HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	地ふぶき時における風速の垂直分布特性　II
Author(s)	大浦, 浩文; 小林, 俊一; 小林, 大二
Citation	低温科學. 物理篇, 26, 315-328
Issue Date	1969-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18093
Type	departmental bulletin paper
File Information	26_p315-328.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Hirobumi ÔURA, Shun'ichi KOBAYASHI and Daiji KOBAYASHI 1968 Characters of the Wind-Speed Profile during Drifting Snow. II. *Low Temperature Science, Ser. A, 26.* (With English Summary p. 327)

地ふぶき時における風速の垂直分布特性 II*

大浦浩文・小林俊一・小林大二
(低温科学研究所　気象学部門)

(昭和43年7月受理)

I. まえがき

先の報告[1] (報告 I) では，地ふぶき時と，地ふぶきが発生していない時の雪面上での風速分布の測定値を，対数法則をあらわす (1) 式に当てはめて，雪面の表面粗度 z_0，雪面上の摩擦速度 U_* を求め，又これから算出される摩擦応力 $\tau_0(=\rho U_*^2)$ や z_0 と風速との関係について述べた。

$$U_z = 5.75U_* \log \frac{z}{z_0} \tag{1}$$

しかし，地ふぶき時の風速分布は，(2) 式のようにあらわされると云われているので，まえの報告 I と同じ測定値を用いて，U_t, z_t の値を求め，これ等と地ふぶきの状態との関係を求めてみた。

$$U_z = 5.75U \log_* \frac{z}{z_t} + U_t \tag{2}$$

又，超音波風速計を，雪面上数十 cm の所に設置して，風速の時間的変動を記録し，地ふぶき時の風速の自己相関函数 $R(\tau)$ と，地ふぶきのない時のそれとを求めた。但し，これらは，各々1回の測定から得た結果なので，解釈に当っての信頼性に乏しい。今年の冬には，この種の測定を数回おこなったので，後の機会にその結果を発表したい。

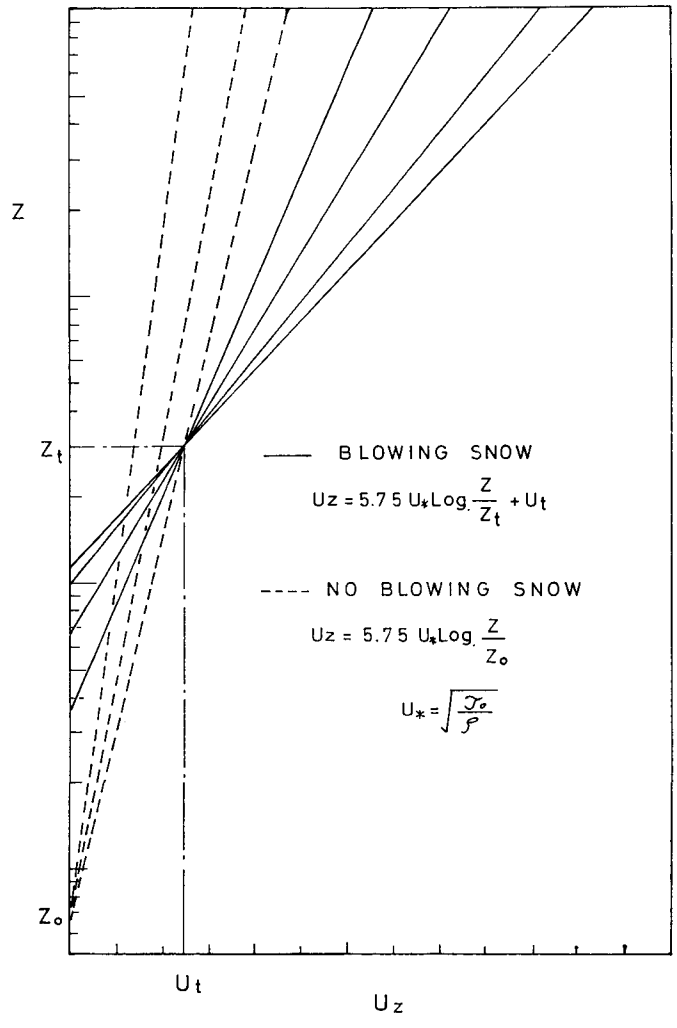
II. 観測方法

観測の方法は，報告 I に述べられているので，ここでは主に (2) 式の説明と，超音波風速計による風速の測定方法について述べる。

(2) 式は，Bagnold (60頁)[2] が飛砂の風洞実験によって求め得た式である。一般に飛砂のない時の風速分布は，(1) 式で表わされ，粗度 z_0 は一定となる。これを模式的に表わせば，第1図の z_0 を通る点線の直線群となる。飛砂がある時は，Bagnold によれば風速分布の集団は，第1図の実線の直線群で表わされ，風速の強弱によって粗度 z_0 は変化し，直線群の収斂点は (z_t, U_t) に移動する。そして，彼はこの時の U_t は z_t の高さにおける，砂を動かす限界風速 (threshold wind velocity)，z_t は saltation の高さに対応するらしいと考えた。

昭和42年度日本雪氷学会研究発表大会にて発表

* 北海道大学低温科学研究所業績　第931号



第1図 風速分布の模式図 (Bagnold)
実線； 地ふぶき時， 点線； 地ふぶきのない時

実際には，野外においては，報告Ⅰに示した様に，地ふぶきのない時でも，z_0 は風速によって変化するし，まして，地ふぶき時においては，地ふぶきの強さと雪面の状態は刻々と変化するので，(2) 式を，野外における地ふぶきに適用する場合，Bagnold の風洞実験に見られるような，はっきりした結果は期待できない。けれども，短い時間内では，大体 (2) 式が地ふぶき時にもなりたつと考えて，U_t と z_t の値と，地ふぶきの状態との関係を調べてみた。このために用いた風速の測定値は，1月，2月の連続観測値である。

超音波風速計 (海上電機 K.K 製 PT-1011 型) は，運動している大気中における音波の伝播速度が，その伝播の方向によって異なる事から，その運動する大気の速度，即ち風速を測定する測器である。これを雪面上数十 cm の高さに風向に向けて1基設置し，風速変動をペンレ

コーダーで記録させた。その風速変動から(3)式に示される自己相関函数 $R(\tau)$ を求めた。

時刻 t, 及び $(t+\tau)$ における風速変動量を, $u(t)$, $u(t+\tau)$ とすれば, $R(\tau)$ は(3)式のように定義される。

$$R(\tau) \equiv \frac{\overline{u(t)\,u(t+\tau)}}{\sqrt{\overline{u^2(t)}}\ \sqrt{\overline{u^2(t+\tau)}}} \qquad (3)$$

$R(\tau)$ は, 1つの気塊が, それ自身の状態(速度)をどのくらい長く維持するかの目安になり, 直接的には気塊の空間的な大きさ(渦の大きさ)を表わすものではないけれども, 渦がその状態を継続する時間に関係があると考えられる。したがって, 飛雪粒子の有無と $R(\tau)$ の関係は興味ある問題の1つである。

ただし, 著者等の測定例は少ないので, これから結論を引き出す事は危険に思われる。今後, 観測を重ねてゆきたい。

III. 測 定 結 果

(1) 風速分布の集団と地ふぶきの関係

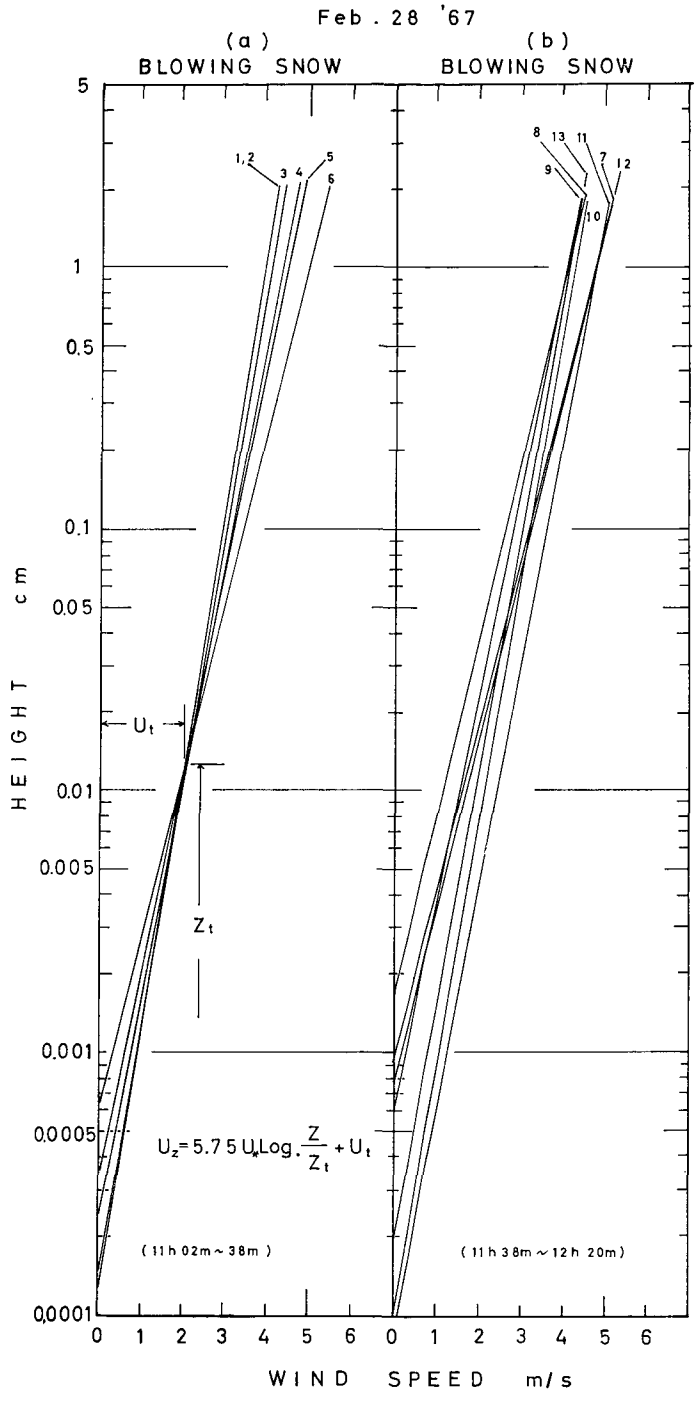
(A) 2月28日の例

2月28日は風速測定期間中, 地ふぶきの発生時と停止時が観測されたので, 風速分布の測定から第1図の模式図にならって, 時間的に連続な各々の集団に分けて整理してみた。その結果が第2図, 第3図であり, 図中(a)は, 徐々に地ふぶきのない状態から地ふぶきが発生してゆく状態の集団である。各直線の番号は, 時間の連続を示す順番を意味している(第4図参照)。地ふぶきの状態が一様なためか, はっきりした収斂点を示している。(b)は, 地ふぶきが盛んに発生している状態の集団で, 各直線は入り乱れて, 収斂点は不明であり, 地ふぶきの状態は, 短かい時間に変化している。(c)は, 一時地ふぶきの停止した状態の集団で, 各直線は, ほぼ平行している傾向を示す。(d)は, 再び地ふぶきの状態に移行した時の集団で, 各直線は入り乱れる。(e)は, 再び地ふぶきの停止した状態の集団で, (c)の傾向に似てきて, ほぼ z_0 が一定になる。

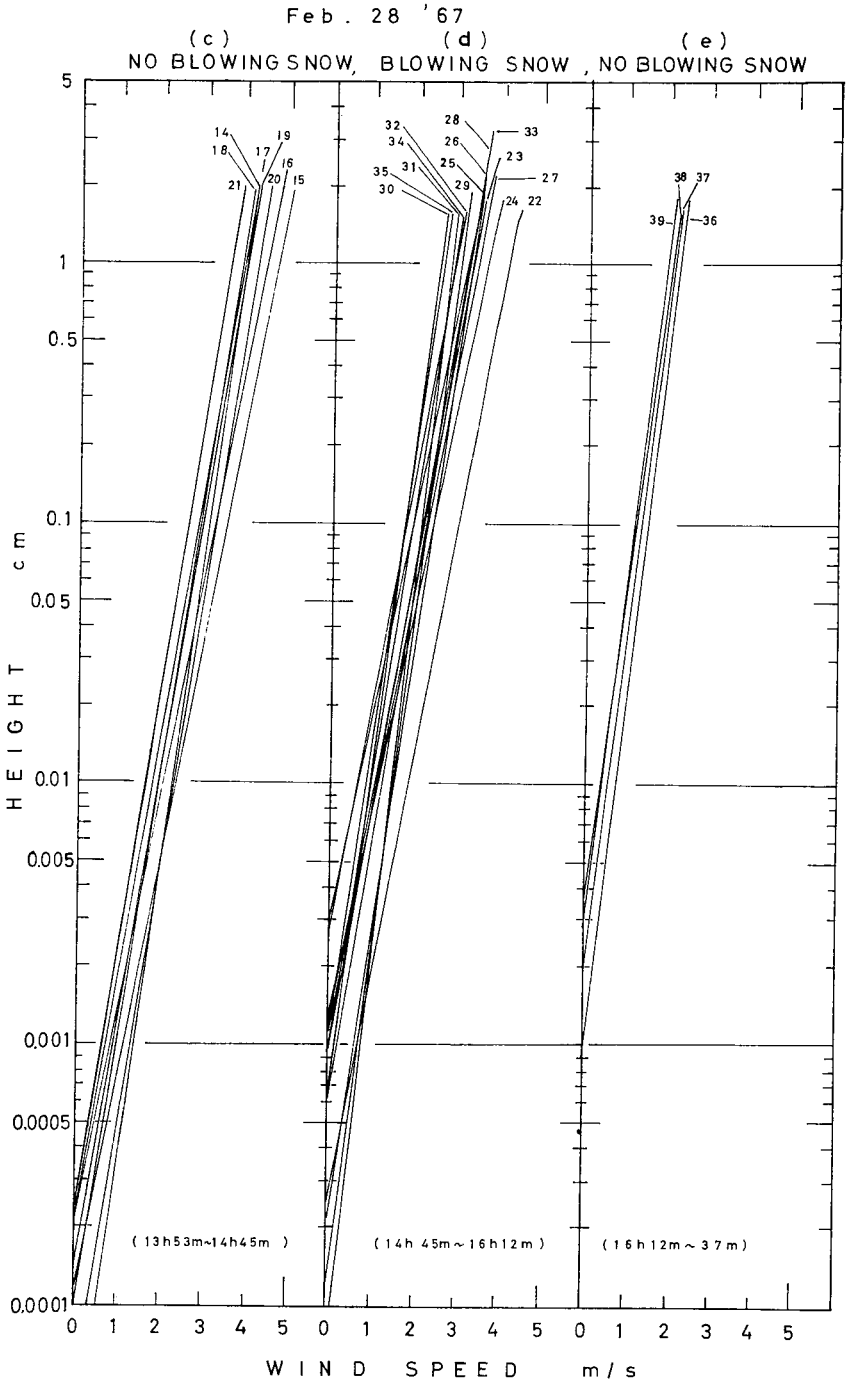
以上の事から, 地ふぶきの状態(風速 U_z, 摩擦速度 U_*, 地ふぶきの高さ)の時間的変化と, 第2図, 第3図から得られた U_t, z_t の時間的変化とを表わしたのが第4図である。

図中の U_t, z_t のグラフの実線は, 分布直線2本以上の交りから求めた値を示し, 斜線をほどこした部分は, 風速分布直線群(第2図, 第3図の各々(a)~(e))から見積った平均値を示す。一般に, U_t, z_t は地ふぶきの高さが高くなれば大きい。U_t は 2~4 m/s, z_t は 0.01~0.1 cm, 時には 10 cm 位までである。だから U_t は, z_t の高さにおける限界風速, z_t は, saltation の高さに対応しているらしいが, この事は, 実際の飛雪の運動の写真撮影, 高速度カメラの解析によって, より直接的に詳細が解明されてゆくものと期待される。

実際には, 第4図中の地ふぶきの高さの観測に見られるように, 1 m の高さの所にも, 飛雪粒子が見られるが, その濃度がはるかに小さいために風速に与える影響は小さいものと思われる。実際, 飛雪粒子は, ほとんど 1 cm 以内の所に集中し風速に及ぼす影響は大きい。

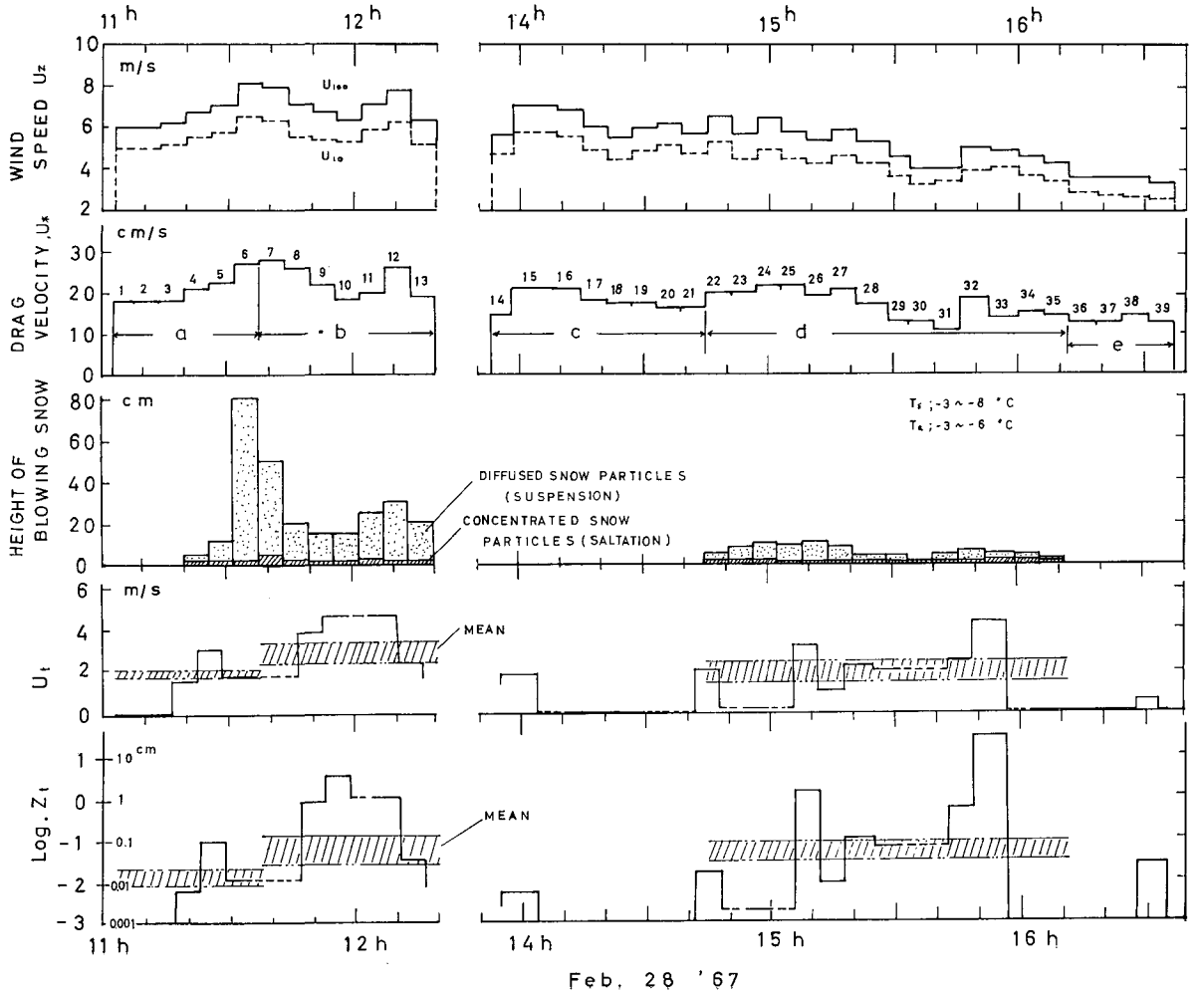


第2図 風速分布の集団（2月28日）
(a), (b)； 地ふぶき時

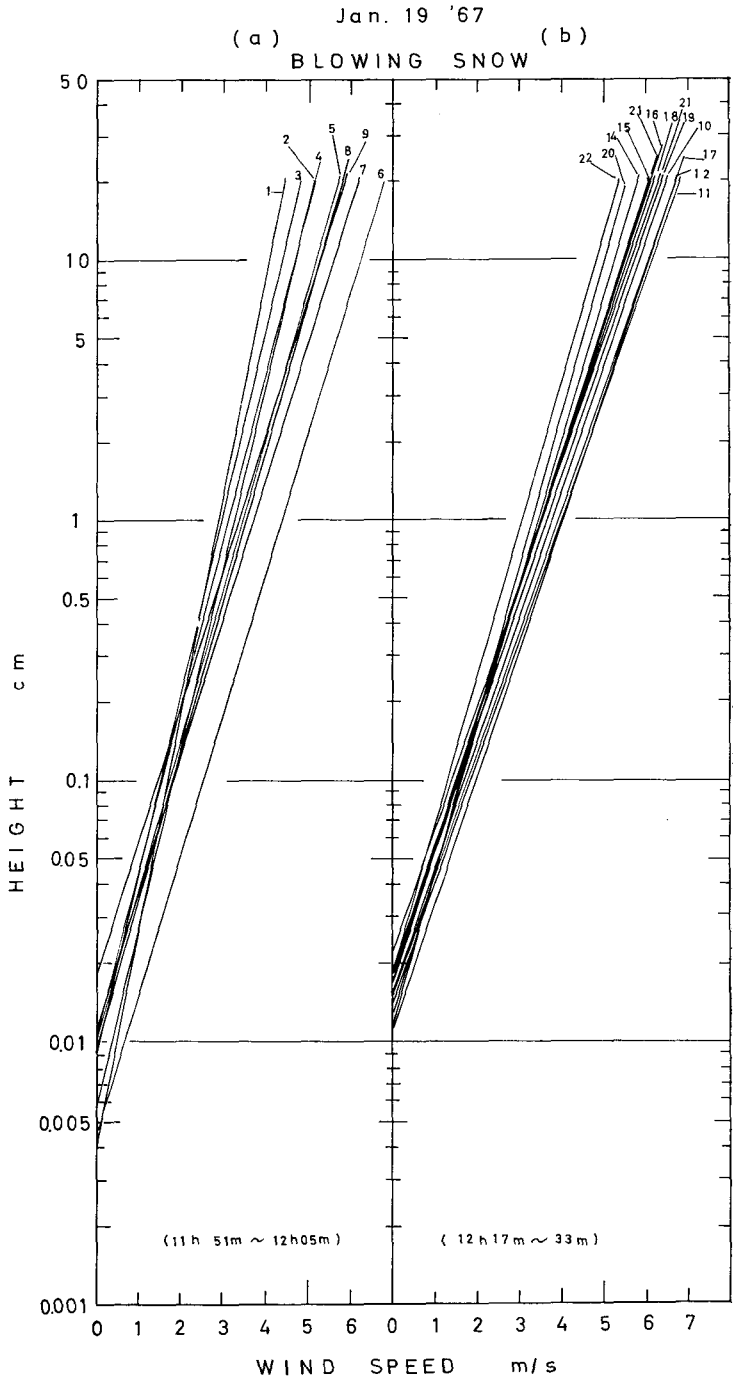


第3図 風速分布の集団 (2月28日)

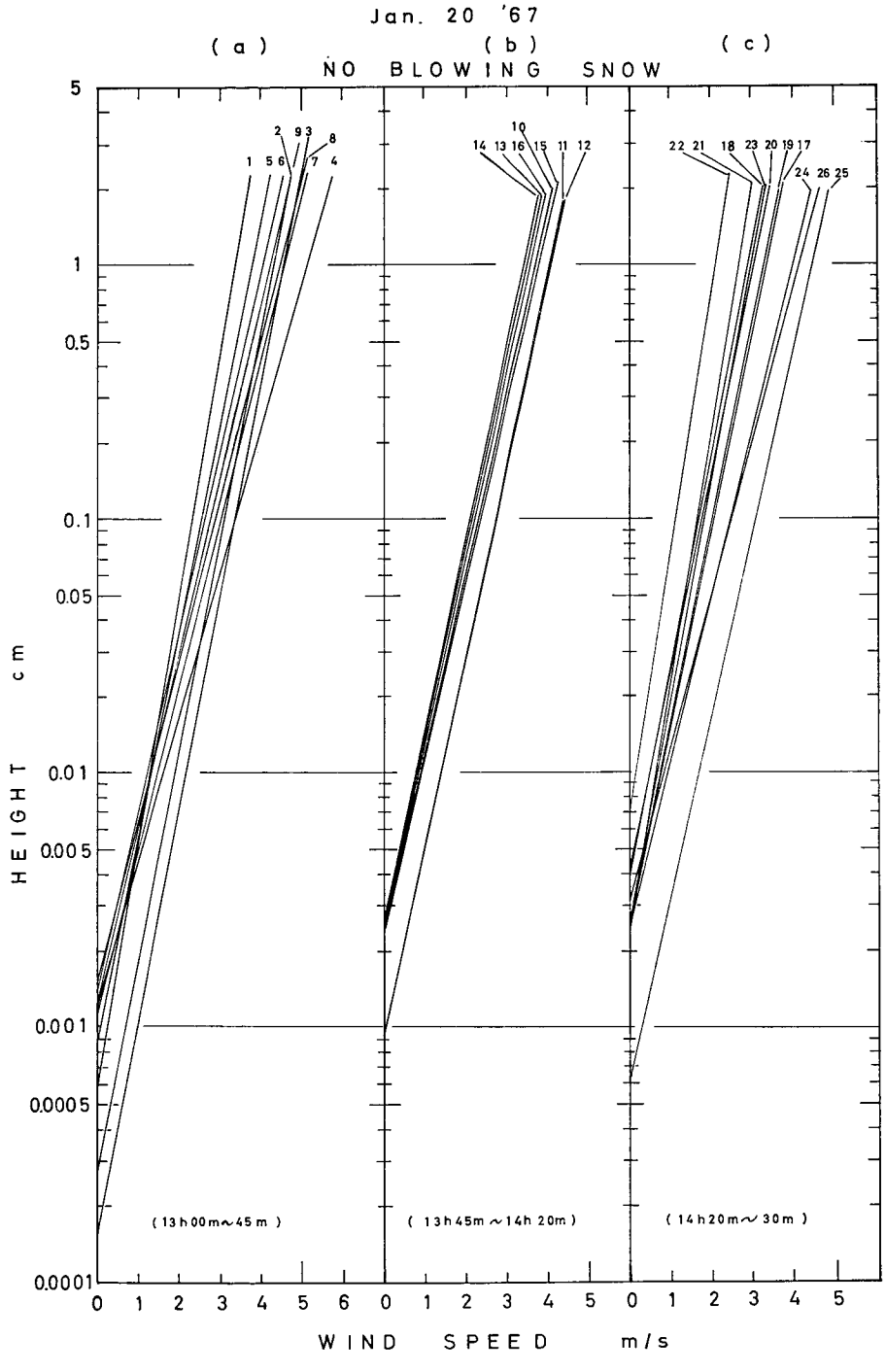
(c), (e)； 地ふぶきの休止時， (d)； 地ふぶき時



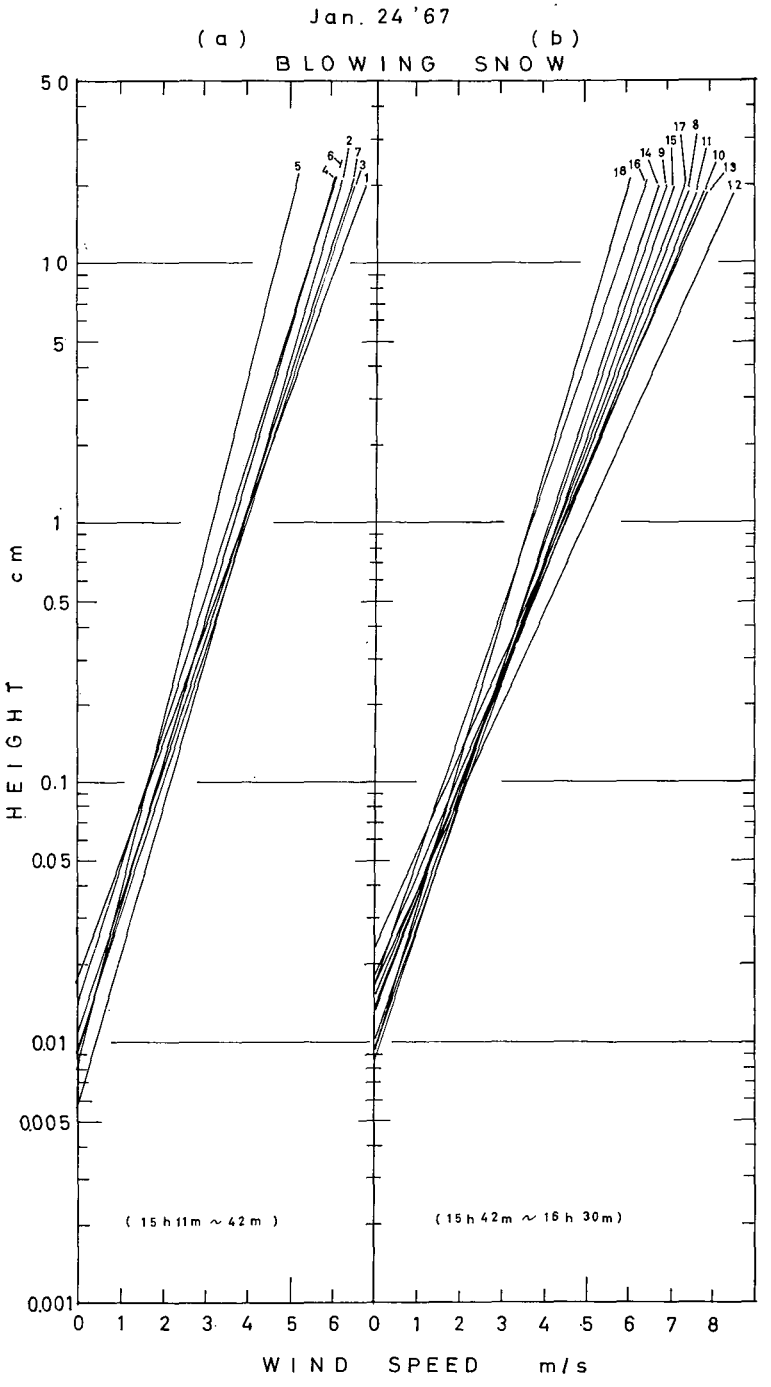
第4図 地ふぶきの状態の時間的変化と U_t, z_t の時間的変化 (2月28日)



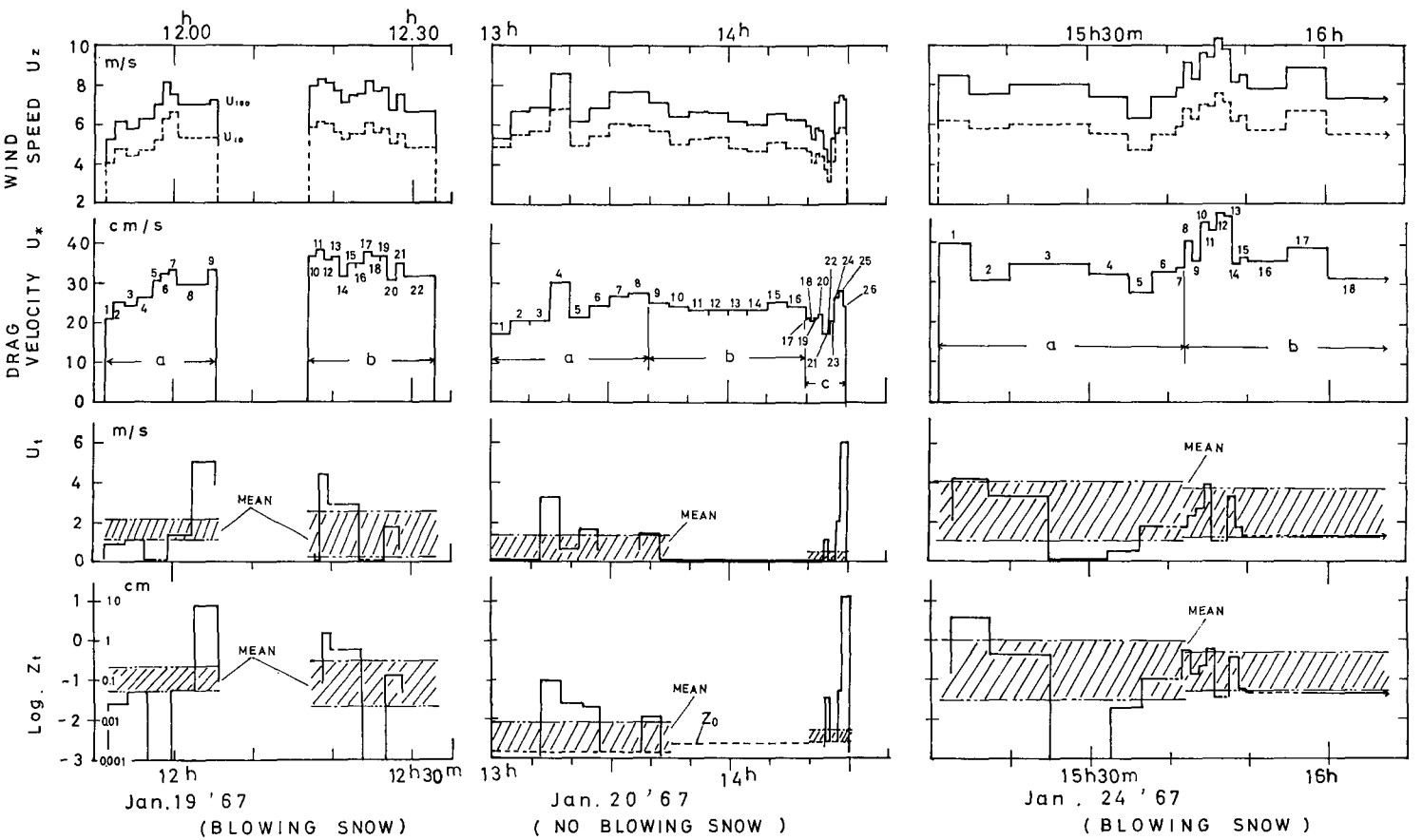
第5図 風速分布の集団（1月19日）
地ふぶき時



第6図 風速分布の集団（1月20日）
地ふぶきのない時



第7図 風速分布の集団（1月24日）
地ふぶき時



第8図　地ふぶきの状態の時間的変化と U_t, z_t の時間的変化

1月19日，24日，地ふぶき時
1月20日，地ふぶきのない時

(B) 1月 (19日, 20日, 24日の例)

同様に, 1月19日, 24日の地ふぶき時と20日の地ふぶきのない時の比較を行なった。第5図, 第6図, 第7図に風速分布群を, 第8図に, 地ふぶき状態と, U_t, z_t の時間的変化を掲げた。但し, この時は地ふぶきの高さは測定していない。地ふぶきの特性としては大体2月の観測と同じ傾向を示している。U_t は 1～4 m/s, z_t は 0.01～1 cm の値である。地ふぶきのない20日の観測では, U_t が 1 m/s, z_t が 0.001～0.01 cm であり, z_t の平均を示した範囲の下限が z_0 に一致しているのは, 地ふぶきのない事と関係している。

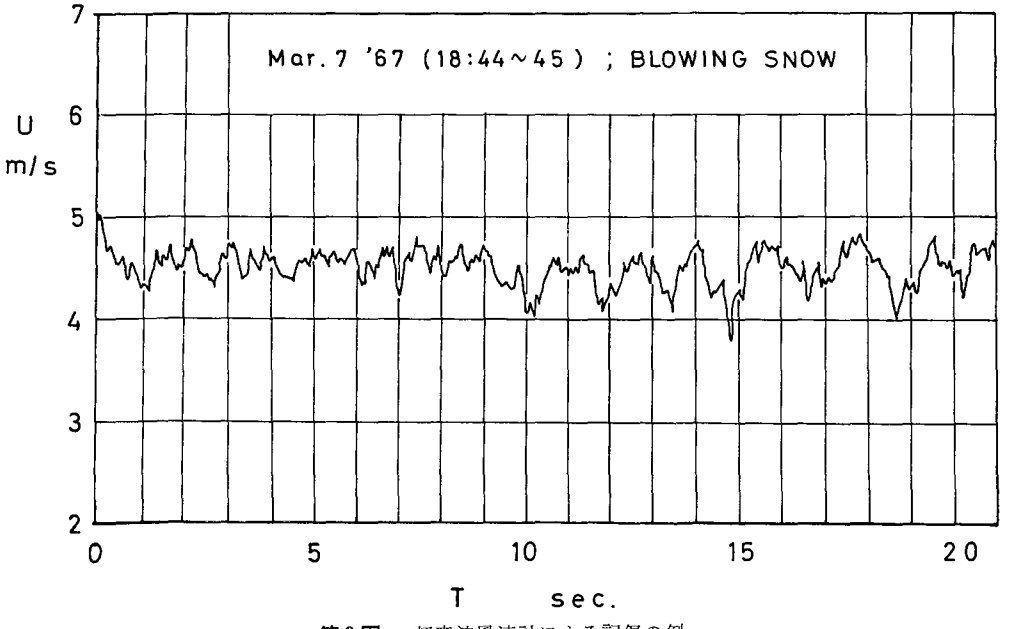
(2) 超音波風速計による風の測定

この種の超音波風速計は, 京都大学防災研究所の光田氏等[3),4)] によって詳しく報告されている。

著者等は, 飛雪粒子によって, ごく雪面近くの風速が, どのような乱れの状態にあるのかを知るために, 応答の速い風速計を探した。

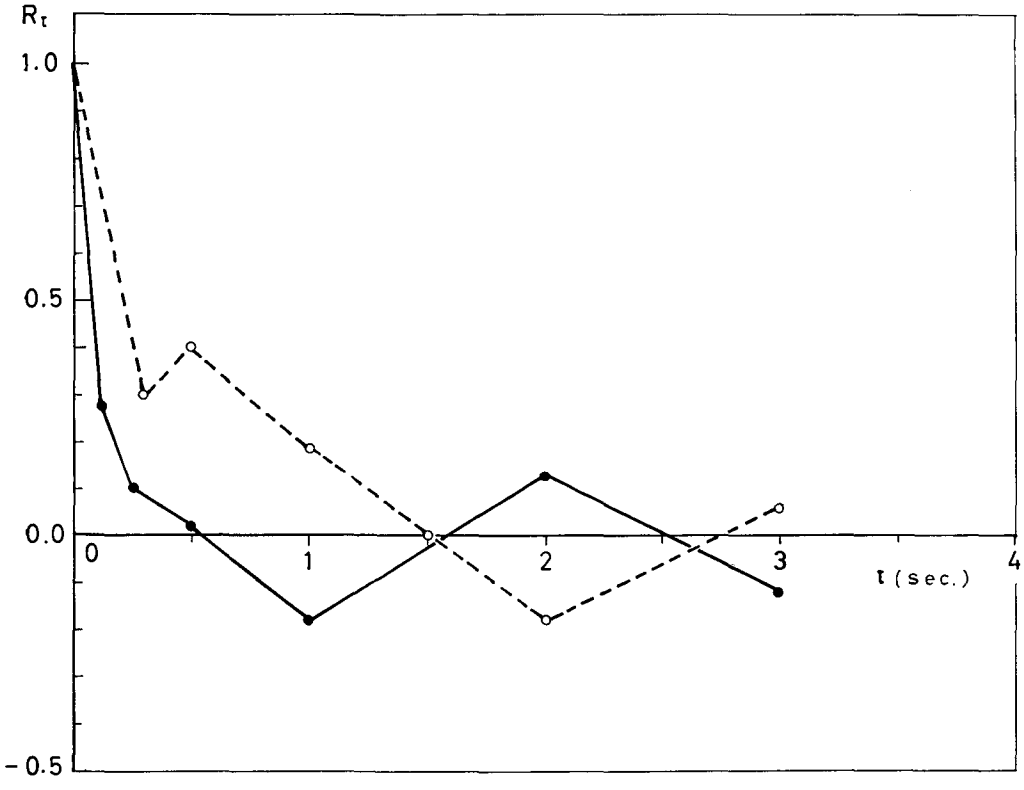
熱線風速計 (例えば, 直径5 μm, 長さ1 mm, W 線) は, 応答速度の点では適当であるが, 飛雪粒子の衝突によって, 熱線が直に切れてしまうという致命的な欠点をもっている。

超音波風速計は, 記録器を含めた相互時定数が0.1秒程度であり, 飛雪粒子によっても破損しない。しかし, 雪面上数 cm の高さの所の風速の測定は, 現在のプローブの大きさからいって無理であったので, 数10 cm の高さの所の風速を測定した。但し1点の風速の変動ではなく, 或る距離をおいた2点, 即ち送信器と受信器の間の平均風速の変動である。その記録の一例を第9図に掲げた。これは3月7日の地ふぶき時の例で記録紙の送り速度は 480 mm/min で



第9図 超音波風速計による記録の例
3月7日, 地ふぶき時。雪面上 14.5 cm の高さで測定

あった。これらの記録から，自己相関函数 $R(\tau)$ を求めたのが，第10図である。3月7日の計算は 1/8 秒間隔で読みとり，3月8日の計算では 1/4 秒間隔で読みとりを行なった。3月7日の記録は 18時 44分からの1分間，雪面上 14.5 cm の高さで，平均風速 4.55 m/s，気温 −6.0℃ の地ふぶき時に得られたものであり，3月8日の記録は，15時 18分からの1分間，雪面上 38 cm で，平均風速 3.1 m/s，気温 −3.0℃ の地ふぶきがない時に得られたものである。



第10図 超音波風速計の記録から求めた風速の自己相関函数 $R(\tau)$

●…● 3月7日 (18:44～45)，地ふぶき時，
$z \fallingdotseq 14.5$ cm，$\bar{U}_z = 4.55$ m/s

○—○ 3月8日 (15:18～19)，地ふぶきのない時，
$z \fallingdotseq 38$ cm，$\bar{U}_z = 3.1$ m/s

第10図に見られるように，$R(\tau)$ が0になるのは，地ふぶき時には，0.5秒，地ふぶきがない時には，1.5秒で，地ふぶき時には相関の減衰が速い。このことは，飛雪粒子によって，飛雪粒子がない時に雪面によって作られる渦よりも更に小さな渦が作られるので $R(\tau)$ が速く0になるという予想と一致する。しかし，雪面の状態は余り変らないとしても，高さや，風速その他の条件が同一でない事や，各々1回の観測しかないので，これから結論を引き出す事は大変危険である。

超音波風速計で得られた自己相関函数の周期が，地ふぶき時に短かくなるらしいというこ

れらのことを確めるには，更に多くの観測が必要であり，著者等は測定を重ねてゆくつもりである。その結果，自己相関函数 $R(\tau)$ が飛雪粒子によってどのように変化するかという事が追求出来れば，$R(\tau)$ の物理的な像の側面を垣間見る事が出来るかも知れないという期待を持っている。

IV. あとがき

地ふぶき時には雪面は，saltation をしている雪粒で被われているので，風速分布の特性を表面粗度 z_0 で表現する事は無理のように思われる。しかも z_0 は，観測値の範囲（高さ 5～200 cm の間）より遠く離れた外挿値であるから，そのための誤差も考えに入れなければならない。そこで Bagnold に従って，U_t, z_t があるものとしてこれ等を求めた。この場合，外挿値は比較的観測値の範囲に近いので誤差も小さいと考えられる。こうして求めた U_t は 1～4 m/s, z_t は 0.01～1.0 cm の範囲にあり，飛雪粒子の濃度の大きい所の高さが雪面上 1 cm 以下であるという観察結果と等しいことがわかった。報告 I と異なる点は，風速分布の直線を集団として扱つかい，z_0 を求める代りに U_t, z_t を求めたことである。

これまで，この種の考察を地ふぶきについて適用した論文としては，塩谷・新井両氏の論文[5]があるが，実測した風速分布直線からはっきりした結果は得られていない。

超音波風速計については，地ふぶき時における風速の測定に有効であるかどうかは，詳しくは今後の研究に待ちたい。

終りに，農場での測定を許可して下さった農場関係者の方々にお礼申し上げる。又，佐藤みち子，宮川静恵両嬢には，データの整理，計算を手伝っていただいた。ここに深く感謝の意をあらわす。

文　献

1) 大浦浩文・小林大二・小林俊一 1967 地ふぶき時における風速の垂直分布特性 I. 低温科学，物理篇，**25**, 73-88.
2) Bagnold, R. A. 1954 The Physics of Blown Sand and Desert Dunes, Methuen, Co. London, 265 pp.
3) 光田 寧・水間満郎 1964 超音波風速計とその試作. 天気，**11**, 33-40.
4) Mitsuta, Y. 1965 Sonic anemometer-thermometer for general use. *J. Meteorol. Soc. Japan, Ser. II*, **44**, 12-24.
5) Shiotani, M. and Arai, H. 1967 On the vertical distribution of blowing snow. *In* Physics of Snow and Ice, Part 2 (H. Ôura, *ed.*) Inst. Low Temp. Sci., Sapporo, 1075-1083.

Summary

During drifting snow, the wind speed profile is expected to be expressed by the following equation, as set forth by Bagnold for sand storms.

$$U_z = 5.75U_* \log \frac{z}{z_t} + U_t .$$

Where U_z is the wind speed at the height z, and the values U_t and z_t show no change even when the drag velocity U_* changes with time. It is said that the value U_t is equal to the "threshold velocity" at which time the drifting of snow commences and the value z_t is equal to the height of "saltation" of snow particles. The values of U_t and z_t during drifting snow are obtained from the same data used in the previous paper. With the change of conditions of drifting snow, the value of U_t changed in a range of 1 to 4 m/s, and the value of z_t changed in a range of 0.01 to 1.0 cm. Auto correlation function $R(\tau)$ of the wind speed during drifting snow and that during no drifting snow were calculated using the record of the wind speed measured by an ultrasonic anemometer at 15～40 centimeters above the snow surface. The function $R(\tau)$ decreases more rapidly in the case of drifting snow than in the case of no drifting snow. From this fact, we can conclude that the smaller eddies are produced by the flying snow particles during drifting snow.