HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	気温融雪に関する風洞実験
Author(s)	石本, 敬志; 小島, 賢治
Citation	低温科學. 物理篇, 31, 143-157
Issue Date	1973-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18226
Type	departmental bulletin paper
File Information	31_p143-157.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Keishi ISHIMOTO and Kenji KOJIMA 1973 Wind Tunnel Experiments on Snow Melt due to Sensible Heat Transfer from the Atmosphere. *Low Temperature Science, Ser. A, 31.* (With English Summary p. 155)

気温融雪に関する風洞実験*

石本敬志**・小島賢治
(低温科学研究所)

(昭和48年10月受理)

I. 緒　　言

気温が0°Cよりも高い時，風の乱れによる大気から積雪表面への顕熱伝達が融雪の要因の一つになっており，このような融雪を気温融雪ということがある。

気温融雪についての野外研究は今まで多くの人々[1),2),3)]によって行われてきているが日射，風速，気温等の変動が大きい為に多くの要因によっておきる実際の融雪量から気温融雪を分離し，これと微気象要素との関係を正確に把握することが困難であった。そこで正味放射量，気温，風速を任意に固定し易い低温風洞室内で実験を行い，雪面でのエネルギー収支を考慮して融雪量の測定値から気温融雪量を求め，これに必要な熱量，すなわち顕熱伝達量と気温ならびに風速とを関連づける顕熱伝達係数を実験的に決定した。蒸発量の測定結果から，雪面上2 cmの高さにおける水蒸気圧と風速を関連づける蒸発係数を求め，これらの実験結果の野外への適用について検討した。

また気温融雪量ならびに蒸発量と，風速，気温，水蒸気圧等の勾配との関係についての測定結果から拡散係数を求め，安定度に対する依存性についても検討した。

風洞内の雪面上の乱流強度と風速分布から境界層の発達を調べて境界層を厚くする工夫も試みた。

II. 測 定 方 法

実験を行った風洞はゲッチンゲン型回流風洞で測定部の断面が約50×50 cm，長さ8 mである。

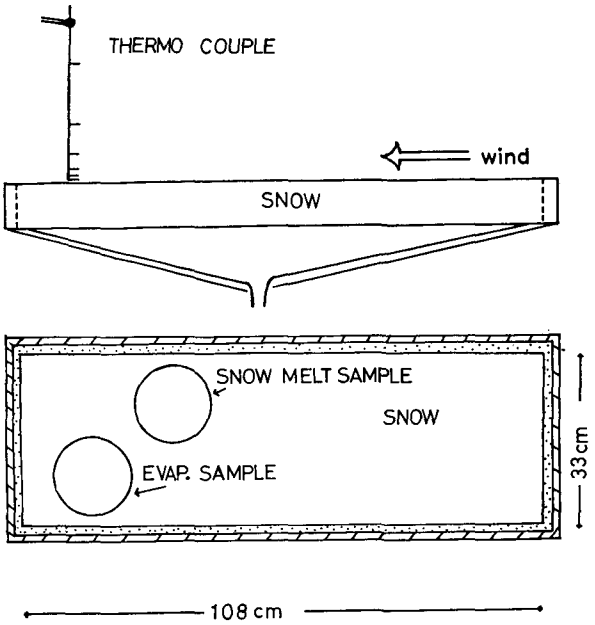
風洞中心部の風速を0.5～13 m/sまで，気温を−7～20°Cまで変化させて実験を行った。風洞測定部の底面の一部に厚さ30 cm，幅33 cm，長さ108 cmの雪をおき，回りを断熱材で囲い，側面と下面からの熱伝導による融雪を最小限に止めた。

雪のためにできる風洞内の風速，気温，水蒸気圧の境界層の厚さは雪の前端から次第に厚くなって約70 cmより風下ではほぼ一定となる。融雪量，蒸発量，風速ならびに温度の分布等はいずれも雪の試料の風下側（前端から70～100 cm）で測定した。

* 北海道大学低温科学研究所業績　第1273号

** 現在，北海道開発局土木試験所

温度と水蒸気圧測定用の熱電対は雪面から 0.5 cm, 1.5 cm, 3 cm, 6 cm, 13 cm, 26 cm の 6 点に設置し，風についても同じ 6 点の高さについて測定した。



第 1 図 実験に用いた雪の試料と温度計の位置を示す略図。図の上部に熱電対の感部（乾湿 6 対）の配置状況を示す

(1) 温度，水蒸気圧の垂直分布

直径 0.1 mm の銅・コンスタンタンの熱電対を 12 本用いて作った温度計を 2 本づつ 6 組 0.5～26 cm の点の高さに設置した。湿球は熱電対の感部に木綿糸の繊維をほどいてまきつけた。高さは微動装置で調整し，風洞内の温度は実験毎に一定に保った。

(2) 風速，放射量の測定

風速は 50 kHz まで測定可能な熱線風速計を使って測定した。感部は I 型プローブで 0.5 $\mu\phi$ のタングステン線である。感部を微動装置で上下に移動させることにより垂直分布を求めた。放射量は小型示差放射計を雪面上 5 cm におき放射収支を測定した。

風速計，温湿度用熱電対の感部の設置状況を第 1 図に示す。

(3) 融雪量，蒸発量の測定

融雪量を測るには，直径 14 cm，深さ 6 cm の容器の底を金網とし，これに入れた雪試料の上面が周囲の雪面と同じ高さになるように埋め，実験前後の試料の重さと含水率を測定した。含水率の測定は結合型熱量計によった。蒸発量も融雪量と同じ寸法であるが底のある容器により実験前後の重さの変化によって測定した。一回の実験時間は約 20～40 分である。その間，風洞の中心風速と温度は変化しない。

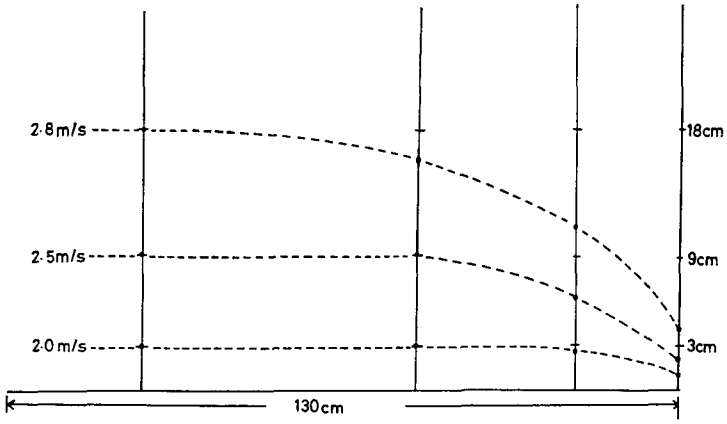
III. 測 定 結 果

(1) 境界層の発達について

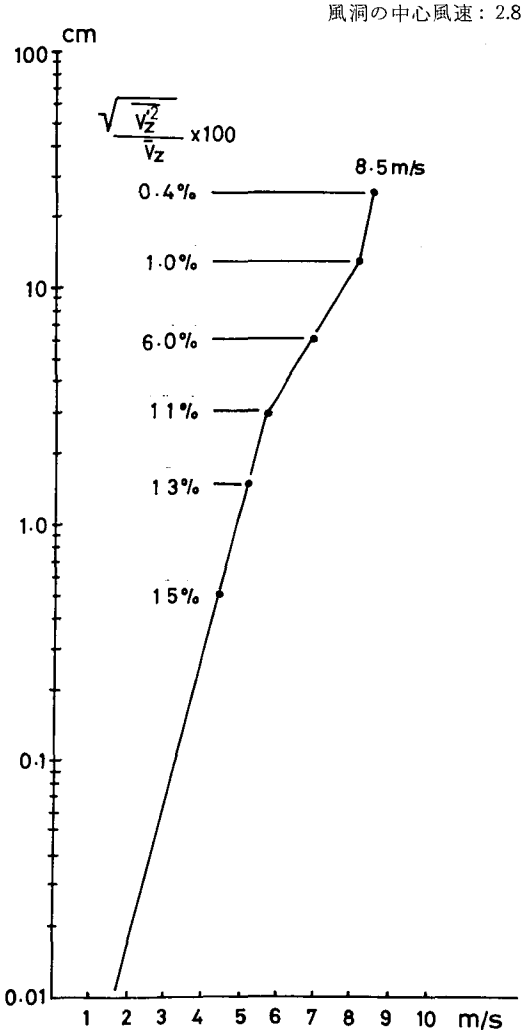
雪面上では，温度，湿度，風速の境界層が発達する。

水蒸気圧境界層，温度境界層，風速境界層はほぼ同じ厚さをもつか，又はこの順序で境界層が厚くなる。第 2 図に示した例の様に雪の前端から風下にかけて風速境界層の発達がみられた。実験は境界層が発達し切ったとみなせる雪の前端から 70 cm 以上風下で行った。

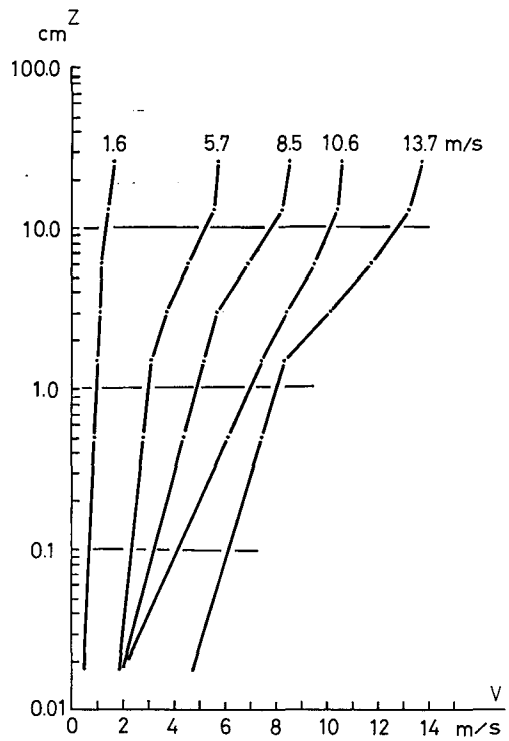
この場合境界層とは，水蒸気圧，温度，風速の垂直勾配が大きく，水蒸気，顕熱，運動量の垂直方向の輸送量が高さにより一定とみなせる層を指す。



第2図　雪の前端から風下にかけての風速境界層発達の1例。
風洞の中心風速：2.8 m/s



第3図　風速の垂直分布の測定例
V：風速，z：雪面上の高さ。また各測点での乱流強度 $(\sqrt{\overline{V_z^2}}/\overline{V_z})\times 100$ も記入してある

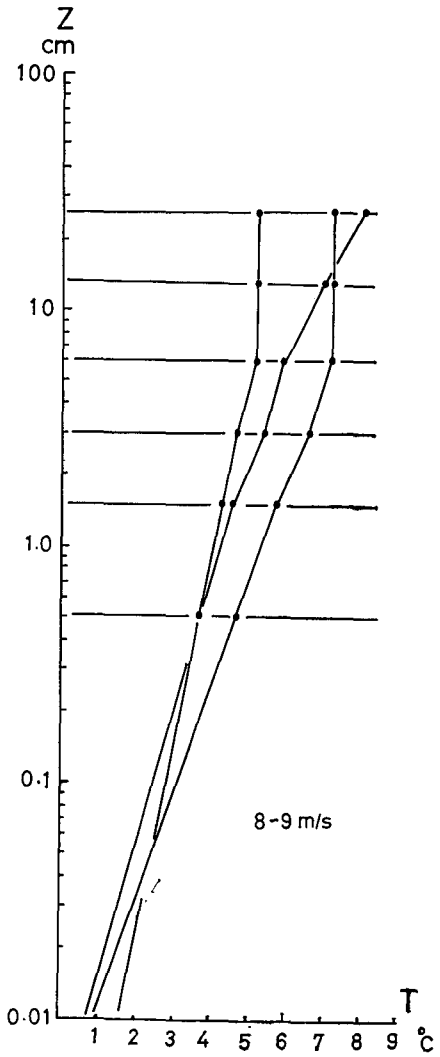


第4図　中心風速が1.6～13.7 m/s に変化した場合の風速の垂直分布の変化

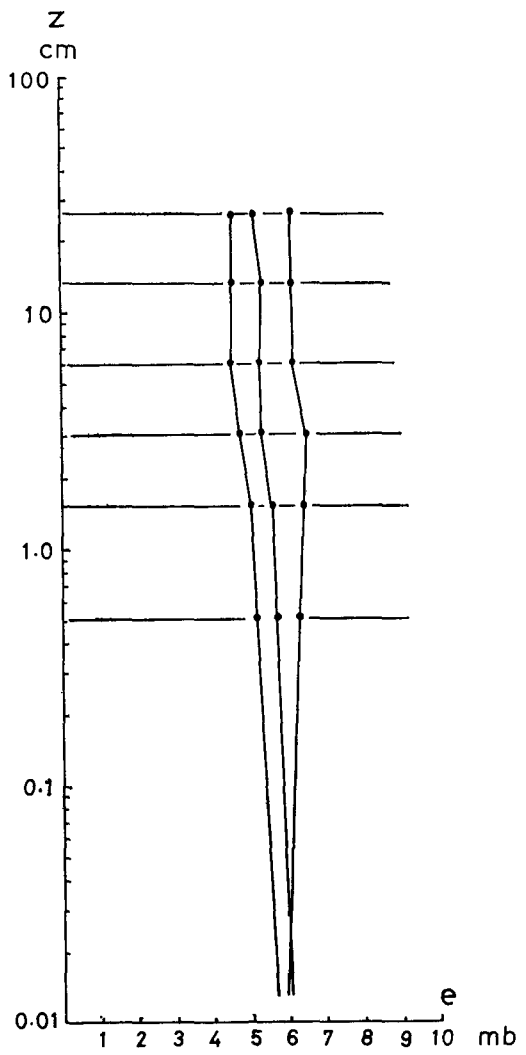
(2) 乱流強度，風速，気温，水蒸気圧の垂直分布

第3図に風速の垂直分布の測定例を高さを対数目盛にとって示した。同図には種々の高さでの乱流強度を記入してある。それらを見ると判るように0.5～3 cmまでについて乱流強度はほぼ同じ程度である。風洞中心部では乱れがなく，雪面に近くなると雪面の影響で乱れがおきる。この乱れの様子と風速の垂直分布は密接な関係があり，乱流強度の程度が違う所は対数分布で別な傾きをもつ。

この風洞実験において2～3 cmから上での対数分布からの風速のずれは雪をおかない中立状態での風速分布からも得られ，中心部で乱れのない風洞風の特徴であることは根本[4]の風洞実験からも明らかであり，大気の安定状態下に野外でみられる類似の風速分布とは関係がない。



第5図 温度の垂直分布の測定例。
T: 温度，z: 雪面からの高さ



第6図 水蒸気圧の垂直分布。
e: 水蒸気圧

乱流強度及び風速の垂直分布から，いつの場合でも2～3 cmまでは境界層とみなし得る。しかし，中心風速が増すにつれて風速境界層は薄くなる傾向があることが第4図からうかがえる。

温度，水蒸気圧についても高さ2 cmまでは例外を除いて対数分布にのり，時には雪面上6 cm位まで対数分布にのった。第5図には温度の垂直分布を，第6図には水蒸気圧の垂直分布を示した。風速の場合と同様に境界層を考えると雪面上2 cmまでは，温度，水蒸気圧についても境界層とみなしてよいであろう。

尚乾湿球の精度は，風速1.5 m/s以上での電動アスマン乾湿計との対応により，±0.05°Cであることを確めた。

(3) 顕熱による融雪量と風速，温度との関係

第7図は，下に述べるようにして融雪量測定値から求めた顕熱伝達量と風洞の中心風速との関連を2種類の温度範囲について示したもので，第8図には図に記入した3種の風速範囲について顕熱伝達量と風洞中心の気温との関係を示した。

これらの結果は温度を一定範囲にとると融雪量は風速に比例し，また風速を一定範囲にとると融雪量は温度に比例することを示す。

この際，融雪熱量 Q_M は次の様に計算した。

$$Q_M = \frac{1}{150}\left\{\left(1-\frac{W_1}{100}\right)M_1-\left(1-\frac{W_2}{100}\right)M_2\right\}\times 79.7\ \mathrm{cal/cm^2}$$

M_1, W_1, M_2, W_2, はそれぞれ実験前後の雪試料の重さと含水率である。

雪面でエネルギー平衡が保たれているとして

$$Q_M+Q_R+Q_L+Q_A=0 \quad \text{とおく。}$$

Q_M： 融解熱量 (<0)，　Q_R： 放射収支量 (>0)

Q_L： 潜熱伝達量$=LE$,

L： 蒸発，凝結の潜熱，　E： 蒸発量 (<0) 又は凝結量 (>0)

これらの測定値から Q_A なる顕熱伝達量を推定した。

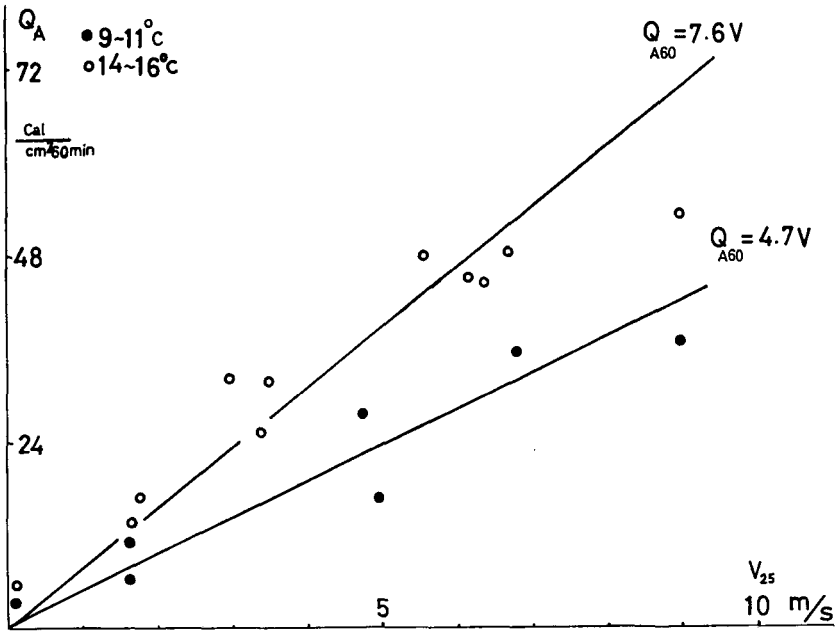
高さ z での風速，気温および水蒸気圧をそれぞれ V_z, T_z および e_z とし，雪面の粗度 z_0 の高さの風速を $V_0=0$, 温度と水蒸気圧を T_0, e_0 とすると，顕熱伝達量 Q_A，水蒸気輸送量（凝結量）E についての次の関係式がしばしば用いられる。

$$Q_A=\alpha_z(T_z-T_0)V_z \qquad (1)$$

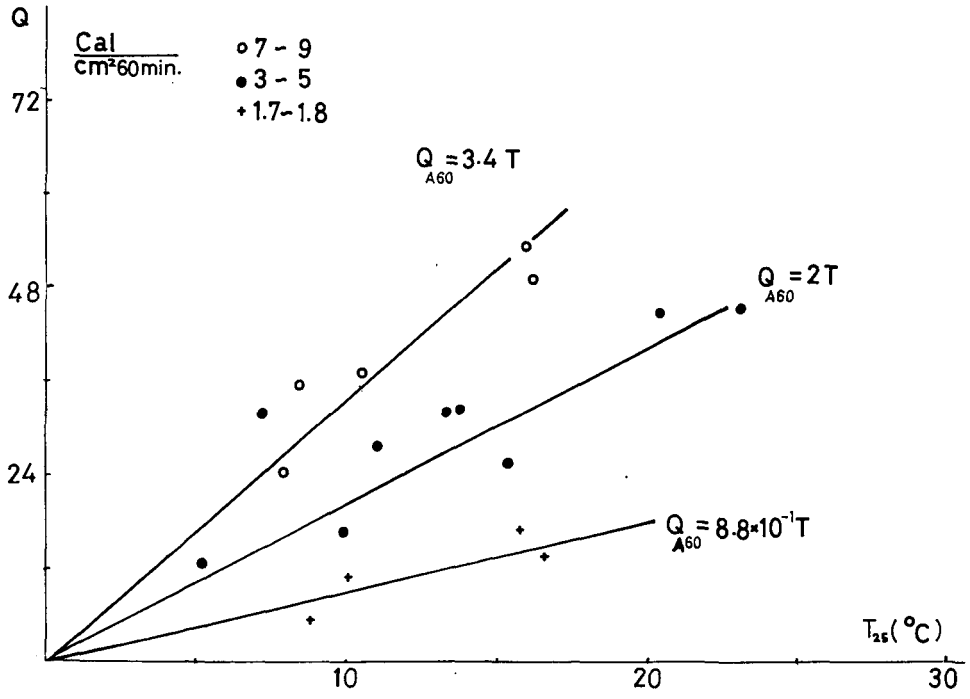
$$E=\beta_z(e_z-e_0)V_z \qquad (2)$$

ここで α_z, β_z は比例定数であるが気温，風速等を測る高さによって異なる。これらの関係は風速，気温，水蒸気圧が対数分布をなしているときには理論的にも根拠があるものであるから，前節に述べたところにより $z=2$ cm ととり，融雪面の条件として $T_0=0$°C, $e_0=6.11$ mb として α_2 と β_2 とを実験的に求めた。また，雪面温度が0°C以下の時に蒸発・凝結量と風速の測定だけを行った時は，温度及び水蒸気圧の垂直分布の結果から e_0 を推定して β_2 を求めた。

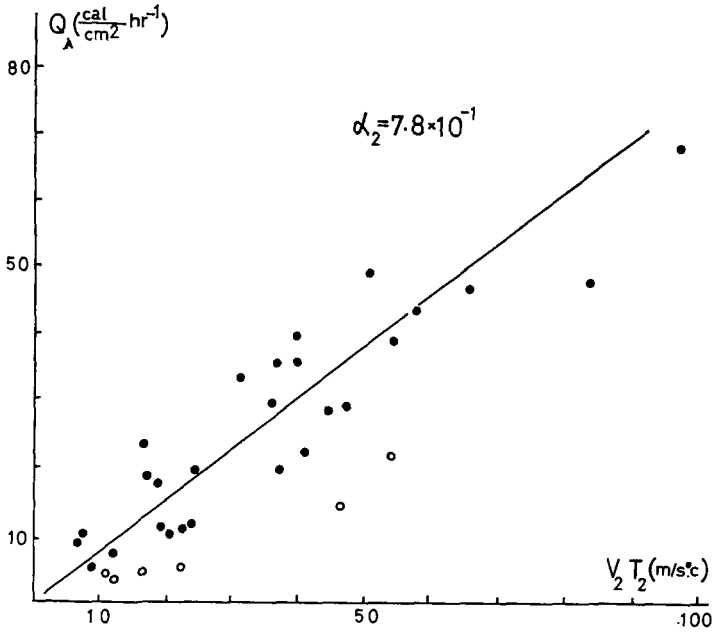
Q_A は前に述べた方法により，また E は水蒸気の雪面への凝結量，または蒸発量の測定値



第7図　顕熱伝達量 Q_A と風洞の中心風速 V_{25} との関係



第8図　顕熱伝達量 Q_A と風洞中心の気温 T_{25} との関係



第9図　顕熱伝達量 Q_A と，雪面上 2 cm の気温と風速の積 V_2T_2 との関係
黒丸はリチャードソン数 Ri_2=0.01～0.04
白丸は Ri_2=0.05～0.1

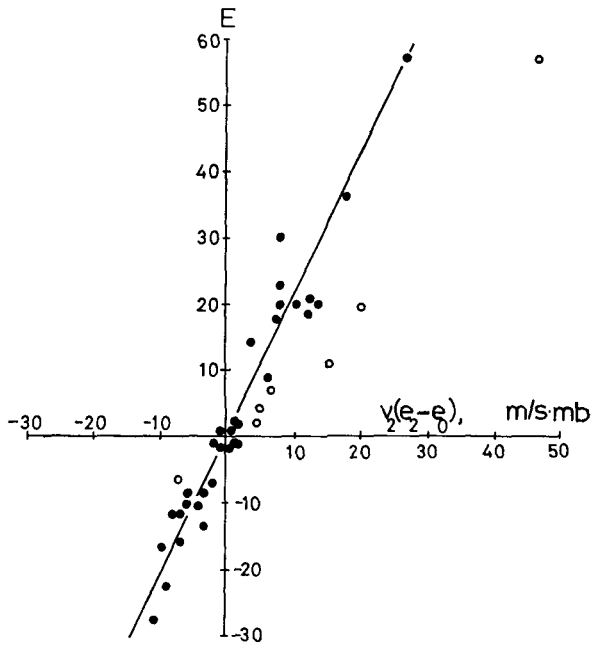
から求めた。第9図は Q_A と積 T_2V_2 との関係，第10図は E と $(e_2-e_0)V_2$ との関係の測定結果を表わす。図に引いた直線の傾きから α_2 と β_2 を求めると，Q_A を cal/cm²·hr, E を g/cm²·hr, V_2 を m/s, e_2 を mb で表わして次の値を得た。

$$\alpha_2 = 0.78, \qquad \beta_2 = 2.3\times10^{-3}$$

一方大気の乱流による顕熱輸送と水蒸気の質量輸送が同じ機構によるとし，風速，気温，水蒸気圧が同じ粗度 z_0 をもつ対数分布をなすと仮定すれば

$$\alpha_z = \frac{Pc_P}{0.622}\beta_z \qquad (3)$$

となる。P は気圧 (mb)，c_P は空気の定圧比熱 (0.24 cal/g°C) である。蒸発，凝結量の測定結果から求めた



第10図　蒸発凝結量 E と水蒸気圧差×風速，$(e_2-e_0)V_2$ との関係
e_2, V_2 は雪面上 2 cm での水蒸気圧と風速，e_0 は雪面での水蒸気圧
黒丸はリチャードリン数，Ri_2=0.01～0.04
白丸は Ri_2=0.05～0.1

β_2 を(3)に入れて α_2 を求めると，$\alpha_2=0.9$ を得る。

しかし実際に風洞で測定された水蒸気圧 e，風速 V，および気温 T の垂直分布から，$e_0=6.11$ mb，$V_0=0$，$T_0=0$°C の高さ z_{0e}，z_{0V}，z_{0T} を外挿によって求めると平均値として $z_{0e}=0.01$ cm，$z_{0V}=0.002$ cm，$z_{0T}=0.005$ cm となる。

大部分の実験は雪面上高さ 2 cm での安定度がリチャードソン数で，$Ri=0.00\sim0.04$ の所で行った。第 9 図，第 10 図における白丸は $Ri=0.05\sim0.1$ での実験である。安定な時程，顕熱伝達係数，蒸発係数は小さくなった。

上に述べたようにして風洞実験で得た α_2 と β_2 の値を一般の野外観測に便利な高さ 1 m での風速 V_{100}，気温 T_{100}，水蒸気圧 e_{100} に対する係数 α_{100} および β_{100} に換算して次の関係式を得た。

$$Q_A = 0.30\,(T_{100}-T_0)\,V_{100}\ \text{cal/cm}^2\cdot\text{hr} \tag{4}$$

$$E = 0.85\times10^{-3}\,(e_{100}-e_0)\,V_{100}\ \text{g/cm}^2\cdot\text{hr} \tag{5}$$

ただし，各 z_0 が上記の値をもち，これから $z=100$ cm まで T，V，および e がそれぞれ対数分布をなすと仮定して

$$e_{100}-e_0=\left(\ln\frac{100}{0.01}\Big/\ln\frac{2}{0.01}\right)(e_2-e_0)$$

$$T_{100}=\left(\ln\frac{100}{0.005}\Big/\ln\frac{2}{0.005}\right)T_2$$

$$V_{100}=\left(\ln\frac{100}{0.002}\Big/\ln\frac{2}{0.002}\right)V_2$$

$$Q_A=\alpha_2 V_2 T_2=\alpha_{100}V_{100}T_{100}$$

$$E=\beta_2\left\{(e_2-e_0)\,V_2\right\}=\beta_{100}\left\{(e_{100}-e_0)\,V_{100}\right\}$$

$$\alpha_{100}=\alpha_2 V_2 T_2/V_{100}T_{100} \tag{6}$$

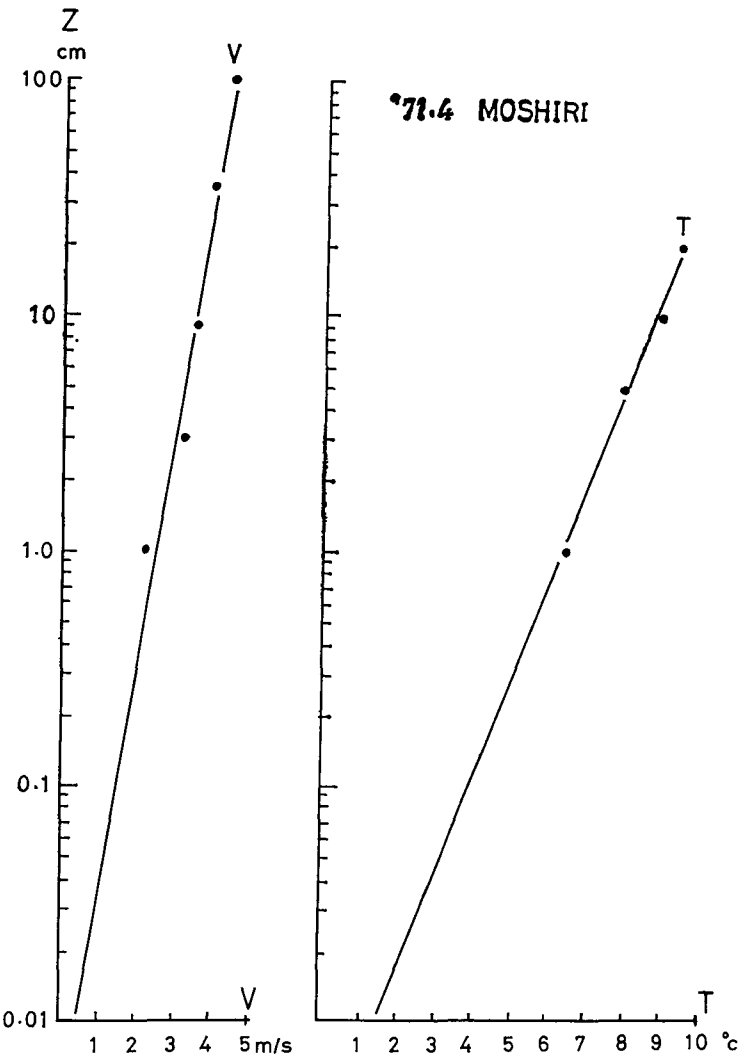
$$\beta_{100}=\beta_2\,(e_2-e_0)\,V_2/(e_{100}-e_0)\,V_{100} \tag{7}$$

この様にして野外の雪面の粗度が風洞の中と同じ時に適用できる α_{100}，β_{100} が求まった。

また β_{100} を(3)の β_z に代入すると $\alpha_{100}=0.33$ を得る。これらは従来野外観測にもとづいて報告されている顕熱伝達係数あるいは蒸発係数の値[2),5)]に近い値であって上記のような雪面粗度と対数分布に関する仮定が充たされる場合には α_{100}，β_{100} が野外の融雪面における顕熱と潜熱の伝達量算定に適用できるはずである。

第 11 図は実際に筆者が観測した雪面上 1 m までの融雪期における風速と気温の垂直分布の例であるが，z_0 は 0.01 cm より小さく，これより 1 m までは対数分布をなしている。これは熱電対式風速風温計 2 台を同時に用いて測定した 10 分間平均値の分布である。

なお顕熱伝達係数を求める室内実験として吉田，小島，青木[6)]の実験値 1.36 cal/cm²·hr·°C が求められている。この係数が今回の実験値よりも大きな値を示すのは境界層の発達と水蒸気による潜熱伝達を考慮していなかったためと思われる。



第11図　母子里における，雪面上1mまでの融雪期の風速 V と気温 T の垂直分布

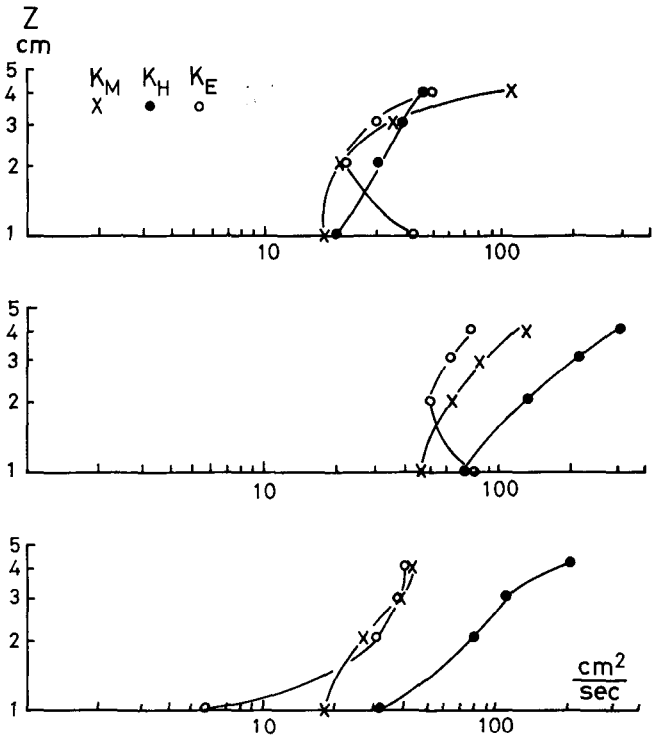
(4) 渦動拡散係数

境界層内での乱流による顕熱，水蒸気の質量，および運動量の垂直輸送量をそれぞれ Q_A, W, および M で表わし，これらに関する三種の渦動拡散係数をそれぞれ K_H, K_E, K_M とし，さらに空気の密度を ρ, 温位を θ とすると。

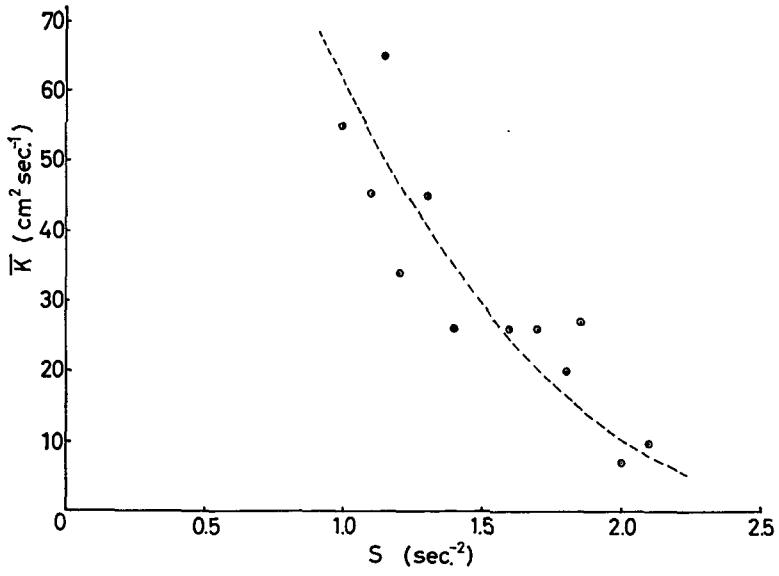
$$Q_A = \rho c_P K_H \frac{d\theta}{dz} \tag{8}$$

$$E = \frac{0.622}{\rho} \rho K_E \frac{de}{dz} \tag{9}$$

$$M = \rho K_M \frac{dV}{dz} \tag{10}$$



第12図 渦動拡散係数の垂直分布。
縦軸は雪面上の高さ，横軸は拡散係数



第13図 渦動拡散係数の安定度依存性

であり，風の摩擦速度を u_* とすると，その定義から

$$M=\tau=\rho u_*^2$$

Q_A を融雪熱量を含む雪面でのエネルギー収支から，E を蒸発，凝結量の測定値から求め，$d\theta/dz \approx dT/dz$，de/dz は実験値を用いて，K_H と K_E を 1～5 cm の四種の高さについて計算した。τ の直接測定は行わなかったから仮に $u_*=Vk/\ln(z/z_0)$ からカルマン定数を $k=0.4$ として u_* を求め，風速の垂直勾配から K_M を計算した。このようにして求めた拡散係数の垂直分布を第 12 図に示す。

K_E, K_H, K_M はほぼ同じオーダーの値をとる場合が多く高さが増すにつれて増大するという結果を得た。

また安定度を $s=g\Delta\theta/\theta\Delta z$ で表わすと拡散係数と安定度との間に第 13 図のような関係を得た。縦軸の $\bar{K}$ は K_E, K_H, K_M の各安定度における平均値である。

安定度が大きくなると拡散係数が小さくなるという結果を得たが安定度の範囲が狭く，定量的な推定はできなかった。

(5) 乱流境界層について

境界層内での測点を増して実験の精度を上げると共に境界層内での顕熱輸送，質量輸送，運動量輸送の機構を知る手がかりを多くする必要がある。その為には二つの方法が考えられる。

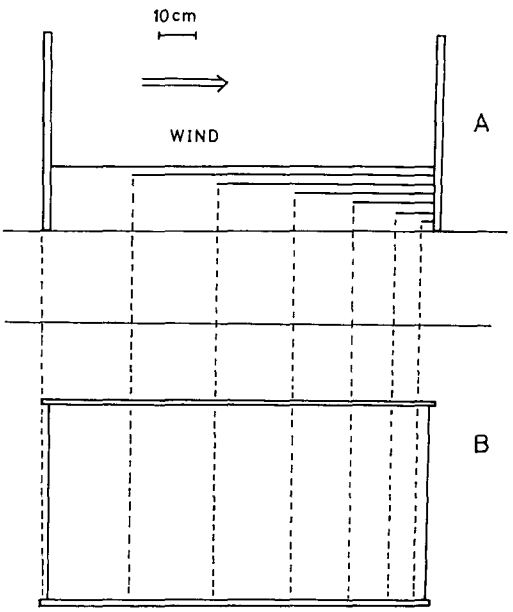
(a) 境界層をそのままにして測点を増す。

(b) 境界層を厚くして境界層内の測点を相対的に増す。

ここで (a) の方法は，大気を乱し，測器に有限の大きさがある為限界がある。(b) の方法は工夫によりある程度の効果が期待できる。

そこで今まで行われてきた方法を検討した結果，第 14 図に示すような抵抗板を使う方法が乱れの強さを適当に調節しながら自由に風速分布を変えるのに適当であることを見出した。抵抗板を使う方法は Lloyd[7] の実験例があるが，筆者は抵抗板を雪面に平行に雪の風上におき，下の方程長さを短かく，上にいく程長くした。

風洞風には自然風に比べて境界層が薄く，高さに対して風速が変わらない中心部分の層が厚くなるという特徴がある。そこで，中心部の風速にも依るが，雪面からの高さによって適当に長さの違う抵抗板を雪の風上側におくと，対数分布にのる風速の垂



第 14 図　風速の垂直分布を調整する抵抗板
A；垂直断面図
B；平面図

直分布を得られる。乱れの強さなどを考慮して抵抗板を使えば境界層の厚さを増すことが可能となる。第15図にこうして作った風速の対数分布の一例を示す。しかし温度に関してはこの抵抗板によっては対数分布を得られなかった。

(6) 風洞風と野外の自然雪面上の風との相似について

中立状態の接地気層及び風洞風の乱流境界層内でそれぞれ風速の対数分布がなりたっているならば高さ z での風速 u は，カルマン定数を k，摩擦速度を u_* として

$$\frac{u}{u_*}=\frac{1}{k}\ln\frac{z}{z_0}$$

で表わされるが，相似の条件は次式で表わされる。

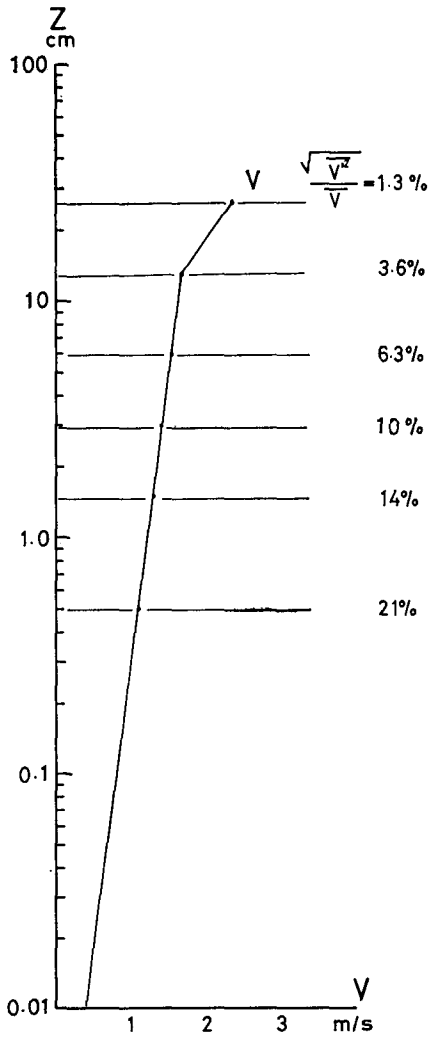
$$\left.\begin{aligned}(z/z_0)_{\text{field}} &= (z/z_0)_{\text{tunnel}}\\ (u/u_*)_{\text{field}} &= (u/u_*)_{\text{tunnel}}\end{aligned}\right\}\qquad (11)$$

一方乱流レイノルズ数 R_t は，渦動粘性係数を k_t とすると

$$R_t = uz/k_t$$

で表わされるが，$k_t=ku_*z$ となるから，(11) が成り立てば風洞と野外におけるレイノルズ数が一致することにもなる。

根本[8]によれば大気の安定状態の下で，しかも風速が対数分布をなす時は (11) の条件に加えてリチャードソン数の一致が必要であり，井上[9]は乱流強度の一致も相似の条件の1つにあげている。



第15図 抵抗板を使ったときの風速の垂直分布。(雪面上13 cmまで対数分布となっている。)

ところで，第11図の野外の雪面上の測定例で，$z=2$ cm での風速 u_2 が $u_2=2.9$ m/s のとき，$u_*=0.19$ m/s，$R_i=0.002$，乱流強度は約20%であった。一方風洞では，$u_2=2.9$ m/s のとき，$u_*=0.17$ m/s，$R_i=0.004$，乱流強度はやはり20% であり，z_0 の値もほぼ同じであった。

従って，雪面から2 cm の高さまでは，風洞風と自然雪面上の風との間にほぼ相似が成り立っているとみなしてよいであろう。

この研究は著者の1人石本が北海道大学大学院理学研究科修士課程の修了研究として行ったものである。実験に当り，低温科学研究所融雪科学部門ならびに気象学部門の諸兄から多くの助言を与えられた。ここに記して感謝の意を表します。

文　献

1) Ônuma, T. 1967 Studies on heat balance on natural snow surface and promotion of melting of snow. *In* Physics of Snow and Ice, Part 2 (H. Ôura, *ed.*), Inst. Low Temp. Sci., Sapporo, 785–796.
2) 成瀬廉二・大浦浩文・小島賢治 1970 気温融雪の野外研究. 低温科学, 物理篇, **28**, 191–202.
3) Havens, J. M., Müller, F. and Wilmot, G. C. 1965 Comparative meteorological survey and a short-term heat balance study of the White Glacier. Jacobsen-McGill Arctic Research Expedition 1959–1962, Meteorology, **4**, 1–68.
4) 根本　茂 1968 局地風とその模型風相似について. Papers in Meteorology and Geophysics, **19**, 131–230.
5) 小島賢治 1969 融雪期における積雪表面の蒸発係数について. 低温科学, 物理篇, **27**, 399–403.
6) 吉田順五・小島賢治・青木真一 1950 融雪の実験的研究. 低温科学, **3**, 101–108.
7) A. Lloyd 1967 The generation of shear flow in a wind tunnel. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **93**, 79–96.
8) 根本　茂 1966 大気拡散の模型実験. 流体模型実験における相似律セミナー, 27–36.
9) 井上栄一 1952 地表風の構造. 農業技術研究報告, Ser. A, **2**, 1–87.

Summary

A laboratory experiment was made to determine the coefficient of heat transfer from the atmosphere to a melting snow surface by using a temperature-regulated wind tunnel, which had a working length of 8 m and a cross section of 50×50 cm.

A section of the bottom of the wind tunnel was removed to be replaced by a snow surface. To do this, a box containing snow with its top open was prepared so that its top surface made of snow could replace the removed section by placing the box under the wind tunnel. The walls of the box was lined with a heat-insulating material. The snow thus prepared was 108 cm in length, 33 cm in width, and 30 cm in depth, whereby the top, 108×33 cm, formed a section of the tunnel's bottom. In an attempt to obtain Q_A, that is, the rate of sensible heat transfer from the air to snow, firstly Q_M was obtained by multiplying the measured melting rate M of snow by 80; secondly Q_E and Q_R were subtracted from the Q_M, where Q_E is the rate of latent heat transfer from the air to snow and Q_R the long wave radiative Energy absorbed by snow. This is based on the energy balance equation: $Q_A+Q_E+Q_R=Q_M$, where Q_R was measured by a small net-radiometer and Q_E was obtained by measuring E, that is, the rate of condensation of water vapor to snow or the rate of evaporation of snow. The measurements of M and E were made by weighing a snow sample, 14 cm in diameter and 6 cm in thickness, before and after each measurement lasting 20 min, whereby the timing of this measurement was chosen after a melting rate became constant.

The profile of wind velocity was measured by a hot wire anemometer and the temperature profile was observed by 6 pairs of copper-constantan thermocouples, 0.1 mm in diameter. Each pair of them consist of dry and wet bulbs which were placed at the same level. These thermocouples were also used for measuring the profile of water vapor pressure in the air above the snow. All of these measurements were made on or above the part of the snow 70～100 cm distant from the windward edge of the snow

as illustrated in Fig. 1. The wind velocity at the center of the wind tunnel was changed from 0.5 to 13 m/s, and the air temperature at the center was changed from −7 to +20°C.

The turbulent boundary layer, which was caused by snow, was found to develop over the snow surface as shown in Fig. 2 and come to saturation at a location 70 cm leeward from the front edge of the snow. Some examples of the vertical profiles of wind velocity, air temperature, and water vapor pressure observed over the snow surface are shown in Figs. 3, 4, 5 and 6 respectively. An example of the vertical distribution of turbulent intensity is also indicated by numerical values in Fig. 3. These results show that logarithmic profiles of these elements take place within the lowest thin layer of the wind with a thickness of 2~3 cm. The rate of sensible heat transfer Q_A and the mass transfer rate E of water vapor are found to be related to the air temperature T_2(°C), wind speed V_2(m/s), water vapor pressure e_2(mb) at a height of 2 cm above the snow surface, and vapor pressure e_0 at the surface by the following empirical formulae:

$$Q_A = 0.78\ T_2 V_2 \ \text{cal/cm}^2\cdot\text{hr} \tag{1}$$

$$E = 2.3\times10^{-3}(e_2-e_0)\ V_2 \ \text{g/cm}^2\cdot\text{hr} \tag{2}$$

These are the equations of the straight lines in Fig. 9 and Fig. 10 which show the plots of Q_A versus T_2V_2 and E versus $(e_2-e_0)\ V_2$ respectively. Another value of sensible heat transfer coefficient 0.90 is derived from the empirical value of mass transfer coeffcient in eq. (2) by using a theoretical relation between the two coefficients for heat and mass transfer based on Prandtl's theory and, therefore, logarithmic profiles with the same roughness parameter.

An attempt was made to adopt the coefficients in eqs. (1) and (2) to those for the temperature T_{100}(°C), wind speed V_{100}(m/s), and vapor pressure e_{100}(mb) at a height of 100 cm, which is often used as an observation height of these elements in the field. Assuming that the logarithmic profiles of these elements within the lowest 2 cm thick wind layer in the wind tunnel can be extended to a height of 100 cm in the field, the coefficients for sensible heat and mass transfer are calculated for the cases of T_{100}, V_{100}, and e_{100} by means of such profiles. Thus Q_A and E are given by

$$Q_A = 0.30\ T_{100} V_{100} \ \text{cal/cm}^2\cdot\text{hr} \tag{3}$$

$$E = 0.85\times10^{-3}(e_{100}-e_0)\ V_{100} \ \text{g/cm}^2\cdot\text{hr} \tag{4}$$

The mass transfer coefficient 0.85×10^{-3} in eq. (4) is theoretically to the heat transfer coefficient 0.33 in the same manner as before. E represents the rate of condensation if $e_{100}>e_0$ and the rate of evaporation if $e_{100}<e_0$. These values of the coefficients are not very different from those reported by some other investigators on the basis of field observations of heat balance and snow melt.

The vertical distributions of turbulent diffusion coefficients K_H, K_E, and K_M for heat, water vapor, and momentum are examined and reasonable results are obtained as shown in Fig. 12. Since these coefficients are of the same order for the same height, the average $\overline{K}$ of the three are plotted against the stability ratio S defined by $S=g\Delta\theta/\theta\Delta z$, and $\overline{K}$ is found to decrease as S increases in a manner shown in Fig. 13. This may partly be cause of the considerable scatter of the plots of Q_A versus T_2V_2 in Fig. 9 or E versus $(e_2-e_0)\ V_2$ in Fig. 10.

A trial attempt was made to thicken the turbulent boundary layer by placing a set of resistance plates for a wind flow (Fig. 14) at the windward portion of the wind tunnel. The logarithmic profile of wind speed was found to be successfully extended to a height of 13 cm as shown in Fig. 14.