土壌水の ^{222}Rn 濃度と飽和度の関係

濱田浩正, 小前隆美

農業工学研究所地域資源工学部
305 茨城県つくば市観音台 2-1-2

1996年4月4日 受理

水中の ^{222}Rn 濃度を指標とした下方流の解析に関する研究の対象は飽和流であった。しかしながら、地下水面が深いとき、浸透は不飽和流である。そこで、本研究では土壌水の ^{222}Rn 濃度と飽和度の関係を提示し、現地において地下水中の ^{222}Rn 濃度の垂直分布と水面の ^{222}Rn 濃度を測定した。その結果、地下水面付近では不飽和流によって ^{222}Rn 濃度が低下していることを見いだした。さらに、地下水面の ^{222}Rn 濃度変化から、水田かんがい開始後の土壌水の押出し、かんがい期間中の不飽和浸透、終了後の再配分等の不飽和流の存在を示すことができた。かんがい期と非かんがい期の ^{222}Rn 濃度から浸透流の飽和度は約 50% と算出された。この値は上層と下層の透水性の差から妥当であると考えられた。これらの結果から、提示した土壌水の ^{222}Rn 濃度と飽和度の関係が妥当であること、地下水面の ^{222}Rn 濃度を指標とした手法は不飽和浸透流の実態を解析するのに有効であることが検証された。

Key Words: radon-222 concentration, soil water, degree of saturation, groundwater

1. はじめに

^{222}Rn は、土壌や岩石中の ^{226}Ra の α 崩壊によって生成する放射性の不活性ガスである。地中の ^{226}Ra から発生した ^{222}Rn は水に溶解するが、その一方で半減期 3.8 日で崩壊する。 ^{222}Rn の崩壊速度は存在する原子の数に比例するため、土壌水の ^{222}Rn 濃度は最終的には平衡濃度となる。地表から浸透した水の ^{222}Rn 濃度は、滞留時間が 2 週間で平衡濃度の 92%、3 週間で 98% に到達する。

このような特徴を持つ ^{222}Rn は、地表水の地下への浸透を追跡するためのよい指標となる。Hoehn ら (1989)¹⁾ は、地下に浸透した河川水の ^{222}Rn 濃度の上昇から浸透速度を解析した。また、地下水の ^{222}Rn 濃度の低下から、地表水の地下水への短時間での到達を明らかにすることができる。Fukui (1985)²⁾ は降水による地下水の ^{222}Rn 濃度低下を、Hamada ら (1996)³⁾ はかんがい水による濃度低下を、Kimura ら (1978)⁴⁾ はダム漏水による濃度低下の実態を示

した。

これらの研究は地下での水の移動を飽和流としているため、その研究対象は地表水が 2 週間以内で到達する浅層地下水に限られている。一般に、地下水面が浅く透水性の良い地層での浸透は飽和流とみなすことができるが、地下水面が深いときには、地中に空気が存在する不飽和状態での浸透過程が無視できない。不飽和状態では ^{222}Rn 原子は液相と気相に分配されて存在するため、水中の ^{222}Rn 濃度は飽和状態の濃度よりも低いことが想定される。この現象は地下での滞留時間が 2 週間以上の水について顕著である。しかしながら、不飽和流の ^{222}Rn 濃度に関する研究は、未だに報告されていない。

そこで、本研究では、土壌水の ^{222}Rn 濃度と飽和度の関係を示し、現地で地下水の ^{222}Rn 濃度を測定した実証試験で、それを検証した。

2. 原 理

Fig. 1 は地表水の不飽和浸透過程を示したものである。地中では、 ^{222}Rn 原子は液相と気相

Fig. 1 Unsaturated downward flow of surface water.

に存在する。ここで、不飽和状態の ^{222}Rn 濃度と飽和状態での ^{222}Rn 濃度の比を濃度比と定義し、次の式で表す。

$$r = C_u / C_s \quad (1)$$

r : 濃度比

C_u : 不飽和状態での ^{222}Rn 濃度 (Bq/l)

C_s : 飽和状態での ^{222}Rn 濃度 (Bq/l)

水と空気の間には分配平衡が成立していると仮定すると、濃度比は液相への分配率と飽和度から、次の式で表される。

$$r = D_w S_r / \{D_w S_r + D_a (100 - S_r)\} \times (100 / S_r) \\ = 100 D_w / \{D_w S_r + D_a (100 - S_r)\} \quad (2)$$

D_w : 水に対する ^{222}Rn の分配係数

D_a : 空気に対する ^{222}Rn の分配係数

($D_a = 1$)

S_r : 飽和度 (%)

水に対する分配係数は、野口 (1975)⁵⁾により次の近似式が与えられている。

$$D_w = 9.12 / (17.0 + T) \quad (3)$$

T : 水温 ($^{\circ}\text{C}$)

式(2)、(3)から、水温を与えることによって濃度比は飽和度のみで決まることがわかる。水温を 15°C としたときの濃度比と飽和度の関係を Fig. 2 に示した。土壌水の ^{222}Rn 濃度は飽和度と正の相関関係にあり、不飽和流が地下水面に到達すれば、水面付近の ^{222}Rn 濃度は低下する。したがって、地下水面付近の ^{222}Rn 濃度の変化から不飽和浸透流の実態が解析できるものと考えられる。

Fig. 2 Relationship between concentration ratio and degree of saturation (water temperature : 15°C).

3. 現地実証試験

3.1 地下水中の ^{222}Rn 濃度の垂直分布

不飽和流の地下水面への到達による ^{222}Rn 濃度の低下を実証するため、 ^{222}Rn 濃度の垂直分布を測定した。調査は、石川県の手取川扇状地で地下水面が深い扇中央部を対象とした (Fig. 3)。この地域は、数 m の表土の下には数十 m の砂礫層が存在する (渡部 (1994)⁶⁾)。観測井は、水田地帯に位置する地点 M と河川近傍の地点 S を選定した。浸透流の影響は、水田地帯ではかんがい期にのみ、河川近傍では年間を通じて発現することが想定された。

地表水の浸透速度は、日本の水田の代表的な条件である日減水深を 20 mm、有効空隙率を 10% として試算すると、20 cm/day である。地表水は、10 m の深さの地下水面に到達するのに 50 日かかる。地下水位は両観測井とも 10

Fig. 3 Location of the investigated wells.

m より深いので、浸透が飽和流であれば ^{222}Rn 濃度は平衡濃度となり地下水中の濃度は変化しないが、不飽和流であればその到達によって ^{222}Rn 濃度は低下することになる。

現地調査は、水田かんがいによる浸透流の影響を確認するために、かんがい期（8月）と非かんがい期（11月）に実施した。採水は、深度別に3点で行った。

^{222}Rn 濃度の測定は、トルエン抽出法（野口（1964）⁷⁾）を採用した。この方法は、あらかじめシンチレータを溶解させたトルエンで試水中の ^{222}Rn を抽出し、ガラスバイアルに回収して液体シンチレーションカウンタで計測する方法である。この計数値を基にして、バックグラウンド、回収率、減衰率補正を行い、 ^{222}Rn 濃度を算出した。計数値に伴う誤差は、1%未満であった。

水田地帯に位置する地点 M では、かんがい期に水位が上昇し、 ^{222}Rn 濃度は地下水面付近で低下している。一方、非かんがい期には水位が低下し、 ^{222}Rn 濃度の深度による差は見られなくなる（Fig. 4）。この原因にはかんがいによる不飽和流の発生が考えられる。

河川近傍の地点 S では、かんがい期と非かんがい期で水位に差がなく、 ^{222}Rn 濃度は地下水面付近で低下していることから、年間を通じて河川水の浸透による不飽和流が存在していることが推定される（Fig. 5）。

Fig. 4 Results for the well M.

Fig. 5 Results for the well S.

以上の結果から、地中では不飽和状態の水の ^{222}Rn 濃度が飽和状態に比べ低いことや、不飽和流の地下水面への到達によって水面付近の ^{222}Rn 濃度が低下することなど、提示した原理は基本的に立証された。さらに、この調査結果

は、地下水面の ^{222}Rn 濃度を測定することにより不飽和浸透流の実態を把握できることを示している。

3・2 地下水面の ^{222}Rn 濃度の変化

原理で提示した土壌水の ^{222}Rn 濃度と飽和度の関係を検証し、不飽和浸透流の実態を把握するため、地下水面の ^{222}Rn 濃度測定を週1回の割合で1年間実施した。試験地には、水田地帯でかんがいによる浸透流の存在が想定される神奈川県足柄平野を選定した。足柄平野は数十 cm の表土の下には数十 m の砂礫層が存在している(横山ら(1975)⁸⁾)。

現地調査は、地下水面付近で採水し、 ^{222}Rn 濃度と水温を測定した。 ^{222}Rn 濃度の測定には上述したトルエン抽出法を採用した。計数値に伴う誤差は5%未満であった。

まず、水温測定の結果を Fig. 6 に示す。地下水の水温が最も高いのは12月である。地表水の水温は8月に最も高いことから、地表水が地下水面に到達するのに約4か月かかっている。したがって、浸透流が飽和状態であれば、地下水の ^{222}Rn 濃度は一定でなければならない。

Fig. 7 は ^{222}Rn 濃度と地下水位の測定結果である。 ^{222}Rn 濃度に変化がみられることから浸透流は不飽和状態であることは明らかである。なお、地下水位は観測井でデータが得られな

Fig. 6 Variation of groundwater temperature (°C)

Fig. 7 Variations of ^{222}Rn concentration in groundwater table and groundwater level.

かったため、近傍の井戸の測定結果(横山ら(1986)⁹⁾)を採用した。数地点の井戸で測定した地下水位の変化は、水位の絶対値が異なるだけで、変動のパターンはすべて同じであった。

^{222}Rn 濃度と地下水位の変化は、そのメカニズムによって次のように区分することができる。非かんがい期では、地下水面への水の補給がないため ^{222}Rn は高濃度で水位は低下する(A)。かんがいの開始後、かんがい水の浸透によって地中の水分が押し出され下方流が発生し、 ^{222}Rn 濃度は低下し水位は上昇する(B)。水位上昇と ^{222}Rn 濃度の低下で時間差がみられるのは、かんがいの開始直後には、 ^{222}Rn 濃度の高い微細間隙に保持されていた水が地下水面に到達したからであると推定される。地下水面に到達する不飽和流の量が一定になると、 ^{222}Rn 濃度の低下はおさまり、低濃度で推移する(C)。7月には一度水田を干上がらせる中干しを実施するため、浸透の中断によって ^{222}Rn 濃度はやや回復し、水位上昇もみられなくなる(D)。中干し後のかんがいによって、不飽和流

が発生し, ^{222}Rn 濃度は再び低濃度となる (E)。かんがい終了しても ^{222}Rn 濃度は低濃度で推移しているが, この原因には地中での水の再配分による不飽和流の存在が考えられる (F)。10 月の ^{222}Rn 濃度の上昇は, 地表水が地下水面に到達するのに要する時間から中干しの影響であると思われる。地中での水の再配分が終了し, 地下水面への水の補給がなくなると, ^{222}Rn 濃度は上昇しかんがい前のレベルに回復する (G)。

非かんがい期の ^{222}Rn 濃度 (1.8 Bq/l) を飽和流の濃度, かんがい期の ^{222}Rn 濃度 (0.8 Bq/l) を不飽和浸透流の濃度と仮定すると, 濃度比は $0.8/1.8=0.44$ となり, Fig. 2 から飽和度は約 50% と求められる。この値は, 下層での浸透流がかなりの不飽和状態であることを示している。一般に, 下層の透水性が上層よりも良く地下水面が低い場合, 不飽和状態である開放浸透が発生することが知られている¹⁰⁾。足柄平野の上層の飽和透水係数が $10^{-5} - 10^{-6}$ cm/s のオーダー, 下層が 10^{-1} cm/s のオーダーであることから, 下層の水分状態は不飽和状態であったことが推定される。開放浸透の発生については, 存在が指摘されながら把握は困難であったが, 地下水面の ^{222}Rn 濃度を指標とすることにより存在を把握することができた。

以上の結果から, 原理で示した土壌水の ^{222}Rn 濃度と飽和度の関係が妥当であること, また, 地下水面の ^{222}Rn 濃度変化から不飽和浸透流の実態が把握できることが立証できた。

4. 結 論

本研究では, 土壌水の ^{222}Rn 濃度と飽和度の関係を提示し, 現地実証試験によってその妥当性を検討した。得られた結論は次のとおりである。

(1) 水田地帯での観測井では, かんがい期に水位が高く ^{222}Rn 濃度の垂直分布は水面に近づくにつれて低下する現象がみられた。一方, 河川近傍の観測井では, かんがい期, 非かんがい

期ともに, 水位が高く地下水面付近で ^{222}Rn 濃度が低下する現象がみられた。この原因には, 不飽和浸透流の地下水面への到達が考えられ, 不飽和流の ^{222}Rn 濃度は飽和流よりも低いことが立証された。

(2) 地下水面の ^{222}Rn 濃度と地下水位の年変化から, かんがい開始直後の水の浸透による地中での水の押出し, その後の不飽和浸透流, 中干しによる浸透の中断, かんがい再開後の不飽和流の発生, 終了後の地中での水の再配分等, 不飽和流の実態が明らかとなった。

(3) 非かんがい期の ^{222}Rn 濃度を飽和流, かんがい期の ^{222}Rn 濃度を不飽和浸透流の濃度と仮定すると, 飽和度は約 50% となった。この地域の上層と下層の透水性を考慮すると, 下層では不飽和状態である開放浸透が発生していたと推定され, この値は妥当であると考えられた。

(4) 以上の調査結果から, 原理で示した土壌水の ^{222}Rn 濃度と飽和度の関係が妥当であること, また, 地下水面の ^{222}Rn 濃度変化から不飽和浸透流の実態が把握できることが立証できた。

本研究の実施に当たり, 農業工学研究所の石黒宗秀主任研究官から貴重な助言を得た。また, 現地調査では, 神奈川県温泉地学研究所の職員, 北陸農政局の小徳 基地質官 (現関東農政局), 荒川隆嗣係長, 農業工学研究所の竹村 武士研究員の協力を得た。記して感謝の意を表する。

文 献

- 1) Hoehn, E. and von Gunten, H. R. : *Water Resources Res.*, **25**, 1795-1803 (1989)
- 2) Fukui, M. : *J. Hydrol.*, **79**, 83-94 (1985)
- 3) Hamada, H. and Komae, T. : *Radioisotopes*, **45**, 71-81 (1996)
- 4) Kimura, S. and Komae, T. : *Proc. Natural Radiation Environment III*, 581-599 (1978)
- 5) 野口正安 : *Radioisotopes*, **24**, 745-748 (1975)
- 6) 渡部景隆 : “手取川扇状地の地下水 第 6 報”,

- 石川県, pp. 28-31 (1994)
- 7) 野口正安: *Radioisotopes*, **13**, 362-367 (1964)
- 8) 横山尚秀, 荻野喜作, 加藤 浩, 大木靖衛: 神奈川県温泉地学研究所報告, **6**, (3), 133-140 (1975)
- 9) 横山尚秀, 荻野喜作, 大木靖衛: 神奈川県温泉地学研究所報告, **17**, 321-334 (1986)
- 10) 山崎不二夫, 八幡敏雄, 田淵俊雄, 多田 敦, 田淵公子: 土壌の物理性, **5**, 43-48 (1962)

Abstract

Relationship between ^{222}Rn Concentration in Soil Water and Degree of Saturation

Hiromasa HAMADA and Takami KOMAE

Department of Regional Resources, National Research Institute
of Agricultural Engineering,
2-1-2, Kannondai, Tsukuba-shi, Ibaraki-Pref. 305, Japan

The object of the researches on analyzing downward flow to groundwater using ^{222}Rn concentration in water as an indicator has been saturated flow. However, when groundwater table is low, downward flow from surface is unsaturated flow. In this paper, the authors represented the relationship between ^{222}Rn concentration in soil water and degree of saturation, and measured the vertical distributions of ^{222}Rn concentrations in groundwater and ^{222}Rn concentration in water table in the fields. As the results, it was found that ^{222}Rn concentrations in the vicinity of groundwater table decreased by unsaturated downward flow. Moreover, from the variation of ^{222}Rn concentrations in groundwater table, it was possible to show the occurrence of the unsaturated downward flow by paddy fields irrigation, i.e., the downward flow of the soil water pushed out by irrigation water, the unsaturated percolation in the irrigation period, and the redistribution of the soil water after the release of ponding water. The degree of saturation in downward flow was calculated to be about 50% from ^{222}Rn concentrations in the irrigation period and in the non-irrigation period. It was deduced that the value was within reasonable range considering the difference of the hydraulic conductivities between of the upper layer and of the lower layer. These results proved that the relationship between ^{222}Rn concentrations in soil water and degree of saturation represented by the authors was reasonable and that the analytical method using ^{222}Rn concentrations in groundwater table as an indicator was useful to analyze the actual state of unsaturated downward flow.

(Received April 4, 1996)