



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	雪面に働く風の力の測定
Author(s)	小林, 俊一; KOBAYASHI, Shun'ichi
Citation	低温科学. 物理篇, 27, 87-97
Issue Date	1970-03-31
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18103
Type	departmental bulletin paper
File Information	27_p87-97.pdf



雪面に働く風の力の測定*

小林 俊一
(低温科学研究所)
(昭和44年7月受理)

I. ま え が き

乱流境界層の中での、雪面に働く風の力 (Drag Force) は、積雪表面の雪粒を動かすのに重要な役割を演ずるので、地ふぶきの発生機構の研究と密接な関連がある。雪面に働く風の力を評価する方法は、いろいろ考えられる。著者は、次の4つの方法の比較検討を目標としている。

- (1) 乱流境界層内の平均風速の垂直分布測定から、 $\tau_p = \rho U_*^2$ として求める方法 (分布法)
- (2) 熱線風速計、熱膜風速計、超音波風速計等を使って、Reynolds 応力 $\tau_c = \rho \overline{u'w'}$ を測定する方法 (相関法)
- (3) 拡散の実験から求める方法 (拡散法)
- (4) 雪面に働く力を直接測定する方法 (直接法)

今回は、主に風洞実験で、(1)の風速分布法の適用性を確かめる目的で、(1)と(4)の比較測定を行なった。又風洞実験で使ったと同じ装置で、野外でも、地ふぶき時に測定したので併せて報告する。

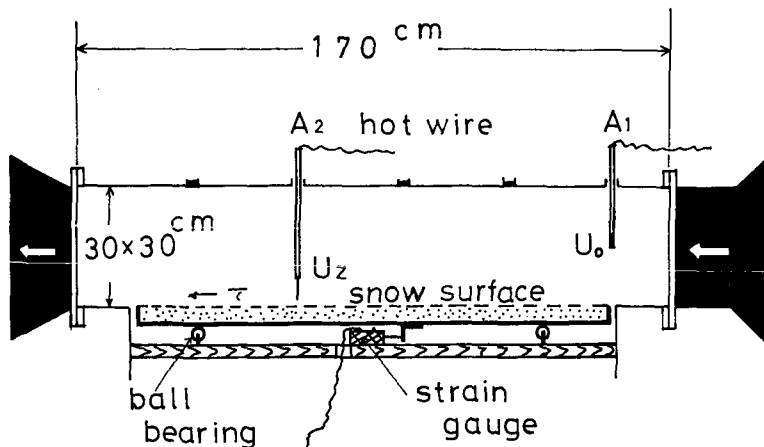
草原に働く風の力の測定は、P. A. Sheppard (1946)¹⁾, F. Pasquill (1950)²⁾, E. F. Bradley (1967, 1968)^{3,4)} 等、比較的多いが、雪面についての測定は、鈴木 (1964, 1966)^{5,6)} の雪で被われた海氷板上の測定があるにすぎない。この事は草原では精密な装置を設置する事が比較的容易で、良い精度で測定できるが、雪原の場合は、精密な装置の設置が困難であるからであろう。特に地ふぶき時の野外測定では、飛雪粒子のために、装置の中に雪粒子が混入して測定を一層困難にしている。しかし低温風洞実験においては、野外に比較して測定が容易である。

II. 測定方法及び測定装置

1) 風洞実験

用いた低温風洞は、ゲッチンゲン型で、その測定部分の略図を第1図に示す。測定部分の大きさは、長さ170 cm、断面30×30 cmで、透明なアクリル板で囲まれている。雪の試料は、測定部の下からいられる。A₁の熱線式風速計 (低感度) で風洞の中心風速を測定し、雪面上の風速の垂直分布を、A₂の熱線風速計 (高感度、直径5 μのタングステン線) で雪面上約0.5 mm~7 cmの間、10点位測定した。高さは目盛付き (1/10 mm 精度) 水平望遠鏡で読みとられ

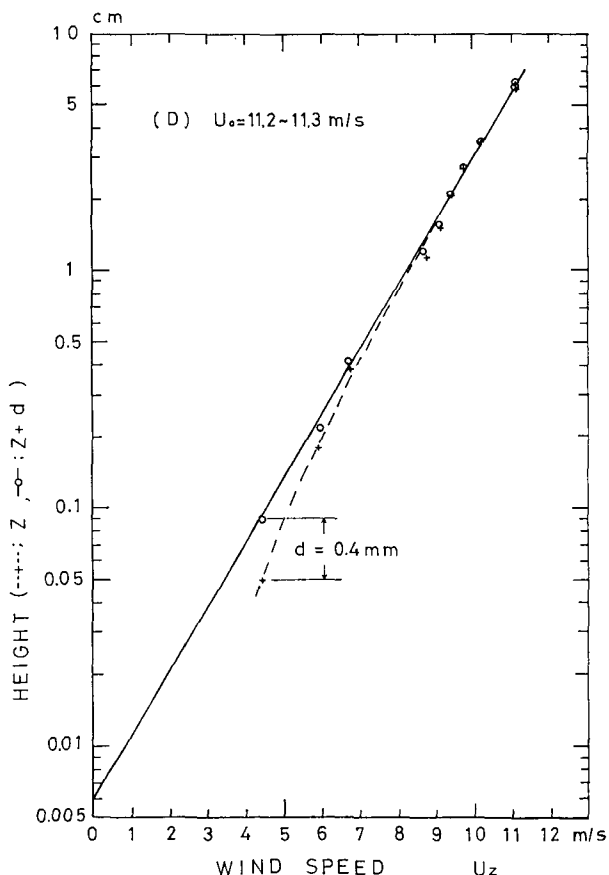
* 北海道大学低温科学研究所業績 第966号



第1図 低温風洞の測定部分

た。この熱線風速計では、風速と同時に、乱れの強さ(3)式参照)をも測定できる。雪の試料を、その組織を破壊しないように、野外の新雪表面層(2~3 cm 厚さ)からアルミ板で採り低温風洞室に搬入した。採ってすぐ実験を行なうと、試料の表面から飛雪が生じ易く、その飛雪粒子が熱線に衝突して線を切ってしまうおそれがあるので、翌日に実験を行なった。

風の力の直接測定には、 ± 200 g の応力計 (strain gauge 式) を用いた。試料は、風速分布測定の時と同一のものではなく、低温室に保存してあるシマリ雪である。このシマリ雪をくだいて2 mm 目の篩でふるい深さ2 cm、表面積 3780 cm^2 ($135 \times 28 \text{ cm}$) のアルミ製の箱の中に表面を平らにならして入れた。この箱を直径1.5 cm のボールベアリング付き台の上にのせた。この箱の底面には、アングルの錨が付いており、それが応力計の棒に接触し、力が伝達



第2図 雪面上の修正された風速分布の例。雪の中に風が入るため風速分布の高さの基準を雪面から d だけ下げた点線；雪面を高さの基準とした場合(たて軸は z cm) 実線； d だけ高さを修正した場合(たて軸は $z+d$ cm)

されるようになっている。ボールベアリング付き台の風下側は水平から約2~3度傾けて上げられ、試料の箱が自然に動き出す程度になっている。

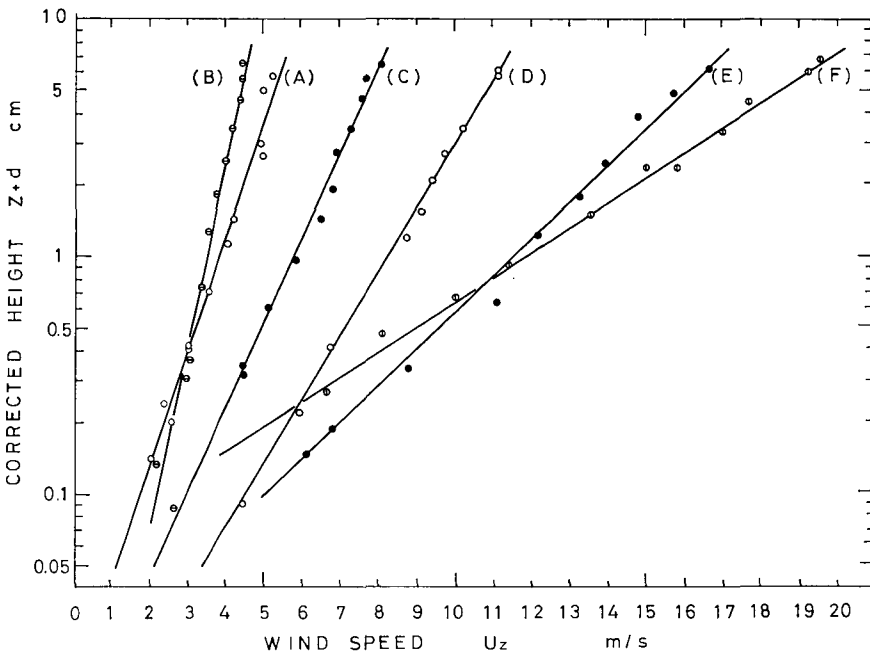
したがって、応力計には、風速が0の時でも、予め負荷が加えられている。測定時には、各風速毎に毎回0点チェックをし、ドリフトのないように注意して行なった。応力計の検定には、天秤の分銅を用いた。測定に際して、力はメータのふれを読みとった。

2) 野 外 実 験

野外での風速分布を、総合自動気象観測器械の小型ロビンソン風速計で高さ23, 35, 73 cmの3点で測定した。同時に、風洞実験で使ったと同じ装置で、直接風の力を測定した。応力計の読みとりは、現場にある観測小屋で行なわれた。雪の試料は、附近的自然積雪の表面層からとって、それを2mm目の篩でふるってアルミ製の箱の中に入れ、平らな雪面を作って得られ

第1表 風洞実験における測定結果

記 号	中心風速	風 速 分 布 (2) 式				直 接 測 定		カルマン 定 数
	U_0 m/s	U_* cm/s	$\tau_p = \rho U_*^2$ dyn/cm ²	z_0 cm	d mm	τ_d dyn/cm ²	$U_*' = \sqrt{\frac{\tau_d}{\rho}}$ cm/s	k
A	4.7~5.0	36.6	1.88	0.015	0.9	2.8	44.7	0.49
B	3.9~4.5	22.6	0.72	0.0022	0	1.8	35.8	0.63
C	8.0~8.5	48.7	3.32	0.01	2.0	8.3	77.0	0.63
D	11.2~11.3	64.4	5.81	0.006	0.4	15.6	109	0.68
E	15.9~16.3	113	17.9	0.017	1.0	30.7	159	0.56
F	18.6~19.9	167	39.1	0.047	1.5	43	175	0.42



第3図 風洞における雪面上の風速分布

た。そのすぐ側に、ピラム型風速計の風向矢羽根を置いて、風向と試料箱の向きが一致した時のみ力と風速分布を測定した。

III. 測定結果

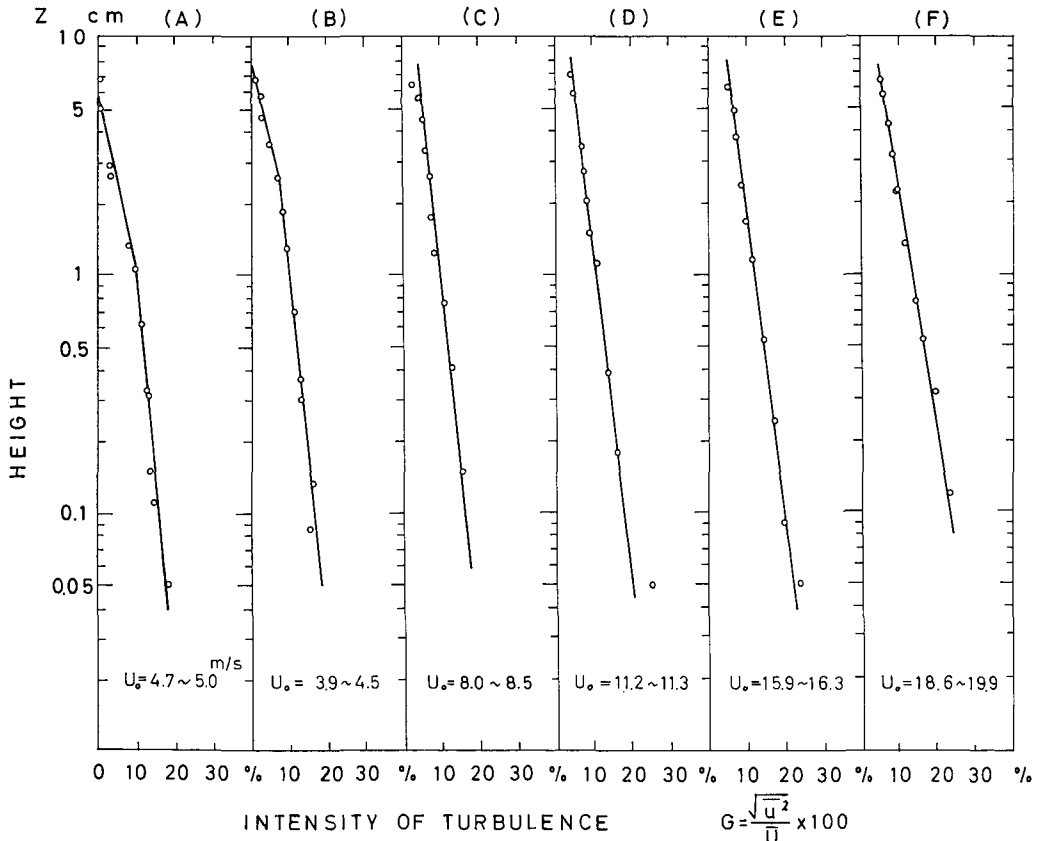
1) 風洞実験

(a) 風速垂直分布と乱れの強さの分布： 風速の垂直分布の測定は、1967年12月18日に積った新雪表面層(密度 $\rho_s = 0.07 \sim 0.104 \text{ g/cm}^3$)をサンプリングして室温が -6.5°C の風洞に持ち込み、翌日の19日に実験を行なった。

風速分布は次の式にしたがうといわれている。

$$U_z = \frac{1}{k} \sqrt{\frac{\tau_p}{\rho}} \ln \frac{Z}{Z_0} \quad (1)$$

ここで、 U_z は雪面からの高さ Z の平均風速、 τ_p は雪面に働く摩擦応力で、摩擦速度と $\tau_p = \rho U_*^2$ の関係がある。 ρ は空気の密度、 Z_0 は雪面の粗度とよばれる面についての定数である。又、 k は Kármán 定数とよばれる面によらない定数で、0.4とされている。しかし、第2図に1例を示したように、実測の U_z を $\ln Z$ に対しグラフに記入してみると、点線のように Z



第4図 乱れの強さの分布

の低いほうで直線からずれてくるが、適当に d を選ぶと、 U_z と $\ln(Z+d)$ との関係が実線の直線に近くなる。それで高さの基準点を d だけ下げれば風速分布は、(1) 式にしたがう。すなわち

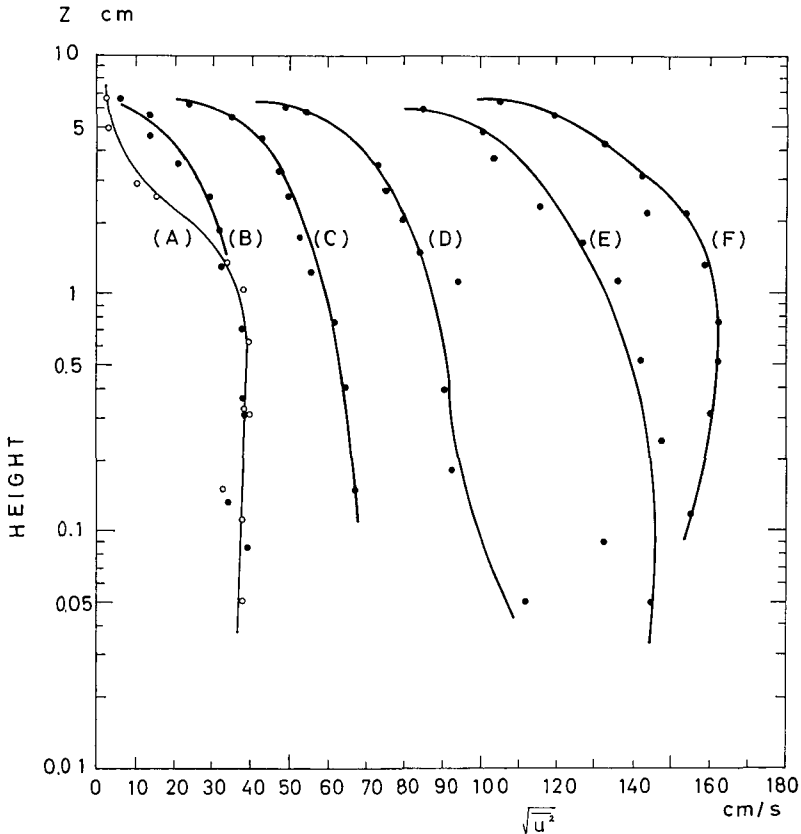
$$U_z = \frac{1}{k} \sqrt{\frac{\tau_p}{\rho}} \ln \frac{Z+d}{Z_0} \quad (2)$$

がなりたつと考えることにする。(2) 式によれば、雪の中のある深さまでは風があることになるが、事実、大浦等⁷⁾ は雪面下 0.5 cm に設置したキャップ付き熱線風速計で、風洞中心風速 5 m/s の時、0.3 m/s の風速を観測した。風速測定値を (2) 式で整理した。それを、第 1 表と第 3 図に示す。 τ_p の計算には、 $k=0.4$ を用いた。 d は一般に地面修正量 (zero plane displacement) と呼ばれる。

次に、風速分布の測定と同時に乱れの強さの分布を測定した。乱れの強さは、次の (3) 式で定義される。

$$G = \frac{\sqrt{\bar{u}^2}}{\bar{U}} \times 100 \quad (\%) \quad (3)$$

ここで、 \bar{U} は平均風速、 u は平均風速からの変動量で、風速の瞬間値を U とすれば、 $U = \bar{U} + u$ 、乱れの強さの垂直分布を第 4 図に示した。雪面がない時は、風洞の中の乱れの強さは



第 5 図 風速の乱れ速度の分布

1% 以内である⁷⁾。雪面によって作られる乱れは上に行くにしたがって減少してゆく。そして風洞の中心風速の増加に伴っては、わずかに増加するに過ぎない。更に、第4図から直ちに乱れの速度、即ち風速の変動量 $\sqrt{u^2}$ が計算できる。その分布の状態を第5図に表わした。風洞の中心風速が大きくなるにしたがって著しく大きくなる。雪面上の風速の乱れの大きさは、雪粒に作用する風の力と密接な関係があるので、ここに参考までに掲げた。後で野外的場合の乱れの強さと比較される。

(b) 摩擦応力 τ_d の直接測定： この測定は、シマリ雪を2mm目の篩を通して得たものである。測定結果を第2表と第6図(黒丸印)に示した。直接測定した力 τ_d と、風洞の中心風速 U_0 との関係は

$$\tau_d = 0.124 U_0^{1.98}$$

で非常によく表わされている。

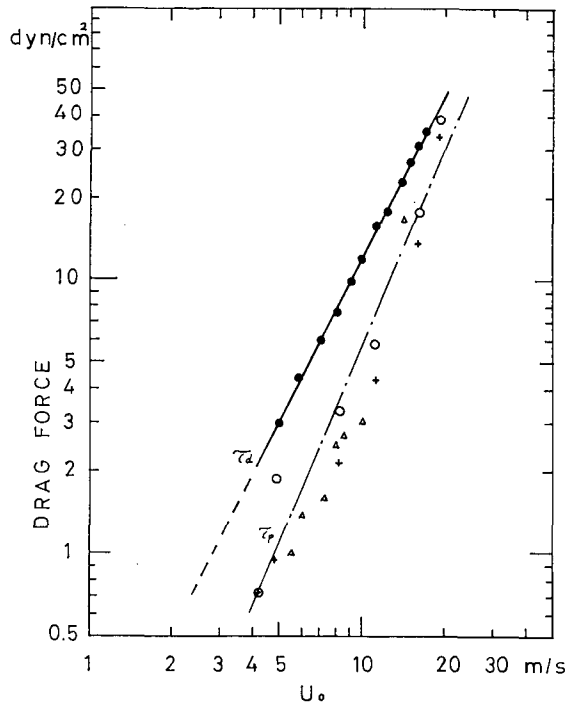
(c) 直接測定した τ_d と風速分布で $k=0.4$ とした時の τ_p との比較： τ_d の測定の際に風速分布の測定を行なわなかった。しかし、雪面上の風速分布は、雪面にはあまり関係しないので、第1表に風速分布測定データと中心風速の等しい時の τ_d を比較のためかかげたが、 τ_d は τ_p よりつねに大きい。第6図にもこれらの関係が示されている。

τ_p は(2)式で $k=0.4$ として計算したものである。この k の値は、Nikuradse (1932) が管の中の流れについての実験で決めたものであっていろいろな場合に当てはまるとは限らない。例えば、Sheppard¹⁾ は、野外的地表面の測定で0.46の値を得ている。しかし大気の状態によ

第2表 風の力の直接測定結果 (室温 -5°C)

中心風速 U_0 m/s	風の力 F gr	摩擦応力* τ_d dyn/cm ²	備考
5.0	11	2.96	飛雪なし
5.8~5.9	16~17	4.44	"
7.1	22~23	6.06	"
8.0	28~29	7.67	"
9.2	37~38	10.09	"
10.0	45	12.11	"
11.3	59	15.85	飛雪発生
12.3	67	18.04	間欠的な飛雪
13.4~13.5	78~79	21.14	"
14.0	85	22.88	"
15.0	100~101	27.06	"
16.0	114	30.69	"
17.0	130	35.00	連続的な飛雪

* 受風面積 $A=3780 \text{ cm}^2$



第6図 中心風速 (U_0) と風の力 (τ_d, τ_p) との関係

- 印; 応力計による直接測定値 $\tau_d = 0.124 U_0^{1.98}$
- +印; 熱線風速計による測定値で(1)式で整理した値
- △印; Pitot 管式風速計による測定値で(1)式で整理した値
- 印; +印の値を d の修正をして(2)式で整理した値 $\tau_p = 0.036 U_0^{2.24}$

てこの値は、0.22~0.61の範囲で変化する。Pasquill²⁾も野外の草地での測定で0.37の値を得ている。鈴木^{5,6)}は海氷板上の測定から k を評価しているが0.43~0.70の値の間にある。以上のように、風速分布から算出される τ_p を実際の風の力 τ_d に近づけて、風速分布式(2)を実用的にするためには、Kármán定数 k の値を評価しなければならない。風速分布と風の力の測定から、 k を推定することが可能である。

今、第3図の直線について(2)式が成り立つとすれば、(2)式から次の(4)式が導かれる。

$$k = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \frac{dU}{d \ln(Z+d)} \quad (4)$$

第3表 野外における測定結果

	時刻	風速分布(1)式			摩擦速度	分布法	直接法	備考
		$U_{73\text{cm}}$ m/s	$U_{35\text{cm}}$ m/s	$U_{23\text{cm}}$ m/s	U_* cm/s	$\tau_p = \rho U_*^2$ dyn/cm ²	τ_d dyn/cm ²	
2月24日	14:31~36	3.25	2.96	2.91	13.9	0.25	0.91~18.2	低い地ふぶき 雪温 -5.8°C 風向 NW 雪温 -14.5°C
	14:36~41	2.50	2.21	2.14	15.7	0.32	0.91~1.27	
	15:27~33	3.85	3.52	3.16	23.5	0.72	3.23	
	15:33~37	4.41	4.05	3.64	20.9	0.57	0.9~1.08	
	15:37~44	3.78	3.55	3.10	19.1	0.47	1.27	
	15:44~48	3.18	3.02	2.59	17.4	0.39	2.16	
	15:48~55	3.67	3.29	3.11	19.1	0.47	2.16	
	15:55~59	3.23	3.07	2.60	18.3	0.44	0.9~1.08	
	15:59~16:11	2.92	2.75	2.38	13.9	0.25	0.29	
	16:11~21	3.26	2.99	2.72	16.5	0.35	3.23	
	16:21~26	3.87	3.43	3.19	23.5	0.72	3.04	
	16:26~46	4.14	3.67	3.36	27.8	1.00	3.33	
	16:46~50	4.69	4.19	3.75	31.3	1.7	—	
	17:16~25	3.74	3.27	3.14	23.5	0.72	0.91	
17:25~36	3.93	3.79	3.24	23.5	0.72	0.9~1.08		
17:36~48	3.53	3.15	3.00	18.3	0.44	0.69		
2月26日	12:05~17	5.62	4.93	4.48	39.1	1.99	9.31~10.1	降雪なし 純粋な地ふぶき 密度 0.28 g/cm ² 雪温 -11.0°C 風向 NW 地ふぶき止む " "
	12:17~22	5.68	4.97	4.56	39.1	1.99	8.33~10.1	
	12:22~24	5.77	4.87	4.55	44.3	2.55	8.62~9.02	
	12:24~25	5.29	4.56	3.72	49.6	3.20	8.33~8.72	
	12:25~30	5.01	4.26	3.96	40.0	2.08	10.1~11.3	
	15:13~15	5.43	4.42	4.36	45.2	2.66	—	
	16:23~28	0.65	0.16	0.03	22.6	0.66	—	
	16:28~37	1.15	0.68	0.30	31.3	1.27	6.47~7.06	
	16:37~40	2.21	1.65	1.39	29.6	1.14	7.06	
	16:40~50	2.30	1.79	1.46	29.6	1.14	6.66	
	16:50~55	2.44	2.00	1.66	27.0	0.95	4.9~5.39	
	16:55~17:00	2.82	2.25	1.92	33.9	1.49	5.1~7.06	
	17:02~03	3.06	2.46	2.23	28.7	1.07	5.39~5.78	
	17:04~05	2.55	2.19	1.73	27.8	1.00	5.39	
17:06~07	2.20	1.82	1.40	26.1	0.89	5.1~5.39		
17:15~16	3.09	2.61	2.11	33.0	1.42	4.9		

(4) 式で $k=0.4$ とした時 $\tau=\tau_p$, $k=k$ とした時 $\tau=\tau_d$ とすれば k は次の (5) 式で表わされる。

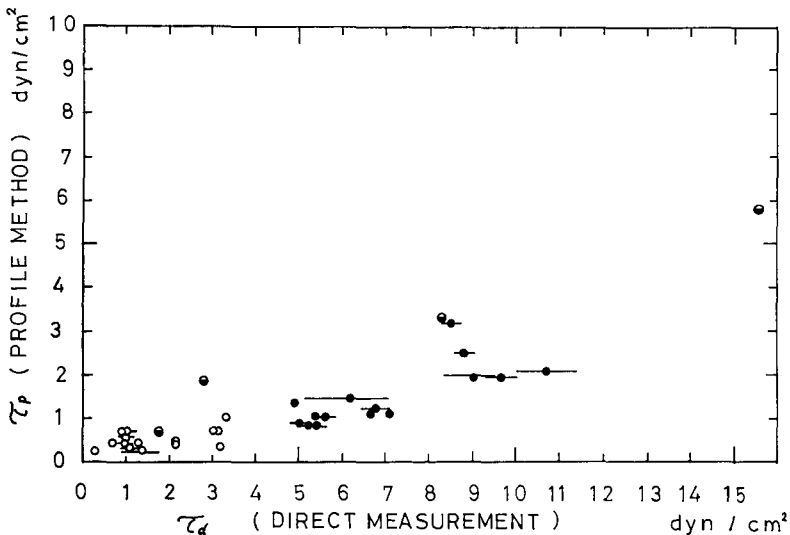
$$k = \sqrt{\frac{\tau_d}{\tau_p}} \times 0.4 = \frac{U'_*}{U_*} \times 0.4 \quad (5)$$

したがって、第1表の値を使って、(5) 式から計算した k の値を同じく第1表の右端に含めて示した。これらの値から平均値 k を求めると、その値は 0.57 である。大体鈴木^{5,6)} が雪で被われた海氷板で測定した結果と同じであった。

2. 野外実験

測定は、1969年2月24日と26日の2回行なわれた。場所は本研究所の地ふぶき観測地点である。24日は、雪温 -5.8°C 、気温 -7.2°C で、低い地ふぶきが断続的に発生していた。新雪層の厚さは、1 cm 以下で所々に硬い過去の融雪面が見られる。周囲の新雪層を 2 mm 目の篩で装置の試料箱に入れ、表面を平らにした。その密度は 0.32 g/cm^3 であった。26日は、24日の雪面の状態とそんなに変わらない。降雪はなく時々地ふぶきが発生していた。雪温は -11.0°C 、気温は -9.5°C で、24日に比べて雪面は少し硬いようだが地ふぶきは発生し易い。周囲の自然積雪表面層の密度は 0.28 g/cm^3 であった。

風速分布と風の力の同時測定値を第3表に掲げた。野外の場合も、やはり第7図に示したように、 $\tau_d > \tau_p$ の関係がある。第7図の中には、風洞実験の測定結果が一部掲げてある。野外での結果は、風洞の結果よりも $\tau_d > \tau_p$ の関係が著しい。この事は、野外で地ふぶき時に、超音波風速計で風速変動を記録して乱れの強さを測定したところ、次の如くで、乱れの大きさの違いによるらしい。すなわち、



第7図 直接測定値 (τ_d) と風速分布法から求めた値 (τ_p) の関係

○印; 野外における測定値 (2月24日)

●印; 野外における測定値 (2月26日)

◐印; 風洞における測定値

* 野外では τ_p は $k=0.4$ として(1)式から計算した値である

2月22日(15:20~22); 低い地ふぶき

平均風速 $\bar{U}=4.1$ m/s (雪面からの高さ 68 cm)

風速の変動量 $\sqrt{\bar{u}^2}=0.7$ m/s

乱れの強さ $G=17.7\%$

したがって、風洞の場合の(A)と比較すると乱れの強さはほぼ等しいが、乱れの速度が風洞では、0.4 m/s で野外に比べて小さい。

風速分布は、最下位の風速計が23 cmの高さで、それ以下の風速値がない。風速分布上からは下の方で直線から外れるようなことはなかったので(1)式で整理した。しかし2月22日、熱膜式風速計で雪面下5 mmの所の風速を測定してみると、雪面上68 cmの所の風速が2~4 m/sの時、9~12.2 cm/sの風速が観測された。その時の雪面の状態は、新雪の厚さが1 cm、下は硬い過去の融雪面で、低い地ふぶきが発生していた。野外においても、雪面の中の風速と同時に、雪面上10 cm位の間の風の構造を調べなければならない。

第7図の傾向から、大雑把に k の値を評価すると大体0.8である。この場合風速分布は(1)式を使っているが、地ふぶき時には0.4の値を使うのは以上のように問題である。

IV. あとがき

主として、低温風洞実験で雪面上の風の力 τ_d を測定し、Kármán定数 $k=0.4$ とした風速分布の測定から求められる τ_p と比較したが、結果は、直接測定の τ_d が分布法の τ_p に比べてかなり大きい値であった。これは、実際に雪面を吹く風は、平板の上の風と比べて乱れが大きく、結果として、Kármán定数 k が大きいと考えられる。特に野外においては、地ふぶきのため、乱れが大きくなり、 τ_d が大きいと結論される。したがって、風速分布の式で普通使われている、Kármán定数の値 $k=0.4$ を使うのは、疑問である。地ふぶき時には、これより大きい値を使うべきであろう。又、分布法では、その理論の過程で、Kármán定数 k とか、prandtlの混合距離(mixing length)という仮定が入るので、今後は、これを含まない、Reynolds応力(相関法)と比較検討してゆきたい。又、積雪が多孔質である事に着目した、石田、清水⁸⁾の積雪の通気抵抗とか、黒岩⁹⁾の積雪のLiquid Permeabilityのような流体力学的な研究がなされているが、著者も、積雪表面層がポーラスな物質である事を注意して、その表面の風と表面層を流れる風の構造の違いを明らかにしたい。更に、同じ粗度を持つ硬い表面とポーラスな表面の風の比較測定を今後の課題としたい。又測定に際しては、風洞の測定部全長を使っており、境界層の厚さが様でない事や、装置のすき間の端に風が当る事による風圧の影響等を考えていないから、精度は余り良くない。野外においても、地ふぶき時にこのような測定を行なうと、飛雪粒子が装置のすき間に入って来て測定を非常に困難にするので、測定方法を検討し、改良してゆきたい。

なお、この実験に用いた低温風洞は、旧低温科学研究所の新館への移転と共に解体された。その代り、測定部が0.5×0.5×8 mの新しい低温風洞が完成したので、今後このような実験は、この風洞を用いる事になる。

終りに、この研究を行なうにあたって、終始御指導をうけた、気象部門の故大浦浩文教授、

石田完, 小島賢治両助教授をはじめ, 数々の助言をいただいた凍上部門鈴木義男助教授, 応用物理部門若浜五郎助教授, 並びに実験の一部を手伝っていただいた, 山田知充, 成瀬簾二, 小林大二の各氏, 更に討論に加わっていただいた本研究所雪氷研究グループの方々に深く感謝いたします。

文 献

- 1) Sheppard, P. A. 1947 The aerodynamic drag of the earth's surface and the value of von Kármán's constant in the lower atmosphere. *Proc. Roy. Soc. A*, **188**, 208-222.
- 2) Pasquill, F. 1950 The aerodynamic drag of grassland. *Proc. Roy. Soc. A*, **202**, 143-153.
- 3) Bradley, E. F. 1967 A shearing stress meter for micrometeorological studies. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **94**, 380-387.
- 4) Bradley E. F. 1968 A micrometeorological study of velocity profiles and surface drag in the region modified by a change in surface roughness. *Quart J. R. Met. Soc.*, **94**, 361-379.
- 5) 鈴木義男 1964 氷板のうける風の力の測定. 低温科学, 物理篇, **22**, 155-170.
- 6) Suzuki, Y. 1966 Wind- and water-drag of an ice floe. In *Physics of Snow and Ice, Part 1* (H. Ôura, ed.), Inst. Low Temp. Sci., Sapporo, 661-666.
- 7) Ôura, H., Ishida, T., Kobayashi, D., Kobayashi, S. and Yamada, T. 1966 Studies on blowing snow. II. In *Physics of Snow and Ice, Part 2* (H. Ôura, ed.), Inst. Low Temp. Sci., Sapporo. 1099-1117.
- 8) 石田 完・清水 弘 1955 積雪の通気抵抗 (第1報). 低温科学, 物理篇, **14**, 33-42.
- 9) 黒岩大助 1968 積雪の Liquid Permeability. 低温科学, 物理篇, **26**, 29-52.

Summary

It is very important to know the wind drag force (or shearing stress), concerned with the studies on the mechanism of generation of drifting snow. Thus, we attempted to directly measure the drag force exerted on the snow surface by the wind, using a strain gauge (± 200 g) in a wind tunnel set in a cold room. The working part of the wind tunnel is shown in Fig. 1.

In order to compare the directly measured drag force (τ_d) and values of the drag force (τ_p) obtained by the wind profile method, the vertical distribution of wind speed (U_z) above the snow surface was measured by use of a sensitive hot wire anemometer. This instrument is equipped with a very small tip with a thin hot wire made of tungsten 5μ in diameter and 1 mm in length. This instrument was also used for the simultaneous measurements of the intensity of turbulence. (cf. Fig. 4)

The vertical profile of wind speed U_z at height Z above the snow surface is expressed by the following equation.

$$U_z = \frac{U_*}{k} \ln \frac{Z+d}{Z_0} = \frac{1}{k} \sqrt{\frac{\tau_p}{\rho}} \ln \frac{Z+d}{Z_0}$$

Where U_* is the drag velocity defined by $\rho U_*^2 = \tau_p$, ρ is the air density (1.4×10^{-3} g/cm³), k is Kármán's constant which is equal to 0.4, Z_0 is the roughness parameter, and d is the zero plane displacement caused by the wind speed below the snow surface. (cf. Fig. 2)

The wind speed measured by the hot wire anemometer with a cap, set at about 0.5 cm below the snow surface was not zero either in the wind tunnel or in the field

during drifting snow, but was found to be more than 0.3 m/s and 0.1 m/s respectively.

The values of drag force obtained from the direct measurements and the wind profile method are illustrated in Fig. 6. These values were used to determine Kármán's constant k as shown in Table 1. The value obtained was 0.57 and this value was larger than the value of 0.4 which is generally used.

In the field the observations of drag force and wind velocity profile were obtained by the use of the same equipment used in the wind tunnel. The results are shown in Fig. 7.

In both the wind tunnel and in the field, the value of direct measurement τ_d was larger than the value of the profile method τ_p . Therefore, it was concluded that Kármán's constant was larger than the value of 0.4 when the wind blew above the snow surface with porous media and particularly during drifting snow.