

# 淡水性カービング氷河の変動に関する数値実験研究

三浦 綾菜\*・内藤 望\*\*

(平成29年11月1日受付)

## Numerical simulations on variations of a freshwater calving glacier

Ayana MIURA and Nozomu NAITO

(Received Nov. 1, 2017)

### Abstract

A numerical model was developed to simulate variations of Glaciar Perito Moreno in the Southern Patagonia Icefield. The glacier is a rare target of freshwater calving glacier, on which relatively many scientific observations have been performed. Sensitivities to the glacier flow and variations by hypothetical distributions of englacial water level were investigated through the numerical simulations, and compared with the observation results. Fast glacier flow in the upstream part was simulated fairly well, and inclination of englacial water level was suggested to be steeper at the upstream part than terminal part. Fast flow and surface lowering in the terminal part, however, could not be satisfactorily simulated. The term of longitudinal stress gradient in stress equilibrium, which is ignored in the present simulations, should be important near such calving glacier terminus.

**Key Words:** freshwater calving glacier, Glaciar Perito Moreno, glacier variations, numerical simulations, englacial water level

### 1. はじめに

近年の地球温暖化に伴い世界規模で氷河の縮小が注目を浴びている。気候変動に関する政府間パネル (IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change) の報告<sup>1)</sup>によると、1993~2010年の海面水位上昇への影響は、海水の熱膨張に次いで、山岳氷河の縮小が27%を占めると見積もられており、グリーンランドおよび南極の両大陸氷床による影響の21%を上回っている。

世界各地に分布している山岳氷河には様々な種類がある。中でも大きな割合を占めているものにカービング氷河がある。カービングとは、氷河の末端部から、氷塊が海や湖に崩落する現象を指す。末端部でカービングが発生しているカービング氷河は、主に南極、グリーンランド、アラスカ、パタゴニアに存在している。その多くはフィヨルド

を含む海にカービングする海洋性カービング氷河であるが、陸上の淡水湖にカービングする氷河は淡水性カービング氷河と呼び区別する。両者は、氷河末端に接する水位変動への海洋潮汐の影響の有無や、懸濁物質に富む氷河融解水の密度は通常、淡水より高く海水より低いことから、氷河に接する海洋や淡水湖の物理的鉛直構造にも差がみられる<sup>2)</sup>等、特に氷河の末端部における動態プロセスには大きな違いがあると考えられる。

カービング氷河の末端部における現地観測には危険や困難が多いため、未だ観測事例は十分とは言えない。特にカービングの発生頻度や量、速度を汎用的に示す定量化は確立しておらず、そのため氷河変動モデルによる数値実験研究も、カービング氷河ではほとんど行われていないのが現状である。

本研究では、カービング氷河に対する多くの制約を踏ま

\* 広島工業大学大学院工学系研究科環境学専攻

\*\* 広島工業大学環境学部地球環境学科

えつつ、観測データが比較的充実している淡水性カービング氷河である、南パタゴニア氷原ペリート・モレノ氷河を対象として、淡水性カービング氷河の変動特性の把握に向けた数値実験を実施した。具体的には、現地観測が困難である氷河内水位分布による氷河流動や氷厚変化に及ぼす影響に注目した感度実験を中心に実施し、表面流速や表面高度の実測結果と比較することで考察を行った。

## 2. 研究方法

### 2.1 研究対象氷河

南米に存在する南パタゴニア氷原（図1左）は、南半球で最大の山岳氷河群である。この氷原から流出している氷河の大半はカービング氷河であり、主に西方へ流出する氷河は太平洋から入り込むフィヨルドへの海洋性カービング氷河であり、東方への流出氷河は淡水性カービング氷河が多い。また南パタゴニア氷原の氷河の多くは近年、顕著な後退傾向を示しているが、本研究で対象とするペリート・モレノ氷河（図1右下）の末端位置は小刻みな前進と後退を繰り返し、長期的な変動傾向がみられていない<sup>3)</sup>。この特異な末端変動は、末端部が突入する細長い湖（水道）の対岸まで達することによる湖水の堰き止めと、その後のアイス・ダム崩壊が繰り返されるという、地形的要因によるものと考えられる。このことは、短期間のうちに氷河の前進と後退という両ステージを対象にできるという意味で、数値実験の対象として好適といえる。

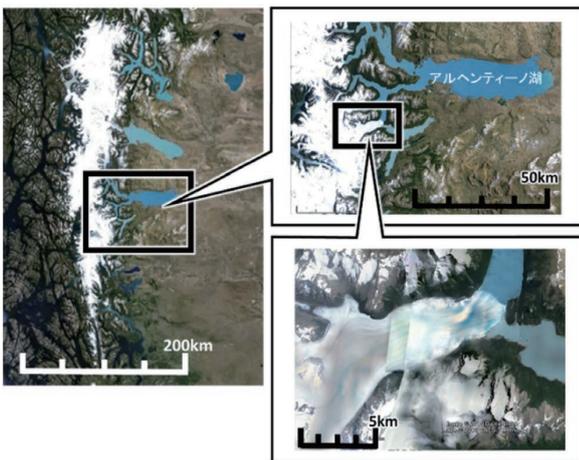


図1 南パタゴニア氷原（左）とペリート・モレノ氷河（右下）。背景画像は Google Earth より。

なお、ペリート・モレノ氷河の流動速度は  $400 \text{ m 年}^{-1}$  以上<sup>4)</sup> と非常に速く、上流部から下流部への変化の伝播も速いと考えられる。

本研究で扱う氷河範囲を図2に示す。上流の涵養域についてはデータが不足しているため、末端からの距離 7.6 km

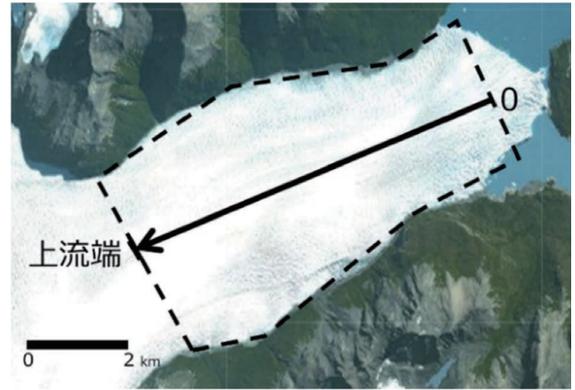


図2 ペリート・モレノ氷河。末端を水平座標の原点とし上流方向に末端距離をとる。破線は対象範囲。（背景画像：©ESRI）

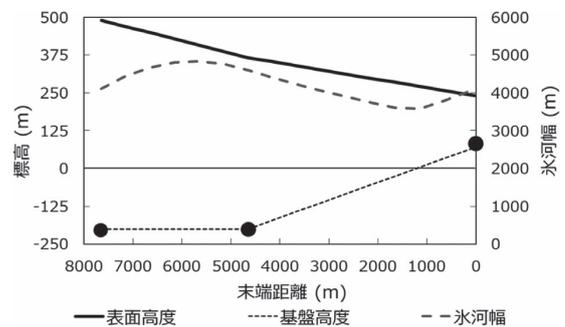


図3 対象範囲の1996年の表面高度、基盤高度、氷河幅。弾性波探査および氷河末端に接する湖の湖盆調査から得られた基盤高度<sup>5)</sup>を黒丸で示す。

の地点を、本研究の対象範囲の上流端とした。対象氷河の基盤地形に関しては、かつて本研究における上流端と中流域で実施された弾性波探査、および氷河末端に接する湖の湖盆調査の結果<sup>5)</sup>を参照し、それらの間は直線的に内挿した（図3）。また図2から読み取った氷河幅も図3に示す。

続いて、本数値実験結果の検証に使用する、2つの既往研究事例について紹介する。

1つ目は表面流速に関する既往研究である。Stuefer が干渉 SAR によって求めた、対象氷河消耗域における1994年の表面流速分布<sup>5)</sup>を使用する。この結果によると、本研究対象範囲よりさらに上流側、および氷河末端部において流速が速くなっており、本研究対象範囲では圧縮流から伸張流へと変化する流速場となっているものと考えられる。

2つ目は氷河表面高度変化に関する既往研究である。末端距離 4500 m における氷河表面高度が1990年以降、継続的に測量されてきている<sup>6)7)8)</sup>。これは氷河横断方向および流線方向に設定された10地点の水平座標における各年の表面高度を継続測量したもので、10地点の平均から表面高度の変化すなわち氷厚の変化を把握するものである。1990年代後半から2000年代初頭にかけていったん表面上昇（氷厚増大）を示した後、2000年代後半は  $1 \sim 1.5 \text{ m 年}^{-1}$  程度の

表面低下（氷厚減少）が続いている。本数値実験によって算出した表面高度の経年変化との比較に使用する。

## 2.2 氷河変動モデル

氷河規模の変動のうち、氷河体積の時間変化を考えるためには、上流から下流に至るまでの氷厚の時間変化を考えるとこととなる。その場合、氷河表面における質量収支（降雪や融解等）だけでなく、氷河流動に伴う氷厚の増大／減少効果（圧縮／伸張効果）も考慮する必要がある。そこで、融解量や氷河流動から氷厚の変化を計算するプログラムである氷河変動モデルを構築した。モデルの基本構造は既往研究<sup>9)</sup>を参考にして、本対象氷河の形状に適合させると共に、氷河内水位や底面流動、および末端カービング端の扱いなどに修正を加えた。以下に、その基本構造について述べる。

## 2.3 基本構造

本研究で構築するのは、流動方向一次元の氷河変動モデルである。基本式は、氷河水の質量保存を表す連続の式(2.1)である。

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

ここで $H$ は氷厚、 $b$ は氷河表面における質量収支（水当量）、 $\rho_i$ は氷河水の密度、 $W$ 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とする。 $x$ は氷河の流線に沿って下流方向を正にとる。

図4は谷氷河を流動横断方向に $\Delta x$ 間隔で輪切りにした箱状の部分（control-volume：以下CV）に対する連続の式(2.1)を適用（積分）すると式(2.2)となり、CV体積( $V_{cv}$ )の時間変化は、CV表面積内における質量収支量( $B$ )と上流端と下流端における流量( $Q_{in}$ ,  $Q_{out}$ )から計算される。

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

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

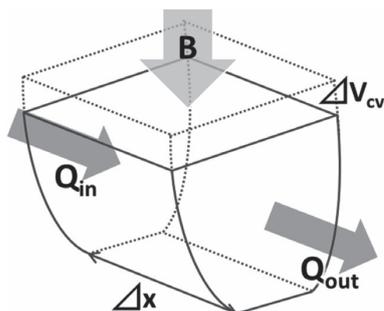


図4 各 control-volume における連続の式(2.2)の概念図。

なお、本研究対象範囲の上流端および氷河末端における流量については、いずれも氷厚が時間変化しない流量とした。上流端については、氷河上流部における涵養量や表面高度変化の情報がないための仮定（境界条件）である。また氷河末端については、カービングの影響が大きい末端位置の変動は再現し難いため、氷河末端の位置と氷厚を固定して、末端位置へと流下してくる流量がそのままカービングするという仮定となっている。

式(2.2)をもとに、各CVに対して時間ステップ( $\Delta t$ )ごとの体積変化をCrank-Nicholson法（陰解法）により時間積分していく。その際、時間ステップ内の $V_{cv}$ 計算誤差が全CVに対して0.1%以内に収束するまで反復計算をしている。

## 2.4 質量収支計算

本研究では、氷河対象範囲が氷河消耗域内であり、降雪量は無視しえるため、質量収支 $b$ をDegree-Day法による融解量のみから計算した。Degree-Day法とは、日平均気温が $0^{\circ}\text{C}$ 以下では融けず、 $0^{\circ}\text{C}$ 以上で融解量は気温に比例する、とみなす手法である(式2.4, 2.5)。

$$T \geq 0^{\circ}\text{C} \text{ のとき} \cdots b = -K \cdot T \quad (2.4)$$

$$T < 0^{\circ}\text{C} \text{ のとき} \cdots b = 0 \quad (2.5)$$

ここで $b$ は日融解量( $\text{mm day}^{-1}$ )、 $T$ は日平均気温( $^{\circ}\text{C}$ )を示し、 $K$ はDegree-Day係数( $\text{mm }^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ day}^{-1}$ )と呼ぶ。このDegree-Day係数は氷河ごとに異なるが、本研究では、かつてペリート・モレノ氷河において現地観測から求められた $7.1 \text{ mm }^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ day}^{-1}$ という値<sup>10)</sup>を用いている。

本研究では、ペリート・モレノ氷河末端付近のAWS（自動気象観測装置）で1999～2013年に記録された気温データを使用した。ただし、2001、2003年に関しては数か月間のデータしかないため、この2年間は数値計算の際にスキップした。すなわちこの2年間は、前年末のまま氷厚変化はないと仮定した計算となっている。また、氷河上における気温の高度減率は、一般に氷河風の影響が大きく、全球平均値 $6.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$ より大きくなることが知られている。本研究では、現地観測から評価された $8.0^{\circ}\text{C km}^{-1}$ という値<sup>5)</sup>を採用した。

## 2.5 流量計算

流量計算には、氷河の流速および横断面形状が必要である。氷河形状は、図3に示した基盤高度と氷河幅、そして数値モデルで順次計算していく氷河表面高度を用いて、横断面は放物線状であると仮定する。一方、氷河の流速については、氷河内部の塑性変形成分と底面における流動成分に分けて考えられる。そのうち底面流速は次節で説明し、まずここでは塑性変形成分を中心とした流量計算について

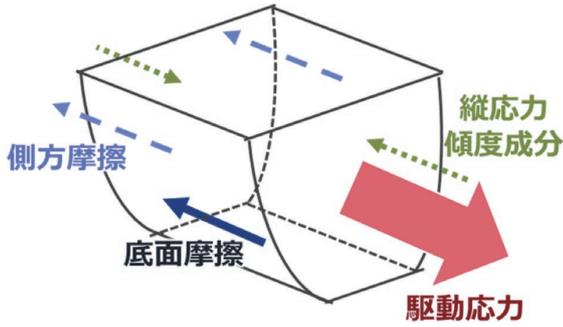


図5 CVに対する応力平衡の概念図。

述べる。

はじめに応力平衡式 (2.6) にもとづいて、底面せん断応力  $\tau_b$  の評価方法を説明する。図5はCVに拡張した式 (2.6) 各項の概念を示しており、式 (2.6) 左辺の重力による氷河流動の駆動応力  $\tau_d$  に対して、右辺の三項が釣りあうことを示す。右辺第二項と第三項は、それぞれ縦応力傾度成分と側方摩擦効果と呼ぶ。

$$\rho_i g H \sin \alpha = \tau_b + \int_{z_b}^{z_s} \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} dz + \int_{z_b}^{z_s} \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} dz \quad (2.6)$$

ここで  $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$  は重力加速度、 $\alpha$  は氷河表面の傾斜角、 $\sigma_x$  および  $\tau_{xy}$  はそれぞれ氷河流動の  $x$  方向に作用する垂直応力、氷河横断の  $y$  方向と  $x$  方向とのせん断応力、 $z$  方向は氷河表面に垂直上向きを示し、 $z_b$  と  $z_s$  はそれぞれ基盤高度と表面高度を示す。

式 (2.6) 右辺の三つの応力項のうち、第二項の縦応力傾度成分は、大陸氷床の場合は内陸の分水嶺周辺や末端部で棚氷へ移行する接地線付近など、山岳氷河の場合は表面傾斜が急変する氷瀑付近などで重要とされるが、通常は他の二項に比べて十分小さいことから、本研究では無視する。

次に、式 (2.6) 右辺第三項の側方摩擦効果については、本研究では“shape factor”と呼ばれる係数 ( $f_1$ ) を用いた簡便な方法を採用する。shape factor とは、駆動応力に対して底面摩擦が相殺する大きさの比率を示すもので、残りの  $(1-f_1)$  分については側方摩擦が相殺して釣りあうという考え方である。そして最も簡単な、 $f_1 = 1$  となる層流近似から導出される表面流速および流量の計算に係数  $f_1$  を導入することで側方摩擦効果を包含する。

側方摩擦効果を簡便に考慮するための係数  $f_1$  の値は、氷河横断面の形状による。本研究では、ベリート・モレノ氷河は放物線状の横断面をもつと考え、放物線状の氷河横断面の場合に対して算出された  $f_1$  値<sup>11)</sup> に対する回帰式 (2.7) を用いる<sup>9)</sup>。

$$f_1 = 1 - \frac{0.330 W^{1/2H} + 0.780 W^{1/2H}}{2} \quad (2.7)$$

そして底面せん断応力  $\tau_b$ 、表面流速  $u_s$ 、流量  $Q$  は以下の式で表現できる。

$$\tau_b = f_1 \tau_d = f_1 \rho_i g H \sin \alpha \quad (2.8)$$

$$u_s = \frac{A}{2} \tau_b^3 H + u_b \quad (2.9)$$

$$Q = S \left[ f_2 \frac{A}{2} (f_1 \rho_i g \sin \alpha)^3 H^4 + u_b \right] \quad (2.10)$$

ここで  $A$  は氷の構成方程式として知られる Glen の流動則において氷温に依る係数を示す。本研究では、既往研究<sup>5)</sup> と同じく  $A = 3.8 \times 10^{-15} \text{ (kPa)}^{-3}$  を用いる。 $u_b$  は次節で説明する底面流速、 $S$  は氷河横断面積を示す。そして  $f_2$  は“velocity shape factor”と呼ばれ、層流近似で求められる氷河表面での塑性変形成分に対する、氷河横断面で平均した塑性変形成分の比を示すものである。本研究では、層流近似における  $f_2 = 0.8$  を用いる。

## 2.6 底面流速

ベリート・モレノ氷河では、末端距離 4500 m 地点において全層掘削孔内の氷河内水位と表面流速の同時測定が実施された。この観測により、氷河内水位の変化によって底面流速および表面流速が大きく影響を受けていることが示され、以下の経験則が得られている<sup>4)</sup>。

$$u_b = 0.91 P_e^{-0.35} \quad (2.11)$$

ここで  $P_e$  は有効圧力と呼ばれ、氷河氷の荷重圧力と氷河底水圧との差である。氷河内水位が高まって、氷河氷の荷重圧力を水頭に換算した上載圧力水頭に達する状態が  $P_e = 0$  で、この場合は氷河氷が水圧で浮き上がる状態を示す。

## 2.7 氷河内水位

式 (2.11) で底面流速を計算するために必要な氷河内水位については、全層掘削地点における観測<sup>4)</sup> と、氷河末端における湖水位しか知られていない。そこで本研究では、氷河内水位を以下のとおり5種類のパターン (図6) を仮定して計算を試みた。なお、いずれのパターンにおいても、氷河内水位の時間変化は無視した。

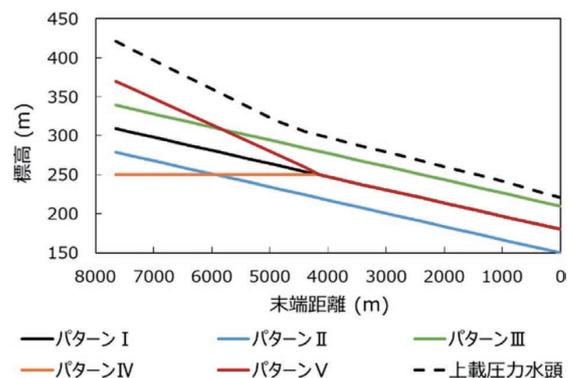


図6 氷河内水位の水平分布の仮定。

<パターン I> 氷河末端では氷河前縁湖の平均水位，末端距離 4500 m では全層掘削時に観測された平均水位とし，末端～末端距離 4500 m の間では，両地点の水位を線形で結んだ氷河内水位とし，末端距離 4500 m より上流側でも，その下流側における水位の傾斜と同じとして外挿した水位分布を仮定した。

<パターン II, III> パターン I の水位分布を，全域において上下に 30 m 平行移動させた水位分布のパターンを，それぞれパターン II, III とした。

<パターン IV, V> 末端～末端距離 4500 m の間はパターン I のまま，末端距離 4500 m より上流側における氷河内水位の傾斜を変化させた。上流側の氷河内水位の傾斜をゼロとしたパターン IV，ならびに下流側の水位傾斜の 2 倍としたパターン V を仮定した。

### 2.8 数値実験におけるその他の条件

これまで述べた以外の本数値実験における条件は，計算時間ステップ ( $\Delta t$ ) は 1 日，CV の流動方向の基本長さ ( $\Delta x$ ) は 500 m，氷河氷の密度 ( $\rho_i$ ) は  $900 \text{ kg m}^{-3}$  とした。そして 1996 年氷河表面高度<sup>5)</sup> を初期条件として 2013 年までの数値実験を実施し，その結果を実測にもとづく流速や表面高度データと比較することにより，主に氷河内水位の仮定の違いによる感度実験としてまとめた。

### 3. 感度実験の結果と考察

氷河内水位の分布として 5 通りのパターンを用いることにより，氷河の流速や表面高度にどのような影響が表れるかを試す感度実験を実施し，比較した。

まず図 7 に融解量計算に用いた氷河末端 AWS における年平均気温の経年変化と，パターン I の場合に対象氷河範囲内で平均した年間融解量の経年変化を示す。比較的暖かった年，寒かった年により，融解量の大小が対応している。

図 8 はパターン I で計算された，1999 年における年間融解量の水平分布を示す。対象範囲における融解量は  $15 \sim 20 \text{ m 年}^{-1}$  程度で，表面高度の低い下流部ほど融解量が多い。

次に式 (2.11) から計算された 1999 年における底面流速分布を図 9 に示す。既往研究<sup>5)</sup> により表面流速から塑性変形成分を差し引いて算出された底面流速の分布と比較すると，末端距離が 6000 m 以上の上流側では同等な計算結果を示すものの，下流側において大きな差が表れている。パターン III は下流側で比較的既往研究<sup>5)</sup> に近くなっているが，このパターン III は氷河末端において氷河水が湖水圧で浮上してしまうという非現実的な仮定である (図 6)。対象氷河は末端で盛んにカービングが発生しているため，特に末端部においては応力平衡における縦応力傾度成分が大きく無

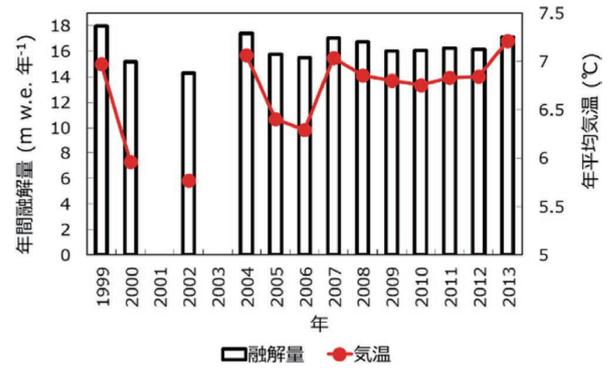


図 7 氷河末端 AWS における年平均気温と対象氷河範囲内における年間融解量平均値の経年変化。(2001, 2003 年は欠測。)

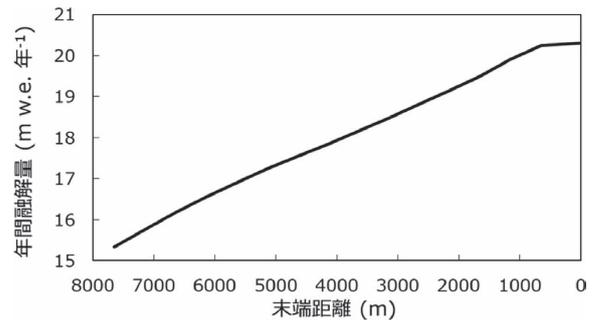


図 8 1999 年における年間融解量の水平分布。

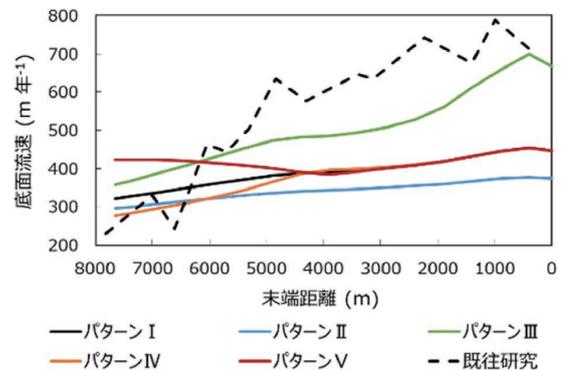


図 9 1999 年における底面流速の水平分布。既往研究<sup>5)</sup> で算出された底面流速と比較。

視できないことが考えられる。すなわちこの縦応力傾度成分を考慮に入れていない本モデル計算では，末端に近い下流部での流動計算に難が残っていると見える。ただしこの問題の影響は，末端距離 6 km 程度ぐらいまでのようである。

同様に，1999 年において計算された，表面流速に対する塑性変形成分，および表面流速の分布を図 10, 11 に示す。塑性変形成分は氷厚および表面傾斜に対して敏感であり，基盤高度および表面高度の分布が急変する末端距離 4500 m より上流側で急に増大し，上流端付近では底面流速に同等な大きさを示している。しかし下流側では，緩い表面傾斜と薄くなる氷厚のため，塑性変形成分は非常に微小であり，

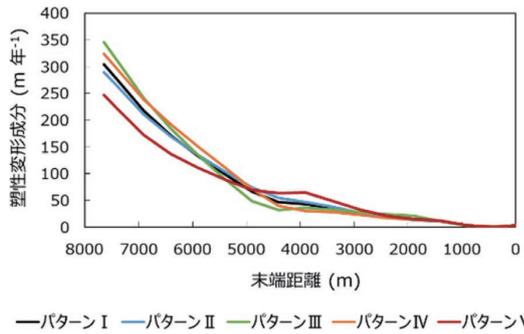


図10 1999年における表面流速に占める塑性変形成分の水平分布。

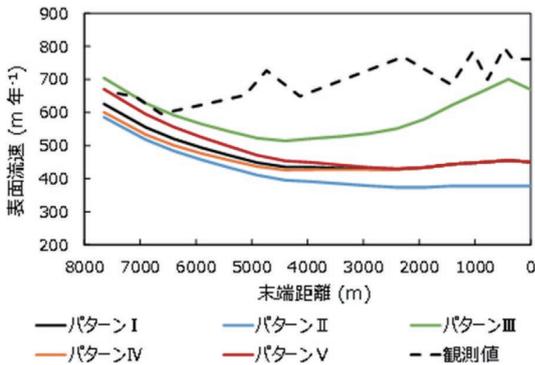


図11 1999年における表面流速の水平分布。表面流速観測値<sup>5)</sup>と比較。

表面流速の大半は底面流速による結果となっている。

表面流速の分布は、底面流速と塑性変形成分の特徴を引き継いでおり、観測値<sup>5)</sup>と比較した差異については、下流側における差異は底面流速での考察と同様である。表面流速の上流側については、非現実的な仮定であったパターンⅢを除くと、パターンⅤが最も観測値<sup>5)</sup>に近づく傾向がある。このことから、上流側の氷河内水位は、下流側よりも急な傾斜を示す可能性が考えられる。これは氷河表面が上流側で急傾斜になっていることに整合的でもある。

そしてパターンⅠで計算した氷河表面高度分布の経年変化を図12に示す。さらに末端距離4500 m付近における表面高度変化速度を図13に示す。表面高度変化速度は、計算初期に不安定な大きな値を示した後、低下して実測値に近づいている。ただし計算対象期間中、一貫して正の値すなわち氷厚増大を示しており、実測結果と異なる。これは前述した、下流部における流速の過小評価が影響していると考えられる。すなわち現実よりも、下流部における伸張流に伴う氷厚減少効果を過小評価し、図12にもみられる非現実的な表面上昇を計算してしまっているためと考えられる。

#### 4. まとめ

氷河内水位の流動方向における分布を5通りのパターンで仮定した上で、流速分布を計算して実測と比較したところ、上流側では比較的良好な結果を示した。さらに氷河内

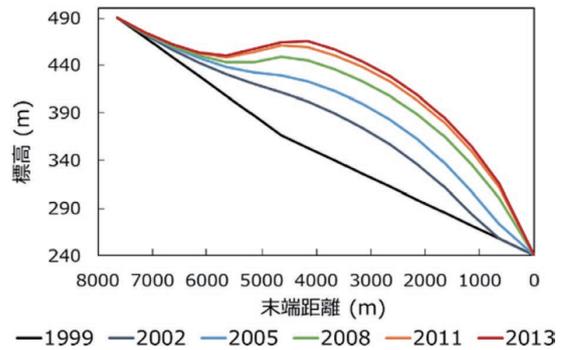


図12 氷河内水位分布パターンⅠを用いて計算した氷河表面高度分布の経年変化。

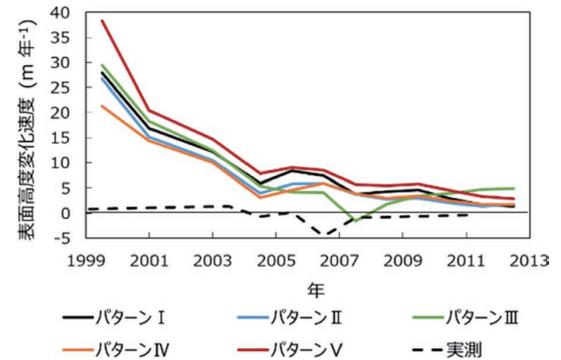


図13 末端距離4500 mにおける表面高度変化速度の経年変化。実測値は、末端距離4500 mにおける測量結果<sup>8)</sup>による。

水位が実測されていない上流側において、表面高度と同じように下流側よりも急傾斜で分布している可能性が示唆された。

ただし、下流側の流速分布や表面高度変化については、実測と大きく異なる結果となった。これはカービングが発生している氷河末端の近くでは、応力平衡における縦応力傾度成分が重要となっていることを示す結果と考えられる。よって今後は、一般的な山岳氷河に比して、カービング氷河の流動や変動を計算する際には、縦応力傾度成分を含みうる三次元的な数値計算が必要といえる。

#### 謝 辞

本研究は、一般財団法人広島地球環境情報センターの平成29年度研究助成を受けた。ここに記して謝意を表す。

#### 文 献

- 1) IPCC: Climate Change 2013. WG1, AR5, Cambridge University Press, 1535 pp. (2013)
- 2) Sugiyama, S., Minowa, M., Sakakibara, D., Skvarca, P., Sawagaki, T., Ohashi, Y., Naito, N., Chikita, K.: Thermal structure of proglacial lakes in Patagonia. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 121 (12), 2270-2286. (2016)

- 3) Aniya, M., Sato, H., Naruse, R., Skvarca, P., Casassa, G.: Recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. *Arctic and Alpine Research*, 29, 1-12. (1997).
- 4) Sugiyama, S., Skvarca, P., Naito, N., Enomoto, H., Tsutaki, S., Tone, K., Marinsek, S., Aniya, M.: Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure. *Nature Geoscience*, 4, 597-600. (2011)
- 5) Stuefer, M.: Investigations on Mass Balance and Dynamics of Moreno Glacier based on Field Measurements and Satellite Imagery. Doctoral Dissertation, University of Innsbruck, 166 pp. (1999)
- 6) Naruse, R., Skvarca, P., Kadota, T., Koizumi, K.: Flow of Upsala and Moreno glaciers, southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 10, 55-62. (1992)
- 7) Skvarca, P., Naruse, R., Hernan, D. A.: Recent thickening trend of Glaciar Perito Moreno, Southern Patagonia. *Bulletin of Glaciological Research*, 21, 45-48. (2004)
- 8) Naito, N., Enomoto, H., Skvarca, P.: Glaciological monitoring regarding dynamic behavior of Glaciar Perito Moreno, Southern Patagonia Icefield in 2003-2010. *Glaciological and Geomorphological Researches in Patagonia: 2003-2009.*, ed. by M. Aniya and R. Naruse, Isabu Inc., Tsukuba, 170-174. (2012)
- 9) 内藤望：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。名古屋大学大学院理学研究科大気水圏科学専攻博士論文, 83 pp. (2001)
- 10) Takeuchi, Y., Naruse, R., Skvarca, P.: Annual air-temperature measurement and ablation estimate at Moreno Glacier, Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 14, 23-28. (1996)
- 11) Nye, J. F.: The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic crosssection. *Journal of Glaciology*, 5, 661-690. (1965)