

# 火山灰土層中における土壌水の同位体比プロファイルと 地下水涵養量の推定

藪崎 志穂\* 田瀬 則雄\*\* 嶋田 純\*\*\*

キーワード：土壌水、酸素安定同位体、水素安定同位体、涵養速度、トリチウム

## 1. はじめに

近年、農業活動による農地への大量の化学肥料の投与や土壌中への廃棄物の埋め立てに起因する地下水汚染や、地下水の多量の揚水による地盤沈下および地下水位の低下など、様々な問題が生じているが、これらには地下水涵養、すなわち土壌を經由した水の涵養が大きく関連している。降雨 - 降下浸透 - 地下水涵養の過程において、地表面から地下水面までを結んでいる不飽和帯の担う役割は大きい。例えば、降水として地表に降った水を浸透させて地下水を涵養させる過程で、地表面から付加された汚染物質を不飽和帯中で吸着や脱窒することにより濃度を緩和させたりする効果が認められる。このようなことから冒頭に挙げたような問題の予防や対策を考えるためには、土壌中（特に不飽和帯）の水の動きを知ることが重要となる。

水は酸素原子 (O) と水素原子 (H) で構成されている。O や H は溶存化学成分のように周囲の物質との化学変化などによって水の流れと異なる挙動をとることはないため、水の酸素・水素安定同位体比の変化は、水そのものの挙動を直接反映していることになる（水谷, 1986）。このような性質を利用することにより、安定同位体比を用いて土壌水の動きについて明らかにすることが可能であると考えられている。

安定同位体を利用して土壌水の挙動について明らかにした先駆的な研究は Zimmermann *et al.* (1966, 1967a, 1967b) によって行われた。この研究では、研究対象地域にトレーサーとして1.5%の D<sub>2</sub>O を散布して時間の経過と共に土壌コアを採取し、遠心分離法によって抽出した土壌水の水素安定同位体比鉛直プロファイルの時系列データを示した。この結果、土壌水の同位体比は時間の経過と共に拡散の影響を受けながら徐々に土壌深部へと移動していることが示され、土壌水の浸透は piston

flow (ピストン流) が卓越していることが明らかになった。

土壌水の酸素安定同位体 (<sup>18</sup>O)・水素安定同位体 (D) を用いた研究は、これまでに降水条件や水文学的な条件がそれほど複雑ではない乾燥・半乾燥地域において多く行われている（例えば、Dincer *et al.*, 1974 ; Barnes and Allison, 1983 ; Allison and Hughes, 1983 ; Allison *et al.*, 1985 ; Sharma and Hughes, 1985 ; Walker and Brunel, 1990 ; Liu *et al.*, 1995 ; Shurbaji and Campbell, 1997 ; De Vries *et al.*, 2000など）。これらの研究では、土壌水の <sup>18</sup>O、D および放射性同位体で時間情報を持つトリチウム濃度の鉛直プロファイルを作成して、浸透速度や涵養量などの推定を行っている。また、蒸発に伴う同位体比の変化に関する研究は主に室内実験が用いられており、Allison (1982) や Allison *et al.* (1983)、Barnes and Walker (1989) では、カラム実験やモデルを通して乾燥土壌から土壌水が蒸発する際の <sup>18</sup>O や D 値の変動について明らかにしている。Barnes *et al.* (1989) は、実験により土壌の温度勾配が <sup>18</sup>O、D 値に対して与える影響について示している。寒冷地を対象としたものでは Froehlich *et al.* (1997) によるモンゴルの山岳地域における研究があり、<sup>18</sup>O、D、トリチウムの測定を実施して土壌水の浸透速度を推定した。また他の地域の研究例として、Bengtsson *et al.* (1987) のスウェーデンにおける観測があり、<sup>18</sup>O の測定結果から土壌水の浸透速度は 1 ~ 2 mm / day、涵養量は 250 ~ 500mm / year であることが示された。Darling and Bath (1988) はイギリスの Chalk を対象として、Komor and Emerson (1944) は合衆国のミネソタ州とノースダコタ州の砂質土壌を対象として、Gehrels *et al.* (1998) はオランダの vadose zone (約 8 m) を対象として、それぞれ調査・研究が実施されている。McConville *et al.* (2001) は北アイルランドの約 2

\* 立正大学地球環境科学部

\*\* 筑波大学大学院生命環境科学研究科

\*\*\* 熊本大学大学院自然科学研究科

mの不飽和帯土壌の  $^{18}\text{O}$  値の実測値とトレーサ実験の結果から浸透速度を推定した。

日本国内における土壌中の水の挙動に関する研究では、主に土壌水のトリチウム濃度が用いられてきた。権根ほか (1980) は関東ローム層中の土壌水のトリチウム濃度を測定し、土壌水がピストン流的な流れによって浸透すると仮定してトリチウム収支のモデル計算を行い、地下水涵養量を推定した。また Shimada (1983, 1988) は、関東ローム層が厚く堆積している地域において異なったpF値の土壌水を抽出して、それらのトリチウム濃度を測定し、分散を考慮したモデルを用いて土壌水の浸透速度や涵養量を求めている。土壌水の安定同位体を用いた研究として Tsujimura and Tanaka (1998) の研究があり、土壌水の  $^{18}\text{O}$  と D の実測値を利用して山地森林流域における斜面土壌の蒸発散量を推定し、土壌表面からの蒸発率は5% (年降水量の2%に相当) であることを明らかにした。

こうした研究結果により、降水や土壌水の酸素・水素安定同位体比およびトリチウムのデータは、土壌水の浸透速度等を推定する際の有効な指標として利用することができると言えるだろう。しかしながら、日本国内では土壌水の酸素・水素安定同位体比を測定し、その結果から土壌水の挙動について考察を行っている研究は少なく、同位体を用いた推定法の有効性が明確にはなっていない。

特に火山灰起原であるローム質土壌は水分含有量が他の土壌と比べて相対的に多く、また空隙率が高くなっており、外国の土壌とは異なる性質を有している。従って、土壌中での同位体比の分布も海外の研究例とは異なった特徴を示すことが予想される。また、研究を行う際にはできるだけコストがかからず、時間的な労力も少ないことが好ましい。このようなことから、本研究では1回の土壌コアのサンプリングを行い、土壌水を抽出して同位体比の測定を行い、ローム層が厚く堆積する不飽和帯中の土壌水の酸素・水素安定同位体比鉛直プロファイルを作成して土壌水の挙動について明らかにすることを目的とした。さらに、土壌水の同位体比と降水の同位体比を比較し、気象データ等を複合的に用いて考察することにより、土壌水の涵養時期および浸透速度の推定も試みた。

## 2. 研究対象地域の概要

### 2.1 地形

研究対象地としたのは、埼玉県と東京都の境に位置する金子台である (Fig.1)。金子台は東西約40km、南北約30kmに渡って分布する武蔵野台地の北西部に位置している。標高は50~180mで、東に向けて徐々に低くなっている (関東ローム研究グループ, 1973)。一帯には下末吉面が広がっており、武蔵野台地内においては比較的

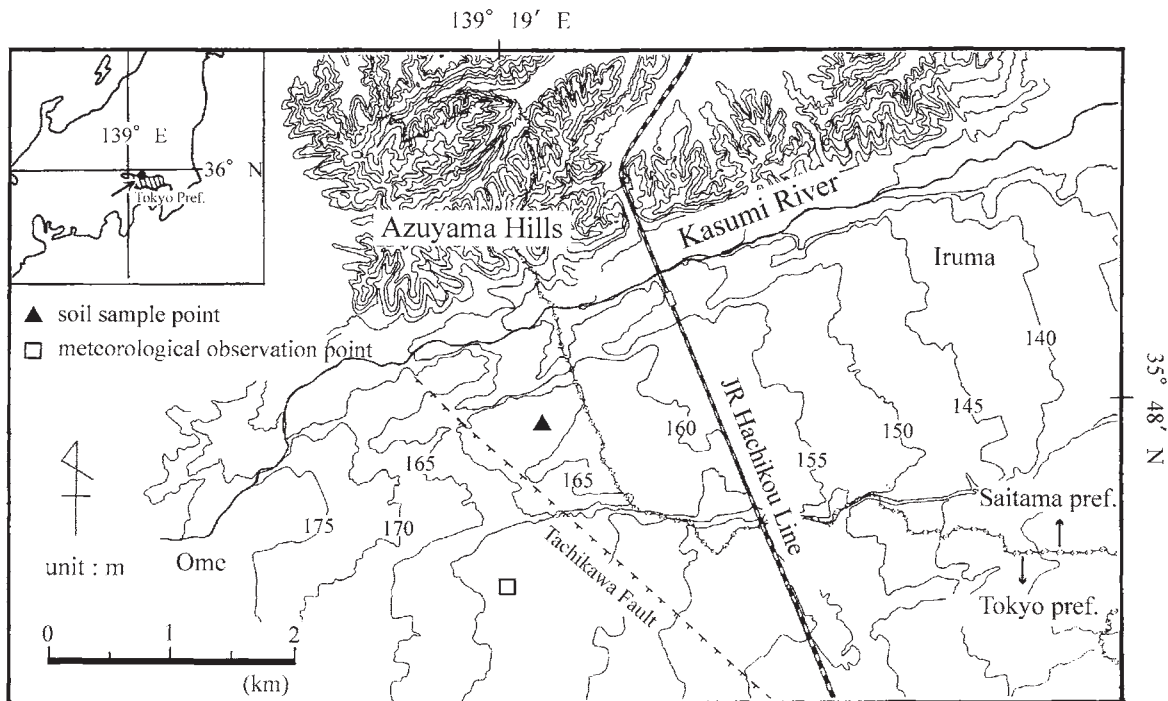


Fig.1 Location map of the study area.

Yabusaki et al.

古い6～13万年前に堆積した下末吉ローム層が存在している。研究対象地域の北西部には阿須山丘陵があり、その丘陵の縁を霞川が西から東に向けて流下して扇状地面と丘陵とを分断している。また扇状地内には断層（立川断層）の存在が確認されており、海拔標高170～160mの東京都青梅市今井町付近には、立川断層による北東側の隆起で比高10m以上の逆傾斜ができています（貝塚, 1964; 檜山ほか, 1993）。

## 2.2 地質

金子台では上総層群の上位に東京層群が堆積している。上総層群は、一般に浅海性～汽水性の砂岩・泥岩から成るが、狭山丘陵より西に位置する金子台では礫質が卓越している。東京層群は砂礫層とシルト層の互層構造を示しており、西から東にかけて傾斜している。東京層群の上部には下末吉礫層が分布しており、さらにその上位には下末吉・武蔵野・立川各ローム層が堆積している（Fig.2）。下末吉ローム層は6～13万年前に堆積した褐色～灰色の粘土質火山灰土である。武蔵野ローム層は3～6万年前に堆積した褐色の玄武岩質の火山灰で、立川ローム層は1～3万年前に堆積した赤褐色のスコリア質

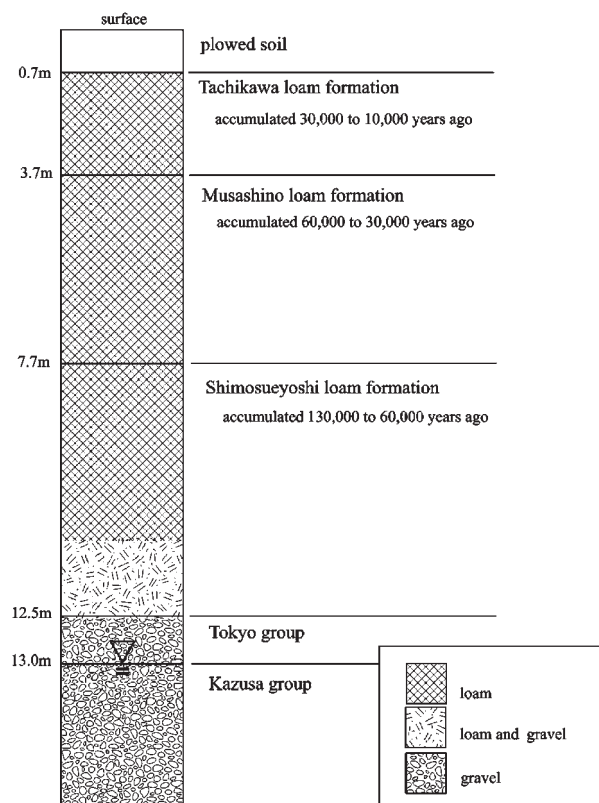


Fig.2 Geological column of Musashino-upland. (Referred from Kaizuka, 1964).

Yabusaki et al.

火山灰土となっている。本研究対象地の地質断面図（日さく, 1998）によると、約12m深までは黄褐色～茶褐色のローム層が存在し、その下部には東京層群に相当する砂礫層が堆積しており、地下水面はこの砂礫層中にあらわれている。ローム層は全体に均質であり、酸化物・スコリアを少量含んでいる。また、この地域のローム層は関東平野の他の地域と比べて相対的に厚いため、土壤中には長期間の水文学的情報が残されていると考えられる。

## 3. サンプリングおよび実験方法

### 3.1 土壌コアの採取および土壌水の抽出方法

土壌コアの採取は、1998年8月25、26日の2日間に渡って実施した（なお、以下で説明する土壌抽出および各種分析は、土壌コア採取後にできるだけ時間をおかずに実施した）。土壌コアの掘削は、最近20年ほど施肥をしておらず、人為的な攪乱を受けていない栗林の一角でおこなった（Fig.1）。樹木の根の影響や林冠による降水の遮断等の影響が少なくなるように、栗林の中でもできるだけ樹木から離れた場所を土壌掘削地点として選定した。サンプリング地点周辺の地表面はほぼ水平な状態であるため、この地点の土壌中の水の動きは鉛直方向の浸透が卓越しており、横方向の流れは無視できると考えられる。また、土壌水の供給源は降水のみである。

土壌コア採取には、ジオプローブ社製の簡易掘削機（Model 4220）を用い、12m深度までの不攪乱土壌を掘削した。コアは1mほど離れた2地点で採取した。土壌サンプルの採取には、外径4.3cm（土壌の径は4.0cm）、長さ1mの塩化ビニル管を使用し、採取後は直ちにビニル管の両端にふたをしてテープで封をした。ボーリング終了後はサンプルを研究室に持ち帰り、土壌水分が蒸発しないように十分注意を払い保存した。

まず土壌中に含まれている水分量を把握する必要があるため、採取した土壌コアについて30cmごとに気相率、固相率、体積含水率（液相率）を求め、三相分布図を作成した。方法としては、土壌コアを長さ5cmに切断し、100mlの円筒サンプル管に入れた後、三相計にて実容積（液相+固相）を求めた。続いてサンプルを恒温乾燥炉で105℃、24時間乾燥させ、乾燥前の土壌重量から乾燥後の土壌重量を引くことにより、土壌水分量を求めた。この作業を12mの深さまで繰り返し、三相分布図を作成した。

安定同位体比分析用の土壌水の抽出は、三相分布測定に用いた土壌コアサンプルとは異なるもう一本のコアサ

サンプルを用いた。100ccの土壌サンプル管に鉛直方向で5～10cmの厚さに相当する土壌を詰めて、高速冷却遠心機 (SAKUMA 製, MODEL 50A-IVD) にセットし、回転数8600rpm (pF 値で約4.2に相当) で2時間遠心分離を行い土壌水を抽出した。土壌水の抽出は土壌コア採取後、速やかに実施した。抽出した水サンプルはガラス製のバイアル瓶に保存し、蒸発が生じないように注意を払って冷蔵庫内 (約4℃) で保管した。

### 3. 2 降水、地下水のサンプリング

土壌水の供給源となっている降水の安定同位体比データを得るため、研究対象地である金子台近傍の埼玉県小川町において降水を採取した。採取地点に蒸発防止装置付きのポリタンクを設置し、毎月1回降水の採取を実施した。降水サンプルは1993年1月～2001年12月の間採取しているが、このうち1994年1月～12月および1998年4月～2001年12月の試料については<sup>18</sup>OとDの測定を実施しており、その他の期間は<sup>18</sup>Oのみ分析を行った。研究対象地域の気象データとして、日本気象協会発行の東京都青梅のデータを用いた。また、1999年6月3日に土壌コアを採取した地点近傍の地下水採取をおこなった (Fig.1)。採取した地下水試料についても<sup>18</sup>OとDの測定をおこなった。併せて、降水および地下水のトリチウム分析も実施した。

### 3. 3 酸素・水素安定同位体比およびトリチウム濃度の分析法

土壌コアから抽出した土壌水について、酸素・水素安定同位体比分析を行った。酸素安定同位体比は二酸化炭素との同位体平衡法を用い、水素安定同位体比は金属亜鉛を利用した還元法によって気体化した後、それぞれ質量分析計 (Delta-S, Finnigan MAT 252) で測定を行った。同位体比は標準平均海水 (V-SMOW) からの千分率偏差である ‰ として示した。測定精度は、Dは±1‰、<sup>18</sup>Oは±0.1‰である。

また、土壌水の滞留時間を推定するため、トリチウム濃度についても測定した。測定方法は嶋田ほか (1992) による方法を用いた。抽出した土壌水を30cm深度相当分でひとつにまとめ、この土壌水を電気分解で濃縮し、低レベル放射能測定用シンチレーションカウンター (Packard 社製 2000CA 型) にサンプルをセットし、100分計測を約15回繰り返した。同時にトリチウムが含まれていない試料についても計測し、その平均値をバックグラウンド値とした。サンプル水のトリチウム濃度は以

下の手順で求めた。まず、シンチレーションカウンターで計測した1分間当たりの壊変数から式(1)を用いて濃縮後のトリチウム濃度を求めた。

$$t = (141.08/a) \times b \quad (1)$$

ここで、 $t$  は濃縮後のトリチウム濃度 (TU)、 $a$  はシンチレーションカウンターの計測に用いたサンプル量 (ml)、 $b$  はシンチレーションカウンターで計測した1分間あたりの壊変数 (dpm) の平均値を示している。式(1)で求めた $t$  (TU) は濃縮後のトリチウム濃度であるため、濃縮前の試料のトリチウム濃度は式(2)、(3)を利用して求めた。

$$t_0 = (V/V_0) \beta' \times t$$

$$\beta' = (\beta - 1) / \beta \quad (2)$$

$t_0$  は濃縮前のトリチウム濃度 (TU)、 $V_0$  は濃縮前のサンプルの容量 (ml)、 $V$  は濃縮後のサンプルの容量 (ml)、 $\beta$  は濃縮に用いたニッケルセルの係数である。更に、トリチウムの半減期である12.3年を利用し、サンプルを採取した日から測定を行った日までの時間経過を考慮して、採水した当時のトリチウム濃度になるように補正をおこなった。

降水についても同様の方法でトリチウム濃度測定を実施した。なお、トリチウムの測定精度は測定時の条件 (電気分解に用いたニッケルセルや濃縮率など) によってそれぞれ異なっているが、平均的には±0.5TUとなっており、検出限界は0.3TUである。

なお、安定同位体及びトリチウム分析は、土壌コアから土壌水を抽出した後、時間を空けずに実施した。

## 4. 結果

### 4. 1 降水の酸素・水素安定同位体比

本研究対象地域の気象データとして利用した青梅市の降水量、気温、および埼玉県小川町で採取した降水の<sup>18</sup>O値、D値、d-excess値 ( $D - 8 \text{ } ^{18}\text{O}$ ) を Fig.3 に示した。1977年～1999年の年平均降水量は1,464mm、年平均気温は13.5℃である。梅雨時期および台風の影響を受ける夏季～秋季の降水量が相対的に多くなっており、冬は降水量が少なく乾燥している。また月平均気温は夏季には25℃を超え、最低値を示す1～2月においても0℃を下回ることは少ない。

小川町の降水の酸素・水素安定同位体比の測定結果 (Fig.3) から、同位体の変動範囲は<sup>18</sup>Oで-16.0～

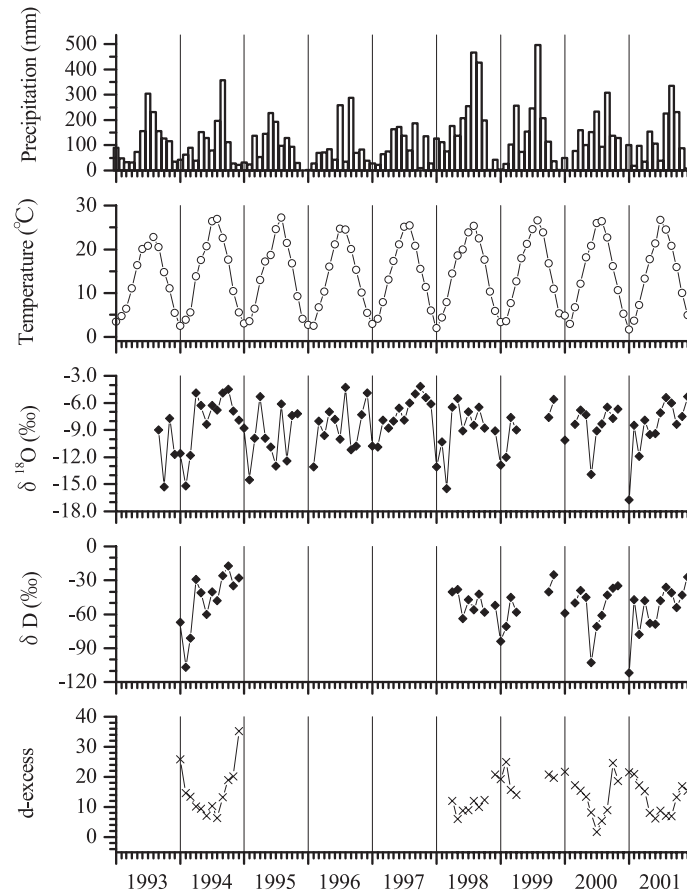


Fig.3 Temporal variations of precipitation, air temperature,  $^{18}\text{O}$ , D and d-excess at Ogawa from 1993 to 2001.

Yabusaki et al.

- 4.0‰、Dで - 120 ~ - 10‰と変動幅がかなり大きいことがわかる。安定同位体比には季節的な変動や周期性は特にあらわれていないが、冬季に降雪があったときの同位体比は相対的に低い値（軽い同位体が多い）を示している。また、秋雨前線などによる特に多量の降水があったときの降水の同位体比も相対的に低い値を示す傾向があるが、降水量と同位体比の相関は明瞭ではない。イベント降水（一雨ごとの降水）の観測を実施したつくば市の例では、降水量と同位体比には明瞭な負の相関が認められ、雨量効果の存在が確認されている（藪崎・田瀬，2005）。本研究では月単位の降水の採取を行っているため、期間内の各イベント降水は混合し、各イベントの同位体比の記録が消されてしまったため、降水量と同位体比の相関が低くなっていると考えられる。

一方、降水の d-excess 値には季節変化があらわれており、夏季に低く、冬季に高い値を示している。特に12 ~ 2月に高い値となる傾向が認められる。降水の d-excess 値は、一般的に降水の起源となる水蒸気塊が蒸発するときの相対湿度に大きく依存しており

(Dansgaard, 1964)、比較的湿潤な太平洋側で形成された水蒸気の d-excess 値は低く、比較的乾燥した日本海側で形成された水蒸気の d-excess 値は高くなる。従って小川町では、d-excess 値が低い夏季の降水は相対湿度が高い環境で生成された海洋性気団によるものが多く、d-excess 値が高い冬季の降水は乾燥条件下で生成された大陸性の気団が卓越していることが示唆される。このように降水の d-excess 値には季節変動が認められるため、この特徴を土壌水が涵養された時期の推定を行う際の指標の一つとして利用することができると考えられる。

降水の  $^{18}\text{O}$  および D を暖候期（4 ~ 9月）と寒候期（10 ~ 3月）に分けて - ダイアグラム上にプロットしたのが Fig.4である。小川町の約4年分の同位体比測定結果を用いて暖候期および寒候期の回帰直線を求めたところ、回帰直線の傾きはそれぞれ8.3および8.0でありCraigの天水線の勾配（= 8）にほぼ等しくなっている。またy軸切片はそれぞれ11.6および19.5であり、寒候期の方が相対的に高い値となっている。

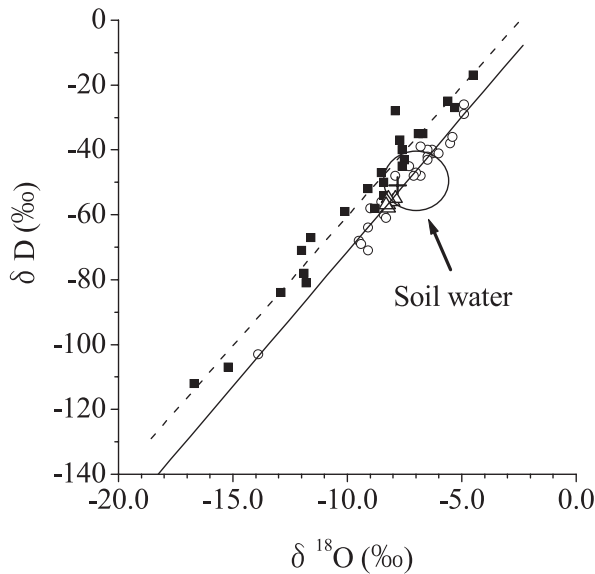


Fig.4 Profile of D values versus <sup>18</sup>O values in precipitation.

■ : Precipitation from April to September  
 ○ : Precipitation from October to March  
 △ : Groundwater  
 + : Amount-weighted mean of isotope ratio in precipitation  
 Solid line : Regression line of precipitation from April to September  
 (  $D = 8.3 \cdot {}^{18}O + 11.6, R^2 = 0.96$  )  
 Broken line : Regression line of precipitation from October to March  
 (  $D = 8.0 \cdot {}^{18}O + 19.5, R^2 = 0.96$  )  
 Yabusaki et al.

#### 4. 2 土壌の三相分布

土壌の三相分布図を Fig.5に示した。間隙率はほぼ全層にわたって70～80%となっている。これまでの研究では、関東ローム層中の間隙率は70～80%の値を示すことが報告されており (山崎, 1963; 関東ローム研究グループ, 1973; Shimada, 1988)、今回の結果は先行研究の結果とも一致している。体積含水率は深度約3mまでは変動が大きい、それよりも深い深度では約70%とほぼ一定した値となっている。また深度12m付近では固相率が急激に上昇しているが、これはこの深度で地質がローム質土壌から砂礫質土壌に変化していることに起因していると考えられる。

#### 4. 3 土壌水の酸素・水素安定同位体比の鉛直プロファイル

土壌水の <sup>18</sup>O 値及び D 値の鉛直プロファイルを図.6a, 6b に示した。<sup>18</sup>O 値と D 値のプロファイルには若干の違いがみられるものの、全体的にはほぼ同様な変化を示している。土壌表層付近の同位体比は相対的

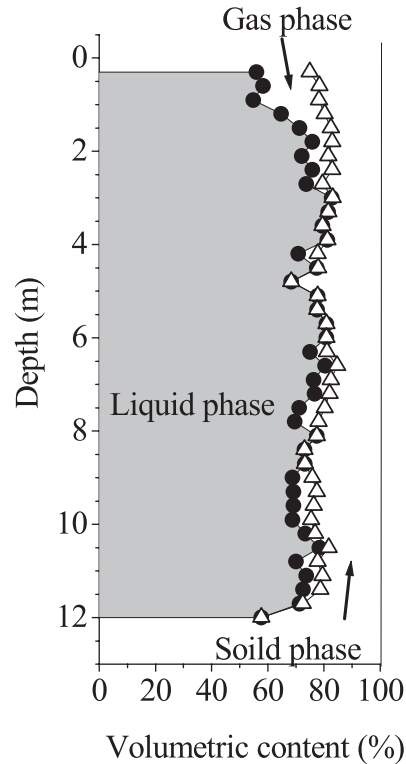


Fig.5 Three-phase distribution of boring core samples. Yabusaki et al.

に高く (重い同位体が多く) になっているが、0.5m以深の同位体比にはサイクリック (周期的) な変動が確認されており ( <sup>18</sup>O 値で - 8.0 ~ - 6.8‰、 D 値で - 59 ~ - 42‰)、このような変動は4m深度付近まで存在している。変動幅は下方にゆくほど小さくなり ( <sup>18</sup>O 値の場合、0 - 0.5m : - 8.0 ~ - 5.6‰、0.5 - 1.5m : - 7.9 ~ - 6.8‰、1.5 ~ 3.0m : - 8.0 ~ - 6.9‰、3.0 - 4.0m : - 7.8 ~ - 7.0‰)、4m以深ではこうしたサイクリックな変動はほとんど確認されない。これは土壌水が土壌中を浸透する過程において混合や拡散が生じるため、同位体比の変動幅が小さくなり、最終的には値は一定化すると考えられる。このような同位体比鉛直プロファイルの一定化は、日本のように降水量が多く土壌水の浸透速度が比較的速い環境下では、不飽和帯が厚く堆積する地域でなければ確認することができないと考えられる。4mより下部では同位体比は低くなる傾向があり、6～7m深度付近で最小値を示しているが ( <sup>18</sup>O 値で - 8.4‰、D 値で - 58‰)、7mよりも深い場所では同位体比は一転して高くなり、9m以深ではほぼ一定した値を示している。

深度4mまでの酸素・水素安定同位体比のサイクリックな変動は、土壌水の涵養された季節の影響を受けていると考えられる。気温の高い夏季では、降水から土壌へ

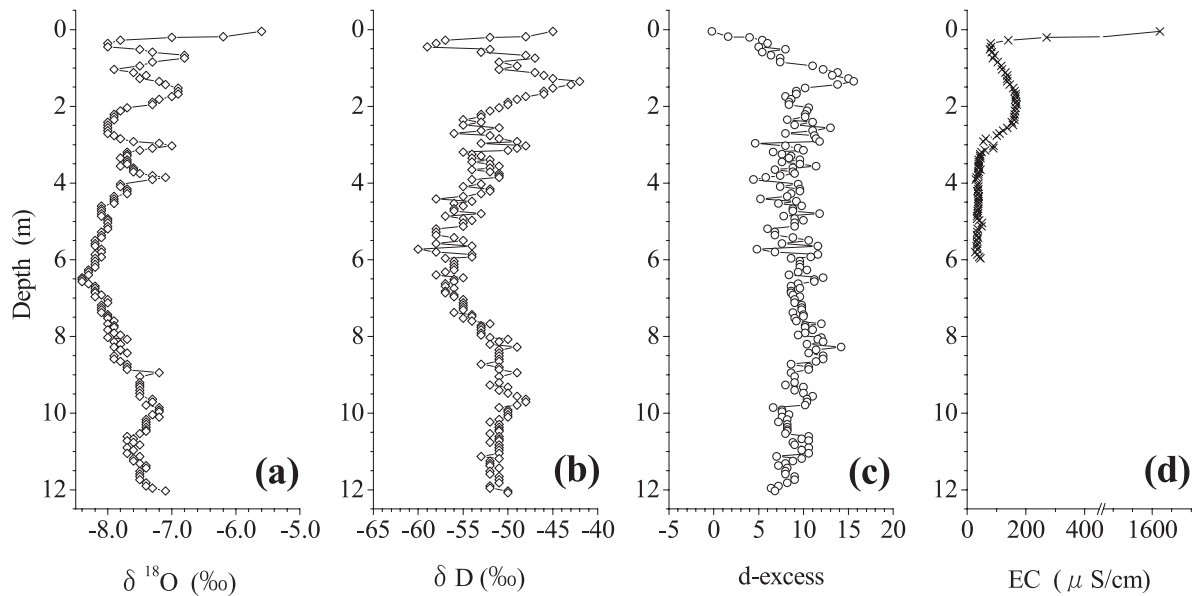


Fig.6 Vertical profile of (a)  $^{18}\text{O}$  (b)  $\text{D}$ , (c) d-excess and (d) EC in soil water.

Yabusaki et al.

と浸透した土壤水は蒸発の影響を強く受け、土壤水の安定同位体比は相対的に高い値を示すと予想される。従って、蒸発の影響を受けた同位体比の高い土壤水が徐々に地中深部へと浸透することにより、土壤中の同位体比鉛直プロファイルの周期性を形成していると考えられる。また、 $^{18}\text{O}$  値の地表面付近での鉛直プロファイルの勾配は  $\text{D}$  値の勾配よりも大きくなっているが、これは蒸発によって生じる同位体の動的分別は酸素安定同位体のほうが水素安定同位体よりも大きいことに起因している。

9 mよりも深い部分の同位体比がほぼ一定している要因として、地下水の影響が及んでいると考えられる。武蔵野台地の浅層地下水では季節的な水位変動が生じていることが確認されており、3～4月頃に地下水位は最も低くなり、夏から秋にかけて上昇している。これは冬に降水が少ないという当地域の気候特性に依存しており、若干の時間差をもって降水量の変化が地下水位の変化に反映されていることが細野(1993)により指摘されている。またボーリング地点より北東に約2.6kmの地点(茶畑)と、北東約3.7kmの地点(神社)に設置された観測井の地下水位のデータにおいても、春に地下水位が低下し、夏季に上昇するという同様の傾向があらわれており、それぞれの地点で4 mおよび6 m前後の地下水位の年変動が観測されている(田瀬, 2000)。本研究でボーリングを実施した1998年8月25日の時点では深度約13 mに地下水面が認められたが、ボーリング地点においても地下水位は時期により変動していると考えられる。深度9 m以深の土壤水の酸素・水素安定同位体比が一定化し

ているのは、9 m付近まで地下水面が上昇し、地下水の同位体比の影響を受けているためであると考えられる。

また、深度0～0.5 mの同位体比は相対的に高い値となっているが、これは上述したように地表面付近で蒸発が生じ、同位体の動的分別が生じた結果であると考えられる。土壤中での蒸発に伴う酸素・水素安定同位体比の変動についてはAllison(1982)がカラム実験を用いて明らかにしており、蒸発が生じている時点での土壤水の同位体比鉛直プロファイルは、土壤表層付近で急激に高い値にシフトしていることが示されている。このときの土壤水の  $\delta$ -ダイアグラムの勾配は2.4～4.7の値を示しており、天水線の勾配(約8)に対して小さい傾きとなっている。蒸発によって同位体の動的分別が生じた場合には、 $\delta$ -ダイアグラムの勾配は小さくなるのが一般的に知られており(Clark and Fritz., 1997)、上述の勾配の変化は蒸発によるものと考えられる。金子台の土壤水の同位体比を  $\delta$ -ダイアグラム上にプロットしたところ、深度0～0.5 mにおける同位体比の回帰直線の勾配は5.7であった(Fig.7)。これは深度0.5～12.0 mの回帰直線の勾配(=6.9)よりも小さく、深度0.5 mまで蒸発の影響が強く及んでいると考えられる。

土壤水の同位体比の値から、今回採取した時点では深度約0.5 mまで蒸発の影響を受けていることが示されたが、蒸発の影響を受ける深度は季節によって異なっていると予想される。土壤コアを掘削した1998年8月25日では、掘削前の数日間は降水が無く、また気温も高かったため、蒸発の影響は明確に土壤中にあらわれているが、

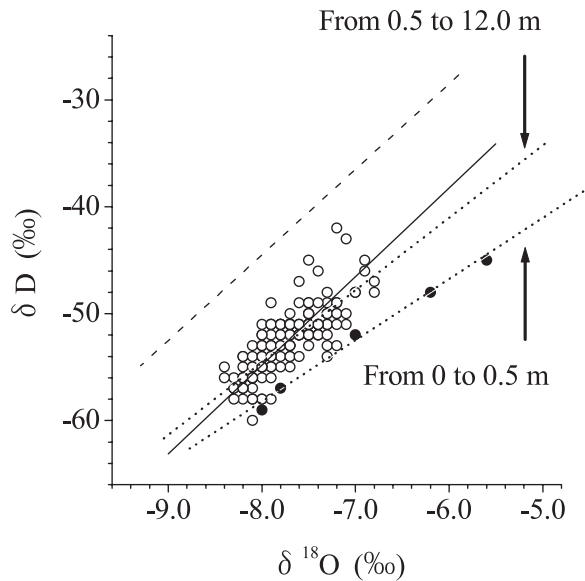


Fig.7 Profile of D values versus <sup>18</sup>O values in soil water.

○ : from 0 to 0.5m  
● : from 0.5 to 12.0m

Solid line: Regression line of precipitation from April to September.

$$(D = 8.3 \cdot {}^{18}\text{O} + 11.6, R^2 = 0.96)$$

Broken line: Regression line of precipitation from October to March

$$(D = 8.0 \cdot {}^{18}\text{O} + 19.5, R^2 = 0.96)$$

Dotted line: Regression line of soil water

$$(\text{from } 0 \text{ to } 0.5\text{m} : D = 5.7 \cdot {}^{18}\text{O} - 13.0)$$

$$(\text{from } 0.5 \text{ to } 12.0\text{m} : D = 6.9 \cdot {}^{18}\text{O} + 0.59)$$

Yabusaki et al.

仮に多量の降水が生じた直後や降水が長時間続いたような状況下で土壌コアを採取した場合には、地表面付近の土壌水の同位体比には蒸発の影響が明確にはあらわれないものと考えられる。蒸発の及んでいる深度を同位体比から明確に示すためには、土壌の採取を連続的に行い、それらの土壌から抽出した土壌水の酸素・水素安定同位体比の時系列データを示すことがより効果的であるが、大まかな推定を行う際には今回のように1回の土壌コアサンプリングの結果も活用できるといえよう。

地下水の同位体比 (<sup>18</sup>O で -7.9‰、D で -51‰) や土壌水の同位体比 (Fig.4の で囲った値)、小川町の降水の同位体比を比較すると、土壌水の同位体比の変動幅は降水の変動幅に対して小さく、また降水の加重平均値 (<sup>18</sup>O で -7.5‰、D で -48‰、いずれも1994年1月~12月および1998年4月~2001年4月の降水データを用いた計算結果) の付近に分布している。また、地下水の同位体比は相対的に4~9月の暖候期の降水の回帰直線付近に分布していることも、傾向として認められた (Fig.4)。

#### 4.4 トリチウムの測定結果

##### 4.4.1 降水のトリチウム濃度

トリチウムは主に宇宙線の作用により上層大気中で生成され (0.19~0.5atom/cm<sup>2</sup>/s)、成層圏でしばらく滞留した後、HTO (H<sup>3</sup>HO) として対流圏に入る。対流圏内では大気の循環によりHTOはH<sub>2</sub>Oと混合し、水の循環に加わる。天然における濃度は10TU前後とされている (山本, 1983)。トリチウム濃度の単位として使用されているTUはTritium Unitの略で、1TUは水素原子10<sup>18</sup>個中にトリチウム原子1個が含まれていることを示している。また、トリチウムの半減期は12.33年 (4500日) とされている (Lucas and Unterweger, 2000)。

降水のトリチウム濃度の長期間の変動傾向をみるため、1953~2002年のデータを Fig.8a に示した。このうち1988~2002年の14年間のデータを Fig.8b に拡大表示した。なお、数値データに関しては、藪崎ほか (2003) に報告している。Fig.8a, 8b のグラフは幾つかの地域の降水データを結合させたものである。1953~1960年はオタワの降水、1961~1971年は東京、1972~1978年は東京とつくばの値、1979~2002年は筑波大学構内で採取した降水を分析したものである。

Fig.8a の長期変動をみると、1953年までの降水のトリチウム濃度は約10TUの天然レベルに保たれていたが、1953年以降は大気中で行われた熱核爆発実験に伴い大量の人工トリチウムが大気中 (特に成層圏) に放出されたため、トリチウム濃度は激増している。1963年にピークに達しているが、熱核爆発実験終了後は指数関数的に減少し、1990年以降は10TU以下 (3~8TU) のほぼ横ばいの値となり、天然レベルに戻ったことが示されている。また降水のトリチウム濃度には、春から夏にかけて濃度が上昇する季節変動 (スプリングマキシマム) が認められている。しかし、降水のトリチウム濃度が年間を通して6TU以下となった1995年以降では、季節的なピークは顕著にはみられなくなっている。

降水が地表面に達し地中へ浸透するとトリチウムの供給が絶たれるため、地中水 (土壌水) のトリチウム濃度は12.3年の半減期に従って一方的に減少する。従って、土壌水として涵養された時点の降水のトリチウム濃度 (初期値) と、ある深度の土壌水の現時点のトリチウム濃度がわかれば、計算により滞留時間を推定することができる。また、降水のトリチウム濃度の経年変化や季節変動、土壌中に保持されている土壌水のトリチウム濃度の鉛直プロファイルと比較することによって、土壌水の



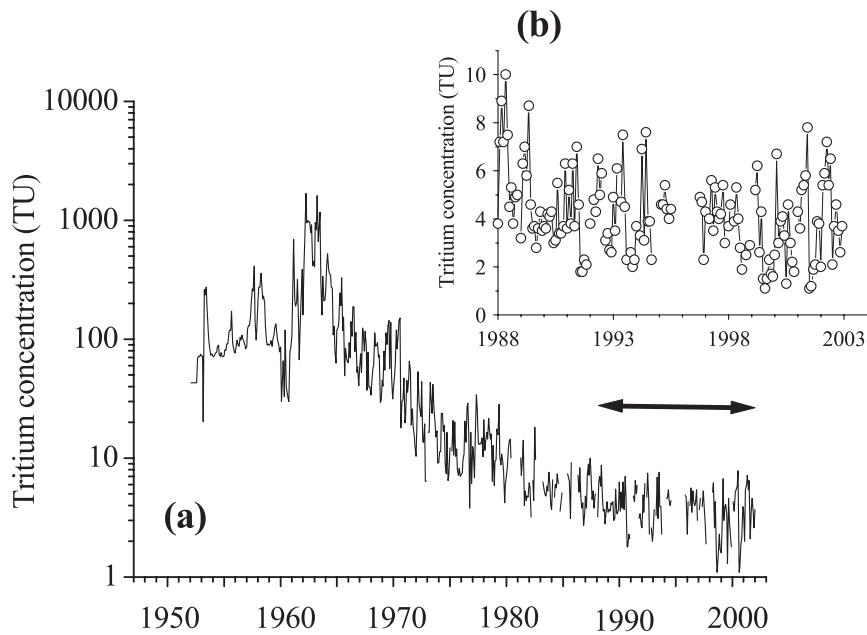


Fig.8 Temporal variation of tritium concentration in precipitation (a) at Ottawa (from 1953 to 1960), Tokyo (from 1961 to 1971), Tokyo and Tsukuba (from 1972 to 1978) and Tsukuba (from 1979 to 2002) and (b) from 1988 to 2002. Yabusaki et al.

涵養時期や浸透速度等を求めることが可能となる。

#### 4. 4. 2 土壌水のトリチウム濃度

関東ローム層の浸透性を考慮すると、土壌中には比較的最近の降水によって涵養された水が存在していると考えられ、今日の時点ではこうした土壌水のトリチウム濃度は天然レベルに近い低い値であることが予想される。従って、精度の良い分析を行うためには土壌水の濃縮率を高めることが必要である。その一方で、土壌水の浸透特性を考察するためにはできるだけ密な土壌深度間隔のデータを得ることが望ましい。本研究では、土壌を鉛直方向で厚さ30cmに相当する量をひとまとめにして、土壌コアから土壌水を抽出し、トリチウム測定を実施した。この結果を用いて土壌水のトリチウム濃度の鉛直プロファイルを作成した (Fig.9)。

表層から12m深度におけるトリチウム濃度は2～6 TUの範囲内で変動しており、深度が増すにつれてトリチウム濃度は減少する傾向がみられる (Fig.9)。このプロファイルにはトリチウムの高濃度のピークが存在していないため、高濃度のトリチウムを含んでいた1963年前後の降水によって涵養された水は、研究対象地域の土壌中には既に存在していないことが明らかである。また、深度を増すにつれてトリチウム濃度が減少していることから、この地点での土壌水はトリチウム濃度が一定化した天然レベルに近い最近の降水によって涵養され、トリ

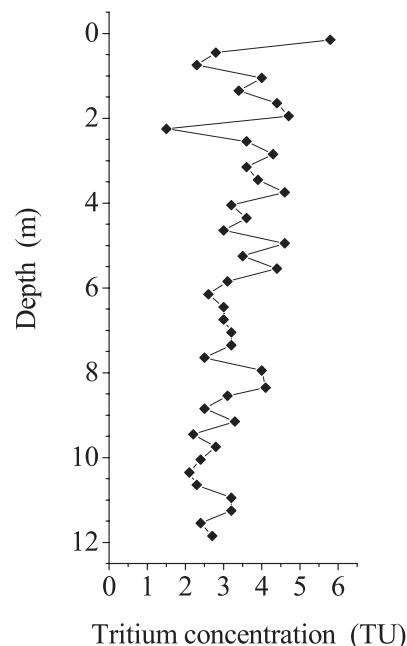


Fig.9 Vertical profile of tritium concentration in soil water on 28 August 1998.

Yabusaki et al.

チウムの供給が断たれた後放射壊変によって値が減少していることが想定される。また、土壌水のトリチウム濃度鉛直プロファイルは多少の変動を持ちながらも深部にゆくにつれて徐々に値が減少していることから、土壌水の浸透は選択的な流れ (preferential flow) による浸透よりも、ピストン流 (piston flow) 的な浸透が卓越し

ており、滞留時間の長い（古い）水は滞留時間の短い（新しい）水に徐々に押し出されながら浸透していると考えられる。土壌水の酸素・水素安定同位体比の鉛直プロファイルにもサイクリックな変動が保存されており、ピストン流が卓越していることが示唆される。

## 5. 考 察

### 5. 1 同位体比鉛直プロファイルから推定した土壌水の涵養時期

土壌水の酸素・水素安定同位体比鉛直プロファイルにはサイクリックな変動があらわれており、涵養されたときの情報を保持していると考えられる。この鉛直プロファイルを利用して土壌水の涵養された時期の推定を試みた。

土壌水の d-excess 値の鉛直プロファイルを Fig.6c に示した。IV - 1 でも述べたように、降水の d-excess 値は夏季に低く冬季に高い値を示している (Fig.3)。土壌水の d-excess はほぼ 5 ~ 15 の範囲内にあり、降水の d-excess の変動幅 (約 5 ~ 25) に対して小さいことがうかがえる。また、土壌水の d-excess 値鉛直プロファイルには周期性が認められることから、土壌水には涵養源である降水の d-excess 値の特徴が保存されていると考えられる。Fig.6a の酸素安定同位体比と Fig.6c の d-excess 値を比較すると、夏季に涵養されたと考えられる (蒸発の影響を強く受けた) 同位体比の高い深度 (約 0.5m, 1.5m, 3.0m, 4.0m) の d-excess 値は 5 前後となっており、これは相対的に低い値である。水素安定同位体比についても同様のことが確認された。こうしたことから、土壌水の同位体比と d-excess 値を比較することにより、各深度に存在する土壌水の涵養時期を推定することができると考えられる。しかし、4 m 以深では同位体比鉛直プロファイルには周期的な変動が顕著には認められないため、同位体比と d-excess の結果のみでは土壌水の涵養時期を推定することは難しい。そこで、時間情報を備えた土壌水のトリチウム濃度を測定し、その結果から各深度の涵養時期を求め、酸素・水素安定同位体比による結果と比較しながら、土壌水の浸透速度および涵養量の推定を試みた。

### 5. 2 Displacement Flow Model (置き換え流モデル) による滞留時間の推定

Fig.9の土壌水のトリチウム濃度鉛直プロファイルからわかるように、1960年代の降水のトリチウム濃度のピークは既に土壌断面を通過して地下水面に達し排水されて

いるため、本研究対象地では1963年の涵養に相当するピークがあらわれている土壌深度と経過時間を用いて浸透速度を考察するピーク法や総トリチウム法 (Sukhija and Shah, 1976) を適用することは不可能である。このような場合、降水量から蒸発量を差し引いた値を涵養量とし、モデルに従ってトリチウム濃度の鉛直プロファイルを作成して、実測した土壌水のトリチウム濃度と比較することにより涵養量の整合性を評価する方法が有効であるとされている (榎根ほか, 1980; Shimada, 1988)。土壌水の源である降水のトリチウム濃度の経年変化と土壌水のトリチウム濃度鉛直プロファイルを比較するためには、降水のトリチウム濃度の時間変化を深度変化に換算する必要がある。この換算法として、Displacement Flow Model (置き換え流モデル。以下 DFM とする) という概念が提唱されている (Andersen and Sevel, 1974)。この DFM を用いて、金子台の土壌水の滞留時間の推定を試みた。以下に、DFM の手順を示す。

金子台のボーリング地点では降水時に表面流は発生せず、降水量から蒸発量を差し引いた量が土壌水として地中を降下浸透することになる。よって、浸透量を求めるためには、まず蒸発量を推定しなければならない。本研究では Thornthwaite の式に降水量と蒸発量が最大水蒸気圧に比例するという仮定を入れ、より広い範囲で適用できるとされている高橋の式 (高橋, 1979) を用いて蒸発量を求めた。次に実際に土壌中に存在している水分量を把握する。これは Fig.5に示した体積含水率の値を用い、30cm 深度相当の土壌中に含まれている水分量 (ml) を水柱高 (mm) に換算することで求めることができる。このようにして求められた土壌水分量の値を表層から深部に向かい順に積算してゆくと、深度12mまでに含まれている土壌水分量の水柱高は約8,720mm となった。涵養量 (降水量 - 蒸発量) の積算値が8,720mm を超えるのは1988年である (Table 1a)。さらに細かく月単位でみると、1988年の9月前後に相当している (Table 1b)。従って、土壌採取を行った1998年8月を土壌地表面に相当させ、過去に遡るようにして浸透量を積み重ねてゆくと、深度12m付近には1988年9月に涵養された水分が存在することになる。この水分プロファイル図では、涵養量の多い月の水分量は相対的に厚い層となり、涵養量が少ない月は相対的に薄い層として表示される。これが DFM の図となる。

DFM の結果を Fig.10に示した。この図には土壌水のトリチウム濃度の鉛直プロファイルも併せて示している。なお、いずれの値も単位は TU として示している。30

Table 1 Precipitation, evaporation and infiltration (a) from 1977 to 1998 and (b) in 1988. The 'accumulated value of infiltration' is integrated value of infiltration from August

(a)

Year	Precipitation (mm)	Evaporation (mm)	Infiltration (mm)	Accumulated value of infiltration (mm)
1977	1660	571	1089	18039
1978	1003	543	460	16949
1979	1596	627	969	16489
1980	1294	636	658	15520
1981	1343	595	748	14862
1982	1755	585	1170	14115
1983	1328	601	727	12945
1984	832	553	279	12217
1985	1489	530	959	11938
1986	1500	600	900	10979
1987	998	611	387	10079
1988	1556	537	1019	9692
1989	1716	648	1068	8672
1990	1667	605	1062	7604
1991	2233	597	1636	6542
1992	1717	579	1138	4906
1993	1399	589	784	3768
1994	1305	641	664	2984
1995	1157	606	551	2320
1996	1069	524	545	1768
1997	1107	611	496	1223
1998 (Jan-Aug)	1185	456	728	728

(b)

Month	Precipitation (mm)	Evaporation (mm)	Infiltration (mm)	Accumulated value of infiltration (mm)
Jan-88	15	14	1	9692
Feb-88	13	12	1	9691
Mar-88	142	24	118	9690
Apr-88	97	48	49	9572
May-88	113	63	50	9522
Jun-88	185	81	104	9473
Jul-88	177	83	94	9369
Aug-88	433	85	348	9275
Sep-88	314	69	245	8928
Oct-88	55	45	10	8683
Nov-88	12	12	0	8673
Dec-88	0	0	0	8672

Yabusaki et al.

cm 深度ごとに測定した土壤水のトリチウム濃度 (実測値) と DFM の結果を比較しやすくするため、DFM の結果についても30cm 深度相当で平均した値を Fig.10に

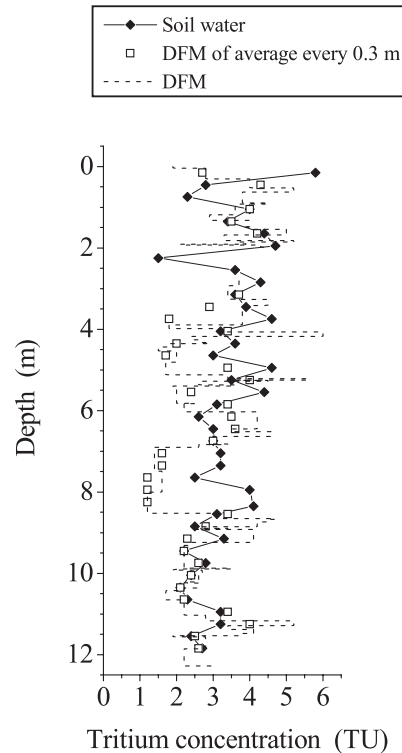


Fig.10 Result of the analysis using the Displacement Flow Model.

Yabusaki et al.

プロットした。この結果をみると、多少の違いはみられるが、DFM と実測値のプロファイルはほぼ同様の変動傾向を示している。従って、DFM による涵養時期の推定はほぼ妥当なものであると考えられる。DFM の結果を用いて計算したところ、土壤水の浸透速度の平均値は 1.2m / year、涵養量は 857mm / year となった。この浸透速度および涵養量は、従来値、例えば榎根ほか (1980) による関東ローム層が厚く堆積している武蔵野台地 (東京都清瀬市) の浸透速度 (1.28m / year) や涵養量 (885mm / year)、Shimada (1988) による相模原台地 (神奈川県座間市) の涵養量 (913.6mm / year) と非常に近い値となっている。

土壤水の酸素安定同位体比および d-excess 値の鉛直プロファイル図に DFM により求めた土壤水の涵養年代を示したのが Fig.11a および Fig.11b である。IV - 3 でも述べたように、夏季に涵養された土壤水は蒸発の影響を強く受けて同位体比が高くなり、この時期に涵養されたと考えられる深度の d-excess 値は相対的に小さくなる。Fig.11a, 11b では、酸素安定同位体比が相対的に高い値を示している深度 (0.5m, 1.5m, 3.0m, 4.0m) は、それぞれ1998年6月、1997年7月、1995年6月、1994年6月に涵養されたことを示しており、同位体比の鉛直プロファイルから推定した涵養時期と DFM による

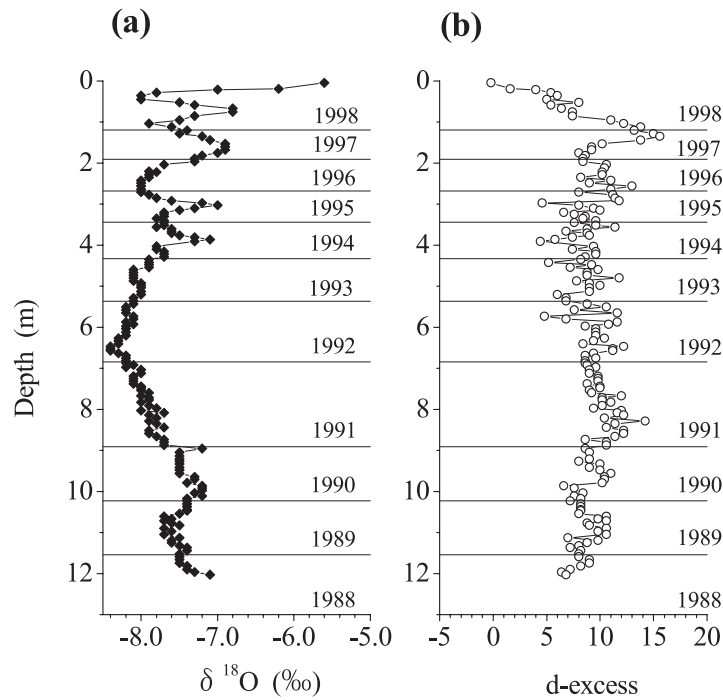


Fig.11 Vertical profile of (a)  $\delta^{18}\text{O}$  and (b) d-excess in soil water with residence time which was estimated by the Displacement Flow Model.

Yabusaki et al.

推定はほぼ一致している。土壌表層付近に着目すると、1994年からサンプリングを実施した1998年までの降水量は相対的に少なく、地中において土壌水の上下の混合があまり生じず、ピストン的な浸透が卓越していたと考えられる。よって、1994年までの涵養に相当する深度約4.0mまでの土壌水の同位体比には、サイクリックな変動が明瞭に保存されていると推定される。また、1996年の夏季に相当する深度では、酸素安定同位体比のピークは確認できない。1996年の夏季の気象データをみると、9月22日に日降水量100mmを超える多量の降水があり、このイベント降水の酸素安定同位体比は  $-11.2\text{‰}$  と低い値を示していた。同位体比が低い多量の降水が生じたことにより、1996年の夏季のピークが打ち消されたものと考えられる。

酸素安定同位体比が極小値を示している深度6m付近の土壌水の涵養時期は1991~1992年に相当している。1991年8~10月にかけて台風による降水が多量に生じており、日降水量が100mmを超える日が数日観測されている。このように1991年は特に降水量が多かった年であり、かなり多くの降水が土壌水として地中へ浸透した。1993年以前は降水の採取をおこなっていないため、1991年当時の同位体比は不明であるが、梅雨前線や台風由来する多量の降水量があったときのイベント降水の酸素・水素安定同位体比は雨量効果により低くなる傾向がある

ため(藪崎・田瀬, 2005)、1991年8月から10月の降水の同位体比は相対的に低い値を示していたことが想定される。このときの降水が多量に地中を降下・浸透したため、土壌水の同位体比鉛直プロファイルに極小値があらわれていると考えられる。

## 6. 結論および今後の課題

本研究では土壌コアの採取を行い、抽出した土壌水、降水の酸素・水素安定同位体比およびトリチウムを測定して、鉛直プロファイルを作成し考察を行った。その結果、以下のことが明らかとなった。

- 1) 降水の安定同位体比には季節的な変動が顕著にあらわれていないが、梅雨時期や台風によってもたらされた同位体比は相対的に低い値を示す傾向がある。また、降水の d-excess 値は冬季に高く、夏季に低くなる季節変化が認められた。
- 2) 土壌水の安定同位体比鉛直プロファイルは表層付近で相対的に高くなっており、 $\delta^{18}\text{O}$  - ダイアグラムの結果から、土壌を採取した時点では表層から深度約0.5mまで蒸発の影響が及んでいることが明らかとなった。
- 3) 深度約4mまでは土壌水の同位体比にはサイクリックな変動が保存されており、1サイクル内の変動幅は土壌深度が増すにつれ減少している。また、深度

0.5m, 1.0m, 3.0m, 4.0mでは同位体比が相対的に高くなっており、同深度の d-excess 値は低い値を示していることから、これらの深度に相当する土壤水は夏季に涵養されたものであることが示唆された。サイクリックな変動が土壤深部まで保持されている現象は海外の研究例ではほとんど認められておらず、金子台のように不飽和帯が厚い水文地質条件と、降水量や降水の同位体比 (d-excess 値) に季節性があるという特徴が関係する、本地域独特の現象であると考えられる。

4) 深度 6 m 付近の土壤水の同位体比は極小値を示しているが、これは降水量が非常に多く同位体比が相対的に低かったと想定される1991年の夏から秋の降水により涵養された水であると考えられる。また 9 m 以深の土壤水の同位体比は一定化する傾向があり、地下水位が昇降することにより地下水の同位体比の影響を受けていると考えられる。

5) Displacement Flow Model の結果より、本研究地における土壤水の浸透速度の平均値は1.2m / year、平均涵養量は857mm / year となった。この値は関東ローム層が堆積している他の地域で求められた値に近い値となっている。

今回の研究結果より、ローム層が堆積する日本国内においても、土壤水の酸素・水素安定同位体比のデータから土壤水の浸透速度・涵養量を推定することが可能であると示された。こうした手法が他の地域にも適用可能かどうかを明確に示すためには、土壤中での同位体比鉛直プロファイルの形成過程を明らかにすることが重要である。今後の課題としては、同一の地域で連続して土壤採取や降水の採取を行い、蒸発過程に伴う同位体比の変動や浸透過程について考察することが必要であると考えられる。

## 謝 辞

本研究を実施するにあたり、ボーリング用の土地をお貸しくいただきました町田 弘氏には大変お世話になりました。また、査読者の方には懇切丁寧なご指摘をいただきました。この場をお借りして、心より御礼申し上げます。

## 参考文献

Allison, G. B. (1982): The relationship between  $^{18}\text{O}$  and deuterium in water in sand columns undergoing evaporation. *J. Hydrol.*, 55, 163-169.  
 Allison, G. B. and Hughes, M. W. (1983): The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a

temperate semi-arid region. *J. Hydrol.*, 60, 157-173.

- Allison, G. B., Barnes, C. J. and Hughes, M.W. (1983): The distribution of deuterium and  $^{18}\text{O}$  in dry soils, 2 Experimental. *J. Hydrol.*, 64, 377-397.  
 Allison, G. B., Stone, W. J. and Hughes, M. W. (1985): Recharge in karst and dune elements of a semi-arid landscape as indicated by natural isotopes and chloride. *J. Hydrol.* 76, 1-25.  
 Andersen, J. and Sevel, T. (1974): Six years environmental tritium profiles in the unsaturated zones. Grønning, Denmark. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*, 1, IAEA Vienna, 3-20.  
 Barnes, C. and Allison, G. B. (1983): The distribution of deuterium and  $^{18}\text{O}$  in dry soils, 1 Theory. *J. Hydrol.*, 60, 141-156.  
 Barnes, C. J. and Walker, G. R. (1989): The distribution of deuterium and oxygen-18 during unsteady evaporation from a dry soil. *J. Hydrol.*, 112, 55-67.  
 Barnes, C. J., Allison, G. B. and Hughes, M. W. (1989): Temperature groundwater effects on stable isotope and chloride profiles in dry soils. *J. Hydrol.*, 112, 69-87.  
 Bengtsson, L. Saxena, R. K. and Dressie, Z. (1987): Soil water movement estimated from isotope tracers. *Hydrological Sci.*, 32, 497-520.  
 Clark, I., Fritz, P. (1997): Environmental isotopes in hydrology. Lewis Publishers, 328p.  
 Dansgaard, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436-468.  
 Darling, W. G. and Bath, A. H. (1988): A stable isotope study of recharge processes in the English chalk. *J. Hydrol.*, 101, 31-46.  
 De Vries, J. J., Selaolo, E. T. and Beekman, H. E. (2000): Groundwater recharge in the Kalahari, with reference to paleo-hydrologic conditions. *J. Hydrol.*, 238, 110-123.  
 Dincer, T., Al-Mugrin, A. and Zimmermann, U. (1974): Study of the infiltration and recharge through the sand dunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermonuclear tritium. *J. Hydrol.*, 23, 79-109.  
 Froehlich, K., Sanjorj, S. and Schotterer, U. (1997): Isotope investigation of a high mountain glacier of Mongolia. *Isotope techniques in the study of environmental change, Proceeding of a symposium, Vienna*, 14-18.  
 Gehrels, J. C., Peeters, J. E. M., Devries, J. J. and Dekkers, M. (1998): The mechanism of soil water movement as inferred from  $^{18}\text{O}$  stable isotope studies. *Hydrological Sci. J.*, 43, 579-594.  
 檜山哲哉・宮岡邦任・嶋田 純・板寺一洋・S.Dapaah-Siakwan・辻村真貴・島野安雄・榎根 勇 (1993): 金子台付近における不圧地下水 - 水質の空間分布と地形段丘面による差異 - . 筑波大学水理実験センター報告, 18, 29 - 39.

- 細野義純 (1993) : 1991年秋に発生した武蔵野台地における地下水位の異常上昇について. 地下水技術, 35, 11 - 19.
- 貝塚爽平 (1964) : 東京の自然史. 紀伊國屋書店, 186p.
- 関東ローム研究グループ (1973) : 関東ローム - その起原と性状 - . 築地書簡, 378p.
- 榎根 勇・田中 正・嶋田 純 (1980) : 環境トリチウムで追跡した関東ローム層中の土壌水の移動. 地理学評論, 53, 225 - 237.
- Komor, S. C and Emerson, D. G. (1994): Movement of water, solutes, and stable isotopes in the unsaturated zones of two sand plains in the upper Midwest. *Water Resour. Res.*, 30, 253-267.
- Liu, B., Phillips, F., Hoines, S., Campbell, A. R. and Sharma, P. (1995): Water movement in desert soil traced by hydrogen and oxygen isotopes, chloride, and chlorine-36, southern Arizona. *J. Hydrol.*, 168, 91-110.
- Lucas, L.L. and Unterweger, M.P. (2000): Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. *J. Res. Natl. Inst. Stand. Technol.*, 105, 541-549.
- 町田 功 (2000) : 東京都三宅島における降水の酸素安定同位体比時空間変化. 水文・水資源学会誌, 13, 103 - 113.
- McConville, C., Kalin, R. M. Johnston, H. and McNeill, G. W. (2001): Evaluation of recharge in a small temperate catchment using natural and applied  $^{18}\text{O}$  profiles in the unsaturated zone. *GROUND WATER*, 39, 616-623.
- 水谷義彦 (1986) : 水文学に望まれる諸問題 - 安定同位体水文学 - . ハイドロロジ - (日本水文学会誌), 16, 74 - 82.
- 日さく (1998) : ボーリング調査報告書, 4 p.
- Sharma, M. L. and Hughes, M. W. (1985): Groundwater recharge estimation using chloride, deuterium and oxygen-18 profiles in the deep coastal sands of western Australia. *J. Hydrol.*, 81, 93-109.
- Shimada, J. (1983): Study of soil water movement in the Kanto loam formation using environmental tritium as a tracer. *Science report of the Institute of Geoscience, Univ. of Tsukuba*, Section A, 4, 25-67.
- Shimada, J. (1988): The mechanism of unsaturated flow through a volcanic ash layer under humid climatic conditions. *Hydrol. Process*, 2, 43-59.
- 嶋田 純・板寺一洋・三條和博・松谷. (1992) : 環境トリチウム測定のための新電解濃縮システムについて. 筑波大学水理実験センター報告, 16, 63 - 68.
- Shurbaji, A. R. and Campbell, A. R. (1997): Study of evaporation and recharge in desert soil using environmental tracers, New Mexico, USA. *Environmental Geology*, 29, 147 -151.
- Sukhija, B. S. and Shah, C. R. (1976): Conformity of groundwater recharge rate by tritium method and mathematical modeling. *J. Hydrol.*, 30, 167-178.
- 高橋浩一郎 (1979) : 月平均気温・月降水量より蒸発散量を推定する式. 天気, 26, 29 - 32.
- 田瀬則雄 (2000) : 「土壌層の持つ土地利用メモリーと地中水との相互作用の解明」. 平成9年度～平成11年度科学研究費補助金 (基盤研究 (B) (2)) 研究成果報告書, 77p.
- Tsujimura, M. and Tanaka, T. (1998): Evaluation of evaporation rate from forested soil surface using stable isotopic composition of soil water in a headwater basin. *Hydrol. Process.*, 12, 2093-2103.
- Walker, C. D. and Brunel, J. P. (1990): Examining evapotranspiration in a semi-arid region using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *J. Hydrol.*, 118, 55-75.
- 藪崎志穂・辻村真貴・田瀬則雄 (2003) : 関東における降水のトリチウム濃度の近年の変動について. 筑波大学陸域環境研究センター報告, 4, 119 - 124.
- 藪崎志穂・田瀬則雄 (2005) : つくば市における降水の安定同位体比の特徴について. 水文・水資源学会誌, 18, 592 - 602.
- 山本莊毅 (1983) : 新版地下水調査法. 古今書院, 490p.
- 山崎不二夫 (1963) : 関東ロームの物理的特性 - とくにその水分をめぐって - . 農業土木研究, 別冊7, 1 - 13.
- Zimmermann, U., Ehhalt, D., Munnich, K. O., Roether, W., Kreuz, W., Schubach, K. and Sirgel, O. (1966): Tracers determine movement of soil moisture and evapotranspiration. *Science*, 152, 346-347.
- Zimmermann, U., Munnich, K. O. and Roether, W. (1967a): Downward movement of soil moisture traced by means of hydrogen isotopes, in *Isotope techniques in the hydrologic cycle*, American Geophysical Union, pp. 28-36.
- Zimmermann, U., Ehhalt, D. and Munnich, K. O. (1967b): Soil-water movement and evapotranspiration: Changes in the isotopic composition of the water, in *Isotopes in hydrology*, *Proceedings of the symposium on isotopes in hydrology*, IAEA, Vienna. 567-584.

## Vertical Profile of Stable Isotopes in Soil Water Through the Volcanic Ash Soil Layer in Japan

YABUSAKI Shiho<sup>\*</sup>, TASE Norio<sup>\*\*</sup>, SHIMADA Jun<sup>\*\*\*</sup>

<sup>\*</sup>Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

<sup>\*\*</sup>Graduate School of Life and Environmental Science, University of Tsukuba

<sup>\*\*\*</sup>Graduate School of Science and Technology, University of Kumamoto

### Abstract:

To estimate the soil water movement in unsaturated zone, we carried out the soil coring at the Kaneko-upland which is covered with the thick volcanic ash layer. Precipitation and groundwater were also sampled near the boring point. Stable isotopes of oxygen ( $^{18}\text{O}$ ) and hydrogen ( $\text{D}$ ) were analyzed for all samples in soil water, precipitation and groundwater. Tritium concentration in soil water and precipitation was also determined. Soil water may be affected by evaporation above the depth of about 0.5m because the vertical profile of  $^{18}\text{O}$  and  $\text{D}$  in soil water is relatively higher near the soil surface. There are some cyclic variations of vertical profile of  $^{18}\text{O}$  and  $\text{D}$  from soil surface to the depth of 4m. Since the isotope ratios are relatively higher and d-excess are relatively lower in the depths of 0.6-0.8, 1.5-1.7, 3.0 and 3.8-3.9m, it is assumed that the soil water in these depths is recharged in summer period. From the result of analysis using the "Displacement Flow Model (DFM)", average recharge rate is 857mm/year (2.35mm/day). This value is almost corresponds to previous study where was underlined by the volcanic ash soil layer (Kanto loam formation). The residence time of soil water which is determined by the DFM indicates close agreement with the experimental result of vertical profile of  $^{18}\text{O}$  and  $\text{D}$  in soil water. The stable isotopes of oxygen and hydrogen are useful to estimate the soil water movement on the volcanic ash soil layer in Japan.

keywords: soil water, oxygen isotope, hydrogen isotope, recharge rate, tritium