HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	雪氷混相流の研究　III ： 雪氷粒子と空気との相互作用
Author(s)	海老沼, 孝郎; EBINUMA, Takao; 西村, 浩一 他
Citation	低温科學. 物理篇, 44, 157-164
Issue Date	1986-03-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18526
Type	departmental bulletin paper
File Information	44_p157-164.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Takao EBINUMA, Kouichi NISHIMURA and Norikazu MAENO 1985 Studies on Mixed-phase Snow Flows. III. Interactions between Snow Particles and Air Flows. *Low Temperature Science. Ser. A, 44.* (With English Summary p. 164)

雪氷混相流の研究 III*

——雪氷粒子と空気との相互作用——

海老沼孝郎
(北海道大学大学院理学研究科)

西村浩一・前野紀一
(低温科学研究所)

(昭和60年10月受理)

I. まえがき

吹雪が始まると，雪氷粒子の跳躍運動によって，運動量の鉛直輸送が増加する[1]。このことは，風によって発生した雪氷粒子の運動が逆に風速の鉛直分布に影響を与えていることを示している。事実，吹雪層内を運動する雪氷粒子速度の鉛直分布は，風速との相互作用を示す[2]。これまで行なわれた吹雪研究から，気相雪氷混相流の運動を理解するためには，雪氷粒子と空気との相互作用を調べる必要があると考えられる。

雪崩と吹雪は，雪氷粒子と空気から構成される気相雪氷混相流の代表例である[3]。雪崩では，吹雪とは逆に，積雪を形成していた雪氷粒子の運動が原因となって空気の流れが発生する。この場合，雪氷粒子の空間密度は，吹雪のそれと比べて，10^5 倍も大きい[3]。励起された空気の流れ(いわゆる雪崩風)は，雪崩走路周辺部においても，大きな被害を引き起こすことがある[4]。しかし，空気がこのように大きな運動エネルギーを獲得する過程はまだ明らかになっていない。

本論文の目的は，これまで行なわれた吹雪研究の結果を踏まえて，気相雪氷混相流における雪氷粒子の運動と空気の流れとの相互作用を明らかにすることにある。ここでは，スチール写真と高速ビデオによって，斜面を流下する雪氷混相流を観察するとともに，気流速度の鉛直分布と静圧勾配を測定した結果について述べる。

II. 気流速度と静圧勾配の測定方法

雪氷混相流内の気流の速度分布を測定するために，サーミスタ風速計および熱線風速計の利用を試みた。しかし，雪氷粒子が衝突すると抵抗線表面の平衡温度が乱されるために，正確な測定結果は得られなかった。そこで，実験斜面と直角に設置したシリコン・チューブ（内径 7 mm）内と流れの影響が及ばない場所との気圧差を微差圧変換器（共和電業，PDL-40 型）を使って測定することにより気流速度を求めた（第1図 A)。第2図は，雪氷粒子を含まない風を使って得られた風速 (v) と差圧 (Δp) との関係を両対数で示したものである。風速約 1.5 m/s 以

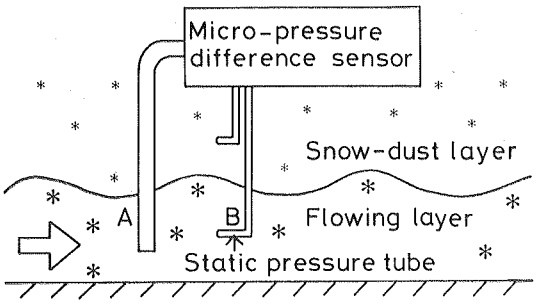
* 北海道大学低温科学研究所業績 第2785号

上の範囲で良い直線関係が得られた。今回の実験では，雪氷粒子供給装置によって，樋の内部に約2 m/sの風が発生していたので，風速2 m/s以上の範囲で得られた回帰直線，

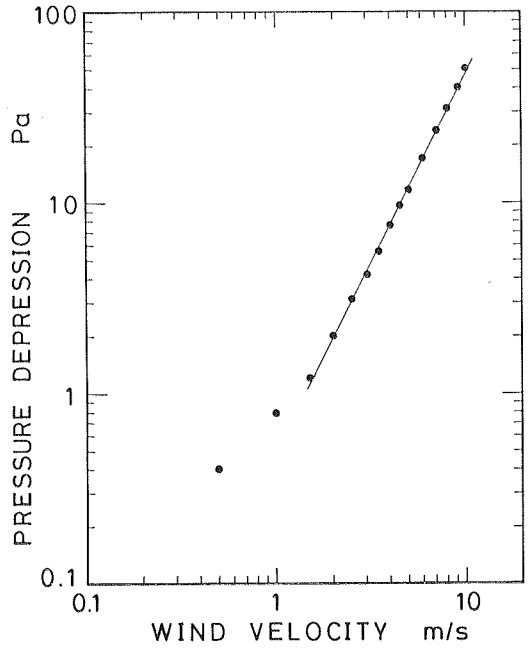
$$\left.\begin{aligned}&\ln(\Delta p) = 1.99\ln(v) - 0.711\\ &\text{すなわち,}\\ &\Delta p = 0.491 v^{1.99}\end{aligned}\right\} \quad (1)$$

を使って，微差圧変換器の出力を気流速度に変換した。ただし，差圧Δpと風速vの単位はそれぞれPaおよびm/sである。

鉛直2点間の静圧勾配は，2本の静圧管を使って測定された（第1図B）。測定系において，グラスウールと魔法瓶により低域濾波器を構成することにより，約0.2 Hz以下の長周期大気圧変動は除去されている[5]。測定結果は，データ・レコーダ（TEAC, R80）に記録された。アナログ記録は，測定終了後にトランジェント・メモリー（オートニクス，S210型）を使って3×10^{-3}秒間隔で数値化された。時間変動のスペクトル解析には，最大エントロピー法を用いた[6]。



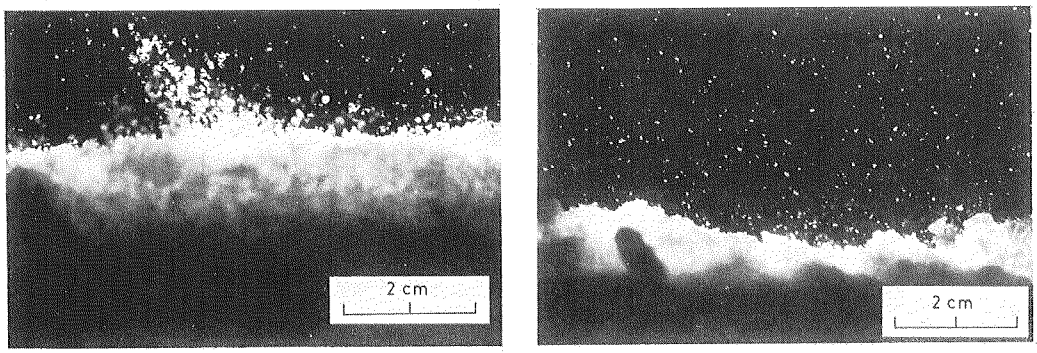
第1図 気流速度（A）と静圧勾配（B）の測定方法の概略図



第2図 気流速度とチューブ内の気圧低下との関係

III. 測定結果

第3図は，発光時間2.5×10^{-5}秒の

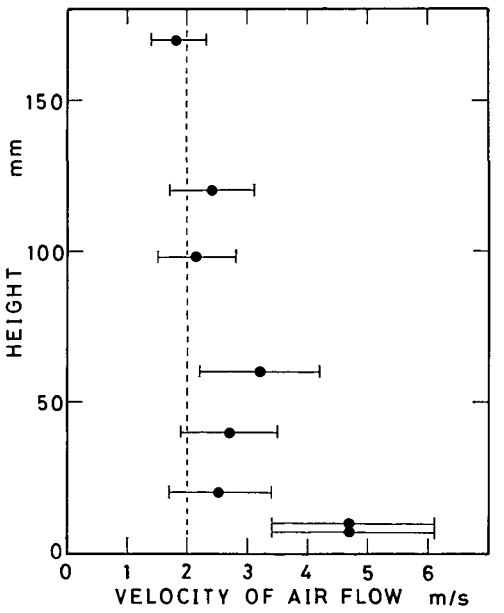


第3図 発光時間2.5×10^{-5}秒のストロボを使って撮影された雪氷混相流
実験番号は左が#24，右が#34。流れの向きは，左から右へ。

ストロボを使用して撮影された雪氷混相流のスチール写真である。撮影方法は Maeno *et al.* (1985)[2] と同様である。画面は実験斜面と平行に設定されている。雪氷粒子は，空間密度の大きな「流れ層」ばかりでなく上空にも存在して，「雪煙り層」を形成している。このことから，吹雪現象と同様な雪氷粒子と空気との相互作用は，「流れ層」よりも上空にまで及んでいる可能性がある。

また，「流れ層」・「雪煙り層」界面には波状模様が見られる。波状模様は，小振幅で波長がそろった規則的なものから，第3図に見られるように振幅が大きくなって破砕しているものまで多種多様である。波の破砕は，「流れ層」・「雪煙り層」間での強い混合現象の存在を示している。このように，雪崩現象の研究では，大きな空間密度をもつ雪氷粒子の集団と空気との相互作用も考慮しなければならない。

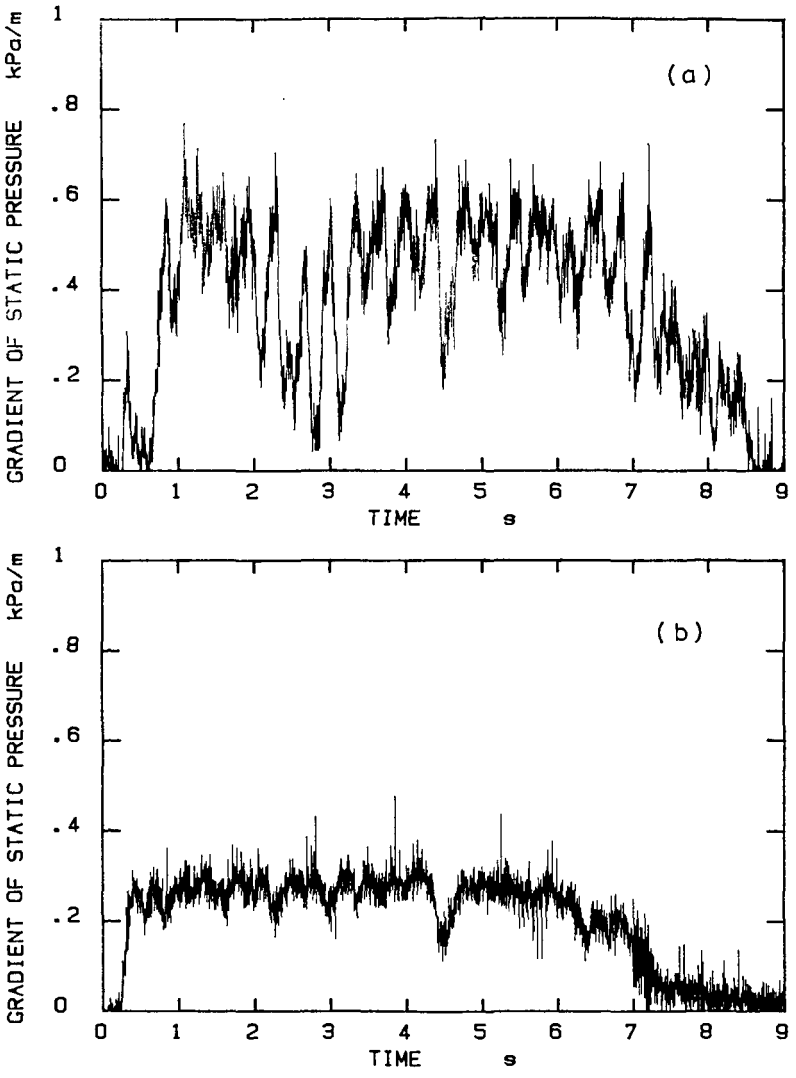
第4図は，気流速度の鉛直分布である。時間変動する測定値の平均が●印であり，横線は変動の幅(標準偏差)を表わしている。底面近くの気流速度は約5 m/s であり，高速ビデオから求めた雪氷混相流の先端速度 (4.5～6.5 m/s) に近い。底面付近で流速の減少が見られないのは，底面材質の摩擦が小さいために，境界層の厚さが薄いためであろう。



第4図 気流速度の鉛直分布

気流速度は，高さとともに急激に減少した後に，徐々に雪氷供給装置による風速2 m/s に近づいている。このことから，斜面に沿う気流の厚さは，流れ層の厚さ (約2 cm) よりも厚いことが分かる。また，混相流内の「流れ層」・「雪煙り層」界面付近の高さ (約2 cm) では，速度の鉛直勾配が大きいために，強いシアーが働いていることが分かる。

第5図 (a), (b) は，斜面上方2点間 (高さ1 cm と 6 cm) で測定された静圧の差を静圧勾配に直したものの時間変動である。2点の高さは，「流れ層」・「雪煙り層」界面をはさむように設



第5図 静圧勾配の時間変動。(a)実験番号 #65, (b)#69。圧力勾配は下向き

定された(第1図B参照)。実験は，低温室に1年間保存したしまり雪を繰り返し使用して行なわれ，(a), (b)はそれぞれ4回目と8回目の結果である。いずれの場合でも，高さ6 cmの静圧の方が高さ1 cmのそれよりも大きく，静圧勾配は下向きであった。また，静圧勾配の値と変動の幅は，4回目(a)の方が8回目(b)よりも大きい。これは，実験回数を重ねるにつれて，雪氷粒子の大きさと形状が変化したためと考えられるが，後でより詳しく考察する。

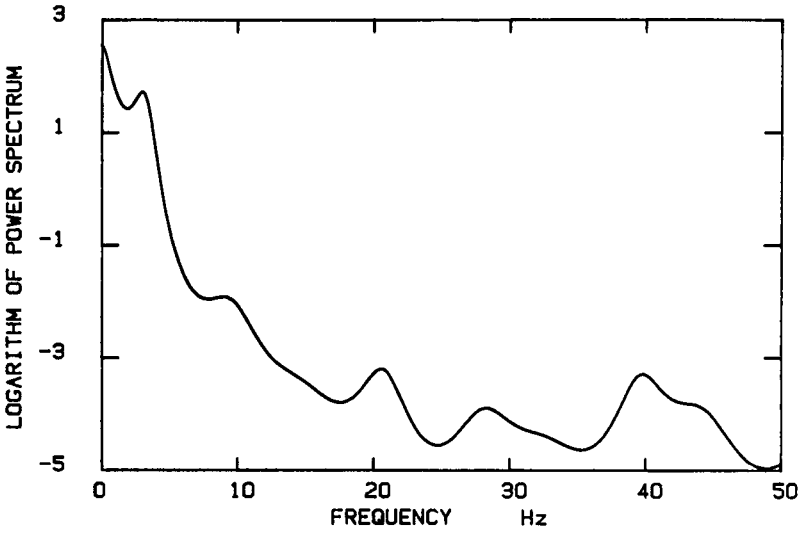
IV. 考　　察

1. 静圧勾配と雪質

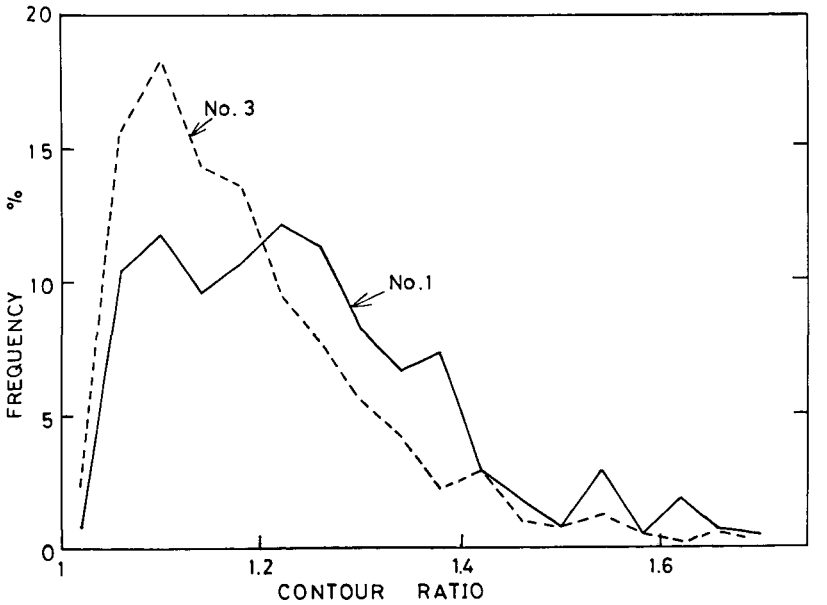
雪氷混相流の内部に静圧勾配が発生する原因は，明確には理解されていない。しかし，吹雪の粒子跳躍層における下向きの静圧勾配の存在から類推すると[2]，やはり，雪氷粒子の上下

運動が実質的に鉛直方向の運動量を輸送しているためと考えるべきであろう。鉛直運動量の粒子・気流間授受のメカニズムは，将来雪氷混相流内の粒子の運動の様子が明らかにされたとき，解明されるはずである。

第6図は，静圧勾配の時間変動をスペクトル解析した結果である。4, 9, 21, 28, 40 Hz 付近に見られる卓越周期は，電気容量法や光透過法で測定された雪氷粒子の空間密度変動の卓越周期[7]と一致する。したがって，静圧勾配の値が大きく異なった第5図(a), (b)では，雪氷混相



第6図 静圧勾配の時間変動 (図5(a)) のスペクトル



第7図 周長比の頻度分布。実線と破線は，それぞれ実験回数が1回目(実験番号 #38) と3回目 (#40) の測定結果を示す

流の速度あるいは雪氷粒子空間密度にも大きな差があったと考えられる。

静圧勾配の大きさと変動幅は，雪氷粒子の大きさと形状に依存する可能性が示された（第5図(a), (b)）。このことを確かめるために，雪氷粒子の写真を使って，平均粒径と周長比の頻度分布を求めた（第7図）。周長比（contour ratio）は雪氷粒子の形状の複雑さの度合を示すもので，

$$\text{周長比} = \frac{\text{雪氷粒子の周長}}{\text{等面積円の周長}} \tag{2}$$

により定義される。

採取後1年間低温室に保存された雪氷粒子を繰り返し使った実験において1回目と3回目に測定を行なった。3回目の平均直径（598 μm）は1回目のそれ（746 μm）より小さく，雪氷混相流が運動する過程で，衝突による雪氷粒子の破壊が起きていることが分かる。また，3回目の周長比の分布（破線）は，1回目のそれ（実線）より小さな値の割合が大きい。これは，3回目に使われた雪氷粒子の形状の方が球に近いことを表わしている。

雪質と気流速度との関連は，空気中を運動する雪氷粒子に働く空気抵抗が，雪氷粒子の断面積および抵抗係数に依存し，さらに抵抗係数と粒子レイノルズ数との関係は粒子の形状に依存することを考えれば理解できるであろう。

2. 界面現象

「流れ層」・「雪煙り層」界面にみられる波状模様は，流れ層と周囲の空気層との相互作用の結果である。第2図に見られる界面波の破砕は，界面における強い混合現象を示しており，内部気圧，速度および雪氷粒子空間密度の変動とも関連している。

そこで，雪氷混相流を密度流とみなして，界面波動の安定性を考察してみよう。これは，Kelvin･Helmholtz の界面不安定の問題として知られている[8]。第1図に模式的に示したような2層モデルを考えると，界面波動が安定に存在する条件は，

$$(v_s - v_f)^2 \leqq \frac{(\rho_s \coth kh_s + \rho_f \coth kh_f)(g\Delta\rho + k^2 T')}{k(\rho_a \coth kh_s)(\rho_f \coth kh_f)} \tag{3}$$

となる。ここで，ρ, h, v は，それぞれ，密度，層高，速度で，添字 s, f は，それぞれ雪煙り層および流れ層を示す。また，k は界面波の波数（$k=2\pi/\lambda$, λ: 波長），T は表面張力，$\Delta\rho$ は密度差（$\rho_f - \rho_s$）である。表面張力を無視して，雪煙り層の厚さを無限大（$h_s=\infty$）とすると(3)式は

$$v_f^2 \leqq \frac{(\rho_s + \rho_f \coth kh_f)\, g\Delta\rho}{k\rho_s\rho_f \coth kh_f} \tag{4}$$

となる。

高速ビデオの観察によると，界面波の波長（λ）は1～10 cm，流れ層の厚さ（h_f）は1 cm のオーダーである。また，今回の測定では，$\rho_f \simeq 100$ kg/m^3, $\rho_s \simeq 1$ kg/m^3 なので，界面波が安定に存在する条件は，

$$v_f \leqq 1 \sim 4 \text{ m/s} \tag{5}$$

となる。この値は，今回の実験における雪氷混相流の代表的な速度と同じオーダーである。この結果は，速度が大きな場合に，界面が不安定となって混合が活発になる可能性を示している。

前節で述べたように，気流速度は，雪質に依存して，静圧勾配に大きな影響を与える。逆に，静圧勾配の値が大きな場合は，流れ層の速度も大きいと考えられるから，界面での混合，すなわち波の破砕を生じるのであろう。したがって，第5図(a)で見られる静圧勾配の大きな変動幅は，界面での混合現象の存在を示していると考えられる。

V. あとがき

雪氷粒子と空気との相互作用は，雪氷粒子の大きさや形状等の雪質に依存することが分かった。流れ層の速度は，雪氷粒子の空間密度とともに，静圧勾配と界面の安定度に関係している。速度が大きくなって界面が不安定になると，混合現象が発生するために，静圧勾配の大きな変動が引き起こされる。

「流れ層」・「雪煙り層」界面の存在は，雪氷混相流現象の特徴と考えられる。吹雪現象においても，小林 (1978)[9] は雪面模様の発達を「粉体の波」としてとらえ，新雪層表面の流動化現象に着目した。流動化した積雪層表面を含めた吹雪現象は，「流れ層」・「雪煙り層」界面を持つ気相雪氷混相流として理解されることになる。

謝　辞

本研究をすすめる上で，低温科学研究所気象学部門の成瀬廉二助手，研究生の竹井巌氏，大学院生の村上茂樹氏，事務補助員の植松泰子さん，新潟大学積雪地域災害研究センターの小林俊一教授と和泉薫助手，科学技術庁防災科学技術センター新庄支所の佐藤篤司氏，(株) MTS 雪氷研究所の西村寛氏には大変お世話になりました。また，実験を遂行する上で御協力いただいた低温科学研究所機関室の辻五郎氏，三浦武夫氏，伊藤勝美氏および佐々木明氏に心から感謝いたします。

本研究に要した費用の一部は，文部省科学研究費補助金で支弁された。

文　献

1) Maeno, N., Araoka, K., Nishimura, K. and Kaneda, Y. 1979 Physical aspects of the wind-snow interaction in blowing snow. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. **VII** (Geophysics), **6**, 127-141.
2) Maeno, N., Naruse, R., Nishimura, K. Takei, I., Ebinuma, T., Kobayashi, S., Nishimura, H., Kaneda, Y. and Ishida, T. 1985 Wind-tunnel experiments of blowing snow. *Annals of Glaciology*, **6**, 63-67.
3) 前野紀一・成瀬廉二・西村浩一・竹井　巌・海老沼孝郎・村上茂樹・小林俊一・佐藤篤司・西村　寛 1985 雪氷混相流の研究 I. 雪氷混相流の定義と分類. 低温科学, 物理篇, **44**, 131-137.
4) 新田隆三 1981 雪崩の世界から. 古今書院, 217 pp.
5) 石田　完 1982 積雪表面付近の微気圧変動. 低温科学, 物理篇, **41**, 75-79.
6) 石田　完 1982 マイクロ・コンピュータ用 BASIC プログラム I. 低温科学, 物理篇, **41**, 資料集, 83-90.
7) 西村浩一・海老沼孝郎・小林俊一・佐藤篤司・成瀬廉二・前野紀一 1985 雪氷混相流の研究 II. 気相雪氷混相流の実験装置と内部構造. 低温科学, 物理篇, **44**, 139-155.
8) 玉井信行 1980 新体系土木工学 22. 密度流の水理. 技報堂出版, 261 pp.
9) 小林俊一 1978 雪の波の発達機構についての一考察. 雪氷, **40**, 22-30.

Summary

Interaction between snow particles and airflow in the mixed-phase snow flow was investigated in reference to avalanche dynamics and blowing snow. Reported in this paper are analyses of still pictures of snow flows on a slope and results of measurements of airflow velocity and static pressure gradient.

Still pictures disclosed the existence of an upper snow-dust layer which had a much smaller concentration of snow particles than a lower flowing layer and the existence of a distinct interface between them. It also disclosed that waves occurred at that interface and occasionally broke up; these phenomena indicated a strong mixing process between the two layers which was a particular interaction between snow particles and airflows in the case of avalanches. The instability of the waves was discussed, assuming the snow flow as a gravitational flow.

From the observations of horizontal velocities of airflow by measuring pressure depressions in a tube mounted in the snow flow, it followed that airflow was induced not only at the flowing layer but also at the snow-dust layer, and that there was a strong shear of airflow around the interface which resulted in the occurrence of interface instability.

Measurements of a difference in static pressure between the two layers showed the following: the static pressure was higher at the upper layer than at the lower layer; the maximum pressure gradient achieved about 0.8 kPa/m; and the gradients depended greatly on the types of snow including dimensions and shapes. Meanwhile, a spectrum analysis of pressure gradients showed that the time variation in gradient was closely related to that in snow particle concentration or flow velocity. Occasionally observed large time variations in gradient would be a piece of evidence of the mixing process at the interface.