

総説

ネパール・ヒマラヤにおける近年の氷河縮小

内藤 望¹⁾

要旨

近年ネパール・ヒマラヤにおいて顕著な氷河縮小が数多く観測されている。特に小型氷河の縮小速度は1990年代に入って加速していると考えられる。また岩屑に覆われた大型氷河についても、従来考えられていたよりも激しく縮小していることが実測されるに至った。このような現地観測例が蓄積された一方で、ネパール・ヒマラヤの氷河の特徴を反映した氷河変動モデルの開発と数値実験も徐々に充実しつつある。これら現地観測および数値実験による、1970年代以降の約30年間のネパール・ヒマラヤにおける氷河縮小に関する、最新の研究成果について紹介、解説する。

キーワード：氷河変動，ネパール・ヒマラヤ，夏期涵養型氷河，D型氷河，数値実験

Key words: glacier fluctuation, Nepal Himalayas, summer-accumulation type glacier, debris-covered glacier, numerical experiment

1. はじめに

近年、地球温暖化問題に伴う海水面の上昇が世界的な関心を集めている。IPCC（気候変動に関する政府間パネル）の報告によると、過去100年間に世界の海水面が10～25 cm 上昇したといわれるうちの2～5 cm の上昇分は、南極、グリーンランド氷床を除く世界中の山岳氷河の縮小によるものと考えられている（Warrick *et al.*, 1996）。また西暦2100年までの海面上昇を予測する場合、海水が暖かくなり膨張する効果と共に、山岳氷河の縮小が重大な役割を果たすと考えられている。特に世界の氷河の中でもアジア・モンスーン地域の氷河は、アラスカ南東部、南米パタゴニアの氷河と並んで海面上昇への影響が大きいと予想されている（Meier, 1984; Warrick *et al.*, 1996）。

ヒマラヤを含むアジア・モンスーン地域の氷河は、氷河の質量の供給源である降雪が夏期に集中していることから「夏期涵養型」氷河と呼ばれる。夏期の降水はわずかな温暖化でも雪から雨へと変化してしまう。そのため気温の上昇によって氷河

の融解が増す効果に、降雪が減って氷河質量の供給が減る効果、日射の大半を反射する新雪で氷河が覆われる割合が減るためにさらに氷河の融解が増す効果、と三重の効果で氷河質量の減少が進行することになる。藤田（2001）が解説しているとおり、夏期涵養型氷河における降雪量と融解量の差し引きとしての「質量の収支」は、わずかな気温の変化に対しても極めて大きく変化するのである。前述したMeier（1984）やWarrick *et al.*（1996）の予測には、このような夏期涵養型氷河の特性は全く考慮されていない。したがってヒマラヤ地域において温暖化が本当に進行するのならば、これらの予測よりもヒマラヤの氷河ははるかに急激に縮小することになり、世界の海面上昇へもさらに重大な影響を与える可能性が高いのである。

一方ネパールやブータンのヒマラヤ諸国では、大型氷河の縮小に伴う融解水が堰き止められてできる「氷河湖」が各地に多数存在している（Yamada, 1998; Ageta *et al.*, 2000）。これら氷河湖の多くは、かつて氷河が拡大、前進した時期に氷河によって運搬されてきた岩屑がつくっているモレーンによって堰き止められている。このモレー

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

ンが決壊すると、大規模な洪水が下流域を襲って莫大な被害を生じる可能性がある。山田(2000)の解説にあるとおり、このような「氷河湖決壊洪水」という災害が近年多発する傾向にあり、地域住民にとって切実な問題となっている。

氷河は、半面ではこのような自然災害の要因になりうるが、もう半面では乾季にも安定した水量を下流域に供給する貴重な水資源でもある。さらに雪氷面は日射の大半を反射することや、0°Cより高い温度には決してならないことから、地表面が雪氷で覆われているといたないとでは放射、熱収支の環境が大きく異なる。よって氷河面積の変化は局地気候へ大きな影響を与える。

このようにヒマラヤにおける氷河の変動は、海面上昇といった世界的な問題から地域、局地的な問題にいたるまで、多方面にわたって重大な影響を及ぼす。では実際にヒマラヤの氷河は過去および現在、どのように変動しているのであろうか？ ヒマラヤ、カラコルム地域の氷河変動については既に山田、白岩(1995)が、前世紀以降の観察、観測記録および1970年代～1990年代初頭の約20年分の観測結果をもとに、まとめている。この山田、白岩(1995)の解説以降、1994～1999年の6年間にネパール・ヒマラヤを中心に実施された研究プロジェクト「CREH (Cryosphere Research in the Himalayas)」によって、新たに重要な観測結果が積み重ねられた。そこで本稿では、主に1990年代に得られた新たな観測事実や氷河変動モデルを用いた研究成果を中心に、ネパール・ヒマラヤの近年の氷河変動について解説する。対象とする氷河変動の時間スケールとしては、1970年代以降の最大約30年程度とする。

ヒマラヤの氷河はその表面形態から2種類に分類されている。すなわち下流部を厚い岩屑(デブリ)に覆われた「D型氷河」(Debris-covered type glacier)と、デブリを伴わない「C型氷河」(Clean type glacier)である(森林, 1974; Moribayashi and Higuchi, 1977)。前者のD型氷河は大型の氷河に多く、ネパール・ヒマラヤの氷河面積の大半を占めている。また後者のC型氷河は一般に小型の氷河である。この両者の氷河規模の違いから、またデブリの存在が融解へ大きな影響を及ぼすことから、同じ気候の変化に対して

も両者の氷河が反応する速さや変化する規模に大きな差異があると考えられてきた。本稿においても、便宜上C型氷河とD型氷河に節を分けて解説する。また具体的な解説に入る前の導入部として、第2節では氷河変動に関する基本概念や具体的な観測手法について簡単な説明を行う。そして第5節には今後のヒマラヤの氷河変動研究における課題と展望をまとめる。

2. 基本事項の説明

2.1. 氷河変動の基本概念

谷氷河に対して、流動方向を横断する方向に沿って氷河を輪切り状に分割して考える。分割された各部分において、氷河の変動を表面レベルの時間(t)変化で表す。表面レベルの変化はすなわち氷河の厚さ(氷厚: h)の変化と等しい。氷河水の密度を一定として連続の式(質量保存則)から、

$$\frac{\partial h}{\partial t} = b - \frac{1}{W} \frac{\partial Q}{\partial x}, \dots\dots\dots (1)$$

となる。ここで b は降雪や融解の差し引きとしての質量収支を氷当量で示し、 W は氷河表面における横断幅、 Q は単位時間に氷河横断面を通過する氷の体積流量、そして x は氷河の流動方向の距離を示す。式(1)は、氷厚の変化(左辺)は、質量収支(右辺第1項)に加えて、氷河の流動が伸張/圧縮流であればそれぞれ氷厚を薄く/厚くする効果(右辺第2項)を受けて決まることを示している。稀に、氷厚変化すなわち表面レベルの変化と質量収支とを混同した議論が見受けられるが、式(1)右辺第2項に表現されている氷河流動の伸張/圧縮効果を忘れてしまわないように注意すべきである。つまり氷河縮小、表面低下、氷河末端位置の後退といった用語は氷河変動(の一部)の表現であるが、融解、消耗といった用語はあくまで質量収支(の一部)の表現でしかなく、両者の概念の違いに注意を払って頂きたい。ただし式(1)を氷河全域にわたって積分すれば右辺第2項はゼロとなることから分かるように、氷河全体での体積変化と氷河全域での質量収支の総和とは等しい。

2.2. 氷河変動の観測法

氷河周辺の不動点と考えられる地点に印をつけて設置された測量基点からの測量を、適当な時間間隔を挟んで複数回実施し、その結果を比較することで氷河変動量は観測される。特に氷河表面測量の測量基点としては、氷河の側方に形成されているラテラル・モレーン上に設置されることが多い。本来ならば、このような氷河表面測量を氷河全域にわたって複数回実施することで、氷河全域にわたる表面レベルの変化、すなわち氷河体積の変化を算出することが最も望ましい。しかしそのような詳細な観測には多大の労力と時間を要するためヒマラヤの氷河では困難な場合が多い。そこで氷河表面が比較的なめらかなC型氷河の場合には、氷河の中心流線などの代表的な測線に沿った測量から表面レベルの変化を検出する手法が採用されている。

さらに簡便な手段としては、氷河の末端位置を測量してその変化を調べる方法もある。通常C型氷河の末端位置は視覚的に明瞭であり、また末端位置の測量は氷河表面上の測量よりも簡単であることが多いため、C型氷河の末端位置に関する記録は比較的多く得られている。ただし末端位置の変化は、氷河上流部での変化が氷河流動による時間差を伴って流下、伝搬してきた結果でしかない。つまり気候の変化によって氷河表面レベルが上昇傾向から低下傾向に転じたとしても、末端位置は即座に前進から後退へ転じるとは限らないのである。よってこの末端位置の変化については、あくまで大まかな氷河の変動傾向を示す一つの指標としてのみ扱うべきである。

一方D型氷河の変動量の観測は、C型氷河よりもさらに困難である。なぜならD型氷河の末端部は厚いデブリに覆われていて正確な末端位置が同定できない場合が多い。そのうえデブリに覆われた氷河の表面は極めて起伏に富んでいる。そのため単一の測線における表面レベルの変化を調べたとしても、表面上の凹／凸部が氷河の流動に伴って測線を横切れば表面レベルが下降／上昇したことになる。さらにD型氷河は一般に大型な氷河であるので、氷河の上流部から下流部まで連続した測量を実施することは難しい。また従来、D型氷河は気候変化に対する反応が鈍く、

変動量が測量の精度に対して比較的小さいと考えられてきた。そのため、ごく近年に至るまでヒマラヤの氷河変動に関する直接観測はC型氷河のみに限られて、D型氷河の変動についてはごく最近になってようやく観測結果が得られ始めた。D型氷河の場合の観測方法は、部分的に詳細な表面測量を行うエリアを設定しそのエリア内の面積平均としての変化を検出するか、あるいは氷河を横断する測線を多数設定しそれらの測線に沿った変化を平均化することなどが行われている。つまりD型氷河の表面レベルの変化量を観測するには、C型氷河の場合よりも面的に広くカバーした測量結果から評価する必要があるのである。

3. C型氷河

3.1. 観測事実

ネパール・ヒマラヤのC型氷河において氷河表面レベルの変化が実測されている氷河は、ネパール東部ショロン（ソル）地方のAX010氷河、ネパール中東部ランタン地方のヤラ氷河、そしてネパール中西部ヒドゥン・バレー地域のリッカ・サンバ氷河の3つある。各地域を図1に示す。またAX010氷河の位置は図2中に示している。以下、この3氷河の表面低下の観測結果について個別に紹介した後、その他の氷河も含めてネパール・ヒマラヤで観測された氷河末端位置の変化についてまとめる。

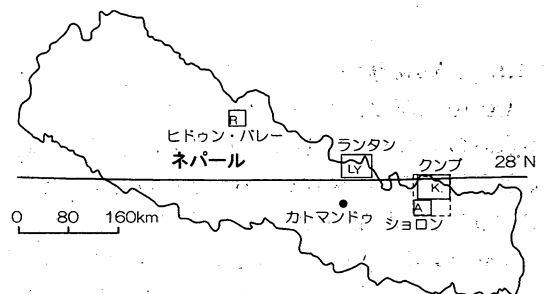


図1 ネパール・ヒマラヤの対象氷河、地方の概略図。実線の四角は各地方、破線は図2の範囲を示す。アルファベットは各氷河の位置を大まかに示している。
A：AX010氷河，K：クンプ氷河，Y：ヤラ氷河，L：リルン氷河，R：リッカ・サンバ氷河

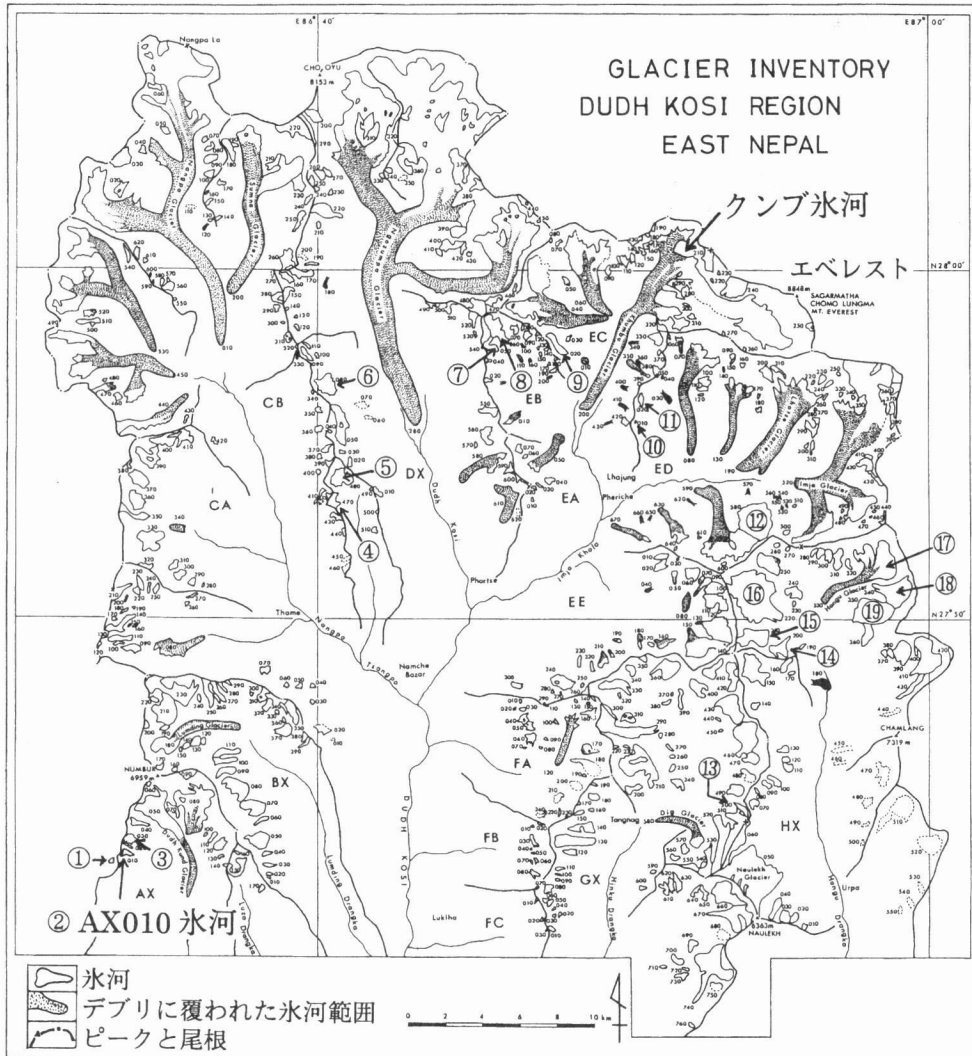


図2 ネパール東部ドウドウ・コシ川流域(図1中の破線範囲)の氷河台帳。丸数字で示す氷河では末端位置の変化が観測されており、表2最左欄の丸数字と対応している。(Higuchi et al., 1978 に加筆)

3.1.1. AX010 氷河

AX010 氷河は、ネパール・ヒマラヤの小型C型氷河の典型として1970年代以降最も頻繁に観測が行われてきた氷河である。氷河の高度は上端が5396 m、末端が5000 m前後で、長さは約1.5 kmである。AX010 氷河という名称はHiguchi et al. (1978) による氷河台帳で与えられたコード名である。朝日(1998)による氷河台帳では新しくRS-010というコード名が与えられているが、本稿ではAX010 氷河の名称で統一した。

この氷河では1978, 1991, 1996, 1999年の4

回、氷河全域にわたる表面測量が実施された。このうち1996年までの氷河面積の縮小と表面レベルの低下量の分布を図3に示す。氷河全域にわたって表面が低下し、その結果氷河面積も縮小している。また表面低下量は下流部ほど大きくなっている。表1には1978~1999年の氷河面積および体積の縮小速度、そして氷河全域で平均した表面低下速度をまとめた。ただし氷河面積の縮小速度は氷河の側壁の形状が影響するし、体積の縮小速度は表面積自体の縮小が影響している。よってAX010 氷河の縮小傾向をみるには表面低下速度

が最も適当であろう。表面低下速度は 1978～1991 年に比べて 1991～1996 年には約 1.6 倍に加速したが、その後 1996～1999 年には 1991～

1996 年よりも小さくなっている。これは年々の変動が大きいと思われる。10 年前後の時間スケールで表面低下速度の傾向をみると、1991～1999 年の 8 年間の平均値は 1978～1991 年の平均値と比較して約 1.4 倍になっている。従って少なくとも 1978 年以降の AX010 氷河の縮小は、1990 年代に入って加速したといえる。

3.1.2. ヤラ氷河

ヤラ氷河は上端高度 5749 m、末端高度 5100 m 前後で、長さは約 1.5 km、氷河面積は約 2.5 km² の氷河である。ヤラ氷河では 1982, 1994, 1996 年の 3 回、氷河の流線にほぼ沿って測量が実施された。図 4 に表面低下量の高度分布を示す。AX010 氷河と同様、下流部ほど表面低下が大きい傾向が見られる。この表面低下量の高度分布を直線近似して表面低下速度の面積平均を求めたところ、1982～1994 年には 0.31 m/年、1994～1996 年には 1.05 m/年となった (Fujita et al., 1998)。ヤラ氷河においても 1990 年代に入って氷河縮小が加速しているといえる。

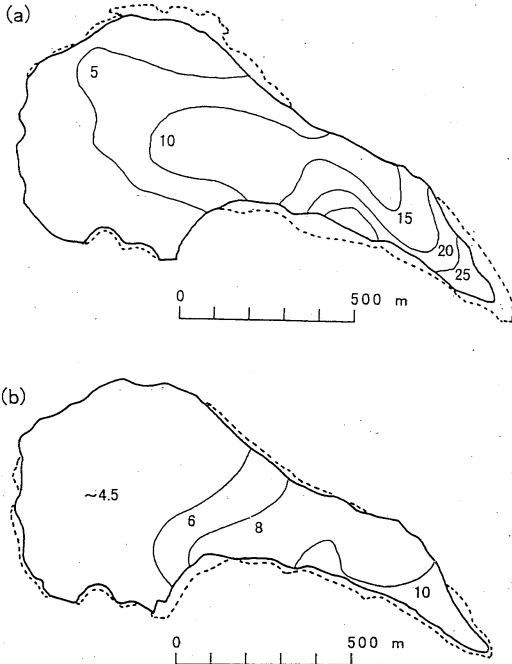


図 3 AX010 氷河の面積縮小および表面低下量の分布。等値線は表面低下量 (単位: m) を示す。
 (a) 1978～1991 年の変化。破線および実線輪郭は、それぞれ 1978 年、1991 年における氷河範囲を示す。
 (b) 1991～1996 年の変化。破線および実線輪郭は、それぞれ 1991 年、1996 年における氷河範囲を示す。上流部に表面低下量「～4.5」と記された範囲においては、表面低下量が平均で約 4.5 m となった。
 (Kadota, 1997 より)

表 1 AX010 氷河の 1978～1999 年の変化。表面レベル変化速度は鉛直上向きを正として氷河全域で平均した。斜数字は 1991 年 10 月～1999 年 10 月の平均変化速度を示す。
 (Kadota, 1997 (一部改訂) と Fujita et al., 2001a をもとに作成)

測量時期	氷河面積 (km ²)	1 年間当たりの変化速度		
		氷河面積 (km ² /年)	氷河体積 (×10 ⁹ m ³ /年)	氷河表面レベル (m/年)
1978 年 6 月	0.57			
1991 年 10 月	0.51	-0.004	-0.41	-0.75
1996 年 10 月	0.48	-0.006	-0.60	-1.21
1999 年 10 月	0.42	-0.02	-0.39	-0.86
		-0.01	-0.52	-1.08

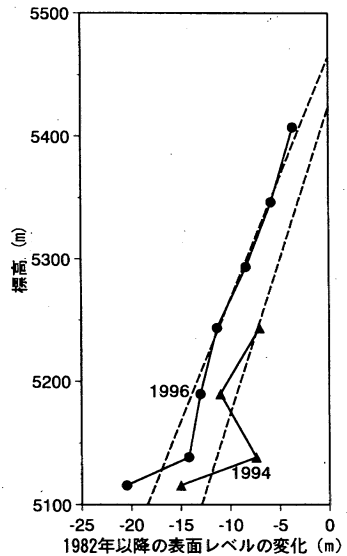


図 4 ヤラ氷河における 1982 年以降の 1994 年、および 1996 年までの表面レベル変化量の高度分布。表面レベル変化の負の値は表面低下を示す。破線はそれぞれの期間における変化の近似直線を示す。
 (Fujita et al., 1998 より)

3.1.3. リッカ・サンバ氷河

リッカ・サンバ氷河は上端高度5985 m, 末端高度5300 m前後, 長さは約6 km, 氷河面積は約4.8 km²の氷河である。リッカ・サンバ氷河で1974年と1994年に実施された表面測量から, 表面低下量の高度分布が図5のように得られている。リッカ・サンバ氷河においても全域で表面が低下し, 氷河が縮小していることが分かる。特に末端部付近での表面低下が激しい。しかし表面低下量が下流部ほど増大する傾向が見られたAX010氷河やヤラ氷河とは異なり, リッカ・サンバ氷河では中流部の標高5570 m付近に表面低下が相対的に小さいところが存在していた。これは氷河流動の圧縮効果が関係しているのかも知れないが, 今のところ原因は不明である。1999年にこの表面低下が小さいところを再び測量した結果, 引き続き表面が低下していることは確認されている (Fujita *et al.*, 2001b)。1974～1994年の20年間の表面低下量を氷河全面で平均すると

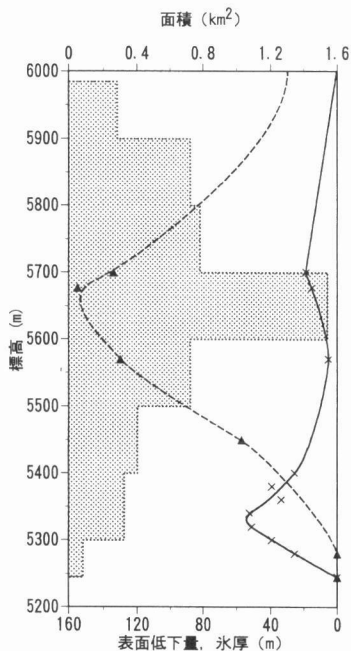


図5 リッカ・サンバ氷河における, 1974～1994年の表面低下量 (×印), 1994年の中心流線に沿った氷厚 (▲印), および1974年の氷河面積 (影部)の高度分布。
(Fujita *et al.*, 1997より)

12.6 mとなり (Fujita *et al.*, 1997), 平均表面低下速度に換算すると0.63 m/年である。

3.1.4. 氷河末端位置の後退

上記3氷河を含め1970年以降に末端位置の変化が観測されているネパール・ヒマラヤの21氷河について, その末端位置の変化速度を表2にまとめた。このうちヤラ氷河, リッカ・サンバ氷河以外の19氷河は全て図2に位置を示している。またホング氷河 (⑰)はD型氷河であるが, その他の20氷河は全てC型氷河である。

表2に示す通り, 1970年代にはいくつかの氷河で末端の前進が確認されていたが, 1980年代に入るとヤラ氷河で1982～1987年に小さな前進, AX030氷河で1978～1989年に停滞が観測された以外, 軒並み後退に転じた。さらに1990年代の観測例は全て末端位置の後退を示し, かつその後退速度は1980年代より加速されているように見受けられる。

一方, 朝日 (1998)は1992年撮影の航空写真をもとに, ネパール東部の1236個もの氷河の台帳を作成した。そして1958年の地形図に記された氷河範囲との比較を行っている。C型氷河について1958年と1992年の末端位置が比較対照できたものは418個に上り, うち57%の氷河で後退, 34%で停滞, 9%で前進という結果を得ている。この結果からも, 近年のネパール・ヒマラヤにおける氷河の縮小傾向は裏づけられる。

なおここで用いた末端位置の前進や後退とは, あくまで観測期間の前後における末端位置を比較した結果に過ぎず, 対象期間中一様に前進や後退をしていたとは限らない。例えば期間中に前進と後退を繰り返した場合でも, その前進幅と後退幅がほぼ同じであれば「停滞」という結果になることに注意する必要がある。

3.2. 世界の山岳氷河との比較

Meier (1984)は, 世界中の山岳氷河のうちで50年以上にわたって観測が行われている氷河のデータを解析した。各氷河での年間の降雪量と融解量の絶対値の平均値を「年間質量収支振幅」として定義して, 長期間中における氷河の平均縮小速度との間に正の相関があることを見いだした。すなわち大量の降雪と大量の融解がある氷河ほど近年の氷河縮小の程度が大きい, ということであ

表 2 ネパール・ヒマラヤにおける最近 30 年間の氷河末端位置の変動。

1 年間当たりの平均移動速度 (m/年) に換算した。符号の正は末端の前進, 負は末端の後退を示す。氷河末端上に複数の測点を設けていた場合はそれらの平均値を示した。最左欄の丸囲み数字は, 図 2 中の氷河の位置を示す。旧 ID は, AX000 は Yamada *et al.* (1992) 以降用いられた仮称, L110 は Shiraiwa and Yamada (1991) の氷河台帳, その他は全て Higuchi *et al.* (1978) の氷河台帳によるコード名である。新 ID とは, 朝日 (1998) の氷河台帳によるコード名である。ただし括弧をつけた氷河は, 朝日 (1998) では単一の氷河ではなく隣接する氷河の一部と認識している。

(*1: Fushimi and Ohata, 1980; *2: Yamada *et al.*, 1992; *3: Kadota, 1997; *4: Kadota *et al.*, 1997; *5: 朝日, 1998; *6: Fujita *et al.*, 1998; *7: Fujita *et al.*, 2001a; *8: Fujita *et al.*, 2001b をもとに作成)

旧ID	新ID	氷河名	Year	70	73	74	75	76	78	82	87	89	91	94	95	96	97	98	99	Data source						
① AX000	RS-009											-14.4	>							*2						
② AX010	RS-010											-2.7	>>	-14.0	>>	-3.0	>>	±0.0	>>	-25.9	>>	-13.0	>>	-50.9	>	*4, *7
③ AX030	RS-012																									*1
④ CB470	KHa-064																									*1, *3
⑤ CB480	KHa-065	Gyajo																								*1, *3
⑥ DX080	KHc-009																									*2, *3
⑦ EB050	KHc-007																									*1, *2, *5
⑧ EB060	KHc-008	Dzongtha																								*1, *5
⑨ EC020	KHc-015	Lobuche																								*1
⑩ ED010	KHc-043	Kongma Tikpe																								*1, *2, *3
⑪ ED020	KHc-044	Kongma																								*1, *2, *3
⑫ ED580	(KHc-067)	Chukhung																								*1, *2
⑬ GX500	(KHd-035)	Mera																								*1
⑭ HX200	KHe-032																									*1
⑮ HX210	KHe-033																									*1
⑯ HX220	KHe-034	Hongu Nup																								*1
⑰ HX330	KHe-043	Hongu																								*1
⑱ HX340	(KHe-043)																									*1
⑲ HX350	KHe-044																									*1
L110	LT-009	Yala Rikha Samba																								*2, *6
																										*8

る。Meier (1984) はこの関係をもとにして、氷河縮小の実測データが乏しい地域についても「年間質量収支振幅」を概算することによって、世界中の山岳氷河の縮小量を評価した。そしてそれを海面上昇への効果に換算したのである。

この Meier (1984) の考えに従って、Fujita *et al.* (1997) は近年のヒマラヤでの観測結果を他の地域の氷河と比較した (図 6)。するとヒマラヤの氷河は、同程度の「年間質量収支振幅」を持つ他地域の氷河よりも近年の氷河縮小の程度が大きい傾向を持つことが判明した。すなわち降雪量、融解量がともにさほど多くないにもかかわらず、相対的に大きく氷河が縮小しているのである。ということは、やはりヒマラヤの氷河は今後、Meier (1984) が予測したよりも氷河縮小の規模が大きそうだと予想されるのである。温暖化に対するヒマラヤの氷河質量収支の応答については、藤田 (2001) が詳しく解説しているので、参照願いたい。

3.3. 数値実験

門田らによる一連の研究 (Kadota and Ageta, 1992; Kadota *et al.*, 1993, 1997; Kadota, 1997) では、AX010 氷河の縮小を気候変化との関係において考察している。1978 年の観測から得られた夏季の気温、降水量と質量収支との経験則 (上田, 1983) を用いて、さらに氷河流動の効果も考慮し

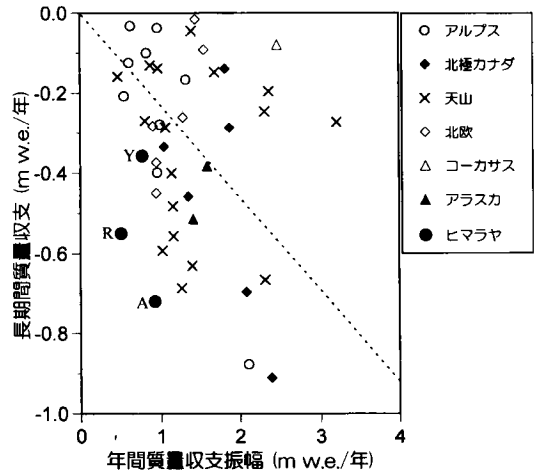


図 6 世界各地域の氷河における長期間質量収支と年間質量収支振幅 (年間の降雪量と融解量の絶対値の平均値)。縦軸の長期間質量収支 (1 年当たりに換算) は、氷河全域での平均表面低下に等しい。ただし縦軸、横軸とも水当量 (w.e.) に換算している。図中のアルファベットは、A: AX010 氷河, Y: ヤラ氷河, R: リッカ・サンバ氷河を示す。点線は、Meier (1984) による回帰直線を示す。(Fujita *et al.*, 1997 を一部改訂および加筆)

た氷河変動モデルによる研究である。ヒマラヤにおいて、このような質量収支と氷河流動の双方を扱った、氷河変動に関する数値実験研究はこの一連の研究が最初の例である。気候変化と氷河変動

とを結びつけるこのような氷河変動モデルの構築のためには、氷河の質量収支および流動に関して、現地観測に基づいた各プロセス研究の充実が必須のものである。それらプロセス研究の蓄積や、アイス・レーダによる氷河基盤地形データの取得をもとにして、近年ようやく氷河変動モデルを用いた研究が現実的に可能となってきたのである。

門田らによる一連の研究結果を要約すると、まず AX010 氷河で観測された氷河縮小から、現地の夏期平均気温の変化を逆に推定している。すなわち 1978 年以降 1989 年までは平均として大きな気候変化はなく、1989～1991 年と 1991～1995 年にはそれぞれ平均として 1979～1989 年よりも +1.4°C、+0.4°C だけ温暖化していたと推定した (Kadota *et al.*, 1997)。そしてこの推定結果は 1995 年夏期の観測によって裏づけられた。このような気温変化に従って 1978 年以降の AX010 氷河の縮小を計算した結果、図 7 に示すとおり、実測された氷河縮小を良好に再現できたのである。さらに Kadota (1997) は 1996 年以降の同氷河の縮小に関して、将来予測も行っている。今後 1996 年と同じ気候条件が続く場合でも AX010 氷河は縮小を続け、2060 年に消滅してしまうという。一方 0.02°C/年の割合で温暖化が進行する場合には、同氷河の消滅は 2040 年に早まると予測した。

次いで Naito *et al.* (2001) は、上記の質量収支の経験則 (上田, 1983) を同様に採用した上で、流動計算や時間積分法等に改良を加えた氷河変動モデルを用いて、気候変化に対する夏期涵養型氷河の応答特性について考察している。夏期涵養というヒマラヤ周辺地域に独特な質量収支の特性が、気候変化に対する氷河体積の時間的な応答において、どのように反映されるかを調べたのである。定常状態にある理想的な夏期涵養型氷河を仮想して、気温が突然に上昇した場合、もしくは降水量が突然に減少した場合の、氷河縮小の様子を数値実験として計算した。気温の上昇幅や降水量の減少幅は、ネパール・ヒマラヤ東部の気象官署における年平均気温と年間降水量の年々変動の標準偏差を基準に整理している。その結果ネパール・ヒマラヤ東部における最近の氷河変動は、その「大きさ」と「速さ」の両面において、降水量

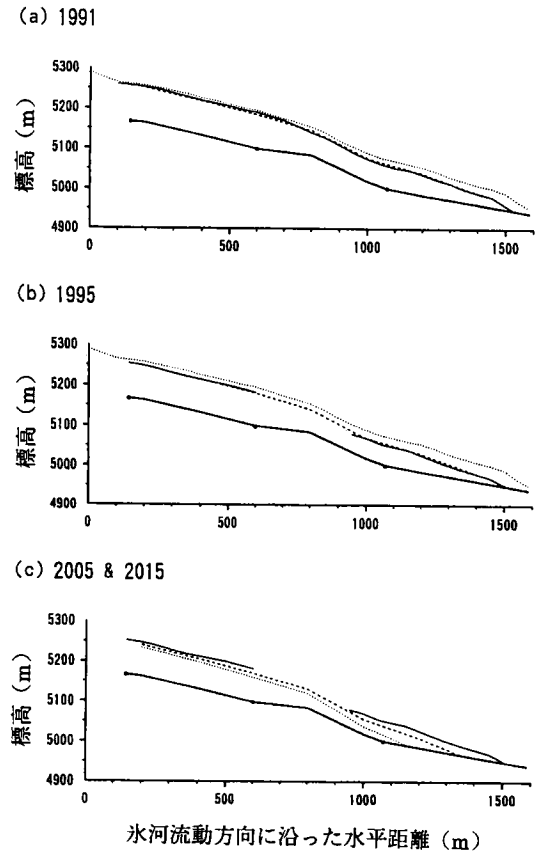


図 7 AX010 氷河の中心流線に沿った表面高度分布と基盤高度 (下実線) の分布。
(a, b) 1978 年の表面高度実測 (点線) と、1991 年 (a)、1995 年 (b) における表面高度の実測 (実線) と計算結果 (破線) を共に示す。
(c) 1995 年の表面高度の実測 (実線) と、2005 年 (破線) と 2015 年 (点線) の表面高度の計算結果を共に示す。
(Kadota *et al.*, 1997 より)

よりも気温の変化により強く支配されているという結論を得ている。さらに対称的な冬期涵養型氷河についても同様の数値実験を行い、その比較から夏期涵養型氷河は冬期涵養型氷河よりも、気温上昇に対しては速く、降水量減少に対してはやや遅く、応答する特性があることも示している。

4. D 型氷河

4.1. 観測事実

第 2.2 節に述べた通り、D 型氷河における氷河変動量の観測は困難であり、実測例は未だ数少ない。ごく最近実測値が得られた、ネパール東部ク

ンブ地方のクンプ氷河，およびネパール中東部ラ
ンタン地方のリルン氷河の2氷河における表面低
下について紹介する．両氷河の地域は図1に，ま
たクンプ氷河の位置は図2中に示した．

4.1.1. クンプ氷河

クンプ氷河は，世界最高峰エベレスト
(8848 m) の南面から流下し標高約 4900 m の末
端まで約 17 km の長さを持っている．標高 5400
～ 6000 m 付近には急峻な氷瀑帯があり，その下
流が「消耗域」(年間の降雪量よりも融解量の方
が多く，質量収支が負である範囲)となっている．
消耗域の氷河表面は概ねデブリに覆われており，
下流ほど徐々にデブリが厚くなっている．

クンプ氷河消耗域では 1978 年に 4 つのエリア
が設定され，そのエリア内で詳細な表面測量が実
施された (Watanabe *et al.*, 1980)．これら 4 エリ
アを 1995 年に再び測量した結果，クンプ氷河消
耗域における表面低下量が，図 8 に示すとおり，
17 年間でほぼ 10 m 内外であることが明らかにな
った (Kadota *et al.*, 2000)．従来ほとんど融解が
起こっていないと考えられていた末端近くのエリ
ア I でも表面低下が進んでいることが判明した．
そして消耗域の中流部のエリア II において，相

対的に表面低下が大きくなっていった．一方 Iwata
et al. (2000) は，このエリア II 付近において氷河
表面の起伏が大きい範囲が 1978 ～ 1995 年の間に
上流，下流の双方向に拡大していることを明らか
にした．この起伏の大きい範囲内においては，氷
壁，水流，氷河上湖などが多数存在している．詳
しくは坂井 (2001) の解説に譲るが，これら氷壁
や氷河上湖は氷河の融解を促進する．Iwata *et al.*
(2000) が指摘した起伏の大きい範囲は，氷河の
側壁であるラテラル・モレーンの頂稜と氷河表面
レベルとの高度差が最も大きくなっている範囲に
一致する．このラテラル・モレーンの頂稜は，モ
レーン形成時の氷河拡大規模を示している．すな
わちこの範囲では，氷河が縮小するにつれて融解
を促進する氷壁や氷河上湖が拡大することによ
って，氷河縮小がより激しく進行している可能性
が考えられるのである．

クンプ氷河消耗域の上流部 (図 8 中のエリア
IV) においては，1999 年にも表面測量が実施さ
れ，1995 ～ 1999 年間の表面低下速度が約 2 m/
年と見積もられた (門田ら，1999)．この結果は，
1978 ～ 1995 年に比べて同エリアにおける表面低
下が加速傾向にあることを示している．

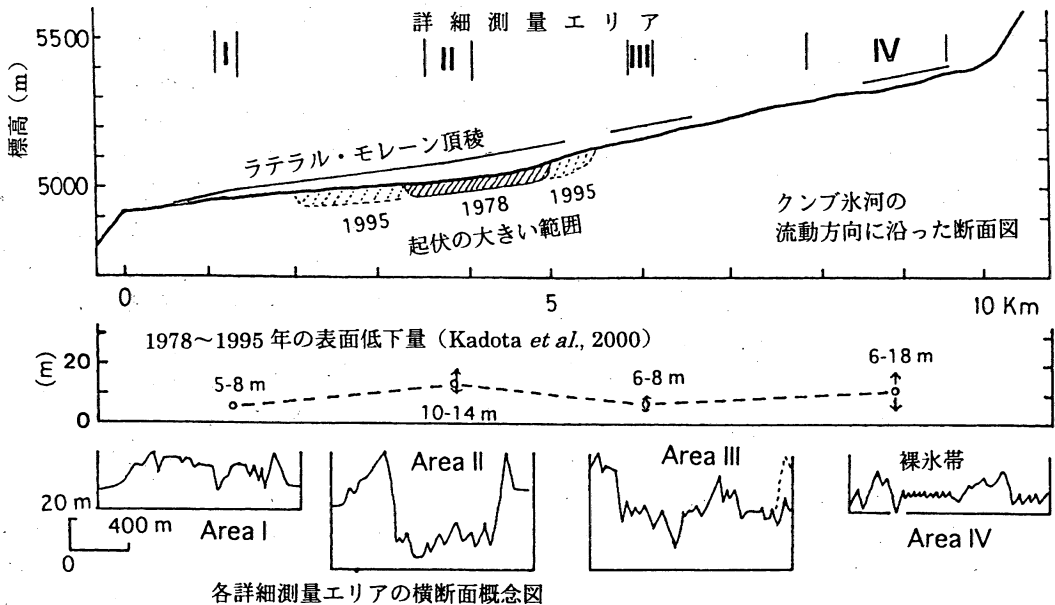


図 8 クンプ氷河消耗域における起伏の激しい範囲の拡大を示す氷河流動方向断面図 (上)，表面低下量の分布図 (中)，および氷河横断面の概念図 (下)．上図と中図の横軸は，左が氷河末端，右が氷河上流方向に当たる． (Iwata *et al.*, 2000 より)

4.1.2. リルン氷河

リルン氷河は、標高7234 mのランタン・リルン峰東面の急斜面を「涵養域」(年間の降雪量が融解量よりも多く、質量収支が正である範囲)とし、高度約4440～4100 mにデブリに覆われた消耗域を持つ、全長約6.5 kmの氷河である。リルン氷河では1996年に消耗域全域にわたる詳細な表面測量が実施され、同時に合計13本の氷河横断ラインに沿った測量も行われた(Aoki and Asahi, 1998)。このうち6本の横断ラインについて、1999年に再び測量を行って、1996～1999年の変化が調べられた(内藤ら, 1999)。局所的には表面上昇を示す部分も見られたが、これは表面の凸部が流動してきた影響に過ぎず、全6ラインにおいて平均としては表面低下が認められた。これら6ラインにおける表面低下を平均することにより、リルン氷河消耗域における表面低下速度がおおよそ1～1.5 m/年程度と算出された。

このようにクンプ氷河、リルン氷河の消耗域での表面低下は、ともに第3.1節で紹介したC型氷河に比べて同程度もしくはそれ以上の速さで進行していることが判明した。この結果は、近年のD型氷河の縮小が、従来考えられていたよりも激しく進行しているということを示している。ただし未だ観測例が少ないこと、そして本来ならばさらに上流の氷河涵養域も含めて氷河全域での変化を考えるべきであること、に注意せねばなるまい。ネパール・ヒマラヤにおけるD型氷河の占める面積は広大であり、今後さらにD型氷河の縮小を注意深く観測していく必要がある。

4.2. 人工衛星データを用いた融解量推定の応用

D型氷河消耗域(デブリ域)の縮小に関連して、近年人工衛星データを用いた融解量の推定法が提示されている。すなわちNakawo *et al.* (1993) およびNakawo and Rana (1999) は、人工衛星の赤外画像データと同時刻の現地気象観測から、デブリの持つ熱的抵抗値の分布が求められると述べている。そしてその熱的抵抗値を氷河表面での熱収支に勘案することで、気象データから氷河の融解量を推定する手法を提唱したのである。

Rana (1997) は、この手法によって1996年モンスーン期におけるリルン氷河の融解量を約1.2 mと推定した。モンスーン期間外の融解も多

少は考えられるので、年間での融解速度は1.2 m/年以上ということになる。一方Naito *et al.* (1998) はリルン氷河消耗域における流動観測と氷河動力学理論から、圧縮流に伴う表面上昇効果を平均約0.2 m/年と算出した。従って式(1)において、第4.1.2節で紹介したリルン氷河消耗域の表面低下速度の実測結果との関係は、

$$(\text{表面低下}) = (\text{融解}) - (\text{圧縮効果})$$

$$(1 \sim 1.5) = (1.2 \text{ 以上}) - (\text{約} 0.2) \text{ [m/年]}$$

となる。各項は個別に得られた値であるが、それぞれ概ね妥当な算出であることが推察できる。

クンプ氷河の消耗域においても、Nakawo *et al.* (1999) が同様の手法によって融解量の分布を推定している。ただしこの融解量推定のために使用した赤外画像データと気象観測データは、それぞれ1988年と1973～1976年のものであって時期が異なっている。しかしデブリの熱的抵抗値が急激に変化することは考えづらいので、このことは融解量の推定結果にさほど大きな影響を与えてはいないであろう。Nakawo *et al.* (1999) は、さらに2枚の人工衛星画像の比較から1987～1993年の表面流速をも算出している。そして圧縮流に伴う表面上昇効果も考慮した上で、表面低下速度の分布を図9のように推定した。この表面低下の推定結果とKadota *et al.* (2000) による1978～1995年の表面低下の実測結果とは、部分的な差異はあるものの、概ね妥当な一致を示した(図9)。なおこのうち最上流部のエリアIVの表面低下については、前述した通り1995～1999年には約2 m/年と観測されており(門田ら, 1999)、Nakawo *et al.* (1999) による推定値により近いものであった。

氷河消耗域における圧縮流に伴う表面レベルの上昇効果は、前述のリルン氷河の場合では約0.2 m/年と小さなものでしかなかったが、クンプ氷河の場合には図9にみられるとおり、かなり大きなものである。クンプ氷河消耗域の表面レベルの変化においては、融解による表面低下効果の大半が圧縮流による表面上昇効果に相殺されているのである。融解速度はエリアIII付近で最大であるが、圧縮効果も大きいために表面低下速度は小さく抑えられている。表面低下速度の極大は、融解と圧縮による効果の相殺の結果として、エリア

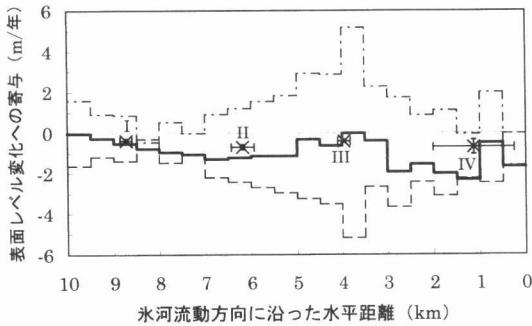


図9 クンプ氷河消耗域における融解速度(破線), 圧縮流に伴う表面上昇効果(鎖線), 両者の和である表面低下速度(太実線)の推定値分布(Nakawo *et al.*, 1999をもとに作成). 縦軸は1年当たりの表面レベル変化への寄与に換算して示した. 横軸は図8と方向を合わせて, 左が氷河末端, 右が氷河上流方向となるように示した. ×印は, 1978~1995年の表面低下(Kadota *et al.*, 2000)を1年当たりの速さに換算した値を示す. ローマ数字(I~IV)は, 図8と同じ1978, 1995年の詳細測量エリアを示し, 水平方向のエラーバーは各エリアの範囲を示している.

II付近に現れている.

このように衛星データを用いたデブリ域の融解量の推定に流動計算をも加えることで, 今後D型氷河の変動(表面レベルの変化)を簡易に推定できる可能性が開けたといえる. 特にNakawo *et al.* (1999)ではクンプ氷河の表面流速も2枚の衛星画像から算出しており, 計算に使用した主要な現地観測データは気象要素と氷厚のみですんでいる. ヒマラヤの氷河において多くの現地観測を実施するには多大な労力を要するため, 現地観測に頼る比重を軽減するような手法は画期的であり, 今後さらに実用性が高まるものと考えられる.

4.3. 数値実験

Naito *et al.* (2000)は, クンプ氷河消耗域を対象とした氷河変動モデルを開発した. このモデルでは, まずデブリのない裸氷状態を仮定して, 上田(1983)によるC型氷河に対する質量収支の経験則から質量収支を求めた. この裸氷状態を仮定した質量収支に対し, Nakawo *et al.* (1999)が推定した同じ地域の質量収支を比較して, その比率をデブリの厚さによる関数とした. この関数は, デブリが薄いところでは裸氷よりも日射を多く吸収するために融解量が增大するが, デブリがある程度まで厚くなると逆にデブリによる断熱効果が卓越して融解が抑えられるという関係を示す. 従

来の実験からも知られていたこのようなデブリによる融解促進/抑制効果に加えて, この関数はデブリ域に散在する氷壁や氷河上湖による融解促進効果(坂井, 2001)をも経験的に含んでいると考えられる. 換言すれば, このモデルではデブリ域の複雑な融解過程を, デブリの厚さという単一の変数によって簡易に代表させているのである. そしてデブリの厚さは, 氷河流動による上流部からのデブリの運搬と, 融解に伴う氷河内部からの析出を考慮して, 時間変化させている.

このようなモデルにより, クンプ氷河消耗域における1978~1999年の表面低下が良好に再現できた(図10). さらに将来予測として, このまま特に大きな気候変化がなくとも氷河縮小は続き, 消耗域中流部に凹部が出現, 拡大して2040年前後に氷河が上下に分断するという計算結果を提示した. 予測された氷河分断地点は, Iwata *et al.* (2000)が指摘した起伏の大きい範囲と同じ位置である. この凹部に融解水が貯えられるならば, クンプ氷河にも氷河湖が出現することになる.

ただしこのモデルは消耗域のみを計算対象としており, 最上流端における境界条件として, さら

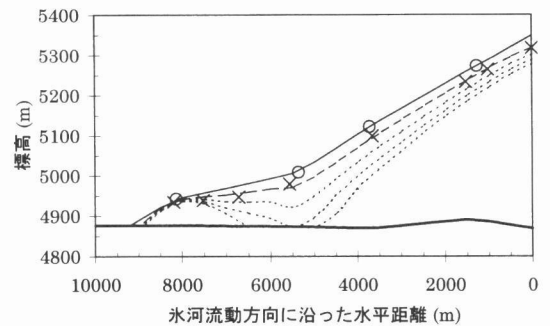


図10 クンプ氷河消耗域における氷河流動方向に沿った断面図. 横軸は図8と同じく左が氷河末端方向, 右が氷河上流方向. ただし原点は図9とも若干異なる. クンプ氷河の変動モデルは消耗域のみを対象としており, 実際の氷河はさらに上流から流下していることに注意. ○印は1978年の表面測量, ×印は1999年の表面測量の結果を示し, 実線は数値計算の初期値として用いた1978年の氷河表面, 破線は1999年の氷河表面計算結果, 点線は上から順に2020, 2040, 2060年における氷河表面の計算結果を示す. またほぼ水平となっている太実線は, Gades *et al.* (2000)による氷河の基盤を示している. (Naito *et al.*, 2000より)

に上流域から供給される氷流量を一定と仮定している。氷河縮小に伴ってこの流量も減少することが予想されるので、より長期間の氷河変動を計算するには難が残っている。今後氷河全体を計算対象とするためには、上流の涵養域における氷厚や降雪量に関する情報が必要である。

5. おわりに

ネパール・ヒマラヤにおける観測の結果、C型氷河、D型氷河ともに近年縮小傾向にあることが明らかになった。特に注目すべき点として、1990年代の氷河縮小が1970～1980年代に比べて速く進行していたと考えられる。また従来直接観測されていなかったD型氷河の変動についても、激しい縮小が実測されるに至った。さらに夏期涵養やデブリの融解に及ぼす効果など、ヒマラヤに特有の氷河質量収支特性を考慮した氷河変動モデルが開発され、数値実験の面でも研究が発展しつつあることも近年の研究成果として特筆すべきであろう。

最後に、今後に残された研究の課題とその展望についてまとめる。

1) より全般的なヒマラヤの氷河変動傾向の把握

ヒマラヤにおいて定量的に氷河変動を議論できる氷河のサンプル数は未だ少数と言わざるを得ず、ヒマラヤ全域でより一般的な傾向を把握する必要がある。本稿で紹介した氷河変動の直接観測例は全て現地測量をもとに行われている。三角測量や光波測距を用いた測量など細かい測量法の違いはあるが、いずれも点測量を繰り返すという点では共通している。しかし観測対象としての氷河のサンプル数を増やすためには、より現地測量に要する時間や労力を軽減する必要がある。その一つの可能性としては、Yokoyama and Iwata (1980) や Yokoyama (1984) が用いたような写真測量技術の活用が挙げられる。また近年発展著しいリモート・センシングの活用は、第4.2節で紹介したD型氷河の融解量の推定のみならず、より広範囲での氷河変動のモニタリングとしても今後十分に検討に値するであろう。

氷河変動の検出には異なる時期の氷河規模の比較が必要であり、今後ヒマラヤ全域にわたる氷河変動を議論するために、ある時期におけるヒマラ

ヤの氷河分布についての正確な把握が不可欠となる。ヒマラヤにおける、詳細な氷河分布を記載した氷河台帳は未だ部分的な地域についてのみしか完成しておらず(朝日, 1998; GSI, 1999など)、今後の氷河変動研究に向けた基礎データとして、ヒマラヤ全域にわたる氷河台帳の整備が強く待望される。

そして今後の具体的な研究課題としては、特にD型氷河の変動傾向をより詳しく把握することが挙げられる。またアジア・モンスーンによる影響の大きさの差による、ヒマラヤの東西地域での氷河変動傾向の差異も、興味深いテーマである。

2) 氷河変動モデルによる研究の充実

ヒマラヤにおける氷河変動の数値実験研究は近年ようやく本格化し始めたに過ぎず、今後さらなるモデル改良をはじめ、対象とする氷河、地域の拡大や時間スケールの拡張が求められる。特にD型氷河の変動モデルを改良するに当たっては、なによりもD型氷河の融解プロセスをさらに解明する必要がある。坂井(2001)も指摘しているとおり、氷河変動モデルの改良のためにも、時間に伴う氷壁や氷河上湖の形成、発達/衰退に関するプロセス研究の充実が求められる。

長期間の氷河変動を考える場合には、氷河流動場の変化に関する検討も必要となろう。具体的には氷温の変化に伴う氷河氷の塑性変形の違いや、氷河底部における水文環境や氷河底堆積物による流動への影響などである。このような氷河の底部や内部の情報を直接観測することは現状では困難だが、今後レーダー観測技術の進展や氷河地質学からの知見ともあわせた画期的な研究の展開を望みたい。また長期間の氷河変動を数値モデルで再現する場合の別の問題として、情報量が乏しいD型氷河の涵養量や長期にわたるヒマラヤでの気候変動に関するデータの取得も重要である。

このように個々の氷河に対する変動モデルの充実のためには、各プロセス研究の充実が何よりも重要である。一方、例えば海面上昇への影響といったグローバルな視点で見ると、個々の氷河というよりもヒマラヤという地域全体での氷河変動の傾向を考える必要がある。このような目的のためには、個々の氷河に対する詳細なモデル開発にこだわり過ぎず、別の次元からのモデル開発を検

討することも必要であろう。Meier (1984) の世界の氷河に対する大胆とも言える縮小量の算出は、この点において画期的な試みであったといえるだろう。ただし氷河変動を気候変動に対する応答として捉える場合、その「大きさ」と「速さ」という二つの要素を考慮することが望ましい。氷河変動の「大きさ」という点では、ヒマラヤにおける夏期涵養やD型氷河の融解特性といった、質量収支の特性が重要であり、一方「速さ」という点では、氷河の流動プロセスを反映した動的な応答の遅れが重要である。この二つの要素の双方を考慮しつつ、ヒマラヤ地域の氷河変動を評価するための、大胆かつ斬新な発想による新たなモデル開発が望まれる。

謝 辞

本稿は、1994～1999年に実施された研究プロジェクト CREH の成果に多くを依っている。名古屋大学大気水圏科学研究所の藤田耕史助手、中尾正義助教授および地球観測フロンティア研究システムの門田勤博士には図表の作成、改訂に当たって生データの提供や改訂に関する助言を受けました。長岡技術科学大学の早川典生教授と名古屋大学大気水圏科学研究所の上田豊教授からは本稿の初稿に対して丁寧かつ有益なコメントを頂きました。その他 CREH に参加された皆様、特に中尾正義助教授には、本稿の執筆機会を頂いたことに感謝申し上げます。

文 献

上田 豊, 1983: ネパール・ヒマラヤの夏期涵養型氷河における質量収支の特性. 雪氷, **45**, 81-105.
 Ageta, Y., Iwata, S., Yabuki, H., Naito, N., Sakai, A., Narama, C. and Karma, 2000: Expansion of glacier lakes in recent decades in the Bhutan Himalayas. IAHS Publ. **264**, 165-175.
 Aoki, T. and Asahi, K., 1998: Topographical map of the ablation area of the Lirung Glacier in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. Bull. Glacier Res., **16**, 19-31.
 朝日克彦, 1998: ネパール・ヒマラヤ東部における最近の氷河変動とその要因. 東京都立大学大学院理学研究科修士論文, 143 pp.
 藤田耕史, 2001: アジア高山域における氷河質量収支の特徴と気候変化への応答. 雪氷, **63**, 171-179.
 Fujita, K., Nakawo, M., Fujii, Y. and Paudyal, P., 1997: Changes in glaciers in Hidden Valley, Mukut Himal,

Nepal Himalayas, from 1974 to 1994. J. Glaciol., **42**, 583-588.
 Fujita, K., Takeuchi, N. and Seko, K., 1998: Glaciological observations of Yala Glacier in Langtang Valley, Nepal Himalayas, 1994 and 1996. Bull. Glacier Res., **16**, 75-81.
 Fujita, K., Kadota, T., Rana, B., Kayastha, R. B. and Ageta, Y., 2001a: Shrinkage of Glacier AX010 in Shrong region, Nepal Himalayas in the 1990s. Bull. Glaciol. Res., **18**, in press.
 Fujita, K., Nakazawa, F. and Rana, B., 2001b: Glaciological observations on Rikha Samba Glacier in Hidden Valley, Nepal Himalayas, 1998 and 1999. Bull. Glaciol. Res., **18**, in press.
 Fushimi, H. and Ohata, T., 1980: Fluctuation of glaciers from 1970 to 1978 in the Khumbu Himal, east Nepal. Seppyo, **41**, Special Issue, 71-81.
 Gades, A., Conway, H., Nereson, N., Naito, N. and Kadota, T., 2000: Radio echo-sounding through supraglacial debris on Lirung and Khumbu Glaciers, Nepal Himalayas. IAHS Publ. **264**, 13-22.
 Geological Survey of India, 1999: Inventory of the Himalayan Glaciers. A Contribution to the International Hydrological Programme. Special Publ. **34**, Geological Survey of India, 165pp.
 Higuchi, K., Fushimi, H., Ohata, T., Iwata, S., Yokoyama, K., Higuchi, H., Nagoshi, A. and Iozawa, T., 1978: Preliminary report on glacier inventory in the Dudh Kosi region. Seppyo, **40**, Special Issue, 78-83.
 Iwata, S., Aoki, T., Kadota, T., Seko, K. and Yamaguchi, S., 2000: Morphological evolution of the debris cover on Khumbu Glacier, Nepal, between 1978 and 1995. IAHS Publ. **264**, 3-11.
 Kadota, T., 1997: Study on the relation between climate and recent shrinkage of small glaciers in the Nepal Himalayas. Ph. D. thesis, Nagoya University, 76pp.
 Kadota, T. and Ageta, Y., 1992: On the relation between climate and retreat of Glacier AX010 in the Nepal Himalaya from 1978 to 1989. Bull. Glacier Res., **10**, 1-10.
 Kadota, T., Seko, K. and Ageta, Y., 1993: Shrinkage of Glacier AX010 since 1978, Shorong Himal, East Nepal. IAHS Publ. **218**, 145-154.
 Kadota, T., Fujita, K., Seko, K., Kayastha, R. B. and Ageta, Y., 1997: Monitoring and prediction of shrinkage of a small glacier in the Nepal Himalaya. Ann. Glaciol., **24**, 90-94.
 門田 勤・内藤 望・Howard Conway, 1999: 東ネパール クンブ氷河消耗域(上流部)の変化, 1995-1999. 1999年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 76.
 Kadota, T., Seko, K., Aoki, T., Iwata, S. and Yamaguchi, S., 2000: Shrinkage of the Khumbu Glacier, east Nepal from 1978 to 1995. IAHS Publ. **264**, 235-243.
 Meier, M. F., 1984: Contribution of small glaciers to glob-

- al 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.
- Naito, N., Nakawo, M., Aoki, T., Asahi, K., Fujita, K., Sakai, A., Kadota, T., Shiraiwa, T. and Seko, K., 1998: Surface flow on the ablation area of the Lirung Glacier in Langtang Valley, Nepal Himalayas. *Bull. Glacier Res.*, **16**, 67-73.
- 内藤 望・中尾正義・門田 勤・藤田耕史・坂井亜規子, 1999 : ネパールヒマラヤ, リルン氷河消耗域の表面低下量. 1999年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 78.
- Naito, N., Nakawo, M., Kadota, T. and Raymond, C. F., 2000: Numerical simulation of recent shrinkage of Khumbu Glacier, Nepal Himalayas. *IAHS Publ.* **264**, 245-254.
- Naito, N., Ageta, Y., Nakawo, M., Waddington, E. D., Raymond, C. F. and Conway, H., 2001: Response sensitivities of a summer-accumulation type glacier to climate changes indicated with a glacier fluctuation model. *Bull. Glaciol. Res.*, **18**, in press.
- Nakawo, M. and Rana, B., 1999: Estimate of ablation rate of glacier ice under a supraglacial debris layer. *Geogr. Ann.*, **81A**, 695-701.
- Nakawo, M., Morohoshi, T. and Uehara, S., 1993: Satellite data utilization for estimating ablation of debris covered glaciers. *IAHS Publ.* **218**, 75-83.
- Nakawo, M., Yabuki, H. and Sakai, A., 1999: Characteristics of Khumbu Glacier, Nepal Himalaya: recent change in the debris-covered area. *Ann. Glaciol.*, **28**, 118-122.
- Rana, B., 1997: Study on glacier ablation under debris-cover for runoff modeling of a river basin in Langtang Valley, Nepal Himalaya. Ph. D. thesis, Nagoya University, 157pp.
- 坂井亜規子, 2001 : 岩屑に覆われた氷河の融解過程. *雪氷*, **63**, 191-200.
- Shiraiwa, T. and Yamada, T., 1991: Glacier inventory of the Langtang Valley, Nepal Himalayas. *Low Temperature Science, Ser. A*, **50**, Data Report, 47-72.
- Warrick, R. A., Le Provost, C., Meier, M. F., Oerlemans, J. and Woodworth, P. L., 1996: Changes in sea level. *Climate Change 1995, The Science of Climate Change*, ed. by Houghton, J. T., Meira Filho, L. G., Callander, B. A., Harris, N., Kattenberg, A. and Maskell, K., Cambridge, Cambridge University Press, 363-405.
- Watanabe, O., Fushimi, H., Ikegami, K., Tanaka, Y., Yoshida, M., Iwata, S., Inoue, J. and Upadhyay, B. P., 1980: Outline of studies on supraglacial debris of Khumbu Glacier, Khumbu region. *Seppyo*, **41**, Special Issue, 5-8.
- Yamada, T., 1998: Glacier Lake and its Outburst Flood in the Nepal Himalaya. Monograph No.1, Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, 96pp.
- 山田知充, 2000 : ネパールの氷河湖決壊洪水. *雪氷*, **62**, 137-147.
- 山田知充・白岩孝行, 1995 : ヒマラヤ・カラコルム地域における近年の氷河変動. *雪氷*, **57**, 257-267.
- Yamada, T., Shiraiwa, T., Iida, H., Kadota, T., Watanabe, T., Rana, B., Ageta, Y. and Fushimi, H., 1992: Fluctuation of the glaciers from 1970's to 1989 in the Khumbu, Shorong and Langtang regions, Nepal Himalayas. *Bull. Glacier Res.*, **10**, 11-19.
- Yokoyama, K., 1984: Ground photogrammetry of Yala Glacier, Langtang Himal, Nepal Himalaya. *Glacial Studies in Langtang Valley, Report of the Glacier Boring Project 1981-82 in the Nepal Himalaya*, ed. by Higuchi, K., Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, 99-105.
- Yokoyama, K. and Iwata, S., 1980: Ground photogrammetry of glaciers in Khumbu Himal, Nepal Himalayas. *Seppyo*, **41**, Special Issue, 67-70.

Recent glacier shrinkage in Nepal Himalayas

Nozomu NAITO¹⁾

*Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Nagoya University,
Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601*

Abstract: Significant glacier shrinkage has generally been observed among Nepal Himalayas in recent years. The shrinkage is probably accelerated in the 1990s among the small glaciers. Large debris-covered glaciers were also observed to shrink more significantly than expected before. In addition to the increasing observations, glacier fluctuation models which can account for the characteristics of glaciers in the Nepal Himalayas have gradually been developed, and numerical experiments with the models have been performed. New knowledges on the glacier shrinkage during about thirty years since the 1970s are introduced as reviews of both the observations and the numerical experiments.

(2000年11月24日受付, 2001年1月29日改稿受付, 2001年1月29日受理, 討論期限2001年9月15日)