

# 水循環において同位体トレーサーを使って何が分かるのか？ — 土壌水の挙動とその安定同位対比 —

秋山知宏 (名古屋大学)

## I. はじめに

安定同位体を利用し、水や物質の動態を追跡する方法は大きく分けて二通りである。一つは同位体分別の結果現れた同位対比の(大きな)差異を利用して、供給源の同定や混合の様式や割合を解明しようとするものである。もう一つは同位対比の変動を測定し、そこで起きている現象、つまりプロセスを解明しようとするものである。ここでは土壌水の挙動とその安定同位対比について言及する。なお、本稿第三章以降は2001年に行われた International Hydrological Programme(IHP)特別コースにおいて筑波大学辻村真貴講師が執筆された英文資料の一部を翻訳したものである(Tsujimura, 2002)。

## II. 同位体比の変動特性

Fig.1に土壌表層における安定同位対比の変動プロセスの概念図を示す。水の安定同位体比は、凝縮、蒸発、異なる水の混合以外の過程では変化しない。土壌水の安定同位対比はそもそも降水の同位対比によって決定される。このように水の安定同位体比は水循環を探る上で有効なトレーサーになりうる。

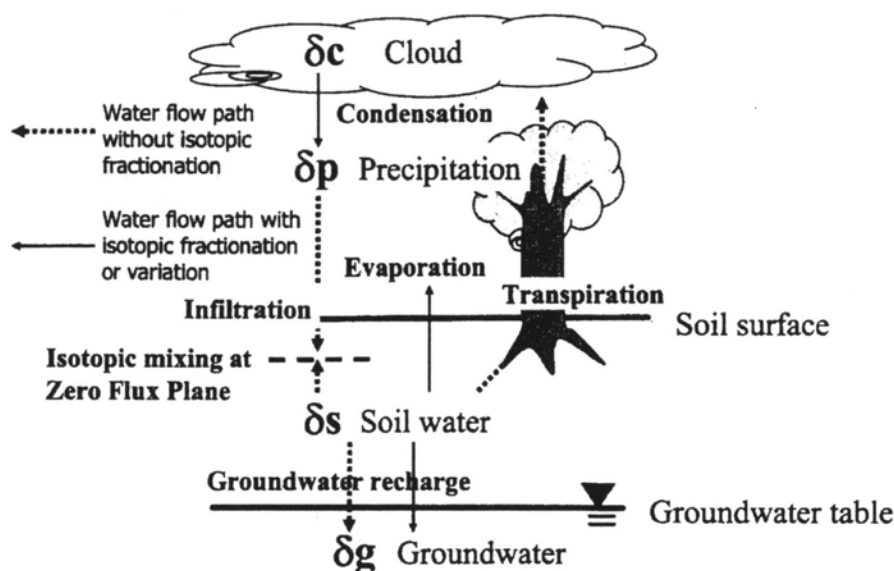


Fig.1 Schematic diagram showing variation processes of stable isotope in water near the soil surface (Tsujimura, 2002).

Fig.2は世界各地の降水の酸素と水素の安定同位対比をプロットしたもので、一般に $\delta$ -ダイヤグラム、もしくはD-Oプロットなどと呼ばれている。基本的には、気温が低くなるとともに、あるいは緯度が高くなるとともに、同位対比はある線上に沿って軽くなる(温度効果あるいは緯度効果)。この直線は天水線

(Meteoric water line: MWL)と呼ばれ、下記の式のように表される(Craig, 1961)。

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10 \quad (1)$$

すなわち、この直線は $\delta$ -ダイアグラム上で傾き 8、切片 10 となる。この天水線が水循環を考える基礎となる。また、d 値(d-excess、d-parameter)は下記のように表される。

$$d = \delta D - 8\delta^{18}O \quad (2)$$

つまり、d 値は天水線の y 切片で、この値は後に示す動的な蒸発の指標となる。動的蒸発の影響を受けた水は $\delta$ -ダイアグラム上において傾き 5 程度の蒸発線(evaporation line)に沿って同位体比を増し、蒸発を受ける前と比べて d 値は小さくなる。

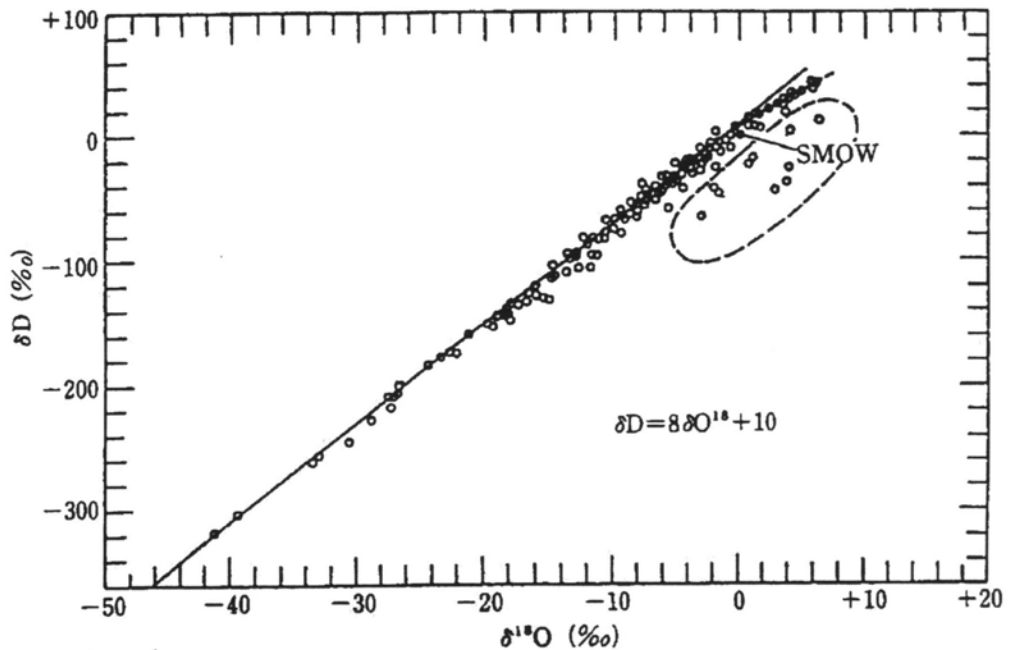


Fig.2 世界各地の河川水、湖水、雨水、雪の酸素および水素同位対比の変化 (Craig, 1961)

SMOW は標準平均海水の組成を示す。図の右上の破線の直線にのるデータ東アフリカの河川や湖水の試料、破線の円内のデータは蒸発の効果の大きい盆地内の試料である。

水の蒸発過程では、軽い水分子( $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ )が選択的に蒸発し、重い水分子( $\text{D}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ )が液相に濃縮される。ここで、D は重水素(Deuterium)で、 $^2\text{H}$ とも記される。したがって、蒸発の影響を受けるほど、同位体比は大きくなる。さらに、同位体比の変化は Fig.3 に示すように、蒸発過程の違いによっても異なる傾向を示す。平衡状態、つまり蒸発速度と凝縮速度が一致する場合における蒸発過程では、水素酸素同位体比の変化率( $\Delta \delta D / \Delta \delta^{18}O$ )が 8 程度になる。一方、動的(非平衡)、つまり蒸発速度が凝縮速度を上回り平衡に達しない場合における蒸発過程では、それが 8 より小さくなる(Gonfiantini, 1986)。一般に、土壌中での蒸発は動的であると考えられ、その傾きは 2 から 5 程度になる(Barnes and Turner, 1998)。 $\delta$ -ダイアグラム上で、この傾きをもった直線は蒸発線と呼ばれる。

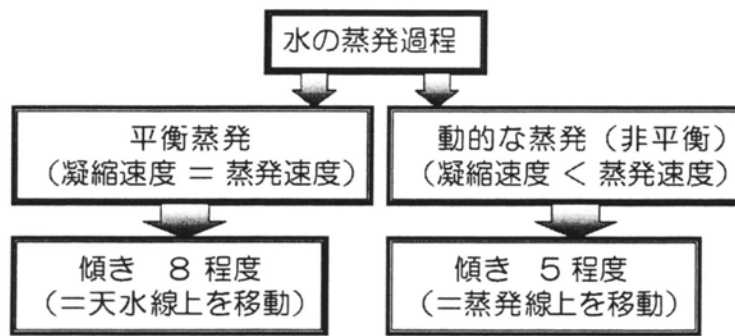


Fig.3 水の蒸発過程の差異による同位体比の変化

Fig.4 に天水線上の水が蒸発によって受ける同位体比及び d-excess の変化の概念図を示す。δ-ダイアグラム上で、A<sub>0</sub>、B<sub>0</sub>、C<sub>0</sub> という同位体比を持つ降水が、蒸発の影響を受けてそれぞれ A<sub>1</sub>、B<sub>1</sub>、C<sub>1</sub> となったとしよう。その蒸発の影響を検討する際には、天水線の切片である d-excess を用いて比較される。それぞれの d-excess は A<sub>1</sub>、C<sub>1</sub>、B<sub>1</sub> の順に小さくなり、天水線の切片である 10 から小さくなるほど蒸発の影響を受けていることを示す。

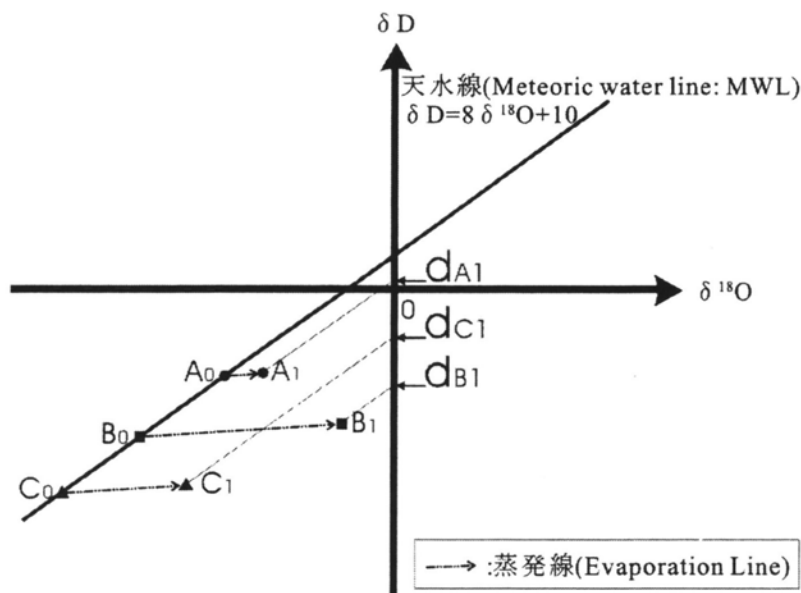


Fig.4 天水線上の水が蒸発によって受ける同位体比及び d-excess の変化

### III.降水

森林地域に限らず、オアシスにおいても降水は林内雨と林外雨に分類される。Fig.5 に長野県筑波大学川上試験流域において観測された林内雨と林外雨の月別の δ<sup>18</sup>O を示す。林内雨の δ<sup>18</sup>O の加重平均値は降水と比較して 0.4‰高い。これは樹冠による遮断に伴って水の濃縮が起こることを示す。

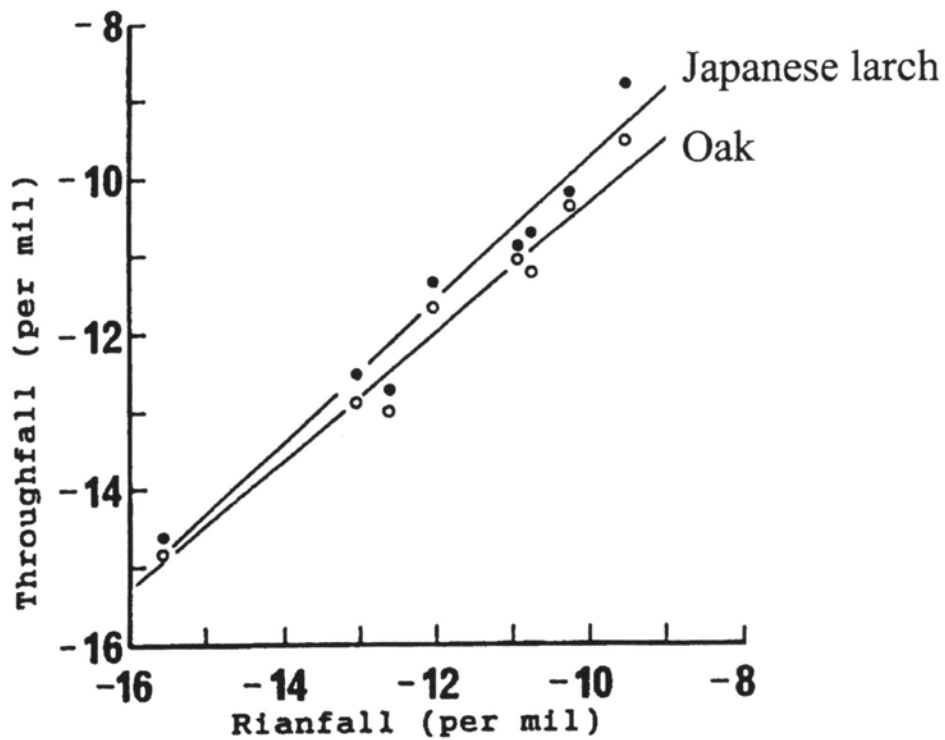


Fig.5 Relationship of monthly  $\delta^{18}\text{O}$  between rainfall outside the forest and throughfall observed in a headwater catchment in Japan. (Tsujimura, 1994). Open circles: oak forest, solid circles: Japanese larch fores

Fig.6 は 1991 年 5 月～11 月の期間中に川上試験流域において観測された（土壌表層へのインプットとしての）林内雨、土壌水および地下水の  $\delta^{18}\text{O}$  の季節変動を示す。深度 10～50cm の土壌水の  $\delta^{18}\text{O}$  は林内雨の影響を受けており、その季節変動パターンは変わらない。このことは土壌水へのインプットの影響が深度約 50cm まで影響し、深度 50～70cm において土壌水の安定同位対比の均質化（isotopic homogenization）が起こることを示す。均質化プロセスについては後に示す。

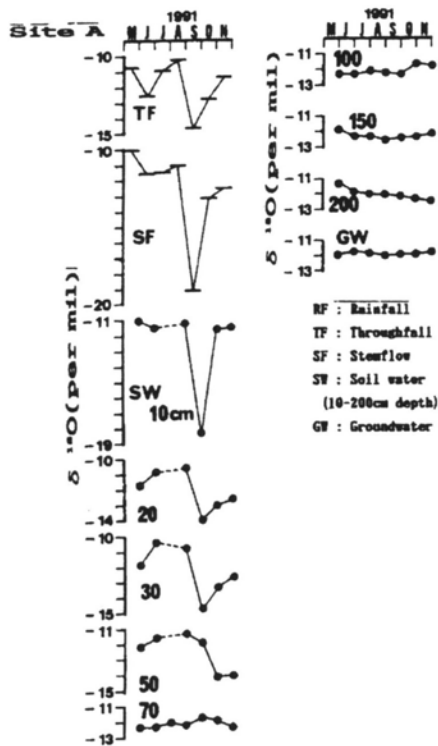


Fig.6 Temporal variation of  $\delta^{18}\text{O}$  in throughfall, soil water, groundwater and stream water observed in Japanese larch forest in a headwater catchment in Japan (Tsujimura, 1994).

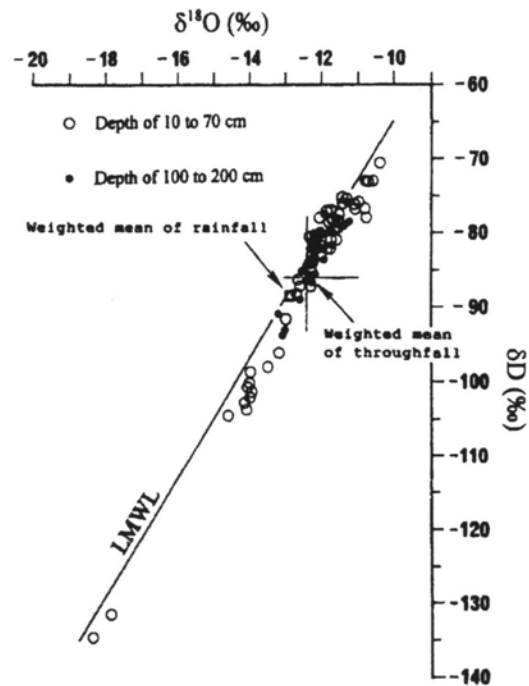


Fig.7  $\delta$ -diagram of soil water at the depths from 10 to 200 cm in a headwater catchment (Tsujimura and Tanaka, 1998).

#### IV.蒸発

オアシスプロジェクトの対象とする黒河流域は乾燥地であるがゆえに、蒸発が重要な要素である。降水の同位対比を把握した上で土壌水及び地下水の安定同位対比の深度毎の情報が得られれば、その地域の土壌水帯における蒸発の影響を検討することが可能となる。例えば、Tsujimura and Tanaka (1998)は森林流域において、林内雨、林外雨、複数の深度の土壌水、地下水および渓流水の同位対比をモニタリングし、その蒸発効果について議論している。Fig.7に1991年4月~11月の深度10~200cmの土壌水の $\delta$ -ダイヤグラムを示す。傾き8の天水線上にほとんどのデータがプロットされたが、10~70cmの浅い土壌水の同位対比変動幅が大きいのにに対し、100cm以深の土壌水は林内雨の $\delta$ 値の加重平均より少し同位対比が大きく(重く)プロットされて収束している。このことは地表面と深度100cmとの間に安定同位対比の均質化が起きていることを示す。また、深度100cm以深の土壌水の $\delta$ 値の平均は林内雨の同位対比の加重平均より0.24‰高い。根系による水の吸収における同位体分別は起こらないので、この同位対比の差異が蒸発効果によるものである。そこで、蒸発率を見積もるために下記の式を用いる。

$$\delta r - \delta i = 10^3 (1/\alpha - 1) \ln f \quad (3)$$

ここで $\delta$ は水のデルタ値で、添え字の $lr$ と $li$ はそれぞれ残った水（深層の土壌水）と初期の水（林内雨）で、 $f_l$ は水の残存率である。 $\delta li$ は林内雨の同位対比の加重平均値である-12.41%、 $\delta lr$ は深度以深の同位対比の平均値である-12.17%、同位体分別係数は1.011を(1)式に代入すると0.97という計算結果が得られる。その結果、3%の林内雨が地表面から蒸発したとすることができる。このように以下の状態においては、土壌水、降水の酸素水素の安定同位対比を測定することによって地表面からの蒸発速度を議論することができる。1)土壌中に大間隙を通過する水の移動がほとんどない場合、2)土壌水の安定同位対比がある深度において均質化されてない場合、3)均質化された土壌水の安定同位対比が蒸発と土壌水の混合プロセスによって決まる値を示す場合である。

## V.浸透、地下水涵養、流出

湿潤地域における土壌水の安定同位体比の形成プロセスはこれまで十分な知見が得られていない(例えばDarling and Bath, 1988)。一般的に、浅層の土壌水の安定同位対比は比較的降雨のそれに対応するが、深層の土壌水や地下水面上昇時の河川近傍の土壌水についてはそれほど大きな変動はない(Stewart and McDonnell, 1991)。安定同位対比の均質化メカニズムはこれまで十分な調査がなされていない。

Tsujimura and Tanaka (1998) はテンシオメータによる圧力水頭プロファイルとサククションライシメータによって得られたサンプルの酸素水素安定同位対比を用いて土壌水の安定同位対比の変動プロセスについて議論している。川上試験流域のAおよびC観測地における1991年8月~9月までの期間に30分間隔で観測された圧力水頭の日平均値を用いて作成された土壌水の水利水頭のアイソプレスダイアグラムをFig.8に示す。この図から、降雨に対して土壌水の挙動がどのように変化するかがわかる。雨が降るとすぐに、発散ゼロフラックス面は土壌表層に現れ、深度100cm程度まで沈み込む。発散ゼロフラックス面は深度70~100cmまでの間に存在し、無降雨期間中、この境界の地表側の土壌水は上向きに挙動する。降雨開始に伴って、土壌表層に収束ゼロフラックス面が現れる。収束ゼロフラックス面は降下浸透による、ぬれ前線の移動に伴って発散ゼロフラックス面まで沈み込む。最終的には、収束ゼロフラックス面と発散ゼロフラックス面は消滅し、土壌水帯全層において下向きの土壌水の移動のみが卓越する。特筆すべきは収束ゼロフラックス面と発散ゼロフラックス面が100cmより上層に観測されることである。収束ゼロフラックス面の深度において降下浸透水とその場にあった土壌水が混合される。従って、地表から収束ゼロフラックス面の変動に伴う深度100cmまでの間において土壌水の安定同位対比の均質化が生じる。その結果として、Fig.5で示されたように深度100cm以深の土壌水の $\delta$ 値にほとんど変化がなかったわけである。このように、Tsujimura and Tanaka (1998) は土壌水の安定同位対比の均質化の要因として、ゼロフラックス面の変動に焦点を当てて検討したが、Shimada (1988) によって示されたように安定同位対比の均質化メカニズムの解明には分子拡散プロセスも重要である。

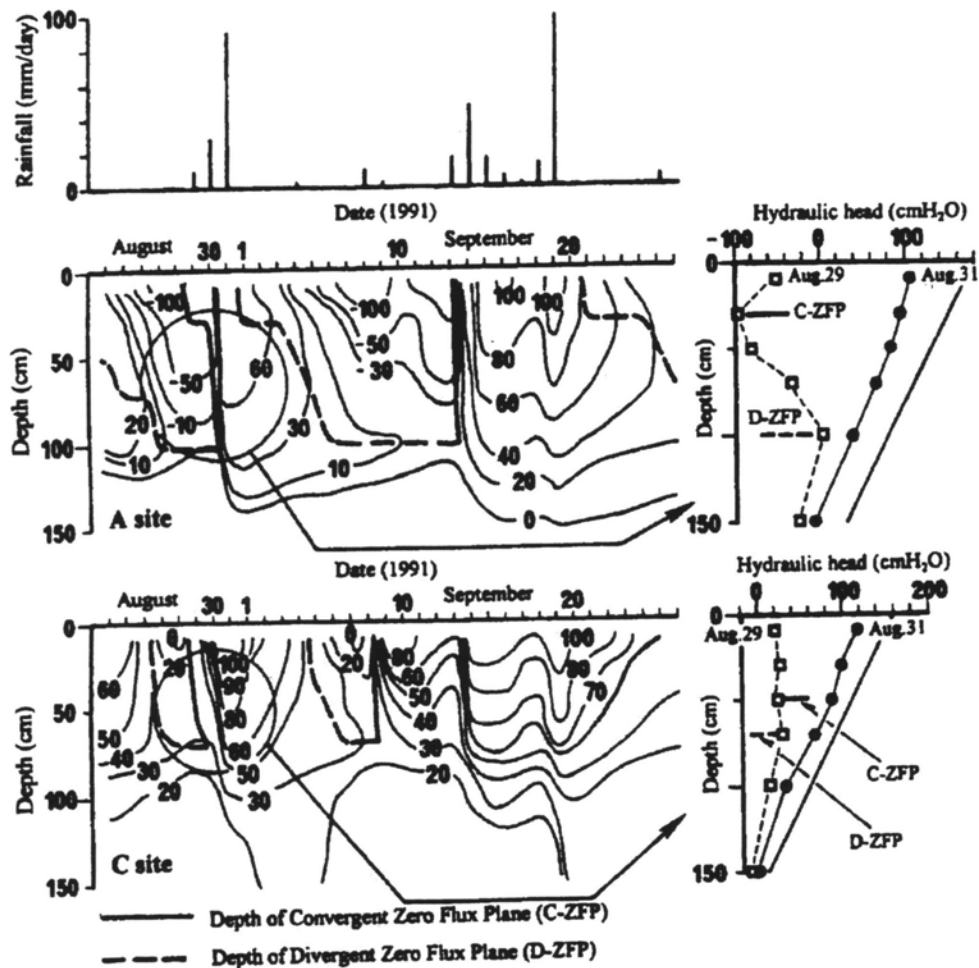


Fig.8 Isopleth diagram of the soil water hydraulic head and hydraulic head profiles versus depths observed in summer season (Tsujimura and Tanaka, 1998). A site: Japanese larch forest; C site: Oak forest.

## VI.まとめ

安定同位体は水循環過程において非常に有効なトレーサーであるが、同位体比のみ見ていても現場の十分な情報は得られない。水やエネルギーの動きを理解するためには圧力水頭、水理水頭、気象データなどの物理データと安定同位体比をリンクさせて検討することがきわめて重要である。その意味で今後、水文学、気象学、生態学の分野の協力が必要である。

## 参考文献

Craig, H. (1961): Science, **133**, 1833-1834.

Darling, W. G. and Bath, A. H. (1988): A stable isotope study of recharge processes in the English Chalk. Journal of Hydrology, **101**, 31-46.

Shimada, J. (1988): The mechanism of unsaturated flow through a volcanic ash layer under humid climatic conditions. Hydrological Processes, **2**, 43-59.

- Stewart, M. K. and McDonell, J. J. (1991): Modeling base flow soil water residence times from deuterium concentrations. *Water Resources Research*, **27**, 2681-2693.
- Tsujimura, M. (1994): Dynamic behavior of soil water movement in a headwater basin. Ph. D. Thesis, Doctoral Program in Geoscience, University of Tsukuba, 132p.
- 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. *Hydrological Processes*, **12**, 2093-2103.
- Tsujimura, M. (2002): Stable isotopic composition in soil water. In "Hydrogen and Oxygen Isotopes in Hydrology –The Textbook for the Eleventh IHP Training Course in 2001-" (Naohiro Y. ed), IHP publ., 89-108.