

Title	D,T, ¹⁸ Oから見た北陸地方の降水と河川水の水文学的特徴
Author(s)	佐竹, 洋, 向井, 利明, 水谷, 義彦
Citation	富山大学トリチウム科学センター研究報告 = Annual Report of Tritium Research Center, Toyama University, 3: 45-56
Issue Date	1983
Type	
Text version	publisher
URL	http://hdl.handle.net/10110/879
Rights	

論文

D, T, ^{18}O から見た北陸地方の降水 と河川水の水文学的特徴

佐竹 洋・向井利明・水谷義彦

富山大学理学部地球科学教室
(富山市五福3190)

Environmental isotope hydrology of precipitations and river waters in the Hokuriku district, Japan

Hiroshi SATAKE, Toshiaki MUKAI, Yoshihiko MIZUTANI

Department of Earth Sciences, Toyama University, Gofuku 3190, Toyama 930, Japan.
(Received December 24, 1983)

Abstract

To study the hydrology of the Hokuriku district, measurement was made of the D, T and ^{18}O contents of precipitation samples collected at Toyama and Wajima during May, 1981 to October, 1983 and river water samples from the Kurobe River during April, 1980 to March, 1983 were measured.

The δD and $\delta^{18}\text{O}$ values of the precipitation samples were minimum in the summer and a maximum in winter. Precipitation during the spring to autumn, was $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ and for the winter, $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 30$. The source of the water vapor of precipitation differed for the summer and winter seasons. The summer air mass generated on the southern Pacific Ocean or the East China Sea precipitated rain depleted in the heavy isotopes. However, the winter air mass from the Asia Continent precipitated rain and snow abundant in heavy isotopes. A large value for the intercept with the δD axis, such as 30 in the case of winter precipitation, may imply the rapid evaporation of water vapor from the sea surface. The tritium content in the precipitation samples was rather constant (10-15 TU) except for the spring peak.

The Kurobe River samples showed no seasonal isotopic variation having values close to, $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 20$, suggesting the water from this river to be recharged by aquifers in which equal amounts of summer and winter precipitation are well mixed. The tritium content of the Kurobe River ranged from 25 to 30 TU, this being larger

than that of the precipitation samples. This fact suggests that precipitation polluted by past thermonuclear tests is still present in aquifers and is being discharged to some extent in the river.

結 言

アイソトープ、同位体、と言った言葉を思い浮べた場合、我々は普通、放射能を持った元素を考え勝ちである。しかし、自然界には、 $D(^2H)$ 、 ^{13}C 、 ^{18}O 等の安定な同位体もまた存在している。例えば水の場合、その99%以上は $H_2^{16}O$ で占められているが、 $HD^{16}O$ 、 $H_2^{18}O$ といった安定同位体を含む水分子も、各々、約150ppm、約0.2%とわずかではあるが存在している。この水が、蒸発や凝縮、或は高温の岩石との接触といった様々な過程を経る時、その $HD^{16}O$ 、 $H_2^{18}O$ の濃度は、同位体交換反応や動的同位体効果によって変動する。この変動はトリチウムに比べればわずかであり、 $HD^{16}O$ の場合その濃度が高々約40%、 $H_2^{18}O$ の場合約5%増減する程度に過ぎない。しかし、同位体比測定用質量分析計を用いて、水の D/H 、 $^{18}O/^{16}O$ 比を精密に測定した場合、0.1%以内の変動を十分に検出する事が出来る。そして、その同位体比の変動から、その水がどのような起源を持ち、どのような過程を経て現在に至ったかを知る事が出来る。

我々は、このような水の水素および酸素安定同位体や、地下水の滞留時間について有用な情報を与えてくれるトリチウムを用いて、地下深部における水の挙動や、岩石と水との相互作用について研究を行っている。このような研究を行う場合、その研究対象となる地域では、地表の水、或はその源となる降水がどのような同位体的特徴を持ち、どのように挙動しているかを知る事が不可欠である。我々は、北陸地方における降水と河川水の同位体的および水文学的特徴を知るため、富山および能登半島の先端に位置する輪島において降水を、また富山県内の代表的な7つの河川について河川水を採集し、トリチウム濃度および水素・酸素の安定同位体比測定を行っている。その結果、それらの同位体の挙動には、いくつかの特徴が認められたので、ここに報告する。なお、河川水については、トリチウム、重水素、重酸素の測定結果の揃っている黒部川について述べる。

実 験

(1) 試料採取

Fig. 1 に試料採取地点を示す。富山および輪島における降水試料は、1ヶ月毎に採取し、その収量から、その月の降水量を求めた。黒部川の河川水は、毎月中旬に1回採取し、それをその月の試料とした。

(2) 測定法

試料のトリチウム濃度は、試料を電解濃縮した後、低バックグラウンド液体シンチレーションカウンタ（アロカ、LB-1）により測定した。バックグラウンド試料としては、液体シンチレータと濃尾平野深層地下水を混合したものを使用した。電解濃縮によるトリチウム濃縮率は、試料の電解前後の重水素濃度を実測して求めた¹⁾。測定精度は 2σ 誤差で $\pm 2\text{TU}$ 以内である。

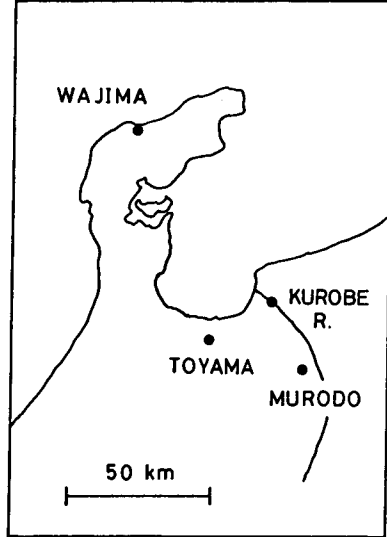


Fig. 1 Location of sampling points.

水の水素と酸素の安定同位体比の測定は次のように行った。水素同位体比を測定するため、水5mgを真空中で 650°C に加熱した金属ウランと反応させ、定量的に還元した²⁾。得られた水素ガスのD/H比を、同位体比測定用質量分析計（マイクロマス、MM602E）により測定して、水の水素同位体比を求めた。酸素同位体比の測定は、試料水2mlと CO_2 を 25°C で同位体交換平衡に達せしめた後、 CO_2 を分離回収してその酸素同位体比の測定を行い、この結果から、水の酸素同位体比を求めた³⁾。

水の水素および酸素同位体比は、D/H比や $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比のような絶対比でなく、下記の式のように試料の同位体比が標準物質からどれほど離れているかを、千分率（パーミル）で表す相対的な表示（ δ 値）によって示される。

$$\delta = \frac{R_{\text{試料}} - R_{\text{標準物質}}}{R_{\text{標準物質}}} \times 1000 \quad (1)$$

ここでRはD/H比又は $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比である。水素および酸素同位体比用標準物質として、標準平均海水（SMOW）が用いられる。測定精度は、 δD 値（水素同位体比）の場合 $\pm 1\%$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 値（酸素同位体比）の場合 $\pm 0.1\%$ である。

結果と考察

(1) 降 水

富山および輪島における、降水の水素および酸素同位体比(δD , $\delta^{18}O$ 値)の経時変化を Fig. 2 に示した。降水の δD 値, $\delta^{18}O$ 値のいずれの場合にも, 大きな経時変化が認められる。富山の降水の δD 値について見ると, 1981年の6月(-94‰)および1982年の9月(-76‰)に極小となり, 1981年の12月(-27‰), 1982年の10月と12月(-36‰)に極大となっている。この事から, この大きな経時変化は, δD 値が夏に低く, 冬に高いという, 一年を周期とする変化である事がわかる。輪島の降水の場合も, その δD 値は1982年9月に極小(-80‰), 1982年12月に極大(-26‰)となっており, 富山と同様の変動を示した。一方, 降水の $\delta^{18}O$ 値の場合も, Fig. 2 から読みとれるように, 夏に低く冬に高いという, 水素同位体比と同じ季節変化が認められる。

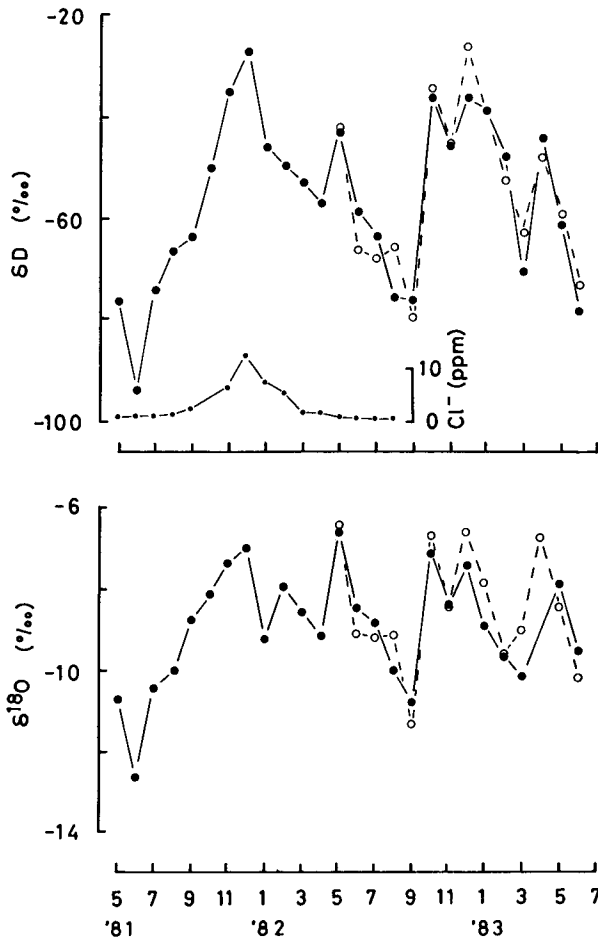


Fig. 2 δD and $\delta^{18}O$ values of monthly collected precipitation samples. ● : Toyama
○ : Wajima

降水の δD , $\delta^{18}\text{O}$ 値が季節によって変動する事は、地球上の多くの場所で認められている⁷⁾。しかし、殆どの観測点における季節変化は、夏に $\delta\text{D}\cdot\delta^{18}\text{O}$ 値が高くなり、冬には低下するというものである* (例えば、東京、グリーンランドなど)。富山、輪島で観測された、冬に高く夏に低いという変化は、熱帯地方にいくつかの例があるのみで⁴⁾、他の中緯度地帯では殆ど報告されていない。降水の δD 値, $\delta^{18}\text{O}$ 値が、夏に低く冬に高いという変化が、富山において2年間くり返し認められた事、および、それが富山と輪島で同時に認められた事を考え合せると、その特異な季節変化は単なる偶然、または、局地的現象とは考えにくい。北陸地方の日本海沿岸部では、降水はおしなべて、このような同位体比の変動を行っている、と考えるのが妥当であろう。

富山と輪島の降水について、 δD 値を y 軸に、 $\delta^{18}\text{O}$ 値を x 軸にとってプロットしたものが、Fig. 3 である。この図から、1981年11月~1982年1月、1982年10月~1983年2月までの冬期の降水(黒丸, 黒四角)は、他の期間の降水に比べて、上方に位置している事が認められる。この事は、富山および輪島のいずれの場合にもあてはまる。この図をさらに詳しく見ると、冬期および夏期の降水は、それぞれ傾きが8で、 y 切片の異なる(夏期:10, 冬期:30)2本の平行な直線の間分布している事がわかる。これは何を意味するのであろうか。

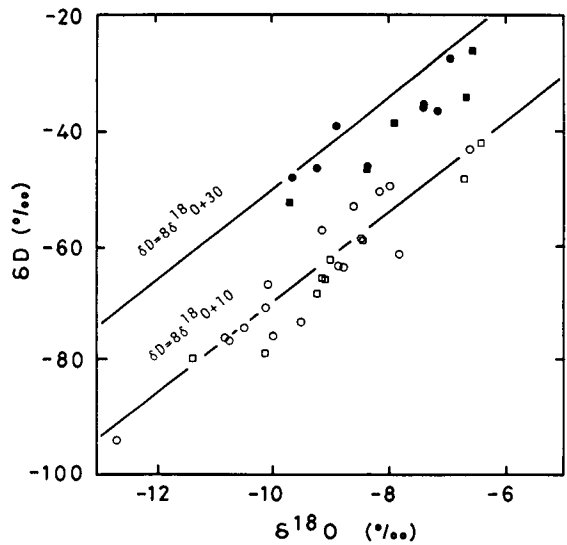


Fig. 3 δD versus $\delta^{18}\text{O}$ plot of precipitation samples.
●,○ : Toyama ■,□ : Wajima Solid symbols represent the precipitation in winter season.

熱帯から南北両極に至る、世界各地の降水の水素と酸素の同位体比は、場所によって大きく変化するが、その同位体比を Fig. 3 のようにプロットした場合、特殊な気候条件の場所を除いて、

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad (2)$$

の直線上に分布する事が知られている⁵⁾。大気水蒸気から、水滴が凝縮して雨となり、連続的にとり去られる場合、雨の水素同位体比, $(\text{D}/\text{H})_{\text{rain}}$ は、次のレイリーの式に従って変化する。

$$(\text{D}/\text{H})_{\text{rain}} / (\text{D}/\text{H})_{\text{v0}} = \alpha_{\text{D}} \cdot f^{\alpha_{\text{D}} - 1} \quad (3)$$

* この季節変化は、水蒸気と水との間の、同位体分別係数が、低温ほど大きくなる事によって説明されている⁴⁾。

$(D/H)_{vo}$: 最初の水蒸気相の水素同位体比

f : 最初の水蒸気相の量に対する, 凝縮の過程で残っている水蒸気相の割合。

α_D : 凝縮の起る温度における水と水蒸気の間の水素同位体分別係数,
即ち $(D/H)_{水} / (D/H)_{水蒸気}$

(3)式に δ 値の定義式である(1)式を代入し, 両辺に自然対数をとると,

$$\ln\left(\frac{1+10^{-3}\delta D_{rain}}{1+10^{-3}\delta D_{vo}}\right) = \ln\alpha_D + (\alpha_D - 1)\ln f \quad (4)$$

いま, $10^{-3}\delta D$ の値は十分に小さいので,

$$\ln(1+10^{-3}\delta D) \approx 10^{-3}\delta D \quad (5)$$

の近似が成り立つ。これを(4)式に代入して,

$$\delta D_{rain} - \delta D_{vo} = 10^3 \ln\alpha_D + 10^3(\alpha_D - 1)\ln f \quad (6)$$

同様の手続きによって, 雨の酸素同位体比 $(^{18}O/^{16}O)_{rain}$ を表すレイリーの式

$$(^{18}O/^{16}O)_{rain} / (^{18}O/^{16}O)_{vo} = \alpha_{180} \cdot f^{\alpha_{180}-1} \quad (7)$$

から,

$$\delta^{18}O_{rain} - \delta^{18}O_{vo} = 10^3 \ln\alpha_{180} + 10^3(\alpha_{180} - 1)\ln f \quad (8)$$

が得られる。

初めの水蒸気相 (V_o) から凝縮する雨 ($rain \cdot o$) の同位体比を $\delta_{rain \cdot o}$ とすると, 雨の酸素および水素同位体比の変化の比 ($\Delta\delta D_{rain} / \Delta\delta^{18}O_{rain}$) は

$$\frac{\Delta\delta D_{rain}}{\Delta\delta^{18}O_{rain}} = \frac{\delta D_{rain} - \delta D_{rain \cdot o}}{\delta^{18}O_{rain} - \delta^{18}O_{rain \cdot o}} \quad (9)$$

で与えられる。一方, δ_{vo} と $\delta_{rain \cdot o}$ の間には,

$$\delta_{rain \cdot o} \approx \delta_{vo} + 10^3 \ln\alpha \quad (10)$$

の近似が成り立つ。この(10)式および, (6)・(8)式を(9)式に代入して,

$$\frac{\Delta\delta D_{rain}}{\Delta\delta^{18}O_{rain}} = \frac{\alpha_D - 1}{\alpha_{180} - 1} \quad (11)$$

を得る。

今, α_D および α_{180} に 25°C における水と水蒸気の間平衡同位体分別係数 ($\alpha_D = 1.074$, $\alpha_{180} = 1.0092$) を(9)式に代入すると, 雨の酸素および水素同位体比の変化の比 ($\Delta\delta D_{rain} / \Delta\delta^{18}O_{rain}$) は, 8.0 となる。凝縮がもっと低温で起っても, この比は実際上あまり変化しない。

この事は, 降水について $\delta D - \delta^{18}O$ プロットを行った場合, 同一の雲から連続的に生じた雨は, 同位体比の高い初期の雨から, 低い末期の雨まで, 傾き 8 の一本の直線に沿って変化していく事を示している。

次に, 海水から水蒸気が蒸発する時の事を考えてみる。この場合, 海水と水蒸気との間に, 同位体交換平衡が成り立っていれば, 生じた水蒸気は, Fig. 4 の A の組成となる。こ

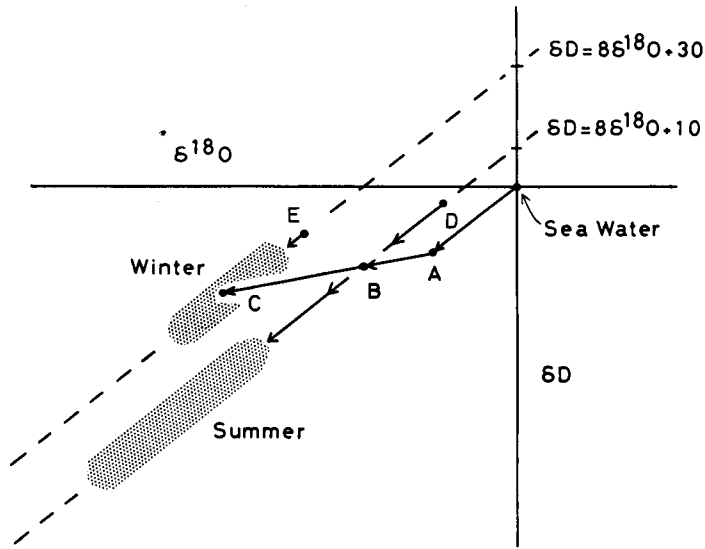


Fig. 4 The schematic variation in isotopic composition of precipitation.

のような水蒸気から生ずる雨は、 $\delta D - \delta^{18}\text{O}$ プロットの原点を通る直線、 $\delta D = 8\delta^{18}\text{O}$ の線を変動する筈である。しかし、実際の降水では、 $\delta D = 8\delta^{18}\text{O}$ の線に位置する例は少なく、その殆どは Craig⁵⁾ の報告のように、 $\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ の線に位置している。この事から、逆に、海水から水蒸気が蒸発して雲を形成する場合、海水とその水蒸気の間には同位体交換平衡が成り立っていない事がうかがわれる⁴⁾。海水の表面付近に存在する水蒸気は海水と同位体平衡にある (Fig. 4 の A 点)。これが大気中を上昇する時、大気中を拡散する水分は、 H_2O 、 HD^{16}O 、 H_2^{18}O の各分子の拡散速度の違いに基づく動的分別を受ける。この動的分別は、平衡分別と比べた場合、 HD^{16}O に対してよりも、 H_2^{18}O に対してより大きな分別をもたらす事が知られている⁴⁾⁶⁾。その結果、大気中を上昇した水蒸気と同位体組成は、Fig. 4 の B 点となり、この雲から生ずる雨は、 $\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ の直線上に乗る。世界の多くの降水が $\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ の直線上に分布する事は、海水から蒸発した水蒸気が拡散時に受ける、動的分別の程度が、世界的な規模でほぼ一定である事にほかならない。

上記の事をふまえて、富山および輪島の降水の同位体比の変動を支配している要因を考えてみると、次のような事が考えられる。先ほども述べたように、春から秋の期間の降水は、 $\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ の直線上に分布するのに対し、冬期の降水は $\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 30$ の直線に沿っている。この事は、冬期と夏期では、北陸地方に降水をもたらす気団の生成機構が異なる事を示唆していると言えよう。気象データから、夏期の北陸地方の降水は、太平洋側と同様に、主として太平洋ないしは東シナ海に起源を持つ気団が降水をもたらしていると考えられる。実際富山および輪島の夏季の降水は、 $\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ の直線上に分布しているが、東京など太平洋側の各地の降水も、この直線上に分布する事が広く認められて

いる。この場合、初めに生じた気団は、Fig. 4 のBの同位体組成を持ち、これから降る初期の雨はDの組成を持つ。気団は雨を降らせつつ北上するため、その水蒸気は次第に重い同位体に乏しくなり、北陸に至る。そして、北陸地方にD、 ^{18}O に欠乏した水蒸気由来する雨を降らせるため、夏季の北陸の降水は、低い酸素および水素同位体比を持つのであろう。

一方、冬期の降水は、 $\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 30$ の線に沿って分布している。気象観測の結果から、冬期は、アジア大陸に発生した乾燥した気団が日本海上空で水蒸気を吸収し、北陸地方に降水をもたらすとされている。乾燥した気団が、海から急速に水蒸気を吸収する場合、水蒸気は急速に大気中を拡散して行くため、大きな動的分別を受ける。こうして日本海から吸収された水蒸気は、Fig. 4 のC点の同位体組成となり、この気団が日本に上陸した直後に、Dや ^{18}O に富んだ水蒸気から凝縮した雲や雨(Fig. 4, 点E)を富山、輪島など北陸地方の沿岸部に降らせる。そのため、冬の降水は、夏の降水に比べて、高い同位体比を持つものと考えられる。富山の降水水中の塩素イオン濃度は、冬期に著しく高くなる(Fig. 2)。この事は富山の冬期の降水が、日本海から上陸した直後の雲から、極く初期に生じたものである事を示唆しており、上記の考えを支持する。朝鮮半島南部の日本海に面した都市、韓国の浦項(Pohang)の降水の同位体データ⁷⁾を解析した所、富山、輪島とほぼ同じ季節変動をしている事が判明した。このような δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化は、日本海沿岸地域の降水に広く見られる現象かもしれない。

富山および輪島の降水のトリチウム濃度の経時変化を Fig. 5 に示した。富山、輪島と

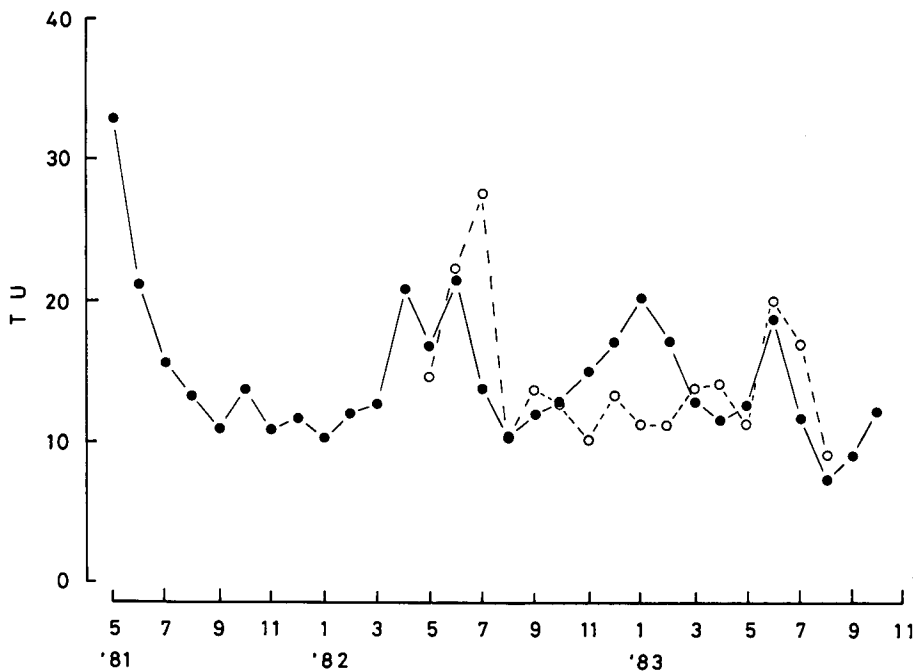


Fig. 5 Tritium contents of monthly collected precipitation samples.

● : Toyama ○ : Wajima

も、トリチウム濃度はスプリングピーク時に 20~30TU となる以外は、10~15TU の範囲内にあり、スプリングピーク以外の再現性のある季節変化は認められない。降水のトリチウム濃度は、ほぼ原爆実験以前の値 (4~25TU⁸⁾) に戻ったと見なしても良いようである。1982年の11月から1983年の2月までの4ヶ月間、富山の降水のトリチウム濃度は、1983年1月の20TUを最大とする高い値を示した。しかし、同時期の輪島には、この現象は認められず、富山の1981年の冬にも、このような変動は認められていない。1982年11月から1983年2月までの富山の降水の高いトリチウム濃度は、広い範囲で認められる再現性のある現象とは考えられず、局地的な現象と思われる。この原因は不明である。

(2) 河川水

黒部川の1980年4月から1983年3月までの3年間の、水温、 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ の結果を Fig. 6 に示す。水温には、年変化が認められるのに対し、 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 値には、降水の場合のような、大きな季節変化は認められない。例外的な時期を除いて、ほぼ同位体比は一定とみなして良いであろう。黒部川は、およそ、 $\delta\text{D} = -85\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O} = -13\text{‰}$ の同位体比を持っているが、これは、富山の降水の同位体比の加重平均値 ($\delta\text{D} \approx -60\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O} \approx -9.5\text{‰}$) に比べて著しく低い。黒部川の集水域の大部分は、3000m 級の山々がつらなる北アルプスの山岳地帯であるが、この黒部川の集水域に隣接する立山室堂 (標高 2450m, Fig. 1 参照) で一冬分の積雪を採取し、その同位体比を測定した所、多くの試料は $\delta\text{D} \approx -95\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$

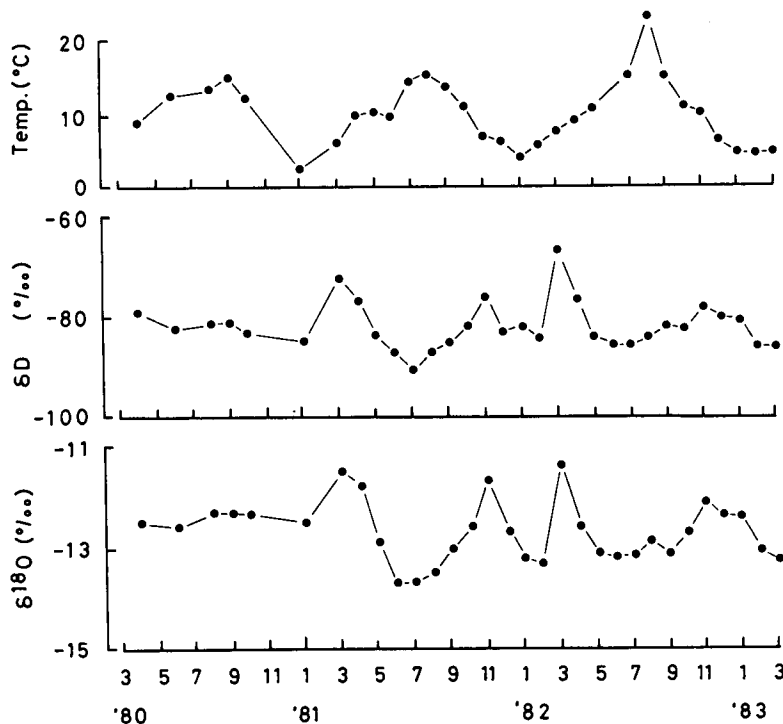


Fig. 6 Temperature, δD and $\delta^{18}\text{O}$ values of monthly samples from the Kuroce River.

≈-15‰ を前後するという結果が得られた⁹⁾。このように高山地帯の降水は、平野部のそれに比べて δD , $\delta^{18}O$ 値が低く、このような降水によって黒部川がかん養されている事で、この川の同位体比が著しく低い事が理解されよう。

Fig. 7 には黒部川のトリチウム濃度の経時変化が示されている。この図から、黒部川の

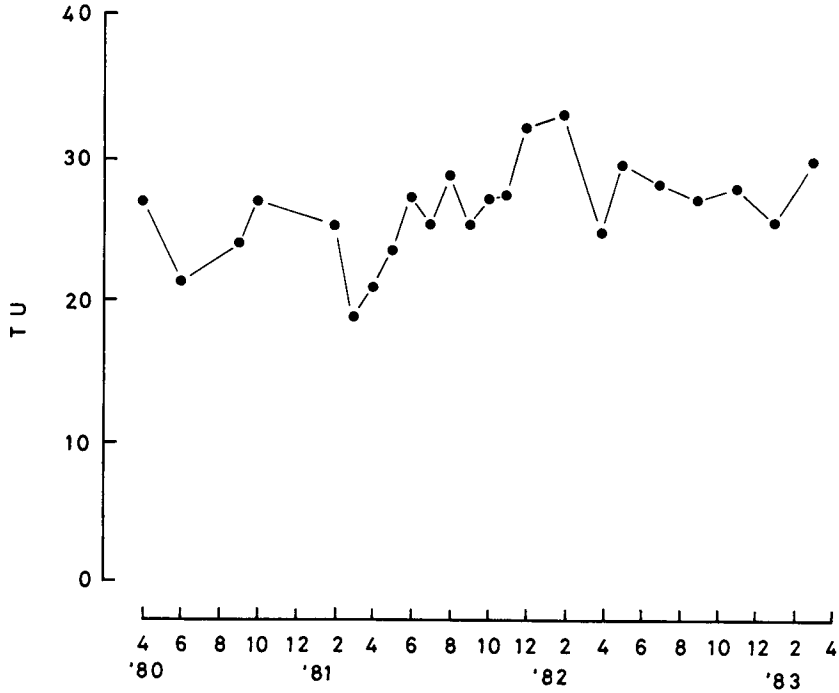


Fig. 7 Tritium contents of monthly samples from the Kurobe River.

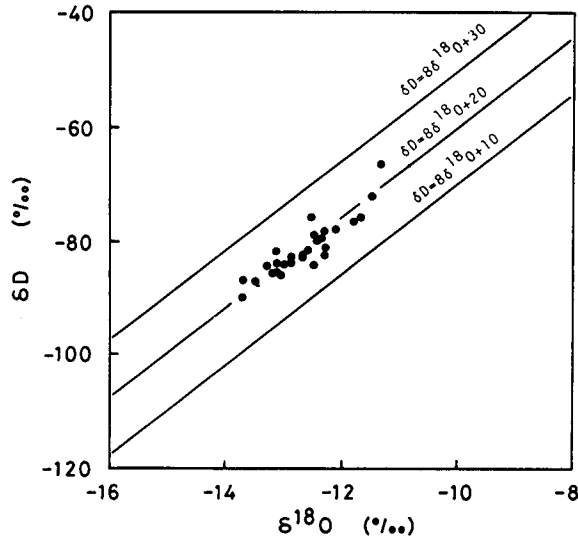


Fig. 8 δD versus $\delta^{18}O$ plot of the Kurobe River samples.

D, T, ^{18}O から見た北陸地方の降水と河川水の水文学的特徴

トリチウム濃度は、ほぼ、25~30 TU の範囲にある事がわかる。この値は、現在の降水のトリチウム濃度よりも、約 10 TU 程度高い値である。この事は、黒部川を流れる水は現在の降水でなく、過去の降水が地下に浸透し、数年以上滞留した後、再び地表に出て来たものである事を示している。降水の δD , $\delta^{18}\text{O}$ 値が大きな季節変動を示すのに対して、黒部川の河川水の同位体比が一年を通じてほぼ一定であるのは、この滞留の間に降水が良く混合され、均一化されるためであろう。この事は黒部川の $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ プロットの結果からも支持されよう。富山、輪島で代表される北陸の降水は、春から秋は $\delta\text{D}=8\delta\text{O}+10$ 、冬は $\delta\text{D}=8\delta^{18}\text{O}+30$ の線に乗るが、黒部川の集水域のような高山地帯においても、このような変動傾向にある事は、当然考えられる。一方、黒部川の同位体比は、Fig. 8 のように $\delta\text{D}=8\delta^{18}\text{O}+20$ の直線上の狭い範囲に集中している。黒部川の水が、 y 切片20の線上に集中した事は、上記の考察を支持するものであり、更に、黒部川は、ほぼ等しい量の春から秋の降水と冬の降水とによってかん養されていることが示唆される。日本海側の多くの地点の地表水が、 $\delta\text{D}=8\delta^{18}\text{O}+20$ の直線に沿って分布する事が、他の研究例によっても認められている¹⁰⁾。

黒部川の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、1981年の5月から9月にかけて、それ以前に比べて約1%低下した。この期間には、 $\delta^{18}\text{O}$ の低下に対応して、 δD 値も低下している事が認められる。1981年の冬には、北陸地方に56豪雪と呼ばれる豪雪があり、 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 値の低下は、山岳地帯からの低い同位体比を持つ雪どけ水が、大量に川に流入したためと思われる。1981年5月と6月の期間、黒部川の水温が上昇しなかった事も、この考えを支持しよう。一方、1981年と1982年の3月と4月には、逆に δD , $\delta^{18}\text{O}$ 値が上昇している。1981年の3・4月の場合には、これに対応して、トリチウム濃度も低下している。1982年の3月のトリチウムのデータはないが、4月のトリチウム濃度は、この前後に比べて低下している。このような δD , $\delta^{18}\text{O}$ の増加とトリチウム濃度の低下は、次のような理由によるものかもしれない。黒部川の場合、3・4月には上流域の山岳地帯では本格的な雪どけがまだ始まらないため、上流からの水の寄与が少ない。一方、平野部の雪は既にとけ始まっている。この平野部の雪は富山の冬期の降水のように、 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 値が高く、トリチウム濃度が低いので、この雪どけ水の直接の流入によって、黒部川の水の安定同位体比およびトリチウム濃度が変動する。この2つの例のように、河川水の安定同位体比やトリチウム濃度が急激に変動するのは、降水が大量に河川に流入した場合に起る現象であり、それ以外の場合には、河川水の同位体比やトリチウム濃度はほぼ一定である。

ま と め

本研究から以下の事が明らかになった。

(1)北陸地方の日本海沿岸部の降水は、 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 値が、夏に低く冬に高いという変動傾向

を示す。

- (2)春夏秋の降水は $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$, 冬期の降水は, $\delta D = 8\delta^{18}O + 30$ の直線に沿って分布する。
- (3)上記の(1)と(2)は, 春から秋の間は, 主として太平洋ないし東シナ海に発生した気団が北陸に降水をもたらし, 冬はアジア大陸起源の気団がもたらす事によって説明される。
- (4)降水のトリチウム濃度は, スプリングピーク時の 20~30 TU を除くと, 10~15TU とほぼ一定の値を示す。
- (5)黒部川の δD , $\delta^{18}O$ 値は, 年間を通じて大きな変動を示さず, $\delta D = 8\delta^{18}O + 20$ の直線付近に集中する。
- (6)黒部川のトリチウム濃度は 25~30 TU と現在の降水より, 10TU 程度高い値を示した。
- (7)黒部川は, 等しい量の春から秋の降水と冬の降水によってかん養され, これが地下で数年以上滞留し, 完全に混合した後, 地表に現われて河川水となったものである。

謝 辞

輪島における降水の採取に便宜を計っていただいた輪島測候所の諸氏, ならびに, トリチウム測定機器の使用について御配慮いただいた, 富山大学トリチウム科学センターの渡邊國昭教授および松山政夫, 三宅 均の両氏に深く感謝いたします。

文 献

- 1) 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**, 53 (1982)
- 2) J.Bigeleisen, L.Perlman, C.Prosser, Anal. Chem., **24**, 1356 (1952)
- 3) S.Epstein, T.Mayeda, Geochim. Cosmochim. Acta, **4**, 213 (1953)
- 4) W.Dansgaard, Tellus, **16**, 436 (1964)
- 5) H.Craig, Science, **133**, 1702 (1961)
- 6) H.Craig, L.Gordon, "Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere" p277, Univ. Rhode Island (1964)
- 7) I.A.E.A., "Environmental isotope data no. 6: world survey of isotope concentration in precipitation (1972-1975)" p187, I.A.E.A., Vienna (1979)
- 8) P.Fritz, J.Fontes, "Hand book of environmental isotope geochemistry", Elsevier, Amsterdam (1980)
- 9) 日下部実, 佐竹 洋, 昭和58年度日本雪氷学会秋季大会講演予稿集
- 10) 松葉谷治, 私信