

氷期の日本の氷河

研究結果ならびに考察

今回、この問題を考えるにあたって長谷川さんより提供していただいた以下の氷河のデータを使用した。

- a. 槍沢 I 期 (図 1-a)
- b. 一ノ俣谷左俣 II 期 (図 1-b)
- c. 飛騨沢 III 期 (図 1-c)

表 1 各氷河における ELA ならびに ELA における断面積

氷河	ELA(m)	断面積(m ²)
槍沢 I 期	2250	68500
一ノ俣谷左俣 II 期	2273	7233
飛騨沢 III 期	2600	9460

注) 地理屋からのデータと雪氷屋の用いた仮説(使用した値) また計算の流れをわかりやすくするために今後の記述においては

赤字は長谷川さんからもらったデータ、

青字は雪氷関係の論文等より引用した値

とする。また緑色は赤字、青字を用いた計算結果を表す。

流動していたか

少なくとも氷河地形を作成するには流動する必要がある。しかしながら氷体というものは、ある降伏応力以上を受けないと永久変形が生じない。そこで a、b ならびに c の氷河において各高度の氷河底面における底面ずれ応力(driving stress)の計算を行い、降伏応力との比較を行った。なお、具体的な driving stress (τ_b) の計算には下式を用いた。

$$\tau_b = f \rho g H \sin \theta$$

ここで ρ は氷の密度 (900kg/m³)、 g は重力加速度 (9.8m/s²)、 H は氷厚、 θ は表面傾斜である。 f は、shape factor と呼ばれるもので谷の形で決まり 0.5 ~ 1.0 の値をとる。なお、今回の計算においては 0.75 を用いた。現存する山岳氷河において降伏応力は 50 ~ 150kPa と考えられている。そこで 式を 式のように変形すると H と τ_b の関係を求めることができる。

$$H = \frac{\tau_b}{f \rho g \sin \theta}$$

図2に各データと $b=50\text{kPa}$ 、 $b=150\text{kPa}$ とした時の h と U の関係を示す。 $b=50\text{kPa}$ の線より下に点が来ている場合は、driving stress が降伏応力より小さい、すなわち氷は永久変形を起こさないことを表している。図2より 50kPa の線を下回る点が数点見られるが、今回計算を行った3つの氷河では、ほとんどの地点において driving stress が降伏応力を超えている、つまり氷が永久変形を起こるといえることがわかる。再現された氷河において、氷厚が薄いにもかかわらず driving stress が降伏応力を超えた理由は表面傾斜が急なためである。

次に実際どのくらいの速度で流れていたかについての計算を行う。氷河の流動(U)は、大きく二つに分けて考えることができる(式 2)。一つ目は氷の塑性変形によるもの(U_d)、もう一つは氷河の底面における流動(U_b)である。

$$U = U_d + U_b$$

このうち氷の塑性変形に関しては、実験や観測、理論的に求められた以下の式で比較的良く求めることができる。

$$U_d = f_d \frac{3}{b} H$$

ここで f_d は氷体の温度、結晶方位等によって決まる定数で、今回は結晶方位がランダム、氷体温度が0度であるとした。底面すべりに関しては、理論式ならびにいくつかの経験式が求められているが、どの式が現実を良く表すかについては氷河によって異なる。そこで今回、流動速度の計算においては、底面すべりはないものとして式 2 を用いて氷の塑性変形によるもののみを求めた(図3)。

飛騨沢の流動速度(15~20m/a)は、底面すべりをしていない氷河妥の値としては比較的妥当であると思われる。また一ノ俣谷左俣の流動速度(4~9m/a)は、個人的には小さすぎる気がするが、Kenya の Lewis Glacier の速度分布において0.6~2.5m/a という流動速度が実際に観測されており(Hasterath, 1992)、一概に小さすぎるとは言えないであろう(ただし Lewis Glacier は近年急速に後退している)。槍沢の流動速度に関しては、塑性変形のみで年間流動速度が100m/a以上というのは氷河の規模から考えると現実的でないように思われる。実際の氷河においても年間流動速度が100m/a以上の流動速度が報告されているものもあるが、それらはスケールが槍沢の10倍以上あるかまたは底面すべりを含んだ値である(私が観測を行ったカムチャツカ半島の Koryto 氷河(全長8km)で最大60m/a、パタゴニアの Soler 氷河(全長10km以上)で最大90m/a、注:ともに底面すべりを含めた値)。なお、槍沢においてこのような大きな流動速度になるのは、表面傾斜が急なためである(式 2 において $\sin \theta$ は塑性変形に対して3乗で効く)。

ちなみに塑性変形の係数 f_d は、氷体が-5度の時には0度の時の0.24倍になり、流動速度も0.24倍となる。

2. 寒冷氷河であったか温暖氷河であったか

寒冷氷河と温暖氷河とを区別しなければならない理由の一つは“底面すべりの有無”で

ある。図 4 に底面すべりの有無以外は同条件でモデル計算を行った結果を示す。他の条件（気候条件）が等しいにもかかわらず、形成される氷河は底面すべりがあるほうが小さくなる。このように底面すべりの有無によって氷河の形態が大きく変わる事がわかる。また底面すべりの大きさと氷河の気候変動に対する応答時間を比較すると、底面すべりが大きくなると応答時間が短くなるという傾向があることがわかる（図 5）。この様に気候変動に対する応答においても底面すべりの有無は重要である。なお、ここでいう応答時間（ ）とは、“定常状態であった氷河が、気候条件が step 関数的に変化した後に、その気候条件に適応するのにかかる時間”である。以上のことより氷期の氷河規模から平衡線高度や過去の気候を復元するためには、底面すべりの有無を明らかにすることは非常に重要である。

今回は「氷期の日本の氷河が“寒冷氷河”であったのか“温暖氷河”であったのか」の議論に対し、“雪氷屋としてはどのような手段を用いて議論するか”について実際のデータを用いて示す。図 6 に今回行った研究の流れに関するチャートを示す。

“モレーンを作成したときに氷河が定常状態である”とすると、このとき氷河では以下のような関係式が成り立っていないなければならない。

- 涵養域における全 Net-balance の絶対値 (M_{ac}) と消耗域における全 Net-balance の絶対値 (M_{ab}) とが等しい。
- 年間に ELA を通過する Flux(F) が M_{ac} 、 M_{ab} と等しい。

ここで注目すべき点は、a. を満たしただけでは氷河は定常状態にあるとは言えないことである。b. の条件（質量保存の法則）も満たして、はじめて雪氷学的に定常状態であるということが出来る。今、**ELA** ならびにその**高度の断面積(S)**がわかっているので**流動速度(U)**がわかれば下式で F を計算することができる。

$$F = SU$$

表 2 に氷体温度 0、底面すべりなしとして計算した流動速度を用いて求めた F を示す。

表 2. 各氷河の ELA における Flux(F)

氷河	$F(m^3)$
槍沢 I 期	1.06×10^7
一ノ俣谷左俣 II 期	5.05×10^4
飛騨沢 III 期	1.62×10^5

一般的な氷河においては、**Net-balance 分布は高度の関数としてよく再現できる**ことが知られている。そこで Net-balance が高度の一次関数として表せるとし、涵養域、消耗域における高度に対する Net-balance の増加量(Mass-balance gradient)を、それぞれ ac 、 ab とする。今、**ELA、高度別の面積分布**ならびに ELA における **Flux (F)** がわかっているので、 ac 、 ab を計算することができる。表 3 に計算結果を示す。また図 7 に現存する氷河において 1990～1995 年の期間に観測された消耗域における Mass-balance gradient 分布を示す。なお、今回 data を使用している氷河は、なだれによる涵養が多いと思われるので、涵養域においては Net-balance が高

度の関数にならない可能性がある。そのために以後の議論においては、消耗域における Mass-balance gradient のみを用いて議論を行う。

表 3 各氷河の m_{ab} 、 m_{ac}

氷河	m_{ab} (mm/m)	m_{ac} (mm/m)
槍沢 I 期	18.3	7.0
一ノ俣谷左俣 II 期	5.2	0.8
飛騨沢 III 期	8.9	1.4

一ノ俣谷左俣 II 期ならびに飛騨沢 III 期に関しては、計算によって求められた Mass-balance gradient は、図 7 におけるピークとほぼ同じである。それに対し槍沢で求められた 18.3 は、かなり大きいものとなっている。だが、18.3 より大きい Mass-balance gradient も報告されているので、この時点で一概に否定はできない。しかしながら時期が違うとはいえ近い地域の Mass-balance gradient が倍以上異なるというのは疑問が残る。

次に求めた m_{ab} ならびに末端高度より、それぞれの氷河の末端における Net balance を計算した結果を表 4 に示す。ここで注意しなければならないのは、表 4 の結果は式 (1) で表すような Net balance であるので、「末端において最低これだけは解けている」ということを表していることである。

$$m_{net} = m_{ac} + m_{ab}$$

ここで m_{net} はその高度における Net balance、 m_{ac} ならびに m_{ab} はそれぞれ、その高度における涵養量ならびに消耗量である。

表 4 各氷河の末端における Net balance

氷河	末端高度 (m a.s.l.)	末端における Net balance(mm)
槍沢 I 期	1735	-9418
一ノ俣谷左俣 II 期	2300	-1041
飛騨沢 III 期	2290	-2761

次に計算によって求めた末端における Net-balance が妥当であるかを議論するために、現在の高山の気温より消耗量の推定を行う。消耗量の計算方法としては、degree day method を用いる。一般的に日平均気温 0 以上の日の積算値 (PDD) と融解量とは良い相関が見られ、式 (2) のように書くことができる。

$$m_{ab} = k \times PDD$$

ここで k を degree-day factor といい、多くの観測において氷の場合の k (mm・d⁻¹・°C⁻¹) は、5~10 をとることが報告されている。気温減率を 6 °C・km⁻¹ とし、図 8 に現在より気温が 1 ~ 8

下がった場合のそれぞれの末端における消費量の計算結果を示す。

式 を変形すると式 のようになる。

$$m_{ac} = m_{net} - m_{ab}$$

ここで m_{net} 、 m_{ab} は、計算によって求められるので、現在より気温が 1 ~ 8 下がった場合の末端における m_{ac} を求めることができる (図 9)。

自然界において m_{ac} がマイナスになることもありえないので、 m_{ac} がマイナスになった場合 (case 1)には、流動速度を計算する際の仮定が間違っていたことになる。また、氷期においては現在よりも乾燥していたと考えられるので、**現在の高地における年間高水量が 2116mm**であることを考慮すると、 m_{ac} が 2116mm より大きくなる場合 (case 2)も、流動速度を計算する際の仮定が間違っていたことになる。

なお、今回は“寒冷氷河”と“温暖氷河”との議論に“雪氷屋”だったらどのようなアプローチをするかを示すのが目的なので、各氷河における計算結果については、これ以上の議論をしない。しかしながら参考のために、図 10 に実際に Case 1、Case 2 の場合にどのように仮定を変更すればよいか、また変更することによってどのようなことが言えるかについてのチャートを示す。

3. 規模が小さいのに安定していたのか？

一般的に氷河においては涵養域と消耗域が存在する。そのために氷河全体を考えると質量収支がマイナスであっても、氷河上流部には常に質量収支がプラスの部分があり、消耗域におけるマイナスを小さくするように Mass を下流側に供給することができる。このような氷河においては末端というのは、surge は別にすると、ある年に暑かった (寒かった) からといって末端が急速に後退 (前進) するものではない。つまり末端変動というのは、毎年の気候変化ではなくある程度長期の気候値の傾向によって決まるものである (山岳氷河においては、ある程度の規模ならば十数年から数百年、氷床においては数千年から数万年といわれている)。その意味で terminal moraine の位置というのは、ある期間の気候の代表値と考えることができる (その位置にあったときに氷河がどのくらいの間定常であったかどうかの問題は別として)。言いかえると、このような氷河においては terminal moraine の位置から過去の気候変動を推定することができる可能性がある。

しかしながら平衡線高度(ELA)の年々振幅よりも氷河の規模が小さい場合、涵養域 (消耗域) が存在しない年が現れる可能性がある。このような小規模な氷河の場合、上記に示した氷河とは異なり、末端位置が年々変動する可能性が大きい。したがって terminal moraine の位置は、その当時の気候変動の代表ではないと考えられる。

わかりやすい例として、氷河ではないが多年性雪渓のひさご雪渓の場合で考える。ひさご雪渓の越年する規模は年々変動し、1985 年から 1997 年の期間における越年規模の最大値は $16.3 \times 10^3 \text{ m}^2$ (1993) 最小値で $3.5 \times 10^3 \text{ m}^2$ (1991)である (山口他、1998)。ここで最大値の時の ELA を計算すると 1330m となる。しかしながらこの期間 (1985~1997 年) の平均的な ELA を計算すると 1720m となる。このことは、“最大値だけを知っていてもこの期間の気候値を知ることは

できない事”を表している。つまり、規模の小さい氷河においては、“末端位置（最大拡大）を決定しても、それを用いて過去の気候値を知ることができない（もとめた ELA がその時代の代表値でない）”可能性がある。

4.氷体形成仮定

現在氷河における氷体形成過程としては、“圧密氷化”と“上積み氷”が考えられている。圧密氷化に関しては、南極のような乾いた雪では数十 m～数 100m の厚さが必要である。なお、水が関与すると必要なフィルンの厚さは小さくなる。そこで表 5 に、実際の温暖氷河において観測された氷化深度と氷化に必要な年数を示す。表 5 より温暖氷河においてもフィルンの厚さが 20m 近く必要であることがわかる。また温暖氷河の圧密には帯水層が重要な役割を果たしている。しかしながら再現された氷河は表面傾斜が大きく帯水層の形成は困難であると思われる。

表 5 温暖氷河の氷化深度と氷化年数（河島他,1989）

氷河名	氷化深度 (m)	氷化年数 (年)
Upper Seward Glacier (St. Elias Mountains)	19-21	3-5
Valle'e Balache (French Alps)	30	13
Great Aletschgletscher (Swiss Alps)	30	11
Kesselwandferner (Oetzal Alps)	23	
Vernagtferner (Oetztal Alps)	20	
Yala Glacier (Langtan Himal)	17	
San Rafael Glacier (Southern Patagonia)	26.7	4-5
Jostedalbreen (Southern Norway)	29.5	

上積み氷を形成するためには氷体に寒気を溜め込む必要があるために“小涵養”である必要がある。したがってなだれ涵養においては上積み氷というのは考えづらい。

Input data が結果に与える影響（どれくらいの精度が必要か）

今回計算において Input data が計算結果にどれくらい影響するかを見積もる。

1. 流動していたかの議論について

の議論において用いた式で、Input data としてもちいたのは、氷厚、表面傾斜である。

そこで氷厚 h に $\pm 10\text{m}$ の誤差がある場合、結果にどの程度影響がでるかを考える。氷厚 h の時の driving stress を τ 、 $\pm 10\text{m}$ の誤差の driving stress をそれぞれ τ_{+10} 、 τ_{-10} とすると

$$\frac{\tau_{\pm 10}}{\tau} = \left(1 \pm \frac{10}{h} \right)^2$$

という関係式がなりたつ。図 11 に h と $\tau_{\pm 10}/\tau$ の関係を示す（ $\tau_{\pm 10}/\tau$ の値が誤差によってどれくらいの割合変化するかを示している）。図からわかるように氷厚が薄い時には、 $\pm 10\text{m}$ の誤差でも結果に大きく影響を与える。したがって氷厚が薄い氷河を再現するときには、十分気をつける必要がある。

次に表面傾斜の影響を考える。表面傾斜が θ の時に $\pm 1^\circ$ の誤差がある場合、それぞれの driving stress を τ_{+1} 、 τ_{-1} とすると、

$$\frac{\tau_{\pm 1}}{\tau} = \frac{\sin(\theta \pm 1)}{\sin \theta}$$

図 12 に θ と $\tau_{\pm 1}/\tau$ の関係を示す。誤差は表面傾斜が大きくなると小さくなる傾向にある。したがって、今回のように表面傾斜が急な氷河の場合あまり気にする必要はない。

流動速度を求める式は、 h の 4 乗の関数である。よって h の誤差は 4 乗に効く。 U と $U_{\pm 10}$ の関係は下式であらわすことができる。

$$\frac{U_{\pm 10}}{U} = 1 \pm 4 \frac{10}{h} + 6 \left(\frac{10}{h} \right)^2 \pm 4 \left(\frac{10}{h} \right)^3 + \left(\frac{10}{h} \right)^4$$

また式は θ の 3 乗の関数である。したがって U と $U_{\pm 1}$ （ θ の誤差）との関係式は下式となる。

$$\frac{U_{\pm 1}}{U} = \left(\frac{\sin(\theta \pm 1)}{\sin \theta} \right)^3$$

図 13 に U と $U_{\pm 10}$ の関係、図 14 に U と $U_{\pm 1}$ との関係を示す。当然の事ながら、氷厚の誤差は流動計算に大きく影響を与える。表面傾斜に関しては、急な場合は流動に対してもそれほど影響を与えない。

2. 寒冷氷河であったか温暖氷河であったかの議論について

飛騨沢 III 期の計算を例にとって、Input data と計算によって求められる末端位置における Net-balance との影響を議論する。末端位置における Net-balance に注目するのは、この値が“寒冷”か“温暖”かを議論するときに重要になるためである。

式において使ったのは、流動速度 (U) と断面積 (S) である。 U と $U_{\pm 10}$ の関係は、式で求めることができる。よって氷厚の誤差と末端における Net-balance (M) と関係は、

$$\frac{M_{\pm 10}}{M} = 1 \pm 4 \frac{10}{h} + 6 \left(\frac{10}{h} \right)^2 \pm 4 \left(\frac{10}{h} \right)^3 + \left(\frac{10}{h} \right)^4$$

となる。したがって氷厚との関係は、図 13 と同じになり、氷厚の誤差は末端における Net-balance に大きく影響を与える。

式 は、断面積の一次の関数である。よって断面積 S の誤差 ($\pm 10\%$) がそのまま末端の Net-balance に影響を与える。

末端高度 H の誤差 (± 50) による末端における Net-balance に対する影響は、式 で表すことができる。

$$\frac{M_{\pm 50}}{M} = \left(1 \pm \frac{50}{H} \right) = \left(1 \pm \frac{50}{2290} \right) \approx (1 \pm 0.02)$$

また面積の高度分布 S の誤差 ($\pm 10\%$) も末端の Net-balance にそのまま影響を与える。

ELA の位置が変化すると断面積も変化するので、計算結果に大きく影響を与える。図 14 に飛騨沢の ELA(2600m) が $\pm 50\text{m}$ 変化したときの Net-balance の高度分布を示す。今回の計算においては、末端における Net-balance は、ELA が 50m 変わるだけで 5 割くらい変化した。

以上のことをまとめると、

- ・ 流動を議論するときには氷厚の復元に十分注意する。
- ・ ELA における Flux を考えるような議論をする際には、氷厚復元のほかに ELA の決定に十分注意する。

となる。

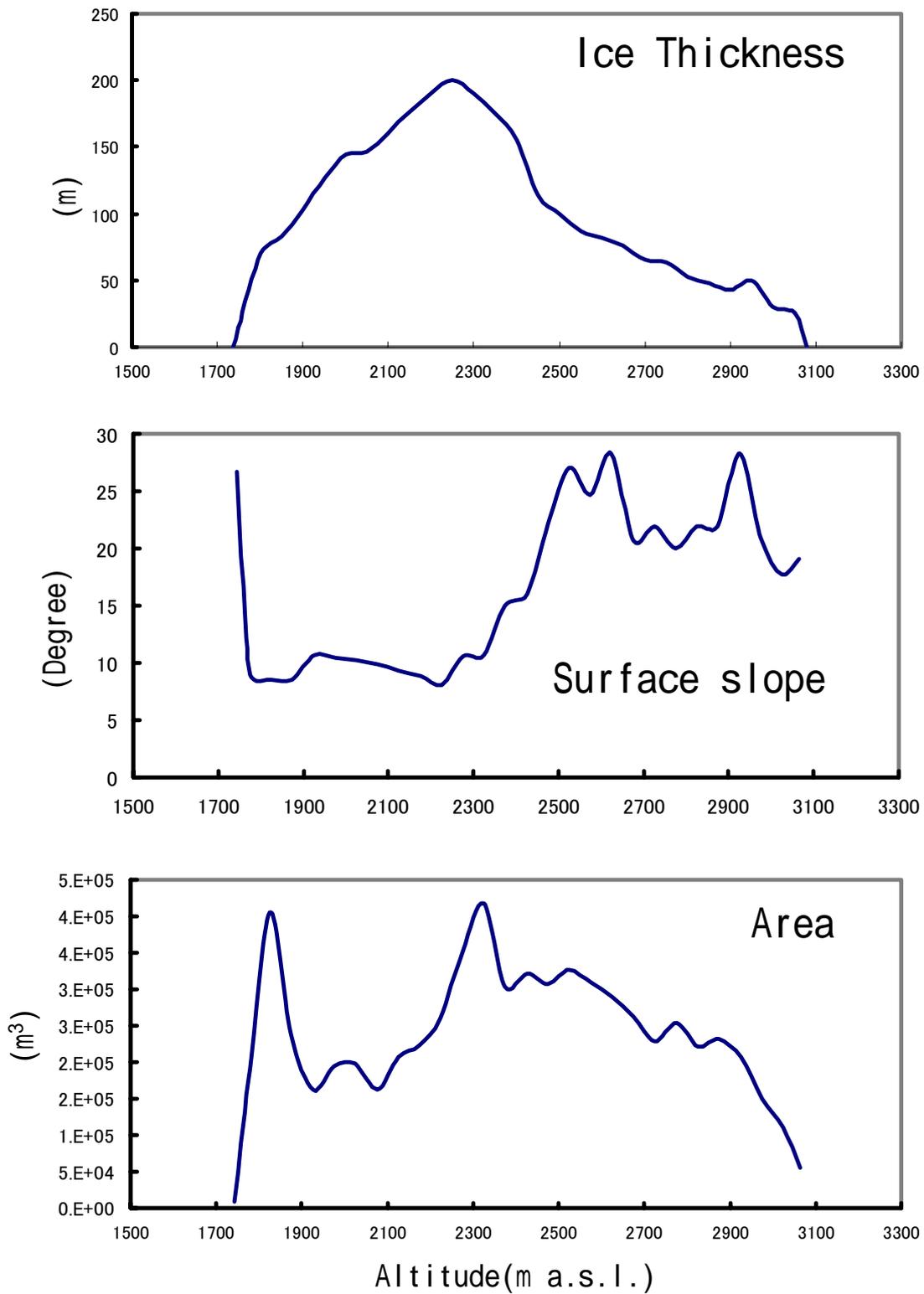


图 1-a 槍沢 I 期

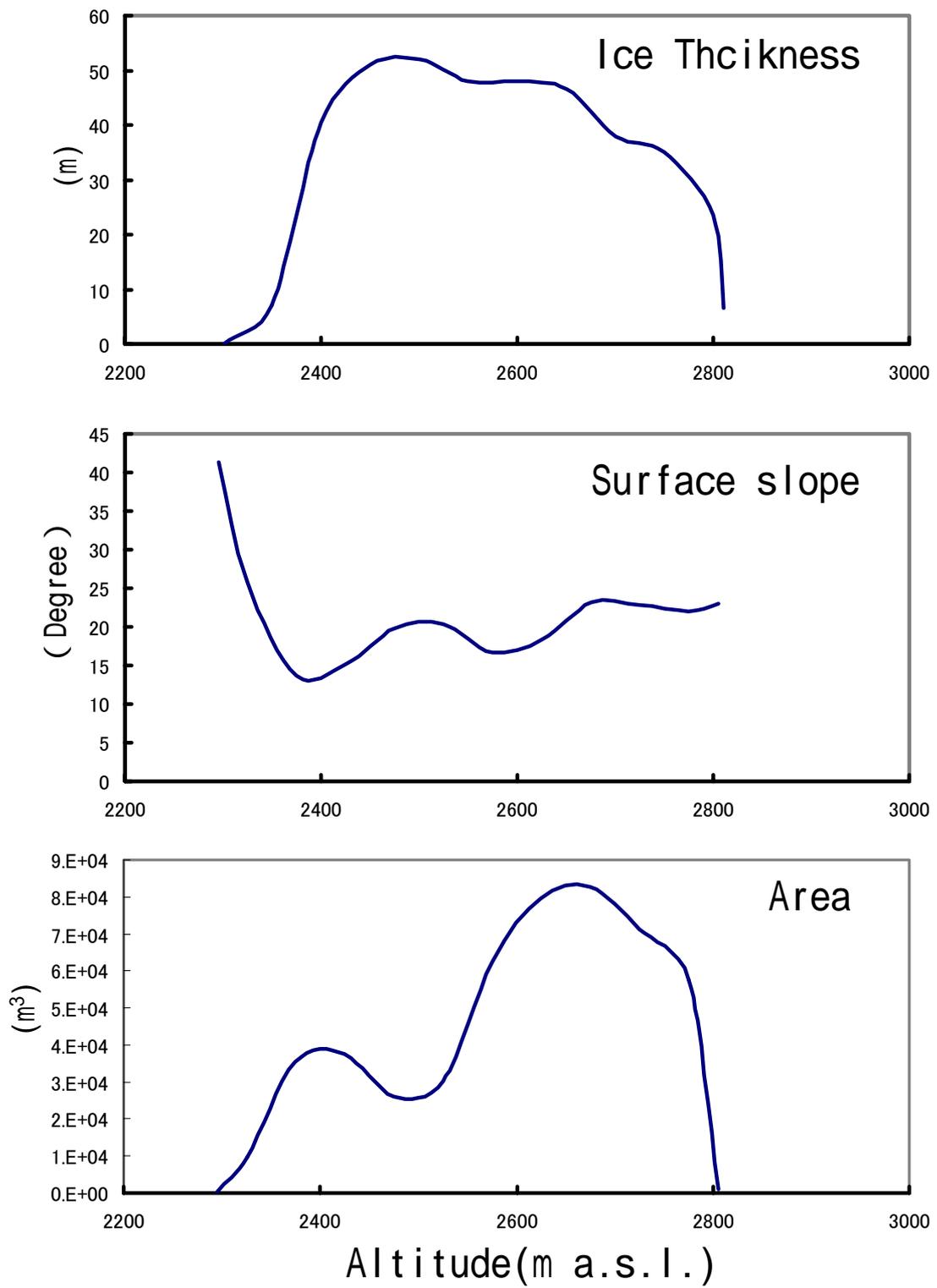


图 1-b 一ノ俣谷左俣 II 期

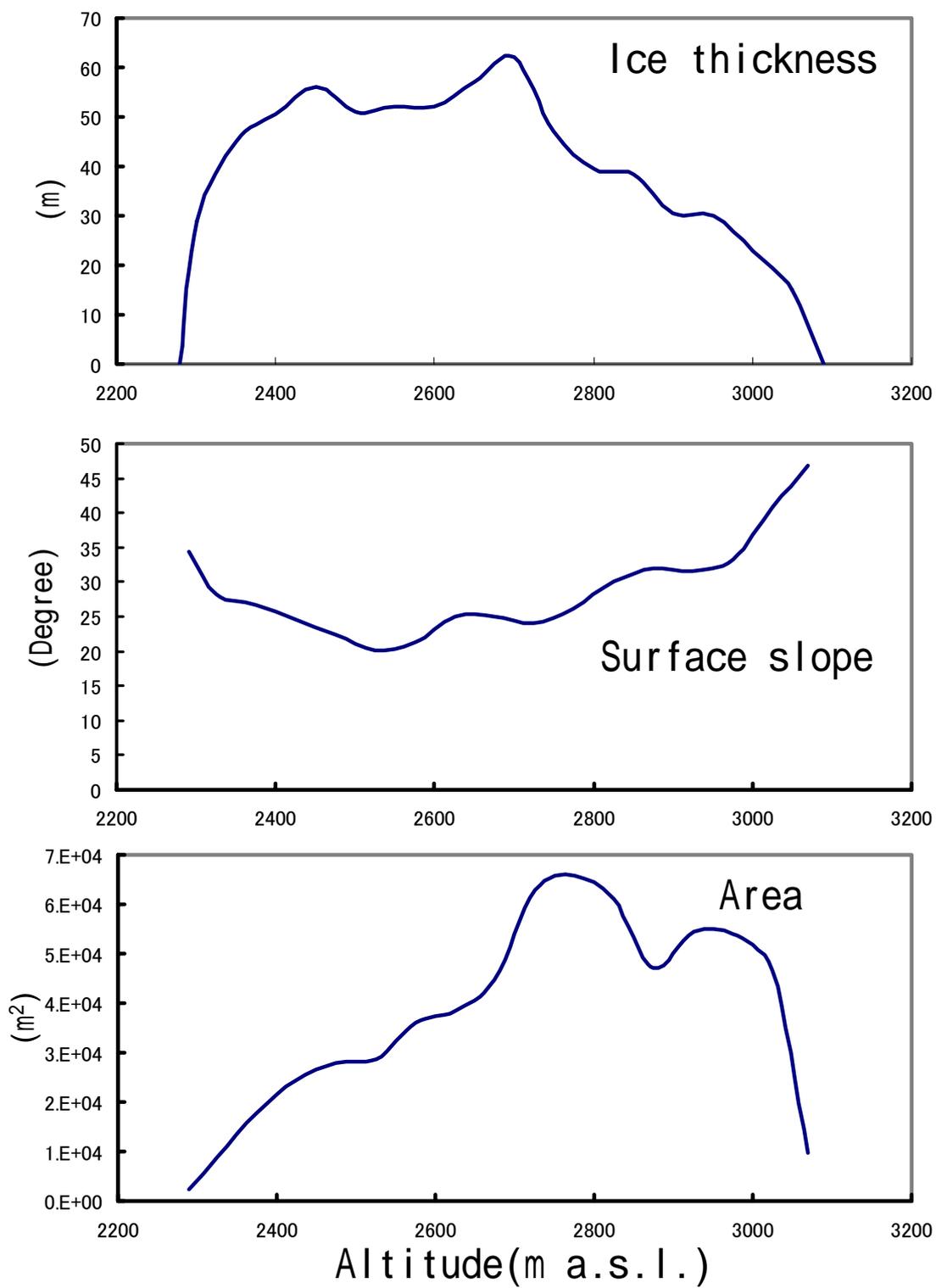


図 1-c 飛驒沢 III 期

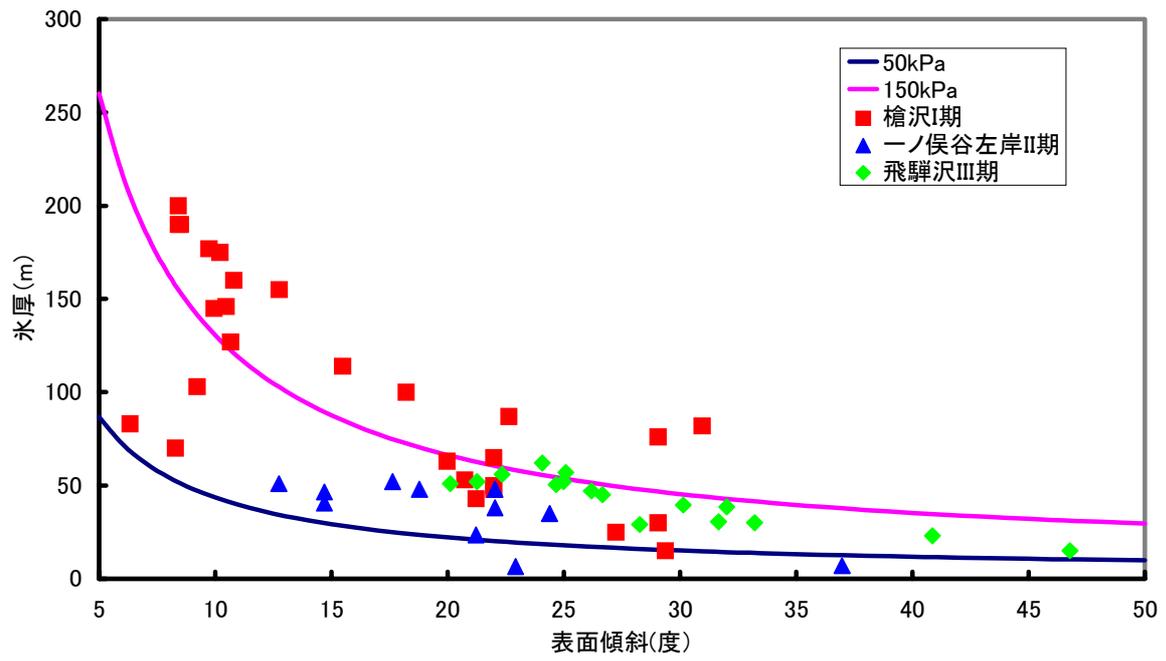


図2 各氷河における表面傾斜と氷厚と降伏応力との関係

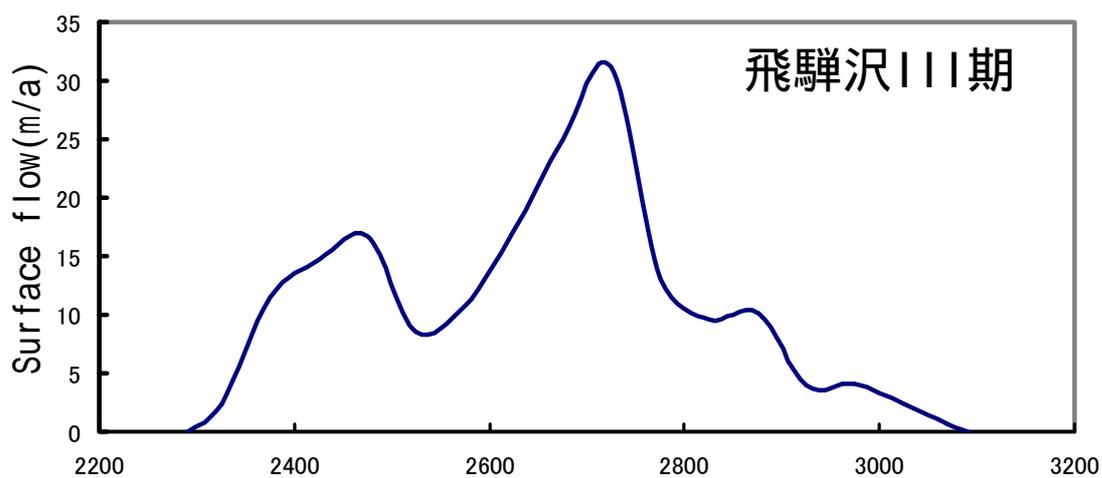
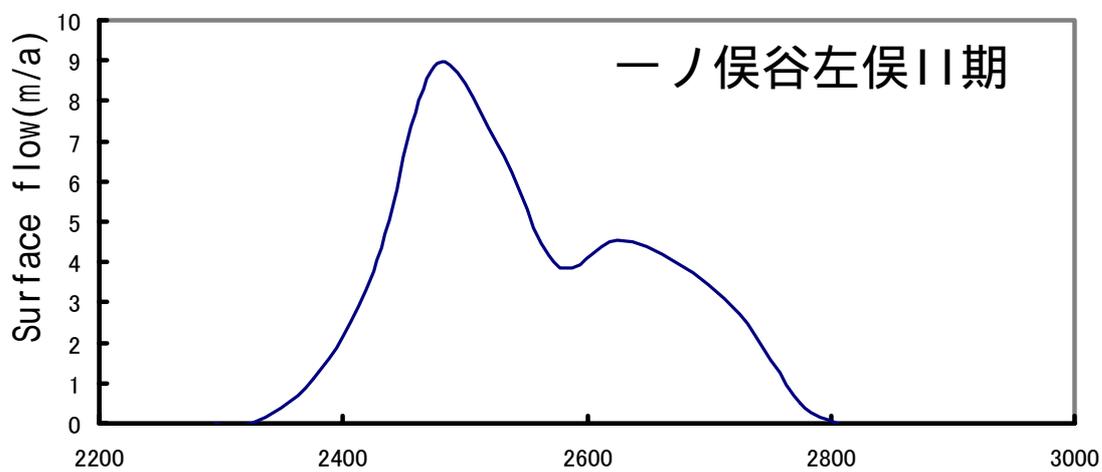
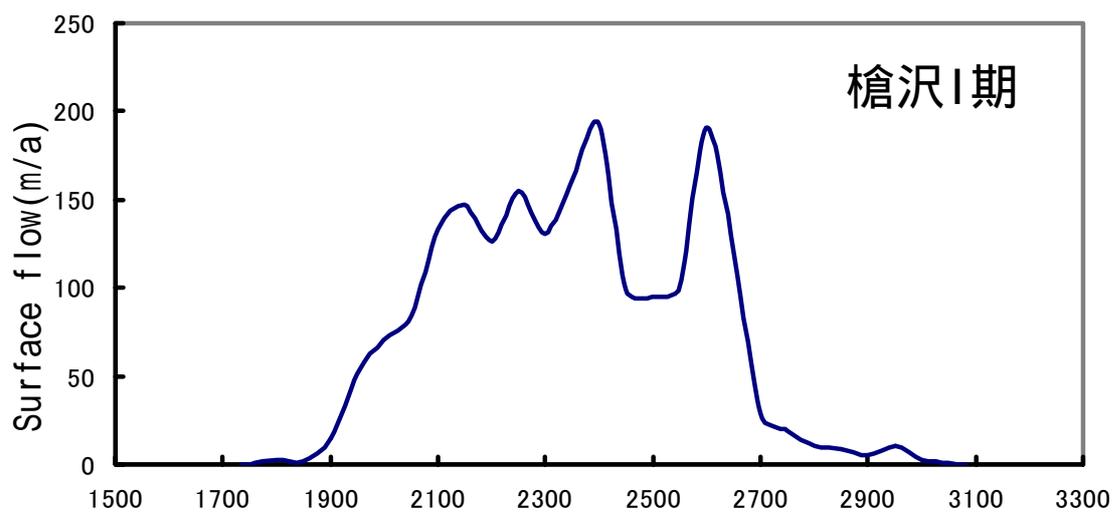


図3 各氷河における表面流動速度分布（塑性変形のみ）

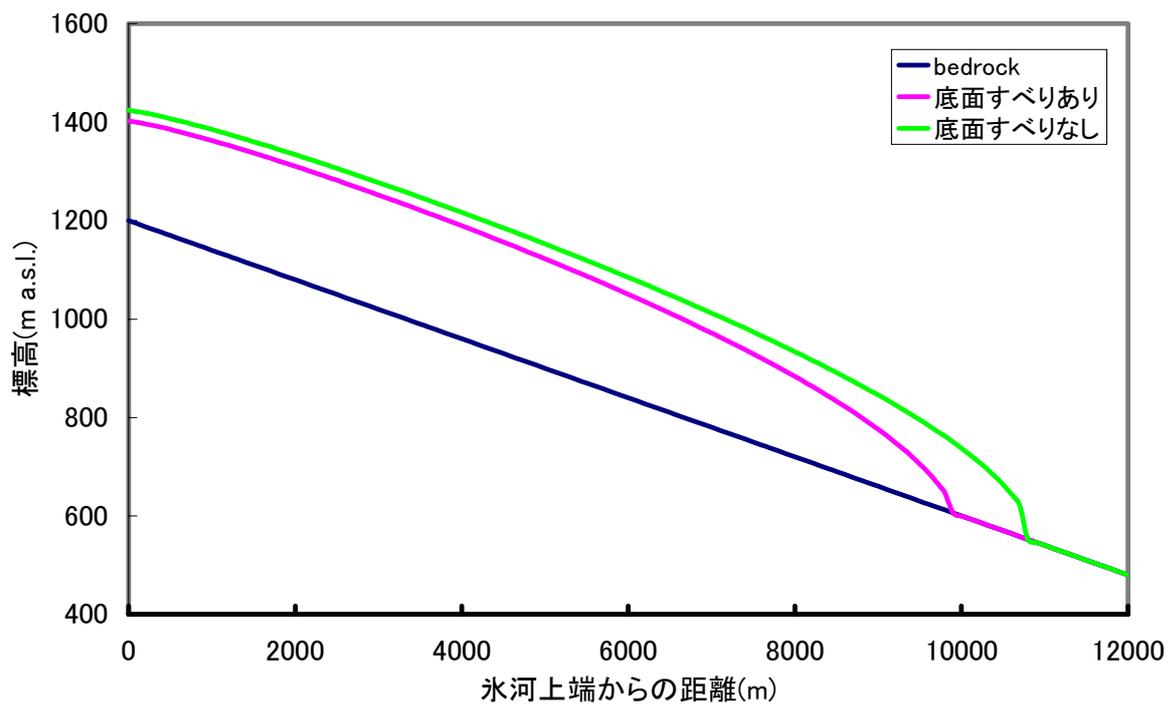


図4 底面すべりの有無と計算結果との関係の一例

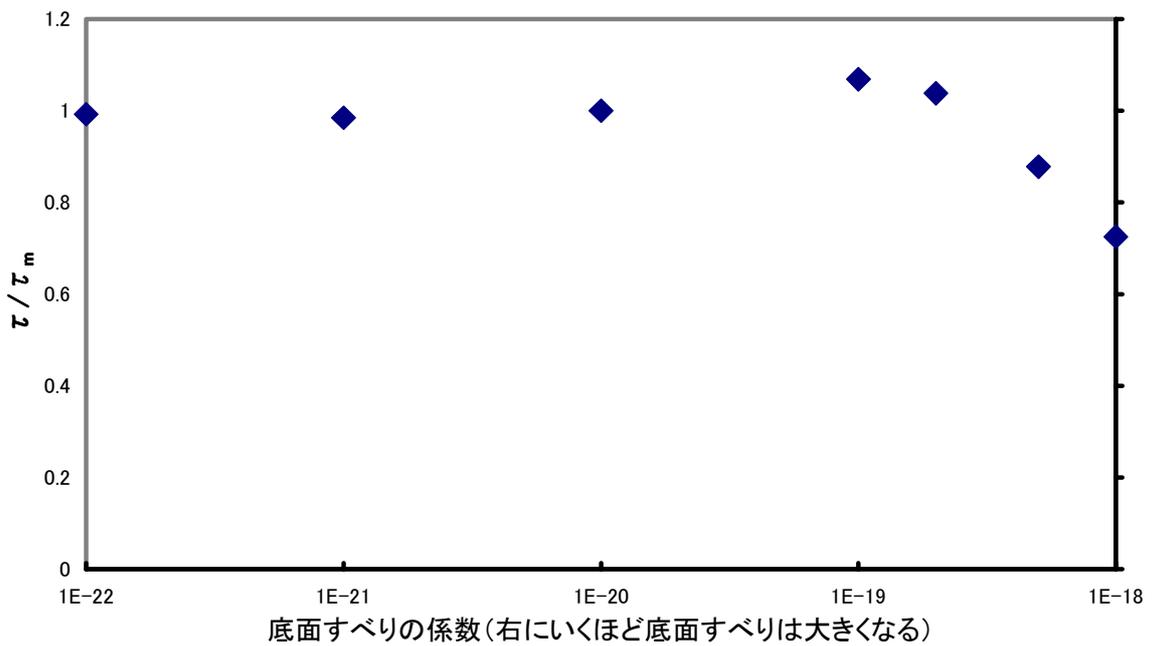


図5 底面すべりの大きさと応答時間の関係

τ_m : 底面すべりがない場合の応答時間
 τ : 各底面すべりの係数の時の応答時間

応答時間の定義

氷河が

$$L = L_0 - \frac{(L_0 - L_1)}{e}$$

(e:自然対数)

(L_0 : 初めの氷河長、 L_1 : 変動後の氷河長)

の長さになるまでにかかる時間 (Oerlemans, 1998)。

前提条件

Moraineを作ったときに氷河は定常状態



年間にELAの断面積(S)を通過する
Flux (F) は・・・

(氷体温度、底面すべりあり・なし etc.の仮定・・・)

$$F = M_{ac} \quad (\text{Mac : 涵養域における全Net - balance})$$

$$F = M_{ab} \quad (\text{Mab : 消耗域における全Net - balance})$$



消耗域、涵養域におけるMass-balance gradientを
とすると・・・

$$M_{ab} = \sum_{k=Hl}^{He} (He - H) \times S_k$$

$$M_{ac} = \sum_{k=He}^{Hu} (He - H) \times S_k$$

(Hl : 末端高度、He : 平衡線高度、Hu : 上端高度、 S_k : 高度kにおける面積)

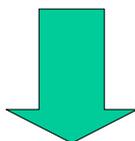


図6 計算チャート

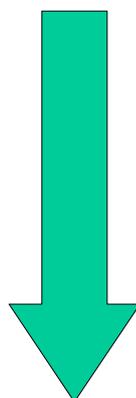
ab、 acがわかると
末端高度におけるNet-balanceがわかる



上高地の気象条件を用いて推定した
氷期の気象条件と比較



矛盾なし
の仮定が正しかった！



矛盾あり
の仮定
or
Input data
が間違っている！！



新しい仮定 or Input data
を用いて再び計算

図6 計算チャート

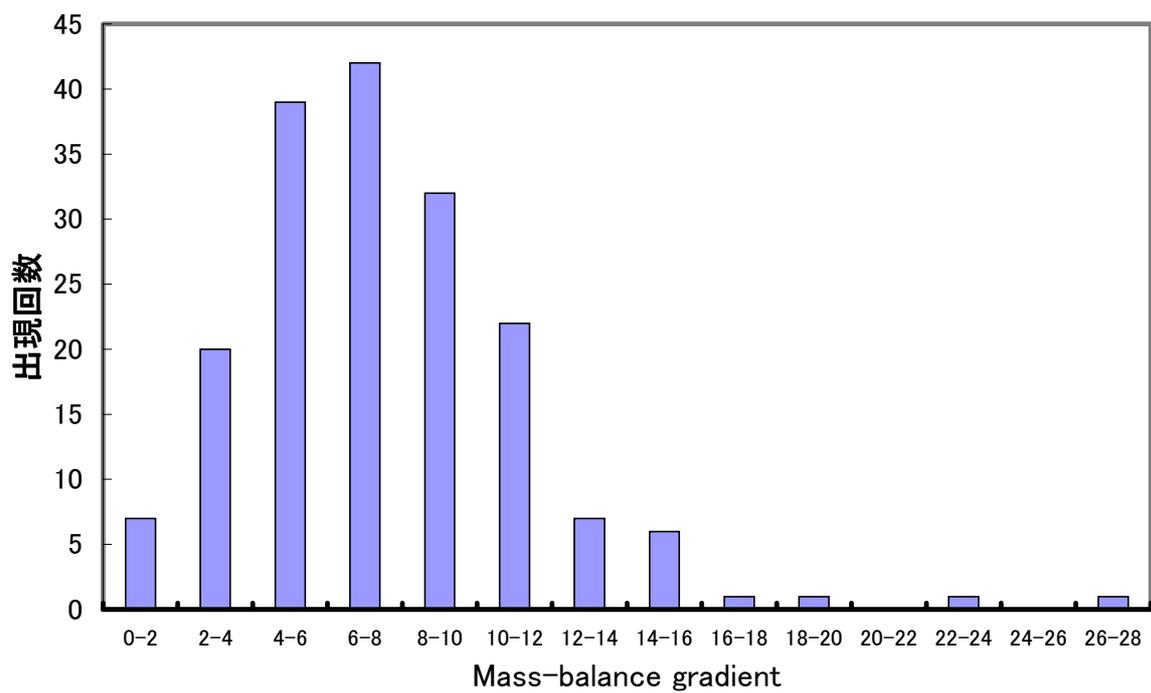


図7 現存する氷河における Mass-balance gradient 頻度(消耗域)
 1990年～1995年の間に観測された40の氷河における値を使用 (IAHS,1998)

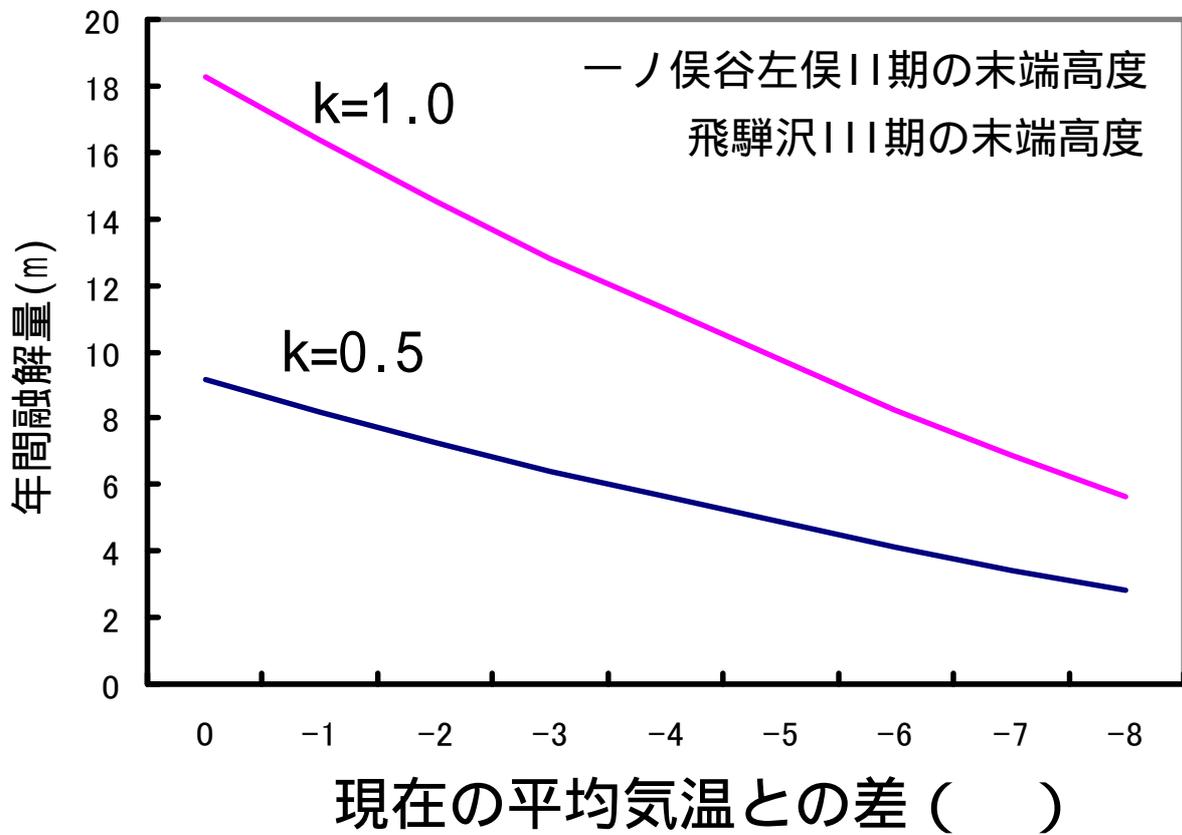
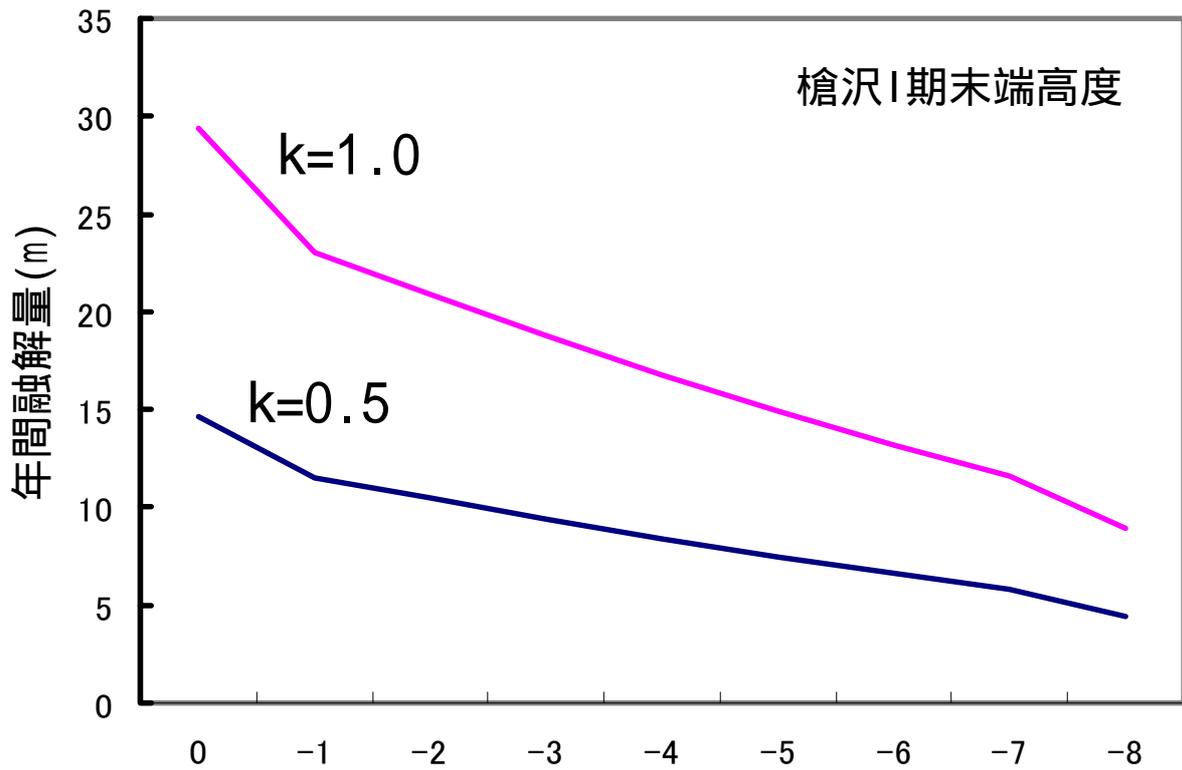


図8 各氷河末端における年間融解量の計算結果

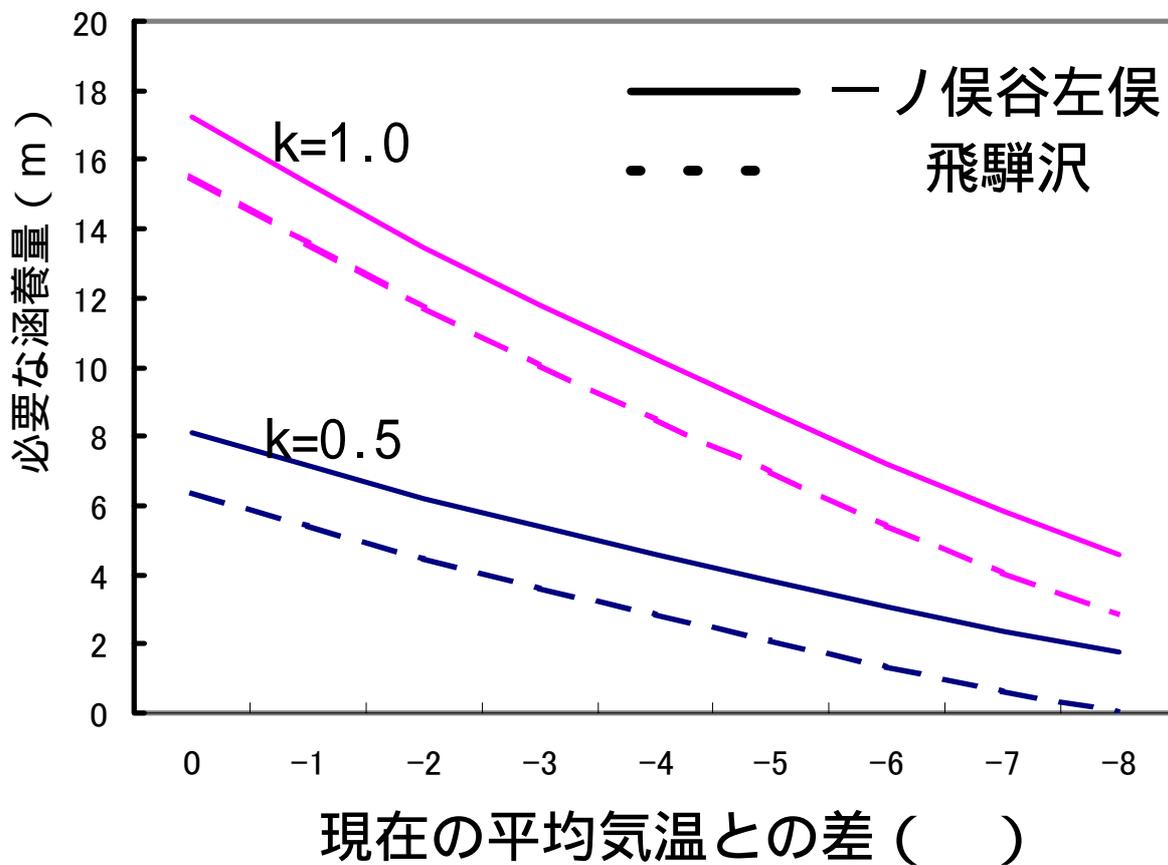
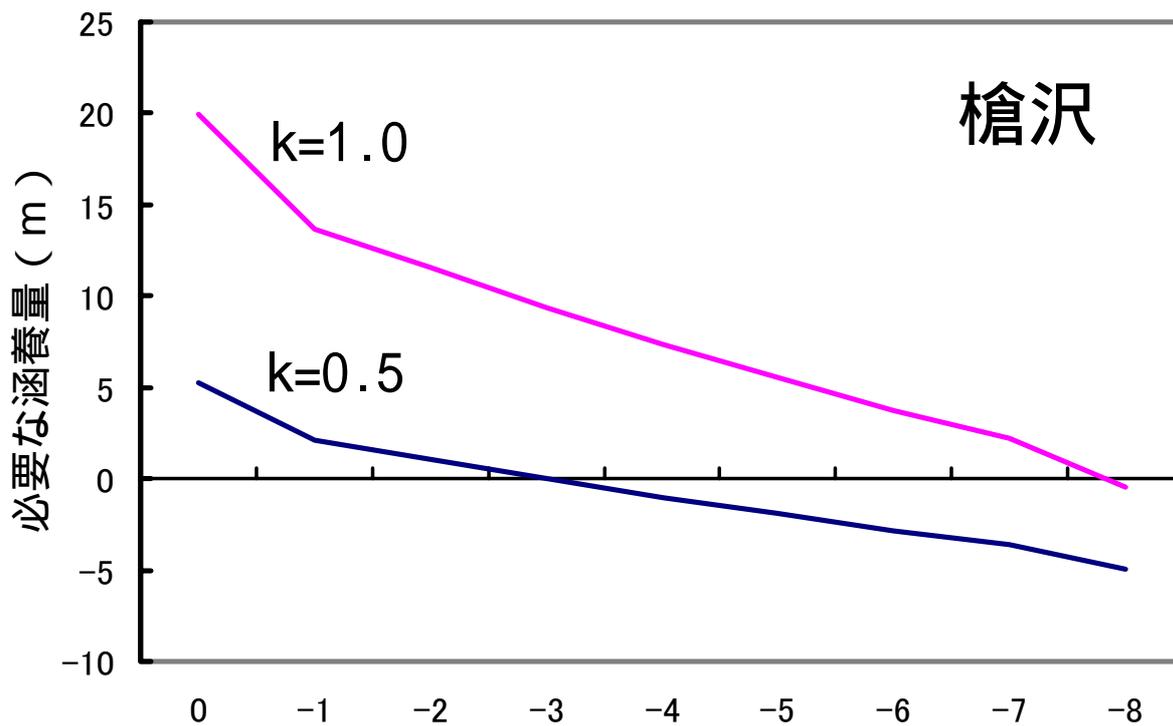


図9 各氷河末端における年間涵養量の計算結果

Case 1

Mass-balance gradientが大きすぎる
(末端におけるNet-balanceが小さすぎる)



Fが大きすぎる



流動速度が大きすぎる



氷体温度の条件を下げる



寒冷氷河

Case 2

Mass-balance gradientが小さすぎる
(末端におけるNet-balanceが大きすぎる)



Fが小さすぎる



流動速度が小さすぎる



底面すべりを入れる



温暖氷河

図 10 流動を計算する際の仮定の修正方法ならびにそれより導き出される結果

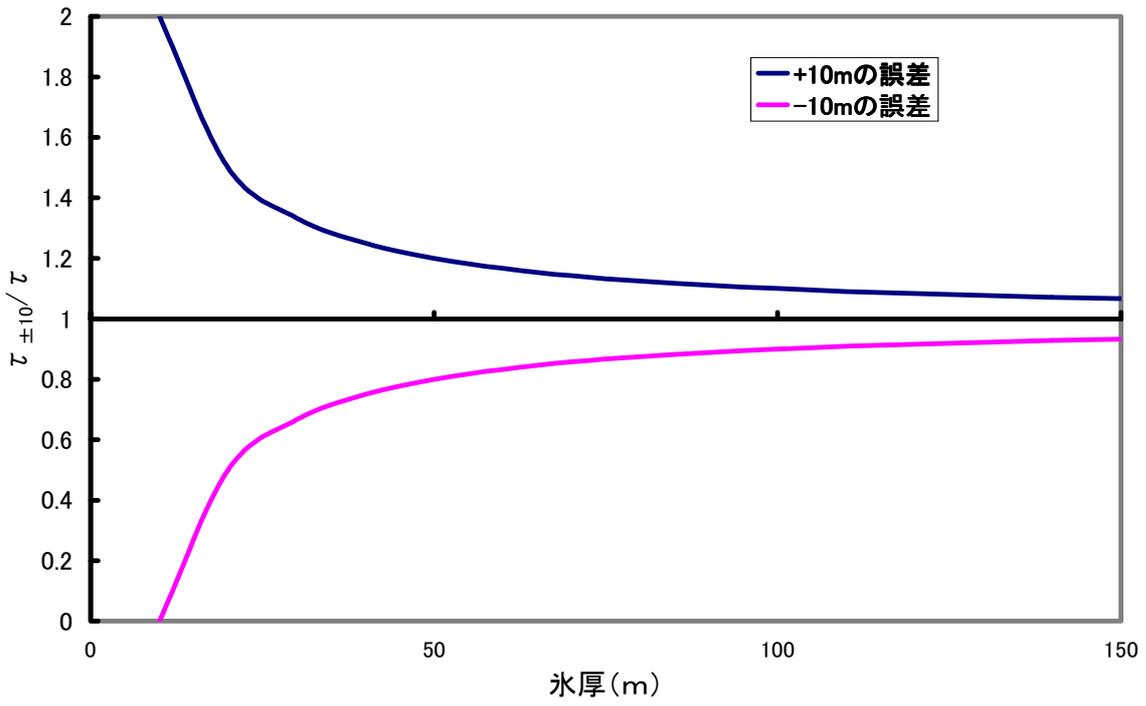


図 11 の計算における氷厚と誤差の関係

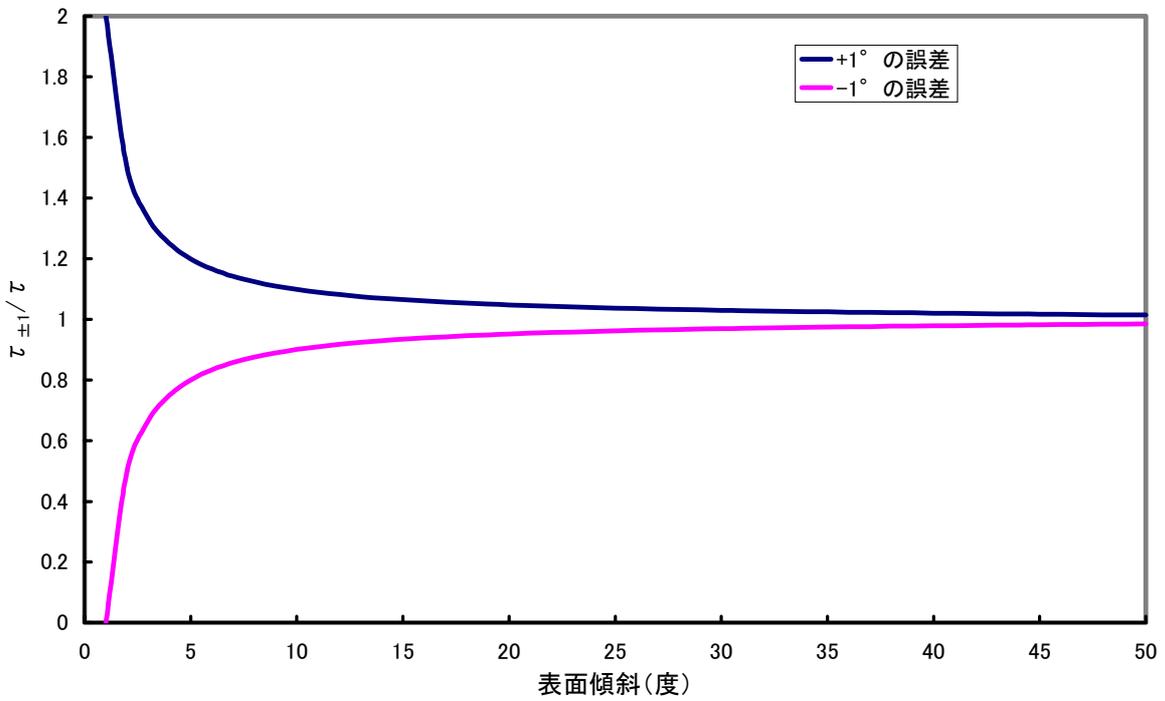


図 12 の計算における表面傾斜と誤差の関係

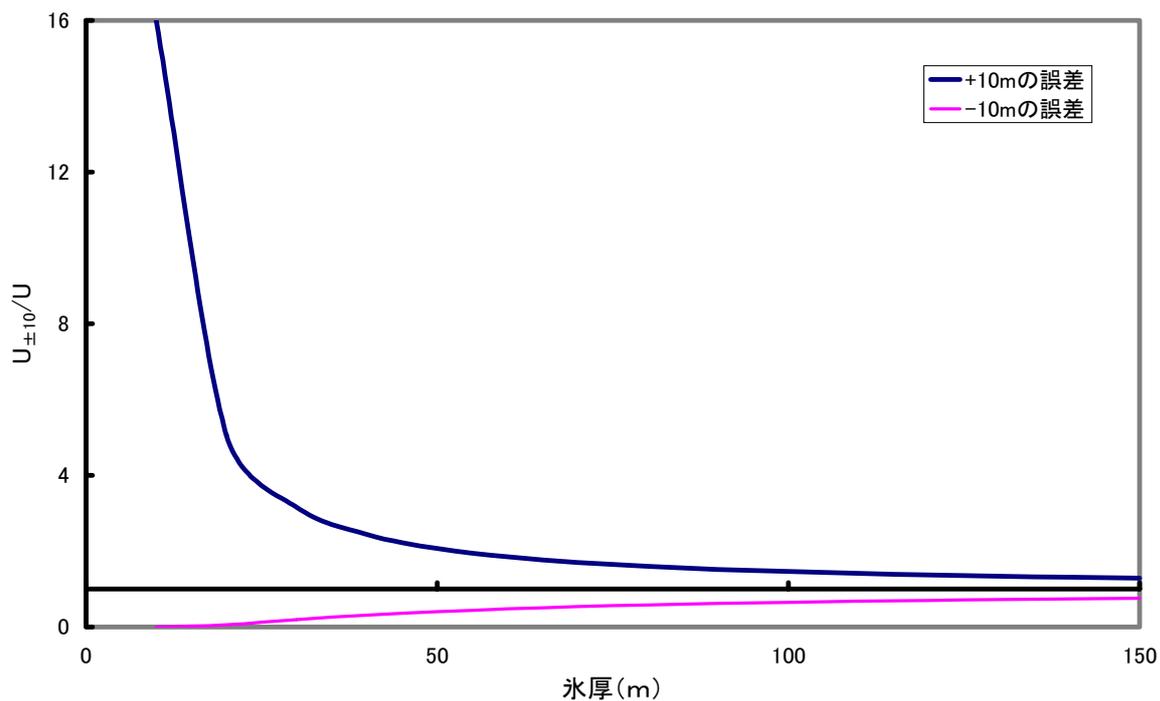


図 13 U の計算における氷厚と誤差の関係

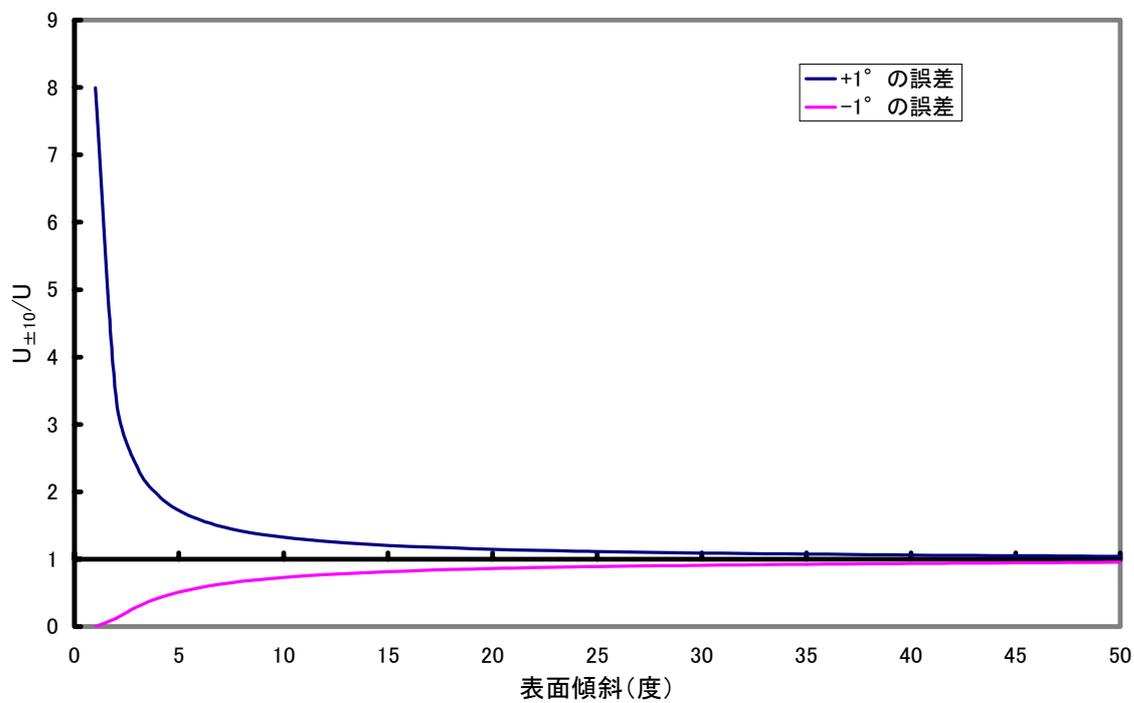


図 14 U の計算における表面傾斜と誤差の関係

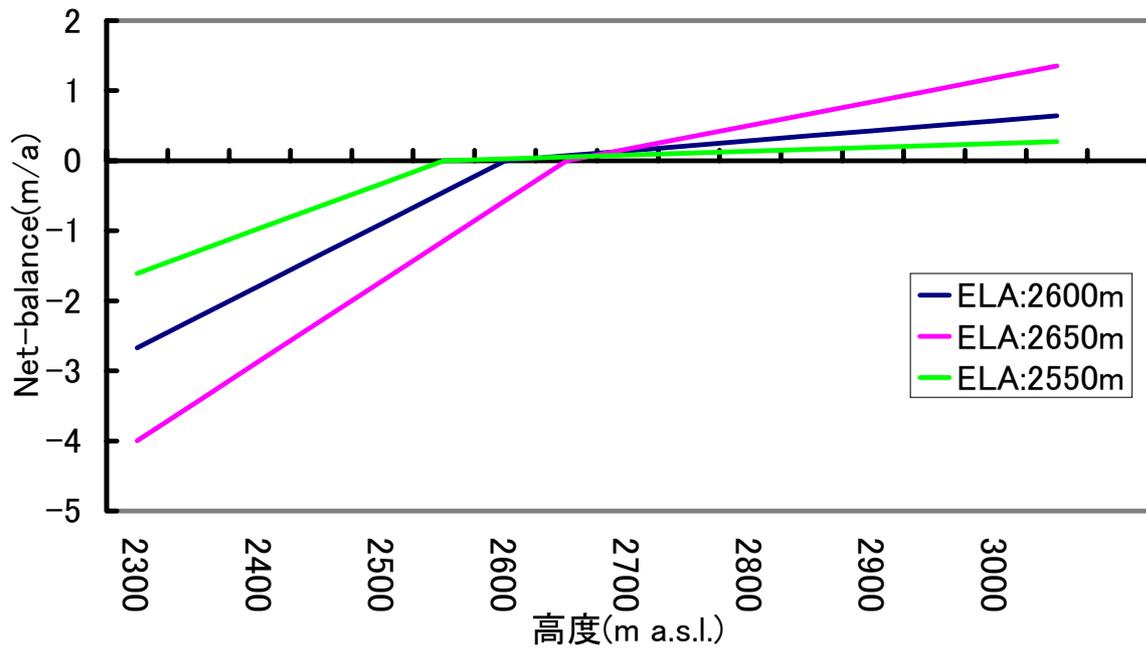


図 15 ELA 高度と Net-balance の高度分布の関係