

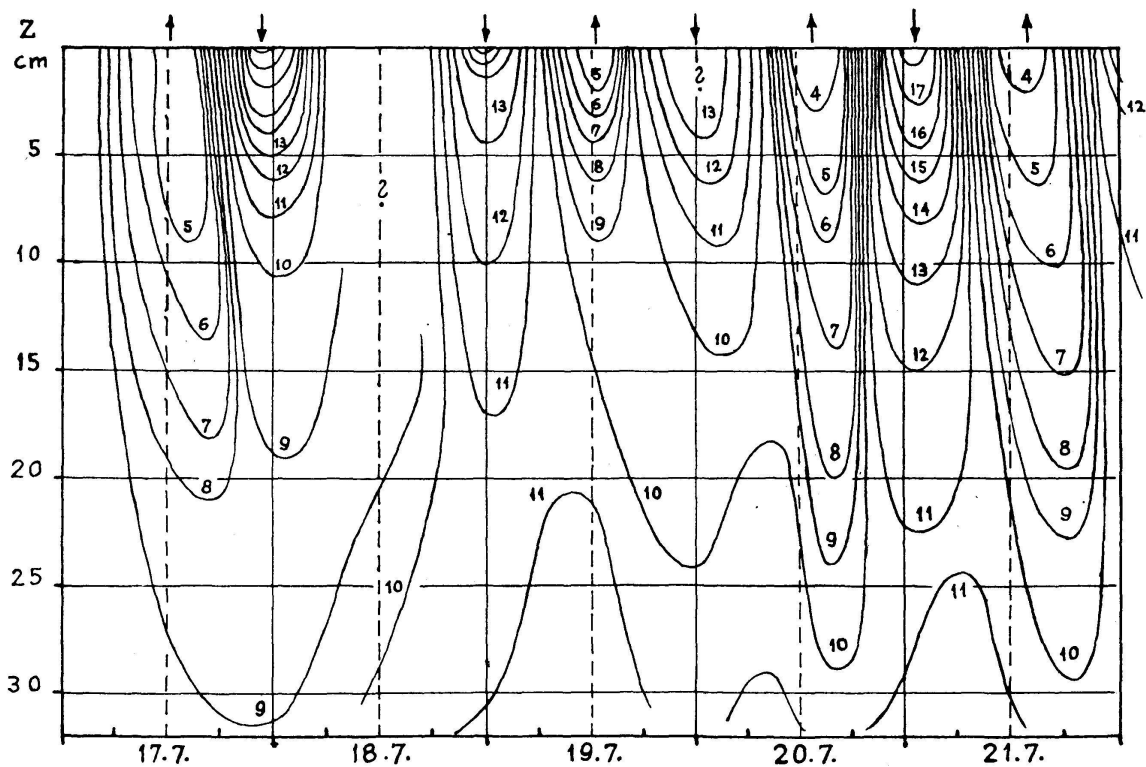
Die Resultate, von denen hier nur ein Beispiel wiedergegeben werden kann, zeigen, daß trotz der permanenten Besonnung (Mitternachtssonne!) Tagesschwankungen der Oberflächentemperaturen im Bereich von 0 bis -20° vorkommen. Sie bringen Gradienten bis $\pm 1^\circ/\text{cm}$ (im obersten cm vermutlich noch höher). Die Schwankungen reichen aber mit einer Amplitude von zirka $\pm 1^\circ$ nur 20–25 cm tief (siehe Figur). Beteiligt an der Bildung der Sommerfacies sind oberflächliche Reifbildungen bzw. reifartige Umwandlungen von Neuschneesparten, aber auch Schmelzzonen. Dabei entsteht eine Wechsellagerung von lockeren, grobkörnigen, teilweise schwimmschneeartigen Schichten und dünnen Schmelzhorizonten. Wenn zwischenhinein stärkere Schneefälle oder Treibschneeansammlungen auftreten, entstehen Schichten, die sich unter Umständen nicht stark von den allgemein feinkörnig und monoton erscheinenden Winterschichten unterscheiden. Dies dürfte zu den erwähnten Schwierigkeiten in der richtigen Datierung führen.

Der Dampfaustausch zwischen Oberfläche und Atmosphäre, der mittels Wägung schneegefüllter, in die Firnoberfläche eingelassener Plexiglasschalen gemessen wurde, ist gering und von untergeordneter Bedeutung für das Massenbilanzproblem.

In der Periode vom 29.6.59 bis 30.7.59 (32 Tage, abzüglich eine Serie von 5 Tagen mit Schneetrieb) betrug der gesamte oberflächliche Stoffaustausch:

Niederschlag	ca. +2,4 mm H ₂ O
Erosion	ca. -0,4 mm H ₂ O
<hr/>	
Feststoffaustausch	ca. +2,0 mm H ₂ O
<hr/>	
Verdunstung	-4,5 mm H ₂ O
Kondensation	+0,2 mm H ₂ O
<hr/>	
Dampfaustausch	-4,3 mm H ₂ O
<hr/>	
Totale Stoffbilanz	-2,3 mm H ₂ O

Die Stundenwerte der Verdunstung lagen um die Mittagszeit bei $25 \cdot 10^{-3}$ mm/h (Maximum $43 \cdot 10^{-3}$ mm/h). Demgegenüber hat der Diffusionsstrom im Innern der Schneedecke eine berechnete Größenordnung von 10^{-3} mm/h.



Zeitlicher Isothermenverlauf an der Firnoberfläche 17. bis 21.7.1959,
 Inlandeisstation Jarl-Joset, Grönland
 (Kurvenparameter: neg. Temperatur °C.
 Pfeile am oberen Rand: Richtung von Grad T)

Verdunstungs- und Kondensationsbeträge lassen sich nicht scharf gegeneinander abgrenzen, da die Meßtermine nicht auf den Zeitpunkt des Vorzeichenwechsels des Dampfaustausches abgestimmt werden konnten. Wahrscheinlich sind daher die Absolutbeträge beider Prozesse zu niedrig, wogegen die Bilanz zutreffen sollte.

Die mittlere Tagesbilanz des Dampfaustausches von 0,13 mm/Tag für den Juli in Grönland ist von ähnlicher Größenordnung wie die in den Alpen im Januar gefundenen Werte von zirka 0,2 mm/Tag (2). Die Frühlingswerte der Alpen sind mit zirka $-0,8$ mm/Tag natürlich wesentlich höher. Eine Abschätzung der gesamten jährlichen Dampfbilanz der Station Jarl-Joset auf Grund der Messungen in einem einzigen, vermutlich ausnehmend schönen Monat ist sehr gewagt. Die Größenordnung dürfte aber bei zirka -10 mm/Jahr liegen.

Das Beobachtungsmaterial wird in extenso mit anderen Ergebnissen veröffentlicht (3).

Literatur

1. *de Quervain M.*: Zur Bedeutung der Diffusion bei der Metamorphose des Schnees. Archiv Met. Biokl. (Mörikofer-Festband).
2. *de Quervain M.*: Zur Verdunstung der Schneedecke. Archiv Met. Biokl., Serie B III, 1951 (S. 48–64).
3. Meddelelser om Groenland (in Vorbereitung).

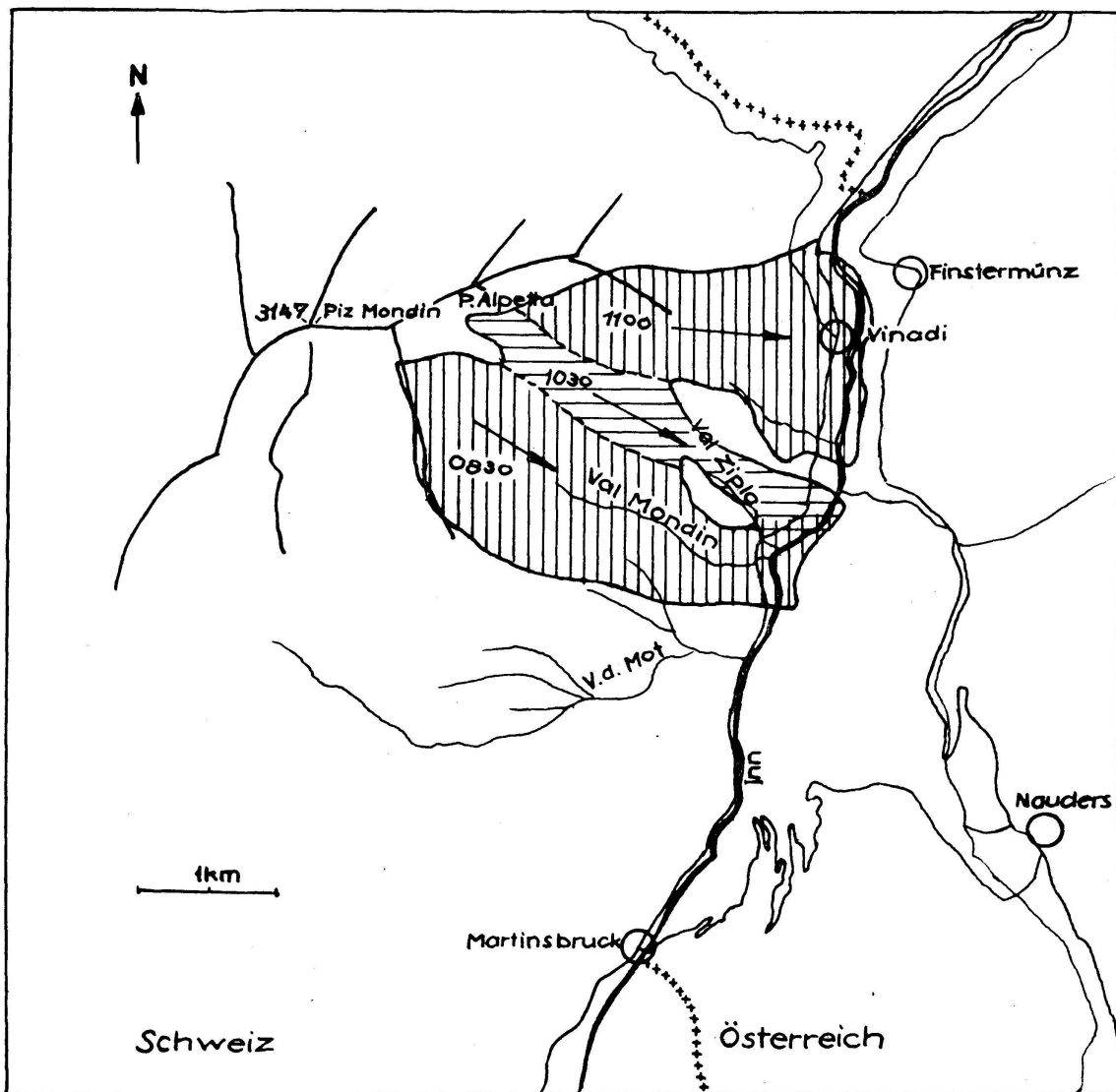
8. M. DE QUERVAIN, H.R. IN DER GAND (Weißfluhjoch-Davos). — *Die Schadenlawine vom 18. Februar 1962 von Vinadi (Gemeinde Tschlin, Unterengadin).*

In etwa 20 km Entfernung vom Tagungsort Schuls, im untersten Abschnitt des Engadins, ereigneten sich am 18. Februar 1962 Lawinen-niedergänge, die zu den größten in der Schweiz bekannten Lawinenschäden an einem Waldgebiet führten. Figur 1 gibt Aufschluß über die örtliche Situation.

Aus den Augenzeugenberichten läßt sich der Hergang der Ereignisse folgendermaßen ableiten:

Um 8.30 Uhr löste sich am Piz Mondin (3147 m) in etwa 2800 m Höhe eine Schneebrettlawine und ergoß sich durch das Val Mondin, eine steile, senkrecht zum Innlauf stehende Rinne, die als Lawinenzug bekannt ist, ins Haupttal. An Breite übertraf jedoch dieser Niedergang alle bisherigen, so daß der Wald beidseits des Wassergerinnes bis zu den begrenzenden Felsköpfen umgelegt wurde. Die im 2 km entfernten Vinadi stationierten Grenzwächter stellten das Ereignis fest und begaben sich an Ort und Stelle, um allfällige Passanten zurückzuholen und das Ausmaß der Lawinenwirkung festzustellen. Glücklicherweise kehrten sie sofort wieder an ihren Ausgangspunkt zurück, denn bereits um 10.30 Uhr stürzte durch die als Val Zipla bezeichnete nördlich anschließende Rinne eine

zweite Lawine von ähnlichen Dimensionen und Wirkungen. Ihr Ablageungskegel überschneidet teilweise denjenigen der Mondin-Lawine. Auch das Anrißgebiet am Piz Alpetta (2976 m) schließt sich unmittelbar an das der erstgenannten Lawine an. Nach einer weiteren halben Stunde, um 11.05 Uhr, entlud sich die restliche SE-Flanke des Piz Alpetta. Die Schneemassen durchstießen den in zirka 1800 m Höhe liegenden Felsgürtel durch das Val Fontana und durch weitere nördlich davon gelegene Couloirs und wälzten sich in breiter Front gegen die Kantonsstraße und den Weiler Vinadi, dabei den ganzen Waldbestand niederwerfend. Die in Vinadi ansässigen Personen – zwei Grenzwächter mit ihren Frauen, ein Wegmacher und die Wirtsleute des Restaurants Vinadi – waren nach den vorausgegangenen Lawinen auf Schlimmes gefaßt, hatten indessen Mühe, die anwesenden Gäste zum Aufsuchen des Kellers zu bewegen. Die drei größeren Gebäude des Weilers wurden aber wunderbarerweise verhältnis-



mäßig nur leicht getroffen, und die Wirkung beschränkte sich auf erhebliche Sachschäden an Haus und Mobiliar. Eine mitten in der Häusergruppe befindliche Garage bekam hingegen die ganze Gewalt eines Lawinenarmes zu spüren und wurde samt Inhalt weggefegt. Auch verschiedene Stromleitungen auf schweizerischer und österreichischer Seite wurden zerfetzt.

Dominierend ist indessen der Waldschaden. Die gesamte Anrißbreite der drei Lawinen auf 2600–2900 m Höhe beträgt etwa 4 km. Am Inn beläuft sich die Breite der Lawinenfront – kleinere, nicht betroffene Streifen einbezogen – auf zirka 2,6 km. Der Grundriß der gesamten Lawinenfläche mißt 460 ha. Mit Hochwald bestockt waren 173 ha. Davon sind 93 ha, also 60 %, zerstört worden. Die verbleibenden 40 % der Waldfläche verteilen sich auf einzelne schmale Parzellen, die durch Felsköpfe abgeschirmt wurden, sowie auf Einzelbäume oder Baumgruppen. Gesamthaft wurden 23 500 m³ Holz geworfen. Ein guter Anteil konnte natürlich aufgerüstet und verwendet werden. Immerhin bleibt der Gemeinde wegen Beschädigung und Wegschwemmens eines Teils des Holzes ein Verlust in der Größenordnung von Fr. 300 000.—, abgesehen von der Verwüstung der Waldfläche, deren Wiederinstandstellung fraglich ist. Die Veränderungen im Waldbestand ließen sich sehr schön aus der Interpretation von Luftbildern, die vor und nach dem Lawenniedergang aufgenommen wurden, quantitativ ableiten (H. In der Gand).

Vom naturwissenschaftlichen Standpunkt aus interessieren die Entstehungsbedingungen dieser gigantischen Lawinen sowie ihr dynamischer Charakter. Seltsamerweise fiel die Episode nicht in eine Zeit weitverbreiteter Lawinenkatastrophen. Es sind in Graubünden wohl zahlreiche Lawinen verzeichnet worden, jedoch handelt es sich, abgesehen von einer in ihrer Art auch außergewöhnlichen Lawine, die ins Weichbild der Ortschaft Davos eindrang, nicht um Katastrophenfälle. In der maßgebenden Zeitspanne vom 14. bis 18. Februar war die Wetterlage im genannten Gebiet charakterisiert zunächst durch die Zufuhr arktischer Kaltluft aus nordwestlicher Richtung, begleitet von Schneefällen. Die Höhenwinde drehten im weiteren Verlauf schärfer in die Nord-Süd-Richtung. Ab 16. Februar drang wieder wärmere Luft aus dem nördlichen Atlantik gegen die Alpen vor, wobei sich die Schneefälle in Mittelbünden bei etwas erhöhter Temperatur fortsetzten. Die folgende Tabelle zeigt die Morgenwerte einzelner interessierender Stationen.

Unter Berücksichtigung der für die Kammlagen nicht repräsentativen Windverhältnisse der Talstationen stellt man das Vorherrschen der die erste Schneefracht einbringenden *nördlichen* Winde bei *Temperaturen um —20°* in Kammlagen fest (14.–16.2.). Die reduzierten Neuschneemengen von Weißfluhjoch gegenüber den Talstationen deuten auf die starke Verfrachtung des Schnees in die allgemein südexponierten Hänge hin. Bei dem etwas wärmeren Schneenachschub vom 17. und 18. Februar hatten die auf NW–W gedrehten Winde leichter Zutritt zu den Südhängen, so daß dort großflächige windgepreßte Ablagerungen zustande

Neuschneemengen (HN, cm), Gesamtschneehöhen (HS, cm), Windverhältnisse (W, Richtung, Stärke nach Beaufort) und Lufttemperaturen (T, °C) einiger Stationen im Bereich der Vinadi-Lawinen

Station		14.2.	15.2.	16.2.	17.2.	18.2.	Total (14.-18.2.)
Weißfluhjoch	HN	18	5	8	28	18	76,5
	HS	189	187	189	216	237	
	W	NE 6	N 4	NW 4	NW 4	WSW 2	
	T	—19	—21	—10	—12	—15	
Davos-Platz	HN	35	20	16	28	21	120
	HS	96	106	112	120	138	
	W	NE 1	SE 1	NE 0	N 2	SE 1	
	T	—10	—12	—9	—4	—8	
Zuoz	HN	14	8	13	11	4	50
	HS	74	78	86	90	87	
	W	E 4	E 4	W 1	E 1	W 2	
	T	—12	—12	—10	—5	—8	
Ftan	HN	30	28	19	11	21	109
	HS	81	98	103	101	111	
	W	W 4	SW 6	NW 3	NW 8	WSW 3	
	T	—11	—14	—11	—6	—8	
Samnaun	HN	28	18	14	3	12	75
	HS	85	92	102	95	115	
	W	E 2	NW 1	0	W 8	W 6	
	T	—11	—12	—6	—6	—9	
Schuls-Tarasp	HN	18	20	12	6	3	69
	HS	40	60	65	65	65	
	W	SW 0	W 0	NW 0	SW 1	W 0	
	T	—8	—9	—9	—1	—5	

kamen, die auf den kälteren lockeren Schichten der Vortage ruhten. Die Bindung mit der Unterlage war entsprechend schlecht. Damit erklären sich die großräumigen Anrisse in den Südflanken und die starke Staubeentwicklung dieser Lawinen. Die aufsummierten Neuschneehöhen ließen zwar vereinzelt größere, bis in die Talsohlen abstürzende Lawinen erwarten. Eigentliche Katastrophenlagen mit Lawinen von außergewöhnlichem Ausmaß drohen aber gewöhnlich erst bei Neuschneesummen von über zirka 120 cm und vor allem bei größeren Tageswerten der Neuschneemengen. Die Gesamtschneehöhen, die hier nicht sehr ins Gewicht fallen, lagen bei den Talstationen deutlich und auf Weißfluhjoch knapp über dem Durchschnitt.

Der Art nach handelt es sich bei den Vinadi-Lawinen um kombinierte Staub- und Fließlawinen. Nach Augenzeugenberichten von Vinadi und Finstermünz (Österreich) erreichte die gewaltige Schneestaubwolke

zirka 1 Minute nach ihrem Erscheinen am Gefällsbruch in etwa 2000 m Höhe die Talsohle. Sie brandete sodann über 300 m am österreichischen Gegenhang hoch und legte auch dort den Wald stellenweise fächerartig um. Wir halten die Zeitschätzung für zu hoch im Hinblick auf die Tatsache, daß die vor dem Zollhaus stehenden Grenzwächter auf ihrer Flucht gegen den Keller des Grenzerhauses bereits im Treppenhaus vom Aufprall der Lawinenfront überrascht wurden. Läßt man 30–40 Sekunden als Absturzzeit zu, folgt für die mittlere Geschwindigkeit der Lawinenfront ein Wert von zirka 160–200 km/h, der in diesem Fall noch als bescheiden anzusprechen wäre.

Hinter den Staublawinen folgten, mehr auf die einzelnen Geländeerinnen konzentriert, Fließlawinen, die aus dem durch Entwurzelungen aufgewühlten Boden stellenweise viel Erdmaterial mitreißen konnten und damit Grundlawinencharakter annahmen. In diesen Zügen wurde ein Teil des geworfenen Holzes bis in den Inn getragen. Die von anhaltendem Krachen begleitete Bewegung in den Fließlawinen hielt 6–10 Minuten an. Dort, wo nur die Staubwolke in Erscheinung trat, waren die Bäume meist in Bodennähe geknickt und mehr oder weniger in der Strömungsrichtung ausgelegt. Verschiedentlich blieben nackte, sämtlichen Astwerkes entledigte Stämme stehen, was auf eine sehr harte Druckwelle schließen läßt. Am Gegenhang düfte auch die Aufwärtsbewegung des Schneestaubes in diesem Sinne gewirkt haben.

Die Ablagerungen der Fließlawinen bestanden teilweise aus festen runden Knollen von 5–30 cm Durchmesser. Dies läßt darauf schließen, daß in tieferen Lagen feuchter Schnee (vermutlich die bodennahen Schichten) in die Bewegung eingezogen und mit kaltem Schnee durchmischt wurde.

Die Lawinen werfen schwerwiegende Probleme hinsichtlich der Offenhaltung der Talstraße und der Wohnbarkeit des Weilers Vinadi im Winter auf. Auch für den Sommer ist mit erheblicher Steinschlaggefahr zu rechnen. Eine völlige Verbauung des Anrißgebietes ist mit vernünftigem Aufwand nicht zu erreichen. Man wird sich mit Teillösungen behelfen müssen. Es ist aber nicht zu erwarten, daß die besonderen Umstände, die zum Niedergang dieser außergewöhnlichen Lawinen geführt haben, so bald wieder zusammentreffen. Inzwischen mag der Wald eine Chance haben, unter forstdienstlicher Hegung wieder aufzukommen.

Die Beschaffung von Unterlagen über den Ablauf der Geschehnisse und über die Sachschäden sei hier den Herren Forsting. N. Bischoff (Ramosch) und Hptm. P. Cadruvi (Samedan) bestens verdankt.

9. THEODOR ZINGG (Weißfluhjoch-Davos). — *Beitrag zur Wolkenmorphologie* (mit Film).

Jedem Beobachter im synoptischen Dienst und jedermann, der sich mit Wolkenklassifikation abgibt, fällt es oft schwer, die Wolkenformen nach dem bisherigen System zu beschreiben. Es gibt eine namhafte Zahl

von Wolkenformen, die mit den bisherigen Bezeichnungen nicht beschrieben werden können, wie beispielsweise flache, ballige Wolken in jedem Niveau. Die herkömmliche Bezeichnung lautet einfach Alto-cumulus mit den Beinamen per- oder translucidus, welche aber nicht die Form, sondern die gegenseitige Lage betreffen. Es handelt sich in diesen Fällen nicht um eine Thermik, wie bei den echten Cu-Formen, sondern meistens um Wellen und Scherungen an Grenzflächen. Eine andere Nicht-Cu-Form sind die Linsen. Es handelt sich dabei vielfach um Wellen oder Hinderniswolken oder kleinere Partien von Schichtwolken.

Deshalb wurden schon vor einer Reihe von Jahren vom Verfasser neue Formenbezeichnungen vorgeschlagen, die ineinander übergehen und als solche Zwischenformen bezeichnet werden können. Als Grundformen wurden bezeichnet: Schicht (*Stratus*), Schleier (*Velum*), Faser (*Fibra*), Welle / Woge (*Unda*), Balle (*Glomus*), Linse (*Lens*), Flocke (*Floccus*), Haufen (*Cumulus*), Dorn (*Spina*).

Man kann beispielsweise von einer balligen Flocke oder von einer flockigen Balle sprechen, je nachdem ob das eine oder andere Formenelement vorherrscht. Es gibt aber beispielsweise keine faserigen Cu-Formen, hingegen ballige, wellige, faserige, schleierige Schichten, ballige, flockige Linsen usw.

Mittels Zeitrafferaufnahmen wurden die verschiedenen Typen von Wolkenformen und ihre Entwicklung vorgeführt.

10. H. U. DÜTSCH (Zürich¹). — Vergleich verschiedener Methoden zur Bestimmung der vertikalen Ozonverteilung.

¹ Adresse ab November 1962: National Center for Atmospheric Research, Boulder (Colo.), USA.

Zu einer vollwertigen Verwendung des atmosphärischen Ozons als Tracer für Strömungen in der Stratosphäre genügen die relativ einfach ausführbaren Gesamt Ozonmessungen nicht, sondern es werden routinemäßige Beobachtungen der vertikalen Verteilung dieses Spurengases benötigt. Im letzten Jahrzehnt sind eine Reihe von Verfahren — direkte und indirekte — zur Bewältigung dieser bedeutend anspruchsvolleren Aufgabe entwickelt worden. Für ihre nutzbringende Anwendung ist es sehr wesentlich, die verschiedenen Methoden durch gleichzeitigen Einsatz am selben Ort auf ihre Vergleichbarkeit und Zuverlässigkeit zu prüfen.

Nachdem ein erster Vergleich im Sommer 1958 in Arosa und ein weiterer im folgenden Frühjahr in Denver durchgeführt worden war, ermöglichte die Unterstützung durch die Meteorologische Weltorganisation und das Office of Aerospace Research der US Air Force die Organisation zweier weiterer Testserien in Arosa im Sommer 1961 und im Frühling 1962, bei welchen zwei bzw. eine optische Sonde (Pätzold und M^{me} Vassy), eine elektrochemische (Brewer) und eine auf dem Prinzip der Chemolumineszenz beruhende (Regener) unter sich und mit einer indirekten Methode, dem sogenannten Umkehrverfahren, verglichen wurden.

Erwartungsgemäß konnten die beiden chemischen Sonden die Detailstruktur der Ozonverteilung mit der Höhe am feinsten auflösen, während die indirekte Methode nur die groben Änderungen von Tag zu Tag und mit der Jahreszeit angibt und die optische Sonde eine Zwischenstellung einnimmt. Die Sommertestserie zeigte in einzelnen Flügen eine sehr gute bis in alle Details gehende Übereinstimmung zwischen den beiden chemischen Sonden, während diese in anderen Aufstiegen zwar dieselbe Struktur angaben, die Übereinstimmung der Absolutwerte aber sehr zu wünschen übrigließ, was auf gewisse Eichungsschwierigkeiten der Regener-Sonde und vermutlich vor allem auf eine Verschmutzung der Ansaugröhrchen zurückzuführen war. Im Mittel der Aufstiege entsprachen sich die Ergebnisse der indirekten Methode und die Durchschnittswerte der verschiedenen Sonden recht gut.

Die zweite Testserie demonstrierte die Nützlichkeit des ersten Versuchs: Es war inzwischen möglich gewesen, die Fehlerquellen, welche die Resultate der chemischen Sonden im vorhergehenden Sommer beeinträchtigt hatten, weitgehend zu eliminieren, so daß sich nun zwischen den beiden in ihrer Funktionsweise recht verschiedenen Typen sehr gute Übereinstimmung ergab. Dagegen deckte die Wiederholung des Vergleichs bei Frühlingsverhältnissen (wesentlich kompliziertere vertikale Verteilung des Gases als im Sommer) eine Schwäche der indirekten Methode auf: Mit dem gegenwärtig verwendeten Auswertungsverfahren kann diese das, von der chemischen und der optischen Sonde übereinstimmend gezeigte, ausgesprochene sekundäre Maximum in der unteren Stratosphäre nicht nachweisen. Es ließ sich zeigen, daß das Schichtüberlagerungsverfahren, wie es zur Verbesserung der Konvergenz der numerischen Auswertungsmethode der Umkehrmessungen verwendet wird, für diesen Mangel verantwortlich ist, und es wird gegenwärtig an einer Abänderung gearbeitet, welche diesen Fehler beseitigen soll.

Beide Versuchsserien zeigten die Unzulänglichkeit der heute verwendeten Druckmeßelemente in sehr großen Höhen. In zwei oder drei Fällen waren Abweichungen, welche die optische Sonde im obersten Teil der Sondierung gegenüber den anderen Ergebnissen zeigte, nicht auf ein Versagen des Ozonsensors, sondern auf fehlerhafte Druckmessung zurückzuführen (der lokale Ozongehalt muß hier durch Differenzieren der direkten Meßergebnisse nach dem Druck gewonnen werden). Es ist zu hoffen, daß die Einführung des Hypsometers für Druckmessung in großen Höhen in naher Zukunft eine wesentliche Verbesserung bringen wird.

Um ein Maximum an vergleichbarer Information aus den Messungen der vertikalen Ozonverteilung herauszuholen, die in nächster Zeit und vor allem während des International Quiet Sun Year stark intensiviert werden, sollten solche Vergleiche auch in Zukunft in einigermaßen regelmäßigen Abständen wiederholt werden.