

地下水の3次元流動把握指標としての水の安定同位体の有効性

Use of Environmental Stable Isotopes as 3-Dimensional Groundwater Flow Tracer

嶋田 純*

Jun SHIMADA

I はじめに

地下水の流れを地形の高度によって支配される流体ポテンシャルの流れとして捉えることにより、地下水面に起伏がある場合の流れの場をモデル的に捉えたHubbert(1940)の研究は、地下水流動研究の開祖として位置付けられている。これを基礎として、地下水の地域的流動に関する研究が始まり、電子計算機の発達と平行してTóth(1962, 1963)やFreeze and Witherspoon(1967, 1968)等による様々な地形・地質(透水性)分布条件下での広域地下水流動に関する解析的な検討へと進展してきた。

このような解析的な検討・推測に対し、流動の実態を把握した実証的な研究も数多くみられる。このような研究において一般的に用いられる手法としては、地下水のポテンシャル分布そのものを井戸やピエゾメータ等によって測定する方法、水温、水質等の変化を手がかりとして流動の実態を捉える方法、流動する地下水の起源、年齢、混合様式等を把握するために広く用いられている安定及び放射性的環境同位体を利用した手法、極めて小スケールではあるが、流動の直接的把握手法として単一及び複数のボーリング孔を利用した流向・流速測定などが挙げ

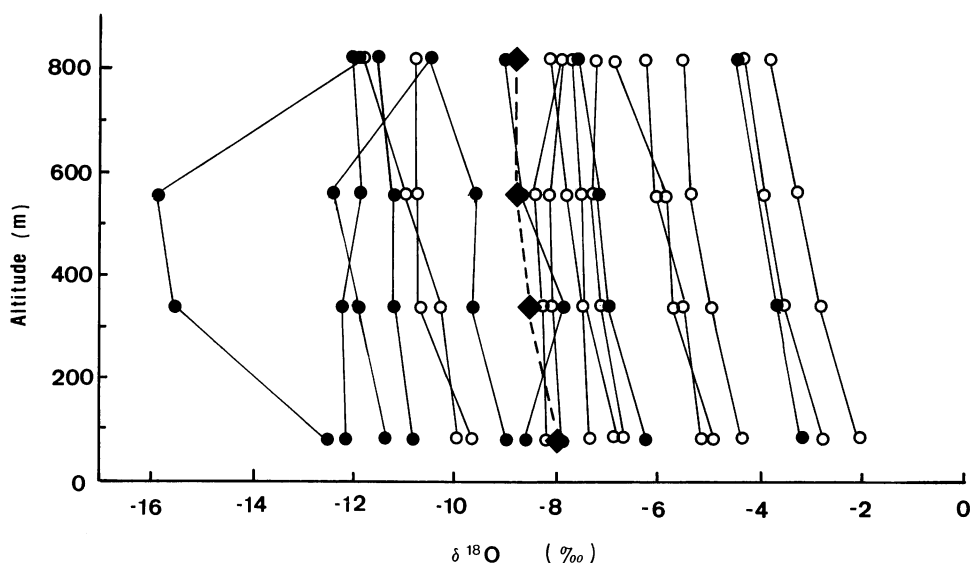
られる(嶋田, 1989)。

現実に流動の実態を把握するには、これらの手法のどれか1つを用いるということではなく、複数の手法を併用し、さらに対象地域の地形・地質条件等を十分考慮した広域地下水流動のシミュレーション結果と対比させることにより、より正確な、信頼性の高い流動の実態が把握されるものと考えられる。

従来、帯水層中の地下水流動は、地下水面等高線図や、等地下水頭図に代表されるように平面的な水平流動として検討されてきた。前述した水質や環境同位体による実証的な研究もその多くは、これらの水平流動における起源、混合様式、流動経路の解明を試みたものであった。近年、社会の発展と土木技術の進歩にともない、より高度に自然システム(ここでは特に岩盤内に賦存する地下水系)を利用した地下土木構造物が注目されるようになってきている(嶋田, 1986)。このような深部の岩盤内の地下水流動を対象とする場合には、深度方向への展開をふまえた3次元な地下水流動の把握がますます重要になってきている。

このような観点から本報では、流動の実証手法の1つである水分子を構成する水素、酸素の安定同位体(重水素(δD), 重酸素($\delta^{18}O$))について、その

*筑波大学地球科学系・水理実験センター



図一 降水中の安定同位体比の高度変化（筑波山，1987年4月～1988年3月．図○は5月から10月，●は11月から4月の降水を，また◆は降水量による加重年平均値を示している．）

3次元流動把握指標としての有効性を事例を踏まえつつ報告する。

II 降水中の安定同位体比の変化

降水中の水素・酸素の安定同位体比は，同位体分別効果のために降水が形成されたときの温度の影響を大きく受けることが知られている．この結果降水中の安定同位体比変化には，季節変動，緯度による変動，高度による変動が見られる．

図一は，降水中の安定同位体比変化の実態を捉えるため，関東平野の孤立峰である筑波山において1987年4月から1988年3月までの1年間にわたり高度別の降水採取を行い，その安定同位体濃度を測定した結果である（三條ほか，1988）．図中○は5月から10月，●は11月から4月の降水を示している．冬の一部のデータを除き，全体としてはいずれの降水にも高度増加にともなう同位体比の低下（平均で， $\delta D: -0.5\text{‰}/100\text{m}$ ， $\delta^{18}\text{O}: -0.13\text{‰}/100\text{m}$ ）が認められる．ただし図から読み取れるように，各降水毎の高度効果の変化幅よりも，降水の季節的な変動に伴う濃度の変化幅の方がはるかに大きい．

ここで，観測期間中の降水の安定同位体比を降水

量によって加重平均し，その高度変化を示すと図一1中の点線の様になる．季節的な降水毎の変動が激しいにも拘らず，1年を通じて平均化した降水にも高度効果が存在していることが示されている．一般的には，一度地下に浸透した降水は不飽和土壤中に於て混合され，季節的に変動する降水毎の同位体比の違いが平滑化されているものと考えられている（IAEA(1981)）．この混合プロセスの詳細は，今後の研究成果を待たねばならないが，地下水の涵養というプロセスを考える上では，図一1に示されるような降水の安定同位体の高度効果の存在は，涵養高度の違いを把握する上で極めて有効な手法となりうる．

III 安定同位体比を利用した地下水流動研究

水谷・小田（1983）は，富山県の庄川と小矢部川に挟まれた庄川扇状地の地下水中の水素・酸素の安定同位体比分布を調べた結果，1つの扇状地の中でも庄川によって涵養された地域と小矢部川によって涵養された地域に二分されることを示している．庄川の流域が富山県から岐阜県に広がる山地（平均標高1020m）であるのに対し，小矢部川の流域は礪波平

野の西部及び南部に連なる低い山地及び丘陵地（平均標高260m）であることが、各々の河川水の同位体比の差(δD で8‰, $\delta^{18}O$ で1‰程度庄川の値が小矢部川に比べて低い)として現れている。この濃度の違いを利用して扇状地内の地下水の涵養源となった河川を見極めることにより、地下水の水平的な流動を把握している。水谷によれば、地下水の同位体分布から把握された庄川扇状地の地下水は、主として小矢部川から供給されたもので、庄川起源の地下水は庄川沿いの比較的狭い地域にのみ存在していることが明らかになったという。

このような安定同位体の高度効果を地下水流動に適應した研究は、わが国では筆者の知る限りでは上記が唯一であるが、海外ではこの種の研究は多く見られる。その当初と思われる研究はFontes et al (1967)によるEvianの泉の涵養源に関する研究である。地域の気温の高度変化と月別の重酸素一気温変化データから類推した重酸素の高度効果(-0.4‰/100m)を基に、泉の涵養高度を800から900mと推定している。また、Stahl et al (1974)は、ギリシャのSperkhios谷の自噴井の起源を同様にして安定同位体の高度効果によって求めている。水文地質学的に求めた自噴井の平均標高とそこでの重酸素濃度の関係から、高度効果を-0.18‰/100mと求め、それを基に3グループに分けた自噴井群のそれぞれの涵養高度を推定している。

IV 安定同位体による地下水の鉛直方向の流動把握

前節で紹介した安定同位体を利用した地下水流動に関する従来の研究の何れにも共通した特徴は、水平的な地下水流動における涵養域の把握を安定同位体の高度効果に求めていることである。

これに対し、鉛直方向の地下水流動に対し安定同位体の高度効果を利用した例はそれほど多くない。この理由として、前述したように、これまでの地下水研究が主として水平方向に広がる帯水層中での流動の解明に主力が置かれていたことが大きく影響していると思われるが、深度方向の地下水の採水を行うことの技術的・経済的な困難さも見逃せない。これまでに公表されている鉛直方向での地下水流動を

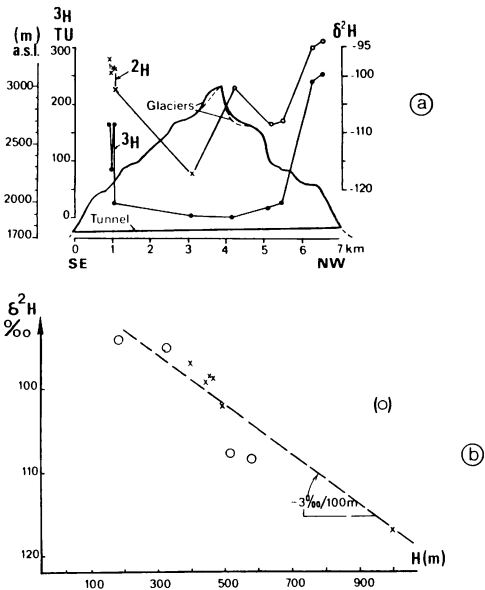


図-2 オーストリアアルプストンネルにおけるトンネル湧水中のトリチウム濃度および安定同位体比測定例。
(a) トンネル方向の各成分の濃度変化
(b) 土被り厚に対する重水濃度変化
○：北西側斜面 ×：南東側斜面
(Rauert and Stichler, 1974)

扱った研究としては、Rauert and Stichler (1974)によるオーストリアアルプスの7kmのトンネル、およびFontes et al (1978)によるモンブラントンネル(12km)でのトンネル湧水中の水素・酸素の安定同位体比測定例がある。

図-2はRauert and Stichler (1974)によるトンネル方向の重水素及びトリチウム濃度変化(a)と湧水採取地点での土被り厚(H)に対する重水素濃度変化(b)を示したものである。土被り厚に対する重水素濃度の変化が δD で-3‰/100mで示された事実を基に、トンネル湧水には同位体の高度効果が明確に現れているものと判断された。その結果、トンネル湧水の供給源はその直上部にあって、各湧水の独立性が極めて高いものと解釈された。同様の傾向はFontes et al (1978)においても示されている。

図-3は本島(1985)によって測定された岐阜県根尾川上流の砂岩及び流紋岩質岩盤からなる地下発

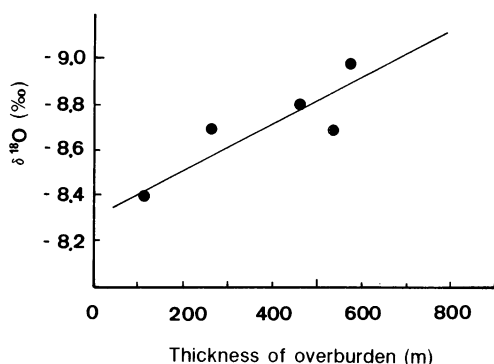


図-3 根尾川上流の地下発調査坑における坑内湧水中の重酸素濃度と土被り厚の関係 (本島 (1985) のデータに基づき作成)

電所建設予定地点の調査横坑 (坑口より奥まで約1000m, 最大土被り厚500~600m)における坑内湧水中の水素・酸素の安定同位体比測定結果を用い, 前述のRauert and Stichler (1974)と同様にして, 湧水箇所の土被り厚と安定同位体 ($\delta^{18}\text{O}$) 比との関係について筆者がプロットしたものである。ここでは, $-0.11\text{‰}/100\text{m}$ の高度効果が湧水に認められ, 同様にして坑道への地下水の流れは極めて鉛直降下的である事実が示された。

図-4は, 嶋田ほか (1986) によって示された安山岩系の地山を貫く金属鉱山における坑道に湧出する地下水の水質及び同位体を分析した結果から, 湧水中の安定同位体比の δ ダイヤグラム表示を示したものである。当該地にあるA鉱床とH鉱床とでは, 湧水の同位体比に若干の差 (δD で4~5‰, $\delta^{18}\text{O}$ で0.3~0.4‰程度)が認められ, この違いは何れの鉱床においてもその直上部から涵養された地下水が坑道に湧出し, この涵養域である鉱床直上の地表の標高差が同位体の高度効果として現れたものと結論づけられた。

これまで示した例は, 何れも掘削後かなりの時間が経過した後のトンネル湧水を扱った研究例である。一般に新鮮な岩盤にトンネル等の地下構造物を掘削すると, トンネル周辺の地下水の流れはその影響を受けて大きく変化する。図-5は, 新鮮な岩盤に空洞を掘削する前と掘削した後の周辺の地下水の流れの変化を数値解析によって捉えたものである (嶋

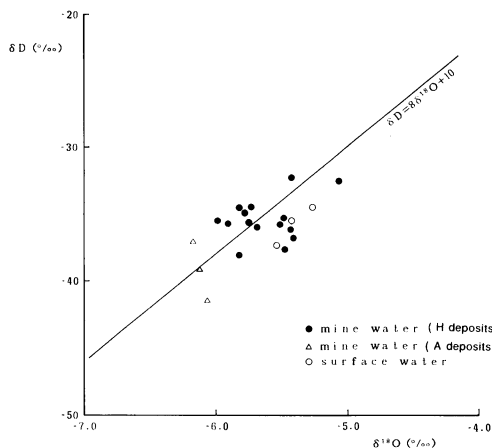
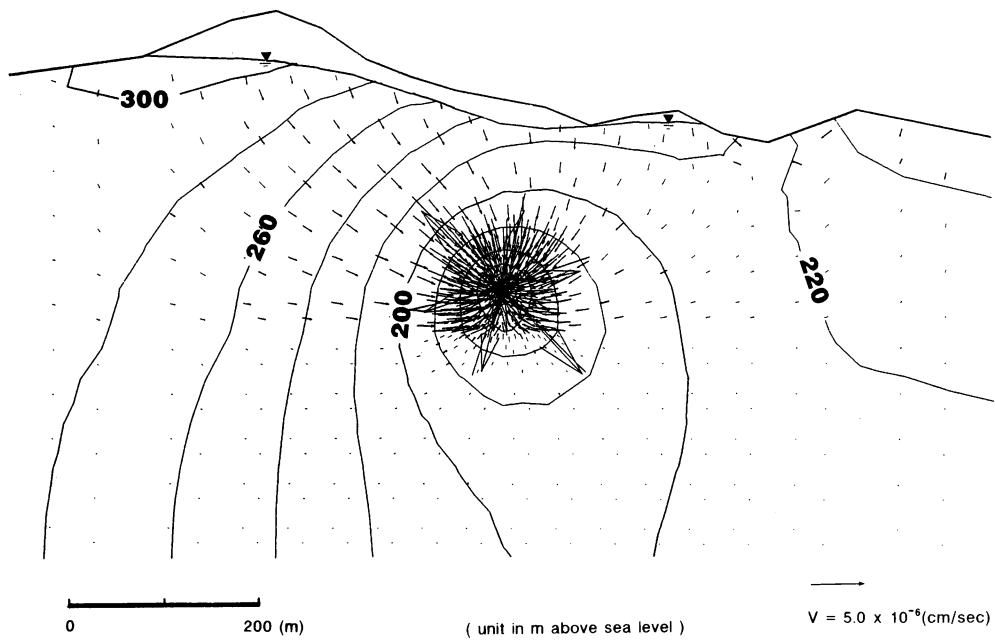
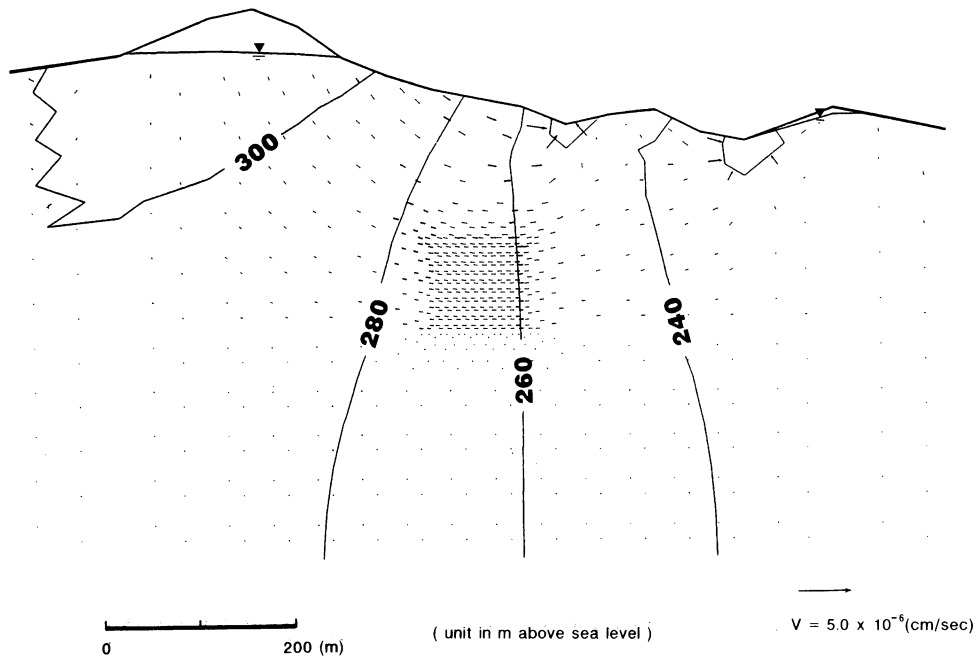


図-4 安山岩系金属鉱山の坑内湧水の δ ダイヤグラム。

田・天利, 1989)。掘削後には空洞に向かう地下水の流れが発生し, 特に空洞直上部からの鉛直降下流が大きく寄与するようになる。ここで, トンネル直上の浅層地下水が大きく水位低下するか否かは, 空洞の湧水量 (空洞周辺の岩盤の透水性によりきまる) と浅層地下水の地下水域, 地表面からの涵養量等を考慮した水収支から決まるもので一概には断定できない。ここに示したケースは, 地表からの涵養量が空洞掘削前には0.1mm/dayであったものが, 掘削後には1.0mm/day (わが国の平均的な地下水涵養量) にまで増大できるものと仮定して解いた結果で, トンネル掘削後も, トンネル上部に地下水面が維持されている。

嶋田 (1985) によれば, トンネル掘削にともなう上記のような地下水流動の変化は現実には水質やトリチウム分析結果から裏づけられており, 調査対象としたトンネルの場合には, 掘削後約1~2年でトンネル湧水の80%が直上の地表系地下水からの鉛直降下流に置き代わることが示されている。この事実を勘案すると, これまでに示してきたトンネル湧水中の安定同位体による地下水流動はすべてこの掘削に伴って空洞に集中するように変化した後の地下水の挙動を捉えているものと考えられる。

これに対し, ボーリング孔を用いて採水した深度別の地下水試料による安定同位体比の分析結果は, 採水が的確に行われていれば, 上述したような坑道



図— 5 (a) トンネル掘削に伴う地下水流動変化の数値解析例 (掘削前).
 (b) トンネル掘削に伴う地下水流動変化の数値解析例 (掘削後).

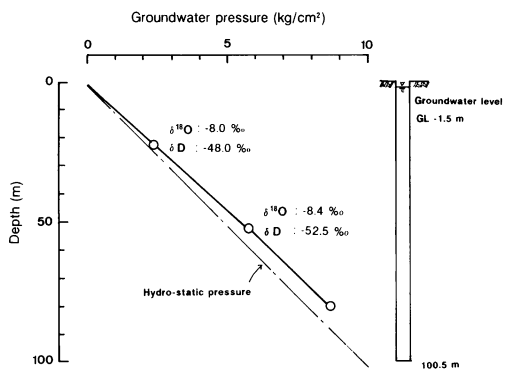


図-6 筑波山麓の花崗岩中に掘削されたボーリング孔内の地下水中の安定同位体比。

の存在にともなう影響の無い真の地山の鉛直方向の地下水流動を捉えることが可能である。

図-6は、筑波山麓の花崗岩岩盤中に掘削された深度100mのボーリング孔の3深度(20~25m, 50~55m, 77~82m)における割れ目中の地下水の水圧分布を示したものである(嶋田ほか, 1988)。何れの区間も静水圧より高い水圧を示し、しかも深度の増加にともなって静水圧からの差が顕著に増大している。これは、地下深部になるほど地下水のポテンシャルが高く、当該地域は上昇傾向の地下水流動を持つ地下水の流出域に当たっているものと考えられる。深度20~25mと50~55mで採取された地下水の安定同位体比は図中に示すように、深度の増加に伴って軽くなる傾向を示しており、これは図-7に示すような地下水流出域特有の流れを反映したものと解釈できる。ここで安定同位体の高度効果を δD で $-2\text{‰}/100\text{m}$ と仮定すると、50~55m深の地下水は20~25m深の地下水に比べて200m程度高い標高から涵養されたものと推定できる。

図-8は、花崗岩系の岩盤からなる岩手県の釜石鉱山の標高550mレベルに展開された水平坑道(平均土被り厚300~500m)から鉛直下方に掘削されたボーリング孔(孔低標高、海拔EL75m)において採取された地下水の安定同位体比分布を示したものである(日鉄鉱業, 1988を基に作成)。図中の直線は、岩手県綾里における降水の安定同位体比測定結果に基づいて回帰された直線(降水ライン)を、また図

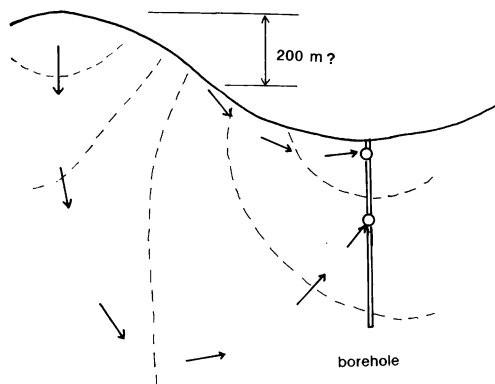


図-7 谷状の地形断面に於ける地下水流動の概念図。

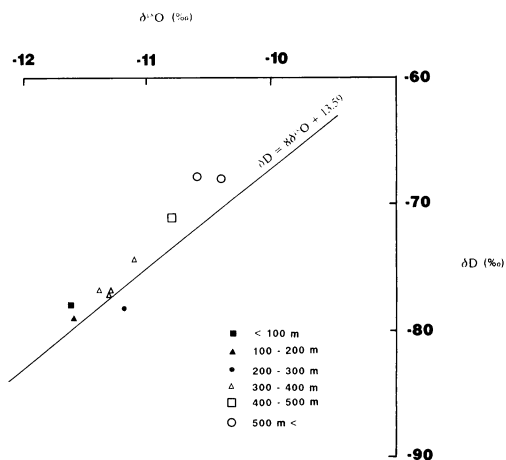
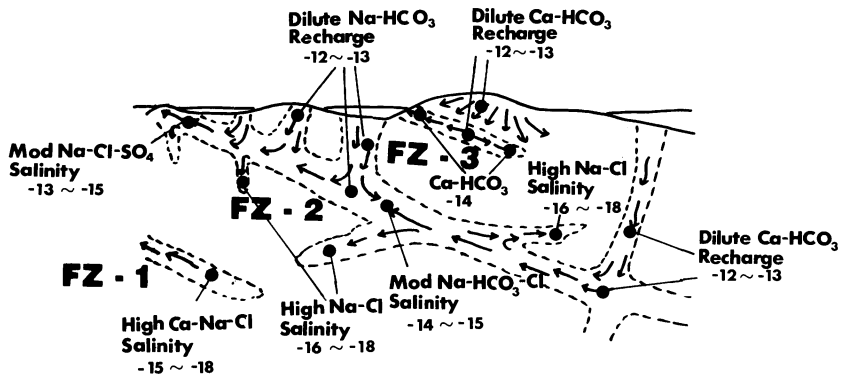


図-8 釜石鉱山の坑内ボーリング孔から採取された地下水中の安定同位体 δ ダイアグラム。

中にはボーリング孔から採水された地下水の採水深度の平均標高換算値が、100m毎に異なる印でプロットされている。孔内の地下水は降水ラインに沿っていることからその起源は地域の降水であると考えられるが、採水深度が増大するにつれて同位体比が軽くなる傾向が顕著に認められる。この変化率は重水素で $-2\text{‰}/100\text{m}$ 、重酸素で $-0.25\text{‰}/100\text{m}$ 程度である。当該ボーリング孔の涵養域になりうる地域内の地形には500m程度の標高差は十分存在していることから、この変化傾向は安定同位体の高度効果と考えることは妥当と思われる。結果的には、深部の地下水になるほどより高い標高から涵養されていることを示しており、地下水流動モデルの観点から見



(unit ; $\delta^{18}\text{O}$ (‰))

図一 9 カナダ原子力公社地下研究施設敷地における水質と安定同位体分析結果から推定された地下水流動模式図。

るとこのボーリング孔は涵養域と流出域の中間域に相当する領域に存在しているものと考えられる。

図一 9 は、花崗岩系岩盤からなるカナダ原子力公社の地下研究施設周辺での80本余りのボーリング孔を用いて深度別地下水採取を行い、その水質及び安定同位体の分析結果に基づいて推定された地下水流動モデルである (Shimada and Davison, 1986)。図中左上から右下にかけて斜めに分布する3つの破碎帯では、全く異なる水質・安定同位体比の測定結果が示されており、一番浅いFz-3が現世の降水を起源とする地下水、一番深いFz-1が過去の寒冷気候下における降水を起源としていると解釈された。中間にあるFz-2では、寒冷気候下で涵養された深部にある地下水が地表へ向かって破碎帯中を上昇する過程で現世の降水を起源とする地下水と混合しているものと考えられている。この例では、これまでのような安定同位体の高度効果に基づく濃度変化ではなく、涵養時の気候条件の違いによる濃度変化の特性を利用しているが、何れにしてもボーリング孔を用いた確かな深度別地下水の採取が行えれば、安定同位体を指標とした地下水流動系の解析が可能であ

ることが示された。

V おわりに

広域地下水の流動系の把握は、1) 現地においてポテンシャルを測定したり、流向・流速を測定したりする実証的方法、2) シミュレーションによる試行実験、3) 水質や同位体による地下水の起源、年齢、混合様式等を把握する方法、の3つの手段が考えられる。これらの手段を単独に用いるのではなく相互補完的に利用することにより、より正確で信頼性の高い地下水流動系の把握が可能となる。

地下水中の安定同位体比 (重水素、重酸素) は、従来は主として平面的な地下水流動系における涵養起源の把握に用いられてきた。近年、地下土木構造物の進歩と共に、これまでは難透水層として除外されていた岩盤を含む、より深部の地下水流動の解明が求められてきている。わが国のような急峻な地形環境のもとでは、異なる高度から涵養された地下水が混合することなく3次元的に流動する可能性が十分考えられる。ボーリング孔等によりの確かな地下水の採取を行うことができれば、安定同位体比はこの

ような3次元的な流動を把握するための保存性のある極めて良好なトレーサーになる。今後は、さらに深部での地下水流動の実態解明に本手法を適応して行きたい。

謝 辞

本稿は、筆者のこれまでの研究成果を集大成したものでその多くは、前職である清水建設(株)技術研究所の研究テーマ『岩盤地下水の3次元的挙動に関する研究』の成果を基にしたものである。

また、釜石鉱山のデータの使用に当たっては、動力炉核燃料開発事業団および日鉄鉱業の関係各位に格段の便宜を計って頂いた。ここに記して感謝する次第です。

文 献

三條和博・嶋田 純・日下部実 (1988) : 筑波山における降水の安定同位体比の季節変動。日本地球化学会1988年会講演要旨集, 201.

嶋田 純 (1985) : 筑波トンネルの掘削に伴う結晶質岩中の地下水挙動と水質変化。ハイドロロジー, **15**, 42—54.

嶋田 純 (1986) : 水文学に望まれる諸問題—技術・応用の側面から—。ハイドロロジー, **16**, 83—90.

嶋田 純・石井 卓・泉谷泰志・飯塚友之助 (1986) : 大規模鉱山周辺地山の地下水挙動研究。『陸地処分天然バリア』日本原子力学会放射性廃棄物研究連絡会, 109—120.

嶋田 純・泉谷泰志・天利 実・三宅紀治・石井 卓・飯塚友之助 (1988) : 真壁岩盤研究実験所1号ボーリング孔の地質・地下水性状について。清水建設研究報告, **47**, 1—6.

嶋田 純・天利 実 (1989) : 岩盤内空洞掘削に伴う地下水涵養量の変化について。日本水文科学会1989年度学術大会予稿集, 210.

嶋田 純 (1989) : 地下水循環。気象研究ノート, **167**, 11—18.

日鉄鉱業(株) (1988) : 『結晶質岩中の既存空洞における岩盤物性及び地下水状況調査 (I)』動力炉・核燃料開発事業団委託研究成果報告書, 113p.

水谷義彦・小田松尚 (1983) : 安定同位体比による富山県庄内川扇状地の地下水かん養源および流動状況の研究。

地球化学, **17**, 1—9.

本島 勳 (1985) : 岩盤地下水の水質・同位体組成調査 (1)。日本地下水学会会誌, **27**, 39—50.

Fontes, J. Ch., Letolle, R., Olive, Ph., Blavoux, B. (1967) : Oxygene-18 et tritium dans le bassin d'Evian. *Isotopes in Hydrology*, IAEA, Vienna, 401—415.

Fontes, J. Ch., Bortolami, G.C. and Zuppi, G.M. (1978) : Hydrologie isotopique du massif du Mont-Blanc. *Isotopes in Hydrology*, IAEA, Vienna, 411—440.

Freeze, R.A. and Witherspoon, P.A. (1967) : Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resour. Res.*, **3**, 623—634.

Freeze, R.A. and Witherspoon, P.A. (1968) : Theoretical analysis of regional groundwater flow: 3. Quantitative interpretation. *Water Resour. Res.*, **4**, 581—590.

Hubbert, M.K. (1940) : The theory of groundwater motion. *J. Geol.*, **48**, 785—944.

IAEA (1981) : *Stable Isotope Hydrology*, Technical Report Series No. 210. p. 337.

Rauert, W. and Stichler, W. (1974) : Groundwater investigations with environmental isotopes. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*, 2. IAEA, Vienna, 431—443.

Shimada, J. and Davison, C.C. (1986) : Environmental isotopes in groundwater at the URL site. *Atomic Energy of Canada Ltd. Technical Report no. 388*, p. 34.

Stahl, W., Aust, H. and Dounas, A. (1974) : Origin of artesian and thermal waters determined by oxygen, hydrogen and carbon isotope analysis of water samples from Sperkhios Valley, Greece. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*, 1. IAEA, Vienna, 317—339.

Tóth, J. (1962) : A theory of groundwater motion in small basins in central Alberta, Canada. *J. Geophys. Res.*, **67**, 4375—4387.

Tóth, J. (1963) : A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res.*, **68**, 4795—4812.