

論文

季節積雪の固有透過度と微細構造に関する諸因子との関係

荒川 逸人¹⁾, 和泉 薫²⁾, 河島 克久²⁾, 石井 吉之³⁾

要 旨

積雪の固有透過度は積雪内の流体の移動を論じる上で非常に重要なパラメータの一つである。これまでに、固有透過度は実験的に密度と平均粒径(円相当径)に関連づけられているが、対象となる雪質がしまり雪に限定されている。本研究では、粒径や間隙といった微細構造と固有透過度との関係を他の雪質にも拡張することを目的として、様々な雪質の季節積雪(密度 $91 \sim 492 \text{ kg m}^{-3}$ の乾雪)について、通気度を測定し固有透過度を求めた。さらに、片薄片試料も作成し、Run-Length 法によって平均粒径や平均間隙幅を求めた。その結果、固有透過度はこれらの物理量単独では有意な関係がみられなかった。しかし、固有透過度は理論的に粒径の2乗と関係があることを利用すると、その係数が密度と関係があることが実験的に求められ、雪質によらない一つの関係式が求められた。一方、円管モデルによって、間隙の特徴量の一つである迂回率を試算したところ、間隙率や比表面積の測定値を利用して算出された迂回率は大きくばらついた。雪質別迂回率の平均値は定性的には妥当と考えられたが、定量的な評価は今後の課題となった。

キーワード: 固有透過度, 粒径, 間隙幅, Run-Length 法, 迂回率(屈曲率)

Key words: intrinsic permeability, grain size, pore size, run-length method, tortuosity

1. はじめに

固有透過度 k は、多孔質体である積雪の通気度 B や水理伝導度(飽和透水係数) K_s から、流体の性質を取り除いた物理量(次元: $[\text{L}^2]$)であり、多孔質体の形状に依存し、流体の通過しやすさを示す。そのため、積雪内の対流、大気-積雪の物質移動、融雪水の浸透などの重要な物理過程を支配する物理量である。積雪内の対流は温度勾配と密接な関係があり積雪の変態に大きく関わる。大きな温度勾配の下では骸晶形のしもざらめ雪が成長する(Akitaya, 1974)。極地の氷床コアに含まれる化学物質から古気候を復元するには、大気中の物質が積雪に取り込まれる過程を知ることが必要で

あり固有透過度が測定されている(Albert *et al.*, 2000; Luciano and Albert, 2002)。固有透過度は構造依存性が高い物理量であるため、積雪の微視的な構造(微細構造)を解明しようとする研究も多い。Conway and Abrahamson (1984) は、固有透過度を積雪構造の指標と考え、固有透過度が減少するときは等温変態過程と圧密を示し、固有透過度が増加するときは温度勾配変態過程であるという事例を示した。Hardy and Albert (1993) は、片薄片画像から平均間隙幅(Mean pore intercept length)を求め、融解を受けていない雪質に関しては固有透過度にとって有効な指標になりうると主張したが、十分なデータが示されなかった。Jordan *et al.* (1999) は、理論的に固有透過度と毛管上昇高との関係を導いたが、対象となる雪質はしまり雪だけであった。

筆者らは固有透過度 k と質量比表面積 SSA_m (荒川ら, 2009)を用いた雪質の定量的評価方法を提案している(荒川ら, 2006; Arakawa *et al.*, 2009)。

1) 野外科学株式会社

〒065-0043 札幌市東区苗穂町12丁目2番39号

2) 新潟大学災害復興科学センター

〒950-2181 新潟市西区五十嵐2の町8050

3) 北海道大学低温科学研究所

〒060-0819 札幌市北区北19条西8丁目

固有透過度は間隙の性質を, 比表面積は粒子の性質を定量的に表すと考えられ, SSA_m-k 散布図上で雪質が明確に区分できるという方法である. しかし, この散布図上における雪質を区分した線の物理的な意味を明確にする必要があり, これを解決するためには, 固有透過度や比表面積を微細構造と関連づけるといった課題が残されていた. 質量比表面積 SSA_m に積雪の乾き密度 ρ_s (以下, 密度) を乗じた体積比表面積 SSA_v と微細構造との関係は荒川ら (2009) によって明らかにされた. 固有透過度については, Shimizu (1970) による実験式,

$$k = 0.077 D_0^2 e^{-0.0078 \rho_s} \quad (1)$$

がよく知られている. ここに, D_0 は平均粒径 [mm], ρ_s は密度 [kg m^{-3}] である. しかしながら, この式は, しまり雪のデータから関係づけられたために, 他の雪質では合わないことが報告されている (Sommerfeld and Rocchio, 1993; Rick and Albert, 2004). 本研究の目的は, 季節積雪の代表的な雪質に利用できるように, 固有透過度と微細構造との関係を明らかにすることである.

2. 観測地点と観測方法

2.1 積雪試料

2005/06~2007/08 冬期の北海道内各地と 2005/06 冬期の富山県室堂平において通気度の現地観測および積雪試料採取をおこなった. 表 1 に示したように, 密度は $91 \sim 492 \text{ kg m}^{-3}$ ですべて乾き雪であった. 通気度の測定方向は浸透や対流といった現象を考えたときに大切な鉛直方向とし, 片薄片試料の観察面は積雪状態での水平面とした.

表 1 使用した積雪試料の雪質・密度範囲・試料数.

雪質	密度 ρ_s kg m^{-3}	試料数
新雪	91 ~ 161	3
こしまり雪	114 ~ 296	23
しまり雪	160 ~ 494	21
こしもざらめ雪	133 ~ 456	30
しもざらめ雪	176 ~ 408	49
ざらめ雪	318 ~ 492	18
全体	91 ~ 492	合計 : 144

2.2 固有透過度の算出方法

固有透過度 k は積雪の通気度測定をおこなうことで求められる. 図 1 に示すように, 通気度計は Shimizu (1970) を参考に二重管式通気度計を製作した. 図 1 は Arakawa *et al.* (2009) の図を改変したものである. 積雪試料に強制的に空気を流し, 低い比流束の下で, 外管と内管との圧力差を 0 に調整すると層流が仮定される. すなわち, 試料管と積雪試料との隙間による測定誤差を取り除くことができるため, 測定方法として広く採用されている (例えば, Rick and Albert, 2004; Arakawa *et al.*, 2009). この時, 比流束 q [m s^{-1}] と圧力勾配が比例関係となる Darcy の法則が成り立つ.

$$q = \frac{Q}{A_s} = B \frac{\Delta P}{L_s} \quad (2)$$

ここに, Q は流量 [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$], A_s は試料測定部分の断面積 [m^2], ΔP は試料両端の圧力差 [Pa], L_s は試料長さ [m] で, 比例定数 B が通気度 [$\text{m}^2 \text{Pa}^{-1} \text{s}^{-1}$] を示す. 通気度 B は多孔質体と流体の性質に依存する量であり, 次式で示される.

$$B = \frac{k}{\eta} \quad (3)$$

ここに, k は固有透過度 [m^2], η は空気の粘性係

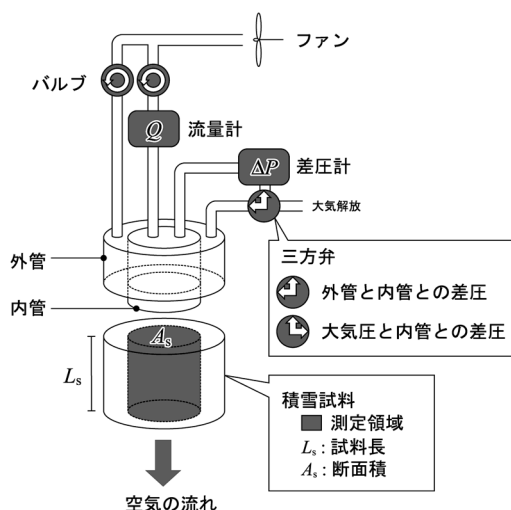


図 1 二重管式通気度計の概略図. Arakawa *et al.* (2009) を改変.

数 $[\text{Pa s}]$ である. 固有透過度 k は通気度 B に粘性係数 η を乗じて求められる. k は $[\text{L}^2]$ の次元であり, 流体に無関係で多孔質体の間隙構造などによって決まる多孔質体に固有の量であるため, 固有透過度と呼ばれる. 一方, ある温度 $T_0[\text{K}]$ の粘性係数 $\eta_0[\text{Pa s}]$ が既知であれば, 温度 $T[\text{K}]$ における空気粘性係数 $\eta[\text{Pa s}]$ は次式により求めることができる (国立天文台, 2007).

$$\eta = \eta_0 \left(\frac{T_0 + C_s}{T + C_s} \right) \left(\frac{T}{T_0} \right)^{3/2} \quad (4)$$

ここに, C_s はサザランドの定数と呼ばれ, 空気の場合 $C_s = 117$ である. 既知の温度と粘性係数は, $T_0 = 293.15 \text{ K}$ のときの粘性係数 $\eta_0 = 18.2 \times 10^{-6} \text{ Pa s}$ を利用した. 本研究では, 温度 T は測定時の気温 ($-0.1 \sim -7.9^\circ\text{C}$) を使用した.

2.3 粒径と間隙幅の測定

粒径と間隙幅の測定方法は荒川ら (2009) と同様の方法であるので, 概略を記載する. 積雪試料はフタル酸ジメチルで浸され固められた後, 低温室にて片薄片試料に整形された. 粒子と間隙を区別するために, スダンブラック B で間隙部分が着色され, 片薄片試料が撮影された. 得られた片薄片画像はコンピュータに取り込まれ, Run-length 法によって平均粒径 $D_g[\text{mm}]$ や平均間隙幅 $d_p[\text{mm}]$ が求められた. Run-length 法とは試験線が粒子や間隙を通過した距離を計測する方法である. 円形粒子を測定した場合には, 円の直径に対して $\pi/4$ (約 0.785) と過小評価となるが, 以下の 3 つの利点が考えられることから粒径計測として採用した: (1) 片薄片試料では個々の雪粒子を区別することができないことも多いが Run-Length 法であればそ

の必要がなく, 粒子や間隙の平均的な大きさを測定できる; (2) 間隙も測定でき, 粒径と間隙の比較が可能となる; (3) 粒子を等価面積の円などに置き換えると比表面積が合うように粒子数の調整が必要になるが, このような問題を扱う必要がなくなる.

3. 結果と考察

3.1 密度と固有透過度

図 2 は, 雪質別の密度 ρ_s と固有透過度 k との関係を示した結果で, 表 2 に雪質別の密度 ρ_s と固有透過度 k の測定範囲を示す. 全体的にみると, 密度増加に対して, 固有透過度が減少する傾向が見られる. 固有透過度の値は, 雪質によって大きく異なり, 特にしもざらめ雪が大きく, しまり雪が小さい. しかも, 同雪質, 同密度では測定値に 1 桁程度の幅をもつ.

図 3 は, 既往研究と本研究の比較である. 季節

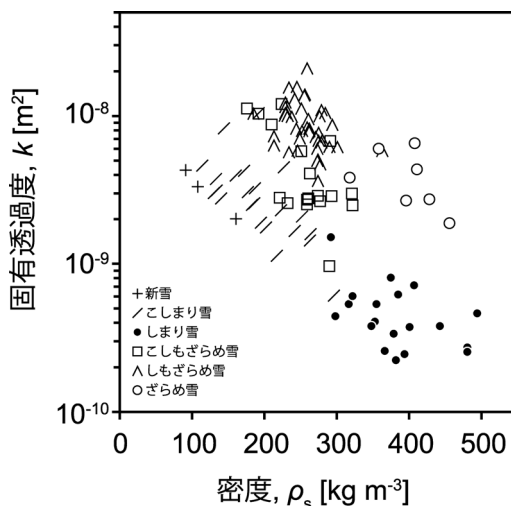


図 2 密度 ρ_s と固有透過度 k との関係 1 (測定値).

表 2 密度, 固有透過度, 平均粒径, 平均間隙幅の雪質別の測定結果.

雪質	密度 ρ_s kg m^{-3}	固有透過度 k $\times 10^{-10} \text{ m}^2$	平均粒径 D_g mm	平均間隙幅 d_p mm
新雪	91 – 161	20.2 – 43.0	0.07 – 0.16	0.52 – 1.11
こしまり雪	114 – 296	6.1 – 104.5	0.09 – 0.28	0.34 – 1.05
しまり雪	160 – 494	2.2 – 20.8	0.10 – 0.38	0.28 – 0.68
こしもざらめ雪	133 – 456	9.6 – 120.2	0.13 – 0.89	0.41 – 1.11
しもざらめ雪	176 – 408	36.3 – 209.2	0.18 – 0.62	0.62 – 2.26
ざらめ雪	318 – 492	18.8 – 65.2	0.29 – 0.89	0.35 – 1.17
全体	91 – 492	2.2 – 209.2	0.07 – 0.89	0.28 – 2.26

積雪だけでなく多年性積雪も含めた。季節積雪では、清水 (1960) の北海道でのしまり雪、黒岩 (1968) の北海道や新潟県でのしまり雪、ざらめ雪、硬化雪 (灯油による透水係数から換算)、Sommerfeld and Rocchio (1993) の Wyoming での等温変態過程の積雪、Hardy and Albert (1993) や Jordan *et al.* (1999) は北米での積雪である。多年性積雪と

しては、Albert *et al.* (2000) の南極 Siple Dome での積雪・フィルン、Greenland Summit での Luciano and Albert (2002) の深さ約 13 m までのフィルン、同じく Albert and Shultz (2002) の深さ 100 m までのフィルン、Maeno *et al.* (1978) の南極みずほ基地での氷床コア (深さ約 40 m)、山田ら (1989) の北海道大雪山ヒサゴ雪溪 (透水係数から換算)、Murakami *et al.* (1989) のネパールの Yala 氷河 (透水係数から換算) の測定範囲を示した。本研究での測定データは、季節積雪の高密度域 ($400 \sim 500 \text{ kg m}^{-3}$) のデータが少ないものの、季節積雪に関する既存研究のデータ範囲をほぼ含んでいる。多年性積雪に関しては、同密度でも測定値に 1 桁以上の大きな幅が見られる。これらの既往研究で指摘されてきたように、密度だけでは固有透過度の指標となりにくいことがわかる。

3.2 微細構造と固有透過度

図 4 は固有透過度 k と a) 平均粒径 D_g , b) 平均間隙幅 d_p との関係である。表 2 に固有透過度 k , 平均粒径 D_g , 平均間隙幅 d_p の測定範囲を示した。ざらめ雪の一部を除くと、平均粒径増加に対して固有透過度は増加傾向がみられるが、明確な傾向は掴みにくい。また、総じて間隙幅増加で固有透過度増加となっている。しかし、しもざらめ雪やざらめ雪の傾向は不明瞭である。このように、密度と同様に、平均粒径や平均間隙幅に関しても、それぞれ単独ではその指標になりにくいことが示唆される。

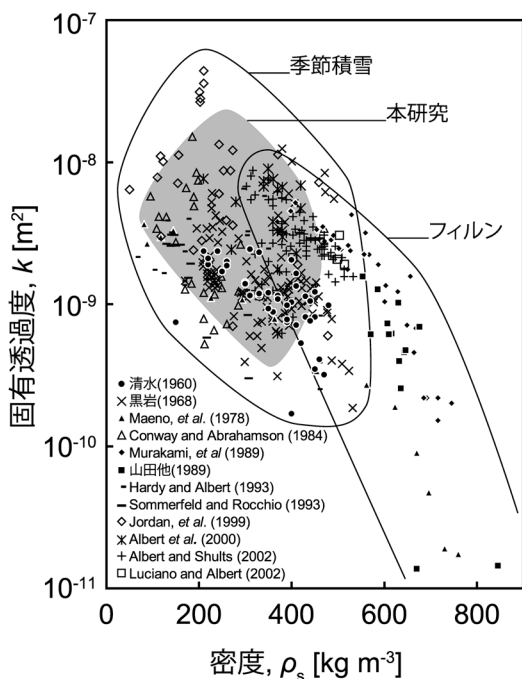


図 3 密度 ρ_s と固有透過度 k との関係 2 (既往研究と本研究との比較)。

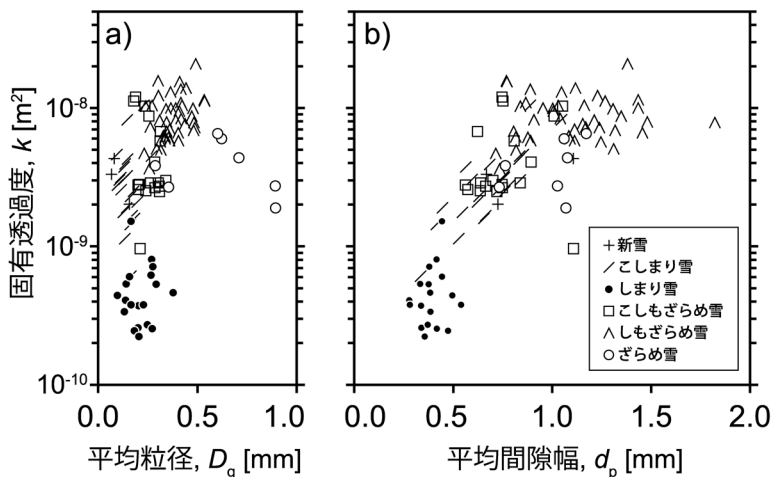


図 4 固有透過度 k と a) 平均粒径 D_g と b) 平均間隙幅 d_p との比較。

3.3 流体の抵抗としての粒子と固有透過度

球粒子の集合を仮定した多孔質体において、その中の飽和した流体にかかる力の釣り合いと、球の非圧縮性流体に対する Stokes の抵抗法則から、固有透過度は粒径の 2 乗に比例する関係が理論的に導かれることがわかっている (例えば, DeWiest, 1969). Jordan *et al.* (1999) は、これを発展させて円盤や回転楕円体などの固有透過度を導くことに成功した。すなわち、以下のように固有透過度は粒径の 2 乗で表される。

$$k = C_k D^2 \quad (5)$$

ここに、 C_k は間隙形状に関わる無次元の係数、 D は平均粒径 [mm] である。 D が大きければ間隙も大きくなり、固有透過度が大きくなることを示す。例えて言うならば、ピンポン球とサッカーボールについて同じ充填構造であった場合、間隙率は同じでも個々の間隙自体が大きくなるのはサッカーボールの方であるといった具合である。さて、式 (5) を変形すると係数 C_k は、

$$C_k = k \cdot D^{-2} \quad (6)$$

となる。これは Reduced permeability と呼ばれている (Jordan *et al.*, 1999)。ここで、図 5 に示すように、 D に平均粒径 D_g を適用し、係数 C_k と密度 ρ_s との関係を調べたところ、

$$C_k = 1.706e^{-0.0131\rho_s} \quad (R^2 = 0.8757) \quad (7)$$

が得られた。係数 C_k は乾き密度 ρ_s の指数関数で回帰され、決定係数 R^2 は約 88% と平均密度 ρ_s の寄与が充分大きい結果となった。式 (7) は、密度増加に伴って固有透過度を減少させる効果を意味する。以上より、式 (5) の D を D_g とし、 C_k に式 (7) を代入すると、

$$k = 1.706 D_g^2 e^{-0.0131\rho_s} \quad (8)$$

が得られ、固有透過度 k は平均粒径 D_g と密度 ρ_s で関係づけられた。式 (8) は式 (1) と比べると、固有透過度の増加に寄与する D_g^2 に掛かる係数は約 22 倍、

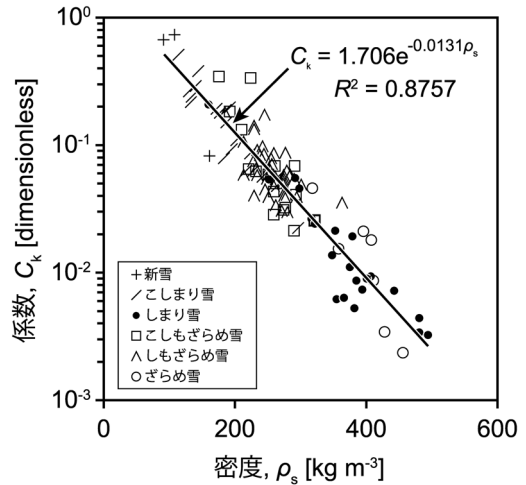


図 5 係数 C_k と密度 ρ_s との関係

固有透過度の減少に寄与する密度に掛かる係数は約 1.7 倍 (ただし、符号はマイナス) となり、密度よりも平均粒径に敏感な関係式となった。これは、Run-Length 法による粒径が「粒子の平均的な太さ」を表すことから、球形粒子を仮定した Shimizu (1970) の粒径よりも固有透過度との関連性が強くなったためと考えられる。Shimizu (1970) の粒径とは、単一径の球形粒子がランダム配列した場合に片薄片試料に現れる粒子の平均面積から算出される粒径であり、積雪密度と粒子数で定義される。Shimizu (1970) は密度の実測値と片薄片試料から得た粒子数を使って粒径を求めている。本研究でも Shimizu (1970) の粒径を求めようとしたが、粒子数を決定する際に、結合した粒子をどのように分割したらよいか、あるいは、小さい粒子をどの大きさから対象にしたらよいかなど、粒子数の決定には試行錯誤が必要となり、Shimizu (1970) の粒径を一意的に決定することができなかった。著者らの通気度計は Shimizu (1970) の設計を踏襲しており、固有透過度の値は直接比較できるものとしている。式 (1) が対象としたしまり雪に限定して関係式を求めた場合でも D_g^2 に掛かる係数は 1.544、 ρ_s に掛かる係数は -0.0130 となり、式 (8) とほとんど変わらない結果が得られた。このことも、粒径の測定方法を変えたことで係数が変わったことを示すと言える。結果として、図 6 に示すように、Shimizu (1970) の測定領域をほぼ網羅しつつ、密度範囲も拡張し、更に、

対象とする雪質を 6 種類に増やし, 雪質によらずひとつの式で表すことができた。

3.4 粒度と密度による固有透過度の推定

著者らは雪質の定量化が目標であるので, 現地観測において, 通気度計を使用しなくても式 (8) を使って固有透過度を推定することができるようになることが便利であると考えている。そこで, 現地観測による粒度を式 (8) に代入して推定された固有透過度と実測された固有透過度の比較をおこなった。粒度は幅を持って記載されることが多いため, 粒度の最大値, 最小値, 中央値を使用した。0.2mm 以下のような場合には, 便宜的に 10 分の 1 の粒径までは見えているとして最小値と中央値を与えた。試料数は 17 と少ないため, 雪質比較は

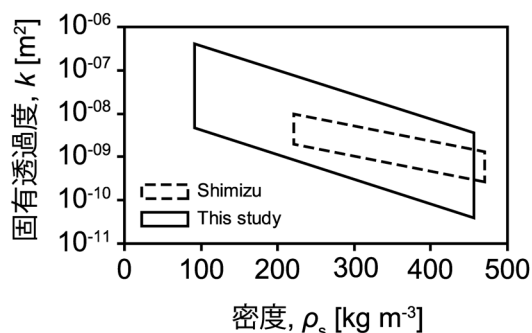


図 6 Shimizu (1970) の式と本研究で求められた式 (9) の適用範囲の比較。

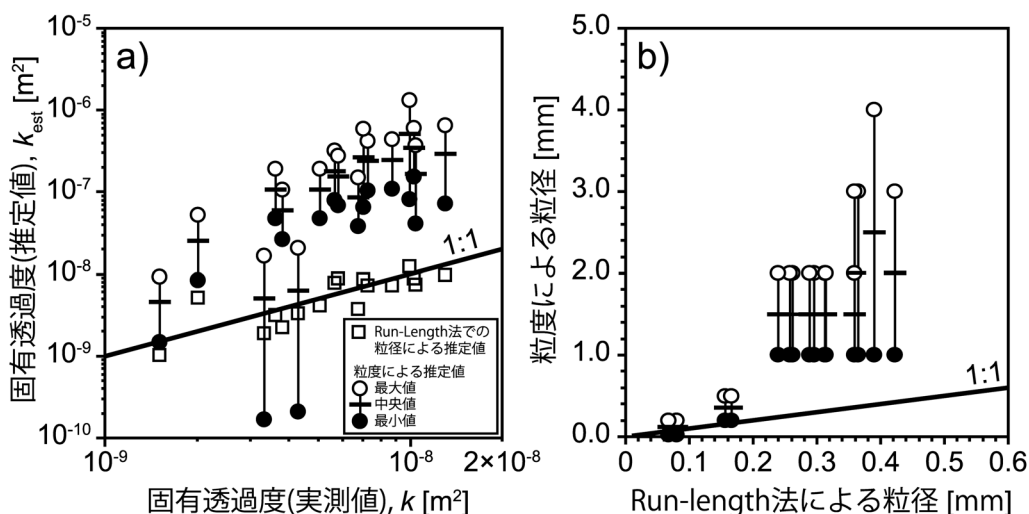


図 7 a) 固有透過度の実測値と推定値の比較。推定値は粒度観測の粒径と Run-Length 法による平均粒径を式 (9) に代入したもの。b) Run-Length 法による平均粒径と粒度観測による粒径との比較。

おこなわなかった。図 7-a に示すように, 粒度からの粒径を式 (8) に代入しても固有透過度が大きくなると実測値から離れてしまう傾向がみられた。これは, 図 7-b に示すように, Run-Length 法による粒径と粒度観測による粒径の大きさが異なることに起因している。特に粒径が大きい場合に顕著である。式 (1) で示された Shimizu (1970) の式も粒径を画像解析から求めていることから同じ問題を抱えていると考えられ, 今後は粒度観測と Run-Length 法による粒径との関係を明らかにする必要があると考えられる。

3.5 円管束モデルと迂回率

ここまでは, 固有透過度と粒子との関係を論じてきたが, 流体の流動メカニズムを解明する立場からは, 間隙から固有透過度が決められるのが理想的である。しかし, 間隙を特徴づけるような屈曲, 分流, 合流, よどみなどを適切に表現するようなパラメータを全て与えることは困難である。その最初の段階として, まずは図 8 に示すように, 間隙を単一径円管の束とみなした円管束モデルを使って固有透過度について考察をおこない, 迂回率という間隙の特徴量を導くことを試みた。

(1) Hagen-Poiseuille 流と Darcy の法則

円管内の空気の流速について Hagen-Poiseuille 流を仮定し, Darcy の法則と比較する。直径 d_T , 長さ L_T である屈曲しない円管が n_T

本である積雪試料 (断面積 A_s , 試料長 L_s) を考える. ただし, $L_T \geq L_s$ とする. この時, 円管内の空気の実流速 v_p , 間隙率 φ , 体積比表面積 SSA_v , 水理学的半径 r_H は, それぞれ,

$$v_p = \frac{(d_T/2)^2}{8\eta} \cdot \frac{\Delta P}{L_T} \quad (9)$$

$$\varphi = \frac{n_T \pi (d_T/2)^2 L_T}{A_s L_s} \quad (10)$$

$$SSA_v = \frac{n_T \pi d_T L_T}{A_s L_s} \quad (11)$$

$$r_H = \frac{\varphi}{SSA_v} = \frac{d_T}{4} \quad (12)$$

で与えられる. 円管束モデルと Darcy の法則との流量が同じであると仮定すると, 流量 $Q = qA = n_T \pi (d_T/2)^2 v_p$ であるから, 式 (2) と式 (9)~(12) を組み合わせると, 以下のように, 固有透過度が円管直径の 2 乗で表される関係式が得られる.

$$k = \frac{\varphi^3}{2SSA_v^2 \tau^2} = C_T d_T^2 \quad (13)$$

ただし,

$$C_T = \frac{\varphi}{32\tau^2} \quad (14)$$

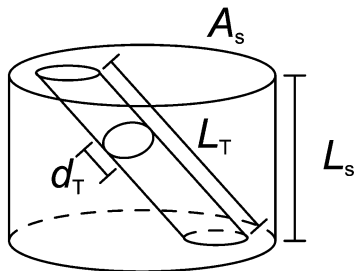


図 8 円管束モデル: 断面積 A_s , 長さ L_s を持つ積雪試料の中に円管直径 d_T , 長さ L_T である屈曲しない円管が n_T 本存在するとする.

$$\tau = \frac{L_T}{L_s} \quad (15)$$

であり, τ は迂回率 (岩戸, 2005) として定義される. 屈曲率とも呼ばれることもある (ヤン・ワーケンティン, 1972). 式の定義からは流路がどれだけ長くなり, 流体が最短距離である試料長に対して速回りした程度を示すものである, 本研究では迂回率と呼ぶこととする.

(2) 積雪の迂回率

前節で得られた迂回率 τ の大きさについて考察する. 式 (13) と式 (14) から, 迂回率 τ は,

$$\tau = \sqrt{\frac{\varphi}{32k}} d_T \quad (16)$$

となる. 間隙率 φ と固有透過度 k は実測値を用い, 円管直径 d_T は式 (12) から求めた. 体積比表面積 SSA_v は片薄片試料を用いて画像解析から求めた (荒川ら, 2009). これを平均間隙幅 d_p と比較すると,

$$d_T = 1.05 d_p \quad (R^2 = 0.9463) \quad (17)$$

となった. 図 9 に示すように, 円管直径 d_T と平均間隙幅 d_p とは強い正の相関があることがわかった.

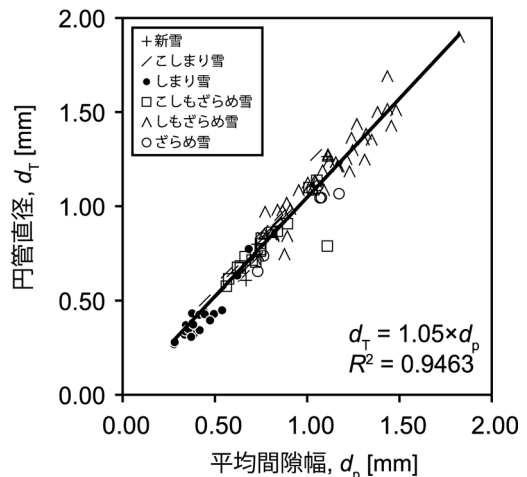


図 9 円管直径 d_T と平均間隙幅 d_p との関係.

ところで, 荒川ら (2009) によれば Run-Length 法による平均粒径 D_g と平均間隙幅 d_p の比は,

$$\frac{D_g}{d_p} = 0.0662e^{0.0058\rho_s} \quad (18)$$

である. 式 (17) と式 (18) を式 (8) に代入すると,

$$k = 6.781 \times 10^{-3} e^{-0.0015\rho_s} d_T^2 \quad (19)$$

が得られる. これは円管束モデルと Darcy の法則を結んだ式 (13) に相当する. 式 (19) の円管粒径 d_T にかかる係数部分は式 (14) の係数 C_T に相当するので,

$$\frac{\varphi}{\tau^2} \propto e^{-0.0015\rho_s} \quad (20)$$

という関係が導かれる. 更に, $\varphi = (1 - \rho_s/\rho_i)$ を与えて式を変形すれば, 以下のように, 迂回率 τ は密度 ρ_s の指数関数に比例する関係となる.

$$\tau \propto \left(1 - \frac{\rho_s}{\rho_i}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot e^{0.00075\rho_s} \quad (21)$$

ただし, ρ_i は氷の密度 (917 kg m^{-3}) である. この時の比例係数は 2.147 であった. 図 10 に式 (21) の右辺と密度との関係を示した. 密度 ρ_s が 250 kg m^{-3} 以下では密度増加に対して式 (21) の右辺は増加し, 250 kg m^{-3} で最大値をとる. そして, 250 kg m^{-3} よりも大きくなると密度増加に関して式 (21) の右辺は減少していることがわかる. しかし, その値は密度 500 kg m^{-3} までであれば, 5% 以内の変動であり, 定数と見なすことができる.

話を戻して, 円管束モデルによる迂回率の式 (17) と円管直径の式 (16) から, 雪質別に迂回率 τ を試算したところ, 図 11 および表 3 に示すように, 迂回率 τ は一定ではなく個々に値が大きく異なり, 式 (21) と反する結果となった. このことは固有透過度 k を平均間隙幅 d_p と密度 ρ_s だけで関係づけることの限界を示しているものと考えられる.

さて, 本研究では間隙の特徴量を迂回率ひとつ

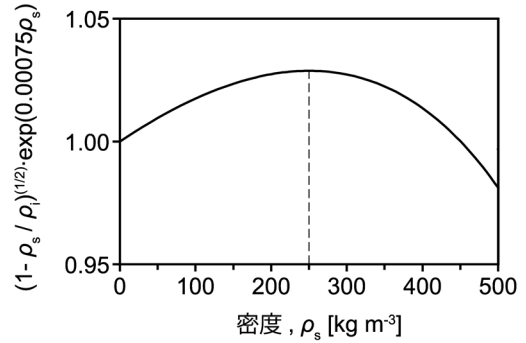


図 10 迂回率 τ に関係する式 (21) の右辺と密度 ρ_s との関係.

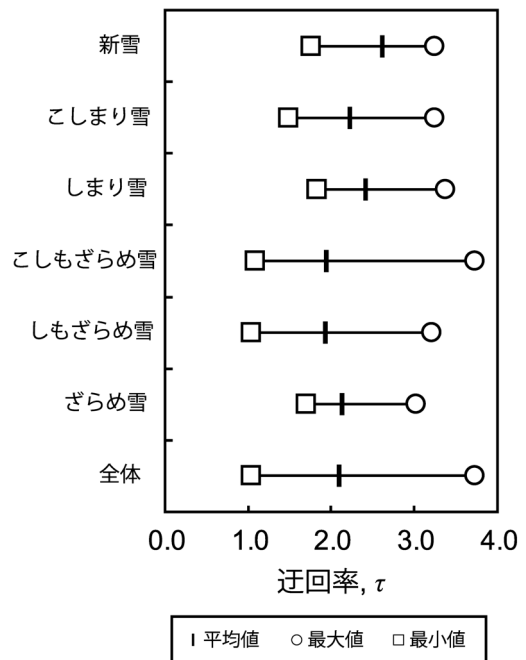


図 11 平均間隙幅 d_p と間隙率 φ から求められた雪質別の迂回率 τ (表 3 参照).

表 3 雪質別の迂回率 (図 11 参照).

雪質	平均値	最大値	最小値
新雪	2.61	3.23	1.75
こしまり雪	2.21	3.23	1.47
しまり雪	2.41	3.36	1.82
こしもざらめ雪	1.94	3.71	1.07
しもざらめ雪	1.92	3.20	1.03
ざらめ雪	2.13	3.01	1.69
全体	2.09	3.71	1.03

にまとめてしまっているが、得られた雪質別の迂回率 τ の平均値の比較をおこった。温度勾配変態過程の雪質であるこしもざらめ雪、しもざらめ雪は迂回率が 2 より小さく、他の雪質に比べて空気の流れが直線的になる傾向を示した。等温変態過程の雪質（新雪、こしまり雪、しまり雪）をみると、新雪は 2.61 と流路が大きく入り組んでいる傾向となっている。新雪の破壊および機械的圧縮であるこしまり雪はこれより小さくなり、定性的には合っているように考えられる。しまり雪の迂回率はこしまり雪よりも増加するが、単純に圧密だけではなく、等温変態による形状の変化が関与しているためと考えられるが詳細は不明である。ざらめ雪は温度勾配変態過程と等温変態過程の中間に位置している。これは、温度勾配変態過程の雪質よりも粒子形状が丸いため流路が曲線的で、等温変態過程の雪質よりも粒径が大きいため直線的であることを示唆すると考えられる。このように、雪質別の傾向はある程度は妥当であると考えられるが、前述したように実際の屈曲や流路の曲率による効果は考慮されていないため、その値について、これ以上の議論は難しいと考えられる。現在、新しい技術として研究されている積雪の 3 次元構造解析（例えば、Coléou, *et al.*, 2003; 安達ら, 2006; Heggli *et al.*, 2009 など）によってこのような間隙の微細構造の解析が進むことが期待される。また、本研究では円管の大きさも一種類であるので、円管の大きさの分布を考慮したモデルや太さが途中で変化するモデルなどの計算をおこなうことも考えられるが、今後の課題とする。

4. まとめ

本研究では、積雪を構成する粒子や間隙という微細構造と固有透過度とを関連づけることを目的として、6 種類の雪質に対して、通気度の測定と積雪の片薄片試料の画像解析をおこなった。平均粒径と平均間隙幅は Run-Length 法によって求めた。この方法は、粒子形状を変えないということと粒径と間隙を同じく評価ができる利点がある。

全雪質でみると、密度増加に対して固有透過度は減少傾向、粒径増加および平均間隙幅増加に対して固有透過度増加の傾向であったが、同密度、同

粒径、同間隙幅に対して固有透過度はその値に幅を持ち、雪質によっては全体的な傾向と異なる場合もみられ、それぞれ単独では有意な関係がみられず、雪質依存性が示された。

固有透過度は理論的に粒径の 2 乗で表されることから、Run-Length 法で求めた平均粒径を与えたところ、この時の係数は密度とよい関係があることがわかり、式 (8) で示したように、固有透過度を平均粒径と密度の 2 つのパラメータによって、雪質によらない同一の関係式で表現ができるようになり、密度範囲も拡張することができた。しかし、粒度観測による粒径では式 (8) を利用できないことから、粒度と Run-Length 法による粒径との関係を明らかにするといった課題が残った。

固有透過度はその性質から、間隙の特徴を使って求められると便利であるため、円管束モデルを考えて、間隙の特徴量のひとつである「迂回率」を求めることを試みた。この時、固有透過度は円管径の 2 乗に比例する関係が得られ、粒径・間隙幅・密度の関係を適用すると迂回率は密度の関数として求められたが、密度の変化に対して一定値とみなすことができた。しかし、間隙率と平均間隙幅の実測値を用いて迂回率を算出すると、個々の試料によって大きく値が異なることがわかった。算出された迂回率の平均値は、定性的には雪質の性質を表していると考えられたが、その正確な評価は示せず、3 次元構造解析のような技術の発展によってこれらが解明されることが考えられる。

謝 辞

低温室の利用に関して、北海道教育大学札幌校尾関俊浩准教授、川田邦夫富山大学名誉教授、NPO 法人氷河・雪氷圏環境研究舎成瀬廉二博士、元北海道大学低温科学研究所河村俊行博士には、大変お世話になりました。野外科学株式会社飯沼弘一氏には、野外調査の一部を手伝って頂きました。論文編集担当と 2 名の匿名査読者には、有益なコメントを頂きました。ここに記して感謝申し上げます。本研究の一部は平成 17～21 年度北海道大学低温科学研究所共同研究（一般研究「積雪構造の定量化に関する研究」）によりおこなわれました。

文 献

- 安達 聖・尾関俊浩・拝師智之, 2006: 低温室用コンパクト MRI による海水飛沫着氷ブライン排水路の可視化. 寒地技術論文・報告集, **22**, 50-53.
- Akitaya, E., 1974: Studies on depth hoar. Contributions from the Institute of Low Temperature Science, **A26**, 67pp.
- Albert, M.R. and Shultz E.F., 2002: Snow and firn properties and air-snow transport processes at Summit, Greenland. *Atmospheric Environment*, **36**, 2789-2797.
- Albert, M.R., Shultz E.F. and Perron Jr., F.E., 2000: Snow and firn permeability at Siple Dome, Antarctica. *Annals of Glaciology*, **31**, 353-356.
- 荒川逸人・尾関俊浩・川田邦夫・和泉 薫・河島克久・河村俊行, 2006: 固有透過度と比表面積による雪質の定量的分類. 寒地技術論文・報告集, **22**, 6-11.
- 荒川逸人・和泉 薫・河島克久・河村俊行, 2009: 季節積雪における体積比表面積と微細構造との関係. 雪氷, **71**, 3-12.
- Arakawa, H., Izumi, K., Kawashima, K. and Kawamura, T., 2009: Study on quantitative classification of seasonal snow using specific surface area and intrinsic permeability. *Cold Regions Science and Technology*, 163-168. doi: 10.1016/j.coldregions.2009.07.004.
- Coléou, C., Lesaffre, B., Brzoska, J.-B. and Flin, F., 2003: Imaging by X-ray tomography: an interesting tool to study physical snow properties. *Data of Glaciological Studies*, **94**, 115-119.
- Conway, H. and Abrahamson, J., 1984: Air permeability as a textual indicator of snow. *Journal of Glaciology*, **30** (106), 328-333.
- DeWiest, R.J., 1969: Flow through porous media. New York and London, Academic press, 91-98.
- Hardy, J.P. and Albert, D.G., 1993: The permeability of temperate snow: Preliminary links to microstructure. Proceedings of the 50th Eastern Snow Conference and 61st Western Snow Conference, Quebec City, 149-153.
- Heggli, M., Frei, E. and Schneebeli, M., 2009: Instruments and methods snow replica method for three-dimensional X-ray microtomographic imaging. *Journal of Glaciology*, **55** (192), 631-639.
- 岩戸経土: 2005, 岩石の輸送特性と貯留層工学. 地学雑誌, **114** (6), 885-900.
- Jordan, R.E., Hardy, J.P., Perron, Jr. F.E. and Fisk, D. J., 1999: Air permeability and capillary rise as measures of the pore structure of snow: an experimental and theoretical study. *Hydrological Processes*, **13**, 1733-1753.
- 国立天文台, 2007: 理科年表 平成 20 年. 東京, 丸善, 378.
- 黒岩大助, 1968: 積雪の Liquid Permeability. 低温科学, 物理篇, **A26**, 19-52.
- Luciano, C.L. and Albert, M.R., 2002: Bidirectional permeability measurements of polar firn. *Annals of Glaciology*, **35**, 63-66.
- Maeno, N., Narita, H. and Araoka, K., 1978: Measurements of air permeability and elastic modulus of snow and firn drilled at Mizuho station, East Antarctica. *Memoirs of National Institute of Polar Research. Special issue*, **10**, 62-76.
- Murakami, S., Ozawa, H. and Yamada, T., 1989: Permeability coefficient of water in snow and firn at the accumulation area of Yala Glacier, Nepal Himalaya. *Bulletin of Glacier Research*, **7**, 203-208.
- Rick, U. and Albert, M., 2004: Microstructure of west antarctic firn and its effect on air permeability. CREEL TR-04-16, U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, N. H., 79pp.
- Shimizu, H., 1970: Air permeability of deposited snow. *Contributions from the Institute of Low Temperature Science*, **A22**, 32pp.
- 清水 弘: 1960, 積雪の通気抵抗IV—積雪の通気度一. 低温科学, 物理篇, **A19**, 165-173.
- Sommerfeld, R.A. and Rocchio, J.E., 1993: Permeability measurements on new equitemperature snow. *Water Resources Research*, **28** (8): 2485-2490.
- 山田知充・河村俊行・西村浩一・兒玉裕二・野村 睦, 1989: 大雪山ヒサゴ雪溪の水文・気象環境 (1989). 低温科学, 物理篇, **48**, 23-63.
- ヤン, R.N.・ワーケンティン, B.P., 1972: 土質工学の基礎—土の力学的挙動—山崎不二夫・山内豊聡 監訳. 東京, 鹿島研究所出版会, 434pp.

Relationship between intrinsic permeability and microstructure of seasonal snow cover

Hayato ARAKAWA¹⁾, Kaoru IZUMI²⁾, Katsuhisa KAWASHIMA²⁾ and Yoshiyuki ISHII³⁾

1) YAGAI-KAGAKU Co., Ltd.

12-2-39, Naebo-cho, Higashi-Ku, Sapporo, 065-0043

2) Research Center for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University

8050, Ikarashi 2-no-cho, Nishi-ku, Niigata 950-2181

3) Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

Kita-19, Nishi-8, Kita-ku, Sapporo 060-0819

Abstract: The intrinsic permeability (permeability) of various types of snow samples was computed by multiplying the air permeability by the viscosity of the samples. The air permeability was measured using a double-cylinder permeameter, and the viscosity was calculated using Sutherland's equation. Then, the mean grain size (D_g) and mean pore size (d_p) were measured using the run-length method. These samples were collected at several sites in Hokkaido Prefecture and at one site in Toyama Prefecture, Japan, over three winters. All the snow samples were dry and had densities (ρ_s) ranging from 91 to 492 kg m⁻³; permeabilities, from 2.2×10^{-10} to 209.2×10^{-10} m²; D_g , from 0.03 to 0.89 mm; and d_p , from 0.28 to 2.26 mm. The prediction formula for permeability was derived using D_g and ρ_s for all the snow samples as follows: $k = 1.706 D_g^2 e^{-0.0131 \rho_s}$. The permeability derived using the prediction formula is more sensitive to D_g than to ρ_s . Additionally, the tortuosity of snow—ratio of the length of the curve of tube to the distance between the ends of it—was estimated using the capillary tube model. However, we were unable to obtain reasonable values of the tortuosity. In the future, the objective is to measure the true tortuosity of snow.

(2009 年 10 月 15 日受付, 2010 年 5 月 19 日改稿受付, 2010 年 7 月 22 日最終改稿受付,
2010 年 7 月 22 日受理, 討論期限 2011 年 3 月 15 日)