日本雪氷学会誌 雪氷
63巻2号（2001年3月）191－200頁

総説

岩屑に覆われた氷河の融解過程

坂井亜規子[1)]

要旨

岩屑に覆われた氷河の融解過程は複雑で観測が困難なためこれまで詳細な研究が少なかった．当初の研究は岩屑に覆われた部分に重点がおかれ，均一な厚さの岩屑に覆われた氷雪の融解についての実験的研究が多くの研究者によって行われてきた．実際の氷河では岩屑の粒径，組成，厚さなどの分布を広い面にわたって把握することが困難であった．そこで近年発達した衛星画像で得られた表面温度分布から消耗域全体の融解量を推定するモデルが開発された．このモデルにより推定された値は実際の岩屑に覆われた氷河の融解量よりも大きくなった．この原因は岩屑氷河の池や氷壁の部分で大きな熱の吸収が氷河の融解を促進させていることが一因と考えられる．

キーワード：氷河，デブリ，D型氷河，消耗域，顕熱
Key words: glacier, debris, debris-covered glacier, ablation area, sensible heat

1. はじめに

アラスカやパタゴニア，アルプスの白く輝く氷河とは対称的に，ヒマラヤには岩屑（がんせつ）に覆われた氷河が広がっている．森林（1974），Moribayashi and Higuchi（1977）は消耗域がデブリに覆われた氷河（Debris-covered Glacier）をD型氷河，表面に異物のない雪や氷で白くきれいな氷河（Clean type glacier）をC型氷河と名付けた．デブリは風化した岩屑が岩壁から落下したもので，氷とともに流れ下る．消耗域でデブリは表面に析出・堆積し厚い層をなす．D型氷河は主に風化が激しい急峻な山に囲まれた地域の谷氷河に多く見られる．代表的な地域としてヒマラヤが挙げられるが，カラコラム，ニュージーランドやアンデス山脈などにも存在する．また火山活動が活発で火山噴出物が氷河上に堆積するようなカムチャツカやアイスランドなど世界各地に分布する．

近年地球温暖化が問題視され，ここ100年の間に温暖化で海水位が10～25 mm上昇したと言われる（IPCC, 1996）．その半分は山岳氷河の縮小により，ヒマラヤの氷河がそのうち5分の1を占めると言われている（Meier, 1984）．ところが，現在面積がわかっている東ネパールのクンブ地域ではD型が氷河面積の8割以上を占める（Fujii and Higuchi, 1977）が，その融解過程には不明な部分が多かった．寒冷で乾燥した極地のD型氷河では氷体が融解せず，昇華蒸発による消耗が主となる．夏期にはデブリ表面のみ0°Cになる氷河（Chinn and Dillon, 1987）や，温暖な気候下にあるアラスカの氷河のように，デブリ層に樹木や草が生えているものまである（Benn and Evans, 1998）．

繰り返しになるが，D型氷河についての研究は少なかった．その理由としては，デブリ部の岩屑の粒子サイズ，厚さ，分布などが不均一であって，それらを観測することが難しかったことに加え，どの氷河も同一のものがなく，事例研究の域を脱皮できなかっただけでなく，解明された事例そのものが少なかったことが挙げられる．

以上の問題点を解決し，表面温度と気象データさえあれば，どのD型氷河でも融解量を見積もることができるモデルが構築されてきた．本論ではこの様な複雑な表面状態を持つD型氷河の融解過程に関する研究を要約した．

1）名古屋大学大気水圏科学研究所
〒464-8601 名古屋市千種区不老町

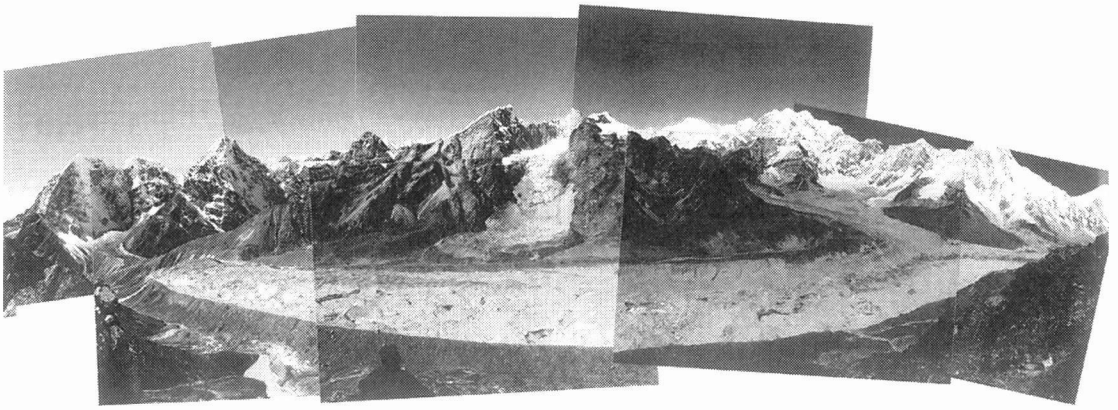


図1　クンブ氷河消耗域を左岸から望む．右が上流，左が末端（1995年11月撮影）．

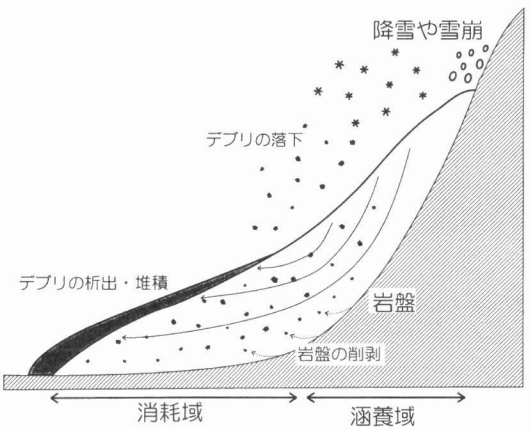


図2　D型氷河の断面図．上流で降雪や雪崩で涵養される際，岩壁から落下したデブリが取り込まれる．また氷河底では岩盤が削剥され氷河内に取り込まれる．これらデブリが氷とともに流動し，下流部の消耗域で氷は融解するが，デブリは氷河表面に析出・堆積する．

図3　リルン氷河上のデブリ・池・氷壁．表面はこのように起伏が激しい．

2. D型氷河の形態

D型氷河は図1に示すように消耗域が厚いデブリに覆われている．上流部で風化した岩屑や氷河が岩盤を削ってできた岩屑が氷河内に取り込まれ氷と共に流れていき，氷は融けるがデブリは氷河表面に堆積する（図2）．D型氷河がC型氷河と異なるのは特に下流部で岩屑を表面に残したまま上流から新しい氷体が補給される点である．

D型氷河の消耗域表面は図3のように起伏が激しく，デブリが堆積している部分や凹地に水が貯留され直径数mから数10mの池になっているところがあり，さらには高さ5mにもなる氷壁が露出している部分もある．また氷を覆うデブリの粒径もシルトから径が数mの岩まで様々である．

3. 土砂に覆われた氷の融解についての実験的研究

実際の氷河についての融解は上述のように表面形態が複雑であることから，はじめに行われたのは土砂に覆われた雪や氷の融解速度に及ぼす土砂の厚さの影響であった．この実験を世界で初めて手掛けたのは孫野・熊井（1955）である．その後Østrem（1959），成瀬ら（1970），Loomis（1970），Zotikov and Moiseeva（1972），Kotlyakov and Dolgushin（1972），Fujii（1977），Mattson *et al.*（1993），Khan（1989），Adhikary *et al.*（1997），Rana *et al.*（1998）などにより実験的な研究が行われた．Mattson *et al.*（1993）によると図4のように，融解速度は土砂の厚さ10～15mmをピークに大きく異なった．土砂が全くない場合から土

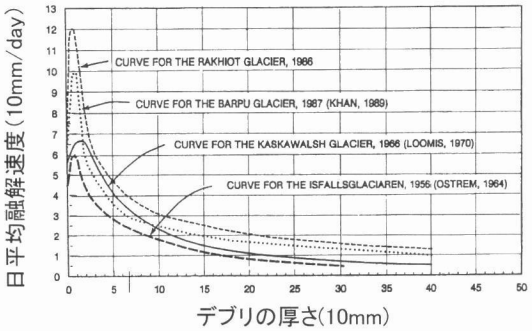


図4　デブリの厚さと氷の融解速度の関係（after Mattson *et al.*, 1993）.

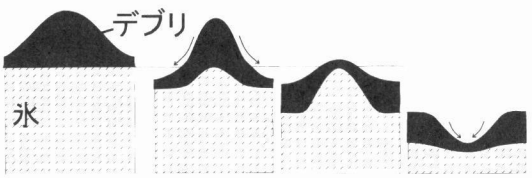


図5　氷を覆うデブリの厚さが不均一なときの氷の融解とデブリの動き．デブリの厚い部分では氷の融解が遅く融け残り，小丘のようになるが，デブリは崩れ落ちて融け残った氷の部分を覆うデブリは薄くなる．よって，融け残った氷は融解が促進される．このように氷河表面の起伏はある程度以上は大きくならない．

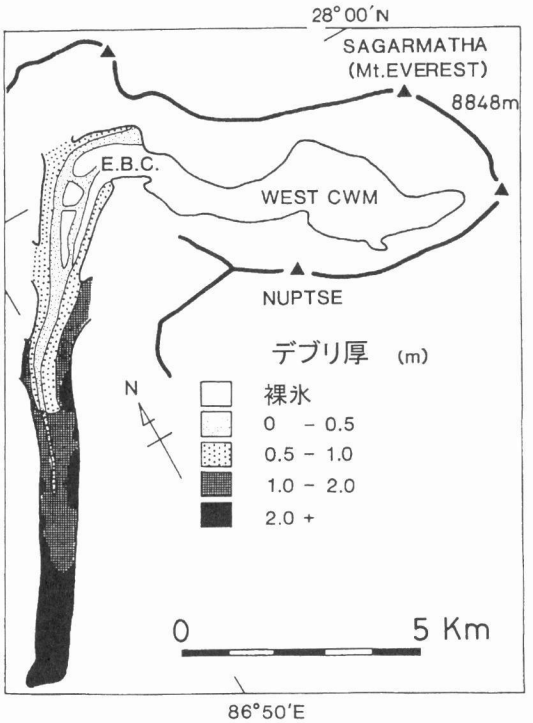


図6　クンブ氷河のデブリ厚さ分布（after Nakawo *et al.*, 1986）.

砂が約10 mmの厚さまで融解速度が増加するのは，日射に対する吸収係数が大きくなるためである（孫野・熊井, 1955）．雪国で春先に雪を早く融かすために灰を撒いているのが見受けられるが，上述のように表面が黒いと太陽光を吸収しやすくなるという性質を利用したものである．またロシアのKotlyakov and Dolgushin（1972）によると第二次世界大戦中にソビエト連邦が北極海の氷を融かして航路を開くため，どのぐらいの土砂を撒けば最も効率よく氷を融かすか研究が行われたことを記している．雪や氷を融かす効果は，土砂の量が増え厚くなると逆に図4のように融解速度は減少していく．これは土砂が厚くなると，日射吸収により表面温度が気温より高くなり，吸収熱の一部が大気に放出されるため，デブリ層の下へ伝達される熱が相対的に少なくなることに原因がある．日本の雪国で農作物の保存や冷房の冷熱源利用の目的で雪の保存に関する研究が行われており，断熱材の表面温度が高いほど良い効果が得られている（対馬・谷井, 1994）.

以上の実験からデブリの再堆積は氷河の融解速度の変化をもたらす．Drewry（1972）は氷河上のデブリ厚が不均一なときの融解とデブリの移動について数値実験をおこなった．デブリ厚が異なるため氷の融解速度が不均一となって表面に小丘が形成されようとも，結局は図5の様にデブリが厚く融解が遅い小丘のデブリが凹みに落ち込んで再堆積しそれまでの薄い部分が逆に厚くなって起伏の発達が抑制される．つまり，表面の凸凹形態に関しては負のフィードバックが働くと結論している.

4. クンブ氷河での融解量観測

クンブ氷河でのデブリ厚分布を図6に示した．デブリは氷とともに流動し，消耗域で氷が融解するとデブリは表面に残され堆積するため，末端へ向かうほどデブリは厚くなる．クンブ氷河の末端から上流方向へ約6 km辺りまでは厚さ1 m以上のデブリに覆われている．図4の実験結果からMattson *et al.*（1993）は土砂の厚さが1 mになると，ほとんど氷は融解しないことを示しており，この結果クンブ氷河末端部のデブリ下ではほとん

ど融解しないと考えられる．

Inoue and Yoshida（1980）は実際にクンブ氷河においてデブリ層を掘り氷中に穴を開け，ステークを設置し融解量を8月の数日間測定した．この結果を用いて彼らはデブリ下の氷の融解速度縦断分布を出した．図7の点線はその日平均値を1年間の中の融解期が4ヶ月と仮定して，年間融解量に換算した値（0.1～3 m/yr）である．この結果，末端から4 kmの地点までの数mもの厚いデブリの下でも実験（図4）から予想される以上に融解がすすんでいることがわかった．またデブリ中の鉛直温度分布の測定から，温度の時間変化は大きく，熱は熱伝導の他に移流熱が大きい（吉田，1980）ことが指摘された．吉田（1980）はデブリ中の熱の輸送を促進させる原因として，雨の浸透をあげている．特に融解期の雨は午後に降るため（Ageta, 1976; Sakai *et al.*, 1998）午前中に太陽放射で暖まった岩屑に午後に降る雨が効果的に熱を下層に運んでいくだろうと指摘している（吉田，1980）．

5. D型氷河の融解推定法

Inoue and Yoshida（1980）は氷河上数点において融解量を測定したが，実際の氷河は図3の様にデブリ厚が数mの場所もあれば氷壁が露出している場所もあるという非常に複雑な地形である．このように不均一な地形の消耗域において全体の融解量をもとめる方法を紹介する．

図4の前述の実験結果では，土砂に覆われた氷や雪の融解速度がデブリの厚さで決まることがわかった．しかしここで問題になるのは実際のD型氷河全体における融解量を推定する場合，D型氷河はデブリの厚さは一様ではないことである．またMattson *et al.*（1993）がまとめた図4が示すように，各実験毎に気象条件やデブリの熱伝導率が異なるため，デブリ厚が同じでも融解速度は異なり，デブリの厚さから単純に融解量が求まるわけではない．

デブリ層中を熱伝導で熱が伝わるとすれば，デブリの厚さと熱伝導率，さらに気象データさえあれば融解量は求まる．しかし，デブリの厚さ分布を測ることは労力の点から不可能であり，氷河上のデブリの熱伝導率はデブリの岩質や粒径，空隙率などによって大きく異なる．以上の問題点を解決したのが以下に紹介する方法である．

上記のようにデブリの熱伝導率と厚さをそれぞれ独立して実際の氷河で求めることは困難であるために，Nakawo and Young（1981）はデブリの熱伝導率とデブリの厚さを合わせた，デブリの熱抵抗値という考え方を導入した．さらにNakawo and Young（1982）は，デブリの表面温度とその時の気象データ（正味放射，風速，気温，気圧）があれば熱抵抗値が求まることを実験から示した．よってデブリの表面温度と気象データさえあれば，デブリ層下の融解量が求められる．

その際デブリ層中の温度分布を図8のように氷

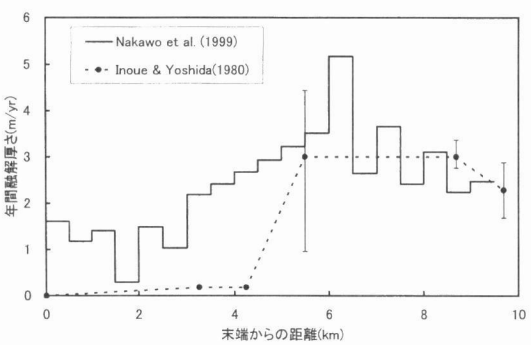


図7　年間融解速度の縦断分布（点線：Inoue and Yoshida（1980）による観測値．実線：Nakawo *et al.*（1999）によるモデル計算値．）末端から5 km付近まで観測値と推定値に大きな差がある．

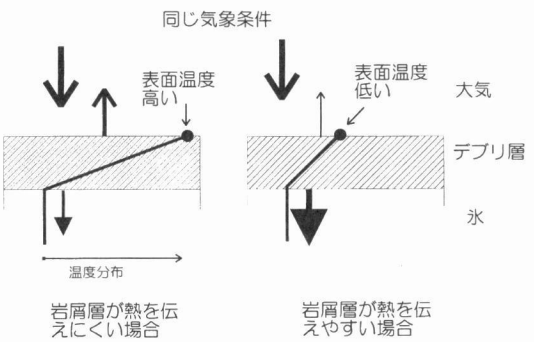


図8　デブリ層の熱伝達特性と表面温度の関係図（矢印の大きさは熱の大きさを示す）：同じ気象条件（デブリ表面に入ってくる熱が同じ）において，熱を伝えやすければ表面温度が低くなる（右）．デブリ層が熱を伝えにくければ表面温度は高くなり（左），デブリ表面から出ていく熱が大きくなるため，結果的にデブリ下の氷に達する熱は小さくなる．

面の0°Cからデブリ層の表面温度まで直線的であると仮定する．これにより，デブリ層内での熱の輸送（熱流）は一定で，デブリ層の表面に入ってきた熱と氷面に入っていく熱は同じであることを意味している．図8に示すように同じ気象条件（日射，気温，風速が同じ）かつデブリのアルベード（平均太陽光反射率）が同じで，デブリ表面に入ってくる熱が同じでも，デブリ層が熱を伝えやすければ，デブリ層表面の熱は下の氷へ速やかに伝えられ表面温度が低くなる．逆にデブリ層が熱を伝えにくいと，デブリ層表面の熱が表面に貯留され表面温度が高くなるため，デブリ表面から逃げていく熱が大きくなり，結果的にデブリ下の氷に達する熱が小さくなる．以上の関係から出てくるのが，デブリの熱抵抗値である．

更に，Nakawo *et al.*（1993）は氷河のような広域の表面温度分布を測定するために衛星画像の表面温度データを利用する方法を提案した．上記の関係を利用すると，ある時の気象条件と衛星画像によるデブリの表面温度分布が同時にわかればそのデブリの熱抵抗分布が推定できる．Nakawo and Rana（1999）は上記の方法を使ってランタンにあるリルン氷河デブリ域の融解量を推定した量とデブリに覆われていない部分の融解量と降雨量の合計が，観測した氷河からの流出水量と良く合いモデルの有効性を示すことに成功した．

このモデルは，一度表面温度分布を計れば氷河表面の氷壁も含めたエリアの平均的な融解速度がわかるという画期的な方法である．しかし問題点として，1）デブリ表面が乾燥しているとして蒸発によって奪われる熱を無視しているため融解速度を大きく見積もりすぎることがあげられる．特にヒマラヤでは融解期に降水量が多く，デブリ表面が雨によって濡れることが多く蒸発の役割が大きいと考えられる．デブリに覆われた部分の熱収支についてはInoue and Yoshida（1980）やMattson and Gardner（1989）が行っており，彼らはデブリ部分の熱収支には蒸発熱が無視できないことを示した．また最近の研究から2）デブリに蓄えられた熱が夜間氷河上の大気を暖めるため，氷河以外の観測地点の気温による気温断熱減率による推定が当てはまらないことがわかった．この蓄熱放出現象をFujita and Sakai（2000）は氷河上と氷河以外の場所の気温データの比較から，Takeuchi *et al.*（2000）はデブリ層の貯熱量変化から示唆した．

さらに3）消耗域表面は夏期，融解に伴い池や氷壁は形成・消滅し，刻々と変化しているが，このモデルでは一度表面温度を測定し，デブリ層の熱抵抗分布を決定した後は表面状態の変化は無いとして計算を行っている．

4）傾斜している氷壁では，氷面が水平な裸氷と比べて受ける日射が大きく融解量も大きい（Sakai *et al.*, 1998）が，このモデルでは，氷壁を水平面として計算するので，氷壁の融解量を少な目に見積もってしまう可能性がある．

以上4つのことについて今後量的評価が必要であろう．上記のモデルを利用してNakawo *et al.*（1999）がクンブ氷河消耗域の年間の融解量を推定したのが図7の実線である．モデルにより推定した値（Nakawo *et al.*, 1999）（実線）と，デブリ部分での融解量観測値を氷河全体に適用したInoue and Yoshida（1980）による値（点線）を比較してみると，前者の推定値の方が末端から5 kmの地点までかなり大きい．なぜ氷河全体を見積もった推定値がデブリ部分で測定した値より大きいのだろうか？

6. 消耗域表面で吸収される熱

D型氷河の消耗域は全面がデブリに覆われているわけではなく，所々，凸部脇に氷が露出していたり，凹地に水がたまり池が形成されている（図3）（Iwata *et al.*, 1980; Watanabe *et al.*, 1986）．よって表面状態により消耗域はデブリで覆われているデブリ部分，氷面である氷壁，水面である池の3つにわけられる．前述のようにデブリに覆われた氷の融解については研究されてきたが，氷壁や池はD型氷河の融解を考える際はほとんど注目されていなかった．そこでまず氷壁と池についての研究を見てみる．

氷壁は傾斜していることで氷壁上部に堆積している細かな堆積物が融解水とともに流れ，氷壁表面を覆って黒くし，日射を吸収しやすくさせ融解を促進させている（Adhikary *et al.*, 2000）．きれいな氷のアルベードは0.4（Paterson, 1994）であるが，観測された氷壁のアルベードは0.11－

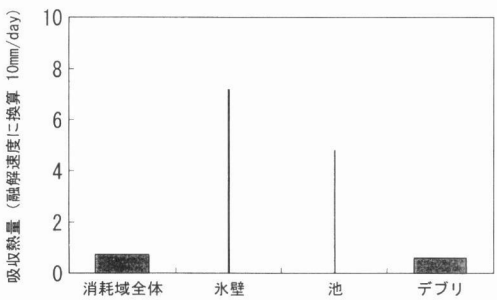
0.22（Sakai *et al.*, 1998; Adhikary *et al.*, 2000）となり，氷壁はきれいな氷（Paterson, 1994）の約1.5倍もの日射量を吸収する．さらに氷面は融解期中0°Cであり気温はプラスであるため，顕熱や潜熱による融解熱への寄与も大きい．

池の水体はアルベードが約0.1（太陽高度60度－90度のとき（Sakai *et al.*, 2000））とデブリのアルベード（約0.2：吉田（1980））に比べて小さく，太陽放射の吸収は比較的大きい．また大気から入射する熱が拡散しやすく，表面温度が上がらないので，大気に放出される熱もデブリに比べると少ない．そのため池における吸収熱量は大きくなる（Sakai *et al.*, 2000）．

氷壁の融解速度は観測の結果，また池の吸収熱量は熱収支計算の結果，図9に示すような融解速度（吸収熱量をそれぞれの面での単位面積当たりの融解速度に換算している）になった．またデブリ域全体での融解量は，流出量の観測値からデブリ域での融解量以外の降雨量と表面が雪や氷の部分での融解量を差し引いた残差から求めた．この結果池や氷壁はデブリに覆われた部分よりも吸収される熱が1桁大きく（融解速度に換算してある），これらの部分で集中して熱が吸収されていることがわかった（図9：縦軸）．

では図7に示したクンブ氷河の融解量縦断分布において池や氷壁での融解はどのぐらいの割合を占めるのだろうか？　図10では図7に加え，クンブ氷河の縦断方向の池と氷壁において吸収される熱量をリルン氷河の気象データをもとに推定した値を示した．池・氷壁で吸収される熱量をそれぞれの融解速度と面積をかけて出し，その熱量を末端から500 m毎の消耗域について平均し融解厚さに換算している．図10から下流部の厚いデブリに覆われている部分は池・氷壁があるため吸収熱量が大きくなっていることがわかる．

しかし，消耗域全体の融解量を表面温度から推定した値（Nakawo *et al.*, 1999）と比べると池・氷壁での融解だけでは全融解量を説明することができず，デブリに覆われた部分の融解もかなりの値を占める．この理由として，1）薄いデブリに覆われている部分が集中的に融けている可能性と，上記にも示したように2）午後にデブリ表面に雨が降りデブリを浸透して氷に達し，氷の融解を促進させている可能性がある．



	消耗域全体	氷壁	池	デブリ
面積(%)	100	1.8	0.5	97.7
融解量(%)	100	18	3	79

図9　リルン氷河における：縦軸：消耗域全体，氷壁，池，デブリのそれぞれ面の単位面積当たりに吸収される熱量を融解量に換算した値（氷壁・池における吸収熱量がデブリ部分に比べ大きいことがわかる）．横幅：消耗域全体に氷壁，池，デブリが占める面積割合．従ってそれぞれの棒グラフの面積が消耗域における融解量の相対値を示す（面積割合，消耗域における融解量の割合の値を下段に示す）．

7. 融解にともなう表面形態の変化

D型氷河の消耗域は池や氷壁で集中して熱が吸収されていることがわかった．つまり氷河表面が一様に融けるのではなく，池や氷壁のある部分が集中して融けることになる．氷壁で吸収された熱は氷を融かし壁面を後退させる．一方で池に吸収された熱は氷河のどの部分を融解させるのだろうか？　まずそれにはD型氷河消耗域での水収支

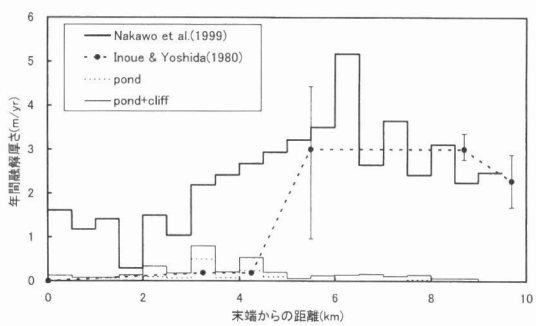


図10　クンブ氷河の融解量縦断分布（図7）に池・氷壁での融解量分布（氷壁・池での吸収熱量をそれぞれの熱フラックスと面積をかけてだし，その熱量を末端から500 m毎の消耗域について平均し，融解厚さに換算している）を加えた．末端から2－4 km付近で池・氷壁における吸収熱量が大きい．

を見ていく必要がある．池の水位変動は日中上昇し，夜間に低くなる（Sakai *et al.*, 2000）．これは日中に氷河の融解水が流入するためである．図11に氷河全体の水収支についての模式図を示す．消耗域の起伏の凹みはそれぞれ氷河表面融解水の集水域をなし，低い方へと流れていった融解水は，あるところでは池に一旦貯留され，氷河内へと浸透していくと考えられる．そして氷河底と岩盤の間を流れるメインの氷河内水脈へ達し，氷河末端のエンドモレーンから溢流する．これら氷河内水脈は大きいもので直径が10 m以上もあり融解水だけでなく，デブリも輸送する（Naslund and Hassinen, 1996）．

池へ流入する前の融解水は氷に接して流れてくるため0°Cに近いと考えられるが，一度池に貯留されると日射を吸収し水温が2°Cぐらいまであたためられ，暖かい水は沈降して底を融かし，一部は氷河内水脈を通じて氷体内へ流出する．池の表面で吸収された熱がどこで使われるかを示したのが図12である．図に示すように池で吸収された熱は，池の周りを融解させ池自体を拡大させるよりも，池から流出する方が大きいことがわかった．また氷河表面が陥没し氷壁や池が形成されるのが観測されたが，これは氷河内水路が拡大した後，水路の天井部分が薄くなって陥没したためと考えられる（Kirkbride, 1993）．陥没が増加することは表面の起伏を大きくさせることになる．実際にIwata *et al.*（2000）によれば図13の様に消耗域での起伏の激しい部分が1978年から1995年までに拡大していることがわかった．これはまさに池から流出した熱が氷河内水脈を発達させ，表面地形を複雑にしている証拠を示している．池と氷壁において吸収される熱量はデブリに覆われた部分よりも熱の吸収が約10倍大きいため，池や氷壁の面積が増加するということはデブリに覆われた氷河の融解を促進させるという結果になる．このように大型氷河上の池は融解水をいったん貯水して温め，温まった水を流出して氷河内水路を拡大させ，氷河内水路の陥没の結果さらに新しく池・氷壁を形成して（図14），氷河の消耗を加速させる役割を果たすと言うことが示唆できる（Sakai *et al.*, 2000）．またD型氷河では氷河表面に形成された池の水温は池の底がデブリで断熱されているため，表面が氷のC型氷河に比べ，高くなりやすい．このことが，特にD型氷河で池に通じている水路を拡大させやすく，また池の突発的な流出を起こしやすくしていると考えられる．

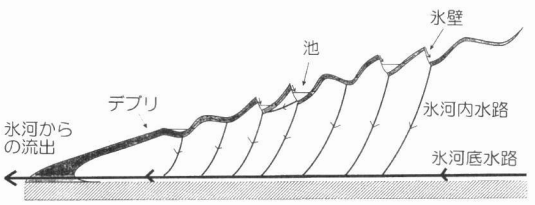


図11　氷河全体の水路図．池はデブリ下からの融解水や氷壁からの融解水を集める．稀に氷河内水路を通ってきた水が池に流入する．池から流出する水は，氷河内水路や氷河表面のデブリと氷の間を通っていくと考えられる．氷河内水路を通る水は最終的には氷河底水路へ合流し，氷河末端のエンドモレーンから流出する．

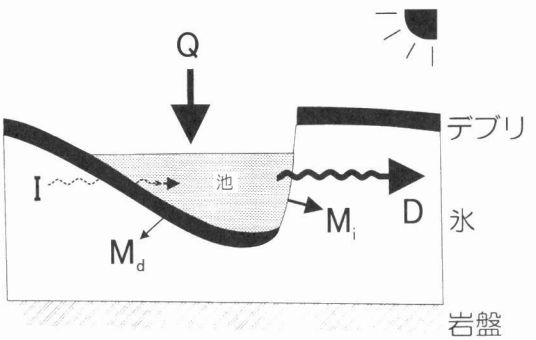


図12　池の熱収支図．Q：池表面に入る熱．I：池への流入水にともなって入ってくる熱（流入水は氷の間を通ってくると考えられるので0°Cと考えられる．ここで0°Cを基準として0°Cの水は熱量0とするので，流入する融解水は熱量0となる）．M_d：池の底のデブリ下で融解する熱量．M_i：池の中の裸氷で融解する熱量．D：池から流出する水にともなう熱量．矢印の大きさが熱量の相対的な大きさを表す．池表面に入ってきた熱のほとんどは流出水と共に流出してしまう．

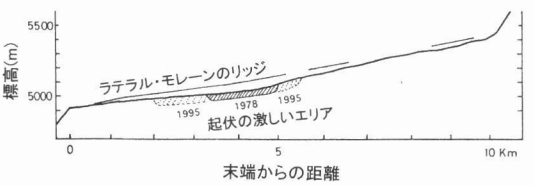


図13　クンブ氷河表面状態の変化．表面の起伏が激しい部分が1978年（斜線部分）から1995年（点線斜線部分）までに拡大した（after Iwata *et al.*, 2000）．

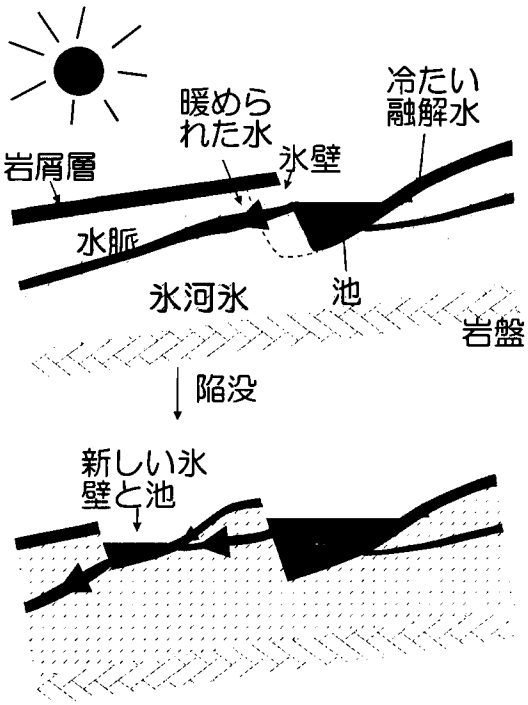


図14 池から流出した熱で氷河表面が複雑になっていく過程．氷河表面で生じた融解水が一旦池に貯留され暖まり，氷河内水脈を通じて流出する．その際池で暖まった水は氷河内水脈を拡大させ，水脈の天井部分が陥没し，陥没した部分にさらに新しい池と氷壁ができる．池や氷壁での吸収熱量はデブリ部分より一桁近く大きく，新しい池と氷壁の形成は氷河の増大させる．池が池をつくるという正のフィードバックは氷河の消耗を加速させる．

8. おわりに

これまでD型氷河は厚いデブリに覆われているため融解しないと言われてきたが，実際の観測からD型氷河は厚いデブリの下でも融解は進み，池や氷壁の存在によって融解が促進されていることがわかった．

しかしデブリで覆われた部分における融解速度も大きく，これらの原因と考えられるデブリ表面で暖められた雨が浸透して氷の融解を促進している可能性などを考慮していくことが必要である．また消耗域において池や氷壁の形成がどの様に起こるか，つまり表面状態がどの様に変化していくかということを量的に評価していくことは，これからD型氷河の消長について考える上で重要になってくるだろうと考えられる．

謝辞

富山大学対馬勝年教授には本稿を何度も熱心に見ていただき，大変貴重なご助言をいただいた．名古屋大学大気水圏科学研究所中尾正義助教授には本稿をまとめることを薦めていただいた．ここに深く感謝の意を表す．

文献

Adhikary, S., Seko, K., Nakawo, M., Ageta, Y. and Miyazaki, N., 1997: Effect of surface dust on snow melt. Bulletin of Glacier Research, **15**, 85-92.

Adhikary, S., Nakawo, M., Seko, K. and Shakya, B., 2000: Dust influence on the melting process of glacier ice: experimental results from Lirung Glacier, Nepal Himalayas. Intern. Assoc. Hydrol. Sci., **264**, 43-52.

Ageta, Y., 1976: Characteristics of precipitation during monsoon season in Khumbu Himal. Seppyo, **38** (Special Issue), 84-88.

Benn, D. I. and Evans, D. J. A., 1998: Glaciers & Glaciation. London, Arnold, 734 pp.

Chinn, T. J. H. and Dillon, N A., 1987: Observations on a debris-covered polar glacier 'Whisky Glacier', James Ross Island, Antarctic Peninsula, Antarctica. J. Glaciol., **33**, 300-310.

Drewry, D. J., 1972: A quantitative assessment of dirt-cone dynamics. J. Glaciol., **11** (63), 431-446.

Fujii, Y., 1977: Field experiment on glacier ablation under a layer of debris cover. Seppyo, **39** (Special issue), 20-21.

Fujii, Y. and Higuchi, K., 1977: Statistical analyses of the forms of the glaciers in Khumbu Himal. Seppyo, **39** (Special issue), 7-14.

Fujita, K. and Sakai, A., 2000: Air temperature environment on debris-covered area of Lirung Glacier, Langtang Valley, Nepal Himalayas. Intern. Assoc. Hydrol. Sci., **264**, 83-88.

Inoue, J. and Yoshida, M., 1980: Ablation and heat exchange over the Khumbu Glacier. Seppyo, **41** (Special issue), 26-33.

Intergovernmental Panel of Climate Change, 1996: Climate change 1995 ? the science of climate change: changes in sea level. WMO/UNEP, Cambridge University Press, 359-405.

Iwata, S., Watanabe, O. and Fushimi, H., 1980: Surface morphology in the ablation area of the Khumbu Glacier. Seppyo, **41** (Special issue), 9-17.

Iwata, S., Aoki, T., Kadota, T., Seko K. and Yamaguchi, S., 2000: Morphological evolution of the debris-covered surface of Khumbu Glacier, Nepal, between 1978 and 1995. Intern. Assoc. Hydrol. Sci., **264**, 3-11.

Khan, M., 1989: Ablation on Barpu Glacier, Karakoram Himalaya, Pakistan: a study of melt processes on a

faceted, debris-covered ice surface. Unplished Master's Thesis, Wilfrid Laurier University, Waterloo, Canada, 158 pp.

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**, 232-240.

Kotlyakov, V. M. and Dolgushin L. D., 1972: Possibility of artificial augmentation of melting by surface dusting of glaciers (results of Soviet Investigations) Intern. Assoc. Hydrol. Sci., **107**, 1421-1426.

Loomis, S. R., 1970: Morophology and structure of an ice-cored medial moraine, Kaskawulsh Glacier, Yukon. In: Studies of Morophology and Stream Action on Ablating Ice (ed. By S. R. Loomis, J. Dozier and K. J. Ewing), 1-56. Res. Paper No. 57, Arctic Inst. North America.

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 Gardner, J. S., 1989: Energy exchanges and ablation rates on the debris-covered Rakhiot Glacier, Pakistan. Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie, **25**, 17-32.

Mattson, L. E., Gardner, J. S. and Young, G. J., 1993: Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya. Intern. Assoc. Hydrol. Sci., **218**, 289-296.

Meier, M. F., 1984: Contribution of small glaciers to global sea level. Science, **226**, 1418-1421.

森林成生，1974：ネパールヒマラヤの氷河について―その特性と最近の変動―．雪氷，**36**，11-21.

Moribayashi, S. and Higuchi K., 1977: Characteristics of Glaciers in the Khumbu Region and their Recent Variations. Seppyo, **39** (Special Issue), 3-6.

Nakawo, M., Iwata, S., Watanabe, O. and Yoshida, M., 1986: Processes which distribute supraglacial debris on the Khumbu Glacier, Nepal Himalaya. Annals of Glaciology, **8**, 129-131.

Nakawo, M., Moroboshi, T. and Uehara, S., 1993: Satellite data utilization for estimating ablation of debris covered glaciers. Intern. Assoc. Hydrol. Sci., **218**, 75-83.

Nakawo, M. and Rana, B., 1999: Estimate of ablation rate of glacier ice under a supraglacial debris layer. Geografiska Annaler, **81A**, 695-701.

Nakawo, M., Yabuki, H. and Sakai, A., 1999: Characteristic of Khumbu Glacier, Nepal Himalaya: recent change in the debris-covered area. Ann. of Glaciol. **28**, 118-122.

Nakawo, M. and Young, G. J., 1981: Field experiments to determine the effect of a debris layer on ablation of glacier ice. Annals of Glaciology, **2**, 85-91.

Nakawo, M. and Young, G. J., 1982: Estimate of glacier ablation under a debris layer from surface temperature and meteorological variables. J. Glaciol., **28**, 29-34.

Naslund, J. O. and Hassinen, S., 1996: Supraglacial sediment accumulations and large englacial water conduits at high elevations in Myrdalsjokull, Iceland. J. Glaciol., **42**, 190-192.

成瀬廉二・大浦浩文・小島　賢，1970：気温融雪の野外研究．低温科学，物理編，**28**，191-202.

Østrem, G., 1959: Ice melting under a thin layer of moraine and the existance of ice cores in moraine ridges. Geografiska Annaler, **41**, 228-230.

Paterson, W.S.B., 1994: The Physics of Glaciers, 3rd edition. Pergamon, Oxford, 480 pp.

Rana, B., Nakawo, M., Ageta, Y., Seko, K., Kubota, J. and Kojima, A., 1998: Glacier ablation under debris cover: field observations on Lirung Glacier, Nepal Himalayas. Ecohydrology of High Mountain Areas. Proceedings of the International Conference on Echohydrology of High Mountain Areas, Kathmandu, Nepal, 1996, 393-403.

Sakai, A., Nakawo, M. and Fujita, K., 1998: Melt rate of ice cliffs on the Lirung Glacier, Nepal Himalayas, 1996. Bulletin of Glacier Research, **16**, 57-66.

Sakai, A., Takeuchi, N., Fujita, K. and Nakawo, M., 2000: Role of supraglacial pond in the ablation process of a debris-covered glacier in the Nepal Himalayas. Intern. Assoc. Hydrol. Sci., **264**, 119-130.

Takeuchi, Y., Kayastha, R. B. and Nakawo, M., 2000: Characteristics of ablation and heat balance in debris-free and debris-covered areas on Khumbu Glacier, Nepal Himalayas, in the premonsoon season. Intern. Assoc. Hydrol. Sci., **264**, 53-69.

対馬勝年・谷井文夫，1994：断熱材による雪山の融雪制御．日本雪工学会誌，**10**，22-31.

Watanabe, O., Iwata, S. and Fushimi, H., 1986: Topographic characteristics in the ablation area of the Khumbu Glacier, Nepal Himayaya. Ann. Glaciol. **8**, 177-180.

吉田　稔，1980：東ネパールにおける Debris Covered Glacier の熱収支特性に関する研究．名古屋大学，修士論文，116 頁.

Zotikov I. A. and Moiseeva G. P., 1972: A theoretical study of ice surface dusting influence on melting intensity. Intern. Assoc. Hydrol. Sci., **107**, 1410-1419.

Ablation process of debris-covered glaciers

Akiko SAKAI
Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Nagoya University, Nagoya 464-8601

Abstract: The Ablation process of a debris-covered glacier has not been clarified in detail because the observation is difficult on debris-covered glaciers. In the early days of such study, many researchers conducted experiments on the melt rate of ice covered with a debris layer of various thicknesses. But the experimental results difficult to apply to the estimation of the ablation amount of the whole debris-covered area. Therefore, a model was established that could estimate the ablation amount in the whole debris-covered area by using surface temperature distribution. The Ablation amount estimated by the model was larger than that of the observed melt rate for debris-covered ice. Heat absorbed at the supraglacial ponds and ice cliffs on the debris-covered glacier would accelerate the ablation of debris-covered glacier.

(2000年11月13日受付，2001年1月4日改稿受付，2001年1月24日再改稿受付，2001年2月15日受理，討論期限2001年9月15日)