

Wissenschaft gegen das eisige Schneefegen!

Science vs. snowdrift

Von U. Radok

Meteorology Department, University of Melbourne

Zusammenfassung: In Wegeners ersten Schriften und Tagebüchern sind häufig Erscheinungen des Schneefegens erwähnt, die seitdem genauer und mit immer besseren Methoden (neuerdings photoelektrischen Teilchenzählern und Streulichtmessern) untersucht sind. Aus den umfassenden Beobachtungen, die während und seit des Internationalen Geophysikalischen Jahres besonders in der Antarktis gesammelt wurden, ergibt sich, daß die Gesetze des turbulenten Massenaustausches für den Treibschnee angenähert wie für das Impulsmoment gelten; aus denselben Messungen läßt sich auch viel über die Vorgänge in der Nähe der Schneeoberfläche entnehmen, wo der Schnee sich durch „Saltation“ bewegt. Berechnungen des Treibschneetransportes müssen jedoch die Ungleichförmigkeit der Schneeteilchen berücksichtigen: sie bleiben selbst dann unsicher, da es noch nicht genug gleichzeitige Messungen der Windgeschwindigkeit und der Treibschneedichte in größeren Höhen gibt. Weitere Studien sind auch nötig, um die Treibschneeverdunstung und -elektrizität zu klären.

Abstract: Wegener's early writings and diaries mention various snow drift phenomena which have been clarified by subsequent research with increasingly sophisticated (e. g. photoelectric particle counting and scattering) techniques. Extensive data collected during and since the IGY especially in Antarctica show the laws of turbulent diffusion to be approximately valid for drift snow in the same way as for momentum, and throw indirect light on the processes in the boundary layer in which the snow moves by "saltation". For wind transport calculations allowance must be made for the non-uniformity of the snow particles, but even so present estimates remain uncertain for lack of simultaneous measurements of wind and drift snow concentration at considerable heights. Other features in need of further study are the evaporation and electrical phenomena of drifting snow.

Diese Worte dienten Wegener gelegentlich als Motto für die Deutsche Grönlandexpedition Alfred Wegener 1929—1931, die den Höhepunkt und Abschluß seiner 25 Jahre Polarforschung bedeutete (Ruthe 1958). Das Schneefegen ist wiederholt in dem Tagebuch seiner ersten Überwinterung in Danmarkshavn erwähnt (Wegener 1911). Danach wurde es ein Teil des täglichen Lebens im Polargebiet, während Wegener's wissenschaftliche Interessen sich in andere und wesentlichere Richtungen entwickelten; es taucht nur noch einmal kurz in den wissenschaftlichen Berichten der Überquerung Nordgrönlands auf (Koch und Wegener 1930). Im Anfang dieser Überquerung traf man auf andauernde Gegenwinde, und Wegener's Erinnerung an den qualvollen Marsch gegen den unaufhörlichen Treibschnee der ersten 40 Tage mag hinter den Worten gelegen haben, die zum Titel dieser Übersicht gewählt sind.

Trotz ihrer Kürze umschließen Wegener's Bemerkungen über den Treibschnee die wesentlichsten Probleme dieser Erscheinung und zeigen seine physikalische Intuition. Er erwähnt besondere Erscheinungen, z. B. Schneetromben (Wegener 1911, S. 223), und die Lokalisierung des Treibschnees im Lee einer Insel (ibidem S. 283), wo die Schneewolke beinahe 1000 m Höhe erreichte. Er maß die Schneemenge in der Volumeinheit der Luft (die „Schneedichte“) mit einem horizontal gegen den Wind geöffneten Regenschirm (ibidem S. 228) und bemerkte, daß Stauungs- und Ablenkungseffekte die gesammelte Schneemenge gegenüber der tatsächlich in der Luft enthaltenen reduziert haben müßte. Er photographierte Treibschneekristalle und erwähnt, daß ihre Form wohl mehr durch Verdunstung als durch mechanische Abschleifung zustanden komme (Wegener 1911, S. 347). Die Ablagerung und Erosion des Schnees durch den Wind, an Hindernissen sowohl wie im Verhältnis zur großräumigen Topographie, schien ihm im wesentlichen durch die Konvergenz oder Divergenz des Massenstroms bestimmt, und er schloß daraus, daß durch sie regionale Unterschiede zwischen dem Niederschlag und dem tatsächlichen Schneezuwachs erzeugt würden, die sorgfältig bei einer Schätzung des Massenhaushaltes von Inlandeisen berücksichtigt werden müßten (Wegener 1911, S. 351).

Studien des Schneefegens seit Wegener haben sich mit der Mehrzahl dieser Gesichtspunkte beschäftigt, und sie können daher als Anhalt für die folgende Übersicht dienen, was sich rund sechzig Jahre später über das Schneefegen sagen läßt. Vollständigere Behandlungen dieser Fortschritte sind bei Mellor (1965) und bei Diuinin (1963) zu finden; eine Bibliographie ist von Gold (1968) zusammengestellt. Wie gewöhnlich lassen sich die wesentlichen Fortschritte vor allem durch bessere Meßmethoden erklären, und diese müssen daher als erste betrachtet werden.

2. Die Messung des Treibschnees

Für die Messung der vom Winde getragenen Schneemenge sind inzwischen sehr viele verschiedene Apparate benutzt worden. Wegener's Regenmesser fand direkte Nachkommen in den Nescafébüchsen, die Barré (1954) für seine Treibschnemessungen in Port Martin benutzte, nachdem kompliziertere Apparate, die F. Loewe (1956) (ein Teilnehmer an Wegener's letzter Expedition und der französischen Antarktisexpedition von 1949—52) für den Zweck nach Adelieland mitgebracht hatte, sich als ungeeignet für die außerordentlich starken Winde dieser Gegend erwiesen hatten. Für Treibschnestudien an der französischen Inlandstation Charcot während des Internationalen Geophysikalischen Jahres wurden von Garcia (1960) schnorchelförmige Luftventile an die Nescafébüchsen angebaut, um den Luftstrom durch die Schneefallen dem ungestörten Strom ähnlicher zu machen.

Andere Schneefallen verwenden luftdurchlässige Filter, die den Treibschnee zurückhalten. André's (1886) Messungen während des ersten Polarjahres wurden mit einem solchen Apparat gemacht. Eine dritte Gruppe von Apparaten verwendet Leitbleche, die den Schnee sammeln ohne den Luftstrom wesentlich zu bremsen. Die am weitesten in der Sowjetunion verwandte Schneefalle „Typ V02“ und andere von Mel'nik (1965) beschriebene Apparate gehören zu dieser Gruppe. Für seine Schneestudien in Southice während der Commonwealth Transantarktisexpedition entwickelte Lister (1960) eine Schneefalle mit Filter und Leitblechen.

Ein bedeutsamer Fortschritt war, daß Lister mit verschiedenen Düsen experimentierte, um den Luftstrom durch seine Falle ungefähr auf den Wert des freien Windes zu bringen und um „isokinetischen Eintritt“ des Treibschnees in die Falle zu erzeugen. Die gründlichste Anwendung dieses Prinzips wurde von Govorukha und Kirpichev (1961) gemacht, deren Schneefalle „Tziklon“ ein Venturirohr mit Drossel und ein Manometer für

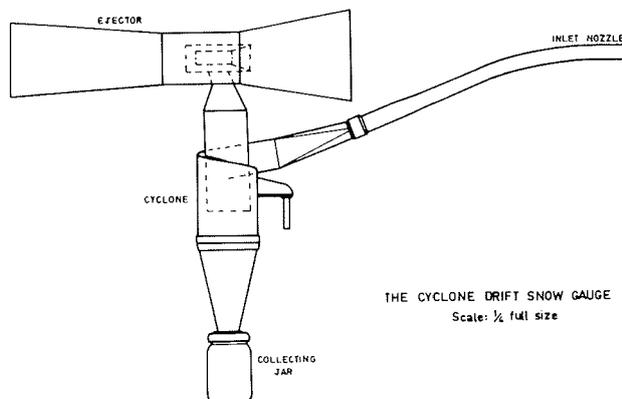


Abb. 1 Die von I. Landon-Smith umkonstruierte „Tziklon“ Schneefalle (Landon-Smith und Radok 1967)

dauernde Regulierung des Stroms auf den isokinetischen Wert hat. Obwohl diese Idee sich in turbulentem Wind als unpraktisch erwies, zeigten Landon-Smith und Radok (1967), daß die Tziklonfalle durch eine sorgfältige Rekonstruktion selbstregulierend gestaltet werden konnte. In dieser von Landon-Smith gegebenen Form (Bild 1) ist die Tziklonfalle wohl der beste mechanische Apparat für Treibschneemessungen, den es heute gibt.

Die vollständigsten Messungen sind jedoch mit einem einfacheren Apparat gemacht, der von Mellor (1960) als eine raketenförmige Ausdehnungskammer entworfen und experimentell so dimensioniert wurde, daß der Treibschnee vollständig während des verlangsamten Durchganges der Luft ausfiel. Eine Windkanalkalibrierungsmethode für die Mellorfalle wurde von Pound (1958) entwickelt. Diese Schneefallen fanden in mehreren australischen Treibschneestudien Verwendung, und besonders in den ausgedehnten Treibschneemessungen, die unter der Leitung des Verfassers mit Hilfe der amerikanischen National Science Foundation von Dingle 1962 an der Byrdstation in der Westantarktis durchgeführt wurden ("Byrd Drift Project", vergleiche Budd, Dingle and Radok 1966). Unter anderem wurde von Dingle ein Vergleich verschiedener Schneefallen in wirklichen Schneestürmen ausgeführt, der die wahren Wirkungsgrade des Schneefangens ergab. Diese Wirkungsgrade entpuppten sich als wesentlich von den aerodynamischen Wirkungsgraden verschieden und überschritten gelegentlich 100%, da die Trägheit der Treibschneeteilchen viele von ihnen in die Fallen beförderte, obwohl die umgebende Luft sich staute und abbog.

Die neuesten Instrumente verwenden photoelektrische Methoden, um die Treibschneedichte direkt zu messen, ohne den freien Luftstrom wesentlich zu stören. Die Theorie dieser Methode wurde von Belov (1960) diskutiert, und Landon-Smith, Woodberry und Wishart (1965) beschrieben eines der ersten Instrumente dieser Art. Vor kurzem hat E. Wishart das Prinzip der Lichtabsorption durch das der Streuung ersetzt und zusammen mit I. Bird und J. Illingworth eine optische Schneefalle entwickelt, die sich unter antarktischen Bedingungen gut bewährt hat (Bird, Illingworth, Wishart, in Vorbereitung).

Diese Falle und ein anderes auf Teilchenzählern basiertes System (Schmidt und Sommerfeld 1969) sind noch nicht ausgiebig verwandt worden, öffnen aber den Weg zu Studien, die mit mechanischen Fallen nicht möglich sind, nämlich Messungen der kurzfristigen Schwankungen in der Treibschneedichte und Messungen in größeren Höhen. Optische Methoden dürften auch in der Nähe der Schneeoberfläche nützlich sein, wo besondere Vorgänge auftreten, die bisher nur durch Filmen aufgeklärt werden konnten (Oura und Kobayashi 1970). Die Teilchenzähler werden es auch möglich machen, das Verhalten einzelner Treibschneekristalle, und vor allem ihre Fallgeschwindigkeiten zu untersuchen, die eine Hauptrolle in der Theorie des Schneefegens spielt.

Die Fallgeschwindigkeit hängt wesentlich von der Form der Kristalle ab, die auch im Zusammenhang mit der Frage der Transformation der komplizierten Schneekristalle in runde Treibschneekörner von Interesse ist. Solche Teilchen lassen sich in der Natur schwer isolieren, da Auffangflächen (Glas oder schwarzer Samt) sofort vom Treibschnee gesättigt werden, der dann koaguliert. Wegener's eigene Photographien (Koch und Wegener 1930, S. 591) zeigen diese Tendenz ebenso wie die von Lister (1960) und Diunin (1963) veröffentlichten Treibschneebilder. Nach ausgedehnten Versuchen während des Treibschneeprojektes an der Byrdstation entwickelte Dingle den in Abbildung 2 gezeigten Sammler, der es möglich machte, einzelne Treibschneeteilchen in schnell erhärtendem „Formvar“-Wachs abzubilden (Schaeffer 1942). Ein ähnlicher Schutzring wurde

BYRD SNOW DRIFT PROJECT

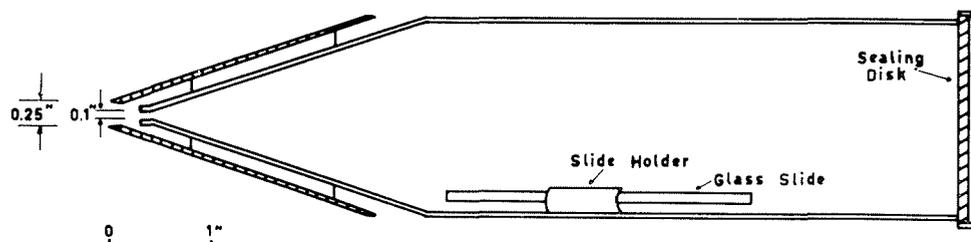


Abb. 2 Schneefalle für einzelne Teilchen bei starken Winden und dichtem Schneetreiben (Budd, Dingle und Radok 1966)
Fig. 2 Low-level replica collector Byrd, 1962, for use in strong winds and heavy drift

von Wishart (1970) benutzt, um einzelne Treibschneeteilchen in ein Gefäß am Boden eines vertikalen Rohres zu lenken, wo nicht nur ihre Form, sondern auch ihre elektrische Ladung gemessen werden konnten. Beispiele der von Wishart erhaltenen Treibschneeeindrücke sind in Abbildung 3 reproduziert.

3. Erscheinungen und Prozesse des Schneefegens

Schweres Schneefegen behindert die Sicht ähnlich wie dicker Nebel, und Flugzeugbeobachtungen zeigen, daß der Treibschnee selbst über einem gleichförmigen Gelände Höhen von mehreren hundert Metern erreichen kann. Die von Wegener (1911, S. 223) beschriebenen Schneetromben scheinen nicht selten aufzutreten und stellen unter besonderen Beleuchtungsverhältnissen ein eindrucksvolles Schauspiel dar. Der Verfasser erlebte eine Nacht an der Küste von Adelieland, wo vom Schiff aus das Schneetreiben auf dem dunklen Inlandeis gegen den hellen Südhimmel große Ähnlichkeit mit Protuberanzen während einer Sonnenfinsternis hatte. Eine unaufhörliche Folge von vertikalen Schneetromben bildeten sich andauernd neu, wuchsen in wenigen Sekunden zu Höhen von mehreren hundert Metern an, und trieben danach für Minuten sichtbar mit dem Wind den Eisabhang herunter.

Dichtes Schneetreiben an einzelnen Stellen in sonst guter Sicht, wie von Wegener an der Koldeweyinsel beobachtet, ist ebenfalls typisch. Der physikalische Hintergrund ist durch Studien des katabatischen Windes an den Inlandeisgrenzen geklärt worden. Obwohl eine vollständige dynamische und thermodynamische Erklärung dieser Winde noch aussteht (vergl. z. B. Lettau [1963] und Lettau und Schwerdtfeger [1967]), hat Ball (1960) jedoch die lokalen Verstärkungen des katabatischen Windes überzeugend mit den Formen der Küste verbinden können: seine Theorie zeigt, daß sich Konvergenzen östlich von Landvorstößen und Divergenzen in den östlichen Teilen der Buchten bilden müssen, und daß bei steilen Abhängen der Formeinfluß völlig den des großräumigen Druckgradienten überwiegt. Ball's Theorie erklärt nicht nur die enormen Windgeschwindigkeiten an einzelnen antarktischen Stationen (mit Monatsmittelgeschwindigkeiten von 29 m/sec und Tagesmitteln von 46 m/sec, vergl. Loewe [1956]), sondern auch stationäre Schneevorhänge („Loewe's Phänomen“ vergl. Valtat [1960]) auf den Inlandeisabhängen, die von Ball (1956, 1957) als eine Art von atmosphärischen „Wassersprung“ gedeutet und von Lied (1964) einmal aus der Nähe beobachtet und vermessen sind.

Wenn man das Schneetreiben an Ort und Stelle genauer beobachtet, zeigt sich sofort, daß zwei ganz verschiedene Vorgänge dazu beitragen. Bei schwachen Winden gleiten oder springen die Schneeteilchen an der Schneeoberfläche entlang und werden durch

deren Unregelmäßigkeiten gelegentlich in Schwaden konzentriert oder auch etwas vom Boden in die Höhe abgelenkt. Wenn die Windgeschwindigkeit zunimmt, kommt bei einem Schwellenwert, der von der Beschaffenheit des Schnees und wohl auch anderen meteorologischen Faktoren, wie der Temperatur, abhängt, ein neuer Prozeß in Gang — die Diffusion des Treibschnees durch die Turbulenz, die ihn in große Höhen heben kann. Wegener's Angaben von 6—7 m/sec für die Windgeschwindigkeit, die den Schnee zu bewegen anfängt, 10—15 m/sec für den Schwellenwert, bei dem die Diffusion

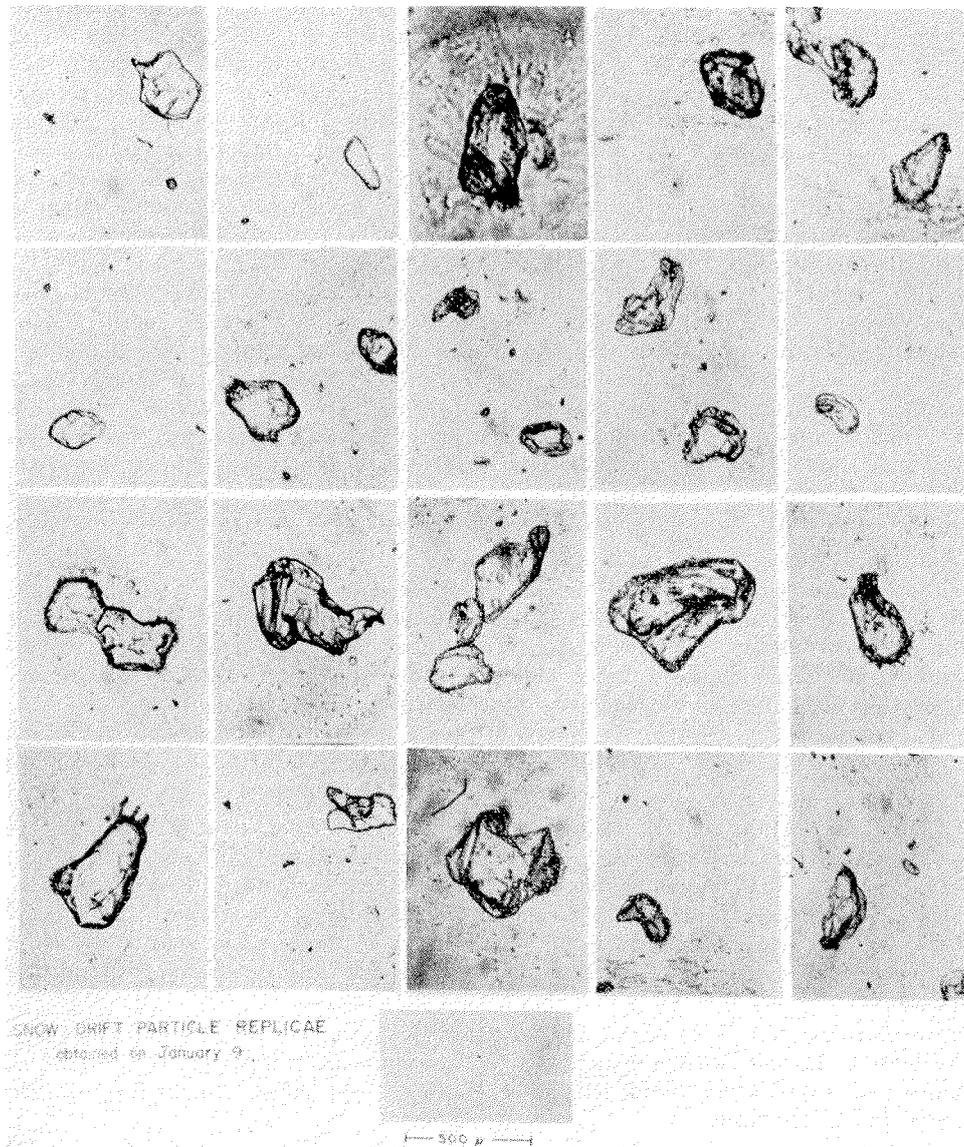


Abb. 3 Formvar-Abdrücke einzelner Treibschnee-Teilchen (Wishart 1970)

beginnt, und Höhen von etwa 15—20 m für die Obergrenze des dichten Schneetreibens bei Winden von 20 m/sec (Wegener 1911, S. 345) bleiben auch heute gültig.

Das Springen der Schneeteilchen bei niedrigen Windgeschwindigkeiten wird „Saltation“ genannt und ist ausgiebig im Windkanal studiert worden, mit Filmaufnahmen und anderen Methoden, die in der Erforschung der Sandbewegung in der Luft und der Sedimente in Flüssen entwickelt wurden. Die grundlegenden Studien wurden von Bagnold (1941, 1956) berichtet, von Mellor und Radok (1960) für den Treibschnee adaptiert, und von Jenssen (1963) mit Digitalrechenmethoden weiter betrachtet. Windkanalstudien mit Treibschnee oder vergleichbaren Kunststoffen sind u. a. von Strom und seinen Kollegen an der New York-Universität (Strom et al., 1962), von Diunin und seinen Kollegen in Novosibirsk (Diunin 1963), und von Kreuz und Walter (1956, 1960) in Deutschland ausgeführt worden. Das Hauptergebnis waren eine Reihe von empirischen Formeln für die vom Winde transportierte Schneemenge (vergl. z. B. Diunin [1963], S. 15) und Regeln über die Ablagerung des Schnees an Hindernissen und Zäunen, die zum Schutze von Straßen und Eisenbahnlinien errichtet werden. Die Ergebnisse haben aber auch allgemeinere Anwendungen gefunden, sowohl wo Schneeansammlungen wegen Lawinengefahr verhindert werden sollen (Hopf und Wopfner 1963) und wo sie für Wasserversorgungszwecke erwünscht sind (Martinelli 1965).

In diesen größeren Maßstäben ist es jedoch zweifelhaft, ob die Saltation mehr als eine untergeordnete Rolle spielt. Gegenüber Diunin's Meinung (1963, S. 192), daß der Treibschneetransport im wesentlichen und ohne Ausnahmen durch Saltation erfolgt und auf den untersten Meter über der Schneeoberfläche beschränkt ist, betrachteten schon Wegener und danach Schmidt (1925), Shiotani und Arai (1953), Loewe (1956), Mellor und Radok (1960) und andere den turbulenten Schneetransport in viel ausgedehnteren Schichten als die Hauptsache. Die neueren Messungen der Treibschneedichte als Funktion der Höhe bestätigen diese Ansicht und lassen sich außerdem im Sinne einer strengeren Theorie der Saltation ausdeuten, die gleichzeitig die Übergangerscheinungen zur vollen turbulenten Diffusion erklärt.

4. Theorie des stationären und gleichförmigen Schneefegens

Die Theorie des Schneefegens ist eingehend in mehreren Veröffentlichungen behandelt (Mellor 1965, Budd et al., 1966), und es genügt hier, die wesentlichsten (aber auch umstrittene) Punkte zu umreißen. Die grundlegende Idee ist W. Schmidt's (1925) vertikaler Massenfluß, der durch die folgende Gleichung beschrieben wird:

$$K_s \frac{\partial n_z}{\partial z} = -wn_z \quad (1)$$

Die horizontale Linie stellt ein Zeitmittel oder -integral dar; n_z (g/m^3) ist die Schneemenge in der Volumeneinheit der Luft, die „Treibschneedichte“, in der Höhe z (m); w (m/sec) ist die Fallgeschwindigkeit der Treibschneeteilchen, und K_s (m^2/sec) der turbulente Austauschkoefizient für Treibschnee. Die Gleichung (1) beschreibt ein Gleichgewicht zwischen den Schneemengen, die von der Turbulenz in der Richtung des negativen Schneedichtegradienten (d. h. aufwärts) und von der Schwerkraft abwärts transportiert werden.

Die wesentlichste Größe in (1) ist der Austauschkoefizient K_s . Windmessungen in verschiedenen Höhen bis zu 10 m in antarktischen Schneestürmen (Liljequist 1957, Lister 1960, Dingle und Radok 1960, Budd, Dingle und Radok 1966) haben ausnahmslos logarithmische Profile der Form

$$V_z = \frac{u^*}{k} \log_e \frac{z}{z_0} \quad (2)$$

ergeben, wobei u^* (m/sec) die „Schubspannungsgeschwindigkeit“ ist ($u^* \equiv \sqrt{\tau/\rho}$, τ = Schubspannung, ρ = Luftdichte), z_0 (m) die Rauigkeitslänge, und k v. Karman's Konstante (≈ 0.4). Daraus läßt sich entnehmen, daß trotz der im allgemeinen sehr

stabilen Schichtung der Bodenluft der turbulente Wärmefluß $H = K_H \rho c \frac{\partial \theta}{\partial z}$ (θ = potentielle Temperatur) selbst bei starken Winden klein genug bleibt, um die erwähnten Meßhöhen klein im Vergleich mit der Monin-Obukhov-Länge $L = u^{*3}/kg \frac{\partial \log \theta}{\partial z}$ zu lassen. Austauschkoeffizient für die Bewegungsgröße ρV ist dann (Webb 1970)

$$K_M = \frac{ku^*z}{1 + 5z/L} = ku^*z \quad (3)$$

und derselbe Wert ist soweit meistens auch für K_s verwendet worden, eine Arbeitshypothese, die weiter unten kritisch betrachtet werden muß. Mit ihrer Hilfe und mit der Annahme, daß w konstant ist, läßt sich Gleichung (1) leicht zwischen zwei Höhen z und Z integrieren und ergibt das vertikale Treibschneedichteprofil als

$$n_z/n_Z = (z/Z)^{-w/ku^*} \quad (4)$$

Gleichung (4) und weitere Ableitungen haben es ermöglicht, die Mehrzahl der beobachteten Eigenschaften des Schneetreibens in erster Annäherung zu erklären. Abgesehen von der Abnahme der Treibschneedichte mit der Höhe ist ihre Änderung mit der Windgeschwindigkeit von besonderem Interesse, da diese die Berechnung von Treibschneetransportwerten ermöglichen würde. Die Möglichkeit eine solche Abhängigkeit zu formulieren, wurde zuerst von Dingle und Radok (1960) untersucht und später für eine Bestätigung der neuen Ideen über die Saltation benutzt (Radok 1968, 1970). Wenn man für u^* in Gleichung (4) den aus Gleichung (2) erhaltenen Wert einsetzt, findet man nämlich, daß

$$n_z = n_Z \exp \left\{ -(w/k^2) \log_e(z/z_0) \log_e(z/Z) \right\} |V_z^{-1} \quad (5)$$

In einem Bezugsniveau Z nahe an der Schneeoberfläche läßt sich aber erwarten, daß die Treibschneedichte nur wenig oder gar nicht von der Windgeschwindigkeit, sondern im wesentlichen von der Beschaffenheit der Schneeoberfläche abhängt. Wenn dies zutrifft, würde man für sonst ähnliche Schneeverhältnisse erwarten, daß die Treibschneedichte exponentiell von der reziproken Windgeschwindigkeit abhängen sollte, da der Ausdruck in den eckigen Klammern der Gleichung (5) für bestimmte Höhen und eine konstante Fallgeschwindigkeit selbst konstant ist. Dingle und Radok zeigten dazu noch, daß Gleichung (5) für einen beschränkten Bereich von Windgeschwindigkeiten Ähnlichkeit mit einem der beliebten Potenzgesetze haben würde, daß aber die Potenz selbst von der Höhe abhängig sein müßte (so daß z. B. die von Liljequist (1957) angegebene Beziehung $n \propto V^5$ etwa in 4 m Höhe gelten würde).

Diese Mutmaßungen wurden durch die Messungen des Byrdprojektes bestätigt, wie Abb. 4 zeigt, und lassen sich weiterhin als in Einklang mit Owen's (1964) neuer Theorie der Saltation ausdeuten. Owen's Theorie besagt, daß diese Art der Schneebewegung auf eine sich selbst regulierende Bodenschicht der Höhe $u^*/2g$ beschränkt ist, in der die Schneedichte etwa der der Luft gleichkommt. Dies ist die Größe von n_z in Gleichung (5) und stimmt sofort mit dem Werte überein, in dem die Punktwolken in Abb. 4 die Ordinate zu schneiden scheinen. Diese und weitere aus den Byrdergebnissen abgeleitete Tatsachen (Radok 1968, 1970) führen zu der Vorstellung der Saltationsschicht als ähnlich der Oberfläche einer Flüssigkeit, die sich dem Kochen nähert. Die Schneeteilchen springen

aus der Schicht heraus in den turbulenten Oberstrom und kehren aus ihm zurück; mit wachsender Windgeschwindigkeit wird die Schichtgrenze undeutlich und das Schneefegen geht in den vollen Diffusionszustand über.

Dieser Übergang läßt sich durch eine Betrachtung der Vertikalgeschwindigkeiten des turbulenten Windes im Vergleich mit der Treibschneefallgeschwindigkeit erklären (Radok

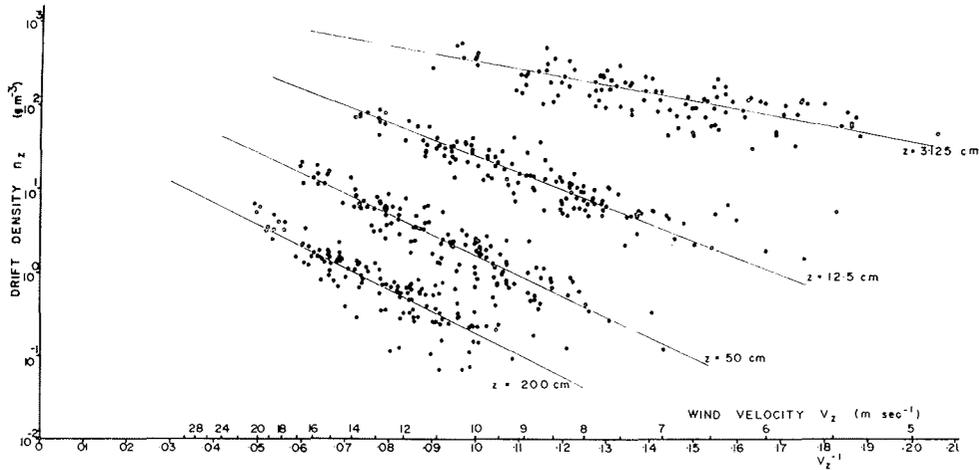
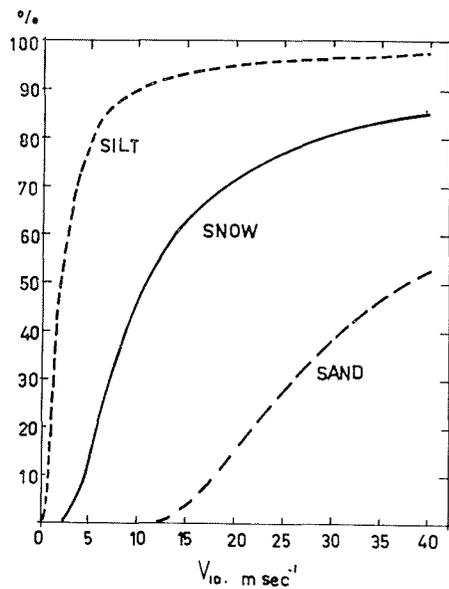


Abb. 4 Treibschneedichte für verschiedene Höhen, in Abhängigkeit von den dort herrschenden reziproken Windgeschwindigkeiten (Budd, Dingle, und Radok 1966)
Fig. 4 Drift density for selected levels as a function of reciprocal wind speed at those levels.



Cumulative frequency curves of suspension up currents for silt, snow and sand

Abb. 5 Summierte Häufigkeiten der Aufwinde, die größer als die Fallgeschwindigkeiten von Loess-, Schnee-, und Sandkörnern sind (Radok 1968, 1970)

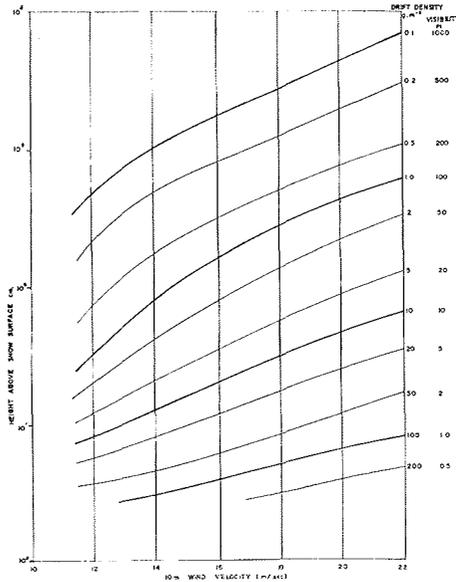


Fig. 6 Drift density and visibility isopleths

Abb. 6 Treibschneedichte und Sichtweite isoplethen für Byrdstation (Budd, Dingle und Radok 1966)

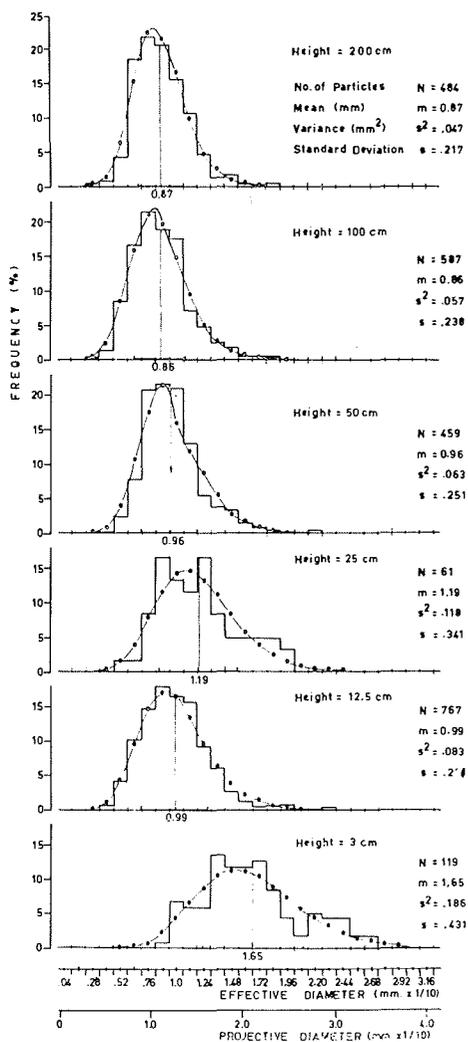
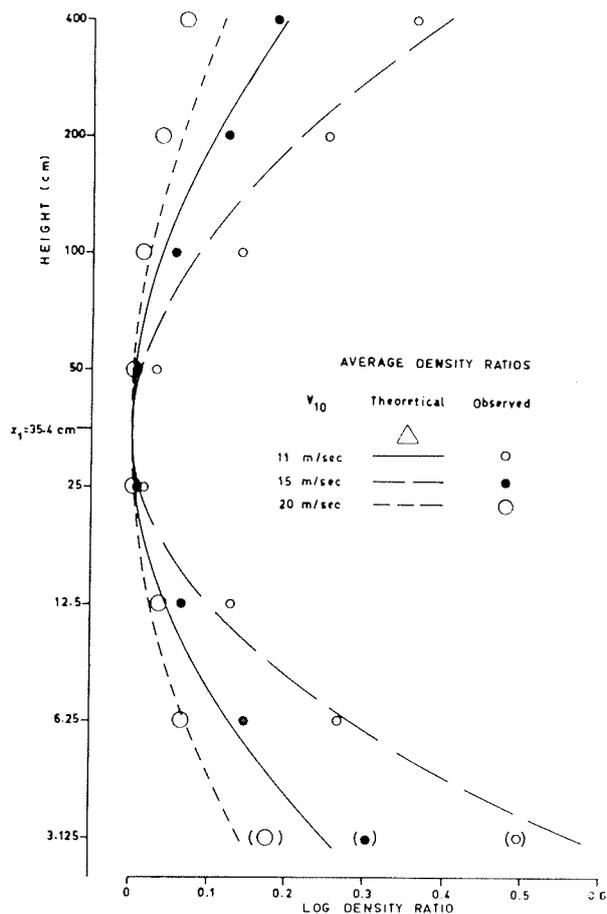


Abb. 7 Häufigkeitsverteilungen der Treibschneekorngrößen für verschiedene Höhen. Die Kurven sind Gamma-Verteilungen (Budd 1966)

Fig. 7 Histograms of the frequency distribution of snow particle size at various heights above the surface. The corresponding theoretical gamma distributions are shown by dots connected by solid lines.

1968, 1970). Die Vertikalkomponente des Windes hat nämlich eine Normalverteilung mit Streuung etwa gleich der Schubspannungsgeschwindigkeit u^* (Panofsky und McCormick [1960]), und da u^* laut Gleichung (2) der Windgeschwindigkeit proportional ist, läßt sich leicht abschätzen, wieviele der turbulenten „Aufwinde“ stark genug sind, die Schneeteilchen in die Höhe zu befördern. Abb. 5 zeigt, daß sie sich besonders stark für Windgeschwindigkeiten zwischen 10 und 15 m/sec (im 10 m Niveau) vermehren. Dies stimmt mit dem schon von Wegener in diesem Bereich bemerkten Übergang auf den vollen Schneesturm überein. Abb. 5 zeigt auch, daß für Sand wesentlich höhere Windgeschwindigkeiten einen ganz allmählichen Übergang erzeugen, während Löß praktisch nur durch turbulente Diffusion transportiert wird.

Das auf diese Weise entstandene Bild des Schneefegens ist in Abb. 6 mit den Byrdbeobachtungen zusammengefaßt, wobei sich die Schneedichte gleich auch noch als Sicht-



$$\Delta = \log (\Delta z / \Delta z_1) - (w / ku_z) \log (z / z_1)$$

$$\approx \frac{1}{2} \frac{a\beta^2}{(ku_z)^2} \log^2 (z/z_1) - \frac{1}{3} [a\beta^3 / (ku_z)^3] \log^3 (z/z_1)$$

Abb. 8 Abweichungen der an der Byrdstation gemessenen Treibschneedichten von geraden Linien im Dichtelogarithmus-Höhenlogarithmus Koordinatensystem. Die Kurven geben die von Budd (1966) berechneten Werte

Fig. 8 Average deviation in measured drift density values from the linear log density-log height relation for each level and for three wind speeds. Theoretical curves calculated for corresponding wind speeds from parameters α , β of the particle size distribution at the 50-cm level (near the mean height).

weite ausdeuten läßt (Budd, Dingle und Radok 1966). Bei genauer Betrachtung dieser Beobachtungen zeigen sich aber gewisse Abweichungen von Gleichung (4), laut der die Abhängigkeit des Logarithmus der Treibschneedichte vom Logarithmus der Höhe eine Gerade mit einer der Fallgeschwindigkeit proportionalen Neigung sein sollte. In Wirklichkeit zeigt schon Abb. 6, daß solche Profile leicht gekrümmt sind, und deutet darauf hin, daß die mittlere Fallgeschwindigkeit der Treibschneeteilchen mit der Höhe abnimmt. Diese relativ kleine Änderung erweist sich als wesentlich, sobald man daran geht, den

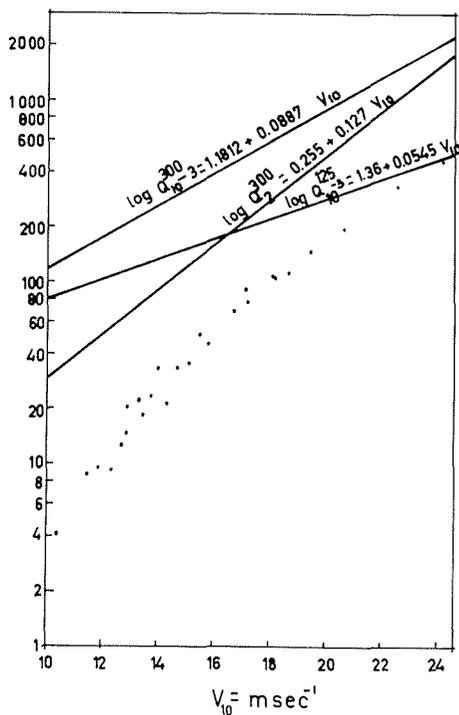


Abb. 9 Treibschneetransporte in verschiedenen Schichten in Abhängigkeit von der 10 m Windgeschwindigkeit (Radok 1968, 1970)

Figure 9 Drift transport — wind speed relation for different layers (Byrd Snow Drift Project data).

gesamten Schneetransport durch den Wind zu berechnen, und machen eine Erweiterung der Theorie auf den ungleichförmigen Treibschnee nötig.

5. Ungleichförmiger Treibschnee und Schneetransport

Ausführliche Messungen der Größenverteilung von Treibschneeteilchen wurden von Lister (1960), Diunin (1963) und Dingle (Budd, Dingle und Radok 1966) ausgeführt. Dingle's Ergebnisse sind in Abb. 7 zusammengefaßt und zeigten zum ersten Mal die systematischen Änderungen, die mit Änderungen der Höhe und der Windgeschwindigkeit in der Lage und der Dispersion der Größenverteilung eintreten. Je stärker der Wind, desto größer und gleichförmiger sind die Schneeteilchen in einer gewissen Höhe.

Diese Ergebnisse führten Budd (1966a) zu einer verbesserten Theorie für den ungleichförmigen Treibschnee, in der die Häufigkeitsverteilung der Teilchengröße durch Gammafunktionen angenähert wurde. Damit war Budd in der Lage, alle wesentlichen Eigenschaften des Schneefegens als Funktionen von Höhe und Windgeschwindigkeit darzustellen, mit der Annahme, daß Teilchen einer bestimmten Größe unabhängig von denen in anderen Größenklassen fallen. Der Erfolg dieser Analyse ist aus Abb. 8 zu ersehen, in der die beobachteten und berechneten *Abweichungen* von der doppelt-logarithmischen Höhenverteilung der Gleichung (4) für verschiedene Höhen und Windgeschwindigkeiten gezeigt sind. Die Übereinstimmung zwischen Theorie und Wirklichkeit für diese und andere Größen 2. Ordnung deutet darauf hin, daß Budd's Theorie das Schneetreiben zum mindesten für den augenblicklichen Stand der Meßkunst vollständig erklärt.

Da dieselbe Theorie auch die Änderungen der mittleren Fallgeschwindigkeit mit der Höhe und der Windgeschwindigkeit ergibt, besteht im Prinzip die Möglichkeit, den Gesamtschneetransport als das Integral

$$Q = \int_0^{\infty} V_z n_z dz \quad (6)$$

zu berechnen. Es stellt sich jedoch schnell heraus (Radok 1968), daß das Integral keine einfache Lösung hat, und die Integrierung muß daher stückweise mit konstanten Mittelwerten der Fallgeschwindigkeit ausgeführt werden; die dann gültigen Formeln wurden schon von Dingle und Radok (1961) angegeben.

Abgesehen von dieser rein mathematischen Schwierigkeit ergeben sich andere aus dem Mangel an Messungen der Windgeschwindigkeit und der Schneedichte in größeren Höhen. Für die ersten Schätzungen des Gesamtschneetransportes extrapolierte Loewe (1956) beide Profile bis zu 300 m Höhe. Andere Autoren (Mellor und Radok 1960, Dingle und Radok 1961, Budd, Dingle und Radok 1966) sind seinem Beispiele gefolgt und haben von Gleichung (6) Formeln für den turbulenten Schneetransport abgeleitet, von denen nur die für die Byrdstation als Beispiel zitiert werden soll; nominell für eine 1 m breite Säule quer zur Windrichtung zwischen 300 m und 1 mm Höhe gültig lautet sie

$$\frac{Q}{10^{-3}} = 1.1812 + 0.0887 V_{10} \quad (g \text{ m}^{-1} \text{ sec}^{-1}) \quad (7)$$

wo V_{10} (m/sec) die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe ist.

Der begrenzte Wert dieser Formel ist jedoch aus Abb. 9 ersichtlich, die diesen Gesamttransport mit den Partialtransporten in drei dünneren Schichten vergleicht. Von diesen lagen zwei (300 bis 2 m, und 12.5 cm bis 1 mm) zu hoch oder zu tief für Messungen mit mechanischen Schneefallen, und nur die dritte war durch die als Punkte gezeigten, von tatsächlichen Schneedichtemessungen berechneten Werte belegt. Diese relativ gesicherten Transportwerte betragen also nur etwa ein Zehntel des mit der Hilfe von Extrapolationen berechneten Gesamtschneetransportes, dessen Unsicherheit damit klar gekennzeichnet ist.

Für bessere Schätzungen sind vor allem Messungen in größeren Höhen erforderlich, die durch die neuen optischen Methoden in Reichweite gebracht worden sind. Eine zusätzliche Schwierigkeit wird jedoch daraus entstehen, daß diese Apparate direkt die Treibschneedichte messen. Unterschiede zwischen den Trägheiten der Schneedichte- und Windgeschwindigkeitsmeßgeräte könnten dann in den Gesamtmassenfluß in einer gewissen Höhe $(\overline{V_z + V'_z})(\overline{n_z + n'_z})$, (wo V' und n' Abweichungen von den Mittelwerten V und n darstellen) eine nicht vernachlässigbare „Wirbelkomponente“ $V'n'$ einführen. Die mechanischen Fallen maßen direkt das integrierte Produkt $\overline{V_z n_z}$ und umgingen somit dieses Problem, das die Auswertung der optischen Schneedichtemessungen umständlicher gestalten wird und den Gebrauch von unmittelbar in Rechenmaschinen verwendbaren Magnetbandaufzeichnungen nahelegt.

Wenn die Größe der Schneedichte überall bekannt ist, verlegen sich die noch verbleibenden Probleme in den meisten Zusammenhängen auf die genaue Bestimmung des Windfeldes — vor und hinter Hindernissen (Diunin 1963, Kreutz und Walter 1960), an Lawinenabhängen (Hopf und Bernard 1963), über und zwischen Waldschneisen (Hoover und Leaf 1965) usw. Wie schon Wegener betont hat, sollten sich Ablagerung und Abtrag von Schnee durch den Wind aus der Differenzierung des Treibschneemassenflusses ergeben, die in jedem einzelnen Falle im Hinblick auf die Lokalverhältnisse ausgeführt

werden muß. Die Byrdmessungen können für diesen Zweck in der Form der Abb. 6 als Anhalt dienen, gelten aber nicht unbedingt für wärmere und feuchtere Bedingungen. Sie wurden vom Verfasser zusammen mit Rider's (1952) Messungen des Windfeldes vor einer Hecke für eine Erklärung der an einem großen Radargebäude auf dem grönländischen Inlandeise beobachteten Schneeanammlung verwandt (Radok 1968). Sehr ausführliche Angaben über Windverteilungen an Hindernissen im Freien und im Windkanal finden sich bei Diuin (1963). Bei Windkanaldaten ist aber Vorsicht ratsam, da diese nur dann streng auf die Atmosphäre anwendbar sind, wenn die Hindernishöhe klein im Vergleich zur Dicke der Grenzschicht war.

Im Zusammenhang mit Windhäufigkeitsverteilungen lassen sich berechnete Treibschneetransportwerte für Schätzung des Beitrages verwenden, den das Schneefegen zum Massenhaushalt der Inlandeise leistet. Solche Betrachtungen gehen auch schon auf Wegener zurück und wurden vor kurzem von Loewe (1970) zusammengestellt. Mit Hilfe der Formel (7) und einer ähnlichen, von Budd (1966) aus Messungen auf der dem antarktischen Inlandeise vorgelagerten Wilkeskuppel abgeleiteten Beziehung, hat Loewe alle Stationen der Antarktis und Grönlands untersucht. Er kommt zu dem Ergebnis, daß das Schneefegen etwa 5 % des jährlichen Zuwachses der Antarktis und 1 % des Zuwachses von Grönland darstellt, daß aber relativ größere Verluste bei kleineren Eismassen auftreten würden, da mit dem Durchmesser deren Fläche (und damit der Gesamtzuwachs) stärker abnimmt als ihr Umfang (und damit der Schneetransport über die Grenzlinie). Bei der Unsicherheit, die noch in den Einzelposten des Massenhaushaltes der großen Inlandeise besteht, kann daher der Treibschneeverlust zunächst ignoriert werden, obwohl die von Wegener betonte Möglichkeit lokaler Zuwachs- und Abtragsanomalien bei der Auswertung von Beobachtungen nicht übersehen werden darf.

6. Ausblick

Zum Abschluß müssen noch die augenblicklichen Forschungsprobleme auf dem Gebiete des Schneefegens kurz angedeutet werden. Sie betreffen vor allem elektrische und Verdunstungsfragen, aber auch eine grundsätzliche theoretische Schwierigkeit, die zunächst erörtert werden soll.

Laut den Gleichungen (3) und (4) ist die Vertikalverteilung des Treibschnees nicht durch die Fallgeschwindigkeit w , sondern genauer gesagt durch die Größe wz/K_s bestimmt. Gleichung (4) bleibt daher gültig, wenn K_s von K_M abweicht, z. B. für $K_s = \alpha K_M$, $\alpha \geq 1$, nur daß dann die aus der Neigung des Schneedichteprofiles erhältliche Größe nicht mehr w sondern w/α ist. Businger (1965) ist von Messungen an arktischem Treibschnee (Sommerfeld und Businger 1965) zu der Überzeugung gekommen, daß α von der Größenordnung 10 sein müßte, und hat mehrere Hypothesen aufgestellt, wie solche hohen Werte zustande kommen könnten. Seine Rechnungen bezogen sich aber auf Schneekörner, die zehnmal so groß wie die in der Antarktis gemessenen waren, was den Verdacht einer Metamorphose zwischen Auffangen und Messung rechtfertigt. Es scheint daher ratsam, mit komplizierten Erklärungen zu warten, bis zuverlässige und gleichzeitige Messungen der Treibschneedichtenverteilung und der Fallgeschwindigkeit einzelner Körner vorliegen. Die ersten solchen Messungen sind von Schmidt und Sommerfeld (1969) in Colorado in Angriff genommen, haben aber soweit noch nicht eindeutige Ergebnisse erzielt, laut einer persönlichen Mitteilung.

Beobachtungen an einzelnen Treibschneeteilchen sind ebenso wichtig für die Klärung noch wenig bekannter Vorgänge, wie es die Verdunstung und die elektrische Aufladung des Treibschnees sind. Sorgfältige Messungen der Luftfeuchtigkeit und der Sichtweite

(die eng mit der Treibschneedichte zusammenhängt, vergleiche Abb. 6 und Liljequist [1957]) sind während des Internationalen Geophysikalischen Jahres an der Halleybuchstation in der Antarktis ausgeführt worden. Sie zeigen (D. W. S. Limbert, in Vorbereitung), daß 1 bis 2 m über der Schneeoberfläche bei Schneefegen mit niedrigen Windgeschwindigkeiten und relativ hohen Temperaturen die Luft gegenüber Eis ungesättigt ist, während für starke Winde und niedrige Temperaturen Übersättigung eintritt. Aber selbst unter diesen Bedingungen dürfte in größeren Höhen Verdunstung des Treibschnees stattfinden. Um seine Vorgänge völlig zu klären, ist es daher sehr wünschenswert, die nun durch optische Methoden ermöglichten Schneedichtemessungen in der Höhe nicht nur durch Windprofilbestimmungen, sondern auch durch genaue Feuchtemessungen zu vervollständigen.

Aus einer Studie von Latham und Stow (1965) läßt sich vermuten, daß die Verdunstung des Treibschnees auch zu den elektrischen Vorgängen beiträgt, die in Schneestürmen beobachtet und u. a. von Simpson (1921), Sheppard (1937), Barré (1953), Herman (1964) und Wishart und Radok (1967) diskutiert worden sind. Die neuesten Messungen von Wishart (1970) deuten darauf hin, daß das elektrische Aufladen des Treibschnees im wesentlichen auf die von Latham und Mason (1961) eingehendst behandelte, unterschiedliche Beweglichkeit der positiven und negativen Ionen im Eise bei verschiedenen Temperaturen zurückzuführen ist. Diese Ansicht wurde von Latham und Stow (1967) durch Laborexperimente bestätigt, aber im natürlichen Schneesturm gibt es noch viele merkwürdige Einzelheiten (vergleiche insbesondere Barré 1953), die der Erklärung warten. Gleichzeitig lassen sich vielleicht aus Untersuchungen der Elektrizität des Treibschnees neue Aufschlüsse über Vorgänge an der Schneeoberfläche erhoffen, an der die elektrischen Ladungen im wesentlichen durch Temperaturänderungen in den die Oberfläche berührenden Teilen der Schneekörner erzeugt zu werden scheinen.

Im Ganzen kann also gesagt werden, daß abgesehen von vielen praktischen Fragen, für die das Schneefegen und seine Manipulierung der Kern ist, auch grundsätzliche Probleme des Schneefegens mehr als 60 Jahre nach Wegener's Studien noch auf ihre Lösung warten.

Literatur

- Andrée, S. A., 1886: Sur le chasse-neige dans les régions arctiques. Arch. Sc. Phys. Nat., Genève, 15, 523.
- Bagnold, R. A., 1941: **The physics of blown sand and desert dunes.** Methen, London.
- Bagnold, R. A., 1956: The flow of cohesionless grains in fluids. Proc. R. Soc. A 249, 235.
- Ball, F. K., 1956: The theory of strong katabatic winds. Aust. Jnl. of Physics, 9, 373.
- Ball, F. K., 1957: The katabatic winds of Adelle Land and King George V Land. Tellus 9, 201.
- Ball, F. K., 1960: Winds on the ice slopes of Antarctica. **Antarctic Meteorology** Pergamon, London.
- Barré, M., 1954: Propriétés électriques du blizzard. Résultats Scientifiques no. S IV, 1, Expéditions Polaires Françaises, Terre Adelle, 1951-2.
- Belov, V. F., 1960: Opređenje optičeskim metodom massy snega, perenocimogo vetrom vo vremya pozemka i metelei v Antarktide. Trudy Tsentralnoi aerologičeskoj observatorii Vyp. 37, 59.
- Budd, W. F. 1966 a: The drifting of non-uniform snow particles. Antarctic Research Series, American Geophysical Union, 9, 59.
- Budd, W. F., 1966 b: Glaciological studies in the region of Wilkes, Eastern Antarctica 1961. ANARE Scientific Reports (A) 4, no. 88, Australia.
- Budd, W. F., Dingle, W. R. J. und Radok, U. The Byrd Snow Drift Project: Outline and basic results. Antarctic Research Series, American Geophysical Union, 9, 71.
- Businger, J. A., 1965: Eddy diffusion and settling speed in blown snow. J. Geophys. Research 70, 3307.

- Businger, J. A. und Sommerfeld, R. A. 1965: The density profile of blown snow. *J. Geophys. Research* 70, 3303.
- Dingle, W. R. J. und Radok, U., 1961: Antarctic snow drift and mass transport. *International Association of Scientific Hydrology Publ. no. 53*, 77.
- Diunin, A. K., 1963: *Mekhanika Metelei*. Novosibirsk.
- Garcia, R. 1960: Mesures du transport de neige par le vent à la Station Charcot. *La Météorologie* no. 57.
- Gold, L. J., 1963: Annotated Bibliography on Snow Drifting and its Control. Division of Building Research, National Research Council, Ottawa, Canada.
- Govorukha, L. S. und Kirpichev, E. F., 1961: Pervye rezultaty metelmernykh nablyudenii s pomosh'tsh'yu metelemera „Tziklon“. *Bulletin Informatzii Sovietskoi Antarticheskoi Ekspeditsii*. No. 26, 22.
- Herman, J. R., 1964: On the electrical properties of blowing snow. *Ann. de Geophysique* 20, 235.
- Hoover, M. D. und Leaf, C. F. 1965: Process and significance of interception in Colorado subalpine forest. *International Symposium on Forest Hydrology*, Pennsylvania State University, August 1965.
- Hopf, J. und Bernard, J. 1963: Windbeeinflussende Bauten in der Lawinenverbauung und -vorbeugung. *Mitteilungen der Forstlichen Bundes-Versuchsanstalt Mariabrunn*, 60, 605.
- Hopf, J. und Wopfner, H., 1963: Versuche mit Kolktafeln an der Schneeforschungsstelle Wattener Lizum (Tirol) in den Jahren 1950—1955. *Mitt. d. Forstlichen Bundes-Versuchsanstalt Mariabrunn* 60, 633.
- Jenssen, D., 1963: Ph. D. Thesis, University of Melbourne, Australia.
- Koch, J. P. und Wegener, A. 1930: *Wissenschaftliche Ergebnisse der dänischen Expedition nach Dronning Louises-Land und quer über das Inlandeis von Nordgrönland 1912—13*. Bianco Lunos, København.
- Kreutz, W. und Walter, W., 1956: Der Strömungsverlauf sowie die Erosionsvorgänge und Schneeablagerungen an künstlichen Windschirmen nach Untersuchungen im Windkanal. *Ber. d. Deutschen Wetterdienstes* 4, Nr. 24.
- Kreutz, W. und Walter, W., 1960: Strömungs- und Erosionsvorgänge im Bereich von einzelnen und gestaffelten Windschutzanlagen. *Institut für Naturschutz Darmstadt, Schriftenreihe* 5 no. 4, 83.
- Landon-Smith, I. H. und Radok, U., 1967: Samoreguliruyushtshisya metelemer „Tziklon“. *Bulletin Informatzii Sovietskoi Antarticheskoi Ekspeditsii* no. 62, 53.
- Landon-Smith, I. H., Woodberry, B. und Wishart, E. R., 1965: The photoelectric metering of wind-blown snow, and a new photoelectric drift snow gauge. *ANARE Interim Reports Series A (IV) Glaciology*, Australia.
- Latham, J. und Mason, B. J., 1961: Electric charge transfer associated with temperature gradient in ice. *Proc. R. Soc. A* 260, 523.
- Latham, J. und Stow, C. D., 1965: Electrification associated with the evaporation of ice. *J. Atm. Sci.* 22, 320.
- Latham, J. und Stow, C. D., 1967: A laboratory investigation of the electrification of snowstorms. *Q. J. Royal Meteorol. Soc.* 93, 55.
- Lettau, H. H., 1963: Preliminary note on the theory of steady katabatic flow for height-dependent eddy diffusivity. *Annual Rept. Department of Meteorology, University of Wisconsin*, 139.
- Lettau, H. H. und Schwerdtfeger, W., 1967: Dynamics of the surface wind regime over the interior of Antarctica. *Antarctic Journal of the United States*, 2, 155.
- Lied, N., 1964: Stationary hydraulic jumps in a katabatic flow near Davis, Antarctica, 1961. *Australian Meteorological Magazine* no. 47, 40.
- Liljequist, G. H., 1957: Energy exchange of an Antarctic snow field. *Norwegian-British-Swedish Antarctic expedition 1949—52, Scientific Results*, vol. II, part 1C.
- Lister, H., 1960: *Glaciology (1): Solid precipitation and drift snow*. *Trans-Antarctic Expedition 1955—1958, Sci. Rept.* 5.
- Loewe, F., 1956: *Études de Glaciologie en Terre Adélie*. *Actualités Scientifiques et Industrielles* no. 1247, Herman, Paris.
- Loewe, F., 1970: The transport of snow on ice sheets by the wind. *Meteorology Department, University of Melbourne*, Publ. no. 13.
- Martinelli, M. Jr. 1965: Accumulation of snow in alpine areas of central Colorado and means of influencing it. *J. Glaciology* 5, no. 41, 625.
- Mellor, M., 1960: *Gauging Antarctic Drift Snow*. *Antarctic Meteorology*. Pergamon, London.
- Mellor, M., 1965: *Blowing Snow*. *Cold Regions Science and Engineering*, Part III, Section A3c. *US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory*.
- Mellor, M. und Radok, U., 1960: Some properties of drifting snow. *Antarctic Meteorology*. Pergamon, London.

- Mel'nik, D. M., 1965: Metelemernye pribory i nablyudeniya. Materialy glaciologicheskikh issledovaniy, Khronika Obsudzeniya 11, 181.
- Oura, H. und Kobayaski, D., 1970: A study of drifting snow. International Symposium on Antarctica Glaciological Exploration (ISAGE) International Association for Scientific Hydrology, Publ. no. 86, 303.
- Owen, P. R., 1964: Saltation of uniform grains in air. *J. Fluid Mechanics* 20, 225.
- Panofsky, H. A. und McCormick, R. A., 1960: The spectrum of vertical velocity near the surface. *Q. Journal R. Meteorol. Soc.* 86, 495.
- Pound, T. N., 1958: Calibration of Snow gauges. Tech. Memo 139, Aeronautical Research Laboratories, Melbourne, Australia.
- Radok, U., 1968: Deposition and erosion of snow by the wind. Research Report 230, US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- (z. T. veröffentlicht in:
- Radok, U., 1970: Boundary processes of drifting snow. Meteorology Department, University of Melbourne, Publ. no. 13.)
- Rider, N. E., 1952: The effect of a hedge on the flow of air. *Q. Journal R. Meteorol. Soc.* 78, 97.
- Ruthe, K., 1958: Zu Alfred Wegeners 75. Geburtstag. *Polarforschung* 4, 2.
- Schaeffer, V. J., 1942: Preparation of snow particle replicas. *Nature* 149, 81.
- Schmidt, R. A. und Sommerfeld, R. A., 1969: A photoelectric snow particle counter. *Proc. Western Snow Conference* 37, 88.
- Schmidt, W., 1925: *Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen*. Grand, Hamburg.
- Sheppard, P. A., 1937: British Polar Year Expedition, Fort Rae, 1932—3; Discussion of Results, Vol. I. Atmospheric Electricity. Royal Society, London.
- Shiotani, M. und Arai, H., 1953: A short note on the snow storm. *Second Congress for Applied Mechanics*, 5, 1.
- Simpson, G. C., 1921: British Antarctic Expedition 1910—1913, Vol. I. Meteorology, 309.
- Strom, G. H., Kelly, G. R., Keitz, E. L. und Weiss, R. F., 1962: Scale model studies of snow drifting. Research Report 73, US Army Cold Region Research and Engineering Laboratory.
- Valtat, B., 1960: Loewe's Phenomenon. *Antarctic Meteorology*. Pergamon, London.
- Webb, E. K., 1970: Profile relationships: the log-linear range and extension to strong stability. *Q. Journal R. Meteorol. Soc.* 96, 67.
- Wegener, A., 1911: Meteorologische Terminbeobachtungen am Danmarks-Havn. *Meddelelser om Grønland* 42.
- Wishart, E. R., 1970: Electrification of Antarctic drifting snow. Meteorology Department, University of Melbourne, Publ. no. 13.
- Wishart, E. R. und Radok, U., 1967: Electrostatic charging of aerial wires during Antarctic blizzards. *W. M. O. Tech. Note* no. 87.