氷河地形による最終氷期の降雪量の復元と海水準変動¹⁾

小 野 有 五²⁾

Reconstruction of the amount of Snowfall in the Last Glacial Age by the Glacial Landforms and the Sea Level Fluctuations

Yugo ONO

The snowfall on the Japanese high mountains is supplied by the winter monsoon wind from the Japan Sea. The environmental change of the Japan Sea during the Last Glacial Age, caused by the lowering of sea level, would have certainly affected the amount of snowfall which nourished mountain glaciers in Japan. The purpose of this paper is to reconstruct the amount of snowfall during the Last Glacial Age by the glacial landforms, in order to evaluate the amount of the lowering of sea level.

Major glacial advances during the Last Glacial Age in the Japanese high mountains occurred in the two glacial periods which is separated by an interstage around 30,000 y.B.P. The glacial extension and the paleoclimate of each glacial period, reconstructed from glacial, periglacial and fluvial landforms, are as follows (Fig. 1) :

1) Period about 60,000~40,000 y.B.P.: Glaciation attained to its maximum extension. Lowering of summer temperature and the southern shift of polar front could be referred. The drop of the amount of snowfall which was not so great as in the younger period, would suggest the inflow of the Tsushima Current into the Japan Sea.

2) Period about 25,000~10,000 y.B.P.: In spite of the lower air temperature, the glacial extension was much more limited than in the former period. The amount of snowfall should have decreased the most, reflecting on the drop of surface water temperature of the Japan Sea, in which the Tsushima Current ceased to enter in this period, because of the lowering of sea level.

The amount of snowfall is reconstructed by using the glacial landforms at Mt. Kurobegoro (2,840 m) in the Northern Japanese Alps. At first, the extension and the shape of a cirque glacier (named Kurobegoro Glacier) at the stage II (ca. 25,000 y.B.P.) is reconstructed, based on the topography of lateral moraines of this stage (Figs. 2 & 3).

Then, the mean air temperature during the ablation season on the Kurobegoro Glacier is calculated from the estimated air temperature at Toyama in the Last Glacial Age (Tab. 1), by using the decreasing rate of air temperature of 0.6°C/100 m (Tab. 2). The total ablation of each altitude on the glacier is calculated by the formula (1), and finally, the net accumulation (ablation) on the glacier, by the formula (5).

The result of the calculation (Tab. 3) shows that the mass balance of the Kurobegoro Glacier was realized when the degree-day factor ($\bar{f}$) is between 0.3 and 0.8. The probable decrease of the value of $\bar{f}$ during the Last Glacial Age leads to the conclusion that the amount of snowfall at this stage should have been less than 50—70% of the actual value. The estimation of the amount of the lowering of sea level which caused this diminution of the amount of snowfall will be an interesting subject of studies in future.

1) 1982 年 2 月 8 日受付. 日本第四紀学会シンポジウム (1981 年 8 月 27 日, 富山市) で発表したものに加筆.
2) 筑波大学地球科学系 Institute of Geoscience, University of Tsukuba.

I. ま え が き

最終氷期の海水準変動については多くの異なった見解が出されている。問題点の一つは海面の最大低下量であり、第二はそれに先立つ時期の海面低下量、あるいは最終氷期中の海面上昇期の海水準に関する問題である。海面上昇期の海水準は陸上の地形として残される場合もあるが、海面低下期の海水準は一般に海底にしか残されないから、海底地形・地質に対する研究者の解釈の相違が、現在みられる種々の見解を生み出しているともいえる（たとえば大嶋, 1980; 茂木, 1981 など）。

しかし、氷期の海面低下量を直接的にもとめることは困難であるにしても、そこから海面低下量について間接的な推定を行ない得る資料は陸上にも存在する。最終氷期につくられた河成段丘面の勾配や、陸化した大陸棚から供給されたと考えられるレス、さらに海面低下によって陸橋がつくられた地域では、生物化石やレリックの存在がそれである。これらは、海底の地形・地質の研究から得られる資料に対しては、間接的、二次的な資料でしかないが、一次的な資料がなお不足しており、またそこから導き出される結論が一致していない現状においては、これらの陸上の証拠に基づく資料も重要な意味をもつであろう。

ところで陸上の氷河地形から海水準変動を論じられるとすれば、それは氷河作用が海水準変動によって直接・間接的に影響を受ける場合に限られる。たとえば南極氷床においては氷床の拡大によって海面低下が生じると接線が前進して棚氷の前進をもたらす (HOLLIN, 1965)。いっぽう棚氷の前進は海面からの水蒸気の供給を遮断するから南極横断山脈での山岳氷河の拡大は妨げられ、山岳氷河はむしろ棚氷の衰退期に拡大するという (DENTON *et al.*, 1970)。

ローレンタイド氷床・スカンジナビア氷床に関しても、北極海の海水の完全な融解が開氷面となった北極海からの大量の水蒸気供給を可能にし、それが氷床の発達をもたらしたとする説があった (EWING and DONN, 1956・1958; DONN and EWING, 1960)。この説はその後の研究によって一応否定された（たとえば HUNKINS *et al.*, 1971）が、海況の変化が海に隣接した地域の氷河の消長を大きく左右するという考え方は現在でも有効であろう。海面低下によって海況が容易に変化する日本海に面し海況の変化が降雪量の変化に直接的に反映すると考えられる日本列島は、氷河作用と海水準変動との関係が最も密接にみられる地域の一つといえるかもしれない。

い。

II. 日本海の家況と北アルプスの降雪量

いま日本列島では日本海の家況の変化が降雪量の変化に直接的に反映するとしたが、それはどの程度の妥当性をもっているであろうか。北アルプスを含む日本海側地域の降雪に関しては、とくに 1963 年の北陸地域の豪雪（“昭和 38 年 1 月豪雪”）以来多くの研究が行なわれ、この地域での降雪の機構が明らかにされてきている（たとえば気象庁, 1968）。現在までの知見によれば、この地域の降雪を基本的に支配しているのは日本海の表面水温とシベリア気団の気温である（松本, 1967）。ここで後者はアジア大陸内部での大気の状態によって決められる要素であり、経験的には日本海上空の 500 mb 高度での最低気温が -35°C 以下になると豪雪になるといわれている（武田・二宮, 1977）。また一般に日本列島上での冬の気温が低いほど、降雪量は増大する（新井, 1975）。

化石周氷河現象の資料からいえば、東北日本における最終氷期の冬の気温は少なくとも現在と同じか、あるいはさらに低下していたと考えられる（たとえば小嶋ほか, 1974 a, b; 小野・平川, 1975a; NOGAMI *et al.*, 1980; ONO, 1981a など）から、気温の要素は、最終氷期には常に降雪量を多くするように働いていたとみなしてよいであろう。とするならば、最終氷期における北アルプスの降雪量は、日本海の表面水温によって決定されていたといえることができる。降雪をもたらすのは日本海の海面からの蒸発による水蒸気であるから、まず日本海の表面水温と海面からの蒸発量についてみると、両者は密接な相関をもっている。すなわち藤田・本多 (1966) は冬期の日本海での実測資料に基づいて日本海からの蒸発量と顕熱放出量の推定を行なったが、それによれば両者とも対馬暖流上で極大を示すこと、また 1963 年の豪雪時には、両者とも年平均値の 1.5~2 倍に達したことが明らかになった。原見 (1973)、当舎 (1973) も、蒸発量の大きい海域が対馬暖流の及ぶ範囲と一致することを示している。蒸発量の最大値は秋田沖に現われ、藤田・会多 (1966)、原見 (1973) によれば、これは対馬暖流と風速の最大域の重なるところである。これに対して、寒流に支配される日本海北部、および風速の小さい東朝鮮、若狭湾付近では蒸発量が最小となる。

したがって、風速の影響を除き、シベリア気団の気温を一定とすれば、冬期の日本海からの蒸発量は海面水温によって一義的に決まると考えてよいであろう。ここで蒸発量の多い対馬暖流上と、蒸発量の少ない寒流上での

表面水温を比べてみると、11月の平均表面水温は対馬暖流上では $6\sim 12^{\circ}\text{C}$ であるのに対して、寒流上ではほぼ $-4\sim 4^{\circ}\text{C}$ となっていて著しい違いがある(藤田・本多, 1966; 原見, 1969; 1972)。したがってもし日本海に對馬暖流が流入しなかったり、流入してもその勢力が著しく弱められていたとすれば、日本海の表面水温は低下して、そこからの蒸発量は現在よりはるかに少なくなり、降雪量も減少したと言い得るであろう。

III. 日本列島における最終氷期の氷河の消長

氷河の消長を左右するのは氷河の蓄積(涵養)量と消耗量とのバランスである。氷河の拡大に最も都合のよい気候条件は、したがって、冬に降雪量が多く、夏の気温が低いような気候であるといえよう。現在から次の氷期へ移行していく状態を考えると、まず夏の気温低下によって越冬雪の増大が生じ、次いで氷河化が生ずると考えられる。江戸時代の寒冷期を分析した山本(1974)は、越冬雪の発生条件として、ある程度の降雪さえあれば前冬の寒暖は問題にならず、むしろ夏の気候が重要な因子となると述べた。また間氷期から氷期へと移行する時期の気候が、江戸時代の寒冷期のように夏の低温・多雨にもかかわらず一般に暖冬傾向を伴ない、例外的に異常な厳冬期を同伴する(山本, 1974)ような気候であるならば、降雪量の極端な減少はあり得ないであろう。

いっぽう降雪量の著しい減少をもたらす日本海の水温低下が生じるのは、1) 寒流化によって流入する対馬暖流そのものの水温が低下する場合、2) 海面低下あるいは流向の変化によって対馬暖流の流入がなくなるか著しく弱められる場合、のいずれかまたは両方が生じた時期と考えられる。ここではまず日本列島における最終氷期の氷河の消長から、最終氷期のいずれの時期に降雪量の減少が生じ、日本海の著しい水温低下が推定されるかを論じてみよう。

(1) 60,000年～40,000年前ごろ

この時期は、最終氷期における日本列島の氷河最大拡大期にあたる(Fig. 1)。日高山脈ではポロシリ亜氷期(橋本(亘)ほか, 1972; 小野・平川, 1975a)、立山では室堂氷期(深井, 1974; 1975)、白馬岳周辺では岩岳期(小嶋ほか, 1974)、木曽山地では熊沢氷期(SHIMIZU, 1972; 小野・正木, 1980; 小野・清水, 1982)に相当し、五百沢(1962; 1963; 1979)が横尾氷期の氷河地形としたものの多くはこの時期に形成された地形と考えられる。

日高山脈では1950年代に初めて2回の氷河地形形成

期の存在が明らかにされ(湊・橋本(誠), 1954b; 橋本(誠)・熊野, 1955)、新期の氷河地形形成期(トッタベツ氷期)がヴェルム氷期に、旧期(ポロシリ氷期)がリス氷期に対比された(MINOTO and HASHIMOTO, 1954a; HASHIMOTO and MINATO, 1955)。その後、湊・井尻(1966)はトッタベツ氷期(0～Ⅲの亜氷期に細分)をヴェルム氷期Ⅰ～Ⅳに対比させ、ポロシリ岳七ッ沼カールの新期モレーン群をヴェルム氷期Ⅰ～Ⅳの各時期に対比している。しかし、すでに報告したように(小野・平川, 1975a, b)、七ッ沼カールの新期モレーン群は、その前面に連続するアウトウォッシュ中に恵庭a降下軽石堆積物を含むことから、約15,000年前より後に形成されたことは明らかであり、これを前期または中期ヴェルムのモレーンとすることはできない。

ポロシリ氷期については、七ッ沼カール周辺のポロシリ氷期のモレーン(ロジメント・ティル)中に十勝ローム上部層(小野・平川, 1974)中のものと考えられるパミス粒がみられること、および十勝平野から日高山脈東部かけての地形発達史(平川・小野, 1974; HIRAKAWA 1977)との関わりから、ポロシリ氷期はヴェルム氷期の前半、ほぼ60,000年～30,000年前ごろの亜氷期に対比される可能性が強いと考えられた(小野・平川, 1975a)。また、氷河地形や堆積物の分布、開析度、山地周辺における地形発達史の類似性などからポロシリ亜氷期に対比される立山の室堂氷期も、そのロジメント・ティル(室堂礫層: 深井, 1974; 1975)が立山火山第Ⅱ期の火砕流堆積物の上位にあることから、この火砕流堆積物の年代が80,000年前ごろであるとすれば、明らかにヴェルム氷期前半の亜氷期に対比される(小野, 1975)と考えられていた。

この推定は、近年、町田・新井(1979)によって裏付けられた。すなわち町田・新井(1979)、MACHIDA(1980)は、室堂礫層の直下にある雪鳥台砂礫層(深井, 1974; 1975)が大町テフラのEPmに対比される降下軽石堆積物であることを明らかにし、また室堂礫層を覆う玉殿熔岩とほぼ同時期の美松平熔岩が大山倉吉軽石(DKP)に覆われることから、室堂氷期の年代を60,000年～45,000年前ごろ(とくに55,000年～50,000年前ごろ)と推定した。玉殿熔岩は美松平熔岩と同じく立山火山第Ⅲ期の熔岩であり、玉殿熔岩の方が美松平熔岩よりおそらく古いと考えられている(YAMASAKI *et al.*, 1966)。しかし両者の直接の上下関係は確かめられておらず、玉殿熔岩がDKPに覆われる美松平熔岩より多少新しくなる可能性もある。その場合には、室堂氷期の

ice-wedge casts
involutions
inland dunes

Fig. 1 Tentative correlation of glacial stages in Japanese high mountains, the major periods of valley fillings and formation of fossil periglacial phenomena and the glacial and sea level fluctuations.

The chronology of glacial stages was revised by the present author, based on data obtained after publication of the original papers cited.

(1) FUKAI (1974; 1975), MACHIDA & ARAI (1979), MACHIDA (1980), (2) KOAZE *et al.* (1974), (3) KOBAYASHI & SHIMIZU (1966), SHIMIZU (1972), ONO & MASAKI (1980), ONO & SHIMIZU (1982), (4) IOZAWA (1962; 1963; 1979), (5) ONO & HIRAKAWA (1975a), (6) ONO & MASAKI (1980), (7) HIRAKAWA & ONO (1974), (8) ONO (1980; 1981a), (9) MACHIDA (1975), KAIZUKA *et al.* (1977).

終了年代は町田・新井 (1979) の推定より多少若くなるであろう。

いっぽう木曽山地では, KOBAYASHI and SHIMIZU (1966) によってポロシリ亜氷期・室堂氷期に対比可能な熊沢岳カールの旧期モレーン上から御岳火山の **Pm-IV** (**Sco-I**) が発見され, 約 27,000 年前よりやや古い亜氷期 (熊沢氷期) を示すと考えられた (SHIMIZU, 1972; 小林, 1977). しかしその後, **Pm-IV** は 27,000 年 B.P. ごろの ¹⁴C 年代を示す木曽川泥流とは対比されないことが明らかとなり, **DKP** との原位関係にまだ不確かを残すものの, その降下年代はほぼ 40,000 年～45,000 年前ごろと考えられるようになった (町田・新井, 1979). したがって熊沢氷期の年代はこの年代の直前まで遡ることになる。

以上のべたように, 日本列島における氷河の最大拡大期は, 一般に最終氷期中の最寒冷期とされる氷床の最大拡大期 (18,000 年前ごろ) にはるかに先行することが明らかになりつつある. その要因として, 筆者は前章でのべたような日本列島における特殊な降雪機構をあげ, 氷

床の発達が不十分で, したがってまだ海水準が大きく低下せず, 対馬暖流の日本海への流入が著しく妨げられなかった最終氷期の前半に, 日本列島の山岳氷河は最も拡大し得たと考えた (小野・平川, 1975a; ONO, 1977; 1980). 同様の考え方は, 日本アルプスの氷河地形を必ずしも認めない立場にたつ新井 (1975) によっても示されている. また小嶋 (1980) も, 最終氷期前半にはまだ対馬暖流が日本海に流入していたことが, とくに北アルプス北部での著しい氷河拡大をもたらしたことを強調した。

(2) 25,000 年～15,000 年前ごろ

日高山脈ではトッパツツ亜氷期の前半, 立山では立山氷期 I (一ノ越亜氷期), 白馬岳周辺では赤倉沢期, 木曽山地では駒氷期の前半に相当し, 五百沢 (1962; 1963; 1979) が檜沢氷期の氷河地形としたものの一部はこの時期に形成された. 横尾氷期の氷河地形とされたものも, その一部はこの時期に形成された可能性が高い (後述する黒部五郎岳東面のカール下方のラテラル・モレーンなど). しかし, 氷河の拡大した範囲は, いずれの地域に

においても、60,000年～40,000年前ごろの亜氷期に比べると著しく小さかった(小町・平川, 1975a; 五百沢, 1979)。

この時期における最初の氷河前進期は、赤倉沢期のモレーン中の木片の ^{14}C 年代(小崎ほか, 1974)によれば約25,000年前である。また立山では始良・Tn火山灰(AT)直下の融氷河堆積物らしい礫層の存在や、AT降下期直前とみられる栗巢野段丘の離氷期から、一ノ越亜氷期の年代はAT降下期以前と推定されている(町田・新井, 1979; MACHIDA, 1980)。木曾山地周辺でも、堆積が続いていた(小野・正木, 1980)。

以上の資料から、25,000年～21,000年前ごろにかけて亜氷期の存在を考えることができるが、25,000年B.P.という年代は赤倉沢期の氷河最大拡大期に近い年代を示すものであるから、氷河の発達はいずれよりやや早い時期に始まり、25,000年B.P.以降は氷河の停滞ないし後退期と考えるべきかもしれない。

世界的な最寒冷期とされる18,000年前ごろに関しては、実は何も資料がないのが現状である。各地域の氷河地形から判断する限り、21,000年～15,000年前ごろまで、氷河は大きな前進や後退をしなかったようにみえるが、モレーンの年代資料が得られていないために結論を下すことができない。さらに今後の研究が必要である。

(3) 15,000年～10,000年ごろ

日高山脈ではトッターリ亜氷期の後半、立山では立山氷期Ⅱ・Ⅲ(浄土亜氷期)、白馬岳周辺では金山沢期・白馬沢期、木曾山地では駒氷期の後半に相当する。五百沢(1962; 1963; 1979)の区分では、涸沢氷期の氷河地形とされたものの大部分が、この時期になお残存していた氷河によって形成されたものと考えられる。

すでに述べたように、日高山脈ではトッターリ亜氷期のリセッショナルモレーンの大部分がこの時期に形成され、約15,000年前以降に氷河の後退が始まったことが明らかにされている。化石周氷河現象では、15,000年B.P.前後に一度、北海道東部でアイスウェッジの形成をとまうか、あるいはそれに近い寒冷な冬が推定され(Ono, 1981)、内陸砂丘の形成(木村ほか, 1978)にみられるような乾燥気候が続いたと考えられることから、降雪量は15,000年B.P.前後にはまだ極めて少なかったであろう。それ以後の氷河の後退は、主として夏の気温の上昇によるものと考えられる。

しかし、気温の上昇にもかかわらず10,000年前ごろ

まで氷河が存在し得たのは、晩氷期後半からの降雪量の増大が気温の上昇をある程度まで相殺していたためであるかもしれない。SAKAGUCHI(1978)、安田(1980)の推定した13,000年前ごろからの降雪量の増大は新期モレーン群の絶対年代資料が得られるようになれば氷河地形からも検証できるであろう。

IV. 降雪量の復元

前章では、氷河地形から復元される最終氷期の降雪量の相対的な増減についてのべた。ここではさらに、降雪量を具体的な数値で復元することを試みる。復元のための基本的な考え方についてはすでに報告した(Ono, 1981b)ので、ここでは降雪量を復元する手順についてやや詳しくのべ、復元上のいくつかの問題点について論じることとする。

(1) 地形条件

対象とした氷河地形は北アルプス北西部、黒部五郎岳(2839.6m)東面の氷河地形である(Fig. 2)。この氷河地形は、次のような利点をもっている。

i) ラテラルモレーンの発達がよいために氷河の平面形状を復元しやすい。

ii) 氷食谷の両側に高い急な谷壁がないために、氷河の質量収支を考える際、谷壁から雪崩などによって氷河上に供給される移流分を考慮せずすむ。

iii) 日本の高山では氷河地形の風上側に広い風衝斜面が発達し、氷河の蓄積には風衝斜面から吹き払われてきた雪が大きな役割を果たしている場合が多い。しかしこの氷河地形では、カールの風上側³⁾の風衝斜面の面積が極めて小さい(Fig. 2)ので、氷河の質量収支を考える際、風衝斜面からの移流分を一応無視することができる。

氷河地形の詳しい記載は稿を改めて行なう予定であるので、ここでは後の議論に必要な点に限って地形の要点をのべよう。

この氷河地形は黒部五郎岳の山体を東側からえぐる大きなカールと、その下流側(五郎沢)に続く浅いU字谷状の氷食谷からなる。カールは明瞭なカール壁によって三方を囲まれ、カール底は2,600m、2,520m、2,490m付近にそれぞれ平坦な部分をもちながら、ゆるやかに下流側へ傾斜している。2,490m付近の平坦部の下流端は明瞭な傾斜の変換点をなし、ここから下流側は急傾斜しているが、下方にも何ヵ所か平坦部があり、氷食谷階段

3) 丸安ほか(1967)の風向図によれば、降雪期の黒部五郎岳周辺では、南から北へ向う風と、西から東へ向う風の成分がみとめられる。

Fig. 2 Reconstruction of Kurobegoro Glacier at the stage II.

の地形を示す (Fig. 3).

五郎沢に沿っては3列のラテラルモレーンがみとめられるが、そのうち高位から2番目のモレーンが最も顕著で、とくに五郎沢の右岸に沿って明瞭な堤防状の高まりをつくっている (Fig. 2). 最高位のラテラルモレーン⁴⁾の形成期を第Ⅰ期、最も顕著なラテラルモレーンの形成期を第Ⅱ期、このモレーンの内側に途中から分岐するようなかたちで2,280 m 付近までのびるモレーンの形成期を第Ⅲ期、さらに氷河が後退して2,440 m 付近にモレーンをつくった時期を第Ⅳ期、2,500 m 付近のモレーン形成期を第Ⅴ期とする (Fig. 3). これらのモレーン形成期についてはまだ絶対年代資料がないため、それぞれの形成年代については推定の域を出ない。五百沢 (1979) は第Ⅳ期以降を涸沢氷期、それ以前のモレーンを横尾氷期に対比している。しかし黒部川源流域では、氷河の最大拡大期に五百沢 (1979) の推定した範囲をはるかにこえて、大規模な谷氷河が広がっていた可能性が強い。詳細については稿を改めて報告する予定であるが、黒部川源流を埋めた谷氷河は、少なくとも薬師沢出合付近まで流下していたと考えている。この氷河の最大拡大期は、その氷河の広がりや規模や、氷河地形の保存状態からみて、立山の室堂氷期、白馬岳の岩岳期などに対比され得るものである。したがって本論では、第Ⅰ期、第Ⅱ期の氷河拡大期を、最終氷期の後半、ほぼ25,000年

前ごろ⁵⁾の氷河拡大期と考えて以下の議論を進めることにしたい。なお以下に復元を行なう黒部五郎岳東面のカール氷河を、便宜的に黒部五郎氷河と呼ぶことにする。

(2) 氷河の平面形の復元

ラテラルモレーンの分布範囲では、モレーン形成時の氷河はラテラルモレーンにはさまれた空間にあり、その表面高度はラテラルモレーンの稜線の高度とほぼ等しいから、氷河の平面形状をよい精度で復元することができる。ただし五郎沢の左岸側ではラテラルモレーンの保存が悪く、1/2.5万の地形図からはモレーンの位置を正確に読取ることが難しい。このため氷河の幅については±25 m 程度の誤差を含んでいるであろう。

カール内部の氷河分布については、氷河表面より上方に突出したカール壁は強力な凍結破砕作用を受けてアレート状を呈することが多いのに対して、氷河表面より下に埋没したカール壁は滑らかなロッシュ・ムトネ状を呈する場合が多いことから、氷河の表面は両者の地形が現れる境界付近にあったと推定することができる。このカールでは黒部五郎岳山頂直下のカール壁が極めてよく保存されており、野外調査の結果によれば、氷河の表面上に突出していたカール壁の高さは、この部分では100～130 m に及ぶ、すでに崖錐によって下半分を覆われたカール壁での氷河の表面高度は、上記の値をもとに地形的な特徴をできる限り考慮しながら推定した。

最も問題となるのはターミナルモレーンの残されていない氷舌端の高度である。五郎沢では標高2,200 m 付近から2,130 m 付近にかけて谷床の傾斜が急になり、それにもなつて谷幅も狭くなる (Fig. 2). 後述するように第Ⅱ期の均衡線の位置は2,490 m 付近に推定されるので、氷河の涵養 (蓄積) 域はそれより上流側だけであり、このように限られた涵養域をもつカール氷河がこの急傾斜部を越えてさらに下流にまで流下したとは考え難い。したがって、第Ⅱ期の黒部五郎氷河はこの急傾斜部で氷瀑をなして終わっていたと考え、氷河の平面形状を Fig. 2, その縦断面を Fig. 3 のように復元した。

(3) 均衡線の復元

氷河上で全蓄積量 ($\sum Aa$) と全消耗量 ($\sum Ab$) とが等しくなる点を結んだ線が均衡 (平衡) 線 (equilibrium

- 4) 五郎沢右岸では、黒部乗越から北流する支沢の右岸側にある小尾根として地形図上に表現されているもの (標高2,250～2,270 m 付近) に相当する。
- 5) 第Ⅰ期の氷舌端は五郎沢と黒部川との合流点付近にあったと考えられる (Fig. 3) が、黒部川上流部では氷河がさらに拡大していたらしいことがその後の調査で明らかになった。そこで本論ではこの氷河の最大拡大期を60,000年～40,000年前ごろと考え、第Ⅰ期、第Ⅱ期を25,000年前ごろの氷河拡大期と考えておく。

Fig. 3 Reconstructed longitudinal profiles of Kurobegoro Glacier at stages I, II, III, IV and V.

Table 1 Monthly mean air temperature at Toyama and Wakkanai during the ablation season.

	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Ann. Mean
Toyama	10.3	15.9	20.3	24.5	25.7	21.4	15.2	13.2 (°C)
Wakkanai	4.0	8.4	12.2	16.7	19.6	16.6	10.7	6.2
depression	6.3	7.5	8.1	7.8	6.1	4.8	4.5	7.0

line) である。過去の氷河の均衡線の位置を地形的に推定することは必ずしも容易ではないが、大きなラテラルモレーン形成時の氷河は平衡状態にあったと考えられるから、均衡線はラテラルモレーンの上流端より上流側にあって変動せず、氷河の質量収支はほぼ0で、氷河は前進も後退もしなかったと仮定することができる。第Ⅱ期の黒部五郎氷河では、均衡線は涵養域であるカール底高度の上限(約2,600m)と、ラテラルモレーンの上流端の高度(約2,470m)との間になければならない。均衡線では氷河の速度が最大となるので底面での侵食も増大する。そこで、顕著な平坦面をもち、傾斜の変換点をなす2,490m付近を当時の均衡線の位置とした。(Figs. 2, 3).

(4) 氷河上での消耗期の平均気温($\bar{\theta}_a$)の復元

後述するように、最終氷期の亜氷期には、ポーラーフロントが日本列島の南部近くまで南下していた可能性が強いことから、第Ⅰ次近似として、亜氷期の富山の気温を現在のポーラーフロントの北限(鈴木, 1962b) 近くにある稚内の気温におき代える(Tab. 1)。その結果は、年平均気温にして7°Cの低下があったことになり、この気温低下量は従来、花粉分析によって算定されていた値(たとえば YASUDA, 1978)とも矛盾しない。

現在の日本アルプスにおける夏の気温低減率については種々の値が出されているが(たとえば長谷川, 1977)、気温低減率は気象条件の違いによって一定ではない。氷期の気温低減率の推定はさらに困難であるから、ここでは気温低減率を0.6°C/100mと仮定して、Tab. 1で

Table 2 Estimated monthly mean air temperature during the ablation season ($\bar{\theta}_a$) and total ablation ($\sum Ab$) at each altitudinal range of Kurobegoro Glacier. Total ablation is calculated in the case where $\bar{f}$ equals to 0.6.

altitude (m)	monthly mean air temp.			$\bar{\theta}_a$ (°C)	$\sum Ab$ (m·wat)
	July	August	Sept.		
2,700	0.5	3.1	0.2	1.27	0.70
2,650	0.8	3.3	0.5	1.53	0.85
2,600	1.1	3.6	0.8	1.83	1.01
2,550	1.4	3.9	1.1	2.13	1.18
2,500	1.7	4.2	1.4	2.43	1.34
(2,490)	1.8	4.3	1.5	2.53	1.40
2,450	2.0	4.5	1.7	2.73	1.51
2,400	2.3	4.8	2.0	3.03	1.67
2,350	2.6	5.1	2.3	3.33	1.84
2,300	2.9	5.4	2.6	3.63	2.01
2,250	3.2	5.7	2.9	3.93	2.17
2,200	3.5	6.0	3.2	4.23	2.34
2,150	3.8	6.3	3.5	4.53	2.50
2,100	4.1	6.6	3.8	4.83	2.67

もとめた亜氷期の富山の気温から、黒部五郎氷河上の各高度における消耗期の気温を計算する。Tab. 2 に示したように、黒部五郎氷河の上では消耗期は7月～9月であり、この3ヶ月の平均気温から $\bar{\theta}_a$ がもとめられる。

(5) 氷河上の各高度における全消耗量 ($\sum Ab$) の復元

次に、現在の越年雪渓でもとめられた雪渓上のある地点における全消耗量と消耗期の積算気温との関係式 (新井・関根, 1973)

$$\sum Ab = \sum f \cdot \theta_a = n \cdot \bar{f} \cdot \bar{\theta}_a \dots\dots\dots (1)$$

をもちいて、氷河上の各高度における全消耗量の復元を行なう。ここで全消耗量は水当量 (cm)、 f は Degree-day factor (cm·water equivalent/day·°C)、 $\bar{f}$ は消耗期間の Degree-day factor の平均値、 θ_a は消耗期間の日平均気温 (°C)、 $\bar{\theta}_a$ は消耗期間の平均気温 (°C)、 n は消耗期間の日数である。

黒部五郎氷河の各高度では $n=91$ で、 $\bar{\theta}_a$ はすでにもとめられているから、消耗期間の Degree-day factor の平均値 $\bar{f}$ をもとめれば、氷河上での全消耗量が計算で

きることになる。 $\bar{f}$ については現在の越年雪渓について多くの値が実測あるいは算出されており、新井・関根 (1973) によれば $\bar{f}$ の値は多くの場合 0.4～0.5 であるが、大雪山の雪壁雪渓では 0.66～0.67 となり、とくに南に面する雪壁雪渓では、7・8月には $\bar{f}$ が 1.1 に達するという。これに対して樋口 (1980) はその後の観測値から、 $\bar{f}$ の値を北海道・東北の山地では約 0.7、中部山岳では 1.0 程度とみなした⁶⁾。中部山岳で $\bar{f}$ の値が大きくなるのは、融雪期の一部が梅雨期と重なるため、大気中の水蒸気が雪面で凝縮する際に放出される潜熱が融雪を促進するためと考えられている。 $\bar{f}$ の値は斜面の向きによっても異なり、北海道・東北の山地でも、北斜面では 0.6～0.7 であるのに対して、南斜面では 0.7～0.8 に増大する (樋口, 1980)。

最近、高橋ほか (1981) は雪壁雪渓の融雪の長期観測を行ない、融雪に関与する各熱収支項、すなわち顕熱、潜熱、長波放射熱、短波放射熱および降水による熱量それぞれについての詳しい検討を行った。7月～10月上旬にかけての $\bar{f}$ の値は 0.96 であった。その研究によれば、現在の日本の越年雪渓の融雪は、世界各地での氷河・雪渓の融雪に比べ、気温が高いために顕熱および潜熱の寄与率が高いことが明らかにされている。融雪期の気温が低下した氷期には融雪の機構も当然変化したであろうし、長波放射熱に影響する雪量や、短波放射熱に影響するアルベドも、現在とは異なっていたにちがいない。とくにアルベドは、全体が消耗域にあるため、表面が汚れ層からなっている越年雪渓のアルベドが8月で 0.45、5月でも 0.55 程度である (久保田ほか, 1978) のに対して、表面の汚れが極めて少ない雪面が広がっていたと考えられる黒部五郎氷河の涵養域ではさらに大きな値をとっていたことが推定される。

新井・関根 (1973) は熱収支計算によって現在の中部山岳の高度 1,000 m での $\bar{f}$ の値をもとめ、傾斜 20° の東向斜面では 0.49 という値を得た。 $\bar{f}$ の値は高度とともに増大するので、黒部五郎氷河の均衡線があった標高 2,490 m 付近の東向斜面 (傾斜約 13°) では、現在の $\bar{f}$ の値はこれより大きく 0.6 程度であろう。氷期の $\bar{f}$ の値を決定することは現状では困難であるから、本論では一応 0.3～0.8 までの $\bar{f}$ の値について計算を行なった。一例として、Tab. 2 に $\bar{f}=0.6$ としたときの各高度にお

6) ここで樋口が扱っているのは融雪水量を $M(\text{g/cm}^2)$ 、消耗期の積算気温を $\sum T(^\circ\text{C}\cdot\text{day})$ として、

$$M = k \sum T$$

と表わしたときの Degree-day factor, $k(\text{g/cm}^2\cdot^\circ\text{C}\cdot\text{day})$ の値であるが、実質的にはこれを $\bar{f}$ の値として読みかえて差支えないであろう。

Table 3 Net accumulation (ablation) at each altitudinal range of Kurobegoro Glacier and its mass balance.

altitudinal range (m)	S (surface) $\times 10^4 \text{ m}^2$	$\bar{\theta}_a$ ($^{\circ}\text{C}$)	net accumulation (ablation) at each altitudinal range						$\times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{wat}$
			$\bar{f}=0.3$	$\bar{f}=0.4$	$\bar{f}=0.5$	$\bar{f}=0.6$	$\bar{f}=0.7$	$\bar{f}=0.8$	
2,700—2,750	14.63	1.27	+4.97	+6.73	+8.48	+10.18	+11.85	+13.60	Accumulation area
2,650—2,700	14.56	1.53	+4.08	+5.39	+6.70	+8.04	+9.32	+10.78	
2,600—2,650	17.31	1.83	+2.42	+4.50	+5.54	+6.70	+7.80	+9.00	
2,550—2,600	16.31	2.13	+1.79	+2.45	+2.94	+3.57	+4.24	+4.73	
2,490—2,550	13.31	2.43	+0.40	+0.53	+0.67	+0.75	+0.80	+1.07	
2,450—2,490	12.88	2.73	-0.77	-0.90	-1.16	-1.41	-1.67	-1.93	Ablation area
2,400—2,450	11.13	3.03	-1.56	-2.00	-2.56	-3.08	-3.56	-4.12	
2,350—2,400	8.88	3.33	-1.95	-2.66	-3.28	-3.93	-4.61	-5.24	
2,300—2,350	10.00	3.63	-3.10	-4.10	-5.10	-6.09	-7.10	-8.10	
2,250—2,300	7.94	3.93	-3.10	-4.12	-5.08	-6.14	-7.14	-8.16	
2,200—2,250	3.25	4.23	-1.53	-2.04	-2.54	-3.06	-3.58	-3.74	
2,150—2,200	2.25	4.53	-1.24	-1.67	-1.40	-2.49	-2.77	-3.31	
2,100—2,150	0.56	4.83	-0.36	-0.48	-0.60	-0.83	-0.83	-0.95	
$\sum (\sum NAc)$			+1.37	+1.96	+2.43	+2.92	+3.40	+3.92	$\times 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{wat}$
$\sum (\sum NAb)$			-1.36	-1.80	-2.17	-2.69	-3.13	-3.56	
mass balance			+0.01	+0.16	+0.26	+0.23	+0.27	+0.36	(m·water)
F_0			0.70	0.93	1.16	1.40	1.63	1.86	

ける全消耗量を示す。

(6) 氷河の各高度における正味収支の復元

氷河上での全蓄積量 ($\sum A_c$) は降雪量 (F_0) と、ナドレや地ふぶきによる移流量 (F_1) との和で表わされる。しかし初めにのべたように、黒部五郎氷河では F_1 の占める割合は小さいと考えてよい。ここでは、カール壁から離れた均衡線付近では F_1 の量は無視できるほど小さく、均衡線では全蓄積量が降雪量によってまかなわれていたと仮定する。すなわち、

$$\sum A_c \cdot eq = F_0 \cdot eq \dots\dots\dots (2)$$

$\sum A_c \cdot eq$: 均衡線での全蓄積量 (cm·water)

$F_0 \cdot eq$: 均衡線での降雪量 (cm·water)

全蓄積量が全消耗量に等しい場所が均衡線であるから、

$$\sum A_c \cdot eq = \sum A_b \cdot eq \dots\dots\dots (3)$$

$\sum A_b \cdot eq$: 均衡線での全消耗量 (cm·water)

(1)(2)(3) 式より

$$F_0 \cdot eq = n_{eq} \cdot \bar{f} \cdot eq \cdot \bar{\theta}_a \cdot eq \dots\dots\dots (4)$$

n_{eq} , $\bar{f} \cdot eq$, $\bar{\theta}_a \cdot eq$ はそれぞれ均衡線での消耗期間の日数, Degree-day factor の平均値 (cm·water equivalent/day· $^{\circ}\text{C}$), 消耗期の平均気温 ($^{\circ}\text{C}$)。

一般に積雪水量は高度によって変化し、森林限界より上方では高度とともに減少する (たとえば菅谷, 1949 ;

樋口, 1980) が、高山における降雪量の高度による変化を見積ることは氷期・現在を問わず困難であるから、ここでは第1次近似として、黒部五郎氷河の分布高度範囲 (2,750~2,100 m) では、各高度での全蓄積量 ($\sum A_c$) が均衡線での降雪量 ($F_0 \cdot eq$) に等しかったと仮定する。

以上の仮定に基づけば、黒部五郎氷河の各高度における正味蓄積 (消耗) 量は次式で計算される。

$$\begin{aligned} NAc(NAb) &= F_0 \cdot eq - \sum Ab \\ &= F_0 \cdot eq - n \cdot \bar{f} \cdot \bar{\theta}_a \dots\dots\dots (5) \end{aligned}$$

NAc : 各高度における正味蓄積量 (+) (cm·water)

NAb : 各高度における正味消耗量 (-) (cm·water)

(7) 氷河の質量収支と降雪量の復元

次に黒部五郎氷河全体の質量収支を計算する。Fig. 2 に示したように、黒部五郎氷河を 50 m 毎の高度帯 (均衡線をはさむ高度では 40 m と 60 m の高度帯) に区分し、各高度帯に属する氷河面積 $S(\text{m}^2)$ を測定⁷⁾ して、各高度帯における正味蓄積量の和 ($\sum NAc$) または正味消耗量の和 ($\sum NAb$) を次式で計算する⁸⁾。

$$\sum NAc(\sum NAb) = (F_0 \cdot eq - n \cdot \bar{f} \cdot \bar{\theta}_a) \times S \dots\dots (6)$$

氷河全体の質量収支は、式 (6) でもとめられた各高度帯での正味蓄積 (消耗) 量の和を、さらにそれぞれ涵養

7) 面積の測定は、国土地理院発行の 1/2.5 万地形図を筑波大学水理実験センターにある自動面積計 (林電工 (株) 製, AAM-7 型, 読取最小単位 1 mm²) にかけて行なった。

8) 便宜上、各高度帯の下限での正味蓄積 (消耗) 量を各高度帯の代表値とした。ただし 2,490~2,550 m の高度帯では 2,500 m の値を代表値とした。

域と消耗域全体について積算した値のバランスによって示される (Tab. 3 の $\Sigma(\Sigma N4c)$ と $\Sigma(\Sigma N4b)$). 表から明らかなように、両者の差は f の値にかかわらずほぼ 0 に近く、質量収支は成り立っていて、この氷河が平衡状態にあったとした最初の仮定が満足されていることがわかる。このことは、本章の (1)~(2) で行なった地形学的な証拠に基く黒部五郎氷河の復元が妥当であったこと、および質量収支の復元に際して (3)~(6) で用いた古気候学的な資料や仮定が、第 1 次近似として妥当であったことを示している⁹⁾。

しかし Tab. 3 にみられるように、最終的に復元された降雪量は、 f の値によって大きく異なる。したがって、本論で述べた方法によって氷期の降雪量を具体的な数値で復元する可能性は開かれたものの、それを正しく見積るためには、当然のことながら氷期の f の値を正しく推定しなければならない。前述したように、氷期における涵養域でのアルベドの増大とボーラーフロントの南下にともなう融雪期の降雨減少は、いずれも f の値を小さくするように働くと考えられるので、筆者は現在のところ、氷期の f の値は北アルプスでは大きくとも 0.5~0.6 を越えないであろうと推定している。 $f=0.6$ のときの降雪量は水当量で 1.40 m·water、 $f=0.5$ では 1.16 m·water であり、黒部川上流域での現在の平均積雪水量が約 2 m·water (関西電力工務部, 1962) であるとする¹⁰⁾、当時の降雪量は現在の降雪量の多くとも 50~70% 以下という結論が得られる。かつて小笠原 (1965) は、氷期の輪島の冬の降水量が現在の稚内の冬の降水量と同程度であったと考えて、氷期の北アルプスの降雪量は現在の降雪量の約 40% であったと推定したが、これは $f=0.3\sim0.4$ としたときの降雪量に相当する。

最近、成瀬ほか (1981) は、雪面での熱収支計算にもとづき、氷期の北海道の山地における降雪量の復元を行なった。この復元は、氷期の氷河の雪線高度における総融雪量を総積雪量によりみかえようとする点で、筆者の行なった復元と同じ考え方にたっている。具体的な氷河の復元や質量収支の検討はなされていないが、熱収支各要

素が詳しく検討されたほか、気温減率が考慮されていることは、こうした復元の妥当性を論じる上で大きな意味をもつであろう。この復元によれば、年平均気温が 6°C 低下したときの日高山脈や大雪山での積雪量は、現在の 50% 以下であったと考えられており、筆者が北アルプスで得た値とほぼ同様の降雪量の減少が推定されている。

V. 結 論

本論では、まず現在の日本海の高況と降雪量との関係について論じ、従来の研究から、日本海の表面水温とそこからの蒸発量、および降雪量との間には密接な関係があることを示した (第 II 章)。次いで最終氷期の日本列島における山岳氷河の消長について現在までに得られている資料を提示し、山岳氷河の拡大期は最終氷期の前半 (60,000 年~40,000 年前ごろ) と最終氷期の後半 (25,000 年~10,000 年前ごろ) の 2 つの時期に大きく区分されることを明らかにした (第 III 章)。氷河の拡大は、最終氷期の後半に比べて前半の拡大の方がはるかに大きく、いっぽう気温は、かえって後半の方が低下量が大きい (小野・平川, 1975a; Ono, 1981a) ので、降雪量の減少が最終氷期の後半に著しかったことが推定される。

そこで次に、最終氷期後半の亜氷期の初めにあたる、約 25,000 年前ごろの氷河拡大期に形成されたと考えられる氷河地形から当時の降雪量を具体的な数値で復元することを試みた (第 IV 章)。用いた氷河地形は北アルプス黒部五郎岳東面のカールとラテラル・モレーンで、これらからラテラル・モレーン形成時のカール氷河を復元し、その氷河の質量収支を検討することにより降雪量を復元した。それによれば当時の降雪量は現在の 50~70% 以下と推定され、降雪量の減少が裏付けられた。

ところで第 II・III 章で明らかにしたように、日本アルプスにおける降雪量の減少は、日本海に流入する対馬暖流の消長と、それにもとづく日本海の高況の変化にその原因をもっている。そこでここでは、最終氷期の前半と後半の亜氷期について、これらの点を整理し、最終氷期

9) 氷河の質量収支が満足されても、その氷河の流動速度が現実の氷河ではあり得ないような数値として復元されたとすれば議論の妥当性は失われる。氷河流動についての議論は別稿で行なう予定であるが、結果だけを見ると、均衡線での流速は $f=0.3$ のとき 20 m/year、 $f=0.8$ のとき約 80 m/year と復元され、温暖氷河の流速としてはほぼ妥当な値 (たとえば EMBLETON & KING, 1975) が得られている。

10) 丸安ほか (1967) によれば、黒部五郎岳周辺の空中写真判読に基く積雪深は 3~7 m (水当量を 0.32 とすれば積雪水量にして約 1~2.2 m·water) に及んでおり、かなりの幅がある。実測値のない現状では問題が残るが、植生などから考えても対象とした氷河地形上での積雪深はかなり大きいとみなせるので、ここでは一応 2 m·water の値をとった。

中の海水準変動に関わる問題点をまとめてみよう。

1) 60,000年～40,000年前ごろ

第三章でのべたように、この時期には、日本アルプスや北海道の山岳に多量の積雪がもたらされていたと考えられることから、対馬海峡からの対馬暖流の流入は、なお活発であったと推定される。対馬海峡の海底地形からみて、海面低下量は最大でも80m前後を越えなかったと考えることもできよう。

すでにのべたように、この時期の氷河作用の拡大は夏の大きな気温低下を指示する。また北海道から本州中部にかけての諸河川ではほぼこの時期に顕著な堆積段丘の形成がみられ(塩島・吉村, 1972; 平川・小野, 1974; MACHIDA, 1980; 平川・中村, 1980; 小野・渡辺, 1982など)、段丘礫層は現河床より礫径が小さく、また円磨度の低い礫からなることから、洪水流量や洪水頻度の減少が推定されている(小野・平川, 1975a; 小野・正木 1980)。これらの地域で現在、掃流物質を運搬するような洪水をもたらしているのは台風と梅雨にともなう豪雨である(武田・二宮, 1977)から、洪水流量・頻度の減少は、これらの要因による降水が減少したことを示すものであろう。したがって、現在は夏に北海道北部まで達しているポーラーフロント(鈴木, 1962b)は、この時期、本州中部より南、おそらく四国～九州付近まで南下していた可能性が高い。日本海においても、それにともなって現在は冬期間に限られている寒流域の南下が夏まで持続し、日本海の水面の温度低下をもたらしたのではないかと推定される。したがって、この時期に、日本海への対馬暖流の流入を妨げるような120m以上に及ぶ海面低下が生じたか否かについては、なお今後の検討が必要であらう。

しかし、近年、精力的に行なわれるようになった日本海の深海底コアの分析からは、これとは異なる見解が出されている。

たとえば大場ほか(1981)、新井(房)ほか(1981)は、酸素同位体法による古水温の測定のコア中の有孔虫化石群集の分析から、60,000年～23,000年前にはすでに対馬暖流の日本海への流入はなくなっていたと結論した。このコアの採取地点は隠岐堆にあって現在の1月の平均海水温は12～13°C、7月の平均海水温は22～23°C(原見, 1973)のところである。年平均海水温はほぼ17～18°Cとなるから、酸素同位体法によるこの時期の古水温が8～10°Cであるとすれば、日本海の水況の大きな変化が想定されることになる。

この時期の古水温が8～10°Cを示すことについて、

新井(房)ほか(1981)は、朝鮮海峡・津軽海峡から比較的低温の海水が流入したためと考えた。しかしこの時期の海水温の低下は、対馬海峡の陸化による閉塞に起因するのではなく、むしろ対馬暖流自体の流向の変化、低温化によるのではなからうか。設楽(1978)が明らかにしたように、現在でも11月から1月にかけて、日本海の表面水温の降温域は次第に南へ移動している。これは現在でも冬期には寒流の勢力が強まり、対馬暖流を南におしやっているためであろう。

いずれにしても、海底コアの分析から得られた古水温(大場ほか, 1981; 新井(房)ほか, 1981)はこの期間を通じてほとんど変化がなく、これは花粉分析など、氷河の消長以外の資料から得られているこの期間の気温や環境変化(たとえばYASUDA, 1978)とも調和しない。最終氷期の約4万年間にわたって日本海の水況がほぼ一定であったとは考えにくいので、外挿された年代目盛や古水温の算出方法の再検討とともに、さらに下位にまで達する連続コアの分析が望まれよう。また同時期、同海域のコアについて珪藻遺骸群集の分析を行なった小泉(1981)が50,000年B.P.前後に対馬暖流の日本海への流入をみとめていることも、今後の十分な検討を要する問題であらう。

2) 25,000年～15,000年前ごろ

25,000年前ごろの降雪量が現在の50～70%以下であったとすれば、対馬暖流の日本海への流入はかなり減少するとともに、対馬暖流自体の水温低下も進行していたであらう。しかし対馬海峡はまだ開いていたと考えられるので、当時の海面低下量は80～100m程度であったと思われる。新井(房)ほか(1981)によれば、日本海の水況に著しい変化が生じたのは23,000年前ごろで、これ以後、日本海の淡水化が進んだ。これは海面低下がさらに続いた結果、ほぼこのころに日本海が閉塞されたことを意味するのであろう。日本海の閉塞化にともない、降雪量は著しく減少した。このことは、18,000年B.P.前後の氷河作用が、25,000年前ごろに比べてさらに縮小していたと考えられることと調和的である。

もし新井(房)ほか(1981)が算出したように、60,000年～40,000年前ごろの日本海の水温がすでに8～10°Cまで下がっていたとするならば、降雪量が前の時期に比べて著しく減少した最終氷期後半のこの時期には、さらにそれを上回る水温の低下があったとみなければならぬ。もしそうだとするならば、それは冬期における日本海の結氷が、かなり広範囲に生じたということであらう。鈴木(1962a)は、周氷河地形と化石周氷河現象の分

布から最終氷期の海面最大低下期における降雪の分布限界線をひき、小樽以北では雪が降らなかったと考えられることから、小樽以北の日本海が結氷したと解釈した。しかしこの論文では海面低下量を 100 m とし、対馬暖流はなお日本海に流入していたと仮定されている。すでに述べたように、氷河作用の規模から考えると、海面最大低下期における対馬暖流の流入は認め難い。またその後の研究によれば、小樽以南でも裏日本・準裏日本気候区（鈴木，1962b）にわたって化石周氷河現象が見出されており（小崎，1980），結氷限界を小樽付近にひかなければならない必然性はないように思われる。海水準低下によって宗谷海峡が陸化すれば、オホーツク海の海水の日本海への流入は妨げられるが、新井（房）ほか（1981）がのべたように日本海の閉塞化にともなう塩分濃度が低下し、淡水の流入によって海水の成層構造が発達して海水の鉛直的混合が著しく弱められたとすれば、この時期の日本海は現在のオホーツク海と似た、海水の形成されやすい環境（青田，1974）になっていたと考えてよいであろう。氏家（1977）が指摘したように、日本海の全面結氷の可能性は、日本アルプスでの氷河作用の存在からも否定されるが、この時期の日本海に極めて還元的な環境をもたらした要因として、結氷域の拡大を無視することできないであろう。

3) 15,000 年～10,000 年前ごろ

この時期には海面の急激な上昇があったことが広く認められており、15,000 年前ごろの海水準はすでに -70 m 程度に達していたと考えられている（たとえば KAI-ZUKA et al., 1977）。海水準の急激な上昇にともなう降雪量の増大は、夏の気温上昇にもとづく氷河の縮小をある程度まで相殺した可能性があるであろう。

ところで新井（房）ほか（1981）は、深海底コア中で暖流系の有孔虫群集が約 8,000 年前の層準になって初めて出現することから、日本海への対馬暖流の本格的流入は約 8,000 年前以前には生じなかったと考えた。もしそれが正しいとするならば、海水準はすでに充分高くなっていたのであるから、この時期に日本海に流入していた対馬暖流は、約 8,000 年前以降の対馬暖流よりもかなり水温が低かったことになる。このことは、60,000 年～40,000 年前ごろの日本海の深海底コアに示される水温低下が、対馬海峡の閉塞にもとづくものではなく、むしろ氷期における対馬暖流自体の温度低下によるものである可能性を示唆するものであろう。

VI. あ と が き

第 V 章では、氷河地形から推定される降雪量の減少の程度に応じて、最終氷期の 3 つの時期における海面低下量についての推定を行なった。しかし降雪量の減少をもたらす対馬暖流の消長は、海面変動だけでなく、対馬暖流自体の温度低下や、流向の変化によっても生じている。したがって現在の段階では、降雪量の減少量や日本海の水温低下量だけから最終氷期の海面低下量を求めることは、まだ困難であろう。第 V 章で与えた各時期の海面低下量は、対馬暖流の流入状態を基準にして推定したものにすぎない。今後は、たとえば、逆に海面低下量がすでにかなり詳しくわかっている 15,000 年前以降の時期について、当時の水温と降雪量との関係を検討することが必要であろう。現在の日本海の水温分布に基く降雪量のシミュレーションはすでに行なわれており、よい結果が得られている（ESTOQUE and NINOMIYA, 1976）ので、これを氷期について行なうことも一つの方法であろう。真鍋（1977）が試みたような氷期の気候についてのシミュレーションが、日本列島周辺を対象として、より細かい精度でなされることを望みたい。

こうした目的のためにも、氷河地形についての年代測定資料をふやし、それぞれのモレーンの形成年代を明らかにすることがさらに必要であろう。氷河地形の同定に関しては、研究者の間になお意見の対立がある。ここで扱った黒部五郎岳東面の地形についても、部分的にはそれを氷河地形とは認めない見解がある（今村，1941；小笠原，1965；関根，1975）が、本論では、地形・地質学的な証拠から復元された過去の氷河が、古気候学的にみても雪氷学的にみても充分に氷河として存在し得るものであることを示すことによって、日本の氷河地形に対する根強い懐疑論（たとえば新井（正），1975；関根，1975）に応えたつもりである。

初めにのべたように、氷河地形など陸上の資料から、直接的に海水準変動を論じることはできない。しかしそれらの形成年代と、古気候学的意味が明らかにされるならば、とくに日本列島では、それらは日本海の高さを復元する上で大きな役割を果たすに違いない。吉川（1977）がのべたように、局地的な氷河の変動と海水準変化とを短絡させることには意味がないが、海底の資料から海水準変動の規模と時期を追及すると同時に、陸上の資料から日本海の高さの変遷史を復元していくことは今後ますます必要になるであろうし、海水準変動の最終的な解明は、それぞれの研究の進展によって初めてもたらされる

ものであることを強調したい。

謝辞

名古屋大学水圏科学研究所の樋口敬二教授、北海道大学低温科学研究所の若浜五郎教授、成瀬廉二助教授、北見工業大学の高橋修平講師、立正大学の新井 正教授には、降雪量の復元に関する筆者の基本的な考え方についての草稿を読んでもいただき、多くの貴重な御教示を賜った。海底コアの分析結果については、富山でのシンポジウムの中で金沢大学の大場忠道教授からお教えいただき、立山での氷期編年に関しては、東京都立大学の町田洋教授、群馬大学の新井房夫教授と現地で討論させていただく機会を得た。これらの方々に対して筆者の深い感謝の意を表する。

引用文献

- 青田昌秋 (1974) オホーツク海の海水。第四紀研究, **12**, p. 235—240.
- 新井 房夫・大場 忠道・北里 洋・堀部 純男・町田 洋 (1981) 第四紀後期における日本海の古環境——テフロクロノロジー, 有孔虫群集解析, 酸素同位体法による——。第四紀研究, **20**, p. 209—241.
- 新井 正・関根 清 (1973) 日本の山地の残雪に関する研究。地理評, **46**, p. 569—582.
- 新井 正 (1975) 山地の残雪と気候条件。式 正英編「日本の氷期の諸問題」, 205 p., 古今書院, p. 174—184.
- DENTON, G. H., ARMSTRONG, R. L. and STUIVER, M. (1970) Late Cenozoic glaciation in Antarctica: The record in the McMurdo Sound region. *Antarctic Journal of the U. S.*, **5**, p. 15—21.
- DONN, W. L. and EWING, M. (1960) A theory of ice ages. III. *Science*, **132**, p. 1706—1712.
- EMBLETON, C. and KING, C. A. M. (1975) *Glacial Geomorphology* 2nd Ed., 573p., Edward Arnold.
- ESTOQUE, A. and NINOMIYA, K. (1976) Numerical simulation of Japan Sea effect of snowfall. *Tellus*, **28**, p. 243—253.
- EWING, M. and DONN, W. L. (1956) A theory of ice ages. *Science*, **123**, p. 1061—1066.
- EWING, M. and DONN, W. L. (1958) A theory of ice ages. *Science*, **127**, p. 1159—1162.
- 藤田敏夫・本多庸治 (1966) 冬期の日本海からの蒸発量及び顕熱放出量の推定。天気, **12**, p. 204—213.
- 深井三郎 (1974) 立山付近の氷河地形とその形成期。富山大学教育学部紀要, no. 22, p. 119—133.
- 深井三郎 (1975) 北アルプスの氷河地形の形成とその時期。式 正英編「日本の氷期の諸問題」, 205p., 古今書院, p. 1—14.
- 原見敬三 (1969) 日本海面からの蒸発量について。天気, **16**, p. 469—475.
- 原見敬三 (1972) 日本海の気候。気象研究ノート, no. 115, p. 59—100.
- 長谷川 力 (1977) 北アルプス槍ヶ岳付近における夏季の気温減率について。地理評, **50**, p. 722—726.
- 橋本誠二・熊野純男 (1955) 北部日高山脈の氷蝕地形。地質雑, **61**, p. 208—217.
- HASHIMOTO, S. and MINATO, M. (1955) Quaternary geology of Hokkaido, 1st Report: On the ice-ages and post glacial age of the Hidaka mountain-range. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, **9**, p. 7—20.
- 橋本 亘・小野有五・平 一弘・牧野泰彦・増田富士雄 (1972) 北部日高山脈から十勝平野西部にかけての第四系に関する新知見。岩井淳一教授記念論文集, p. 259—275.
- 樋口敬二 (1980) 融雪災害—解析への手引き—。自然災害科学総合研究報告, 『自然災害と水』災害科学総合研究班, p. 17—29.
- 平川一臣・小野有五 (1974) 十勝平野の地形発達史。地理評, **47**, p. 607—632.
- HIRAKAWA, K. (1977) Chronology and evolution of landforms during the late Quaternary in the Tokachi Plain and adjacent areas, Hokkaido, Japan. *Catena*, **4**, p. 255—288.
- 平川一臣・中村六郎 (1980) 山梨県の地形に関する資料 (1) 甲斐駒ヶ岳東北麓における神宮川による堆積・侵食。山梨大学教育学部研究報告, no. 31, 人文社会科学系, p. 132—141.
- HOLLIN, J. T. (1962) On the glacial history of Antarctica. *Jour. Glac.*, **4**, p. 173—195.
- HUNKINS, K., BE, A. W. H., OPDYKE, N. D. and MATHIEU, G. (1971) The Late Cenozoic history of Arctic Ocean. in Turekian, K. K. ed., *Late Cenozoic Glacial Ages*. 606 p., Yale Univ. Press., p. 215—237.
- 今村学郎 (1940) 『日本アルプスの氷期と氷河』 162p., 岩波書店.
- 五百沢智也 (1962) 槍・穂高連峰付近の最低位堆石堤について (演旨), 地理評, **35**, p. 652—653.
- 五百沢智也 (1963) 写真判読による日本アルプスの氷河地形 (演旨). 地理評, **36**, p. 743.
- 五百沢智也 (1975) 「鳥瞰図譜 日本アルプス」 190p., 講談社.
- KAIZUKA, S., NARUSE, Y. and MATSUDA, I. (1977) Recent formation and their basal topography in and around Tokyo Bay, central Japan. *Quat. Res.*, **8**, p. 32—50.
- 関西電力工務部 (1961) 黒部第4貯水池集水域における積雪調査。電力と気象, **13**, p. 217—223.
- 木村方一・近堂祐弘・近藤鍊三・藤山広武・田中 実・大槻日出男・佐瀬 隆・田沼 穰・佐々木誠一 (1978) 十勝平野の古砂丘。十勝団研編「十勝平野」, 433p. 地団研専報, no. 22, p. 312—329.
- 気象庁 (1968) 「北陸豪雪講査報告」気象庁技術報告, no. 66, 481p.
- 小崎 尚・杉原重夫・清水文健・宇都宮陽二郎・岩田修

- 二・岡沢修一 (1974) 白馬岳の地形学的研究. 駿台史学, no. 35, p. 1—86.
- 小崎 尚・野上道男・岩田修二 (1974a) 東部北海道の ice wedge cast. 地学雑誌, **83**, p. 48—60.
- 小崎 尚・野上道男・岩田修二 (1974b) ひがし北海道の化石周氷河現象とその古気候学的意義. 第四紀研究, **12**, p. 177—191.
- 小崎 尚 (1980) 最終氷期の日本の氷河・周氷河地形形成環境(演旨). 日本第四紀学会講演要旨集, no. 10, p. 14—17.
- KOBAYASHI, K. and SHIMIZU, H. (1966) Significance of the Ikenotaira interstadial indicated by moraines on Mt. Kumazawa of the Kiso Mountain Range, central Japan. *Jour. Fac. Sci., Shinshu Univ.*, **1**, p. 97—113.
- 小林国夫 (1977) 過去の氷河作用. 日本第四紀研究会編「日本の第四紀研究」, 415 p., 東大出版会, p. 153—162.
- 小泉 格 (1981) 最終氷期以降の日本海コアにおける珪藻遺骸群集の変遷 (演旨). 日本第四紀学会講演要旨集, no. 11, p. 41—44.
- 久保田裕士・深見浩司・大前宏和・金田安弘・山田知充 (1978) 大雪山旭岳の融雪調査. 低温科学, 物理編, **33**, p. 135—149.
- MACHIDA, H. (1975) Pleistocene sea level of South Kanto, Japan, analysed by tephrochronology. In SUGGATE, R. P. and CRESSWELL, M. M. eds., *Quaternary Studies*, The Royal Soc. of New Zealand, p. 215—222.
- 町田 洋・新井房夫 (1979) 大山倉吉軽石——分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, **88**, p. 313—330.
- MACHIDA, H. (1980) Tephra and its implications with regard to the Japanese Quaternary period. The Association of Japanese Geographers (ed.), *Geography of Japan*. 440 p., Teikoku Shoin, p. 29—53.
- 真鍋淑郎 (1977) 最終氷期の気候復元——数値モデルによる研究——. 科学, **47**, p. 643—651.
- 丸安隆和・内田正人・田浦秀春 (1967) 航空写真による積雪分布および積雪量の解析方法に関する研究. 土木学会論文集, no. 153, p. 41—54.
- 杉本誠一 (1967) 北陸豪雪はなぜおこるか. 科学, **37**, p. 239—245.
- MINATO, M. und HASHIMOTO, S. (1954a) Zur Karbildung im Hidaka Gebirge, Hokkaido, Japan. *Proceedings of the Imperial Academy*, **30**, p. 106—108.
- 湊 正雄・橋本誠二 (1954b) ボロシリ氷期, トツタベツ氷期, ボロシリートツタベツ間氷期. 地質雑誌, **60**, p. 460.
- 湊 正雄・井尻正二 (1966)「日本列島」第二版, 221p., 岩波書店.
- 茂木昭夫 (1981) 対馬海峡大陸棚の地形発達——対馬陸橋に関して——. 第四紀研究, **20**, p. 243—256.
- 成瀬廉二・高橋修平・藤本忠美 (1981) 気候変化にともなう北海道山地の融雪量変動およびその結果から推定される氷期の年積雪量. 低温科学, 物理編, **40**, p. 67—81.
- NOGAMI, M., KOAZE, T. and FUKUDA, M. (1980) Periglacial environment in Japan: Present and past. *Geojournal*, **4**, p. 125—132.
- 大場忠道・堀部純男・北里 洋 (1981) 日本海の2本のコアによる最終氷期以降の古環境解析. 考古学と自然科学, no. 13, p. 31—49.
- OHATA, T., IKEGAMI, K. and HIGUCHI, K. (1980) Albedo of Glacier AXOIO during the summer season in Shorong Himal, East Nepal. *Sephyo*, **41**, Special Issue, p. 48—54.
- 小笠原和夫 (1965) 北アルプスの氷河——特徴的な温暖氷河の提唱——. 富山大学学術調査団編, 『北アルプスの自然』, 254p., 古今書院, p. 5—34.
- 小野有五・平川一臣 (1974) 十勝平野西・南部の火山灰層序. 第四紀研究, **13**, p. 35—47.
- 小野有五 (1975) 氷河地形の同定について. 式 正英編「日本の氷期の諸問題」, 205p., 古今書院, p. 15—28.
- 小野有五・平川一臣 (1975a) ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理評, **48**, p. 1—26.
- 小野有五・平川一臣 (1975b) 日高山脈における恵庭降下軽石堆積物の発見とその意義. 地質雑誌, **81**, p. 333—334.
- ONO, Y. (1977) Quaternary glaciation of the Hidaka Range, Hokkaido, Japan. *Abstracts, X INQUA Congress, Birmingham*, p. 336.
- 小野有五・正木智幸 (1980) 上伊那・竜西地域における最終氷期の段丘形成 (演旨). 日本地理学会予稿集, no. 18, p. 60—61.
- ONO, Y. (1980) Glacial and periglacial geomorphology in Japan. *Progress in Physical Geography*, **4**, p. 149—160.
- ONO, Y. (1981a) Chronologie et signification paléoclimatique des phénomènes périglaciaires fossiles, Hokkaido Est, Japon. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 28, p. 197—207.
- ONO, Y. (1981b) Mass balance of the pleistocene alpine glacier in the Japanese Alps. *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no. 7, p. 35—38.
- 小野有五・渡辺徳二 (1982) 相模川上流部の河岸段丘 (演旨). 日本地理学会予稿集, no. 21, p. 18—19.
- 小野有五・清水長正 (1982) 木曾駒ヶ岳周辺の氷河地形 (演旨). 日本地理学会予稿集, no. 21, p. 60—61.
- 大嶋和雄 (1980) 海底地形に記された海水準変動の記録. 第四紀研究, **19**, p. 23—37.
- SAKAGUCHI, Y. (1978) Characteristics of Ozegahara deposits and climatic changes since Lateglacial in central Japan. *Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo*, no. 8, p. 1—24.
- 関根 清 (1975) 日本アルプス三俣連華岳・黒部五郎岳附近の氷河地形について. 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, no. 5, p. 354—367.
- SHIMIZU, H. (1972) Late Pleistocene glaciation and

- terrace topography in the Ina Valley, central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Geol. and Mineral., Ser. XXXIX-1*, p. 1—64.
- 塩島由道・吉村光敏 (1972) 道志川の河岸段丘(演旨). 日本地理学会予稿集, no. 2, p. 40—41.
- 設楽 寛 (1978) 冬季における日本海の水温分布. 水温の研究, **22**, p. 4554—4565.
- 菅谷重三 (1949) 大雪山積雪水量及び流出調査. 経済安定本部資源委員会・北海道庁土木部, 90p.
- 鈴木秀夫 (1962 a) 低位周氷河現象の南限と最終氷期の気候区界. 地理評, **35**, p. 67—76.
- 鈴木秀夫 (1962 b) 日本の気候区分. 地理評, **35**, p. 205—211.
- 高橋修平・佐藤篤司・成瀬廉二 (1981) 大雪山「雪壁雪溪」の融雪に関する熱収支特性. 雪氷, **43**, p. 147—154.
- 武田喬男・二宮洸三 (1977) 日本の豪雨・豪雪. 科学, **47**, p. 138—147.
- 当倉万寿夫 (1973) 日本海における熱収支. 気象研究ノート, no. 115, p. 117—192.
- 氏家 宏 (1977) 日本近海海底の第四紀堆積物. 科学, **47**, p. 615—620.
- 山本武夫 (1974) 日本の気候変動と沖積世の寒冷気候. 第四紀研究, **12**, p. 145—159.
- YAMASAKI, M., NAKANISHI, N. and MIYATA, K. (1966) History of Tateyama Volcano. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **11**, p. 73—92.
- YASUDA, Y. (1978) Prehistoric environment in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th Ser.*, **28**, p. 117—229.
- 安田喜憲 (1980) 日本列島における豪雪地帯の出現期と人類の居住とのかかわりについて. 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, p. 275—280.
- 吉川虎雄 (1977) 気候変化——氷河の変動——海水準変化. 第四紀研究, **15**, p. 193—195.