

氷河の流動Ⅱ－底面すべり－

Flow of glaciers Ⅱ－Basal sliding－

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，流動，底面すべり，ティルの変形

Key words：glacier, flow, basal sliding, till deformation

1. 氷河の底面流動

氷河が底部で滑動しているであろうことは、氷河研究の初期段階から想定されていたが、観測が困難なために長い間実証することができなかった。しかし、氷河にトンネルを掘って直接観察したり（図－1）、氷河表面か



図－1 氷河の底面。氷河は写真奥から手前に流動している。写真下方の凸部は基盤岩の出っ張り。氷河底面には基盤上を滑って形成されたとみられる線条の様相ができています。ネパール・ヒマラヤ、ヤラ氷河の事例（撮影：白岩）

表－1 様々な氷河における氷厚ならびに底面すべり速度の表面流動に対する割合(Paterson, 1994)。

氷河名	氷厚 (m)	ub/us	文献
Aletsch	137	0.5	Gerrard and others, 1952
Athabasca	322	0.75	Savage and Paterson, 1963
Athabasca	209	0.1	Savage and Paterson, 1963
Athabasca	265	0.67	Raymond, 1971
Athabasca	316	0.87	Raymond, 1971
Blue†	26	0.9	Kamb and LaChapelle, 1964
Blue†	65	0.88	Kamb and LaChapelle, 1968
Blue†	65	0.03	Kamb and LaChapelle, 1968
Blue	120	0.07	Engelhardt and others, 1978
Bondhusbreen†	160	0.26	Hagen and others, 1986
Østerdalsisen†	40	0.65	Theakstone, 1967
Salmon	495	0.45	Mathews, 1959
Tuyuksu	52	0.65	Vilesov, 1961
Variogated (no surge)	356	0.53	Engelhardt and others, 1979
Variogated (surge)	385	0.95	Kamb and others, 1985
Vesl-Skautbreen†	50	0.9	McCall, 1952

† 氷河底トンネルにおける実測値に基づく

ら底面に至る掘削孔の傾斜の時間変化が測定できるようになると、氷河表面で観察される流動が氷河の塑性変形だけでは説明できないほど大きな値をとることがわかってきた（表－1：Paterson, 1994）。このため、氷河流動を扱う際には、氷河底面における流動を考慮する必要がある。

氷河の温度が全層にわたって圧力融解点（ほぼ0℃）にある「温暖氷河」と呼ばれる氷河では、氷河流動に占める底面すべりの割合は80%を越えることも多く、氷河流動の主たる要因となっている。ところが、氷河の温度が圧力融解点よりも低い「寒冷氷河」では、氷河底面が基盤に凍結していることも多く、このような場合は底面すべりを無視できる。

一方、氷河底には、氷河自身が浸食・堆積したティル(till)と呼ばれる未固結の堆積物がしばしば存在する。氷河地質学の分野では、更新世に堆積したティルの露頭に变形構造が見られることから（図－2）、ティルの变形による氷河流動を古くから認識していたが、氷河学者がこの問題に取り組み始めたのは比較的最近である。Boulton and Jones (1979) は、アイスランドの氷河底のティルの变形を実測することによって、氷河によって流動の90%がティルの变形で生じていることを明らか



図－2 最終氷期のローレンタイド氷床の下で变形したと考えられるティルの露頭。カナダ、ウィニペグ州の事例（撮影：白岩）

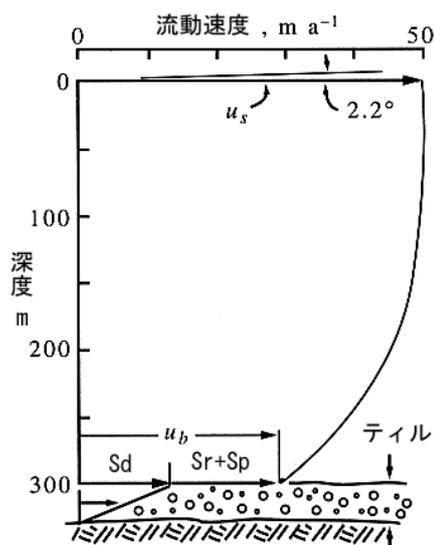


図-3 ある氷床の流動速度の鉛直プロファイルから見た氷河の3つの流動機構(Hooke, 1998を改変)。表面流速 u_s に対して底面すべり速度は u_b と記され、その内訳はテイルの変形によるすべり S_d 、復氷によるすべり S_r 、塑性変形によるすべり S_p からなる。氷河内部の氷の塑性変形による流動速度は $u_s - u_b$ で表される

にした。このような発見により、現在では、氷河の流動は1) 塑性変形、2) 底面すべり、3) テイルの変形、の3つの機構によって生じると説明されている(図-3: Hooke, 1998)。このうち、底面すべりとテイルの変形は、共に氷河底で生じる流動なので、最近では二つを併せて「底面流動 (basal motion)」と呼ぶことも多い。しかし、本稿では、氷河底面での流動機構に関する理論的な研究の歴史に敬意を表し、彼らが用いてきた「底面すべり (basal sliding)」という用語を底面における流動全般を表す言葉として用いる。

2. 復氷と塑性変形による底面すべり

氷河の底面すべりに関する限り、現地での実測が困難であったため、理論的な研究が先行せざるを得なかった。ここでは、Weertman (1957, 1964) による最も基本的な理論を紹介する。彼は単純な起伏をもつ硬い岩盤上の氷河の底面すべりを以下に述べるように理論化した。まず、底面すべりは「復氷 (regelation)」と「塑性変形」の二つの機構によって起こると考える。復氷とは、圧力の上昇によって融解した氷が、圧力の低下によって再度凍結する現象である。氷河と接する基盤岩の凸部では、氷河の流動により上流に向けた側でより圧力が高く、下流に向けた側で低くなる。このため、上流側で氷が融解し、下流側で凍結することになる。

今、図-4 (Weertman, 1957) に示すような1辺 L の長さの立方体が間隔 L' で規則的に並んでいる基盤岩の形状を考える。これより、基盤岩の粗度 r は $r = L/L'$ と定義できる。氷河の底面の温度は圧力融解点 (pressure

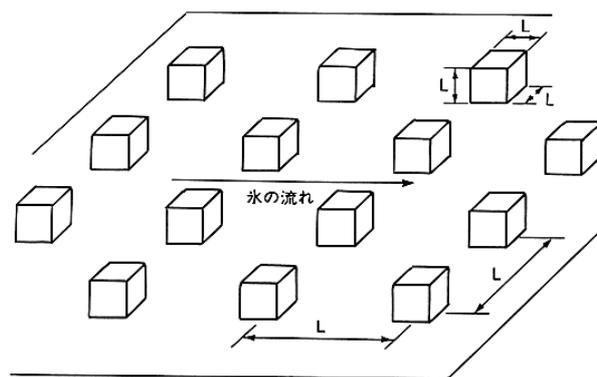


図-4 Weertman (1957) による氷河底面の起伏モデル

melting point) にあり、岩と氷の境界面には厚さ $1 \mu\text{m}$ 程度の水膜が存在するものとする。このため、凸部の上面では流動によるせん断応力をささえられず、基盤岩に働く応力は、凸部の流動方向に垂直な面における垂直応力のみである。氷河底の平均的なせん断応力を τ_b とすると、底面の面積 $(L')^2$ にかかるせん断応力は $\tau_b (L')^2$ となる。よって、

$$\sigma_s - \sigma_l = \tau_b (L')^2 / L^2 = \tau_b / r^2 \dots \dots \dots (1)$$

ここで σ_s と σ_l は凸部の上流側と下流側の面に働く垂直応力である。クラペイロン-クラウジウスの式に基づけば、凸部の上流側と下流側の温度差 ΔT は以下のように表せる；

$$\Delta T = C (\tau_b / r^2) \dots \dots \dots (2)$$

ここで C は定数で、純水に対して 0.074KMPa^{-1} の値をとる。凸部の上流と下流側の温度勾配は $\Delta T / L$ であるので、凸部を通過する熱量 Q (Js^{-1})は；

$$Q = \frac{\Delta T}{L} K_r L^2 = \Delta T K_r L \dots \dots \dots (3)$$

ここで K_r は熱伝導率 ($\text{Jm}^{-1}\text{s}^{-1}\text{K}^{-1}$) である。今、氷の融解潜熱を H ($= 3.3 \times 10^5 \text{JKg}^{-1}$)、氷の密度を ρ ($= 900 \text{kgm}^{-3}$) とすると、上流側の氷は速度 $Q / H\rho$ で融解することになる。この速度を凸部の断面積 L^2 で除すことにより、凸部を復氷によって通過する氷の底面すべり速度 S_r を得る；

$$S_r = \frac{Q}{L^2 H \rho} = \frac{C \tau_b K_r}{L H \rho r^2} \dots \dots \dots (4)$$

ここで、 C 、 K_r 、 H 、 ρ は定数である。基盤岩の粗度については、凸部の大きさ L が大きければその間隔 L' も大きいと考えても良いので r も定数と扱える。これより、復氷による底面すべり速度 S_r は L に逆比例することになる。

図-4のような基盤岩では、凸部の上流面では静水圧に加えて $\tau_b / 2r^2$ の圧縮応力、下流側では同じ絶対値の引張応力が働いている。 $L' \gg L$ とみなすと、 $\tau_b / 2r^2 \gg \tau_b$ なので、凸部のまわりの歪速度 $\dot{\epsilon}$ は第1回講座「氷河の流動I-塑性変形-」の(1)式より；

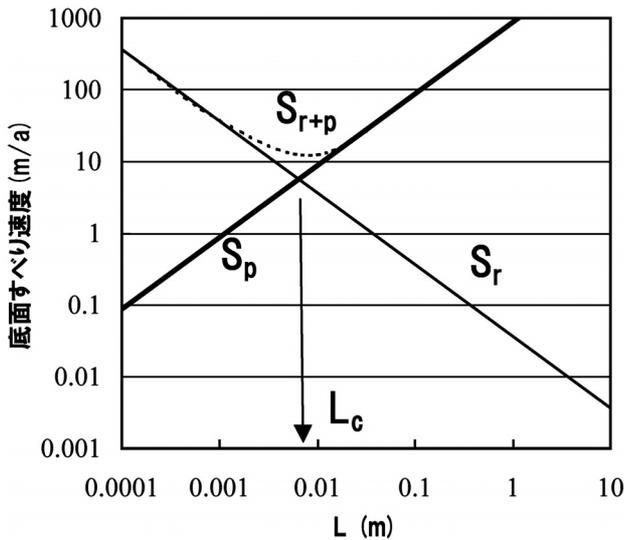


図-5 基盤岩の凸部の大きさLに対する復氷による底面すべり速度 S_r と塑性変形による底面すべり速度 S_p の関係。式(4)と(6)を用いて計算した。計算にあたって用いた条件は、 $C : 0.098 (K MPa^{-1})$; $\tau_b : 100 (kPa)$; $K_r : 2.2 (Jm^{-1}s^{-1}K^{-1})$; $H : 3.3 \times 10^5 (JKg^{-1})$; $\rho : 900 kgm^{-3}$; $A : 6.8 \times 10^{-15} (s^{-1} (kPa)^{-3})$; $r : 0.25$ および $n : 3$

$$\dot{\epsilon} = A \left(\frac{\tau_b}{2r^2} \right)^n \dots\dots\dots(5)$$

と表すことができる。ここでA, nは共にGlenの流動則の流動変数である(第1回講座を参照)。今、この歪が凸部の周囲で凸部の体積 L^3 に等しい氷に生じていると仮定すると、塑性変形による底面すべり S_p は、

$$S_p = A' \left(\frac{\tau_b}{r^{2n}} \right) L \dots\dots\dots(6)$$

と表すことができる。A', n, rは定数とみなせるので、 S_p はLに比例する。

以上をまとめると復氷と塑性変形による底面すべり S_r と S_p は、基盤岩の凸部の大きさLに対し、図-5のような関係をもち、凸部の大きさ L_c を境にして、凸部が大きくても小さくても底面すべり速度($S_r + S_p$)は増大する。この底面すべり速度を最小にする凸部の大きさ L_c は、支配的障害物(controlling obstacle)と呼ばれており、定数の与えかたにもよるが、おおよそ0.5から1cm程度である。すなわち、この支配的障害物の大きさの凸部をもつ基盤岩で氷河の底面すべりは最も遅くなる。

3. テイルの変形による底面すべり

氷の降伏応力は歪速度によって異なるが氷河学ではしばしば100kPaと近似される。これに対し、水で飽和したテイルの降伏応力は3-8kPaしかないという例が報告されている(Boulton and Dent, 1974)。このため、せん断応力が大きな氷河底ではテイルの変形による流動が生じる。

表-2 様々なテイルの物性値(Paterson, 1994)

τ_0 (kPa)	c_0 (kPa)	ϕ (deg)	テイルの採取地点	文献
	15	30	typical till	Clarke, 1987b
	0-40	31-39	New England till	Brown and others, 1987
7.5	28	27	Breidamerkur upper layer	Boulton and others, 1974
32.5	21	28	Breidamerkur lower layer	Boulton and others, 1974
	3.75	32	Breidamerkur	Boulton and Hindmarsh, 1987
60	5	31	Stor	R. L. Hooke, pers. comm.
2			Ice Stream B	Kamb, 1991
5.5-13			Columbia	Humphrey and others, 1993
48-57			Trapridge	Fischer and Clarke, 1994

表-3 いくつかの氷河における底面すべり速度、テイル層厚、およびこれらの二つの値から計算される歪速度の事例(Hooke, 1998)

氷河名	底面すべり速度 $u_b, m a^{-1}$	テイル層厚 h_p, m	テイルの歪速度 a^{-1}	文献
Blue Glacier	4	0.1	40	Engelhardt et al. (1978)
Breidamerkurjökull	24	0.5	48	Boulton & Hindmarsh (1987)
Ice Stream B	450	6	75	Alley et al. (1987a)
Storglaciären	10	0.2	50	Hooke et al. (1992)

テイルの降伏応力 τ_0 は、Mohr-Coulombの破壊条件より以下のように表すことができる；

$$\tau_0 = c_0 + N \tan \phi \dots\dots\dots(7)$$

ここで、 c_0 は粘着力、 $\tan \phi$ は内部摩擦係数である。Nは有効圧力と呼ばれ、静水圧Pから水圧pを引いた値として定義されている。 c_0 はテイルを構成する物質によって異なり、粘土に比べ砂は小さい値をとる。様々な地点で得られた τ_0 (kPa), c_0 (kPa), ϕ (deg) の値を表-2に示す(Paterson, 1994)。

水で飽和したテイルの変形に関する構成方程式は、次のような形をとることが様々な氷河における観測から提唱されている(Paterson, 1994)；

$$\begin{aligned} \dot{\epsilon} &= B \frac{(\tau - \tau_0)^a}{N^b} & \tau \geq \tau_0, \dots\dots\dots(8) \\ \dot{\epsilon} &= 0 & \tau < \tau_0 \end{aligned}$$

ここで τ はせん断応力、B, a, bは定数である。aは多くの場合1をとり、テイルがニュートン粘性体として振る舞うことを示唆している。bは $1 < b < 2$ となり、テイルの変形に水圧が大きく関与していることを示している。表-3にいくつかの氷河で求められた底面すべり速度(m/a)、テイルの層厚(m)、テイルの歪速度(a^{-1})についてのデータを示した(Hooke, 1998)。

4. 簡易的な底面すべりの計算方法

上述したような物理機構を追求するアプローチとは独立し、簡単な経験式に基づいてより簡便に氷河の底面すべりを計算する試みも行われている。現実問題として、基盤岩の粗度rやテイルの物性 τ_0 , c_0 , ϕ など、測定の難しいパラメータは式に取り入れがたい。また、有効圧力Nに影響を与える氷河底の水圧pは掘削孔の水位測定な

どで測定可能であるが、その変動は一日の間でも大きく、長期的な氷河の変動モデリングには取り込みがたい。これより、平均的な氷河の底面すべり速度を以下の簡単な式で表すことがこれまでおこなわれてきた。この単純化の背景としては、同じ氷河であれば底面の水圧の長期的な平均値は氷厚に比例するという半経験的な事実に基づく (Budd and Jenssen, 1975; Budd *et al.*, 1979);

$$u_b = f_s \tau^n H^{-1} \dots\dots\dots(9)$$

ここで u_b は底面すべり速度、 n は定数として3をとる。 H は氷厚である。定数 f_s は底面すべりパラメータと呼ばれるもので、Budd *et al.*(1979)らは $5.7 \times 10^{-20} \text{Pa}^{-3} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ を提唱している。

以上、氷河の底面すべりを復氷、塑性変形、ティルの変形の3つの機構から概観した。これらは未だ研究途上の課題であり、これらのテーマを扱う多くの論文が観測・実験・理論の分野から次々に出版されているのが現状である。底面すべりの問題は、小さな氷河の流動だけでなく、南極氷床の一部を構成する氷流 (Ice stream) と呼

ばれる周囲の氷床とは桁違いに流動速度の速い部分の流動機構として重要視されており、これからもしばらくは多くの研究者が関わっていくものと予想される。

参考文献

- Boulton, G. S. and Dent, D. L.(1974): The nature and rates of post-depositional changes in recently deposited till from south-east Iceland. *Geogr. Ann.*, 56A, pp. 121-134.
- Boulton, G. S. and Jones, A. S.(1979): Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment. *J. Glaciol.*, 24, pp. 29-42.
- Budd, W. F. and Jenssen, D.(1975): Numerical modeling of glacier systems. *IAHS-AISH Publ.*, 104, pp. 257-291.
- Budd, W. F., Keage, P. L. and Blundy, N. A.(1979): Empirical studies of ice sliding. *J. Glaciol.*, 23, pp. 157-170.
- Hooke, R. L.(1998): *Principles of Glacier Mechanics*, Prentice Hall.
- Paterson, W. S. B.(1994): *The Physics of Glaciers*, 3rd Edition, Pergamon.
- Weertman, J.(1957): On the sliding of glaciers. *J. Glaciol.*, 3, pp. 33-38.
- Weerman, J.(1964): The theory of glacier sliding. *J. Glaciol.*, 5, pp. 287-303.

(原稿受付2004年4月15日, 原稿受理2004年4月24日)