

# 硝酸性窒素の地下水到達時間の面的予測

農業環境技術研究所 物質循環研究領域 加藤英孝

## 1. はじめに

農耕地から溶脱した硝酸性窒素による地下水汚染が懸念されている。しかし、硝酸性窒素が地下水に到達するにはある程度の時間を要するため、施肥管理が変わっても、その影響がただちに地下水水質の変化となって現れるわけではない。ここでは、土壌特性・土層構成、地下水位と気象観測値をもとに、利根川流域内の農耕地(水田を除く)を対象として、硝酸性窒素の地下水到達時間の面的な予測を行った。

## 2. 硝酸性窒素の土層内移動時間と地下水到達時間

農耕地の作物根群域から溶脱した硝酸性窒素(以下では硝酸イオン( $\text{NO}_3^-$ )とも表記する)は、土層内を水によって運ばれて移動し、やがて地下水に到達する。硝酸イオンの地下水到達時間を決めるのは、問題とする地点での年間の正味浸透水量(=降水量-蒸発散量)、土層の体積含水率、地下水面の深さ、および陰イオン吸着による $\text{NO}_3^-$ 移動の水移動に対する遅れの程度である。土壌表面に存在した水および $\text{NO}_3^-$ が土層内の任意の深さ $z'$ (m)に達するのに要する正味の浸入水量 $I$ (m)は、土層内の体積含水率 $\theta$ ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )および陰イオン吸着による遅延係数 $R$ (陰イオン吸着がない土壌では $R=1$ )の分布から、次式

$$I = \int_0^{z'} R\theta dz \quad [1]$$

により求められる。ここで、 $z$ (m)は土壌表面からの深さ。深さ $z'$ への $\text{NO}_3^-$ の到達時間 $t'$ (y)は $I$ を年間の正味浸入水量( $\text{m y}^{-1}$ )で除すれば求められる。硝酸イオンの地下水到達時間は、 $z'$ に地下水面の深さを代入することにより求められる。式[1]によれば、 $\text{NO}_3^-$ の地下水到達時間は、地下水面の深さが同じなら、土層内の体積含水率や陰イオン吸着能が大きいほど長くなる。また、年間の正味浸入水量が大きいほど短くなる。

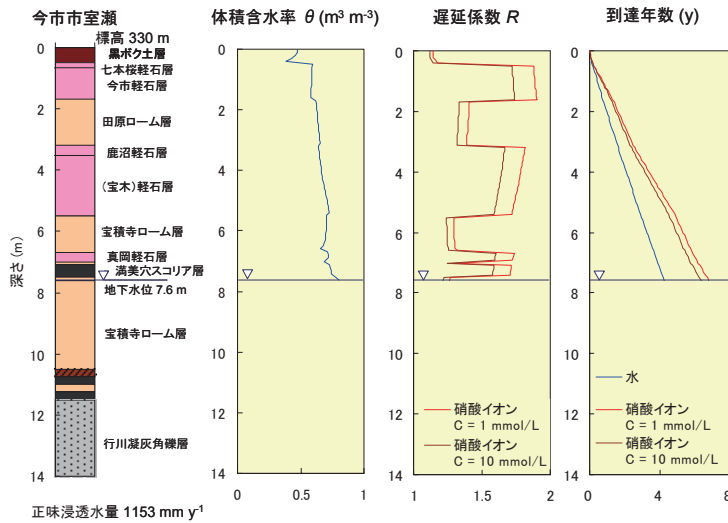
## 3. 硝酸性窒素の地下水到達時間の面的予測

流域内での $\text{NO}_3^-$ の地下水到達時間の分布を面的に予測するには、正味の浸透水量、体積含水率の土層内分布、土層を構成する土壌の陰イオン吸着特性、および地下水面の深さを流域内の多数地点について知り、それらの地点での地下水到達時間の予測値を面的に括げる必要がある。しかし、予測に必要な情報には実測値が容易に得られないものも含まれ、公表された入手可能なデータから何らかの方法により推定せざるを得ないものも多い。ここでは、以下に述べる方法によりこれらを推定し、 $\text{NO}_3^-$ の地下水到達時間の面的予測を行った。なお、水田では水移動の様式が他の地目とは基本的に異なるため、 $\text{NO}_3^-$ の地下水到達時間の予測対象から除外した。

### 1) 地下水到達時間予測地点の選定と浅層地下水位および正味の浸透水量の推定

利根川流域内の農耕地には、土壌特性と土層構成が異なる多くの土壌が分布する。関東ローム研究グループ<sup>1)</sup>によって土層構成が報告されている流域内の農地 213 地点を、 $\text{NO}_3^-$ の地

地点113 今市扇状地



地点297 下総台地

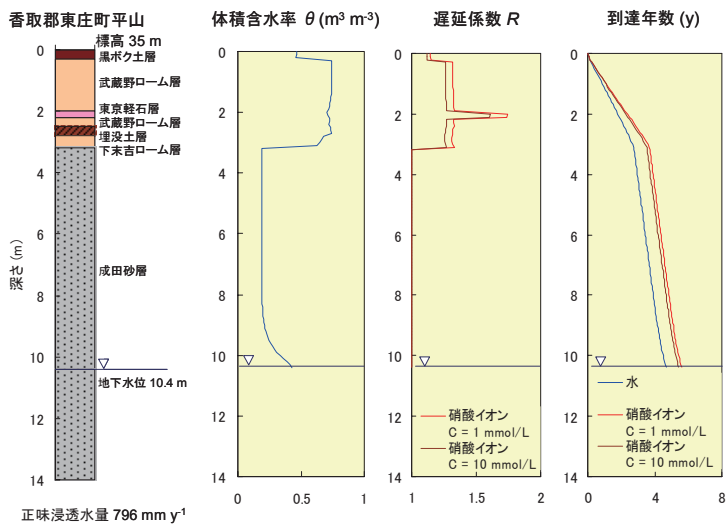


図 1 土層構成が異なる地点における体積含水率と遅延係数の土層内分布，水および硝酸イオンの深さ別到達時間。

下水到達時間予測地点とし，それらの位置情報を読み取り，GIS データ化した．次に，国土交通省全国地下水資料台帳から地下水位観測地点 3,269 地点を選び出し，報告された地下水位の値から，上の 213 地点での浅層地下水位を内挿により求めた．半径 2 km 以内に地下水位観測地点がない地域については内挿を行わず，浸透流出時間の予測地点から除外した．年間の正味の浸入水量は，気象庁気象統計情報に報告された利根川水系内 44 地点の観測所における年降水量および月別気温の平年値をもとに，利根川水系全域に対して降水量および可能蒸発散量を内挿して求めた．気象観測地点における年間可能蒸発散量は月別気温平年値から Thornthwaite 法により求め，内挿した降水量から可能蒸発散量を差し引いて浸透流出時間予測地点における正味の浸入水量とした．

## 2) 地下水到達時間予測地点における土層内体積含水率分布の推定

利根川流域内の農耕地における体積含水率の土層内分布は，実測データがきわめて乏しい．ここでは，水分移動解析ソフトウェア HYDRUS-1D<sup>2)</sup>を用いた数値解析により推定した．利根川流域内の台地に分布する土層を 14 種類に類型化し，文献に報告された，それぞれの土層の“代表的な”水分保持曲線に van Genuchten の式<sup>3)</sup>を適用し，水分保持特性と不飽和透水係数

に関わるパラメータの値を求めた。次に、上述の地下水到達時間予測地点について、土層構成と各土層の水分保持・不飽和透水特性から、年間の正味浸入水量に相当する水が定常浸透するとした時の土層内体積含水率分布を HYDRUS-1D を使って推定した。

図 1 には、土層構成が異なる 2 地点における土層内体積含水率分布の推定結果を示した。地下水水面の深さまで黒ボク土層、軽石層およびローム層などからなる地点 113 (栃木県内今市扇状地) では、体積含水率の深さによる変化は比較的小さいのに対し、土層内深さ約 3 m までは主としてローム層が堆積し、その下方は砂層からなる地点 297 (千葉県内下総台地) では、両者の境界で体積含水率が不連続に変化し、砂層内部では地下水水面が近づくにつれて体積含水率が増加すると推定された。後述のように、このような土層内体積含水率分布の違いは、両地点における  $\text{NO}_3^-$  の深さ別到達時間に直接的な影響を与える。

### 3) 地下水到達時間予測地点における陰イオン吸着による遅延係数の土層内分布の推定

吸着による  $\text{NO}_3^-$  移動の遅延を予測するために、流域内の 14 種類に類型化された土層について吸着に関わるパラメータの値を求めた。土壌による  $\text{NO}_3^-$  吸着は Langmuir の式に従う<sup>4,5)</sup>ものとし、小財・加藤<sup>6)</sup>に従って、最大吸着量  $Q_{\max}$  ( $\text{mol}_c \text{ kg}^{-1}$ ) は吸着態  $\text{SO}_4^{2-}$  含量に比例すると仮定した。文献に報告された各類型土層の吸着態  $\text{SO}_4^{2-}$  含量<sup>7,8)</sup>の平均値および栃木県思川流域における深層土壌調査の結果(中野ら, 未発表)にもとづいて、 $Q_{\max}$  の値を土層ごとに求めた。また、経験的な定数  $K$  は土層の類型によらない ( $K = 0.025 \text{ m}^3 \text{ mol}_c^{-1}$ ) と仮定した。これらから、地下水到達時間予測地点の任意の深さにおける吸着による遅延係数  $R$  を次式

$$R \approx 1 + \left( \frac{\rho}{\theta} \right) \frac{Q_{\max} K}{1 + KC} \quad [2]$$

により求めた。ただし、 $\rho$  は類型化された土層の“代表的な”かさ密度 ( $\text{kg m}^{-3}$ )、 $\theta$  は上で推定した体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )、 $C$  は  $\text{NO}_3^-$  の液相中濃度 ( $\text{mol}_c \text{ m}^{-3}$ )。

式[2]から明らかのように、遅延係数は液相中の  $\text{NO}_3^-$  濃度にも依存し、 $\text{NO}_3^-$  濃度が高くなると水移動に対する  $\text{NO}_3^-$  移動の遅れは小さくなる。図 1 には、液相中の  $\text{NO}_3^-$  濃度  $C = 1 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$  ( $= 1 \text{ mol}_c \text{ m}^{-3}$ 、 $14 \text{ mg-N L}^{-1}$  に相当) および  $10 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$  の 2 つの場合について推定した遅延係数の土層分布も示してある。限られた実測データにもとづく推定ではあるが、軽石層やローム層を主体とする今市扇状地では遅延係数はおよそ 1.2 から 1.8 の範囲にあり、水移動に比べて  $\text{NO}_3^-$  の土層内移動が明らかに遅れると予想された。土層による遅延係数の違いに比べれば、 $\text{NO}_3^-$  濃度の影響は必ずしも大きなものではなかった。

### 4) 硝酸性窒素の土層内深さ別到達時間の予測

上述の方法によって推定した体積含水率 $\theta$ および遅延係数  $R$  の土層内分布(水では  $R = 1$ ) から、土壌表面に存在した水および  $\text{NO}_3^-$  が土層内の任意の深さ  $z'$  (m) に達するのに要する正味の浸入水量  $I$  (m) を式[1]を使って推定し、地下水到達時間予測地点における年間の正味浸入水量で除して到達時間  $t'$  (y) を求めた(図 1)。今市扇状地内の地点 113 (年間の正味浸入水量は  $1,153 \text{ mm y}^{-1}$ ) の主要な構成土層である軽石層やローム層は体積含水率、陰イオン吸着による遅延係数ともに大きく、深さ約 7.6 m にあると推定される浅層地下水水面への到達時間は水で約 4 年、 $\text{NO}_3^-$  で約 6~7 年と推定された。これに対し、下総台地上の地点 297 の土層内下方には、陰イオン吸着能を持たず、体積含水率も小さい砂層が厚く堆積しているため、地点 113

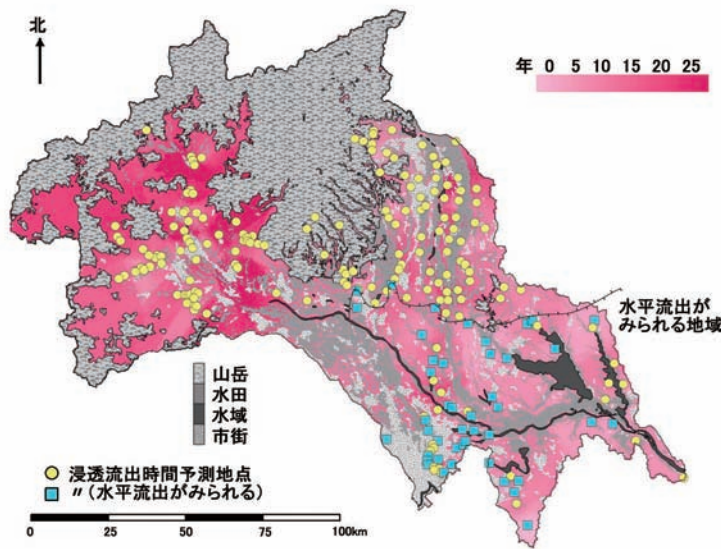


図 2 利根川流域内の農耕地（水田を除く）における硝酸イオンの地下水到達時間の面的分布。

に比べて地下水位が深さ 10.4 m と低く，年間の正味浸入水量が小さい ( $796 \text{ mm y}^{-1}$ ) にもかかわらず， $\text{NO}_3^-$  の地下水到達時間は約 5~6 年と短いと推定された．地点 297 では，水と  $\text{NO}_3^-$  の地下水到達時間にも大きな違いは見られなかった．

#### 5) 硝酸性窒素の地下水到達時間の面的予測

利根川流域内の多数地点について推定した水および  $\text{NO}_3^-$  の地下水到達時間から，内挿により，流域内でのこれらの面的分布を求めた．図 2 には， $\text{NO}_3^-$  の地下水到達時間の面的分布を示した．なお，各地点における HYDRUS-1D を用いた解析にあたり，利根川下流域の常総粘土層が分布する地域（図 2 で水色の記号で示した地点）では，年間の正味浸入水量すべてを定常浸透させることができなかつた．これは，常総粘土層が難透水性（飽和透水係数  $\approx 10^{-8} \text{ cm s}^{-1}$ ）であることによるもので，上記の地域で降雨時等に浅層地下水の水平方向の移動・流出がみられることと符合する．これらの地域では，常総粘土層への到達時間をもって地下水到達時間とした．

流域内で比較すると，降水量や土壌特性・土層構成，地下水面の深さなどの違いのために，水の地下水到達時間は約 0.4~25 年， $\text{NO}_3^-$  の地下水到達時間は約 0.4~31 年と，地点による大きな差が見られた．地下水到達時間に支配的な影響を与える要因は地域により異なり，(i)群馬県内および鬼怒川中流域では正味浸入水量が比較的小さく ( $\approx 400\sim 550 \text{ mm y}^{-1}$ )，体積含水率および遅延係数の大きい土層が厚く堆積しているために地下水到達時間が長い，(ii)栃木県西部山岳辺縁域では正味浸入水量が比較的大きく ( $\approx 800\sim 1200 \text{ mm y}^{-1}$ )，地下水位が高いため地下水到達時間が短い，などの傾向が認められた．また，難透水性の常総粘土層分布域では  $\text{NO}_3^-$  の地下水到達時間も短かつた．

#### 4. おわりに

硝酸イオンの地下水到達時間の分布を面的に予測するには，流域内多数地点における土層構成や体積含水率の土層内分布，構成土層の陰イオン吸着特性等を知る必要がある．これらの実測値は容易に入手できないため，ここではいくつかの方法を組み合わせ，公表データ



による推定を行った。これらの実測値の入手が容易になれば、硝酸イオンだけでなく、他の環境負荷物質についても、地下水面にいたる土層内での挙動の予測はより信頼性の高いものになると予想される。利根川流域内の農耕地を対象として予測した  $\text{NO}_3^-$  の浸透流出時間は、地下水面の深さや正味の浸入水量、体積含水率・吸着による遅延係数の大きい土層の厚さの違いを反映し、地点による差が大きかった。このことは、土壌・施肥管理の変化の影響が浅層地下水水質の変化となって現れるのに要する時間にも同じ程度の地点間差があることを意味する。環境保全的な農法の地下水水質に対する効果を評価するには、これらの点を考慮することが必要である。

#### 参考文献

- 1) 関東ローム研究グループ (1965) 関東ローム—その起原と性状, 築地書館, p. 1-378, 別冊柱状図集および附図 II, 東京.
- 2) Simunek, J., van Genuchten, M. Th, and Sejna, M. (2005) The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, Ver. 3.0. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside.
- 3) van Genuchten, M. Th. (1980) A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.
- 4) Katou, H., Clothier, B. E., and Green, S. R. (1996) Anion transport involving competitive adsorption during transient water flow in an Andisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60:1368-1375.
- 5) Katou, H. (2004) Determining competitive nitrate and chloride adsorption in an Andisol by the unsaturated transient flow method. *Soil Sci. Plant Nutr.* 50:119-127.
- 6) 小財 伸・加藤英孝 (1994) 吸着性陰イオンを用いた黒ボク畑圃場への正味の浸入水量の推定. *九州農業研究*, 56:58.
- 7) 亀和田國彦 (1994) 畑地における土壌中陰イオン含量 ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) の垂直分布. *土肥誌*, 65:255-265.
- 8) 麓 多門・岩間秀矩・天野洋司 (1996) 林地黒ボク土の硫酸イオン含量と土壌特性, 硫酸イオン吸着能との関係. *土肥誌*, 67:648-654.

