

(Aus dem Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck.)

Beiträge zur Kenntnis des Gletscherwindes.

Von

H. Hoinkes.

Mit 7 Textabbildungen.

Zusammenfassung. Aus einem umfangreichen Material von Registrierungen und Beobachtungen aus der eisnahen Luftschicht auf Alpengletschern werden die Tage mit Gletscherwind herausgegriffen. Neue Erfahrungen über den Tagesgang, die Geschwindigkeitsverteilung und den thermischen Aufbau dieses Schwerewindes werden mitgeteilt. Der *Tagesgang* läßt zwei gleichberechtigte Maxima (vor Sonnenaufgang und vor Sonnenuntergang) und zwei Minima (vor Mittag und vor Mitternacht) erkennen. Die gleiche doppelte Schwankung zeigt auch der vertikale Temperaturgradient als Folge des verschiedenen Tagesganges von Luft- und Eistemperatur. Die *Geschwindigkeitsverteilung* im vertikalen Aufbau zeigt das Maximum bis zu 3 m/sec unterhalb 2,5 m Höhe. Die Beziehung zwischen Höhenlage und Geschwindigkeit des Maximums läßt sich durch ein einfaches Potenzgesetz beschreiben. Mit Hilfe der für die Geschwindigkeit eines stationären Schwerewindes von A. DEFANT abgeleiteten Formel kann es wahrscheinlich gemacht werden, daß die Mächtigkeit der als Gletscherwind abfließenden Kaltluft auf Alpengletschern die Größenordnung Dekameter kaum übersteigt. Der *thermische Aufbau* der eisnahen Luftschicht verrät sofort die rezente Vorgeschichte der Luft: Die als Gletscherwind abfließende „gletschereigene“ Luft ist bei stabiler Schichtung durch einen großen vertikalen Gradienten der Temperatur, infolge vorausgegangener intensiver Wärmeabgabe, charakterisiert; die durch Advektion vom eisfreien Gelände herangeführte „gletscherfremde“ Luft weist einen wesentlich kleineren Temperaturgradienten auf. Mit dem Temperaturgradienten in linearem Zusammenhang stehen unregelmäßige Schwankungen der Temperatur, deren Amplitude bei Gletscherwind am größten ist. Sie sind vorwiegend eine Folge der turbulenten Vermischung der eisnahen Luftschicht und erlauben die Abschätzung eines Mischungsweges für Wärmeübergang. Da die bei turbulenter Vermischung durch die Luft zum Eis fließende Wärmemenge dem vertikalen Temperaturgradienten direkt proportional ist, wird bei Gletscherwind, unabhängig von der absoluten Höhe der Temperatur, die relativ größte Wärmemenge aus der Luft auf das Eis übertragen. Es ist somit sachlich unbegründet, dem Gletscherwind eine kon-

servierende, das Eis vor rascher Abschmelzung schützende Wirkung zuzuschreiben.

Summary. From an extensive material of records and observations within the air layer near the ice surface of Alpine glaciers the days with glacier wind were extracted. New results concerning daily variation, velocity distribution, and thermal structure of this gravity-wind are communicated. The *daily variation* shows two maxima of equal significance (before sunrise and before sunset) and two minima (before noon and before midnight). The same double variation becomes also manifest in the vertical temperature gradient as a consequence of the different daily variation of air and ice temperature. The vertical *velocity distribution* shows a maximum approaching 3 m/sec below 2.5 m height. The relation between level and velocity of the maximum can be described by a simple exponential law. Using the formula of A. DEFANT for the velocity of a stationary gravity-wind, it can be shown that, most likely, the height of the layer of cold air moving downward on Alpine glaciers as glacier wind hardly exceeds the order of magnitude of decameters. The *thermal structure* of the air layer near the ice surface reveals its origin: air of glacial origin flowing down as glacier wind is characterized, in case of a stable stratification, by a great vertical temperature gradient after intensive emission of heat; non-glacial air arriving by advection from parts clear of ice has a considerably smaller temperature gradient. There is a linear relation between temperature gradient and irregular variations of temperature the amplitudes of which reach a maximum in glacier wind. They are principally an effect of the turbulent mixing process of the air near the ice surface and make possible estimating a mixing length for the heat transfer. As the quantum of heat being transferred by turbulent mixing from air to ice is directly proportional to the vertical temperature gradient, the relatively highest amount of heat passes from air to ice with glacier wind, independently of the absolute height of temperature. Therefore, there are no objective arguments for attributing to the glacier wind a conserving effect which protects the ice from rapid melting.

Résumé. A partir d'un vaste matériel d'observations de la couche d'air voisine de la glace, l'auteur établit une liste des jours avec brise de glacier. Il communique de nouveaux résultats concernant la variation diurne, la répartition des vitesses et les conditions thermiques de ce vent. La *variation diurne* présente deux maxima (avant le lever et avant le coucher du soleil) et deux minima (avant midi et avant minuit). Le gradient vertical de température accuse la même périodicité par suite des variations diurnes différentes des températures de l'air et de la glace. La *distribution de la vitesse* selon la verticale fait ressortir le maximum atteignant 3 m/s au-dessous de 2,5 m de hauteur; l'altitude et la vitesse du maximum sont liées par une loi exponentielle simple. Grâce à la formule de A. DEFANT concernant la vitesse d'un courant de gravitation stationnaire, on peut montrer que l'épaisseur des brises des glaciers alpins ne dépasse probablement pas une dizaine de mètres. La *structure thermique* de la couche d'air proche de la glace trahit son passé immédiat: cette couche est en effet caractérisée par un fort gradient vertical de température par suite de la perte de chaleur intense, tandis que l'air provenant par advection des parties avoisinantes, libres de glace, possède un gradient notablement plus faible. Il y a en outre des variations de température irrégulières, linéairement liées au gradient de température et dont l'amplitude est maximum par la brise de glacier; elles résultent essentiellement du mélange turbulent de la couche voisine de la glace et permettent d'estimer un parcours de mélange

du transfert de chaleur. Comme la quantité de chaleur transmise à la glace par le mélange turbulent de l'air sus-jacent est directement proportionnelle au gradient vertical de température, relativement la plus grande quantité de chaleur passe, par brise de glacier, de l'air à la glace, et cela indépendamment de la valeur absolue de la température. Il n'est donc pas justifié d'attribuer à la brise de glacier la propriété de protéger la glace d'une fusion rapide.

In den Sommermonaten der Jahre 1950 bis 1953 wurden auf verschiedenen Gletschern der Ostalpen durch zusammen 45 Tage die meteorologischen Verhältnisse in der eisnahen Luftschicht registriert bzw. beobachtet. Über einen Teil dieser Arbeiten wurde im Zusammenhang mit Ablationsmessungen bereits ausführlich berichtet [10, 12]; hier sei die Aufmerksamkeit dem Abfluß der durch die Berührung mit dem Eis abgekühlten Luftmassen über die geneigten Gletscherzungen zugewendet, einer Erscheinung, zu deren Klärung A. DEFANT mit einer schönen und überaus klaren theoretischen Abhandlung [3] beigetragen hat. Die Arbeiten über Gletscherwinde in den Ostalpen von E. EKHART [5, 6] und H. TOLLNER [19, 20] haben neben der Mitteilung mehr qualitativer Beschreibungen und gelegentlicher Einzelbeobachtungen vor allem die Kenntnis der Aerologie der Gletscherwinde gefördert; über Ablauf, Struktur und thermischen Aufbau dieser reinen Schwerwinde sind wir jedoch noch nicht erschöpfend unterrichtet.

Von 36 Tagen mit vollständigen Registrierungen des Windes und der Temperatur in verschiedenen Höhen über dem Eis wurde an 17 Tagen Gletscherwind beobachtet, der nicht durch überlagerte Druckgradienten aus der großräumigen Wetterlage gestört war. Die Beachtung dieses Umstandes ist von größter Bedeutung, denn A. DEFANT [3] hat an einem vereinfachten Modell eines Schwerwindes gezeigt, daß auf den Abfluß der erkalteten Luft die Schwere zwar einen maßgebenden Einfluß ausübt, daß dieser Abfluß aber bereits wesentlich durch das innere, aus dem Aufbau der Kaltluft selbst resultierende Druckgefälle modifiziert werden kann; überlagert ist ferner noch das in der allgemeinen Wetterlage vorhandene äußere Druckgefälle (vgl. auch [23], Fußnote von A. DEFANT). Da Schwere, inneres und äußeres Druckgefälle etwa von der gleichen Größenordnung sind, kann der Abfluß der Kaltluft wesentlich beschleunigt werden, wenn inneres und äußeres Gefälle sich decken, er kann gänzlich zum Stillstand kommen, wenn beide Druckgefälle entgegengesetzt gleich sind und es kann die stabil geschichtete Luft entgegen der Schwere und dem inneren Gefälle gletscheraufwärts bewegt werden, wenn das äußere Gefälle entgegengesetzt gerichtet und wesentlich stärker ist. Alle drei Fälle konnten mehrfach beobachtet werden; nur so ist es auch zu verstehen, daß der Gletscherwind oft an schönen, für seine Entstehung anscheinend günstigen Tagen fehlt. Für die folgende, mehr quantitative Betrachtung am besten geeignet sind die Registrierungen aus dem weiten Becken des Vernagtferners in den Ötztaler Alpen. Seine Neigung beträgt im Durchschnitt nur etwa 5° und seine Ausdehnung ist groß gegenüber der relativen Höhe der ihn begrenzenden Bergkämme, so daß störende

mit dem der zwölf Gletscherwindtage (Abb. 1b); daran ändert sich auch nichts, wenn man noch acht Tage Windregistrierungen von der Zunge des Gepatschferners aus dem September 1953 hinzunimmt. Die quantitative Übereinstimmung ist natürlich rein zufällig, die qualitative mag jedoch als Hinweis dafür gelten, daß der Schwerewind, auch wenn er

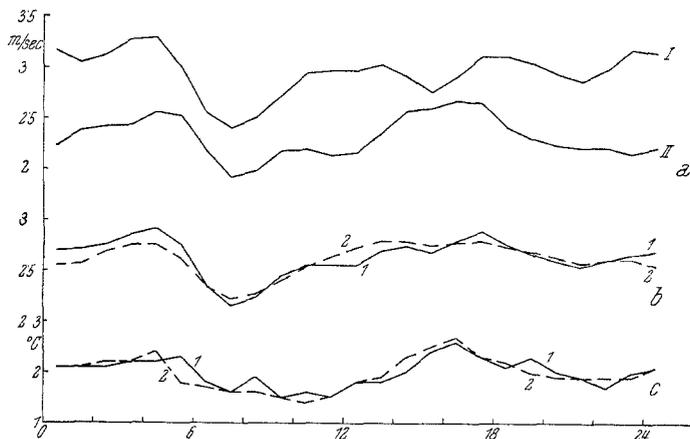


Abb. 1. Tägliche Gänge von: *a* Windgeschwindigkeit an Tagen mit Gletscherwind, *I*. 5 Tage Vernagtferner, August 1950; *II*. 7 Tage Vernagtferner, Juli 1952. *b* Windgeschwindigkeit am Vernagtferner. *I*. 12 Tage mit Gletscherwind (Mittel aus *a I* und *II*). *2*. Mittel über 26 Tage, alle Windrichtungen. *a* und *b* ausgeglichen nach $(a + 2b + c)/4$; *c* Temperaturdifferenz 150 — 10 cm am Vernagtferner, *1*. 11 Tage August 1950, *2*. 14 Tage Juli 1952, unausgeglichen.

zeitweise modifiziert oder ganz unterdrückt wird, die Windverhältnisse auf der Gletscheroberfläche maßgebend beeinflusst.

Die den Abfluß einer stabil geschichteten Luftmasse auf geneigter Unterlage antreibende Zirkulationsbeschleunigung ist durch das Temperatur- und damit Dichtegefälle in der Horizontalen bestimmt. Dieses

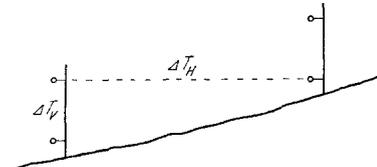


Abb. 2. Die Temperaturdifferenz in der Vertikalen ΔT_V als Maß für die Temperaturdifferenz in der Horizontalen ΔT_H .

wird bei der ideal homogenen Temperatur der Unterlage weitgehend durch das Temperaturgefälle in der Vertikalen wiedergegeben (Abb. 2), das somit qualitativ den gleichen Gang aufweisen muß, wie die Geschwindigkeit des Kaltluftabflusses. Als Maß für das Temperaturgefälle in der Vertikalen steht die registrierte Temperaturdifferenz zwischen 10 und 150 cm Höhe zur Verfügung. Beide Meßreihen der Temperaturdifferenz

(Abb. 1c) ergeben einen untereinander und mit der Windgeschwindigkeit praktisch identischen Tagesgang. Die doppelte Schwankung des Temperaturgefälles in der Vertikalen ist eine Folge des verschiedenen Tagesganges von Luft- und Eistemperatur. Vor Sonnenaufgang ist die Gletscheroberfläche nach einer Strahlungsnacht am kältesten; etwa eine Stunde

nach Sonnenaufgang ist durch die Einstrahlung die Temperatur der Gletscheroberfläche wieder auf Null Grad gestiegen [1], ohne daß die Temperatur der Luft noch wesentlich verändert wäre, das Temperaturgefälle zwischen der Oberfläche des Gletschers und der darüberliegenden Luft wird also rasch geringer. Während nun die Gletscheroberfläche auf der Temperatur von Null Grad bleibt, wird in die Gletscherwindzirkulation zunehmend wärmere Luft einbezogen, wodurch der Temperaturgegensatz zwischen Gletscheroberfläche und Luft bis zum Sonnenuntergang, der wegen des abgeschirmten Horizontes noch bei relativ hohem Sonnenstand erfolgt, zunimmt. Nun aber bleibt die Temperatur der Gletscheroberfläche trotz der einsetzenden Ausstrahlung noch mehrere Stunden auf Null Grad, weil durch das Frieren der wassergetränkten obersten Eisschichten ständig Schmelzwärme frei wird [1]; da gleichzeitig die Temperatur der in die Gletscherwindzirkulation einbezogenen Luft nach Erreichen des Nachmittagsmaximums zunächst rasch abnimmt, wird der Temperaturgegensatz zwischen Gletscheroberfläche und Luft wieder kleiner. In der zweiten Nachthälfte überwiegt sodann die Abkühlung der nun gefrorenen Gletscheroberfläche durch Ausstrahlung und der Temperaturgegensatz steigt wieder bis zum Sonnenaufgang. Es ist anzunehmen, daß die doppelte Tagesschwankung des vertikalen Temperaturgefälles über dem Eis bei Strahlungswetter am ausgeprägtesten sein wird; besonders die Temperatur der Gletscheroberfläche ist durch nächtliche Schwankungen der Bewölkung leicht zu beeinflussen, wie mein Mitarbeiter W. AMBACH [1] durch seine Messungen am Vernagtferner zeigen konnte. Auch bei bedecktem Himmel und bei Regen bleibt die eisnahe Luftschicht jedoch stabil geschichtet, daher muß der Gletscherwind, wenn auch schwächer entwickelt, anhalten, solange er nicht durch ein Druckgefälle aus der allgemeinen Wetterlage unterdrückt wird. Die gleiche stabile Schichtung bleibt über Schnee- und Eisflächen auch in großen Seehöhen und bei Temperaturen unter Null Grad zumeist erhalten; eine Beschränkung des Schwerewindes auf bestimmte Seehöhen [21] läßt sich also kaum begründen.

II.

Die Geschwindigkeitsverteilung im Gletscherwind zeigt das Maximum, wie bereits früher beobachtet wurde [5, 22] und wie es für einen Schwerewind auch charakteristisch ist [23] in geringer Höhe über dem Boden; sie wurde bis zu 2,5 m Höhe mit Hilfe von drei bis vier senkrecht übereinander angebrachten, sorgfältig verglichenen Anemometern registriert. Es ergab sich bei allen Meßreihen eine Zunahme der Geschwindigkeit linear mit dem Logarithmus der Höhe [10, 11, 12] bis zum Maximum, das am Vernagtferner im Mittel unterhalb 2,5 m Höhe lag. Schon bei den Feldarbeiten war es aufgefallen, daß besonders bei schwächerem Gletscherwind das oberste Anemometer (240 bzw. 257 cm) deutlich langsamer lief; in der Meßreihe Vernagtferner II ist dieser Zustand noch im Mittel über sieben Tage mit Gletscherwind zu erkennen (Abb. 3). Nach einem Zeitabschnitt mit Windstille (bzw. einer Windgeschwindig-

keit unter der Anlaufgeschwindigkeit der Handanemometer von etwa 0,8 m/sec) begann häufig durch mehrere Minuten zuerst das unterste Anemometer zu laufen (18 bzw. 28 cm), der Kaltluftabfluß begann also oft in ganz seichter Schicht von weniger als 50 cm; durch mehrere Stunden blieb zuweilen der Kaltluftabfluß auf Schichtdicken geringer als 2 m beschränkt. Ein Tag aus der Meßreihe am Gepatschferner zeigte noch im Mittel über 24 Stunden in 19 cm Höhe eine größere Windgeschwindigkeit als in 212 cm (Tabelle 1 bzw. Abb. 3). Bei Windgeschwindigkeiten über 3 m/sec wurde das Maximum im Höhenbereich bis 2,5 m nicht mehr

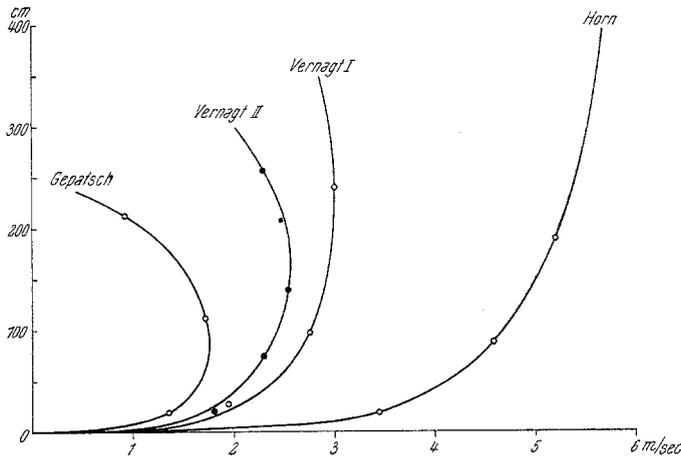


Abb. 3. Beispiele für die Windschichtung im Gletscherwind. Daten zu den Meßreihen in Tabelle 1.

erreicht. Die aus den Registrierungen hervorgehende Beziehung zwischen der Höhenlage des Maximums über dem Boden und der maximalen Windgeschwindigkeit, für die in Abb. 3 und Tabelle 1 einige Beispiele enthalten sind, kann durch ein Potenzgesetz von der einfachen Form

$$Z_{\max} = \text{const.} \cdot v_{\max}^{1,78} \quad (1)$$

angenähert werden; die Konstante wurde hier zu 0,0098 bestimmt. Mit dieser Formel erhält man folgende Wertepaare, die mit der Beobachtung gut übereinstimmen:

v_{\max}	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	m/sec
Z_{\max}	0,36	1,2	2,5	4,2	6,2	8,6	11,3	14,4	17,7	21,4	m

Das Geschwindigkeitsmaximum im vertikalen Aufbau der vom Inlandeis Grönlands abfließenden Kaltluft wird bei 5 bis 6 m/sec Mittelgeschwindigkeit in Bodennähe etwa 7 m/sec betragen; seine Höhe wurde mit etwa 10 m geschätzt [14], was sich gut in die angegebenen Werte einfügen würde.

Tabelle 1 enthält Mittelwerte der Geschwindigkeit im ungestörten Gletscherwind aus vier verschiedenen Meßreihen, dazu die maximalen

Stundenmittelwerte. Im flachen Becken des Vernagtferners schwanken die Mittelwerte zwischen 2 und 3 m/sec, im Maximum werden 6 m/sec erreicht; auf der steileren Zunge des Hornkeeses (Zillertaler Alpen) sind die analogen Werte 5 und 8 m/sec. Die Spitzenböen wurden nicht gemessen, sie dürften kurzfristig gut die doppelten Werte erreichen. Es ist möglich, mit Hilfe der von A. DEFANT [3] abgeleiteten Formel für die mittlere Geschwindigkeit U einer stationären Luftströmung auf einem gegen die Horizontale um α° geneigten Boden wahrscheinliche Grenzwerte für die Schichtdicke Z der abfließenden Kaltluft abzuschätzen. Die Formel

$$U = \left(\frac{gZ}{\kappa} \frac{\Theta_1 - \Theta}{\Theta_1} \sin \alpha \right)^{1/2} \quad (2)$$

setzt eine, aus zwei homogenen Schichten von der potentiellen Temperatur Θ (unten) und Θ_1 (oben) aufgebaute Atmosphäre voraus und berücksichtigt die Reibung nach dem einfachen „skinfriction“-Ansatz von G. J. TAYLOR. Wegen weiterer Einzelheiten muß auf die Originalabhandlung [3] oder auf die kurze Diskussion der Formel (2) bei F. DEFANT [4] verwiesen werden. Die Konstante κ des Reibungsansatzes ist eine Funktion der Anemometerhöhe z_a und des Rauigkeitsparameters z_0 [2]

$$\kappa = \frac{k^2}{\left(\ln \frac{z_a + z_0}{z_0} \right)^2} \quad (3)$$

mit $z_a = 2,4$ m, $z_0 = 0,0015$ m und der Karmanschen Konstanten $k = 0,4$ erhält man $\kappa = 0,00293$ in guter Übereinstimmung mit dem Mittelwert TAYLORS $\kappa = 0,0025$. Die thermische Schichtung der eisnahen Luftschicht (vgl. den folgenden Abschnitt) zeigt, daß die in Formel (2) benötigte Differenz der potentiellen Mitteltemperaturen $\Theta_1 - \Theta$ über Alpengletschern nicht groß sein kann, bzw. daß sie der Schichtdicke Z umgekehrt proportional sein muß. Eine sorgfältige Konstruktion der möglichen Temperaturschichtungen auf Grund der vorhandenen Messungen ergab als wahrscheinliche Grenzen $0,5 < \Theta_1 - \Theta < 1,0$, die wohl nur selten überschritten werden dürften.

In Tabelle 2 ist die Gleichung (2) für die Neigung $\alpha = 5^\circ$ (oberer Vernagtferner) und $\alpha = 15^\circ$ (Hornkees) mit $\Theta_1 = 281^\circ$ und $\kappa = 0,003$ für $\Delta\Theta$ $0,5^\circ$ C und $1,0^\circ$ C und verschiedene Schichtdicken Z ausgewertet.

Tabelle 2. *Geschwindigkeit einer auf geneigter Unterlage ($\alpha = 5^\circ$ und $\alpha = 15^\circ$) abfließenden kalten Luftmasse in Abhängigkeit von der Schichtdicke Z und dem Unterschied der Mitteltemperatur $\Delta\Theta$ nach der Formel von A. DEFANT.*

Z	5	10	30	50	100	200 m	
$\alpha = 5^\circ$ {	$\Delta\Theta = 0,5^\circ$ C	1,6	2,3	3,9	5,1	7,2	10,1 m/sec
	$\Delta\Theta = 1,0^\circ$ C	2,2	3,2	5,5	7,1	10,0	14,2 m/sec
$\alpha = 15^\circ$ {	$\Delta\Theta = 0,5^\circ$ C	2,8	3,9	6,7	8,7	12,3	17,5 m/sec
	$\Delta\Theta = 1,0^\circ$ C	3,9	5,5	9,5	12,3	17,3	24,5 m/sec

Vergleicht man die berechneten Geschwindigkeiten mit den beobachteten, dann muß man die Übereinstimmung in der Größenordnung als hervorragend bezeichnen, wenn man die Schichtdicke der abfließenden Kaltluft mit etwa 30 bis 50 m begrenzt. Darüber werden die berechneten Geschwindigkeiten rasch größer als die beobachteten, wobei noch zu bedenken ist, daß die Rechnung Mittelwerte über die ganze Schichtdicke Z liefert, die wegen der tiefen Lage des Maximums geringer sein müssen als die beobachteten Werte in Tabelle 1; oberhalb 100 m Höhe sind die berechneten Werte jedenfalls wesentlich höher, so daß es fraglich erscheint, ob Schichtdicken über 100 m im ungestörten Gletscherwind auf Alpengletschern vorkommen. Die in der Literatur vorhandenen Angaben für die Mächtigkeit des Gletscherwindes in den Ostalpen, nämlich 50 bis 400 m auf der Pasterze [20, 21] und 10 bis 300 m am Hintereisferner [5, 6], erscheinen in ihren oberen Grenzen unwahrscheinlich hoch, wenn man berücksichtigt, daß das Grönländische Inlandeis nur eine Kaltluflthaut von 200 bis höchstens 400 m [24] zu erzeugen vermag.

Studiert man die Ergebnisse von TOLLNER [20, 21] kritisch — soweit dies auf Grund der Veröffentlichung möglich ist —, dann findet man, daß der Gletscherwind an den Tagen der Pilotierungen durch starken Gradientwind aus der gleichen Richtung wesentlich verstärkt worden sein mußte. Die Festlegung der Grenze zwischen Gletscherwind und Gradientwind ist unter diesen Umständen sehr schwierig, zumal ein eindeutiges Minimum in der Horizontalgeschwindigkeit kaum vorhanden ist, wie Abb. 4 in [20] oder Abb. 11 in [21] zeigt; SCHWABL und TOLLNER [15] haben später Bedenken gegen diese Methode geäußert und vermutet, daß die wahre Grenze tiefer liegen dürfte. Dagegen lassen die genannten Abbildungen recht deutlich ein (auch von TOLLNER als „auffällig“ bezeichnetes) Minimum der Geschwindigkeit in etwa 100 m relativer Höhe erkennen, das mit großer Wahrscheinlichkeit als Obergrenze des Gletscherwindes angesehen werden muß. Es erscheint unmöglich, daß ein Schwerewind das Maximum der Geschwindigkeit im vertikalen Aufbau in 175 m Höhe über dem Boden erreicht, während in 100 m Höhe bereits ein Minimum beobachtet wurde [21]; ein Schwerewind kann, sofern er ungestört entwickelt ist, über der untersten, bei der geringen Rauigkeit der Gletscheroberfläche maximal etwa 10 m mächtigen Bodenreibungsschicht *nur* Windabnahme mit der Höhe zeigen. Eine Tagesserie von Pilotballonen bei Gradientwind aus S—SW, also fast quer zur Richtung des Gletscherwindes aus NW—WNW, ergab auch nur 50 bis 100 m Mächtigkeit des Gletscherwindes. Die von EKHART [5, 6] durchgeführten Pilotierungen waren anscheinend ebenfalls erheblich von Gradientwinden beeinflusst; aus den mitgeteilten Pilotbahnen [5], (Fig. 11) sind die angegebenen Grenzwerte nicht zwingend zu erkennen. Besonders aus Aufstieg Nr. 4 scheint eine Obergrenze des Gletscherwindes um 100 m mit größerer Wahrscheinlichkeit hervorzugehen, als die mit 300 m angegebene; es dürfte auch schwierig sein, eine so rasche Kaltluftproduktion zu erklären, daß innerhalb von 62 Minuten (das ist die Zeit zwischen Aufstieg Nr. 3 und 4) die Kaltluft von 10 m auf 300 m anwachsen sollte. Auch hier kann man

wahrscheinlich den Gletscherwind auf Schichtdicken unter 100 m begrenzen. W. EVERS [9] bestimmte durch Pilotierungen im Vorfeld des Nigardsbre in Südnorwegen die Mächtigkeit des Gletscherwindes mit 50 bis 100 m, C. C. WALLÉN [22] schätzte sie am kleinen Kårsa-Gletscher in Schwedisch-Lappland auf 10 bis 50 m. Die starke Anfälligkeit des Gletscherwindes gegen Störungen sowie das bekannte intermittierende Abfließen der Kaltluft, wobei doch offenbar Reibungswiderstände überwunden werden müssen, was erst ab einer gewissen Mindestmächtigkeit oder einem Schwellenwert des Dichtegegensatzes möglich sein dürfte, sprechen ebenfalls für eine geringe Mächtigkeit der abfließenden Kaltluft von der Größenordnung Dekameter.

III.

Der thermische Aufbau des Gletscherwindes ist gekennzeichnet durch stabile Schichtung und einen großen vertikalen Gradienten. Die Registrierung der Lufttemperatur in zwei verschiedenen Höhen über dem Eis ließ bereits erkennen, daß für den Temperaturunterschied zwischen den Höhen 150 cm und 10 cm keine einfache Abhängigkeit von der Temperatur in 150 cm Höhe bestimmend war, vielmehr war unabhängig davon an Tagen mit Gletscherwind diese Differenz am größten [11]. Eine weitere Auswertung der damit angedeuteten Eigenart im Aufbau der eisnahen Luftschicht unterblieb, da das Tagebuch mit den zusätzlichen Messungen des Temperaturgradienten mit zwei Abmannspsychrometern gleichzeitig am 27. August 1950 durch Sturz in eine schmale, frisch aufgerissene Gletscherspalte verloren gegangen war [10]. Ein freundlicher Zufall ließ das Tagebuch gerade zwei Jahre später, bei den Arbeiten im Juli 1952, aus dem Eis ausschmelzen; es war noch völlig wohl erhalten und konnte

Tabelle 3. Mittelwerte der Lufttemperatur aus je zehn zusammengehörigen Messungen zwischen 9 und 19 Uhr, der Windgeschwindigkeit und der Bewölkung, Vernagtferner, 2973 m, August 1950.

	10	20	30	150	170 cm	<i>u</i> , 98 cm m/sec	Vorherrsch. Richtung	Bewölkung 7—18
21.	3,69	4,11		5,53		3,06	NW—N	0,6
22.	4,23	4,81		6,56		3,06	NW—N	2,5
23.	4,15	4,78		6,39		2,58	NW—N	2,2
24.	5,29	5,86		7,55		2,36	NW—N	4,5
25.	6,79		7,30	7,92	7,97	3,19	SE—S	7,6
26.	5,68		6,06	6,52	6,64	3,26	SE—S	6,9
27.	5,66		5,95	6,46	6,60	3,27	SE—S	6,4

ohne Schwierigkeiten ausgewertet werden. Tabelle 3 enthält Mittelwerte der Lufttemperatur aus je zehn zusammengehörigen Messungen zwischen 9 und 19 Uhr für die Tage 21. bis 27. August 1950, dazu einige Angaben über die Witterung. Vom 21. bis 24. August herrschte im Bereich eines langsam nach Osteuropa abwandernden Hochdruckgebietes heiteres,

etwas labiles Strahlungswetter ohne nennenswerte Druckgradienten bis zur 500 mb-Fläche; es entwickelte sich lebhafter Gletscherwind aus NW—N. Mit dem Heranrücken einer Frontalzone aus Westeuropa drehte vom 24. zum 25. August zunächst der Höhenwind auf Südwest; durch den stärkeren äußeren Druckgradienten wurde der Gletscherwind nicht nur unterdrückt, sondern von einer ebenso lebhaften SE—S-Strömung abgelöst. Erst am 27. und 28. war diese Strömung als Föhn bis ins Tal durchgedrungen, bevor am 29. August der Luftmassenwechsel erfolgte.

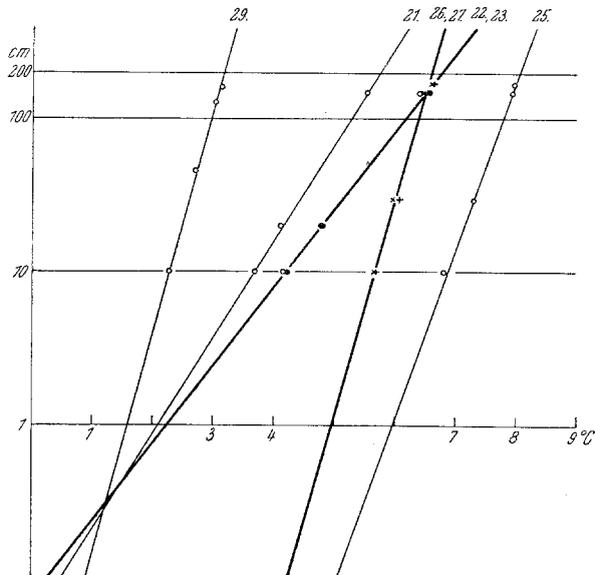


Abb. 4. Die Lufttemperatur in Abhängigkeit vom Logarithmus der Höhe. Vernagtferner, 2973 m, August 1950. 21., 22., 23. Gletscherwind aus NW; 25., 26., 27. Gradientwind aus S. Zahlenwerte aus Tabelle 3. 29. Gradientwind aus S, Regen.

Die gemessenen Temperaturen zeigen an allen Tagen einen linearen Zusammenhang mit dem Logarithmus der Höhe, die Neigung der Geraden im $(T, \log z)$ -Diagramm (Abb. 4) und damit der vertikale Gradient der Temperatur ist jedoch an den Tagen mit Gletscherwind größer als an den Tagen mit Gradientwind aus Süden. Besonders deutlich ist der Unterschied an den Tagen 22., 23., 26. und 27. August zu erkennen, die in 150 cm Höhe zufällig fast die gleiche Mitteltemperatur von $6,5^\circ\text{C}$ aufweisen, während in 10 cm Höhe die Gletscherwindtage 22. und 23. August um etwa $1,5^\circ\text{C}$ kälter sind als die Tage mit Südwind 26. und 27. August. Man erkennt am thermischen Aufbau der eisnahen Luftschicht offenbar sogleich die rezente Vorgeschichte der Luft: Die *gletscher-eigene Luft*, die als Gletscherwind über die geneigten Gletscherzungen abfließt, hat durch längeren Aufenthalt über dem Eis begonnen, ihre Temperatur durch Wärmeabgabe der Unterlage anzupassen und ist daher

durch einen großen Temperaturgradienten charakterisiert. Die *gletscherfremde Luft* dagegen, die durch Advektion vom eisfreien Gelände her über den Gletscher geführt wird, konnte noch nicht viel Wärme an das Eis abgeben, ihr vertikaler Temperaturgradient ist daher klein.

Kommt die gletscherfremde Luft über dem Eis zur Ruhe, dann wird sich die Umbildung zur gletschereigenen Luft oder der Übergang vom Zustand 1 in den Zustand 2 in Abb. 5 zunächst in der quasilaminaren Grenzschicht anbahnen. Zustand 1 ist natürlich auch ein Übergang von dem im Sommer und tagsüber über dem aperen Gelände wahrscheinlich überadiabatischen Gradienten, über eine Isothermie am Gletscher-

rand in den Zustand 2, der in eine zweite isotherme Schichtung von Null Grad übergehen könnte, die in einem großen, horizontalen Gletscherbecken tagsüber bei guter Durchmischung, jedoch ohne Abfluß der Kaltluft, durch dauernde Wärmeabgabe möglich erscheint. Es ist anzunehmen, daß bei turbulenter Vermischung über den flachen Gradienten 1 weniger Wärme zur Oberfläche des Gletschers transportiert wird, als durch molekulare Wärmeleitung aus der alleruntersten, dem Eis

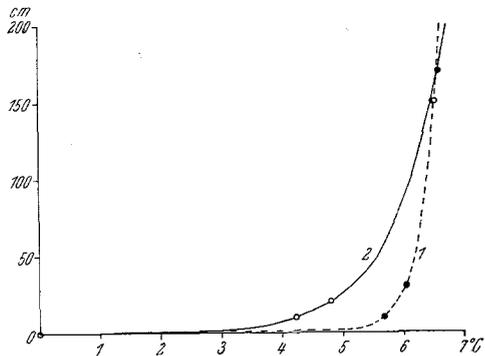


Abb. 5. Die Temperaturschichtung der eisnahen Luftschicht: 1 bei gletscherfremder Luft (Advektion vom eisfreien Gelände her, 26. August 1950); 2 bei gletschereigener Luft (im Gletscherwind, 22. August 1950).

unmittelbar aufliegenden Lufthaut auf das Eis übergeht, denn unmittelbar vor dem Übertritt der Luft vom aperen Gelände auf den Gletscher hat ja der Wärmestrom noch das umgekehrte Vorzeichen gehabt. Dadurch wird der Gradient von unten her langsam größer, Zustand 1 geht in Zustand 2 über und der Luft wird durch Scheinleitung zunehmend Wärme entzogen. Man müßte somit annehmen, daß durch die gedachte quasilaminare Grenzschicht bei Gletscherwind mit großem vertikalem Temperaturgradienten mehr Wärme transportiert werden muß, obwohl die Temperatur an ihrer Oberseite niedriger ist als bei gletscherfremder Luft. Das erscheint nur möglich, wenn die Grenzschicht bei Gletscherwind dünner ist; tatsächlich scheinen die Windmessungen diesen Zustand anzudeuten, aber sie sind kaum von ausreichender Genauigkeit, um diese Frage klären zu können. Nach H. LETTAU [13] kann z_0 , wenn man es streng als Konstante ansehen will, überhaupt nur bei indifferenter Schichtung ermittelt werden, die in der eisnahen Luftschicht selten vorkommt. Es wurde aber schon mehrfach vermutet, daß z_0 von der thermischen Schichtung abhängig sein könnte [18]; nur in diesem Falle könnte das logarithmische Windprofil allgemein gültig sein.

C. C. WALLÉN [22] hat bei seinen glazial-meteorologischen Untersuchungen ebenfalls zwei verschiedene Typen der Temperaturverteilung

in der Vertikalen gefunden, einen häufigeren mit rascher und einen sel-
 teneren mit langsamer Zunahme der Temperatur mit der Höhe.

Ein weiteres kennzeichnendes Merkmal der gletschereigenen Luft
 sind unregelmäßige Schwankungen der Temperatur mit einer Periode
 von einigen Minuten; sie treten bei gletscherfremder Luft stark zurück,
 verschwinden aber nur selten völlig. Kopien von Originalregistrierungen
 des verwendeten großen Thermohygrographen mit Tagesumlauf des
 Uhrwerkes (1 Stunde = 11 mm) wurden in [10], Abb. 16, wiedergegeben.
 Es kann nicht erwartet werden, daß man mit einem so trägen Instrument,
 wie es auch ein guter Thermograph ist, ein richtiges Bild von den Schwan-
 kungen der Lufttemperatur erhält. Neben der Ausgleichung der Ampli-
 tuden werden ohne Zweifel zahlreiche kleinere, ganz kurzfristige Schwan-
 kungen völlig unterdrückt werden; es erscheint aber durchaus möglich,
 daß das Endergebnis einer Ausmessung der Amplitude der Temperaturschwankungen
 einigermaßen brauchbar wird, da beide genannten, in der Natur des Registriergerätes
 liegenden Fehler sich teilweise kompensieren dürften. Das Ergebnis der Ausmessung
 der Temperaturschwankungen in 150 cm Höhe über der Gletscheroberfläche ist
 in Tabelle 4 enthalten. Die mittlere Amplitude an den Tagen mit Gletscherwind
 (21. bis 24. August), also in der gletschereigenen Luft, ist mit $0,59^{\circ}\text{C}$

Tabelle 4. *Mittlere Amplitude T' und Periode sowie maximale Schwankungsweite der Temperaturunruhe, mittlerer vertikaler Gradient der Temperatur und Mischungsweg für Wärmeübergang in 150 cm Höhe am Vernagtferner, 2973 m, August 1950.*

	T' , $^{\circ}\text{C}$	Periode (min)	Mittleres	Absolutes	$\frac{\partial\theta}{\partial z}$	l_w cm
			Maximum der Schwankungsweite ($^{\circ}\text{C}$)			
21.	0,46	11,7	2,5	4,1	0,0045	102
22.	0,65	14,4	3,0	3,8	0,0057	113
23.	0,61	14,2	3,5	4,2	0,0055	111
24.	0,64	13,3	4,1	5,5	0,0056	114
Mittel	0,59	13,4	3,3	5,5	0,0053	110
25.	0,29	12,2	1,9	2,5	0,0028	105
26.	0,24	13,1	1,3	1,8	0,0021	117
27.	0,26	10,9	1,4	2,0	0,0020	128
29.	0,18	12,0	1,1	1,6	0,0020	90
Mittel	0,24	12,1	1,4	2,5	0,0022	110

mehr als doppelt so groß als diejenige an den Tagen mit gletscherfremder
 Luft (25. bis 29. August) mit $0,24^{\circ}\text{C}$. Das trifft auch für das mittlere
 und absolute Maximum der Schwankungsweite zu, stehen doch 3,3 bzw.
 $5,5^{\circ}\text{C}$ bei Gletscherwind nur 1,4 bzw. $2,5^{\circ}\text{C}$ bei Gradientwind gegenüber.
 Vermutlich ist wegen der Unterdrückung zahlreicher ganz kleiner Schwan-
 kungen die mittlere Schwankungsweite mit 1,18 bzw. $0,49^{\circ}\text{C}$ zu groß.

Die mittlere Periode der Schwankungen ist mit 12 bis 13 Minuten in beiden Fällen fast gleich, was aber nur relativ zu werten ist, da die Bestimmung der wahren Periode mit einem Thermographen prinzipiell unmöglich erscheint.

Diese starke Temperaturunruhe in der eisnahen Luftschicht ist zunächst erstaunlich, fehlt doch die thermische Konvektion so gut wie

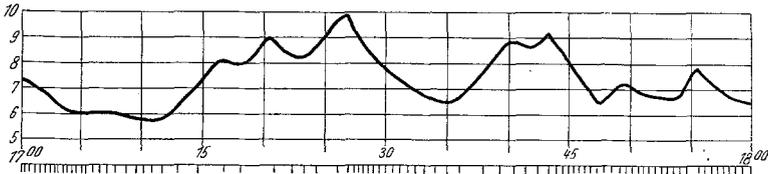


Abb. 6. Ausschnitt aus der Registrierung des Kontaktanemometers in 240 cm Höhe (entsprechend einer Mittelgeschwindigkeit von 2,7 m/sec) und des Thermographen in 150 cm Höhe; Vernagtferner, 2978 m, 23. August 1950, 17 bis 18 Uhr.

völlig. E. EKHAERT [6] hat Beispiele dafür mitgeteilt, daß den Schwankungen der Geschwindigkeit des Gletscherwindes inverse Schwankungen der Temperatur entsprechen; damit verbindet sich die Vorstellung von einem rhythmischen „Austropfen“ der Kaltluft aus den oberen flachen Sammelbecken. Auch aus dem vorliegenden Material lassen sich leicht Beispiele dafür geben, daß die starken Schwankungen der Temperatur ganz eindeutig mit inversen Schwankungen der horizontalen Windgeschwindigkeit verbunden sein können (Abb. 6), aber das ist nicht ausschließlich der Fall. Der naheliegende Einwand, es könnte der Temperaturanstieg bei Nachlassen des Windes durch eine Verstrahlung der Hütte wegen ungenügender Ventilierung hervorgerufen sein, wird leicht dadurch widerlegt, daß bei gletscherfremder Luft gleiche Windschwankungen ohne thermisches Äquivalent ablaufen. Größte Beachtung verdient aber der bereits erwähnte Zusammenhang zwischen Temperaturschwankungen und Temperaturgradient, der wohl nur so zu deuten ist, daß die turbulente Vermischung der eisnahen Luftschicht den größten Anteil an der Entstehung der Temperaturunruhe hat. Dafür spricht auch der Umstand, daß die Temperaturschwankungen nur dann von einem

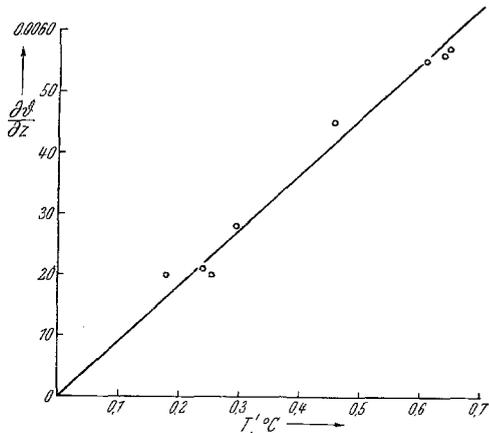


Abb. 7. Der Zusammenhang zwischen dem vertikalen Temperaturgradienten und der Amplitude der Temperaturschwankungen, beides in 150 cm über dem Eis des Vernagtferners; Tagesmittelwerte aus Tabelle 4.

völlig glatten Verlauf der Registrierung abgelöst werden, wenn die Lufttemperatur Null Grad erreicht und bei bedecktem Himmel die Temperatur der Gletscheroberfläche nicht wesentlich unter Null Grad absinkt; dann ist die eisnahe Luftschicht annähernd isotherm geschichtet.

Trägt man die mittleren Amplituden in Abhängigkeit vom vertikalen Temperaturgradienten auf, dann ordnen sich die, jeweils einen Tag repräsentierenden Punkte um eine durch den Ursprung verlaufende Gerade (Abb. 7). Nennt man die Temperaturschwankungen T' und die Mitteltemperatur \bar{T} , dann ist dieser Zusammenhang zu beschreiben durch

$$T'_{(z)} = \text{const.} \cdot \frac{\partial \bar{T}}{\partial z_{(z)}}. \quad (4)$$

Das ist nach O. G. SUTTON [17] die Definitionsgleichung für den Mischungsweg für Wärmeübergang l_w . Nur in einer konstanten Höhe gilt $l_w = \text{const.}$; die Höhenabhängigkeit des Mischungsweges für Wärme kann durch das bekannte Vier-Drittel-Gesetz angenähert werden. Mit den Zahlen der Tabelle 4 wird $l_w = 110$ cm und damit viel größer als der Mischungsweg für den Übergang von Bewegungsgröße l_m , der gegeben ist durch

$$l_m = k(z + z_0) \quad (5)$$

mit der Karmanschen Konstanten $k = 0,45$ (nach [13]). Der Mischungsweg nach Formel (5) ist nur für eine adiabatische Atmosphäre zutreffend, allgemein gültig ist nach H. LETTAU [13] der Ausdruck

$$l_m = \frac{k(z + z_0)}{(1 + x)} \quad (6)$$

mit

$$x = \frac{g}{T} \frac{k^2}{u_s^2} (z + z_0)^2 \frac{d\Theta}{dz}. \quad (7)$$

Für den Impulsaustausch A_m gilt dann die bekannte Gleichung

$$A_m = \rho l_m^2 \frac{du}{dz}. \quad (8)$$

O. G. SUTTON [17] hat als Koeffizienten für den Wärmeaustausch

$$A_w = \rho l_m l_w \frac{du}{dz} \quad (9)$$

angegeben. Daraus wird mit (8)

$$A_w = \left(\frac{l_w}{l_m} \right) A_m. \quad (10)$$

Mit den hier zutreffenden Zahlenwerten für $l_w = 110$ cm und $l_m = 57$ cm würde $A_w = 1,93 A_m$ resultieren. Die bisher durchgerechneten Wärmebilanzen [10, 12] haben keine Schwierigkeit bei der Annahme ergeben,

daß Wärme und Impuls mit dem gleichen Koeffizienten ausgetauscht werden. Nimmt man eine Unsicherheit der Strahlungsbilanzmessung um etwa 10% an, dann könnte der Austauschkoefizient für Wärme im günstigsten Fall um einen Faktor 1,4 bis 1,5 größer sein als der für Impuls. Erscheint somit der Faktor 1,93 zu groß, was durch die unsichere Bestimmung von l_w erklärbar ist, so dürfte doch die Gleichsetzung der Austauschkoefizienten für Impuls und Wärme nicht den wahren Verhältnissen entsprechen. Herrn Prof. Dr. H. LETTAU verdanke ich den freundlichen brieflichen Hinweis darauf, daß das Vorzeichen des Temperaturgefälles ohne Einfluß auf diese Verhältnisse ist, d. h. daß der Austauschkoefizient für Wärme nicht nur bei überadiabatischer Schichtung und thermischer Konvektion größer ist als der für Impuls, was sich zu bestätigen scheint.

Schließlich sei noch eine weitere Konsequenz des besonderen thermischen Aufbaues der eisnahen Luftschicht bei Gletscherwind erwähnt: Der Wärmestrom, der als Folge der turbulenten Vermischung durch die eisnahe Luftschicht hindurch zur Gletscheroberfläche fließt, läßt sich beschreiben durch

$$Q = c_p A_w \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (11)$$

Gleichen Austauschkoefizienten vorausgesetzt, fließt in der Zeiteinheit somit durch Scheinleitung um so mehr Wärme, je größer der vertikale Gradient der potentiellen Temperatur ist. Da die Temperaturgradienten an Tagen mit Gletscherwind gut doppelt so groß sind (Tabelle 4), die Windstärken jedoch an Tagen mit Gradientwind gletscheraufwärts und mit Gletscherwind sich nicht wesentlich unterscheiden, wird bei Gletscherwind in der Zeiteinheit etwa die doppelte Wärmemenge durch die Luft zum Eis transportiert. Diese Feststellung ist unabhängig von der absoluten Höhe der Temperatur (sofern diese nur größer als Null Grad ist) und unabhängig von der Unsicherheit, mit welchem Faktor in bezug auf den Austauschkoefizienten für Impuls der Austauschkoefizient für Wärme versehen werden muß. Der Beitrag, den die Zufuhr von fühlbarer Wärme aus der Luft zur Gletscheroberfläche nach den bisherigen Erfahrungen zum Gesamtwärmehaushalt der Gletscher in den Alpen leistet, schwankt zwischen 15 und 30%, ist also nicht sehr groß, bei Gletscherwind aber immerhin relativ am größten.

Es ist somit sachlich unbegründet, dem Gletscherwind eine konservierende, eiserhaltende Wirkung zuzuschreiben [7, 8, 20]. Die Existenz des Gletscherwindes ist ja geradezu ein Zeichen dafür, daß die Wärmeabgabe aus der Luft an das Eis besonders nachhaltig erfolgt und sein Anhalten zeigt, daß die gletschereigene, erkaltete Luft unter ständiger intensiver Wärmeabgabe abfließt und immer neue Luft in die Zirkulation einbezogen wird. Wird gletscherfremde Luft durch ein äußeres Druckgefälle veranlaßt, einen Gletscher zu überströmen, dann kann über ihren zunächst viel kleineren Temperaturgradienten, auch wenn ihre Temperatur höher ist, viel weniger Wärme zur Gletscheroberfläche fließen, sie hat

keine Zeit, durch länger dauernde Wärmeabgabe zur gletschereigenen Luft mit starkem Wärmefluß zu werden. Die Entstehung des Gletscherwindes als „glaziologisch nicht unbedeutende Selbsterhaltungstendenzen“ [21] der Gletscher zu deuten, oder „Gletscher und Gletscherwind ... als getreue Kameraden“ zu bezeichnen, die „in Zeiten der Gefahr“, d. h. erhöhter Ablation einander beistehen [9], ist mehr als ein unzulässiger und sachlich nicht zutreffender Anthropomorphismus. In dieser Ausdrucksweise dürfte wohl das Bestreben zu erkennen sein, mit — unbewußter — Hilfe der bis in fernste Urzeiten der Menschheit zurückreichenden magischen Denkweise den Gletscher zu verstehen. Da die materielle Welt aber nicht menschlich von Absichten und Zwecken gestaltet wird, müssen wir uns damit begnügen, sie zu erklären und notwendigerweise darauf verzichten, sie verstehen zu wollen [16].

Literatur.

1. AMBACH, W.: Über den nächtlichen Wärmeumsatz der gefrorenen Gletscheroberfläche. Dissertation Innsbruck, 1953.
2. BRUNT, D.: Physical and dynamical Meteorology. Cambridge 1944.
3. DEFANT, A.: Der Abfluß schwerer Luftmassen auf geneigtem Boden nebst einigen Bemerkungen zu der Theorie stationärer Luftströme. Sitzber. Preuß. Akad. Wiss., Phys.-math. Kl. **XVIII**, Berlin 1933.
4. DEFANT, F.: Zur Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde. Arch. Met., Geoph. Biokl., Ser. A, **I**, 421 (1949).
5. EKHART, E.: Neuere Untersuchungen zur Aerologie der Talwinde: Die periodischen Talwinde in einem Quertale der Alpen. Beitr. Phys. fr. Atmosph. **XXI**, 245 (1934).
6. — Über einige Gletscherwindmessungen in den Ötztaler Alpen. Z. f. Gletscherkunde **XXII**, 217 (1935).
7. — Die Tageszeitenwinde der Alpen. Die Naturwissensch. **26**, 21 (1938).
8. — Über Gebirgswinde. Alpenvereinszeitschr. **78**, 101 (1953) (Jahrb. d. ÖAV. 1953).
9. EVERS, W.: Gletscherwinde am Nigardsbre (Südnorwegen). In: Landschaft und Land (Festschr. E. OBST), 123, Amt f. Landeskunde, Remagen/Rh., 1951.
10. HOINKES, H. und N. UNTERSTEINER: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern I: Vernagtferner (Ötztaler Alpen), August 1950. Geograf. Ann. **XXXIV**, 99 (1952).
11. HOINKES, H.: Zur Mikrometeorologie der eisnahen Luftschicht. Arch. Met., Geoph. Biokl. Ser. B, **IV**, 451 (1953).
12. — Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern II. Hornkees (Zillertaler Alpen), Sept. 1951. Geograf. Ann. **XXXV**, 116 (1953).
13. LETTAU, H.: Isotropic and non-isotropic turbulence in the Atmospheric Surface Layer. Geophys. Res. Pap. No 1, Cambridge, Mass. 1949.
14. LOEWE, F.: Das Klima des Grönländischen Inlandeises. In: KÖPPEN-GEIGER, Handb. d. Klimatol., II K, Berlin 1935.
15. SCHWABL, W. und H. TOLLNER: Vertikalbewegungen der Luft über einem Gletscher. Meteorol. Z. **55**, 61 (1938).
16. SPRANGER, E.: Die Magie der Seele. Tübingen 1947.
17. SUTTON, O. G.: Convection in the atmosphere near the ground. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. **74**, 13 (1948).

18. SUTTON, O. G.: *Micrometeorology*. New York und London 1953.
19. TOLLNER, H.: Gletscherwinde in den Ostalpen. *Meteorol. Z.* **48**, 414 (1931).
20. — Gletscherwinde auf der Pasterze. **XLIV.** Jber. d. Sonnblickvereins f. d. Jahr 1935, 38, Wien 1936.
21. — Wetter und Klima im Gebiet des Großglockners. *Carinthia II*, 14. Sonderheft, Klagenfurt 1952.
22. WALLÉN, C. C.: Glacial-meteorological investigations on the Kårsaglacier in Swedish Lappland, 1942—48. *Geograf. Ann.* **XXX**, 451 (1949).
23. WEGENER, K.: Der Schwere-Wind. *Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol.* **62**, 285 (1934).
24. — Ergänzungen für Eismitte. *Wiss. Ergebn. d. D. Grönland Exedit.* Alfred Wegener 1929 und 1930/31. Bd. IV/2, Leipzig 1939.