雪線の定義とその決定法¹⁾

—Cordillera Real を例として—

野 上 道 男²⁾

The Snowline : its Definition and Determination¹⁾

Michio NOGAMI²⁾

A line on the earth surface intersected by a hypothetical surface on which ablation of snow and ice is balanced with snowfall is called a snowline. "The actual snowline" appears uneven and rugged, especially in an alpine zone. Irregularity of the snowline is caused by local variety of snowfall and its ablation due to topographic influences. "The orographic snowline" is drawn by connecting the lower limits of the actual snowline at which snow sheltered from wind and the sun may survive even at lower altitudes than snow exposed to them. "The regional or climatic snowline" is a hypothetical line excluded local irregularities caused by topography. An approximate regional snowline, therefore, is represented by an average altitude of the actual snowline, as far as the actual snowline is known in detail.

A number of methods for determining or estimating the regional and orographic snowlines are described briefly in this paper. The author examined each method, referring to examples or the data obtained from the Cordillera Real, Bolivia. "Hugi's topographical method" cannot be generally accepted. The orographic snowline should not be determined by the superficial forms of glaciers of which activities are remarkably controlled by the landforms formed in the last glacial epoch. Any of present cirque-glaciers are scarcely potent to form cirque landform. "Brückner's hypsometric method" may be acceptable, but the height of snowlines determined in each glacier varies over a wide range. The hypothetical ratio of the ablation area to the nourishment area of 1 : 1 is preferred to the empirical ratio applied by Brückner, for the former gives the height of snowlines with a narrow range of variation. "Kurowski's mean altitude method", which has been mathematically proved by Brückner, is better one. An advantage of this method is that it enables a further mathematical treatment of the problem. The author derived the following formula for calculating the change of snowline from the fluctuation of ice-tongue.

$$\Delta h = \frac{\Delta S(h_0 - n)}{S + \Delta S}$$

Where h_0 : the height of snowline
 Δh : the change of h_0
 S : the total area of glacier
 ΔS : the area of advanced or retreated ice-tongue
 n : the mean altitude of ΔS

By applying this formula to some recessional moraines, the change of snowlines can be estimated even where no distinct evidence of glacier actions at the snowlines is recognized.

The level of cirque excavation has not been found in the Cordillera Real. The cirque bottoms occupied by ice are found at the altitude from 5350 to 4850 meters, and the bottoms without ice from 5150 to 4550 meters. Ninety percent of them, whether they are occupied by ice or not, are distributed from 150 to 550 meters below summits. So the level of cirque excavation may be found only in case where the summit level is relatively even.

The regional snowline is estimated from the height at which the area covered with ice and snow is equal to the area uncovered. For the purpose to estimate the regional snowline, an accumulated temperature is preferable to an annual mean temperature, because ablation of snow is controlled by temperature and its duration.

1) 1969. 9.16 受付

2) 東京都立大学理学部地理学教室 Department of Geography, Faculty of Science, Tokyo Metropolitan University

1. はじめに

第四紀は世界的に見た場合、氷期と間氷期、雨期と乾期の交代によって特徴づけられる特異な年代である。低緯度帯の Andes 山脈では気候を敏感に反映する内陸湖と氷河がごく接近して存在しているため、第四紀の気候変化を地形から研究するのに、きわめて好都合な地域となっている。筆者はこの問題を氷河の消長の方から追求しているが、研究を進めて行く上で問題となったことは雪線についてであった。雪線高度の変化はしばしば気温減率を使って気温変化に読み換えられるなど、第四紀の気候変化を考える上で、雪線という概念はきわめて重要なものである。ところがそもそも雪線とは何か、どのように定義され決定されるべきなのか、また得られた値のバラツキはどの程度のものか、などという根本的な問題が未解決のまま残っている。

我が国では雪線論は 30 年も前に今村 (1940) と岡山 (1941) によってなされて以来、一度も問い返されたことがなかった。戦後第四紀の気候変化や地形変化に関する知識が増加し、議論も精緻を極めたものとなって来たが、雪線そのものに関する議論が粗雑なまま残り、現在に至っているのは残念である。これは我が国だけの事情ではなく、研究の進んでいるヨーロッパやアメリカ等においても同様である。Flint (1947), Charlesworth (1957), King ら (1968) の教科書においても、雪線について明快な定義は与えられていない。

この小論は以上のような問題意識から、Cordillera Real 山脈の氷河および氷河地形を例として上げつつ、雪線に関する従来の議論を整理し、発展させようという意図からなされたものである。

2. 雪線の定義およびその決定法

大気中に地表面と斜交するある面を考え、その面より高緯度側および高地側では一年を通じて融雪期になっても雪が消えず越冬し、低緯度側および低地側では完全に雪が消えてしまうとする。このような仮想的な面と地表面との交線を抽象的に雪線と呼んでいる (今村 1940, p. 16)。現実には、特に山岳地帯では、雪線はきわめて不規則な凹凸の激しいものとして現れる。これは地形自身とその方位が、あるいはその影響を受けた日射や風などが、降雪量と融雪量とを大きく支配しているからである。このように地形の影響を受けて現実に存在する雪線

を、actual snowline (筆者の命名による) と呼ぶことにする。今村はこれを地形的雪線と呼んでいる。地形的条件が雪線を下げるのに効果的に働いて、局地的に actual snowline が特に低い地点を作り出すことがある。このような地点は氷河の上にあり、氷河の firn limit (line ということもある) に一致する。このような点を結んで得られる雪線を orographic snowline という (Flint, 1947, p. 32*; Charlesworth, 1957, p. 11)。すなわちこれは actual snowline の極小点を滑らかに結んだ線となる。一方地形の影響を除去して考えた雪線を regional snowline と呼ぶ (Flint, 1947, p. 32)。これは仮想的な線であるが、降雪量と融雪量に対する局地的な地形の影響が除去されているので、より大きなスケールの気候によって決定されていると考え、climatic snowline と呼ぶ。regional snowline と climatic snowline とは同義語としてあつかわれている (Flint, 1947, p. 32)。regional snowline は地表の起伏と較べれば、滑らかな凹凸の少ない曲面と地表面との交線となり、actual snowline から小さな凹凸を取り除いた平均値的な線となるであろう。以上のことをシェマティックに図示すると Fig. 1 のようになる。

抽象的に使われるときの snowline, actual snowline, orographic snowline, regional snowline などそれぞれ意味がちがうのであるが、これらは漠然と、区別されずに、snowline (雪線) と呼ばれることが多く、また前後の続き具合からそのいずれを指しているのか明瞭なときも、単に snowline といっている。したがって我々は文献を読むに際して、その筆者がどの雪線を指しているのか、読みとってゆかねばならない、また snowline は

Fig. 1 Idealized section of three types of Snowlines.

1. actual snowline
2. orographic snowline
3. regional snowline

* Flint の新版の教科書 *Glacial and Pleistocene Geology* (1957) では orographic snowline は “The snowline controlled by local topography and orientation” (p. 48) と表現され、ここに述べた定義とくいちがっている。

厳密に言えば年毎に変るわけで、その場合は *annual snowline* と呼び、単に *snowline* と呼んでいるときは、ある期間の平均的狀態をさしている。*firn limit* という言葉には、すでにその意味が含まれている。平均的狀態から著しく離れた年には *annual snowline* と *firn line* は一致しない。

雪線はいくら厳密に定義しても、測定や観察あるいは図上作業などによって認定することができなくては、意味がないので、現実的な決定方法や推定方法がいろいろ考えられている。また雪線の認定は、過去の気候変化を追求しようという立場からもなされ、そのような目的に合致するように決められたものもある。例えば、*level of cirque excavation* (Flint, 1947, p. 96) などが、その例である。以下各種の雪線決定法について簡単に紹介しよう。

A. orographic snowline を決める方法

orographic snowline を求めるためには、まず *actual snowline* が特に低い部分、すなわち氷河の上の *firn limit* を決定しなければならない。そのために直接氷河上の雪氷の状態を観察して決定するわけであるが、この他にも詳細な地形図がある場合には、間接的な方法で推定することができる。雪氷の観察は新雪が降る直前が望ましく、残雪のある部分と表面に氷が見られる部分との境が *firn limit* である。また氷と雪とでは物理的性質が異なるので、内部構造や表面形態に差異が現れる。そこで、これを観察して *firn limit* を決定することができる。

等高線の入った大縮尺の地形図を使って雪線を推定する方法としては、次のようなものがある。

(1) **Hugi's morphological method** (Charlesworth, 1957, p. 13) 氷河の表面形態による方法で、*firn* (万年雪原) では等高線の形が凹となり、氷舌部では凸となる。そこで、その境となるほぼ直線的な等高線を雪線とする。この方法の優れている点は、地形との対応が明確に定義されているということにある。すなわち、圏谷氷河では、等高線の凹形の部分は氷が消滅したあと圏谷底になり、凸形の部分は氷蝕谷になる。これらの境は圏谷の出口の *threshold* に相当する。したがって、すでに氷のない圏谷についても、氷の厚さを考えに入れれば、圏谷形成当時の雪線を推定することができる。ただ注意しなければならないことは、現在の圏谷氷河の多くは、過去の地形という、いわば容れ物に入った氷体に過ぎず、もはや圏谷地形を強力に形成する能力を持っていない

ということである。このような氷河の表面形態は、下にある過去の地形に強く支配されているであろうから、これによって現在の雪線を読みとることは無意味である。

(2) **Häfer's method** (Charlesworth, 1957, p. 12)

山頂の平均高度と氷舌端の高度との算術平均が雪線高度であるとする方法である。計算は簡単であるが、誤差が大きすぎて、適当な方法ではないとされている。

(3) **Brückner's hypsometric method** (Charlesworth, 1957, p. 12)

氷河の涵養域と消耗域の面積比は、平均すると、3:1 になるという経験的事実から、雪線高度を推定しようという方法である。地形図の計測を行なって氷河の *hypsometric curve* を描き、相対面積で 75% となる高度を雪線高度とする。この方法には致命的な欠点があり、適当な方法ではないとされている。それは、3:1 と仮定されている比の値が氷河によって大きく変り、バラツキが大きすぎることがわかって来たからである (Charlesworth, 1957, p. 12)。このバラツキの最大の原因は、氷河の分布形状がこの方法では無視されているということにある。次に述べる *Kurowski's method* は、これが考慮された方法である。*Callendar* (1950) は勾配と幅が一定の氷河を選び、比の値として 3:2 をとり、この方法を応用して、氷舌端の後退量から気温変化を計算している。

(4) **Kurowski's method** (Charlesworth, 1957, p. 12)

降雪量と融雪水量が高さの一次関数で表わされると仮定すると、平衡に達している氷河では、その平均高度が *firn limit* になるという結論が導かれるので、この関係を用いて雪線を決めようという方法である*。この方法の有効性は、ひとえに上記仮定が成り立っているかどうかによるわけだが、狭い範囲内では近似的に線的な関係があるとしてよいであろう (吉野 1961, p. 44, 47, 79)。

単位面積当りの降雪量 f および融雪水量 m を次のように高度 h の一次関数で表わす。

$$f = ah + b$$

$$m = ch + d \quad a, b, c, d \dots \text{定数}$$

$$\text{firn limit では} \quad f + m = 0$$

だから、*firn limit* h_0 は

$$h_0 = -\frac{b+d}{a+c} \dots \dots \dots (1)$$

一方、高さ β (山頂高度) から α (氷舌端高度) にわ

* *firn limit* と *equilibrium line* とが、近似的には一致しているという前提に立っている。

たって分布する氷河で、高さ h における氷河の幅を関数 $l(h) \cot \theta^*$ で表わすと、氷河における降雪量および融雪水量の総量 (F, M) は、次の式で表わされる。

$$F = \int_{\alpha}^{\beta} (ah + b) l(h) \cot \theta dh$$

$$M = \int_{\alpha}^{\beta} (ch + d) l(h) \cot \theta dh$$

平衡に達している氷河では $F + M = 0$ であるから、次の式が導かれる。

$$\frac{\int_{\alpha}^{\beta} hl(h) \cot \theta dh}{\int_{\alpha}^{\beta} l(h) \cot \theta dh} = -\frac{b + d}{a + c} \dots \dots \dots (2)$$

(1) と (2) から、

$$h_0 = \frac{\int_{\alpha}^{\beta} hl(h) \cot \theta dh}{\int_{\alpha}^{\beta} l(h) \cot \theta dh} \dots \dots \dots (3)^{**}$$

(3) の右辺は氷河の平均高度を表わし、これが firm limit の高度に等しいことが導かれたわけである。

筆者はこの方法をさらに発展させて、氷舌の伸縮量とそれに対応する雪線高度の変化量との関係式を導いてみた。

現在の氷舌端より $\Delta \alpha$ だけ低い位置に氷舌端があった当時の氷河の雪線高度を

$h_0 - \Delta h$ とする。雪線高度が変わったとき、氷河の平直形態が大きく変わるは氷舌部であるが、谷氷河では地形に制約されてその幅が大きく変えることはない。すなわち、関数 $l(h) \cot \theta$ は氷舌部では定数になっているから、近似的に $l(h) \cot \theta$ をそのまま適用することにする。山頂高度 β は、侵蝕低下量が短期間では小さいので、不変とし、堆石が形成されていたその期間中は、氷河が平衡状態にあったと考えて、次の式が得られる。

$$\begin{aligned} h_0 - \Delta h &= \frac{\int_{\alpha - \Delta \alpha}^{\beta} hl(h) \cot \theta dh}{\int_{\alpha - \Delta \alpha}^{\beta} l(h) \cot \theta dh} \\ &= \frac{\int_{\alpha - \Delta \alpha}^{\beta} hl(h) \cot \theta dh + \int_{\alpha}^{\beta} hl(h) \cot \theta dh}{\int_{\alpha - \Delta \alpha}^{\beta} l(h) \cot \theta dh + \int_{\alpha}^{\beta} l(h) \cot \theta dh} \dots \dots \dots (4) \end{aligned}$$

* $l(h)$ を h について積分して、面積を出すため、 $\cot \theta$ (θ は勾配) を乗じてある。

** この式の値の求め方は区分求積法による。 $\cot \theta$ も h の関数であるが、各区分内では定数と考える。氷河全域にわたり、 $l(h) \cot \theta$ が一定とすると、 $h_0 = (\alpha + \beta)/2$ となり、(2) Höfer method による値と等しくなる。

*** 別報 (野上 1968 a, p. 134) で氷河の大きさ $\sqrt{S}$ と氷河の後退量との間に高い相関があることを報告したが、

このことは、(6) を欠のように書き換えてみると、この式から導かれる結論でもあることがわかる。

$$\frac{\Delta S}{S} = \frac{\Delta h}{h_0 - \Delta h - n}$$

ここで現在の氷河の面積を S 、後退した氷舌の面積を ΔS 、その部分の平均高度を n とすれば、

$$\int_{\alpha}^{\beta} hl(h) \cot \theta dh = h_0 S$$

$$\int_{\alpha - \Delta \alpha}^{\alpha} hl(h) \cot \theta dh = n \Delta S$$

だから、(4) は次のように書き換えられる。

$$h_0 - \Delta h = \frac{h_0 S + n \Delta S}{S + \Delta S} \dots \dots \dots (5)$$

さらに書き換えれば

$$\Delta h = \frac{\Delta S (h_0 - n)}{S + \Delta S} \dots \dots \dots (6)^{***}$$

側堆石および終堆石によって示される過去の氷河および現在の氷河の計測値から、(5) あるいは (6) の右辺は計算できるので、過去の氷河の firm limit、あるいはその変化量などを、(5) あるいは (6) から求めることができる。過去の firm limit、あるいは雪線と対応する地形としては、圈谷地形があげられているが、これは雪線高度の変化に対して敏感に反応するというような性質のものではない。それに反して、氷舌端は雪線高度の変化に対して敏感に反応を示し、しかもそれを堆石として記録に残してゆくので、この両者についての関係式 (5) と (6) の有効性は高い。

B. regional snowine を決める法

地形の影響を除去して考えた雪線という定義から明らかに、regional snowline はあくまで仮想的かつ概念的なものである。また同時に、ある広ろがりを持った地域を1つの値で代表させようとする考えも含まれている。この2つの考えのうち、前者は climatic snowline の概念からくるもので、大きなスケールの気候によって決定されるところの、本来は一直線(大陸氷床では平面的に、山地では垂直的)となるべき雪線が、現実には形地的要素の影響で、凹凸の激しい actual snowline となって現れているのだという認識にもとづいている。形地的要素の影響は、regional snowline を局地的に上げる方にも、下げる方にも偏りなくきいて、actual snowline となって現れているのだと考えて、actual snowline の小さな凹凸をならした平均値的な線を regional snowline とするわけである。ここから、ある広ろがりを持った地

域を1つの平均値的な値で代表させようとする考えが生れてくる。そしてその地域の広さは、“緯度によって雪線高度はどう変るか”、“海岸から内陸部へどう変るか”、“大きな山脈の両側でどう変るか”、などというような問題のたて方によって決まってくるものの、必要とされる精度によって決定される。

(1) 比面積法

雪氷の分布を実際に山地でみると、patch 状に firn があったり、また firn の中に島状に露岩があたりして、actual snowline のパターンはきわめて複雑である。しかし当然のことながら、高度が増せば、氷雪の占める面積が大きくなる。そこで、ある地域内のある等高線の全長について、雪氷の上を走る長さで露岩の上を走る長さの百分比をとる。各等高線についてこの比を測定し、比の値が 50% となる高度を、その地域の regional snowline の高度とする。筆者が考案したこの方法を、比面積法* と仮称することにする。

(2) orographic snowline から推定する法

regional snowline は、決定しやすい orographic snowline から推定することもできる。定義から明らかなように、後者は前者より低い位置に出現するが、起伏が単純になるにしたがい、両者は収れんするはずである (Charlesworth, 1957, p. 11)。しかし、どれくらいの起伏のとき、どの程度の差が現れるのか、データはない。Cordillera Real の例でいうと、Kurowski's method によって求めた 14 の氷河の firn limit の平均値は比面積法による値より約 60m 低い。

(3) 山頂法

氷河あるいは firn を持つ山体の山頂高度と、それを持たない山体の山頂高度の間に、“雪線”高度を定める方法である。これは regional な値しか与えないが、簡便であるということと、統計的にあつかうことができるという点で、面白い方法である。実際にある地域内の山頂高度の頻度分布をとってみると、両種の山頂高度の頻度分布曲線がすその方で重なってしまうことがある。これは local なすなわち orographic な影響があるためであるが、2つの分布の重なりが一番少ない値を regional な値と決めればよい。このようにして山頂法によって決められた値は、雪線とは呼ばず、glaciation limit と呼ばれている (Østrem, 1966)。

(4) 気温観測データにもとづく推定法

雪線附近の気温を観測するか、あるいは間接的に気温減率を用いて推定するなどして、基準となる温度を定

め、その等温線で雪線を近似しようという方法である。気温などの気候データを用いて決めた雪線が climatic snowline であると誤解しているむきもあるが、これはあくまで推定法または近似法であって、定義ではない。

雪線が垂直的には高度によって示され、それが赤道から極方向に低くなってゆくという事実 (E. de Martonne, 1925, p. 321, fig. 117) から、雪線をきめる第一の要因は気温であることがわかる。しかし、(a)海岸から内陸部へ雪線が高くなる。(b)大きな山脈について、雪をもたらず卓越風の風上側の方が、風下側より雪線が低い。(c)亜熱帯高压帯に雪線高度の極大があり、赤道方向へわずかに低くなる。(d)中緯度 (35°~50°) で緯度に沿う雪線勾配がとくに急である、というような特性は積雪量の分布から説明できる現象である。そこで、第二の要因は積雪量であることがわかる。第三の要因は地形で、snow drift や avalanche による積雪量の局部的不均等を、また風や日射などを通じて融雪量の不均等をもたらす。前にものべたように、この第三の要因の影響を除外して考えた雪線が regional snowline である。

これら3つの要因はお互いに関連しあって、現実の雪線がきまっているわけであるが、それぞれ現象のスケールが異っているということは、注意しておくべきである。気候が、とりあつかう現象の空間的広がりや持続時間から分類されている (吉野 1968, p. 1) ように、雪線も、あつかう問題のスケールに応じて、区別して考えていかなければならない。その意味で、気温のみによる近似法も、global な問題をあつかうとき、あるいは氷期と現在の気温というような問題をとりあつかうときには、有効であろう。

気温の低下に対しても、降雪線の増加に対しても、氷河は同じ傾向の変化をする。すなわち firn limit が低下し、氷河は拡大する。このことは、氷河にとって、気温と降雪量はお互いに換算が可能だということである。したがって、降水量と気温を組み合わせた式で乾燥限界を決めるのと同じようにして、気温と降雪量を組み合わせて、雪線の近似式を得ることができるであろう。これは、少なくとも気温だけによるものよりは、近似がよいはずである。しかし、雪線附近の気候データの不足のためか、このような試みはなされたことがない。

融雪量だけについてみるならば、これとより密接な関係にあると考えられるのは、平均気温ではなくて、積算温度であろう。これならば、日変化の大きい低緯度高山帯でも、年変化の大きい高緯度帯でも、同一の尺度で測

* Brückner's hypsometric method を面積比法と記すことがあるので、これは誤解を避けるため比面積法とした。

れよう。しかし、データが不足していることは、同様である。

(5) level of cirque excavation

Flint (1947, p. 95) によれば、氷期の regional snow-line の高度を推定する方法として、圏谷底の高さが使えるという。圏谷はある限られた範囲の高度に位置し、この高さは level of cirque excavation と呼ばれる。そして、これは orographic snowline にほぼ等しいものとされている。しかし、前に報告したように(野上, 1969)。Cordillera Real では、圏谷底がある限られた高度に集中するという事実はなく、圏谷はむしろ山頂から一定の高距 (150~550m) のところに形成されている。このことから、山頂高度がほぼそろっている山地では、level of cirque excavation が出現するかもしれないが、雪線以高に数百 m の起伏がある場合には、そのような level は出現しないと考えてよいのではなかろうか。もちろん、圏谷の分布高度には下限があるので、雪線と無関係というわけではない。

3. Cordillera Real の雪線について

A. orographic snowline

現地においていくつかの氷河の雪氷を観察したが、そ

の数も不十分であり、新雪があって firm limit を確認できないものもあった。そこで、ここでは、航空写真図化による 5 万分の 1 地形図を用いて、間接的な方法によって、firm limit を推定して見た。用いた図幅は Bolivia の Instituto Geografico Militar (軍地理局) 発行の Khara Kkota (5945 IV) である。この図幅の範囲 ($16^{\circ}\sim 16^{\circ}10'S$, $68^{\circ}15'\sim 68^{\circ}30'W$) は、Cordillera Real 山脈の中央部にあたり、図幅の中央を斜めに分水嶺が横切っている。北東側は Las yungas と呼ばれる地域で、Amazon 流域の低地に面している。南西側は、西 Andes 山系との間に発達する Altiplano と呼ばれる高原に面し、乾燥が著しい。

この図幅内に分布する 90 の氷河については、すでに inventory ができている (野上 1968 a, Table I-1)。このうち、比較的面積の大きい圏谷氷河 14 を選び、前に述べた各種の方法によって雪線を求め、比較してみた。各氷河の表面形態は Fig. I の通りである。この図の原図 (1/5 万) に 1 mm の mesh をかけ、5~12 本の等高線を選び、各等高線間の面積を mesh の数を算えて測定した。そして各氷河について高度-面積積算曲線を得た (Fig. II)。これにもとづき、相対面積 75% (山頂を 0% として) を与える高度を読みとり、Brückners'

Fig. I Contoured topographic map of glaciers in Khara Kkota Quadrangle. contour interval : 100m, dotted lines : drainage lines

Fig. II Hypsometric curves of glaciers.

Numbers of the glaciers shown in this figure correspond to those in the Fig. I

method による雪線高度とした。また 50% 値も求めた。この高度は、氷河の平均高度ではないが、氷河面積を二等分する値である。この値の求め方を面積二分法と仮称することにする。つぎに上記計算の過程で得られた各区間の面積を用いて、各氷河について、その平均高度 (Kurowski's method による雪線高度) を計算した。

Hugi's method にもとづいて地形図から雪線を判読することは、きわめて容易であった。Hugi's method による雪線より低い部分、すなわち氷舌部の面積が、全氷河面積に対してどれくらいの割合になるかも計測して見たが、値のバラツキが大きく、平均してこれが 25% になると仮定している Brückner's method とは、相容れない結果となった (Table I)。

これは前に述べたように、現在の氷河と地形が調和的ではなく、古い地形によって氷河の形態が決定されているからである。堆石から判断すれば、最後の氷河拡大期 (Milluni 氷期) には、樹枝状氷河ないしは谷氷河の状態であったが、現在は圏谷氷河ないしは懸架氷河の状態である。この図幅内には、懸架氷河が 67、圏谷氷河が 23 あるが、懸架氷河の大半は古い圏谷壁に附着しているタイプのものである。氷量の減少、すなわち雪線の上昇によって、氷河の形状は樹枝状氷河→谷氷河→圏谷氷河→懸架氷河と遷移してきたものと判断される。一方、地形は最拡大期またはそれに続く時代に主として形成されたもので、現在の氷河はその地形をわずかに修飾する程度の能力しか持っていない。lateral moraine か

ら推定すれば、圏谷地形を十分な量の氷が埋めていた当時の氷河は長い氷舌を延しており、お互いに合流して谷氷河となっていたのである。すなわち、現在の圏谷氷河は圏谷地形の中に存在するから、そう呼ばれるのであって、圏谷地形を作るから圏谷氷河と呼ばれるのではない、と理解すべきであると考える。

Table I により、それぞれの方法で得られた雪線高度を比較してみると、面積二分法と Kurowski's method は最大で 65m の差があるが、平均してみれば、ほとんど同じ値 (5265m と 5262m) を与える。Hugi's method と Brückner's method は最大で 100m の差があるが、これもまた平均して見ればほとんど同じ値 (5167m と 5169m) を与える。どの方法で推定したにせよ、orographic snowline の高さは個々の氷河によって異なるのが当然であるが、その値のバラツキを標準偏差で比較してみると、面積二分法と Kurowski's method によるものが、他の 2 つ方法によるものと比較して、小さな偏差をとる。このことは、雪線高度の推定にあたって、面積二分法と Kurowski's method は、regional snowline に近い値を与えているのではないだろうかということを示唆する。regional snowline は、定義によれば、より平坦な線となっているはずだからである。

B. regional snowline

(1) 比面積法

航空写真判読によって作成した Khara Kkota 図幅内の氷河分布図 (野上, 1968 a, Fig. I) を用いて、100m

Table I. Heights of snowline

No. of glacier method	Hugi's		Höfer's (m)	Brückner's (hypsometric) (m)		Kurowski's (m)
	(m)	relative area of ice-tongue (%)		75%	50%	
13	5260	49.7	5210	5170	5260	5252
15	5300	30.3	5335	5280	5350	5347
16	5240	24.2	5340	5240	5340	5342
21	5140	29.6	5280	5110	5240	5247
24	5060	6.2	5270	5150	5290	5276
36	5120	12.5	5255	5160	5210	5209
45	5120	18.2	5170	5140	5190	5182
48	5160	28.4	5225	5150	5240	5250
54	5160	14.7	5320	5200	5270	5277
59	5200	33.0	5185	5100	5290	5264
65	5240	22.3	5250	5250	5320	5299
72	5200	32.9	5100	5140	5250	5205
82	5020	15.5	5120	5070	5190	5255
88	5120	7.0	5185	5200	5270	5259
mean	5167		5232	5169	5265	5262
standard deviation	75.4			57.6	48.5	45.1

Table II. Length of Contourline
(a method to determine heights of regional snowline)

area height	Altiplano areas				Las Yungas				Total	
	covered by ice & snow		uncovered		covered		uncovered		covered	uncovered
	km	%	km	%	km	%	km	%	%	%
5600	1.8	100.0	0	0	0.6	100.0	0	0	100.0	0
5500	3.6	90.0	0.4	10.0	2.8	93.3	0.2	6.7	91.4	8.6
5400	13.0	89.0	1.6	11.0	10.6	77.9	3.0	22.1	83.7	16.3
5300	37.0	60.1	24.6	39.9	24.8	74.3	8.6	25.7	65.1	34.9
5200	33.6	43.8	43.2	56.2	26.6	61.3	16.8	38.7	50.1	49.9
5100	18.4	22.1	64.8	77.9	20.2	40.6	29.6	59.4	29.0	71.0
5000	10.0	8.2	112.0	91.8	11.0	18.1	49.8	81.9	11.5	88.5
4900	4.2	3.3	122.8	96.7	4.2	6.8	57.8	93.2	4.4	95.6
4800	1.0	0.7	134.0	99.3	1.6	2.4	64.0	97.6	2.6	97.4
4700	0	0		100.0	0	0		100.0	0	100.0

ごとの等高線について、雪氷の上を走る長さ、と露岩の上を走る長さを計測した。前報（野上 1968 a, p. 137）で述べたように、氷河現象が Altiplano 側では高い位置に出現するという傾向があるので、Altiplano 側と Las Yungas 側とを分けて計測した（Table II）。この表から比面積法による雪線高度を求めると、Altiplano 側で

5240m, Las Yungas 側で 5145m となり、約 100m の差があることがわかった。雪をもたらすのは Las Yungas から吹いて来る東寄りの風で、Altiplano は風下側にあたる。この地域の雪線高度を一つの値で代表させるとすれば、5200m という値となる。

(2) 山頂法

Table III. Climate of El Alto (4103m)

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
TEMPERATURE °C	9.1	8.8	9.3	9.0	8.4	7.4	7.4	8.1	8.6	9.9	10.1	10.0	8.8
PRECIPITATION mm.	139.5	108.0	56.2	22.3	9.5	3.6	4.4	17.6	34.4	36.9	47.7	76.0	556.1

Table IV. Temperature at the snowline estimated from the data of upper air observation

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
Antofagasta													
Temp. observed (500mb)	-4.9	-5.1	-6.4	-7.9	-9.3	-10.0	-10.7	-10.6	-10.4	-8.4	-7.3	-6.6	-8.1
Temp. estimated (5200m)	-1.2	-1.3	-2.2	-3.5	-5.0	-5.6	-6.4	-6.1	-6.0	-4.1	-3.1	-2.3	-3.9
Temp. estimated (4103m)	5.1	5.0	4.6	3.8	2.4	2.0	1.3	1.7	1.9	3.2	4.0	4.9	3.3
Temp. observed (700mb)	10.4	10.4	10.5	10.1	8.7	8.6	8.0	8.5	8.7	9.6	10.0	11.0	9.5
lapse rate (°C/100m)	0.56	0.59	0.62	0.66	0.69	0.69	0.70	0.71	0.71	0.69	0.64	0.65	0.66
Lima													
Temp. observed (500mb)	-5.7	-6.1	-5.9	-6.1	-6.7	-7.3	-7.3	-7.1	-7.7	-7.7	-6.5	-6.2	-6.7
Temp. estimated (5200m)	-1.8	-2.2	-2.0	-2.0	-2.3	-2.9	-2.8	-2.8	-3.3	-3.5	-2.5	-2.2	-2.5
Temp. estimated (4103m)	4.5	4.3	4.6	4.7	5.0	4.4	4.6	4.4	4.1	3.6	4.2	4.5	4.4
Temp. observed (700mb)	10.0	9.8	10.2	10.5	11.2	10.7	10.9	10.6	10.4	9.7	9.9	10.2	10.3
lapse rate (°C/100m)	0.58	0.58	0.59	0.61	0.66	0.66	0.67	0.65	0.67	0.64	0.60	0.60	0.63
El Alto													
Temp. observed (4103m)	9.1	8.8	9.3	9.0	8.4	7.4	7.4	8.1	8.6	9.9	10.1	10.0	8.8
Snow-line													
Temp. estimated (5200m)	2.9	2.4	2.6	2.0	1.1	-0.1	-0.2	0.6	1.0	2.7	3.2	3.1	1.8

Khara Kkota 図幅内の Altiplano 流域と Las Yungas 流域について、それぞれの地域内で氷河を持つ山体と持たない山体の山頂高度の頻度分布を調べ、その分布図から glaciation limit を求めた。Altiplano 側で 5250m, Las yungas 側で 5100m という値が得られた。この値は比面積法による値とほぼ等しく、glaciation limit は regional snowline より約 100m 高いとする従来の見解 (Charlesworth, 1957, p. 11; Østrem, 1966, p. 129) とは、合致しないデータである。

(3) 気候データ

Khara Kkota 地区から南東へ約 60km 離れた altiplano 上に、El Alto の観測点 (4103m) が、さらに約 5 km 離れて谷底に La Paz の観測点 (3632m) がある。Table III に El Alto の雨量と気温を示す。4 月から 9 月のいわゆる冬には、降水はほとんどなく、晴天が続き、湿度が低く、日較差が大きい。平均気温は低いけれども、この季節が融雪期にあたる。10 月から 3 月までの夏には、降水もかなりあり、曇天の日が多く、日較差は小さい。

上記 2 地点の月平均気温から気温減率を計算した。最大は 2 月の $0.69^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 、最小は 7 月の $0.30^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 、平均 $0.46^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ である。矢沢 (1960, 1961) は、ほぼ同じところで、8 月 30 日の夕刻測定を行ない、 $0.66^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ という値を得ている。冬に小さい値をとるのは、気温の逆転のためかもしれない。そうだとすると、この減率を用いて、雪線 (5200m) の気温を推定するのは危険である。そこで、自由大気の減率を用いて推定することにした。しかし、La Paz ($16^{\circ}30'S$) には高層気象データはなく、その近くでは Lima ($12^{\circ}04'S$) と Antofagasta ($23^{\circ}39'S$) にある。1959 年～1961 年の 3 カ年のデータにもとづき、700m b 面と 500m b 面における気温から、月ごとの減率を計算した。次にその値にもとづき、両地点の上空 4103m における気温を求め、これを El Alto (4103m) のそれと比較した。El Alto の地上気温は年平均でみると、Lima の上空 4103m の気温より 4.4°C 、Antofagasta のそれより 5.5°C 高い。これは、Andes 山系中の高原に位置するこの地域では、山地の容積のため、気温が高められているからであろう。この効果による温度差は、わずかではあるが、年変化をするので、各月ごとにこの値を計算した。次にこの値に、自由大気の減率を用いて計算した 5200m の気温の値を加えて、El Alto 周辺の 5200m 地点における地上気温の推定値とした。Lima のデータにもとづいて計算した値と Antofagasta のデータからのそれとは若干異なるので

(年平均で 0.3°C , 最大の差 0.7°C), 月ごとに 2 つの値を平均して, 最終的な推定値とした. これによると, 雪線における年平均気温は 1.8°C , 0°C 以上の積算温度は $21^{\circ}\text{C} \cdot \text{月}$ となる. ちなみに富士山頂の年平均気温は -6.8°C , 積算温度 (0°C 以上) は $14.3^{\circ}\text{C} \cdot \text{月}$ である.

降雪量については観測所のデータはないが, 航空写真の判読および, 断片的ではあるが, 筆者の 1 カ年にわたる観察から判断すると, 降雪は Las Yungas 側に多く, 分水嶺の西側で少ない. それも分水嶺から Altiplano に近づくにつれて急減する. また景観的にも乾燥度が強まる. したがって, 山麓部の El Alto よりは分水嶺付近の方が降水 (雪) 量は多いであろう.

4. おわりに

氷河は気候変化の記録者として生物などよりは優れた存在である. しかし, それが古気候の解析に有効さを発揮するためには, 気候と氷河現象の対応が詳細に究明されなければならない. このためには, 高山地帯の気候データをふやすことと, annual snowline や氷舌端の位置などを多くの氷河で記録してゆくことが必要である. それによって, 気候変化と氷河の反応の仕方が分れば, 地形と C^{14} などの年代測定法によって, 古気候をもっとはっきりしたイメージでとらえることができよう.

Andes 山脈では, 低緯度帯から高緯度帯まで, 雪線を越える山地が断続的に分布し, 第四紀の気候変化やその地域的広がりやを調べるのに好都合な地域である. しかし, Patagonia 地域を除いては, 研究が進んでおらず, これも残された問題となっている.

おわりに, いろいろ御教示いただいた前島・中村両助

教授を始め, 都立大地理学教室の皆様方に感謝の意を表します. また, 現地調査の機会を与えて下さった東大アンデス調査団長泉靖一教授, 佐藤久教授を始め, 調査団の方がたに心からの謝辞を述べたい. 研究をまとめるにあたり, 1968 年度文部省科研費の一部を使用した.

引用文献

- Callendar, G. S. (1950) Note on the relation between the height of the firn line and the dimensions of a glacier. *Jour. Glaciol.*, **1**, 459~461.
 Charlesworth, J. K. (1957) The Quaternary Era.
 Flint, R. F. (1947) Glacial Geology and the Pleistocene Epoch.
 ——— (1957) Glacial and Pleistocene Geology.
 今村学郎 (1940) 日本アルプスと氷期の氷河.
 King, C. A. M. & Embleton, C. (1968) Glacial and Periglacial Geomorphology.
 Martonne, E. de (1925) *Traité de Géographie Physique*
 野上道男 (1968 a) Cordillera Real (Bolivia) の氷河. 地学雑誌, **77**, 125~140.
 ——— (1968 b) La Paz (Bolivia) 周辺の氷河地形とその編年 (要旨). 地理評, **41**, 379~380.
 ——— (1969) Cordillera Real (Bolivia) の氷河および氷河地形 (要旨). 地理評, **42**, 78~79.
 岡山俊雄 (1941) 今村学郎著「日本アルプスと氷期の氷河」(書評). 地理研究, 昭和 16 年 5 月号.
 Østrem, Gunnar (1966) The height of the glaciation limit in southern British Columbia and Alberta. *Geogr. Ann.*, **48 A**, (3), 126~138.
 矢沢大二 (1960) アンデスにおける気候学的観察ならびにそれにもとづく若干の考察. 東大アンデス調査団 1958 年度報告書: アンデス所収.
 ——— (1961) Andes における気候学的観察. 辻村先生古稀記念論文集, 282~297.
 吉野正敏 (1961) 小気候.
 ——— (1968) 気候学.