

論文

酸素同位体比を用いた山岳地積雪の堆積時期推定

遠山和大¹⁾, 鈴木悟郎²⁾, 佐竹 洋²⁾,

川田邦夫³⁾, 飯田 肇⁴⁾

要 旨

北アルプス・立山周辺の、標高の異なる3地点(室堂平: 海拔2450m・弥陀ヶ原: 1930m・雷鳥バレースキー場: 1200m)において、2001年3~4月に積雪の断面観測を行い、地面から雪面にかけて連続的に積雪を採取した。また、2000年12月~2001年3月まで、富山市において降水を採取した。これらの試料について、その $\delta^{18}\text{O}$ 値を測定した。

各地点の積雪と富山市降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は大きく違っていたが、各地点における積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の鉛直分布と、富山市降水の経時変化パターンは良い一致を示した。富山市降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値の経時変化に見られる極大・極小のそれぞれが、各地点の積雪 $\delta^{18}\text{O}$ 値の鉛直分布における、どの極大・極小に対応するかを同定し、それを元に日付を割り付けた。このことから、2日~1週間程度の分解能で、積雪の全層にわたって堆積時期の推定が可能になった。この方法で得られた日付は、黄砂層によって同定された日付と良く一致した。

同じ日の降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値を標高毎に比較したところ、 $\delta^{18}\text{O}$ 値と標高の間には非常に強い負の相関があり、 $\delta^{18}\text{O}$ 値の変化率は $-0.4 \sim -0.2\text{‰}/100\text{m}$ という値を取った。しかし、春先に太平洋側を低気圧が通過するとき、両者の相関が悪くなり、変化率も $-0.1\text{‰}/100\text{m}$ と小さくなる場合があった。このような低気圧の場合、雲の流れが冬期に一般的な富山→室堂平の方向とは異なる可能性が示唆された。

キーワード: 北アルプス・山岳積雪・安定同位体比・時期推定

Key words: Northern Japan Alps, mountain snow cover, statistic isotope ratio, dating

1. はじめに

北アルプスの山岳地帯には冬季に大量の積雪がもたらされ、融雪期を迎えるまでの間、低温の環境下で解けることなく積雪として保存される。この積雪は地面から表面に向かって、初冬から晩冬にかけての降水の時系列試料として用いることができる。そのため山岳地帯の積雪は、一冬の間の

物理的・化学的情報源として、多くの関心を集めてきた。

例えば北アルプスの立山・室堂平では、約30年前に中川ら(1976)によって初めて、厳冬期から春期にかけての積雪断面観測が行われ、中部山岳地帯の高山域における積雪研究のきっかけとなった。また、その7年後には、日下部・佐竹(1983)が1982年春の室堂平積雪について同位体比と化学成分の鉛直分布を測定し、両者の関係を論じるなどの地球化学的調査を行っている。こうして始まった立山での物理的・化学的な積雪調査は、その後多くの人たちによって引き継がれ、近年では、標高別に気象観測機器を設置した大がかりな物理的観測(川田ら, 1999)や、長田ら(2000)による1994~1999年の5年間にわたる詳細な積雪

- 1) 富山大学大学院理工学研究科生命環境科学専攻
〒930-8555 富山県富山市五福 3190 番地
- 2) 富山大学理学部生物圏環境科学科
〒930-8555 富山県富山市五福 3190 番地
- 3) 富山大学極東地域研究センター
〒930-8555 富山県富山市五福 3190 番地
- 4) 富山県立山カルデラ砂防博物館
〒930-1405 富山県中新川郡立山町芦峯寺字ブナ坂

化学成分の深度分布解析など, 多くの研究に発展して成果を上げている。

しかし, このような積雪についての研究を行う上で, 各深度の積雪が「いつ降った雪なのか?」を知ることは非常に重要である。特に化学成分の解析においては, 試料を採取した積雪層がいつ形成されたかがわかれば, その当時の気象状況などから, 各化学成分の起源や輸送経路を推定することができるからである。しかし, 冬期間の詳細な気象情報を得ることが難しい山岳域では, 積雪の形成時期を推定することが困難である。

このため, 山岳積雪の形成時期の推定には, タイムマーカーを散布する方法 (柳澤ら, 1996), 圧密を考慮した積雪モデルと海塩起源化学成分の鉛直分布を用いる方法 (木戸ら, 1997), 飛来した日付がわかっている黄砂などの不溶性固体微粒子を含む層を用いる方法 (飯田ら, 2001) など, 今までにさまざまな方法が試みられてきた。ここでは新しい方法として, 積雪試料の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$ 値) の鉛直分布と, その積雪が形成された期間の降水試料の $\delta^{18}\text{O}$ 値を対比する, 積雪時期の推定法を提案する。

複数地点間の $\delta^{18}\text{O}$ 値を比較して積雪時期を推定する方法は, Watanabe ら (1986) の例にも見ることができる。また, 篠田 (1999) は室堂平の積雪と富山市の降水の d -値 ($d = \delta D - 8\delta^{18}\text{O}$) を比較して積雪時期の推定を行った。しかし, この方法を一冬という長期間かつ広範囲の山岳積雪に応用するのは, 本研究が初めてであろう。

2. 研究の方法

2001 年 3~4 月に, 立山西面の異なる標高の 3 地点 (図 1: 室堂平: 海拔 2450 m・弥陀ヶ原: 1930 m・雷鳥バレースキー場上部: 1200 m) において, 融雪期以前に積雪層の断面観測を行い, 高さが 3 cm の箱形サンプラーを用いて試料を採取した。試料採取の間隔は, 室堂平と雷鳥バレーでは 3 cm (サンプラーの高さ), 弥陀ヶ原では 10 cm 毎である。したがって, 室堂平・雷鳥バレーは連続的, 弥陀ヶ原は離散的なデータである。各地点での積雪採取は, なるべくその地域の積雪深を代表すると思われる平坦な所で, かつ周囲の樹木や建造物・人の侵入による攪乱の無いと判断さ

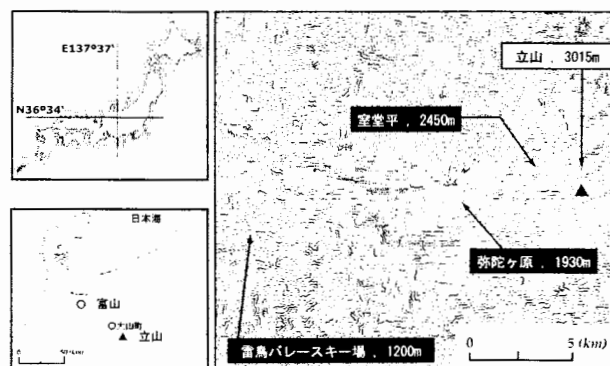


図 1 観測地点。

れる場所を選定して行った。

採取した試料は, 蒸発による同位体分別の影響が無いように, 密閉した容器に入れて持ち帰った。実験室でこれを融解させた後に, CO_2 平衡法により質量分析計 (Micromass 社製 PRISM model) を用いて $\delta^{18}\text{O}$ 値を測定した。ふつう, $\delta^{18}\text{O}$ 値の測定には 3~5 ml の試料が使われることが多いが (Horita *et al.*, 1989; 大隅, 1991), 本装置では, 容積 3.2 ml のミニバイアル瓶中で平衡反応を行わせるため, 1 ml という非常に少量の試料水でも測定することができる。分析の精度は, $\pm 0.1\text{‰}$ である。

また, 富山大学理学部二号館 (海拔 9 m) の屋上で 2000 年 12 月 2 日~2001 年 3 月 12 日の期間に降水を採取した。採取装置は, 屋上の床から約 150 cm の高さに直径 30 cm のポリエチレン製漏斗を設置し, 漏斗の先にシリコンゴム管を取り付け, 10 l のポリタンクと連結させた物を用いた。降雪の採取も行うため, 漏斗の裏側にはテーブルヒーターを取り付けたが, 試料の蒸発による同位体分別の影響が無いように, 20°C 程度の低温に設定した。1 回の降水ごとに試料を採取し, その間隔は 1~5 日程度である。この試料についても $\delta^{18}\text{O}$ 値の測定を行った。

試料水の $\delta^{18}\text{O}$ 値 (SMOW scale) は次式のように表される。

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \right)_{\text{sample}} / \left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \right)_{\text{smow}} - 1 \right] \times 10^3 \quad (\text{‰})$$

ただし $\left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \right)_{\text{sample}}$ および $\left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \right)_{\text{smow}}$ はそれぞれ試料水と標準平均海水 (SMOW: Stan-

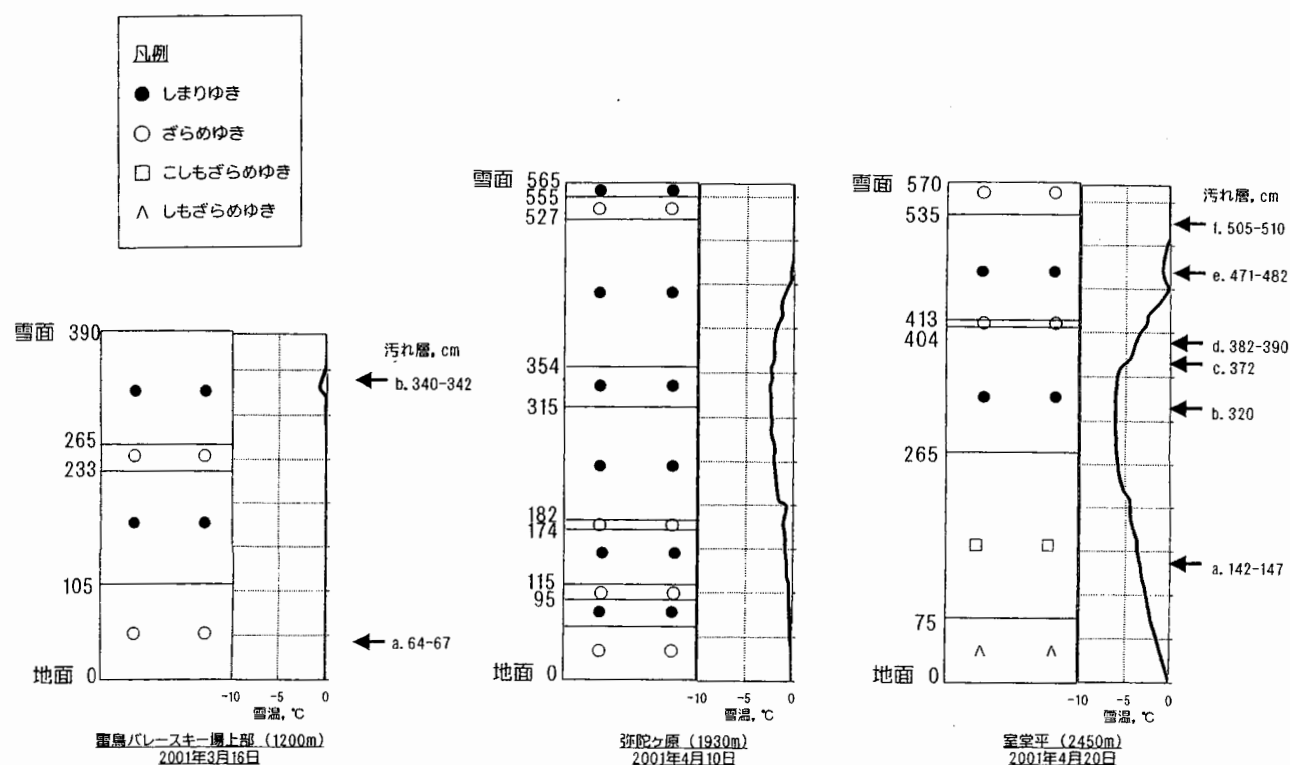


図 2 各地点での積雪構造図。

雷鳥バレーの a-b, 室堂平の a-f, は, 目視観測で得られた汚れ層 (黄砂飛来によって形成されたと考えられる) の位置を示す。雷鳥バレーの a, および b, はそれぞれ, 室堂平の a, および e, に対応すると見られる。

dard Mean Ocean Water) の同位体比 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) であり, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ は SMOW の値を 0‰ としたときの試料の δ 値である。

このように測定した, 各地点での $\delta^{18}\text{O}$ 値の一冬を通した変動パターンを比較することで, 積雪時期の推定を行った。また, 降水日時の各地点間での対応関係を調べるため, 気象台の測候記録を用いて, 各地点に最も近い観測点である大山町と富山市の降水量データの比較も行った。

3. 結果と考察

3.1 積雪の断面観測

図 2 に各地点の積雪断面構造を概略で示した。細かい層の境界は省略してある。構造図には, サーミスタ温度計によって 10 cm 毎に計測した雪温の鉛直分布と, 目視によって確認できた汚れ層の位置も付記した。汚れ層は黄砂が飛来したときに形成された層である。

標高 1200 m の雷鳥バレースキー場の積雪層は, 底部 (105 cm 以下) を除いて大部分がしまり

ゆき層から成っていた。雪温はほぼ全層にわたって 0℃ であり, 融雪直前の状態だったと考えられる。しかし, 少なくとも融解水の影響を受けていないしまりゆき層の部分では, 同位体比の変化は起こっていないと考えられる。

底部 (105 cm 以下) と中間部 (265~233 cm) にはざらめゆき層が見られた。これらは気温が高かった時期に積雪層の一部が融解したことを示す。しかし, 中間部のざらめゆき層より下には融解していないしまりゆき層があり, 融解水が積雪層中を深く浸透する程の強い融雪が起こってはいなかったと考えられる。融解した積雪の同位体比は, 融雪の進行に伴って高くなる傾向があり (橋本ら, 2002), これらのざらめゆき層は融解の影響を受けて同位体比が多少変動している可能性がある。しかし, 非常に強い融解によって, 各層の同位体比が均一化していなければ, 変動のパターンを見るための試料としては有効であろう。

標高 1930 m の弥陀ヶ原と 2450 m の室堂平の積雪は, 高い標高による低温を反映してほぼ全層

にわたってしまりゆき層・こしもざらめゆき層から成っていた。雪温も 0°C 以下の部分が多く、融解水の影響は表面付近を除いてほとんど見られなかった。よってこれら 2 地点の試料は降雪時の同位体比をほぼ保存していると考えられる。

これらの試料は地面から積雪表面に向かって、積雪が形成された初冬から試料採集をした日（多くの場合は春先である）までの、その地点での降水の連続的な時系列試料である。

3.2 各地点の降水量

調査・試料採取を行った立山西面は、海拔標高約 3000 m の立山山頂に至る斜面であり、海岸線から山頂までの距離は約 50 km 程度と短い。主として北西季節風が卓越する冬季においては、日本海で生成された雪雲がこの斜面に沿って上昇する過程で、大量の積雪をもたらす。

しかし、厳しい気象や地理的な条件のため、立山山岳域での降水量に関する詳細なデータはほとんど無い。そのため、立山山岳域での降水状況を検討するため、立山に最も近い大山町の気象庁アメダス観測点（図 1）と、富山市の観測点の降水量データ（気象庁，2004）を用いた。図 3 に、2000 年 12 月 1 日～2001 年 4 月末日まで 5 ケ月間の日降水量を示した。図 3 からは、両地点では降水量の値には多少の差はあるが、両者の変動パターンは非常に良く対応していることが容易にわかる。すなわち平野部の富山市と山岳部の立山周辺ではおおよそ同時に降水があり、同一の雲から降水がもたらされていたと考えられる。

3.3 積雪時期の推定

3.3.1 $\delta^{18}\text{O}$ 値による積雪時期の推定

各地点の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の鉛直分布と、積雪層が堆積したのと同期間の富山市降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値を図 4 に示す。

$\delta^{18}\text{O}$ 値はおおよそ、平野部の富山市降水で $-15 \sim -3\text{‰}$ 、1200 m の雷鳥バレー積雪で $-18 \sim -5\text{‰}$ 、2000 m の弥陀ヶ原で $-20 \sim -8\text{‰}$ 、2500 m の室堂平では $-22 \sim -8\text{‰}$ という範囲で変動し、 $\delta^{18}\text{O}$ 値は標高が高い地点ほど低い値をとる傾向があった。これは、同一の雲からもたらされる降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、標高が上がるほど低くなっていくという、高度効果によると考えられる（早稲田・中井，1983）。

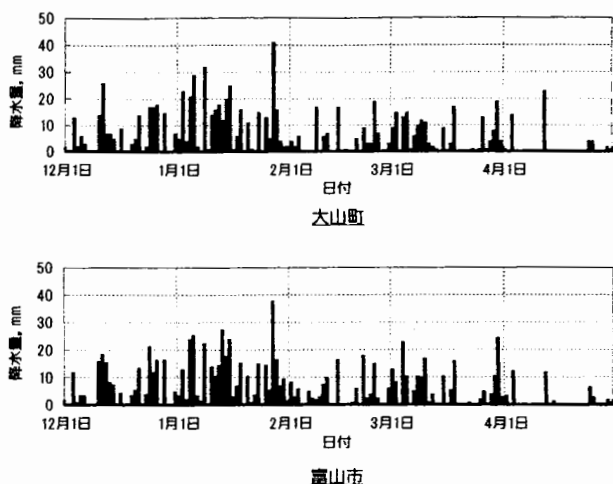


図 3 大山町と富山市の降水量 (2000-2001 冬季)。

気象庁のアメダス観測点でのデータ。大山町のアメダス観測点は立山より西に 12 km 程の場所である。また、富山市の観測点は、富山地方気象台である。

各地点での $\delta^{18}\text{O}$ 値は、相対的に高い方と、低い方に交互にピークを作りながら変動していた。鉛直分布の対応は、室堂平と弥陀ヶ原では非常に良かった。雷鳥バレーの場合は、ざらめゆき層である 105 cm 以下では $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動幅は小さく、対応も良好ではなかったが、105 cm 以上の層については、室堂平・弥陀ヶ原と良い対応を示した。このように、富山から室堂間の 4 地点の変動はよく対応していることが認められた。

3.2 では、富山市と大山町の降水パターンには良い対応関係があり（図 3）、このことから各地点における同時期の降水は、同一の雲からもたらされたと考えられると述べたが、 $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動が良い対応関係を示していることも、この事を裏付けている。

図 5 では極小値、図 6 では極大値のそれぞれ対応すると考えられるピークを線でつないで示した。但し、ピークが有っても顕著でない部分の対応は破線で示した。また、これらのピークについて、採取した期間が明らかな富山市の降水試料を基準にして日付を決定した。日付を決定した基準について、以下に詳述する。

図 4 において、雷鳥バレーの試料の 105 cm 以下のざらめゆき層では変動の幅が小さく、融解に伴う均一化の影響が考えられる。また、富山市の 2 月 3 日頃～3 月 2 日にかけての $\delta^{18}\text{O}$ 値も変動の

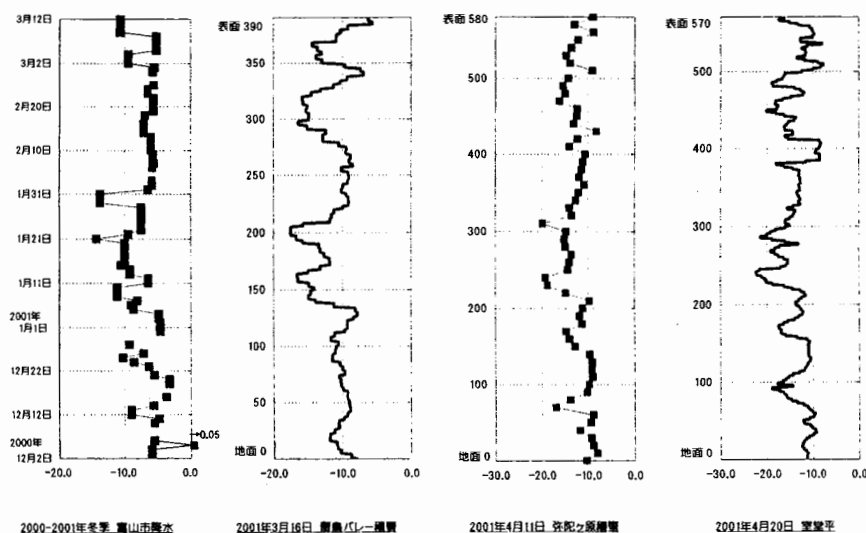


図 4 富山市降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値の経時変化と、立山周辺積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の鉛直分布。富山市の降水は、1 回の連続した降水 (1~5 日の間隔) 毎に採取を行い、データが飛んでいるところは降水が無かった日である。図中の日付は回収日を表し、 $\delta^{18}\text{O}$ 値はポリタンクの設置日 (多くは前回の回収日) から、その日付迄の 1~5 日間の降水の同位体比を示している。また、弥陀ヶ原の積雪試料採取は、断面観測を行った日 (4/10) の翌日に行ったため、積雪構造図 (565 cm) と $\delta^{18}\text{O}$ 値鉛直分布図 (580 cm) の積雪深が一致していないが、断面観測と試料採取を行った場所はほぼ同じ地点である。

幅が小さい。したがって、これらの区間は、他の地点との比較が困難である。しかし、富山市降水の 1 月 10 日~2 月 3 日の期間は、 $\delta^{18}\text{O}$ 値が「高→低→高→低→高」と、アルファベットの「W」を 90°右回転させた形に変動している (図 4)。この「W」を 90°右回転させたパターンは、図 4 における雷鳥バレーの 130~224 cm、弥陀ヶ原の 210~320 cm、室堂平の 208~315 cm の区間で明瞭に認められる。

そこで、このように富山を含めた全地点で明瞭に認められるこの変化パターンの区間を鍵層と定め、富山市降水の 1 月 20 日と 30 日の 2 つの連続する極小に対応するものが、雷鳥バレー積雪の 160 cm と 201 cm、弥陀ヶ原の 230 cm と 310 cm、室堂平の 240 cm と 288 cm にある各極小のピークに対応すると判断した。

また、富山市の 12 月 24 日付近と室堂平の 100 cm 付近にあるピークは、どちらも連続した極小の間に極大の切れ込みが入る形をしており、良く一致している。

このように、特徴が顕著である区間 (多くは 1 月 10 日~2 月 3 日頃にある。具体的には; 1 月 10 日・20 日・30 日・2 月 3 日の極小、1 月 12 日・

23 日・28 日の極大) の日付をまず決定し、それを基準として、その上下にあるピークを順次対応させて、日付を推定した。

なお、室堂平では 265 cm にも明瞭な極小のピークが見られる。富山市ではそのようなピークは見られないが、弥陀ヶ原と雷鳥バレーでは、それぞれ 290 cm および 183 cm に不明瞭な極小のピークが見られる。これは、室堂平の分解能が、他の地点と較べて最も高いため、他の地点の試料では捉えきれないピークをより敏感に表しているためだと考えられる。

2 月~3 月にかけては、富山市以外の 3 地点間では対応関係を見出しやすいが、富山市では変動幅が小さく、ピークが明瞭ではない。例えば、図 5 の 2 月 3 日・図 6 の 2 月 9 日と記した線で、雷鳥バレー・弥陀ヶ原・室堂平の積雪に見られる各ピークは対応関係にあると考えられるが、富山市降水にはそれらに対応するピークが見られなかった。しかし、前後のピークの日付から推定して、3 地点の積雪試料に見られたピークは、富山市降水の 2 月 3 日 (極小値; 図 5) および 2 月 9 日 (極大値; 図 6) であると判断された。また、図 5 では、富山市の 2 月 14~18 日、23~24 日の 2 箇所

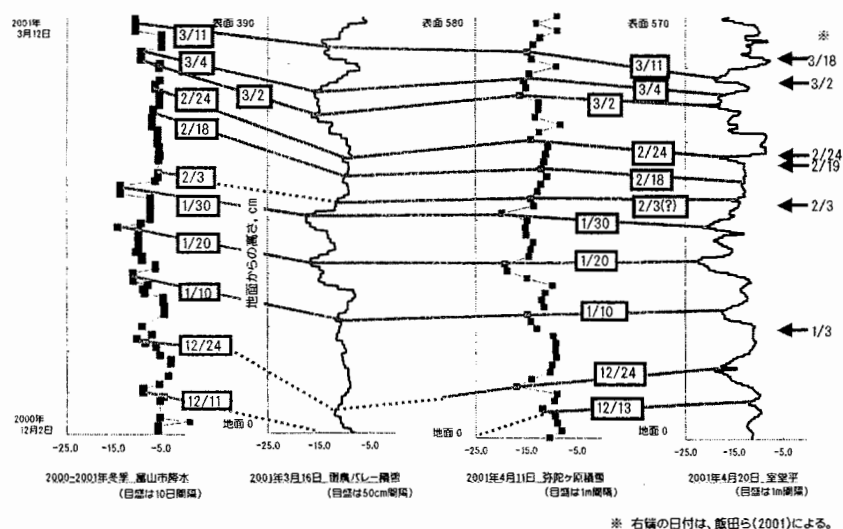


図 5 富山市降水を基準とした立山周辺積雪の積雪時期推定（極小値に着目した対比）。

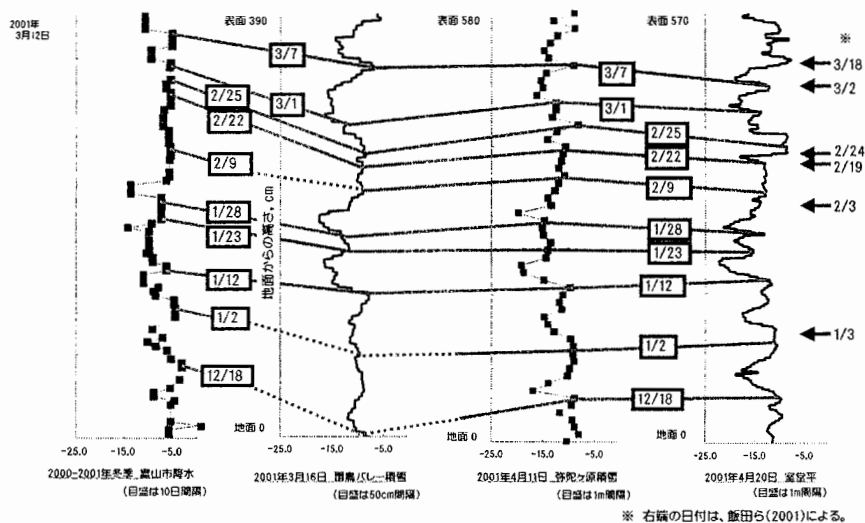


図 6 富山市降水を基準とした立山周辺積雪の積雪時期推定（極大値に着目した対比）。

に極小のピークが有ると判断された。図 6 の 2 月 22・25 日の富山市降水にも明らかな極大のピークは認められなかったが、図 5 に示した 2 月 3 日～3 月 4 日にある各極小ピークの谷間のうちで、最も大きい値を他の地点のピークに対応させた。

富山市で明瞭なピークが見られなかったのは、他の 3 地点の試料に較べて富山市の降水試料採取間隔が大きいこと、 $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動が平均化されてしまったためと思われる。

このようにして同定した日付の分解能は、1 回

の降水の採取期間に依存するが、本研究の場合は 2 日～1 週間程度である。

冬期間における北陸地方の降水は、およそ以下のような気象状況の繰り返しによってもたらされる（富山地方気象台，1974）。

1. 大陸より低気圧が東進し、本州南岸または日本海を北上する。
 2. この低気圧が北海道東方で発達し、冬型の気圧配置になる。
1. と 2. のいずれの場合も降水がもたらされる

場合が多いが、この繰り返しの周期は数日～1週間程度である(例えば3.4.1参照)。この周期を1回の「降水イベント」とするならば、この日付推定法での分解能は、イベント毎に形成された積雪層を決定する為には充分である。なお、図5,6の右端に示した日付は飯田ら(2001)によって推定されたものである。これについては、3.3.2に詳しく述べる。

3.3.2 黄砂層による堆積時期推定法との比較

飯田ら(2001)は、2001年3月27～28日に室堂平で、4月10日に弥陀ヶ原で積雪調査を行い、黄砂などの不溶性微粒子の濃度分布から積雪時期の推定を行った(図7)。この時の試料採取は10cm毎に行われた。融解した試料をメンブランフィルターで濾過して得られた不溶性粒子の濃度分布と、各種積雪断面観測情報・リオンKC-01Cを用いて粒径別に連続採取した大気中の乾性降水物サンプリング記録(0.3, 0.5, 1.0, 2.0, 5.0mm以上の数濃度を計測)・各地の気象台における大気塵象観測記録などを対応させることで、黄砂層の形成時期を推定した。調査が行われた地点は、本研究で積雪を採取した地点と隣接している。また、飯田らが室堂平で調査を行った3月下旬から本研究の調査までには約1ヶ月の開きがあるが、積雪に融解が見られないことから積雪の層構造には差がないと考えられる。また弥陀ヶ原において、日付の推定に用いた黄砂層の観測を行った積雪断面は、図2に示したものと同一断面である。

図7で日付が推定された、室堂平の6つの黄砂層(①～⑥)は、図2に示した室堂平の6つの黄砂層(a～f.)の位置と良く対応し、これらは同一の黄砂層であると見られる。そこで、図5と図6のa～f.の位置に、飯田らによって推定された積雪時期の日付を書き込んだ。ただし黄砂現象は、数日間程度の継続時間をもって連続的に起こる現象であり(例えば;増水ら, 2001)、ここで推定された日付は、ある程度の幅を持つことを考慮する必要がある。

このように、黄砂による日付の推定法には、数日の誤差があり得る。また、 $\delta^{18}\text{O}$ 値の日付は、降水採取日であり、その前に1～5日間の降水採取期間がある。そのため $\delta^{18}\text{O}$ 値による日付は、その日付から過去方向に数日の誤差を取り得る。この

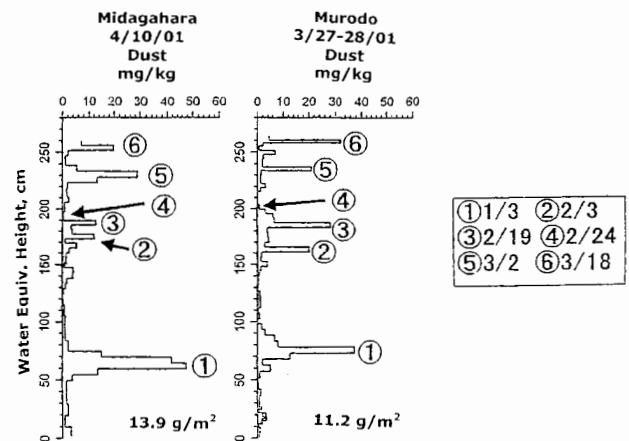


図7 2001年3月27-28日室堂平積雪、2001年4月10日弥陀ヶ原積雪の不溶性粒子濃度分布(飯田ら, 2001)。

ような点を考慮したとき、本研究で $\delta^{18}\text{O}$ 値から推定した積雪時期と、飯田らの黄砂による日付とは、非常に良く一致しているといえよう。このように、 $\delta^{18}\text{O}$ 値を用いた推定法は、従来の方法と良く一致することがわかった。また、従来の方法の分解能は5日～1ヶ月と長かったのに対し、本研究で用いた方法では2日～1週間程度と、大きく向上させることができた。さらに、黄砂による時期の推定は、黄砂の飛来しない時期には全く無力であるが、本法は、晩秋から早春まで連続して日付を同定できる点が、従来の方法にはないすぐれた利点であると考えられる。

3.4 $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動

3.4.1 気圧配置と $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動

冬季の日本海沿岸地域の降水は主に、西高東低の気圧配置をとる「冬型」・日本海を低気圧が通過する「日本海低気圧型」・太平洋沿岸を低気圧が通過する「南岸低気圧型」の3つの気象状況によってもたらされることが知られている(富山地方気象台, 1974)。Suzuki and Endo (2001)は新潟県十日町で採取した冬季降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値を測定し、冬型・日本海低気圧型による降水と、南岸低気圧型による降水では、前者の方が高い $\delta^{18}\text{O}$ 値を取ることを示した。

本研究においても、積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値による時期推定の基礎となる、降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動と気象状況の間にどのような関係があるかを調べた。3.3.1において鍵層として用いた、2001年1月10日～2月3日にかけての区間について検討する。

図 8 に, この区間の 2001 年 1 月 10・11・14・15・18・20・22・28 日と 2 月 4 日の午前 9 時の地上天気図 (日本気象協会, 2001a, 2001b) を示す. これらからわかる当時の日本付近の気象状況と, $\delta^{18}\text{O}$ 値との対応関係は以下の通り.

- (1) 1 月 10 日の天気図で華北に位置する低気圧は, 11 日に北海道付近に至って発達した (日本海低気圧型). このため, 13~14 日にかけては冬型の気圧配置となり, $\delta^{18}\text{O}$ 値は高い方にピークを作った. 14~15 日にかけて南岸を低気圧が通過し, 日本海側は大雪となった. $\delta^{18}\text{O}$ 値は低い方に推移した. その後, 18 日にかけての日本付近は主に冬型の気圧配置となり, $\delta^{18}\text{O}$ 値はやや高い方に推移した.
- (2) 20~21 日に本州南岸を低気圧が東進し, 太平洋側に大雪をもたらした (南岸低気圧型). 大山町・富山市でも降水を観測した. $\delta^{18}\text{O}$ 値は低い方にピークを作った.
- (3) 太平洋を東進した低気圧は千島付近に至って発達し, 22~24 日にかけては冬型の気圧配置. 日本海側では雪. $\delta^{18}\text{O}$ 値は高い方にピーク. その後, 日本付近は一時的に高気圧に覆われた.
- (4) 25~28 日にかけて本州南岸を低気圧が通過し, 関東を中心に大雪となった (南岸低気圧型). 大山町・富山市では 27 日に 40 mm という降水を観測した. $\delta^{18}\text{O}$ 値は低い方にピーク.
- (5) 2 月 1 日頃から本州南岸と日本海をそれぞれ低気圧が北上して北海道に至り, 日本海の低気圧は 3 日以降発達して強い冬型となった. 北日本を中心に大荒れとなった. $\delta^{18}\text{O}$ 値は高い方にピーク.

このように, 本研究においても, 気象状況が冬型・日本海低気圧型であるときには $\delta^{18}\text{O}$ 値が高く, 南岸低気圧型の時に低くなるという傾向が見られた.

3.4.2 $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動要因

富山市の降水を例にとると, $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動幅は $-15\sim-5\text{‰}$ と, 約 10‰ の開きがある. 一般に, 降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値には水蒸気の凝結温度が大きく関与している (Dansgaard, 1964) ことが知られている. しかし, 実際に計測された $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動幅は, 温度の変化から予想される変化幅にくらべて遙かに大きく, $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動を温度の変化だけで

説明することはできない.

この地域に雪を降らせる雲の水蒸気源は主に日本海と考えられるが, 北西からの季節風によって富山近傍の日本海面から水蒸気が蒸発して雲を形成し, 南東に向かって富山市→立山と進むときの同位体分別についてのモデルは次のようになる.

水と水蒸気の酸素同位体分別係数 a を

$$a = (\delta^{18}\text{O}_{\text{気相}} + 1000) / (\delta^{18}\text{O}_{\text{液相}} + 1000) \quad \dots(1)$$

と定義したとき, 平衡時の同位体分別の大きさ ($\Delta = 10^3 \ln a$, ‰) と温度 T (K) の関係は, 次式で表現される (Majoube, 1971).

$$\Delta = 10^3 \ln a = -1137/T^2 \times 10^3 + 415.6/T + 2.07 \quad \dots(2)$$

ここで, 海面から水蒸気が蒸発するときに全て同位体平衡が成り立つとして, 日本海面上の温度を 10°C と仮定すると, その時の a は式 (2) より,

$$a = 0.9894 \quad \dots(3)$$

である. 海水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は 0‰ なので, 海面から蒸発した水蒸気の $\delta^{18}\text{O}$ 値は式 (1) より -10.6‰ 程度であると予想される. しかし, 実際の海面からの水蒸気の蒸発は, 非平衡状態で起きていることが知られている. したがって, その結果, 形成される水蒸気の $\delta^{18}\text{O}$ 値は, 平衡値より多少低いと考えられる.

こうして形成された水蒸気が同位体分別を起こしながら凝結し, 降水として連続的に雲から取り除かれる. このとき, いわゆるレイリー蒸留のモデルによって, 降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は雲の吹送距離に応じて低下する (酒井・松久, 1996).

積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値が高い方にピークを作る場合, 富山市では $-7\sim-5\text{‰}$ という値を取る (図 6). このようなときは, 冬型の気圧配置をとることが多い. 北西の季節風の吹き出しによって日本海上で雲が形成され, それが降水を落としながら同位体比を低下させて富山市に到達する. このように同位体比を低下させた雲からもたらされる降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値が $-7\sim-5\text{‰}$ ということなのであろう.

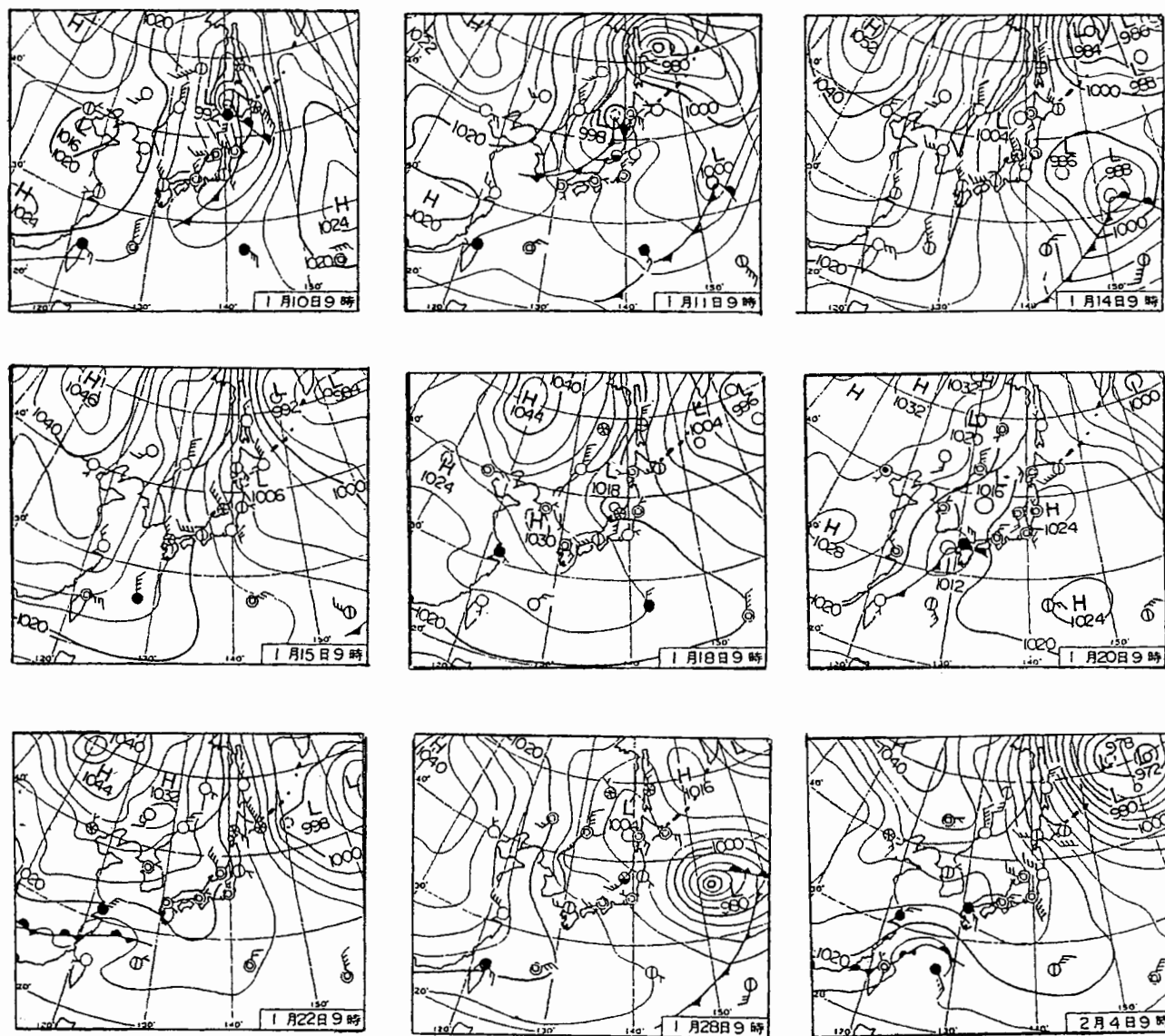


図 8 2001 年 1 月 10・11・14・15・18・20・22・28 日と 2 月 4 日の午前 9 時の地上天気図 (日本気象協会, 2001a).

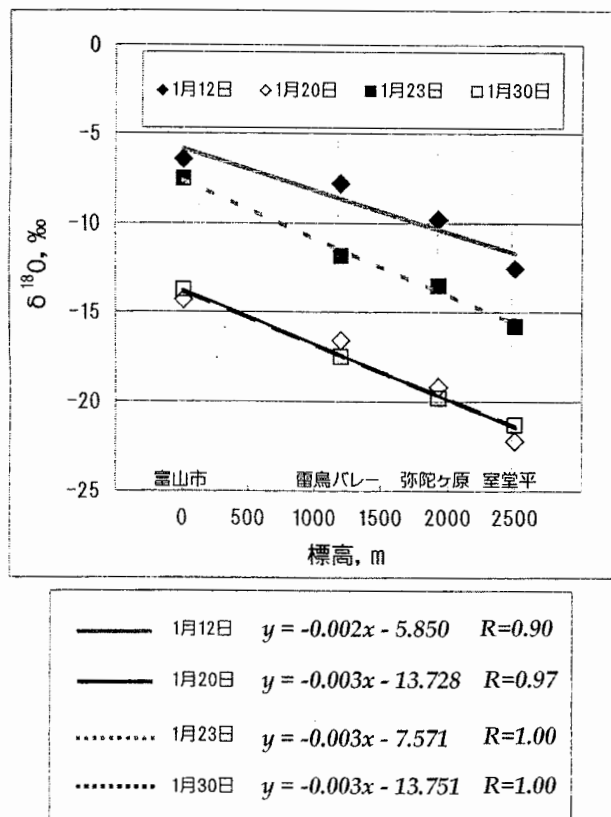
一方, $\delta^{18}\text{O}$ 値が低くなる場合, 例えば富山市では -15‰ のような値を取る (図 5). このことは, 雲がより離れた場所で形成され, はじめに持っていた水蒸気のかなりの部分を降水として落としながら, 富山市や立山周辺に輸送されてきたと考えられる. 実際に, このようなときは, 南岸低気圧型の気圧配置が多い. 東シナ海や太平洋で発生し, 低気圧の北上と共に長距離を輸送されてきた雲は, その過程で $\delta^{18}\text{O}$ 値が大きく低下し, 富山に到達したときには -15‰ のようなきわめて低い $\delta^{18}\text{O}$ 値を持つ降水をもたらすと考えられる.

3.4.3 標高による $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動

図 4 に見られるように, 同時期の降水を比較す

ると, より標高が高いほど $\delta^{18}\text{O}$ 値が低下する傾向がある.

図 8 の天気図の日付における, 各地点の $\delta^{18}\text{O}$ 値と標高の関係を図 9 に示す. この図から明らかなように, 標高が高くなるほど $\delta^{18}\text{O}$ 値は低下しており, 両者の間には強い負の相関が認められる. ここでの標高 100 m についての変化はおおよそ $-0.4 \sim -0.2\text{‰}$ 程度である. この値は, これまでに立山の周辺で得られた値である $-0.2\text{‰}/100\text{ m}$ (篠田, 1999), 白馬岳八方尾根の $-0.3\text{‰}/100\text{ m}$ (早稲田・中井, 1983), 富山県内河川水から得られた $-0.24\text{‰}/100\text{ m}$ (水谷・佐竹, 1997) と良い一致を示す.

図 9 $\delta^{18}\text{O}$ 値と標高の関係 (1).

■と◆は冬型および日本海低気圧型の気圧配置時, □と◇は南岸低気圧時を示す.

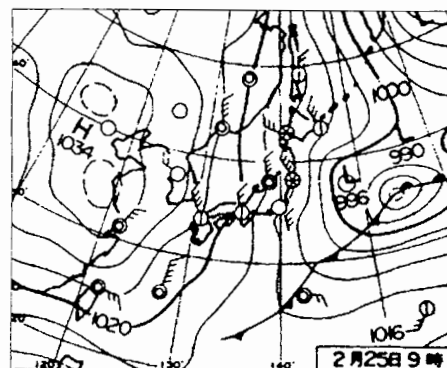
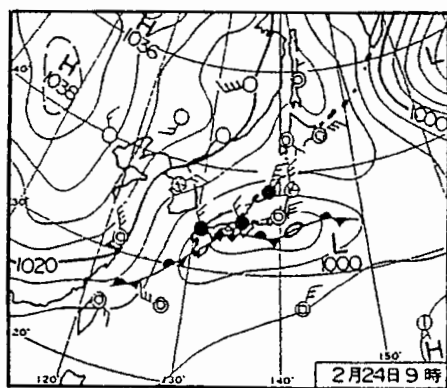


図 10 2001 年 2 月 24 日と 25 日の午前 9 時の地上天気図 (日本気象協会, 2001b).

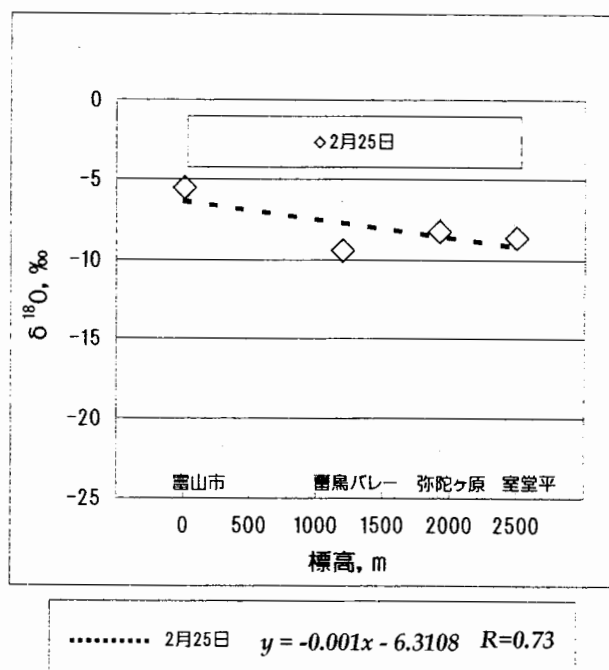
図 11 $\delta^{18}\text{O}$ 値と標高の関係 (2).

図 9 では, 冬型と南岸低気圧型のどちらの気圧配置を取る場合も, $\delta^{18}\text{O}$ 値と標高の間には強い負の相関がある. このことは, どちらの気圧配置の時にも, 標高の低い富山市から高い室堂平に向かって, 雲が降水を落としながら進行する可能性を示している.

このことは逆に, 少なくとも冬季においては, 富山市から立山にかけて降水をもたらす雲がおおよそ同一であることを示している. これは, 3.2 において, 富山市と大山町の降水パターンに一致が見られる (図 3) 事とも対応している. 各地点間の $\delta^{18}\text{O}$ 値は, その絶対値が異なっても, 非常に類似した変動パターンを示したのはそのためであろう.

しかし, 春先においてはこれに当てはまらない例も見られた. 例えば, 図 10 の天気図 (2 月 24 日から 25 日にかけて) に示した南岸低気圧型の 2 月 25 日においては, 図 11 に示すように, $\delta^{18}\text{O}$ 値と標高の間には, おおよそ負の相関 ($r=0.7$) があるものの, 図 9 に見られたような強い相関 ($r=0.9\sim 1.0$) が見られず, この時の $\delta^{18}\text{O}$ 値の変化は $-0.1\text{‰}/100\text{ m}$ 程度と小さい. また, 2 月 25 日の $\delta^{18}\text{O}$ 値は南岸低気圧型にも関わらず, 弥陀ヶ原・室堂平では高い方にピークを作っていた (図 6).

富山市および立山の位置する北陸地方では冬期

間は北西方向の風向が卓越するため、降水をもたらす雲の流れは一般に北西→南東、つまり富山市→室堂平という経路を取る。特に冬型の気圧配置の時には北西風の吹き出しが強く、この傾向は顕著である。しかし、図 11 に示す結果は、南岸低気圧通過時は、雲の流れ方が冬型の時と異なり、南からの気流の影響を受けて、必ずしも富山市→室堂平という経路を取らない場合があることを示唆している。

飯田 (2000) は、1998~99 年に立山周辺で標高別の降雪量を調べ、冬型の気圧配置の時には標高が高いほど降雪量が増加する傾向があるが、低気圧通過時には標高が低いところで増加する場合があることを見出した。このように、低気圧通過時に降雪量・ $\delta^{18}\text{O}$ 値ともに標高と相関が悪くなるという対応があるということから、雲の流れが冬型の時とは異なる場合があると考えられる。

4. まとめと今後の課題

積雪試料の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$ 値) の鉛直分布と、日付が既知の降水試料の $\delta^{18}\text{O}$ 値を対比させることで、降雪時期の特定が困難である。冬期間の山岳積雪の堆積時期が推定できた。また、この方法によれば 2 日~1 週間程度の分解能で積雪層の堆積時期を決定することができ、これまでに用いられた方法に較べてより詳細に時期を決めることが可能になった。

$\delta^{18}\text{O}$ 値を用いた積雪時期の推定法は、富山~立山という範囲ではおおそ有効であるが、例えば低気圧通過時のような、一般的な卓越風向とは異なる場合には正確に時期を推定できない可能性がある。この原因は主に、雲が輸送される経路によって同位体分別の程度が異なるためと考えられる。

このような問題点を解決し、本法をより広い範囲 (例えば、ほぼ同様の降雪機構に支配されていると見られる北アルプス全域など) に、より高い精度で適用するためには、同時に水素同位体比 (δD 値) も測定し、水蒸気形成時の海面での蒸発過程を示す d -値 ($d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$) を求め、 $\delta^{18}\text{O}$ 値と d -値の両者の鉛直分布の比較から堆積時期を推定することが必要であろう。

謝 辞

各地点での積雪調査では、富山大学雪氷学講座・環境化学計測第 II 講座の方々に手伝って頂いた。室堂平の調査では宿泊の便宜を図っていただいた室堂山荘をはじめ、多くの方のご協力を頂いた。記して感謝の意を表する。また、匿名査読者のお 2 人からは本稿をよりよい物にするための、多くの有益なコメントを頂いた。厚く御礼を申し上げる。

文 献

- Dansgaard, W., 1964: Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**, 436-468.
- 橋本重将・周 石礪・中尾正義・坂井亜規子・上田 豊・石川信敬・成田英器, 2002: 湿潤積雪中における雪粒子と間隙水の同位体交換. *雪氷*, **64**, 163-172.
- Horita, J., Ueda, A., Mizukami, K. and Takatori, I., 1989: Automatic δD and $\delta^{18}\text{O}$ analyses of multi-water samples using H_2 - and CO_2 -water equilibration methods with a common equilibration set-up. *Appl. Radiat. Isot.*, **40**, 9, 801-805.
- 飯田 肇, 2000: 立山カルデラ砂防博物館における積雪調査報告. 立山カルデラ研究紀要, **1**, 37-41.
- 飯田 肇・長田和雄・木戸瑞佳・川田邦夫・上田 豊, 2001: 立山における冬季降水量分布の推定. 2001 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 91.
- 川田邦夫・佐竹 洋・酒井英男・飯田 肇・貴堂靖昭, 1999: 山岳域の気象雪氷モニタリングに関する研究. 富山県域の雪の特性解明と利雪に関する高度利用研究, 109-124.
- 木戸瑞佳・長田和雄・矢吹裕伯・飯田 肇・瀬古勝基・幸島司郎・對馬勝年, 1997: 立山・室堂平における積雪層の堆積時期の推定. *雪氷*, **59**, 181-188.
- 気象庁, 2004: 電子閲覧室. <http://www.data.kishou.go.jp/>.
- 日下部実・佐竹 洋, 1983: 北アルプス内蔵助沢万年雪の安定同位体比とトリチウム濃度. 1983 年度日本地球化学会年会講演要旨集, 55.
- 増水紀勝・岩崎亮治・小山田恵・木下紀正・鶴野伊津志・佐竹晋輔・矢野利明・飯野直子, 2001: GMS-5/VISSR と NOAA/AVHRR による 2001 年春季黄砂の解析. 日本リモートセンシング学会第 31 回学術講演会論文集, 71-74.
- 水谷義彦・佐竹 洋, 1997: 地下水かん養源としての河川水の水素および酸素同位体組成. *地下水学会誌*, **39**, 287-297.
- Majoube, M., 1971: Fractionnement en oxygene 18 et

- en deuterium entre l'eau et sa vapeur. *Journal de Chimie Physique*, **68**, 1423-1436.
- 中川正之・川田邦夫・岡部敏夫・清水 弘・秋田谷英次, 1976: 立山の積雪の研究. *雪氷*, **38**, 157-164.
- 日本気象協会, 2001a: 天気図日記. *気象*, **45**, 3, 24-25.
- 日本気象協会, 2001b: 天気図日記. *気象*, **45**, 4, 24-25.
- 大隅多加志, 1991: 水文試料の安定同位体比の自動測定. *ハイドロロジー*, **21**, 37-42.
- 長田和雄・木戸瑞佳・飯田 肇・矢吹裕伯・幸島司郎・川田邦夫・中尾正義, 2000: 立山・室堂平の春季積雪に含まれる化学成分の深度分布. *雪氷*, **62**, 3-14.
- 酒井 均・松久幸敬, 1996: 安定同位体地球化学. 東京大学出版会, 94-96.
- 篠田裕美, 1999: 立山山岳地帯における降水・積雪の化学組成と同位体比. 富山大学生物圏環境科学科平成10年度卒業論文.
- Suzuki, K. and Endo, Y., 2001: Oxygen isotopic composition of winter precipitation in central Japan. *J. Geophys. Res.*, **106**, D7, 7243-7249.
- 富山地方气象台, 1974: 富山のお天気. 北日本新聞社, 97-101.
- Watanabe, O., Kanamori, N., Sugimoto, A., Iida, H. and Higuchi, K., 1986: Regional Characteristics of Snow Cover in the Mountain Region of Central Japan. *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **34**, 67-108.
- 早稲田周・中井信之, 1983: 中部日本・東北日本における天然水の同位体組成. *地球化学*, **17**, 83-91.
- 柳澤文孝・中川 望・安部博之・矢野勝俊, 1996: 山形県蔵王の積雪と着氷の化学組成. *雪氷*, **58**, 393-403.

Dating of snow layers in a mountainous area based on the variation of oxygen isotope ratio

Kazuhiro TOYAMA¹⁾, Goro SUZUKI²⁾, Hiroshi SATAKE²⁾,
Kunio KAWADA³⁾ and Hajime IIDA⁴⁾

1) Graduate School of Science and Technology, Toyama University,
3190 Gofuku, Toyama, 930-8555

2) Faculty of Science, Toyama University, 3190 Gofuku, Toyama, 930-8555

3) Center for Far Eastern Studies, Toyama University, 3190 Gofuku, Toyama, 930-8555

4) Tateyama Caldera Sabo Museum, Bunasaka, Tateyama, Toyama, 930-1406

Abstract: The vertical profile of the oxygen isotope ratio in snow layers was measured in early spring 2001 at 3 locations (Murodo-daira: 2450 m a.m.s.l, Midagahara: 1930 m, and Raicho-valley ski ground: 1200 m) on Mt. Tateyama, the Northern Japan Alps. $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation at Toyama was also measured in Dec. 2000-Mar. 2001. Although different $\delta^{18}\text{O}$ values were obtained at the 4 locations (e.g., Toyama: -15‰ ~ 0‰ , Murodo: -22‰ ~ -8‰), the variation patterns of the vertical profiles of $\delta^{18}\text{O}$ in snow layers were observed to be similar to the temporal change pattern of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation at Toyama. Therefore, the snow layers can be dated by comparing their vertical profiles with the temporal variation in precipitation, the date of which is known. This dating method provides a resolution of 2-7 days.

The date of snow deposition determined by this method is highly consistent with conventional method based on dirty layer by Asian dust (Kosa), or putting markers.

(2004 年 7 月 29 日受付, 2004 年 9 月 22 日改稿受付, 2005 年 3 月 31 日最終改稿受付, 2005 年 4 月 6 日受理,
討論期限 2006 年 1 月 15 日)