

(71) 環境同位体と流量測定によるトンネル湧水の起源推定

Estimation of origin of tunnel seepage by environmental isotopes and river flow rate

後藤 大輔*, 井伊 博行**, 平田 健正**, 吉国 孝成***, 大塚 康範***, 金川 正敏****
Daisuke GOTO*, Hiroyuki II**, Tatemasa HIRATA**, Takanari YOSHIKUNI***, Yasunori OTSUKA***,
Masatoshi KANAGAWA****

ABSTRACT ; The origin of tunnel seepage water was determined to be the catchment of mountainous area beside the tunnel by environmental oxygen and hydrogen isotopic data of tunnel seepage water, river water, snow and rain water and flow rate. As stable oxygen and hydrogen isotopic data of precipitation depended on altitude, comparing isotopic data between tunnel seepage water and river, snow and rain water of catchment, tunnel seepage indicating low δD and $\delta^{18}O$ values was estimated to originate from high altitude area. River discharges of catchments near the tunnel were various and low value catchment was thought to be groundwater source area to tunnel seepage water. The both low discharge area and low δD and $\delta^{18}O$ value area were coincided to be mountainous catchments within 3km. The areas have a lot of snow in winter and can supply a lot of water to tunnel.

KEYWORDS ; specific discharge, stable isotope, tunnel seepage, tritium, fault

1 はじめに

一般国道 482 号蘇武トンネルは、兵庫県城崎郡日高町と同美方郡村岡町を結ぶ 3692m のトンネルであり、両町の通行が不便であるため、その解消を目的として 1997 年 10 月から工事が着手された。日高町側（工事区間 2478m）、村岡町側（工事区間 1214m）の両坑口から掘削工事を進める中、1999 年 8 月 17 日に日高町側坑口から約 2km の地点で、約 $8\text{m}^3/\text{min}$ の異常出水と天端崩落が発生した。トンネル掘削の進行に伴い切羽・

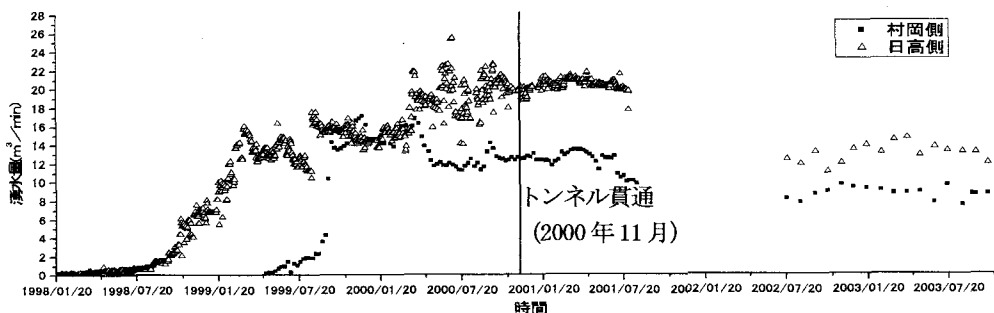


図1 日高坑口・村岡坑口における湧水量の変化

* 和歌山大学大学院システム工学研究科博士前期課程 (Graduate School of Systems Engineering, Wakayama University)

** 和歌山大学システム工学部環境システム学科 (Department of Systems Engineering, Wakayama University)

*** 応用地質株式会社技術本部 (Oyo Corporation)

**** 兵庫県豊岡土木工事事務所 (Hyogo Toyooka public works office)

側壁からの湧水が増大し、2000年11月の貫通時には日高坑口で約 $20\text{m}^3/\text{min}$ 、村岡坑口で約 $12\text{m}^3/\text{min}$ 、合計約 $32\text{m}^3/\text{min}$ の湧水量となった。2003年8月でも湧水量が日高工区で約 $11\text{m}^3/\text{min}$ 、村岡工区で約 $7\text{m}^3/\text{min}$ 、合計約 $18\text{m}^3/\text{min}$ の湧水量を維持している(図1)。この持続的な膨大な量のトンネル湧水は、周辺流域の河川の枯渇、流量減少を引き起こすと考えられた。同様のトンネル掘削による地下水の影響を研究した長野県松本トンネル¹⁾²⁾の例では、全長は蘇武トンネル(3.7km)と比べて2kmと短い、土かぶり高が200m以上の山岳トンネルで、地質が新第三紀中新世(約1000万年前)と共通している。松本トンネルの湧水量は $2.9\text{m}^3/\text{min}$ と低く、トリチウムの結果から、古い地下水が湧出したことがわかった。蘇武トンネルでは湧水量が約 $18\text{m}^3/\text{min}$ と膨大な量であり、その湧水の起源が松本トンネルと異なると考えられる。そこで、比流量解析と同位体比解析、そして地質的考察を加えて、湧水の起源を推定し、水環境への影響について考察することを研究目的とした。

2 調査対象地域の概要と調査方法

調査対象地域は、蘇武トンネル周辺の標高400mから1000mの山岳地帯の流域である(図2)。近畿地方では珍しい急峻な地形が発達し、1000m級の山々が連なる山岳地帯である。年間2000mmを超える多雨地域に加え、豪雪地帯でもある。蘇武トンネルの南南東約4kmにある調査地付近の最高峰である蘇武岳(標高1074m)から北から北西へと伸びる尾根は、蘇武トンネルを中央部で横切って北西の白菅山(標高894m)へと連なっている。図3は、分水嶺ごとに21の流域(総面積 30km^2)に分割し、採水地点を示したものである。地質・地形構造としては、新第三紀中新世(約1000万年前)に形成された北但群層が広く分布しており、八鹿累層・豊岡累層・村岡累層に区分され、トンネル位置では豊岡累層および村岡累層が分布する。各累層は堆積岩と火山岩類を含み、堆積岩類には礫岩・砂岩・泥岩・凝灰岩、火山岩類には安山岩・流紋岩が含まれる。北但群層とは、浅海成の堆積岩類(礫岩・砂岩・泥岩・凝灰岩)それに挟まれる火山岩類(安山岩・流紋岩)の溶岩・岩床・火砕岩から構成され、走向が東西で南に緩やかに傾斜し、これに北北西-南南東に走る断層や褶曲が発達して、地層の成層構造が断ち切れている。トンネルを挟むように蘇武岳-白菅山の2つのピークが存在し谷地形を形成している。全体として南西方向に 10° から 20° の緩傾斜の構造を持って累積している。また、いくつかの南北に走る断層によってブロック化し、トンネル部を断ち切っていることが特徴的である。トンネル施工中に多量出水した箇所は、断層破碎帯や、鉬化変質帯の背面、あるいは割れ目が発達した流紋岩やひん岩などの硬質岩盤であり、当該地域の地下水は割れ目タイプ(裂か水タイプ)の地下水流動

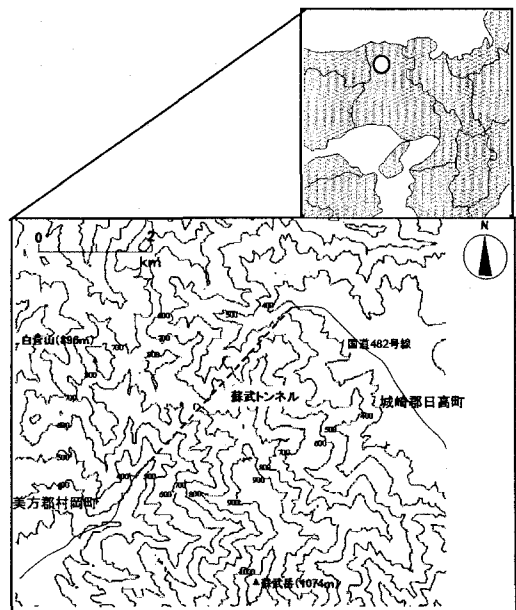


図2 調査対象地域

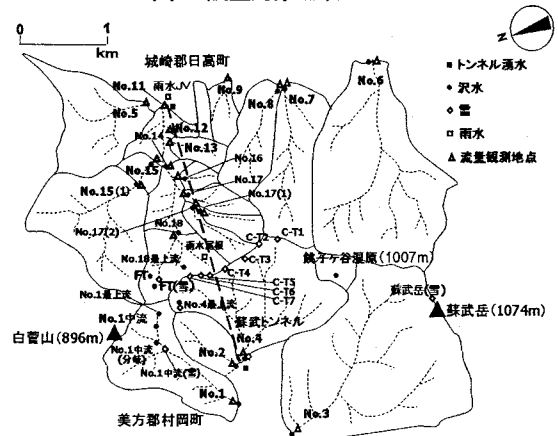


図3 採水地点(トンネル湧水・沢水・雪)と流量観測地点

系を形成していると考えられる³⁾。

現地における水質調査は、1999年12月から2004年3月までの融雪期、夏季、積雪初期、冬季において、各流域で湧水・沢水・雪が採水された。水素・酸素の同位体比の測定は、水素・炭酸ガス平衡法によって前処理を行った後、質量分析装置(Delta plus)で測定した。また、トリチウム(³H)の測定は、電解法によって濃縮後、液体シンチレーションカウンターで測定した。水文データとしては、1999年9月28日から2003年11月21日までの1ヵ月に1回測定された定期観測流量データや、2000年12月1日から2003年11月21日までの1日1回の連続観測流量データを使用した。流量は、三角堰により水頭を測定し計算式により流量を算出した。降水量データは、気象庁の村岡気象観測地点におけるデータと、本研究対象地域での観測データを使用した。雨量観測は、標高800m付近の尾根部に設置された雨量計と、標高390m付近の日高側坑口部に設置された日高JV事務所での雨量計の2地点で観測された。

3 流域における比流量について

3.1 比流量

トンネル建設以前は、地下浸透した水の一部が河川に流出していたが、建設によって地下浸透した水の一部がトンネルへ供給されたために、河川流量が減少することが考えられた。例えば、地下浸透した水がトンネルへ供給されたために、地下水位が低下し、地下水流出が起きなければ、その流域の流量は減少する。そこで、流域ごとの比流量の測定と比較を行った。流出強度を比較するために流量を流域面積で割った値、つまり単位面積(1km²)あたりの流量(比流量)を用いて解析を行った。比流量は、流域の形状・地被・地質構造などによって異なるとされ透水性・保水性に関して関連性を持っていると考えられる^{4) 5)}。各流域の全調査期間(1999年9月28日から2003年11月21日)における1ヵ月に1回測定の定期観測流量データより比流量を算出した。その結果を図4に示す。1000mm/year未満の流域は日高坑口、村岡坑口の両坑口の直上の流域であった。1000mm/year以上1500mm/year未満の流域は、トンネル日高坑口の南部の下流域や村岡坑口北部で見られた。特に、比流量が2000mm/year以上の流域は、日高坑口北部と南部の流域であった。村岡降水量観測所(標高200m)より標高が高い流域の比流量は、観測所における年間平均降水量の2133mm/yearを上回っており、標高による降水量の違いが考えられ^{6) 7) 8)}、山岳部の降水量は麓の2133mm/year以上に達するものと考えられる。

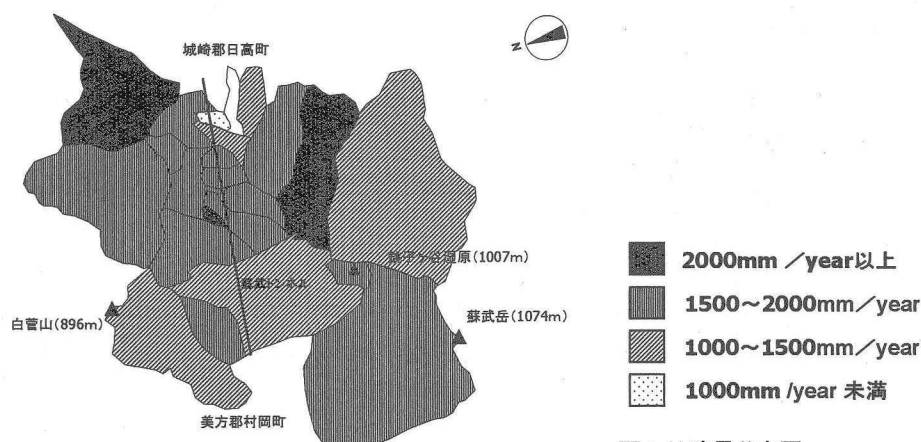


図4 比流量分布図

3.2 基底比流量

降雨後の安定した流量である基底流量は、主に地下水の流出によって成り立っている⁹⁾。トンネルの建設によって地下水位が下がれば、地下水流出が減少するので、基底流出は、トンネル掘削による水位低下の影響を受けやすい。しかしながら、全流出を含めた比流量は、降雨の影響も受けており、トンネル掘削の影響は小さくなるので、基底流量の変動について解析する必要があると考えられた。冬季の積雪の影響を受けない時期である秋季において、8日間の短期間（1999年11月21日から11月28日）の1日1回の連続観測流量データより基底比流量を算出した。図5の基底比流量分布において低い流域は、比流量分布の結果と同様に、日高・村岡坑口の両坑口の直上付近の流域に分布した。さらに、銚子ヶ谷湿原の東側の流域から村岡坑口付近にかけて100mm/year未満の低い値になった。一方で、トンネル中央部の直上の流域や、トンネルから離れている流域である蘇武岳北部の流域や、日高坑口北部の流域で基底比流量が400mm/year以上になり高い値を示した。

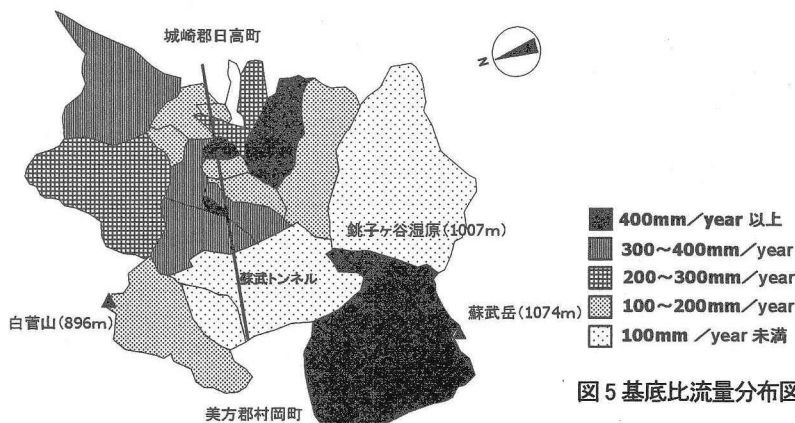


図5 基底比流量分布図

4 同位体比を用いた水源流域の検討

4.1 トンネル湧水の起源

降水の水素・酸素安定同位体比は、一般に時間・季節により異なる値を持つ。そのような降水が地下に浸透し貯留・流動し、河川へ流出する過程では、同位体比は変化しない。化学成分のようにその周辺物質と化学変化を起こさない。この同位体比の保存性を利用し、水文循環における水の動きを把握する上で理想的なトレーサーとして利用される。図6は、試料中の δD 値と $\delta^{18}O$ 値の関係を示している。図中にはCraigによる天水線（ $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$ ）と、本研究対象地域における天水線（ $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 25$ ）を示した。蘇武トンネル周辺の降水・沢水・トンネル湧水は、 $d=25$ であるが、天水線にありトンネル湧水が雨水起源と推定される。切片 d 値は25で高く、日本海に水蒸気の起源をもつ大陸性気団

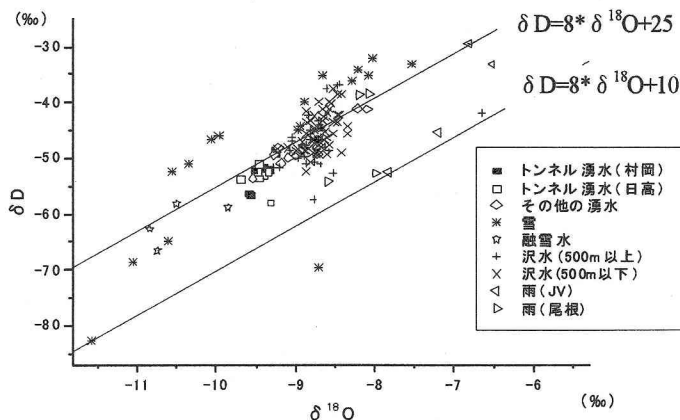


図6 水素同位体比(δD)と酸素同位体比($\delta^{18}O$)の関係

ありトンネル湧水が雨水起源と推定される。切片 d 値は25で高く、日本海に水蒸気の起源をもつ大陸性気団

によりもたらされる降水が起源であること^{10) 11) 12) 13) 14)}を示し、本研究対象地域において、トンネル湧水は冬季の降水によってもたらされていると考えられる。

4.2 トンネル湧水・沢水の水素・酸素安定同位体比

図7では、トンネル湧水と沢水との関係を調べるために、採水した水の標高と δD 、 $\delta^{18}O$ の関係を示した。トンネル湧水の同位体比が、 δD で -48‰ ～ -56‰ 、 $\delta^{18}O$ で -9.0‰ ～ -9.5‰ になり、平均値がそれぞれ $\delta D=-52.9\text{‰}$ 、 $\delta^{18}O=-9.3\text{‰}$ であった。沢水では、 δD で -36‰ ～ -51‰ 、 $\delta^{18}O$ では -8.3‰ ～ -9.0‰ になり、平均値はそれぞれ $\delta D=-47\text{‰}$ 、 $\delta^{18}O=-8.7\text{‰}$ になった。同位体比の高度効果が影響するため標高の高い流域には、一般的に標高の低い流域に比べて軽い同位体に富む水が存在する。トンネルの標高は380m～

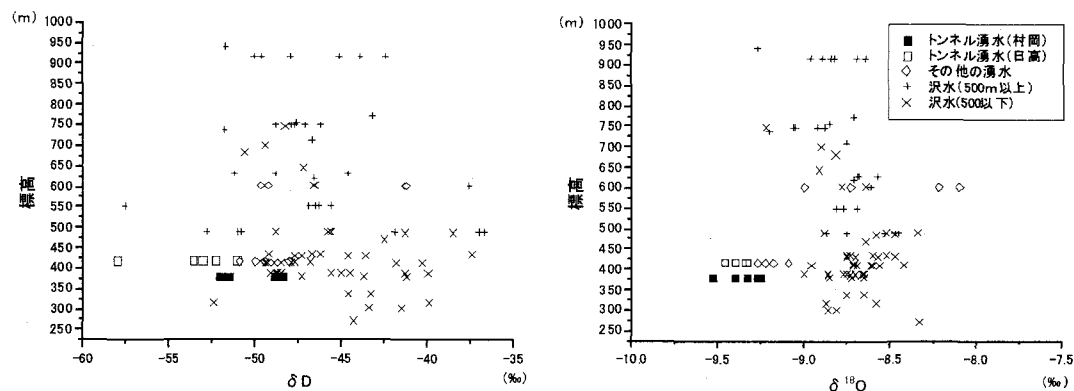


図7 沢水・トンネル湧水の標高と δD (左)・ $\delta^{18}O$ (右)の関係

400mであり、トンネルとはほぼ同じ標高に位置する流域の沢水の同位体比と比較するとトンネル湧水は軽い同位体に富む水であった。トンネル湧水は、標高の高い流域の沢水と一致しており、トンネルレベルよりも標高の高い流域から山体を通して供給されたと考えられる。次に軽い同位体に富むトンネル湧水の水源流域の検討を行うため、図8に各流域での同位体比の分布図を示した。図から沢水のなかでもトンネル湧水の軽い同位体に富む水に相当する水が、流域内に存在した。その流域は、採水地点のFTや白菅山から銚子ヶ谷湿原へと続く稜線部の流域において現れた。FT (no.18の最上流部)は748mで白菅山南東部に位置し、白菅山から銚子ヶ谷湿原にかけては標高が700mから1000mの流域であり、最上流の流域である。同位体比の結果から、トンネル湧水は、トンネルの真上の流域が水源とは限らず、標高の高いFT、白菅山から銚子ヶ谷湿原へと続く流域を水源として供給され则认为られる。

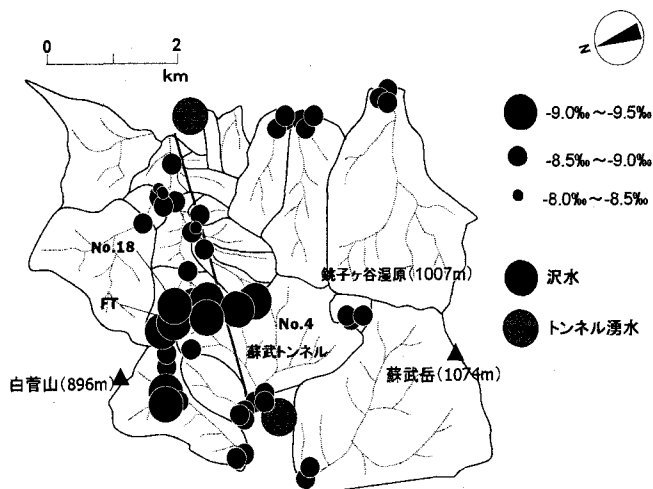


図8 沢水・トンネル湧水の酸素安定同位体比分布

4.3 雪・雨の水素・酸素安定同位体比

当地域は、豪雪地帯であるため3月の融雪期（2004年3月27日調査）においても、蘇武岳周辺の山岳地帯は雪で覆われている。雪の融雪によって山体に供給される水も少なくないと考えられたので、雪や雨水の同位体比も考慮し測定を行った。沢水は、採水地点よりも上流の標高の高い地点からの雨水や融雪水が起源となり、降水の降下地点がはっきりしないが、雪や雨水では、降水の降下地点は、採水地点であり、標高に

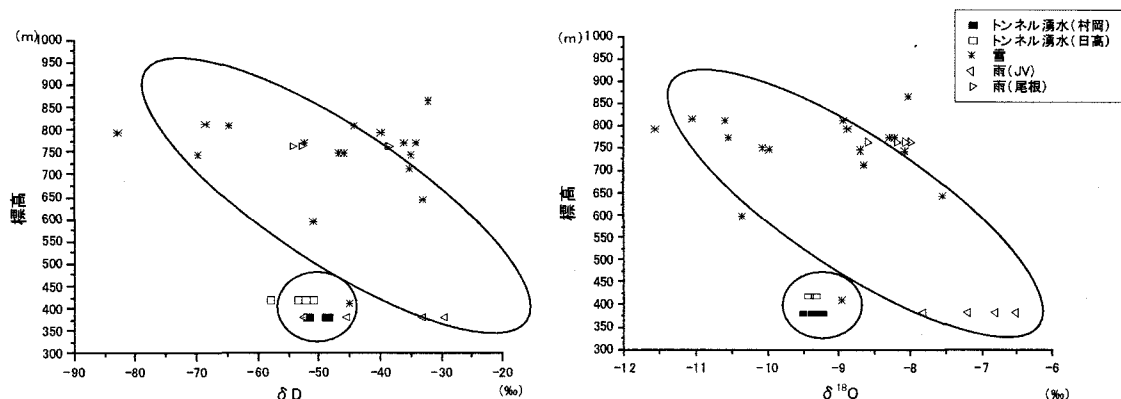


図9 雪・雨の標高と δD (左)・ $\delta^{18}O$ (右)の関係(沢水を除く)

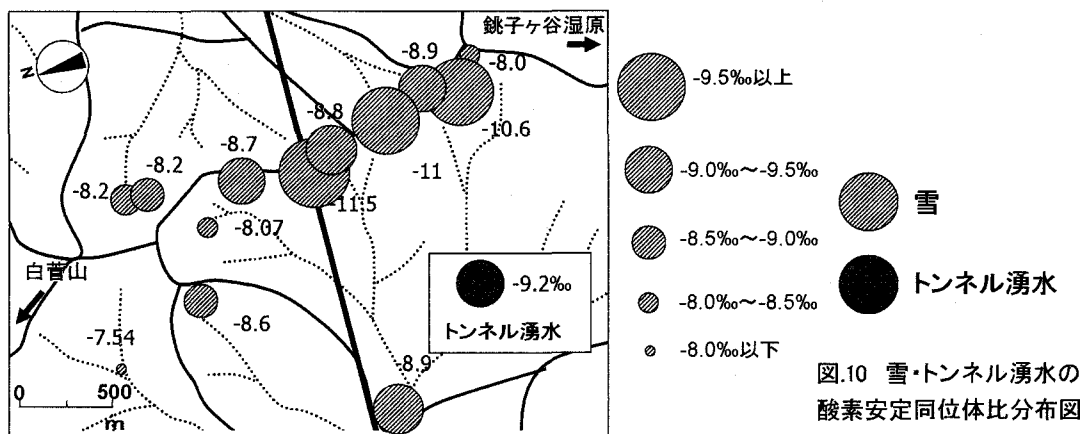


図10 雪・トンネル湧水の酸素安定同位体比分布図(2004.3.27 調査)

よる同位体効果を考える上で重要である。雨水と雪の標高と同位体比の関係を図9に示す。雪の同位体比は、雨水・沢水が常にトンネル湧水より軽いものに対して、トンネル湧水よりも軽い値を示すものがある。トンネル湧水が図の真中の下に集まっているのに対し、雪や雨水は、 δD で -32‰ ～ -70‰ 、 $\delta^{18}O$ で -11‰ ～ -7.5‰ の範囲で分布し、標高が高くなると、両同位体比は軽くなり、トンネルの同位体比に相当する雪や雨水の標高は、約800mになり、トンネルレベルよりも高い地点であることがわかる。図10に示した酸素同位体比の

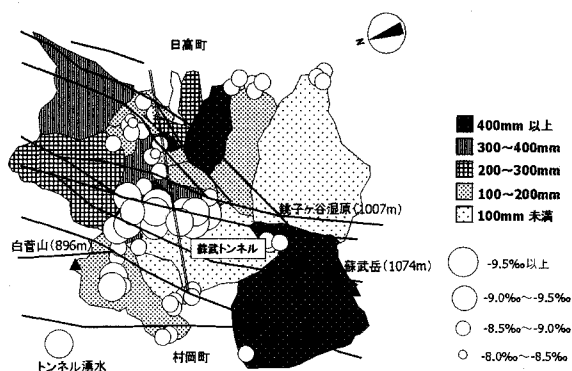


図11 酸素安定同位体比分布と基底比流量

分布図より、雪の分布に関して白菅山南東部周辺では、雪の同位体比は重くなったものの、銚子ヶ谷湿原へと続く稜線に沿って非常に軽くなった。以上のことから、蘇武岳（1074m）－白菅山（896m）間の標高の高い稜線に沿って軽い同位体比に富む水が分布していることがわかる。このことからトンネル湧水が、標高の高い流域に存在する軽い同位体比由来の水が混入している割合が高いと考えられた。

図 11 に、断層分布と酸素安定同位体比、基底比流量分布の関係を示す。比流量の低い流域の上流部において、軽い同位体比に富む水が分布していることがわかる。そして、断層の存在がトンネルに向かう地下水の通路になり、これらの軽い同位体比に富む水がトンネルへと供給されたと考えられる。

4. 4 トリチウム

トリチウムは水素の同位体で、最大エネルギー18.6keV で平均エネルギー5.7keV という非常に低いエネルギーのβ線を放出し、物理的半減期は12年である。大気上層中で宇宙線中の中性子と窒素原子核との衝突によって生成する天然トリチウムが自然界の水循環系に取り込まれるとともに、核実験や原子力施設などから主としてトリチウム水（HTO）の形で環境に放出される。トリチウムが地下に浸透後は、地下水の流動が閉鎖系の場合（循環系から外れた水、地下水など）は、トリチウムの供給はなく半減期にしたがって規則正しく崩壊し減少していく。図 12 によれば雨水は、2.4～5 T.U.であり、沢水は2.7～5.9 T.U.及びトンネル湧水が1.5～6 T.U.の値を示している。トンネル湧水のトリチウム濃度が沢水のトリチウム濃度とほぼ一致する。トンネル湧水は新しい水であり、極めて短い時間に地下に浸透しトンネル部に達している場合と、

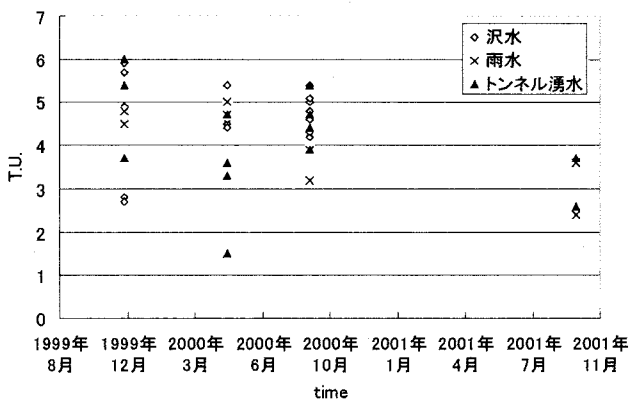


図 12 トリチウム測定結果一覧図

1970 年から 1980 年代の降水のトリチウム濃度が 10～100T.U.の時期の水の 2 つの可能性がある。そこで、2 つの可能性を判断するために、トンネル湧水と沢水の酸化還元電位（Eh）を比較した。その結果を表.1に示す。地下に長期間閉じ込められた状態であれば、還元状態になり酸化還元電位が低くなる。松本トンネルのトンネル湧水では、トリチウムが検出されず、酸化還元電位が低かったことから、地下に長期間滞留していた水と考えられる。蘇武トンネルのトンネル湧水と沢水は、共に高く、酸化還元電位に 50mv 以下の差しかみられないことから、トンネル湧水は、地下に閉じ込められたものではなく、極めて短い時間に浸透してトンネル部に達した新しい水と考えられる。

表 1 蘇武トンネルにおける沢水とトンネル湧水の酸化還元電位の比較

		Eh(mv), ()内は平均	トリチウム(T.U)
蘇武トンネル	沢水	416～537(483)	2.7～5.9
	トンネル湧水	440～495(468)	1.5～6.0
松本トンネル	トンネル湧水	250～400	検出されず

5 水収支について

調査地域における水収支について考察した。本流域では、1999 年～2003 年の 4 年間の年平均降水量が 2133mm/year にも及ぶ多雨地域である。また、蒸発散量については、直接測定できないため、月ごとの平均気温より、Thornthwaite 法¹⁵⁾によって蒸発散量の計算を行った。

$$J = \sum (t_j / 5)^{1.514} \dots \dots \dots ①$$

$$a = 0.000000675J^3 - 0.0000771J^2 + 0.01792J + 0.49293 \dots \dots \dots ②$$

$$E = 0.533Do(10t_j/J)^a \dots \dots \dots ③$$

各月の平均気温 (t_j) から、式

①より各月の熱指数 (J) を算出

し、年間の総熱指数を算出する。

次に、式②に J の値を代入する

と a が求まります。式③におい

て、 Do 、 t_j 、 J 、 a より Ep (mm

/day) を求め、各月の日平均蒸

発散量をもとめ年間の総蒸発散

量 (mm/year) としました。

Do は、可照時間である (12h/

day を 1 とする) 本流域を北緯

36 度として、各月の可照時間とし以下の表 2 に表す。計算の結果、1999 年～2003 年の年間平均蒸発散量が、

732mm になった。表 2 に計算結果を示す。降雨によって

山体に供給される水は、表面流出と地下浸透水に分かれ

る。地下浸透量は、降水量から蒸発散量・比流量を減じ

た量となる。トンネルへと供給された水量を推定するた

めに、低比流量の流域で、水収支の計算を行った(図 13

参照)。地下浸透する総水量を求め、トンネル湧水量 (18m

³/min) と比較した。

地下浸透量 (I) = 降水量 (P) - 蒸発散量 (E) - 比流量

(Sp)

1) 流域 no.4 (流域面積 2.3km²)

$$I_4 = 2133 - 732 - 1132 = 269(\text{mm/year}) \quad (1.17\text{m}^3/\text{min})$$

2) 流域 no.6 (流域面積 3.46km²)

$$I_6 = 2133 - 732 - 1121 = 280(\text{mm/year}) \quad (1.84\text{m}^3/\text{min})$$

3) 流域 no.12 (流域面積 0.078km²)

$$I_{12} = 2133 - 732 - 413 = 988(\text{mm/year}) \quad (0.14\text{m}^3/\text{min})$$

4) 流域 no.1 (流域面積 1.59km²)

$$I_1 = 2133 - 732 - 1297 = 104(\text{mm/year}) \quad (0.42\text{m}^3/\text{min})$$

5) 流域 no.13 (流域面積 0.16km²)

$$I_{13} = 2133 - 732 - 1106 = 295(\text{mm/year}) \quad (0.089\text{m}^3/\text{min})$$

$$T = I_4 + I_6 + I_{12} + I_1 + I_{13} = 3.7\text{m}^3/\text{min}$$

気象庁の村岡気象観測所 (220m) の降水量データから、

5 年間の年間平均降水量を 2133mm/year として、全地

下浸透量を計算すると 3.7m³/min になる。降水量から蒸

発散量を減ざると約 1400mm/year で、比流量が 1400mm

/year 以上の流域は地下浸透量が 0 となる。したがって、

表 2 北緯 36 度における各月の可照時間(12h/day を 1 とする)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
北緯36度	0.83	0.9	0.99	1.09	1.17	1.21	1.19	1.12	1.03	0.94	0.85	0.81

表 3 各年の蒸発散量と降水量

北緯36度	蒸発散量(mm/year)	年間降水量(mm/year)
1999年	738.4820342	2142
2000年	738.8172993	2057
2001年	727.0136665	2556
2002年	736.5299527	2018
2003年	720.1855282	1895
平均	732.2056962	2133.6

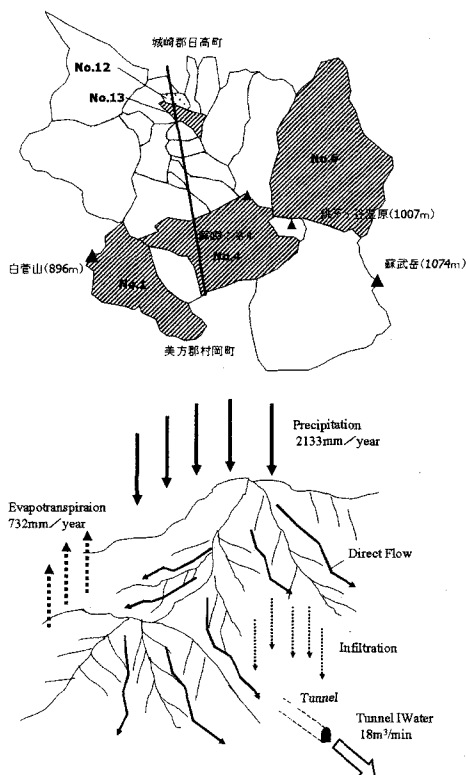


図.13 比流量の低かった流域(上)と水収支の簡略図(下)

低比流量流域以外の流域の地下浸透量はほぼ0なので、その流域を加えても2133mm/year以上の降水量がないと、トンネル湧水量に相当する水を供給することができない。そこで、降水量を2500mm/year, 3000mm/yearに設定し、全地下浸透量とトンネル湧水量を比較した。その結果、計算上2500mm/yearで設定すると、総地下浸透量が $9.0\text{m}^3/\text{min}$ になり、3000mm/yearに設定すると $16.3\text{m}^3/\text{min}$ になり、麓の降水量の2133mm/year以上の降水が、山岳地帯にあると仮定すると、トンネル湧水量に相当する水を低比流量流域での地下浸透で供給することが可能である。

6 結論

トンネル建設の影響を受けた流域は、トンネル湧水の湧出により、流量が減少したと考えられた。比流量解析において解析を進めた結果、流域ごとに違いが見られ、トンネルの両坑口付近と村岡側から銚子ヶ谷湿原に向かう流域に、比流量の低い流域が見られた。次に、同位体比解析によって、軽い同位体に富むトンネル湧水に相当する水が、白菅山周辺や白菅山-銚子ヶ谷湿原間の稜線沿いの標高の高い流域に分布していることがわかった。また、冬季において蘇武トンネル周辺の流域は、雪が多く、3月の融雪期でも上流部では豊富な残雪が見られる。そのことからトンネル湧水は、標高の高い流域の軽い同位体に富む雪や雨水の由来と考えられた。以上のことから、軽い同位体に富む水が存在する場所は、比流量の低い流域の上流部であることがわかった。さらに、地質的考察により南北に走る断層が、標高の高い流域で軽い同位体に富む水が存在する流域とトンネルラインを断ち切っている。それらの断層を通路として、軽い同位体比に富む水がトンネルへと流れ込んだ影響で、トンネル湧水の軽い同位体に富む水の割合が多くなったと考えられる。したがって、地質的要素がトンネル湧水の挙動に関して、大きく作用していると考えられた。水収支の計算から軽い同位体に富む水が存在する流域の地下浸透量で、トンネル湧水を十分に供給できることがわかった。今回の研究において、複数の流域を貫通する山岳トンネルの場合、各流域での比流量の測定や環境同位体の測定を行うことによって、岩盤を掘削することで生じるトンネル湧水の水源を推定することができた。また、トンネルから約3kmの流域まで、比流量の変化が認められた。

参考文献

- 1) H. Ii and S. Misawa : Groundwater chemistry within a plateau neighboring Matsumoto city, Japan J. Environmental Geology. Vol.24. pp. 166-175. 1994.
- 2) H. Ii and H. Kagami : Groundwater level and chemistry change resulting from tunnel construction near Matsumoto City, Japan. J. Environmental Geology. Vol.31. pp. 76-84. 1997.
- 3) 兵庫県豊岡土木工事事務所：482号村岡道路（蘇武トンネル）水文調査業務委託報告書（別冊資料1 報告書概要版）
- 4) 高橋彦治：トンネル湧水に関する応用地質学的考察，鉄道技術研究資料，279巻 No.103, pp. 1-103, 1962.
- 5) 高橋彦治：トンネル湧水の特性と問題点，応用地質，6巻 No.1, pp. 25-52, 1965.
- 6) 高原宏明，松本淳：屋久島の降水量分布に関する気候学的研究，地学雑誌，111（5），726-746, 2002.
- 7) 児玉良三：伊吹山における山岳雨量について（第一報），研究時報，6, pp. 333-338, 1954.
- 8) 吉田作松：岩手山における雨量の高度分布，研究時報，3, pp. 364-367, 1951.
- 9) 山本荘毅：陸水，地球科学講座，共立出版，pp. 65-89, 1968.
- 10) 小林正雄，北岡豪一，吉岡龍馬，堀内公子，笹井恵美：比叡山地東麓一帯の降水・河川水および地下水の水素・酸素の同位体比，日本水文科学会誌，第27巻，第3号，pp. 143-150, 1997.
- 11) 北岡豪一，由佐悠紀，神山孝吉，大沢信二，Stewart, M. K, 日下部実：水素と酸素の安定同位体比からみた別府温泉における地熱流体の移動過程，地下水学会誌，35-4, pp. 287-305, 1993.
- 12) 酒井均，松葉谷治，木島宣明，上田晃，堤真：中国・四国地方の河川水および地下水の水素ならびに酸

素の同位体比の研究, 山陽放送学術文化財団レポート, NO.20, pp. 46-51, 1997.

- 13) 佐竹洋, 向井利明, 水谷義彦: D, T, ^{18}O からみた北陸地方の降水と河川水の水文学的研究, 富山トリチウム科学センター研究報告, 3, pp. 45-56, 1984.
- 14) 井伊博行, 平田健正, 佐原尚美, 伏井邦彦: 和歌山県と大阪府における降水中の溶存成分および水素, 酸素安定同位体比, 水工学論文集, 第45巻, pp. 289-294, 2001.
- 15) 水理公式集, 平成11年版, pp. 37-38