

Lecture

すべりに伴う物質の移動と変形 第1回

Displacement and deformation of the sliding materials No.1

講座を始めるにあたって

Introduction

阿部真郎／編集部・本講座担当

・講座の目的と概要

現在、我々は経済性を無視できるとすれば、多くの場合地すべりを抑止もしくは抑制することができるようになっていきます。しかし、地すべりが被害の大きい自然災害であるという性格上迅速な対応が必要とされ、そのためにこれまで常に駆け足で地すべりと対峙してきたような気がします。経済や社会が大きく変化している現在、我々はさまざまな視点から地すべりを再度注意深く観察することも必要ではないかと考えられます。

本講座では、これまで我々が取り扱ってきた地球の陸域における土砂移動を対象とした地すべりの世界から外に出て、地すべりと類似する点が気になっているものの、なかなか触れる機会がなかった分野に焦点をあててみました。ここでは、地すべりと共通するキーワードを「物質の移動・変形・すべり」とし、講座名を「すべりに伴

う物質の移動と変形」としました。惑星や海底の地すべり、氷河、雪崩、大規模な地すべり（ここでは火山体崩壊以外のもの）、そして摩擦などを扱ったミクロのすべりに関して、その概要や最新の研究方法および研究成果、さらに今後の課題などが主な掲載内容となります。

執筆は各分野の最先端を担う研究者にお願いしました。執筆者からはいずれも無報酬の依頼であるにもかかわらず快諾をいただきました。深く感謝しております。また、我々の範疇にある課題「大規模地すべり」以外の執筆者は地すべり学会員ではありませんが、少なからず地すべりに興味を持たれているようで、この点、新鮮な驚きを感じました。

本講座は1年余の連続講座（7回）となります。今後の地すべり研究への新たな指標が得られることを、また若い技術者への刺激剤となることを希望します。

「すべりに伴う物質の移動と変形」掲載予定表

回数	巻号(予定)－発刊年月－	タイトル	執筆者(敬称略)	所 属 先
第1回	41(1)H16. 5	－講座をはじめるにあたって－	阿部 真郎	編集部・本講座担当
		氷河の流動Ⅰ－塑性変形－	白岩 孝行	北海道大学 低温科学研究所 寒冷陸域科学部門
第2回	41(2)H16. 7	氷河の流動Ⅱ－底面すべり－		
第3回	41(3)H16. 9	雪崩	納口 恭明	(独)防災科学研究所 雪氷防災研究部門
第4回	41(4)H16. 11	惑星の地すべり	小松 吾郎	International Research School of Planetary Sciences, Pescara, Italy (IRSPS) (国際惑星大学院)
第5回	41(5)H17. 1	海底地すべり	池原 研	(独)産業技術総合研究所 海洋資源環境研究部門
第6回	41(6)H17. 3	ミクロのすべり	松川 宏	青山学院大学理工学部 物理学科
第7回	42(1)H17. 5	大規模地すべり	千木良雅弘	京都大学防災研究所 地盤災害研究部門

Lecture

すべりに伴う物質の移動と変形 第1回

Displacement and deformation of the sliding materials No.1

氷河の流動 I – 塑性変形 –

Flow of glaciers I – Plastic deformation –

白岩孝行／北海道大学低温科学研究所

Takayuki SHIRAIWA／Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

キーワード：氷河，質量収支，流動，塑性変形，層流モデル

Key words：glacier, mass balance, flow, plastic deformation, lamina flow

1. 氷河とは何か

氷河は「重力によって長期間にわたり連続して流動する雪氷体」と定義される。降り積もる積雪量に対し融雪量が少ない状態が長年続くと、融け残った積雪は毎年蓄積されることになる。堆積してゆく積雪は上載荷重によって圧密が進み、その密度が 830kgm^{-3} を越える付近で通気性を失って氷となる。厚みを増した雪氷体は、重力によって変形し、斜面下方へと流動する。低地は高地よりも気温が高いため、融雪量は増加する。このため、流動した雪氷体はいずれ融け去る高度に達することになる。この過程がほぼ毎年同じ状態で続くとする、この地域には通年にわたって一定の高度帯に氷河が存在し、高所から低所に向かって連続的に流動することになる。

氷河上において、涵養が消耗を上回る領域を涵養域 (accumulation area)、消耗が涵養を上回る領域を消耗域 (ablation area) と呼ぶ。両者の境は、高度に沿って線状に分布し、これを平衡線 (equilibrium line) と呼ぶ。氷河上の各地点における1年間の涵養と消耗の和は質量収支 b (mass balance) と呼ばれ、涵養域では正、消耗域では負となり、平衡線上では0となる。氷河が平衡状態にあれば、氷河全域の質量収支の総和 $\bar{b}$ は0となる (図-1)。地すべりが流動と共にその形態を変化させるのに対し、一定の気候条件下にある氷河は、年々の

流動にかかわらず、一定の形態を保つ。これは氷河の質量収支が気候によって維持されているためである。

氷河を観察すると、氷河が流動していることを示す特徴を随所に見出すことができる。氷河が谷に沿って蛇行しながら流下する様子 (図-2) や、氷河の流動方向に沿って下流に弧を向けた蛇腹状の表面模様 (オーグアイブ ogive と呼ぶ：図-3) は、氷河の粘性的な性格を表す。一方、クレバス (crevasse) と呼ばれている氷河表面の裂け目は、氷河に加えられた応力に対し、氷河が変



図-2 スイス・アルプスのアレッチ氷河 (撮影：白岩)

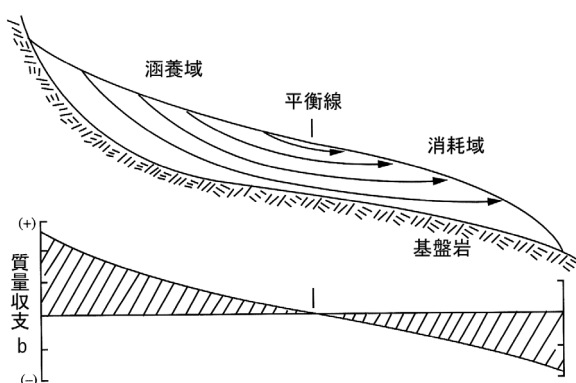


図-1 氷河の形態 (上) と質量収支 (下)
氷河中の矢印はおおよその流線を示す。
Hooke (1998) を改変

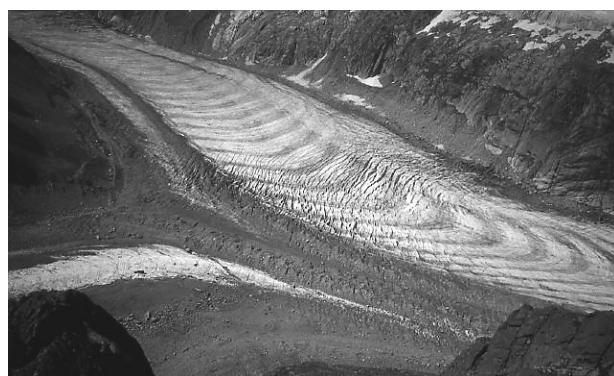


図-3 フランス・アルプスのメール・ド・グラース氷河の
オーグアイブ (氷河表面の蛇腹模様)
写真右手が下流 (撮影：白岩)



図－4 カナダ・ローガン山オギルビー氷河のクレバス
(撮影：白岩)

形で破断した結果であり、氷河の弾性的な性格を示している（図－4）。このように、粘性と弾性という異なる二つの性質を示す氷河の流動機構に関する興味は、氷河が科学の対象として認識され始めた1830年代より170年間の長きにわたって物理学者を惹きつけてきた。その本質が理解され始めたのは、20世紀の半ば、氷結晶の物質としての性質が明らかにされてからである。またこれ以降、氷の変形に加えて、氷河底面におけるすべりや未固結堆積物の変形が氷河流動に大きく寄与していることがわかってきた。本講座では、氷河流動の機構を2回に分けて説明する。本稿では氷の塑性変形による氷河流動とこれに関連する現象について説明する。次稿では底面すべりによる流動と、氷河底に存在するティルと呼ばれる未固結堆積物の変形による流動を扱う。

2. 塑性変形による氷河の流動の基礎

Glen (1955) は円柱状の多結晶氷に一定の荷重をのせた一軸圧縮試験を行い、定常クリープ時の歪速度 $\dot{\epsilon}$ と加えた軸応力 τ との間に以下の関係があることを見出した；

$$\dot{\epsilon} = A \tau^n \quad \dots\dots\dots(1)$$

ここで、 A は氷温、氷結晶の c 軸方位分布、および不純物含有量などに起因する変数である。表－1に氷温毎の A の代表的な値を示す (Paterson, 1994)。表から明らかのように、 0°C 、 -10°C 、 -25°C と温度が下がるにつれて、氷は10倍、100倍固くなる。一方、 n は定数で、多くの室内実験や氷河における野外観測からおおよそ3を

とることが知られている。 $n = 1$ の場合は粘性であるので、この実験値から氷河は粘性体ではなく塑性体であることがわかる。この関係は、たとえ大気圧であろうと、数百気圧がかかった氷床深部であろうと基本的に成り立つことが三軸圧縮試験によって確認され、氷河学の世界ではグレンの流動則 (Glen's flow law) と呼ばれ、広く利用されてきた。

では次にグレンの流動則を用いて、氷河の深さ方向の流動速度の分布を求めてみよう。今、簡単のため、氷河を図－5に示すように表面と底面が平行な板状の形とする。基盤地形に垂直で上向きに z をとり、氷河の厚さを h とする。氷河の流動方向が x である。氷河は傾斜 α の基盤上に滑らないで流っており、氷河の長さ x と幅 h に比べて十分長いものとする。このような時、氷河の各深度では以下の力の釣り合いが成り立つ；

$$\tau_{zx} = \rho g (h - z) \sin \alpha \quad \dots\dots\dots(2)$$

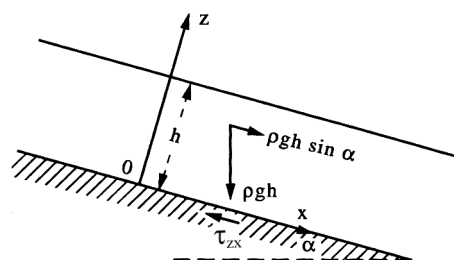
ここで τ_{zx} は氷河内部の深度 z におけるせん断応力 (Pa)、 ρ ：氷の密度 ($\sim 916\text{kgm}^{-3}$)、 g ：重力加速度 (9.81ms^{-2}) である。氷河の流動が z 軸に対する x 方向へのせん断歪だけで生じると仮定し (層流モデル)、 x 方向への流動速度を u とする。この場合、 z 方向への流動速度 w は0であるので、単純ずり (simple shear) となり、次式を得る；

$$\dot{\epsilon}_{zx} = \frac{1}{2} \frac{du}{dz} \quad \dots\dots\dots(3)$$

式(1)と式(3)より、以下の関係が得られる；

表－1 $n=3$ とした時の様々な温度における流動変数 A の値 (Paterson, 1994)

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



図－5 層流モデルにおける座標系 (Paterson, 1994)

$$\frac{1}{2} \frac{du}{dz} = A \tau_{zx} \dots\dots\dots(4)$$

式(4)に式(2)を代入し、氷河底面 ($z = 0$) から氷河表面 ($z = h$) まで積分すると、氷河の表面流速 u_s と氷河の底面流速 u_b (底面すべり速度：次稿で詳述) について以下の2式を得る；

$$u_s - u(z) = \frac{2A}{n+1} (\rho g \sin \alpha)^n (h - z)^{n+1} \dots\dots\dots(5)$$

$$u_s - u_b = \frac{2A}{n+1} (\rho g \sin \alpha)^n h^{n+1} \dots\dots\dots(6)$$

また、式(5)を更に積分し、深さ方向の平均流速 $\bar{u}$ について解くと、

$$\bar{u} - u_b = \frac{2A}{n+2} (\rho g \sin \alpha)^n h^{n+1} \dots\dots\dots(7)$$

これらの式は層流モデルという最も単純な氷河流動について得られたものであるが、氷河の流動についてのいくつかの重要な点を示している。すなわち、式(6)より、底面すべり速度 u_b が0であるとすると、氷河の表面流動速度 u_s は傾斜の3乗、氷厚の4乗に比例する点。また、式(6)と(7)から、底面すべり速度 u_b が0で $n = 3$ の場合、 $\bar{u}/u_s = (n+1)/(n+2) = 0.8$ と計算される点。これは観測の容易な表面流動速度を求めることによって、氷河の深さ方向の平均流動速度を計算できることを示す。

ところで、これまでの議論は氷厚 h に比べて長さ L と幅 B が十分に長い氷河についてのものであった。一般に山岳地域に発達する氷河は、急峻な谷に発達するため、幅は厚さに比べて十分大きくない場合が多い。このような場合、側壁との摩擦により氷河の流動速度が低下するため、以下のような形態係数 (Shape factor) F を駆動力の式(2)に導入することによって氷河の流動速度を求める (Nye, 1965)；

$$\tau_{zx} = F \rho g (h - z) \sin \alpha \dots\dots\dots(8)$$

ただし、 F は氷河の断面形状によって表-2のような値をとる。実際に測定された氷河内部の流動速度 u の分布 (Raymond, 1971) と、上述した方法によって計算される速度分布 (Nye, 1965) とはおおよそ一致した (図-6)。

ここまでは、氷河の流動速度 u の鉛直分布についてみてきた。次に流動方向への速度変化 $\partial u / \partial x$ について考える。層流モデルでは氷河表面に平行な流動速度 u のみを

表-2 様々な氷河断面形態における形態係数 F の値 (Nye, 1965)
 W は氷河の半幅を中央部の氷厚で除した値

W	F		
	放物線	楕円	長方形
1	0.445	0.500	0.558
2	0.646	0.709	0.789
3	0.746	0.799	0.884
4	0.806	0.849	
∞	1	1	1

扱うため、 z 方向への流動速度 w は0となる。しかし、氷河表面では、質量収支によって涵養域の表面高度は上昇し、消耗域の高度は減少する。このため、 w が0では氷河は涵養域で厚くなり、消耗域で薄くなり続ける。従って、氷河が一定の縦断面形状を保つためには、 $\bar{u}h = bx$ ($\bar{u}$ ：ある断面の平均流動速度； h ：氷厚； b ：当該断面より上流側の質量収支； x ：当該断面の x 軸上の位置) が成り立たねばならない。すなわち、氷河の流動方向に直交する断面を通過する氷量フラックスが断面より上流の質量収支 b と釣り合う必要があるのである。このため、 $\partial u / \partial x$ は涵養域においては正 (伸張流)、消耗域において負 (圧縮流) とならねばならず、これによって質量収支の項は補正され、氷河の縦断面形状は維持される。

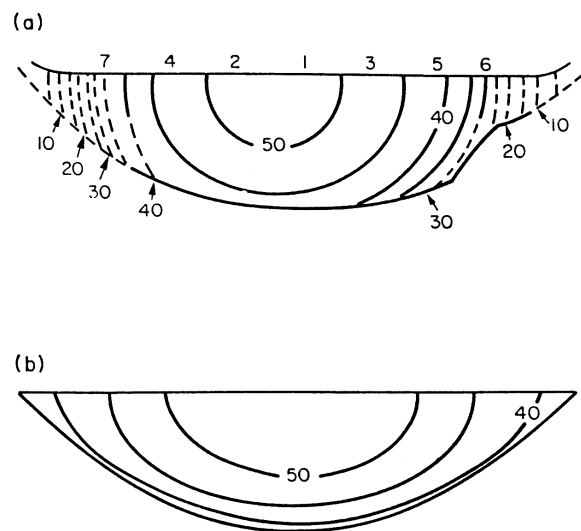
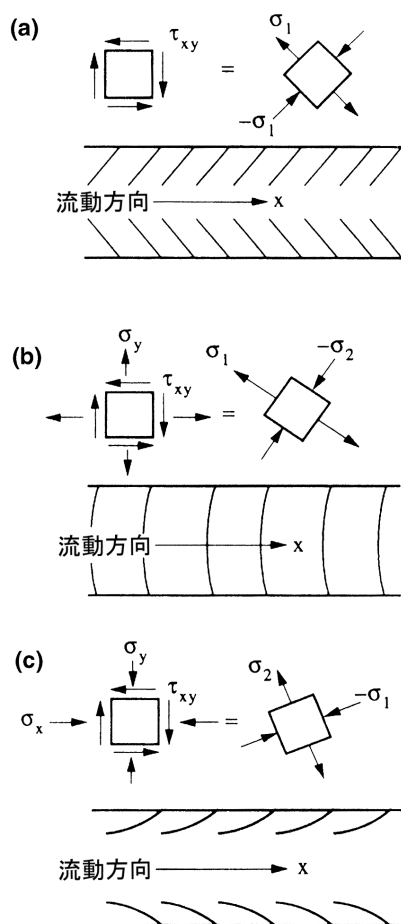


図-6 カナダ、アサバスカ氷河における流動方向に直交する氷河断面における流動速度 u (単位は m a^{-1})の分布 (Raymond, 1971)
(a)実測値；(b)Nye (1965) による放物線の断面を用い、 $W = 2$ の場合の計算値。Nye (1965) を用いた計算では計算値が実測値に合うように一定の底面すべり速度を仮定している。

3. 氷河表面の地形から推定する氷河内の応力場

氷河の流動が氷の塑性変形によることは前章で記したが、氷は早い歪速度で引張ったり圧縮したりすると弾性的な性格を示し、破断する。多結晶氷の実験によれば、おおよそ 10^{-5} s^{-1} より大きな歪速度で引張り変形すると、氷はぜい性的に破断する (前野, 1986)。実際の氷河では、クレバスが生じる地点の歪速度は大きくばらつくようである。クレバスは引張の主応力に直交するように発達するので、クレバスの分布形態を調べることで、氷河に働く応力場を推測することが可能になる。なお、氷河学では慣例として引張を正、圧縮を負とする。

今、幅が一定の氷河を想定し、氷河の流動方向を x 、これに直交する横断方向を y ととる。 x 方向の垂直応力を σ_x 、せん断応力を τ_{xy} とする。今、 σ_x は氷河の横断方向のどこでも等しく、 τ_{xy} は氷河の中央部で0で側岸に近づ



図一 7 谷氷河におけるクレバスのパターン (Nye, 1952)
(a)~(c)の各図中、左上は応力場、右上は主応力、下はクレバスのパターンを示す。(a)側壁によるせん断応力のみ働く場合；(b)せん断応力と引張応力が働く場合；(c)せん断応力と圧縮応力が働く場合。

くほど大きくなるとする。

図一 7 は氷河で生じる典型的な応力場とクレバスパターンを 3 つに分けて示した図である (Nye, 1952)。(a)は τ_{xy} のみが働く領域で、氷河の平衡線付近に相当する。このような領域では主応力は τ_{xy} の大きさをもつ引張応力とそれに直交する同じ大きさの圧縮応力となる。両者は x 軸に対し 45° 傾いており、その結果、クレバスの向きは引張の主応力 σ_1 に直交するように発達する。また、中

央部では τ_{xy} が 0 であるため、クレバスは中央部付近では発達しない。(b)は伸張流の領域で、氷河の涵養域に相当する。中央部では τ_{xy} が 0 であるので、主応力は引張応力 σ_x である。このため、中央部では氷河の流動方向に直交するようなクレバスが分布する。側岸に近づくにつれ、 τ_{xy} の効果が加わりクレバスは x 軸に対し 45° より大きな角度で傾いて発達する。(c)は圧縮流の領域で、氷河の消耗域に相当する。氷河の中央部では σ_x が圧縮で τ_{xy} が 0 なので、クレバスは生じない。側岸に向かうにつれ、 τ_{xy} の効果が現れるが、圧縮の主応力もあるため、クレバスは x 軸に対し 45° より小さな角度で発達する。

しばしば「底なしのクレバス」と表現されるが、氷河のような塑性体では、「底なしのクレバス」はあり得ない。氷は降伏応力 100kPa の完全塑性体と近似できるので、深さ 22m のクレバスの底では、氷にかかる垂直応力は 200kPa であり、これは 45° 斜交する面内のせん断応力 100kPa に相当する。このため、氷は塑性変形によって流動し、クレバスは閉じることになる。もちろん、氷の塑性変形は温度に大きく影響されるので、実際は冷たい氷河ほどクレバスが深くなる。また、氷河表面まで水に満たされたクレバスは、隣接する氷よりも大きな垂直応力を受けているため、塑性変形によって閉じることなく、しばしば氷河底までクレバスが到達する。

参考文献

- Glen, J. W. (1955) : The creep of polycrystalline ice, Proc. R. Soc. London, Ser. A, 228, pp. 519–538.
Hooke, R. L. (1998) : Principles of Glacier Mechanics, Prentice Hall.
前野紀一 (1986) : 4 章氷の物性, 前野紀一・福田正己編, 雪氷の物性と構造, 古今書院。
Nye, J. F. (1952) : The mechanics of glacier flow, J. Glaciol., 2, pp. 82–93.
Nye, J. F. (1965) : The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section, J. Glaciol., 5, pp. 661–690.
Paterson, W. S. B. (1994) : The Physics of Glaciers, 3rd Edition, Pergamon.
Raymond, C. F. (1971) : Flow in a transverse section of Athabasca Glacier, Alberta, Canada, J. Glaciol., 10, pp. 55–84.
(原稿受理2004年2月25日, 原稿受理2004年3月26日)