

ネパール・ヒマラヤの近年の氷河縮小に
関する数値実験的研究

内藤 望

報告番号 甲第 4918 号

①

主論文

ネパール・ヒマラヤの近年の氷河縮小に
関する数値実験的研究

内藤 望

要 旨

最近の観測により、ネパール・ヒマラヤの氷河は特に 1990 年代に入ってから以前にも増して急速に縮小しており、その縮小は世界的にみても非常に大きなものであることが分かってきた。これはネパール・ヒマラヤの氷河が、夏期に降水が集中する夏期涵養型氷河であることが影響していると考えられている。また従来縮小量の定量的把握が遅れていた、岩屑などのデブリ（氷河堆積物）に覆われた大型の氷河に関しても、クンプ氷河およびリルン氷河において表面レベル低下量（氷厚減少量）が直接観測された。その結果、デブリを伴わない小型の氷河の縮小に比しても同程度の速さで、表面が低下し縮小していることが判明した。デブリに覆われた氷河はネパール・ヒマラヤの氷河面積の大半を占めるため、これはヒマラヤにおける氷河変動傾向の全体像を探る上で欠かせない重要な観測事実である。

しかし氷河の末端位置の変化や表面レベルの変化で表される氷河の変動は、降雪や融解といった質量収支に加えて氷河流動過程の結果でもある。そこで質量収支と流動の双方を考慮する氷河変動モデルを用いて、夏期涵養型氷河とデブリに覆われた氷河という、ネパール・ヒマラヤの氷河を特徴づける二大特性に着目した研究を行った。すなわち氷河変動モデルによって夏期涵養型氷河の変動特性を調べ、さらにデブリの融解促進／抑制効果を簡易的に取り入れた世界でも初めての氷河変動モデルを開発した。これらにより、ヒマラヤの近年の氷河縮小の特性を明らかにし、それをもとに将来の変動を予測することを本研究の目的とした。

まず気候変化に対する夏期涵養型氷河の応答特性に関して数値実験を行った。氷河の応答における本質的な特徴を明瞭にするため、気候条件および地形条件を簡略化した理想的な夏期涵養型氷河を仮想した。定常状態にある仮想氷河に対して気温が突然上昇する場合、または降水量が突然減少する場合の、氷河体積の縮小規模および縮小に要する時間について数値実験の結果を整理した。気温と降水量の変化幅は、ネパール・ヒマラヤ東部に位置する気象官署の最近 20 年間の気象データにおける年平均気温と年間降水量の標準偏差を基準とした。その結果、少なくともネパール東部における最近の氷河変動は、その縮小の規模および速さともに降水量の変化よりも気温の変化によってより強く支配されているという結論を得た。そして氷河縮小に要する時間は、縮小の規模が

十分に大きくなると急激に短くなるという傾向を持つことも判明した。また対称的な冬期涵養型氷河と比較した結果、夏期涵養型氷河の縮小は、気温変化に対しては速くて、降水量変化に対してはやや遅いという特性も見られた。

続いて、ネパール・ヒマラヤにおいて典型的なデブリに覆われた大型氷河であるクンプ氷河に対して、その消耗域の1978～1999年における縮小を再現する新たな氷河変動モデルを構築した。このモデルでは、まずデブリの影響のない裸氷状態での質量収支を計算した上で、デブリの厚さに応じてその質量収支を増減するという手法をとった。デブリの厚さは、氷河の流動に伴う運搬と融解に伴う氷河氷内部からの析出を考慮して、時間によって変化させた。このモデルによるクンプ氷河消耗域の縮小再現に対する、主要なパラメータの影響を調べたところ、上流部における再現結果は涵養域からの流量による影響が大きく、下流部における再現結果はデブリの融解促進/抑制効果の取り扱いによる影響が大きいことが分かった。ただし氷河流動の中で最も不確定な要素といえる氷河底部の流動に関しては、その取り扱いの差異はこの20年程度の縮小を再現する場合にはさほど影響を与えないことも判明した。そしてこのモデルを用いて将来の変動を予測したところ、このまま特に大きな気候変化がなくともクンプ氷河の縮小は続くであろうことが示された。特に今後の縮小の様相として、消耗域中流部に凹部が形成、拡大し、2040年前後にこの部分を境にクンプ氷河が上下に分断されるという予測を示した。万一この氷河分断地点に氷河の融解水が貯えられるならば、クンプ氷河に大きな氷河湖が形成されることとなろう。

目 次

要旨	i
図表一覧	v
記号一覧	vii
第1章 はじめに	1
1.1 研究の背景	1
1.2 研究の目的と概略	3
第2章 氷河変動モデル	5
2.1 基本構造	5
2.2 質量収支計算	8
2.3 流量計算	9
第3章 観測事実	19
3.1 C型氷河の縮小	21
3.2 クンプ氷河	25
3.3 リルン氷河	30
3.4 結論	38
第4章 夏期涵養型氷河の変動特性に関する数値実験	40
4.1 実験の目的と条件	40
4.2 実験の手順	43
4.2.1 標準定常状態	43
4.2.2 気候変化に対する感度実験	44
4.3 結果と考察	46
4.3.1 氷河体積変化規模	46
4.3.2 応答時間	50
4.4 結論	54

第5章 クンブ氷河消耗域の縮小に関する数値実験.....	55
5.1 実験の背景と条件.....	55
5.2 計算方法.....	56
5.2.1 質量収支とデブリの厚さ.....	56
5.2.2 クンブ氷河における流量計算.....	60
5.3 結果と考察.....	62
5.3.1 1978～1999年の縮小再現.....	62
5.3.2 表面低下に対する融解と圧縮効果の関係.....	63
5.3.3 将来の変動予測.....	64
5.3.4 デブリの厚さ変化.....	65
5.3.5 主要パラメータに対する感度実験.....	66
5.4 結論.....	68
第6章 結論と課題の総括.....	70
謝辞.....	73
引用文献.....	75

図表一覧

図 2.1	氷河変動モデルの概念図.....	6
図 2.2	層流近似に側方摩擦効果を取り入れる係数 shape factor.....	14
図 3.1	ネパール・ヒマラヤの各地域と代表的氷河の位置.....	19
図 3.2	ショロン (ソル) -クンプ地方の氷河分布図.....	20
図 3.3	世界各地の氷河縮小の比較.....	25
図 3.4	クンプ氷河概念図.....	26
図 3.5	クンプ氷河消耗域の氷厚測定結果.....	29
図 3.6	クンプ氷河消耗域の流動方向に沿った断面図.....	30
図 3.7	リルン氷河概念図.....	31
図 3.8	リルン氷河の氷河横断方向に沿った表面プロファイルの変化.....	32
図 3.9	リルン氷河消耗域の氷厚測定結果.....	34
図 3.10	リルン氷河消耗域の流動方向に沿った断面図.....	35
図 3.11	リルン氷河消耗域における表面水平流速分布.....	36
図 4.1	数値実験で仮定した気温と降水量の季節変化.....	40
図 4.2	標準状態における質量収支各成分の高度分布.....	42
図 4.3	標準定常状態における氷河流動方向断面図.....	43
図 4.4	氷河体積の応答変化例.....	45
図 4.5	氷河長の応答変化例.....	45
図 4.6	気候変化幅に対する氷河体積変化規模.....	46
図 4.7	気候変化幅に対する氷河長変化規模.....	49
図 4.8	気候変化幅に対する平均氷厚変化規模.....	49
図 4.9	気候変化幅に対する応答時間の変化.....	52
図 4.10	氷河体積変化規模と応答時間の関係.....	52
図 5.1	クンプ氷河消耗域の質量収支とデブリの厚さ.....	58
図 5.2	D型氷河に対する変動モデルの概略図.....	59
図 5.3	クンプ氷河消耗域の氷河流動方向に沿った表面流速と底部の流速の分布.....	62
図 5.4	クンプ氷河消耗域における氷河縮小の計算結果.....	63
図 5.5	クンプ氷河消耗域の 1978~1999 年の表面低下への融解と圧縮流の寄与.....	64
図 5.6	クンプ氷河消耗域におけるデブリの厚さ変化の計算結果.....	65
図 5.7	クンプ氷河消耗域における変動モデルの感度実験結果.....	66

表 2.1	流動則の係数 A の推奨値	11
表 3.1	ネパール・ヒマラヤにおける最近 30 年間の氷河末端位置の変動.....	22
表 3.2	ネパール・ヒマラヤの C 型氷河における表面レベル変化速度	23
表 3.3	クンプ氷河消耗域上流部の 1996 年秋期～1999 年春期の表面低下.....	27
表 3.4	アイス・レーダの仕様	28
表 3.5	リルン氷河消耗域の表面レベル変化	33
表 3.6	リルン氷河消耗域における表面水平流速値.....	36
表 3.7	リルン氷河消耗域における圧縮流に伴う表面上昇効果の見積	38
表 4.1	夏期涵養型氷河の変動特性に関する数値実験条件一覧	41
表 4.2	標準定常状態における氷河規模等.....	44
表 5.1	クンプ氷河消耗域の縮小に関する数値実験条件一覧	56

記号一覧

Δt : モデル計算の時間ステップ	D : デブリの表面運搬流量
Δx : control-volume の長さ	Q : 氷河横断面積を通過する氷河体積流量
ΔX : 基本 grid 間隔	$Q_m(x=0)$: 涵養域からの流量
δX : grid 挿入・削除のためのバッファ	u : x 方向の氷河流速
H : 氷厚	z_s, z_b : 氷河表面, 基盤高度
$\langle H \rangle$: 典型的氷厚 (最大氷厚)	u_s, u_b : 表面流速, 底部の流速
W : 氷河幅	f_1, f_2 : shape factor, velocity shape factor
S : 氷河横断面積	U : 通年平均表面流速
V_{cv} : control-volume の体積	U_s, U_w : 夏期, 冬期表面流速
$V_{gl}(t), H_{gl}(t), L_{gl}(t)$: 時刻 t における氷河体積, 平均氷厚, 氷河長	α : 表面傾斜
τ_1, τ_2 : 応答時間 (定義が異なる)	ρ_i : 氷河氷の密度
B : control-volume 表面質量収支 (水当量)	g : 重力加速度
b : 質量収支 (水当量)	n : 氷の流動則べき数
c : 涵養強度	A : 氷の流動則係数
a : 消耗強度	T_i : 氷温
b_t : 末端における質量収支	A_0 : 氷温に依存しない定数
b_a, b_b : デブリに覆われた状態, 裸氷状態での質量収支	Q_0 : creep 活性化エネルギー
r : 裸氷状態に対する質量収支の比	R : 気体定数
p : 降水強度	$\varepsilon_{ij} (i, j = x, y, z)$: 歪み速度
P_a : 年間降水量	$\sigma_i (i = x, y, z)$: 垂直応力
T : 気温	$\tau_i (i = x, y, z)$: 垂直偏差応力
Γ : 気温高度減率	$\tau_{ij} (i, j = x, y, z)$: せん断応力
Δ_T, Δ_p : 気候 (気温, 年間降水量) 変化幅	τ_e : 有効せん断応力
σ_T, σ_p : 年平均気温, 年間降水量の経年変動における標準偏差	τ_b : 底面摩擦
H_d : デブリの厚さ	τ_d : 駆動応力
H_s : デブリ上の積雪層の厚さ	$\bar{\tau}_x$: 深さ方向に平均した τ_x
C_d : 氷河氷中のデブリの濃度	τ_{db}, D_1, D_2 : 縦応力傾度効果の計算に便宜上導入した変数 (式(2.39), (2.46)参照)
ρ_d : デブリの密度	N : 有効圧力
	P_w : 水圧

第1章 はじめに

1.1 研究の背景

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

ヒマラヤを含むアジア・モンスーン地域の氷河は、降水が夏期に集中していることから夏期涵養型氷河と呼ばれる。夏期の降水はわずかな温暖化でも雪から雨へと変化してしまう。そのため気温の上昇による消耗量の増大効果に、降雪が減って涵養量が減少する効果、高いアルベドを持つ新雪で氷河が覆われる割合が減るためにさらに消耗量が増大する効果、と三重の効果で氷河質量収支の減少が進行することになる。このように夏期涵養型氷河の質量収支は、気温変化に対して敏感である (上田, 1983; Fujita and Ageta, 2000)。前述した Meier (1984) や Warrick *et al.* (1996) の予測には、このような夏期涵養型氷河の特性は考慮されていない。したがってヒマラヤ地域において温暖化が本当に進行するのならば、これらの予測よりもヒマラヤの氷河ははるかに急激に縮小することになり、世界の海面上昇へもさらに重大な影響を与える可能性が高いのである。

一方ネパールやブータンのヒマラヤ諸国では、大型氷河の縮小に伴う融解水がターミナル・モレーンで堰き止められてできる氷河湖が各地に多数存在している (Yamada, 1998; GSB, 1999)。このモレーンの堰が決壊すると、大規模な洪水が下流域を襲って莫大な被害を生じる。このような氷河湖決壊洪水 (GLOF: Glacier Lake Outburst Flood) という災害が近年多発する傾向にあり、地域住民にとって切実な問題となっている。

氷河は、GLOF という自然災害の要因になりうる半面で、乾季にも安定した水量を

下流域に供給する貴重な水資源という側面も持っている。さらに雪氷面は高いアルベドで日射の大半を反射することや、摂氏 0°C より高い温度には決してならないことから、地表面が雪氷で覆われているとしないとは放射・熱収支の環境が大きく異なる。よって氷河面積の変化は局地的な気候へ大きな影響を与える。

このようにヒマラヤにおける氷河の変動は、海面上昇といった世界的な問題から地域・局地的な問題にいたるまで、多方面にわたって重大な影響を及ぼす。よってヒマラヤにおける氷河変動の実態を正確に把握し将来を予測することは極めて重要な意味を持っている。

ヒマラヤの氷河はその表面形態から、消耗域を厚い岩屑などのデブリ（氷河堆積物）に覆われたD型氷河（Debris-covered type glacier）と、デブリを伴わないC型氷河（Clean type glacier）とに分類できる（森林, 1974; Moribayashi and Higuchi, 1977）。C型氷河は一般に小型の氷河であり、大型氷河に多いD型氷河はネパール・ヒマラヤの氷河面積の大半を占めている。そのためヒマラヤの氷河変動の全体像を考える上ではD型氷河の変動が重要と言える。しかしD型氷河の消耗域を覆うデブリは厚さが不均一で、極めて起伏に富んだ表面地形を示している。またデブリ域内には氷壁（ice cliff）、氷河上湖（supraglacial lake/pond）や水流が散在し、さらにD型氷河の融解過程を複雑かつ非一様にしている。この複雑な融解過程に加えて氷河面積が広大であることなどから、D型氷河の変動に関する直接観測はC型氷河に比して立ち遅れていた。近年になって人工衛星データを用いた手法（Nakawo *et al.*, 1993; Nakawo and Rana, 1999）によるデブリ域の融解量見積が可能となったことで、ようやくD型氷河の変動を定量的に議論する気運が満ちてきた。

氷河の末端後退や表面低下（氷厚減少）に代表される氷河変動とは、質量収支に加えて氷河流動による圧縮／伸張の効果を併せて考慮せねばならない。そのような研究としては氷河変動モデルを用いるのが代表的な手法と言える。氷河変動モデルによる数値実験的な研究は、欧米の氷河などで広く行われているもののヒマラヤの氷河に対しては僅かに門田らによる一連の研究（Kadota and Ageta, 1992; Kadota *et al.*, 1993, 1997; Kadota, 1997）があるのみである。この一連の研究ではAX010氷河というネパール・ヒマラヤの小型C型氷河を対象とした。AX010氷河では、1978年夏期の現地観測をもとに上田（1983）によって簡便な質量収支の経験則が得られている。夏期涵養という質量収支特性を簡便に反映するこの経験則を氷河流動理論と併せることによって、

AX010 氷河の近年の縮小を再現することに成功し、さらに今後大きな気候変化がない場合でも AX010 氷河は近い将来消滅してしまうであろうと予測したのである。ヒマラヤにおける初の氷河変動に関する数値実験研究と言えるこの一連の研究では、あくまで AX010 氷河という 1 個の小型 C 型氷河のみを対象としていた。したがってヒマラヤの氷河変動の本質を解明するために、夏期涵養という特徴を持つヒマラヤ氷河の変動の一般的な特性を明らかにすること、またヒマラヤのもう一つの特徴である大型 D 型氷河の変動に関して研究することが、急務と考えられてきたのである。

1.2 研究の目的と概略

本研究は、ネパール・ヒマラヤの氷河縮小の特性を明らかにし、それをもとに将来の変動の予測を行うことを念頭においている。この大目標へ向けた研究手段として、本研究は氷河変動モデルを用いた数値実験によった。そしてネパール・ヒマラヤの氷河を特徴づけている「夏期涵養型質量収支」と「D 型氷河」という二つの点に着目した数値実験を実施した。具体的には次のような研究目的を持っている。

- (a) 夏期涵養型氷河の気候変化に対する応答特性を明らかにする
- (b) D 型氷河に対する氷河変動モデルを開発し、将来の変動予測に資する

この目的を受けて、次章以降は以下のように構成されている。

第 2 章では、本研究における「道具」である氷河変動モデルの共通部分について、その考え方や用いている仮定について解説している。氷河変動モデルの基本は質量収支計算と流量計算の二つから成り立っている。本研究における質量収支計算は、上田 (1983) がショロン地方 AX010 氷河において得た気温と降水量からの簡便な経験則を採用している。ただし D 型氷河に対する質量収支計算については、第 5 章で述べている。流量計算については、層流近似を基礎として側方摩擦効果も簡便に考慮した補正を加えている。また縦応力傾度効果や氷河底部における流動など、流量計算に関わる諸問題についても概説している。

第 3 章では、ネパール・ヒマラヤにおける氷河縮小の観測例について、氷河変動モデルの構築に用いたものを含めて紹介、総括している。まずネパール・ヒマラヤの氷河縮小の実態と世界の他地域の氷河との比較を紹介するために、C 型氷河において蓄積された観測事実をレビューとして記した。次に代表的 D 型氷河であるクンプ氷河における

観測結果を記した。これは後の第5章における数値実験の基礎データともなるものである。そして同じくD型氷河であるリルン氷河についての観測結果について記した。リルン氷河では流動観測と氷厚測定をもとにした解析から、圧縮流による表面上昇効果の大きさを見積もり、表面低下と氷河消耗との関係を提示した。

第4章および第5章が本研究の主題である数値実験をもとにした研究を示す部分である。第4章では、上記の目的(a)のために、理想的に単純化した夏期涵養型氷河を仮想した数値実験を行った。つまり傾斜一定の基盤上の氷河を想定し、また気温と降水量の季節変化も正弦曲線を仮定したものである。氷河の定常状態に対して突然の気温上昇または降水の減少という条件を与えて、氷河縮小の規模と速さの両面から議論した。対称的な冬期涵養型氷河も比較のために同様にモデル計算の対象としている。

第5章では、上記目的(b)に対応して、D型氷河に対しては世界的にも初となる氷河変動モデルをクンプ氷河の消耗域を対象として構築した。デブリ域における複雑な融解過程については、まず裸氷状態での質量収支を計算した上で、デブリの厚さに応じて増減するという手法を考案した。そして氷河流動に伴う下流へのデブリ運搬、および融解に伴う氷河内部からのデブリ析出の双方を考慮して、デブリの厚さ自体も時間変化させている。このモデルの主要なパラメータに対する感度実験、およびクンプ氷河の将来の変動を予測した結果についても示している。

最終の第6章では、本研究における主要な結論を総括し、同時に将来に残された課題についてまとめている。

第2章 氷河変動モデル

2.1 基本構造

氷河変動を考える場合の基本式は、氷河体の質量保存を表す連続の式である。谷氷河を想定して、氷河流動方向を横断する方向に輪切り状に分割して考える。氷河氷の密度は涵養域のごく表層のフィルン層を除いて一定とみなしてよいから、連続の式は

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{b}{\rho_i} - \frac{1}{W} \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (2.1)$$

となる。ここで H は氷厚、 b は氷河質量収支（水当量）、 ρ_i は氷河氷の密度、 W は氷河表面の横断幅、 Q は氷河横断面を単位時間に通過する氷河体積流量で、 x は氷河の流線に沿って水平方向下流向きにとる。本研究で対象とする氷河は大陸氷床よりもはるかに小規模であり、アイソスタシー（isostasy）的な氷河基盤高度の変化は考えない。したがって氷厚の変化は氷河表面レベルの変化に等しい。

この連続の式を氷河変動モデルへ適用するに当たって、差分法（finite-difference method）ではなく質量保存則により適した有限体積法（finite-volume method）を用いた。有限体積法における基本単位を control-volume と呼ぶ（Patankar, 1980; Lam and Dowdeswell, 1996）。control-volume はモデル計算の基礎となる grid に対して、隣接する grid 間の中央を control-volume の境界とする（図 2.1）。

式(2.1)を各 control-volume について積分することにより、次式が得られる。

$$\frac{\Delta V_{cv}}{\Delta t} = \frac{B}{\rho_i} - (Q_{out} - Q_{in}) \quad (2.2)$$

ここで V_{cv} は control-volume の体積、 Q_{out} と Q_{in} はそれぞれ control-volume の下流側横断面から流出する流量と上流側横断面から流入する流量を示す。この流量 Q の計算は 2.3 節にて後述する。 B は control-volume の表面全体での氷河質量収支（水当量）の総和を示し、各 control-volume 中の grid における表面質量収支 b を用いて、

$$B = bW\Delta x \quad (2.3)$$

とする。質量収支 b の計算は次の 2.2 節で後述する。 Δx は control-volume の長さである。氷河の源頭部と末端部以外の通常の control-volume では、 Δx は一定の grid 間隔 ΔX に等しい。

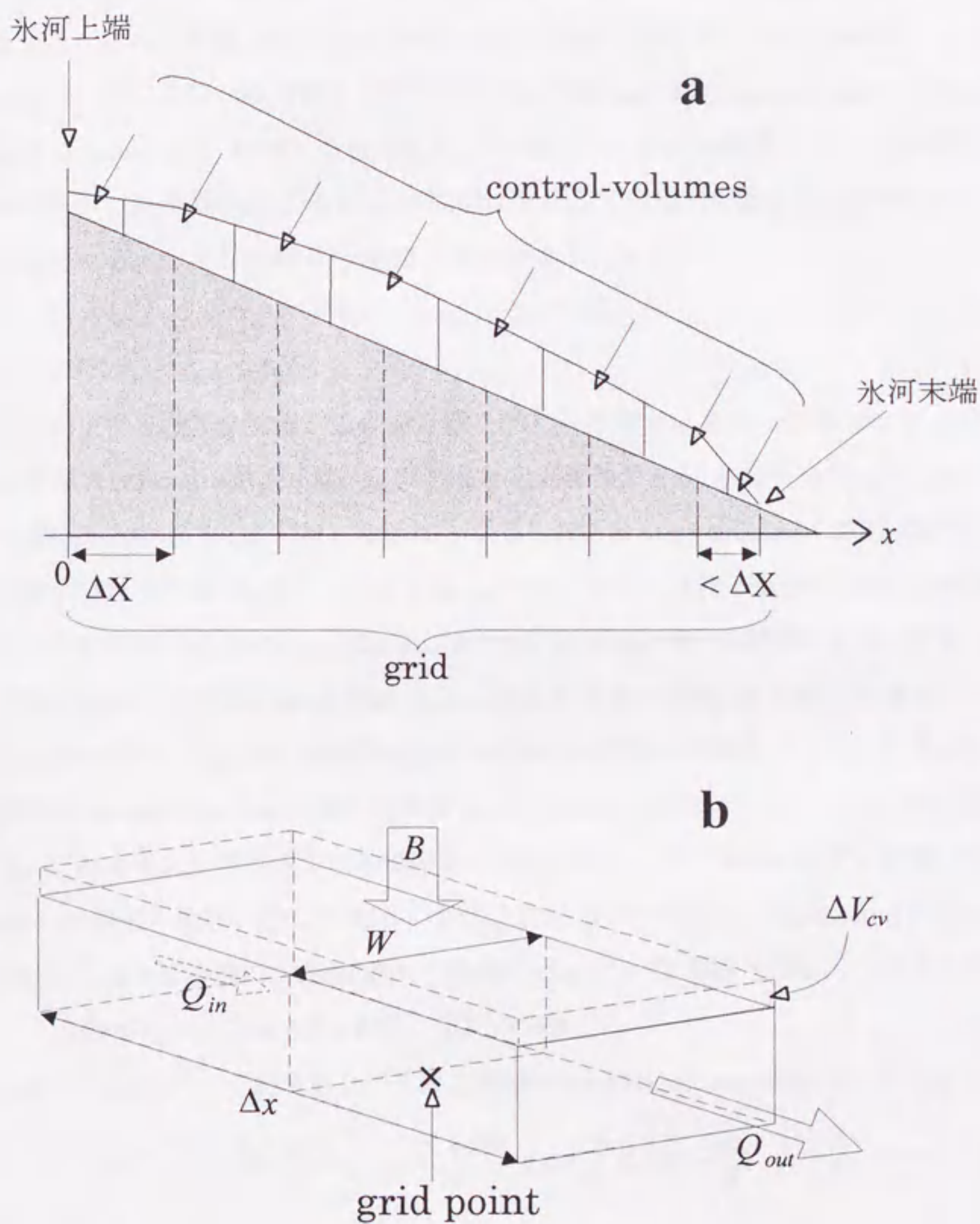


図 2.1 氷河変動モデルの概念図

- (a) control-volume と可変 grid 法の関係を示す氷河流動方向に沿った氷河断面図
- (b) 各 control-volume における連続の式(2.2)の概念図

源頭の control-volume は、まさに源頭の grid を上端とし次の grid との中央を下端とする。よって源頭 control-volume の長さは $\Delta X/2$ となる。一方末端部については、本研究では滑らかな末端変動を再現するための可変 grid 法 (adaptive-grid system: Lam and Dowdeswell, 1996) を採用した。末端以外の grid は源頭から一定の間隔 ΔX で分布するが、末端の grid のみは grid 間隔に関係なく氷厚がゼロとなる位置におくという手法である。つまり grid の x 座標は次式のようなになる。

$$i = 1, 2, 3, \dots, m-2 \text{ の場合: } x_{i+1} - x_i = \Delta X, \quad (2.4)$$

$$0 \leq x_m - x_{m-1} \leq \Delta X \quad (2.5)$$

ここで下付き数字は上流からの grid 数を示し、源頭 grid を x_1 、末端 grid を x_m とする。末端部の control-volume は、 x_m を下端とし上流側の grid との中央 $((x_{m-1} + x_m)/2)$ を上端の横断面とする「くさび状」の形状とする。末端 control-volume における境界条件は、末端における氷厚 $H(x_m) = 0$ および $Q_{out, m} = 0$ である。末端 control-volume の体積 $V_{cv, m}$ は、可変の長さ $\Delta x_m = (x_m - x_{m-1})/2$ および上端における氷厚、氷河幅によって計算される。体積が増加して末端の grid 間隔 $x_m - x_{m-1}$ が通常の grid 間隔 ΔX を越える場合には、新たに grid を挿入する。逆に末端 control-volume の体積が消滅してしまった場合には、上流側の control-volume を新たな末端 control-volume として「くさび状」形状に変換する。このようにして滑らかな末端変動が再現されるが、実際のモデル計算においては grid の挿入・削除に際して細かい計算上の不安定が生じる (Lam and Dowdeswell, 1996)。よって実際には grid 挿入・削除にバッファ δX を設定する。つまり式(2.5)は、

$$\delta X \leq x_m - x_{m-1} \leq \Delta X + \delta X, \quad \delta X \ll \Delta X \quad (2.6)$$

となる。したがって末端およびその上流側の control-volume の長さはそれぞれ

$$\frac{\delta X}{2} \leq \Delta x_m \leq \frac{\Delta X + \delta X}{2}, \quad \frac{\Delta X + \delta X}{2} \leq \Delta x_{m-1} \leq \Delta X + \frac{\delta X}{2} \quad (2.7)$$

となる。ちなみに源頭部における境界条件は、 $Q_{in, 1} = 0$ のみで氷厚 $H(x_1)$ は必ずしもゼロである必要はない。

式(2.2)の時間積分は Crank-Nicholson 法に従う。すなわち式(2.2)を次式で近似する。

$$\frac{V_{cv}^{j+1} - V_{cv}^j}{\Delta t} = \frac{1}{2} \frac{B^j + B^{j+1}}{\rho_i} - \frac{1}{2} \left[(Q_{out}^j + Q_{out}^{j+1}) - (Q_{in}^j + Q_{in}^{j+1}) \right] \quad (2.8)$$

ここで上付きの j や $j+1$ はモデル計算における時間ステップを示す。しかし式(2.8)は次

の時間ステップ $j+1$ における B^{j+1} や Q^{j+1} が得られない限り V_{cv}^{j+1} も得られないという陰解法 (implicit scheme) の一種である。従って陽解法 (explicit scheme) :

$$\frac{V_{cv}^{j+1} - V_{cv}^j}{\Delta t} = \frac{B^j}{\rho_i} - (Q_{out}^j - Q_{in}^j) \quad (2.9)$$

でまず一旦 V_{cv}^{j+1} を予測する。そして予測された氷河表面プロファイルから B^{j+1} や Q^{j+1} を計算し、式(2.8)へ代入することによって V_{cv}^{j+1} が補正できる。この V_{cv}^{j+1} の補正值と予測値とが等しくなければ、 V_{cv}^{j+1} の補正值を新たに予測値として再び補正作業を繰り返す。このような反復計算を、補正值と予測値との差が氷河全域において 0.1%以内に収束するまで実施する。

2.2 質量収支計算

本研究の対象とするヒマラヤの氷河は夏期涵養型質量収支という特徴を持つ。上田 (1983) はヒマラヤの典型的な小型 C 型氷河である AX010 氷河における 1978 年夏期の観測結果から、氷河質量収支と気温、降水量との簡便な経験則を得た。この経験則は Ageta and Kadota (1992) によってさらに改訂された。この経験則は、各質量収支成分を 1 日当たりの質量収支で表すと次のようになる。

$$c = \begin{cases} p, & T < -0.6 \text{ の場合} \\ p(0.85 - 0.24T), & -0.6 \leq T \leq 3.5 \text{ の場合} \\ 0, & T > 3.5 \text{ の場合} \end{cases} \quad (2.10)$$

$$a = \begin{cases} 0, & T < -3.0 \text{ の場合} \\ -0.0001(T + 3.0)^{3.2}, & -3.0 \leq T \leq 2.0 \text{ の場合} \\ -0.009T, & T > 2.0 \text{ の場合} \end{cases} \quad (2.11)$$

$$b = c + a \quad (2.12)$$

ここで T (°C) は日平均気温、 p は日降水量、 c は日涵養量、 a は日消耗量(いずれも m w.e. day^{-1})である。

本研究における質量収支計算は、基本的に式(2.10)~(2.12)に依っている。ただし第 5 章においてはさらにデブリの融解に対する影響を考慮して補正を行っているので注意されたい。

式(2.10)は、気温 -0.6°C 以下と気温 3.5°C 以上では降水がそれぞれ全て降雪と降雨と

なることを示している。降雨は当然氷河の涵養にはならない。また $-0.6\sim 3.5^{\circ}\text{C}$ の気温範囲においては、降水の雨/雪判別は気温に対して線形となることを示している。

一方式(2.11)は、気温 -3.0°C 以下では融解は全く生じず、気温 2.0°C 以上では気温に対して融解は線形に増加することを示している。また $-3.0\sim 2.0^{\circ}\text{C}$ の気温範囲においては、融解量は気温上昇に対して3.2乗で非線形に増加することを示している。この非線形の関係は、観測における表面アルベドの違いを経験的に含んでいるものである。すなわち比較的低温の条件では氷河表面が新雪で覆われている確率が高く、その低いアルベドのために融解が抑制される。しかし高温になれば降水は雪ではなく雨となり新雪で表面が覆われることが少なくなるために表面アルベドが相対的に高く融解が気温に対して線形以上に促進されているのである。ただしここで注意する必要があるのは、あくまでこの式はAX010氷河における1978年夏期の気候条件のもとで得られた経験則であるということである。特に絶対降水量が異なる氷河ではこの式のべき乗や係数が異なる可能性が大きい。

2.3 流量計算

本節では前節までの座標とは異なり、氷河表面に沿って下流方向を正として x 座標、氷河表面に対して垂直方向に上向きを正として z 座標、そしてそれらと直交座標系をなすように氷河横断方向に y 座標をとる。実際のモデル計算においては、このような流量計算用の座標と通常の座標を併用しており、最終的な計算結果は全て通常の座標に変換している。流量計算のみ特別な座標を用いるのは、氷河流動の駆動力として重力の斜面方向成分(本節における x 成分)が重要であり、通常の座標による記述では数式が煩雑になるためである。

氷河表面および氷河底面の z 座標をそれぞれ $z = z_s$, $z = z_b$ とする($z_s - z_b = H$)。また表面傾斜を α とする(ここでは上向きを正とするので、通常は $\alpha < 0$)。

応力平衡式

氷河内の応力成分を、 σ_i が垂直応力、 τ_{ij} がせん断応力を示すとする($i, j = x, y, z$)。氷河

内の応力テンソルは $\begin{pmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_z \end{pmatrix}$ となる。

氷河の流動は極めてゆっくりであるため、流速の加速度を無視して氷河内の応力は平衡状態にあると考えてよい。x方向の応力平衡式は、

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} - \rho_i g \sin \alpha = 0 \quad (2.13)$$

となる。ここで $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$ は重力加速度である。

式(2.13)をz方向に氷河底面から氷河表面まで積分すると、氷河表面では $\tau_{xz} = 0$ であるから、氷河底面における $\tau_{xz} = \tau_b$ (底面せん断応力) は、

$$\tau_b = -\rho_i g H \sin \alpha + \int_b^{z_s} \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} dz + \int_b^{z_s} \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} dz \quad (2.14)$$

となる。底面せん断応力は底面摩擦(basal drag)に等しい。右辺第一項は重力による氷河流動の駆動力 (driving stress) τ_d を示す。

$$\tau_d = -\rho_i g H \sin \alpha \quad (2.15)$$

右辺第二項、第三項はそれぞれ縦応力傾度 (longitudinal stress gradient) 効果、側方摩擦 (lateral drag) 効果と呼ばれる。

氷の流動則

氷の構成方程式 (constitutive equation) として、等方性多結晶氷 (isotropic polycrystalline ice) に対する Glen (1955) の流動則

$$\varepsilon_{ij} = A \tau_e^{n-1} \tau_{ij}, \quad i, j = x, y, z \quad (2.16)$$

が一般に用いられている。ここで、 ε_{ij} は歪み速度 (strain rate) を示す。

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_j}{\partial i} + \frac{\partial u_i}{\partial j} \right), \quad i, j = x, y, z, \quad (u_x, u_y, u_z) = (u, v, w) \quad (2.17)$$

τ_e は有効せん断応力 (effective shear stress) を示す。

$$\tau_e^2 = \frac{1}{2} \sum_{i,j=x,y,z} \tau_{ij}^2 = \frac{1}{2} (\tau_x^2 + \tau_y^2 + \tau_z^2) + \tau_{xy}^2 + \tau_{yz}^2 + \tau_{xz}^2 \quad (2.18)$$

また τ_i は偏差応力 (stress deviator) を示す。

$$\tau_i = \sigma_i - \frac{1}{3}(\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z), \quad i = x, y, z \quad (2.19)$$

偏差応力テンソルは $\begin{pmatrix} \tau_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \tau_y & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \tau_z \end{pmatrix}$ となる。

単結晶氷の結晶構造は極めて非等方的 (anisotropic) であるのだが、多数の単結晶氷が無秩序な結晶方位 (fabric) で集合した多結晶氷では全体として等方的とみなされる。式(2.16)は、そのような多結晶氷に対する実験から得られた経験則である。

指数 n は一般に $n = 3$ の値が広く用いられている。また係数 A は次式のように氷温 T_i (K) に依存するアレニウスの関係式 (Arrhenius relation) で記述される。

$$A = A_0 \exp(-Q_0/RT_i) \quad (2.20)$$

ただし Q_0 はクリープの活性化エネルギー、 R は気体常数 ($= 8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$) を示し、 A_0 は定数である。Weertman (1973)の実験結果によると、活性化エネルギー Q_0 は氷温 -10°C 以下の低温下では平均 60 kJ mol^{-1} 程度で一定であるが、 -10°C 以上では平均 139 kJ mol^{-1} であり融点 0°C に近づくほど増加する。そこで Paterson (1994, p.97)は各種の実験結果や氷河観測結果をもとに、表 2.1 に示すように A の推奨値を提示した。本研究においてもこの推奨値を用いる。

表 2.1 流動則の係数 A の推奨値 (Paterson, 1994)

T_i ($^\circ\text{C}$)	A ($\text{s}^{-1} (\text{kPa})^{-3}$)
0	6.8×10^{-15}
-2	$2.4 \times$
-5	$1.6 \times$
-10	4.9×10^{-16}
-15	$2.9 \times$
-20	$1.7 \times$
-25	9.4×10^{-17}
-30	$5.1 \times$
-35	$2.7 \times$
-40	$1.4 \times$
-45	7.3×10^{-18}
-50	$3.6 \times$

ただし南極氷床やグリーンランド氷床など、長時間にわたって大きな応力のもとにあった氷河氷では、主に結晶の回転によって多結晶氷の結晶方位が徐々に均一化され無

秩序ではなくなることが知られている。そのような非等方性氷に対する流動則は式(2.16)とは異なり、結晶方位に基づく流動則 (Azuma, 1994, 1995) で表すべきである。

しかしヒマラヤにおける氷河氷の結晶方位に関しては、無秩序でなくなっているかどうかも含めて未だ知られていない。よって本研究では、全ての氷河氷を等方的な多結晶氷とみなし、式(2.16)を流動則として採用する。

また氷河氷がデブリを含んでいる場合、氷の塑性変形に影響を与える可能性も考えられる。Hooke *et al.* (1972)は細粒の砂を含む氷の変形を実験している。その結果によると流動則の係数 A は砂の体積濃度の $1/2$ 乗に反比例する、すなわち砂の濃度が高いと氷は硬化するという。また Nickling and Bennett (1984)はデブリ濃度の高い岩石氷河 (rock glacier) の氷-デブリ混合物を試料として実験を行った結果、デブリの濃度が高くなるとやはり氷は硬化するという傾向を得ている。しかしこれらの関係はデブリの粒径分布との関係も含めて十分に定式化されているとは言えない。また実際の氷河氷中のデブリの濃度は、実験の対象となっている試料と比して一般に非常に低い。第5章で数値実験の対象とするクンプ氷河の場合は、Nakawo *et al.* (1986)によって氷河氷中のデブリ体積濃度が 0.008% 程度と極めて低いと見積もられている。よって本研究では氷河内部のデブリの存在による氷の塑性変形への影響は無視する。

層流 (laminar flow) 近似

まず簡単のため一定の傾斜の基盤上を流れる氷河が一定の氷厚および無限大の幅を持っていると想定する。氷河内の偏差応力テンソル成分のうちせん断応力 τ_x 以外は全てゼロの単純せん断 (simple shear) となる。氷河内の流速は全て氷河表面に平行となる ($v, w = 0$)。また x 方向や y 方向には変化がみられない ($\partial/\partial x, \partial/\partial y = 0$)。このような層流において、式(2.13)を z 方向に $z=z$ から表面まで積分すると、

$$\tau_x = -\rho_i g(z_s - z) \sin \alpha \quad (2.21)$$

となる。特に底面では、

$$\tau_b = -\rho_i g H \sin \alpha = \tau_d \quad (2.22)$$

つまり重力による駆動力 τ_d を底面摩擦 τ_b が全て支えてつり合っていることを意味する。

また式(2.17),(2.18)より、

$$\varepsilon_x = \frac{1}{2} \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2.23)$$

$$\tau_e = \tau_{xz} \quad (2.24)$$

となり、式 (2.16) に代入して流動則は次式のようなになる。

$$\frac{1}{2} \frac{\partial u}{\partial z} = A \tau_{xz}^n \quad (2.25)$$

これを z 方向に底面から $z=z$ まで積分することにより、 $z=z$ における流速 u が得られる。

$$\begin{aligned} u &= \frac{2A}{n+1} (-\rho_i g \sin \alpha)^n \left[H^{n+1} - (z_s - z)^{n+1} \right] + u_b \\ &= \frac{2A}{n+1} \tau_b^n H \left[1 - \left(\frac{z_s - z}{H} \right)^{n+1} \right] + u_b \end{aligned} \quad (2.26)$$

ここで u_b は、後述する氷河底部における流速を示す。表面流速 u_s は次のようになる。

$$u_s = \frac{2A}{n+1} \tau_b^n H + u_b \quad (2.27)$$

そして氷河横断面を通過する氷河体積流量 Q は、

$$\begin{aligned} Q &= S \frac{1}{H} \int_{z_b}^{z_s} u dz = S \left[\frac{2A}{n+2} \tau_b^n H + u_b \right] \\ &= S \left[\frac{n+1}{n+2} (u_s - u_b) + u_b \right] \end{aligned} \quad (2.28)$$

となる。ここで S は氷河横断面の面積を示す。

側方摩擦効果

式(2.14)の右辺第二項は引き続き無視して、ここでは右辺第三項の側方摩擦効果の寄与を考える。Nye (1965)は、氷河横断面が長方形、楕円、放物線のそれぞれの形状をした氷河を想定した理論計算から、底面せん断応力の理論値と層流近似による式(2.22)との比率を提示した。すなわち底面せん断応力を

$$\tau_b = f_1 \tau_d = f_1 (-\rho_i g H \sin \alpha) \quad (2.29)$$

と表した。これは式(2.14)右辺第三項が $-(1-f_1)\tau_d$ となることを示し、重力による駆動力 τ_d に対して $(1-f_1)\tau_d$ 分は側方摩擦が、 $f_1 \tau_d$ 分は底面摩擦が支えてつり合うことを意味する。このように側方摩擦効果を簡便に係数 f_1 を用いることで考慮する。この係数 f_1 を"shape factor"と呼ぶ。Nye (1965)による shape factor を図 2.2 に示す。この図 2.2 中に示すとおり shape factor を曲線回帰して、次の式を得た。

氷河横断面形状が長方形の場合：
$$f_1 = 1 - \frac{0.301^{W/2H} + 0.583^{W/2H}}{2} \quad (2.30)$$

氷河横断面形状が楕円の場合：
$$f_1 = 1 - \frac{0.273^{W/2H} + 0.727^{W/2H}}{2} \quad (2.31)$$

氷河横断面形状が放物線の場合：
$$f_1 = 1 - \frac{0.330^{W/2H} + 0.780^{W/2H}}{2} \quad (2.32)$$

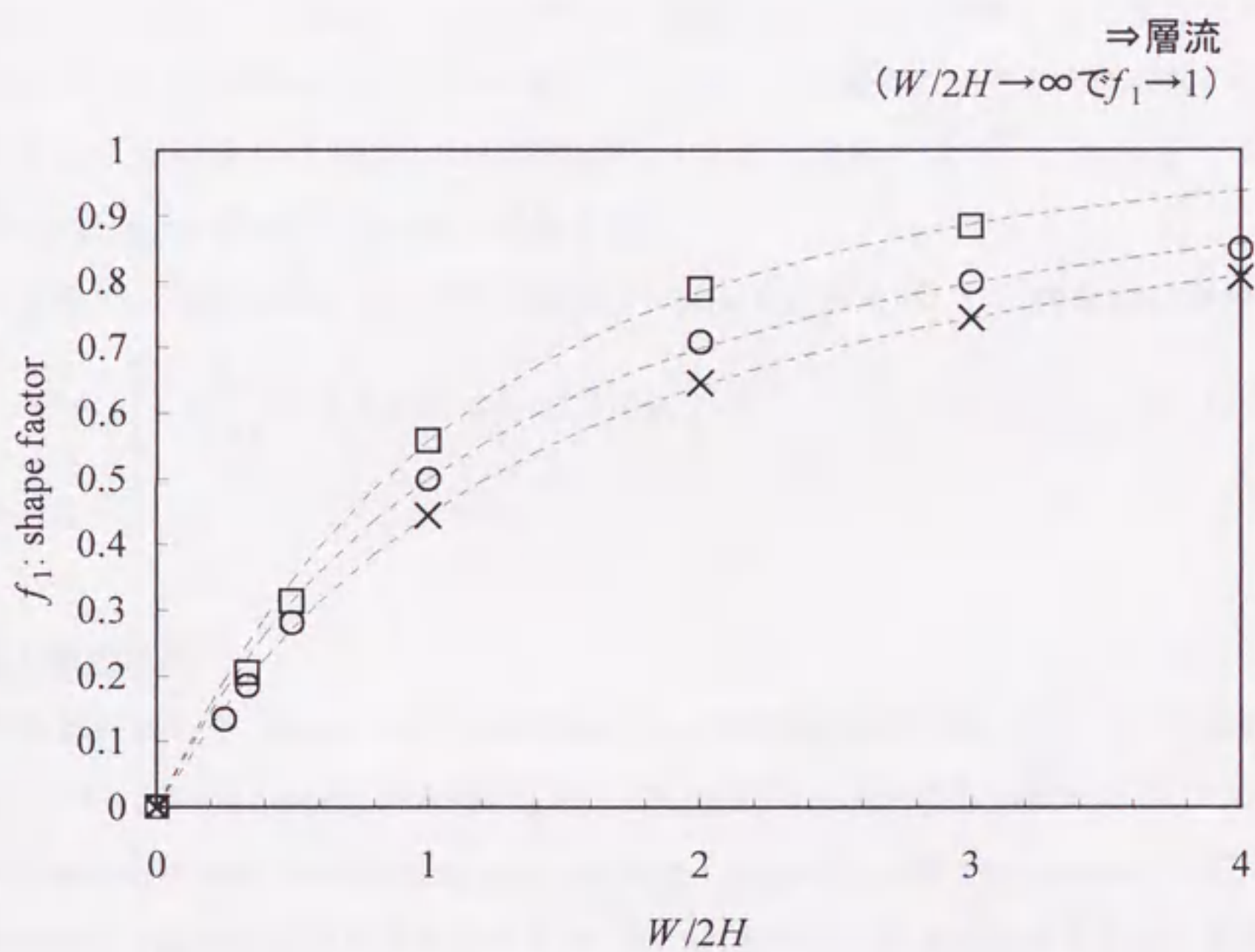


図 2.2 層流近似に側方摩擦効果を取り入れる係数 shape factor (f_1)

Nye (1965)の理論計算値を、氷河基盤の横断面形状が長方形の場合を□印、楕円の場合を○印、放物線の場合を×印で示した。点線は式(2.30)~(2.32)で表されるそれぞれの回帰曲線を示す。

また流量 Q は、

$$Q = S[f_2(u_s - u_b) + u_b] \quad (2.33)$$

と表せる。ここで係数 f_2 は、層流近似で求められる表面流速の塑性変形成分 $(u_s - u_b)$ に対する、氷河横断面で平均した塑性変形成分の比を示し、“velocity shape factor” と呼ばれる。なお層流近似の場合は、式(2.28)のとおり、

$$f_2 = \frac{n+1}{n+2}, \quad (n=3 \text{ の場合, } f_2 = 0.8) \quad (2.34)$$

である。一般に氷河の流速 u の側方分布は、側壁のすぐ近辺で急激に小さくなるものの中央部分ではほぼ一様であることが多い。したがって氷厚に対する氷河横断幅の比が極端に小さくない限りは流速 u の側方減衰はさほど重要ではない。本研究でもこの velocity shape factor は式(2.34)を採用する。

これらの shape factor ならびに velocity shape factor を用いて、流量 Q は最終的に、

$$Q = S \left[f_2 \frac{2A}{n+1} (-f_1 \rho_i g \sin \alpha)^n H^{n+1} + u_b \right] \quad (2.35)$$

と表せる。

縦応力傾度効果

前小節において shape factor の採用によって式(2.14)右辺第三項の側方摩擦効果の寄与について簡便に層流近似を補正した。残る右辺第二項の縦応力傾度効果については、氷床-棚氷の接地線 (grounding line) や氷床・氷帽の分水界 (ice divide) 付近では氷河の流動に支配的な役割を果たすものの、その他通常の氷河では極めて小さく無視しうることが多い。本研究においては、第5章においてこの縦応力傾度効果の吟味を試みた以外、結果的にこの効果は全て無視して式(2.35)による側方摩擦効果を取り入れた流量計算を採用している。以下、第5章における縦応力傾度効果の吟味のために用いた方法について、Van der Veen (1987, 1999, p.236-239) に準じて説明する。ただし重要な式以外の煩雑な数式の展開は省略し、考え方の概略を要約する。

簡単のためここでは側方の変化は無視し ($\partial/\partial y = 0$)、流速も x 方向の成分 u のみを考える。式(2.19)で $\sigma_y = (\sigma_x + \sigma_z)/2$ として、

$$\tau_x = \frac{1}{2}(\sigma_x - \sigma_z), \quad \tau_y = 0, \quad \tau_z = -\tau_x \quad (2.36)$$

これを式(2.13)に代入して次式を得る。

$$2 \frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} - \rho_l g \sin \alpha = 0 \quad (2.37)$$

ここで σ_z を氷河氷の静水圧に等しいとし、その x 方向の変化は無視する。式(2.37)を $z = z$ から氷河表面まで積分し、微分・積分の順を入れ替え、さらに τ_x を深さ方向の平均 $\bar{\tau}_x$ で置き換えることによって次式を得る。

$$\begin{aligned} \tau_{xz} &= \frac{z_s - z}{H} \tau_d + 2 \frac{\partial}{\partial x} [\bar{\tau}_x (z_s - z)] \\ &= \frac{z_s - z}{H} \tau_{dd} + 2 \bar{\tau}_x \frac{\partial}{\partial x} (z_s - z) \end{aligned} \quad (2.38)$$

ここで後述する数式の便宜上、新たな変数

$$\tau_{dd} = \tau_d + D_1, \quad D_1 = 2H \frac{\partial \bar{\tau}_x}{\partial x} \quad (2.39)$$

を導入した。また式(2.16)~(2.18)において、 $n=3$ として、流動則は次のようになる。

$$\frac{\partial u}{\partial x} = A(\bar{\tau}_x^2 + \tau_{xz}^2) \bar{\tau}_x \quad (2.40)$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = 2A(\bar{\tau}_x^2 + \tau_{xz}^2) \tau_{xz} \quad (2.41)$$

式(2.38),(2.40),(2.41)は本質的に3個の未知数 u , τ_{xz} , $\bar{\tau}_x$ に対する3つの連立方程式を形成している。式(2.38)を式(2.41)に代入し氷河底面から $z = z$ まで積分すれば、

$$\begin{aligned} u &= AH \left[\frac{1}{2} \tau_{dd}^3 \left\{ 1 - \left(\frac{z_s - z}{H} \right)^4 \right\} + 4 \tau_{dd}^2 \bar{\tau}_x \alpha \left\{ 1 - \left(\frac{z_s - z}{H} \right)^3 \right\} \right. \\ &\quad \left. + \tau_{dd} \bar{\tau}_x^2 \left\{ 1 - \left(\frac{z_s - z}{H} \right)^2 \right\} + 4 \bar{\tau}_x^3 \alpha \left\{ 1 - \frac{z_s - z}{H} \right\} \right] + u_b \end{aligned} \quad (2.42)$$

が得られる。ここで表面流速は次のようになる。

$$u_s = AH \left(\frac{1}{2} \tau_{dd}^3 + 4 \tau_{dd}^2 \bar{\tau}_x \alpha + \tau_{dd} \bar{\tau}_x^2 + 4 \bar{\tau}_x^3 \alpha \right) + u_b \quad (2.43)$$

式(2.42)を再び底面から表面まで積分することにより、深さ方向に平均した流速 \bar{u} が次

のように得られる。

$$\bar{u} = AH \left(\frac{2}{5} \tau_{dd}^3 + 3 \tau_{dd}^2 \bar{\tau}_x \alpha + \frac{2}{3} \tau_{dd} \bar{\tau}_x^2 + 2 \bar{\tau}_x^3 \alpha \right) + u_b \quad (2.44)$$

式(2.44)から $\partial(H\bar{u})/\partial x$ を計算し、一方で式(2.38)を式(2.40)に代入した後に z 方向に底面から表面まで積分して同様に $\partial(H\bar{u})/\partial x$ を示す式を計算し、この二つの式から $\bar{\tau}_x$ に関する次の式が得られる。

$$\begin{aligned} & \bar{\tau}_x^3 \left[2\alpha \left(\frac{\partial H}{\partial x} - \alpha \right) + H \frac{\partial \alpha}{\partial x} - \frac{1}{2} \right] + \bar{\tau}_x^2 \left[\tau_{dd} \left(\frac{2}{3} \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{3}{2} \alpha \right) + \frac{1}{6} D_2 + \frac{3}{2} D_1 \alpha \right] \\ & + \bar{\tau}_x \left[\tau_{dd}^2 \left(3\alpha \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{3}{2} H \frac{\partial \alpha}{\partial x} - 2\alpha^2 - \frac{1}{6} \right) + \tau_{dd} \left(\frac{1}{3} D_1 + \frac{3}{2} D_2 \alpha \right) \right] \\ & + \tau_{dd}^3 \left(\frac{2}{5} \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{1}{4} \alpha \right) + \tau_{dd}^2 \left(\frac{3}{4} D_1 \alpha + \frac{3}{10} D_2 \right) + \frac{1}{2A} \frac{\partial u_b}{\partial x} = 0 \end{aligned} \quad (2.45)$$

ここで便宜上、さらに新たな変数 D_2 を導入した。

$$D_2 = 2H \frac{\partial \tau_{dd}}{\partial x} \quad (2.46)$$

式(2.45)は複雑ではあるが、式(2.39),(2.46)と併せて、反復計算により数値的に $\bar{\tau}_x$ を求めることができる。そうして求めた $\bar{\tau}_x$, τ_{dd} を式(2.44)に代入すれば平均流速 \bar{u} が求まり、流量が計算できる。

以上は、側方効果を見捨てて縦応力傾度効果のみに着目した方法である。この方法に前小節の shape factor を併用すれば、側方摩擦、縦応力傾度の双方を簡便に考慮した流量計算が可能となる。具体的には、駆動応力として式(2.15)の代わりに、側方摩擦が支える分を差し引いた分、

$$\tau_d = -f_1 \rho_l g H \sin \alpha \quad (2.47)$$

とにおいて $\bar{\tau}_x$ を求めればよい。しかしこのような $\bar{\tau}_x$ の計算を経由する方法を取り入れた数値モデルは、反復計算故に非常に計算に時間がかかる。本研究では第5章において、この方法による縦応力傾度効果の吟味を行ったものの、結果的にモデル計算結果に全く影響を及ぼさなかった。したがって最終的にはこの縦応力傾度効果を見捨てた流量計算を採用している。

氷河底部の流動

ここまでは氷河流動のうち氷の塑性変形による寄与について扱ってきた。ここまでに u_b と表した流速成分は氷の塑性変形以外の、氷河底面における堅い基盤岩上の滑り（底面滑り: basal sliding）、あるいは基盤岩の上に存在する変形しやすい堆積物層や氷河底部の堆積物と氷との混合層の変形（氷河底 till の変形）という、氷河底部における流動成分である。例えば西南極の Ice Stream B という氷流においては氷河底 till の変形が表面流速の大半を占めるという観測結果 (Alley *et al.*, 1986) があり、また氷河が突然急速に前進するサージ (surge) と呼ばれる現象は底面滑りの増大によるものと考えられている (Kamb *et al.*, 1985) など、氷河流動において両者の寄与を無視できない場合も多い。この底面滑り、氷河底 till の変形の双方とも、氷河底における水の存在が大きく影響していることが分かっている。氷河底における水圧を P_w とし有効圧力 (effective pressure) N :

$$N = \rho_i g H - P_w \quad (2.48)$$

と、底面せん断応力 τ_b に依存する関数として両者に対する各種の定式化が試みられている (Iken and Bindshadler, 1986; Boulton and Hindmarsh, 1987; Hooke *et al.*, 1997 など)。しかし、これらは未だケース・スタディの域を脱せず一般的に確立されたものとは言い難い。ヒマラヤの氷河においては、そもそも氷河底における水圧 P_w などの定量的情報が皆無であるため、この氷河底部の流動を定式化してモデルに組み入れることは現実的には極めて困難である。本研究ではあくまで u_b という単一の変数で、この氷河底における両者の流動に対する寄与を表現するものとする。

第3章 観測事実

本章では、本研究の主題である数値実験に入る前に、近年のネパール・ヒマラヤの氷河の縮小に関する観測事実について紹介する。3.1節ではC型氷河の縮小についての従来の観測例をレビューとして紹介し、世界の他地域の氷河との比較も示す。3.2節ではD型氷河のクンプ氷河における表面低下を実測した結果について記した後、氷厚測定の結果も示す。これらは第5章における数値実験のための基礎データともなっている。そして3.3節では同じくD型氷河であるリルン氷河における表面低下、氷厚、表面流動量の実測結果を記し、圧縮流に伴う表面上昇効果の見積も提示する。なお図3.1に本研究で言及しているネパール・ヒマラヤの氷河と地域のおおよその位置を示し、そのうちショロン（ソル）ークンプ地方の地域拡大図を図3.2に示すので、以下適宜参照されたい。



図3.1 ネパール・ヒマラヤの各地域と代表的氷河の位置

Kはクンプ氷河、AはAX010氷河、Yはヤラ氷河、Lはリルン氷河、Rはリッカ・サンバ氷河の位置を示す。破線は図3.2の範囲を示す。

3.1 C型氷河の縮小

本節で紹介する観測、研究例は、全て旧来の成果であり、あくまでレビューとしてここに提示する。

氷河末端位置の変動

ネパール・ヒマラヤにおいて1970年以降観測されている全21個の氷河の末端位置変動を表3.1にまとめた。うちホング氷河(⑩)のみはD型氷河であるが、その他の20氷河は全てC型氷河である。またヤラ氷河、リッカ・サンバ氷河はそれぞれ図3.1に示したネパール中東部ランタン地方とネパール中西部ヒドゥン・バレー地域に位置するが、その他の19氷河は全て図3.2のネパール東部ショロン(ソル)ークンプ地方に位置し、各氷河の位置を表3.1の最左欄と同じ丸囲み数字で示した。

表3.1において、1970年代にはいくつかの氷河で末端の前進が確認されていたが、1980年代に入るとヤラ氷河で1982～1987年に小さな前進、AX030氷河で1978～1989年に停滞が観測された以外、軒並み後退に転じた。さらに1990年代の観測例は全て末端位置の後退を示し、かつその後退速度は1980年代より加速されているように見受けられる。一方、朝日(1998)は1992年撮影の航空写真をもとにネパール東部の1,236個もの氷河の台帳を作成した。そして1958年の地形図に記された氷河範囲との比較を行っている。C型氷河について1958年と1992年の末端位置が比較対照できたものは418に上り、うち57%の氷河で後退、34%で停滞、9%で前進という結果を得た。この結果からも近年のネパールヒマラヤにおける氷河の縮小傾向は裏づけられる。

なおここで用いた末端位置の前進や後退とは、あくまで観測期間の前後における末端位置を比較した結果に過ぎず、対象期間中一様に前進や後退をしていたとは限らない。例えば期間中に前進と後退を繰り返した場合でもその前進幅と後退幅がほぼ同じであれば、「停滞」という結果になることに注意する必要がある。また氷河の末端位置の変化は、氷河上流部での変化が氷河流動による時間差を伴って流下、伝搬してきた結果でしかない。つまり気候の変化によって上流部の氷河表面レベルが上昇傾向から低下傾向に転じたとしても、末端位置は即座に前進から後退へ転じるとは限らないのである。よってこの末端位置の変化については、あくまで大まかな氷河の変動傾向を示す一つの指標として扱うのみにとどめておくべきであろう。

表 3.1 ネパール・ヒマラヤにおける最近 30 年間の氷河末端位置の変動

1 年間当たりの平均移動速度 (m 年⁻¹) に換算した。符号の正は末端の前進、負は末端の後退を示す。氷河末端上に複数の測点を設けていた場合はそれらの平均値を示した。最左欄の丸囲み数字は図 3.2 中の氷河の位置に対応している。旧 ID とは、AX000 は Yamada *et al.* (1992) 以降用いられた仮称、L110 は Shiraiwa and Yamada (1991) の氷河台帳、その他は全て Higuchi *et al.* (1978) の氷河台帳によるコード名を示す。新 ID とは、朝日 (1998) の氷河台帳によるコード名を示す。ただし括弧をつけた氷河は朝日 (1998) では単独の氷河ではなく隣接する氷河の一部と認識されている。

旧 ID	新 ID	氷河名	70	73	74	75	76	78	82	87	89	91	94	95	96	97	98	99	備考	
①	AX000	RS009								< -14.4 >	>								*2	
②	AX010	RS010								< -2.7 >	><<-14.0><-3.0><±0.0><-25.9><-13.0><-50.9>								*4, 7	
③	AX030	RS012								< 停滞 >	>									*2
④	CB470	KHa064								< 前進 >< 前進 >	>									*1
⑤	CB480	KHa065								<-2.5><+2.0><+1.8><-2.0><	-4.4	>								*1, 3
⑥	DX080	KHb009								< -4.6 >	><	-4.9	>							*2, 3
⑦	EB050	KHc007								<-1.3><	-2.4	><	-5.1	>						*1, 2, 5
⑧	EB060	KHc008								<-3.8><+0.1>	<									*1, 5
⑨	EC020	KHc015								<後退><停滞><前進><前進>	>									*1
⑩	ED010	KHc043								< -1.2 ><-0.6><	-2.4	><	-9.0	>						*1, 2, 3
⑪	ED020	KHc044								< 最低-5 ><-3.6><	最低-2.9	><	-2.2	>						*1, 2, 3
⑫	ED580	(KHc067)								<+4.8><	約-9	>								*1, 2
⑬	GX500	(KHd035)								<-2.3>										*1
⑭	HX200	KHe032								<-7.1>										*1
⑮	HX210	KHe033								<-4.1>										*1
⑯	HX220	KHe034								<-4.8>										*1
⑰	HX330	KHe043								<約-9>										*1
⑱	HX340	(KHe043)								<-0.2>										*1
⑲	HX350	KHe044								<-4.5>										*1
	L110	LT009								<+0.5><-1.9><	-3.9	><	-4.3	>						*2, 6
	—	—								-10.8	><	-18.2	><	-11.5	>					*8

備考 (Data source)

*1: Fushimi and Ohata (1980), *2: Yamada *et al.* (1992), *3: Kadota (1997), *4: Kadota *et al.* (1997),

*5: 朝日 (1998), *6: Fujita *et al.* (1998), *7: Fujita *et al.* (2001a), *8: Fujita *et al.* (2001b)

氷河表面レベルの低下

次に氷河表面レベルの変化の観測例を紹介する。ただしここで扱う表面レベルの変化とは、氷河上各所での変化ではなく氷河全域での平均として算出している。氷河体積そのものの変化を面積平均したものと言い換えてもよい。あるいは連続の式(2.1)を用いて説明すれば、式(2.1)を氷河全域に積分し、かつ面積平均したものと捉えられる。氷河全域での積分により式(2.1)の右辺第二項の流動項はゼロとなることから分かるように、この氷河体積変化はすなわち氷河全域での質量収支の総和と等しくなる。

このような氷河表面レベル変化がほぼ氷河全域にわたって観測されたネパール・ヒマラヤのC型氷河は、シヨロン地方 AX010 氷河、ランタン地方ヤラ氷河、ヒドウン・バレー地域リッカ・サンバ氷河の3つのみである。これらの表面レベル変化の観測結果を表3.2にまとめた。いずれの氷河とも近年、表面レベルが低下、すなわち氷河体積が縮小していることが分かる。AX010 氷河では、1978～1991年に比して1991～1996年に表面低下が加速した後に、1996～1999年には表面低下速度が鈍化している。これは年々の変動が大きいためであると考えられる。1991～1999年で平均すると -1.08 m 年^{-1} となり、1978～1991年に比して1990年代に入って氷河縮小が加速している傾向が見てとれる。またヤラ氷河においても同様に表面低下/氷河縮小が加速傾向にあることが分かる。

表3.2 ネパール・ヒマラヤのC型氷河における表面レベル変化速度

氷河全域で面積平均した表面レベルの変化を1年間当たりの氷当量での変化速度(m 年^{-1})に換算した。鉛直上向きを正としているので、負値は表面低下を示す。

氷河名	1974	1978	1982	1991	1994	1996	1999
AX010		< -0.75	><	-1.21	><	-0.86	>
Yala		<	-0.31	><	-1.05	>	
Rikha Samba	<	-0.63		>			

備考 (Data source)

AX010: Kadota (1997,一部改訂)および Fujita *et al.* (2001a)

Yala: Fujita *et al.* (1998)

Rikha Samba: Fujita *et al.* (1997)

世界の氷河との比較

Meier (1984)は世界中の山岳氷河のうちで50年以上にわたって観測が行われている氷河のデータを解析した。各氷河での夏期質量収支と冬期質量収支の絶対値の平均を年間質量収支振幅 (annual mass balance amplitude) と定義し、長期間における氷河の平均縮小速度との間に正の相関があることを見いだした。欧米の氷河で一般的な冬期涵養型氷河では、夏期質量収支は年間消耗量、冬期質量収支は年間涵養量をそれぞれ代表する。よってこの相関は、多涵養・多消耗の氷河ほど近年の氷河縮小の程度が大きい、ということである。Meier (1984)はこの関係をもとに、氷河縮小の実測データが乏しい地域についても年間質量収支振幅を見積もることによって世界中の山岳氷河の縮小量を評価し、それを海面上昇への効果に換算したのである。Meier (1984)の計算の結果は、世界の氷河の中でもヒマラヤを含むアジア・モンスーン地域の氷河はアラスカ南東部、南米パタゴニアの氷河と並んで海面上昇への影響が大きいことを示した。しかしMeier (1984)のこの計算では夏期涵養型氷河の特性が反映されていない。そこで Fujita *et al.* (1997)は、年間質量収支振幅を年間消耗量と年間涵養量の絶対値の平均と定義し直し、リッカ・サンバ氷河、AX010 氷河における最近の約20年程度以上の観測データを世界の他地域の氷河と比較した。この結果にヤラ氷河も含めて、最新の観測データによって改訂したものが図3.3である。ネパール・ヒマラヤの氷河は、同程度の年間質量収支振幅を持つ他地域の氷河よりも近年の氷河縮小の程度が大きい傾向を持つことが判明した。すなわちネパール・ヒマラヤの氷河は、涵養量、消耗量がともにさほど多くないにもかかわらず相対的に大きく氷河が縮小しており、海面上昇への効果も Meier (1984)の計算よりもさらに大きくなると考えられるのである。

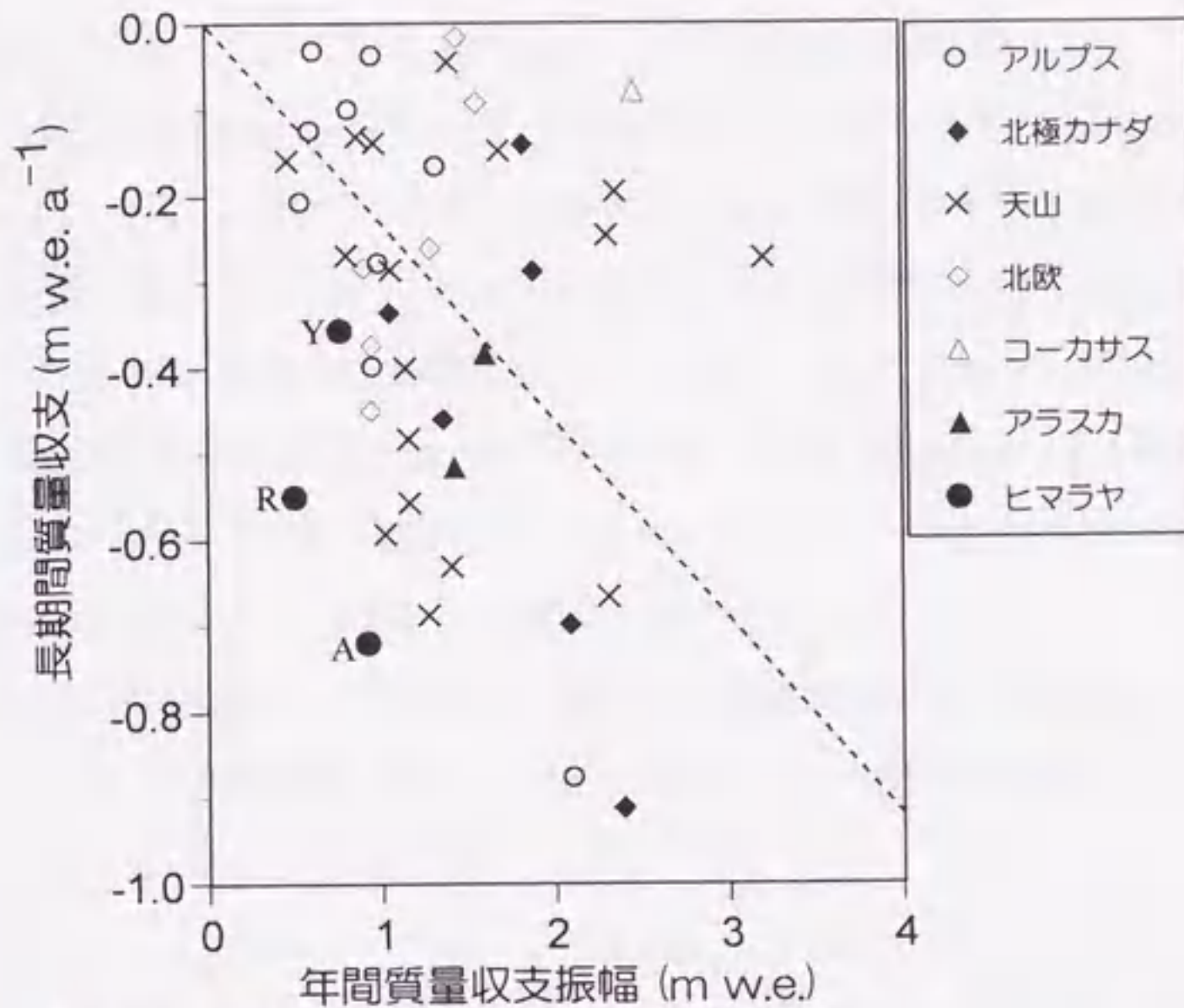


図 3.3 世界各地の氷河縮小の比較

Fujita *et al.* (1997)を一部改訂、加筆。縦軸は氷河全面での質量収支、すなわち面積平均した表面レベル変化の長期間での平均を示している。AはAX010氷河、Yはヤラ氷河、Rはリッカ・サンバ氷河を示す。点線はMeier (1984)による相関直線を示す。

3.2 クンプ氷河

表面低下の実測

クンプ氷河は図 3.4 に示すとおり、標高 8848 m の世界最高峰エベレスト (ネパール名: サガルマータ、チベット名: チョモランマ) および標高 8501 m のローツェ、標高 7861 m のヌプツェに囲まれたウェスト・クーム (West Cwm) と呼ばれる涵養域から標高約 4900 m の末端まで約 17 km の長さで流下しているネパール・ヒマラヤの代表的な大型D型氷河である。途中標高 5400~6000 m 付近には急峻な氷瀑帯が存在しており、質量収支の平衡線はこの氷瀑帯付近に位置する。氷瀑帯の直下にあるエベレストBC付近からデブリに覆われた消耗域が始まっている。1978年にこの消耗域内に4つのエリア I~IV を設定してそのエリア内の詳細な表面地形測量が実施された (Watanabe *et al.*, 1980)。Kadota *et al.* (2000)は、これら4エリアを1995年に再び詳細に測量した結果からクンプ氷河消耗域における表面低下量が17年間でほぼ10 m

内外であることを明らかにした。また消耗域の中流部のエリア II において相対的に表面低下が大きくなっていることも分かった。さらに Iwata *et al.* (2000)は、このエリア II 付近に見られた氷河表面の起伏の大きい範囲が 1978~1995 年の間に上流、下流の双方向に拡大していることを明らかにした。この起伏の大きい範囲内においては、氷壁、水流、氷河上湖などが多数存在している。これら氷壁や氷河上湖はD型氷河デブリ域の融解を促進する (Inoue and Yoshida, 1980; Sakai *et al.*, 1998, 2000)。Iwata *et al.* (2000)が指摘した範囲は、ラテラル・モレーンの頂稜と氷河表面レベルとの高度差が最も大きくなっている範囲にほぼ一致する。このラテラル・モレーンは小氷期における氷河拡大規模を示している。すなわちこの範囲では、氷河が縮小するにつれて融解を促進しやすい表面状態が拡大することになり、氷河縮小がより激しく進行している可能性が考えられる。

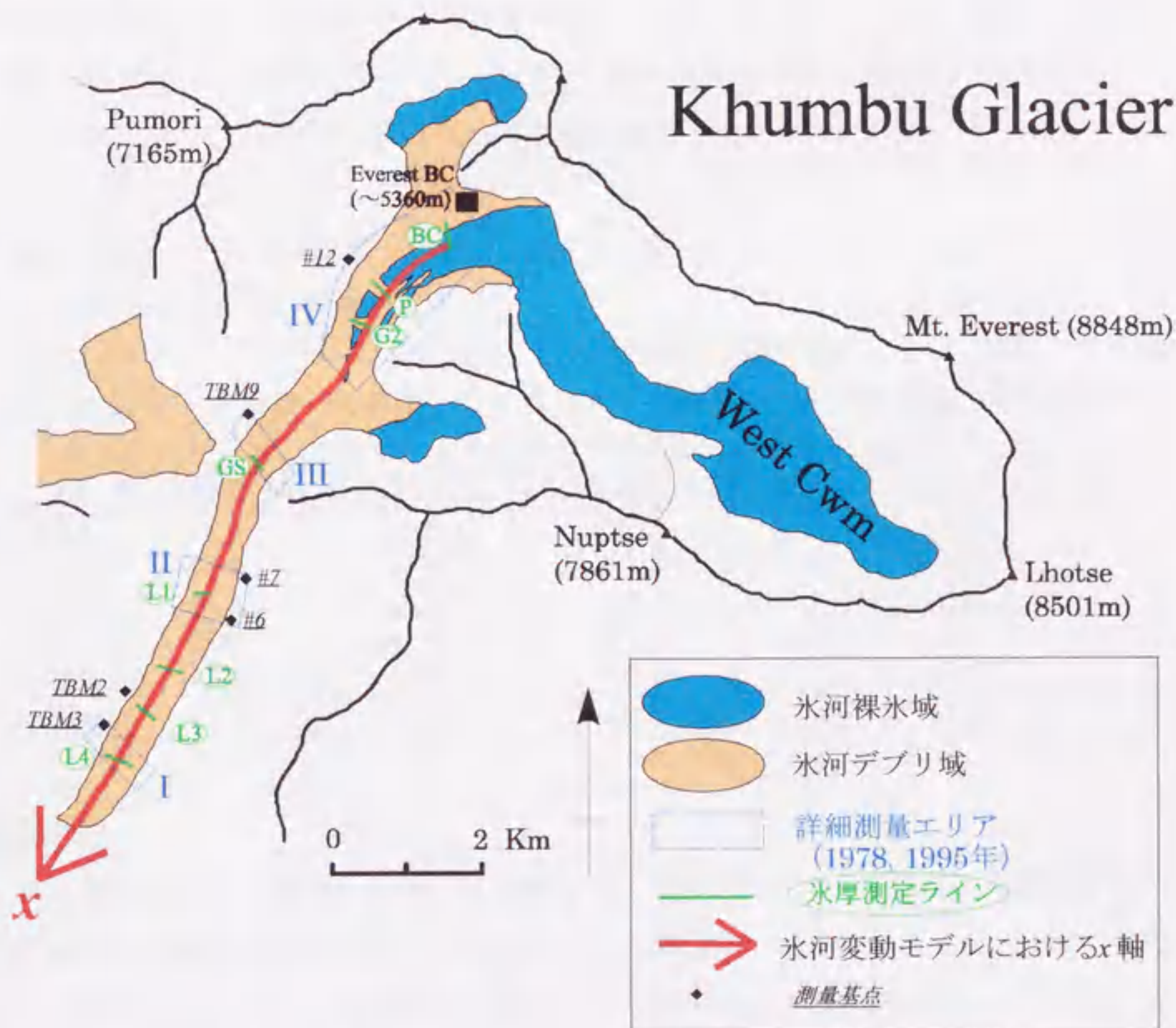


図 3.4 クンブ氷河概念図

その後 1996 年秋にもエリア IV 内のアイス・ピナクル帯の測量が実施され、さらに 1999 年 5 月 21 日～6 月 2 日に再度表面測量を実施した。これらの測量は、1978 年以降設置されたラテラル・モレーン上の基点を測量基点とし、経緯儀・光波測距儀 (SOKKIA SET 2000) を用いて行った。1999 年春の測量は、1996 年秋と同様のエリア IV 内のアイス・ピナクル帯の測量に加え、後述する氷厚測定の見線 (図 3.4 中に示す 8 本の氷河横断ライン) の表面測量も含んでいる。そのうちエリア IV のアイス・ピナクル帯における顕著な 5 つのピークに対する測量結果から、この範囲の 1996 年秋期～1999 年春期の表面レベル変化が表 3.3 のように計算された。ここでピークの鉛直変位には、表面レベルの変化に加えて表面傾斜に沿った流動に伴う変位が含まれている。エリア IV 付近の表面傾斜をクンプ氷河の地形図 (NGS, 1988) から読みとり、測量結果の鉛直変位からこの流動に伴う変位を相殺した結果、約 2 m 年^{-1} 程度の速さで表面が低下していることが判明した。そして 1978～1995 年の表面低下速度との比較から、クンプ氷河においても近年氷河縮小が加速傾向にあることが示された。

表 3.3 クンプ氷河消耗域上流部の 1996 年秋期～1999 年春期の表面低下

(門田・著者ら, 発表準備中)

図 3.4 のエリア IV 内のピナクル・ピークの変位と水平流速。そして流動と表面傾斜 (0.06) を考慮して算出した 1 年当たりの表面レベル変化速度。鉛直座標は上向きを正としているので、負の表面レベル変化は表面低下を表している。

測点	水平変位(m)	鉛直変位(m)	水平流速(m 年^{-1})	表面レベル変化速度(m 年^{-1})
Pk1	44.8	-7.3	17.5	-1.8
Pk2	44.7	-7.6	17.5	-1.9
Pk3	44.5	-6.2	17.4	-1.4
Pk4	38.8	-7.7	15.2	-2.1
Pk5	42.9	-7.5	16.8	-1.9
平均	43.2	-7.3	16.9	-1.8

氷厚測定

氷河変動モデルの構築にとっては基盤地形は不可欠なデータである。基盤地形すなわち氷厚の実測は通常はアイス・レーダを用いた測定が一般的ではあるが、ヒマラヤのデブリ域では起伏に富んだ表面地形や厚いデブリの存在から従来悲観視されてきた。そのためクンプ氷河消耗域の氷厚については、Kodama and Mae (1976) が表面流動観測

結果から推定し、Moribayashi (1978)は重力探査によって推定し、さらに Higuchi *et al.* (1977)は Budd and Allison (1975)がまとめた表面傾斜、表面流速、氷厚間の関係を適用することで推定するなどの試みがなされてきた。ところがこれら三つの推定値はそれぞれのばらつきが大きく統一的な信頼度が高いものではなかった。よってクンプ氷河の変動モデルを構築するためには、まず氷厚を実測する必要に迫られていた。

そこで1999年5月21日～6月2日に表3.4に仕様を示す小型軽量のアイス・レーダを用いて、クンプ氷河消耗域における氷厚の実測を試み、成功を収めた。

表3.4 アイス・レーダの仕様

レーダ種別	単パルス広帯域レーダ
送信機	出力：20 nS, 1000 V 電源：密閉型小型 12 V バッテリー
アンテナ	形式：ダイポール 中心周波数：5, 7, 15 MHz (氷厚により異なる長さのアンテナを使い分けた) 抵抗：300 Ω 被覆：登山用中空テープスリング (岩屑によるアンテナの損傷を防止するため)
受信機	名称：Tektronix THS 720A 周波数帯域：100 MHz サンプリング周波数：500 MHz
システム全体	システム制御：小型パソコン Hewlett-Packard 200LX 使用 重量：レーダシステム全体で10数 kg 程度

デブリ域においては、基盤に加えてデブリ層と氷河氷との境界や氷壁、水流などでもアイス・レーダの送信波が反射するため、基盤反射波の特定は難しい。そのために単一の測定点ではなく、氷河横断方向に3～10 m 間隔で小刻みに移動しながら多点で測定を行った。このような多点の測定結果の連続的解析から氷河断面内の反射エコー強度分布が得られて基盤反射波の特定が可能となった。このような氷厚測定を図3.4に示す合計8本の横断ラインに沿って実施した。しかし最下流のL4ラインでは残念ながら基盤反射波の特定が不可能であった。残る7本の横断ラインの測定結果について、氷河横断ラインに沿った基盤実測結果を図3.5に示す。最深の氷厚はBCラインにおける約440 mであった。図3.6にはクンプ氷河消耗域の中心流線に沿って、各測定ラインにおける最深部の基盤高度を示す。クンプ氷河消耗域の基盤高度はほぼ水平であることが分かる。ただし下流部に不自然な基盤の凹部が見られる。この凹部が示されたL2ラインでは氷壁や水流による乱反射の影響で基盤反射波の特定が困難であり、その信頼度は相対的に

低かった。よって第5章で後述するクンプ氷河の変動モデルにおける基盤地形では、この部分のレーダ観測結果を無視して他の6点の結果のみを採用した。

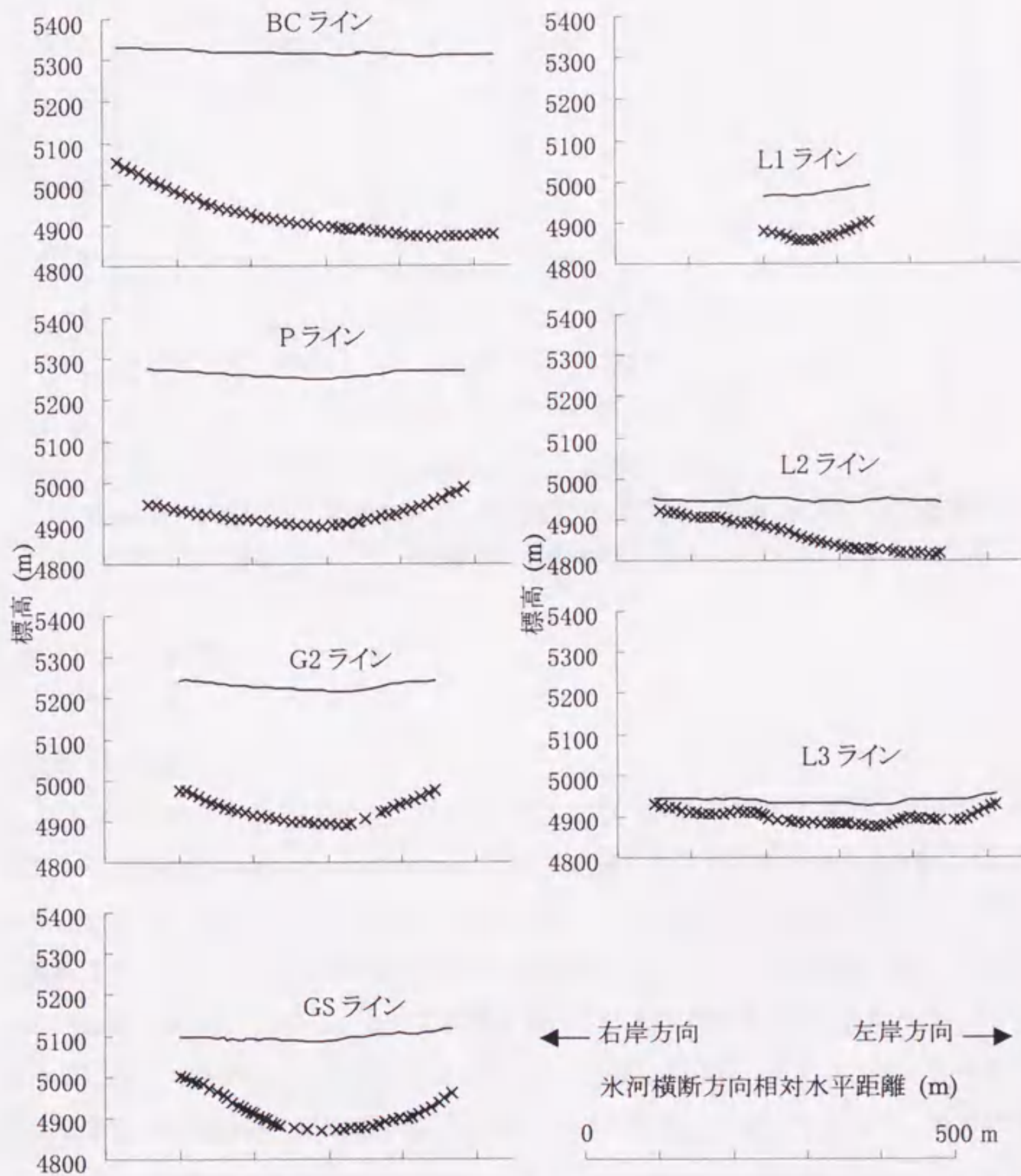


図 3.5 クンプ氷河消耗域の氷厚測定結果

図 3.4 中の L4 ラインを除く各ラインの氷河横断方向に沿った基盤高度を×印で示している。各×印は一測定点における結果で、実線は氷河表面測量結果である。なお測定範囲のさらに左右両岸側にもまだ氷河がある。

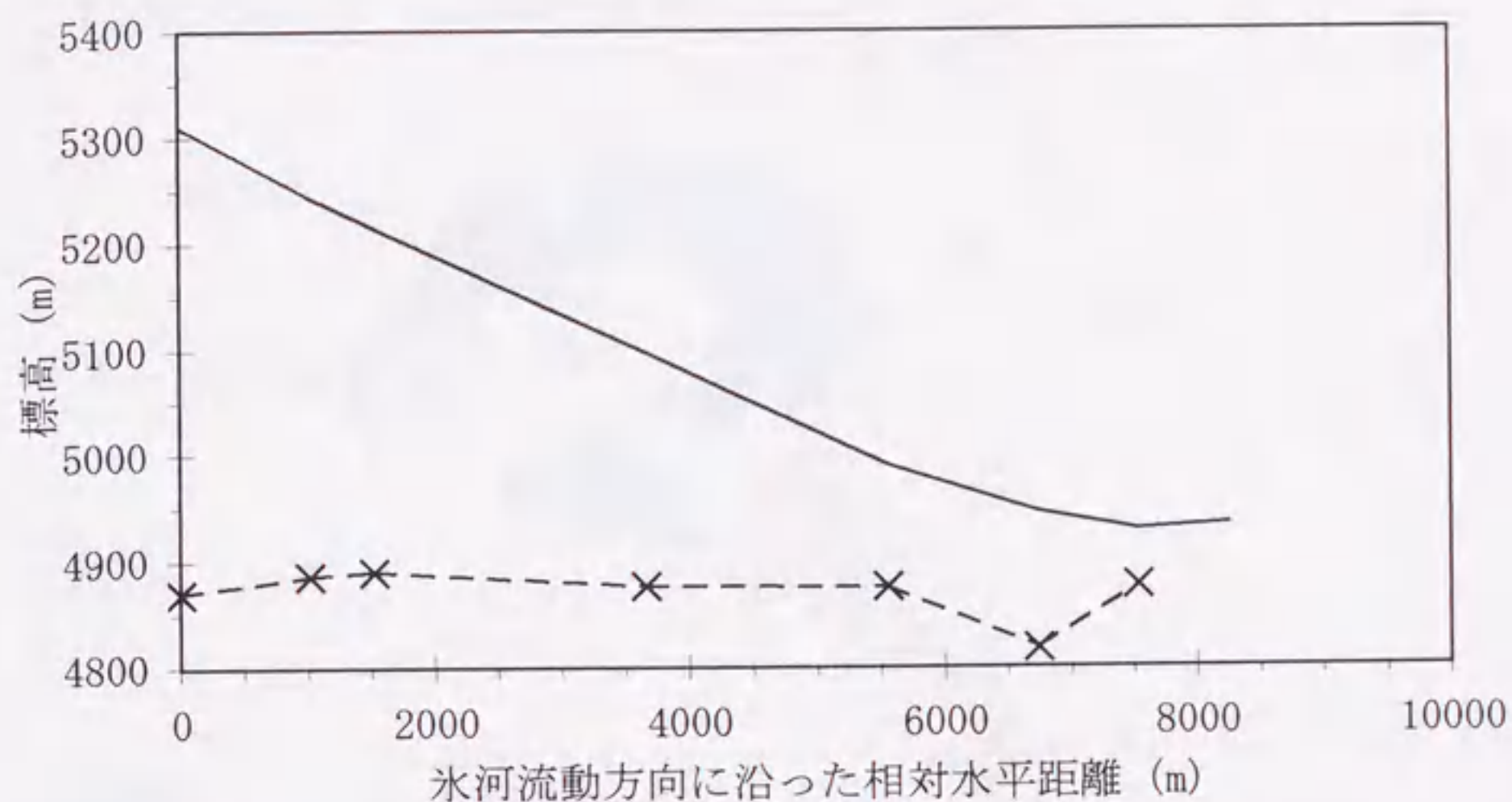


図 3.6 クンプ氷河消耗域の流動方向に沿った断面図

1999年の表面高度を実線で示し、氷厚測定で得た中心流線(x軸)下の基盤高度を×印および破線で示した。横軸の水平距離は、図 3.4 中の BC ラインが基点。

3.3 リルン氷河

表面低下の実測

リルン氷河はランタン地方のランタン・リルン峰(標高 7227 m)東面の急斜面を涵養域とし、標高約 4440 m～約 4100 m にデブリに覆われた消耗域を持つ全長約 6.5 km の氷河である。リルン氷河消耗域では 1996 年に詳細な表面地形測量が実施され、同時に氷河変動を検出するための測量基線が氷河横断方向に合計 13 本設置された(Aoki and Asahi, 1998)。このうち 6 本の測量基線に沿った再測量を 1999 年 4 月 27 日～5 月 4 日にかけて実施した。測線の位置を図 3.7 に示す。測量はラテラル・モレーン上の各測量基点から経緯儀・光波測距儀(SOKKIA SET 2000)を用いて行った。総測点数は 165 点、1 測線当たりの平均測点数は 27.5 点、測点間の平均間隔は 14.2 m であった。

Lirung Glacier

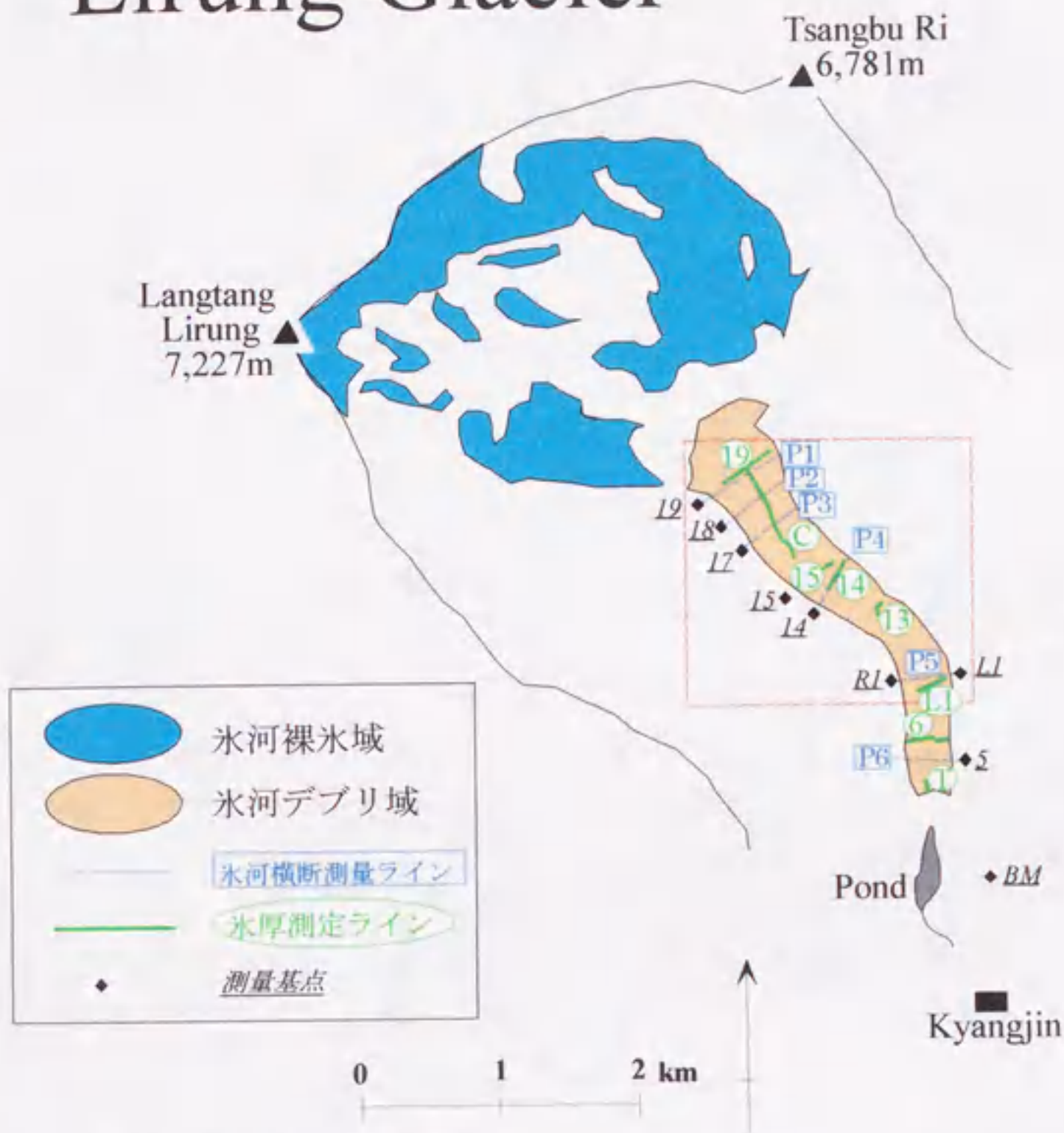


図 3.7 リルン氷河概念図
赤破線は図 3.11 の範囲を示す。

図 3.7 中に氷河横断測量ラインとして示した測線に沿った表面プロファイルの 1996～1999 年における変化を図 3.8 に示す。リルン氷河消耗域の表面はデブリに覆われた凹凸に富んだ地形をしている。図 3.8 の各測線における表面プロファイルの変化は、このような凹凸に富んだ表面地形が流動に伴って移動する効果も反映されているため、その細部は本研究では議論しない。

各測線において 1996 年以降の表面プロファイルの鉛直変化を平均したところ、表 3.5 に示すとおりいずれの測線においても平均して表面が低下していることが明らかとなった。さらに 6 測線全体の平均として、リルン氷河消耗域では 1996～1999 年におよそ $1\sim 1.5\text{ m 年}^{-1}$ 程度の割合で表面が低下していたと考えられる。

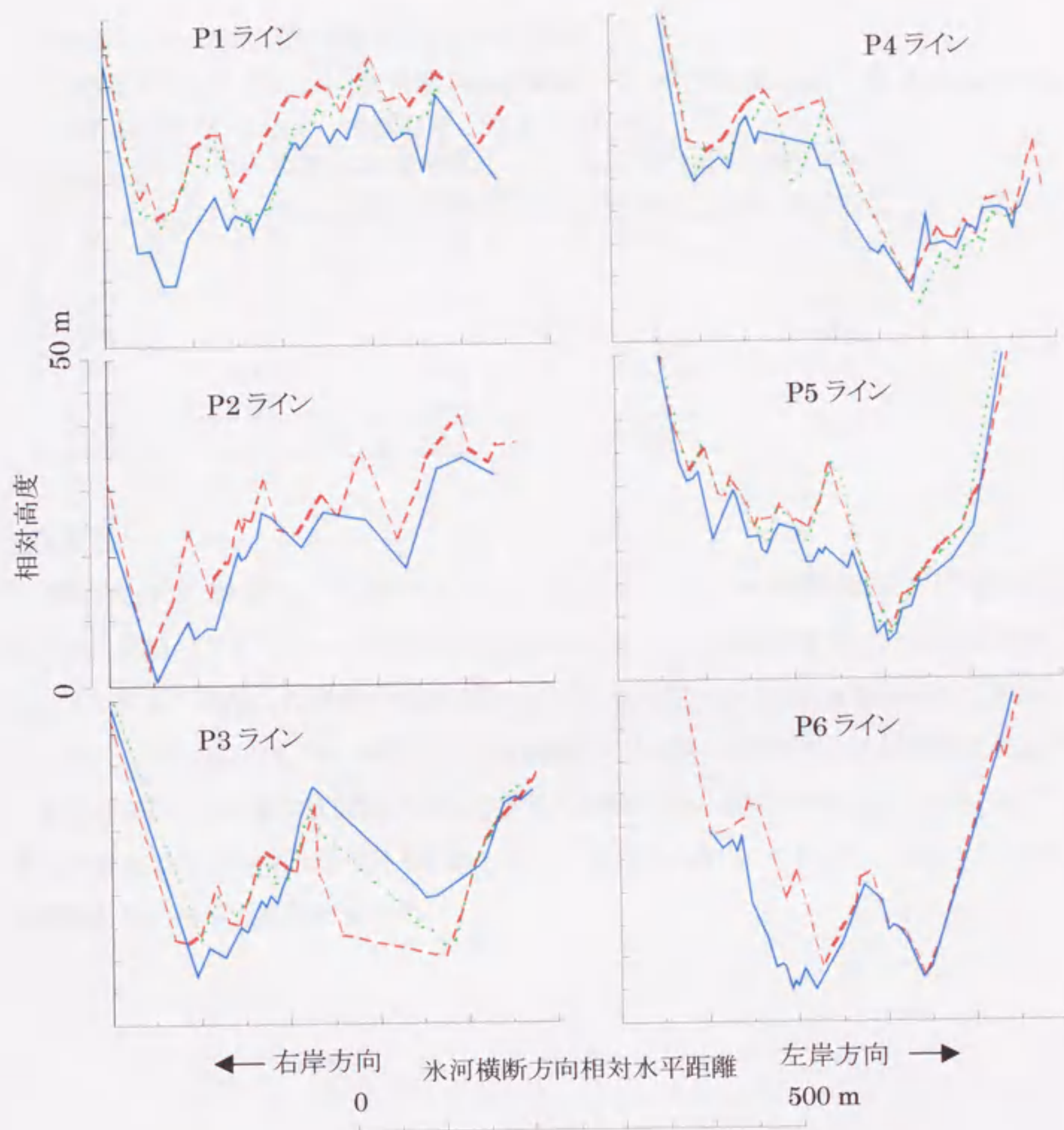


図 3.8 リルン氷河の氷河横断方向に沿った表面プロファイルの変化

図 3.7 中の各ラインの氷河横断方向に沿った測量結果。赤破線が 1996 年春期、緑点線が 1996 年秋期、青実線が 1999 年春期の測量を示す。左右端に急傾斜となっている部分はラテラル・モレーンの側壁であり、氷河の表面ではない。

表 3.5 リルン氷河消耗域の表面レベル変化

鉛直上向きを正とし、 Δz_s は期間中の表面レベルの変化量 (m)、 $\Delta z_s / \Delta t$ はその速度 (m 年⁻¹) を示す。測線番号は図 3.7 中と同じ。

測線番号	1996 春期～1999 年春期		1996 年秋期～1999 年春期	
	Δz_s (m)	$\Delta z_s / \Delta t$ (m 年 ⁻¹)	Δz_s (m)	$\Delta z_s / \Delta t$ (m 年 ⁻¹)
P1	-7.6	-2.6	-4.5	-1.8
P2	-6.1	-2.1		
P3	-1.1	-0.4	-1.2	-0.5
P4	-3.0	-1.0	-0.2	-0.1
P5	-3.7	-1.3	-3.1	-1.2
P6	-6.0	-2.1		
平均	-4.6	-1.6	-2.3	-0.9

氷厚測定

1999 年 4 月 28 日～5 月 4 日にかけて、前述したクンプ氷河消耗域における氷厚測定と全く同様のアイス・レーダを用いた氷厚測定をリルン氷河消耗域においても実施した。氷厚測定を実施した測線の位置は図 3.7 に記されている。合計 8 本の測線で実施したものの、うち C, 15, 14 各ラインの 3 測線については乱反射のために基盤反射波を特定できなかった。基盤反射波が特定できた 5 測線における測定結果を図 3.9 に示す。測定に成功したうちで氷厚が最も厚かったところは約 160 m であった。図 3.10 には氷河流動方向に沿った断面図を示す。

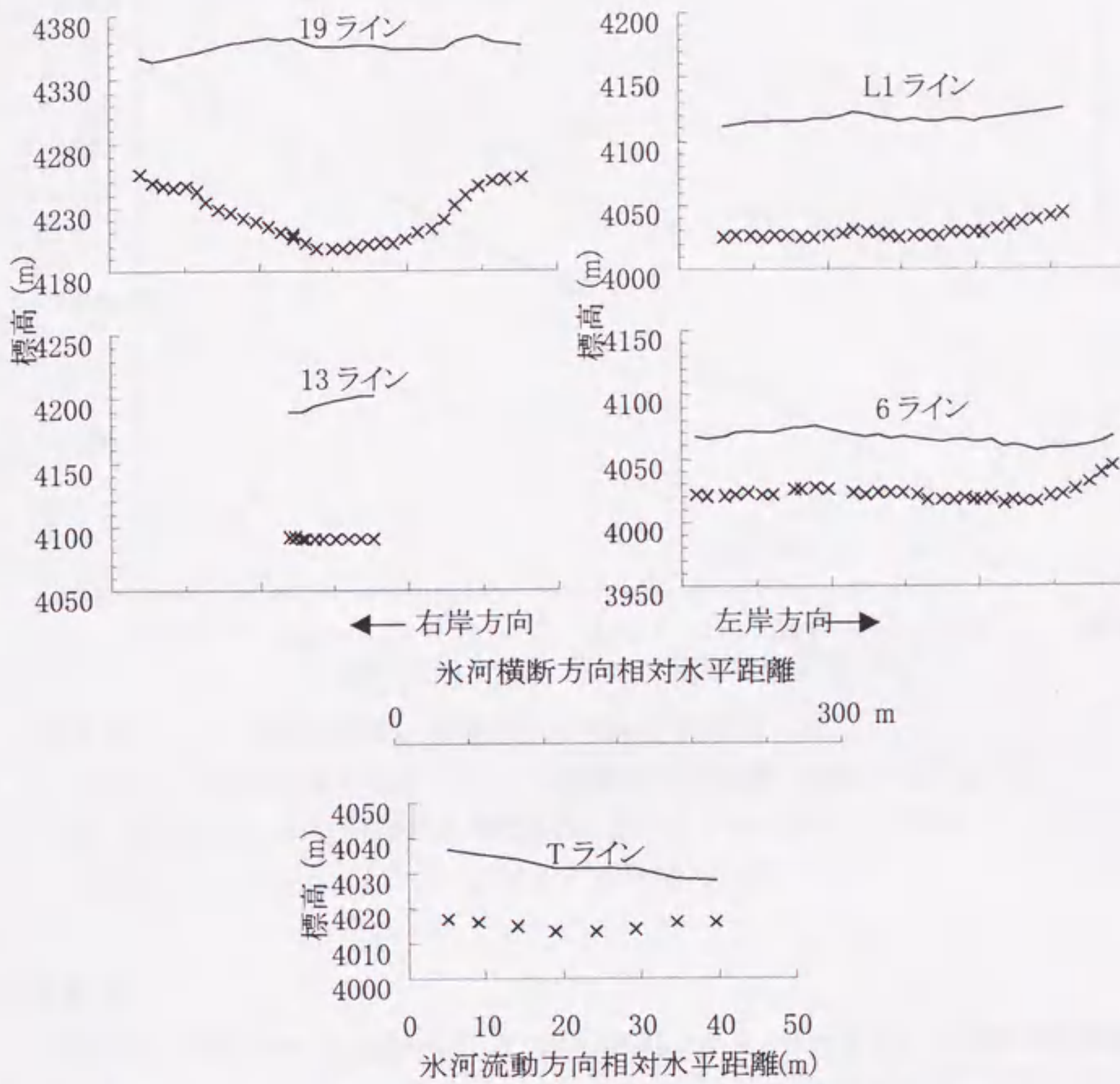


図 3.9 リルン氷河消耗域の氷厚測定結果

図 3.7 中の C, 15, 14 ラインを除く各ラインに沿った基盤高度を×印で示している。上 4 図に示すラインは氷河横断方向に沿っているが、下の T ラインは氷河流動方向に沿っていることに注意。各×印は一測定点における結果で、実線は氷河表面測量結果である。なお測定範囲のさらに左右両岸側にもまだ氷河がある。

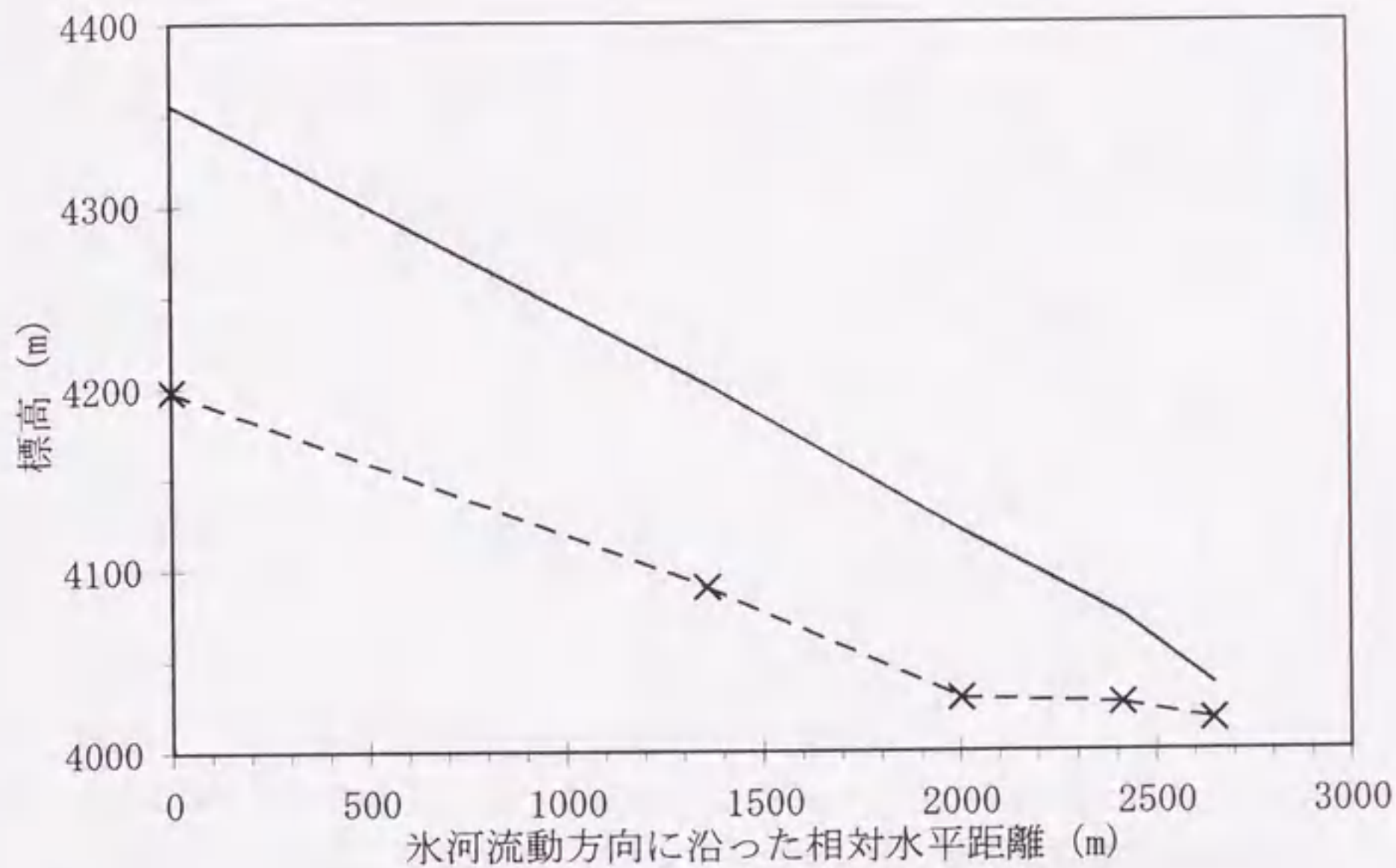


図 3.10 リルン氷河消耗域の流動方向に沿った断面図

1999年の表面高度を実線で示し、氷厚測定で得た中心流線下の基盤高度を×印および破線で示した。横軸の水平距離は、図 3.7 中の 19 ラインが基点で、下流方向に順に 13, L1, 6, T 各ラインにおける最深部を示している。

流動観測

リルン氷河消耗域では 1989 年以来、氷河表面に目印（マーカー）を設置した測量が数回繰り返されている。同一の目印に対する複数回の測量結果を比較することで表面流速を算出した。その結果を図 3.11 および表 3.6 に示す。谷氷河消耗域における流速ベクトルの氷河横断方向成分は、一般に氷河の中心から離れる方向を持つ（例えば Raymond, 1971）が、リルン氷河消耗域においては図 3.11 に示されているように氷河の中心方向の成分を持つものが見られる。これは複雑な表面地形を反映して各地点の最大傾斜方向がまちまちであるためと考えられる。通年平均流速よりも夏期流速が大きくなっているのは、2.3 節で解説した氷河底部の流速 u_b が融解水の影響によって夏期に増大するためと考えられる (Iken and Bindshadler, 1986)。また流速は下流ほど減少しており、圧縮流となっていることが分かる。

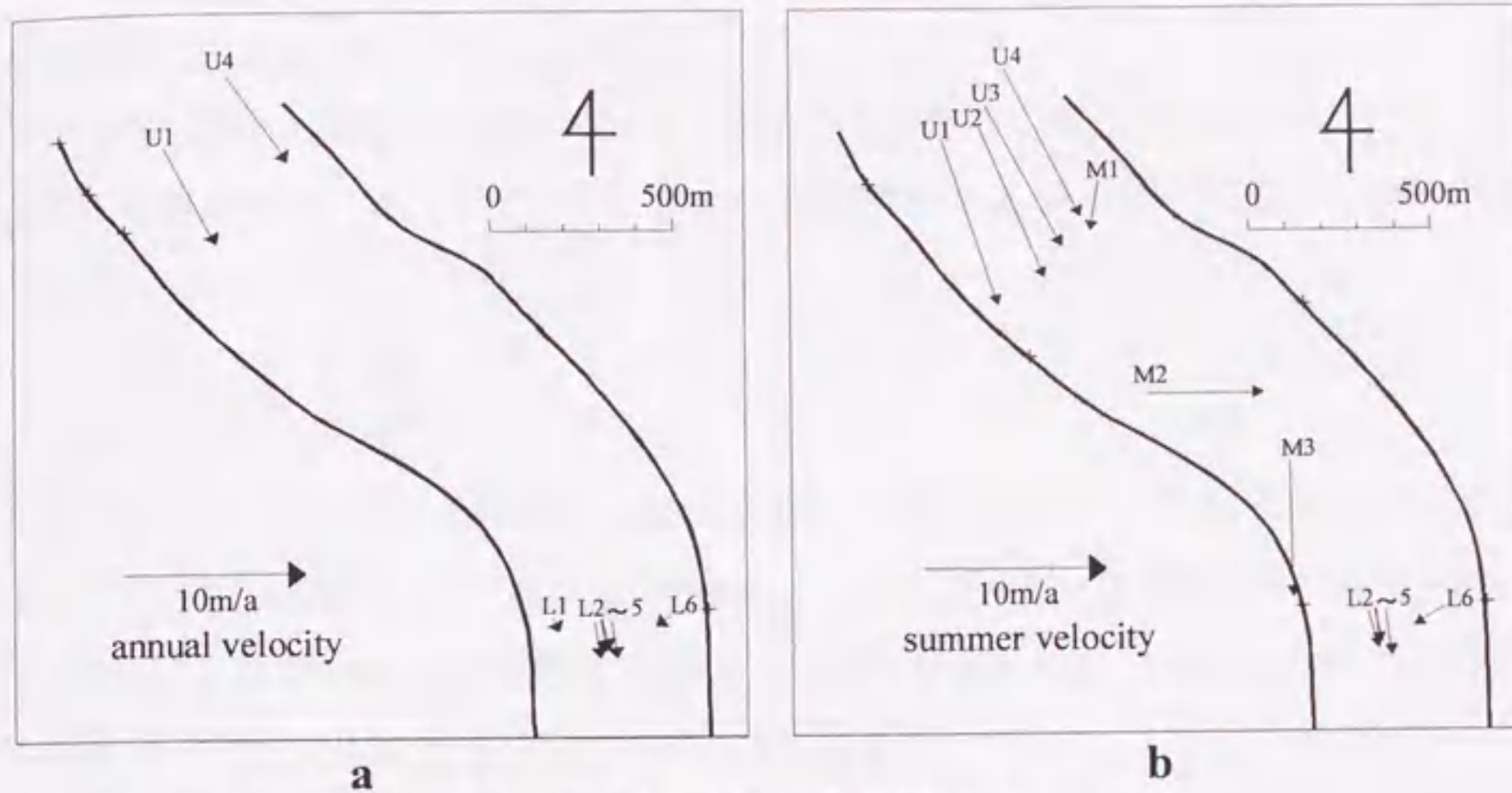


図 3.11 リルン氷河消耗域における表面水平流速分布
 (a)は通年平均流速 U 、(b)は夏期流速 U_s を示す。図の範囲は、図 3.7 中の赤破線で囲まれた範囲。太実線はラテラル・モレーンを、+印は測量基点を示す。

表 3.6 リルン氷河消耗域における表面水平流速値

観測期間に応じて、通年平均流速 U と夏期流速 U_s に区分した。また冬期流速 U_w は見積値(本文参照)。ただし単位はいずれの場合も $m \text{ 年}^{-1}$ に統一して換算した。またそれぞれの観測期間を()内に併記した。測点番号は図 3.11中と同じ。

測点	U (観測期間)	U_s (観測期間)	U_w
U1	6.0 (1994年9月~1996年10月)	9.7 (1994年7月~9月)	4.1
U2		9.0 (同上)	
U3		8.8 (同上)	
U4	5.7 (1994年9月~1996年10月)	9.2 (同上)	3.9
M1		2.8 (同上)	
M2		6.3 (1996年6月~10月)	
M3		7.5 (1996年5月~10月)	
L1	0.8 (1989年12月~1996年10月)		
L2	2.0 (同上)	2.1 (1996年6月~10月)	1.9
L3	1.8 (同上)	1.9 (同上)	1.7
L4	1.7 (同上)	2.0 (同上)	1.5
L5	2.1 (同上)	2.5 (同上)	1.9
L6	1.0 (同上)	2.0 (同上)	0.5

氷河流動の圧縮流に伴う表面上昇効果

消耗域における氷河氷の密度は一定すなわち非圧縮性であると考えて良いので、圧縮流は氷厚を厚くし表面レベルを上昇させる効果を持つ。2.1 節で紹介した連続の式(2.1)：

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{b}{\rho_i} - \frac{1}{W} \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (2.1)$$

の右辺第二項がまさにこの圧縮流 ($\partial Q/\partial x < 0$) に伴う表面レベル上昇効果を示している。以下、この圧縮流に伴う表面上昇効果を、前述した氷厚と表面流速の実測値を用いて見積もる。まず氷河基盤の横断面形状を放物線と仮定すると、氷河断面積 S は表面の氷河幅 W と中心の氷厚 H を使って次のように表せる。

$$S = \frac{2}{3}WH \quad (3.1)$$

また簡便のため一年をモンスーン期 6 月～9 月の 4 ヶ月 (122 日) を夏期、非モンスーン期 10 月～5 月の 8 ヶ月 (243 日) を冬期と定義する。表 3.6 に示した夏期流速 U_s の各観測期間はこの定義とは異なっているものの、夏期 4 ヶ月中は流速がこの実測値 U_s で一定であると仮定する。すると通年平均流速 U と夏期流速 U_s の双方が実測された地点では表 3.5 に示したように冬期流速 U_w が見積もれる。冬期には氷河融解が少ないので底部の流速 u_b も小さいはずである。この冬期の u_b を無視すれば、冬期流速 U_w は氷河氷の塑性変形分の流速 $u_s - u_b$ に等しい。つまり年間平均の氷河底部の流速 u_b は $U - U_w$ と表せることになる。よって式(2.33),(2.34)より $n=3$ として流量 Q は次のようになる。

$$Q = \frac{2}{3}WH \left(U - \frac{1}{5}U_w \right) \quad (3.2)$$

リルン氷河消耗域の氷河幅は図 3.7 のようにほぼ一定であることから $\partial W/\partial x = 0$ とすると、最終的に圧縮流に伴う表面上昇効果は次式で計算できる。

$$-\frac{1}{W} \frac{\partial Q}{\partial x} = -\frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial x} \left[H \left(U - \frac{1}{5}U_w \right) \right] \quad (3.3)$$

リルン氷河消耗域に式(3.3)を適用して計算すると、表 3.7 に示すとおり、およそ 0.2 m 年^{-1} という結果が得られた。ここで氷河中心部の氷厚 H は前述したアイス・レーダによる実測値を用い、流速 U 、 U_w は氷河横断方向に並んでいる表 3.6 中の測点 U1,4 (上流部) および L2~6 (下流部) での平均値を用いた。

表 3.7 リルン氷河消耗域における圧縮流に伴う表面上昇効果の見積

x は氷河中心流線に沿った相対的な水平距離を示す。 $-\frac{1}{W} \frac{\Delta Q}{\Delta x}$ が対象範囲における平均の圧縮流に伴う表面上昇効果を示し、式(3.3)より求めた。

	x (m)	H (m)	U (m 年 ⁻¹)	U_w (m 年 ⁻¹)	$-\frac{1}{W} \frac{\Delta Q}{\Delta x}$ (m 年 ⁻¹)
上流部	0	160	5.9	4.0	0.24
下流部	1810	90	1.7	1.5	

なお連続の式(2.1)中の右辺第一項の質量収支に関しては、Rana (1997)によって1996年モンスーン期の消耗量が氷当量で1.2 mと見積もられている。デブリに覆われているリルン氷河消耗域における降雪は氷河水を涵養することにはならない。ただしモンスーン期間外の融解も多少は考えられることから、年間質量収支は結局-1.2 m 年⁻¹以下と捉えられる。そこで連続の式に、前述したリルン氷河消耗域における表面低下量の実測値と、ここで算出した圧縮流に伴う表面上昇効果の見積値を代入してみる。式(2.1)と異なりここでは鉛直下向きを正として考えると、

$$\begin{aligned} (\text{表面低下}) &= (\text{消耗}) - (\text{圧縮上昇効果}) \\ 1 \sim 1.5 &= 1.2 \text{ 以上} - \text{約 } 0.2 \quad [\text{単位: m 年}^{-1}] \end{aligned} \quad (3.4)$$

という関係となる。各項は独立した方法によって個別に算出した値であるが、それぞれ概ね妥当な見積であることが推察される。

3.4 結論

近年の観測結果により、ネパール・ヒマラヤの氷河は縮小傾向にあることが明らかであり、さらにその縮小速度は1990年代に入って加速していると推察される。ネパール・ヒマラヤのC型氷河における観測結果は、Meier (1984)が海面上昇への寄与を評価するために世界中の山岳氷河の縮小量を考察したよりも、大きな氷河縮小を示していた。このことはヒマラヤにおける氷河が夏期涵養型氷河であることに原因が求められるであろう。さらにD型氷河では、極めて起伏に富んだ表面地形と広大な面積のために従来は氷河縮小量の直接観測例が乏しかったのだが、クンプ氷河とリルン氷河の消耗域においてC型氷河に比べても同程度の速さで表面低下が起こっていることが明らかとな

った。D型氷河の面積は広大であり、この観測例はヒマラヤの氷河変動の全体像を把握する上で貴重な成果と言える。また氷河変動モデルの構築にとって不可欠な氷厚すなわち基盤地形について、アイス・レーダを用いた実測に成功した。クンプ氷河については、これらの基礎データをもとに第5章においてD型氷河に対する初めての氷河変動モデルを構築し、数値計算による氷河縮小の再現と将来予測を行っている。一方リルン氷河については、流動観測をもとに圧縮流に伴う表面上昇効果を見積もることによって、表面低下実測値の裏付けを得ることもできた。

第4章 夏期涵養型氷河の変動特性に関する数値実験

4.1 実験の目的と条件

本章では、理想的に単純化した気候・地形条件のもとでの仮想氷河を想定し、夏期涵養型氷河が気候変化に応答して変化する際の本質的な特性について考察する。夏期涵養型の氷河質量収支の計算には、2.2節で示した上田(1983)による式(2.10)~(2.12)を用いる。気候条件としては、東部ネパール・ヒマラヤのA010氷河周辺での観測値をもとに設定するが、気温と降水量の季節変動は単純に正弦曲線で表現する(図4.1)。

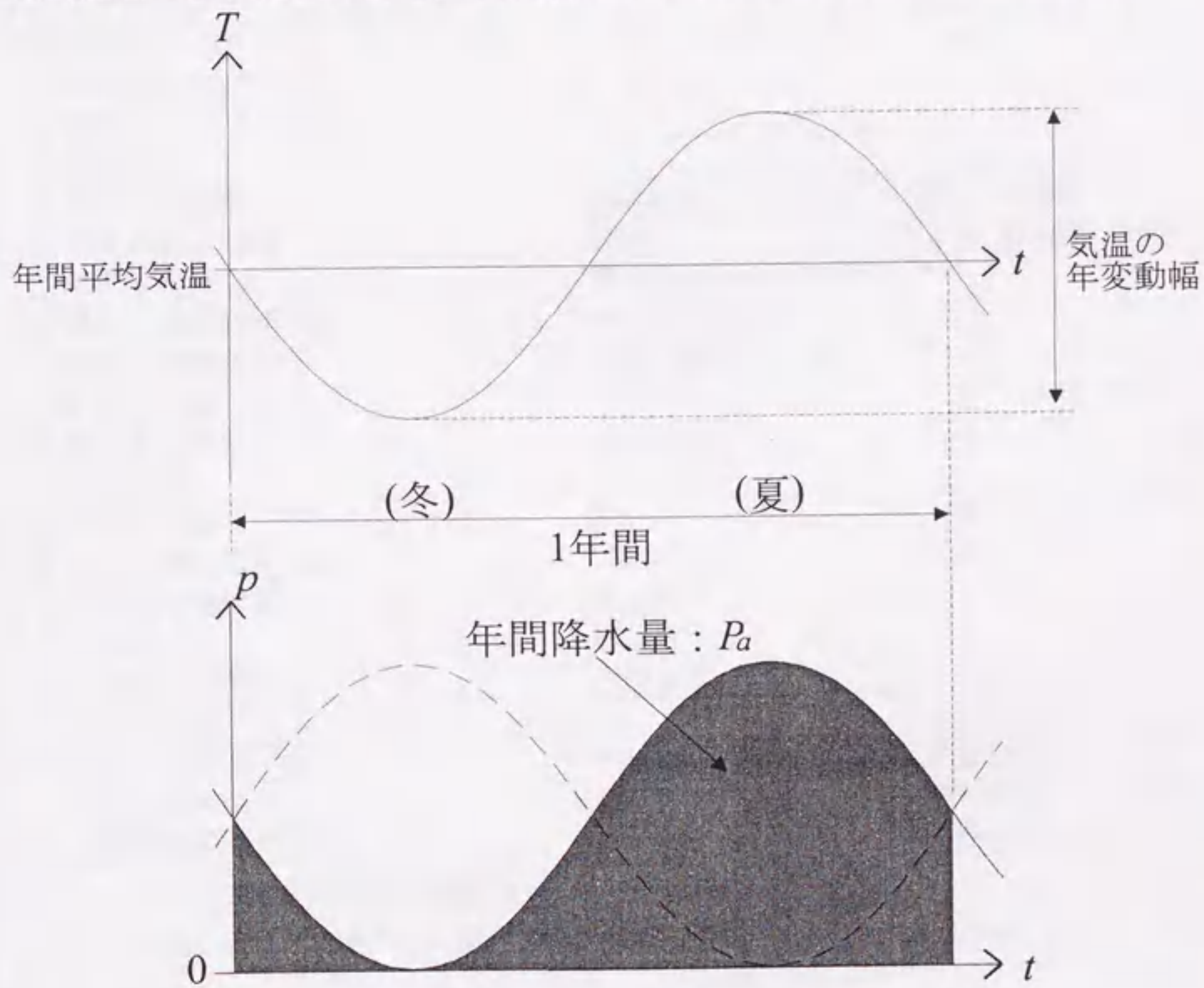


図4.1 数値実験で仮定した気温と降水量の季節変化
 ともに簡単のため、正弦曲線を仮定した。冬期涵養型の場合の降水量の季節変化は破線で示している。

さらに降水量の高度による変化は無視する。またここでは夏期涵養という特性に着目するため、地形条件としては最も単純といえる氷河基盤地形、すなわち一定の傾斜を持ち横断面が一定の幅の長方形である谷を考える。基盤地形の上端高度は氷河質量収支の平衡線高度 (ELA: equilibrium line altitude) より 100 m 高いとおく。氷河の氷体の条件としては、氷温は全層で -2°C とし、氷河底部の流動は無視する。つまり氷河底面が基盤に凍結した寒冷氷河を想定している。具体的な条件を表 4.1 にまとめた。

表 4.1 夏期涵養型氷河の変動特性に関する数値実験条件一覧

項目	数値または条件	備考
モデル計算のための基本条件		
計算時間ステップ: Δt	1/36 年 (約 10 日)	
基本 grid 間隔: ΔX	50 m	
末端 grid 挿入・削除のバッファ: δX	2.5 m	
気候条件		
気温の年変動	正弦曲線	図 4.1 参照
気温の年変動幅	13°C	上田 (1983) より
年間平均気温	標高 4958 m で -2.9°C	*1
気温の高度減率: Γ	$-6^{\circ}\text{C km}^{-1}$	
降水量の高度分布	高度に依らず一定	*2
年間降水量: P_a	1600 mm	上田 (1983) より
降水量の季節変動	正弦曲線	図 4.1 参照
地形条件		
基盤の傾斜	0.2	一定
氷河上端の基盤高度	ELA+100 m	後述
氷河横断面形状	長方形	
氷河幅: W	500 m	
shape factor: f_s	式(2.30)	
氷河の条件		
氷河氷の密度: ρ_i	900 kg m^{-3}	部位に依らず一定
氷河氷の氷温: T_i	-2°C	部位に依らず一定
氷河底部の流動: u_b	0	場所に依らずゼロ

*1: 最暖期 4 ヶ月の平均気温が 2.4°C (上田, 1983) となるように設定。

*2: AX010 氷河における 1978 年夏期の観測結果 (Ageta *et al.*, 1980) より。

これらの条件のもとで第 2 章に詳説した氷河変動モデルを用いるが、夏期涵養型氷河の特性を知るために対称的な冬期涵養型氷河も仮想して 4.4、4.5 節における比較に用いた。この冬期涵養型氷河とは、図 4.1 に示されている降水量の季節変動が夏期涵養型とは半年ずれた気候条件を想定している。このような諸条件のもとで計算される質量

収支の高度分布は図 4.2 となる。図 4.2 で示されているとおり、この冬期涵養型氷河は夏期涵養型氷河に比べて ELA が約 65 m 低くなる。よって夏期涵養型氷河と冬期涵養型氷河の両者の地形（高度）条件を全く同じとすると、冬期涵養型氷河の方が涵養域面積ひいては氷河体積が大きくなる。氷河体積に大きな差があると氷河変動における特性を比較するのが困難になる。そのため両者の涵養域面積がほぼ同じになるように両者の基盤高度に ELA の差の分だけ差をつけた。表 4.1 中で氷河基盤の上端高度をそれぞれの ELA より 100 m 高いと設定しているのはそのためである。このようにして基盤高度の条件は相対的に同等としたが、後述する標準定常状態における両者の氷厚には多少の差が生じ、そのため両者の涵養域面積、氷河長、氷河体積は厳密に等しい訳ではない。ただしその差は小さく、かつ後述の比較、議論では標準定常状態における値で規格化するため、問題とはならない。

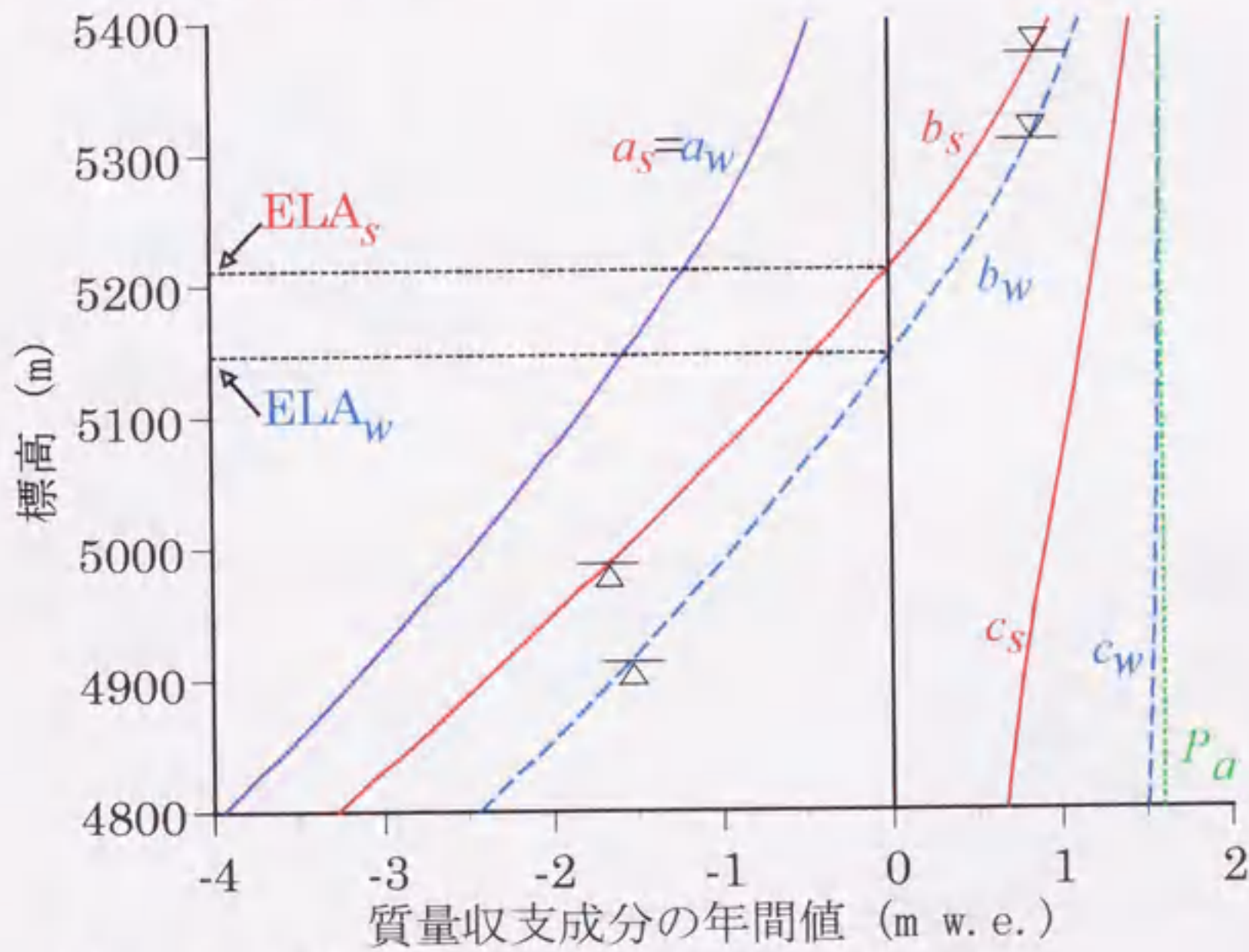


図 4.2 標準状態における質量収支各成分の高度分布

下付きの s (赤実線) は夏期涵養型氷河、 w (青破線) は冬期涵養型氷河を示す。ただし消耗量 a は両者とも等しくなっている。年間降水量 P_a (緑点線) は高度によらず一定と仮定した。また標準定常状態における氷河の上端および末端高度(図 4.3) を ∇ , \triangle 印付きの横線で示す。

4.2 実験の手順

4.2.1 標準定常状態

前節のような条件のもとで、まず氷河が全くない状態からモデル計算を開始し、氷河が徐々に成長して定常状態に到達するまで計算を続けた。ここで定常状態とは、氷河表面高度を1年毎に比較して氷河全域で差がなくなる状態を指す。しかしモデルの数値計算においては変数の数値を倍精度（15桁）で計算しているため、計算上厳密な意味での定常状態を得るのは非現実的である。したがって本研究では氷河全域にわたって氷河表面高度の差が0.1 m以内に収束した場合を定常状態と定義した。このようにして計算された定常状態を「標準定常状態」と命名した。夏期涵養型、冬期涵養型氷河の標準定常状態における氷河流動方向に沿った断面図を図4.3に示す。

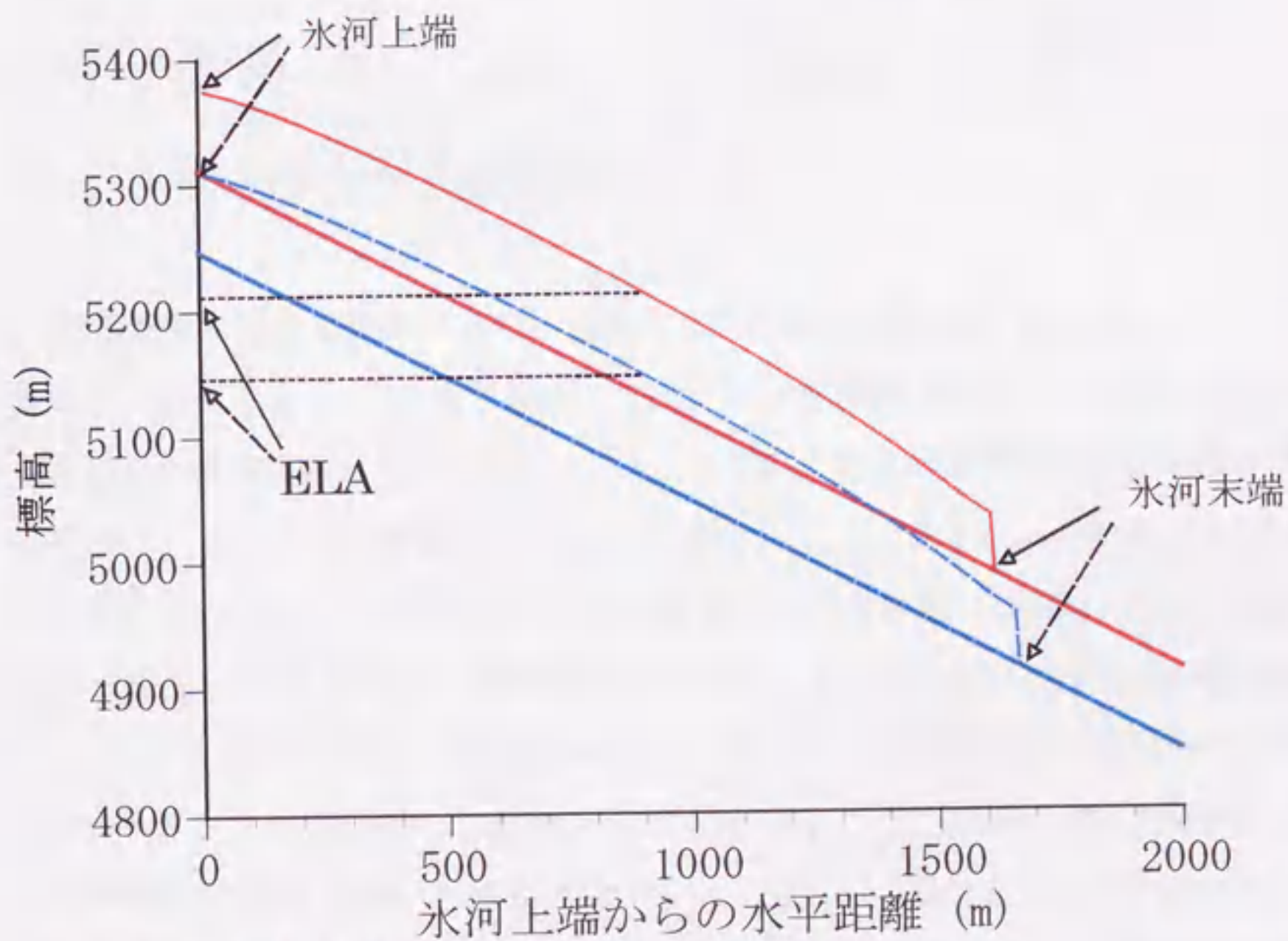


図4.3 標準定常状態における氷河流動方向断面図

夏期涵養型氷河（赤実線）、冬期涵養型氷河（青破線）の氷河表面および基盤をともに示している。

この標準定常状態における氷河上端の表面高度および末端の高度を図4.2中の質量収支曲線中に示した。定常状態における氷河全域の質量収支の総和はゼロであるから、図4.3で示されている表面高度プロファイルに沿って図4.2中の質量収支を積分すればゼロとなっている。図4.2で標準定常状態の氷河存在高度幅がやや下方にずれているように見えるのは、図4.3に示されているとおり氷河末端付近で急激に氷厚が薄くなっているために過ぎない。標準定常状態における氷河長、氷河の平均の厚さ、氷河体積等を表4.2にまとめた。

表 4.2 標準定常状態における氷河規模等

	夏期涵養型氷河	冬期涵養型氷河
氷河長： $L_g(0)$ (m)	1616.4	1665.6
平均氷厚： $H_g(0)$ (m)	75.0	73.8
氷河体積： $V_g(0)$ ($\times 10^7$ m ³)	6.06	6.14
ELA (m a.s.l.)	5211.5	5146.9
到達所要時間 (年)	534	709

4.2.2 気候変化に対する感度実験

標準定常状態を初期条件とし、気温を突然に Δ_T だけ昇温するか、あるいは年間降水量を Δ_P だけ減少させて、氷河が縮小して新たな定常状態に到達する様子を氷河変動モデルを用いた感度実験として実施した。ここで気温または年間降水量の変化幅を規格化するために、ネパール東部 AX010 氷河の南東 20 km、標高 2770 m の Chialsa に位置する気象官署の 1971~1990 年の年間平均気温と年間降水量 (DIHM, 1977, 1982, 1984, 1986; DHM, 1988, 1995) の標準偏差を求めた。すなわち年間平均気温の標準偏差は $\sigma_T = 0.5^\circ\text{C}$ であり、年間降水量の標準偏差は 319 mm で年間降水量の平均値 1914 mm の 16.7%であることから $\sigma_P = 0.167P_a = 267$ mm とした。この標準偏差で規格化した気温と降水量の変化幅 (Δ/σ) を 0.1, 0.2, 0.3,... と 0.1 ずつ異なるような条件のもとで感度実験を繰り返した。図 4.4 に感度実験結果の一例として、 $\Delta/\sigma = 1$ の場合の氷河体積変化を定常状態における体積で規格化して示す。氷河体積は時間に伴い指数関数的に減少して新たな定常状態に近づいている。一方、氷河長の変化の場合は図 4.5 に例示するように、気候が変化しても即座に急激な減少は示さない。これは氷河末端付近の氷厚が厚い (図 4.3) ために、末端部の氷が即座に消耗してしまうことにはならないことによる。

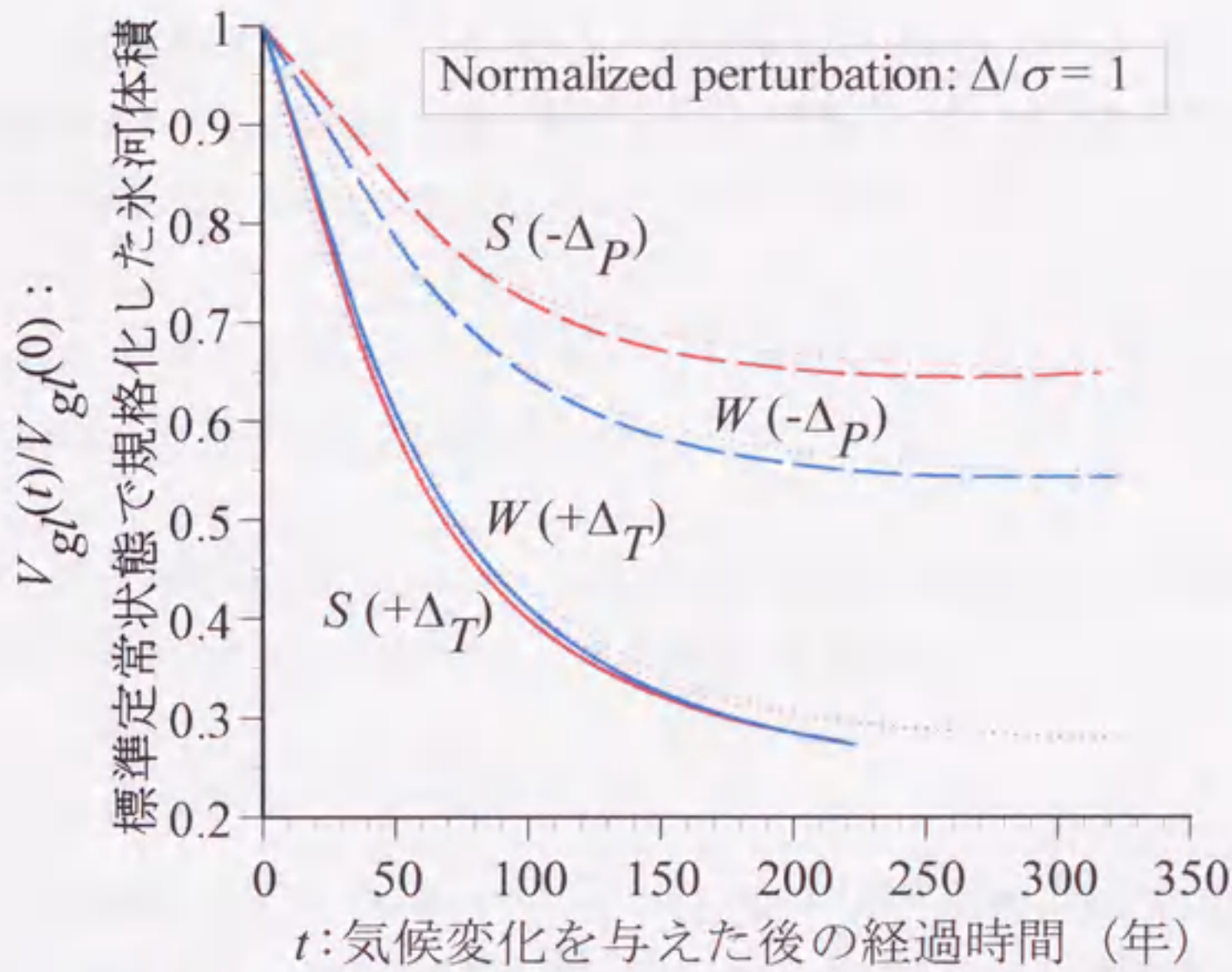


図 4.4 氷河体積の応答変化例

気候変化幅が標準偏差に等しい場合 ($\Delta/\sigma=1$)。S (赤線), W (青線) はそれぞれ夏期、冬期涵養型氷河の応答変化、 $+\Delta_T$ (実線), $-\Delta_p$ (破線) はそれぞれ気温上昇、降水量減少の場合を示す。また点線は、式(4.4)によるそれぞれの近似曲線。

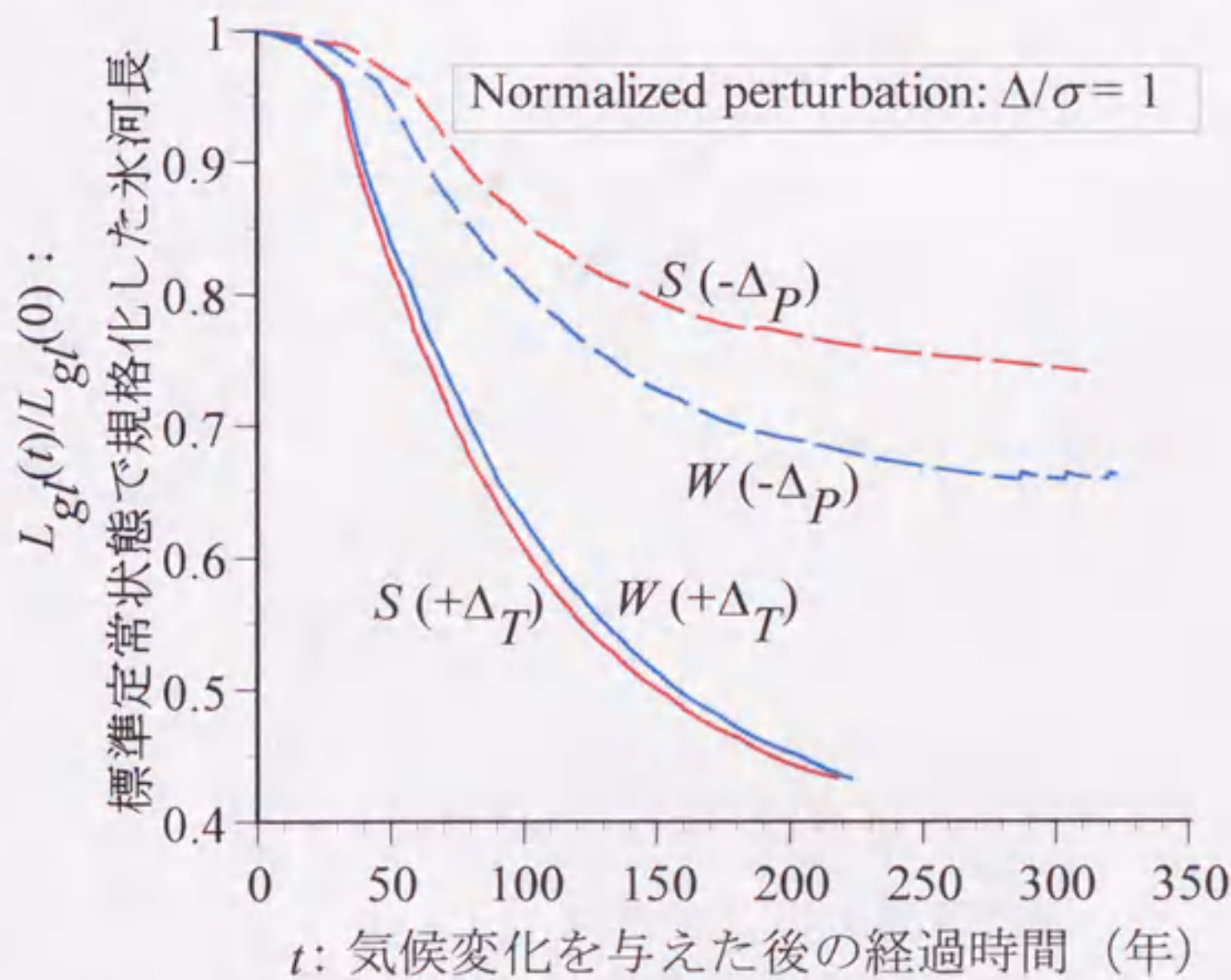


図 4.5 氷河長の応答変化例

図 4.4 に同じく、 $\Delta/\sigma=1$ の場合。ただし近似曲線はない。

よって気候の変化への応答としての氷河縮小の特性は、氷河長（末端の位置）よりも氷河体積の変化で議論する方が妥当である。次節ではこの氷河体積変化について、新たな定常状態までの変化の規模と、変化の速さの両面から議論する。

4.3 結果と考察

4.3.1 氷河体積変化規模

感度実験の結果、Chialsa における標準偏差で規格化した気候変化幅 (Δ/σ) に対する、標準定常状態で規格化した氷河体積の変化規模：

$$\frac{\Delta V_{gl}(\infty)}{V_{gl}(0)} = 1 - \frac{V_{gl}(\infty)}{V_{gl}(0)} \quad (4.1)$$

が図 4.6 に示すように得られた。ここで $V_{gl}(t)$ が感度実験における時刻 t の氷河体積を示すものとして、 $V_{gl}(0)$ は標準定常状態における体積、 $V_{gl}(\infty)$ は最終的な定常状態における体積を示す。また $\Delta V_{gl}(t)$ は標準定常状態からの体積変化の大きさを示すものとして、 $\Delta V_{gl}(\infty)$ は最終的な定常状態における変化規模を示す。

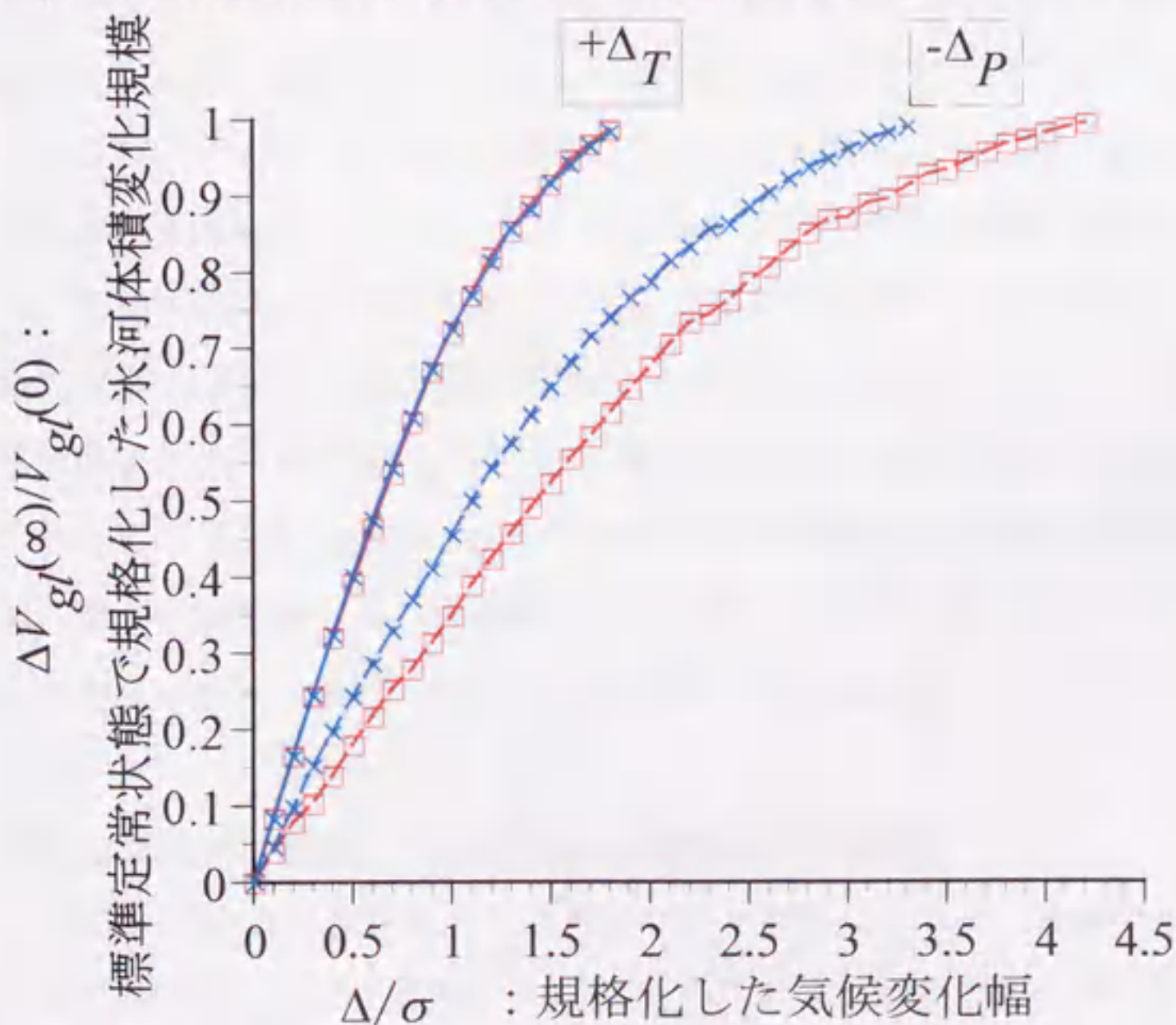


図 4.6 気候変化幅に対する氷河体積変化規模
□印と赤線は夏期涵養型氷河、×印と青線は冬期涵養型氷河の場合を示し、実線は気温上昇 (+ Δ_T)、破線は降水量減少 (- Δ_p) の場合を示す。

図 4.6 から次のことが読みとれる。

- (a) 夏期涵養型氷河の場合、気温変化に対する体積変化規模は同等の降水量変化の約 2 倍となる。
- (b) 気温変化に対する、夏期涵養型氷河および冬期涵養型氷河の体積変化規模は同等となっている。
- (c) 降水量変化に対しては、夏期涵養型氷河よりも冬期涵養型氷河の方が体積変化規模が大きくなっている。
- (d) 体積変化規模が標準定常状態体積の約 7 割以下の場合には気候変化幅 ($\Delta\sigma$) に対して線形の関係にあるが、7 割を越える大きな変化の場合には線形関係からずれている。

以下、この(a)~(d)について考察する。

(a) 夏期涵養型氷河の気温変化と降水量変化に対する応答規模

Chialsa における標準偏差で規格化した気候変化幅に対する、夏期涵養型氷河の体積変化幅の違いは、ネパール東部における氷河変動の大きさが降水量変化よりも気温変化によって大きく支配されていることを示唆する。ただし一般に降水量は気温よりも場所による違いが大きく、年々の変動の大きさも場所によって異なると考えられる。図 4.6 の夏期涵養型氷河において、気温変化の体積変化規模と同等の変化規模を降水量変化によって得るには、2~2.3 倍の規格化した気候変化幅 ($\Delta\sigma$) を要する。換言すれば降水量変化幅 (Δ_p/σ_p) が気温変化幅 (Δ_T/σ_T) の 2~2.3 倍より小さい限りは、体積変化規模は気温変化の方が大きい。すなわち降水量よりも気温の変化の方が氷河変動をより大きく律しているという関係は、ネパール東部の実際の気候変動における年平均気温の変動幅に対する年間降水量の変動幅の比 (Δ_p/Δ_T) が $2\sim 2.3 \times \sigma_p/\sigma_T = 1.1\sim 1.2 \times 10^3 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}$ より小さいという条件において、成り立つことになる。

(b, c) 夏期涵養型氷河と冬期涵養型氷河の応答規模

本研究では降水量を高度に依存しないと仮定したので、気温を Δ_T だけ昇温することはモデル計算において高度を一様に $\Delta_T/|\Gamma|$ だけ下げることと同じ意味を持つ (Γ は気温減率)。したがって気温を上昇させた場合 (b) の ELA の上昇幅は夏期涵養型氷河、冬期涵養型氷河とも等しく $\Delta_T/|\Gamma|$ となっている。定常状態における氷河末端の位置は、

氷河上端から氷河表面に沿って積分した質量収支がゼロとなる場所に位置する。本研究では氷河上端の基盤高度をもとの（標準定常状態における）ELAからの相対位置として夏期涵養型氷河、冬期涵養型氷河とも同等となるように設定した。そのために新たな定常状態においてもELAからの氷河上端高度の相対的位置はほぼ同等となり、質量収支の高度分布曲線の相似性から、末端の位置、ひいては氷河体積も同等という結果となってしまうのである。また降水量を減少させた場合(c)には、式(2.10),(2.11)から分かる通り、質量収支のうち消耗量の高度分布は標準状態(図4.2)と変わらずに涵養量のみが変化している。夏期涵養型氷河の方が冬期涵養型氷河よりも降水量に占める降雨の割合が高いことから、降水量を同じだけ変化した場合には夏期涵養型氷河の涵養量の変化は冬期涵養型氷河よりも小さいものとなっているのである。

ここで本研究の消耗量の計算に用いた式(2.11)に立ち戻って考察する。式(2.11)の $-3 \sim 2^{\circ}\text{C}$ の気温範囲において3.2乗というべき乗となっているのは、AX010氷河におけるアルベドの融解へ及ぼす効果を経験的に含んだ結果であった。すなわち低温では新雪の高いアルベドによって相対的に融解が抑制され、高温では新雪に覆われる割合が減るためにアルベドが低くなって相対的に融解が促進される(Ageta *et al.*, 1980)ということの意味している。冬期涵養型氷河の場合には融解期の降水が夏期涵養型氷河よりも少なく、したがって新雪に覆われることが少ないため、式(2.11)をそのまま適用したことは新雪による融解抑制効果の過剰評価(消耗量の過小評価)という結果となっている。この消耗量過小評価は気温が低い高所ほど大きくなるため、図4.2中に示された冬期涵養型氷河の質量収支の高度分布は本来さらに小さな高度傾度を持つ筈なのである。本研究における気温上昇に対する冬期涵養型氷河の消耗量増加は、したがって過剰評価されていると考えられる。また降水量が減少した場合には、夏期涵養型氷河の新雪による融解抑制効果も減少し、その結果消耗量が増大する筈である。しかし本研究では、消耗量は降水量とは無関係に計算された。したがって気候変化に対する夏期涵養型氷河と冬期涵養型氷河の応答規模を正當に比較するためには、本研究で用いた簡易な式(2.11)よりも詳細に融解過程を反映させる必要がある。

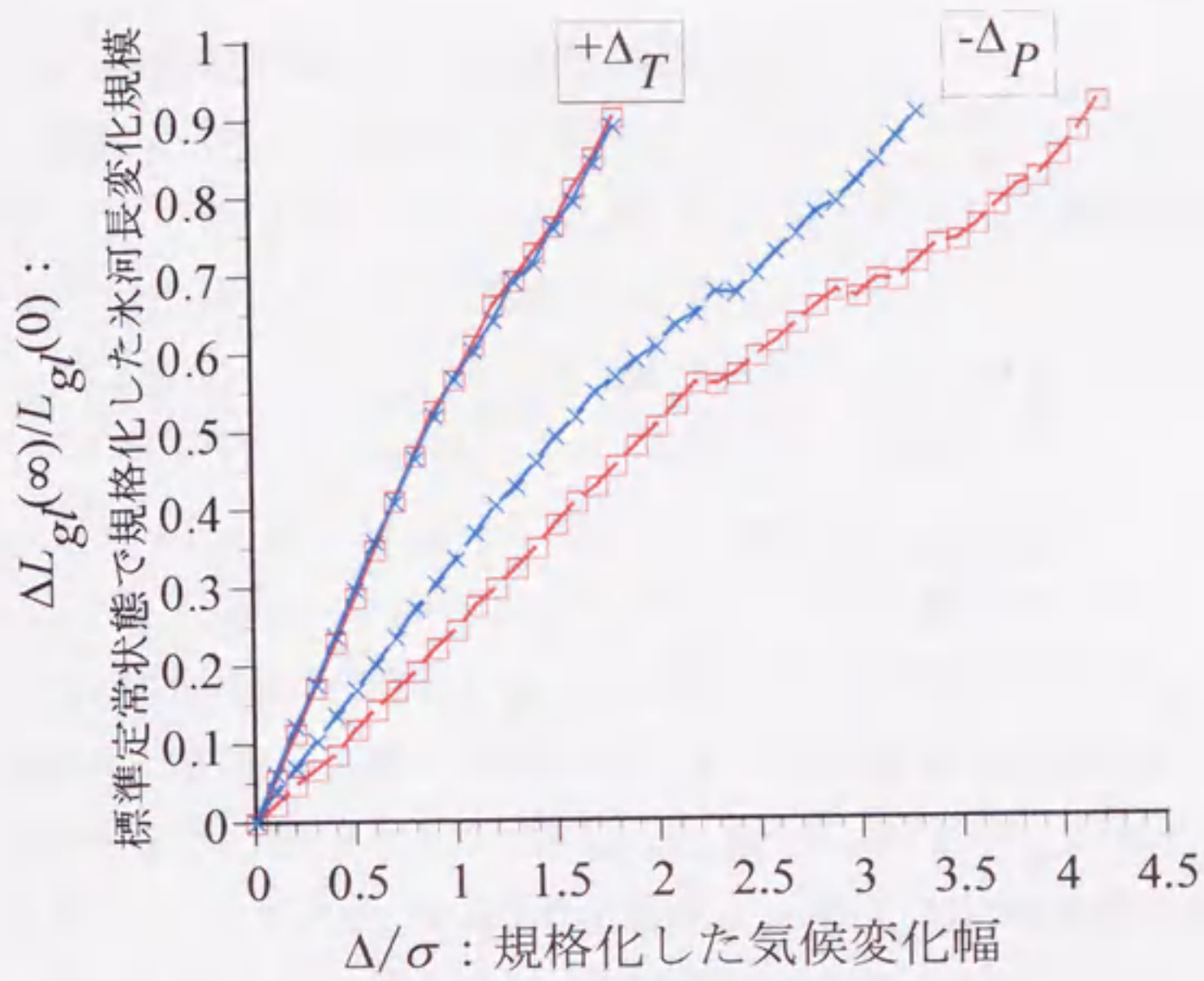


図 4.7 気候変化幅に対する氷河長変化規模
凡例は図 4.6 に同じ。

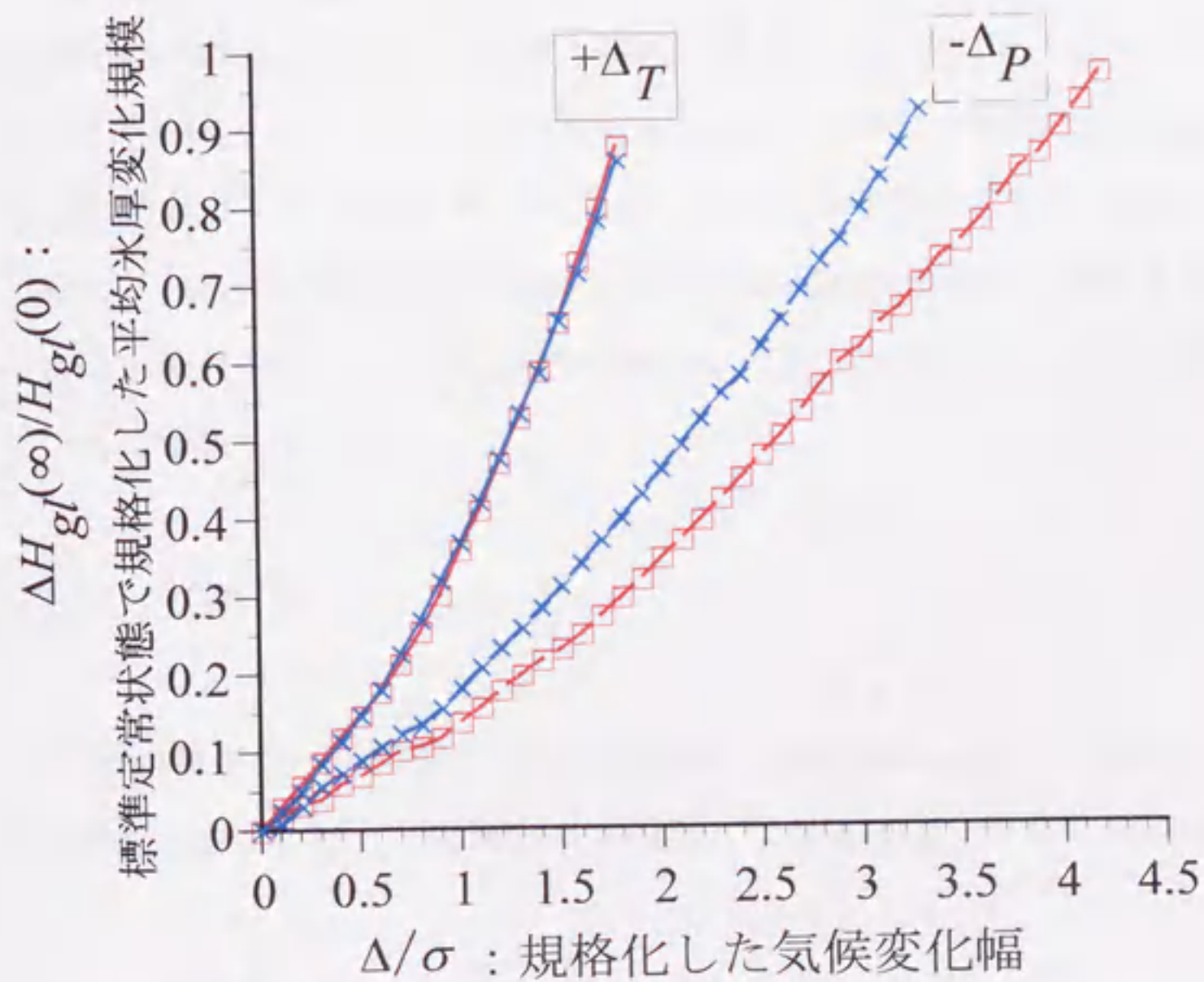


図 4.8 気候変化幅に対する平均氷厚変化規模
凡例は図 4.6 に同じ。

(d) 気候変化幅に対する体積変化規模の変化

式(4.1)で表した体積変化規模 $\Delta V_{gl}(\infty)/V_{gl}(0)$ と同様に氷河長と平均氷厚の変化規模をそれぞれ $\Delta L_{gl}(\infty)/L_{gl}(0)$ 、 $\Delta H_{gl}(\infty)/H_{gl}(0)$ で表すと、氷河幅 W は一定としているためにこの三者は次のような関係となる。

$$\begin{aligned} \frac{V_{gl}(\infty)}{V_{gl}(0)} &= 1 - \frac{\Delta V_{gl}(\infty)}{V_{gl}(0)} = \left(1 - \frac{\Delta L_{gl}(\infty)}{L_{gl}(0)} \right) \left(1 - \frac{\Delta H_{gl}(\infty)}{H_{gl}(0)} \right) \\ \therefore \frac{\Delta V_{gl}(\infty)}{V_{gl}(0)} &= \frac{\Delta L_{gl}(\infty)}{L_{gl}(0)} + \frac{\Delta H_{gl}(\infty)}{H_{gl}(0)} - \frac{\Delta L_{gl}(\infty)}{L_{gl}(0)} \frac{\Delta H_{gl}(\infty)}{H_{gl}(0)} \end{aligned} \quad (4.2)$$

すなわち氷河長変化規模 $\Delta L_{gl}(\infty)/L_{gl}(0)$ 、平均氷厚変化規模 $\Delta H_{gl}(\infty)/H_{gl}(0)$ がともに気候変化幅 ($\Delta\sigma$) に対して線形に変化するのであれば、体積変化規模 $\Delta V_{gl}(\infty)/V_{gl}(0)$ は二次関数的な変化となるのである。 $\Delta L_{gl}(\infty)/L_{gl}(0)$ と $\Delta H_{gl}(\infty)/H_{gl}(0)$ の変化をそれぞれ図 4.7、4.8 に示す。氷河長変化規模 $\Delta L_{gl}(\infty)/L_{gl}(0)$ は気候変化幅 ($\Delta\sigma$) に対して線形に変化している (図 4.7) が、平均氷厚変化規模 $\Delta H_{gl}(\infty)/H_{gl}(0)$ は気候変化幅 ($\Delta\sigma$) が比較的小さい場合には変化が抑制されている (図 4.8)。これは図 4.2 に示されたとおり質量収支の高度傾度が高所ほど小さくなっていることが原因であると考えられる。気候変化幅が小さい場合には氷河上流部の質量収支の変化は小さく、そのために氷厚の変化も小さいものとなっていると考えられる。そしてこの氷厚変化規模が相対的に抑制された結果として氷河体積変化規模 $\Delta V_{gl}(\infty)/V_{gl}(0)$ は小さな気候変化幅に対しては線形に変化し、大きな気候変化幅に対しては氷河長変化規模と氷厚変化規模双方ともに線形に変化した結果として式(4.2)で示されているとおり二次関数的に非線形な変化を示していると解釈できる。

4.3.2 応答時間

変化の速さを示す指標として応答時間 (response time) を用いる。Jóhannesson *et al.* (1989a,b)によると、氷河の応答時間 τ_1 は次式により簡易に見積もれる。

$$\tau_1 = \frac{\langle H \rangle}{-b_t} \quad (4.3)$$

ここで $\langle H \rangle$ は典型的な氷厚として最大氷厚とおき、 b_t は氷河末端における質量収支

(負値)を示す。式(4.3)を用いて本研究の標準定常状態における τ_1 を計算すると、夏期涵養型氷河では53年、冬期涵養型氷河の場合は59年となる。

ただし氷河の表面高度は時間に伴って変化し、質量収支も変化する。式(4.3)はこのような質量収支の時間変化は考慮されておらず、結果的に本来の応答時間は式(4.3)の計算値よりも通常長くなると考えられる (Jóhannesson *et al.*, 1989b; Jóhannesson, 1997; Harrison *et al.*, in press)。このような時間変化のフィードバックを考慮するには本研究のような氷河変動モデルを用いて考察する必要がある。図4.4で例示したとおり、氷河体積の応答は次のような指数関数で近似することができる。

$$\Delta V_{gl}(t) = V_{gl}(0) - V_{gl}(t) = \Delta V_{gl}(\infty) \left[1 - \exp\left(-\frac{t}{\tau_2}\right) \right] \quad (4.4)$$

本研究では、この式(4.4)中の時定数 τ_2 を応答時間と定義する。時刻 $t=0$ で微分すれば、

$$\left. \frac{\partial \Delta V_{gl}(t)}{\partial t} \right|_{t=0} = \frac{\Delta V_{gl}(\infty)}{\tau_2} \quad (4.5)$$

となることから分かるとおり、この定義による応答時間 τ_2 は、感度実験の開始時 $t=0$ における体積変化の初期速度がその後も一定で続いた場合に最終的な定常状態へ到達するのに要する時間を示すものである。

図4.4に例示したような感度実験の結果得られる体積の時間変化に対して、式(4.4)の近似曲線を最小二乗法によって求めることで応答時間 τ_2 を算出した。気候変化幅 $\Delta\sigma$ に対する応答時間の結果を図4.9に示す。また体積変化規模 $\Delta V_{gl}(\infty)/V_{gl}(0)$ に対する応答時間の関係を図4.10に示す。ただし図4.9と図4.10には体積変化規模が0.3以下となる小さな気候変化幅の場合は含んでいない。これは気候変化幅が小さい場合には式(4.4)による近似の相関が悪化して、物理的な意味をなくしていると判断したためである。モデル計算で算出された体積変化の時間経過(例:図4.4)を厳密に見れば、指数関数からずれていることが分かる。気候変化幅が大きい場合には問題とはならないが、小さい気候変化の場合にはこのずれが相対的に無視できなくなる。また2.1節で解説した可変grid法を用いてもgrid数が増減する場合には小さな計算上の不安定すなわち小さな振動が生じる(Lam and Dowdeswell, 1996)。grid挿入・削除のバッファ δX を調整しこの振動を小さく押さえることで、通常はその影響を無視し得た。しかし変化規模が小さい場合には相対的にこの振動の影響も無視できなくなる。したがって図4.9、図4.10には近似の相関が充分によくなった体積変化規模0.3以上の結果のみを示した。

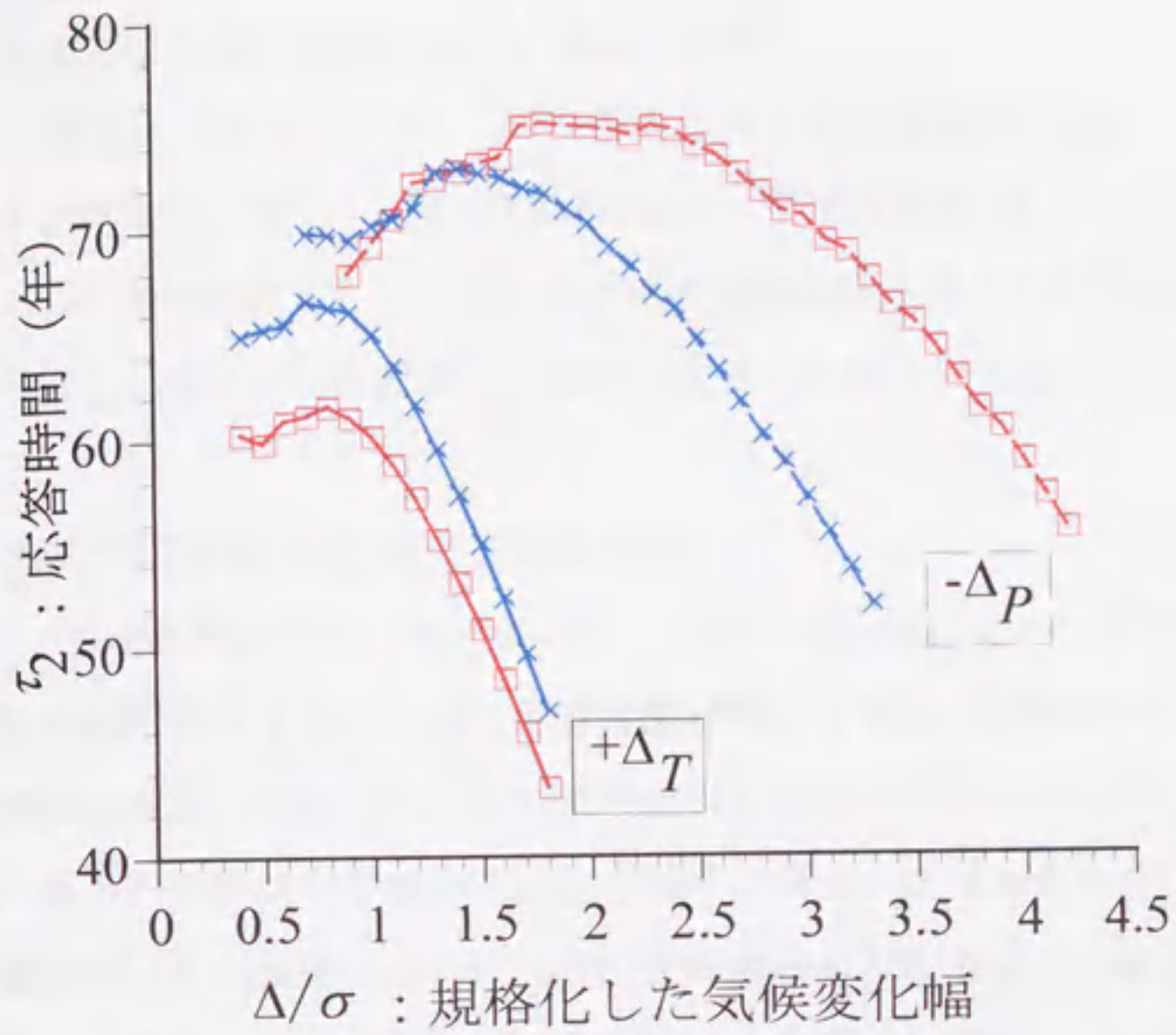


図 4.9 気候変化幅に対する応答時間の変化
凡例は図 4.6 に同じ。

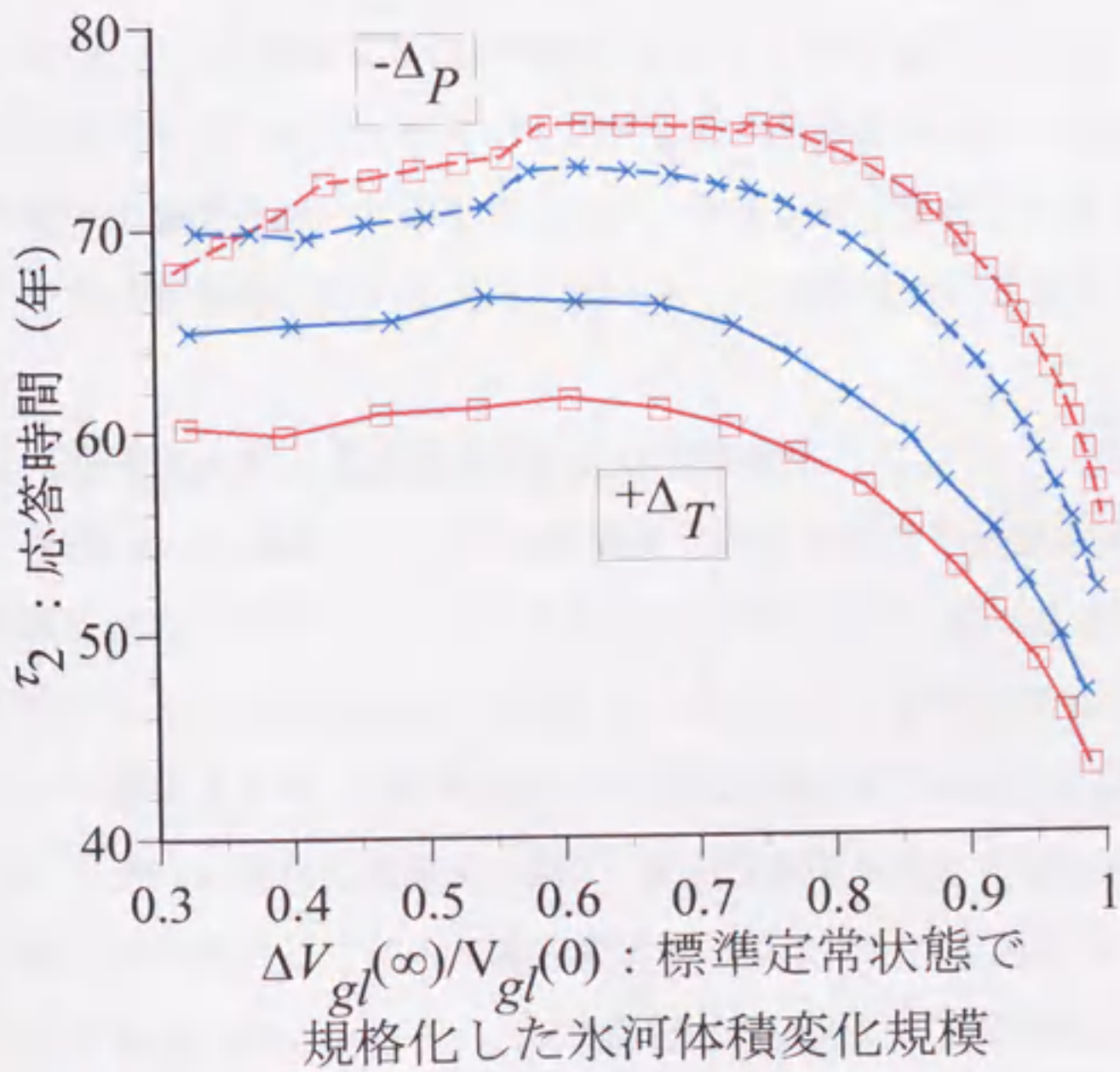


図 4.10 氷河体積変化規模と応答時間の関係
凡例は図 4.6 に同じ。

気温変化と降水量変化に対する応答時間

図 4.9、4.10 において、降水量変化よりも気温変化の場合の方が、夏期涵養型氷河、冬期涵養型氷河ともに応答時間は短い。夏期涵養型氷河におけるこの関係は、前小節において示唆した「ネパール東部の氷河変動は降水量よりも気温の変化により大きく律せられている」という関係を、氷河の応答の速さという面からも支持するものといえる。

体積変化規模に対する応答時間の変化

図 4.9 において、相対的に小さな気候変化幅において応答時間の変化は小さいが、気候変化幅が大きくなると応答時間が短くなる傾向が顕著である。図 4.10 のように体積変化規模で整理するとこの様子がより明瞭となる。すなわち体積変化規模が標準定常状態の約 7 割以下の場合には応答時間はほぼ一定であるが、7 割を越える大きな変化の場合には変化規模が大きいくほど応答時間が短くなる傾向が顕著になっているのである。式(4.3)による簡易な応答時間の見積りで考察すれば、大きな変化の場合の応答時間の短縮は氷河の縮小に伴って時間と共に氷厚が薄くなる効果が反映されていると解釈することができる。応答時間のこの傾向が約 7 割以下の体積変化規模に対しては見られないことは、この体積変化規模の範囲における氷厚変化規模が図 4.8 で示したとおり相対的に抑制されていることがその一因である可能性がある。本研究においては氷河が縮小する場合の感度実験を対象を限ったが、今後氷河が成長する場合を含めて、気候変化幅に対する応答時間の変化をさらに調べることは興味深い課題といえる。

夏期涵養型氷河と冬期涵養型氷河の応答時間

気温変化の場合には、夏期涵養型氷河の方が冬期涵養型氷河よりも応答時間が 1 割程度短くなっている。一方降水量変化の場合には、図 4.9 からは気候変化幅 (Δ/σ) が 1.5 以下では両者の差異が不明瞭で 1.5 以上では夏期涵養型氷河の方が応答時間が長いという関係となる。これは前述した変化規模が大きいく場合に応答時間が顕著に短くなるという傾向が現れる気候変化幅が、夏期涵養型氷河と冬期涵養型氷河では異なることに起因している。したがって降水量変化の場合における両者の比較は図 4.10 によるのが妥当である。図 4.10 から、降水量変化の場合には夏期涵養型氷河は冬期涵養型氷河よりも応答時間が若干長くなっていることが判明した。

式(4.3)による応答時間 τ_1 との差異

応答時間 τ_2 を式(4.3)による簡易な見積 τ_1 (夏期涵養型氷河: 53年、冬期涵養型氷河: 59年) と比較すると、 τ_1 よりも τ_2 の方が一般に長い。この結果は Jóhannesson *et al.* (1989b)、Jóhannesson (1997)、Harrison *et al.* (in press)が指摘した関係と一致し、 τ_2 の方が本来の応答時間を表すのに適していることを示す。

4.4 結論

気温の上昇または降水量の減少に対して夏期涵養型氷河が縮小する場合の応答特性を、氷河変動モデルを用いて調べ、体積変化規模と応答時間の両面から考察した。その結果 1971~1990年の Chialsa の気候変化における標準偏差から判断する限り、ネパール東部の氷河変動は降水量よりも気温の変動に強く支配されていると結論づけられた。また氷河体積の約7割以上が消滅するような大きな気候変化に対しては、氷河変動の応答時間は極めて短くなることも判明した。さらに対称的な冬期涵養型氷河の応答とも比較した。夏期涵養型氷河の応答時間(応答の速さ)は冬期涵養型氷河に比べて、気温変化に対しては短く(速く)、降水量変化に対してはやや長い(遅い)傾向があった。一方体積変化規模に関しては、気温変化に対しては両者とも同等で、降水量変化に対しては冬期涵養型氷河の方が大きな縮小を示した。ただし今回の数値実験で用いた質量収支計算では気候変化に対する表面アルベド変化の影響を充分には反映していないため、今後さらに検討の余地がある。

本章で対象とした氷河は、簡易な地形条件や気候条件のもとでの仮想の氷河である。これは本章の目的が氷河変動における本質的特徴をより明瞭にすることにあつたためである。現実の氷河変動を再現するためには、個々の地形条件やより詳細な質量収支計算を用いる必要がある。そして夏期涵養型氷河の変動特性をさらに明らかにするためにも、氷河が成長する場合も含め、数値実験を今後さらに積み重ねていくことが望まれる。

第5章 クンブ氷河消耗域の縮小に関する数値実験

5.1 実験の背景と条件

本章では、夏期涵養という特徴に加えてヒマラヤの大型氷河に典型的なデブリに下流部を覆われたD型氷河であるクンブ氷河の消耗域における近年の縮小に関して、氷河変動モデルによって考察する。モデルの検証となる実際の氷河縮小量や、モデルの構築に不可欠な基盤地形データは、3.2節で前述したとおり、現地観測によって得られた。そしてモデルの質量収支計算の基礎となるクンブ氷河消耗域における質量収支の分布は、5.2.1節に後述するように人工衛星データを活用することによって近年明らかにされた。このような背景のもとで、ヒマラヤに限らず世界的にも初めてのD型氷河に対する氷河変動モデルを構築した。氷河変動モデルにおける諸条件を表5.1にまとめる。

クンブ氷河の氷瀑帯およびその上流の涵養域へのアクセスは危険が伴うため、従来の直接観測の大半が消耗域のみを対象とせざるを得なかった。本研究においても、涵養域に関するデータの不足のため、残念ながら変動モデルの対象を消耗域のみとした。図3.4中に示されているx軸に沿う範囲である。対象範囲の最上流端における境界条件として、涵養域から供給される氷河体積流量 $Q_m(x=0)$ を時間に依存せず一定とおいた。実際にはこれを変動モデルのチューニング・パラメータ (tuning parameter) として、最上流における表面低下の実測にモデル計算結果が合うように調整し、その値は表5.1に示すとおり $5.6 \times 10^9 \text{ kg 年}^{-1}$ となった。

気候条件に関しては、クンブ氷河末端の約5 km 南東の Lhajung における 1973～1974年の通年観測結果 (Inoue, 1976) に適合するように設定した。ただし第4章と同様、気温と降水量の季節変動は正弦曲線で表現し (図4.1参照)、降水量の高度による変化は無視した。地形条件に関しては、中心流線に沿う基盤高度は図3.6の氷厚測定結果のうち不自然な凹部を示したL2ラインを除いて使用した。また氷河横断方向の基盤形状としては台形を想定した。これはラテラル・モレーンによる側壁の傾斜が上流域から下流域までほぼ一様であることと氷厚分布の双方を考慮した結果、放物線よりも台形の方がより現実の条件に適合したためである。氷温は全層で 0°C としたが、これは氷河底部の流動とあわせて5.2.2節にて後述する。また質量収支計算に関わるデブリに関する諸条件についても5.2.1節にて後述する。

表 5.1 クンブ氷河消耗域の縮小に関する数値実験条件一覧

項目	数値または条件	備考
モデル計算のための基本条件		
計算時間ステップ： Δt	1/36年（約10日）	
基本 grid 間隔： ΔX	500 m	
末端 grid 挿入・削除のバッファ： δX	25 m	
気候条件		
気温の年変動	正弦曲線	図 4.1 参照
気温の年変動幅	15°C	Inoue (1976)
年間平均気温	標高 4420 m で 0.5°C	Inoue (1976)
気温の高度減率： Γ	-6°C km ⁻¹	
降水量の高度分布	高度に依らず一定	
年間降水量： P_a	540 mm	Inoue (1976)
降水量の季節変動	正弦曲線	図 4.1 参照
地形条件		
基盤高度	実測	図 3.6
氷河横断面形状	台形	
氷河幅： W	地形図読みとり	NGS (1988)
氷河側壁傾斜	右岸 40°、左岸 35°	GEN (1980)
shape factor： f_s	式(2.32)	
氷河の条件		
氷河氷の密度： ρ_i	900 kg m ⁻³	部位に依らず一定
氷河氷の氷温： T_i	0°C	部位に依らず一定
氷河底部の流動： u_b	位置のみによる関数	図 5.3（後述）
涵養域からの流量： $Q_m(x=0)$	5.6×10 ⁹ kg 年 ⁻¹	tuning parameter
デブリに関する条件		
氷河氷中のデブリの濃度： C_d	0.1 kg m ⁻³	Nakawo <i>et al.</i> (1986)
デブリの密度： ρ_d	1220 kg m ⁻³	Nakawo <i>et al.</i> (1986)
デブリによる融解効果係数： r	デブリの厚さの関数	図 5.1(c)（後述）
デブリの厚さの初期値： $H_d(t=0)$	実測	Nakawo <i>et al.</i> (1986) / Watanabe <i>et al.</i> (1986)

5.2 計算方法

5.2.1 質量収支とデブリの厚さ

デブリ域の質量収支

Nakawo *et al.* (1993) および Nakawo and Rana (1999) は、人工衛星の赤外面像データと同時刻の氷河上での気象観測からデブリの持つ熱的抵抗値の分布を求め、それをさらに氷河上の熱収支計算に勘案することで、通年気象データから D 型氷河デブリ域の融解量を推定するという手法を提唱した。Nakawo *et al.* (1999) は、クンブ氷河デブリ域における涵養量は無視しうるとして、この手法にしたがってクンブ氷河消耗域における

質量収支の分布を見積もった。さらにこの質量収支の見積値と2枚の人工衛星画像の比較から導出した表面流速らを連続の式に応用することで表面低下量も推定し、Kadota *et al.* (2000)による実測と比較している。概ね良好な結果と言えるが、おそらくは質量収支を見積もる際に使用した通年気象データの不備から、下流部において実測からのずれが目立った。図5.1(a)にこのNakawo *et al.* (1999)による質量収支の見積値 $b_{d(m)}$ および下流部における実測からのずれを考慮した補正值 b_d を示す。クンプ氷河消耗域の質量収支は上流寄り(図5.1(a)、図3.4中の $x = 2.5 \sim 3$ km 付近)で極小値をとり、その上流側、下流側では共に増加している(融解量の減少)。

図5.1(a)に式(2.10),(2.11)をクンプ氷河に適用した場合の質量収支 b_b の分布も示した。

$$b_b = c + a \quad (5.1)$$

この b_b は、融解に及ぼすデブリの効果を全く考慮せず、デブリのない裸氷状態を仮定した場合の質量収支である。下流部ほど、氷河表面高度が低く気温が高いために b_b は減少している。これら b_d と b_b の比 $r = b_d/b_b$ をとり、図5.1(b)に示した。またNakawo *et al.* (1986)とWatanabe *et al.* (1986)によるクンプ氷河消耗域におけるデブリの厚さ H_d も同じ図5.1(b)に示した。そして図5.1(c)には r を H_d に対する関数として示している。

デブリの厚さ H_d に対して裸氷状態を基準とした質量収支の比 r の関係は、デブリが薄い場合には $r > 1$ すなわち融解が促進され、さらにデブリが厚くなると逆に融解が抑制されている。薄いデブリの場合には、雪氷面よりも小さいアルベドによる日射吸収量の増大のために融解が促進される。しかしデブリが厚くなると、デブリの断熱効果が優勢となるために融解はむしろ抑制されるのである。この関係は従来 Östrem (1959)やMattson *et al.* (1993)他によって、デブリの厚さとそのデブリ直下における融解量の実験結果として多数報告されてきた関係と定性的に調和している。ただし従来の研究ではデブリが融解を最も効果的に促進する厚さが数 cm 程度であったのに対して、図5.1(c)では約 30 cm となっている。図5.1(c)の関係は、Nakawo *et al.* (1999)の人工衛星データからの質量収支見積を通じて、クンプ氷河消耗域全体に対して得られたものである。つまり単純にデブリに覆われた部分の融解のみならず、デブリ域に散在して融解に大きく寄与している氷壁や氷河上湖の寄与(Inoue and Yoshida, 1980)をも r は経験的に含んでいると考えるべきである。あるいは図5.1(c)で示す関係は、D型氷河の融解にとって重要な氷壁や氷河上湖の効果を含めたデブリ域の質量収支の裸氷状態に対する差異を、デブリの厚さという単一の変数で簡便に代表させたものと換言してもよい。

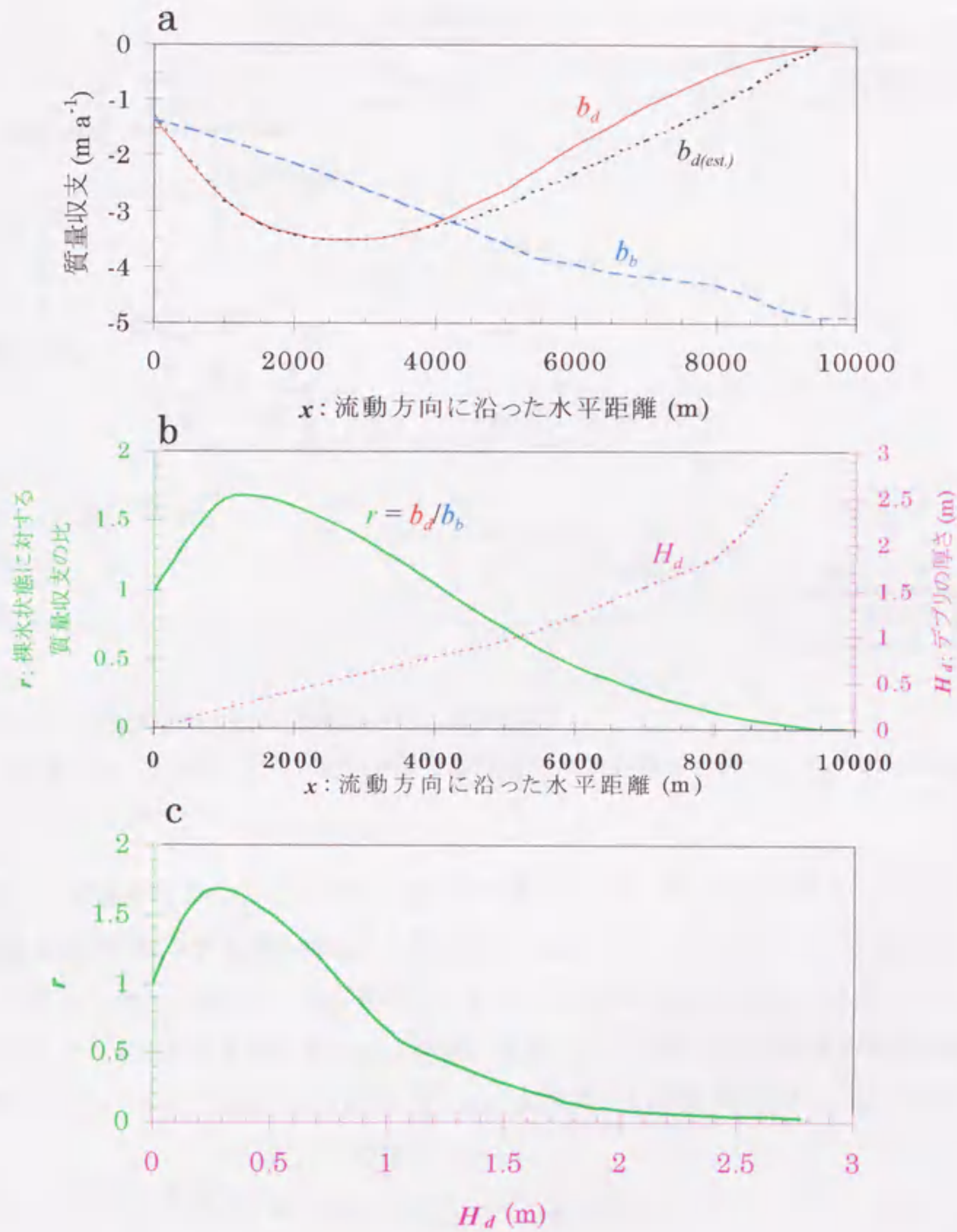


図 5.1 クンプ氷河消耗域の質量収支とデブリの厚さ

- (a)青破線は裸氷状態を仮想して計算した質量収支 b_b 、黒点線は Nakawo *et al.* (1999)による見積値 $b_{d(est.)}$ 、赤実線はその補正值 b_d を示す。
- (b)緑実線は裸氷状態に対する質量収支の比 $r = b_d/b_b$ (スケールは左軸)、紫点線はデブリの厚さ H_d の分布 (スケールは右軸)。
- (c)デブリの厚さ H_d に対する質量収支の比 r の関係。氷河変動モデルにおける質量収支計算にこの関係を用いることでデブリの効果を考慮した。

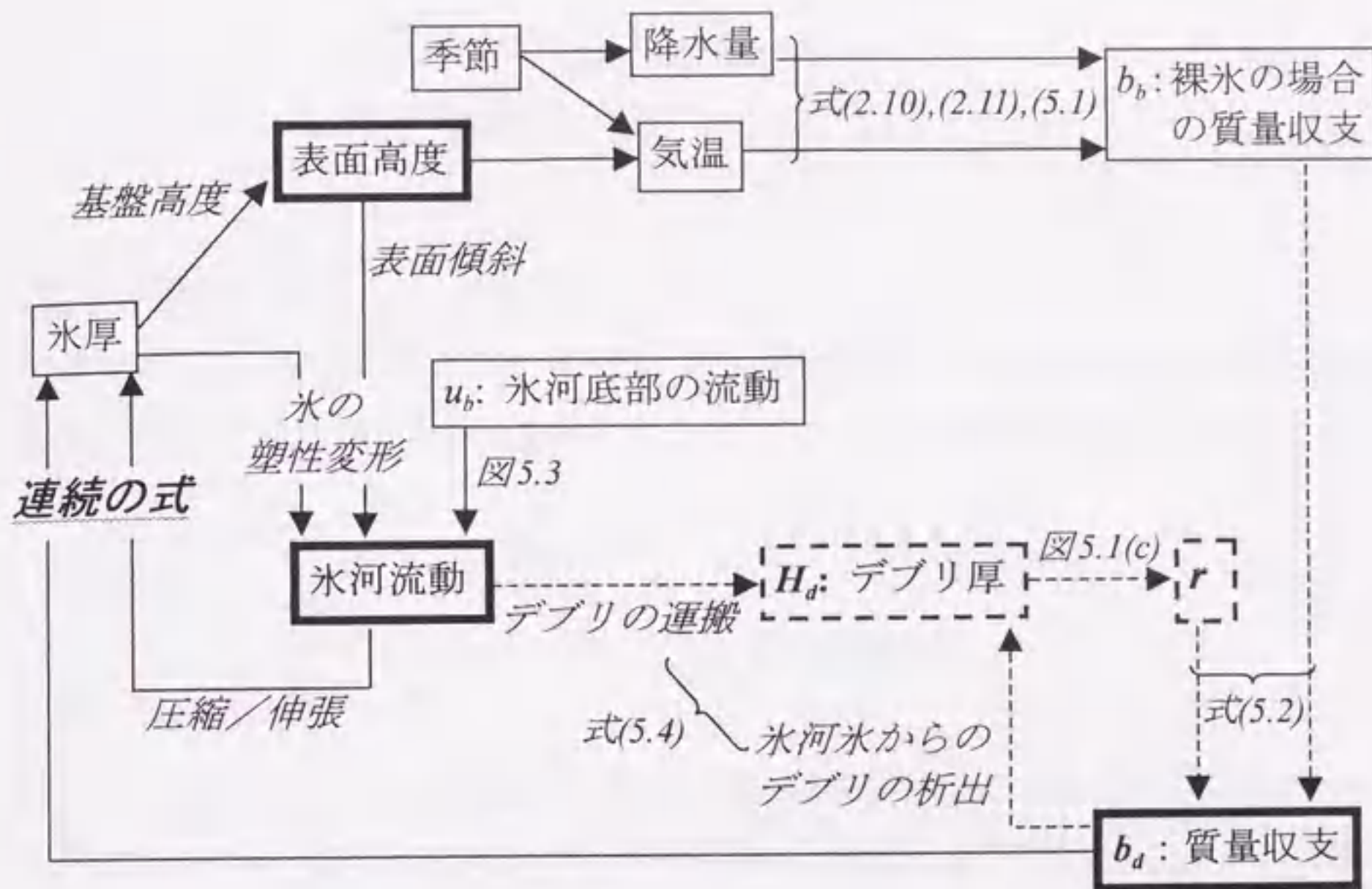


図 5.2 D型氷河に対する変動モデルの概略図

破線で示した部分がデブリの効果を取り込むための新しい部分で従来の氷河変動モデルと異なる。

図 5.2 に本章における氷河変動モデルの概略図を示す。質量収支計算としては、まず気候と高度を反映する裸氷状態での質量収支 b_b を計算し、これにデブリの厚さ H_d によって決まる裸氷状態に対する質量収支の比 r という新たな変数を介して求めている。このようにして求まる質量収支 b_d は、気候、高度、デブリ域における質量収支特性を、簡便にはあるが全て反映していると言える。具体的な b_d の計算式は次の通りである。

$$b_d = \begin{cases} b_b, & H_d = 0 \text{ の場合} \\ \frac{r(b_b \Delta t + H_s)}{\Delta t}, & H_d > 0 \text{ かつ } b_b \Delta t + H_s < 0 \text{ の場合} \\ 0, & H_d > 0 \text{ かつ } b_b \Delta t + H_s \geq 0 \text{ の場合} \end{cases} \quad (5.2)$$

ここでデブリの上に積雪が積もった場合には、その積雪深の水当量を H_s として、氷河氷とは区別している。デブリ上に積雪が存在する場合にはまず積雪に対する質量収支を考えて、積雪が全て消費してしまう場合 ($b_b \Delta t + H_s < 0$) にのみ、残差の消耗がデブリ下の氷河氷におよぶ。もしもデブリ上の積雪が全て消費しない場合には、氷河氷に対する質量収支はゼロとして次式のように積雪深が変化することになる。

$$\begin{cases} \frac{\Delta H_s}{\Delta t} = b_b, & H_d > 0 \text{かつ} b_b \Delta t + H_s \geq 0 \text{の場合} \\ H_s = 0, & \text{その他の場合} \end{cases} \quad (5.3)$$

デブリの厚さの変化

またデブリの厚さ H_d は次式のように、氷河流動によるデブリの運搬および氷河氷の融解に伴う氷河内部からの析出を考慮した、デブリに対する連続の式から計算される。

$$\frac{\Delta H_d}{\Delta t} = \begin{cases} \frac{C_d}{\rho_d} (-b_d) - \frac{1}{W} \frac{D_{out} - D_{in}}{\Delta x}, & b_d < 0 \text{の場合} \\ -\frac{1}{W} \frac{D_{out} - D_{in}}{\Delta x}, & b_d \geq 0 \text{の場合} \end{cases} \quad (5.4)$$

ここで C_d 、 ρ_d はそれぞれ氷河氷中のデブリの濃度と密度であり、表 5.1 に前記したように Nakawo *et al.* (1986) によるクンプ氷河における見積値を使用した。また D は隣接する control-volume の境界を通過する氷河上デブリの体積流量を示し次式で表される。

$$D = H_d u_s W \quad (5.5)$$

5.2.2 クンプ氷河における流量計算

層流近似の補正

表 5.1 に前記したとおり氷河の横断面形状は現実に近い台形として、2.3 節で詳説したように shape factor f_1 および velocity shape factor f_2 の使用を通じて層流近似を側方摩擦効果も簡易に含めて補正した流量計算、式(2.35)を適用する。ここで shape factor f_1 は横断面形状が台形の場合の値が提示されていないために (Nye, 1965)、放物線の場合の式(2.32)で代用したが、このことは結果に深刻な影響を及ぼすとは考えられない。

さらに 2.3 節に詳説したとおりに縦応力傾度効果も取り込んで吟味してみたが、その効果は極めて小さく有効数字の範囲で計算結果には全く影響を及ぼさないことが判明した。そのため次節に示す実際のモデル計算には、この縦応力傾度効果は無視して計算を行っている。ただし本研究においてはクンプ氷河の氷瀑帯より下の消耗域のみを対象としたが、今後氷河の傾斜が急激に変化する氷瀑帯を対象に含める場合には、改めてこの効果の吟味が必要であろう。

氷河底部の流速の仮定

Kodama and Mae (1976)による流動観測によると、クンブ氷河消耗域の表面流速は夏期に増大する季節変化を示している。これは氷河底部に存在する融解水が夏期に増えることで底部の流速が大きくなる効果に他ならない。本研究では、その底部の流速 u_b の分布を図 5.3 中に示されているように仮定した。氷河氷の塑性変形を加えた表面流速 u_s の計算値が、Kodama and Mae (1976)や Nakawo *et al.* (1999)による観測値に整合するようにチューニングしたのである。または表面流速の観測値から塑性変形分を差し引いた残差を底部の流速 u_b として仮定したと言い換えても良い。本研究においては氷河底部の流速 u_b の季節変化や経年変化などの時間変化は考慮せずに図 5.3 に示される位置 x のみによる関数とした。クンブ氷河消耗域中流部で仮定した u_b は 3 m 年^{-1} 程度と小さいが、最上流部と表面傾斜が小さくなって塑性変形がほとんどなくなる $x = 5.5 \text{ km}$ 付近では u_b が 10 m 年^{-1} 程度に大きくなっている。 u_b の時間変化を考慮するには 2.3 節に詳説したように氷河底における水圧の情報が必要であったりまた何らかの定式化を採用せざるを得ないが、前者の情報は皆無であるし後者の定式化には不確定性が大きいと言える。一方流動則の係数 A の値に関連する氷温については全層において 0°C を仮定している。クンブ氷河ではエベレスト BC 付近で Mae *et al.* (1975)が 1974 年 8 月に掘削を行って氷温を測定した結果、 2 m 深で -2°C 以下であった。しかしさらに深部では地温の影響で氷温が 0°C に近くなると考えられる。また氷温を融点 0°C と仮定したことは、クンブ氷河における氷河氷の塑性変形を最大限に大きく評価していることになる。もしも塑性変形をより小さく評価するとすると、前述した不確定性の大きい氷河底部の流速 u_b をさらに大きく仮定することにつながるであろう。

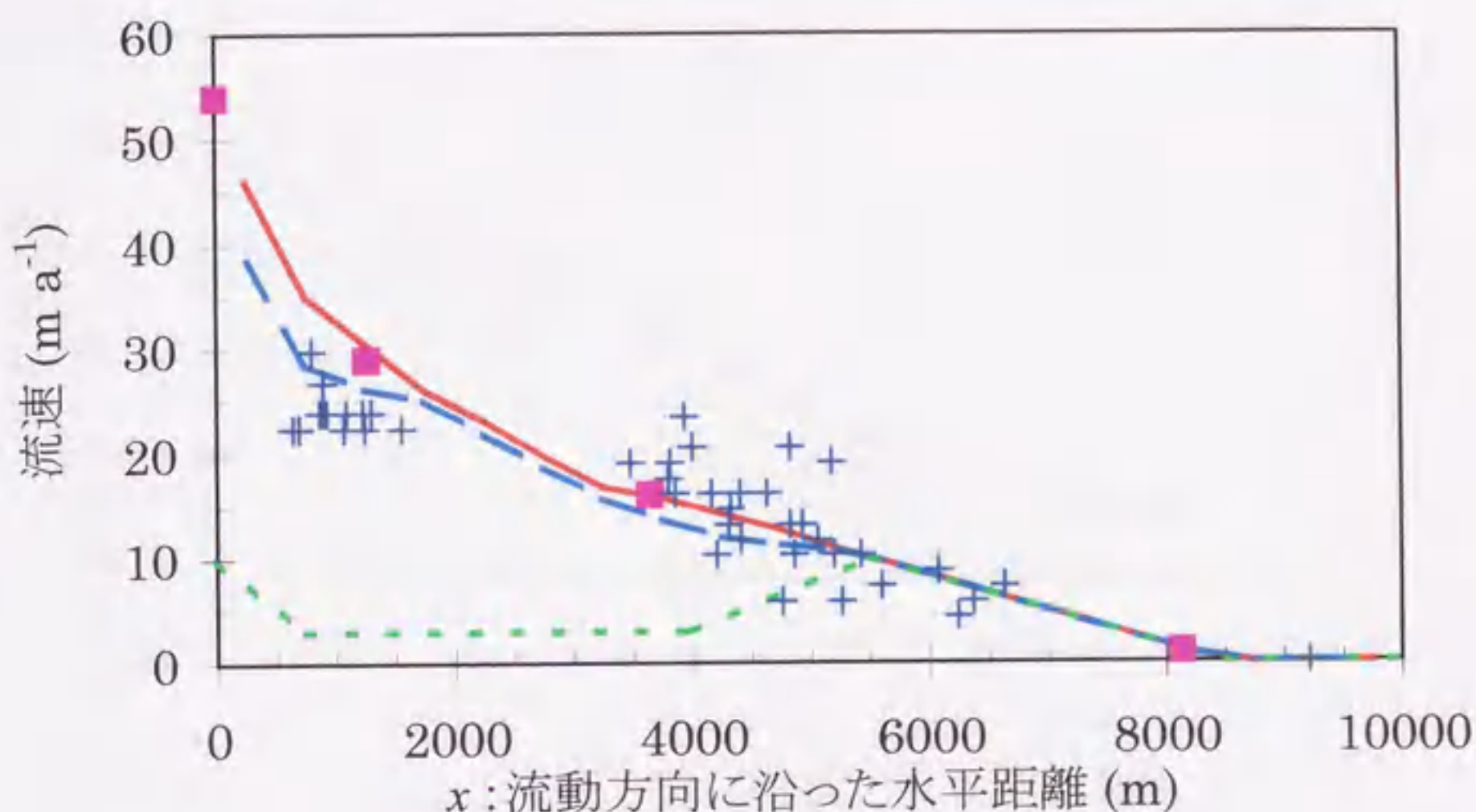


図 5.3 クンブ氷河消耗域の氷河流動方向に沿った表面流速と底部の流速の分布
 紫■印は Kodama and Mae (1976) による 1973~1974 年、紺+印は Nakawo *et al.* (1999) による 1987~1993 年の、ともに表面流速実測値を示す。緑点線は本研究で仮定した底部流速 u_b を示し、赤実線と青破線はそれぞれ 1978 年と 1990 年 (内挿) における表面高度プロファイルをもとに算出される表面流速計算値を示す。

5.3 結果と考察

5.3.1 1978~1999 年の縮小再現

1978 年のクンブ氷河消耗域における表面測量結果 (Watanabe *et al.*, 1980) とデブリの厚さ (Nakawo *et al.*, 1986; Watanabe *et al.*, 1986) を初期条件として数値計算を行った。気候条件は Inoue (1976) による 1973~1974 年の Lhajung における通年気象観測結果をそのまま使用して、気候変化は考慮しなかった。これはクンブ氷河周辺の気候変化を示す有効な情報が少ないことに加えて、Kadota and Ageta (1992) が氷河変動モデルを用いた研究によってクンブ氷河と同じくネパール東部に位置する AX010 氷河の 1978~1989 年での氷河縮小と気候変化との関係を考察した結果、この期間には顕著な気候の変化はなかったと結論づけたことにも準じている。

1999 年まで数値実験を行った計算結果を、1999 年春期に氷厚観測と並行して実施したクンブ氷河の表面測量の観測結果と照合したところ、図 5.4 に示すように非常に良好な結果を得た。

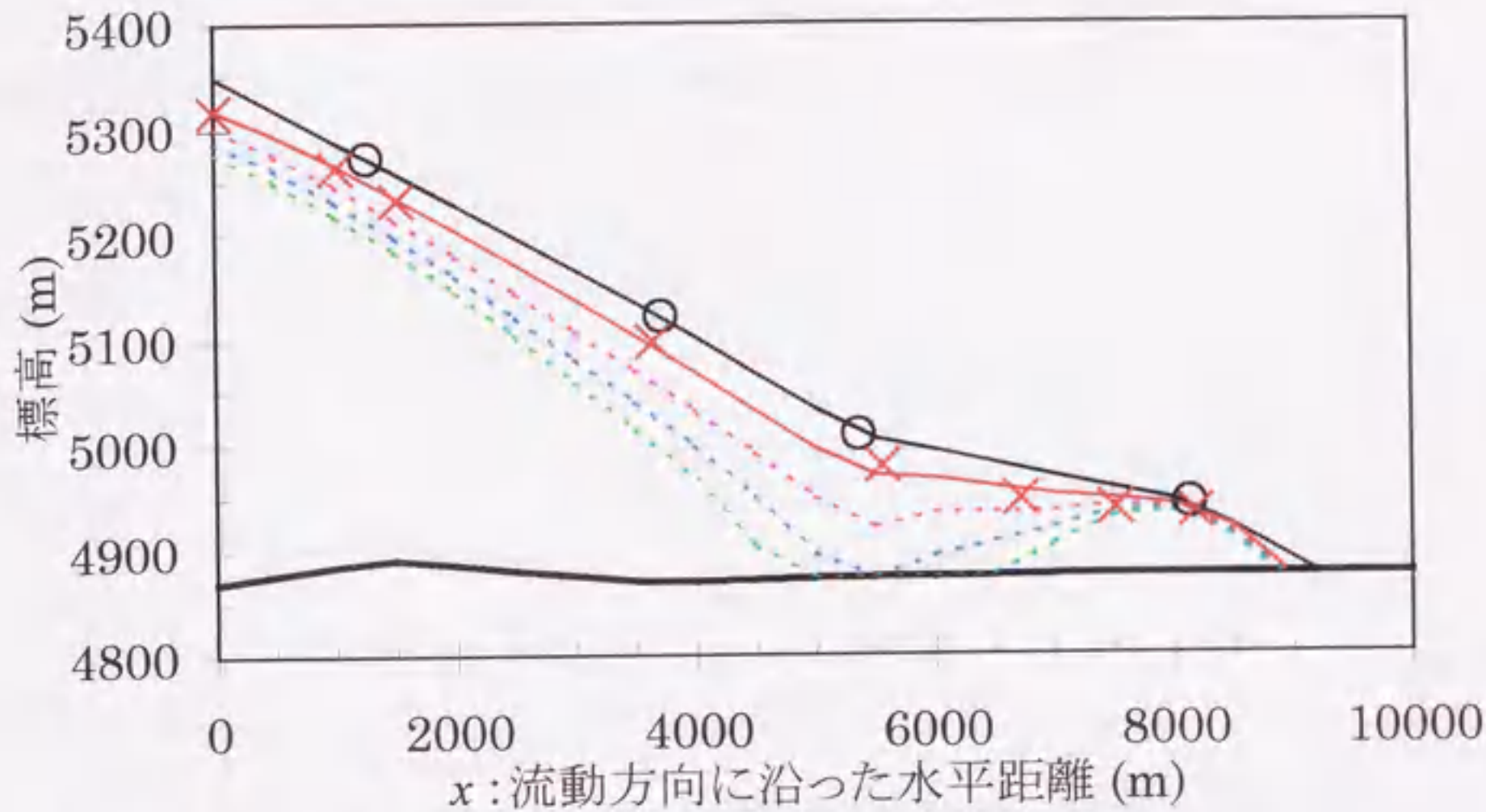


図 5.4 クンプ氷河消耗域における氷河縮小の計算結果
 黒○印と赤×印はそれぞれ 1978、1999 年における表面測量結果を示す。本研究の数値実験においては黒実線を 1978 年の表面プロファイル（初期値）として計算を開始し、1999 年の表面プロファイルの計算結果が赤実線となった。3本の点線は、上から順に 2020（紫）、2040（青）、2060（緑）年まで計算した表面プロファイルの計算結果を示す。なお黒太実線は数値実験に用いた基盤高度プロファイルを示す。

5.3.2 表面低下に対する融解と圧縮効果の関係

前述の 1978～1999 年におけるクンプ氷河消耗域のモデル計算結果について、連続の式における質量収支の項と流量傾度の項、それぞれの内訳を計算した結果を図 5.5 に示す。3.3 節で観測データの解析結果から提示したリルン氷河の場合には、圧縮流による表面上昇効果は約 0.2 m 年^{-1} 程度でしかなかったが、クンプ氷河の場合には図 5.5 の通り、圧縮流による上昇効果が 1 m 年^{-1} 内外もの大きさを持っていることが分かる。場所によっては融解量の半分以上を相殺する大きさがある。融解量自体は消耗域の上流寄り（図 3.4 のエリア III～IV 間付近）が最大となっているが、圧縮効果も大きいため表面低下は小さく押さえられている。融解と圧縮効果の相殺の結果として、表面低下の最大値は下流寄り（図 3.4 のエリア II 付近）に現れている。このように氷河の圧縮／伸張流効果は、質量収支とともに表面レベル変化といった氷河変動を論じる際には重要な要因である。このことは、連続の式(2.1)または(2.2)を省みれば自明なこと（右辺第二

項)ではあるのだが、稀に表面レベル変化と質量収支との概念を混同してしまっている議論が見受けられるので、改めて注意を喚起したいところである。

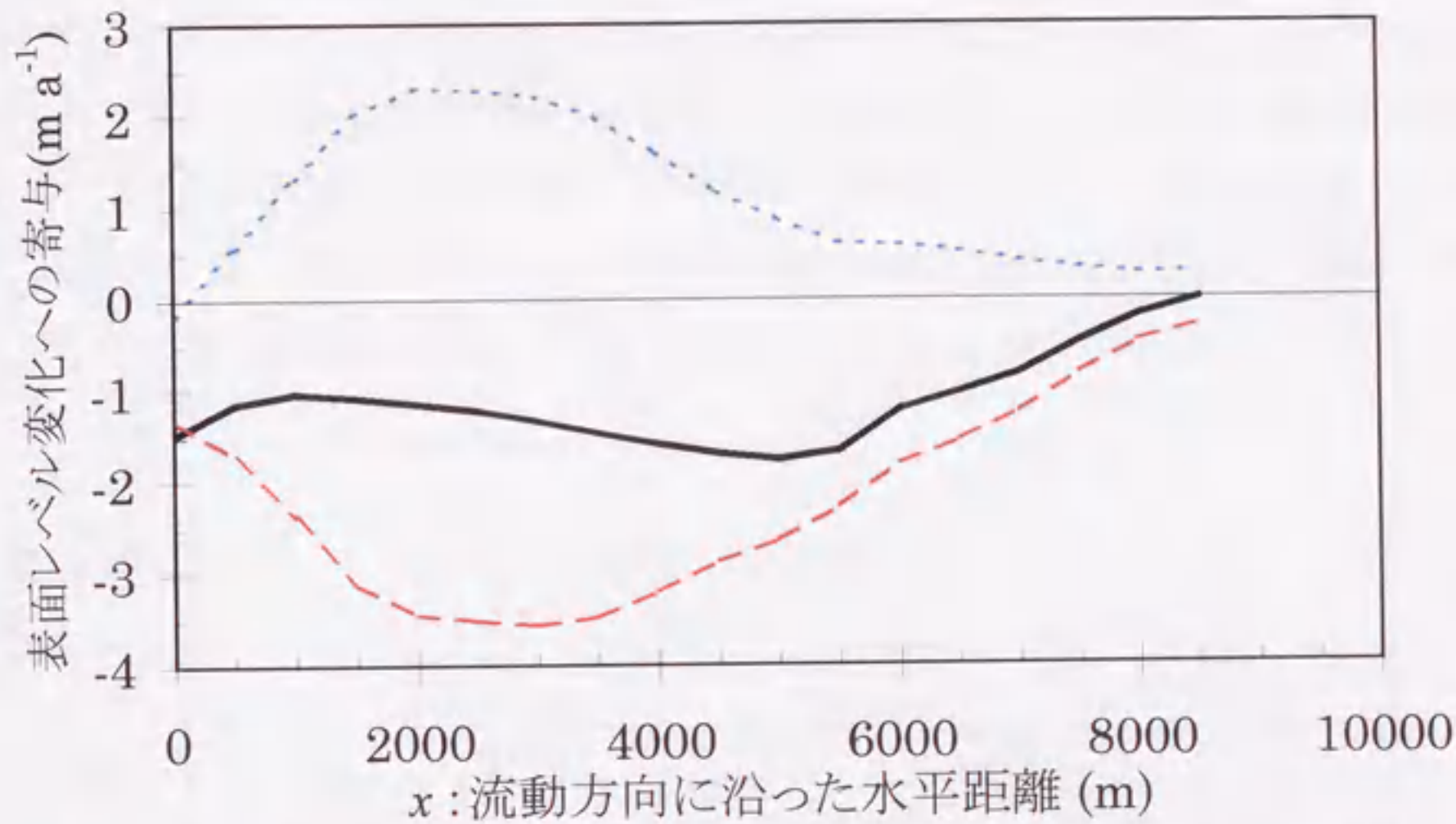


図 5.5 クンプ氷河消耗域の 1978~1999 年の表面低下への融解と圧縮流の寄与
赤破線は質量収支 (氷当量)、青点線は圧縮流による表面レベル上昇効果、そして
黒実線は両者の和である表面低下、のそれぞれ 1978~1999 年のモデル計算結果
を示す。単位は 1 年当たりの表面レベル変化への寄与に換算している。

5.3.3 将来の変動予測

図 5.4 中に示されているとおり、1999 年以後さらに変動モデルの数値計算を 2060 年まで続行した。今後気候変化がない条件にもかかわらずクンプ氷河の縮小は引き続いて進行し、2020 年の表面プロファイルでは消耗域の中流部 $x = 5.5 \text{ km}$ の周囲に凹部が形成されており、2040 年前後にはこの付近を境にクンプ氷河消耗域が上下二つに分断されるという結果を示した。万一この凹部/氷河分断部に融解水が貯えられるならば、クンプ氷河における氷河湖の形成に結びつく可能性がある。

5.3.4 デブリの厚さ変化

図 5.6 にクンブ氷河消耗域におけるデブリの厚さ H_d の 1978 年以降の変化について数値計算した結果を示す。消耗域の下流部の H_d は年々厚くなり、氷河が 2040 年前後に分断されて新しくできる氷河末端の上流側でも分断後に厚くなっている。これは氷河流動に伴って運搬されてくる上流のデブリが堆積する結果である。一方消耗域上流部において H_d は年々薄くなっている。これは氷河内部のデブリ濃度が低いため氷河氷の融解に伴うデブリの析出は量的に少なく、流動に伴う下流への運搬が卓越するためである。

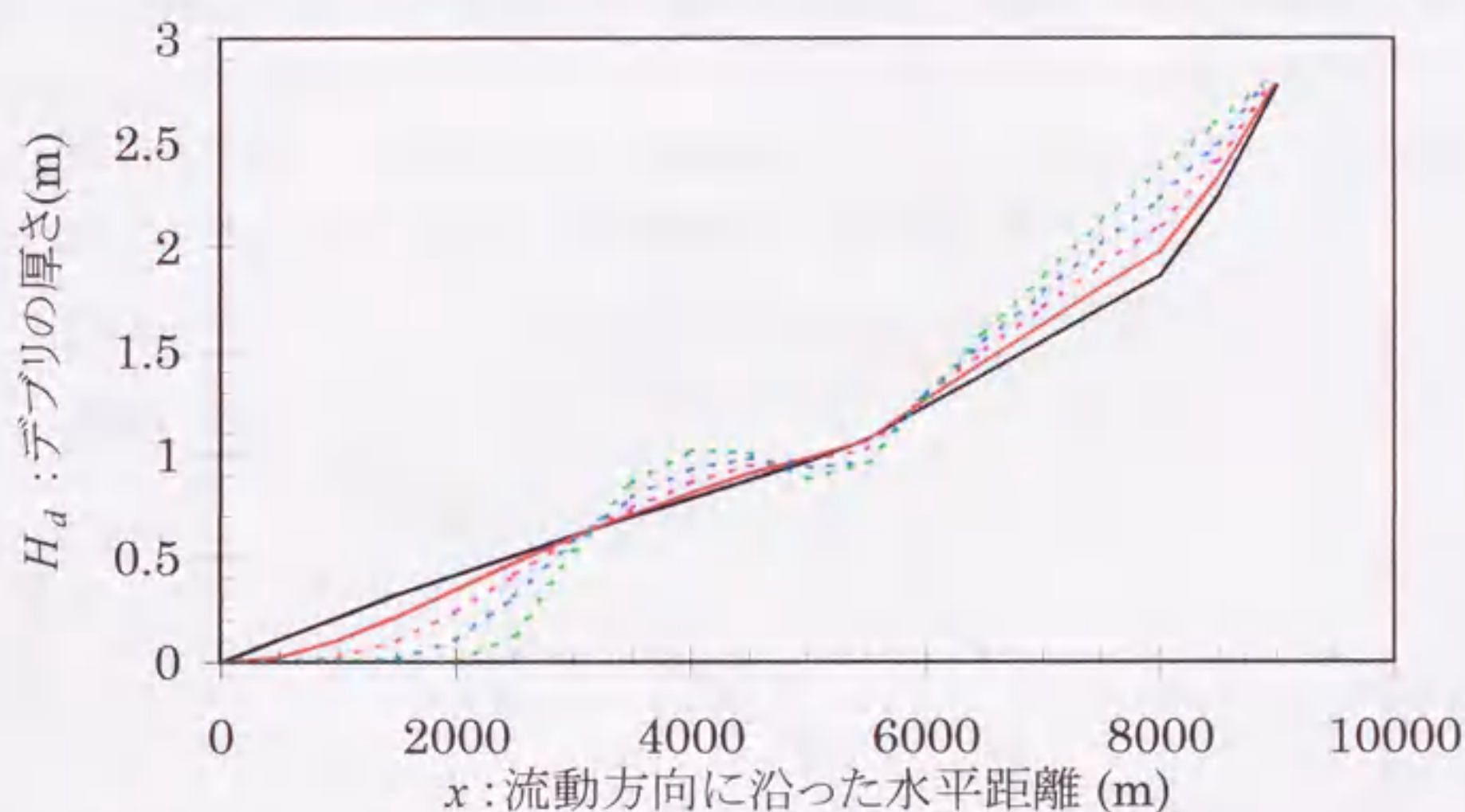


図 5.6 クンブ氷河消耗域におけるデブリの厚さ変化の計算結果

黒実線は 1978 年の Nakawo *et al.* (1986) および Watanabe *et al.* (1986) による実測を示し、本研究の数値実験における初期値である。そして図 5.4 と同様、赤実線は 1999 年、3 本の点線は 2020 (紫)、2040 (青)、2060 (緑) 年におけるデブリの厚さ分布の計算結果をそれぞれ示している。

Seko *et al.* (1998) の人工衛星を用いた解析によると、クンブ氷河消耗域上流部のアイス・ピナクルで特徴づけられる裸氷地帯の面積は徐々に狭くなっている。すなわち消耗域の上流部でもデブリの厚さは平均的に厚くなっていることが推察される。本研究においては数値実験の対象とした範囲よりさらに上流部からの表面デブリの供給は考慮しておらず、またラテラル・モレーンの側壁の崩壊に伴うデブリの氷河表面への供給も考慮していない。Nakawo *et al.* (1986) の簡単な見積によると、現在のクンブ氷河消耗域表面に存在しているデブリのおよそ半分はラテラル・モレーンの側壁の崩壊によって

供給されたものと考えられる。今後本研究で無視したこれらのデブリの供給源についても考慮するようにモデルを改良する必要がある。

5.3.5 主要パラメータに対する感度実験

本研究におけるクンプ氷河消耗域を対象とした変動モデル中で主要な3つのパラメータに関して、モデルの感度実験を行った。主要なパラメータとはすなわち (a) 涵養域からの流量 $Q_m(x=0)$ 、(b) 氷河底部の流速 u_b 、(c) デブリ域における融解促進/抑制効果 $r(H_d)$ の3つである。それぞれ以下に説明するように取り扱いを単独に変化させて他の条件は全く同じのまま 1978 年の初期値から数値計算を開始し、1999 年の計算結果を図 5.4 に示した通常の 1999 年の計算結果と比較した (図 5.7)。

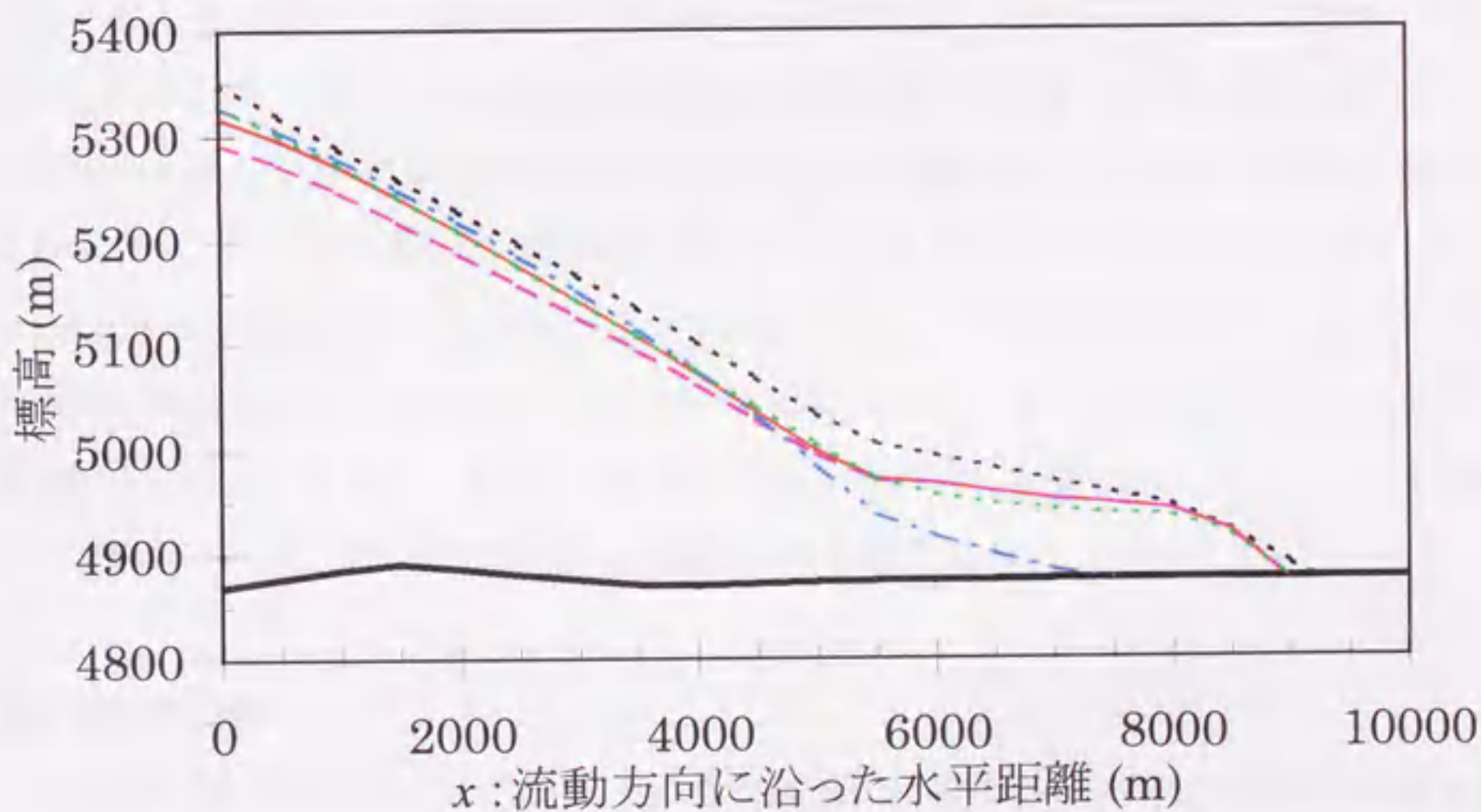


図 5.7 クンプ氷河消耗域における変動モデルの感度実験結果

黒点線は 1978 年の表面プロファイル初期値、赤実線は 1999 年表面プロファイルの通常の計算結果 (図 5.4 に同じ) を示す。それに対して、紫破線は涵養域からの流量を 2/3 倍に減少させた場合、緑点線は底部流速を全く無視した場合、青鎖線は全て裸氷状態を想定した質量収支計算を行った場合、のそれぞれ 1999 年表面プロファイル計算結果を示す。

涵養域からの流量 (境界条件)

本研究で消耗域最上流部における表面低下の実測結果をもとにチューニングした値 $Q_m(x=0) = 5.6 \times 10^9 \text{ kg 年}^{-1}$ を $2/3$ 倍に減少させた場合の計算結果に対する感度を調べた。その結果図 5.7 中に破線で示されているとおり、通常の計算結果や実測に比べて消耗域最上流部において約 2 倍もの大きな表面低下を示した。下流部ではその影響は現れていないが、さらに計算を続行すれば下流部においても影響が波及する。特に消耗域上流部における氷河縮小の再現と将来予測には、モデルの境界条件である涵養域からの流量の大きさが大きく影響することが分かる。本研究においてはこの流量 $Q_m(x=0)$ を時間に依らず一定値としたが、最上流における氷厚が徐々に薄くなりまた流速も減少している (図 5.3) ことから、氷河の縮小に伴って流量 $Q_m(x=0)$ も減少すると考えるのが妥当であろう。特にさらに長期間の数値実験を行う場合には、この流量 $Q_m(x=0)$ の時間変化は重要と言える。本来ならば涵養域や氷瀑帯をも変動モデルの対象に取り入れられれば最善であるのだが、そのためには涵養域における涵養量分布や氷河全体の基盤地形に関する情報が必要となる。クンブ氷河涵養域における降水量に関しては、Miller *et al.* (1965) がウェスト・クーム下部のクレパス壁からのサンプルをトリチウム分析した結果、1954～1962 年の平均涵養量として水当量で 1.7 m 年^{-1} という値を得ており、Lhajung で観測された降水量に比して相当に大きい。これは降雪に加えて周囲の側壁からの飛雪や雪崩涵養も含んでいるためである。したがって降水量の高度分布に加えて、このような飛雪、雪崩といった二次的な涵養量にも留意する必要がある。

氷河底部の流動

本研究では、図 5.3 で示したように表面流速の観測値から氷河氷の塑性変形分を差し引いた残差として氷河底部の流速 u_b を仮定した。この u_b を位置に依らずゼロすなわち完全に無視した場合の計算結果に対する感度を調べ、その結果を図 5.7 に点線で示した。下流部で通常の計算結果や実測に比べてやや大きい表面低下を示すものの、全般に通常の計算結果や実測に比べて差は小さい。氷河底部の流動は氷河の動力学にとって最も未知の部分が大きくヒマラヤの氷河における直接の情報は皆無に近いのであるが、クンブ氷河の近年の縮小に限ってはその取り扱いの差異はさほど重要でないことが分かる。ただし小氷期以降の氷河の縮小やさらに氷期-間氷期サイクルでの氷河変動など、

対象とする時間スケールを長くする場合には流動スキームが劇的に変化することも考えられるので、その際は改めて氷河底部の流動に関する考察が必要であろう。

デブリ域における融解促進/抑制効果

本研究で便宜的に導入した、デブリの厚さの関数としての裸氷状態に対する質量収支の比 $r(H_d)$ を H_d に依らず 1、すなわち全て裸氷状態を仮想して質量収支を計算した場合の計算結果を図 5.7 中の鎖線で示した。厚いデブリによる大きな融解抑制効果によって消耗が押さえられていた下流部の氷はこの場合すぐに融解してしまい、1978 年の末端部付近は 1999 年までに消滅し末端が大きく後退するという結果となった。一方質量収支の平衡線からあまり離れていない上流部では通常の計算結果や実測とさほど変わらない結果を得た。このデブリ域における融解促進/抑制効果は特に厚いデブリに覆われた下流部の氷河縮小の再現と予測には欠かせないものである。本研究では簡便にデブリの厚さ H_d という単一の変数にのみ依存する関数として導入し計算に用いたが、今後は特にデブリ域の融解に重要な役割を果たす氷壁や氷河上湖の寄与を定量的に解明し、さらにその形成-成長/衰退といった時間的な変化をもプロセス研究として推進することが、D型氷河に対する氷河変動モデルの改良という観点からも待望される。

5.4 結論

ネパール・ヒマラヤのD型氷河の中で比較的観測の充実しているクンブ氷河の消耗域における近年の縮小を対象として、デブリ域における複雑な氷河質量収支を簡便に取り入れて 1978~1999 年の氷河縮小をうまく再現しうる新しい氷河変動モデルを開発した。このモデル計算結果に対する主要なパラメータの影響を調べたところ、特に消耗域上流部では涵養域からの流量が大きく影響し、一方下流部ではデブリ域の融解プロセスが重要であることが分かった。しかし不確定性の高い氷河底部における流動の取り扱いの差異は、本研究の計算結果にはさほど影響を与えないことが示された。そして将来のクンブ氷河の変動に関して、このまま大きな気候変化がなくとも氷河縮小は続行し、消耗域の中流部において凹部が形成、拡大し、2040 年前後には上下二つに分断されてしまうという計算結果に基づく予測を提示した。万一この部分に融解水が貯えられるならば、クンブ氷河における氷河湖の形成に結びつく可能性があるため、今後さらに慎重

に注目していく必要がある。なおクンプ氷河消耗域の表面レベル変化においては、圧縮流に伴う表面上昇効果が氷河融解効果の多くを相殺する程大きい効果を持っていることも明らかとなった。

今後さらなるモデルの改善のために取り組むべき要素としては、まずラテラル・モレーンの側壁からのデブリの供給、そして氷壁や氷河上湖の融解への寄与を時間変化を含めて定量的に解明していくことが挙げられる。さらに長期の時間スケールでの氷河変動を考えるに際しては、涵養域における涵養量や基盤に関する情報の取得や、長期の気候変化に関するデータの収集が重要であり、底部の流動に関しても改めて検討が必要となるであろう。

第6章 結論と課題の総括

本章では、本研究で得られた主要な結論を総括すると同時に、今後に残された課題についてまとめる。

第3章では、まず近年の観測結果のレビューを行い、ネパール・ヒマラヤの氷河が近年縮小傾向にあること、さらにその縮小速度は1990年代に入って加速していると推察されること、世界の山岳氷河と比べて相対的に急速なこの氷河縮小はネパール・ヒマラヤの氷河が夏期涵養型であることが原因であると考えられること、を紹介した。続いて新たな観測事実として、従来把握が遅れていたD型氷河の縮小の実測例を記した。D型氷河においてもC型氷河と同程度の速さで縮小が進行しているという結果は、ヒマラヤ全域での氷河変動傾向を知る上で画期的な事例と言えよう。

そこで第4章では氷河変動モデルを用いて、理想的な条件のもとでの夏期涵養型氷河の気候変化に対する応答特性について考察した。その結果から、ネパール東部の氷河変動は降水量よりも気温の変化により強く支配されていると結論づけた。また氷河体積の約7割以上が消滅するような大きな気候変化に対しては、氷河変動の応答時間は極めて短くなることも判明した。そして対称的な冬期涵養型氷河との比較から、夏期涵養型氷河の縮小が、気温変化に対しては速く、降水量変化に対してはやや遅いという傾向を持つことも明らかとなった。

次に第5章においては、ネパール・ヒマラヤの代表的なD型氷河であるクンプ氷河の消耗域を対象として、デブリ域の特異な氷河質量収支特性を簡便に取り入れることによって1978～1999年の縮小を再現しうる新しい氷河変動モデルを開発した。このモデルによる縮小再現結果に対する、主要なパラメータの影響を調べたところ、上流部における再現結果は涵養域からの流量による影響が大きく、下流部における再現結果はデブリの融解促進/抑制効果の取り扱いによる影響が大きいことが分かった。ただし氷河流動の中で最も不確定な要素といえる氷河底部の流動に関しては、その取り扱いの差異はこの20年程度の縮小を再現する場合にはさほど影響を与えないことも判明した。そしてこのモデルを用いて将来の変動を予測したところ、このまま特に大きな気候変化がなくともクンプ氷河の縮小は続くであろうことが示された。特に今後の縮小の様相として、消耗域中流部に凹部が形成、拡大し、2040年前後にこの部分を境にクンプ氷河が上下に分断されるという予測を示した。万一この氷河分断地点に氷河の融解水が貯えられる

ならば、クンプ氷河における氷河湖の形成に結びつく可能性がある。

次に、今後に残された課題について記す。

本研究で現実の氷河変動を対象に数値実験を行った氷河はクンプ氷河のみである。これはヒマラヤにおいては未だ氷河変動モデルを構築するだけの基礎データが充分揃っている氷河が稀少であることによる。気候変化に対する氷河の応答は、その規模と速さの両面で、個々の氷河の地形条件等によって大きく異なると考えられる。したがってヒマラヤの氷河変動の一般性を論じるためには、さらに研究対象氷河のサンプル数を増やす必要がある。第3章で紹介した氷河変動の観測例は全て現地測量をもとに行われている。三角測量や光波測距を用いた測量など細かい測量法の違いはあるが、いずれも点測量を繰り返すという点では共通している。しかし観測対象としての氷河のサンプル数を増やすには、より現地測量に要する時間や労力を軽減する必要がある。その一つの例としては、Yokoyama and Iwata (1980)やYokoyama (1984)が用いたような写真測量技術の活用が挙げられる。また近年発展著しい人工衛星からのリモート・センシングの活用は、Nakawo *et al.* (1999)がクンプ氷河に対して行ったようなD型氷河の融解量の推定のみならず、より広範囲での氷河変動のモニタリングとしても今後十分に検討に値するであろう。またヒマラヤ全域にわたる氷河台帳の整備は、氷河変動の基礎データとしても強く待望される。今後は特にD型氷河の変動傾向をより詳しく把握することや、アジア・モンスーンの影響度の差異によるヒマラヤの東西地域での氷河変動傾向の差異といった面からも観測の充実が期待される。

そしてヒマラヤにおける氷河変動を数値実験によって解明するためのさらなるモデルの改善としては、特にラテラル・モレーンの側壁からのデブリの供給、氷壁や氷河上湖の融解への寄与を時間変化も含めて定量的に解明していくことが挙げられる。さらに涵養域における涵養量や基盤地形に関する情報の取得や、現地の気候変化に関するデータ収集などが求められる。そして第4章で考察したような気温または降水量の一方のみを突然に変化させるという方法よりも、例えばOerlemans *et al.* (1998)のように気温と降水量を並行して徐々に変化させるというようなより現実的な気候シナリオをもとに数値実験を行うべきであろう。また長期間の氷河変動を想定する場合には、氷河流動場の変化に関する検討も必要となろう。具体的には氷温の変化に伴う氷河氷の塑性変形の違いや、氷河底部における水文環境や氷河底堆積物による流動への影響などである。氷河底部の流動の変化は、本研究において数値実験結果に大きな影響を及ぼさなかったが、

長期間の時間スケールにおいては劇的な変化が生じる可能性もある。このような氷河底部や内部の情報を直接観測することは現状では困難だが、今後レーダー観測技術の進展や氷河地質学からの知見ともあわせた画期的な研究の展開が待望される。

このように個々の氷河に対する変動モデルの充実のためには各プロセス研究の充実が何よりも重要である。一方例えば海面上昇への影響といったグローバルな視点から考えると、個々の氷河というよりもヒマラヤという地域全体での氷河変動の傾向を知る必要がある。このような目的のためには個々の氷河に対する詳細なモデル開発にこだわり過ぎず、根源的なヒマラヤの氷河変動特性を明らかにするという方向性が重要である。本研究においてもこのような問題意識から第4章における数値実験を提示したが、氷河縮小のみならず氷河成長の場合も含めた追加実験や、基盤地形の傾斜や氷河規模の差異が応答時間に及ぼす影響を調べるなど、さらに数値実験を積み重ねるべきであろう。このような基礎的な研究の積み重ねの上に、ヒマラヤ地域の氷河変動を一般的に論じることができるような別の次元からのモデル開発への可能性が秘められているかも知れない。例えば Meier (1984) が大胆な着想で世界の氷河に対する縮小量の評価を試みたように、従来の概念に縛られない斬新なアイデアを育んでいきたいものである。

謝 辞

本研究は、名古屋大学大気水圏科学研究所の上田豊教授、中尾正義助教授の全般的な指導と助言のもとに遂行しました。特に氷河変動モデルの構築に当たっては、米国ワシントン大学の Charles F. Raymond 教授、Edwin D. Waddington 教授、Howard Conway 准教授から有益な教示や助言を受けました。特にこれらの先生方のご協力なしには本研究の遂行は不可能であり、厚く感謝いたします。

地球観測フロンティア研究システム（現）の門田勤博士には、本研究に関わる主要な観測であるクンプ氷河とリルン氷河における観測を共同で行っていただくと共に氷河変動モデルに関しても貴重な議論をしていただきました。地球観測フロンティア研究システム（現）の矢吹裕伯博士、東京都立大学の岩田修二教授、そして名古屋大学大気水圏科学研究所の藤田耕史助手、坂井亜規子さん、瀬古勝基助手（当時）からも本研究の諸段階において様々な助言や協力を受けました。ワシントン大学の Anthony Gades 博士、Nadine Nereson 博士、Leslie Blank さんにはクンプ氷河とリルン氷河において、また名古屋大学大気水圏科学研究所の Rijan Bhakta Kayastha 氏と建設省土木研究所新潟試験所（現）の竹内由香里博士にもクンプ氷河において、共同観測の成功に尽力いただきました。

北海道大学地球環境科学研究科の朝日克彦氏、東京大学の青木賢人博士、北海道大学低温科学研究所の白岩孝行助手からは貴重な観測データの提供を受けました。また北海道大学低温科学研究所の成瀬廉二助教授、北海道大学地球環境科学研究科の澤柿教伸助手からは本研究を遂行する上で貴重な教示、示唆を受けました。

ネパール水文気象局（現）の Birbal Rana 博士、東京農工大学の窪田順平助教授、岩手大学（当時）の児島淳博士、東京都立大学の奈良間千之氏、名古屋大学大気水圏科学研究所の中澤文男氏、Karma 氏、北海道大学低温科学研究所の西川大輔氏ともヒマラヤ現地における氷河観測を通じて、有益な議論をしていただきました。ネパール・ヒマラヤにおける現地観測では、Kiran Shankar 長官をはじめネパール水文気象局（DHM）の多くのスタッフや、J. P. Lama Sherpa 氏をはじめ Guides For All Seasons Trekking & Mountaineering のシェルパの皆さんの協力を受けました。その他 1994～1999 年度のヒマラヤ雪氷圏における研究プロジェクト CREH (Cryosphere Research in the Himalayas) に参加された皆さんとは有意義で楽しい研究会での議論や親睦を深

められました。

また著者が雪氷学を志す初期段階において、京都大学防災研究所（当時）の故井上治郎助手や、国立極地研究所の佐藤夏雄教授、本山秀明助教授、北見工業大学の榎本浩之教授をはじめとする第34次日本南極地域観測隊（JARE34）のみなさんや、農林水産省北陸農業試験場の横山宏太郎氏、大阪市立大学の月原敏博氏をはじめ京都大学山岳部（KUAC）の諸先輩に多大なる示唆や励ましを受けました。さらに本研究の遂行に際しては、文部省科学研究費補助金、日本学術振興会日米科学協力事業共同研究、名古屋大学学術振興基金、日本雪氷学会井上フィールド科学研究基金から経済的な支援を受けました。最後に著者の両親には長い学生生活を蔭ながら支えていただきました。

以上、全ての皆様に改めて感謝の意を表します。

引用文献

- 上田豊 (1983): ネパール・ヒマラヤの夏期涵養型氷河における質量収支の特性. *雪氷*, **45**, 81-105.
- Ageta, Y and T. Kadota (1992): Predictions of changes of glacier mass balance in the Nepal Himalaya and Tibetan Plateau: a case study of air temperature increase for three glaciers. *Ann. Glaciol.*, **16**, 89-94.
- Ageta, Y., T. Ohata, Y. Tanaka, K. Ikegami and K. Higuchi (1980): Mass balance of Glacier AX010 in Shorong Himal, east Nepal during the summer monsoon season. *Seppyo*, **41**, Special Issue, 34-41.
- Alley, R. B., D. D. Blankenship, C. R. Bentley and S. T. Rooney (1986): Deformation of till beneath ice stream B, West Antarctica. *Nature*, **322**, 57-59.
- Aoki, T. and K. Asahi (1998): Topographical map of the ablation area of the Lirung Glacier in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *Bull. Glacier Res.*, **16**, 19-31.
- 朝日克彦 (1998): ネパール・ヒマラヤ東部における最近の氷河変動とその要因. 東京都立大学大学院理学研究科修士論文, 143pp.
- Azuma, N. (1994): A flow law for anisotropic ice and its application to ice sheets. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **128**, 601-614.
- Azuma, N. (1995): A flow law for anisotropic polycrystalline ice under uniaxial compressive deformation. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **23**, 137-147.
- Boulton, G. S. and R. C. A. Hindmarsh (1987): Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *J. Geophys. Res.*, **92**, 9059-9082.
- Budd, W. F. and I. F. Allison (1975): An empirical scheme for estimating the dynamics of unmeasured glaciers. In *Snow and Ice Symposium*. IAHS-AISH Publ. no. 104, 246-256.

- Department of Hydrology and Meteorology (1988; 1995): *Climatological Records of Nepal 1985-1986; 1987-1990*. Ministry of Water Resources, Nepal, Kathmandu, 232pp.; 519pp.
- Department of Irrigation, Hydrology and Meteorology (1977): *Climatological Records of Nepal 1971-1975 Volume I*. Ministry of Food, Agriculture and Irrigation, Nepal, Kathmandu, 366pp.
- Department of Irrigation, Hydrology and Meteorology (1982; 1984; 1986): *Climatological Records of Nepal 1976-1980; 1981-1982; 1983-1984 Volume I*. Ministry of Water Resources, Nepal, Kathmandu, 410pp.; 174pp.; 187pp.
- Fujita, K. and Y. Ageta (2000): Effect of summer accumulation on glacier mass balance on the Tibetan Plateau revealed by mass-balance model. *J. Glaciol.*, **46**, 244-252.
- Fujita, K., M. Nakawo, Y. Fujii and P. Paudyal (1997): Changes in glaciers in Hidden Valley, Mukut Himal, Nepal Himalayas, from 1974 to 1994. *J. Glaciol.*, **42**, 583-588.
- Fujita, K., N. Takeuchi and K. Seko (1998): Glaciological observations of Yala Glacier in Langtang Valley, Nepal Himalayas, 1994 and 1996. *Bull. Glacier Res.*, **16**, 75-81.
- Fujita, K., T. Kadota, B. Rana, R. B. Kayastha and Y. Ageta (2001a): Shrinkage of Glacier AX010 in Shorong region, Nepal Himalayas in the 1990s. *Bull. Glaciol. Res.*, **18**, in press.
- Fujita, K., F. Nakazawa and B. Rana (2001b): Glaciological observations on Rikha Samba Glacier in Hidden Valley, Nepal Himalayas, 1998 and 1999. *Bull. Glaciol. Res.*, **18**, in press.
- Fushimi, H. and T. Ohata (1980): Fluctuation of glaciers from 1970 to 1978 in the Khumbu Himal, east Nepal. *Seppyo*, **41**, Special Issue, 71-81.
- Geological Survey of Bhutan (1999): *Glaciers and Glacier Lakes in Bhutan, Volume I*. Ministry of Trade and Industry, Royal Government of Bhutan, Thimphu, 83pp.

- Glaciological Expedition of Nepal (1980): Appendix 1. Glaciological data of the Khumbu Glacier in 1978. *Seppyo*, **41**, Special Issue, 107-110. (with 5 separate sheets).
- Glen, J. W. (1955): The creep of polycrystalline ice. *Proceedings of the Royal Society, Ser. A*, **228**, 519-538.
- Harrison, W. D., D. H. Elsberg, K. A. Echelmeyer and R. M. Krimmel (in press): On the characterization of glacier response by a simple time constant. *J. Glaciol.*, in press.
- Higuchi, K., S. Mae and H. Kodama (1977): Thickness of the Khumbu Glacier flowing from Mt. Everest, east Nepal. In *Data of Glaciological Studies Chronicle, Discussion*. Academy of Sciences of the USSR Publ. no. 33, 107-112 (in Russian with figures and references) and 171-175 (in English with tables).
- Higuchi, K., H. Fushimi, T. Ohata, S. Iwata, K. Yokoyama, H. Higuchi, A. Nagoshi and T. Iozawa (1978): Preliminary report on glacier inventory in the Dudh Kosi region. *Seppyo*, **40**, Special Issue, 78-83.
- Hooke, R. LeB, B. B. Dahlin and M. T. Kauper (1972): Creep of ice containing dispersed fine sand. *J. Glaciol.*, **63**, 327-336.
- Hooke, R. LeB, B. Hanson, N. R. Iverson, P. Jansson and U. H. Fischer (1997): Rheology of till beneath Storglaciären, Sweden. *J. Glaciol.*, **43**, 172-179.
- Iken, A. and R. A. Bindschadler (1986): Combined measurements of subglacial water pressure and surface velocity of Findelengletscher, Switzerland: conclusions about drainage system and sliding mechanism. *J. Glaciol.*, **32**, 101-119.
- Inoue, J. (1976): Climate of Khumbu Himal. *Seppyo*, **38**, Special Issue, 66-73.
- Inoue, J. and M. Yoshida (1980): Ablation and heat exchange over the Khumbu Glacier. *Seppyo*, **41**, Special Issue, 26-33.

- Iwata, S., T. Aoki, T. Kadota, K. Seko and S. Yamaguchi (2000): Morphological evolution of the debris cover on Khumbu Glacier, Nepal, between 1978 and 1995. In *Debris-Covered Glaciers*. ed. by M. Nakawo, C. F. Raymond and A. Fountain, IAHS Publ. no. 264, 3-11.
- Jóhannesson, T. (1997): The response of two Icelandic glaciers to climatic warming computed with a degree-day glacier mass-balance model coupled to a dynamic glacier model. *J. Glaciol.*, **43**, 321-327.
- Jóhannesson, T., C. F. Raymond and E. D. Waddington (1989a): A simple method for determining the response time of glaciers. In *Glacier Fluctuations and Climate Change*. ed. by J. Oerlemans, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 343-352.
- Jóhannesson, T., C. F. Raymond and E. D. Waddington (1989b): Time-scale adjustment of glaciers to changes in mass balance. *J. Glaciol.*, **35**, 355-369.
- Kadota, T. (1997): *Study on the relation between climate and recent shrinkage of small glaciers in the Nepal Himalayas*. Ph. D. thesis, Nagoya University, 76pp.
- Kadota, T. and Y. Ageta (1992): On the relation between climate and retreat of Glacier AX010 in the Nepal Himalaya from 1978 to 1989. *Bull. Glacier Res.*, **10**, 1-10.
- Kadota, T., K. Seko and Y. Ageta (1993): Shrinkage of Glacier AX010 since 1978, Shorong Himal, East Nepal. In *Snow and Glacier Hydrology*. ed. by G. J. Young, IAHS Publ. no. 218, 145-154.
- Kadota, T., K. Fujita, K. Seko, R. B. Kayastha and Y. Ageta (1997): Monitoring and prediction of shrinkage of a small glacier in the Nepal Himalaya. *Ann. Glaciol.*, **24**, 90-94.
- Kadota, T., K. Seko, T. Aoki, S. Iwata and S. Yamaguchi (2000): Shrinkage of the Khumbu Glacier, east Nepal from 1978 to 1995. In *Debris-Covered Glaciers*. ed. by M. Nakawo, C. F. Raymond and A. Fountain, IAHS Publ. no. 264, 235-243.
- Kamb, B., C. F. Raymond, W. D. Harrison, H. Engelhardt, K. A. Echelmeyer, N. Humphrey, M. M. Brugman and T. Pfeffer (1985): Glacier surge mechanism: 1982-1983 surge of Variegated Glacier, Alaska. *Science*, **227**, 469-479.

- Kodama, H. and S. Mae (1976) The flow of glaciers in the Khumbu region. *Seppyo*, **38**, Special Issue, 31-36.
- Lam, J. K. -W. and J. A. Dowdeswell (1996): An adaptive-grid finite-volume model of glacier-terminus fluctuations. *Ann. Glaciol.*, **23**, 86-93.
- Mae, S., H. Wushiki, Y. Ageta and K. Higuchi (1975): Thermal drilling and temperature measurements in Khumbu Glacier, Nepal Himalayas. *Seppyo*, **37**, 161-169.
- Mattson, L. E., J. S. Gardner and G. J. Young (1993) Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya. In: *Snow and Glacier Hydrology*. ed. by G. J. Young, IAHS Publ. no. 218, 289-296.
- Meier, M. F. (1984): Contribution of small glaciers to global sea level. *Science*, **226**, 1418-1421.
- Miller, M. M., J. S. Leventhal and W. F. Libby (1965): Tritium in Mt. Everest ice - Annual glacier accumulation and climatology at great equatorial altitudes. *J. Geophys. Res.*, **70**, 3885-3888.
- 森林成生 (1974): ネパール・ヒマラヤの氷河について—その特性と最近の変動—. *雪氷*, **36**, 11-21.
- Moribayashi, S. (1978): Transverse profiles of Khumbu Glacier obtained by gravity observation. *Seppyo*, **40**, Special Issue, 21-25.
- Moribayashi, S. and K. Higuchi (1977): Characteristics of glaciers in the Khumbu region and their recent variations. *Seppyo*, **39**, Special Issue, 3-6.
- Nakawo, M. and B. Rana (1999): Estimate of ablation rate of glacier ice under a supraglacial debris layer. *Geogr. Ann.*, **81A**, 695-701.
- Nakawo, M., S. Iwata, O. Watanabe and M. Yoshida (1986): Processes which distribute supraglacial debris on the Khumbu Glacier, Nepal Himalaya. *Ann. Glaciol.*, **28**, 118-122.

- Nakawo, M., T. Morohoshi and S. Uehara (1993): Satellite data utilization for estimating ablation of debris covered glaciers. In *Snow and Glacier Hydrology*. ed. by G. J. Young, IAHS Publ. no. 218, 75-83.
- Nakawo, M., H. Yabuki and A. Sakai (1999): Characteristics of Khumbu Glacier, Nepal Himalaya: recent change in the debris-covered area. *Ann. Glaciol.*, **28**, 118-122.
- National Geographic Society (1988): *Mount Everest*. National Geographic Society, Washington D.C.
- Nickling, W. G. and L. Bennett (1984): The shear strength characteristics of frozen coarse granular debris. *J. Glaciol.*, **30**, 348-357.
- Nye, J. F. (1965): The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section. *J. Glaciol.*, **5**, 661-690.
- Oerlemans, J., B. Anderson, A. Hubbard, Ph. Huybrechts, T. Jóhannesson, W. H. Knap, M. Schmeits, A. P. Stroeven, R. S. W. van de Wal, J. Wallinga and Z. Zuo (1998): Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dynamics*, **14**, 267-274.
- Östrem, G. (1959) Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geogr. Ann.*, **41**, 228-230.
- Patankar, S. V. (1980): *Numerical Heat Transfer and Fluid Flow*. Hemisphere, New York, 197pp.
- Paterson, W. S. B. (1994): *The Physics of Glaciers. Third Edition*. Elsevier Science Ltd., Oxford, 480pp.
- Rana, B. (1997): *Study on glacier ablation under debris-cover for runoff modeling of a river basin in Langtang Valley, Nepal Himalaya*. Ph. D. thesis, Nagoya University, 157pp.
- Raymond, C. F. (1971): Flow in a transverse section of Athabasca Glacier, Alberta, Canada. *J. Glaciol.*, **10**, 55-84.

- Sakai, A., M. Nakawo and K. Fujita (1998): Melt rate of ice cliffs on the Lirung Glacier, Nepal Himalayas, 1996. *Bull. Glacier Res.*, **16**, 57-66.
- Sakai, A., N. Takeuchi, K. Fujita and M. Nakawo (2000): Role of supraglacial ponds in the ablation process of a debris-covered glacier in the Nepal Himalayas. In *Debris-Covered Glaciers*. ed. by M. Nakawo, C. F. Raymond and A. Fountain, IAHS Publ. no. 264, 119-130.
- Seko, K., H. Yabuki, M. Nakawo, A. Sakai, T. Kadota and Y. Yamada (1998): Changing surface features of Khumbu Glacier, Nepal Himalayas revealed by SPOT images. *Bull. Glacier Res.*, **16**, 33-41.
- Shiraiwa, T. and T. Yamada (1991): Glacier inventory of the Langtang Valley, Nepal Himalayas. *Low Temperature Science, Ser. A*, **50**, Data Report, 47-72.
- Van der Veen, C. J. (1987): Longitudinal stresses and basal sliding: a comparative study. In *Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet*. ed. by C. J. Van der Veen and J. Oerlemans, Reidel Publ. Co., Dordrecht, 223-248.
- Van der Veen, C. J. (1999): *Fundamentals of Glacier Dynamics*. A. A. Balkema, Rotterdam, 462pp.
- Warrick, R. A., C. Le Provost, M. F. Meier, J. Oerlemans and P. L. Woodworth (1996): Changes in sea level. In *Climate Change 1995, the Science of Climate Change*. ed. by J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell, Cambridge University Press, Cambridge, 363-405.
- Watanabe, O., H. Fushimi, K. Ikegami, Y. Tanaka, M. Yoshida, S. Iwata, J. Inoue and B. P. Upadhyay (1980): Outline of studies on supraglacial debris of Khumbu Glacier, Khumbu region. *Seppyo*, **41**, Special Issue, 5-8.
- Watanabe, O., S. Iwata and H. Fushimi (1986): Topographic characteristics in the ablation area of the Khumbu Glacier, Nepal Himalaya. *Ann. Glaciol.*, **8**, 177-180.

- Weertman, J. (1973): Creep of ice. In *Physics and Chemistry of Ice*. ed. by E. Whalley, S. J. Jones and L. W. Gold, Royal Society of Canada, Ottawa, 320-337.
- Yamada, T. (1998): *Glacier Lake and its Outburst Flood in the Nepal Himalaya*. Monograph No.1, Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, 96pp.
- Yamada, T., T. Shiraiwa, H. Iida, T. Kadota, T. Watanabe, B. Rana, Y. Ageta and H. Fushimi (1992): Fluctuation of the glaciers from 1970's to 1989 in the Khumbu, Shorong and Langtang regions, Nepal Himalayas. *Bull. Glacier Res.*, **10**, 11-19.
- Yokoyama, K. (1984): Ground photogrammetry of Yala Glacier, Langtang Himal, Nepal Himalaya. In *Glacial Studies in Langtang Valley, Report of the Glacier Boring Project 1981-82 in the Nepal Himalaya*. ed. by K. Higuchi, Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, 99-105.
- Yokoyama, K. and S. Iwata (1980): Ground photogrammetry of glaciers in Khumbu Himal, Nepal Himalayas. *Seppyo*, **41**, Special Issue, 67-70.

副論文

副論文リスト

1. Surface flow on the ablation area of the Lirung Glacier in Langtang Valley, Nepal Himalayas.

N. Naito, M. Nakawo, T. Aoki, K. Asahi, K. Fujita, A. Sakai, T. Kadota, T. Shiraiwa and K. Seko.

Bulletin of Glacier Research, **16**, 67-73 (1998)

(ネパール・ヒマラヤ、ランタン谷のリルン氷河消耗域における表面流動)

2. Numerical simulation of recent shrinkage of Khumbu Glacier, Nepal Himalayas.

N. Naito, M. Nakawo, T. Kadota and C. F. Raymond.

Debris-Covered Glaciers, IAHS Publ. no. 264, 245-254 (2000)

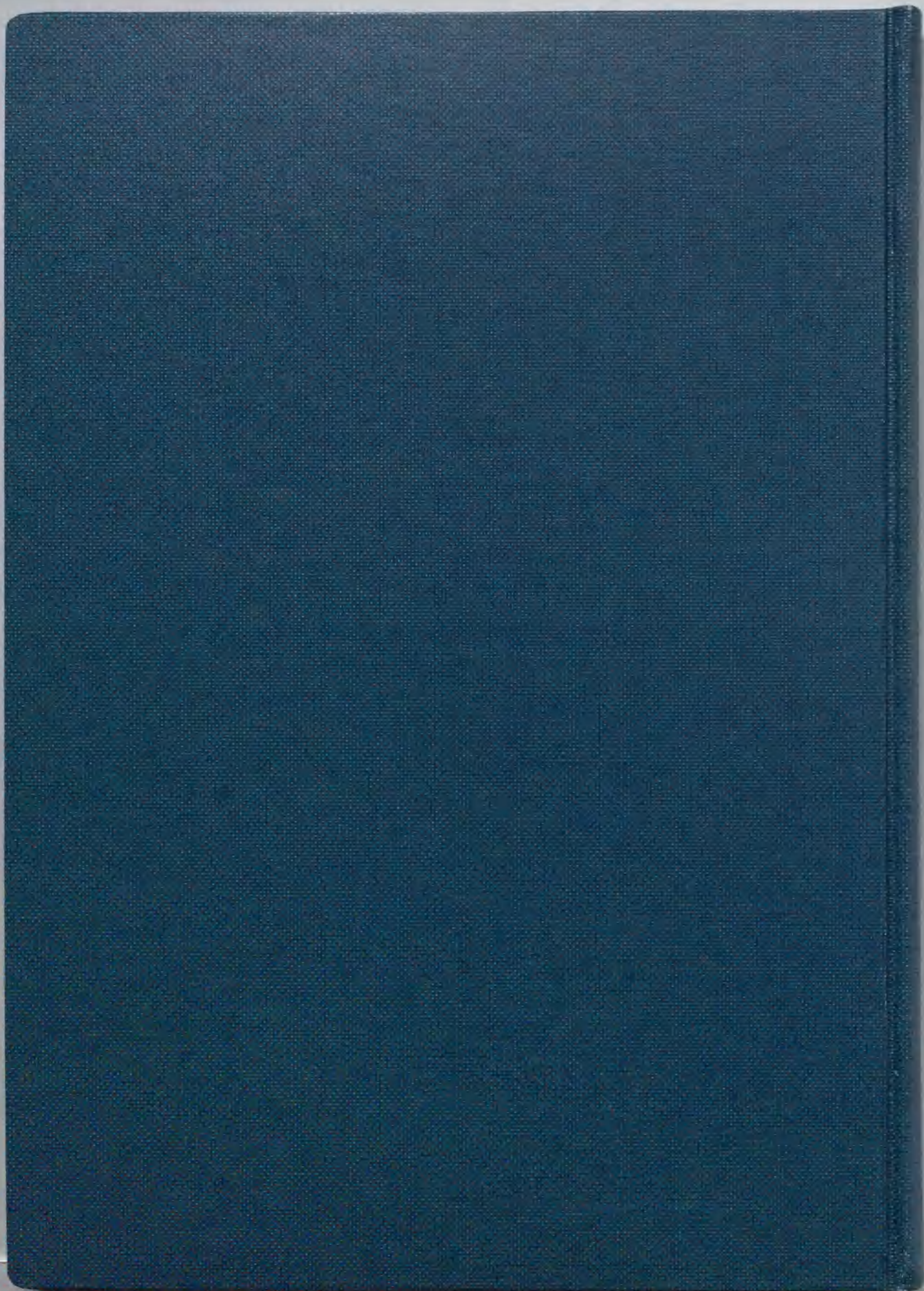
(ネパール・ヒマラヤ、クンブ氷河の最近の縮小に関する数値実験)

3. Response sensitivities of a summer-accumulation type glacier to climate changes indicated with a glacier fluctuation model.

N. Naito, Y. Ageta, M. Nakawo, E. D. Waddington, C. F. Raymond and H. Conway.

Bulletin of Glaciological Research, **18**, in press (2001)

(氷河変動モデルで示される夏期涵養型氷河の気候変化に対する応答感度特性)



Inches 1 2 3 4 5 6 7 8
cm 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19

Kodak Color Control Patches

© Kodak, 2007 TM: Kodak

Blue Cyan Green Yellow Red Magenta White 3/Color Black



Kodak Gray Scale



© Kodak, 2007 TM: Kodak

A 1 2 3 4 5 6 M 8 9 10 11 12 13 14 15 B 17 18 19

