HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	平成25年度北海道大学低温科学研究所共同利用研究集会『氷河変動の地域性に関する地理的検討』報告書
Author(s)	朝日, 克彦//編
Description	平成25年度北海道大学低温科学研究所共同利用研究集会『氷河変動の地域性に関する地理的検討』. 2013年6月17日-18日. 北海道大学低温科学研究所, 札幌市.
Relation	朝日克彦編, 平成25年度北海道大学低温科学研究所共同利用研究集会『氷河変動の地域性に関する地理的検討』報告書. 北海道大学低温科学研究所, 2014, iii, 46p.
Issue Date	2014-05
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/56290
Type	conference paper
File Information	ILTS Meeting Report-Full.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

平成 25 年度

北海道大学　低温科学研究所　共同利用研究集会

『氷河変動の地域性に関する地理的検討』

報告書



2014 年

はじめに

氷河は陸地の約 10%を占め，その消長は気候変動の指標となる．また，第四紀スケールでは氷河の拡大・縮小が海水準を変動させ，地球環境を規定する要因であり続けた．そのため，氷河学のみならず自然地理学，第四紀学において，様々な時間スケールでの氷河の変動が研究対象として大きな比重を占めてきた．そうした中で，気候変動下における氷河の変化は氷河そのものを研究対象とする諸分野のみならず，地球科学をはじめとする諸科学においても言及されるようになった．IPCC 第四次報告書をはじめとして，地球温暖化による世界の氷河の後退とその後退が加速していることが「事実」として認識されている．一方で，氷河は世界に 16 万あるとされるが，そのうち過去の氷河末端変動が明らかにされている氷河は 2000 程度でしかない．また全般的な氷河後退が事実であるとしても，19 世紀半ばまでの「小氷期」以降の氷河後退と，地球温暖化による氷河後退の「加速」との関係は明確ではなく，曖昧なまま世界の氷河後退が地球温暖化との関係で「事実」として認識されるに至っている．氷の塊である氷河は一定の気温・降水量のもとでしか存在しえず，世界各地，気候条件がそれぞれに異なることを考慮すれば，世界中一様に氷河が後退したり，一様に後退が加速したりすることは考えがたい．実際，氷河の質量収支は世界各地でまったく異なり，現在の気候環境下でも正の収支になる地域もある．

そこで，氷河変動について各地をフィールドにする研究者で会し，世界各地の氷河変動を総括する研究会を 2013 年 6 月 17･18 の両日，北海道低温科学研究所において研究集会『氷河変動の地域性に関する地理的検討』を開催した．本報告書は発表内容をまとめたものである．上述の問題意識のもと開催したので，発表者には「各地の氷河を形成する気候条件に言及して欲しい」とお願いした．その結果，海洋性なのか大陸性なのかという気候条件，気温の年較差よりも日較差が大きい熱帯，通年で気温がほとんどプラスに転じない高緯度地方，それぞれに気候条件が大きく異なり，氷河を形成する条件が違うことが明確になった．のみならず，それぞれの山域内においても，山脈の風上か風下か，冬季の降雨が顕著か否かによって降水量が極端に異なり，したがって緯度・経度方向での氷河平衡線高度に著しい傾きがあり，当然のことながら氷河変動の様子が域内でも大きく異なることがつまびらかになった．

この様な問題意識のもとでの事例報告は世界的にも事例がなく，貴重な機会となった．こうした各地の事例報告が今後の研究に幾ばくかの貢献をなせば幸いである．

朝日克彦
信州大学山岳科学研究所
2014 年

北海道大学　低温科学研究所　研究集会

『氷河変動の地域性に関する地理的検討』

2013 年 6 月 17 日(月)･18 日(火)　　低温科学研究所 研究棟２階 講義室

研究代表：朝日克彦（信州大）所内担当：白岩孝行

		発表者	所属	発表題目
6 月 17 日(月)				
9:00	9:10	古川義純	低温研	低温研所長挨拶
9:10	9:20	朝日克彦	信州大	研究集会の趣旨説明：世界の氷河変動
9:30	10:10	岩田修二	都立大	氷河変動とは何か
10:10	10:40	福井幸太郎	立山カルデラ博	日本の現存氷河と氷河平衡線についての研究史
10:45	11:25	紺屋恵子	JAMSTEC	モンゴル・アルタイの氷河変動
11:25	12:05	奈良間千之	新潟大	最近の中央アジアの氷河研究
		昼食(弁当)		”カラコルム 氷河を撮る 写真が語る 100 年の変化(NHK 教育テレビ)”映写(45 分)
13:20	13:55	坂井亜規子	名古屋大	GAMDAM 氷河インベントリからみたアジア高山域の気候
13:55	14:45	梶山貴弘	日本大	カラコラム山脈における最近 150 年間の氷河変動
14:45	15:25	朝日克彦	信州大	ネパール･ヒマラヤの氷河変動：水資源は枯渇するのか
		＜休憩＞		
15:50	16:30	水野一晴	京都大	近年のアフリカ高山の氷河変動と生態系変化
16:20	17:10	安仁屋政武	筑波大	北パタゴニア氷原・溢流氷河の 1945 年以降の変動
17:10	18:00	三浦英樹	極地研	最終氷期以降の南極・グリーンランドの氷床変動とグローバルな海面変化
6 月 18 日(火)				
9:00	9:20	門田　勤	JAMSTEC	東シベリア　スンタル・ハヤタ氷河調査概要
9:20	9:40	岩田修二	都立大	エクアドルアンデスとニューギニア島の氷河縮小
9:40	10:00			まとめ・討論
10:00	10:30	目代邦康	自然保護助成基金	地球科学の情報発信経路としての書籍
10:30	11:00	岩田修二	都立大	『世界の氷河変動とその調査』（仮題）出版の提案：みんなで本を作ろう
11:00	12:00			出版物について意見交換

＜目次＞

氷河変動とは何か：メカニズムと調査方法に関する復習
岩田修二（都立大） 1

現在の日本アルプスの平衡線高度について
福井幸太郎（立山カルデラ砂防博物館） 7

GAMDAM (Glacier Area Mapping for Discharge in Asian Mountains)
氷河インベントリからみたアジア高山域の気候
坂井亜規子（名古屋大）ほか 9

ネパール・ヒマラヤの氷河変動：水資源は枯渇するのか
朝日克彦（信州大） 12

カラコルム山脈における最近 150 年間の氷河変動
梶山貴弘（日本大） 18

中央アジア山岳地域における最近の氷河研究
奈良間千之（新潟大） 26

モンゴル・アルタイの氷河変動
紺屋恵子（JAMSTEC） 30

近年のアフリカ高山の氷河変動と生態系変化
水野一晴（京都大） 33

北パタゴニア氷原・溢流氷河の 1945 年以降の変動
安仁屋政武（筑波大） 37

最終氷期以降の南極・グリーンランドの氷床変動とグローバルな海面変化
三浦英樹（極地研） 38

地球科学の情報発信経路としての書籍
目代邦康（自然保護助成基金） 45

氷河変動とは何か：メカニズムと調査方法に関する復習
Methods of glacier variation research: an review

岩田修二（東京都立大学名誉教授）
Shuji IWATA (Professor emeritus, Tokyo Metropolitan University)

キーワード：気候メーター，地球環境変動，野外調査技術，衛星観測
key words: Climate mater, Global change, Field techniques, Satellite observations

Ⅰ はじめに

ここに記したのは，2013 年 6 月 17 日（月）　北海道大学低温科学研究所研究棟２F 講義室で開催された低温科学研究所研究集会「氷河変動の地域性に関する地理的検討」でのべた講義風の解説を文章化したものである．なお図・表は文末においた.

1 氷河変動研究と地理学

氷河変動研究を始めたのは，雪氷学者ではなく地理学者である．氷河変動に関するほとんど最初のまとまった著作『氷河変化と気候変動』(Ahlmann, 1953) を岩田は学部４年生の冬（1970-71），小疇尚先生に勧められて読んだ．そのまえがきには次のように書かれている.「『氷河変化と気候変動』は，人文・自然地理学者，地形学者，気候学者，さらには歴史学者の発見の集積である．アールマン博士はストックホルム大学の地理学の教授であり，1948 年から 1951 年まで国際水文学協会雪氷委員会 (IUGG) の会長を務めた．現在，母国スウェーデンの駐ノルウェー大使を務めているアールマン博士は，この 20 年間, 氷河変化と気候変動との関係の研究のリーダーである．多分野の協力—調査隊方式—と氷河収支のくわしい観測の開始が必要であるという彼の考えは氷河研究の全体の枠組みをかえた」 (W.O. Field, Jr. による．岩田訳)．アールマンは，Geografiska Annaler の１巻１号全ページを費やしてノルウェー地誌を書いた地理学者である．アールマンに象徴されるように，氷河変動の研究は，科学諸分野にまたがるので，総合的におこなわねばならず，しかも，地域的個別性を無視できない，きわめて地理学的な課題である.

2 氷河変動研究の問題点

氷河変動とは，氷河の末端変動であると思っていると人が少なくない．しかし，氷河変動とは氷河の量（大きさ・氷河質量）の変動であり，したがって，氷河質量の変化に影響する諸要素と，それらの変化のメカニズム，相互の関係の理解が重要である．気候変動から氷河末端変動との因果を示す模式図が 1969 年に Paterson の ”Physics of Glacier” に掲載されて以来，多くの変形（バリエーション）ができている．しかし，細部のメカニズムには不明の点が多い.

氷河変動理解の意義（何のために氷河変動を調べるのか）にも注意する必要がある．氷河変動は気候変動理解のためと思っていると人が多い．しかし，次の２点に注意すべきである．① 氷河変動と気候変動とは別ものである．しかし，気候変動をかなり正確に示す proxy（代替指標）になりうる．それには，どんな氷河が気候変動を反映するのかに注意すべきである. ② 氷河変動そのものが地球環境変動の大きな要素である．つまり，氷河変動それ自身が，気候変動・海水面変動・水資源変動に影響を与える.

したがって，目的に応じた氷河変動の理解が必要である．① 気候変動のための氷河変動理解のためには, 気候変動を正確に反映する少数の氷河の把握で事足りる．しかし，② 地球環境変動のための氷河変動理解のためには別の観点が必要である．グローバルな海水面変動のためには，地球上の全氷河量の調査，とくに大規模氷河の大きさ（面積と厚さ）の変動の把握が重要である．これに対してローカルな水資源変動には，流域内のすべての氷河量の変化の把握が必要である.

Ⅱ 氷河変動が示すもの

1 気候メーターとしての氷河

氷河変動と気候変化とには密接な関係があり，氷河変動から気候変動を知ることができるというのは古くから知られている．そこで氷河を気候メーターと呼ぶこともある．気候メーターのメカニズムをもっとも単純化すると

氷河気候変化→氷河質量収支→氷河形態変動

という関係がある. その核心をなすのが氷河質量収支である.

氷河質量は，氷河涵養量（プラス）と氷河消耗量（マイナ

ス）とのバランスで決まる．涵養域でプラスされる雪氷量は氷河流動によって消耗域に移動し，消耗域でマイナスされる．つまり，プラスされマイナスされる雪氷量は氷河流動による移動（通過量）と等しい．この関係（プラスとマイナスの出入り）が質量収支であり，これは観測可能である．しかし，質量収支の観測結果と気象観測結果とが一致するとは限らない．気象観測値・気候要素と質量収支との間には複雑な関係がある．

気候変化を氷河変動から把握するためには，気候変化に敏感な氷河に注目する必要がある．気候変化に敏感な氷河とは，上記の気候メーターのメカニズム：氷河気候変化→氷河質量収支→氷河形態変動の反応が早い氷河ということである．それは，スウェーデンのスト Stor 氷河のような，・小規模，・降雪によって涵養され，・岩屑のような被覆物がなく，・氷河末端が自然状態である氷河である．つまり末端が裸氷からなる小規模な谷氷河や圏谷（カール）氷河である．

逆に，長大な氷河，なだれなどで涵養される氷河，岩屑被覆氷河，地形的強制末端をもつ氷河，海面流入氷河などは気候変動を示す氷河ではない．

長年の氷河変動観測実績があるのにもかかわらず，氷河変動は気候変化を示すのかという疑問がでることがある．疑問点を列挙すると，① 気温変動と降水量変動のどちらを示すのか？　② 氷河の個別的特徴（個性）による差異は？　③ 質量変化を知る方法による違い（解像度の問題）は？　④ モレーンは氷河変動を示すのか？　などである．

これらに対する経験的回答は，① 最近の細かな気候変動を反映するためには，気候変動をよく示す氷河をえらぶこと，② 気候と氷河との複雑な関係にもかかわらず，過去の気候変化を知る手段としての氷河変動の研究は有効である，ということになろう．

2　地球環境変動としての氷河変動

氷河変動そのものが地球環境変動の大きな要素ということが，20 世紀後半になってよく理解されるようになった．その基本は，① 氷河変動は気候変動によって発生するが，氷河変動も地球気候をコントロールする．たとえば，95 万年周期の氷期・間氷期サイクルは氷床拡大そのものにコントロールされている．② 氷河変動の結果が，大規模には海水面変動を生み，流域の水資源変動・環境変動を生む．

i 地球の氷河量変動と海水量変動

第四紀を通じて周期的に発生した氷期・間氷期サイクルにおける陸上氷河量変動は，世界の気候を変化させ，世界的な氷河性海水準変動を引き起こした．氷河変動が地球環境変化そのものであるとも言える．

ii 流域の水環境への影響

氷河変動はローカルな気候環境や水資源の環境を大きく変化させる．報告者は，カラコラム，パスー氷河の後退によって放棄された集落の跡，そこに残された小麦を貯蔵した穴の跡を見たことがある．

III 氷河変動を知る方法

氷河変動の調査方法を**表 1**（岩田 2011）にしめす．これらを

1．氷河質量の測定

2．氷河全体の形態と大きさの測量（氷河の輪郭，氷河の表

表 1　氷河変動の調査方法

時代と対象	観測・調査方法
最近から将来の質量変動	質量収支観測（ステーク法など）
	氷河体積測定（測量・リモートセンシングなど）
	氷河平衡線観測
	氷河末端観測
過去の氷河末端位置	歴史記録（聴き取り・文献・絵画など）
	モレーンなどの氷河縁辺地形の分布
	氷河縁辺・氷河前面の堆積物の分布
	氷河侵食地形の新旧の境界（氷食基盤岩の風化度など）
	IRD (ice rafted debris) 氷山起源岩屑の分布
過去の地球規模氷河量変化	海洋底堆積物の酸素同位体比の変化

面高度測量など）
３．部分的な形の変化の測定（氷河縁辺・末端変動など）
４．氷河平衡線：フィルン限界の変動観測
５．海底掘削コア
の順に述べる.

１．氷河質量の測定

氷河学の基礎になった伝統的な i. 氷河質量収支観測と，最近始まった ii. 重力測定人工衛星による測定（GRACE：Gravity Recovery and Climatic Experiment など）に分けて説明する.

i. 氷河の質量収支観測

i-i. ポールによる観測

氷河表面にセットした標識（ポールや旗棹）の高さの変動を毎年観測する．表面高度の変化がわかる．標識の位置は三角測量で測定すると氷河流動量もわかる.

i-ii. GPS (Global Positioning System) による測量

1995 年以降は氷河の表面高度と位置の測量に，人工衛星からの電波を受信して測量する GPS（全地球測位システム）が使われるようになった.

世界の氷河質量収支観測結果のデータは WGMS（世界氷河監視センター）から数年おきに刊行されている．ダウンロードが可能で，最新のものは 2012 年 12 月に出た．それによると，2005-2010 に質量収支が観測された氷河は世界で 87 にすぎない.

ii. 重力測定人工衛星による測定（GRACE など）

GRACE (Gravity Recovery and Climatic Experiment) 衛星は，地球スケールでの重力異常によって地球上の水（氷）の変化，地殻の変化などを知る目的で打ち上げられた．２機セットの衛星の相互の距離を精密に測定することで重力の分布を検知する．極を通る軌道を採用しているので極地氷床の質量の検証に有効である.

南極での測定結果の例（Chen et al., 2009）では，2002 年４月～2009 年１月での南極氷床の質量は 190±77 Gt yr^{-1} の減少であることが明らかにされた.

２．氷河全体の形態と大きさの測量

次の i～iv に示したようなさまざまの方法がある. 順に述べる.

i 地上測量

地形図が再測されると氷河の形や大きさの変化がわかる．小型の氷河では，独自に測量して代縮尺地図をつくる必要がある．岩屑被覆氷河の複雑な形や氷河表面高度の変化（1978-1995）を地上測量によって明らかにしたネパールクンブ氷河の例もある (Iwata et al., 2000).

ii 空中写真による地図化

異なる時期に撮影された空中写真から図化された地形図の比較は，精度が高い氷河全体の大きさや形の変化の情報をもたらす．たとえば南極半島 James Ross 島の Whisky Glacier の 1979-2006 の変化の研究 (Engel et al., 2012) などがある.

iii 人工衛星情報からの数値標高モデル

2000 年代に入ると，人工衛星からえられた数値標高モデル DEM による氷河表面高度の比較がおこなわれるようになった．たとえばネパールヒマラヤのクンブ地域の氷河の 1992-2008 の比較研究がある（Nuimura et al., 2012）.

iv 人工衛星による表面高度測定

ICESat（アイスサット：Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite）はレーザー高度計（ライダーLIDER）を搭載して極地における氷床と海氷の厚さの経年変化を計測し，気候変動の将来予測に寄与する目的で打ち上げられた. 緯度 82 度以上の極点付近はカバーできないが，グリーンランドや南極の氷床の表面高度変化をくわしく把握することができる．Davies et al. (2005) によると，1992 年-2003 年の南極氷床（とくに東南極氷床沿岸部）は表面が上昇傾向にあり，全体でも氷は増加傾向であることが明らかにされた．その後，Flament and Rémy (2012) は，2002 年-2010 年には東南極氷床でも減少傾向に変化してきたと結論した.

３．部分的な形の変化（氷河縁辺・末端変動）の測定

1970 年代までは，氷河変動というと，氷河末端（前面）や縁辺の位置の変化を指すことが多かった．次のようなさまざまの方法がある.

i 現地での観察や実測

ニュージーランドのフランツ=ジョセフ氷河のように, 古くからの観察記録や末端位置の測定記録が残された氷河は，アルプスや北欧に少なくない.

ii 各種記録による復元

地図・空中写真・衛星画像・映像データ・文献・絵画・写真・証言などさまざまの記録媒体によって過去の表は末端位置が復元されている．スイスの「小氷期」の氷河拡大の詳細は，グリンデルヴァルト氷河などの絵画と写真に残された記録によって明らかにされた.

iii 地形・地質学的情報

歴史時代より古い過去，あるいは人間による情報がない氷

河の縁辺の位置は，縁辺モレーンのような氷河堆積地形やティル（till 氷成堆積物）などの分布からわかる．しかし，地形や堆積物の時代を決めなければならない．さまざまな相対年代・数値年代・絶対年代を決める方法がある．その場合，末端・縁辺の平面位置によるか，側方モレーンの高度のような表面位置（厚さ）によるかによって得られる結果が異なってくる．

４．氷河平衡線≒フィルン限界の高度変化（上下変動）観測

氷河の涵養域と消耗域の境である氷河平衡線 equilibrium line（EL）は氷河にとって重要な線である．その高度（ELA）の変動は質量収支の変化を示しているとされている．平衡線は目には見えない線なので，現実にはフィルン限界（firn limit 夏の終わりのフィルンの上限)で代用される．過去の空中写真などで，過去のフィルン限界を知ることができる．氷河消滅後の氷河平衡線の位置を地形などから推定する方法も多数考案されている．氷期など，過去の氷河平衡線の復元に利用されている．ネパールでの変動研究の実例には Asahi (2010) がある．

５．海底掘削コア

i 酸素同位体変動

1960 年代から盛んになった深海底堆積物中の酸素同位対比（$\delta^{18}O$）の変動は，陸上の全氷河量の変動である．これによって現在では，第三紀から現在までの氷期・間氷期の全地球の陸上氷量の変動（氷床変動）がくわしく明らかになった．たとえばスタック LR04 は鮮新世の 3.5 Ma 以降の氷床変動をカバーする（Lisiecki and Raymo, 2005).

ii IRD（ice-rafted debris 氷山岩屑）の分布

南極海や北極海・北大西洋の海底堆積物には氷山の流出・融解を示す氷山岩屑 IRD（ice-rafted debris）が含まれる．これに注目することで氷床の拡大，もしくは氷床の崩壊（サージ）がわかる．北大西洋の最終氷期の氷山岩屑からハドソン湾氷床の周期的なサージが推定されている（Heinrich, 1988).

Ⅵ 氷河変動に関するいくつかの問題

これまで氷河変動を把握する方法をいろいろ述べてきたが，最後に，これまで触れなかった氷河変動に関する問題をいくつか取り上げよう．それらはつぎの１～３である．

１ 氷河末端の前進・停滞・後退の意味するもの

２ 縁辺・末端モレーンは，氷河縁辺・末端位置を示すのか

３ 今後の氷河末端調査のゆくえ

１ 氷河末端の前進・停滞・後退の意味するもの

老婆心ながら，氷河末端の前進・停滞・後退とはどういうことかについて，正確な理解を復習しよう．

① 氷河前進：氷河が前進している状態とは，涵養域からの氷河流動によって，氷河前面（末端）まで氷河（氷体）が移動している状態である．その場合でも，氷河前面での氷河の消耗は起こっているから，氷河前面での氷河流動量が氷河消耗量より大きいということである．

② 氷河停滞：氷河が停滞している状態とは，氷河前面（末端）位置が変わらないことである．氷河前面は常に（冬季を除いて）消耗しているから，消耗による後退量を補うだけの氷河流動が必要である．つまり，停滞している状態とは，氷河前面での氷河流動量と氷河消耗量とが等しいということである．

③ 氷河後退：氷河が後退している状態とは，氷河前面（末端）で氷河氷が停止，または流動量がきわめて小さいため，氷河の消耗によって氷河前面位置の後退が起こるのである．氷河前進とちがって氷体自体が動いて退いているのでないことはいうまでもない．氷河前面での氷河流動量が 0 の場合（停滞氷河またはデッドアイス）には，氷河消耗量と氷河後退量とが等しくなる．

①②③を**図１**に示した．

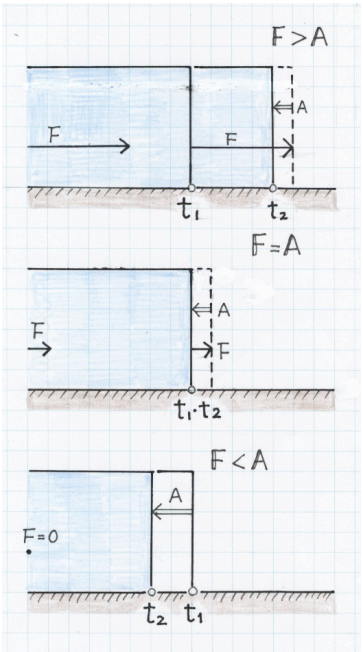


図１　氷河末端変動の模式図．上：前進状態，中：停滞状態，下：後退状態．Ｆ：氷河流動量，Ａ：氷河消耗量，ｔ1，ｔ2 は時間の経過，岩田原図.

このような微妙なバランスによって氷河前面の動きは決まる．氷河が停滞しているときに，たとえば表面岩屑層が形成されることによって，氷河消耗が抑制されると氷河は前進をはじめる．天山山脈ウルプト氷河右岸側の円錐状氷河の末端の 1983 年と 2003 年の状態を比較すると，岩屑に覆われたことで右岸側の斜面氷河が前進した（Iwata et al., 2005).

2 縁辺・末端モレーンは，氷河縁辺・末端位置を示すのか

雪氷学者から地形学者へしばしば投げかけられる質問がある．それは，「モレーンは，氷河縁辺が同じ場所に停滞しているときに形成される」という地形学の常識に対するものである．次のような疑問がだされる．

① 氷河末端変動は縁辺モレーンに反映されるのか？ 〈モレーンをつくらない氷河もある〉〈後の氷河前進で侵食・破壊されるモレーンもある〉.

② 定常的な氷河末端位置は，ほんとうに縁辺モレーンに反映されるのか？ 〈氷河が前進するときに形成されるモレーンもある〉.

これらの疑問に正面から答えられる地形学的研究はまだないといえるだろう．ただし，雪氷学者も，

③ 定常的な気候状態は，定常的な氷河状態（とくに縁辺位置の）をうむのか？

④ 平衡線高度変動は末端変動に反映するのか？

のような疑問に答えているとは言い難い.

このような状況であるにもかかわらず，たとえば，氷床コアから得られた気候変動や海底コアから得られた氷床変動と，モレーンから得られた氷河変動は（とくに氷河の後退期には）よく一致するという事実がある，と多くの地形学者は信じている.

3 今後の氷河末端調査のゆくえ

GEN（ネパールヒマラヤ氷河学術調査）がネパールヒマラヤの氷河変動調査をはじめてから，われわれの氷河変動調査はアジア内陸の氷河域に拡がっている．しかしながら，氷河変動の調査結果を積み上げても，学会で評価されるような論文（修士論文や学位論文も）は書けないという事実に多くの研究者が気づいている．学術的に評価される論文にするためには，氷河変動だけではなく何らかの（気候や氷河や地形に関する新知見）を付け加えなければならない.

氷河変動の調査は，リモセン調査にしろ，現地調査にしろ，時間がかかる根気のいる仕事である．氷河を水資源に利用している国ぐにでは，氷河変動調査は行政機関や研究機関のルーチンの業務であり，報告書として定期的に刊行される．氷河変動の調査は研究者がおこなうものか？ という疑問が生じる.

現在では，衛星画像を使って比較的容易に衛星画像にアクセスできる．精度に難があるとはいえ，地形図（たとえば旧ソ連の 25 万分の 1 地形図）や DEM も入手可能である．比較的大型の氷河の関しては，リモセンによって氷河末端変動の調査は比較的容易である．小型氷河の末端変動は，現地の調査に頼るほかないが，トレッキングによって接近できる地域の氷河末端位置の記録はとくに難しい技術を要しない．これからは，氷河変動の調査は，研究者の手を離れて，登山家（現地調査）や自然愛好家・地図愛好家（衛星画像利用）の活躍の場になるのではないだろうか．産業や疾病と関係あるものを除いて，昆虫の分布や生態の研究がアマチュアの手に移ったように.

それでは，氷河末端変動調査の結果をどのようにして学術的に価値ある論文に仕上げるのか．ここでは，Fujita and Nuimura (2011) の例を示そう.

まず，ネパールの，くわしい質量収支調査があるわずかな３氷河のデータと気象観測値を解析して，ELA 変動を気温と降水量に読み替えるモデルを構築した．つぎにリモセン調査で得たアジア高山域の広域の末端変動を，先行研究も参考にして，ELA 変動値に読み替えた．そして，先のモデルを用いて広域の ELA 値を広域地域の気温・降水量変動に読み替えた. 結論として，氷河変動からアジア高山域の 1988 年～2007 年の気温・降水量変動が明らかになった．つまり，分布氷河変動の分布を気温・降水量変動の分布に読み替えたことによって国際誌に掲載される論文になったのであった．このような細工というか科学的な装いが重要なのである.

引用文献

Ahlmann, H.W:son 1953. "*Glacier Variations and Climatic Fluctuations*" New York, The American Geographical Society.

Asahi, K. 2010. Equilibrium-line altitudes of the present and Last Glacial Maximum in the eastern Nepal Himalayas and their implications for SW monsoon climate. *Quaternary International*, **212**, 26-34

Chen, J.L., Wilson, C.R., Blankenship, D. and Tapley, B.D. 2009. Accelerated Antarctic ice loss from satellite

gravity measurements. *Nature Geoscience*, **2**, 859-862.

Davis, C.H., Li Yonghong, McConnell, J.R., Frey, M.M., and Hanna, E. 2005. Snowfall-driven growth in East Antarctic Ice Sheet mitigates recent sea-level rise. *Science*, **308**, 1898–1901. DOI: 10.1126/science.1110662.

Engel, Z., Nyvlt, D., and Laska, K. 2012. Ice thickness, areal and volumatic changes of Davies Dome and Whisky Glacier (James Ross Island, Antarctic Peninsula) in 1979-2006. *Journal Glaciology,* **58**, 904-914.

Flament, T. and Rémy, F. 2012. Dynamic thinning of Antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry. *Journal of Glaciology*, **211**, 830-840.

Fujita, K. and Nuimura, T. 2011. Spatially heterogeneous wastage of Himalayan glaciers, *PNAS*, **108**, 14011-14.

Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, **29**, 142-152.

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. in Nakawo, M., Raymond, C. F., and Fountain, A. (eds.): *Debris-Covered Glaciers* (Proceedings of a workshop held at Seattle, Washington, USA, September 2000). IAHS Publ. no. 246, 3-11.

Iwata, S., Kuroda, S., and Kadar, K. 2005. Debris-mantle formation of Wrpute Glacier, the Tienshan Mountains, China. *Bulletin of Glaciological Research,* **22**, 99-107.

Lisiecki, L. E. and Raymo, M. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed bebthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003, doi;10.1029/2004PA001017.

Nuimura, T., Fujita, K., Yamaguchi, S., and Sharma, R.R. 2012. Elevation changes of glaciers revealed by multitemporal digital elevation models calibrated by GPS survey in the Khumbu region, Neapl Himalaya, 1992-2008. *Journal of Glaciology,* **58**, 648-656.

WGMS（世界氷河監視センター）: http://www.wgms.ch/

現在の日本アルプスの平衡線高度について
A review of present ELA in Japanese Alps

福井幸太郎（立山カルデラ砂防博物館）
Kotaro FUKUI (Tateyama Caldera Sabo Museumf)

キーワード：氷河，平衡線高度，立山，剱岳
Key words: Glacier, Equilibrium line altitude, Mt. Tateyama, Mt. Tsurugi

１．現在の日本アルプスの平衡線高度

戦前，今村学郎は現在の日本アルプスの平衡線高度が最終氷期よりも 1000m 以上上昇したと仮定し，4000 m 以上と推定していた（今村，1940）．気象データに基づいて日本アルプスの平衡線高度を初めて提示したのは信州大の小林国夫である．1957 年，小林は星合誠と共同で輪島上空の夏期平均気温から日本アルプスの現在の平衡線高度を標高 4035±85 m と算出した論文を出版した（Hoshiai and Kobayashi, 1957）．

平衡線高度は通常，気温と降雪量の二つの値から計算される（例えば Ohmura et al., 1992）．この論文が書かれた当時，日本アルプスではまだ，積雪観測がほとんど行われていなかった．このため、積雪量を考慮せず、気温だけから暫定的に平衡線高度が求められた。日本アルプスでは，標高 4000 m 以上でないと氷河が出来ないという通説はこの暫定的な平衡線高度がもとになっている．

1960～1970 年代になると，国内の多年性雪渓の研究が盛んに行われるようになり，一部の多年性雪渓では，流動に関する調査も行われ，現存する氷河か否か議論されたこともあった（例えば吉田，1964）．野上(1977）は，現在の多年性雪渓は、吹き溜まりや雪崩などの地形効果によって積雪が集積することによって形成されているため，その存在は平衡線高度とは無関係であると主張した．これに対して小野(1980)は，多年性雪渓は氷河に近い存在であり，鹿島槍ヶ岳のカクネ里雪渓のような多年性雪渓の質量収支から現在の日本アルプスの平衡線高度を算出すべきと主張した。

その後，Ono et al. (2003)は，立山の夏の平均気温と降雪量の実測値から世界的に引用されている Ohmura et al (1992) の経験式を用いて現在の立山の平衡線高度を計算した．その結果，平衡線高度は 2970 m となり，現在でも立山は辛うじて平衡線高度に達しているということが示された．

福井・飯田（2012）は立山の御前沢雪渓，剱岳の三ノ窓雪渓，小窓雪渓でアイスレーダーによる氷厚観測と測量用 GPS を用いた流動観測を行った．その結果，これらの多年性雪渓は厚さ 30 m 以上，長さ数百 m に達する氷体を持ち，氷体は現在でも流動していることが明らかにされた．ついに日本でも現存氷河が発見された．

平衡線高度と氷河中央高度 (AAR=0.5)が等しいと仮定した場合（Braithwaite and Raper, 2009），立山の平衡線高度は 2600 m、剱岳のそれは 2000 m となる。 今後は，発見された氷河の質量収支から立山・剱山域の平衡線高度が明らかされるかも知れない．

２．2012 年秋と 2013 年春の立山・御前沢氷河の観測成果

御前沢氷河では, 2010 年秋および 2011 年秋の測量用 GPS を用いた流動観測により 1～2 ヶ月間で 10 cm 前後の流動が観測された（福井・飯田、2012）．しかし，年間流動量は分かっていなかった．

2012 年 10 月 12 日、2011 年秋から氷河上に残置していた 6 本の流動観測用ポールうち 3 本を 1 年ぶりに発見した．そのポールの位置を GPS で測量した．その結果，年間流動量は氷河上流部と中流部で 25 cm，下流部で 17 cm であることが分かった（図 1）．三ノ窓氷河，小窓氷河でも 2011 年秋からポールを残置してあったが, 2012 年は残雪が多くて発見できず，年間流動量を求めることができなかった．

御前沢氷河では，2009 年秋のアイスレーダー観測（周波数 270MHz）で，氷河上流部に厚さ 23 m，長さ 300 m、下流部に厚さ 27 m，長さ 400 m の氷体があることが分かっていた(福井・飯田、2012)．ただし，上流部では岩盤からの反射が不明瞭で，再調査が必要であった．

2013 年 6 月 12 日、より深くまで電波がもぐる 100MHz アンテナを用いて御前沢氷河でアイスレーダー観測を実施した．その結果，上流部の氷厚は 36 m に達していること，下流部の氷厚は以前の観測と同じ 27 m であることが分かった（図 2）．

引用文献

Braithwaite R. J. and S. C. B., Raper, 2009. Estimating equilibrium-line altitude (ELA) from glacier inventory data. *Annals of Glaciology* 50: 127-131.

福井幸太郎・飯田肇 2012. 飛騨山脈，立山・剱山域の 3 つの多年性雪渓の氷厚と流動－日本に現存する氷河の可能性について－ . 雪氷 74: 213-222.

Hoshiai, M. and K. Kobayashi 1957. A theoretical discussion on the so-called “snow line”, with reference to the temperature reduction during the Last Glacial Age in Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography* 28: 61-75.

今村学郎 1940. 『日本アルプスと氷期の氷河』岩波書店.

野上道男 1977. わが国の越年性雪渓と氷河－古気候復元のための 2・3 の問題点. 第四紀研究 15: 218-221.

Ohmura, A., P. Kasser, and M. Funk 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. *J. Glaciol.* 38: 397–411.

小野有五 1980. 小林国夫と氷河・周氷河地形の研究. 軽石学雑誌 6: 1-10.

Ono, Y., T. Shiraiwa and D. Liu 2003. Present and last-glacial equilibrium line altitudes (ELAs) in the Japanese high mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Neue Folge Supplement 130: 217-236.

吉田順五 1964. 立山の万年雪の雪氷学的調査. 富山大学学術調査団著 『北アルプスの自然』35-54. 古今書院.

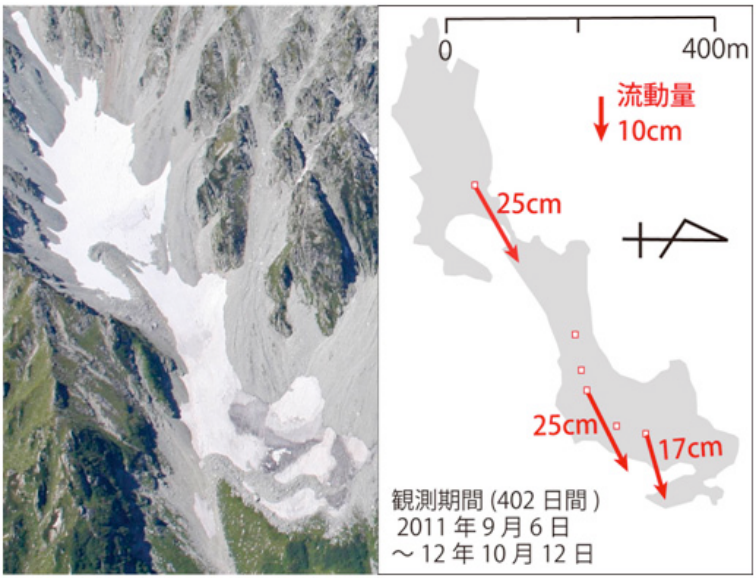


図 1　御前沢氷河の年間流動量

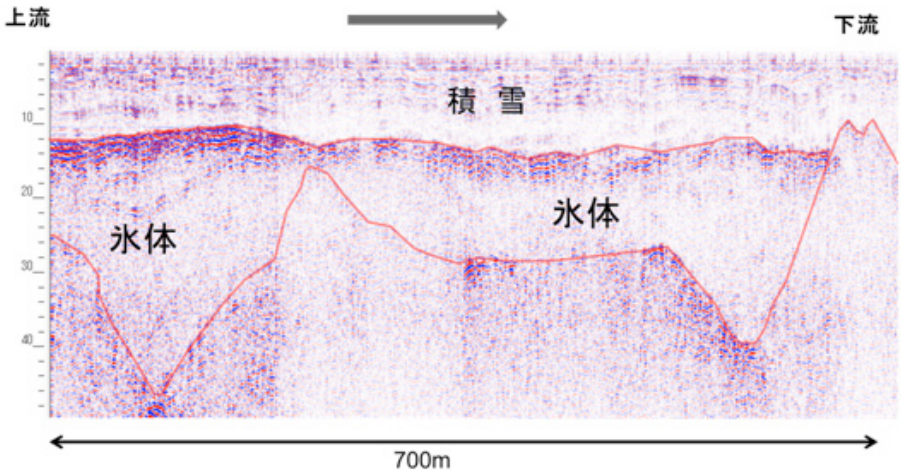


図 2　御前沢氷河のアイスレーダー縦断面. 100MHz アンテナを使用. 2013 年 6 月 12 日に実施.

GAMDAM (Glacier Area Mapping for Discharge in Asian Mountains)
氷河インベントリからみたアジア高山域の気候

Climate at Asian Mountains based on the GAMDAM Glacier Inventory

坂井亜規子*, 縫村崇行, LAMSAL Damodar, 谷口圭輔, 小澤亜紀, TSHERING Phuntsho, 永井裕人, 大宮哲, 常松佳恵, 津滝俊(国立極地研究所), 保科優, 竹中修平(名古屋大学), 岡本祥子(理化学研究所), 藤田耕史(名古屋大学)

Akiko SAKAI, Takayuki NUIMURA, Damodar LAMSAL, Keisuke TANIGUCHI, Aki KOZAWA, Phuntsho TSHERING, Hiroto NAGAI, Satoshi OHMIYA, Kae TSUNEMATSU, Shun TSUTAKI (National Institute of Polar Research), You HOSHINA, Shuhei TAKENAKA (Nagoya Univ.), Sachiko OKAMOTO (Riken), Koji FUJITA (Nagoya Univ.)

キーワード：氷河インベントリ，平衡線高度，
Key wards: glacier inventory, equilibrium line altitude,

1．はじめに

近年氷河インベントリが整備されており，さらにそれを利用した陸域氷体量の推定や，氷河表面低下量を複数の数値標高データ比較から求めるなど，盛んに行われている．最近では世界の氷河インベントリ，Randolph Glacier Inventory が整備され，最も良く使用されている．特に最近注目を浴びたのが Gardner et al.(2013)による世界の氷河の表面低下を推定したもので，標高の精度が高い ICEsat (Ice, Cloud,and land Elevation Satellite) による数値標高データを使用しており，氷河インベントリは Randolph Glacier Inventory を使用している．Gardner et al. (2013)のアジア高山域の結果を見ると，これまでアジアの氷河は縮小している報告が多かったが，カラコラム，西崑崙などは拡大していることがわかり，一口にアジアと言っても氷河の変動は地域によりかなり異なり不均一であることが明らかになってきた．

しかし，使用されている Randolph Glacier Inventory の中身を見ると，位置ずれがあったり，氷河の境界を忠実になぞったものではない場合も多く，自動抽出にも限界があり，デブリ氷河の岩屑に覆われている部分が氷河となっていない場合もある．

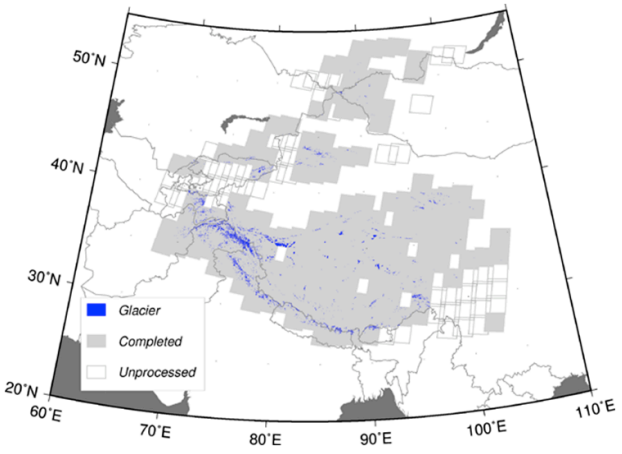


図１　アジア高山域氷河マップの作成状況　灰色：作成済み、枠のみ：未作成

そこで，GAMDAM プロジェクトでは，主に氷河質量収支・流出量推定を目標とし，アジア高山域における氷河インベントリを作成することを第一目標としてきた．

2．使用データ

LANDSAT-TM (1999-2003)の可視画像，熱赤外画像，数値標高データには Shuttle Radar Topography Mission(SRTM)を使用しており，SRTM から作成した等高線や傾斜を参考にして氷河マッピングをしている．

3．抽出状況

現在までに，予定の約 79%まで終了した（図１）．

4．河平衡線高度分布

Braithwaite and Raper (2009)は，世界の観測されている氷河データを整理し，氷河の面積高度分布を２分する氷河中央高度が氷河の平衡線高度に相当することを示した．これを参考に，GAMDAM 氷河インベントリの作成済み部分のデータを 0.5×0.5 degree で整理して，氷河の平衡線高度分布

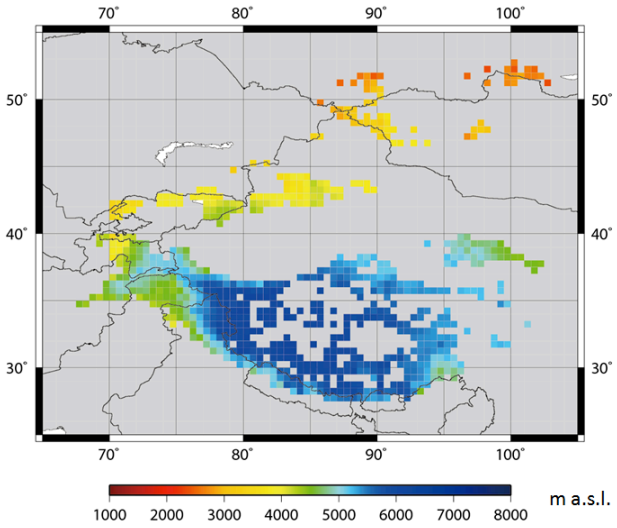


図２　氷河の中央高度＝氷河平衡線高度分布

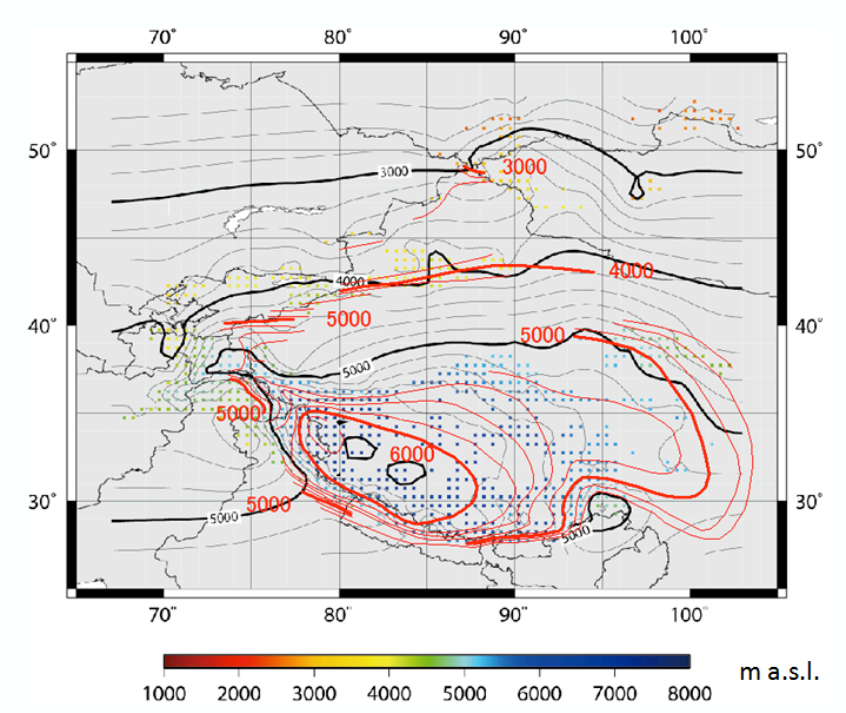


図３　平衡線高度分布の比較（黒：GAMDAM 氷河インベントリ、赤：Shi et al., (1980)）

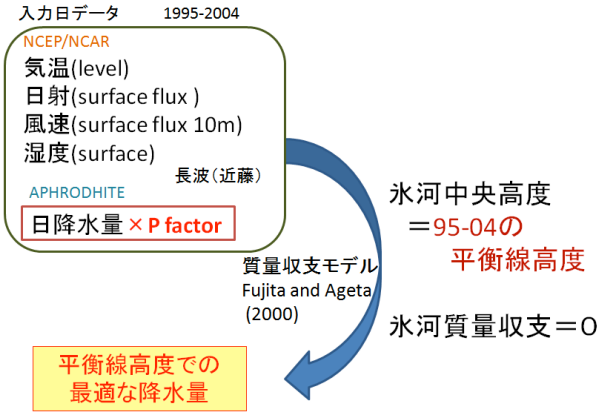


図４　平衡線高度での最適な降水量の推定方法

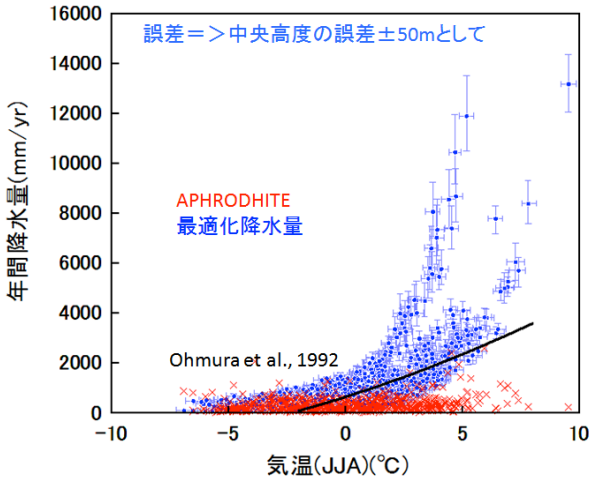


図５　平衡線高度における気温と降水の関係を Ohmura *et al.*, (1992)と比較した。赤：APHRODHITE そのままの値。青：最適化した降水量

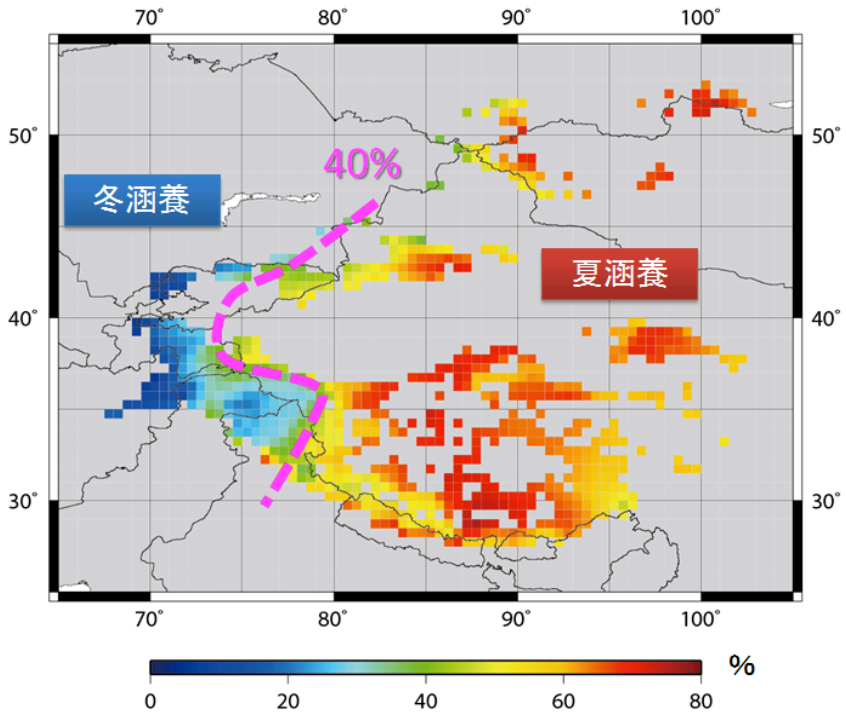


図６　APHRDHITE 降水量、年間降水量の中で JJA に占める降水量の割合（氷河抽出少量部分のみプロット）

を示す（図２）．Shi et al.,（1980）の平衡線高度分布と比較すると，良く一致することもわかった（図３）．

５．平衡線高度での最適な降水量

氷河の流出量推定は入力データの一つである降水量の推定が重要となるため，図４の要領で平衡線高度における最適な降水量の推定を試みた．推定した降水量を気温と共にプロットする（図５）．APHRDHITE 降水量での解析では，夏涵養と冬涵養は JJA の降水量が年間降水量に対し 40%を占めるところで境界がありそうである（図６）．平衡線高度での気温と降水量の関係を夏涵養と冬涵養で分けると，夏涵養の方が近似曲線の傾斜が急になり，夏涵養の方が気候変動に対する感度が高いことが示された．Ohmura et al.,（1992）の曲線は冬涵養の曲線に近い（図７）．

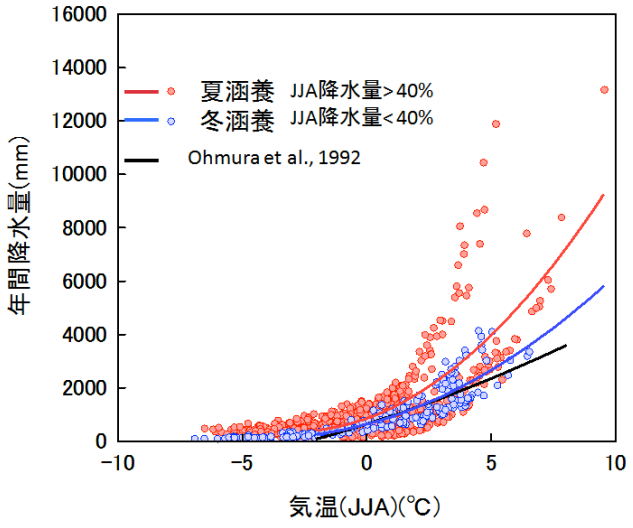


図７　平衡線高度での気温と降水量の関係。夏涵養と冬涵養で分ける

６．まとめ

アジア高山域における氷河マッピングは 79%完了した．

氷河の中央高度が平衡線高度を示すという関係を使用し，平衡線高度における最適化した降水量の推定を行ってみた．

今後の展望としては，氷河インベントリの完成と修正を行ない，平衡線高度における降水量を用いて流出の推定を行う．

文献

Braithwaite, R.J. and Raper, S.C.B. (2009): Estimating equilibrium-line altitude (ELA) from glacier inventory data. Annals of *Glaciology* (50)53: 127-132.

Gardner, A.S. and 15 others (2013) : A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise: 2003 to 2009. *Science,* 340, 852, DOI: 10.1126/science.1234532.

Ohmura, A., Kasser, P., and Funk, M. (1992): Climate at the equilibrium line of glaciers. *J. Glaciol.*, 38(130): 397-411.

Shi ,Y., Hsieh, T., Cheng, P. and Li, C., (1980): Distribution, features and variations of glaciers in China. *IAHS publication*, 126, 111-116.

ネパール・ヒマラヤの氷河変動：水資源は枯渇するのか

Glacier variations in Nepal Himalayas: implications for water resource depletion

朝日克彦（信州大）*
Katsuhiko ASAHI (Shinshu Univ.)

キーワード：ネパール・ヒマラヤ，氷河縮小，氷河融解水，水資源，枯渇
Key wards: Nepal Himalayas, glacier shrinkage, glacier-melt water, water resource, depletion

1．はじめに

「ヒマラヤの氷河は世界のどこよりも急速に後退しており，近い将来ヒマラヤから氷河が消滅する．またアジア 14 億の人口がヒマラヤの氷河を起原とする河川水を水資源としており，水資源不足が懸念される」　これは，IPCC 第四次評価報告書第２作業部会のヒマラヤの氷河に関する記述に象徴されるように，今日広く流布している認識である．この言説は果たして事実なのか．フィールドでの参与観察およびデータから検証する．

2．ヒマラヤの氷河形成気候

ヒマラヤはアッサムのナムチャバルワからパキスタンのナンガパルバットまで東西 2400km に及ぶ大山脈である．その北側に広がるチベット高原と併せ顕著に標高が高い山域が広がっている．この山塊が大気循環の駆動力となり，地域の気候条件を規定している．冬季には拡大した同心円を循環する偏西風はヒマラヤ山脈の南側を東進する．春になるとこの偏西風はチベット高原の北側へ経路がシフトする．また冬季は積雪により冷源となっていたチベット高原は日射を吸収して熱源となり低圧帯を形成する．この補償流としてインド洋から湿った大気が北上する．北上する大気の流れはコリオリの力により東に傾き南西の季節風となる．いわゆる南西モンスーンである．この南西モンスーンによりヒマラヤ南斜面に大量の降雨がもたらされる．アラビア海を北上するモンスーンはインド亜大陸の西ガーツ山脈に地形性の降水をもたらしその背後はステップ帯になる．しかしベンガル湾を北上するモンスーンはヒマラヤ山脈に阻まれ，ヒマラヤ山脈に沿って西進し降水をもたらす（図１）

したがってヒマラヤの降水量を概観すると東ほど多く西で少ない．世界最多雨のチェラプンジはベンガル湾のすぐ北に位置する．この夏季モンスーンがほとんど到達しないヒマラヤ最西部やその西隣のカラコルム山脈やヒンドゥクシュ山脈では上述の偏西風擾乱による冬季の降水が顕著である．

このように，ヒマラヤ山脈は夏季に顕著な降水があり年降水量の７～８割が６～９月の雨季に集中する．すなわち一般的な北半球と異なり，気温の高い夏季に標高の高い場所で降雪があり氷河を涵養している．同時に，氷河の消耗域では消耗が生じ，涵養と消耗が同時期に生じている．したがって，僅かな気温上昇でも，１）昇温により消耗量が増加する，２）氷河上でそれまでの降雪が降雨に変化しうるため，氷河の涵養量が減少する，３）降雨による顕熱が氷の融解を促進する，４）積雪被覆域が裸氷に変わるためアルベドが低下し，氷の消耗が促進される，５）氷上に藻類が繁茂しアルベドが低下する，といった複数のフィードバック効果によって，より一層氷河が縮小，後退し易い．北半球一般でいえば，夏季気温の上昇は消耗量を増加させうるだけであるが，この点が大きく異なり，ヒマラヤの氷河の特徴といえる．

3．ネパール・ヒマラヤの氷河変動

東西に長いヒマラヤ山脈のうち，そのほぼ中央部をなすのがネパール・ヒマラヤである（図２）．南西モンスーンの強い影響により夏季の降水が年降水量で卓越する．ネパール東部の体表的山域であるエベレスト山域において，わが国の研

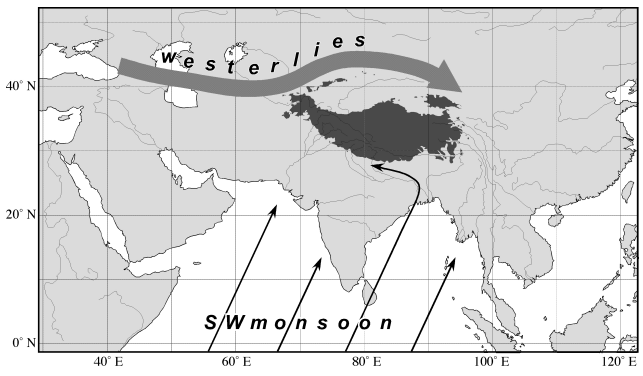


図１　ヒマラヤ山脈を取り巻く気候環境
黒い網掛けは標高 4000m 以上

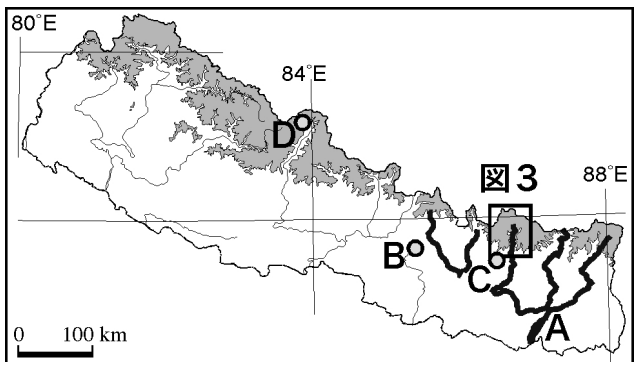


図２　ネパール・ヒマラヤ
黒い網掛けは標高 4000m 以上．A: コシ川水系，B: カトマンズ，C: チアルサ，D: ムスタン

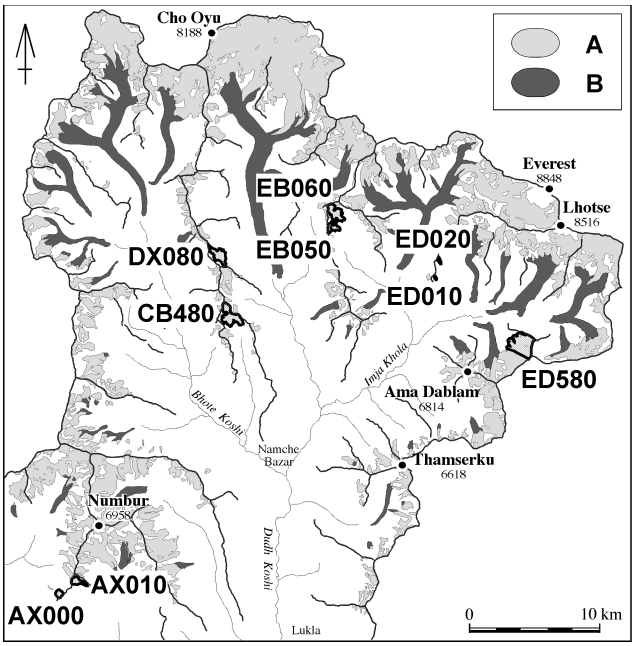


図３　エベレスト山域における末端観測が行われている小型氷河
A：裸氷域，B：岩屑被覆域

究グループは 1970 年以降，９ヶ所の氷河で末端位置の変動を定点観測している（図３）．いずれも裸氷からなる小型氷河である．したがって気候変動により敏感に応答していると考えられる．一例として９ヶ所のうち EB050 氷河について，末端位置の測量結果（図４）および定点写真（図５）を示す．観測期間 36 年間では末端位置は継続して後退している．また定点写真において氷河背後の山に着目すると氷厚も年々薄くなっている様子が分かる．９ヶ所の氷河の末端観測結果をまとめたのが図６である．図は横軸が観測した年，縦軸は１目盛が 100mの末端後退を意味する．実線が右下がりであれば氷河末端の後退を意味し，実線の傾きが急になれば後退速度が速まっていることを意味する．９ヶ所いずれの氷河も

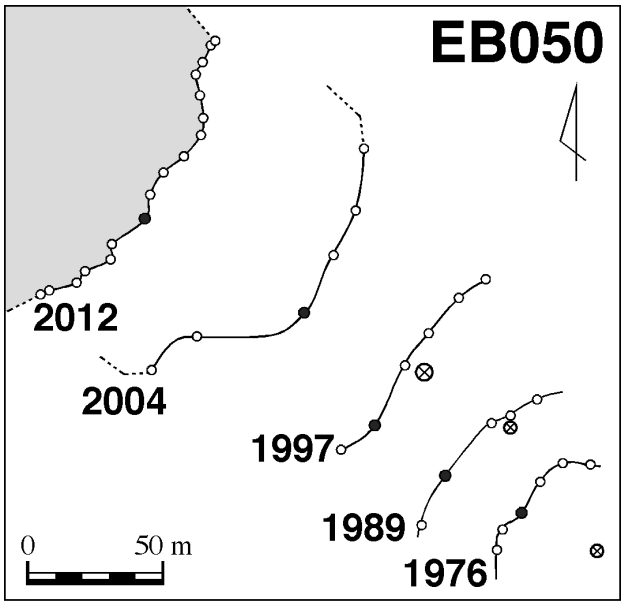


図４　EB050 氷河末端後退の観測図
丸印は測点を表す．

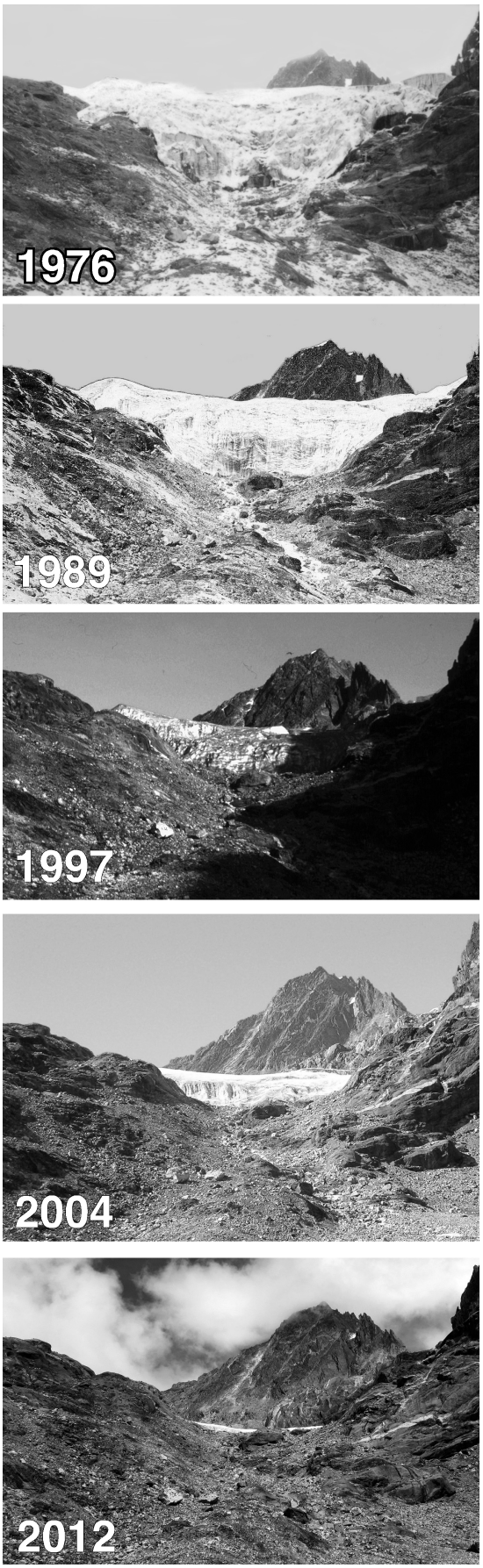


図５　エベレスト山域，EB050 氷河の末端変動の様子
1976 年，1989 年の写真は氷河情報センター提供

観測期間中，末端後退が継続していた．また後退速度の変化は，AX010 氷河でやや顕著に後退が加速しているが，このほかは概ねコンスタントに後退が継続している．或いは，今世紀に入ってから後退速度がやや鈍化している氷河もある．

アジアにおいてこのように末端観測が中期的に継続している氷河はたいへんに貴重であるが，全体の中ではごく一部の観測事例にとどまる．そこで空中写真判読によって氷河末端変動の面的な傾向を把握する．1992 年にネパール測量局が撮影した空中写真を実体視判読し，エベレスト山域の詳細な氷河分布図（氷河目録）を作成した．この分布図と 1958 年撮影空中写真から作成されたインド測量局 1 インチ／1 マイル地形図に描かれた氷河の輪郭とを比較する．ただし地形図に描かれた氷河の形状の正しさは担保されているとは言い難い．そこで空中写真判読の結果と比較してその形状が妥当だと判断された氷河のみを対象にして比較した（朝日，2001）．

エベレスト山域には 383 の氷河が現存する．このうち末端変動を検討したのは 178（46.5%）である．1958-1992 年の 34 年間での末端変動を検討した結果，末端位置が後退していた氷河は 107（60.1%），変化なしが 62（34.8%），前進が 9（5.1%）であった．なお検討した総数 178 個体のうちＣ型氷河は 139（78.1%），Ｄ型氷河は 39（21.9%）である（図７）．

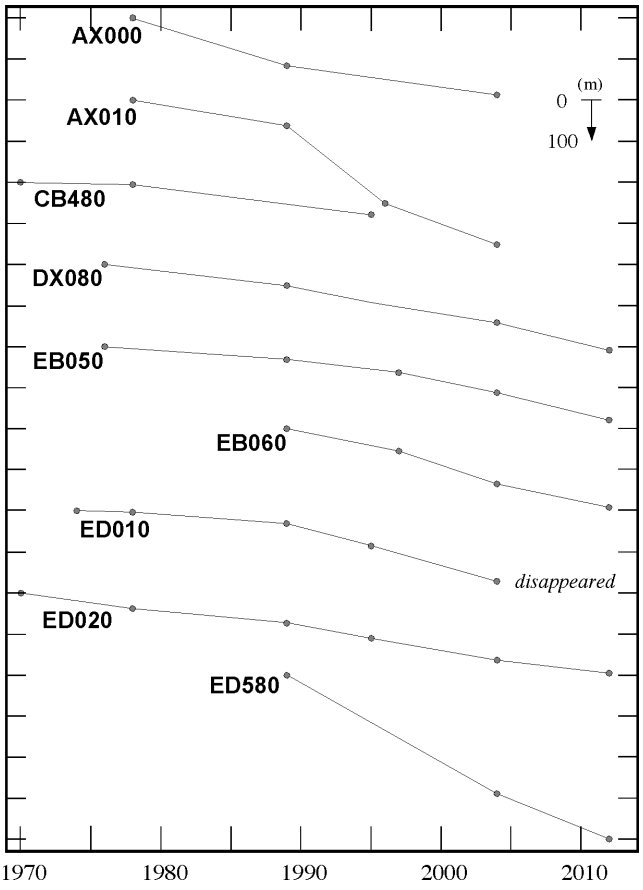


図６　エベレスト山域における９ヶ所の小型氷河の 1970 年以降の末端変動
丸印は末端位置の観測年次

検討した氷河のうち半数以上が後退していたことから多くの研究で指摘されているように，変動傾向は後退が卓越していることを裏付けている．一方で多数のＣ型氷河を含め１／３が停滞，５％が前進しているという事実も見逃してはならない．ヒマラヤの氷河変動に関しては後退ばかりが強調されているが，すべての氷河が後退している訳ではないことは常に考慮しておく必要がある．

４．氷河後退の背景

世界的に 1840 年をピークとする小氷期の氷河拡大から漸次気温上昇する気候状態に対応して氷河は縮小傾向にある．ネパールの場合，小氷期の氷河拡大は 1900 年頃まで継続し，それ以降後退を始めたと考えられる．エベレスト山域南方，AX010 氷河の南，約 25km 地点のチアルサ（Chialsa；標高 2770m）がエベレスト広域圏において 1967-1998 年の気温観測データが存在する．このデータについて年平均気温，夏季最高気温・最低気温の変化をまとめると（図８），夏季最低気温の上昇が最も大きく，10 年で 0.61ºC の割合で上昇している．上述のように夏季最低気温の上昇は降雪を効果的に降雨に代えうる．したがって，この夏季最低気温の上昇傾向が氷河の後退傾向に大きく寄与しているものと推察される．

５．氷河融解が水資源に及ぼす影響

WWF Nepal（2005）をはじめ多くの論考において，「ヒマラヤの氷河融解は顕著であり，近い将来の消滅が危惧される．アジアの大河川はヒマラヤ･チベットの氷河を起原としており，流域 14 億人の水資源が危機にさらされる･･･」との言説がなされている．地球温暖化の被害者の典型としてネパール

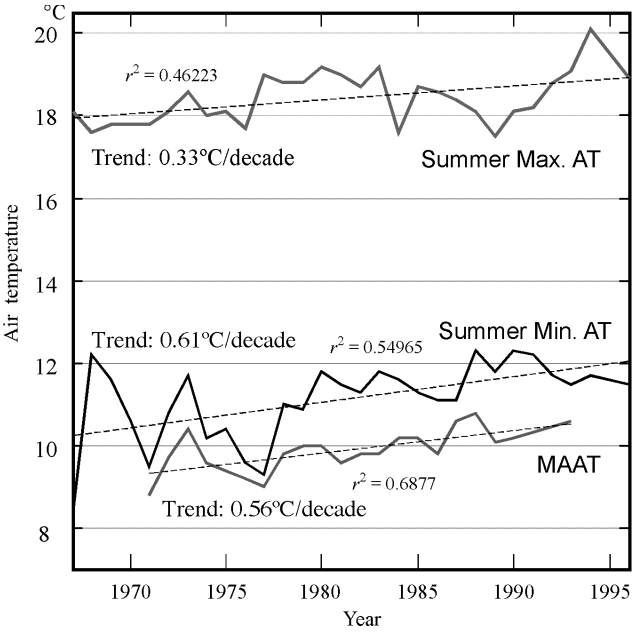


図８　エベレスト山域南方，チアルサにおける 1967 年以降の気温変動．チアルサの地点は図２参照

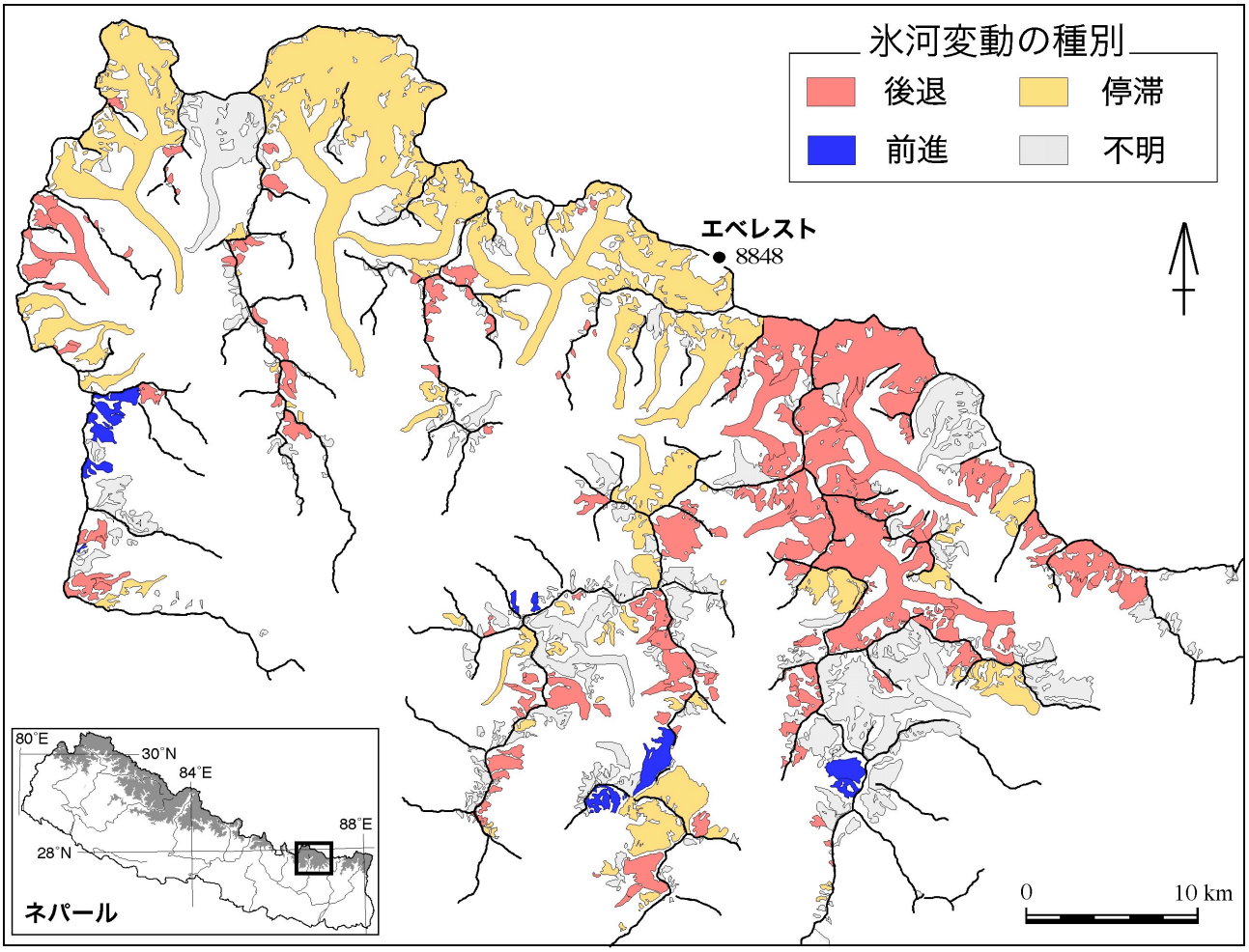


図７　エベレスト山域における，1958-1992 年の氷河末端変動のまとめ

が扱われている．言説の様なことははたしてあり得るのか．水資源の観点に絞って考察したい．

２章で記述のとおり，ネパール・ヒマラヤは南西モンスーンの強い影響下にある．ベンガル湾からの湿った大気の流れがヒマラヤの地形性の上昇気流によって降水をもたらす．そのためヒマラヤ南面の山麓部で特に降水量が多くなり，年降水量は 2000 mm を越える．図９ではA）でエベレストを源流とするドゥドゥコシ川流域，B）では 8000m級のアンナプルナ，ダウラギリを越えてヒマラヤ北面から貫流するカリガンダキ川流域での月別平均降水量を表している．山麓で 2000 mm を超える降水量は山中に入るにしたがって減少し，ヒマラヤ山脈主脈を越えた北面では 200ｍｍないしそれ以

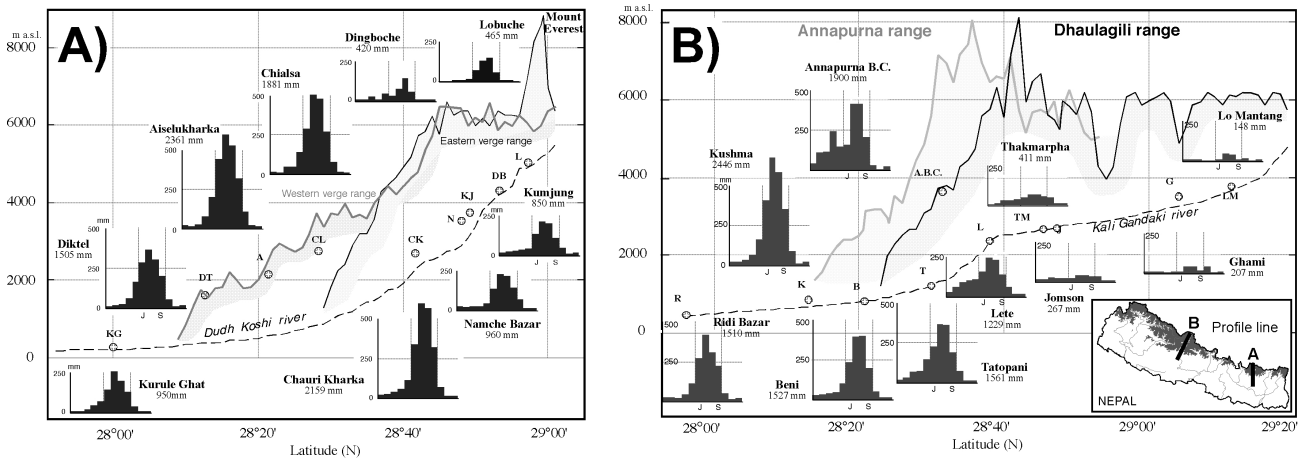


図９　ヒマラヤ山中の南北断面における月別平均降水量分布
A：ドゥドゥコシ川流域，B：カリガンダキ川流域　破線はそれぞれの河床縦断面，実線は河川両岸の稜線を表す．

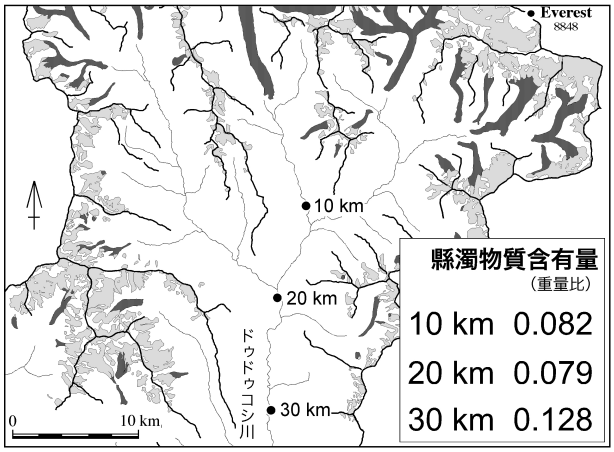


図 10 エベレスト山域，ドゥドゥコシ川における河川水に占める懸濁物質量

下の著しい乾燥気候（砂漠気候）になる．このようにヒマラヤ山脈南斜面はそもそも世界的にも多雨の地域であり，一方氷河地帯は年降水量が 500 mm を切る乾燥気候下にある．

集水域面積における氷河の占める割合は，例えばネパールの３大水系のうち東部のコシ水系では水系内の氷河目録（朝日，2001）があり，正確な氷河面積を算出できる．コシ川がネパールからインドへ越流するコシ水門における集水域面積は 27533 km^2 あり，この集水域において氷河の総面積は 1380.5 km^2 である．氷河の占める割合は５％となる．氷河を起原とする水が流出するのは河川本川と氷河そのものに限定される．氷河近傍であっても氷河でない場所は氷河融解水ではなく降水の流出河系である．集水域内の降水量が一様であるとすれば，コシ川において氷河融解水の占める割合は５％となる．実際には降水量はヒマラヤ山中ほど少なくなるから，この割合はもっと少なくなる．モデル計算による河川水に占める氷河融解水の割合は，コシ川を含むガンジス川水系全体で 3.3％と見積もられている（Miller，2012）．本川の起原が氷河であるからとしてあたかも氷河融解水が流出しているかの様に説明されるが，集水域面積のほとんどは氷河融解水とは関係のない降水起原であり，河川水に占める氷河融解水の割合は極めて限定的である．また河川流出量のピークは雨季，すなわち夏季である．氷河の融解も夏季であり，河川流量のピークと氷河融解水の供給は時期が一致する．この様に，氷河融解水が河川流量に占める割合は極めて限定的であり，また乾季に氷河融解水に依存している事実もない．河川本川の起原が氷河であることからあたかも水系全体が氷河融解水起源であるかのような言説も適切ではない．

実際に氷河の融解水は水資源として利水されているか．氷河融解水は，主にシルト・クレー質からなる，氷河上・氷河下で凍結破砕された岩屑を大量に含んでいる．そのため，「グレーシャーミルク」と呼ばれるほど白濁している．エベレスト山域の主たる河川，ドゥドゥコシ川において，氷河からの流出口から 10km，20km，30km 地点において河川水を採水（2012 年 8 月）し，この中に含まれる懸濁物質量を測定した（図 10）．懸濁物質はほとんどが花崗岩起原のクレーであった．いずれの地点においても含有量は 0.1％（重量比）程度であり，30km 程度の距離では懸濁物質量が顕著に減少することはない．したがってこの河川水を灌漑に利用し耕地に散水すると重量比 0.1％のクレーを農地に散布することになる．懸濁物質は有機質を含まないので，散水を続ければ農地が粘土質に覆われ，農耕に利用できなくなると考えられる．

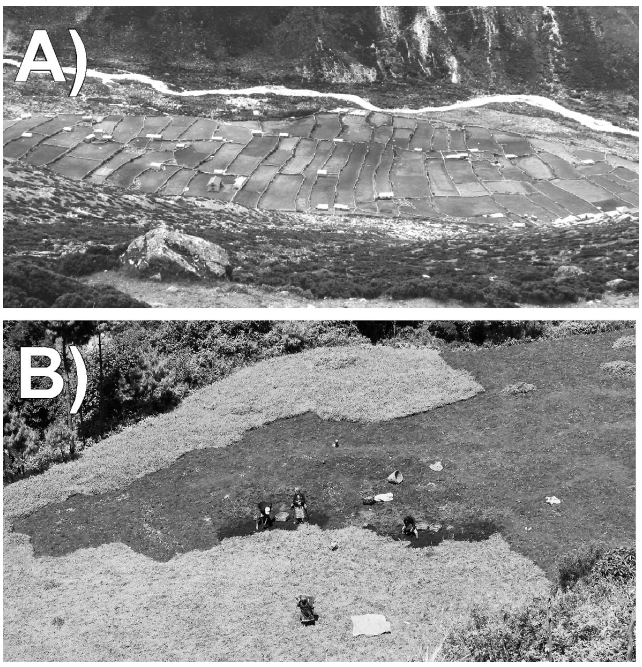


図 11　氷河下方での農業的土地利用の様子
Ａ：エベレスト山域，最上流部の農耕地（標高 4300m；ディンボチェ）．ジャガイモを栽培しているほかは輪作による休耕地．耕地直上の河川は氷河末端から 3km の融氷河水起原の河川．農地への引水はない．Ｂ：Ａより下流，標高 3000mの農地．ジャガイモの収穫（８月）．天水による栽培で河川水は利用していない．

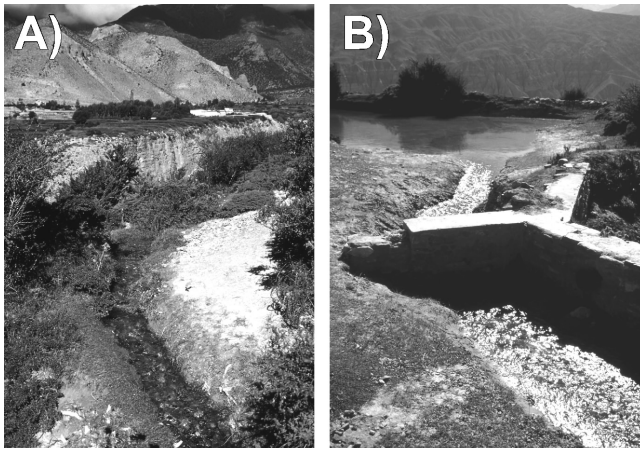


図 12　乾燥地帯での灌漑（中央ネパール，ムスタン）
場所は図２参照．Ａ：灌漑水路．後景の斜面の背後に氷河があり，この融氷河水を起原とする水が引かれている．水路を長く築き日射により水温を上げている．Ｂ：灌漑水路上のピット．数百メートルおきにピットを設置し，融氷河水に含まれるシルト分を沈殿させ，オーバーフローだけが灌漑水路を流下する様にしている．

実際, エベレスト山域では河川水を灌漑に利用する施設は存在しなかった. エベレスト山域では農業的土地利用の上限高度は 4300m 地点である．ここでは輪作により一部の農地でじゃがいもを栽培している（図 11）. この地点においてもなお年間降水量 500mm 程度はあり（図９）, なおかつその８割弱がモンスーンの夏季にもたらされている. すなわち, 生育期間においては天水で農業を行える限界であり, これより標高が下がれば降水量は一層増え, じゃがいも, トウモロコシ, ヒエ等の栽培作物は天水で生産がまかなえる.

ただし, ネパール・ヒマラヤにおいて, 氷河融解水を灌漑に一切利用していない訳ではない. 図 12 は中央ネパール, ムスタン地方の灌漑設備である. この地方はアンナプルナーダウラギリ山系の背後にあってモンスーンの風下のため, 夏季の降水が極端に少ない（図９Ｂ）. 年降水量は 200ｍｍ以下であり, 強い乾燥気候下にある. 天水は期待できないため, 氷河起源の河川水を引水して灌漑に利用している. しかし河川水が含む縣濁物質の問題がある. そこで, 灌漑への引水量を必要限度に絞ったうえで, 細い水路を延長数 km 敷設する. さらに水路上, 数百メートルおきにピットを設置する. 流れ込む灌漑水はピットに湛水し, 静水状態で縣濁物質が沈殿する. 上澄みが流下する仕組みになっており, 灌漑水路の末端では縣濁物質をほとんど含まない透明な水になっており, この状態でようやく農業用に利水できる. また長い水路を通過することで氷河起源の冷たい河川水が日射によって十分に暖められる効果もある. このような特別な設備を備えてはじめて氷河融解水を灌漑用に利用しており, 極端な乾燥地域での例外事例である.

大規模な灌漑のもと稲作が行われているのは標高 1000m 以下のタライ平野である. 灌漑の水源がスンコシ本川でなければそこには氷河起源の水は含まれていないし, スンコシ本川であっても上述の通りでその割合は５％以下でしかない. あたかも氷河融解水が水資源として活用され. 氷河の後退, 消滅によって枯渇するかのような言説が流布しているが, このように, そもそも水資源としての利用は例外事例に限られ, 利用実態はほとんどないといえる. また, 温暖化によって降雪が減少することだけが取り上げられているが, 減る雪は降雨に代わり, 降水量として見た時には変化はない. そのうえ氷河融解水の流量ピークとモンスーン降水による河川流量ピークはその時期が一致する. したがって, 仮に氷河が消滅したとしても河川流出量やその時期に大きな変化は生じにくいと考えられる.

６．まとめ

ネパール・ヒマラヤの氷河, 氷河変動の実態を報告し, 水資源の観点から考察した. 以上をまとめると,

１）ネパール・ヒマラヤの氷河は現在後退傾向にある.

２）後退の要因として小氷期以降の全般的な後退傾向のほか, 夏季最低気温の上昇がより大きく寄与していると推測される.

３）融氷河水は縣濁物質を多く含み, 農業用の灌漑には例外事例を除いて利用されていない.

４）大規模な灌漑による農業用の利水においては, その河川水は氷河起源ではないか含まれていても僅かである.

以上を指摘できる. したがって,「ヒマラヤの氷河は世界のどこよりも急速に後退しており, 近い将来ヒマラヤから氷河が消滅する. またアジア 14 億の人口がヒマラヤの氷河を起原とする河川水を水資源としており, 水資源不足が懸念される」という言説は科学的根拠が乏しい.

文献

朝日克彦（2001）：ネパール・ヒマラヤ東部の氷河目録と最近の氷河変動. 雪氷 63: 159-169.

Cruz, R.V., Harasawa, H., Lal, M., Wu, S., Anokhin, Y., Punsalmaa, B., Honda, Y., Jafari, M., Li, C. and Huu Ninh, N. (2007): Asia. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 469-506.

Miller, J. D., Immerzeel, W.W. and Rees, G. (2012): Climate change impacts on glacier hydorology and river discharge in the Hindu Kush-Himalayas. Mountain Research and Development 32: 461-467.

WWF Nepal (2005): An overviwe of glaciers, glacier retreat, and subsequent impacts in Nepal, India and China. WWF Nepal, Kathmandu.

カラコラム山脈における最近 150 年間の氷河変動

Recent glacier fluctuations in Karakoram mountains

梶山貴弘（日本大）

Takahiro KAJIYAMA (Nihon University)

キーワード：氷河変動，形態，リモートセンシング，カラコラム山脈

Keywords：Glacier fluctuation, Morphology, Remote Sensing, Karakoram mountains

1　はじめに

カラコラム山脈は，パキスタン，インド，中国およびアフガニスタンにまたがる，北西―南東方向約 500km の山脈である（図 1）. この山脈の主尾根部には, K2（標高 8,611m）を筆頭に，130 座以上の 7,000～8,000m 級の高峰が形成されている（藁谷，2008）．このような主尾根部を中心に，当該山脈の山稜部には多くの山岳氷河が発達し, その氷河面積は，アジア内陸部においてヒマラヤ山脈に次ぐ約 18,000km^2 である（Bolch *et al*., 2012）．また，カラコラム山脈には，大規模な岩屑被覆氷河（Debris covered type glacier: D 型氷河）が多数発達していることが知られている（Batura Investigation Group, 1979；Goudie *et al.*, 1984a, 1984b）．大規模な D 型氷河のほとんどは，当該山脈の主尾根部から流下する氷河で，シアチェン（長さ 77km），バツーラ（59km），ビアフォ（59km），バルトロ（58km）およびヒスパー氷河（55km）などがある（WGMS，1989，図 2）.

しかしながら, カラコラム山脈における近年の氷河変動の全体像は，十分に明らかにされているとは言い難い．これは，この地域のインフラが未発達なことに加え，中・大縮尺地形図および空中写真などの基礎資料が十分に整備されていないため，調査・研究が容易ではないことによる（藁谷，2008）．そのなかで，19 世紀から 20 世紀中盤におけるいくつかの谷氷河では, この地域を訪れた地理学者，探検家および登山家などによってその末端位置が記録されている（Mayewski and Jeschke, 1979; Goudie *et al*., 1984a; Zhang, 1984; Hewitt *et al*., 1989; 山田・白岩, 1995）．また，1990 年以降は，リモートセンシングを用いたさまざまな解析による氷河変動の研究がおこなわれている（例えば Matsuo and Heki, 2010; Scherler *et al*., 2011; Kääb *et al*., 2012; Gardelle *et al*., 2012）．このため，空間・時間的偏在をともなうものの, カラコラム山脈における最近 150 年間程度の氷河変動の傾向を捉えることは可能である. そこで本稿では，これらの氷河変動研究をまとめて，カラコラム山脈における最近 150 年間の氷河変動の傾向と残された課題を明らかにする. また, この残された課題を踏まえて，リモートセンシングデータを用いたカラコラム山脈北西部における最近 20 年間の氷河変動の実態とその特徴に関する解析・分析をおこなう.

2　気候環境の概要

カラコラム山脈は, 乾燥した大陸的なアジア内陸部とモンスーンの影響を受ける湿潤な南アジアとの中間に位置するため，両者の影響を受けた気候環境をもつ．Wake (1989) によると，降水のパターンは，冬期から春期における偏西風擾乱による西側からの降水と, 夏期におけるインドモンスーンによる南側からの降水とに分けられる. しかし，夏期における降水は，カラコラムの南側に位置するヒマラヤ山系に阻まれて，北に向かって減少する.

カラコラム山脈とその南部および西部における年降水量の分布図を図 2 に示す. 年降水量が多い地域は，卓越風の風上側であるパンジャブ低地とヒマラヤ山脈の地形変換点付近で, 年降水量は 1,500～2,000mm に達する. 一方，降水量は風下側である北東側に向かって減少するため, カラコラム山脈の年降水量は約 100～200mm と非常に少ない.

カラコラム山脈における気候の垂直分布は大きく異なる. 当該山脈における気象観測データは非常に限られているが, おおむね谷底部の乾燥帯と山稜部の湿潤体とに大きく分けられる（藁谷，2010a）．ここで，Pakistan Meteorological Department による北西部のギルギット（標高 1,449m）における降水量と気温の平年値を図 3 に示す. 降水のピークは，冬期から春期と夏期とに分けられ，それぞれは偏西風擾乱とインドモンスーンによる降水に対応していると考えられる．しかし，年降水量は約 100mm と著しく少なく，非常に乾燥している．このため気温の年較差が大きく，夏期の最高気温は 40℃近くまで上昇するが，冬期の最低気温は氷点下となる．一方，山稜部における年降水量は，氷河涵養域における積雪断面の観察・測定から推定されている．すなわち，中央部のビアフォ氷河とその周辺における氷河の年間涵養量は，標高 5,000～5,500m をピークとして 2,000mm（水当量換算）以上に達する（Wake,

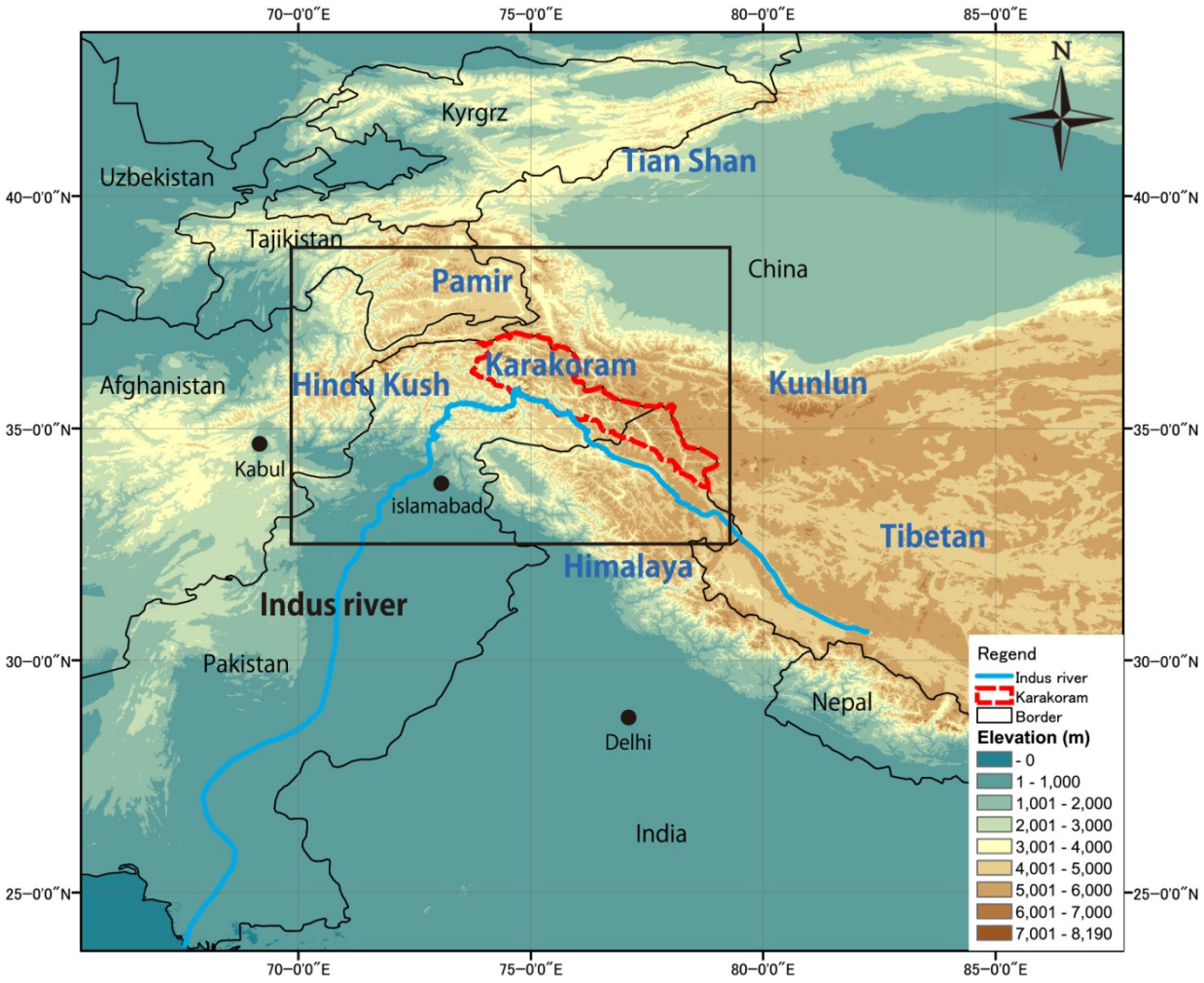


図 1　アジア内陸部とカラコラム山脈の地形環境

カラコラム山脈の範囲は Swiss foundation for Alpine research (1990) による. 図中の黒四角は, 図 2 の範囲を示す. 基図は GMTED2010 をもとに作成.

1989)．このため，山稜部では多量の降水があり，氷河を十分に涵養していると考えられる．

3　最近 150 年間の氷河変動

19 世紀から 20 世紀中盤においては，カラコラム山脈およびヒマラヤ山脈に発達する一部の氷河の末端位置が記録されている．Mayewski and Jeschke (1979) は，カラコラム山脈においてこれらの氷河の末端位置が観察・観測されている 78 氷河の記録をまとめた．しかし，ほとんどの氷河の末端位置は 1 時期または 2 時期の記録であり, 観測期間も短期間である．このため，長期間の記録が存在する氷河は，一部の大規模な氷河に限られている．これら長期間の記録が残る氷河について，Goudie *et al.* (1984a)，Zhang (1984)，Hewitt *et al.* (1989) および Hewitt (2011) などは，それぞれの時期において末端位置の観測をおこない, 1960 年代以降の末端位置の変動を更新した．その内，Hewitt (2011) では，1860 年または 1880 年から 2010 年までの約 150 年間における 8 つの大規模な D 型氷河（ビアフォ，パンマー，バルトロ，バツーラ，チョゴランマ，グルキン，ミナピン，ヒスパー氷河）の末端変動を示した．これによると，約 150 年間の末端変動は，全ての氷河が一様な変動を示さず，前進と後退を繰り返している．また，ほとんどの氷河の現在の末端位置は, 観測が開始された当時よりも後退しているが, グルキン氷河のように前進している氷河も認められる．

これら末端位置の記録が残されている氷河の内，60 年間以上の末端変動が明らかとなっている氷河の末端変動の傾向を 10 年間隔で図 4 にまとめた．これによると，やはり全ての氷河で一様な変化を示さないが, おおむね後退傾向が認められる 1860-1900 年，1920-1960 年および 1980 年-2010 年と，前進傾向が認められる 1900-1920 年および 1960-1980 年とに区別することができる．しかし，北西部

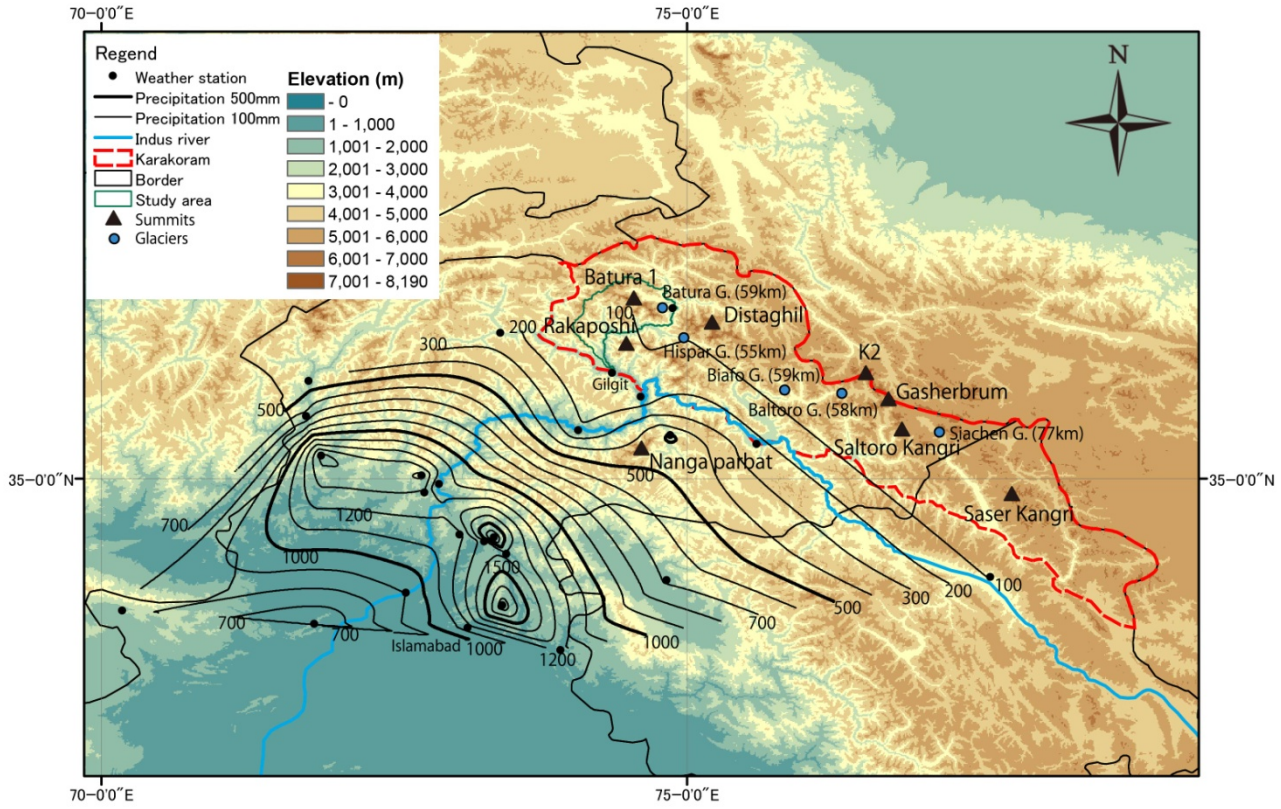


図 2　カラコラム山脈とその周辺地域における地形・氷河・気候環境

氷河の長さは WGI による．降水量の分布は，Archer and Fowler (2004), Bocchiola and Diolaiuti (2013), 藁谷 (2010a) をもとに作成．Study area は，4 章の対象地域を示す．基図は GMTED2010 をもとに作成．

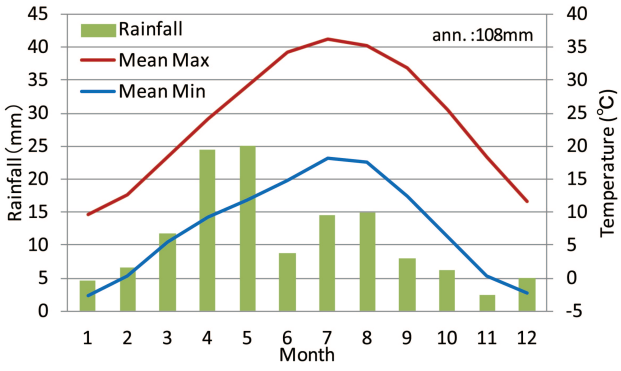


図 3　カラコラム山脈北西部ギルギットの気候

データは 1961-2010 年の平年値．Pakistan Meteorological Department より作成．

および中央部と南東部とでは変動傾向が異なり，地域的差異が認められる．また，北西部においても，グルキンやヒスパー氷河などは他の氷河と変動傾向が異なり，氷河の形態の違いによって差が生じていることが示唆される．

一方，1990 年代以降は，氷河変動に関する研究が増加した．Hewitt (2005) は，北西部および中央部における 33 氷河を対象に，現地調査によって 1997-2001 年の氷河末端部の変化を観測した．その結果，氷河末端の前進または氷厚の上昇が認められる氷河が多いことを明らかにした．また，Scherler *et al.* (2011) は，2000 年代前半（2000・2001・2002 年と 2004・2005・2006・2007 年との比較）において，ASTER，SPOT 画像を判読して，中央部にある 31 の D 型氷河の末端変化を計測した．その結果，前進または停滞が 18 氷河（58%），後退が 13 氷河（42%）で，前進または停滞する氷河の割合が高いことを明らかにした．このように，1990 年代の終わりから 2000 年代前半における氷河の末端変動は，前進傾向を示す氷河が多いと言える．

このような氷河の拡大傾向は，氷厚の上昇としても認められている．Kääb *et al.* (2012) は，2000 年の SRTM-DEM と 2003-2009 年の ICESat 高度計を用いて，氷河表面の高度変化（氷厚変化）を計測した．この結果，2003-2009 年における高度変化は，裸氷域で低下傾向（$-0.54\pm0.04 myr^{-1}$）であったが，岩屑被覆域ではほとんど変化が認められず（$-0.04\pm0.26 myr^{-1}$），カラコラム山脈全体でみてもほとんど変化が無かった．また，この研究では地域別に高度変化を求めており，北西部および中央部では変化なし，南東部では低下傾向，主尾根よりも北側では上昇傾向をそれぞれ示した．同様に，Gardelle *et al.* (2012) は，1999 年の

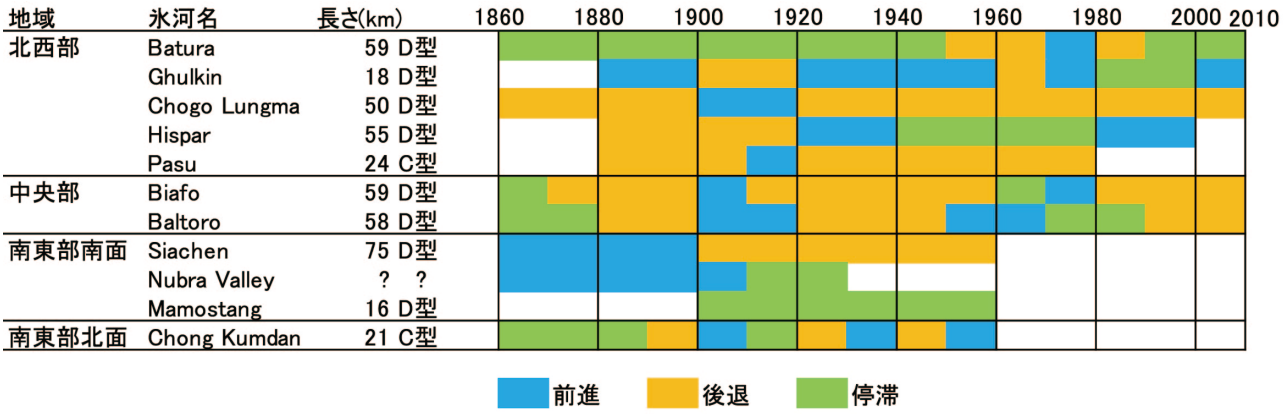


図 4　カラコラム山脈における 1860-2010 年の大規模氷河の末端変動

Mayewski and Jeschke (1979), Goudie *et al*. (1984a), Zhang (1984), Hewitt *et al*. (1989), Hewitt (2011) から，60 年間以上の変動記録が残る氷河を選定して作成した．

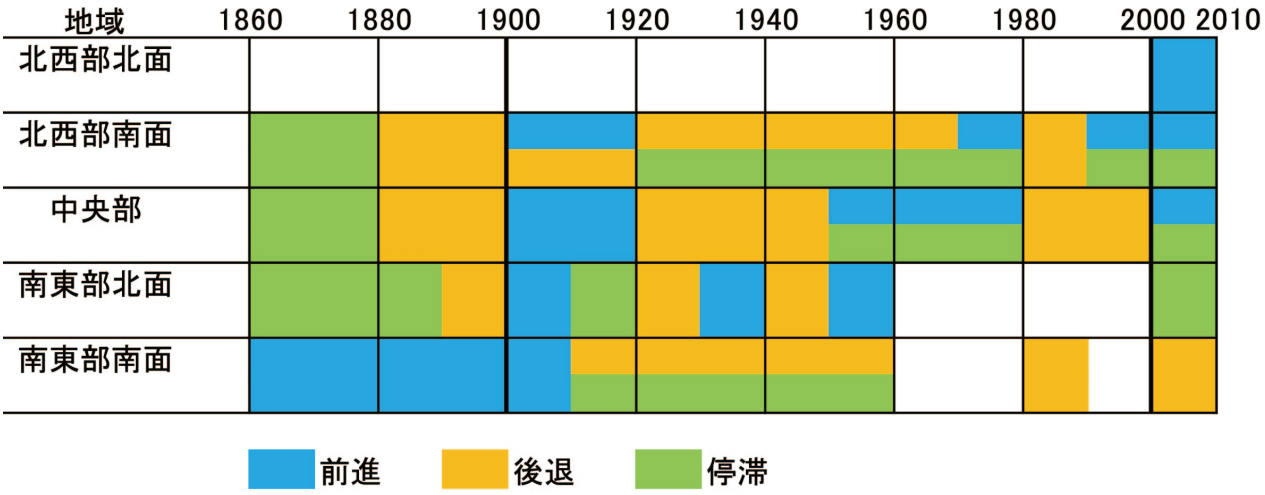


図 5　地域別にみたカラコラム山脈における 1860-2010 年の氷河変動

SRTM-DEM と 2008 年の SPOT-DEM を用いた氷河表面高度の変化の計測から，カラコラム山脈全体において高度が上昇していることを明らかにした．このような氷河の拡大傾向は，Matsuo and Heki (2010) による，GRACE 衛星を用いたカラコラム山脈全体の質量の増加傾向（2002-2006 年）からも裏付けられている．ただし，2006 年以降は，質量が減少傾向にある．

以上のように，カラコラム山脈における最近 150 年間の氷河変動は複雑な変動を示すが，おおむね後退傾向が認められる 1860-1900 年，1920-1960 年，1980-1995 年および 2005-2010 年と，前進傾向が認められる 1900-1920 年，1960-1980 年および 1995-2005 年とに区別することができる．しかし，この氷河変動には地域差が認められる．そこで，これまでに明らかになっている氷河変動の実態を基に，地域別（北西部北面，北西部南面，中央部，南東部北面，南東部南面）に氷河変動を図 5 にまとめた．図 5 によると，北西部南面および中央部と南東部南面とでは，氷河変動の傾向が異なっていることがわかる．とくに，1860-1900 年の期間における北西部南面，中央部および南東部北面の停滞・後退傾向と南東部南面の前進傾向の違い，また，2000 年以降における南東部南面の後退傾向とそれ以外の地域の前進・停滞傾向の違いが顕著である．一方，2000 年以前の北西部北面および 1960-2000 年の南東部北面・南面は，氷河変動の実態が明らかにされておらず，氷河変動の空白地帯として残されている．

一方，氷河の末端変動は，氷河の規模や岩屑被覆程度などの形態的特徴の違いによって異なることが知られている（例えば，Fujii, 1977 ; Mattson *et al*., 1993 ; 伏見，1997 ; 坂井，2001 ; Hewitt, 2005 ; Mayer, 2010）．すなわち，氷河の規模の違いは気候変動に対する氷河の応答時間を左右し，大規模な氷河は応答時間が長く，小規模な氷河はそれが短い．また，岩屑被覆程度の差は，岩屑被覆が薄いと裸氷よりも氷の融解が促進されるが，それが厚いと裸氷よりも氷の融解が抑制される．前述したように，カラコラム山

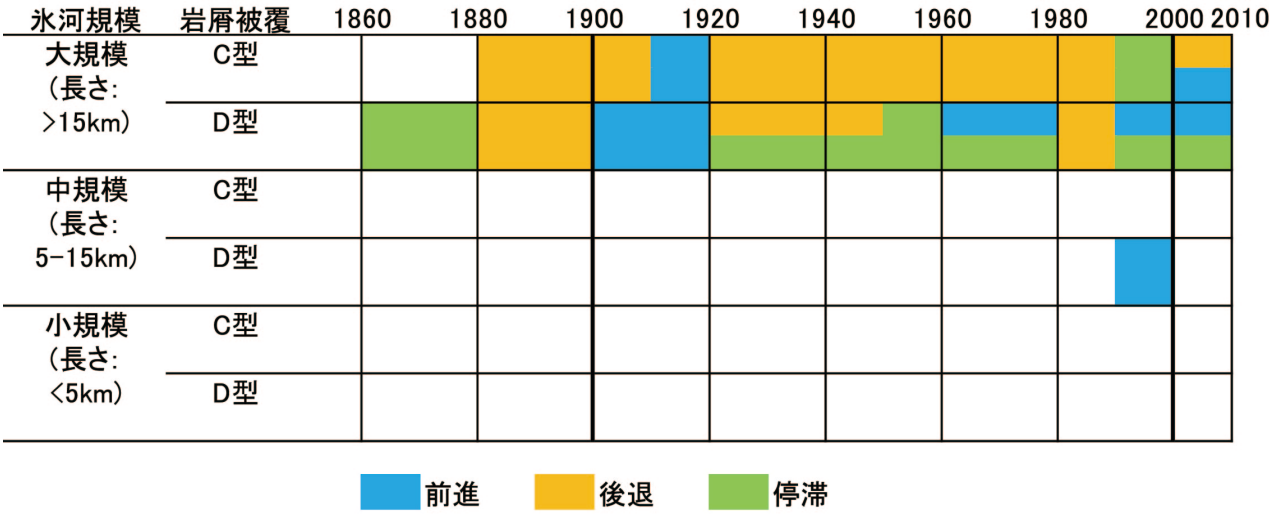


図 6　氷河の形態（長さおよび岩屑被覆の有無）別にみたカラコラム山脈における 1860-2010 年の末端変動

脈には，大規模な D 型氷河が多く発達している．このため，氷河変動を正しく理解するためには，氷河の形態的特徴を考慮する必要があると考えられる．そこで，図 6 に氷河の規模と岩屑被覆の有無を基に，当該山脈における最近 150 年間の氷河変動をまとめた．この結果，氷河変動の研究対象とされた氷河は長さ 15km 以上の大規模氷河に限られ，長さ 15km 未満の中・小規模氷河の変動の実態は，ほとんど明らかにされていないことが明らかとなった．したがって，近年におけるカラコラム山脈の氷河変動は，大規模氷河の実態から評価・議論されていると言える．このため，当該山脈における近年の氷河変動を正しく理解するためには，中・小規模氷河の変動の実態を明らかにすることが必要であると考えられる．

4　北西部，フンザ川流域における 1990-2010 年の氷河の末端変動

これまでのカラコラム山脈における近年の氷河変動研究を踏まえて，本章では，中・小規模氷河を含めた近年の氷河の末端変動を明らかにする．そして，氷河の末端変動と氷河の形態的特徴および気候変動との関係について考察する．対象期間は，1990-2010 年とする．

4.1　研究対象地域の概要

研究対象地域は，カラコラム山脈北西部のフンザ川中・下流域の右岸側である（図 2，7）．このフンザ川流域はインダス川の支流で，山稜の標高は上流域が約 5,000～6,000m，中・下流域が約 7,000～8,000m である（梶山・藁谷，2012）．流域内には，1,322 の氷河が認められ，上流域に中・小規模な裸氷氷河（Clean type glacier: C 型氷河）が，中・下流域に大規模な D 型氷河が比較的多く発達する（梶山・藁谷，2012）．

対象とする中・下流域の右岸側には 277 の氷河が発達し，主尾根部には大規模な D 型氷河が（最大はバツーラ氷河），支尾根部には小規模な C 型氷河が多く分布する（図 7）．対象とした氷河の位置と形態的特徴は，2009 年または 2010 年の「ALOS AVNIR-2」・「Terra ASTER」と「ASTER GDEM」を基に作成した氷河台帳および分布図（梶山・藁谷，2012）から引用する．

4.2　解析のデータと方法

本章では 3 時期の衛星画像を判読して，Ⅰ期；1990 年と 2000 年の変化，Ⅱ期；2000 年と 2010 年の変化を明らかにする．これに使用した衛星画像は，1990 年前後（1989 年，1992 年）の「Landsat TM（分解能：30m）」，2000 年前後（1999 年，2000 年，2001 年）の「Landsat ETM+（同：15m）」，2010 年前後（2009 年，2010 年）の「ALOS AVNIR-2

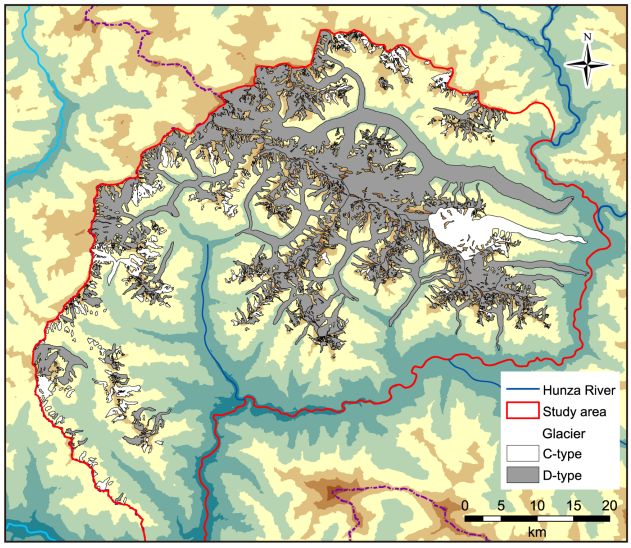


図 7　研究対象地域

研究対象地域の位置は，図 2 を参照．

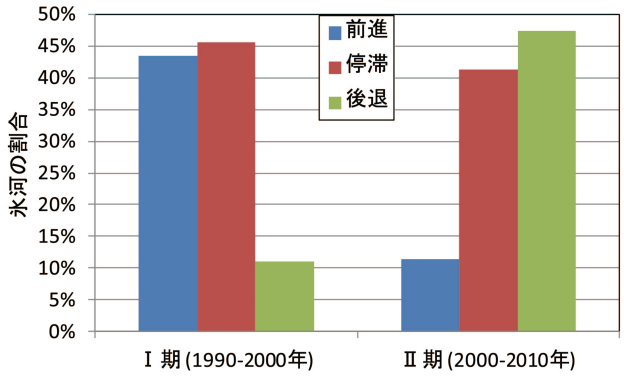


図 8　氷河の末端変化

Ⅰ期は 1990-2000 年の変化，Ⅱ期は 2000-2010 年の変化をそれぞれ示す．

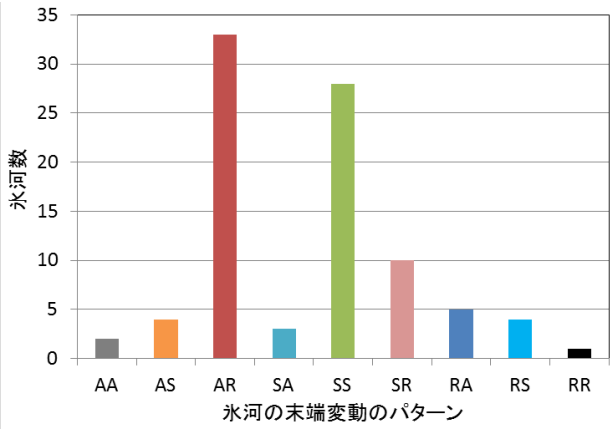


図 9　氷河の末端変動のパターン

Ⅰ期，Ⅱ期（1990-2000-2010 年）において判読することができた 90 氷河の末端変動を示す．A：前進，S：停滞，R：後退．

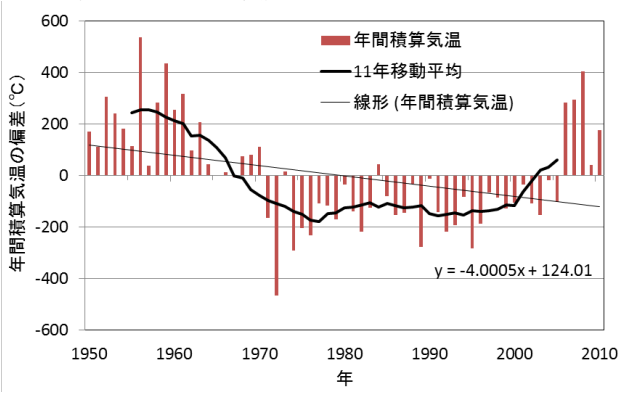


図 10　1950-2010 年の年間積算気温の偏差

年間積算気温は，61 高度（2000-8000m における 100m 間隔）において，0℃以上の月平均気温を積算した値である．偏差は，1950-2010 年の平均値からの偏差を示す．

（同：10m）」および「Terra ASTER（同：15m）」である．2010 年の衛星画像は，2000 年の「Landsat ETM+」を基準として幾何補正を施した．

氷河の末端位置の変化は，前進・停滞・後退の 3 種類に分類した．ただし，使用する衛星画像の質や読み取り誤差を考慮して，Ⅰ期で 40m 未満，Ⅱ期で 20m 未満の変化量は，それぞれ停滞とした．

気候変動の解析には，客観解析データを用いた．気温データは，NOAA の NCEP データである．これは，2.5° グリッド間隔で整備されており，各等圧面におけるジオポテンシャル高度と気温が月別に記載されている．本章では，これらのデータを高度 2,000～8,000m における 100m 間隔の気温に変換した．一方，降水量データは，WMO の GPCC である．これは，1° グリッド間隔で整備されており，地表面降水量が月別に記載されている．本章では，それぞれの要素において 1950～2010 年のデータを使用した．また，それぞれの要素は，2 グリッドを平均した値を使用した．

4.3　氷河の末端変動とその特徴

氷河の末端変化を判読することができた氷河数は，Ⅰ期が 90 氷河，Ⅱ期が 211 氷河であった．解析の結果，Ⅰ期における氷河の末端変動は，前進 39（43%），停滞 41（46%），後退 10（11%）であり，停滞または前進する氷河の割合が高かった（図 8）．一方Ⅱ期は，前進 24（11%），停滞 87（41%），後退 100（48%）であり，後退または停滞する氷河の割合が高かった（図 8）．ここで，Ⅰ期とⅡ期の両期間において末端変動が明らかとなった 90 氷河の変動をみると，最も多い変動パターンは，Ⅰ期に前進・Ⅱ期に後退であった（図 9）．

気温は，1950 年以降において低下傾向であった．最近 20 年間をみると，1990-2000 年は低下傾向であるが，2000 年以降は上昇傾向が認められた．降水量は，1950 年以降において増加傾向であった．最近 20 年間をみると，1990-2000 年および 2000-2010 年はともに増加傾向が認められた．ここで図 10 に，0℃以上の月の気温を全高度（61 高度）において累積して求めた，0℃以上年間積算気温(WI)の偏差を示す．これを更に 10 年間で累積した結果，WI は，1991～2000 年が 1255 で 2001～2010 年が 1483 であった．WI は，0℃以上の積算気温であることから氷の融解量の程度を表しており，1991～2000 年は氷の融解量が少ない期間，2001～2010 年はそれが多い期間であると言える．したがって，最も多かったⅠ期に前進・Ⅱ期に後退する氷河の末端変動パターンは，気温の変動に対応するものと考えられる．

氷河の末端変動パターンと氷河の規模・岩屑被覆程度との関係をみると，Ⅰ期に前進・Ⅱ期に後退する変動パター

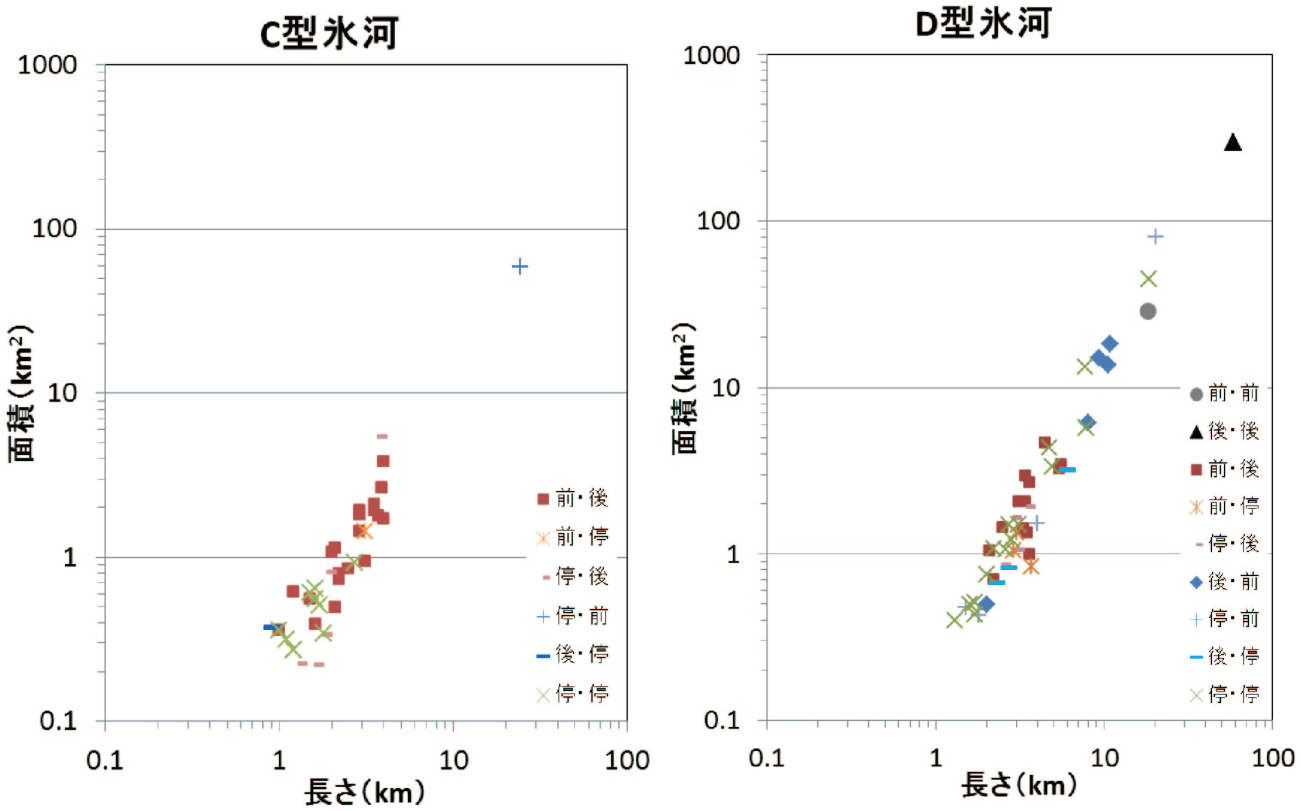


図 11　氷河の末端変動のパターンと氷河の形態（長さ，岩屑被覆の有無）との関係

ンは，長さ 6km 以下の C 型および D 型氷河に認められ，岩屑被覆程度による違いがほとんど認められなかった（図 11）．したがって，長さ 6km 以下の氷河は，気温変動と対応した末端変動を示す氷河であると言える．一方で，長さ 6km 以上の氷河は，6km 以下の氷河とは異なる傾向を示した（図 11）．これは，気温変動に対する氷河の応答機構が，氷河の規模によって異なるためと考えられる．また，氷河変動は，気温変動だけではなく，降水（降雪）の変動にも大きく影響される．このため今後は，降水量の変動についても，分析していく必要があろう．

5　おわりに

本稿では，カラコラム山脈における近年の氷河変動研究をまとめ，最近 150 年間の氷河変動の傾向と残された問題点を明らかにした．その結果，150 年間の氷河変動の傾向は，おおむね後退傾向が認められる 1860-1900 年，1920-1960 年，1980-1995 年および 2005-2010 年と，前進傾向が認められる 1900-1920 年，1960-1980 年および 1995-2005 年とに区別することができた．また，北西部および中央部と南東部とでは，氷河変動の傾向が異なることがわかった．一方で，2000 年以前の北西部北面および 1960-2000 年の南東部北面・南面は，氷河変動の実態が解明されていないことが明らかとなった．さらに氷河の形態別にみると，中・小規模な氷河の変動は，ほとんど明らかにされていないことが判明した．

そこで 4 章では，氷河の形態に着目し，北西部フンザ川中・下流域右岸側を対象として，中・小規模氷河を含めた 1990-2010 年の氷河の末端変動を明らかにした．その結果，1990-2000 年は前進または停滞する氷河の割合が，2000-2010 年は後退する氷河の割合がそれぞれ高く，これらの傾向は中・小規模氷河において多く認められた．これは，先行研究の結果とは異なる傾向である．先行研究では，対象とする氷河のほとんどが大規模氷河か，または個々の氷河に着目していないものが多くを占める．このように研究対象とする氷河やそのスケールが違うため，先行研究と 4 章の結果が異なったと考えられる．4 章においても，氷河の規模によって，末端変動が異なることが示されている．したがって，大規模な D 型氷河が多数発達するカラコラム山脈の氷河変動を正しく理解するためには，氷河の形態に着目して，氷河変動を議論する必要があると考えられる．このため今後は，これまでほとんど明らかにされていない，中・小規模氷河の近年の氷河変動を解明する必要があるだろう．

参考文献

梶山貴弘・藁谷哲也 2012．カラコラム山脈・フンザ川流域における氷河台帳の作成と氷河分布．日本地理学会 2012 年度春季学術大会発表要旨集：615.

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.

伏見硯二 1997．ヒマラヤの氷河．藤井理行・小野有五編『基礎雪氷学講座Ⅳ　氷河』177-194．古今書院.

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.

藁谷哲也 2008．パキスタン北部山岳地帯，アッパー・フンザの地形・地質および気候環境の特徴．日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要 43：67-75.

藁谷哲也 2010a．カラコラム山脈とパミールにおける氷河消長の特性．遠藤邦彦・山川修治・藁谷哲也編『極圏・雪氷圏と地球環境』90-105．二宮書店.

藁谷哲也 2010b．パキスタン北部・ヤシュバンダンにおける気象観測システム（YAMeDAS）の設置と 2004～2008 年の気象概要．日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要 45：95-108.

Archer, D.R. and Fowler, H.J. 2004. Spatial and temporal variations in precipitation in the Upper Indus Basin, global teleconnections and hydrological implications. *Hydrology and Earth System Sciences*8: 47-61.

Batura Glacier Investigation Group 1979. The Batura glacier in the Karakoram mountains and its variations. *Scientia Sinica*22: 958-974.

Bhambri, R., Bolch, T., Chaujar, R.K. and Kulshreshtha, S.C. 2011. Glacier changes in the Garhwal Himalaya, India, from 1968 to 2006 based on remote sensing. *Journal of Glaciology*57: 543-556.

Bocchiola, D. and Diolaiuti, G. 2013. Recent (1980–2009) evidence of climate change in the upper Karakoram, Pakistan. Theoretical and Applied Climatology113: 611-641.

Bolch, T., Kulkarni, A., Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J.G., Frey, H., Kargel, J.S., Fujita, K., Scheel, M., Bajracharya, S. and Stoffel, M. 2012. The State and Fate of Himalayan Glaciers. *Science*336: 310-314.

Cogley, J.G. 2011. Present and future states of Himalaya and Karakoram glaciers. *Annals of Glaciology*52: 69-73.

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

Gardelle, J., Berthier, E. and Arnaud, Y. 2012. Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century. *Nature Geoscience*5: 322-325.

Goudie, A.S., Jones, D.K.C. and Brunsden D. 1984a. Recent fluctuations in some glaciers of the Western Karakoram mountains, Hunza, Pakistan. Miller, K.J. ed., *In The International Karakoram Project*. Vol. 2: 411-455. Cambridge: Cambridge Univ. Press.

Goudie, A.S., Brunsden, D., Collins, D.N., Derbyshire, E., Ferguson, R.I., Hashmet, Z., Jones, D.K.C., Perrott, F.A., Said, M., Waters, R.S. and Whalley, W.B. 1984b. The geomorphology of the Hunza valley, Karakoram mountains, Pakistan. Miller, K.J. ed., *In The International Karakoram Project*. Vol. 2: 359-410. Cambridge: Cambridge Univ. Press.

Hewitt, K. 2005. The Karakoram anomaly? Glacier expantion and the "elevation effect," Karakoram Himalaya. *Mountain Research and Development*25: 332-340.

Hewitt, K. 2011. Glacier change, concentration, and elevation effects in the Karakoram Himalaya, Upper Indus basin. *Mountain Research and Development*31: 188-200.

Hewitt, K., Wake, C. P., Young, G. J and David, C. 1989. Hydrological investigations of Biafo glacier, Karakoram Range, Himalaya: an important source of water for the indus river. *Annals of Glaciology*13: 103-108.

Kääb, A., Berthier, E. Nuth, C., Gardelle, J. and Arnaud, Y. 2012. Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas. *Nature*488: 495-498.

Matsuo, K. and Heki, K. 2010. Time-variable ice loss in Asian high mountains from satellite gravimetry. *Earth and Planetary Science Letters*290: 30-36.

Mattson, L.E., Gardner, J.S. and Young, G.J. 1993. Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot glacier, Punjab, Himalaya. *International Association Hydrological Science*218: 289-296.

Mayer, C., Lambrecht, A., Mihalcea, C., Belo, M., Diolaiuti, G. and Smiraglia, C. 2010. Analysis of glacial meltwater in Bagrot valley, Karakoram. *Mountain Research and Development*30: 169-177.

Mayewski, P.A. and Jensche P.A. 1979. Himalayan and trans-Himalayan glacier fluctuations since AD 1812. *Arctic and Alpine Research*11: 267-287.

Scherler, D., Bookhagen, B. and Strecker, M.R. 2011. Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. *Nature Geoscience*4: 156-159.

Swiss Foundation for Alpine Research 1990. *1/250,000 KARAKORAM orographical sketch map sheet1*. Zurich.

Wake, C.P. 1989. Glaciochemical investigations as a tool for determining the spatial and seasonal variation of snow accumulation in the central Karakoram, Northern Pakistan. *Annals of Glaciology*13: 279-284.

World Glacier Monitoring Service 1989. *World glacier inventory – status 1988-*. Zurich: IAHS/ICSI, GEMS/UNEP and UNESCO. http://nsidc.org/data/glacier_inventory/（最終閲覧日：2013 年 1 月 30 日）

Zhang, X. 1984. Recent variations of some glaciers in the Karakoram mountains. Miller, K.J. ed., *In The International KARAKORAM Project*. Vol.1: 39-50. Cambridge Univ. : Press，Cambridge.

中央アジア山岳地域における最近の氷河研究
Recent studies of glacier change in Central Asian mountains

奈良間千之（新潟大学・理学部）
Chiyuki NARAMA (Niigata University)

キーワード： 氷河変動，プロキシデータ，氷河災害，中央アジア
key words: glacier change, proxy data, glacier hazard, Central Asia

Ⅰ 晩氷期の急激な氷河縮小

中央アジアの天山山脈中央部に位置する，テスケイ・アラトー山脈のグリゴリエフ氷帽で，京都の総合地球環境研究所のイリプロジェクトが 2007 年にアイスコアを採取した（竹内, 2012）．アイスドリルは 87m で氷河底に達し，最後に引き上げられたアイスコアの先端には土壌が付着していた．土壌の放射性炭素年代はヤンガードリアス初期の 12,500 年前を示し，ベーリング・アレレードの温暖期に発達した土壌であると推定される．この土壌の存在は何を意味するのか？それは，土壌が発達した 12,500 年前の氷河底（標高 4500m 地点）に氷河は存在しなかったことを意味する．この結果から推定された当時の氷河面積は，現在から 43%の氷河面積が消滅した状態であった．中央アジアの天山山脈中央部において，ベーリング・アレレードの温暖期は現在よりもかなり暖かい気候環境であったことが考えられる．南半球で氷河が拡大した Antarctic Cold Reversal（ACR）の寒冷期に，北半球の中央アジアでは氷河が現在よりも縮小するという温暖期であった．これは気候の南北の逆転現象（バイポーラーシーソー）を裏付ける地上の記録である．また，温暖期の縮小過程の氷河は明瞭な地形的証拠を残さないので，温暖期の氷河面積の復元は貴重な情報である．さらに興味深い点として，この付近の氷河は最終氷期の Global LGM（Last Glacial Maximum）前後やハインリッヒイベント（H1）という地球規模の寒冷期に拡大したという報告がある（Narama et al., 2009; Zech, 2012）．LGM 前後には，イシク・クリ湖とバルハシ湖の水位が大幅に上昇しており（遠藤ほか, 2012；奈良間, 2012a），この時期に降水量が増加していた．最終氷期の LGM から晩氷期にかけて，H1 の拡大イベントの含め，わずかな期間に氷河は急速に縮小したことになる．

最近の研究では，中央アジアとヒマラヤ・チベットの山岳地域における最終氷期の氷河編年の違いは，インドモンスーンや偏西風の影響下の違いによるものと報告されている．しかしながら，インドモンスーン影響下のヒマラヤ地域でハインリッヒイベント（H1）やヤンガードリアス期などの地球規模の寒冷期の氷河拡大が報告されるなど，インドモンスーンの活発化が氷河拡大を引き起こしたというこれまでの見解と異なっており，まだまだ不明な点が多い（奈良間, 2012b）．

Ⅱ 過去 1000 年間の環境変動と人々の暮らし

中央アジアで大きな環境変動が過去 1000 年間に生じていたという証拠がアラル海の湖底コア分析により報告された．1960 年代からの自然大改造計画で，アムダリアとシルダリアの流域に建設された灌漑用水への過剰な取水の影響により，アラル海への流入量が減少した結果，世界第四位のアラル海の面積は急激に縮小した．現在も縮小の一途をたどり，大アラルへの流出を止めた小アラルと大アラルの西湖盆に水が残るのみである．湖底から採取されたコア分析（塩分濃度と電気伝導度）の結果から，アラル海の水位は 13 世紀に急激に減少し，当時の面積は 1960 年代の水位よりも 22m 低下した 2002 年時の面積とほぼ同じであったと推定されている．キルギスタンの標高 1606m に位置するイシク・クリ湖の湖底（水深 3～6m）には，沈水した集落が点在する．これらは 10～14 世紀頃に発達した集落であり，この時期にイシク・クリ湖の水位は低下していた．現在のイシク・クリ湖の西側には，湖と合流せずチュー平野に向かって流れるチュー川がある．旅人が描いた 17～19 世紀の古地図には，イシク・クリ湖とチュー川が接続しており，イシク・クリ湖から湖水がオーバーフローしてチュー川へ流れていた．湖水がチュー川へ流れるには，水位が現在よりも 14m 上昇しなければならず，古地図が描かれた小氷期の 17～19 世紀には，湖水位は上昇していたようである（奈良間, 2012a）．小氷期の湖水位の拡大は，アラル海やロプ・ノールでも古地図や旅人の記録から示されている．中央アジアの主要な湖では，過去 1000 年間の前半に水位が低下し，後半に上昇することから，中央アジアの湖水位変動は同調していた可能性が高い．クンルン山脈のグリヤ氷帽から採取されたアイスコアで復元された涵養量は，過去 1000 年間

の前半で比較的少なく，小氷期の後半に増加するなど，湖の変動と一致している．さらに，小氷期には天山山脈やパミール・アライの氷河は大きく拡大している（Narama et al.，2006；奈良間ほか，2010）．この地域では，16～17 世紀の氷河前進は，19 世紀の氷河前進を上回っている．

総合地球環境学研究所のイリプロジェクトでは，グリヤ氷帽の涵養量と天山山脈のグリゴリエフ氷帽の酸素同位体比変動をもとに復元された気温データを用いて，過去 1000 年間の氷河面積と氷河流出（坂井，2012），イネ科の面積変動（堀川ほか，2012）が復元されている．過去 1000 年間の氷河面積の最小期は，アラル海の湖水位が低下した 13 世紀であった．この時期は，チンギスハーン率いるモンゴル軍が征西遠征のためアルタイ山脈を超えた時期（西暦 1219 年）である．征西ルートはイネ科の分布する山麓部を通る．一方，乾燥期であったこの時期は河川沿いで集落の発達がみられ（カザフスタン遊牧研究所データ），灌漑農業が盛んであったことが推定される．降水量が増加した小氷期にはイネ科は山麓部から低地まで広がり，イリ川周辺では最後の遊牧国家であるジュンガールが発展する．この時期には河川沿いの集落はなくなり，遊牧都市が草原に分布する．この時期に広がったイネ科の分布と遊牧都市の分布はほぼ一致しており，遊牧という生業の割合が増加した時期であったといえる．これら結果から，年降水量や季節変化が大きくシフトする中央アジアでは，人々は農牧複合という生業の割合を変化させながら，環境変動に対して適応していたと考えらえる（奈良間，2012a）．中央アジアでの局地的な気候変動による水資源の変動は人間活動の生業にも大きな影響を与えていた可能性が高い．乾燥・半乾燥地域では将来的な水資源の予測は重要であるとともに，その適応方法は過去から学ぶことができる．中央アジアでは，流動形態（集団移動・生業形態）で適応していたが，現在はその流動性が失われているのが問題である．

Ⅲ　中央アジアの氷河の役割

乾燥･半乾燥地域の中央アジアでは，天山山脈は地域の人々に水を供給するウォータータワーの役割を担う．この地域では，近年の気候変化に対する水資源の変動が重要なテーマであり，将来的な氷河変動や流量変化の予測は課題の一つである．現在の地球規模の気温上昇による雪氷圏への影響は，中央アジアの天山山脈に分布する小規模な山岳氷河にもみることができる．天山山脈の主要部を構成する 5 つの山岳地域の氷河面積は，1970～2000 年にかけて 19～8%の範囲で縮小している（Narama et al.，2010a）．乾燥・半乾燥地域では，わずかな降水量変動でも干ばつが生じ，下流域で暮らす人々や灌漑農業に大きな影響を与える．その影響を緩和しているのが氷河である．中央アジアといえば，天山山脈やパミールやヒンドゥークシュなどの山岳地域が並ぶ．ウズベキスタン～キルギスタン～カザフスタン～中国北西部にまたがる巨大な山脈の集合体である天山山脈では，標高が 4000～5000m ほどの定高性のある山々が南北に連なる．天山山脈では，シベリア高気圧と偏西風の相互作用，さら地形配列効果により，年降水量と降水の季節変化が大きく変化する．低地は非常に乾燥しているが，山岳部では年降水量 700～600 ㎜に達し，山腹には森林が発達する．乾燥した低地に暮らす人々や灌漑農地で利用される水は，氷河の融雪水・融氷水を含む山岳部から供給される．小規模な山岳氷河は稜線付近に分布しており，水を得やすい山麓に発達する扇状地上には多くの都市が形成されている．

乾燥地域における氷河の役割は大きい．降水量変動による干ばつ年などは，涵養量やアルベド効果の減少により氷河の融解量は増加する．氷河流出を増加させることで，河川流量の不足分を補い，河川流量をある程度安定した状態に維持することができる．2005 年～2010 年にかけてアイランパ氷河上で融解量観測を実施した（奈良間ほか，2010）．算出したチョング・クズルスー流域の氷河流出量は，降水量の少ない年に増加しており，流量は前年と変わらず安定していた．このように，乾燥・半乾燥地域において氷河は流量調整の重要な役割を持つ．また，冬季～春季の降雪を貯蓄し，夏の融解期にその貯蓄をリリースする役割がある．灌漑農業は春から夏にかけて多くの水を必要としており，夏に多くの融氷水を供給する氷河は，乾燥地域の広大な灌漑農地を支えている．乾季が夏にあたる地域では，降水量が少ないにもかかわらず，流量が夏季に最大になる（坂井，2012）．これは氷河流出が大きく貢献しており，このような地域では氷河の水資源の位置づけが非常に高いと言える．近年の地球規模の気温上昇による氷河縮小により，氷河面積の減少による融氷水の減少や，早期融解が生じることが予想されており，山岳部の雪氷変動による下流地域への影響が懸念されている．

Ⅳ　近年の氷河変動と災害

氷河縮小の大きい天山山脈北部地域では，氷河からの融け水が溜まってできた小規模な氷河湖が氷河前面に多数出現している（Narama et al.，2009）．近年，これらの氷河湖が決壊して生じる氷河湖決壊洪水（Glacier Lake Outburst Flood：GLOF）により下流域ではその被害が報告されている．1998 年 7 月にギッサール・アライ地域で生じた GLOF では，流出量は少なかったが，犠牲者は 100 人以上にのぼった（UNEP，

2007)．2002 年 8 月にパミールで生じた GLOF では，小規模扇状地に位置するダシュト村は洪水堆積物で覆われ，24 人の犠牲者をだした（Mergili and Schneider, 2011)．天山山脈北部地域のズンダン川上流では，2008 年 7 月にわずか 2 ヵ月半で氷河湖が出現・決壊する短命氷河湖の GLOF により 3 人の犠牲者がでている（Narama et al., 2010b)．2012 年 7 月には，天山山脈北部地域に位置するアラ・アルチャ国立公園にあるテズトール氷河湖が決壊し，ビシュケクを含む上流の村々にくらす人々を混乱させた．

天山山脈の氷河湖の現状はどうだろうか？ALOS の衛星画像を用いて，氷河湖台帳を作成したところ，1600 ほどの氷河湖（0.001km^{2}以上）を確認した．その分布は，氷河縮小が顕著な天山山脈外縁部（プスケム，イリ・クンゴイ，テスケイ地域）で多く，年降水量の少ない乾燥した天山山脈内陸部のアクシイラック，アトバシ，フェルガナ，コクシャール地域で少なかった．天山山脈の氷河湖のサイズは，0.001～0.005km^{2}のサイズが全体の 7 割を占め，巨大な氷河湖が分布する東ヒマラヤに比べるとかなり小さい．氷河湖サイズが違う理由として，東ヒマラヤでは，巨大な氷河湖は岩屑被覆氷河の氷河上湖から発達する場合が多く，それら氷河湖は平坦な地形場に位置し，氷河の融解とともに拡大する．一方，天山山脈では，小規模な山岳氷河が形成するモレーンは小規模で，氷河が分布する稜線付近の急傾斜な山岳斜面の地形場は巨大な氷河湖を生み出す空間がない．さらに氷河湖を堰き止めるモレーンは，小氷期後半～1900 年代前半に形成されたため，多量のデッドアイスを含んでいる．

氷河湖の下流部の GLOF 災害の大きさを把握するため，天山山脈の 15 の氷河湖で湖盆図調査をおこなった．先行研究も含め，氷河湖の水深はすべて 30 m 以内であった．例外としてアクシイラック山脈のペトロフ氷河湖（水深 80m）やイニルチェック氷河のメルツバッハ氷河湖があるが，東ヒマラヤでみられる水深 100m 以上ある大規模な氷河湖はわずかしかない．湖盆の縦断面図をみると，氷河と接している氷河湖では氷河側で急激に水深が深くなるという特徴がある．縦断面形から氷河湖内部に存在するモレーンは，ズンダン東氷河湖以外で確認できなかった．氷河湖の内部に過去に形成されたモレーンが水没されている場合，決壊しても排水される水は沈水したモレーンの高さまでであり，すべての湖水が流出されるわけではない．調査地の湖盆形は急激に水深が深くなるすり鉢状の形態のものが多く，最大水深はチョング・アイランパ氷河湖の 26.7 mであった．

天山山脈では氷河湖の世代交代が早く，1980 年代以降に出現した氷河湖が多い．天山山脈では 2000 年代でも GLOF が生じており，被害は土石流によるもので山麓部（川沿い，扇状地上）に限定される．自然災害とは，人間が暮らす場所で自然現象である誘因の発生があって生じるものであり，氷河湖という誘因の現象解明だけでなく，自然災害を軽減するための，誘因と人間活動の関係性を探る必要がある．

引用文献

遠藤邦彦・須貝俊彦・原口　強・千葉　崇・中山裕則（2012）：バルハシ湖の湖底堆積物からみる湖水位変動と環境変遷．窪田順平監修『中央ユーラシア 文明と環境の歴史 1』，奈良間千之編「第一巻　環境変動と人間」，臨川書店．

堀川真弘・津山幾太郎・石井義明（2012）：過去千年間の植生復元．カザフスタン全域およびイリ河しゅうへんちいきにおけるイネ科草本植物の分布域の変動．窪田順平監修『中央ユーラシア 文明と環境の歴史 1』，奈良間千之編「第一巻　環境変動と人間」，臨川書店．

Mergili, M. and Schneider, J.F., 2011. Regional-scale analysis of lake outburst hazards in the southwestern Pamir, Tajikistan, based on remote sensing and GIS, Natural Hazards and Earth System Sciences, 11, 1447-1462.

奈良間千之（2012a）：中央ユーラシアの湖面変動からみる環境変化．窪田順平監修『中央ユーラシア 文明と環境の歴史環境史』，奈良間千之編「第一巻　環境変動と人間」，臨川書店．

奈良間千之（2012b）：氷河編年研究の展望― 南半球・アジア山岳地域の最近の事例―地学雑誌，121.

奈良間千之，藤田耕史，Duishonakunov, M.，梶浦岳，Ormov, C.，Daiyrov, M.，Usubaliev, R.，Abdraev, J.，Shatravin, V.（2010）：2006～2009 年のチョング・クズルスー川流域における氷河融解量観測．オアシス地域研究会報 8(1) :97-104.

Narama, C., Okuno, M. 2006. Record of glacier variations during the Last Glacial in the Turkestan Range of the Pamir-Alay. Annals of Glaciology 43:397-404.

Narama, C., Kondo, R., Tsukamoto, S., Kajiura, T., Duishonakunov, M., Abdrakhmatov, K. 2009. Timing of glacier expansion during the Last Glacial in the inner Tien Shan, Kyrgyz Republic by OSL dating. Quaternary International 119:147-156.

Narama, C., Severskiy, I., Yegorov, A. 2009. Current state of glacier changes, glacial lakes, and outburst floods in the Ile Ala-Tau and Kungöy Ala-Too ranges, northern Tien Shan Mountains. Annals of Hokkaido Geography 84:22-32.

Narama, C., Kääb, A., Duishonakunov, M., Abdrakhmatov, K. 2010a. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data. Global and Planetary Change 71:42-54.

Narama, C., Duishonakunov, M., Kääb, A., Daiyrov, M., Abdrakhmatov, K. 2010b. The 24 July 2008 outburst flood on the western Zyndan glacier lake and recent regional changes in glacier lakes of the Teskey Ala-Too range, Tien Shan, Kyrgyzstan. Natural Hazards and Earth System Sciences 10(4):647-659.

坂井亜規子(2012):過去千年間の氷河変動. 窪田順平監修『中央ユーラシア 文明と環境の歴史１』, 奈良間千之編「:第一巻　環境変動と人間」, 臨川書店.

竹内望(2012):天山山脈アイスコアからみる中央アジアの気候変動. 窪田順平監修『中央ユーラシア 文明と環境の歴史１』, 奈良間千之編「第一巻　環境変動と人間」, 臨川書店.

UNEP, 2007. Global Outlook for Ice and Snow, UNEP, 235 pp.

Zech, R., 2012. A Late Pleistocene glacial chronology from the Kitschi-Kurumdu Valley, Tien Shan (Kyrgyzstan), based on 10Be surface exposure dating. Quaternary Research, 77, 281-288.

モンゴル・アルタイの氷河変動

Fluctuation of a glacier in Mongolian Altai

紺屋恵子（海洋研究開発機構）*
Keiko KONYA (JAMSTEC)

キーワード：氷河，質量収支変動，アルタイ，温暖化
Key wards: glacier, mass balance, Altai, global warming

１．はじめに

氷河の変動は気候変動指標として重要である。融解水が海水準に寄与する氷河のみならず、内陸性の氷河についても今後の水資源確保の問題は重要なテーマである。

モンゴル・アルタイの氷河は、衛星画像や過去の写真から、大きく後退したことが分かっている（図１）。Potanin 氷河では、末端が 1950-2000 年で 866m後退した。面積については、この地域の氷河は 1945-1987 年に-10.2% (Kadota and Davaa, 2007) 積縮小が報告されている。しかし質量収支については、近年のわずかな観測による値しか得られていない。

一方、Potanin 氷河の約 200km 北で長期観測されているロシア・アルタイの Maliy Aktru 氷河では質量収支が長期観測されている。そこで、Maliy Aktru 氷河との比較を行い、Potanin 氷河の質量収支について過去の復元および将来の気候変動に対する氷河の変動予測に役立てる。

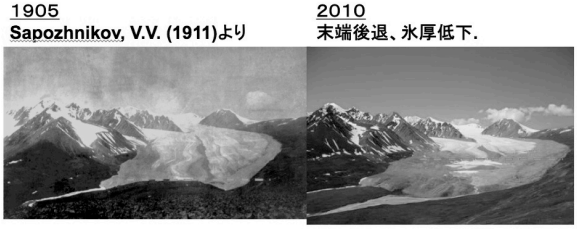


図１　Potanin 氷河の末端

２．対象地域

Potanin 氷河（49.55N, 89.0E）はモンゴル西部に位置するアルタイ山脈に存在する。アルタイ山脈はモンゴル、ロシア、カザフスタン、中国にわたっている。アルタイ地域の氷河の 50％はロシア・アルタイに、26.6％がモンゴルに存在する（Yabuki, in prep）。降水量は夏に多く、ロシア・アルタイでは氷河の夏涵養が報告されている (Fujita et al., 2004)。Potanin 氷河はモンゴル・アルタイの中でも最大級の山岳氷河であり、標高 4373-2900m、長さ 10.4km にわたり流下している

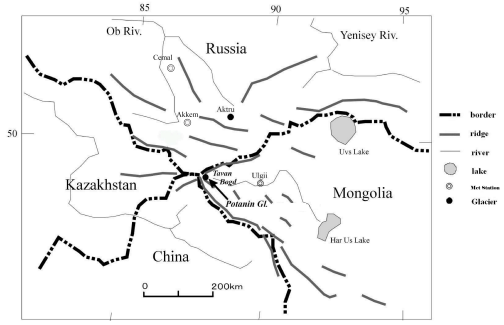


図２　アルタイ山脈周辺の地図

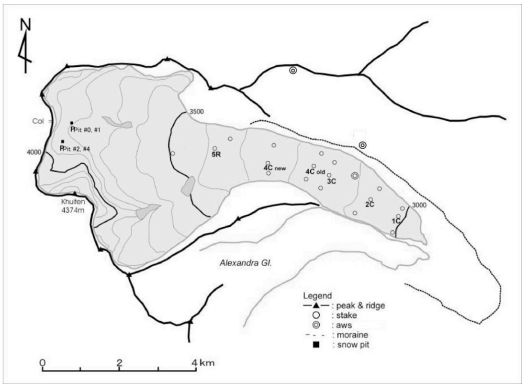


図３　Potanin 氷河の地図

３．データ

3.1　現地氷河観測データ

これまでに得られている観測データは以下の通りである。

- 氷河消耗域にステイクを設置し、涵養量、消耗量、その点での質量収支を測定した。
- 氷河涵養域ではピット観測を行い、花粉分析により質量収支を見積もった。
- 氷河上では消耗域に AWS を設置した。
- 氷河中流域外側のベースキャンプに滞在中、気温、降水、天気の観測を行った。

3.2　ステーションデータ

Potanin 氷河周辺にて長期観測されている気候データの収集を行った。近隣のステーションのうち、モンゴル側

では氷河より東に位置する Ulaangom, Ulgii, Hovd の 3 地点のステーションにて、1960 年代から観測が行われている。

氷河より北側では、ロシアのステーションにて、Cemal, Kosh-Agach, Akkem 等で旧ソ連時代の 1970 年代からの観測データが存在するが、入手が困難である場所も多い。

このうち、氷河の日平均気温は Ulgii と相関がよく、月平均降水量は Cemal と相関が良い。

3.3 近隣に位置する氷河に関する基本データ

中央アジアおよびロシアに位置する氷河の質量収支および ELA, AAR データは、WGMS(2012)による。

4. 対象地域の気候

図 4 に、NCEP 再解析データを利用して作成した 2008 年の気温・降水量分布を示す。Potanin 氷河およびロシア・アルタイの Aktru 氷河周辺では、周囲に比べて気温が低く、降水量が多いことがわかる。

また、ベースキャンプにて観測した個体降水確率は図５の通りである。高い気温においても降雪が観測されている。

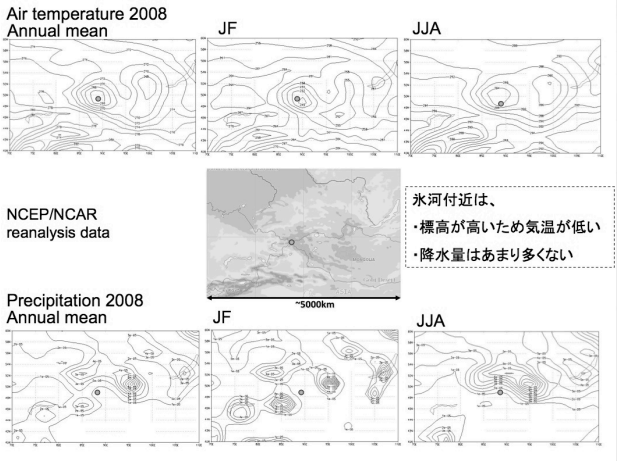


図 4　アルタイ山脈の気温、降水量分布（2008 年）. NCEP 再解析データによる

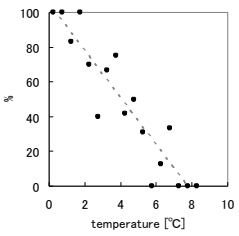


図 5　氷河付近での固体降水確率

5. 対象地域の気候

5.1　涵養・消耗の特徴

年間降水量は少ない地域であり、その多くが夏に集中し、気温が低い氷河涵養域では、夏季の涵養も年間涵養のうち大きな割合を占める。冬季の涵養量は、2007/2008 年も 2008/2009 年も標高によらず 0.3m 程度であった。消耗域の消耗量は年間 3 m w.e.程度と大きい (Konya et al., 2010)。涵養域での pit 観測とその同位体分析から、上流部でも夏期の融解がみられることが分かった。

2.2　質量収支

消耗域での stake 測定と涵養域での pit サンプルの花粉分析により氷河上数点での年間収支が得られた。ここから得られた mass balance gradient と、標高 100m ごとの面積プロファイルから、2007/2008 年、2008/2009 年の質量収支はそれぞれ -1.03m w.e.、-0.25m w.e.と得られた。2004/2005 年については、2007/2008 年の mass balance gradient と消耗域での stake 測定の結果から-0.52m w.e.と見積もった。

Potanin 氷河の実測がある 3 年間については、Potanin 氷河と Maliy Aktru 氷河とは、変動は類似しているが値は大きく異なり、Potanin 氷河の方が小さい値を示す。

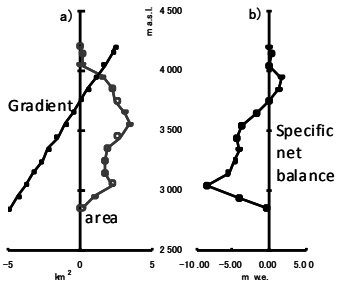


図 6　2008 年 Potanin 氷河の質量収支プロファイル

6. 質量収支変動と夏季気温、降水の関係

Potanin 氷河の質量収支変動を MaliyAktru 氷河、夏期(６～8 月で平均気温が 0 ℃以下の日)降水量・冬期(9～5 月)降水量、夏期気温を図 7 に示す。おおまかな質量収支変動が降水量、夏期気温で説明できる。夏の降水量が大きく、質量収支にも影響する。

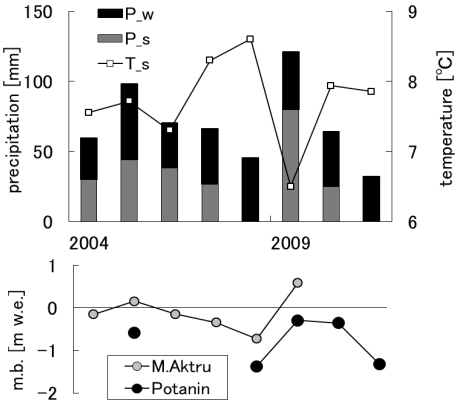


図 7　上）夏期気温、夏期／冬期降水量、下）Potanin 氷河と MaliyAktru 氷河の質量収支変動

7. Potanin 氷河と近隣の他の氷河の質量収支変動

Potanin 氷河の質量収支変動をユーラシア地域の他の氷河と比較した。ロシア・アルタイの氷河とは変動パターンが近いが、その他の地域とは異なる傾向を示すようである。

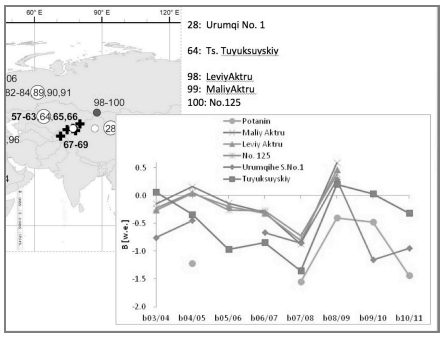


図 8　Potanin 氷河の質量収支変動．中央ユーラシアで長期観測されている氷河との比較

8. Potanin 氷河と Altai の他の氷河との比較

ロシア・アルタイに位置する長期モニタリングされている氷河・Maliy Aktru 氷河との比較を行った。どちらの年についても Potanin 氷河の方がややマイナスに大きかった。この差の原因は、気候の違いのほか、氷河の形状と、ELA にあると考えられる。現在の Potanin 氷河の ELA は高く、AAR は小さい。今後の温暖化で ELA が上昇すると、質量収支はさらに負に傾くことになる。

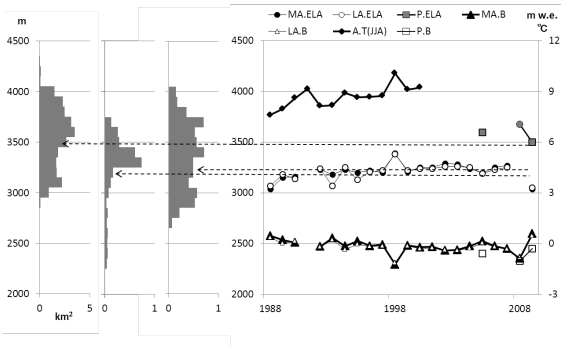


図 9　Potanin 氷河とロシア・アルタイ Maliy Aktru, Leviy Akru 氷河の質量収支・ELA 変動

9. まとめ

1. モンゴル・アルタイ、Potanin　氷河の近年の mass balance は負であった。
2. 夏の涵養（夏の降雪と気温）が、Potanin 氷河の mass balance を決める重要な要素である。
3. Potanin 氷河の mass balance 変動は、Maliy Aktru 氷河に似ているが、より負に傾いている。
4. Potanin 氷河は Maliy Aktru 氷河に比べて、AAR が小さく、ELA が高い。温暖化傾向下でより負に偏ると考えられる。

謝辞

モンゴル気象水文研究所の Davaa 氏、Purvdagva 氏には現地観測の実施について協力していただきました。極地研の中澤氏に、涵養域質量収支を見積もるための花粉分析を実施していただきました。

参考文献

1) Kadota and Davaa (2007)：Ann. Glaciol, 185-188.
2) Konya et al. (2010)：BGR, 46, 7-16.
3) WGMS (2012) : FOG X.

近年のアフリカ高山の氷河変動と生態系変化

Recent glacial fluctuation and ecological change in African high mountains

水野一晴（京都大）
Kazuharu MIZUNO (Kyoto Univ.)

キーワード：地球温暖化、氷河後退、植生遷移、ケニア山、キリマンジャロ
Key wards: Global warming, Glacial recession, Vegetation succession, Mt. Kenya, Kilimanjaro

１．ケニア山の氷河縮小と植生遷移

ケニア山第二の氷河、ティンダル氷河は近年急速に後退している（図 1）。その後退速度は、1958-1996 年には約 3m/年、1997-2002 年は約 10m/年、2002-2006 年は約 15m/年、2006-2011 年は約 8m/年であった。その氷河の後を追うように、先駆的植物種 4 種は、それぞれの植物分布の最前線を氷河の後退速度と類似する速度で斜面上方に拡大させている。とくに、氷河が溶けた場所に最初に生育できる第一の先駆種 *Senecio keniophytum* は、氷河の後退の後を追うように前進し（図 2）、その先駆種 *Senecio keniophytum* の前進速度は氷河の後退率と有意な関係が見られた（Y=0.8635x+1.5631, R2=0.7205, P=0.0047）。

1996 年に氷河末端に接して設置したプロット（幅 80m x 長さ 20m）での *Senecio keniophytum* の株数と植被率がともに、15 年後の 2011 年には大幅に増加していた。また、1996 年にはプロット内の生育種は 1 種のみであったが、2011 年には 4 種に増えていた。1996 年のプロットでは、氷河の末端からの距離が 16-18m の場合、0-14m に比べて、*Senecio keniophytum* の株数と植被率が有意に高かった。一方、同じプロットの 2011 年では、それらの距離による有意な差は見られなかった。

ケニア山山麓（高度 1890m 地点）の気温は 1963 年から 2010 年までの 47 年間で 2℃以上上昇している（図 3）。一方、過去 50 年間の顕著な降水量の減少はなく、ケニア山の氷河縮小はおもに温暖化が原因と考えられる。

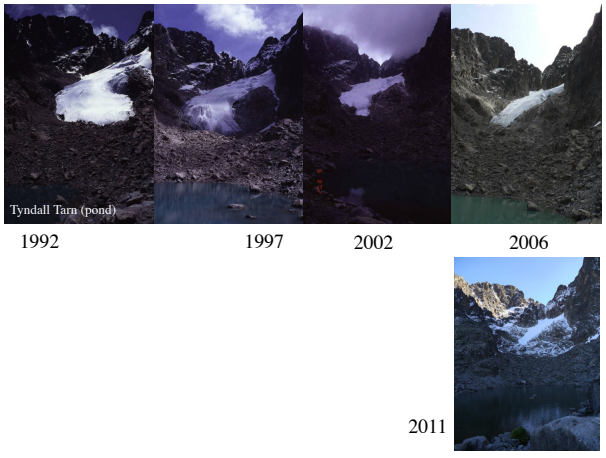


図 1　ケニア山、ティンダル氷河の 1992 年～2011 年の後退

ケニア山山麓高度 1890m 地点の Nanyuki Meteorological Station (0.03°N, 37.02°E)の気温データと高度 3678m 地点の Mt. Kenya Global Atmosphere Watch (GAW)Station (0.06°S, 37.30°E)の気温データの比較から、ケニア山の気温低減率は 0.63℃/100m と推定された。この低減率と 1890m 地点の気温データから、調査地の高度 4500m 地点の気温を算出した。氷河の後退率は、調査地 4500m 地点の月平均最低気温と有意な関係が見られた（Y=5.882x+45.427, R2=0.6625, P=0.0085）。

ケニア山のティンダル氷河の後退とともに 1997 年には、氷河末端からヒョウの遺骸が発見された（図 4）。放射性炭素年代測定法(AMS)によれば、その年代はおよそ 900 年±100 年 BP であった（水野＆中村, 1999）。

２．温暖化と植生遷移

2006 年までティンダル・ターン（池）の北端（高度 4470m）より斜面上方には生育していなかったムギワラギクの仲間 *Helichrysum citrispinum* が、2009 年にはティンダル・ターン北端の高度 4470m より上方の、ラテラルモレーン上に 32 株が分布していた（図 5）。これは、近年の氷河後退にともなう植物分布の前進ではなく、気温上昇による植物分布の高標高への拡大と推定される。*Helichrysum citrispinum* は、通常暖かくなる 12-2 月に開花する植物であるが、2009 年には 8 月に開花していた。これは 2009 年の 3-9 月の気温が平年より 1℃以上高かったため（表 1）、一気に生育範囲が斜面上方に広がり、2009 年の 4-8 月の気温が、平年の 12

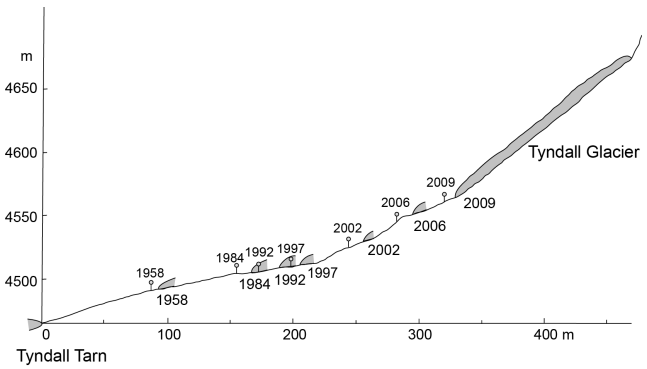


図 2　1958 年～2009 年の地形断面図に沿うティンダル氷河末端の位置と第一の先駆種 *Senecio keniophytum* の分布の最前線の位置

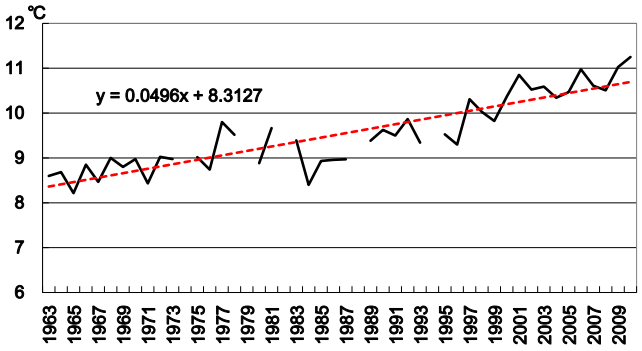


図 3　ケニア山 1890m 地点における日最低気温の年平均値の 1963 年～2010 年の推移



図 4　1997 年にティンダル氷河末端から発見した、およそ 900 年前のヒョウの遺骸

月並の暖かい気温に達したため、8 月に開花したものと推定される。気温が平年値であった 2011 年 8 月には、*Helichrysum citrispinum* は 49 株(プラス 17 株)に増えていたものの、つぼみを持つものが 1 株あったのみで他は開花していなかった。

また、大型の半木本性ロゼット型植物であるジャイアント・セネシオ（*Senecio keniodendron*）は 1958-1997 年には分布が斜面上方に拡大するという傾向は見られなかったが、1997-2011 年には拡大して、山の斜面を登っている。この種は氷河後退が直接遷移に関係しているとは考えられないが、先駆種の斜面上方への拡大による土壌条件の改善と温暖化がジャイアント・セネシオの生育環境を斜面上方に拡大させていると考えられる。ジャイアント・セネシオは、通常、12 月中旬に暖かくなるとつぼみが出て、1-2 月に開花し、種子が放出される。しかし、2011 年は 8 月に開花していた。例年 7-8 月は乾季であるが、2011 年の 7-8 月は雨続きであったため、それが関係していると推定される。

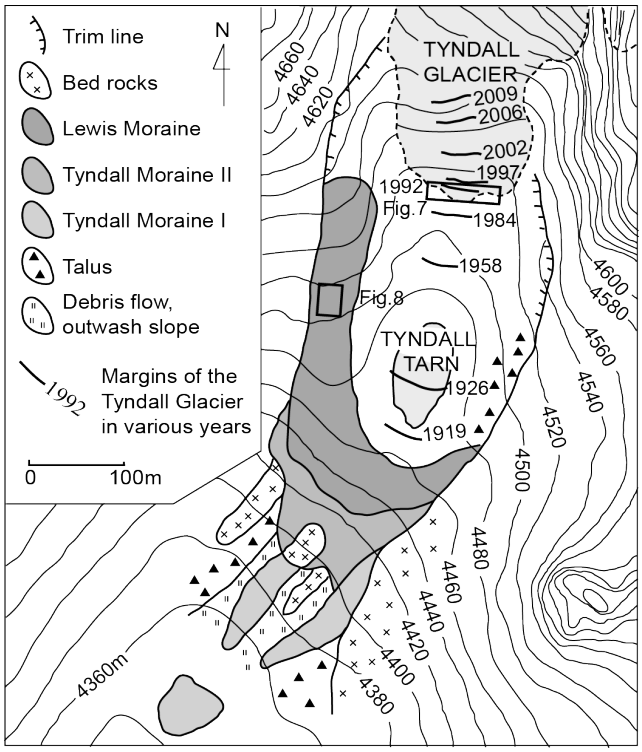


図 5 ケニア山、ティンダル氷河周辺の地形学図（Mizuno, K. , 1998 を改変）
ティンダル氷河末端の位置-1919、1926、1963：Hastenrath(1983)； 1950, 1958: Charnley(1959). Lewis モレーン(Lewis Till)と Tyndall モレーン(Tyndall Till)の名称は、Mahaney (1982, 1989) および Mahaney and Spence (1989)に基づく。

3．キリマンジャロの氷河

キリマンジャロの氷河も近年急速に後退している(図 6～8)。2002 年にセスナからキリマンジャロの氷河の写真やビデオを撮影し、その分布を示したものが図 9 である。1970 年代と 2002 年の氷河分布を比較すると半分以下になっている。

キリマンジャロ（5,895m）では、太陽放射による融解（氷が太陽放射そのものを吸収し、氷そのものが昇温する結果生じる融解）が垂直な氷壁を後退させ（Mölget al. 2003)、氷河の水平な頂部の減量はおもに氷が直接気化する昇華(乱流潜熱フラックス）によっていて（Mölg and Hardy, 2004)、乱流顕熱フラックス（気温そのものの上昇に伴い、気温が融点(0 度）に達することによって、その熱が伝わり氷を溶かす）による気温上昇の影響はあまり受けていない (Kaser and et al., 2004) と言われてきた。実際に、キリマンジャロではそのよ

表 1　ケニア山 1890m 地点の日最高気温の月平均値（2006～2010 年）

Year	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
2006	26.8	27.9	27.1	24.4	24.5	25.3	24.3	24.6	24.5	25	23	23.5
2007	25.4	27	27.2	25.2	24.3	23.8	22.9	23.3	24.5	24.1	24.2	25.2
2008	26	27.1	27.2	24.9	24.7	24.6	23.7	24.5	25.9	23.9	23.5	25.2
2009	26	26.9	28.2	26.7	25.5	26	24.6	25.3	26.5	24.4	24.3	24.2
2010	25	25.6	25.1	24.3	24.3	23.9	22.9	23.9	24.7	24.5	23.5	26.1

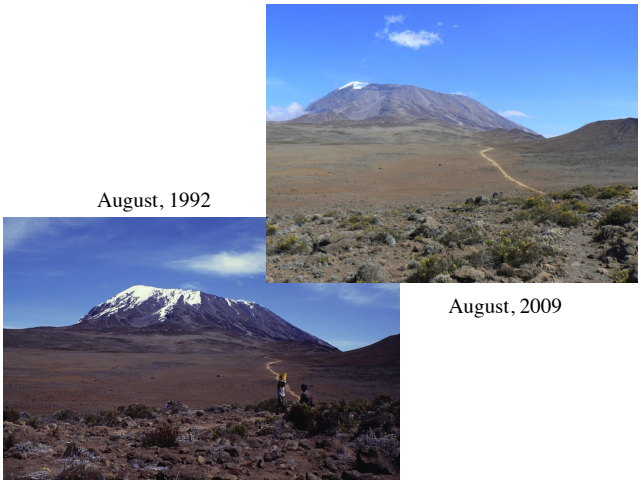


図 6　キリマンジャロ、キボ峰の 1992 年と 2009 年の氷河の変化

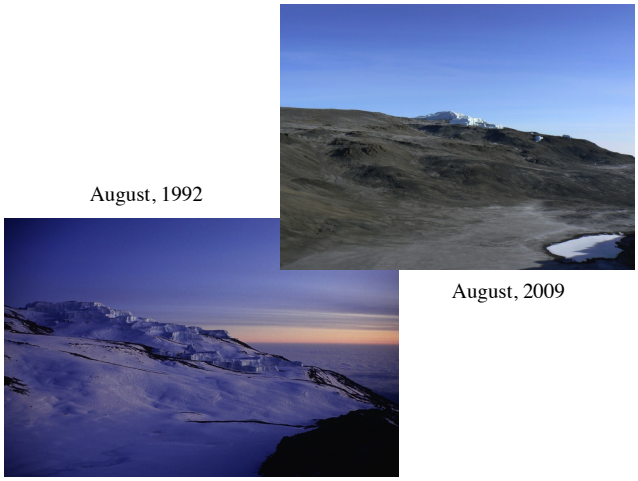


図 7　ギルマンズ・ポイントの北方に見られる階段状の氷河の 1992 年と 2009 年の変化



図 8　ウフルピークの南側の氷河の 1992 年と 2009 年の変化

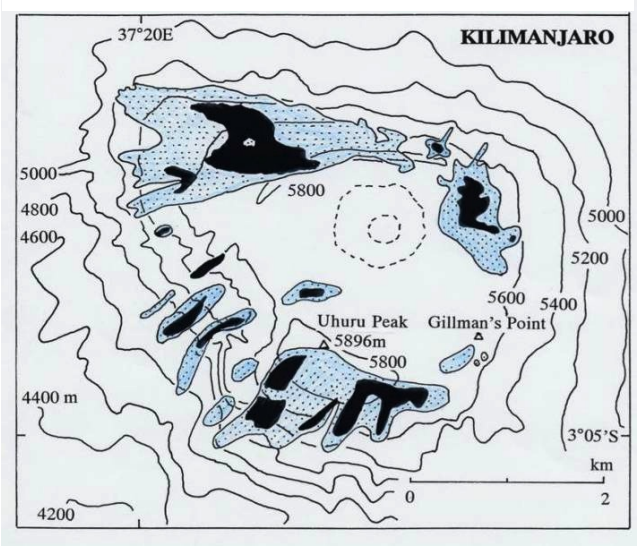


図 9 1970 年代（青色; Hastenrath 1984）と 2002 年（黒色）のキリマンジャロの氷河分布

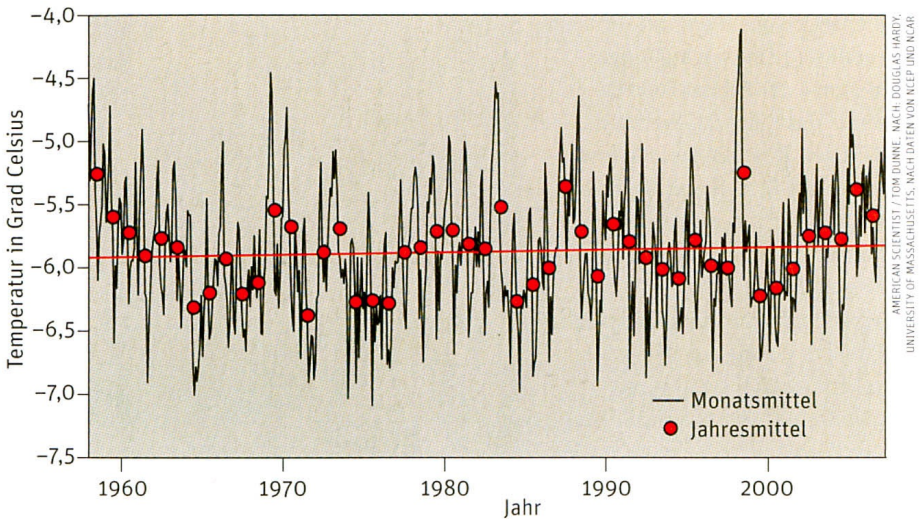


図 10　キリマンジャロ山頂の気温変化（Kaser, G. & Mote, P. W. 2008）
Kilimanjaro summit area: The red dots are the mean annual temperatures. The black line represent the mean temperatures of the months

うな氷河縮小の形態である階段状の氷河や氷壁が見られ、キリマンジャロ山頂での 50 年に及ぶ気温データにおいても近年の上昇傾向は見られない（図 10）。しかしながら、2009 年には、氷柱など、融解水が再凍結した現象が頻繁に観察され、近年はどのような影響にせよ、融解による氷河縮小が進んでいると推定される

4．まとめ

アフリカの高山で氷河を有するのは、キリマンジャロ、ケニア山、ルウェンゾリ山のみである。それらの氷河は近年急速に後退している。20 年以内には、この３つの高山から氷河がすべて消滅すると言われている。氷河の後退や温暖化は、氷河周辺の植生の分布や遷移、フェノロジーに影響を与えていて、環境要因の連鎖作用とともに高山の生態系は大いに変わりつつある。

文献

Charnley, F. E. 1959: Some observations on the glaciers of Mount Kenya. Journal of Glaciology 3: 483-492.

Kaser, G. & Mote, P.W. 2008: Gletscherschwund am Kilimandscharo, Spektrum der Wissenschaft・Januar, 62-69.

Kaser, G., Hardy, D. R., Mölg, T., Bradley, R. S., and Hyera, T. M., 2004: Modern glacier retreat on Kilimanjaro as evidence of climate change: observations and facts. International Journal of Climatology, 24: 329-339.

Hastenrath, S. 1983: Diurnal thermal forcing and hydrological response of Lewis Glacier, Mount Kenya. Archiv fur Meteorologie Geophysik und Bioklimatologie, Ser. A 32: 361-373.

Hastenrath, S., 1984: The Glaciers of Equatorial East Africa. Dordrecht: Reidel, 253 pp.

Mahaney, W. C. 1989: Quaternary glacial geology of Mount Kenya. In: Mahaney W. C. (ed.) Quaternary and Environmental Research on East African Mountains, pp. 121-140. Balkema, Rotterdam.

Mahaney, W. C. & Spence, J. R. 1989: Lichenometry of Neoglacial moraines in Lewis and Tyndall cirques on Mount Kenya. Zeitshrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 25: 175-186.

Mölg, T., and Hardy, D, R., 2004: Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. Journal of Geophysical Research, 109 (D16104): DOI: 10.1029/2003JD004338.

Mölg, T., Hardy, D, R., and Kaser, G., 2003: Solar-radiation-maintained glacier recession on Kilimanjaro drawn from combined ice-radiation geometry modeling. Journal of Geophysical Research, 108(D23): 4731. DOI: 10.1029/2003JD003546.

水野一晴 1994：ケニヤ山，Tyndall 氷河の後退過程と植生の遷移およびその立地条件．地学雑誌，103-1，16-29.

Mizuno, K., 1998: Succession processes of alpine vegetation in response to glacial fluctuations of Tyndall Glacier, Mt. Kenya, Kenya. Arctic and Alpine Research, 30: 340-348.

水野一晴 2003：ケニア山における氷河の後退と植生の遷移－とくに 1997 年から 2002 年において－．地学雑誌，112-4，608-619.

水野一晴 2003：キリマンジャロの氷河の縮小． 地学雑誌，112-4，620-622.

Mizuno, K., 2005a: Glacial Fluctuation and Vegetation Succession on Tyndall Glacier, Mt. Kenya. Mountain Research and Development, 25: 68-75.

Mizuno, K., 2005b: Vegetation Succession in Relation to Glacial Fluctuation in the High Mountains of Africa, African Study Monographs, Supplementary Issue, 30: 195-212.

水野一晴・中村俊夫 1999：ケニヤ山，Tyndall 氷河における環境変遷と植生の遷移－Tyndall 氷河より 1997 年に発見されたヒョウの遺体の意義－．地学雑誌，108-1，18-30.

Mizuno, K. & Fujita, T. 2013: Vegetation succession on Mt. Kenya in relation to glacial fluctuation and global warming, Journal of Vegetation Science, (in press)

北パタゴニア氷原・溢流氷河の 1945 年以降の変動といくつかの特徴
Glacier Variations of Hielo Patagónico Norte since 1945 and Some Characteristics

安仁屋政武（筑波大学名誉教授）

Masamu ANIYA (Prof. Emeritus, Univ. of Tsukuba)

キーワード：パタゴニア、北パタゴニア氷原、氷河変動
Keywords: Patagonia, Hielo Patagónico Norte, Glacier variation

北パタゴニア氷原の概要

南米の南端、チリとアルゼンチンにまたがる地域、パタゴニアに総面積 17,200 km² のパタゴニア氷原が位置している。現在は 47°20′ S 付近のフィヨルドによって分断され、北パタゴニア氷原 (4,200 km²) と南パタゴニア氷原 13,000km²)に分かれている（Fig. 1, inset)。比較的低緯度にも関わらずこのような大規模な氷原が発達しているのは、偏西風の影響による多量の降水量（6000~10,000 mm)による。

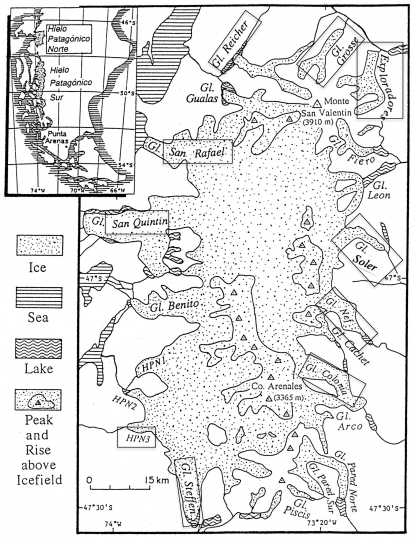


Fig. 1. 北パタゴニア氷原の位置と溢流氷河

データと解析方法

パタゴニア氷原全体をカバーしている一番古いデータは 1944/45 年にアメリカ軍が撮影した Trimetrogon Aerial Photograph である。従ってこの年が、近年の変動研究のベースとなる。その後、1974/75 年に初めて垂直写真が撮られ、これを基に 5 万分の 1 の地形図が 1980 年代に作成された。演者はこれらの写真に加え小型航空機による空撮を含めて、さまざまな衛星リモート・センシング・データを使い、末端位置を 5 万分の 1 の地形図に落としてきた。これらを比較することにより北パタゴニア氷原から流れ出る 21 の氷河の 1944/45 年からの変動を捉え、その特徴を抽出してきている。

今回対象とした氷河

今回の発表では 21 の氷河のうち、特徴的な変動をしている 10 の氷河について詳しい変動の記録を紹介した。レイチェル氷河、サン・ラファエル氷河、サン・キンティン氷河、HPN 3 氷河、シュテフェン氷河、コロニア氷河、ネフ氷河、ソレール氷河、エクスプロラドーレス氷河、そしてグロッセ氷河である（Fig. 1 参照）

まとめ

変動の纏めを Fig. 2 に示し、その特徴を幾つか纏める。

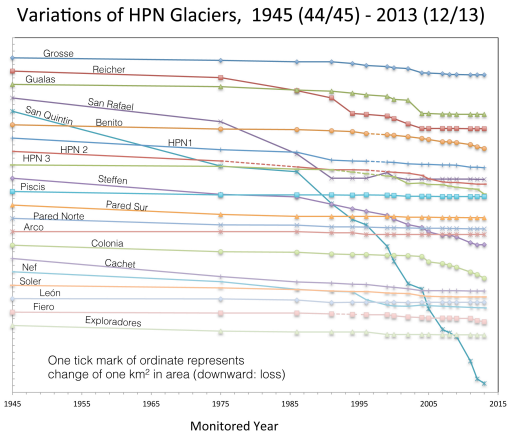


Fig. 2. 1945-2013 変動の纏め

（1）北パタゴニア氷原では 1944/45 から 2012/13 年までの６８年間で末端後退により面積約 125km², すなわち全面積の約３％の減少があった。

（2）サン・キンティン氷河は 41km² の減少、サン・ラファエル氷河 13km² の面積減少であった。両者で全体の面積減少の 43%を占める。

（3）後退距離ではレイチェル氷河の約 6.4km が最大であるが、この氷河は 2009 年以来ほとんど停滞している。これは、氷河末端の勾配から末端が湖の端にあるからと、推測される。

（4）北パタゴニア氷原最大の氷河、サン・キンティン氷河と第 2 のサン。ラファエル氷河の 1990 年頃以降の変動パターンは対照的である。サン・ラファエル氷河が前進・後退・停滞繰り返しているのに対し、サン・キンティン氷河は活発なカービングにより大きな後退を続けている。

（5）サン・ラファエル氷河の末端はここ数年停滞であるが、その位置はフィヨルドの幅が大きく変わるところである。このことはフィヨルドの地形−すなわち幅−が末端変動に影響を与えていることを示唆する。

（6）北パタゴニア氷原の幾つかのカービング氷河では末端崩壊による短時間での大規模な末端後退が観察された。例えば、レイチェル氷河（1990−93）、グアラス氷河（2003-2004)、ネフ氷河(1993-94)、サン・キンティン氷河 2002-03)、HPN3 氷河(2000-02, 2012)などである。そしてこれらの末端崩壊の前には見かけの前進をしていることが細かいモニターによって捉えられている。見かけの前進はおそらくクレバス伸張によるもので、これにより氷河の構造が弱くなり、崩壊につながるのではないかと推測される。

最終氷期以降の南極・グリーンランドの氷床変動とグローバルな海面変化

Antarctic and Greenland ice-sheet histories and global sea-level changes since the Last Glacial Maximum

三浦英樹（国立極地研究所）

Hideki MIURA (National Institute of Polar Research)

キーワード：最終氷期、南極氷床、グリーンランド氷床、相対的海水準変動、グレシオハイドロアイソスタシー、GIA モデル

Keywords: Last Glaciation, Antarctic Ice Sheet, Greenland Ice Sheet, Relative sea-level variations, Glacial-hydro isostasy, Glacial isostatic adjustment model

1. はじめに

現存する氷床である南極氷床とグリーンランド氷床が変動した場合、海面変化や海洋熱塩循環など地球環境に重大な影響を与えることが予想される。将来の南極氷床とグリーンランド氷床が、どのような条件でどのように融解し、それが地球環境や人類社会にどのような影響を与えるのかを検討するうえで、過去の2つの時代の氷床状態の復元は重要な基礎的情報を与える。ひとつは温暖化時代のアナロジーとなる「最終間氷期」、もうひとつが「最終氷期最盛期以降」である。

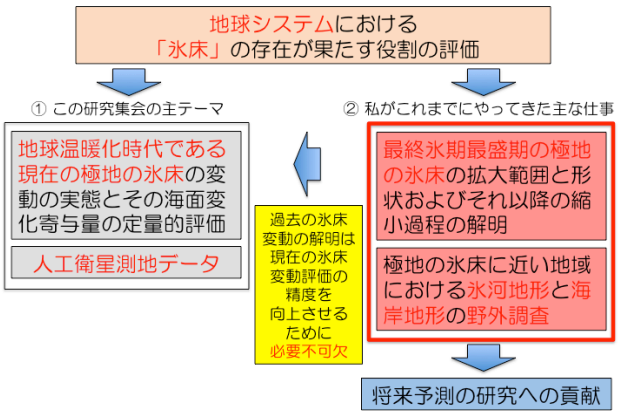


図 1　全体の枠組みと目指していること

本報告では、まず、現在の南極氷床とグリーンランド氷床が形成される気候条件と氷床の概況を示した上で、(1) 人工衛星測地データに基づく、地球温暖化時代である現在の極地の氷床変動の実態とその海面変化寄与量の定量的評価に関する最近の研究成果と問題点の紹介、(2) 野外地形地質調査に基づく、最終氷期最盛期の極地の氷床の拡大範囲と形状およびそれ以降の縮小過程の研究の概要と問題点の紹介、を行う。そのうえで、過去の氷床変動の研究が、どのように現在の氷床変動評価や将来の氷床変動と海面変化の予測に貢献するのかについて、その概略を説明する（図 1）。

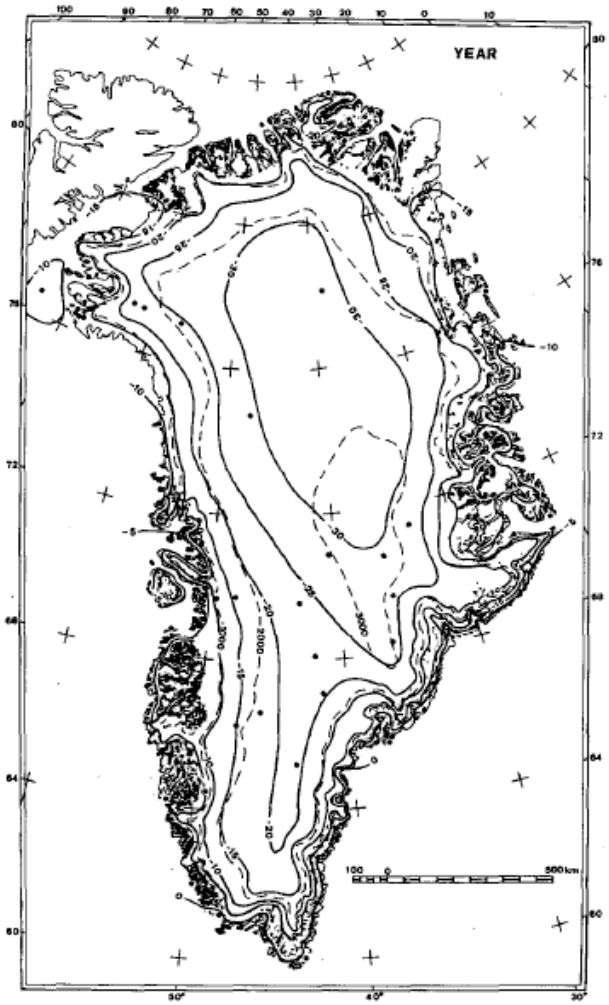


図 2　現在のグリーンランド氷床の表面年平均気温（℃）の観測値の等値線の分布図（Ohmura, 1987）

2. 現在の極地氷床の概要とその形成環境

(1) グリーンランド氷床

グリーンランド氷床は、北半球最大の氷床であり、その面積は1,710,000㎢、推定体積は295,000㎥、平均氷床層厚は2,135m、氷床最大層厚は3000mを超えると推定されている（Thomas et al., 2001; Bamber et al., 2001）。氷期から引き続き、現在もこの地域に氷床が存在する主要な理由は、北大西洋を北東方向に横断する風系や南岸を南西方向に流れる海流が大量の水分をグリーンランドに供給することができるためである。

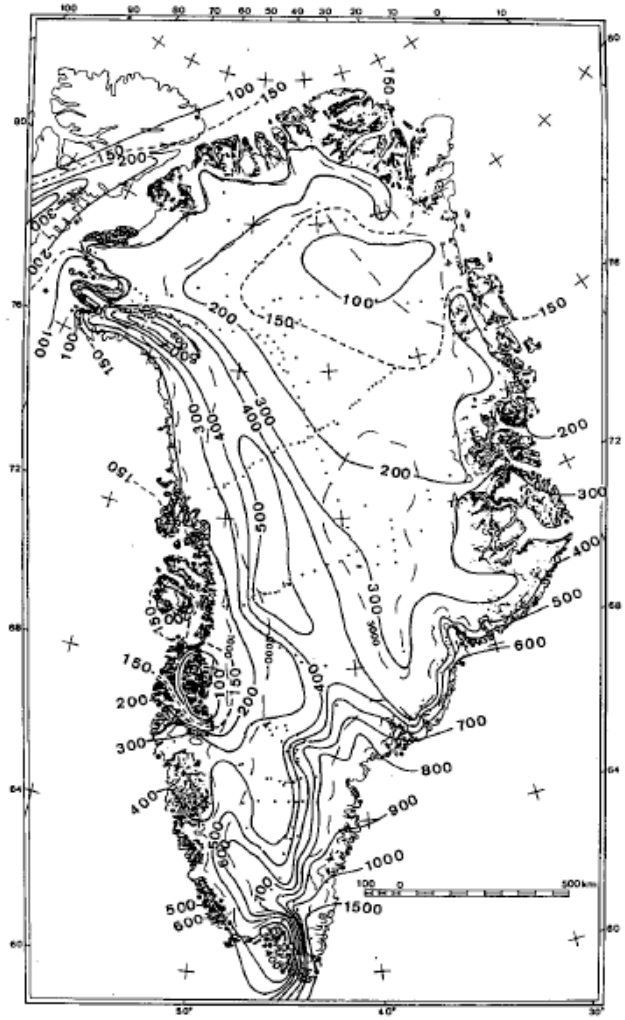


図 3　現在のグリーンランド氷床の年間平均涵養量（mm/年）の観測値の等値線の分布図（Ohmura and Reeh, 1991）

グリーンランド氷床の表面年平均気温の観測地は、−10〜−30℃であり、氷床内陸部の標高の高い地域で最も低温で、海岸に向かって標高が低くなるにつれて気温も上昇する（図 2）。年間平均涵養量は、緯度が高くなるにつれて減少し、南東部に最大値が存在し、そこから Melville Bay 方向の西部海岸方向に沿って涵養量の大きい帯状の部分が伸び、北東グリーンランド地域に最小値が存在する（図 3）。

グリーンランド氷床は、2つの分離したドーム状の高まりから構成されており（図 4）、全氷床量の15%を占める南部のドームは、標高500mの基盤岩上に存在するため気候的に非常に敏感に応答する。一方、北部のドームのほとんどは、現在の海水準以下の高度で着底しており、気候的にも比較的安定している。グリーンランドの氷床変動は、気候変化だけでなく、氷流としての氷床の主要な排出部となるフィヨルドや大陸棚上の海底谷の規模などの地形的要因にも支配される（例えば、北西部の Melville Bugt (Bay) の沿岸部から続く深く幅広い海底谷や、北東部の浅く複雑な大陸棚の地形など）。

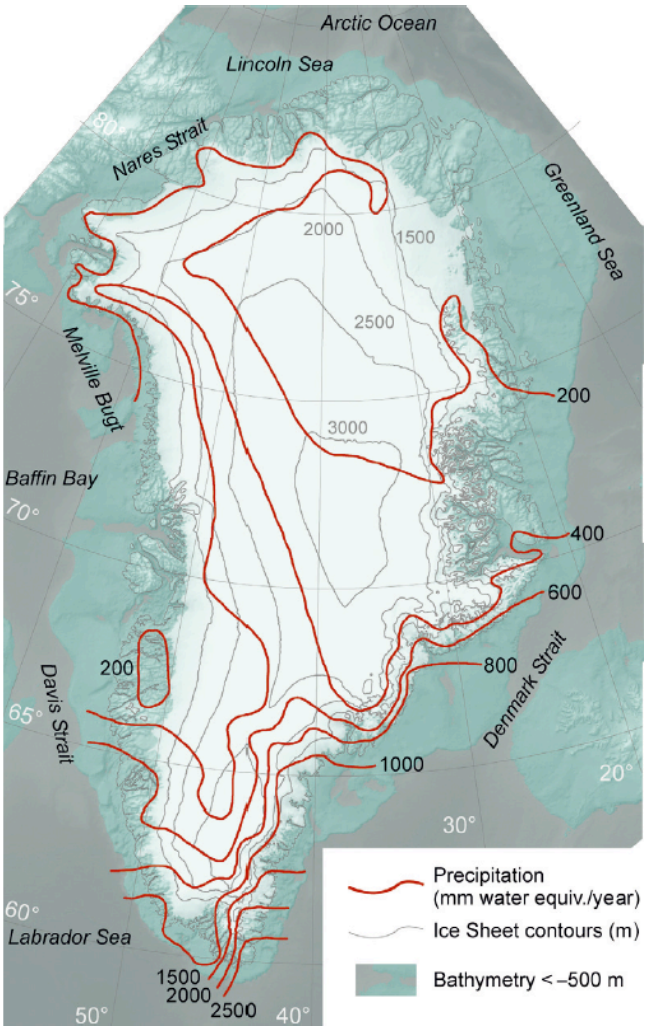


図 4　現在のグリーンランド氷床の標高と大陸棚の海底地形（Funder et al., 2011）

(2) 南極氷床

南極氷床は、地球上最大の氷床であり、大陸としては世界で最も高い平均表面高度を持つ。最近公表された基盤地形データに基づいた南極氷床に関する諸データを表 1に示す。

表 1 2つの氷床基盤地形データ（Bedmap1 と Bedmap2）に基づく南極氷床の面積、体積、平均氷床層厚等の諸データ（Fretwell et al., 2013）、Bedmap2が最新のデータである

	Bedmap1	Bedmap2
Area including ice shelves (10^6 km^2)	13.987	13.924
Area excluding ice shelves (10^6 km^2)	12.351	12.295
Volume including ice shelves (10^6 km^3)	26.07	26.92
Volume excluding ice shelves (10^6 km^3)	25.34	26.54
Mean thickness including ice shelves (m)	1859	1937
Mean thickness excluding ice shelves (m)	2034	2126
Thickest ice Astrolabe Subglacial Basin (m)	4897	4897
Mean bed depth (m)	155.2	82.8
Deepest bed point was Bentley Subglacial Trough (m), now Byrd Glacier	−2496	−2870
Area below sea level (10^6 km^2)	5.01	5.50
% of total grounded area	40.6	44.7
Potential sea-level equivalent	57 m	58 m

南極氷床の表面年平均気温の観測地は、−10～−60℃であり、氷床内陸部の標高の高い地域で最も低温で、海岸に向かって標高が低くなるにつれて気温も上昇する。最低気温は極点よりもやや東南極側に存在する（図 5）。年間平均涵養量の最大値は、東南極の中央部に低い領域が広がり、南極半島上で高い領域が存在する（図 6）。

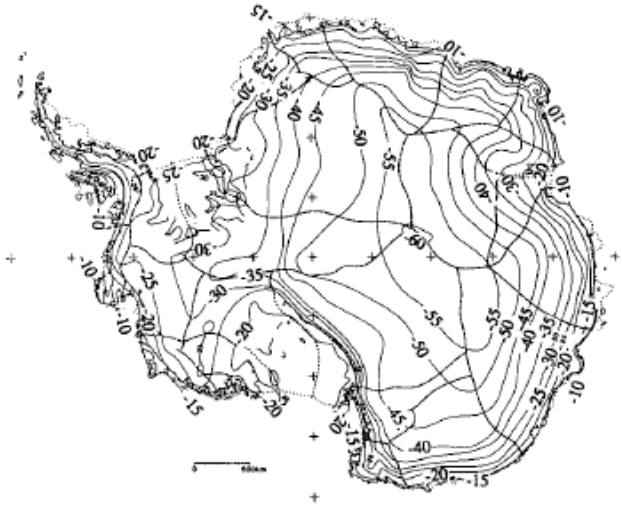


図 5 現在の南極氷床の表面年平均気温（℃）の観測値の等値線の分布図（Giovinetto et al., 1990）

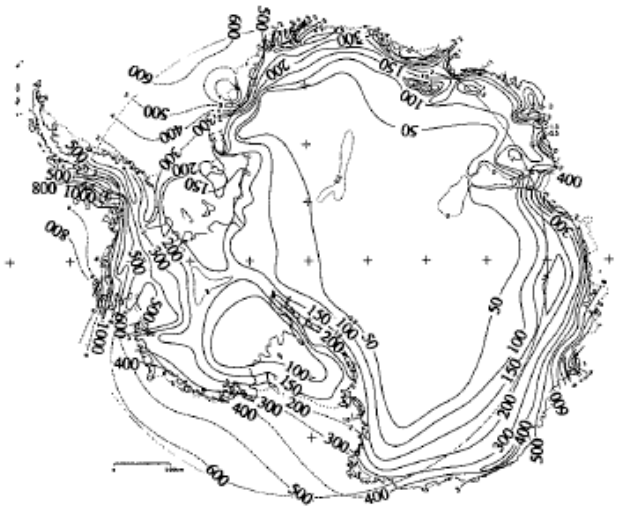


図 6 現在の南極氷床の年間平均涵養量（mm/年）の観測値の等値線の分布図（Giovinetto et al., 1990）

南極氷床は、南極横断山脈を境に、東部（およそ西経30°から東経165°の間の東側の範囲）の東南極氷床と西部（同、西側の範囲）の西南極氷床に区分され、それぞれ独立した挙動を示す（図 7）。ただし、南極半島部は、通常、西南極氷床には含めない（Bindschadler, 2007）。

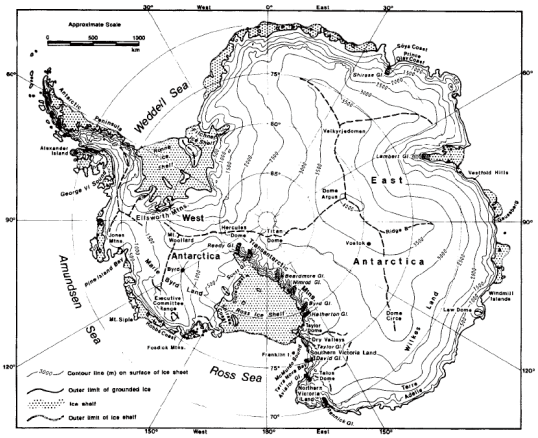


図 7 現在の南極氷床の標高と氷床の区分（Denton et al., 1991）

東南極氷床は、Wilekes Land 付近のような巨大な氷底下の盆地を除けば、ほとんどの地域がガンブルツェフ山脈などのような山地を含む大陸地殻の上に存在している。氷床の最高点は、東南極の中央部に近いドームA（Dome Argus）付近で、標高4000mを超えている。

西南極氷床は世界で最大の２つの棚氷である、ロス棚氷とロンネ棚氷を含んでおり、ほとんどが現在の海水準下で着底している「海洋氷床」である。この氷床は、南極横断山地と沿岸山地の間の平均数km以上の深度の深い盆地を埋めている。薄い海洋地殻は、大きな地殻熱流量を氷床底にもたらすため、氷床底は多くの地域で融点に近い状態になっているため、氷床は柔らかく容易に変形しやすくなっている。

(3) グリーンランド氷床と南極氷床の質量収支

一般に質量収支は標高が高くなるとともに増大するが、一方で低温の大気中の水分含量の低下によって増大の程度は小さくなる（図 8）。気候が温暖化すると、質量収支の場が全体に上方にシフトするので、グリーンランド氷床では全体の質量収支は減少し、（東）南極氷床では、増大する。

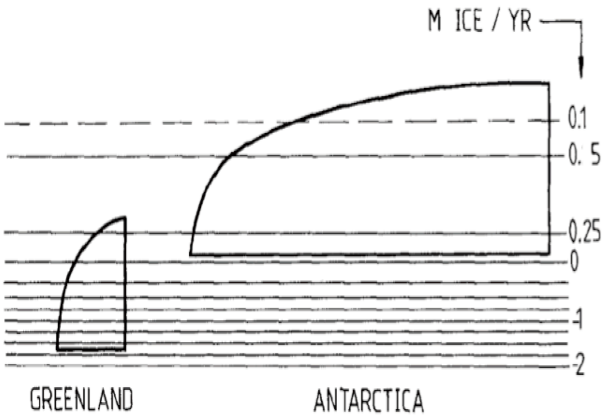


図 8　グリーンランド氷床と南極氷床の質量収支の状態を標高に投影した概念図（Oerleman and van der Veen, 1989）

なお、現在のグリーンランドの平衡線は、海面より高い高度（約1,400～1,600m）に位置する（Tedesco et al., 2013）が、南極氷床の平衡線は海面高度に存在する。そのため、現在の南極氷床の場合は主要な消耗のプロセスはカービングによる氷山の流出が中心になる（Sugden and John, 1976）。

3. 最近の氷床変動：人工衛星測地データの成果と問題点

氷床は、広大な面積と複雑な消耗プロセスをもつため、限られた地域の現地観測だけでは、全体の質量収支を把握することは難しかった。この問題点を解決するために、1990年代以降、人工衛星測地データによるグリーンランド氷床と南極氷床の質量収支観測が行われてきた。人工衛星測地データによる氷床質量収支の観測方法には主として次の3つの方法がある（三浦、2011）。

（1）質量収支法：衛星からのマイクロ波計測を用いて、氷床コアに認められる年層を複数の地点で対比することで涵養量を推定し、一方、地震探査やアイスレーダーで知られる氷厚と衛星からのInSAR（Interferometric Synthetic Aperture Rader）とGPSのデータから得られる氷の流速を用いて消耗量を推定することで、両者の差から質量収支を計算する方法

（2）氷床表面高度の繰り返し測定法：基盤高度と雪氷の深さ方向の密度分布がわかれば、表面高度の時間変化は質量収支を示すため、航空機や衛星に搭載した高度計（SRALT : Satellite radar altimetry）のデータを用いて、繰り返し、氷床表面高度を計測することで質量収支を計算する方法

（3）重力変化にもとづく直接質量変化測定法 : 2002 年に打ち上げられたGRACE（Gravity Recovery and Climate Experiment）の衛星重力データを用いることで、氷床全体の質量の変動を直接明らかにする方法

しかし、得られた結果には、観測データや解析ごとに大きな相違が存在していた（Lemke et al., 2007）。その原因としては、例えば、InSARとGPSを用いた質量収支法による解析では、氷の表面の流動速度と深部での流動速度が必ずしも一致しないため、一般に表面の流速で見積もった消耗量の値は過剰評価になっている可能性がある。また、衛星搭載高度計（SRALT）を用いた氷床表面高度の繰り返し測定法による解析では、氷の質量を見積もるための、深度方向のフィルンの密度の正確な見積もりの困難さが、正確な涵養量と消耗量の算出の障害となっている。GRACEのデータに関しては、最終氷期最盛期に拡大した氷床の縮小によって生じるポストグレーシャルリバウンドのために、表面質量の変動と地球内部の質量の変動を分離できないことが問題になる。

Shepherd et al.（2012）は、これらの問題を解決するために、3種の人工衛星測地データによる質量収支の結果について、共通の時間と空間と補正法法を用いて比較することで再評価を行った。その結果、1992～2011年の期間の質量収支は、グリーンランド氷床が−142±49 Gt/年、東南極氷床が＋14±43 Gt/年、西南極氷床が−65±26 Gt/年、南極半島が−20±14 Gt/年となり、極地氷床全体としてのグローバルな海面上昇率は、0.59±0.20 mm/年の値が得られた。

しかし、GPSを用いた氷床表面高度の測定と衛星重力による直接質量変化の測定は、最終氷期最盛期とそれ以降の氷床の分布範囲とその形状・体積（質量）が正確に復元されない限り、氷床

そのものの変化と地殻変動の分離を行えないないため、人工衛星測地データの正確な評価はできない。

4. 最終氷期最盛期以降の氷床変動史の復元と問題点

最終氷期最盛期とそれ以降の氷床変動史の復元手法には大きく分けて2つの方法がある。ひとつは、① 氷河学的方法であり、もうひとつは、② GIA（Glacial Isostatic Adjustment）による方法である。

いずれの場合も、まず、最終氷期最盛期以降の氷床縁位置の分布と変化の復元図が必要になる。グリーンランド氷床も南極氷床も、最終氷期最盛期には氷床縁の末端位置は、大陸棚上に存在した。そのため、海洋観測船（砕氷船ないし耐氷船）による海底地形地質調査（氷河地形の認定）と海底堆積物コアの採取（堆積物の年代測定による氷床の拡大縮小に時間軸を入れる）が必要になる。最終氷期最盛期以降のグリーンランドの氷床縁の位置については、南部は陸上と海底の大陸棚上の地形地質調査によってほぼ明らかにされているが、北部については大陸棚地形から推定されているのみでまだ十分に明らかにされていない（例えば、Funder et al., 2011）。南極氷床の場合は、ロス海や一部の地域を除き、まだ多くの地域で、大陸棚上の氷河地形地質と年代測定は進んでいない。

次に、最終氷期最盛期の氷床高度の分布とその変化の復元図を作成する必要がある。① 氷河学的方法では、氷床縁の位置を確定した上で、当時の気候状態から推定される涵養量、消耗量、氷床流動速度などを与えて計算によって、定常状態になった状態の氷床を復元する。この方法による最も代表的な氷床復元の例は、CLIMAPモデル（Denton and Hughes, 1981）である。この方法によって得られた、最終氷期最盛期のグリーンランド氷床の復元図には、大陸棚末端まで拡大した最大モデルと、末端まで拡大していなかった最小モデルがある。CLIMAPによる、最終氷期最盛期の南極氷床モデルは、ひとつしかなく、最終氷期最盛期には大陸棚末端まで拡大したことが前提になっている。一方、② GIA（Glacial Isostatic Adjustment）による方法では、完新世の最高位旧汀線高度・海面変化曲線と地球（マントル）の粘弾性モデルを用いて、過去に地殻の上に載っていた氷床の質量変化（体積）を推定する方法である（図9：三浦、2012）。グリーンランド氷床のGIA法による最終氷期最盛期の氷床復元には、Tushingham and Peltier (1991) のICE-3Gモデル、Okuno and Nakada (1999) のARC4モデル、Fleming and Lambeck（2004）のモデルなどがある。しかし、これらの復元図では、いずれも東部と西部と北部の3地域に特異的に融解量の大きな地域が存在している。このような特異な融解量の原因は、1970年代以降に蓄積された完新世旧汀線高度を示すデータ（例えば、Henriksen, 2008）に基づいている。しかし、これらのデータの中には、貝化石の採取高度と年代値だけが示されているものが含まれており、離水地形、地層、化石の産状などの再検討が必要な研究も多い。これらのデータの精査によっては、最終氷期最盛期のグリーンランド氷床の復元図は大きく変更が迫られる可能性がある。南極氷床のGIA法による最終氷期最盛期の氷床復元には、Nakada et al. (2000) のANT5、ANT6、Ivins and James（2005）のIJ05モデルなどがある（Okuno and Miura, 2012）。これらのモデルは、いずれも最終氷期最盛期には南極氷床は大陸棚末端まで拡大していたとするCLIMAPモデルの考えを継承しているが、東南極の一部では、これとは異なる地形地質学的証拠も得られている（例えば、Miura et al., 1998; Mackintosh et al., 2013）。また、南極大陸の海岸では信頼度の高い完新世最高位旧汀線高度と完新世海面変化曲線のデータは、著しく限られている。今後の南極大陸棚の氷河地形地質とその編年、隆起海浜地形地質の広域の精査に基づく完新世海面変化データの増加によっては、最終氷期最盛期の南極氷床の復元も大きく異なったものになる可能性が残されている。

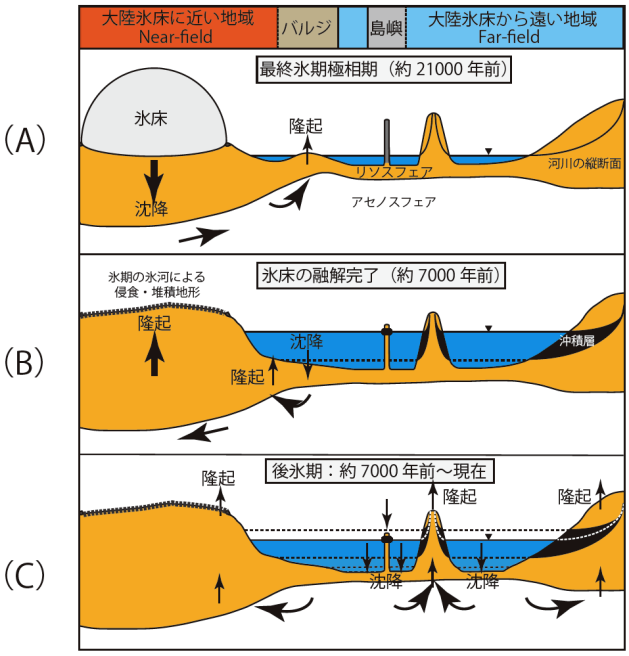


図9　氷床変動にともなうグレイシオハイドロアイソスタシーと地形変化の模式図（三浦、2012）：(A) 最終氷期極相期には, 大陸氷床に近い地域（Near-field）では氷床によって侵食・堆積作用が生じるとともに, 氷床

荷重によるアセノスフェアの移動が生じ, 大陸氷床中央部では沈降, その周辺部ではバルジが生じる。(B) 北半球氷床がほぼ融解した後, 大陸氷床に近い地域 (Near-field) では, アセノスフェアの再移動が生じて, 氷床域での隆起, 周辺部での沈降が生じる。(C) その後, 増加した海水の荷重で大洋底下のアセノスフェアが移動して, 大洋底が沈降する. 流動したアセノスフェアは, 大陸の縁辺の下に移動してそれらを隆起させる。これらの効果のため、氷床の存在した地域では完新世の高海面とそのごの相対的海面低下が生じる。相対的海面変化と氷床下のアセノスフェアの粘弾性モデルを組み合わせることで、最終氷期最盛期とそれ以降の氷床荷重変化の歴史を復元することができる。

上記の、① 氷河学的方法でも、② GIAによる方法のいずれの場合も、地形学的な方法でしか得られないデータが多い。それらをまとめると以下の3つにまとめられる。

① 地域ごとに個々の氷床の存在範囲と縮小過程の推定（陸上および海底の氷河地形地質調査）

② 地域ごとに個々の氷床の層厚変化の推定（海岸地形地質に基づく完新世海面変化曲線とGIAモデル）

③ 地域ごとに個々の氷床底環境の状態（融解していたか凍結していたか）の変化の推定（氷河地形地質）

5. まとめ

まとめとして、図 1で示した内容を、以下に示す。

（1）人工衛星測地データを正しく評価し、現在のグリーンランド氷床と南極氷床の正確な質量収支と海面変化への寄与量を明らかにするためには、最終氷期最盛期とそれ以降の極地氷床の変動史の復元が必要である。

（2）将来のグリーンランド氷床と南極氷床の融解の過程を推定するためには、大気海洋大循環モデル（AOGCM）の精度を向上させる必要がある。このためには、現在とは異なる環境状態（例えば、最終氷期最盛期）における気温や大気組成、氷床の拡大規模・体積、海面高度などのデータセットをモデルに組み込んでゆく必要がある。過去の気温や大気組成は氷床コアのデータから得られるが、氷床の拡大規模・体積や海面高度はローカルな地形学的な方法でしか得ることができないデータであることを強調したい。

引用文献

Bamber J. L., Layberry, R.L., Gogineni, S.P. 2001. A new ice thickness and bed data set for the Greenland ice sheet: 1. Measurement, data reduction, and errors. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106, 33773-33780.

Bindschadler, R. 2007. Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet. In "*Encyclopedia of Quaternary Science*" ed. Elias, S.A., 1296-1305., Elsevier, Amsterdam, The Netherand.

Denton, G.H. and Hughes, T.J. eds. 1981. "*The Last Great Ice Sheets*." John Wiley & Sons, New York, USA.

Denton, G.H. Denton, G.H., Prentice, M.L., Burckle, L.H., 1991. Cainozoic history of the Antarctic ice sheet. In "Geology of Antarctica" ed. Tingey, R.J., 364-433., Oxford University Press, New York.

Fleming, K. and Lambeck, K. 2004. Constraints on the Greenland Ice Sheet since the Last Glacial Maximum from sea-level observations and glacial-rebound models. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1053–1077.

Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barrand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D.D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J., Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J. A., Hindmarsh, R.C.A., Holmlund, P., Holt, J.W., Jacobel, R. W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E.C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K.A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B. P., Matsuoka, K., Mouginot, J., Nitsche, F.O., Nogi, Y., Nost, O.A., Popov, S.V., Rignot, E. , Rippin, D.M., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M.J., Smith, A.M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B.K., Welch, B. C., Wilson, D., Young, D.A. , Xiangbin, C. Zirizzotti, A. 2013. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *The Cryosphere*, 7, 375–393.

Funder, S., Kjeldsen, K.K., Kjaer, K. H. and Cofaigh, C, O. 2011. The Greenland Ice Sheet during the past 300,000 years: A review. In "*Quaternary Glaciations-extent and chronology A Closer Look*" eds. Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D., 699-713. Elsevier.

Giovinetto M., Waters, N.M. Bentley, C.R. 1990. Dependence of Antarctic surface mass balance on temperature, elevation and distance to open ocean. *Journal of Geophysical Research*. 95, 3517–3531.

Lemke, P., Ren, J. , Alley, R. B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R.H., Zhang, T. 2007. Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In "*Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*" eds. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., Miller, H. L., 337-383, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA.

Mackintosh, A,M., Verleyen, E., O'Brien, P.E., White, D.A., Jones, R.S., McKay, R., Dunbar, R., Gore, D.B., Fink, D., Post, A.L., Miura, H., Leventer, A., Goodwin, I., Hodgson, D.A., Lilly, K., Crosta, X., Golledge, N.R., Wagner, B., Berg, S., van Ommen, T., Zwartz, D., Roberts, S.J., Vyverman W., Masse, G. 2013. Retreat history of the East Antarctic Ice Sheet since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, in press.

Miura, H., Maemoku, H., Igarashi, A., Moriwaki, K. 1998. Late Quaternary raised beach deposits and radiocarbon dates of marine fossils around Lutzow-Holm Bay, *National Institute of Polar Research Special Map Series*, No 6,, Tokyo (with explanatory text p. 46).

三浦英樹 2011. 氷床質量収支に関する研究の現状と課題−衛星データによるグリーンランド氷床と南極氷床の最近の変動−. 環境技術、40, 27-33.

三浦英樹 2012. 人類が経験した地球環境：文明成立の背景と人類の未来. 地理科学, 67、97-108.

Nakada, M., Kimura, R., Okuno, J., Moriwaki, K., Miura, H., Maemoku, H., 2000. Late Pleistocene and Holocene melting history of the Antarctic ice sheet derived from sea-level variations. *Marine Geology,* 167, 85-103.

Oerleman, J. and van der Veen, C.J. 1984. "*Ice Sheets and Climate*" D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.

Ohmura, A. 1987. New temperature distribution maps for Greenland. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. 23,1-45.

Ohmura, A. and Reeh, N. 1991. New precipitation and accumulation maps for Greenland. *Journal of Glaciology*, 37, 140-148.

Okuno, J. and Nakada, M. 1999. Total volume and temporal variation of meltwater from last glacial maximum inferred from sea-level observations at Barbados and Tahiti. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 146, 283-293.

Okuno, J. and Miura, H. 2012. Last deglacial relative sea level variations in Antarctica derived from glacial isostatic adjustment modeling. *Geoscience Frontiers*. Geoscience Frontiers, in press.

Shepherd, A., Ivins, E.R., Geruo, A., Barletta, V.R., Bentley, M.J., Bettadpur, S., Briggs, K.H., Bromwich, D.H.,Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M.A., Lenaerts, J.T.M., Li, J., Ligtenberg, S.R.M., Luckman, A., Luthcke, S.B., McMillan, M. Meister, R., Milne, G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J.P., Paden, J., Payne, A.J., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sorensen, L.S., Scambos, T.A., Scheuchl, B., Schrama, E.J.O., Smith, B., Sundal, A.V.,Van Angelen, J.H., Van De Berg, W.J., Van Den Broeke, M.R., Vaughan, D.G., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P.L., Wingham, D.J., Yi, D., Young, D., Zwally, H.J. 2012. A reconciled estimate of ice-sheet mass balance, *Science*, 338, 1183-1189.

Sugden, D.E. and John, B.S. 1976. "*Glaciers and Landscape*" Edward Arnold, London, Great Britain.

Thomas, R., Csatho, B., Davis, C., Kim, C., Krabill, W., Manizade, S., McConnell, J., Sonntag, J. 2001. Mass balance of higher-elevation parts of the Greenland ice sheet. J*ournal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106, 33707-33716.

Tushingham, A.M. and Peltier, W.R. 1991. ICE-3G: a new global model of late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post-glacial relative sea level change. J*ournal of Geophysical Research.*, 96, 4497-4523.

地球科学の情報発信経路としての書籍
Book publication as sending of earth science information

目代邦康（自然保護助成基金）
Kuniyasu MOKUDAI (Pro Natura Foundation Japan)

キーワード： 専門書，電子書籍，流通，科学コミュニケーション
key words: scientific book, eBook, circulation, science communication

Ⅰ はじめに

世界中で様々な科学的な営みが日々行われ，その成果は様々な形で公開されている．個々の科学的な新たな知見は，原著論文として公表され，また，それぞれの分野の体系を総合的に示したものは教科書（text book）として公表されている．さらに，そういった最新の科学の成果を，非専門家や初学者に対してわかりやすくまとめた一般向けの科学書も発行されている．良質な一般向けの科学書は，その分野の蓄積を社会に還元する重要な経路であり，さらにその発行は，将来のその分野の科学者を育てるものことにもなろう．近年日本では，出版不況といわれ，かつてほど書籍が売れなくなっている．しかし，上述した科学の書籍の発行の意義は変わらないものである．

本研究集会（北海道大学低温科学研究所研究集会『氷河変動の地域性に関する地理的検討』2013.6.17-18）で発表のあった，現在の世界各地の氷河に関する知見は，それを書籍としてうまくまとめれば，地球環境問題に関心が高まっている現在，多くの人にとって貴重な情報を届ける書籍となるだろう．そうした専門的な書籍の出版をうまくすすめていくためには，現在の科学書の出版に関しての現在の状況を概観しておくことも必要であろう．本論では，現状を概観し，科学書発行の将来性について論じたい．

Ⅱ 出版界の現状

日本での書籍の推定販売部数は，2008 年で 7 億 5126 万冊，推定販売金額は 7000 億円超で，1996 年以降年々減少している（全国出版協会出版科学研究所，2009）．ただし，新刊点数はそれとは関係なく年々増加している．出版社は，新刊を数多く発行することにより，販売金額を維持しようとしている．ただしこの状態は，新刊本がすぐに店頭から消え出版社に返本されるということを示している．

このような返本が早い状況は，書籍が雑誌化しているということを示しているといえる．これは，近年の新書ブームや，科学の入門書でもブームとなると同様の書籍が次々に発行される状況をみても明らかであろう．このような状況の中で，手間をかけ，印刷部数も少なく，値段が高い科学の専門書というのは，現在の書籍の流通・販売形態には乗りにくい部類のものといえるであろう．

Ⅲ 科学専門書の現在の状況

科学専門書の発行部数は，分野にもよるがおおむね数百部から数千部といったところである．複数の大学教員によって，教養課程の授業の教科書に採用されれば，毎年数百から千部売れることになり，増刷され筆者，出版社に利益をもたらすが，そうでなければ，多くの書籍はほとんど，増刷，再版はされない．活断層研究会の「新編日本の活断層」が，兵庫県南部地震のあと例外的に大量に売れたことがあったが，ごく希な例である．

一般の読者の図書購入点数や金額が減っているなかで，現在大学図書館，公共図書館の図書購入金額も減っている（佐藤，2008）．地球科学系の専門書は，かつては，地質，土木コンサルタント会社，大学，研究機関に購入されていたが，国家財政における公共事業費の減少により地質，土木コンサルタント会社での購入がなくなり，さらに，現在では，大学図書館での購入が減少している．これは，発行部数の少ない専門書には大きな影響を与える出来事である．

出版社は，その書籍の出版は，採算がとれるかとれないかという点は大きな関心事である．販売リスクを負うのは，出版社であるため，売れるような書籍にするためには，著者の意向だけでなく出版社の意向も反映されたものとなる．そういった書籍と，研究者が自由な発想で研究をし得た研究成果をまとめたものは，性質の異なるものと理解した方がいいだろう．このような状況も専門科学書の発行を難しくしている一因といえるだろう（図 1）．

Ⅳ 科学専門書の売り方

これまで述べてきたような，出版界をとりまく状況は，科学専門書発行に対してきわめて強い逆風の状態といえよう．

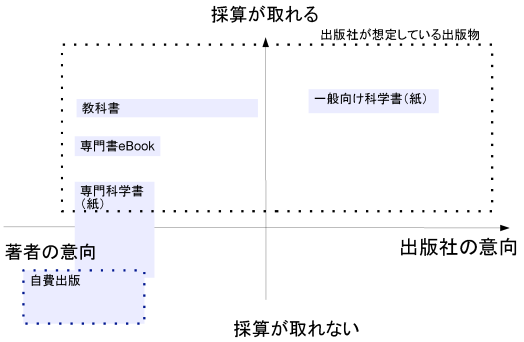


図１　書籍の性質と採算性

そうした中，インターネットの普及した現在，電子出版のフォーマットが整えられ，徐々に普及してきている．電子出版であれば，出版社は在庫を抱える必要がなく，発送，輸送コストもほとんど必要ない．さらに絶版のリスクもほとんどない．儲けを出すということよりも，科学の情報を伝えたいという執筆者である専門家の意向に適した出版形態といえる．

この電子出版に関しては，日本地質学会が，近年その発行をサポートするサービスを開始している．原稿を学会に提出すると，校正・修正したのち，日本地質学会として承認して出版する．これまで，それぞれの出版社が担ってきた歴史的な蓄積から生まれる書籍の権威性を学会が担うことにより，物流の経路をもたなくとも，容易に出版物が発行できるという仕組みである．既に日本，海外問わず学術雑誌の論文では，電子化が進んでおり，欧米の科学専門書では電子書籍の出版事業は進んでいる．日本でも今後専門分野の電子書籍の出版は，十分広がっていく可能性があるだろう．

地球科学の研究成果には，日本や世界各地の美しい景観などの写真が含まれることが多い．これまでの紙の出版物であればカラー印刷にすると印刷経費が高くなったが，電子出版の場合では，カラーかモノクロかは，データを受信するデバイスの性能に依存する．電子出版であれば，動画，音声なども電子書籍の中に取り入れることができる．著者は制作コストをあまり気にすることなく，多様な表現方法で各自の成果を示すことが可能となる．

電子書籍は，デジタルデータであるが，デジタルデータであることを前提として作成されたコンテンツはボーンデジタル（born-digital）と呼ばれ，近年爆発的に増加している．大学の図書館でも，従来の本を基本とした収蔵の仕組みから，ボーンデジタルの収蔵のための仕組みが構築されつつある．このような状況であるため，科学者は，その成果の公表，流通について，複数の選択肢を持つことになる．すなわち，1）本として作成し本として流通させる．2）本として作成し本と電子書籍として流通させる．3）ボーンデジタルとして作成しボーンデジタルとして流通させる．多様なデータを元に議論をくみたてる科学専門書であれば，3)の方法は十分検討に値するものであろう．

Ⅴ 国際的な情報発信

これまで，地球科学の分野において，日本人の行ってきた研究には先進的なものが数多くあったが，その成果が日本語で記述されていると，国際的にはあまり認知されてないということがしばしばあった．それが日本語の書籍として発行されているものであれば，それを英語化して海外で販売するということは，手続き上大変面倒であり，最初から英語の書籍として作成しない限り，日本語の科学専門書籍が外国語に翻訳されるということは，ごくわずかな例を除いてほとんどない．しかし，電子書籍であれば，翻訳し，大学リポジトリなどを利用し多言語版の書籍を公開することはできるだろう．無料でなくても，Amazon などの電子出版販売の経路を使えば，これまでのような海外出版社との煩雑な契約など結ばなくとも国際的に情報発信することができる．インターネットによる流通コストの削減は，日本国内だけでなく，世界中に向けて情報発信をする際に，その効果が最大限現れるものである．

Ⅵ おわりに

現在，「情報」は，相当な量を様々な方法で得ることができる．しかし，その質は様々であり，非専門家にとっては，何が質の高い情報であるのか，判断しにくい状況になっている．そうした中で，長期間のフィールドワークに基づき得られた知見というのは，貴重な価値を持つものであり，それは公表され多くの人と共有されるべきものであろう．そうした情報をより効率的に発信するためには，どのような方法がありうるのか，また，その情報のやりとりをするコミュニケーションの場をだれがどのように維持するのか，今後，科学者は今まで以上に考えていかなければならないだろう．

文献

全国出版協会出版科学研究所 2009.「出版指標年報」全国出版協会.

佐藤　翔 2008. 出版市場の縮小ペースより図書館の資料費減額ペースの方が早い，とかなんとか.
http://d.hatena.ne.jp/min2-fly/20080302/1204482354

平成 25 年度
北海道大学低温科学研究所共同利用研究集会
『氷河変動の地域性に関する地理的検討』報告書

編集：朝日克彦
発行：2014 年 5 月