

論 文

北アルプス内蔵助雪溪のトリチウム濃度,
安定同位体比と化学組成

佐 竹 洋・神 田 義 之*

富山大学理学部地球科学教室

〒930 富山市五福3190

*現在 栗田工業株式会社

〒541 大阪市中央区北浜2-2-22

Tritium and Stable Isotope Geochemistry of The
Kuranosuke Snow Patch, Central Japan

Hiroshi SATAKE and Yoshiyuki KANDA

Department of Earth Sciences,

Faculty of Science, Toyama University

Gofuku 3190, Toyama 930, Japan

*Present address: Kurita Kogyo Inc.,

Kitahama 2-2-22, Chuuou-ku, Osaka 541, Japan

(Received December 25, 1989)

Abstract

Tritium concentrations and oxygen isotope ratios of ice samples from Kuranosuke snow patch were measured to determine the ages of ice bodies and climatic conditions for their formation. An ice body of the snow patch may be divided into upper and lower parts by the clear surface of unconformity observed at a height of 13.4m. In the upper part, at 19.5 (the surface of snow patch) - 17.5m height, the tritium concentration was 10-20 TU and increased rapidly to 143 TU at 13.9m. It then decreased to 67.3 TU at a 13.4m height. From this vertical profile, the ice at the 13.9m was considered to have been deposited in 1963. The tritium concentration of 0 TU was observed in the lower part (at a 3.2-10.3m height). This is consistent with the age of the lower part of the ice body (BP 580-1760 years) determined by carbon-14 dating. Tritium concentrations of 2.8-14.5 TU (at the 11.3-12.9m height) and 2.0-3.3 TU (below 0.9m), however, were noted in the lower part, indicating contamination by water from the melted ice of the upper part having high tritium concentra-

tion or ground water which entered from the bottom of the ice body. The oxygen isotope ratios of the ice body at a 11.2–18.4m height ranged from -12.1% to -11.1% . While at less than 10.3m, they were -13.5 to -11.8% . The ice body below 10.3m showed a lower oxygen isotope ratio than that of the upper part by about 1%.

From the relationship between the annual average of oxygen isotope ratio of precipitation and annual mean temperature, the ice body below 10.3m was concluded to have been deposited in a cold climate period in which atmospheric temperature was lower than that at present by about 1.5°C .

1. はじめに

北アルプスの北部、立山連峰には雄山をはじめ、大汝山、富士の折立、真砂岳、別山と3000m級の山々が連なっている。その富士の折立と真砂岳を結ぶ稜線の東側、すなわち黒部谷側の稜線直下の斜面には、内蔵助(くらのすけ)雪渓と呼ばれる越年性の雪渓、いわゆる万年雪がある(Fig. 1)。この雪渓の上端は富士の折立の北斜面、標高約2800mの場所に、そしてその末端は標高2700mの内蔵助圏谷(カール)の終堆石(エンドモレーン)に位置する。この雪渓は南西–北東の方向に約300m、北西–南東の方向に約100mの広がりを持つ。雪渓の表面1~2mはザラメ雪におおわれているが、それ以下の部分では完全に氷体

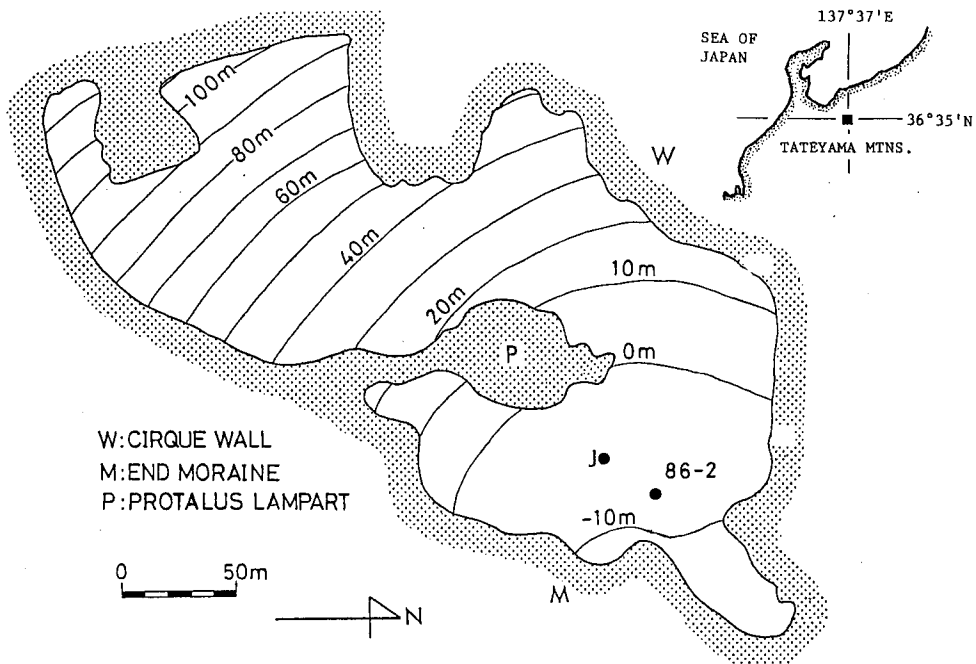


Fig. 1. Location of sampling points.

となっており，最も氷の厚いところでは約20m以上の厚さを持つ¹⁾。この雪溪では融雪期の末期，9月末から10月ごろには，表面をおおっているザラメ雪の層が融けて，氷体内部に存在する縦穴が表面に現れる事がある²⁾。1980年には，出現した縦穴のいくつかに入って内部の観察が行われ，氷試料も採取された。またこの時，この雪溪中の縦穴の内部から木片が発見され，その木片の年代がBP約1700年と測定された³⁾。この事から，この内蔵助雪溪は”氷河の化石”ではないかと，にわかになら注目されるようになった。その後，1986年にはボーリング調査が行われるなど，この雪溪についての調査はいくつか行われた⁴⁾。1988年10月には縦穴を人工的に拡張し，その内部の氷体の観察および氷体試料の採取を行う，大規模な調査が実施された。本研究では，この調査で得られた氷体試料の，トリチウム濃度，酸素および水素の安定同位体比，各種化学成分についての測定を行ったので，その結果を報告する。

2. 試料

Fig. 1 に試料採取地点を示す。内蔵助雪溪に存在する縦穴の一つであるJ穴を，1988年10月に熱水ドリルにより，地表に至るまで直径約1m程度に拡張した。その縦穴の内部に観測要員が降りて，氷体の状態について観察と，氷体の中に存在する汚れ層や気泡の層の走向，傾斜などの調査が行われた。これらの観察の結果，このJ穴の氷体の厚さは19.5mであること，また地表(氷体の底)からの高さ13.4mの位置には不整合面が認められ，この位置でかなり長期にわたる堆積の中断があった事などがうかがわれた⁵⁾。観察後，チェーンソーなどによって，氷体を切り出し，試料(J穴1988年試料)の採取が行われた。採取された試料は，富山大学の冷凍室に運ばれ，保存された。また，1986年10月にはこのJ穴から北東の方向に約30m離れた位置で長さ6.09mのボーリングコア試料(86-2コア)が採取され，冷凍室で保存された。

3. 実験

氷体コア試料86-2は5cm毎に切断され，氷の粒度および密度の測定が行われた。一方J穴1988年試料の氷の粒径および密度は清田⁶⁾によって測定された。測定後，空気中の水蒸気の凝縮による氷体試料の汚染をさけるため，氷体試料(28~518g)をビニール袋にいれたまま，室温で半日程度放置して自然に溶かし，ポリエチレン製のビンに保存した。

トリチウムの測定のため以下の事を行った。86-2コア試料の場合，不純物を取り除くため試料水約50mlを蒸留した。蒸留後の試料40mlを100mlテフロンバイアルに取り，これに液体シンチレータ(インスタゲル)60mlを加えた後，加温して良く混合し，ゲル状の測定試料を調製した。一方J穴1988年試料の場合，試料水300mlを蒸留した後， Na_2O_2 を加え，Fe-Ni電極⁷⁾を用いて約10mlになるまで電気分解を行った。この電解操作によって，測定試料のトリチウム濃度は約20倍に濃縮された。電解後の液を再び蒸留し，得られた蒸留水8ml

を20mlテフロンバイアルに取り、これに液体シンチレータ12mlを加えて測定試料を調製した。これらの測定試料をバックグラウンド試料とともに液体シンチレーションカウンタ(アロカ LB-1)に入れ、約1週間トリチウム濃度を測定した。トリチウム濃度の測定誤差は86-2 コア試料の場合 ± 7 TU($\pm 2\sigma$)、J 穴1988試料の場合、 ± 0.9 TU($\pm 2\sigma$)である。

J 穴1988年試料の場合、トリチウム濃度が殆ど0に近いものがあることが予想された。そこでトリチウム濃度が殆ど0である試料についての、測定の信頼性を確かめるため、バックグラウンド水(濃尾平野、祖父江深層地下水)を、試料水と同時に、まったく同様に蒸留・電解し、測定を行った。その結果バックグラウンド試料のトリチウム濃度として -0.2 ± 0.9 TU という値が得られ、トリチウム濃度の非常に低い試料についても、十分な信頼性があることが確認された。

試料の水素同位体比を測定するため、試料水 5 mg を真空中で加熱した金属ウランに接触させて還元し、水素ガスを調製した⁸⁾。得られた水素ガスの水素同位体比を質量分析計により測定した。酸素同位体比の測定のため、試料水 5 ml と CO₂ 7 ml をポリプロピレン製の注射器に取り、25°C の恒温槽の中で3時間以上かくはんし、同位体交換平衡に達せしめた後、CO₂ を回収した⁹⁾。その CO₂ の酸素同位体比を質量分析計により測定し、その結果から水の酸素同位体比を求めた。水の水素および酸素同位体比は D/H 比や¹⁸O/¹⁶O 比のような絶対比ではなく、次式に示されるような、試料の同位体比が基準物質(標準平均海水, SMOW) からどれだけ離れているかを千分率(%)で示す、相対比(δ 値)であらわされる。

$$\delta(\%) = \frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{SMOW}}}{R_{\text{SMOW}}} \times 1000$$

ここで R は D/H 比または¹⁸O/¹⁶O 比である。測定精度は、水素同位体比(δ D 値)の場合 ± 1 ‰、酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$ 値)の場合 ± 0.1 ‰である。

塩化物イオンおよび硫酸イオンはイオンクロマトグラフを用いて測定された。その測定精度は得られた数値(ppm)の ± 3 ‰である。

4. 結果と考察

水体試料のトリチウム濃度の垂直分布を Fig. 2 に示す。この図には1980年の調査で得られた J 穴の試料(J 穴1980年試料)のトリチウム濃度¹⁰⁾(電解濃縮測定)も示してある。これらのトリチウム濃度はすべて減衰率の補正を行い、J 穴1988年試料の採取が行われた、1988年10月現在の値に換算してある。86-2 コアの場合、コア試料は地表に到達するところまでは採取されなかった。そのため、そのままでは地表、すなわち水体の底部、からの高さとはとめられない。しかし、このコア試料を採取した時の雪渓表面から3.3mの位置に、1980年の層が認められた。また J 穴の水体にも、1980年の汚れ層が、地表からの高さ18.5mの位置に認められた。そこで、両者における1980年の年層の位置を基準にして、86-2 コア

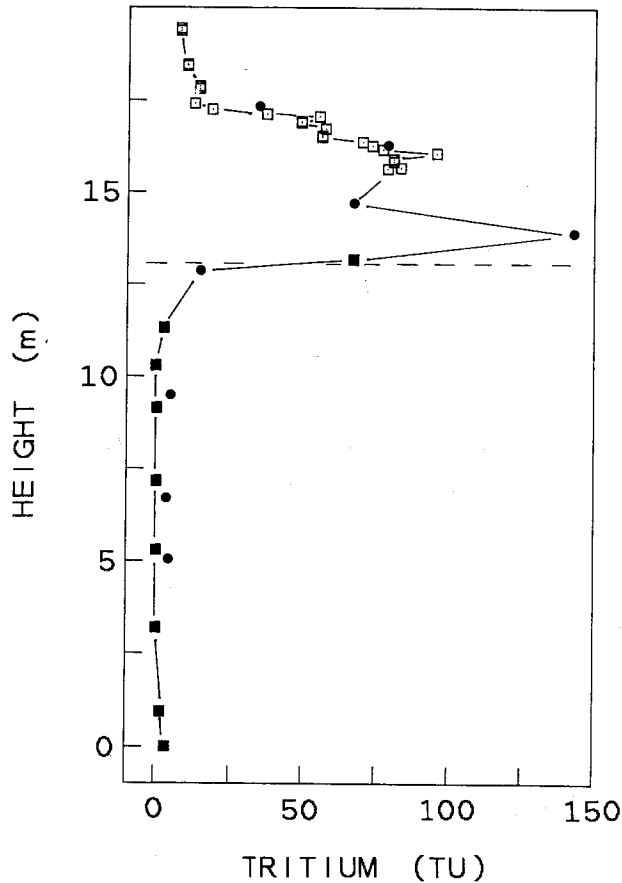


Fig. 2. Vertical profile of tritium concentration. Solid circles, solid squares, open squares, and a broken line represent hole J (1980), hole J (1988), 86-2 core, and the surface of unconformity respectively.

の採取当時の雪溪表面からの深度を，J穴における地表からの高さに換算した。

こうして得られた，J穴におけるトリチウム濃度の垂直分布を見てみると，次のような事がわかる。高さ19.5m(調査時の雪溪表面)から17.3mまでの部分では10から20TUと，ほぼ一定であるが，これから下に向かってトリチウム濃度は急激に上昇し，高さ16.3mの位置では79.4TUのピークとなる。さらに下ではトリチウム濃度はやや低下して，67.2TU(高さ14.7m)となるが，高さ13.9mでは143.4TUと急上昇する。この濃度は氷体全体での最高濃度である。その後は，1mほど低下する間に急激にトリチウム濃度は減少し，高さ13.2mで67.3TU，高さ12.9mでは14.5TUとなる。高さ11.3mより下の部分ではトリチウム濃度は低く，すべて5.5TU以下となっている。

このトリチウム濃度の垂直分布から，氷体の各位置の堆積年代を推定するためには，富山における降水のトリチウム濃度の経年変化を知る事が必要になる。富山大学において降

水のトリチウム濃度の測定を開始したのは1981年からであるから¹¹⁾、それ以前の富山における降水のトリチウム濃度の記録はない。そこで次のようにして、それ以前の富山の降水のトリチウム濃度を推定した。富山における観測結果¹²⁾を見ると、富山の降水のトリチウム濃度は、東京のトリチウム濃度¹³⁾にほぼ等しい。そこで東京におけるトリチウム濃度の観測結果がある1964年から1980年までは、東京のトリチウム濃度をそのまま富山のトリチウム濃度として使用した。1963年以前については、カナダのオタワにおける観測が1954年からと、最も古くからおこなわれている¹³⁾。東京とオタワにおけるトリチウム濃度を比較すると、オタワのトリチウム濃度は東京に比べて2～4倍(平均3.2倍)高い。そこでオタワにおけるトリチウム濃度を3.2で割って東京のトリチウム濃度、すなわち富山のトリチウム濃度を推定した。こうして得られた、降水のトリチウム濃度に減衰率補正を行って、1988年の値にしたものが Fig. 3 である。つまりこの図は、富山における毎年の降水がそのまま保存されていたら、1988年にはトリチウム濃度はこれだけになる、という事を示している。この経年変化図は、このようにして求められたものであるため、そのトリチウム濃度の絶対値には、かなりの程度の誤差(1963年以前については±30%程度)を含んでいると思われる。しかし、北半球内における大気中のトリチウムの循環は非常に早いため、その経年変化のパターンは十分に信頼できる。

この降水のトリチウム濃度の経年変化(Fig. 3)と、J穴におけるトリチウム濃度の垂直分布(Fig. 2)を対比すると、高さ17.5mの位置、すなわちトリチウム濃度がそれより下で急増する場所は、降水のトリチウム濃度の急激な増加のおさまった1968～1973年頃に対応

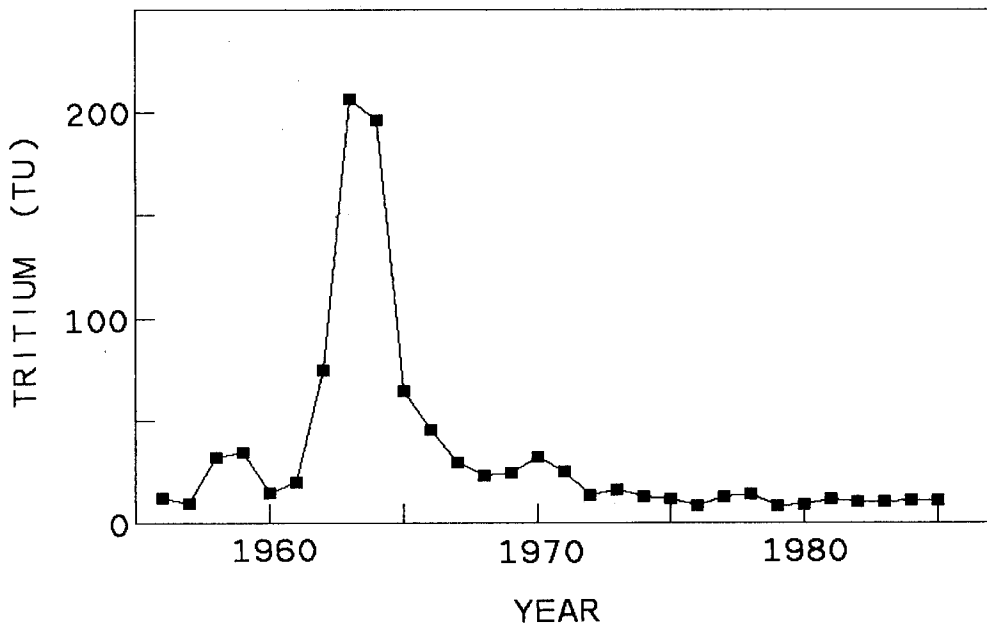


Fig. 3. Tritium in precipitation at Toyama.

する事がわかる。そして高さ13.9mの、トリチウム濃度が143.4TUと最高値を示すところが1963年頃という事になる。この下ではトリチウム濃度は急激に減少し、高さ13.3m(不整合面に接する上面)では67.3TUとなる。このトリチウム濃度は1962年に相当する。

不整合面より下の部分では、高さ12.9m(不整合直下)の位置で14.5TUとなる。この下の11.3mの場所でもそのトリチウム濃度は2.8TUであり、0 TUとは有意に差がある。この事は不整合面(高さ11.3m)よりも下の部分でも、高さ11.3mまでの所はそれほど古くはなく、1955年から1960年頃までの、トリチウム濃度の急増する直前の年代を示しているように見える。もしそうであれば、この結果は明らかに、不整合面で長期にわたる堆積中断があったとする、層序学的な推論と一致しない。しかし、高さ11.4mの位置(不整合面から2m下)で、氷体中より採取された枝片の ^{14}C 年代はBP 1380 \pm 240年と報告されている¹⁴⁾。そのため、高さ12.9m(不整合面直下)から11.3m付近までが1955年から1960年頃堆積したとする考えは、明らかに ^{14}C 年代の結果と矛盾する。高さ12.9mと11.3mの氷体は、高さ3.2~10.3mの部分と同様(後述)トリチウム濃度が0であったが、その上から高濃度のトリチウムを含む融解水が氷体に浸透してトリチウム濃度が高くなった、と考えるのが妥当であろう。

さらに下の、高さ10.3mから3.2mの部分ではJ穴1988年試料のトリチウム濃度は-0.2から0.3TUの範囲の値であり、測定誤差、 $\pm 0.9\text{TU}$ ($\pm 2\sigma$)、を考慮すると、これらの値は0 TUとみなす事ができる。しかし、この部分におけるJ穴1980年試料のトリチウム濃度は3.3から5.3TUと明らかにJ穴1988年試料よりも高い。J穴1980年試料は、自然の縦穴の表面から採取された¹⁵⁾。自然の縦穴は、雪溪表層の融解水や降水が常に流入している。そのため、縦穴表面に露出している氷体(J穴1980年試料)は最近のトリチウム濃度(10TU程度)を持つ水の付加や同位体交換による汚染を受けて、トリチウム濃度が高くなったと思われる。一方、J穴1988年試料の場合、試料採取に先立ち、縦穴を人工的に拡張している。さらにまた、実験室においても、試料の表面の氷を削り取ってから、氷の融解を行っている。そのため、J穴1988年試料では、流入水によって汚染された部分が取り除かれて、本来のトリチウム濃度が得られたと思われる。このように考えた時、この高さ10.3mから3.2mまでの範囲ではトリチウム濃度は完全に0 TUであるとみなす事ができよう。核実験開始前の自然界におけるトリチウム濃度は4~25TU程度であるとされている¹⁶⁾。このような約10TU前後のトリチウム濃度を持つ雪が堆積して氷となり、その氷のトリチウム濃度が0.3 TU以下となるためには、トリチウムの半減期(12.44年)の約5・6倍、約60~70年以上が経過する事が必要となる。原爆実験の開始によってトリチウム濃度が急激に増加したのは1962年からであるが、この内蔵助雪溪の0.3TU以下のトリチウム濃度を持つ氷体はそれよりもさらに30~40年ほど前に、すなわち少なくとも、1920~30年よりも以前に降った雪が固結して出来たものと言う事ができる。この結果は不整合面より下の部分の氷体に取り込まれていた木片の年代がBP 580年から1760年までの範囲を示した事¹⁴⁾と良く調和する。こ

のように下部の氷体で、トリチウム濃度が0 TUの部分の厚さ7 mにわたって存在していた事は、下部氷体の中央部分では水の浸透が殆どないことを示している。

さらに地表に近い部分では、高さ0.9 mの位置で2.0 TU、そして地面と接している高さ0 mの氷体では3.3 TUと、地表付近ではトリチウム濃度は再び上昇する。この理由としては、次の事が考えられる。雪渓表面の融解水や雪渓上に降った降水が、雪渓から流出する時、これらの水は氷体中を浸透する事が出来ない。そのため水は雪渓の周囲や雪渓中に存在する縦穴から流入して地表と氷体の底部の間を流れる。そのため地表と接している底の部分の氷体は、常に現世の水にさらされて、融解再凍結を繰り返す。その結果、約10 TU程

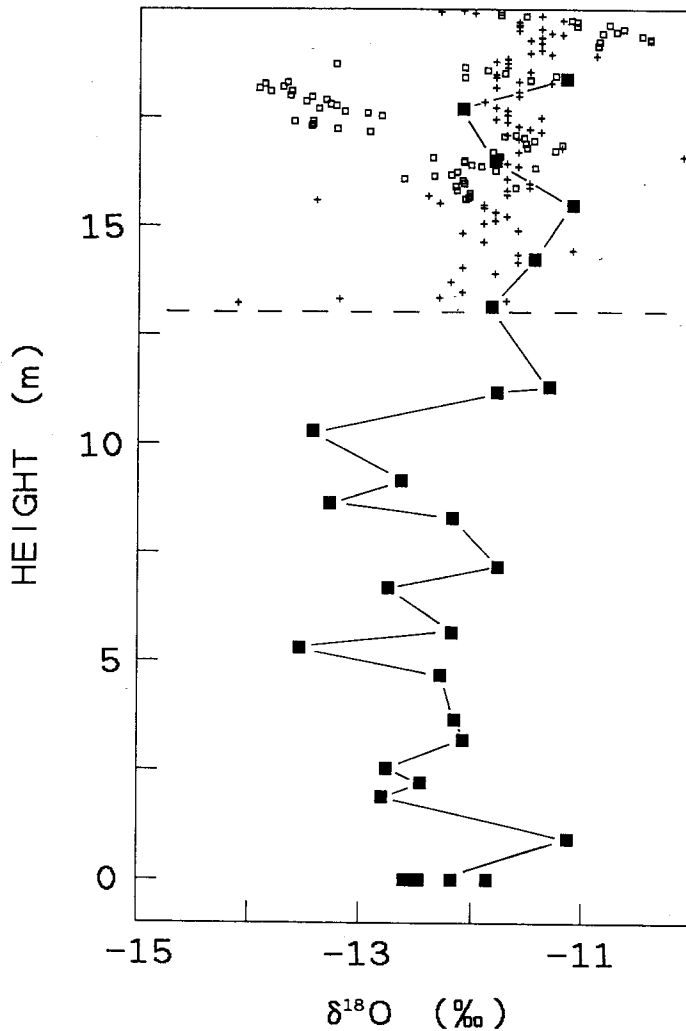


Fig. 4. Vertical profile of oxygen isotope ratio. Solid squares, open squares, crosses, and a broken line represent hole J (1988), 86-2 core, 79-9 core, and the surface of unconformity respectively.

度のトリチウム濃度を持つ現世の水を氷体に取り込み，トリチウム濃度が上昇したものと考えられる。

トリチウム濃度からうかがえる重要な知見として，さらに次のような事がある。J 穴1980年試料と86-2 コア試料の，同じ高さにおけるトリチウム濃度は，6年間の時間の経過があるにもかかわらず，良く一致していた。もし，この6年間に氷体の表層部・中央部・底部とすべての部分で氷の融解が起こり，氷体が全体的に縮小していったとすると，86-2 コアでは，J 穴1980年試料の結果に比べて，氷体のより低い位置からトリチウム濃度の上昇が始まるはずである。両者の結果がよく一致した事は，融解による氷体の消耗は熱の出入りのある氷体の表層または底部でのみ起こり，氷体内部では殆ど起こらない，という事を示している。

次に，安定同位体の結果について見てみよう。酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$ 値)は-13.5から-11.1%，水素同位体比(δD 値)は-86から-66%の範囲にあり，立山室堂で観測された一冬の積雪の同位体比¹¹⁾($\delta^{18}\text{O} = -16.9 \sim -8.8\%$ ， $\delta\text{D} = -107 \sim -49\%$)とくらべると，どちらもその変動幅は狭い。Fig. 4 に示された，この酸素同位体比の垂直分布を見てみると，高さ11.3mより上の部分では $\delta^{18}\text{O}$ 値は-12から-11%の範囲にあるのに対し，高さ10.3mより下の部分では-13.5から-12%の範囲を変動しており，両者の間には明かな違いが認められた。このように高さ11mより上の部分と下の部分では，上の部分の方が約1.2%ほど系統的に高い値を示した。また，水素同位体比でも，同様な傾向が認められた。高さ11mの位置，すなわち層序学的に堆積中断を示す不整合面のさらに2mほど下に，同位体的に認められる第二の不連続面が存在することになる。

もとよりこれらの氷体の $\delta^{18}\text{O}$ 値は，それぞれの時代に降った雪の同位体比をそのまま保存している訳ではない。雪の同位体比は堆積後の融解，あるいは降水との同位体交換反応などによって，変化する。この同位体比の変化は，氷の粒径が小さく，空隙率の高いザラメ雪の状態の時には，ザラメ雪の中の水の浸透が容易なため，顕著に起こる。しかし，氷の粒径が大きく，かつまた，空隙率が小さい，氷体の状態になると同位体比はかなり保存されるようになる。実際 Fig. 4 に示したように，J 穴付近で1979年に採取された氷体コア試料(79-9 コア)の $\delta^{18}\text{O}$ 値は，大部分が-12から-11%の範囲にあり¹²⁾，J 穴1988年試料の不整合面より上の部分の $\delta^{18}\text{O}$ 値とよく一致している。また，Fig. 4 には86-2 コア試料の $\delta^{18}\text{O}$ 値も示してあるが，この結果も一部(高さ17.2~18.2mの部分)をのぞき J 穴1988年試料と良く一致している。これらの事から，雪溪上に降り積もった雪が氷体化する時，出来上がった氷体の同位体比は雪溪上のどの場所でも同じである事，また，いったん氷体化した後では，その同位体比の保存性はかなり良い事がわかる。1986年10月に採取された86-2 コアでは1985年の年層が氷体化している事が認められている。この内蔵助雪溪では，一年程度で氷体化が行われ，同位体比が保存されるようになるのであろう。このよ

うに降雪が氷体化する過程において同位体比が変化する結果、最終的に出来た氷体の同位体比は、初めの降雪の同位体比に比べて δD および $\delta^{18}O$ 値ともに高い値となる。しかし、氷体化過程における同位体比の変化の程度、すなわち降雪の同位体比とそれが氷体となった時の同位体比の差は、平均してみれば現在も過去もほぼ一定と考えられよう。そう考えた時、氷体上部と下部の同位体比の差は、それぞれの時代の降雪の同位体比の差をあらわしていると考えられる事ができる。

一般に、地球上のある場所における年平均気温(t_a)と、その場所における降水の同位体比の年平均値($\delta^{18}O_m$)との間には、平均気温の低いところの降水ほど $\delta^{18}O$ 値が低い事を示す、次のような式が成り立つ事が認められている¹⁸⁾。

$$\delta^{18}O_m = 0.69 t_a - 13.6$$

この関係式に、高さ11mより上の部分と下の部分の $\delta^{18}O$ 値、それぞれ -11.5% と -12.5% を代入すると、11mより上部では $3.0^\circ C$ 、下部では $1.6^\circ C$ という気温を得る。もとより、この気温の絶対値に意味はない。しかし、両者の気温の差は重要な意味を持つ。このように

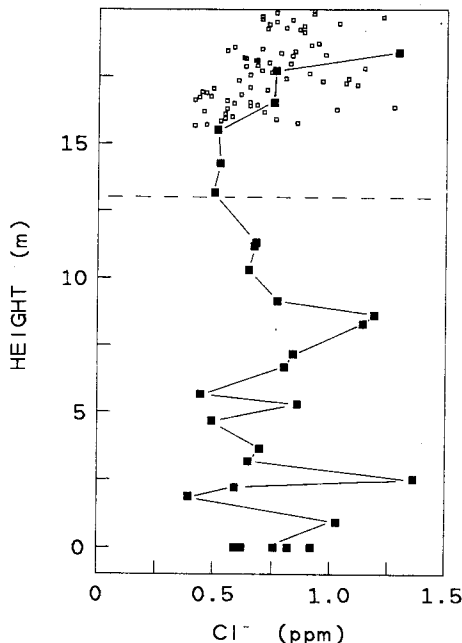


Fig. 5. Vertical profile of Cl^- ion concentration. Solid squares, open squares, and a broken line represent hole J (1988), 86-2 core, and the surface of unconformity respectively.

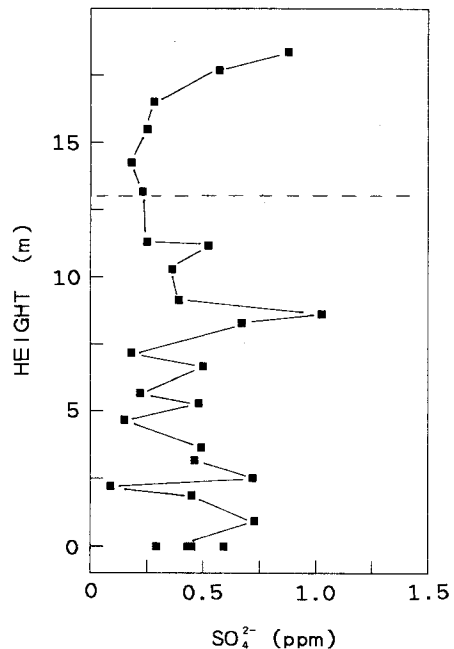


Fig. 6. Vertical profile of SO_4^{2-} ion concentration. A broken line represents the surface of unconformity.

して $\delta^{18}\text{O}$ 値から得られた気温からは，10.3mより下の氷体は現在よりも1.5°Cほど気温が低かった時期に堆積した，という事が推定される。山本は，古代中国の文献をもとに，1世紀から8世紀までの気候の変動を調べ，2世紀後半に大規模な気候の寒冷期があった事を見出した¹⁹⁾。内蔵助雪溪で得られた¹⁴C年代の内，最も古い年令はBP 1760±140年¹⁴⁾である事を考えると，10.3m以下の氷体は，この気候の寒冷期の時期に形成されたのかもしれない。そして高さ13.4m(不整合面)より下，11.2mより上の部分は，1200年前より多少古い時期で，現在とほぼ同じ気候の時期に形成されたのであろう。

Fig. 5およびFig. 6に塩化物イオンと硫酸イオンの垂直分布をそれぞれ示した。Cl⁻イオンは0.44から1.36ppmまでの範囲にあった。高さ13.4m(不整合面)より上の1962年以降の新しい氷体では，最上部で濃度は最も高く，下に行くにつれて単調に減少している。これは下の氷体ほど融解再凍結を繰り返して化学成分が氷から排除された結果であろう。86-2コアの塩化物イオン濃度も，いくつかの汚れ層の部分で濃度が高くなっている事を除くと，同様の傾向を示す。それに対して不整合面以下の古い氷体では，高さ2.6mや8.6mの位置に塩化物イオンのピークが認められる。これらのピークの認められた氷体では，氷体中に砂レキや黒砂の層が存在するものが多い。塩化物イオンは海水起源であるので，その濃度が高い部分が同時に微細な砂レキの層を含んでいる事は，その部分が長期間雪溪表面となって大気にさらされ，多くの降水物を集めた事を意味する。このように化学成分のピークは，その氷体がどの程度の期間大気にさらされていたか，すなわち，どれくらいの期間そこで堆積中断があったか，を示す指標となり得る。一方，硫酸イオンの濃度は0.15から1.03ppmの範囲にある。その垂直分布のパターンは塩化物イオンとまったく一致する。海水中の硫酸イオンの濃度は，塩化物イオンの濃度の約7分の1であるので，海水起源の硫酸イオンは多くとも0.2ppm程度しかない。それ故この氷体中の硫酸イオンは海水起源では説明できない。内蔵助雪溪の西約2.5kmには地獄谷と呼ばれる地熱地帯があり，そこでは常に火山ガスが放出されている。この火山ガスの成分が風によって内蔵助雪溪まで運ばれる事は十分に可能であり，実際雪溪上で硫化水素の臭気を感じる事もしばしばある。地獄谷から放出された硫化水素や二酸化イオウなどが酸化されて，硫酸イオンになったものが，氷体中の硫酸イオンの起源であろう。

5. ま と め

本研究の結果以下の事が明らかになった。

高さ13.4m(不整合面)より上の部分の氷体ではトリチウム濃度は10から143TUの範囲にあった。この部分のトリチウム濃度の垂直分布から，この部分の氷体は1962年以降に堆積したものである事が判明した。

高さ13.4m(不整合面)より下の部分の氷体のトリチウム濃度は，0から15TUの範囲に

あった。この部分でトリチウム濃度が有意に 0 TU より高かったのは、不整合面直下部と底部のみであり、その中間部は完全に 0 TU であった。下部氷体の大部分のトリチウム濃度が 0 TU である事から、この部分の氷体は1920年代以前に堆積したものである事、ならびに、下部氷体では水の浸透が殆どない事が判明した。前者の結果は¹⁴C年代の結果と良く調和した。底部の氷体が2～3 TUのトリチウム濃度を持つ事から、底部の氷体は融解再凍結を繰り返して、現世の水を氷体に取り込んでいる事がうかがわれた。

氷体の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、高さ11mより上の部分では-12～-11‰、下の部分では-13.5～-12‰であり、上の部分の氷体は下の部分に比べて系統的に1.2‰高かった。この事は高さ11mより下の部分の氷体は、現在よりも気温が約1.5℃低い時代に堆積した事を意味し、この内蔵助雪渓が気候の寒冷期に形成された事を示唆する。

この氷体の塩化物イオンは0.44～1.36ppm、硫酸イオンは0.15～1.03ppmの範囲にあった。両イオンの垂直分布パターンは一致し、氷体中に微細な砂レキの層などが存在する部分、すなわち長期間表面にさらされていたと思われる部分でピークを示した。この結果は、化学成分のピークが、どの程度の期間堆積中断があったか、を示す指標となり得る事を示唆する。

文 献

- 1) 山本勝弘, 飯田肇, 高原浩二, 吉田稔, 長谷川浩, 雪氷, **48**(1986) 1.
- 2) 吉田稔, 伏見硯二, 池上宏一, 高原浩志, 藤井理行, 雪氷, **45**(1983)25.
- 3) 吉田稔, 山本勝弘, 中村俊夫, 昭和61年度日本雪氷学会秋季大会講演予稿集, (1986) 191.
- 4) 飯田肇, 神田義之, 清田敏也, 川田邦夫, 大畑哲夫, 山本勝弘, 昭和63年度日本雪氷学会秋季大会講演予稿集, (1988)118.
- 5) 飯田肇, 竹中修, 日本最古の化石氷体(北アルプス内蔵助沢)の構造と形成に関する研究(平成元年度科学研究費補助金総合研究(A)研究成果報告書), (1990).
- 6) 清田敏也, 日本最古の化石氷体(北アルプス内蔵助沢)の構造と形成に関する研究(平成元年度科学研究費補助金総合研究(A)研究成果報告書), (1990).
- 7) 佐竹洋, 竹内誠二, 富山大学トリチウム科学センター研究報告, **7** (1987)73.
- 8) J. Bigeleisen and L. Prosser, *Anal. Chem.*, **24**(1952)1356.
- 9) N. Yoshida and Y. Mizutani, *Anal. Chem.*, **58**(1986)1273.
- 10) 日下部実, 佐竹洋, 日本地球化学会年会講演要旨集, (1983)55.
- 11) 佐竹洋, 亀谷寛人, 水谷義彦, 富山大学トリチウム科学センター研究報告, **2** (1982) 53.
- 12) 佐竹洋, 地球化学, **20**(1986)90.
- 13) IAEA, Environmental isotope data, nos. 1 - 7, IAEA, (1969, 1970, 1971, 1973,

- 1975, 1979, 1983).
- 14) 中村俊夫, 日本最古の化石氷体(北アルプス内蔵助沢)の構造と形成に関する研究(平成元年度科学研究費補助金総合研究(A)研究成果報告書), (1990).
 - 15) 吉田稔, 私信.
 - 16) J. R. Gat, Handbook of environmental isotope geochemistry, Elsevier, (1980)21.
 - 17) 池上宏一, 私信.
 - 18) W. F. Dansgaard, Tellus, **16**(1964)436.
 - 19) 山本武夫, 「気候と文明・気候と歴史」(朝倉書店, 1978).