研究ノート

吹雪時の視程推定手法の改良に関する研究

松 澤 勝¹⁾

要 旨

本研究では、気象条件から簡易に吹雪時の視程を推定する松沢・竹内 (2002) の視程推定手法の改良を試みた。吹雪時に野外で、降雪強度、風速及び飛雪流量観測を行い、風速と飛雪空間密度の関係式、および風速と摩擦速度の関係式を求めた。両式を、松沢・竹内 (2002) の視程推定手法に適用し、石狩吹雪実験場で観測した気象データ等を用いて、視程を推定した。視程の実測値と推定値をそれぞれ 5 ランクに分け、両者が一致した場合を適中と定義し、適中率 (全データ数に対する適中数の割合) を求めた。1 時間毎のデータで視程を推定した結果、適中率が 36% から 50% に向上し、視程推定手法の改良の効果が確認出来た。

キーワード: 視程, 吹雪, 視程推定手法

Key words: visibility, snowstorm, visibility estimation method

1. はじめに

積雪寒冷地の冬期道路は、滑りやすい雪氷路面や吹雪等による視界不良のため非常に厳しい運転環境にある。特に、吹雪時の事故は後続車からの発見が遅れやすいため、多重衝突事故に発展する事例も少なくない。

吹雪による視程障害は、時間的・空間的に変動が大きく、数 km 離れるだけで、吹雪の強さは大きく異なる。従って、道路利用者が吹雪情報を取得して、適切に交通行動を変更することで、吹雪に巻き込まれる危険性を抑えることが可能と考えられる。

ドライバーが適切な判断をするためには、適切な吹雪情報の提供が必要である。現在、気象レーダーなどの発達で、広範囲の降雪情報を得ることはできる。しかし、視程の情報は、峠など一部の地点に視程計が設置されているだけで、広範囲で面的に視程を把握することは難しかった。

そこで、松沢・竹内 (2002) は、広域で、視程情報を取得するために、容易に入手できる気象データ (風速、降雪強度、気温) から、吹雪時の視程を推定

する手法を考案した。Matsuzawa *et al.* (2004) では、この手法を活用してドライバーに吹雪時の視程情報を提供したところ、現況の視程推定値の精度については約 7 割のドライバーから満足との回答が得られた。広域の視程情報をドライバーに提供した初めての試みである点を考慮すると、かなり高い満足度であったと言えるが、さらに満足度を上げるためには視程推定精度の向上が必要であると考えられる。

この視程推定手法では、基準高度 ($=0.15 \text{ m}$ とする) の飛雪空間密度 N_t を一定 ($=30 \text{ g m}^{-3}$) と仮定した。しかし実際は、 N_t は風速に依存するため、視程推定値の誤差の要因となっていた。また、摩擦速度 U_* を高さ 10 m の風速 V_{10} の 1 次式で表したが、その式の適用妥当性についても検討が不十分な点があった。そこで、本研究では、風速及び飛雪流量観測を行い、 N_t および、 U_* の値について再検討を行い、これらの結果を基に、松沢・竹内 (2002) の視程推定手法の改良を試みた。

2. 松沢・竹内 (2002) の視程推定手法

2.1 視程推定の手順

まず、松沢・竹内 (2002) の視程推定手法の概

1) 独立行政法人土木研究所寒地土木研究所寒地道路研究グループ雪氷チーム

略を示す。

吹雪時の視程 $Vis[m]$ と単位時間に単位断面積を通過する飛雪の質量である飛雪流量 $M_f[g\ m^{-2}\ s^{-1}]$ との間には式 (1) で表される関係がある。

$$Vis = 10^{-0.77 \cdot \log(M_f) + 2.85} \quad (1)$$

吹雪の浮遊層 (飛雪粒子が風に乗って運ばれると仮定できる) では、飛雪流量は、単位体積当たりの雪粒子の質量である飛雪空間密度 $N[g\ m^{-3}]$ と風速 $V[m\ s^{-1}]$ を用いて

$$M_f = N \cdot V \quad (2)$$

と表すことができる。風速の値は容易に入手できるが、飛雪空間密度の値は入手することは難しいため、次の垂直分布式から求める。

$$N(Z) = \frac{P}{w_f} + \left(N_t - \frac{P}{w_f} \right) \left(\frac{Z}{Z_t} \right)^{-\frac{w_b}{kU_*}} \quad (3)$$

ここで、 $P[g\ m^{-2}\ s^{-1}]$ は降雪強度、 $N_t[g\ m^{-3}]$ は基準高さ $Z_t[m]$ での飛雪空間密度、 $w_b[m\ s^{-1}]$ は雪面から巻き上げられた飛雪粒子 (以下では浮遊粒子と呼ぶ) の落下速度、 $w_f[m\ s^{-1}]$ は降雪粒子の落下速度、 $U_*[m\ s^{-1}]$ は摩擦速度、 k はカルマン係数 ($=0.4$) である。

式 (3) において、降雪強度 $P[g\ m^{-2}\ s^{-1}]$ は、気象レーダーなどにより実測値が得られる。なお、一般の気象データとしては 1 時間当たりの降水強度 $[mm\ h^{-1}]$ 、もしくは、1 時間当たりの降雪深に換算した降雪強度 $[cm\ h^{-1}]$ として表すことが多い。この場合、式 (3) で用いる降雪強度は、降水強度を $P_r[mm\ h^{-1}]$ とすると、 $P = 0.28 P_r$ で表すことができる。残る未知数は、降雪粒子の落下速度 $w_f[m\ s^{-1}]$ 、浮遊粒子の落下速度 $w_b[m\ s^{-1}]$ 、摩擦速度 $U_*[m\ s^{-1}]$ 、基準高さ $Z_t[m]$ と飛雪空間密度 $N_t[g\ m^{-3}]$ である。

これらの未知数について松沢・竹内 (2002) は既存の研究から次のように値を定めた。

$$w_b = 0.35 [m\ s^{-1}]$$

$$w_f = 1.2 [m\ s^{-1}]$$

$$Z_t = 0.15 [m]$$

$$N_t = 30 [g\ m^{-3}]$$

また、摩擦速度 U_* は、高さ 10 m の風速 V_{10} から以下の式で与えられるものとした。

$$U_* = 0.036 V_{10} [m\ s^{-1}] \quad (4)$$

なお、 V_{10} は一般に入手できる気象値である。

上記で求めた w_b , w_f , Z_t , N_t を、高さ 10 m の風速 $V_{10}[m\ s^{-1}]$ から得られる U_* 、および降雪強度 $P[g\ m^{-2}\ s^{-1}]$ とともに式 (3) に代入することで、高さ Z での飛雪空間密度 $N(Z)$ を求めることができる。次に、 $N(Z)$ と高さ Z における風速 V を式 (2) に代入することで、飛雪流量 $M_f[g\ m^{-2}\ s^{-1}]$ が得られる。さらに、 M_f を式 (1) に代入することで視程を求めることができる。

2.2 視程推定手法の適用条件

前節で示した視程推定手法の適用条件については次のように考えた。竹内・福沢 (1976) の結果から、気温を T とすると、高い地吹雪が発生する条件は式 (5) で与えられる。

$$V_{10} \geq 8.5 [m\ s^{-1}] \quad (T \leq -2^\circ C) \quad (5a)$$

$$V_{10} \geq 8.5 + (1 + 0.5T) [m\ s^{-1}] \quad (2^\circ C \geq T > -2^\circ C) \quad (5b)$$

従って、式 (5) の条件に合致しない場合は、式 (3) の第 2 項 (乱流拡散項) は無視し、第 1 項 (降雪項) のみを計算して飛雪空間密度 $N(Z)$ を求める。さらに、式 (2) の代わりに、次の式 (6) を用いて飛雪流量を求める。式 (6) を用いるのは次の理由による。竹内 (1980) によると、視程は飛雪流量と関係が深い。これは、飛雪のような目に見える粒子に対しては、人間の目の残像効果が働き、飛雪粒子の移動の軌跡を含めて知覚するためと考えられる。従って、風速が大きい場合は、飛雪粒子の移動速度を風速と等しいと見なすことが出来るが、風速が小さくなると、飛雪粒子の落下速度を無視出来なくなるためである。図 1 に、飛雪空間密度 $N = 1.0\ g\ m^{-3}$ 、降雪粒子の落下速度 $w_f = 1.2\ m\ s^{-1}$ の時、式 (6) (降雪粒子の落下速度を考慮した) を用いて算出した視程と、式 (2) (降雪粒子の落下速度を考慮しない) を用いて求めた視程を

図 1 式 (6) (降雪粒子の落下速度を考慮した飛雪流量と風速および飛雪空間密度の関係式) を用いない場合と、用いた場合の視程値の推定結果の比較. 飛雪空間密度を $1.0 \text{ [g m}^{-3}\text{]}$, 降雪粒子の落下速度を $1.2 \text{ [ms}^{-1}\text{]}$ として計算した.

比較した結果を示した. 図より, 風速が 2 ms^{-1} 以下で, 両者の差が大きくなることが分かる.

$$M_t = N \cdot \sqrt{V^2 + w_t^2} \quad (6)$$

なお, 視程は道路周囲の植生や建造物, 防雪施設の有無によっても大きく影響を受ける. しかし, 松沢・竹内 (2002) の手法は, このような道路周囲の状況や防雪施設の有無については考慮しないポテンシャル的な視程である. また, この手法は, 主にドライバーへの情報提供に用いることを想定して開発されたもので, この場合, 視程はメートル単位での精度は必要としない. 従って, この手法は, 5段階程度の吹雪の強弱が判断できることを開発の目標としている.

3. 視程推定手法の改良

3.1 松沢・竹内 (2002) の視程推定手法の課題

松沢・竹内 (2002) では, 基準高さ $Z_t (=0.15 \text{ m})$ での飛雪空間密度 N_t を定数 ($=30 \text{ g m}^{-3}$) で与えた. しかし, この値は, 風速などの気象要素に依存すると考えられる. Matsuzawa *et al.* (2005) は, Pomeroy and Gray (1990) が, 北米での観

測から求めた, 風速と飛雪空間密度および高さとの関係式を用いて, N_t を風速の関数で与えることで, 視程推定手法の改良を試みた. しかし, その結果は思わしくなかった. これは, Pomeroy and Gray (1990) の関係式が, 北米での観測から求めたものである一方で, 視程推定手法の精度検証のために用いた気象データが, 北海道石狩市で観測したものであり, 雪質が異なるためと考えた. そこで, 気温が -10°C 以下の条件に絞って計算し, 視程推定精度が向上することを確認した. よって, 北海道の吹雪を対象とする場合, 雪質が同じと見なすことの出来る条件下での $N_t \text{ [g m}^{-3}\text{]}$ と, 風速 $V \text{ [ms}^{-1}\text{]}$ との関係性を明らかにすることが, 視程推定手法の改良のために必要と考えられる.

また, 風速と摩擦速度 $U_* \text{ [ms}^{-1}\text{]}$ との関係については, 松沢・竹内 (2002) は, 式 (4) で示される様に摩擦速度 U_* を高さ 10 m での風速 V_{10} の 1 次式で示した. 1 次式で表す場合は, 雪面の表面粗度 $Z_0 \text{ [m]}$ が一定であることを意味する. しかし, 飛砂の場合に Bagnold (1954) が示したように, 吹雪の場合も, 風速によって雪面の表面粗度が変化すると考えられる. 南極の様にサスルギに覆われた場合を除くと, 一般に, 風速が強まるほど, 表面粗度 Z_0 は大きくなる (大浦ら, 1967). 従って, この現象を考慮して摩擦速度を決定することも視程推定手法の改良のため必要と考えられる.

本研究では, 上記の 2 点について, 野外観測を通じて, 再検討して, 視程推定手法の精度の向上可能性について検討する.

3.2 野外観測の概要

著者は, 寒地土木研究所の石狩吹雪実験場で飛雪流量および気象観測を行った. 石狩吹雪実験場は, 札幌市中心部から北東約 20 km の, 石狩川右岸の旧河川敷に位置する. 冬期の主風向は, 北西～西北西であり, 観測箇所の風上側は平坦で, 十分な吹走距離を有している.

飛雪流量の観測は, 口径約 10 cm の捕雪袋型吹雪計によって行った. 捕雪袋のネットにはメッシュ間隔 $105 \mu\text{m}$ のプランクトンネットを用いた. 吹雪計は, 専用の固定器具に据え付ける. 固定器具は, 上部と下部の間にベアリングがあり, 上部 (吹雪計取り付け部) の首が自由に回るように

図 2 捕雪袋型吹雪計. 吹雪計 (A) と固定金具 (B). (C) 部分の内部にベアリングがあり風上に開口部が向く.

図 3 風速と飛雪流量の観測状況. 高さ 0.15 m, 0.6 m, 1.2 m, 2.4 m で計測.

なっている. 吹雪計を固定器具上部に設置すると, 吹き流しの原理で, 開口部が風上に向くようになっていく (図 2). 観測に先立ち, 吹雪計の質量を測定しておく. また, 固定器具の下部を適当なポールに固定する. この時, 吹雪計の中心が目的の高さとなるようにする. 観測ではまず, 吹雪計を固定器具の上部にはめ込んだ後, 吹雪計の蓋を開け, 計時を始め 5 分後に蓋を閉め計時を終える. 次に, 外側に付着した雪を払い落とした後, ネット内の雪粒子が昇華しないように, 速やかに吹雪計の質量を測定する. この質量から, 事前に

表 1 飛雪と気象観測項目.

観測要素	高さ(m)	測定対象時間	測定装置・手法
飛雪流量	0.15	1回につき 5 分間の計測	捕捉袋型吹雪計
風速	0.15, 0.6, 1.2, 2.4	10 分 (平均値)	三杯式風速計 (牧野応用測器製 AF750P)
降雪強度		飛雪流量の測定毎	目視で降雪強, 降雪弱, 降雪なしの 3 段階に判別

表 2 観測日・時間と気象状況.

観測日・観測時間帯	高さ 1.2m の風速(m/s)	降雪強度	気温*
2004/02/05 8:50-10:46 15:32-16:42	5.2~7.5	降雪なし ~降雪強	-2.5~-3.6°C
2004/02/23 10:00-11:55 13:34-15:05	5.0~9.0	降雪なし ~降雪弱	-2.9~-4.7°C
2004/03/01 9:00-15:25	4.6~9.0	降雪弱 ~降雪強	-3.6~-6.0°C

*石狩アメダスのデータ

測定しておいた吹雪計の質量を差し引いたものが, 捕捉した雪粒子の質量となる. 捕捉した飛雪の質量を, 蓋を開けていた時間と吹雪計開口部の断面積で割ると飛雪流量 (補正前) が得られる. 捕捉袋型吹雪計を使う場合は, 捕捉率を考慮する必要がある. ここでは, 竹内・福沢 (1976) より捕捉率を 0.85 とし, 飛雪流量 (補正前) を捕捉率で除した値を, 解析で用いる飛雪流量とした.

また, 高さ 0.15 m, 0.6 m, 1.2 m, 2.4 m で三杯式風速計 (牧野応用測器社製 AF750) により風速 (10 分平均値) を計測した. また, 降雪強度として, 現地で目視観測を行い, 降雪無し, 降雪弱, 降雪強の 3 段階に区分した. これらの観測要素と観測手法を整理して表 1 に示す. また, 観測状況を図 3 に示す.

観測は, 2004 年 2 月 5 日, 23 日, 3 月 1 日の 3 日間, 計 47 回測定を実施した. 観測期間中の気象概況を示すため, 観測日および時間帯, 高さ 1.2 m の風速, 目視による降雪強度, および気温 (観測箇所の西南西約 8 km に位置する石狩アメダスのデータ) を表 2 に整理した.

3.3 調査結果

3.3.1 高さ 10 m での風速と飛雪空間密度

上記の野外観測で得られたデータを用いて, 基

準高さ Z_L [m s^{-1}] での飛雪空間密度 N_L [g m^{-3}] と高さ 10 m での風速 V_{10} [m s^{-1}] との関係を求める.

解析では鉛直方向に風速の対数分布式 (式 (7)) が成り立つと仮定し, 高さの異なる 4 点の風速の計測値を用いて, 式 (7) を変形した式 (7') に近似を行い, 表面粗度 Z_0 [m] (風速 0 m s^{-1} となる高さ), 摩擦速度 U_* [m s^{-1}] を定める. さらに, その結果から外挿して高さ 10 m での風速を求めた (図 4).

$$V_z = \frac{U_*}{k} \ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) \quad (7)$$

$$\ln Z = \frac{k V_z}{U_*} + \ln Z_0 \quad (7')$$

ここで, V_z : 高さ Z での風速, k : カルマン係数 ($=0.4$) である.

以下では, 高さ 0.15 m の飛雪空間密度 $N_{0.15}$ ($=N_L$) [g m^{-3}] の計測値と外挿して求めた高さ 10 m の風速 V_{10} [m s^{-1}] を比較した結果を示す. ところで, 雪面に衝突した雪粒子が雪面の粒子を

図 4 表面粗度 Z_0 と高さ 10 m での風速 V_{10} の求め方の例. 風速の垂直分布式 (式 (7')) に風速の実測値を近似させて得られた直線から外挿によって表面粗度 Z_0 と高さ 10 m での風速 V_{10} を求める. 2004 年 2 月 23 日 10:00~11:55 に飛雪流量の測定を行った時に計測した風速の例.

たたき出すことで, 吹雪が発達することを考慮すると, 降雪の強い場合は, 同じ風速でも $N_{0.15}$ が大きくなると考えられる. そこで, 目視による観測に基づき降雪が強い場合と, 降雪が弱いもしくは降雪が無い場合の 2 条件に分けて, $N_{0.15}$ ($=N_L$) の計測値と高さ 10 m の風速 V_{10} [m s^{-1}] の関係を散布図に示し (図 5), 上記の 2 条件毎に近似式を求め, 以下の結果を得た. なお, 後述する視程推定値の計算においては降雪強度が 0.5 cm h^{-1} を超える場合を, 降雪が強いとし, 降雪強度が 0.5 cm h^{-1} 以下の場合を, 降雪が弱いもしくは無いとした.

降雪が強い場合

$$N_{0.15} = 0.116 \cdot \exp(0.309 \cdot V_{10}) \quad [\text{g m}^{-3}] \quad (8a)$$

降雪が弱い, もしくは無い場合

$$N_{0.15} = 0.021 \cdot \exp(0.401 \cdot V_{10}) \quad [\text{g m}^{-3}] \quad (8b)$$

3.3.2 摩擦速度と風速の関係

次に, 摩擦速度 U_* [m s^{-1}] と高さ 10 m の風速 V_{10} [m s^{-1}] の関係を調べた. 前述の通り, 松沢・竹内 (2002) では, 表面粗度が一定と仮定して, 式 (4) を採用したが, 吹雪が強まるに従い, 表面粗度が増加すると考えられる. そこで, まず, 表面粗度と風速の関係を調べる.

図 6 は風速の対数分布式 (式 (7)) が成り立つとして, 高さの異なる 4 点の風速の測定値から求めた表面粗度 Z_0 と, 外挿して求めた高さ 10 m の風速 V_{10} との関係を表したものである. 図より, 点線で括った観測結果を除くと, 風速が増加するに従い, Z_0 が増加する傾向にあることがわかる. なお, 線で括ったデータは, 3 月 1 日の午後に測

図 5 飛雪空間密度 (高さ 0.15 m) と風速 (高さ 10 m) の関係.

定されたもので、強い降雪時もしくはその直後の値である。これらの表面粗度の値が小さくなっているのは、降雪によって、積雪表面が滑らかになったためと考えられる。

Tabler (1980) や, Pomeroy and Glay (1990) は、風速が増加するに従い、 Z_0 が増加する現象を考慮して摩擦速度 U_* [m s^{-1}] を高さ 10 m の風速 V_{10} [m s^{-1}] のべき乗式で表した。

本研究でも、これらの研究に習い、べき乗式で近似することにする。図 7 は、高さの異なる 4 点

の風速から求めた摩擦係数 U_* と、外挿して求めた高さ 10 m の風速 V_{10} [m s^{-1}] の関係を表した結果である。このグラフから、関係式を求めると

$$U_* = 0.0274 \cdot V_{10}^{1.13} \quad (9)$$

となる。図 7 には、式 (4) も合わせて記した。これによると、式 (9) は式 (4) に比べ、風速の大きい領域で値がやや大きいものの、両者には大きな違いはないことが分かる。

図 6 高さ 10 m の風速と表面粗度との関係。丸で囲った点は、2004 年 3 月 1 日で、強い降雪を伴った吹雪時、またはその直後に観測されたデータである。

図 7 高さ 10 m の風速と摩擦速度の関係。点線は Tabler (1980)、一点鎖線は Pomeroy and Gray (1990) が、それぞれ北米での調査から得られた関係式。細実線は Matsuzawa *et al.* (2005) で用いた関係式。太実線は、本研究の測定値から得た回帰式。それぞれの関係式は図中に示した。

4. 視程推定精度の評価

4.1 視程推定精度の評価方法

次に、式 (8) と式 (9) を用いて、松沢・竹内 (2002) の視程推定手法を改良し、その結果得られた視程推定値の精度を評価する。

評価に当たっては、松沢・竹内 (2002) の視程推定手法の推定精度を評価した Matsuzawa *et al.* (2005) に習い、視程推定値と、視程実測値の比較を行った。視程推定値は、石狩川の河川敷にある石狩吹雪実験場で観測した風速と気温、および、(財)日本気象協会北海道支社が提供している 1 km メッシュ (JW1M) の時間降雪量を、前述の視程推定手法に適用して求めた。また、視程実測値は石狩吹雪実験場で透過型視程計を用いて観測したデータを用いた。気温と視程は高さ 2 m、風速は高さ 10 m で、いずれも 10 分平均値を得ている。一方、降雪強度は 1 時間値のデータである。このため、10 分値の視程値を推定する場合は 1 時間値を按分して得た値を 10 分値の降雪強度として用いた。また、1 時間値の視程値を推定する場合は、気温、風速および視程の 10 分値で時間平均を取り、1 時間値とした。

視程推定精度の評価方法を次に述べる。まず、視程推定値と視程実測値を、100 m 未満、100～200 m、200～500 m、500～1000 m、1000 m 以上の 5 段階に分けた 5×5 分割表を作成した (表 3)。この分割表において、視程推定値と実測値が同じカテゴリだった場合を「適中」とした。また、推定値が安全側に (実測値より視程の小さい側に) 1 カテゴリはずれても、ドライバーへの視程情報としては有効と考え、視程実測値のカテゴリに対して視程推定値が 1 カテゴリ小さな場合ま

で含めたものを「広義の適中」とした。また、実測値のカテゴリより2カテゴリ以上、推定値のカテゴリが大きかった場合を「見逃し」とした。各々の出現回数を出現回数の総和で除した数値をそれぞれ適中率 (PPC: Perfect Percent Correct), 広義の適中率 (PC: Percent Correct), 見逃し率 (PM: Percent Missed) と定義し評価を行った (表3)。

5×5 分割表での評価に加え、スレットスコアを用いた検証も行った。スレットスコアとは、出現確率が小さくかつ重要度の高い現象を予測する手法の精度評価に用いられる指標である (菊地原, 1988)。ここでは、視界不良時の走行に影響が出はじめる視程 200 m 未満 (福沢ら, 1998) を重要度の高い事象と考え、表4のような2×2 分割表を与えた。この時、スレットスコア (TH) は、 $TH = N11 / (N11 + N12 + N21)$ で与えられる。

4.2 視程推定精度の評価結果

始めに改良前の視程推定手法の推定精度の評価を行った、Matsuzawa *et al.* (2005) の評価結果を示す。

Matsuzawa *et al.* (2005) では、2002 年 12 月から 2003 年 2 月の 3 ヶ月で、気温が -2°C 以下かつ風速が 8.5 m s^{-1} 以上である時間帯が多く、かつ視程 200 m 未満になった時間帯を有する日、全 16 日を抽出し、視程推定精度の評価対象日とした。

なお、降雪粒子の落下速度を考慮した (式 (6) を導入した) 効果も確認する必要があるが、本研究では、式 (8)、式 (9) を導入することによる視

程推定精度の向上効果のみを検討する。これは、今回の解析対象日においては、式 (6) の導入効果が現れる風速 2.0 m s^{-1} 以下のデータがほとんど無いことや、この様な弱風の場合は、視程が 100 m を下回るような著しい視程障害が発生することは比較的少ないと考えられること、および、比較検証の対象とした透過型視程計の弱風時におけるデータ精度が十分に確保されていないことによる。

表5は10分値での視程推定値と視程実測値との5×5 分割表である。表5より、適中率が36%、広義の適中率が71%、見逃し率が0%で、スレットスコアは、0.29であった。同様に、1時間値では、適中率が38%、広義の適中率が79%、見逃し率が0%、スレットスコアが0.45という結果を得た (表6)。

次に、本研究で改良された視程推定手法を用いて視程を計算し、その結果と視程の実測値を比較する。

式 (3) に与える N_t と U_* は式 (8)、式 (9) により求める。なお、式 (8) の降雪強度による条件分けに関しては、1 km メッシュ (JW1M) の降雪強度 (時間降雪量) が 0.5 cm h^{-1} を超える場合は式 (8a) を、 0.5 cm h^{-1} 以下の場合は式 (8b) を適

表4 スレットスコア (TH) の定義。

		Estimated Visibility (m)		Total
		< 200	≥ 200	
Measured Visibility (m)	< 200	N11	N12	N11+N12
	≥ 200	N21	N22	N21+N22
Total		N11+N21	N12+N22	N

Threat score (TH): $TH = N11 / (N11 + N12 + N21)$

表3 5×5 分割表による適中率、広義の適中率、見逃し率の定義。

			Estimated Visibility (m)					Total
			1	2	3	4	5	
			< 100	100-200	200-500	500-1000	>= 1000	
Measured Visibility (m)	1	< 100	n11	n12	n13	n14	n15	
	2	100-200	n21	n22	n23	n24	n25	
	3	200-500	n31	n32	n33	n34	n35	
	4	500-1000	n41	n42	n43	n44	n45	
	5	>= 1000	n51	n52	n53	n54	n55	
Total								n

適中率 (PPC) = $(n11 + n22 + n33 + n44 + n55) / n$

広義の適中率 (PC) = $(n11 + n22 + n33 + n44 + n55 + n21 + n32 + n43 + n54) / n$

見逃し率 (PM) = $(n13 + n24 + n35 + n44 + n25 + n15) / n$

用した。なお、式 (3) における降雪強度と単位が異なるので、新雪の密度を 100 kg m^{-3} と仮定して単位換算した。

また、式 (3) に与える降雪粒子の落下速度と浮遊粒子の落下速度は、値を変えながら適中率が最も高くなるように適当に値を求め、降雪粒子の落下速度

を 1.2 ms^{-1} 、浮遊粒子の落下速度を 0.21 ms^{-1} とした。今回の視程推定で用いた値と、Matsuzawa *et al.* (2005) で用いた値を比較したものを整理し表 7 に示す。

本研究で改良を試みた視程推定手法を用いて再計算した推定視程と、実測視程を比較した結果を

表 5 松沢・竹内 (2002) の手法を用いた 10 分値による視程推定値と視程実測値の比較。

All Data (10-min data)			Estimated Visibility (m)					Total
			1	2	3	4	5	
			<100	100-200	200-500	500-1000	1000=<	
Measured Visibility (m)	1	<100	18	13	4	0	0	35
	2	100-200	45	107	29	1	0	182
	3	200-500	34	220	207	40	4	505
	4	500-1000	9	96	234	49	12	400
	5	1000=<	2	64	352	271	438	1127
Total			108	500	826	361	454	2249
			PPC: 36%		PC: 71%		PM: 0%	

表 6 松沢・竹内 (2002) の手法を用いた 1 時間値による視程推定値と視程実測値の比較。

All Data (1-hour data)			Estimated Visibility (m)					Total
			1	2	3	4	5	
			<100	100-200	200-500	500-1000	1000=<	
Measured Visibility (m)	1	<100	8	7	1	0	0	16
	2	100-200	21	34	10	0	0	65
	3	200-500	3	58	44	6	0	111
	4	500-1000	0	12	40	10	0	62
	5	1000=<	0	2	38	32	47	119
Total			32	113	133	48	47	373
			PPC: 38%		PC: 79%		PM: 0%	

表 7 視程推定に用いた値の比較。

	本研究	Matsuzawa <i>et al.</i> (2005)
基準高さの飛雪空間密度 $N_t [\text{g m}^{-3}]$	<ul style="list-style-type: none"> 降雪強度 $> 0.5 \text{ cm/h}$ $N_t = 0.125 \exp(0.300 \cdot V_{10})$ 降雪強度 $\leq 0.5 \text{ cm/h}$ $N_t = 0.024 \exp(0.385 \cdot V_{10})$ 	30
摩擦速度 $U_* [\text{m s}^{-1}]$	$U_* = 0.0274 V_{10}^{1.13}$	$0.036 V_{10}$
降雪粒子の落下速度 $w_f [\text{m s}^{-1}]$	1.2	同左
浮遊粒子の落下速度 $w_b [\text{m s}^{-1}]$	0.21	0.35
降雪強度 $P [\text{cm h}^{-1}]$	気象協会の 1km マッシュ気象情報 (JW1M) より	同左
視程推定の対象高さの風速 $V [\text{m s}^{-1}]$	石狩吹雪実験場での風速の実測値から	同左

表 8 (10 分値), 表 9 (1 時間値) に示す. 表 8 の結果を Matsuzawa *et al* (2005) の改良前の結果 (表 5) と比較すると, 適中率が 36% から 50% へ, 広義の適中率が 71% から 76% に向上した. また, スレットスコア (TH) も $TH=0.29$ から $TH=0.35$ に増加した. 一方で見逃し率は 0% から 2% へ増加した. また, 1 時間値での検証に関しては, 表 9 を改良前の結果 (表 6) と比較すると, 適中率が 38% から 53% へ増加した. また広義の適中率は 79% で変わらなかったが, スレットスコアは $TH=0.45$ から $TH=0.52$ に改善された. 一方で見逃し率は 0% から 2% へ増加した.

また, 1 時間値での視程推定値と視程実測値を散布図に示した結果を図 8 に示す. 上が, 改良前の視程推定手法による結果で, 下が本研究で改良後の視程推定手法による結果である. これにおいても, 決定係数 R^2 が 0.63 から 0.66 へ増加しており, 相関が高くなっていることがわかる.

5. 考 察

前節で得られた結果で, 適中率が増加したのは, 基準高さでの飛雪空間密度を風速の関数として与えることで, 視程の良い領域で視程推定値が実測値に比べ小さく計算されるという, この視程推定手法が当初持っていた偏りが修正されたためと考えられる. 表 5 と表 8 を比較してみると, 視程 1000 m 以上の領域で, 視程推定値が視程実測値に適中するデータが増加していることがわかる. また図 8 から, 当初, 視程の高い領域で, 視程推定値が実測値より低い方に偏る傾向が見られるのに対し, 改良後では, その偏りが解消されている. すなわち, このことは, 視程推定精度向上の可能性を示すものである. しかし, その一方で, 見逃し率が増加している. このように視程推定値を小さめに計算するという誤差を解消しようとしたため, 情報としてはリスクが増加することになった. しかし, 情報を利用する目的によってリスクの許容度は異なるので, 必ずしも見逃し

表 8 本研究で改良された視程推定手法を用いた 10 分値による視程推定値と視程実測値との比較.

All Data (10-min data)			Estimated Visibility (m)					Total
			1	2	3	4	5	
			<100	100-200	200-500	500-1000	1000=<	
Measured Visibility (m)	1	<100	18	9	8	0	0	35
	2	100-200	34	109	29	8	2	182
	3	200-500	33	134	250	55	33	505
	4	500-1000	6	53	201	94	46	400
	5	1000=<	1	42	217	224	643	1127
Total			92	347	705	381	724	2249
			PPC: 50%		PC: 76%		PM: 2%	

表 9 本研究で改良された視程推定手法を用いた 1 時間値による視程推定値と視程実測値との比較.

All Data (1-hour data)			Estimated Visibility (m)					Total
			1	2	3	4	5	
			<100	100-200	200-500	500-1000	1000=<	
Measured Visibility (m)	1	<100	8	6	2	0	0	16
	2	100-200	19	33	10	3	0	65
	3	200-500	4	34	57	14	2	111
	4	500-1000	0	7	31	18	6	62
	5	1000=<	0	2	21	16	80	119
Total			31	82	121	51	88	373
			PPC: 53%		PC: 79%		PM: 2%

図 8 視程推定値と視程実測値の散布図. 上図は当初の視程推定手法で, 下図は改良された視程推定手法を用いて計算した視程推定値と, 視程実測値との比較. R^2 は決定係数で, 相関係数の二乗に相当する.

率が増加したことで改良が失敗したとして捉える必要はないと考えられる. 従来の方法に比較して, 適中率が高い一方で, 見逃し率のやや高い今回の視程推定方法と, 当初の視程推定手法のどちらを採用するかは, 許容される精度を検討して判断されるべきものである. 例えば, 気象庁の降水予測の精度検証によると, 17 時発表の今夜 (17 時~24 時) の降水の有無の予測に関しては見逃し率が 6% (平成 18 年 1 月の北海道の例) である (気象庁, 2006). この結果と単純に比較することは出来ないが, 本研究にて改良後の視程推定の見逃し率が 2% というのは, 一般のドライバーに提供される情報としては, 十分許容できる範囲であると考えても良さそうである. また, 見逃し率の増加

図 9 浮遊粒子の落下速度 w_b と降雪粒子の落下速度 w_t を変えて計算した結果. 上図(a) は, $w_b=0.35 \text{ m s}^{-1}$, $w_t=1.2 \text{ m s}^{-1}$, 下図(b) は $w_b=0.21 \text{ m s}^{-1}$, $w_t=0.8 \text{ m s}^{-1}$. R^2 は決定係数で, 相関係数の二乗に相当する.

に比べ適中率の増加が大きいことや, スレットスコアが 0.07 増加していることから, 本研究における視程推定手法の改良の効果は十分であると判断できる.

6. 議 論

第 4 章では, 式 (3) に与える降雪粒子の落下速度と浮遊粒子の落下速度の値を, 値を変えながら適中率が最も高くなるように定めた. 浮遊粒子の落下速度及び降雪粒子の落下速度が, 視程推定結果にどの程度影響を与えるかを調べるため, 以下の 2 つの条件で視程推定値と視程実測値の散布図を作成した (図 9). なお, $w_t=0.8 \text{ m s}^{-1}$ は, 椎名ら (2004) の降雪粒子の落下速度別個数分布より,

最も頻度の高い値を採用したものである。

$$a) \quad w_b = 0.35 \text{ m s}^{-1}, \quad w_f = 1.2 \text{ m s}^{-1}$$

$$b) \quad w_b = 0.21 \text{ m s}^{-1}, \quad w_f = 0.8 \text{ m s}^{-1}$$

図 9 では条件 a での結果を図 9a に、条件 b での結果を図 9b に示している。図 8 の下図と比較すると、地吹雪の発生しやすい（気温が -2°C 未満でかつ風速が 8.5 m s^{-1} 以上の時間帯を多く含む）気象条件下での視程推定においては、浮遊粒子の落下速度の影響が大きく、降雪粒子の落下速度の影響は比較的少ない傾向があることが分かる。

即ち、この視程推定手法を用いる上で浮遊粒子の落下速度については、吟味が必要と考えられる。ところで、本研究で改良した視程推定手法の精度を検証する過程で得られた浮遊粒子の落下速度は、 0.21 m s^{-1} であった。これは、従来の視程推定手法で用いた値 0.35 m s^{-1} に比べかなり小さい。この理由としていくつか考えられる。

1 つには、浮遊している雪粒子の多くが新雪であることが考えられる。Budd (1966) によると、雪粒子の落下速度は、粒径だけでなく雪の粒子形にも影響を受ける。代表直径を $D[\text{mm}]$ とすると、球形粒子の落下速度が $3.88D[\text{m s}^{-1}]$ であるのに対し、不規則形の粒子の落下速度は $2.44D[\text{m s}^{-1}]$ となる。直径 0.1 mm を当てはめると、後者の場合の雪粒子の落下速度は 0.24 m s^{-1} であり、比較的近い結果が得られる。

2 つには、Budd (1966) によると、高さ 0.125 m 以上では飛雪粒子の粒径分布の違いは小さく、高さ 0.125 m （基準高さ Z_L と見なす）での飛雪粒子の落下速度は $0.30 \sim 0.38 \text{ m s}^{-1}$ であった。このデータを元に Matsuzawa *et al.* (2005) では、松沢・竹内 (2002) の視程推定手法の適用に際して高さによる飛雪粒子の落下速度の違いは無視できるとした。しかし、Budd (1966) の粒径分布のデータは、南極における、風速が強い条件下でのものと考えられる。事実、Budd (1966) の別の観測によると、高さ 10 m での風速が 20 m s^{-1} 以上の場合、高さによる飛雪粒子の落下速度の差異は少ない一方で、高さ 10 m の風速が $10 \sim 15 \text{ m s}^{-1}$ の条件では、高さ $0.5 \sim 2.0 \text{ m}$ での飛雪粒子の落下速度は、 $0.13 \sim 0.23 \text{ m s}^{-1}$ であり、高さ 0.125 m の飛雪粒子の落下速度 $0.30 \sim 0.31 \text{ m s}^{-1}$ に比べてかなり小さい。即ち、風速が $10 \sim 15 \text{ m s}^{-1}$ より弱い場合

は、大きな雪粒子が巻き上げられにくくなるため、高さ $0.5 \sim 2.0 \text{ m}$ では落下速度の遅い小さな雪粒子が相対的に多く含まれることを示している。

第 4 章の視程推定精度の評価で用いたデータは、吹雪の発生した時間帯を含むように解析対象日を選定しているものの、表 5～8 から分かるように、視程が 1000 m を越えるような、吹雪の発生していない時間帯も含まれている。また、これらの吹雪の発生した解析対象日でも、風速が 15 m s^{-1} を越えるデータは少なかった。従って、Budd (1966) の観測時と異なり、大きな雪粒子は浮遊し難くなり、高さ $1 \sim 2 \text{ m}$ においては、相対的に小さな雪粒子が多く浮遊しているものと考えられる。その結果、浮遊粒子の落下速度 w_b が、当初の手法で与えた $w_b = 0.35 \text{ m s}^{-1}$ より小さくなったと考えられる。

3 つめには、静止流体中の雪粒子の落下速度と乱流状態での雪粒子の落下速度が異なる可能性が上げられる。例えば Lehning *et al.* (2000) によると、乱流中の雪粒子の落下速度 w_s は、静止流体中の雪粒子の落下速度 w_{s0} と乱流の運動エネルギー e を用いて、次式で示され、静止流体中の落下速度より小さくなる。

$$w_s = w_{s0} - \sqrt{\frac{2}{3}e} \quad (10)$$

他にも Businger (1965) は、数値計算により、静止大気中の雪粒子の落下速度が 0.5 m s^{-1} の場合、 30 m s^{-1} 程度の風速下では、落下速度が 0.2 m s^{-1} に減少すると述べている。また Wang and Maxey (1993) は、雪粒子を対象としたものではないが、等方性乱流中の粒子の落下速度が、静止流体中に比べて小さいという結果を示している。Xiao *et al.* (2000) は、吹雪のシミュレーションモデルを検討する過程で、雪粒子の終端落下速度に対する乱流中の落下速度の比が 0.2 の場合に、実際の現象を良く表すことを示した。さらに、Bintanja (2001) は、雪粒子と空気が混合して流れる乱流中では、雪粒子に式 (11) で示す浮力が働くことを示している。

$$B_n = \frac{g}{\rho_s} \left(\frac{\rho_s}{\rho_a} - 1 \right) (\overline{N'w'}) \quad (11)$$

ここで, B_n : 浮遊粒子に働く浮力, g : 重力加速度, ρ_s : 氷の密度, ρ_a : 空気密度, $(N'w')$: 乱流による飛雪の上向きのフラックス.

いずれも, 乱流中の落下速度が静止流体中の終端落下速度より小さいことを示すものである.

一方, Takahashi *et al.* (1984) は南極で, 積雪内の雪洞から雪面上に筒を貫通させ, 筒内に落ちてくる雪粒子の落下速度を計測し, $0.3 \sim 0.9 \text{ ms}^{-1}$ という結果を得た. これは静止流体中の雪粒子の落下速度と見なすことができ, Budd (1966) の結果から採用した, $w_b = 0.35 \text{ ms}^{-1}$ を裏付ける. しかし, 式 (10) などより乱流大気中での雪粒子の落下速度は, これらの静止流体中の終端落下速度よりも小さくなるはずである. 本研究では, 高い地吹雪が断続的に発生する条件である風速 8.5 ms^{-1} 以上の時間帯の多い日を選んでいことから, 乱流状態のデータが多く含まれていると見なすことができるので, $w_b = 0.35 \text{ ms}^{-1}$ (静止大気中での浮遊粒子の落下速度と考えられる) よりも, 小さい落下速度で視程推定精度の適中率が最も高くなったことは妥当なものと考えられる.

ところで, 式 (10) では, 乱流エネルギーが増加するほど (即ち風が強くなるほど) 浮遊粒子の落下速度は小さくなる. これは, 前述した 2 番目の理由と矛盾する. これについては次のように考えることができる. 浮遊粒子の粒径分布が同じ場合には式 (10) で示されるように, 風速が増加するに従い浮遊粒子の落下速度が小さくなる. しかし, 強風によって比較的大きな雪粒子までが浮遊を始め, 浮遊粒子の粒径分布が変わり, 平均の粒径が増加して, 落下速度が大きくなる. 即ち, 単に風速が強くなったから落下速度が増加する (減少する) とは言えず, 様々な要因が浮遊粒子の落下速度に影響を与え, その時の条件によって最も支配的な要素が浮遊粒子の落下速度を決定していると考えられる.

このように, 吹雪の浮遊粒子の落下速度については, 複雑な要素が絡んでおり, 今後の研究が必要と考えられる.

7. まとめと今後の課題

飛雪流量と風速を屋外で観測し, 観測データより, 基準高さ (0.15 m) の飛雪空間密度 N_t と高さ

10 m の風速 V_{10} との関係式, および, 摩擦速度 U_* と高さ 10 m の風速 V_{10} との関係式を導いた. これらの関係式を用いて, あらためて気象データから視程を推定し, 視程実測値との比較を行って視程推定精度の検証を行った. 5×5 分割表, および視程 200 m を境界とするスレットスコア (TH) による評価の結果, 1 時間値で適中率が 38% から 53% へ増加した. また広義の適中率は 79% で変わらなかったが, TH は 0.45 から 0.52 に改善された. 見逃し率は 0% から 2% へ増加しているが, この見逃し率の 2% という値は, 一般のドライバーが参考にする情報としては, 十分許容できる値と考えられる. さらに, 適中率やスレットスコアは大きく改善されていることから, 本研究で行った視程推定手法の改良の効果は十分にあると判断できる.

一方, 議論で述べたように, 浮遊粒子の落下速度に関しては, さらなる検討が必要である. 乱流の強さによって浮遊粒子の落下速度が異なるのであれば, 例えば, 風の強さに応じて, 浮遊粒子の落下速度を変えるなどの方法を採用するなどの改良も可能と考えられる. また, 第 3 章において, 風速が 15 ms^{-1} を越える条件下での観測データは得られなかったが, 第 4 章では風速が 15 ms^{-1} 以上の条件でも, 式 (8), 式 (9) を適用している. この点を確かなものにするため, 風速が 15 ms^{-1} を越える条件下での観測データの追加が必要と考えられる. さらに, 今回の研究では 10 分および 1 時間の平均的な視程を対象にしている. これは, 容易に入手できる気象データの活用を前提にしていることや, 時々刻々と変動する莫大な視程情報が与えられても, 人間自身が処理できる情報量には限りがあることを考えると概ね適切なものといえる. しかし, 突発的な視程の低下が, 吹雪時の運転に障害を与える大きな要因の一つと考えられることから, ガストファクターを考慮した風速を用いるなど, ドライバーの感覚に近い視程の表現方法 (平均値が良いのか瞬間値が良いのか, また評価時間はどの程度を取れば良いのか等) を明らかにして, それに沿った視程の推定が必要と考えられる.

これらについては, 今後の課題であり, 引き続き研究に取り組みたいと考えている.

謝 辞

(財)日本気象協会北海道支社の岡村智明氏には、石狩吹雪実験場を含むエリアの1 km メッシュの降雪強度のデータを提供していただきました。同じく、(財)日本気象協会北海道支社(当時)の西村満氏には、飛雪流量観測についてお手伝いいただきました。また、(株)雪研スノーイーターズの竹内政夫博士、(財)日本気象協会北海道支社の石本敬志博士には、本論文について議論いただきました。更に匿名の査読者には有意義な指摘を頂きました。これらの皆様に感謝の意を記します。

文 献

- Bagnold, R.A., 1954: The physics of blown sand and desert dunes. New York, Dover Pub., 265 pp.
- Bintanja R., 2001: Buoyancy effects induced by drifting snow particles. *Annals of Glaciology*, **32**, 147-152.
- Budd, W.F., 1966: The drifting of nonuniform snow particles. *American Geophysical Union Antarctic Research Series*, **9**, 59-70.
- Businger J.A., 1965: Eddy diffusion and settling speed in blowing snow. *J. Geophys. Res.*, **70**, 3307-3313.
- 福澤義文・加治屋安彦・金子 学・丹治和博・金田安弘, 1998: 吹雪時における多重衝突事故の発生要因とその対策について(第2報) —平成10年1月7日における札幌圏の事故事例解析から—, 寒地技術論文・報告集, **14**, 49-56.
- 菊地原英和, 1988: 気象予測の検証と評価. 気象研究ノート, 日本気象学会, **161**, 191 pp.
- 気象庁, 2006: 天気予報の検証結果(平成18年1月). http://www.data.kishou.go.jp/yohou/kensho/HPdata0601/zc_0601.html.
- Lehning, M., Doorschot, J., Radarschall, N. and Bartelt, P., 2000: Combination snow drift and SNOWPACK models to estimate snow loading in avalanche slopes. *Snow Engineering —Recent Advances and Development*, edited by Hjorth— Hansen E. *et al.*, Rotterdam, Balkema, 456 pp.
- 松沢 勝・竹内政夫, 2002: 気象条件からの視程を推定する手法の研究. 雪氷, **64**, 77-85.
- Matsuzawa, M., Kajiya, Y., Suzuki, T. and Saka N., 2004: Visibility estimation in snowstorm and the effects of snowstorm information on transportation behavior. *Proceedings on 10th world congress on Intelligent Transport Systems(CD-ROM)*, Nagoya, 18-22 October 2004.
- Matsuzawa, M., Kajiya, Y. and Takeuchi, M., 2005: The development and validation of a method to estimate visibility during snowfall and blowing snow. *Cold regions science and technology*, **41**, 91-109.
- 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.
- Pomeroy, J.W. and Gray, D.M., 1990: Saltation of snow. *Water Resource Research*, **26**, 1583-1594.
- 椎名 徹・石坂雅昭・村本健一郎・中井専入・佐藤篤司・岩本勉之, 2004: 画像処理手法を用いた自動観測による降雪粒子の同定について その1 粒径および落下速度計測の画像解析手法について. 雪氷, **66**, 637-646.
- Tabler, R.D., 1980: Self-similarity of wind profiles in blowing snow allows outdoor modeling. *J. Glaciology*, **26**, 421-434.
- Takahashi S., Ohmae H., Ishikawa M., Katsushima T. and Nishio, F., 1984: Some characteristics of drifting snow at Mizuho Station, East Antarctica 1982, *Mem. National Inst. Polar Res., Special Issue*, **34**, 122-131.
- 竹内政夫, 1980: 吹雪時の視程に関する研究. 土木試験所報告, **74**, 31 pp.
- 竹内政夫・福澤義文, 1976: 吹雪時における光の減衰と視程. 雪氷, **38**, 165-170.
- Wang L. and Maxey M.R., 1993: Settling velocity and concentration distribution of heavy particles in homogeneous isotropic turbulence. *J. Fluid Mech.* **256**, 27-68.
- Xiao J., Bintanja R., Dery S.J., Graham M.W. and Taylor P.A., 2000: An intercomparison among four models of blowing snow. *Boundary-Layer Meteorology*, **97**, 109-135.

Improving visibility estimation under snowstorm

Masaru MATSUZAWA¹⁾

*1) Snow and Ice Research Team, Civil Engineering Research
Institute for Cold Region, Public Works Research Institute
1-3-1-34 Hiragishi, Toyohira-ku, Sapporo 062-0931, Hokkaido*

Abstract: This paper proposes an improved method for estimating visibility under snowstorm. The method extends that developed by Matsuzawa and Takeuchi (2002), by incorporating additional weather data. Snowfall intensity, wind velocity, and mass flux of snow were measured under snowstorm, and equations describing the relationship between wind velocity and snow concentration, and that between wind velocity and friction velocity were obtained. The equations were incorporated into the visibility estimation method of Matsuzawa and Takeuchi (2002). Visibility was estimated using weather data obtained by field surveys conducted at the Ishikari Blowing-Snow Test Field. Measured and estimated visibility were each divided into five categories. A correct estimation was defined as agreement between estimated and measured visibility categories. The perfectly percent correct, which is a percentage of the number of correct estimations to the number of all estimations, was calculated for the hourly visibility observation data. The improvements raised the perfectly percent correct to 50% from 36%.

(2006 年 8 月 10 日受付, 2006 年 9 月 27 日改稿受付, 2006 年 10 月 4 日受理, 討論期限 2007 年 7 月 15 日)