

**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

**Herausgeber:** Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

**Band:** 146 (1966)

**Vereinsnachrichten:** Sektion für Geophysik, Meteorologie und 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:** 30.04.2026

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

### 3. Sektion für Geophysik, Meteorologie und Astronomie

Sitzung der Schweizerischen Gesellschaft für Geophysik, Meteorologie und Astronomie

Samstag, den 1. Oktober 1966

Präsident: Prof. Dr. H. U. DÜTSCH (Zürich)

Sekretär: W. KUHN (Zürich)

#### 1. M. BIDER (Basel) – *Vorläufige Ergebnisse der im Hinblick auf die Luftverunreinigung in Basel durchgeführten meteorologischen Messungen.*

Die hier dargelegten vorläufigen Ergebnisse wurden anhand spezieller Messungen im Auftrag und mit finanzieller Unterstützung der Baselstädtischen Lufthygienekommission zur Beurteilung der Auswirkungen der Luftverunreinigung im Gebiet von Basel in den Jahren 1964 und 1965 gewonnen. Zur Feststellung der vertikalen (konvektiven) und horizontalen Luftbewegungen wurden zu den Beobachtungen an der Astronomisch-Meteorologischen Anstalt der Universität Basel in Binningen (318 m ü.M.) ergänzend auf der 8,0 km im ENE gelegenen St. Chrischona (Südhang, 510 m ü.M.) und bei dem 9,5 km (im SSE) entfernten Dorf Gempfen (Hochplateau, 710 m ü.M.) je ein Thermograph (in englischer Hütte) und ein Anemograph Woelfle aufgestellt sowie eine Thermographenstation beim Erlenspumpwerk (4,5 km im NNE, 265 m ü.M.) eingerichtet. Sowohl Temperatur- wie Windregistrierung wurden stundenweise ausgewertet.

Die zur Beurteilung der Konvektion wichtige vertikale Temperaturschichtung lässt sich am besten aus der Grösse des vertikalen Temperaturgradienten (Grad/100 m) erkennen.

Mittlere Temperaturgradienten (°C/100 m)

	Mittel		3.30 h		15.30 h		
	E-Ch	Ch-G	E-Ch	Ch-G	E-Ch	Ch-G	
Winter	0,44	0,34	0,23	0,20	0,76	0,40	E = Erlenspumpwerk 265 m
Frühling	0,55	0,66	0,06	0,52	0,81	0,90	B = Binningen 318 m
Sommer	0,49	0,74	0,00	0,58	0,78	1,00	Ch = St. Chrischona 510 m
Herbst	0,44	0,50	0,13	0,35	0,72	0,60	G = Gempfen 710 m
Jahr	0,48	0,56	0,10	0,42	0,78	0,73	

Man ersieht, dass der Gradient im Mittel für das untere Stationspaar (E-Ch) keinen ausgeprägten Jahresgang, für das obere (Ch-G) aber ein deutliches Minimum im Winter, ein Maximum im Sommer aufweist. Sehr aufschlussreich sind die geringen Gradienten in der Nacht (3.30 h), die im Sommer für das untere Stationspaar auf 0,0 °C absinken, während beim oberen das Minimum im Winter und das Maximum im Frühling

bis Sommer sehr ausgeprägt ist. Am frühen Nachmittag (15.30 h) sind die Gradienten naturgemäss wesentlich grösser, und nur für das obere Stationspaar ergibt sich ein deutlicher Jahresgang mit einem Minimum im Winter und einem Maximum im Sommer, das die Grösse des adiabatischen Gradienten erreicht. Eine entsprechende Verteilung zeigt die Häufigkeit der Inversionen in der folgenden Tabelle.

Häufigkeit der Inversionen (in Prozenten aller Fälle)

	3.30 h		15.30 h	
	B-Ch	Ch-G	B-Ch	Ch-G
Winter	28	18	13	14
Frühling	39	9	1	2
Sommer	52	5	2	1
Herbst	40	16	2	10
Jahr	40	12	5	8

Inversionen über die Nachmittagszeit und damit mehr als 24 Stunden dauernde kommen fast nur im Winter und Herbst vor.

Die Registrierungen der Windgeschwindigkeit zeigen eine leichte Zunahme mit der Höhe; Jahresmittel B: 2,0 m/s, Ch: 2,0 m/s, G: 3,1 m/s. Die Tagesperiode weist ein Maximum der Windgeschwindigkeit an allen Stationen am Nachmittag im Sommer und Frühling auf; im Winter und Herbst zeigt sich bei Gempfen ein Maximum in den frühen Nachtstunden. Am stärksten sind im Mittel die Winde an allen Stationen aus W-WSW und E-ESE, immerhin sind bei Gempfen die Westwinde (4,0 m/s) wesentlich stärker als diejenigen aus E (2,9 m/s). Die Windhäufigkeiten sind an den einzelnen Stationen insofern verschieden, als sich in Binningen die östlichen und westlichen Winde ungefähr die Waage halten, während auf St. Chrischona die östlichen leicht überwiegen, bei Gempfen aber die Westwinde wesentlich häufiger sind.

Windhäufigkeit in Prozenten

	N- NNE	NE- ENE	E- ESE	SE- SSE	S- SSW	SW- WSW	W- WNW	NW- NNW
B	2,8	5,3	29,8	7,4	6,7	8,7	27,9	11,4
Ch	1,2	4,5	35,9	4,9	6,1	21,6	19,7	5,9
G	1,6	3,3	23,4	8,0	3,8	9,3	44,9	5,7

Bei allen Stationen sind im Winter die östlichen Winde häufiger, im Sommer aber die westlichen. Eine Untersuchung der tageszeitlichen Häufigkeit der Windrichtungen deckt an den beiden unteren Stationen (B, Ch) eine ausgesprochene Winddrehung auf, indem in der Nacht der Ostwind

stark überwiegt, tagsüber aber der Westwind, bei Gempen verschwindet dieser Unterschied, wie die folgende Tabelle zeigt.

Häufigkeit der Windrichtungen in Prozenten

	nachts (1–6 h)		tags (13–18 h)	
	NE–SE	SW–NW	NE–SE	SW–NW
B	55	28	27	59
Ch	61	26	34	49
G	40	52	37	52

Der nächtliche Ostwind darf wohl als Bergwind, der tagsüber wehende Westwind als Talwind des Rheintales (von Basel aufwärts) aufgefasst werden. Seine Höhererstreckung reicht wohl bis etwa 600 m ü.M., darüber herrscht der allgemeine Gradientwind vor. Bemerkenswert ist, dass dieser Windwechsel in allen Jahreszeiten auftritt, allerdings im Sommer weitaus am ausgeprägtesten. Infolge dieser verschiedenen Windregime weht der Wind in der Höhe (über 600 m) häufig aus entgegengesetzter Richtung als unten, besonders in der Nacht. Einzelne Aufstiege von Pilotballonen bestätigen die verschiedenen Windregime.

Für die Luftverunreinigung sind die langandauernden Inversionen über 24 Stunden von besonderer Bedeutung. Die längste Dauer betrug 9 Tage. Die durchschnittlich zu erwartende Häufigkeit langandauernder Inversionen, abgeschätzt anhand der Wetterlagenstatistik, dürfte etwa 28 im Jahr, fast ausschliesslich von Oktober bis Januar, betragen. Erwähnenswert ist, dass nicht nur bei ausgesprochenen Hochdrucklagen, sondern auch bei Föhnsituation langdauernde Inversionen vorkommen. Eine eingehende Darstellung der Ergebnisse wird an anderer Stelle erscheinen.

## 2. THEODOR ZINGG (Weissfluhjoch/Davos) – *Problematik der Niederschlagsmessung im Hochgebirge.*

Langjährige Erfahrung und besonders im Laufe der vergangenen drei Jahre durchgeführte Niederschlagsmessungen auf Weissfluhjoch bestätigen die Fragwürdigkeit von Einzelmessungen mit Totalisatoren und Niederschlagssammlern.

Auf einer Fläche von etwa  $40 \times 80$  m in unmittelbarer Umgebung des Standardversuchsfeldes auf Weissfluhjoch wurden 5 Totalisatoren Modell Mougín aufgestellt. In den grossen Rezipienten wurde ein kleinerer mit der üblichen Auffangfläche von  $200 \text{ cm}^2$  eingefügt, derart, dass er leicht aus dem Auffanggefäss entnommen und der Inhalt auf einer Waage ermittelt werden konnte. Damit fallen Umrechnungsfaktoren der Chloralkaziumlösung und Fehlablesungen dahin. Alle 5 Messgeräte wurden um den 1. und 16. eines Monates gewogen, wenn möglich zum gleichen Zeitpunkt wie die Wasserwertmessungen im benachbarten Versuchsfeld. Das Beobachtungsmaterial (70 Termine) umfasst die Jahre 1963 bis 1966.

Die Streuung der 5 Niederschlagssammler untereinander reicht zwischen 0,8% im Sommer bis zu 58% im Winter. 2 Sammler stehen in gleicher Höhe wie das Versuchsfeld und in unmittelbarer Nähe, die 3 andern am sehr flachen, nach Süden ansteigenden Rücken, etwa 40 m südlich des Feldes. Die beiden ersten weisen meistens etwas grössere Werte auf als die 3 auf einer Linie NE-SW stehenden Sammler.

Die mittlere Streuung im Jahresablauf zeigt folgende Werte:

	Mittel %	Maximum %	Minimum %
Januar	35	46	15
Februar	23	33	17
März	23	32	14
April	22	32	7
Mai	18	37	13
Juni	13	28	4
Juli	7	11	2
August	8	16	1
September	11	34	1
Oktober	20	25	1
November	22	56	10
Dezember	23	58	11

Mit nahezu 25% der Fälle ist der Streubereich 10–15% des Mittelwertes am häufigsten; 15–25% Streuung ergeben nochmals etwa 25% der Fälle. Die Streuung der Jahressummen beträgt für das hydrologische Jahr 1963/64 10%; für 1964/65 14,3% und für 1965/66 13,6%.

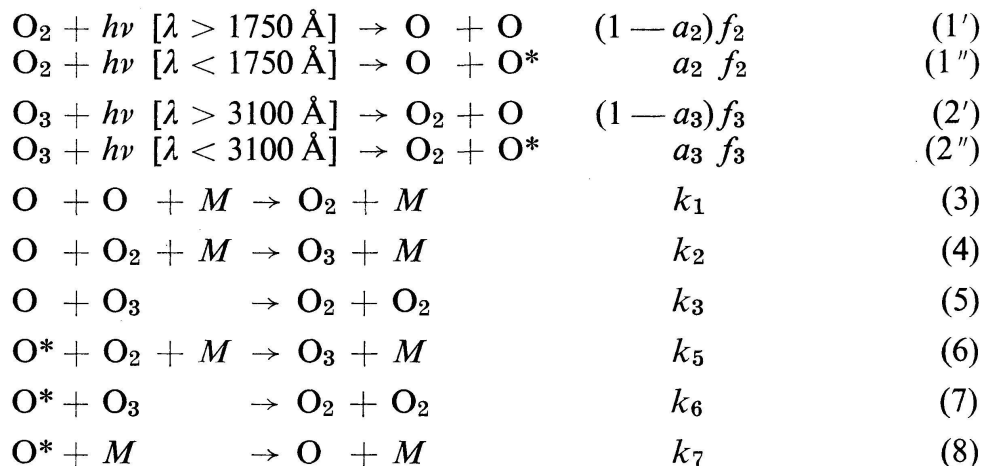
Die effektiven Abweichungen zwischen dem Maximum der 5 Niederschlagssammler und dem kleinsten Wert der Jahressummen betragen für die gleichen Jahre: 1963/64 25% des Mittelwertes, 1964/65 31% und 1965/66 30%. Bevor also nicht die Aufstellung von Totalisatoren durch Vergleiche in ihrer Zuverlässigkeit geprüft wird, können keine brauchbaren Berechnungen, insbesondere was die sogenannte Höhenabhängigkeit der Niederschläge anbelangt, gemacht werden.

Um die Winterniederschläge zu erfassen, wird es deshalb unumgänglich sein, Schneehöhen- und Dichtemessungen vorzunehmen. Die Zahl der Schneehöhenmessungen richtet sich nach Untergrund und mittlerer Streuung; in Hochlagen sind unter Umständen über 300 Messungen nötig, während in Tallagen 20 bis 50 genügen können. (Über die Methodik der Schneemessung siehe den Winterbericht des Eidgenössischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung Nr. 27, 1962/63.)

**3. WALTER SCHÜEPP (Binningen) – Beitrag des TIROS zur Erforschung der tropischen Synoptik.**

4. TH. GINSBURG (Institut für Atmosphärenphysik der ETH, Zürich) –  
*Einige numerische Untersuchungen über die stationäre Ozonverteilung in  
 der Atmosphäre.*

Auf Grund von früheren theoretischen Untersuchungen von CRAIG und  
 DÜTSCH wurde am Institut für Atmosphärenphysik der ETH ein Com-  
 puterprogramm entwickelt, das vorerst einmal die stationäre Verteilung  
 des Ozons in der Atmosphäre zu bestimmen erlaubt; gegenwärtig wird  
 das Programm weiterentwickelt, um auch die instationäre Ozonverteilung  
 in der unteren Stratosphäre erfassen zu können. Folgende Reaktionen  
 werden dabei berücksichtigt:



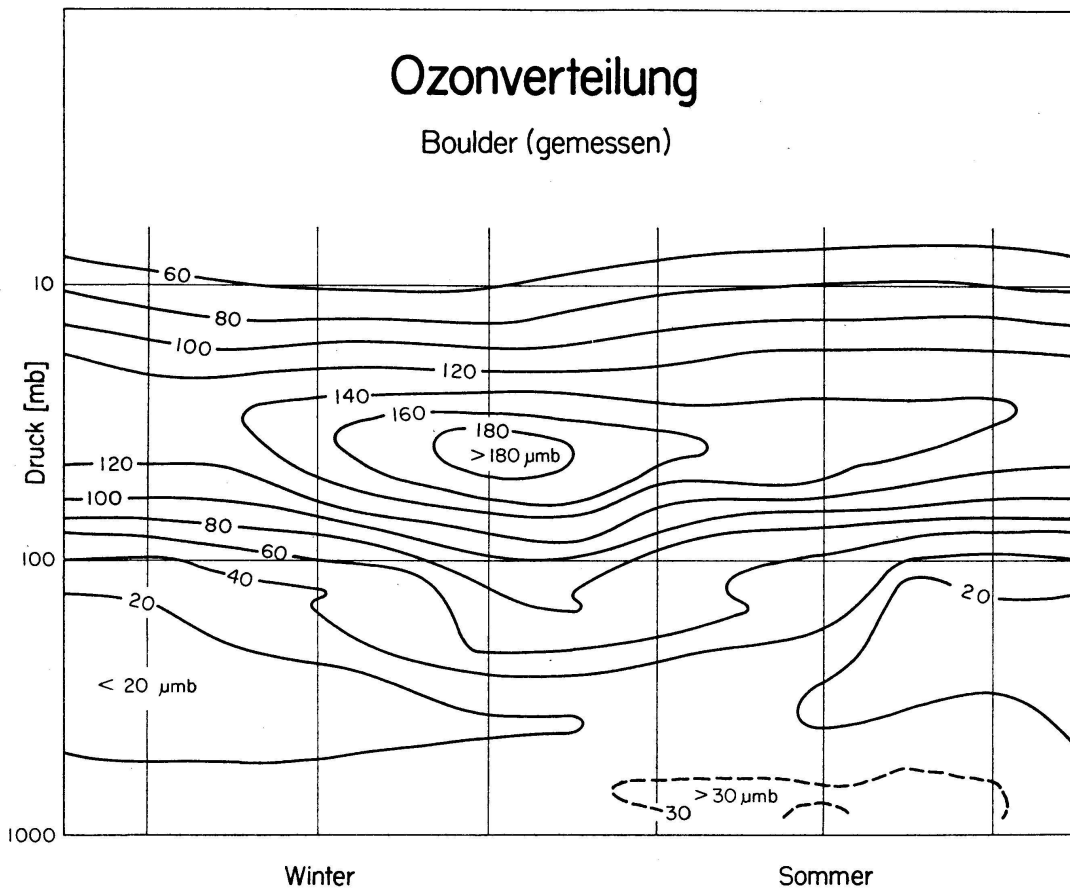
Mit  $\text{O}^*$  sind die angeregten Sauerstoffatome bezeichnet, während  $M$   
 ein beliebiges Molekül darstellt, das bei einem Zweier- oder Dreierstoss  
 mitbeteiligt sein kann.  $f_2$  und  $f_3$  geben die pro Atom und Sekunde absor-  
 bierte Quanten-Anzahl für  $\text{O}_2$  bzw.  $\text{O}_3$  an, während  $a_2$  und  $a_3$  die Bruch-  
 teile der totalen Sonnenstrahlung darstellen, die angeregte Sauerstoff-  
 atome erzeugen [Reaktionen (1'') und (2'')]. Sowohl  $f_2$  und  $f_3$  als auch  
 $a_2$  und  $a_3$  sind abhängig von der Dicke der bereits durchstrahlten Sauer-  
 stoff- und Ozonschicht. Die  $k_i$  schliesslich geben die Reaktionsgeschwin-  
 digkeiten für die Reaktionen (3) bis (8) an, die gemäss verschiedenen  
 Literaturangaben wie folgt angenommen wurden ( $T$  = absolute Tem-  
 peratur):

$$\begin{array}{l}
 k_1 = 2,7 \cdot 10^{-33} \text{ cm}^6 \text{ sec}^{-1} \\
 k_2 = k_5 = 8 \cdot 10^{-35} \exp(302/T) \text{ cm}^6 \text{ sec}^{-1} \\
 k_3 = 5 \cdot 10^{-11} \exp(-3020/T) \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-1} \\
 k_6 = 10^{-11} \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-1} \\
 k_7 = 10^{-12} \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-1}
 \end{array} \quad (9)$$

Ein Teil der hier angenommenen Werte ist umstritten. Um den Ein-  
 fluss der Reaktionsgeschwindigkeiten auf die Ozonverteilung abzuklären,  
 wurden die verschiedenen  $k_i$  in der Rechnung variiert; einige Resultate  
 dieser Untersuchungen sind weiter unten kurz zusammengefasst. Weitere  
 Unsicherheitsfaktoren stellen die spektrale Energieverteilung der extra-

# Ozonverteilung

Boulder (gemessen)



45° (gerechnet)

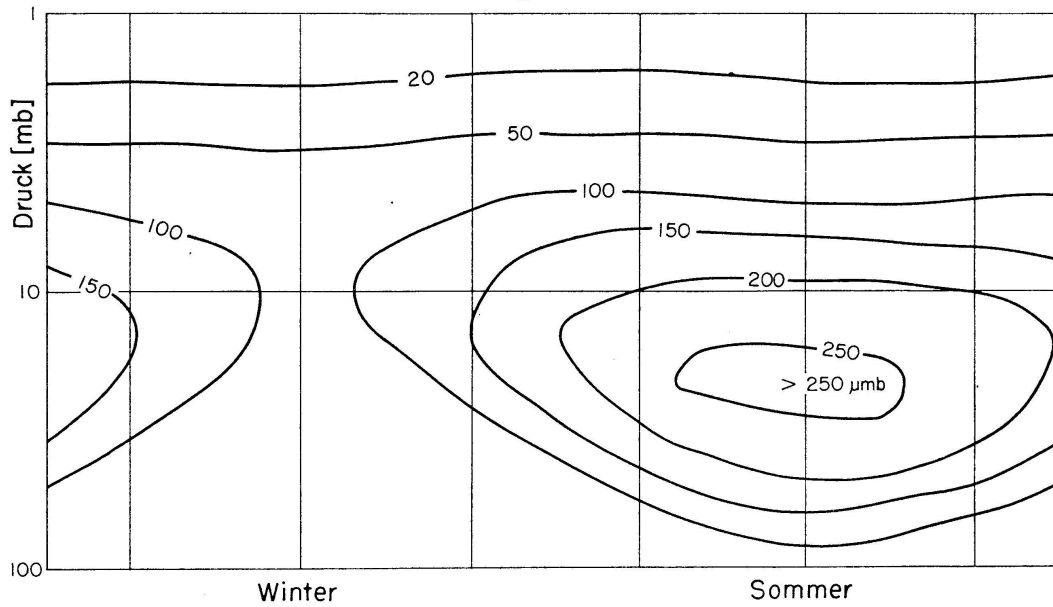


Abbildung 1

terrestrischen Sonnenstrahlung und die Absorptionskoeffizienten  $\alpha_2$  und  $\alpha_3$  von  $O_2$  und Ozon im Wellenlängenbereich zwischen 1000 Å und 8000 Å dar, auf denen die Zahlenwerte von  $f_2, f_3, a_2$  und  $a_3$  beruhen.

Bezeichnet man mit  $x, y, z$  die (unbekannten) Konzentrationen (Teilchen/cm<sup>3</sup>) von  $O^*, O$  und  $O_3$  und entsprechend mit  $m, n$  die (bekannten) Konzentrationen von  $O_2$  und  $M$ , so liefern die oben dargestellten photochemischen Prozesse folgendes System von gekoppelten Differentialgleichungen:

$$\frac{\partial x}{\partial t} = a_2 f_2 n + a_3 f_3 z - k_5 m n x - k_6 x z - k_7 m x \quad (10)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial y}{\partial t} = & (2 - a_2) f_2 n + (1 - a_3) f_3 z - 2 k_1 m y^2 - \\ & - k_2 m n y - k_3 y z + k_7 m x \end{aligned} \quad (11)$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -f_3 z + k_2 m n y - k_3 y z + k_5 m n x - k_6 x z \quad (12)$$

Die auftretenden Grössen sind teilweise von der Höhe  $h$  und der dort herrschenden Temperatur  $T$  bzw. vom Druck  $p$  abhängig; ausserdem sind  $f_2, f_3, a_2, a_3$  Funktionen des Einfallswinkels der Sonnenstrahlung. Die Lösung dieses komplizierten Systems kann deshalb nur durch numerische Methoden gefunden werden.

Für den stationären Fall wird

$$\frac{\partial x}{\partial t} = \frac{\partial y}{\partial t} = \frac{\partial z}{\partial t} = 0 \quad (13)$$

wodurch ein nichtlineares Gleichungssystem für die drei Unbekannten  $x, y, z$  entsteht, das durch ein iteratives Verfahren aufgelöst wird.

Für verschiedene Breitengrade wurde mittels des Computerprogramms auf Grund der bekannten, von der Jahreszeit abhängigen vertikalen Temperaturverteilungen die auf der stationären Theorie beruhende Ozonverteilung berechnet. In Abbildung 1 ist das Resultat dieser Berechnungen für eine Breite von 45° dargestellt und der gemessenen Ozonverteilung über Boulder (Colorado) gegenübergestellt. Die Abweichungen sind auffällig: Einmal wird das Maximum des Partialdruckes des Ozons in den mittleren Breiten immer im Frühling erreicht, während die Theorie das Maximum im Sommer liefert. Ausserdem ist der vertikale Gradient des Partialdruckes in Wirklichkeit wesentlich geringer als der aus der Theorie erhaltene Gradient. Die erste Unstimmigkeit kann erst durch eine Berechnungsmethode behoben werden, welche die instationären Vorgänge und die allgemeine Zirkulation in der unteren Stratosphäre berücksichtigt. Hingegen ist es bekannt, dass sich oberhalb von etwa 35 km (bei einem Druck  $p < 10$  mb) ein photochemisches Gleichgewicht einstellt, so dass versucht werden kann, durch Variation der noch reichlich ungewissen Reaktionsgeschwindigkeiten eine bessere Übereinstimmung der theoretisch ermittelten Werte mit der Wirklichkeit zu erhalten. Bei

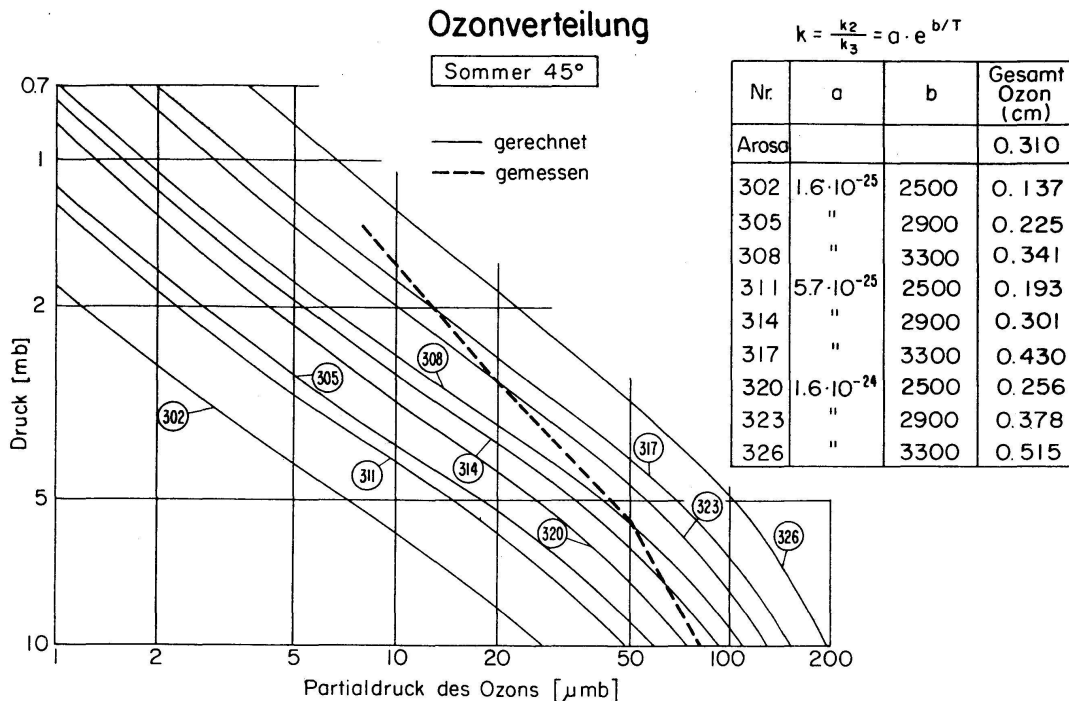


Abbildung 2

der Durchführung dieser Rechnungen zeigte es sich, dass lediglich  $k_7$  und das Verhältnis der beiden Reaktionsgeschwindigkeiten  $k_2$  und  $k_3$  einen wesentlichen Einfluss auf die Ozonverteilung ausüben. Bei dem aus (9) resultierenden Ansatz

$$k = \frac{k_2}{k_3} = a \cdot e^{b/T} \quad (14)$$

wurden deshalb  $a$  und  $b$  in relativ weiten Grenzen variiert. Das Resultat der Berechnungen im Bereich zwischen  $1 \text{ mb} < p < 10 \text{ mb}$  für den Juni auf einem Breitenkreis von  $45^\circ$  ist in Abbildung 2 dargestellt. Während die der Abbildung 1 entsprechende Messreihe 326 ( $a = 3300$ ,  $b = 1,6 \cdot 10^{-24}$ ) viel grössere Werte liefert als die mittels des Umkehrverfahrens von GOETZ in Arosa ermittelten Partialdrucke des Ozons, ergeben die Messreihen 308 ( $a = 3300$ ,  $b = 1,6 \cdot 10^{-25}$ ) und 328 ( $a = 2900$ ,  $b = 1,6 \cdot 10^{-24}$ ) in der oberen Stratosphäre eine viel bessere Übereinstimmung. Auch entspricht das mit diesen Daten berechnete Gesamtozon viel besser dem in Arosa ermittelten Wert. Durch eine Variation von  $k_7$  kann ausserdem noch die Neigung der Kurven wesentlich verändert werden, wodurch eine verbesserte Anpassung der theoretisch gefundenen Werte an die Messwerte in der oberen Stratosphäre erreicht wird.

Gemäss den Gleichungen (10) bis (12) hängt die Ozonverteilung auch sehr stark von  $f_2$  und  $f_3$ , das heisst von der extraterrestrischen Sonnenstrahlung, und den Absorptionskoeffizienten ab. Es ist möglich, dass genauere Messungen des Sonnenspektrums, wie sie in Kürze von Satel-



lässt sich keineswegs als direkte photochemische Wirkung erklären, sondern muss als Folge eines aus dem eigentlichen Quellgebiet in der tropischen Stratosphäre polwärts gerichteten Ozonstroms verstanden werden. Diese Interpretation wird auch dadurch gestützt, dass ein Zusammenhang zwischen den Jahr-zu-Jahr-Schwankungen in dieser Schicht und dem bekannten 26monatigen Zyklus in der tropischen Stratosphäre angedeutet ist (für einen eindeutigen Nachweis eines solchen Zusammenhangs ist allerdings die Beobachtungsreihe viel zu kurz). Die Maximalwerte in der unteren Stratosphäre folgen denen im 40-mb-Niveau mit einer leichten Phasenverschiebung nach, und noch wesentlich später (Spätfrühjahr und Sommeranfang) wird der maximale Ozongehalt in der Troposphäre erreicht.

Mit dem Nachlassen der starken winterlichen zirkumpolaren Westströmung in der Stratosphäre schwächt sich offenbar der mit ihren Störungen verknüpfte, nach Norden gerichtete Ozonstrom ab und hört mit dem Übergang zur fast völlig glatten sommerlichen Ostströmung in der mittleren Stratosphäre ganz auf. Da der Übertritt von Ozon in die Troposphäre weitergeht, wie sich aus dem dort zunächst noch andauernden Anstieg ergibt, folgt nun ein rascher Abfall des Ozongehalts vorerst in der Maximalschicht, bald aber auch in der unteren Stratosphäre, der zu den niedrigen Werten des Spätsommers und Herbstes überleitet.

Die Maximalschicht zeigt im Laufe des Jahres eine beträchtliche Höhengschwankung (zwischen 22 km im Spätwinter und Frühjahr und 25 km im Spätsommer und Herbst). Bemerkenswert ist, dass der minimale Ozongehalt nicht mit der eigentlichen Zerstörungszone in Bodennähe zusammenfällt, sondern sich in der oberen Troposphäre findet; dabei erscheint die Höhenlage dieses Minimums deutlich mit der jahreszeitlichen Schwankung der Tropopausenhöhe gekoppelt. Diese Verteilung des Ozons ist bedingt durch die starke vertikale Durchmischung in der Troposphäre, der mit einer scharfen Abgrenzung an der Tropopause ein viel geringerer vertikaler Austausch in der Stratosphäre gegenübersteht.

Wie schon erwähnt, müssen die oben beschriebenen Schwankungen offenbar in erster Linie durch Ozonverfrachtung durch die allgemeine Zirkulation verstanden werden, wobei einem primären Bildungsgebiet in der tropischen Stratosphäre eine weltweite Zerstörungszone in Bodennähe gegenübersteht, in der jährlich 30–40% (oder eventuell mehr) des gesamten atmosphärischen Ozongehalts vernichtet werden. Demgegenüber zeigt Abbildung 1, dass in der mittleren Stratosphäre, etwa vom 20-mb-Niveau an aufwärts, die jahreszeitliche Variation weitgehend in Übereinstimmung steht mit den Prognosen der photochemischen Theorie, das heisst, in diesem oberen Teil der Ozonschicht wird der Gehalt offenbar vorwiegend durch direkte photochemische Einwirkung an Ort und Stelle bestimmt. Allerdings ergibt eine genauere Betrachtung sowohl des mittleren jahreszeitlichen Ganges wie auch der zwischen den einzelnen Jahren auftauchenden Differenzen, dass im Winterhalbjahr Strömungseinflüsse mindestens bis ins 10-mb-Niveau hinauf noch eine Rolle spielen.

**6. A. RIMA (Locarno) – Caratteristiche dei casi di pioggia del 1951 e del 1965 al sud delle Alpi.**

Nell'agosto e novembre 1951 e nel settembre 1965 [2] si sono verificati dei casi eccezionali di pioggia specialmente nella regione del Lago Maggiore. Il carattere diverso del presentarsi di questi fenomeni, può spiegare gli ingenti danni stimati, per il mese di agosto 1951, a 10 milioni di franchi e per il mese di settembre 1965 a circa 5 milioni di franchi (provvisorio). Nel 1951, anno umido, si sono verificati diversi periodi con precipitazioni giornaliere abbondanti in quantità maggiore nel mese di agosto. Nel 1965, l'evento del mese di settembre, è eccezionale e riveste un carattere particolare essendo un anno secco. Riferito poi ai valori di precipitazione mensili vien rilevato il peso preponderante della precipitazione del mese di settembre 1965 rispetto al totale annuale (43,7%) e dell'anno medio (41,9%) da definire mese estremamente piovoso. I mesi di novembre 1951 e settembre 1965 (eventi di I° ordine) hanno carattere di eccezionalità, mentre che il mese di agosto 1951 è un evento di V° ordine. I risultati più significativi sono le percentuali rispetto all'anno medio dei valori di precipitazione giornaliera (7 agosto 1951: 222,2 mm, 10 novembre 1951: 103,3 mm, 19 novembre 1951: 86,8 mm e 9 settembre 1965: 268,4 mm).

I casi di danno maggiori si sono verificati con un apporto di precipitazione del 13–15% dell'anno medio; per gli altri due casi del mese di novembre 1951, si notano delle perturbazioni secondarie della crosta terrestre. L'esame dello svolgersi delle precipitazioni in funzione al tempo (pluviografi) mette in evidenza la caratteristica di eccezionalità; permette pure di studiare i problemi inerenti all'erosione, valutare la presenza di ingorghi e rotture del bacino imbrifero interessato, ecc.

La legge delle precipitazioni intense per Locarno-Monti [1] risponde a:

$$r = \frac{C}{T+23} \quad \begin{array}{l} \text{in l/sec} \cdot \text{ha} \\ 5 \text{ mn} < T < 60 \text{ mn} \end{array} \quad (1)$$

$$C = f(z)$$

$z$  = numero di anni in cui l'intervallo viene raggiunto o superato in media di una volta

per  $z = 24$   $C = 13967$  (figura 1)

Per i valori orari facciamo capo alla legge stabilita per Como [4] e cioè:

$$r = \frac{C}{T+3} \quad \begin{array}{l} \text{in l/sec} \cdot \text{ha} \\ 2 < T < 24 \text{ ore} \end{array} \quad (2)$$

$$C = f(z) = 396 \text{ per } z = 30 \text{ (figura 2)}$$

Nelle figure 1 e 2 sono stati riportati i valori corrispondenti come pure quelli massimi riscontrati nell'intervallo di precipitazione e riportati nella tabella I.

Tabella I

Valori massimi di quantità specifica  $r$  in  $l/sec \cdot ha$  osservati negli intervalli di precipitazione riportati per rapporto a 5 mn e a 24 ore (vedi figure 1 e 2)

Tempo	8.-9.VIII. 1951	6.-12.XI. 1951	19.-20.XI. 1951	9.-10.IX. 1965
5 mn	330,00	106,67	40,00	320,0
10 mn	280,00	68,33	30,00	236,7
20 mn	164,17	56,66	23,33	193,3
30 mn	112,22	47,78	22,22	158,4
40 mn	105,83	41,25	22,08	157,5
1 ora	95,83	38,05	21,67	126,9
2 ore	89,58	32,64	19,86	114,5
4 ore	73,61	26,73	16,87	86,2
8 ore	46,10	22,50	13,26	66,9
12 ore	35,10	17,57	11,34	53,7
16 ore	33,38	16,11	10,80	51,3
24 ore	24,24	13,83	9,78	35,6

in  $l/sec \cdot ha$

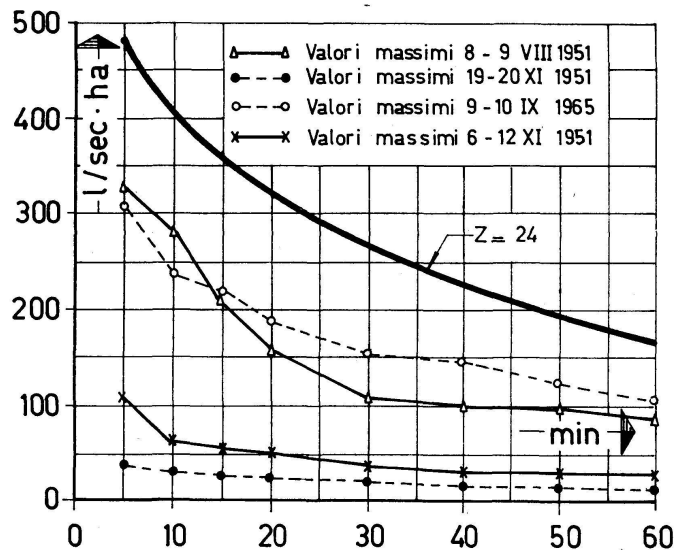


Figura 1

Valori massimi di quantità specifica  $r$  ( $l/sec \cdot ha$ ) da 5 a 60 mn a Locarno-Monti per gli intervalli di precipitazione 8.-9.VIII.1951, 19.-20.XI.1951, 9.-10.IX.1965 e 6.-12.XI.1951 (vedi tabella I) e valore per  $z = 24$  [secondo la (1)]

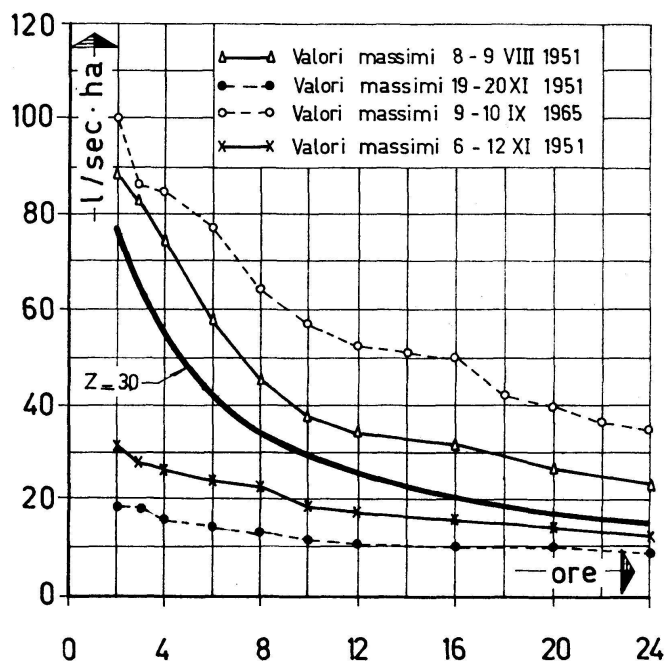


Figura 2

Valori massimi di quantità specifica  $r$  (l/sec · ha) da 2 a 24 ore a Locarno-Monti per gli intervalli di precipitazione 8.-9.VIII.1951, 19.-20.XI.1951, 9.-10.IX.1965 e 6.-12.XI.1951 (vedi tabella I) e valore  $z = 30$  [secondo la (2)]

Le quantità specifiche per  $T < 60$  mn sono di gran lunga inferiori ai valori di  $r$  per  $z = 24$ ; non hanno quindi carattere di eccezionalità.

Per  $T > 2$  ore i valori di quantità specifica dell'agosto 1951 e specialmente del settembre 1965, sono superiori ai valori di  $r$  per  $z = 30$  (figura 2) ed hanno carattere di eccezionalità da mettere in relazione ai danni ingenti.

Una casistica così interpretata potrebbe mettere in rilievo delle caratteristiche utili alla valutazione delle possibili erosioni e danni; è quindi utile per il calcolo delle arginature e degli impianti idraulici in genere.

#### BIBLIOGRAFIA

1. RIMA, A.: Intensità della pioggia della città di Locarno. Legge delle intensità massime I. Wasser- und Energiewirtschaft 6; 1959.
2. - Considerazioni sul nubifragio del 9-10 settembre 1965 (nel versante sud delle Alpi). Acqua Industriale VIII, 44; 1966.
3. - Precipitazioni intense osservate fino al 1965 nel Ticino. Arpea; 1966 (in stampa).
4. - Massime intensità della pioggia per la città di Como nelle 24 ore (valore massimo-massimo). L'Universo XLV, 2; 3./4.1965.

7. N. OULIANOFF (Lausanne) – *De quelques termes employés dans la littérature glaciologique.*

Ma communication a pour but d'attirer l'attention de ceux qui s'intéressent aux problèmes de la glaciologie, sur deux cas où la terminologie courante donne lieu à des confusions et des imprécisions. Il s'agit des termes *avalanche* et *glacier suspendu*.

1° En ce qui concerne les *avalanches* d'aucuns diraient: « Mais ce terme est très clair, et largement populaire. » Cependant, c'est justement cette popularité qui a contribué à créer une confusion évidente.

Voici quelques-unes des définitions du terme *avalanche* données par les encyclopédies françaises: 1° « Grand Larousse encyclopédique en 10 volumes » (1960): *Avalanche* – masse de neige qui se détache et dévale sur un versant. *Par anal.* grande masse d'objets qui roulent ensemble d'un lieu élevé. 2° « La Grande Encyclopédie » consacre aux avalanches (dans le volume 4<sup>2</sup>) 3½ colonnes écrites par CH. VÉLAN (ancien professeur de géographie physique à la Sorbonne). Il s'agit, dans cette description détaillée, des avalanches de neige *uniquement*. 3° « Dictionnaire Usuel (Quillet-Flammarion) »: *Avalanche* – masse de neige qui se détache des hautes montagnes. 4° « Dictionnaire de l'Académie française » (8<sup>e</sup> édition), dont les définitions sont déterminantes pour la littérature et pour le grand public: *Avalanche* – masse considérable de neige durcie qui se détache du sommet glacé des hautes montagnes et roule jusque dans les vallées. *Fig.* Une avalanche de reproches, d'injures, de coups.

Restons-en là avec ces exemples de définitions. Laissant de côté l'emploi de ce terme « par anal. », « par ext. », « au figuré », on remarquera que ces définitions entendent toujours la neige comme matière formant les « avalanches ». Même dans les exemples de l'emploi de ce terme « par anal. », « par extens. », le « Dictionnaire de l'Académie française » ne mentionne pas des « avalanches de glace ». Est-ce oubli d'un lettré ? Peut-être. Mais il faut alors saluer cet oubli. Par contre, on s'étonne que la Commission pour la Neige et la Glace de l'Association Internationale d'Hydrologie parle « des aspects scientifiques des avalanches de neige et de *glace* » dans le titre du Symposium qui a été convoqué en 1965. C'est une chose inadmissible de la part de savants qui cherchent à établir les lois du *mouvement* des masses de *neige* et de *glace*. En effet: un facteur seulement est commun pour les deux cas des « avalanches » (?) – la gravité. Mais les deux groupes des facteurs déterminant les manifestations de la *nature* de chacun de ces deux *matériaux* placés dans des conditions géométriques et physiques variables et produisant les chutes en masse, sont fort différents.

Il me semble donc que, pour les spécialistes de la neige et de la glace, il aurait été utile de clarifier le langage scientifique en réservant notamment le terme « *avalanche* » uniquement aux phénomènes des mouvements brusques des masses de *neige*, et désignant par les termes d'« *écroulement* » ou d'« *éboulement* », comme pour les roches, les chutes éventuelles de *glace* des glaciers.

2° Le terme *glacier suspendu* exige aussi un éclaircissement. Le phénomène qu'il désigne est très important dans l'évolution de nombreux glaciers dans les Alpes, mais la littérature glaciologique en parle rarement. L'article consacré par CH. VÉLAN au «Glaciers» dans «La Grande Encyclopédie» (vol. 18<sup>2</sup>) désigne comme «glaciers suspendus» les masses de glace qui «au lieu de s'allonger à la manière d'un véritable fleuve de glace, s'étalent sur des pentes de 30° à 40° sans pouvoir pénétrer dans les vallées voisines». Cette définition de même que celle de E. HAUG («Traité de géologie», vol. I) sont tout à fait insuffisantes, car elles se rapportent à un cas particulier de glaciers des plateaux. LLIBOUTRY («Traité de glaciologie») a donné une bonne définition. Cependant, elle ne décrit le phénomène qu'à l'état statique, tandis que son évolution présente aussi une grande importance.

Le comportement de la glace des glaciers est plastique sous l'effet de la pression. La traction contribue à la casser. C'est élémentaire. Plus la déclivité du glacier est grande, plus grande devient la composante – traction du vecteur total – gravité.

Si le profil du lit du glacier est caractérisé par l'existence d'un seuil à changement brusque de déclivité, une zone de cassures multiples marque sur ce seuil la structure cassante du glacier.

Si l'épaisseur du glacier est considérable, les morceaux de glace nombreux et volumineux débités dans la zone du changement de pente encombrant la partie de la pente en dessous du seuil et les blocs isolés commencent à se souder de nouveau. Il se reconstitue donc une masse compacte de glace. Elle sert alors de support aux morceaux et aux lames de glace empêchant leur chute par suite de glissement.

Cet état de choses se maintient jusqu'à l'augmentation de l'effet de l'ablation. Diminuée en épaisseur et en volume total, la bande de glace sur la pente fortement inclinée devient incapable de servir plus longtemps de support aux blocs séparés de glace débités sur la barrière, et disparaît définitivement. Dès ce moment, la partie du glacier en amont du seuil de changement de pente passe à l'état de *glacier suspendu* au-dessus de la zone de rupture de continuité de la nappe de glace. Les séracs débités toujours par le glacier, glissent du seuil jusqu'à la zone où la pente devient de nouveau plus faible et où commence *éventuellement* la régénération du glacier. Si cette régénération est interdite par l'importance de l'ablation, le *glacier suspendu* passe au stade, qui le range éventuellement dans la catégorie de *danger public*.

Les déplacements de la glace des glaciers sont beaucoup plus complexes que ceux de la neige sur les pentes. Les tentatives de certains savants d'exprimer par une formule mathématique le mouvement de la glace sont condamnées à l'échec. En effet, voici *quelques-uns seulement* des facteurs importants qui agissent sur l'écoulement des glaciers: 1° masse annuelle des précipitations neigeuses dans la région de firn de même que tout le long du glacier; 2° variations de forme des profils transversaux le long du glacier; 3° variations de forme de l'axe du glacier en projection horizontale et verticale; 4° variation de la nature physique et chimique des

roches dans lesquelles est taillé le lit du glacier; 5° variations de l'ensoleillement du glacier qui dépend de l'orientation géographique de l'axe du glacier et de la hauteur des parois rocheuses qui protègent le glacier des rayons du soleil; 6° variations de la température de l'air mesurées fréquemment; 7° couverture du glacier par les débris rocheux, leur distribution sur la surface du glacier, variation de leur épaisseur et de leur coloration.

Arrêtons-nous là. Il y a encore d'autres facteurs qui influencent l'écoulement des glaciers. Notons aussi que plusieurs de tous ces facteurs ne s'expriment par aucune formule valable permettant son introduction dans l'équation algébrique.

En ce qui concerne les *glaciers suspendus*, les complications augmentent encore. Il ne reste alors qu'à recourir aux méthodes strictement empiriques appliquées très systématiquement aux cas qui présentent une importance particulière. En effet, aux crues et aux décrues dépendant des variations séculaires de la masse nourricière des névés, s'ajoutent, souvent brutalement, les allongements ou les raccourcissements de la *langue suspendue* qui dépendent des variations annuelles *locales* d'enneigement, de pluie, de température, d'ensoleillement. Ces facteurs travaillent les uns en faveur de l'augmentation de la plasticité, les autres en faveur de l'état cassant de la glace dans la zone de la langue suspendue. De là proviennent ces crues et décrues *capricieuses*, que l'on enregistre aux *glaciers suspendus* dans les Alpes et qui ne doivent pas être prises en considération pour calculer les variations séculaires concernant la totalité des glaciers de toute une région ou d'un pays.

Il me semble donc que le phénomène désigné par le terme de *glacier suspendu*, phénomène tout à fait normal en lui-même, mérite une *attention spéciale* de la part des glaciologistes tant au point de vue général que, dans certains cas, au point de vue de la sécurité pour les humains.

#### PUBLICATIONS CITÉES

LLIBOUTRY: Traité de glaciologie. 1965.

OULIANOFF, N.: Ecoulements de glaces et avalanches de neige. Bull.Soc.vaud.Sc.nat. 66, 19-25;1954.

- Bull. N 110 Lab.géol.,min.,géophys. et du Musée géol. Univers. Lausanne.

#### 8. MARTIN FRICK (Bern) – *Ortsbestimmung mit Libellensexantanten.*

In der Luftfahrt werden Ortsbestimmungen nach der bekannten Standlinienmethode durchgeführt, unter Verwendung der heute allgemein üblichen Libellensexantanten. An den zu bestimmten Zeiten gemessenen Gestirnhöhen sind, abgesehen von der selbstverständlichen Refraktionskorrektur, im Flugzeug folgende drei Korrekturen anzubringen:

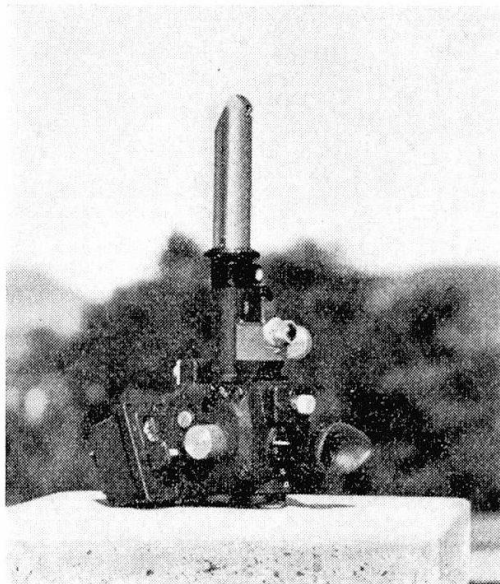
1. Eine Korrektur wegen der Corioliskraft, der das Flugzeug infolge seiner Bewegung ausgesetzt ist.
2. Es ist die schwankende Lotrichtung im Flugzeug zu berücksichtigen.
3. Der Indexfehler des Instruments muss bestimmt werden.

Die erste dieser drei Grössen lässt sich als Funktion der Fluggeschwindigkeit einer Tabelle entnehmen. Die Schwankungen der Lotrichtung eliminiert man, indem man das Mittel der gemessenen Gestirnshöhe über eine genügend lange Zeit bildet. Hierzu sind die Instrumente mit «Averagern» ausgerüstet, die es gestatten, entweder in gleichen Zeitabständen gemessene Höhen zu speichern, oder aber sie besitzen kleine mathematische Maschinen, die das zeitliche Mittel automatisch bilden.

Obwohl sich an den Apparaten im allgemeinen nur Bogenminuten ablesen lassen, erstaunt doch die erreichbare Genauigkeit, wenn man das Gerät in der richtigen Weise benützt. Bei übungshalbem Gebrauch an Land und frei aus der Hand liess sich wiederholt eine Genauigkeit von etwa 10 Bogensekunden erreichen unter den folgenden Voraussetzungen:

1. Man messe möglichst viele Höhen des selben Gestirns, pro Beobachtung etwa 10 Messungen mit den dazugehörigen Zeiten. Höhe und Zeit, mit denen man nachher in die Rechnung eingeht, gewinnt man durch Mittelung der 10 Höhen und der 10 Zeiten. Bei einem Apparat, der das zeitliche Mittel selbst bildet, entfällt dies.
2. Der Indexfehler ist, wie die Erfahrung zeigt, nicht für längere Zeit als konstant zu betrachten. Die Methode sollte daher so angelegt werden, dass sich der Indexfehler eliminieren lässt.

Letzteres kann zum Beispiel auf folgende Weise geschehen: Man beobachtet den Polarstern, dann einen Stern im Süden in der Nähe des Meridians und zuletzt einen Stern in der Nähe des 1. Vertikals. Ausgehend von Näherungswerten für Länge und Breite, reduziert man zunächst die Polarsternhöhe  $h'_n$ , wobei man sich mit dem Glied  $p \cdot \cos s_1$  begnügen kann



*Abbildung 1*

Periskopischer Sextant, ausgerüstet mit einer Vorrichtung zur Bildung des zeitlichen Mittelwerts der Höhen eines Gestirns

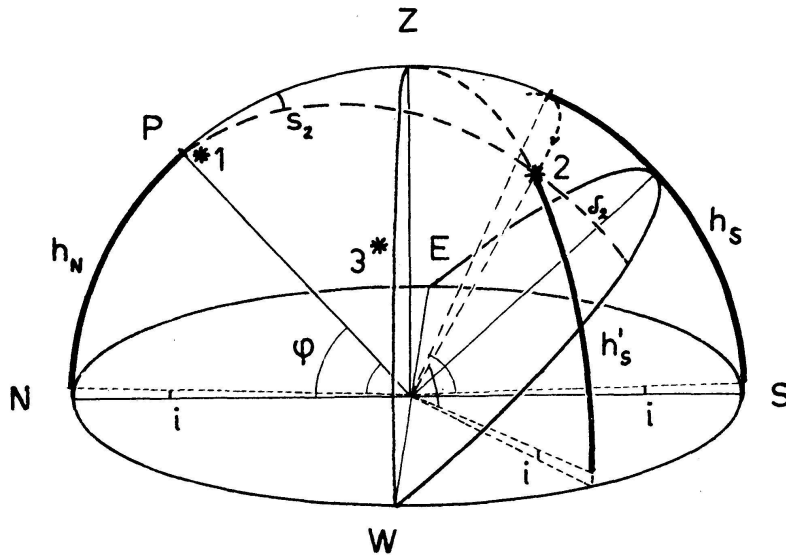


Abbildung 2

Anlage der Ortsbestimmung: Kombination der Höhe  $h_n$  des Polarsterns (1) und der auf den Meridian reduzierten Höhe  $h_s$  eines Südsterns (2) liefert neben der vom Indexfehler freien Breite  $\varphi$  auch den Indexfehler  $i$  selbst. Damit lässt sich durch Beobachtung eines Sterns 3 in West oder Ost die Länge bestimmen

( $p$  = Poldistanz und  $s_1$  = Stundenwinkel des Polarsterns am Beobachtungsort):

$$h_n = h'_n - p \cdot \cos s_1$$

Dann reduziert man die Höhe  $h'_s$  des Südsterns auf den Meridian:

$$\sin h_s = q \cdot \sin h'_s$$

hierin ist

$$q = \frac{\sin \varphi_0 \sin \delta_2 + \cos \varphi_0 \cos \delta_2}{\sin \varphi_0 \sin \delta_2 + \cos \varphi_0 \cos \delta_2 \cos s_2}$$

( $\varphi_0$  = Näherungswert für die Breite,  $\delta_2$  = Sterndeklination,  $s_2$  = Stundenwinkel des Sterns am Beobachtungsort.)

Aus den Größen  $h_n$  und  $h_s$  lassen sich Breite  $\varphi$  und Indexfehler  $i$  durch entsprechende Addition oder Subtraktion der beiden Gleichungen:

$$\begin{aligned} h_n + i &= \varphi \\ h_s + i &= 90 - \varphi + \delta_2 \end{aligned}$$

bestimmen.

Für den Ausdruck  $q$  haben wir zur schnelleren Auswertung Tabellen rechnen lassen, die den gewöhnlichen Logarithmus von  $q$  als Funktion des Stundenwinkels und der Deklination jeweils für gewisse Breiten enthalten.

Zum Schluss rechnet man in bekannter Weise die Länge aus den oben gewonnenen Werten und den Daten der dritten Sternbeobachtung.

**9. WILHELM KAISER (Basel/Solothurn) – Proportionen der Sphären im Planetensystem gemäss dem Grössenverhältnis von Erde : Mond.**

Jegliche Theorie bezüglich der Entwicklung unserer Sonne und ihres Planetensystems muss davon ausgehen, dass die heute in einem relativ kleinen Kugelraum zusammengeballte Sonnenmasse in Urzeiten ganz dünn und weit ausgebreitet war über die Räume des heutigen Planetensystems. Wie und in welchen Stufen raum-erfüllend dann die Konzentration dieser Sonnensubstanz später erfolgte, dafür geben gewisse Anhaltspunkte die Grössenverhältnisse der ineinanderliegenden Planetensphären, welche der Referent eingehend beschrieben hat in seinem Hauptwerke «Die geometrischen Vorstellungen in der Astronomie». Hier sollen einige Hauptgedanken und Ergebnisse skizziert werden.

Es ist anzunehmen, dass der Mond unserer Erde irgendwie von dieser abgetrennt wurde in einem bestimmten Massenverhältnis, das sich zuletzt auch in einem eigenartigen Volumverhältnis der beiden Weltkörper ausprägte. Wir betrachten hier nur das letztere und das für diese Kugeln geltende Radienverhältnis. Für diese Betrachtung wird die etwas abgeplattete Erde ersetzt durch eine ideale Kugel vor der Abplattung mit dem Äquatorradius  $a = 6378,4$  km. In bezug dazu hat der Mond einen Radius  $n = \frac{3}{11} a =$  rund 1740 km oder  $n = 15$  mal 116 km = 15  $t$ , so dass  $a = 55 t$  ist. Nun ist  $t = 116$  km die von den Geologen geschätzte Dicke des Gesteinsmantels der Erde, mit «Bruchzone» 60 km + «Fließzone» 60 km = rund 120 km. Innerhalb dieses Gesteinsmantels liegen die dichteren, schweren Massen, welche eine Kugel mit dem Radius  $a_0 = 54 t$  bilden, und in bezug auf diese «Kernkugelerde» hat der Mond einen Radius mit dem Mass  $n = \frac{5}{18} a_0 = \frac{5}{18}$  von  $54 t = 15 t$ , wobei  $t = 116$  km ist.

Beide Verhältniszahlen, sowohl  $\frac{3}{11}$  wie  $\frac{5}{18}$ , zeigen sich nun beim Vergleich der heliozentrischen Planetensphären, das heisst Kugelflächen, welche die Bewegungsbereiche der einzelnen Planeten andeuten, aber zugleich auch die Stufen der sich konzentrierenden Sonnenmaterie. Dabei zeigt sich die Jupitersphäre als eine Art mittlere Hauptsphäre für die ganze «Einwicklung» und mathematisch betrachtet als die Spiegelungssphäre für eine Transformation nach reziproken Radien, wie es der Referent in seinem Hauptwerk eingehend beschrieben hat.

Jupiter hat von der Sonne den mittleren Abstand  $J = 5,2 L$ , wobei  $L = S-E$  den mittleren Abstand Sonne–Erde bedeutet. Sein grösster Abstand von der Sonne ist  $J_0 = 5,45 L = \frac{60}{11} L$  und eine Kugelfläche mit diesem Radius eine seinen Bewegungsbereich umgrenzende Sphäre, welche in Urzeiten von der dünnen Sonnenmaterie erfüllt war. Betrachten wir jetzt eine Konzentration dieser Materie und Verkleinerung ihres Kugelraumes im Verhältnis Erde:Mond, so ergibt sich eine Kugel mit dem Radius  $R_0 = \frac{5}{18} J_0 = \frac{5}{18} \cdot \frac{60}{11} L = \frac{50}{33} L = 1,515 L$ . Dieser Radius ist sehr genähert gleich  $R = 1,52 L =$  mittlerer Abstand des Mars von der Sonne, so dass die durch vorige Gleichung gekennzeichnete mittlere Mars-sphäre eine wohldefinierte Etappe der  $S$ -Konzentration ist.

Eine nochmalige Konzentration der Sonnenmaterie gemäss dem Kugelradienverhältnis Erde:Mond = 11:3 ergibt eine Kugel mit dem Radius

$Q_0 = \frac{3}{11}$  von  $R_0 = \frac{3}{11} \cdot \frac{50}{33} L = \frac{50}{121} L = 0,413 L$ . Diese Kugelfläche durchquert also den Bewegungsbereich des Merkur, dessen mittlerer Abstand von der Sonne  $= Q = 0,387 L$  ist und dessen grösster Abstand das Mass  $Q' = 0,467 L$  hat. Wir erhalten dieselbe Kugelfläche, wenn wir zuerst  $R_1 = \frac{3}{11} J_0 = \frac{3}{11} \cdot \frac{60}{11} L = \frac{180}{121} L$  als Radius der Marssphäre berechnen und hernach  $Q_0 = \frac{5}{18} R_1 = \frac{5}{18}$  von  $\frac{180}{121} L = \frac{50}{121} L$  als Radius der Merkursphäre bestimmen.

Nun zeigt sich das Grössenverhältnis Erde:Mond nicht bloss für bestimmte Sphären innerhalb des Jupitergebietes, sondern auch für grössere Sphären ausserhalb dieses Gebietes. Betrachten wir eine solche Ausdehnung der urzeitlichen Sonnenmaterie, wo der von ihr erfüllte Kugelraum sovielmals grösser war als das Volumen der Jupitersphäre, wie die heutige Erdkugel im Verhältnis zum Monde, so gelangen wir zu einer Kugelfläche mit dem Radius  $U_0 = \frac{11}{3}$  mal  $\frac{60}{11} L = 20 L$ . Dieser Radius ist ziemlich genau gleich dem weitesten Abstände  $20,1 L$  des Planeten Uranus von der Sonne (mittlerer Abstand  $19,2 L$ ). Somit ist auch diese äussere Uranussphäre eine Etappe für den Substanzbereich der Ursonne, der aber anfänglich noch weiter ging bis zu den Bereichen von Neptun und Pluto, des in unserem Jahrhundert entdeckten transneptunischen Planeten. Dessen mittleren Abstand von der Sonne hat der Referent in seinem astronomischen Hauptwerke theoretisch berechnet vor jeder empirischen Bahnbestimmung auf Grund folgender Erwägungen:

Er fasste zuerst ins Auge einen solchen als wahrscheinlich anzunehmenden Bereich der uranfänglich weit ausgedehnten Sonnenmaterie, welcher im Verhältnis zum Volumen der Uranussphäre sovielmals grösser war wie die Erdkugel im Vergleich zu ihrem Monde. Das musste also eine Kugel sein mit dem Radius  $G = \frac{18}{5} U_0 = \frac{18}{5}$  von  $20 L = 72 L$ , als anfänglicher Urraum der feinen Sonnenmaterie und wurde vom Referenten als «Gäa-Sphäre» bezeichnet. Er sagte sich, dass die erste Stufe der nun beginnenden Konzentration der Urmaterie eine solche war, welche eine Volumverkleinerung in demselben Verhältnis 6:1 herbeiführte, wie es auf späteren Stufen beim Zusammendrängen von der Saturnsphäre auf die Jupitersphäre und von der Venussphäre zur Merkursphäre geschah. Das Volumverhältnis 6:1 besteht auch zwischen der heutigen Sonne und der Mondsphäre unserer Erde, wobei das zugehörige Radienverhältnis der beiden Kugelräume 109:60 ist. – Ausgehend von der Gäa-Sphäre, würde sich in diesem Sinne als erste Konzentration der Sonnenmaterie ein Kugelraum mit dem Radius  $P = \frac{60}{109}$  von  $G = \frac{60}{109} \cdot 72 L = \frac{4320}{109} L = 39,6 L$  ergeben: Das ist aber gerade das Mass für den mittleren Abstand des neuentdeckten Planeten Pluto von der Sonne, wie er sich aus dessen Bahnbestimmungen eindeutig ergeben hat; also ist die mittlere Plutosphäre eine ersichtliche erste Zwischenstufe für die Konzentrationsvorgänge. Für den Verfasser des unten genannten, schon 1933 gedruckten Werkes war jene Bahnbestimmung eine Bestätigung seiner früheren Berechnungen.

Das mehrbändige Hauptwerk von Dr. WILHELM KAISER, nur zu beziehen vom Verfasser (Solothurn 4), hat den Titel «Die geometrischen Vorstellungen in der Astronomie», mit besonderem Figurenatlas).