

総説

岩屑に覆われた氷河の融解過程 —最近の研究から—

坂井亜規子¹

要 旨

ヒマラヤ・カラコラム山域の氷河は水資源として重要であることで知られているが、この地域に多く分布する岩屑に覆われた氷河(デブリ氷河)については、未だ広域で融解量や流出量を推定するには至っていない。岩屑に覆われた氷河の融解量分布は、1990年代に熱抵抗値を導入することにより、様々なデブリ厚の部分を含む氷河全体で推定可能であることが示されたが、岩屑層の厚い部分に適用すると、融解量を過大評価してしまう点が課題として残されている。近年ヨーロッパを中心に、物理モデルを使用し、岩屑に覆われた氷河の融解量分布を推定しようとする動きが広がっているが、計算に必要な岩屑の厚さ、熱伝導率などの分布を得ることは困難であり、モデルを広域に適用する際のハードルとなっている。今後物理モデルにもとづいた先行研究の結果も取り入れながら、広域における岩屑に覆われた氷河の融解量推定に向けて、熱抵抗値を使用したモデルを改良していく必要がある。

キーワード: デブリ氷河, 消耗, 涵養, 熱抵抗値

Key words: debris-covered glacier, ablation, accumulation, thermal resistance

1. はじめに

10年以上前に、著者は「岩屑に覆われた氷河の融解過程」という本稿と同じタイトルで、主に日本の研究成果を引用しながら「雪氷」に「総説」を書いた(坂井, 2001)。当時、Debris-covered glacierに相当する日本語名は、「岩屑被覆氷河」もしくは「岩屑に覆われた氷河」か、dirty-type glacierを省略した「D型氷河」のみであったが、近年「デブリ氷河」が広く受け入れられるようになったため、以降は「デブリ氷河」で本稿を進めていきたい。

デブリは「残がい」や「破片」という意味があり、雪氷学の中では雪崩の堆積物もデブリと呼ぶが、本稿では、デブリとは氷河上に堆積している岩屑や土砂のことを指す。

デブリ氷河とは、上流の涵養域部分は積雪で覆われているが、氷河を取り囲む岩壁やアイスフォー

ル、氷河の流動による岩盤の削剥などにより氷に取り込まれた岩屑が、下流の消耗域において氷の融解により析出して氷河上に厚く堆積した氷河をいう。氷上に堆積する岩屑の厚さは不均一であり、表面の凹凸が激しい部分もある。窪みには氷河の融解水がたまり、池が形成されている部分もあり、池の縁の一部を氷壁が囲んでいることが多い。デブリ氷河では、消耗域の表面のほとんどをデブリが覆い、面積の数パーセントを池や氷壁が占めている(Sakai *et al.*, 2000)。

デブリ氷河に関する調査がヒマラヤで大々的に行われたのは、1970年代のGEN(Glaciological Expedition in Nepal)の活動が最初である。GENではネパールヒマラヤにデブリ氷河が数多く存在することが明らかになった(Fujii and Higuchi, 1977)。しかしその融解量については実験的な観測が行われたのみで(Fujii, 1977)、50 cm以上のデブリ厚では融解がほとんど無かったという結果にもとづき、デブリに厚く覆われた部分はほとん

¹ 名古屋大学大学院環境学研究科環境共用館 208

〒464-8601 名古屋市中千種区不老町

* 連絡先: shakai@nagoya-u

ど融けないであろう、という位置づけであった (Inoue and Yoshida, 1980).

1990年代後半の CREH (Cryosphere Research in the Himalayas) によるネパールヒマラヤ、ランタン地域の Lirung 氷河における集中観測では、後述するデブリ層の熱抵抗値の導入によりデブリ氷河全体の融解量の推定が可能となった (Nakawo and Rana, 1999). また厚い岩屑に覆われた氷は、岩屑の断熱効果により融解が抑制されるが、池や氷壁ではそれに比べると単位面積あたりの熱の吸収が一桁近く大きいことが示された (Sakai *et al.*, 2000; Sakai *et al.*, 2002).

また著者による総説以降、もともとデブリ氷河が多く存在するヒマラヤ・カラコラム (Bolch *et al.*, 2008; Shukla *et al.*, 2009) や、ニュージーランド南アルプス (Kirkbride, 1993) のみでなく、コーカサス (Lambrecht *et al.*, 2011) やヨーロッパアルプス (Reid *et al.*, 2012; Kellerer-Pirklbauer, 2008) においても氷河の縮小に伴い氷河上にデブリ域が拡大しているという報告がなされたほか、後述するようにデブリに覆われた氷の融解過程に関する論文もヨーロッパを中心に、ここ数年多数出版されている。

デブリに覆われた氷の融解量を物理モデルから推定するには、デブリ層における熱伝導を計算する必要がある。このためにはデブリの熱伝導率や厚さなど複数のパラメーターが必要であるが、Nakawo and Young (1981) はその2つのパラメーターを組み入れた熱抵抗値という概念を導入し、岩屑の厚さを直接測定せずに融解量の推定を可能にした。しかし、近年ヨーロッパを中心としたデブリ氷河の融解に関する研究は、物理モデルをベースにデブリの厚さとデブリの熱伝導率を別々に求める方向に進められている。

本稿ではまずヒマラヤ・カラコラムにおける近年の氷河変動や流出の寄与に関する研究を紹介した後、熱抵抗値法の利点と問題点を挙げた上で、最近の物理モデルを使用した研究報告についても紹介する。

2. ヒマラヤ・カラコラムにおけるデブリ氷河研究の重要性

近年、これまで観測データが少なかったアジア

においても大流域での河川水に対する積雪や氷河融解水の寄与を推定する研究が行われている。

Immerzeel *et al.* (2010) は、アジアの中でも人口の多いインダス、ガンジス、ブラマプトラ、長江、黄河の五大流域において、氷河や積雪融解水の重要度を、下流部の流出量に対する氷河・積雪の融解水量の割合として算定した。5つの流域の中で最も融解水の重要度が高かったのはカラコラム山域を含むインダス流域である (図1)。また、ネパール・ブータンヒマラヤ山域を含むブラマプトラ流域も全流域面積に対する氷河面積割合が高いため、氷河や積雪融解水の重要度が比較的高くなった。インダス流域における氷河面積割合はブラマプトラ流域ほど大きくないが、降水量が少ないため氷河や積雪の融解水の重要度が大きくなった。今後、インダス流域を占めるインド・パキスタンの人口は増加の一途をたどることが予測されており、同地域の将来における Water tower (給水塔) としての観点からも重要であると指摘されている。一方、ヒマラヤ・カラコラム山脈に存在する大型氷河の多くはデブリ氷河であるが、氷河からの流出をデブリ層の影響を考慮して推定した研究は未だ行われていないのが現状である。

Kääb *et al.* (2012) は、ヒマラヤ・カラコラム地域において、ICESat (Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite) のレーザー高度計で得られた数値標高データを使用して2003-08年の氷河の表面レベル変化、そして氷河の縮小が海水準に与える影響を山域毎に計算した。その結果インダス流域を含むカラコラム山脈では氷河の占有面積は大きい最近の氷河表面低下速度は小さい (図2) ため、海水準上昇への寄与は、東側の西ネパールやヒマールチャルプラディッシュの方が大きく、次いでブータンやジャンムカシミールとなった (図3)。

また、Kääb *et al.* (2012) はデブリ氷河とデブリに覆われていないクリーンな氷河の表面低下速度がほとんど同じであることを報告した。そしてこの原因の一つとしてデブリ氷河上の池や氷壁での熱吸収が影響しているのではないかと言及している。

以上の報告からヒマラヤ・カラコラム地域を俯瞰すると、東のヒマラヤでは氷河縮小量が、西のカラコラムは流出量が、氷河の研究課題として重

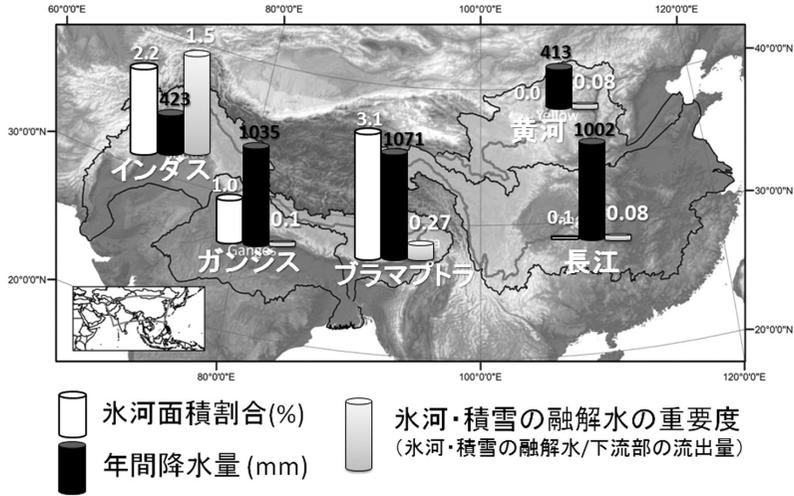


図 1 アジアの五大流域における、氷河面積割合 (%), 年間降水量 (mm), 氷河・積雪の融解水の重要度 (下流部の流出量に対する氷河・積雪の融解水の割合)

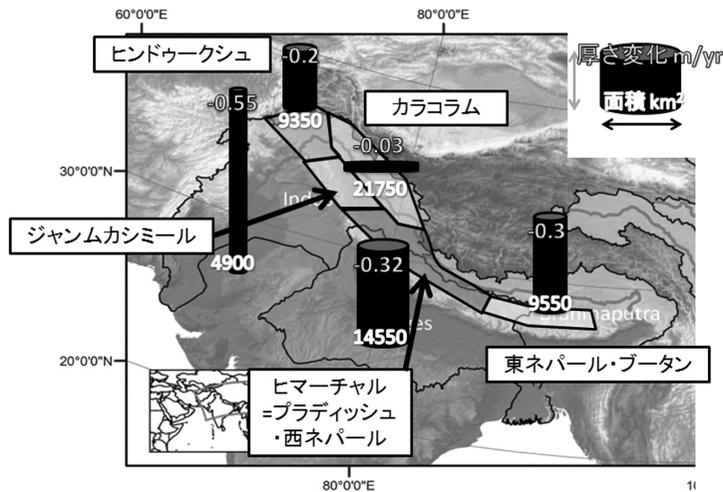


図 2 ヒマラヤ・カラコラム山域における氷河面積 (km²) と氷河の厚さの変化 (m yr⁻¹). 円柱の幅が氷河面積を、高さが氷河の厚さ変化の絶対値を示す。

要であることが示唆される。それゆえヒマラヤからカラコラムにかけて多く存在するデブリ氷河について、融解量を広域で推定する方法を確立することは喫緊の課題である。

3. デブリに覆われた氷の融解速度とデブリ厚の関係

デブリに覆われた氷の融解についてはじめに行

われた研究は、雪や氷の融解速度に及ぼす土砂の厚さの影響に関する実験であった。結果はデブリの厚さを横軸に、縦軸にデブリに覆われた氷の融解速度がプロットされ、これまでに世界各地のデブリ氷河上での実験結果が報告されている (例えば Mattson and Gardner, 1989; Kayastha *et al.*, 2000; Mihalcea *et al.*, 2006; Hagg *et al.*, 2008; Mayer *et al.*, 2010)。日本では世界に先駆け、この

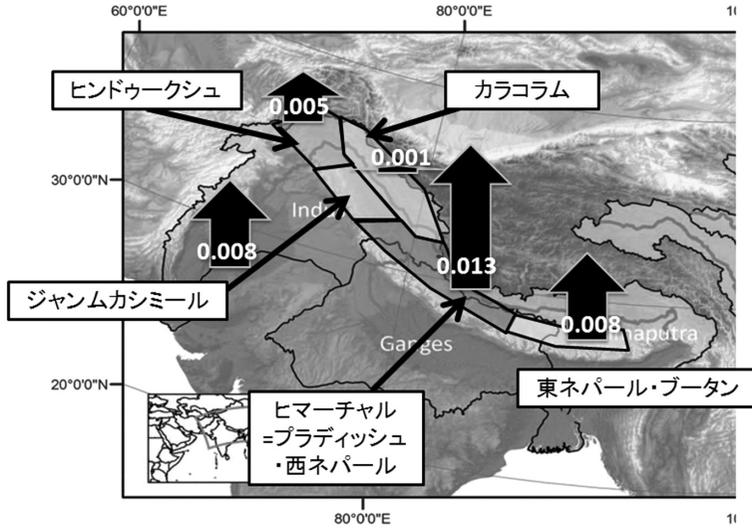


図 3 ヒマラヤ・カラコラム山域における氷河の縮小量が海水準に及ぼす影響 (mm yr^{-1}).

関係図を孫野・熊井 (1955) が出版しているが、海外でこのプロットを最初に発表したのが Østrem (1959) であるため、Østrem curve と呼ぶ場合もある (図 4)。この曲線を描くには、同じ期間、かつ同じ気象条件下のデータである必要がある。デブリが全く無い氷面からあるデブリの厚さまでは、デブリが氷表面を覆う面積が増加することで表面のアルベドが低下するため、融解速度は急激に上昇するが、これよりデブリ厚が増加すると、今度はデブリの断熱効果による、表面温度上昇によって吸収熱の一部が顕熱や長波放射として大気に放出されるため、融解速度が減少する。このとき、デブリの全く無い氷の融解と同じ融解速度が得られるデブリ厚は、臨界厚さ (critical thickness) と呼ばれ、0.015–0.115 m の範囲にある。臨界厚さは、言い換えると表面が氷の場合より融解を促進するか、抑制するかを決める厚さになる。臨界厚さはデブリの熱的特性と気象条件から決まり、緯度および標高が低くなると小さくなることが報告されている (Reznichenko *et al.*, 2010)。

上記の関係にもとづき、デブリ厚とデグリーデイファクターの関係も提案された (例えば Kayastha *et al.*, 2000 ; Hagg *et al.*, 2008 ; Lambrecht *et al.*, 2011)。デグリーデイ法は必要なデータが気温のみで簡便であるが、デブリのないクリーンな氷河に適用する場合と同様、仮にある場所において関

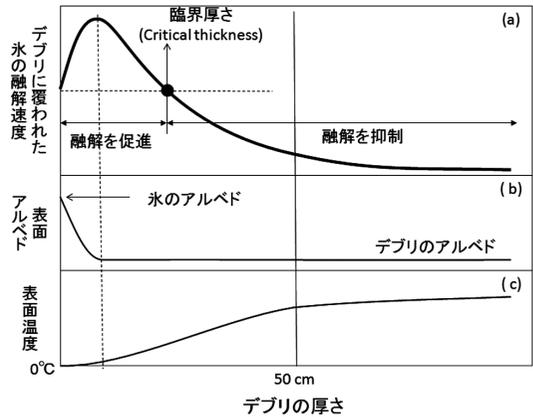


図 4 デブリ厚さと、デブリに覆われた氷の融解速度 (a)、表面アルベド (b)、表面温度 (c) との関係の模式図。

係が得られたとしても、地域や標高が異なると熱収支要素の寄与率が変化するために適用できない。カラコラムやコーカサス地域の氷河を対象にデグリーデイ法を使ってデブリ氷河の融解量を算出する試みた Mihalcea *et al.*, (2006) なども、デブリ厚とデグリーデイファクターの関係を求めたものの、デブリ厚分布が不明なため氷河全体の融解量算出には至っていない。

この他、デブリで覆われた氷の融解量をデブリのない氷の 10 から数 10 % と仮定して計算している論

文もいくつかみられる (Anderson and Mackintosh, 2012; Immerzeel *et al.*, 2012). Immerzeel *et al.* (2012) はネパール, ランタン流域の流出量を, デブリ氷河の氷河面積変化を考慮して将来予測したが, この際デブリ氷河の融解量分布を, デブリに覆われていない氷河の融解の 7 割と単純に仮定し, 末端に行くほど消費量が多い質量収支の高度分布を使用している. しかし, 実際にはデブリ氷河は末端に行くほどデブリが厚く, 断熱効果のため融解量が少なくなるため, 彼らの算出した将来の氷河面積変化は現実とは一致しないと考えられる.

4. 熱抵抗値法の利点

デブリ層の下の氷の融解量を推定するには, デブリ層を伝達する熱量を計算すれば良い. フーリエの経験則から, 厚さ z (m) のデブリ層に単位面積あたり, 単位時間あたりに流れる熱量 Q ($W m^{-2}$) は, デブリ層の熱伝導率を λ ($W m^{-1} K^{-1}$) とおくと,

$$Q = \lambda \frac{T_s - T_o}{z} \quad (1)$$

と現せる. T_s はデブリ層表面の温度 ($^{\circ}C$), T_o はデブリ層と氷の境界における温度 ($^{\circ}C$) となる.

ここで Nakawo and Young (1982) は, 下記のようにデブリ層の厚さ z をその熱伝導率 λ で割った熱抵抗値 R ($m^2 K W^{-1}$) を導入した.

$$R = \frac{z}{\lambda} \quad (2)$$

ここで, デブリ層の下の氷の温度を $0^{\circ}C$ と仮定すると $T_o = 0$ となり, また, 伝導熱がデブリ層下の氷の融解熱 Q_M として全て使われるとすると, (1) と (2) 式から次式が成立する.

$$Q_M = \frac{T_s}{R} \quad (3)$$

この式から, 同じ熱伝導率をもったデブリ層の場合, 同じ気象条件下ではデブリ層が厚いほど表面温度が高くなり, 熱抵抗値は大きくなる (図 5).

デブリ表面から入ってくる熱が, 全てデブリ層下の氷の融解に使われると仮定することは, デブリ層内の貯熱は無く, デブリ層の中の温度分布は直線的に変化すると仮定したことになる. ちなみにデブリ層内の温度分布は, 夕方や朝を除くと,

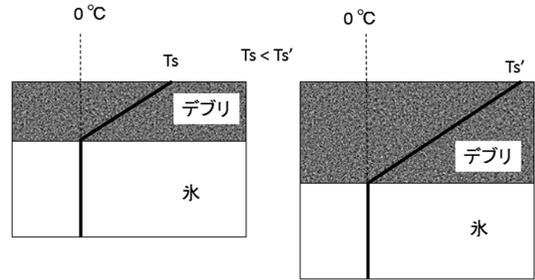


図 5 氷にデブリ層が載っている場合のデブリ層中の温度分布の違い. デブリ層が薄い場合 (左図) とデブリ層が厚い場合 (右図) の比較. デブリの熱伝導率が同じ場合, デブリが厚い方が表面温度が高くなる. T_s : 薄いデブリ層の表面温度. T_s' : 厚いデブリ層の表面温度

日中 (Reid and Brock, 2010) や日平均値 (Conway and Rasmussen, 2000; Nicholson and Benn, 2006) は良い精度で直線と近似できると報告されている.

また, デブリ表面から入ってくる熱は, 熱収支法により, 短波放射 (SR), 長波放射 (LR), 顕熱 (H), 潜熱 (L), から計算でき, これが, 全てデブリ層下の氷の融解に使われると仮定すると, 式 (3) と合わせて,

$$SR + LR + H + L = \frac{T_s}{R} \quad (4)$$

とあらわされる.

式 (4) からデブリ層下の氷の融解速度を求めるためには, まずある時の表面温度の観測値とそのときの気象データ (気温, 湿度, 風速, 下向き短波放射) に加えて, 表面のアルベドを用いてデブリ層の熱抵抗値を式 (4) から求める. そして, この求めた熱抵抗値は一定 (不変) であるとして, 対象とする時刻の気象データと式 (4) からデブリの日平均表面温度 (T_s) を求めると, 最終的にはデブリ表面に入ってくる熱フラックス, つまり, デブリ層下の氷の融解速度 (Q_M) が算出される.

熱抵抗値法を広域に適用するために, 衛星データによる熱赤外バンドから得られる各グリッドの平均的な表面温度分布を使用することを Nakawo *et al.* (1993) は提案した. そして Nakawo and Rana (1999) は, ネパール, ランタン地域にあるデブリ氷河の Lirung 氷河において, LANDSAT

衛星の TM (Thematic Mapper) データから求められた表面温度分布により熱抵抗値分布を求め、それを使って融解量を推定した。まず衛星画像取得時の表面温度分布と近くの気象データを使って式 (4) から各グリッドの熱抵抗値を求めた。この際、気温は高度減率を与え、風速や下向き日射は気象測器で測定された値と一様と仮定した。次に、式 (4) に先に得られた各グリッドの熱抵抗値を当てはめ、熱収支計算に必要な要素 (表面アルベド、日射、気温、風速) の日平均値を式 (4) に当てはめると、各グリッドにおける T_s の日平均値が求められる。ここで、Nakawo and Rana (1999) は、表面アルベドについては、観測値を用い、潜熱はゼロと仮定した。こうして T_s の日平均値が求めれば、デブリ層下の融解量が求められる。さらに、Nakawo and Rana (1999) は、Lirung 氷河の流出量と融解量計算値を比較して、デブリ氷河の融解量推定には熱抵抗値法が有効であることを示した。

Suzuki *et al.* (2007) は、デブリの表面温度分布の推定に Terra 衛星に搭載された ASTER の熱赤外バンドを使用し、これまで均一と仮定されてきたアルベドに関しても可視近赤外バンドを使って分布を推定し、クンプ地域の広域にわたる氷河の熱抵抗値分布を求めている。

デブリ氷河上は、砂が堆積しているかと思うと、小さな家ぐらいの大きさの岩が分布するなど不均一で、熱伝導を計算するために必要な、デブリの厚さと熱伝導率の分布をそれぞれ個別に求めることは不可能である。このため非接触でデブリ層の融解量を求めることを可能にした熱抵抗値法は画期的であった。

5. 熱抵抗値法の問題点

熱抵抗値法は簡便であるが、先に述べたようにいくつかの仮定が入るため、以下の 2 つの問題点が挙げられる。

5.1 デブリ層が厚い場合

熱抵抗値法はデブリ層中の温度分布を直線で仮定しているため、デブリ層内の貯熱量変化を考慮せず、厚いデブリ層では融解量を過大評価してしまう傾向がある。Nakawo and Young (1981; 1982) が熱抵抗値法の適用の可否を実験した際、

最大のデブリ厚は 10 cm であった。しかし実際にヒマラヤでみられる氷河のデブリ層は数 m の厚さに達することも珍しくない。

Han *et al.* (2006) は、実際に熱抵抗値法と、デブリ層中の温度分布の測定値から推定した融解量とを比べ、厚いデブリ層 (0.6–1.85 m 厚) では熱抵抗値法が融解量を過大評価することを示している。しかし、残念ながら Han *et al.* (2006) の方法では、デブリ層内の温度の観測値から融解量を推定しようとしており、数点では可能だが、広域に適用するには現実的ではない。

Foster *et al.* (2012) は、ASTER から得られた表面温度と物理モデルを使って推定されたデブリの厚さの関係を示しているが、それによると厚さが 0.5 m 以下の薄いデブリに対しては、表面温度はデブリ厚に敏感に変化するという結果になった (図 4)。また Nicholson and Benn (2012) は、デブリ層の温度測定の結果から、表面から 0.5 m 深までの温度は表面温度の日変化が影響するが、季節変化は 0.5 m より深いところまで届くことを示した。

以上の報告から、デブリ厚 0.5 m までが、熱抵抗値が適用できる一つの目安となると考えられる。

5.2 デブリ層の熱伝導率の変化

デブリ層の熱伝導率は、デブリ層に含まれている水分によって大きく変化する。デブリ層における熱伝導率の含水率による変化については Nakawo and Young (1981) が Peyto 氷河における測定結果から関係図を示した他、Nicholson and Benn (2012) がクンプ氷河西に位置するゴジュンバ氷河のデブリ層中の複数深度における温度観測に基づく詳しい解析を行っている。デブリ中の見かけの熱拡散係数の求め方でよく使われているのが、Conway and Ramussen (2000) の方法である。デブリ層中の温度を T_d とし、深さを z 、時間を t と置くと、見かけの熱拡散係数を κ_e ($\text{m}^2 \text{sec}^{-1}$) として、

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} = \kappa_e \frac{\partial^2 T_d}{\partial z^2} \quad (5)$$

と現せる。ここで熱拡散係数 κ_e は、熱伝導率 λ を使うと以下のようなになる。

$$\kappa_e = \frac{\lambda}{\rho C_p} \quad (6)$$

ρ はデブリ層の密度 (kg m^{-3}), C_p はデブリの比熱容量 ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) である.

式 (5) からデブリ層温度の時間変化 (一次微分) に対する, デブリの温度の深さ方向についての二次微分をプロットすることで, その勾配からデブリ中の見かけの熱拡散係数 κ_e が求められる. Nicholson and Benn (2012) は Ngozumpa 氷河におけるデブリ層内の 6 深度で 11 ヶ月間にわたり温度を測定し, 上記の方法を使って解析した. そして熱拡散係数 κ_e が, 同一のデブリ層でも季節変化の大きいところでは $6.4\text{--}13.9 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$ と大きな幅を持つことを示し, これはデブリ中の水の相変化が起因していると結論した.

6. 物理モデル Physical model

熱抵抗値法に対して, デブリ層の熱伝達を直接計算したのが, Reid and Brock (2010) や Lejeune *et al.* (2013) である. Reid and Brock (2010) はデブリの下の水温を 0°C と仮定して熱伝導方程式からデブリ層下の氷の融解量を推定したのに対して, Lejeune *et al.* (2013) は, 積雪層内の雪質と温度や密度変化を気象データから熱収支と熱伝導で推定する Crocus モデル (Vionnet *et al.*, 2012) を応用してデブリ層下の氷の融解モデルを作った. いずれも, デブリ厚と熱伝導率, 他に密度, 比熱, 表面熱収支に関わる射出率, アルベド, 粗度長が必要であるが, これまでのところ, このモデルの広域への適用にあたっては, デブリ層の厚さ分布のみを考慮し, それ以外のパラメータの不均一性は考慮されていない (Reid *et al.*, 2012).

ヨーロッパアルプスの代表的なデブリ氷河である Miage 氷河で最初にデブリ厚分布を示したのは, Mihalcea *et al.* (2008) である. 彼らは標高 100 m 毎に, ASTER の熱赤外バンドで得られた表面温度と現地でも測定したデブリ厚から両者の関係式を求め, この式を氷河消耗域全体に適用することでデブリ厚分布を得た.

Foster *et al.* (2012) も, Miage 氷河でデブリ厚分布の推定を試みている. 彼らは Nakawo and Young (1981) では評価されなかったデブリ層の貯熱量を考慮しようと試みた. 表面から入って

る熱量の 64% がデブリの昇温 (つまり貯熱) に使われたという観測結果に基づき, この比率を用いて熱収支式を立て, かつデブリの熱伝導率は一定として計算を行った. この方法は, 確かにデブリ層の貯熱変化を考えてはいるが, デブリ表面に入ってくる熱とデブリ層の昇温に使われる熱の比率は, 他の場所や別の季節も同じ値を適用できるわけではないため, 限界がある.

7. 複雑なデブリ氷河表面熱収支

デブリ氷河の融解を推定するには, 物理モデル, 熱抵抗値法のいずれの場合も, 表面の熱収支が重要になる. 近年, デブリ氷河上の表面熱収支について観測に基づいて報告された内容を以下に整理する.

7.1 蒸発

デブリ氷河の表面熱収支を考慮する際に, 最も不明な要素は潜熱である. 潜熱の計算にはデブリ表面における湿度が必要であるが, 直接観測することが困難であるため, Nakawo and Young (1981) や Nicholson and Benn (2006) は, それぞれカナダの Peyto 氷河やネパールヒマラヤの Ngozumpa 氷河で気象や融解量の観測を行ない, デブリ表面が乾燥しており, 潜熱はゼロと仮定できる場合と, 水で飽和していると仮定した 2 通りのデブリ氷河表面の熱収支を計算し, 両者の融解量計算値の幅の中に観測結果が含まれていることを示した.

一方中国の Hailuogou 氷河はデブリが薄く常に濡れているため, デブリ表面が水で飽和しているとして潜熱の計算が行われている (Zhang *et al.*, 2011).

Sakai *et al.* (2004) は, 前出の Lirung 氷河においてデブリ層を浸透した水の量を観測し, 近くの気象ステーションにおいて観測した降水量との差から, デブリ氷河上の蒸発量を推定した. そして浸透した水の温度を気温と同じと仮定して, それがデブリ下の融解に与える熱量を蒸発熱量と比較している. その結果, 7 から 8 月の融解期に, 浸透した降水の熱量は 1 W m^{-2} にすぎないが, 降水の蒸発で失われた熱量は 57 W m^{-2} に達することを明らかにした. つまり, 降水がデブリ氷河の融解量に及ぼす影響を考える際は, 浸透した熱量は無視できるオーダーであるが, 蒸発熱は無視で

きないという結果になった。特にヒマラヤは融解期に降水量が多いため、蒸発の考慮は今後重要な課題になると考える。

7.2 乱流輸送における大気安定度

デブリ層の熱伝導を物理モデルに基づいて計算しようという研究の一方で、表面の熱収支成分のうち、顕熱や潜熱の乱流輸送量を計算する際に大気の大気安定度も考慮に入れようという Brock *et al.* (2010) による研究報告もある。これまで、デブリ氷河における乱流熱輸送量を求める際には、大気の大気安定度を中立として、バルク法を用いることが多かった (例えば Takeuchi *et al.*, 2000; Adhikary *et al.*, 2002; Nicholson and Benn, 2006)。しかし、Brock *et al.* (2010) によるデブリ氷河上における気温の鉛直分布の観測結果は、日中はデブリの表面温度が上昇し、デブリ表面に近い大気の方が気温が高くなるため、大気は不安定となることを示した。Brock *et al.* (2010) は、ヨーロッパアルプスの Miage 氷河において大気の大気安定度を考慮した場合と、大気の大気安定度は中立と仮定した場合の顕熱の計算結果を比較し、後者は前者に比べ、顕熱を過小評価してしまうことを示した。

ヒマラヤでは融解最盛期はモンスーンのため曇天が多く日射が小さくなり、デブリ表面温度の上昇が小さいと考えられることから、デブリ氷河上の大気の大気安定度もヨーロッパとは異なると推察される。

また、Brock *et al.* (2010) は、乾燥時に 0.12–0.16 のアルベドを持つデブリが、降水によって濡れることで、アルベドが 0.06 まで低下することも報告している。つまり降水のためにデブリ表面が濡れることは、蒸発により融解を抑制する一方、アルベドの低下による融解の促進をもたらすことを示唆している。

ヒマラヤでは融解期に降水量が多い。表面が濡れていることが融解量に与える影響については、更なる感度実験などが必要になるであろう。

8. 融解量の検証

デブリ氷河の融解量分布については、検証も難しい。

熱抵抗値法を使用した場合のデブリ氷河の融解量についての検証は、前述のように Nakawo and

Rana (1999) がリルン氷河において観測された流出量を使用して行っているが、氷河全体の融解量との比較であるため、分布に対する検証はできていない。

デブリ氷河全体において、熱抵抗値分布やデブリ厚分布を求めるにあたっては、表面温度を ASTER の熱赤外バンドを使って求めた研究例が多い (Foster *et al.*, 2012; Zhang *et al.*, 2011; Mihalcea *et al.*, 2008) が、この場合も、融解量の検証の方法が問題となる。

Zhang *et al.* (2011) は Hailuoguo 氷河において、ASTER 衛星画像を使用して熱抵抗値分布を算出し、90 m × 90 m グリッド毎の平均の融解速度を推定した。さらに、現地でステークを使用して得られた融解速度と比較して両者はよく一致することを示したが、これは、この氷河はデブリ厚が一般に薄く、比較的均一であるためと考えられる。

しかし、一般には物理モデル、熱抵抗値法いずれの場合も、ASTER の熱赤外バンドを使用すると、90 m × 90 m のグリッドの平均融解量が計算されるのに対し、観測データで得られるのはステークで測定した点での融解量である。仮に 1 つのグリッド内の多点で測定したとしても、デブリの層厚が不均一なエリアでは観測したステークの示す融解量がグリッドの平均融解量をあらわしているとは言い難い (Reid *et al.*, 2012)。

一方氷河の表面高度の変化には質量収支 (消耗域では融解量) のみではなく氷流動による表面レベル変化への影響 (浮上速度) も含まれる。つまり、融解量分布の計算値の検証を行う場合、表面低下量から浮上速度の寄与を取り除く必要がある。Nakawo *et al.* (1999) は、クンプ氷河を対象に LANDSAT 衛星画像の熱赤外バンドから求めた表面温度から、熱抵抗値の分布を求め、融解量分布を計算した。さらに表面流速と厚さから求められる浮上速度と、上記の融解量分布から表面低下量の分布を算出し、観測された値との比較検討を行った。上記論文では、表面低下量について比較が行われたが、表面低下量と浮上速度それぞれの分布から得られる融解量分布を求めるとモデルから得られる融解量分布と面的な比較が可能となる。この方法は浮上速度の誤差が大きいのが難題であるが (Berthier and Vincent, 2012)、今後精緻

化した表面低下量や浮上速度から求められる誤差の少ない融解量分布を得ることが可能となれば、デブリ氷河の融解モデルの検証方法において、ステークで得られる融解量との比較よりも有効な検証方法となることが期待される。

9. デブリ氷河の気候変動に対する感度

デブリ氷河の気候変動に対する感度に関する研究も、数少ないが報告されている。

Brock *et al.* (2010) は、デブリ表面の湿度を実際に計測することで潜熱を求め、デブリ氷河表面熱収支の評価を行った。イタリアアルプスの Miage 氷河における 3 年間の観測結果を比較し、気温が高く少雨で日射の多い年は、デブリの表面温度が高くなるため、長波長放射、顕熱、潜熱によって熱が失われ、デブリ層下の融解は抑えられる。一方で、気温が低く多雨で日射量が少ない年は、雨の蒸発によって熱が失われ、融解は抑えられるという結果が得られた。このように、気温の高低に関わらずデブリ氷河の融解は抑えられ、気温変動に敏感ではないことが示されている。

10. まとめ

以上のように、最近のヨーロッパを中心としたデブリ氷河の融解過程に関する研究は、熱抵抗値法を使用せず、熱伝導率は一様という仮定の下、デブリの厚さを求める方向で進められている。しかし、実際に求められている熱伝導率は、 0.47 から $2.60 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ と 5 倍以上の幅があり、今後対象領域を広域に広げる際には、デブリ厚分布を求める方法も含めたより詳細な検討が必要であろう。また、熱抵抗値法も、厚いデブリの下では融解量を過大評価してしまうなどの問題点があり、厚さ 0.5 m 以上の厚さのデブリ層下での融解を議論するにあたっては熱抵抗値法そのものを改良していく必要がある。

謝 辞

本原稿の内容に対し、査読者からは多くの有益なコメントを頂いた。ここに記して深謝申し上げます。次第です。

また出版に際し、先端研究助成基金助成金（最

先端・次世代研究開発支援プログラム）（NEXT program）から支援をいただいた。

文 献

- Adhikary, S., Y. Yamaguchi and K. Ogawa, 2002 : Estimation of snow ablation under a dust layer covering a wide range of albedo. *Hydrol. Process.*, **16**, 2853–2865.
- Anderson, B. and A. Mackintosh, 2012 : Controls on mass balance sensitivity of maritime glaciers in the Southern Alps, New Zealand : the role of debris cover. *J. Geophys. Res.*, **117**, F01003, doi : 10.1029/2011JF002064.
- Berthier, E. and C. Vincent, 2012 : Relative contribution of surface mass-balance and ice-flux changes to the accelerated thinning of Mer de Glace, French Alps, over 1979–2008. *J. Glaciol.*, **58** (209), 501–512.
- Bolch, T., M. F. Buchroithner, T. Pieczonka and A. Kunert, 2008 : Planimetric and volumetric glacier changes in the khumbu himalaya since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER Data. *J. Glaciol.*, **54**, 592–600.
- Brock, B. W., C. Mihalcea, M. P. Kirkbride, G. Diolaiuti, M. E. J. Cutler and C. Smiraglia, 2010 : Meteorology and surface energy fluxes in the 2005–2007 ablation seasons at the Miage debris-covered glacier, Mont Blanc Massif, Italian Alps. *J. Geophys. Res.*, **115** (D9), D09106, doi : 10.1029/2009JD013224.
- Conway, H. and L. A. Rasmussen, 2000 : Summer temperature profiles within supraglacial debris on Khumbu Glacier Nepal. In Debris-covered Glaciers, Nakawo M, Raymond CF, Fountain A (eds), IAHS-AISH Publication **264**, IAHS Press : Wallingford, 89–97.
- Foster, L. A., B. W. Brock, M. E. J. Cutler and F. Diotri, 2012 : Instruments and Methods : A physically based method for estimating supraglacial debris thickness from thermal band remote-sensing data. *J. Glaciol.*, **58** (210), 677–691.
- Fujii, Y., 1977 : Field experiment on glacier ablation under a layer of debris cover. *Seppyo*, **39** (Special issue), 20–21.
- Fujii, Y. and K. Higuchi, 1977 : Statistical analyses of the forms of the glaciers in Khumbu Himal. *Seppyo*, **39** (Special issue), 7–14.
- Hagg, W., C. Mayer, A. Lambrecht and A. Helm, 2008 : Sub-debris melt rates on southern Inylchek Glacier, central Tian Shan. *Geogr. Ann.* **90** A (1), 55–63.
- Han, H., Y. Ding and S. Liu, 2006 : A simple model to estimate ice ablation under a thick debris layer. *J. Glaciol.*, **52** (179), 528–536.

- Inoue, J. and M. Yoshida, 1980 : Ablation and heat exchange over the Khumbu Glacier. *Seppyo*, **41** (Special issue), 26-33.
- Immerzeel, W. W., L. P. H. van Beek and M. F. P. Bierkens, 2010 : Climate change will affect the Asian water towers. *Science*, **328**, 1382-1385.
- Immerzeel, W. W., L. P. H. van Beek, M. Konz, A. B. Shrestha and M. F. P. Bierkens, 2012 : Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas. *Climatic Change*, **110**, 721-736, doi 10.1007/s10584-011-0143-4.
- Kääb, A., E. Berthier, C. Nuth, J. Gardelle and Y. Arnaud, 2012 : Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas. *Nature*, 495-498, doi : 10.1038/nature11324.
- Kayastha, R. B., Y. Takeuchi, M. Nakawo and Y. Ageta, 2000 : Practical prediction of ice melting beneath various thickness of debris cover on Khumbu glacier, Nepal, using a positive degree-day factor. In Debris-covered Glaciers, Nakawo M, Raymond CF, Fountain A (eds), IAHS-AISH Publication **264**, IAHS Press : Wallingford; 71-82.
- Kellerer-Pirklbauer, A., 2008 : The supraglacial debris-system at the Pasterze Glacier, Austria : Spatial distribution, characteristics and transport of debris, *Z. Geomorphol.*, **52**, 3-25, doi : 10.1127/0372-8854/2008/0052S1-0003.
- Kirkbride, M. P., 1993 : The temporal significance of transitions from melting to calving termini at glaciers in the central Southern Alps of New Zealand. *The Holocene*, **3** (3), 232-240.
- Lambrecht, A., C. Mayer, W. Hagg, V. Popovnin, A. Rejepkin, N. Lomidze, D. Svanadze, 2011 : A comparison of glacier melt on debris-covered glaciers in the northern and southern Caucasus. *The Cryosphere*, **5**, 525-538.
- Lejeune, Y., J. M. Bertrand, P. Wagnon and S. Morin, 2013 : A physically based model of the year-round surface energy and mass balance of debris-covered glaciers. *J. Glaciol.*, **59** (214), 327-344, doi : 10.3189/2013JoG12J149.
- 孫野長治・熊井 基, 1955 : 撒土融雪の熱学的研究. 雪氷の研究, No. 2, 日本雪氷協会, 63-80.
- Mattson, L. E. and J. S. Gardner, 1989 : Energy exchange and ablation rates on the debris-covered Rakhiot Glacier, Pakistan. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, **25** (1), 17-22.
- Mayer, C., A. Lambrecht, C. Mihalcea, M. Belò, G. Diolaiuti, C. Smiraglia and F. Bashir, 2010 : Analysis of Glacial Meltwater in Bagrot Valley, Karakoram. *Mountain Research and Development*, **30** (2), 169-177.
- Mihalcea, C., C. Mayer, G. Diolaiuti, A. Lambrecht, C. Smiraglia and G., Tartari, 2006 : Ice ablation and meteorological conditions on the debris-covered area of Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. *Ann. Glaciol.*, **43**, 292-300.
- Mihalcea, C., B. W. Brock, G. Diolaiuti, C. D'Agata, M. Citterio, M. P. Kirkbride, M. E. J. Cutler and C. Smiraglia, 2008 : Using ASTER satellite and ground-based surface temperature measurements to derive supraglacial debris cover and thickness patterns on Miage Glacier (Mont Blanc Massif, Italy). *Cold Regions Science and Technology*, **52**, 341-354.
- Nakawo, M. and G. J. Young, 1981 : Field experiments to determine the effect of a debris layer on ablation of glacier ice. *Ann. Glaciol.*, **2**, 85-91.
- Nakawo, M. and G. J. Young, 1982 : Estimate of glacier ablation under a debris layer from surface temperature and meteorological variables. *J. Glaciol.*, **28** (98), 29-34.
- Nakawo, M. and B. Rana, 1999 : Estimate of ablation rate of glacier ice under a supraglacial debris layer. *Geogr. Ann.*, Ser. A, **81** (4), 695-701.
- Nakawo, M., T. Morohoshi and S. Uehara, 1993 : Satellite data utilization for estimating ablation of debris covered glaciers. IAHS Publication. **218**, 75-83.
- Nakawo, M., H. Yabuki and A. Sakai, 1999 : Characteristics of Khumbu Glacier, Nepal Himalaya : recent change in the debris-covered area. *Ann. Glaciol.*, **28**, 118-122.
- Nicholson, L. and D. I. Benn, 2006 : Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data. *J. Glaciol.*, **52** (178), 463-470.
- Nicholson, L. and D. I. Benn, 2012 : Properties of natural supraglacial debris in relation to modelling sub-debris ice ablation. *Earth Surface Processes and Landforms*, **38** (5), 490-501, DOI : 10.1002/esp.3299.
- Østrem, G., 1959 : Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geogr. Ann.*, **51** (4), 228-230.
- Reid, T. D. and B. W. Brock, 2010 : An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layer. *J. Glaciol.*, **56** (199), 903-916 (doi : 10.3189/002214310794457218).
- Reid, T. D., M. Carenzo, F. Pellicciotti and B. W. Brock, 2012 : Including debris cover effects in a distributed model of glacier ablation. *J. Geophys. Res.*, **117**, D18105, doi : 10.1029/2012JD017795.
- Reznichenko, N., T. Davies, J. Shulmeister, M. McSaveney, 2010 : Effects of debris on ice-surface melting rates :

- an experimental study. *J. Glaciol.* **56** (197), 384–394.
- 坂井亜規子 2001 : 岩屑に覆われた氷河の融解過程. 雪氷, **63** (2), 191–199.
- Sakai, A., N. Takeuchi, K. Fujita and M. Nakawo, 2000 : Role of supraglacial ponds in the ablation process of a debris-covered glacier in the Nepal Himalayas. In *Debris-covered Glaciers*, Nakawo M, Raymond CF, Fountain A (eds), IAHS-AISH Publication **264**, IAHS Press : Wallingford; 119–132.
- Sakai, A., M. Nakawo and K. Fujita, 2002 : Distribution characteristics and energy balance of ice cliffs on debris-covered glaciers, Nepal Himalaya. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, **34**, 12–19, doi : 10.2307/1552503.
- Sakai, A., K. Fujita and J. Kubota, 2004 : Evaporation and percolation effect on melting at debris-covered Lirung Glacier, Nepal Himalayas, 1996. *Bulletin of Glaciological Research*, **21**, 9–15.
- Shukla, A., R.P. Gupta and M.K. Arora, 2009 : Estimation of debris cover and its temporal variation using optical satellite sensor data : A case study in Chenab basin, Himalaya. *J. Glaciol.*, **55** (191), 444–452.
- Suzuki, R., K. Fujita and Y. Ageta, 2007 : Spatial distribution of thermal properties on debris-covered glaciers in the Himalayas derived from ASTER data. *Bulletin of Glaciological Research*, **24**, 13–22.
- Takeuchi, Y., R.B. Kayastha and M. Nakawo, 2000 : Characteristics of ablation and heat balance in debris-free and debris-covered areas on Khumbu Glacier, Nepal Himalayas, in the pre-monsoon season, IAHS Publ., **264**, 53–61.
- Vionnet V and 7 others, 2012 : The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geosci. Model Dev.*, **5** (3), 773–791 (doi : 10.5194/gmd-5-773-2012)
- Zhang, Y., K. Fujita, S. Liu, Q. Liu and T. Nuimura, 2011 : Distribution of debris thickness and its effect on ice melt at Hailuoguo glacier, southeastern Tibetan Plateau, using in situ surveys and ASTER imagery. *J. Glaciol.*, **57** (206), 1147–1157.

Recent studies on ablation process of debris-covered glaciers

Akiko SAKAI¹

¹ *Kyoyokan 208, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University,*

Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601

* *Corresponding author: shakai@nagoya-u.jp*

Abstract: The ablation model for debris-covered glaciers that uses thermal resistance, which includes both debris thickness and thermal conductivity of the debris layer and requires only surface temperature and meteorological data to be acquired simultaneously. However, this method overestimates the ablation amounts for thick debris layers, since it neglects changes in heat storage in the debris layer. Conversely, recent studies on debris-covered glaciers have concentrated on developing the physical model of ablation of debris covered ice. However, physical model requires several parameters such as thermal conductivity and thickness of debris layers, which are difficult to obtain without digging debris layers. Therefore, it is difficult to employ this model over a wide area. By considering the advantages and disadvantages of each physical model, we could improve the ablation model of debris-covered glaciers.

(2013年6月21日受付, 2013年7月25日改稿受付, 2013年11月26日最終改稿受付,
2013年11月26日受理, 討論期限2014年7月15日)