



^{14}C 同位体による地下水流動状態の推定

岩月 輝希 徐 勝 伊藤 茂
阿部 雅人 渡辺 雅人

東濃地科学センター

資料番号 : 4 - 10

Corroboration of Hydraulic Conditions of Groundwater Using C-14

Teruki IWATSUKI Sheng XU Shigeru ITO
Masato ABE Masato WATANABE
Tono Geoscience Center

岐阜県東濃鉱山周辺の新第三紀堆積岩中の地下水を対象として、 ^{14}C を用いた同位体手法による地下水の流動状態の解析を行った。その結果、月吉断層上盤の堆積岩下部層において、坑道や立坑の存在に起因する地下水流動場の擾乱が確認された。また、堆積岩において断層帯は、地下水流動場の擾乱の程度を減少させる低透水帯となっていることが明らかになった。 ^{14}C 濃度に基づいて推測された地下水の流動状態は、間隙水圧や地層の透水係数等から水理学的に推定された地下水の流動状態と良く一致しており、 ^{14}C 同位体による地下水流動解析手法は、本地域における堆積岩中の地下水に対して十分適用可能であることが示された。

Isotopic investigations (D, ^{18}O , ^{13}C , tritium, ^{14}C) of groundwater were carried out to gain an understanding of the hydrogeological conditions around the Tono mine area, central Japan. ^{14}C data suggests that the hydraulic disturbance occurs in the sedimentary rocks around the shafts and gallery due to their existence, and that the fault zone plays an important role as a low permeability zone. Hydraulic conditions around the Tono mine area inferred from ^{14}C activity agree well with those suggested from a hydrogeological analysis based on hydraulic pressure and conductivity of the rock formations. Isotopic approaches using ^{14}C activity can be applied as an independent corroboration of interpretations to understand the hydrogeological conditions of groundwater in sedimentary rocks.

キーワード

地下水、 ^{14}C 濃度、流動状態、滞留年代

Groundwater, ^{14}C Activity, Hydraulic Condition, Retention Time

1. はじめに

深部地下水の流動状態の解析では、一般的に地形勾配や岩盤の地質等の地質学的データ及び間隙水圧や岩盤の透水係数といった水理学的データに基づき、数値解析により水理地質構造モデルを構築するといった手法が用いられる(図1)。数値解析により構築された水理地質構造モデルについては、その信頼性を示すため、水理学的解析手法とは全く別の手法により、地下水の流動状態を解析し、モデルの妥当性について検証を行う必要がある。間隙水圧や透水係数以外で、地下水の流動状態を反映していると考えられるパラメータとしては、地下水の水質や各種同位体等があげられる。地下水の水質は、地下水の起源となる表層水等の

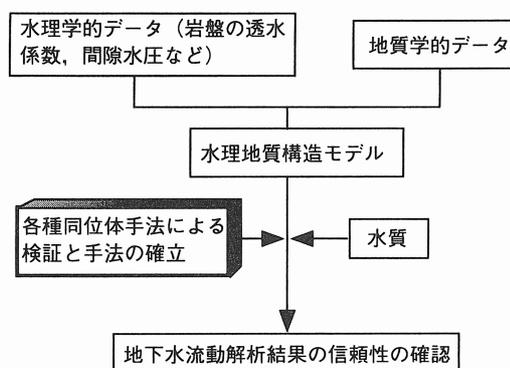


図1 地下水流動研究における同位体調査の位置付け

水質と、地下水の流動経路における水 - 鉱物反応、異なった水質を持つ地下水との混合等により形成されていると考えられ、水質から地下水の流動方向や速度を解析するためには、鉱物の量比や様々な鉱物と地下水間の反応速度について複数の仮定が必要となる。一方、地下水や溶存化学成分の安定同位体比（例えばD/H、 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 、 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比等）は、その起源を単純に反映している事が多く、水 - 鉱物反応等により同位体比が変動したときも、鉱物の同位体比を明らかにした上で、マスバランス解析により補正が可能である。また、自然界に存在する放射性同位体（ ^3H 、 ^{14}C 等）を利用することにより、時間軸をいれた解析が可能となる。そのため、同位体手法は水理学的に構築された水理地質構造モデルにおいて、地下水の起源や流動方向、速度等を検証するために有効に利用できる。

東濃地科学センターでは、岐阜県東濃地域に分布する新第三紀堆積岩及び白亜紀後期の花崗岩を対象に、地下水の水理学的・地球化学的研究等を行っており、水理学的手法により、水理地質構造モデルが構築されている。しかしながら、水理学的手法により推測された地下水の流動状態について、同位体手法と合わせて解析した例は少ない。本報告では、東濃鉱山周辺の堆積岩中の地下水について、 ^{14}C 同位体手法を用いてその流動状態を推測し、水理学的手法により構築された水理地質構造モデルと比較検討することで、地下水流動解析における同位体手法の適用性について検討した。

2. 研究地域の概要

2.1 東濃鉱山における坑道、立坑掘削の経緯

東濃鉱山では、ウラン探鉱のための事前調査を目的として、1972年から1973年にかけて堆積岩中に深度約130mの調査立坑と調査坑道が掘削されており（図2）現在、この調査坑道を利用し、地層科学研究の一環として、岩盤力学や地下水の水理学・地球化学的研究等が行われている。東濃鉱山の周辺領域では、1990年から1991年にかけて立坑掘削が立坑周辺の岩盤強度、地下水理に与える影響を調査するために、直径6m、深度約150mの第2立坑が掘削された（図2）。また、第2立坑の掘削に先立って、第2立坑掘削予定地を中心として、地下水の間隙水圧のモニタリング用に十数本の試錐孔が掘削され、各試錐孔に間隙水圧モニタリングシステム（MPシステム）が設置されている。そして、第2立坑掘削前から現在に至る

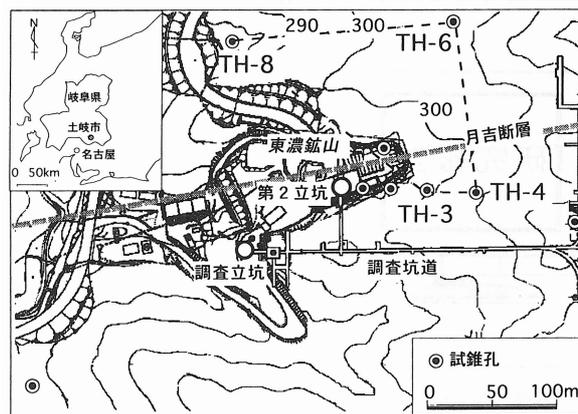


図2 東濃鉱山における坑道、試錐孔配置図

東濃鉱山周辺には、十数本の水圧モニタリング用試錐孔が掘削されている。本研究では、調査坑道、月吉断層周辺の地下水流動状態に焦点をあて、月吉断層を挟んだTH-3,4号孔（断層上盤、調査坑道側）、TH-6,8号孔（断層下盤側）を含む約200m×200mの領域で同位体調査を行った。

まで、各層準において、間隙水圧のモニタリングとともに、定期的に地下水の水質のモニタリングが行われている。

2.2 地質概要

東濃鉱山周辺の堆積岩は、白亜紀の土岐花崗岩（72.3Ma）を基盤岩として、新第三紀の瑞浪層群（15-20Ma；下部より土岐夾炭累層〔上部層、下部層〕、明世累層、生俵累層）と第四紀の瀬戸層群から構成されている¹⁾。新第三紀堆積岩の層厚は約200mであり、下部層にウラン鉱床が分布している²⁾。明世累層から土岐夾炭累層上部層までは海成層であり、貝化石が多く産出する³⁾。また、土岐夾炭累層の下部層中（標高約200m）には低透水層が存在し、この層を境に滞水層が二分されている⁴⁾。

2.3 地下水の水理・地球化学的性質

地下水の水質は、堆積岩上部で Ca^{2+} イオンに富み、深度に伴い Na^+ 、 HCO_3^- イオンに富む水質となる。 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 HCO_3^- イオン以外の溶存成分には、顕著な濃度変化が見られない。このような水質の変化は、主に粘土鉱物のイオン交換反応と長石類・方解石の溶解反応に起因することが明らかになっている⁵⁾。

東濃鉱山周辺領域の地下水流動調査研究では、表層から地下深部への涵養量調査、試錐孔による地下水の間隙水圧及び透水係数の調査、各種検層の結果等に基づいて、数値解析が行われている。その結果、東濃鉱山周辺の地下水の流動状態につ

いて、以下の事が推測されている。

東濃鉦山周辺領域の堆積岩は、基盤花崗岩の古チャネル構造（河川跡）の上に堆積しており、大局的に地下水は、北西から南東に向かって古チャネル構造に沿って流れている（図3）⁶⁾。第2立坑掘削時には、立坑掘削及び既存坑道が周辺の地下水流動状態に与える影響が評価されている。その結果、地下水のピエゾ水頭は、月吉断層面上盤（TH-3、4号孔）において、堆積岩上部で静水圧の状態にありながら、下部で100m以上も低下していること、月吉断層面の下盤（TH-6、8号孔）では、堆積岩の上部から

下部まで地下水が静水圧状態にあることが明らかになっている（図4）⁷⁾。

これらのピエゾ水頭データから、断層帯の上盤の堆積岩下部では坑道の存在により地下水流動場の擾乱が起こっていること、また、断層面は低透水帯としての役割を持ち、断層帯の下盤の堆積岩では、坑道の存在に起因する地下水流動場の擾乱の影響が緩和されていることが考えられている⁸⁾。

岩盤の透水係数、間隙水圧に基づく数値解析から、TH-4、6号孔周辺及びTH-6、8号孔周辺の地下水の流動状態は、図5のように推測されている⁹⁾。地下水の流動方向は、堆積岩上部でほぼ南向きに、堆積岩下部で調査坑道に向かう。なお、流速は3.15～315mm/年の範囲にある⁹⁾。

第2立坑掘削時（1990年）に行われた酸素-水素同位体及び¹⁴Cによる予備的同位体研究の結果、調査坑道と第2立坑周辺の試錐孔から得られた堆積岩下部の地下水は、1万数千年前のWürm氷期に涵養した天水を起源とすることが明らかになっている¹⁰⁾（表1）。

本研究では、予備的調査に続いて水素・酸素同位体比及び¹⁴C同位体濃度により、立坑、調査坑道、断層帯周辺の200m×200m×深度200mの領域の地下水流動状態に焦点をあて、水圧モニタリング用に掘削された試錐孔TH-3、4、6、8号孔を利用して詳細な調査を行った。

3. 実験方法

以下の方法で、各種同位体（²H/¹H、¹⁸O/¹⁶O、

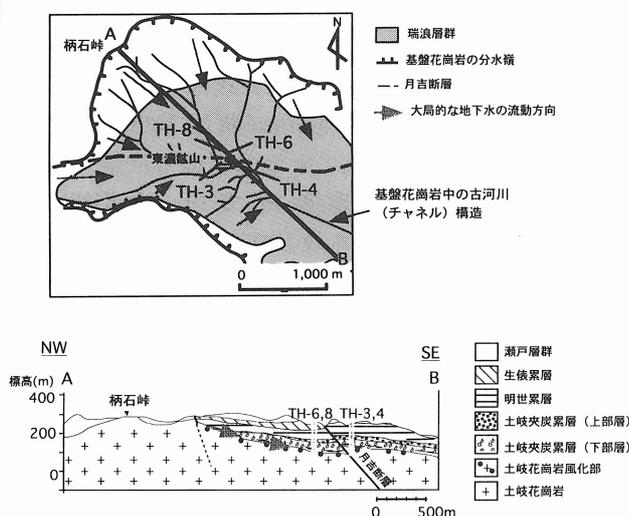


図3 東濃鉦山周辺領域における大局的な地下水の流動状態

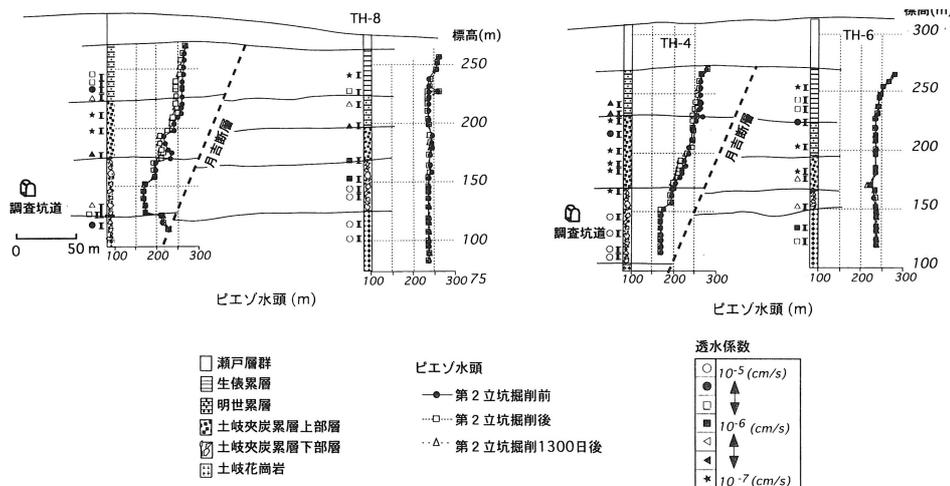


図4 東濃鉦山周辺における地下水のピエゾ水頭分布図（山根 他、1996より）

第2立坑の掘削前、掘削後、掘削から約3年半後の地下水のピエゾ水頭データは、いずれも断層带上盤の堆積岩下部において、調査坑道の存在に起因するピエゾ水頭の低下を示している。また、月吉断層の下盤側の堆積岩においては、地下水は静水圧状態にある。

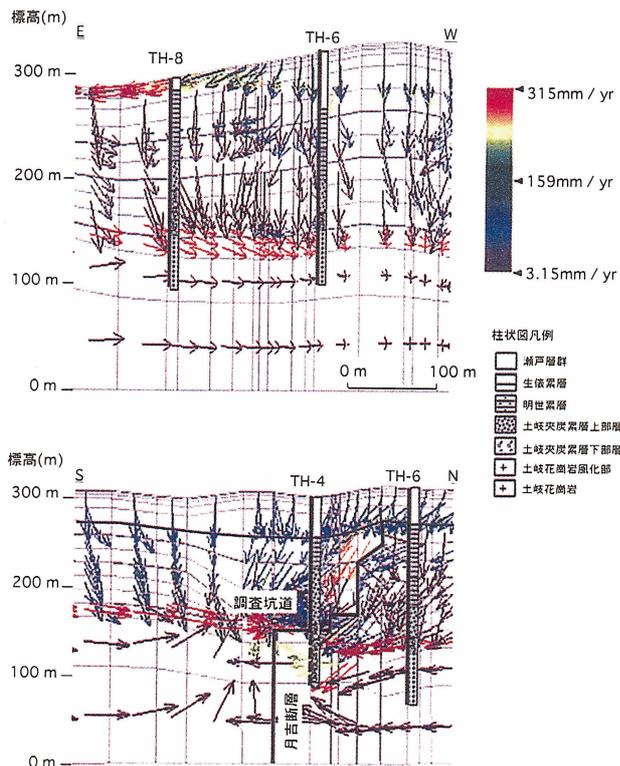


図5 有限要素法による飽和・不飽和浸透流解説プログラムTAGSAC²⁰⁾により推測された。第2立坑掘削より約4年後の地下水の流動状態(稲葉 他、1998⁹⁾を修正)

地下水の流動方向をの向き、流速を色で表している。の長さは流速を表していない。断層上盤側では、調査坑道に向う流れが推測され、断層下盤側では、断層をわずかに下盤側に貫いている調査坑道に向う流れが推測されている。

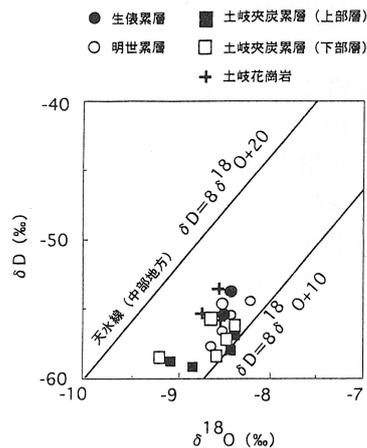


図6 地下水の水素・酸素同位体比

¹³C/¹²C、トリチウム濃度、¹⁴C濃度)分析を行った。

採水現場において、バッチ式採水ボトルで地下水を採取し、試料を50m 瓶と1 瓶、3 瓶に分取する。

地下水試料1 (炭素量にして1 mg に相当)に、塩化ストロンチウム及びアンモニウム水を加え、地下水中の炭酸水素イオン、炭酸イオン等の溶存無機炭素(Dissolved Inorganic Carbon : DIC)を炭酸ストロンチウムとして回収する。真空ラインにおいて、炭酸ストロンチウムとリン酸を反応させ、炭素を二酸化炭素として回収する。

表1 地下水及び溶存無機炭酸(DIC)の同位体分析結果

採水地点	標高	深度	採取日	DIC	トリチウム	D	¹⁸ O	¹³ C	¹⁴ C
試錐孔/地層名	(m)	(m)		(mM)	(T.U.)	(‰-SMOW)	(‰-SMOW)	(‰-PDB)	(pMC)
TH-80*	248	28.5	90.12.14	1.76	1	-55.8	-8.5	-15.4	31.4
TH-60*	245	68	90.12.14	1.39	1	-53.8	-8.4	-18.5	35.4
TH-8 A*	212	64	90.12.13	2.31	5	-54.2	-8.6	-15.1	49.6
TH-4 TL*	158	153	90.12.19	1.46	2	-55.4	-8.7	-13.9	21.7
坑道 TL*	~160	~125	90.12.13	1.5-1.6	0	-57.5 ~ -52.8	-8.8 ~ -8.5	-18.5 ~ -14.0	6.7 ~ 10.8
TH-8 G*	116	160	90.12.13	1.70	1	-53.7	-8.6	-17.8	28.7
TH-3 A	251	46.5	94.8.29	1.29	<0.3	-55.5	-8.4	-20.1	31
TH-3 TU	212	85.5	94.8.29	2.31	<0.3	-59.2	-8.8	-5.2	2
TH-3 TL	174	124	94.8.29	1.35	<0.3	-58.7	-8.5	-12.6	27
TH-4 A	249	83	94.8.24	1.66	<0.3	-54.4	-8.2	-17.4	29
TH-4 TU	227	99	94.8.24	1.5	<0.3	-58.2	-8.4	-17.0	18
TH-4 TL	158	153	94.8.24	1.34	<0.3	-57.5	-8.6	-6.7	14
TH-6 A	209	104	93.9.27	1.92	<0.3	-58.3	-8.7	-12.3	31
TH-6 TU	181	132	93.9.27	2.68	<0.3	-58.8	-9.1	-13.4	27
TH-6 TL	160	153	93.9.27	1.05	<0.3	-58.1	-9.2	-15.1	12
TH-6 G	135	177	93.9.27	1.17	<0.3	-55.7	-8.5	-14.1	10
TH-8 A	212	64	93.10.1	2.12	<0.3	-56.5	-8.5	-13.4	32
TH-8 TU	185	91	93.10.1	1.92	<0.3	-56.2	-8.3	-11.7	24
TH-8 TL	155	121	93.10.1	1.23	<0.3	-57.1	-8.4	-15.8	6
TH-8 G	116	160	93.10.1	1.7	<0.3	-55.1	-8.7	-17.5	8

A: 明世累層, O: 生俣累層, TU: 土岐夾炭累層上部層, TL: 土岐夾炭累層下部層, G: 土岐花崗岩 * : 水谷 他 (1992)より引用

生じた二酸化炭素の一部を用いて、ガス質量分析計により炭素安定同位体比を測定する。

炭素同位体比測定用に分取した二酸化炭素の残りを鉄粉を触媒として、水素ガスとともに加熱反応させ、グラファイトに還元する¹¹⁾。

グラファイト粉末を用いて、タンデム型加速器質量分析計により¹⁴C濃度を測定する(詳細は参考文献^{12), 13)})

地下水試料50m を用いて、ガス質量分析計により水素・酸素同位体比を測定する。

地下水試料 3 を用いて、シンチレーションカウンターにより、トリチウム濃度を測定する。

それぞれの測定精度は、酸素、炭素同位体比： $\pm 0.2\text{‰}$ 、水素同位体比： $\pm 1\text{‰}$ 、トリチウム濃度： $\pm 1\text{TU}$ 、¹⁴C濃度： $\pm 0.5\text{pMC}$ (percent Modern Carbon) である。

4. 結果と考察

分析結果を表1に示す。東濃鉱山とその周辺地域の地下水の水素・酸素同位体比は、世界標準天水線 ($D = 8^{18}\text{O} + 10$) と中部地方の天水線 ($D = 8^{18}\text{O} + 20$) の間に位置しており(図6) 地下水はすべて天水起源である。TH-4号孔の土岐夾炭層下部層、TH-8号孔の明世累層及びTH-8号孔の土岐花崗岩では、地下水中のトリチウム濃度が、1990年の水谷ら¹⁰⁾ の調査結果に基づいて半減期から予想される濃度よりも低くなっている。この理由として、東濃鉱山周辺の試錐孔では、毎年、地下水の水質モニタリング等のために、区間体積(約20)の数倍にあたる数十の地下水を採取しており、試錐孔掘削時に混入していた掘削水中のトリチウムが、数年にわたる地下水採取により除去された事が考えられる。

DICの炭素同位体比は、TH-3号孔の土岐夾炭層上部層とTH-4号孔の土岐夾炭層下部層中の地下水を除き、 $-20 \sim -12\text{‰}$ と得られた。¹⁴Cの濃度は $2 \sim 32\text{pMC}$ であった。TH-4号孔の土岐夾炭層下部層、TH-8号孔の明世累層及びTH-8号孔の土岐花崗岩中の地下水では、水谷ら(1990)¹⁰⁾ の調査結果に比べて、¹⁴Cの濃度が減少しており、数年間にわたる地下水採水により、掘削水が除去されたという仮説と矛盾しない。

地下水中のDICの炭素同位体比は、一般的に以下のような過程を反映していると考えられている^{10), 14)}。

表層土壌中において、土壌中の炭酸ガスが表層水へ溶解する。この土壌ガスの炭素同位体比は一般的に $-25 \pm 2.0\text{‰}$ と推定されている¹⁵⁾。また、

この時点の¹⁴C濃度は、 100pMC と仮定できる。表層水が地下に浸透していく過程で、溶存酸素により有機物が酸化され、炭酸ガスが地下水に付加する。

東濃鉱山周辺の表層水、地下水の溶存酸素濃度を測定した結果、表層水には 7.8mg/l の酸素が含まれ、深度150m付近の地下水は、無酸素状態(0.01mg/l 以下)であることが明らかになっている。マスバランス計算により、有機物の酸化により地下水中に付加するDICは最大 0.24mM と推測できる。この有機物起源のDICの炭素同位体比は有機物の値($-25 \pm 1.5\text{‰}$ ⁵⁾)を反映している。

炭酸塩鉱物の溶解により無機炭素が地下水に付加する。東濃鉱山周辺の堆積岩に含まれる方解石等の炭酸塩鉱物の炭素同位体比は、堆積岩上部の明世累層で $-11 \sim -3\text{‰}$ 、堆積岩下部の土岐夾炭層で $-20 \sim -4.6\text{‰}$ と求められている¹⁶⁾。炭酸塩鉱物は、深度約60mまでの地下水に対して不飽和の状態にあり¹⁷⁾、明世累層上部には貝化石等の海成の炭酸塩が多く含まれることから、炭酸塩起源のDICは海成の炭酸塩の炭素同位体比を反映していると推測される。このような炭酸塩の炭素同位体比は、 0‰ 付近と見積られている^{16), 18)}。

地層中の有機物質や炭酸塩鉱物は、瑞浪層群の堆積年代から少なくとも数千万年以上の時間を経ており、¹⁴Cが検出限界以下の濃度まで減少してしまった、いわゆるデッドカーボンからなっている。そのため、表層から地下深部へ地下水が浸透するに従って、地下水中のDICの¹⁴C濃度はデッドカーボンの付加によって希釈されている。

¹⁴C濃度のデータから地下水の流動状態を見積もるためには、デッドカーボンの付加により薄められた¹⁴C濃度を補正してやる必要がある。この補正は、炭素同位体比とDICの濃度からマスバランス計算により、以下のように行うことができる。

補正1：海成炭酸塩起源のDICの付加

$$^{13}\text{C}_{\text{DIC}} = (1 - f_1) \times ^{13}\text{C}_{\text{Marine carbonates}} + f_1 \times ^{13}\text{C}_{\text{Initial, Oxidation of organics}}$$

$^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ：地下水中のDICの¹³C値

f_1 ： $^{13}\text{C} = -25\text{‰}$ のDICのモル分率

$^{13}\text{C}_{\text{Marine carbonates}}$ ： 0‰

$^{13}\text{C}_{\text{Initial, Oxidation of organics}}$ ： -25‰

$$^{14}\text{C} \text{ 補正值 } 1 = ^{14}\text{C} \text{ 測定値 } / f_1$$

補正 2 : 堆積有機物起源のDICの付加

$$DIC_{Initial\ Conc.} = f_1 \times DIC_{Conc.} - 0.24$$

$$f_2 = DIC_{Initial\ Conc.} / DIC_{Conc.}$$

DIC_{Initial Conc.} : デッドカーボンが混入する前の
DIC濃度

DIC_{Conc.} : DIC濃度測定値

$$^{14}C\ 補正值\ 2 = ^{14}C\ 補正值\ 1 / f_2$$

補正結果を表 2 に示す。TH-3号孔及びTH-4号孔の土岐夾炭累層上部層及び下部層中の地下水の¹⁴C濃度は、月吉断層面の上盤の堆積岩において、標高200m付近の低透水層の下側の地下水の方が、上側の地下水の年代より若い事を示している。この結果は、低透水層を境に地下水の滞留系が二分されているという湯佐ら(1992)⁴⁾の仮説と矛盾しない。低透水層の上盤の地下水は東濃鉱山周辺に降った天水が瀬戸層群を浸透してきたものであろう。低透水層の下盤の地下水は、堆積岩と花崗岩の不整合部を浸透してきた地下水である可能性がある。あるいは、基盤となる土岐花崗岩の一部では、深部200m付近まで表層水の直接的な浸透も観察され¹⁹⁾、TH-3号孔及びTH-4号孔の土岐夾炭累層下部層では、花崗岩浅部の地下水と混合している可能性も考えられる。調査坑道では、一日当たり45~60m³の湧水が観測され、この水は排水ポンプにより地上に強制排水されていることから、坑道近傍の地下水圧が減少し、堆積岩と基盤花崗岩の不整合部に沿った地下水流、あるいは花崗岩からの湧昇流が強められている可能性がある。この仮説は、調査坑道より南側の基盤花崗岩の分水嶺に近い地点の不整合部(図3参照)、不

整合より更に深い深度の基盤花崗岩の地下水の¹⁴Cデータを取得する事で検証できる。

月吉断層面の下盤にあたるTH-6、8号孔では、深度に伴って¹⁴Cの濃度が減少しており、断層面上盤の堆積岩下部で観察されるような、地下水流動場の擾乱が観察されない。このことから、堆積岩中においては、断層面が地下水流動状態の擾乱の影響を緩和する低透水性帯となっていることが裏付けられる。図7はTH-6、8号孔周辺の地下水中の¹⁴C濃度の等濃度線図である。標高200m付近の低透水層があると考えられている地点では、等濃度線の間隔も狭くなっており、等濃度線の間隔は、岩層の透水系数と矛盾しない。

地下水の滞留年代は、地下水がピストン流により浸透していると仮定して、以下の式により計算できる。

$$\text{年代} = 8,267 \ln(100 / \text{補正された}^{14}C\ \text{濃度})$$

$$^{14}C\ \text{の半減期} : 5730\ \text{年}$$

地下水の年代は表2に示されるように、1400年から16,000年前と計算できる。地下水の年代と採水位置間の距離から、低透水層上盤の地下水の浸透速度は5~74mm/年と計算できる(図8)。また、低透水層下盤の地下水が、北西から南東へ瑞浪層群と基盤花崗岩の不整合部に沿って流れてきたと仮定すると、その流動速度は、63~106mm/年と計算できる(図8)。一方、水理学的な数値解析(図5)では、低透水層上盤の地下水の浸透速度が3.15~159mm/年、低透水層下盤の瑞浪層群と基盤花崗岩の不整合部に沿った地下水の流動速度が159~315mm/年と見積られている¹⁰⁾。低

表 2 地下水中¹⁴C濃度補正結果と滞留年代

採水地点 試錐孔/地層名	標高 (m)	DIC (mM)	¹³ C (‰-PDB)	¹⁴ C (pMC)	補正 1		補正 2		滞留年代 (yer. B.P.)
					f1 (pMC)	¹⁴ C (pMC)	f2 (pMC)	¹⁴ C (pMC)	
TH-3 A	251	1.29	-20.1	31	0.80	39	0.62	50	5,700
TH-3 TU	212	2.31	-5.2	2	0.21	10	0.10	19	14,000
TH-3 TL	174	1.35	-12.6	27	0.50	54	0.33	83	-
TH-4 A	249	1.66	-17.4	29	0.70	42	0.55	53	5,300
TH-4 TU	227	1.50	-17.0	18	0.68	26	0.52	35	8,800
TH-4 TL	158	1.34	-6.7	14	0.27	52	0.09	157	-
TH-6 A	209	1.92	-12.3	31	0.49	63	0.37	84	1,400
TH-6 TU	181	2.68	-13.4	27	0.54	50	0.45	60	4,200
TH-6 TL	160	1.05	-15.1	12	0.60	20	0.38	32	9,400
TH-6 G	135	1.17	-14.1	10	0.56	18	0.36	28	11,000
TH-8 A	212	2.12	-13.4	32	0.54	60	0.42	76	2,300
TH-8 TU	185	1.92	-11.7	24	0.47	51	0.34	70	3,000
TH-8 TL	155	1.23	-15.8	6	0.63	9	0.44	14	16,000
TH-8 G	116	1.70	-17.5	8	0.70	11	0.56	14	16,000

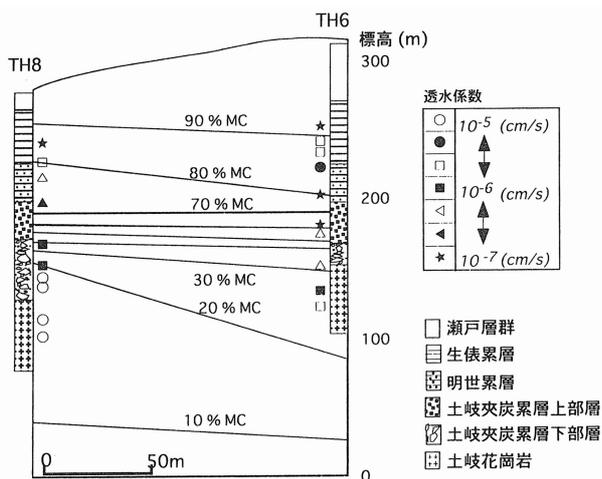


図7 地下水中の¹⁴C濃度の深度分布

透水層上盤において地下水の¹⁴C年代から計算された浸透速度は、水理学的数値解析の推測幅を狭めるものであり、図5と良く一致している。¹⁴Cデータに基づく地下水の流動状態推定法は、水理学的な数値解析の結果を補完する手法として、非常に有効であるといえる。しかしながら、低透水層下盤の瑞浪層群と基盤花崗岩の不整合部において、¹⁴C年代から計算された流動速度は、水理学的な推測に比べ、小さく見積られている。この原因として、水理学的数値解析の結果が、月吉断層をわずかに下盤側に貫いている調査坑道北端(図2参照)の影響により、地下水の流動速度

が加速されている状態を表しているのに対して、¹⁴C年代による解析では、採水位置の地下水と同様の¹⁴C濃度をもつ地下水滞留系が、坑道からの強制排水の量に比較して十分量存在し、調査位置に供給され続けることで、みかけ年代が変わらず、流動速度が小さく計算されている可能性が考えられる。また、断層上盤で地下水の¹⁴C年代の逆転が観察され、断層下盤で¹⁴C年代の逆転が観察されない理由は、調査坑道の大部分が断層上盤側にあり、地下水の強制排水により、もともと存在した地下水が排水されてしまっている可能性があるのに対し、断層面下盤では、坑道への湧水が比較的少なく、年代の古い地下水滞留系が残っているためと推察される。低透水層下盤の堆積岩では、調査坑道からの地下水の強制排水により、瑞浪層群と基盤花崗岩の不整合部に沿って供給される地下水と採水位置周辺の地下水の混合割合が変わることによって、地下水の¹⁴C同位体に変化していくことが予想されるため、引き続き定期的調査が必要である。

5. おわりに

¹⁴C同位体による地下水流動状態の解析では、¹⁴C濃度から推定された地下水の滞留年代を用いて、地下水の流動方向だけでなく、流動速度についての知見を得ることができた。これらの知見は、水理学的に推定された地下水の流動方向、速度と概ね一致し、¹⁴C同位体を用いた地下水流動解析

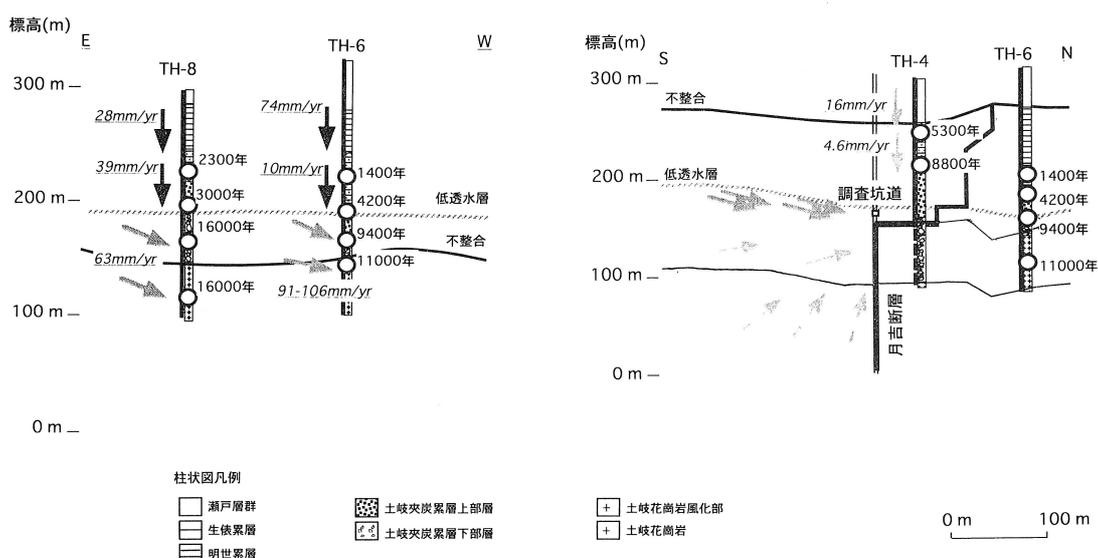


図8 地下水の¹⁴C年代から推測される流動速度

低透水層上盤の堆積岩中の地下水の浸透速度は、試錐孔内における各採水位置間の距離を滞留年代の差で除した。低透水層下盤の堆積岩と基礎花崗岩の不整合に沿った地下水の流動速度は、TH-6、8号孔から瑞浪層群の北西端までの距離を約1kmとし、各採水位置の滞留年代で除した。

手法は、水理学的に構築された地下水流動モデルを補完する手法として、有効であることを確認できた。しかしながら、地下空間の存在等により、地下水の流動速度が加速されている場所においては、水理学的数値解析の結果が、加速された流動速度を示すのに対して、 ^{14}C 同位体による解析では、調査位置と同様の ^{14}C 濃度をもつ地下水滞留系が調査位置の流動方向の上流側に存在することで、加速された流動速度を示さない可能性があげられた。今後、このような可能性を除き、水理学的な地下水流動モデルを確実に補完するため、水理学的に推測された地下水の流動方向に沿って、 ^{14}C 同位体データをより密に取得し、解析精度について検討を行っていくことで、手法の適用性を高めていくことができる。

参考文献

- 1) K. Shibata, and S. Ishihara. : "Rb-Sr whole-rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks of the Konagane district, Nagano, Prefecture, central Japan", *Geochemical Journal*, 13, p.119-133 (1979).
- 2) J. Itoigawa. : "Geology and paleontology of Mizunami city", *Bull. Mizunami Fossil Museum* 1, p.3-42 (1974).
- 3) Y. Sakamaki. : "Geological environments of Ningyo-Toge and Tono uranium deposit, Japan", *IAEA-TECDOC 328*, p.135-154 (1985).
- 4) Y. Yusa, K. Ishimaru, et al. : "Geological and geochemical indicators of paleohydro-geology in Tono uranium deposits, Japan : Paleohydrogeological methods and their application", *Proc. NEA Workshop, OECD Paris*, p.117-146 (1993).
- 5) T. Iwatsuki, K. Sato, et al. : "Hydrogeochemical Investigation of Groundwater in the Tono Area, Japan", *Proc. of the 18th International Symposium on the Scientific Basis for Nuclear Waste Management*. 357, p.1251-1257 (1995).
- 6) K. Yanagizawa, H. Imai et al. : "Shaft excavation effect project on groundwater flow : Case study at the test shaft in the Tono mine, central Japan", *Journal of the Japan Society of Engineering Geology*, 33, pp32-49 (1992).
- 7) 山根正樹, 中野勝志 他 : "立坑掘削に伴う間隙水圧変化の長期観測", *土と基礎*44, p.24-26 (1996).
- 8) 山根正樹, 中野勝志 他 : "立坑掘削に伴う間隙水圧変化の長期観測", *サイクル機構技術資料 TN 7410 96-017*, (1996).
- 9) 稲葉秀雄, 竹内真司 他 : "東濃鉱山周辺領域を対象とした地下水流動解析" *サイクル機構, 技術資料 TN 7410 98-002*, (1998).
- 10) 水谷義彦, 瀬尾俊弘 他 : "岐阜県東濃鉱山深層地下水の ^{14}C 年代", *加速器質量分析と炭素同位体の学術応用シンポジウム論文集*, p.159-168 (1992).
- 11) H. Kitagawa, T. Maesawa, et al. : "A batch preparation methods of graphite targets with low background for AMS ^{14}C measurements", *Radiocarbon* 35, p.295-300 (1993).
- 12) J.C. Fontes : "Chemical and isotopic constraints on ^{14}C dating of groundwater", *Radiocarbon After Four Decades*, p.241-26 (1992).
- 13) S. Ito, S. Xu et al. : "Accelerator mass spectrometry facility in JNC Tono Geoscience Center, Japan", *Proc. of International Workshop on Frontiers in Accelerator Mass Spectrometry*, p.195-199 (1999).
- 14) C.B. Taylor : "On the isotopic composition of dissolved inorganic carbon in rivers and shallow groundwater ; A diagrammatic approach to process identification and a more realistic model of the open system", *Radiocarbon*, 39, p.251-267 (1997).
- 15) E.M. Galimov : "Carbon isotopes of soil CO_2 ", *Geochim. Int.* 3, p.889-897 (1966).
- 16) N. Shikazono and M. Utada. : "Stable isotope geochemistry and diagenetic mineralization associated with the Tono sandstone type uranium deposits in Japan", *Mineralium deposita* 32, p.596-606 (1997).
- 17) 岩月輝希, 瀬尾俊弘 他 : "岐阜県東濃地域における深部地下水の水質形成機構", *1995年度地球化学会要旨集*, p.94 (1995).
- 18) H. Craig. : "Geochemistry of stable carbon isotopes", *Geochim. Cosmochim. Acta* 3, p.53-92 (1953).
- 19) T. Iwatsuki, S. Xu, et al. : "Application of Tandem Accelerator Mass Spectrometer (TAMS) in estimation of groundwater age", *Proc. of International Workshop on Frontiers in Accelerator Mass Spectrometry*, p.98-103 (1999).
- 20) 今井 久, 柳沢孝一 : "3次元飽和・不飽和浸透流解析プログラムTAGSACの概要" *サイクル機構, 技術資料 TJ 7410 90-026* (1990).